Caractéristiques pétrographique, géochimique et structurale de la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman : Implications pour la genèse des magmas et le fonctionnement des chambres magmatiques à l'aplomb d'un centre d'expansion océanique

Bénédicte Abily

▶ **To cite this version:**

Bénédicte Abily. Caractéristiques pétrographique, géochimique et structurale de la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman : Implications pour la genèse des magmas et le fonctionnement des chambres magmatiques à l'aplomb d'un centre d'expansion océanique. Géologie appliquée. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2011. Français. NNT : . tel-00627553

HAL Id: tel-00627553

https://theses.hal.science/tel-00627553

Submitted on 29 Sep 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par *l'Université Toulouse III – Paul Sabatier*
Discipline ou spécialité : *Pétrologie – Géochimie*

Présentée et soutenue par *Bénédicte ABILY*
Le *16 mars 2011*

Caractéristiques pétrographique, géochimique et structurale de la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman :

Implications pour la genèse des magmas et le fonctionnement des chambres magmatiques à l'aplomb d'un centre d'expansion océanique

---

JURY

Stéphanie Duchêne	*Président*	*Université Paul Sabatier (Toulouse III)*
Catherine Mével	*Rapporteur*	*Institut de Physique du Globe de Paris*
Christopher J. MacLeod	*Rapporteur*	*Cardiff University*
Christophe Monnier	*Examinateur*	*Université de Nantes*
Jean-Yves Cottin	*Examinateur*	*Université Jean Monnet (Saint-Etienne)*
Jürgen Koepke	*Examinateur*	*Leibniz Universität Hannover*
Thierry Juteau	*Invité*	

Ecole doctorale : *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace*
Unité de recherche : *Laboratoire Dynamique Terrestre et Planétaire (2007-2010) puis Laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (début 2011)*
Directeur(s) de Thèse : *Georges CEULENEER et Michel GRÉGOIRE*

*Trugarekaat**
(Remerciements)

Je tiens avant tout à remercier les deux personnes sans qui cette thèse n'existerait pas, Georges Ceuleneer et Michel Grégoire, qui m'ont fait confiance et qui m'ont donné l'opportunité de poser le pied sur le manteau océanique (ce n'est pas offert à tout le monde !). Je vous remercie tous deux pour vos conseils, votre gentillesse, votre bonne humeur et surtout votre patience face à mes questions incessantes et à la lecture de ce manuscrit dont la longueur est proportionnelle à la complexité de l'objet de mon étude. J'aimerais en particulier remercier Georges de m'avoir fait découvrir l'Oman et ses merveilles et Michel d'avoir traité, avec le sourire, la totalité de mes analyses laser (et il y en avait beaucoup !) et de m'avoir aidée à préparer ma soutenance. J'ai eu beaucoup de plaisir à travailler à leurs côtés.

Cette thèse a été soutenue devant le jury composé de Mme Stéphanie Duchêne, Mme Catherine Mével, M. Christopher John MacLeod, M. Christophe Monnier et M. Thierry Juteau et en l'absence regrettée de M. Jean-Yves Cottin et de M. Jürgen Koepke qui n'ont pas pu se déplacer. Je les remercie d'avoir accepté d'évaluer ce travail et d'avoir pris le temps de lire ce manuscrit un tantinet trop long. J'aimerais en particulier remercier mes deux rapporteurs, Mme Catherine Mével et M. Christopher John MacLeod, pour leurs appréciations et pour leurs corrections et conseils éclairés.

Je tiens également à remercier plusieurs institutions qui m'ont permis de réaliser cette thèse dans de bonnes conditions. Tout d'abord, le ministère du Commerce et de l'Industrie du Sultanat d'Oman (Ministry of Commerce and Industry, Direction of Minerals, Geological Survey) et en particulier M. Ali Al Rajhi et M. Hilal Al Azri qui ont, entre autres, permis le transport de mes échantillons (plusieurs centaines de kilos !). Puis, l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU) qui a financé les campagnes de terrain et les diverses analyses réalisées au cours de cette thèse (programme SEDIT : Structure, Evolution et Dynamique de l'Intérieur de la Terre). Enfin, l'Université Paul Sabatier (Toulouse III) et l'Institut für Mineralogie d'Hanovre (Leibniz Universität Hannover) qui ont respectivement financé ma mission (Bourses ATUPS) et mes expériences et analyses en Allemagne.

J'aimerais ensuite remercier Mathieu Benoit et David Baratoux pour m'avoir accompagnée (et supportée !) sur le terrain et pour avoir été mes « casseurs de cailloux » pendant quelques semaines. Je tiens également à remercier Patrick Launeau de nous avoir accompagnés sur le terrain et d'avoir contribué à la réalisation de mon tout premier papier. Je remercie également Marie Python (la plus japonaise des franco-suisses que je connaisse !) de m'avoir fourni ses données sondes sur les filons mantelliques de l'ophiolite d'Oman et de m'avoir permis d'utiliser certaines de ses cartes dans ce manuscrit.

Je tiens à témoigner toute ma gratitude à l'ensemble des techniciens et ingénieurs du LMTG qui ont contribué à la réalisation de cette thèse :

- Fabienne de Parseval, Jean-François Ména et Ludovic Menjot de l'atelier roche.
- Philippe de Parseval et Sophie Gouy du service microsonde électronique.
- Jérôme Chmeleff, Frédéric Candaudap et Aurélie Lanzanova du service ICP-MS.
- Carole Boucayrand du service salle blanche.
- Pierre Brunet du service TIMS.

Je remercie également tout les membres du laboratoire Dynamique Terrestre et Planétaire (laboratoire malheureusement aujourd'hui disparu) pour leur accueil et leur bonne humeur. J'aimerais tout particulièrement remercier Loïc Jahan, Pierre Pastor, Anne-Marie Cousin et Nathalie Dalla-Riva pour leur soutien logistique et, Adélie Delacour qui a lu et corrigé la version anglaise de ce manuscrit et qui a pris de son temps pour m'aider à préparer ma soutenance. Je remercie également l'ensemble des personnes qui ont participé aux divers « cafés de 9h30 » dans la salle des échantillons et « gâteaux de 16h » dans la cafet' (la galette et bien sûr le kouign-amann !) pour les nombreuses discussions et les pauses bienvenues lors de la rédaction de ce manuscrit. Enfin, je tiens à remercier l'ensemble des doctorants que j'ai côtoyés pendant ces trois années (et demie) au DTP et en particulier Harold, Téo, Audrey et Benoît Joseph, pour leur soutien, leur bonne humeur et leurs sympathiques discussions.

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à Damien Guillaume, Jean-Jacques Delvolvé et Francis Odonne, enseignants-chercheurs au LMTG et à l'Université Paul Sabatier, qui m'ont permis de réaliser mon monitorat dans de bonnes conditions. Je remercie également l'ensemble des membres de l'Institut für Mineralogie d'Hanovre (Allemagne) de m'avoir accueillie dans leur laboratoire et en particulier Jürgen Koepke, Sarah B. Cichy et Martin Erdmann de m'avoir permis de faire mes premiers pas dans la pétrologie expérimentale.

J'aimerais également dire un grand merci à mes parents, Yveline et Jean-Robert, mon grand frère Kévin et ma petite sœur Gwendoline qui m'ont toujours soutenue et qui ont toujours trouvé les mots justes pour me remonter le moral quand il était au plus bas. Je tiens à remercier tout particulièrement ma marraine et grand-mère Marie-Louise (ou Malou pour les intimes) qui m'a donné la passion des roches et des volcans ; Mamy, je te dédie cette thèse. Je remercie également ma belle-famille pour son soutien et en particulier mes « beaux-parents », Eugène et Monique, qui sont venus assister à ma soutenance.

Enfin, je remercie infiniment Morgan qui me soutient depuis tant d'années et qui a toujours été à mes côtés dans les bons comme dans les mauvais moments. Sans lui, je n'aurais surement pas terminé cette thèse. Je le remercie de comprendre mon travail et d'accepter de me laisser partir plusieurs mois en mission même si ce n'est pas toujours facile. J'aimerais également le remercier d'avoir lu la totalité de cette thèse pour corriger les fautes d'orthographe, tâche ardue pour un non-géologue.

J'ai enfin une dernière pensée pour mon grand-père maternel qui m'a vue commencer cette thèse mais qui ne m'a malheureusement pas vue la finir…

*Kenavo ha ben ar wech'al**

(Au revoir et à bientôt)

* en breton

TABLE DES MATIÈRES

Introduction **11**

I. Les montagnes d'Oman : contexte géodynamique actuel et unités tectono-stratigraphiques 14
II. La formation des montagnes d'Oman 16
III. Unités magmato-stratigraphiques de la nappe ophiolitique de Semail (ophiolite d'Oman) 20
III.1. La section mantellique 21
III.2. La zone de transition 22
III.3. La section crustale 22
III.3.a. Les cumulats lités 22
III.3.b. Les gabbros isotropes et laminés 23
III.3.c. Le complexe filonien 24
III.3.d. Les roches volcaniques et les sédiments associés 25
III.3.e. Les intrusions magmatiques associées 26
IV. Les modèles de chambre magmatique 27
V. Position du sujet : études antérieures et objectifs de cette thèse 28
VI. Méthodologie de l'étude 32

Chapitre 1. Etude pétrographique et classification **35**

I. Principes de la classification 37
II. Etude pétrographique 39
II.1. Les roches gabbroïques 40
II.1.a. Les plagioclasites 40
II.1.b. Les gabbros (s.l.) 42
II.1.b.1. Les gabbros « sensu stricto » 42
II.1.b.2. Les gabbros à Opx précoce 45
II.1.b.3. Les gabbros à Opx tardif 48
II.1.c. Les gabbros à Ol (s.l.) 50
II.1.c.1. Les leucogabbros à Ol 50
II.1.c.2. Les gabbros à Ol (s.s.) 53
II.1.c.3. Les mélagabbros à Ol 58
II.1.c.4. Les leucogabbros à Ol et à Opx tardif 63
II.1.c.5. Les gabbros à Ol et à Opx tardif 67
II.1.c.6. Les mélagabbros à Ol et à Opx tardif 77
II.1.d. Les troctolites (s.l.) 84
II.1.d.1. Les troctolites « sensu stricto » 84
II.1.d.2. Les troctolites à Cpx 86
II.1.d.3. Les troctolites à 2 Px 91
II.1.d.3.1. Les troctolites à 2 Px très tardifs 91
II.1.d.3.2. Les troctolites à 2 Px tardifs 94
II.1.e. Les norites 101
II.1.f. Les gabbronorites 103
II.1.g. Les gabbronorites à Ol 109

II.1.g.1. La gabbronorite à Ol et à Opx très précoce 109
II.1.g.2. Les gabbronorites à Ol et à Opx précoce 112
II.2. Les péridotites et pyroxénites 115
II.2.a. Les dunites (s.l.) 115
II.2.a.1. Les dunites « sensu stricto » 115
II.2.a.2. Les dunites à Plg 116
II.2.b. Les wehrlites (s.l.) 119
II.2.b.1. Les wehrlites « sensu stricto » 119
II.2.b.1.1. Les wehrlites à Cpx précoce 119
II.2.b.1.2. Les wehrlites à Cpx tardif 121
II.2.b.2. Les wehrlites à Cpx et Opx tardifs 125
II.2.b.3. Les wehrlites à Plg 128
II.2.b.3.1. Les wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif 128
II.2.b.3.2. Les wehrlites à Cpx et Plg tardifs 133
II.2.b.3.3. Les wehrlites à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs 138
II.2.c. Les cumulats wehrlitiques 143
II.2.d. Les clinopyroxénites (s.l.) 145
II.2.d.1. Les clinopyroxénites à Opx 145
II.2.d.2. Les clinopyroxénites à Plg et Opx 149
II.2.d.3. Les clinopyroxénites à Ol (s.l.) 150
II.2.d.3.1. Les clinopyroxénites à Ol (s.s.) 150
II.2.d.3.2. Les clinopyroxénites à Ol et Opx 152
II.2.d.3.3. Les clinopyroxénites à Ol et Plg 156
II.2.d.3.4. Les clinopyroxénites à Ol, Opx et Plg 159
II.2.e. Les webstérites à Plg 163
II.2.f. Les harzburgites lherzolitiques 167
II.2.g. Les lherzolites à Plg 170
II.3. Les autres lithologies 174
II.3.a. Les gabbros à amphibole et oxyde 174
II.3.b. Les gabbros altérés et métamorphisés 175
II.3.c. Les diorites et plagiogranites 177
III. Etude des litages 178
IV. Synthèse de l'étude pétrographique 183
IV.1. Synthèse sur les lithologies 183
IV.2. Synthèse sur les caractéristiques pétrographiques 184

Chapitre 2. Le massif de Wuqbah 189

I. Introduction 191
II. Etude de terrain 192
II.1. Le bloc Est 192
II.1.a. Le contact manteau / croûte 193
II.1.b. La section crustale 194
II.2. Le bloc Ouest 197
II.3. Synthèse de l'étude de terrain 204
III. Etude géochimique 204
III.1. Composition des minéraux en éléments majeurs 204
III.1.a. Composition des Clinopyroxènes 204
III.1.b. Composition des Orthopyroxènes 208

III.1.c. Composition des Olivines 209
III.1.d. Composition des Feldspaths 211
III.1.e. Composition des Oxydes 212
III.1.f. Composition des Amphiboles 213
III.2. Composition des Cpx en éléments en traces 215
III.3. Coupes et profils chimiques dans les cumulats lités 218
III.3.a. Coupe dans les cumulats lités 218
III.3.b. Profils dans les cumulats lités 220
III.3.b.1. Le profil 08WU1E 221
III.3.b.2. Le profil 08WU1D 224
III.4. Conclusion sur la chimie du bloc Est du massif de Wuqbah 226

Chapitre 3. Le massif de Bahla 229

I. Introduction 231
II. Etude de terrain 231
II.1. Le contact manteau / croûte 231
II.1.a. Le contact Nord 233
II.1.b. Le contact Sud 236
II.1.c. Les autres contacts 241
II.2. La section crustale 243
II.2.a. Le complexe filonien 243
II.2.b. La section crustale profonde 243
III. Etude géochimique 248
III.1. Composition des minéraux en éléments majeurs à l'échelle du massif 248
III.1.a. Composition des Clinopyroxènes 248
III.1.b. Composition des Orthopyroxènes 253
III.1.c. Composition des Olivines 256
III.1.d. Composition des Feldspaths 258
III.1.e. Composition des Oxydes 260
III.1.f. Composition des Amphiboles 263
III.2. Composition des Cpx en éléments en traces à l'échelle du massif 264
III.3. Etude des variations chimiques dans les cumulats à l'échelle de coupes métriques 267
III.3.a. La coupe du Sud-Est 268
III.3.b. La coupe du Nord-Est 272
III.4. Etude des variations chimiques dans les cumulats à l'échelle des lames minces 275
III.4.a. Les lames 08BA8Db / 08BA8Dh 275
III.4.b. La lame 08BA8E 279
III.4.c. Synthèse sur les profils 281

Chapitre 4. Le massif de Sumail 283

I. Introduction 285
II. Etude de terrain 289
II.1. Les coupes détaillées à proximité du diapir 289
II.1.a. Les coupes dans la zone de transition et à la base de la section crustale 289

II.1.a.1. La coupe de Tuff 289
II.1.a.2. La coupe du wadi Dima 294
II.1.b. Les coupes dans la section crustale profonde 302
II.1.b.1. La coupe au Nord de Tuff 302
II.1.b.2. Les coupes de Mahram 307
II.1.b.2.1. La coupe de Mahram Sud 307
II.1.b.2.2. La coupe de Mahram Nord 310
II.1.b.2.3. Synthèse sur les coupes de Mahram 315
II.1.b.3. La coupe du wadi Sayjani 315
II.1.c. Synthèse sur les coupes 321
II.2. La section crustale profonde dans les autres zones du massif 323
II.2.a. Le Nord et le centre du massif 323
II.2.b. Le Sud du massif 326
II.2.c. Synthèse sur les autres zones du massif 331
II.3. Les études structurales dans des zones tectonisées 332
II.3.a. Les affleurements de Al Asih et du wadi Suqt 332
II.3.b. La faille de Muqbaryah 339
III. Etude géochimique 346
III.1. Composition des minéraux en éléments majeurs à l'échelle du massif 347
III.1.a. Composition des minéraux dans les deux familles lithologiques 347
III.1.a.1. Composition des Clinopyroxènes 347
III.1.a.2. Composition des Orthopyroxènes 351
III.1.a.3. Composition des Olivines 353
III.1.a.4. Composition des Feldspaths 354
III.1.a.5. Composition des Oxydes 355
III.1.a.6. Composition des Amphiboles 358
III.1.b. Composition des minéraux dans les différentes coupes 359
III.2. Composition des Cpx en éléments en traces à l'échelle du massif 364
III.3. Evolution de la composition des minéraux le long des coupes 368
III.3.a. La coupe de Tuff 368
III.3.b. La coupe du wadi Dima 373
III.3.c. La coupe du wadi Sayjani 377
III.3.d. Les coupes de Mahram 382
III.3.d.1. La coupe de Mahram Sud 384
III.3.d.2. La coupe de Mahram Nord 385
III.4. Evolution de la composition des minéraux à l'échelle des lames minces 386
III.4.a. Profil chimique dans les échantillons de la coupe de Mahram Sud 386
III.4.b. Profil chimique dans les échantillons de la coupe de Mahram Nord 390
III.4.c. Synthèse sur les profils chimiques 392

Chapitre 5. Le massif de Hilti 393

I. Introduction 395
II. Etude de terrain 397
II.1. Description de la coupe 397
II.2. Synthèse de l'étude de terrain 414
III. Etude géochimique 416
III.1. Etude de la composition des minéraux en éléments majeurs dans les différentes lithologies de la coupe du wadi Hilti 416

III.1.a. Composition des Clinopyroxènes 416
III.1.b. Composition des Orthopyroxènes 421
III.1.c. Composition des Olivines 424
III.1.d. Composition des Feldspaths 426
III.1.e. Composition des Oxydes 427
III.1.f. Composition des Amphiboles 430
III.2. Etude chimique comparative en éléments majeurs des échantillons de l'unité des cumulats lités, de la zone de transition et des masses péridotitiques 431
III.2.a. Composition des Pyroxènes 431
III.2.b. Composition des Olivines, des Plagioclases et des Chromites 434
III.2.c. Conclusion 436
III.3. Etude de la composition des Cpx en éléments en traces dans les différentes lithologies et unités de la coupe du wadi Hilti 437
III.4. Etude géochimique magmato-stratigraphique le long de la coupe 442
III.4.a. Etude des cumulats lités (zone de transition / section crustale) 442
III.4.b. Etude des masses péridotitiques (zone de transition / section crustale) 445
III.5. Etude des évolutions chimiques dans les cumulats lités à l'échelle des lames minces 447
III.5.a. Lame 09HIL4Ab, alternance de lits gabbroïques et troctolitiques 447
III.5.b. Lames 09HIL9D, successions de lits gabbroïques dans les cumulats 449
III.5.b.1. Lame 09HIL9Db 449
III.5.b.2. Lame 09HIL9Dh 452
III.5.c. Lame 09HIL12Bh, interface lits gabbroïques / lit péridotitique 453
IV. Conclusion générale sur le wadi Hilti 456

Chapitre 6. Les massifs de Sarami et de Nakhl 459

I. Le massif de Sarami 461
I.1. Introduction 461
I.2. Etude de terrain 462
I.3. Etude géochimique 471
I.3.a. Etude de la composition des minéraux en éléments majeurs 471
I.3.a.1. Composition des Clinopyroxènes 471
I.3.a.2. Composition des Orthopyroxènes 477
I.3.a.3. Composition des Olivines 477
I.3.a.4. Composition des Feldspaths 480
I.3.a.5. Composition des Oxydes 481
I.3.a.6. Composition des Amphiboles 484
I.3.b. Variations de la composition des minéraux en éléments majeurs le long de deux coupes d'échelle métrique dans les cumulats lités 485
I.3.b.1. Profil de 1 m dans les cumulats lités de la base de la section crustale 487
I.3.b.2. Coupe de 15 m dans les cumulats lités de la base de la section crustale 489
I.3.c. Variations de la composition des minéraux en éléments majeurs le long de profils réalisés en lame mince à l'interface entre des lits 490
I.3.c.1. Lame 08SAR2Eb 492
I.3.c.2. Lame 08SAR2Ei 494
I.3.c.3. Lame 08SAR2Eh 495

II. Le massif de Nakhl 498
II.1. Introduction 498
II.2. Etude de terrain 500
II.2.a. Le wadi Abyad 500
II.2.b. Le wadi Bani Suq 507
II.3. Etude géochimique 514
II.3.a. Composition des minéraux en éléments majeurs dans les échantillons de la coupe du wadi Abyad 514
II.3.a.1. Composition des Clinopyroxènes 514
II.3.a.2. Composition des Orthopyroxènes 518
II.3.a.3. Composition des Olivines 519
II.3.a.4. Composition des Feldspaths 520
II.3.a.5. Composition des Oxydes 521
II.3.a.6. Composition des Amphiboles 522
II.3.b. Evolution chimique dans les cumulats lités à la base de la coupe du wadi Abyad 524
II.3.c. Composition des minéraux en éléments majeurs dans les échantillons de la coupe du wadi Bani Suq 528
II.3.c.1. Composition des Clinopyroxènes 528
II.3.c.2. Composition des Orthopyroxènes 529
II.3.c.3. Composition des Olivines 530
II.3.c.4. Composition des Feldspaths 531
II.3.c.5. Composition des minéraux opaques 531
II.3.c.6. Composition des Amphiboles 532

Chapitre 7. Discussion 535

I. Points essentiels à retenir de cette étude 537
II. Diversité des lithologies dans la séquence crustale profonde 539
III. Abondance de l'orthopyroxène dans les cumulats de la section crustale profonde 542
IV. Occurrence des « wehrlites » dans la section crustale profonde : Intrusion vs. Litage 545
V. Séquences de cristallisation distinctes au sein de la séquence cumulative : implication pour la nature des magmas parents à l'origine des différentes lithologies 554
VI. Caractérisation de l'affinité des magmas parents à l'origine de la diversité lithologique de la section crustale profonde 557
VII. Contributions des deux pôles magmatiques (N-MORB et boninite) dans la séquence crustale des différents massifs et comparaison avec la répartition des filons mantelliques 565
VII.1. Variation et répartition des compositions dans les massifs de Hilti et de Nakhl 567
VII.2. Variation et répartition des compositions dans le massif de Sumail 569
VII.3. Origine de la répartition des compositions des cumulats crustaux dans les massifs de Sumail, de Nakhl et de Hilti 572
VII.4. Répartition de la contribution des deux pôles magmatiques dans la séquence crustale profonde de l'ophiolite 576
VIII. Rapport d'éléments en traces : confirmation du mélange ? 583

IX. Contexte géodynamique de l'ophiolite d'Oman : un mystère non résolu 584
X. Zone de transition : Percolation vs. Cristallisation fractionnée 592
XI. Construction de la séquence cumulative : cycles magmatiques de remplissage / cristallisation fractionnée ? 597

Chapitre 8. The experimental study of hybridization and hydration processes: ***A key to the understanding of the lithological diversity of the Oman ophiolite lower crust*** **605**

I. Introduction 607
II. Experimental techniques 607
II.1. Experimental conditions and starting materials 607
II.2. Samples preparation 608
II.3. Apparatus: Internally heated pressure vessel 609
II.4. Analytical method and problems 611
III. Results 612
III.1. Achievement of equilibrium and general observations 612
III.2. Phase relations 614
III.3. Phase chemistry 615
III.3.a. Olivine and plagioclase 615
III.3.b. Clinopyroxene 616
III.3.c. Orthopyroxene 618
III.3.d. Glass composition 619
IV. Discussion and conclusion on high-Ca boninite system 620
V. Perspectives 622

Conclusion générale 625

I. Conclusions 627
II. Prospectives 634

Bibliographie 637

Annexes 655

Annexe 1 : Techniques et résultats analytiques 657

1. Description pétrographique et résultats analytiques (Annexe CD-ROM) 657
2. Précision et technique de la microsonde 657
3. Précision et technique de l'ICP-MS 658

Annexe 2 : Article publié en premier auteur 659

Bénédicte Abily, Georges Ceuleneer, and Patrick Launeau (2011). Synmagmatic normal faulting in the lower oceanic crust: Evidence from the Oman ophiolite. Geology, v. 39, no. 4, p. 391 - 394.

Annexe 3 : Article publié en co-auteur 667

Harold Clénet, Georges Ceuleneer, Patrick Pinet, Bénédicte Abily, Yves Daydou, Esther Harris, Isma Amri , Céline Dantas (2010). Thick sections of layered ultramafic cumulates in the Oman ophiolite revealed by an airborne hyperspectral survey: Petrogenesis and relationship to mantle diapirism. Lithos, 114, 265 - 281.

Intercalaire 684

Résumé / Abstract 685

INTRODUCTION

L'existence de chaînes de montagnes sous la surface des océans a été constatée dès la fin du XIX^{ème} siècle. Cependant, l'importance géodynamique de ces « dorsales océaniques » n'a été comprise que bien des années après que l'hypothèse de la dérive des continents n'ait été formulée *(Wegener, 1915).* Les « surveys » bathymétriques et magnétiques effectués par l'US Navy pendant la seconde guerre mondiale ont été déterminant dans l'émergence du concept d'expansion océanique. Bien que, dès les années '30, Arthur Holmes ait émis l'hypothèse de l'existence de courants de convection dans le manteau qui pourraient être le moteur de la dérive des continents *(Holmes, 1945),* c'est en 1962 qu'Harry Hess propose l'hypothèse du renouvellement des fonds océaniques ou « sea floor spreading » et qu'il compare le fond des océans à la surface d'un tapis roulant. Cette hypothèse de l'expansion des fonds océaniques a très rapidement, été confirmée par l'étude des anomalies magnétiques *(Vine et Matthews, 1963)* puis par les premiers forages océaniques effectués dès 1968 dans la couverture sédimentaire par le "Glomar Challenger" dans le cadre du programme JOIDES (Joint Oceanographic Institution Deep Earth Sampling). Depuis ces travaux fondateurs, de nombreuses études ont été et sont encore entreprises au niveau des dorsales océaniques pour mieux comprendre le fonctionnement de ces systèmes magmatiques complexes. Il est actuellement admis que la croûte océanique d'une épaisseur moyenne d'environ 6 km résulte de la cristallisation de magmas primitifs issus de la fusion partielle du manteau. La croûte profonde (couche sismique « 3 » des sismologues) serait constituée de cumulats lités produits par la cristallisation fractionnée de ces magmas dans un réservoir appelé couramment « chambre magmatique ». La remontée et la solidification des liquides résiduels en surface entraîneraient la formation du complexe filonien et des basaltes océaniques.

Comprendre comment se forme cette croûte océanique profonde, est le sujet de ma thèse. Cette unité géologique est difficile à échantillonner au niveau des rides océaniques actuelles puisque ces dernières sont situées à plusieurs milliers de mètres sous le niveau de la mer et que, les plus importants forages océaniques réalisés à l'heure actuelle dans les roches « dures » atteignent péniblement des profondeurs maximales d'environ 2111 mbsf (meter below sea floor) (i.e. la base du complexe filonien). Une expédition de forage prévue en avril 2011 au niveau de la ride Est-Pacifique (IODP Expedition 335, Superfast Spreading Rate Crust 4) espère cependant atteindre l'unité des cumulats lités. La section crustale profonde affleure néanmoins sur le plancher océanique et/ou à faible profondeur sous ce dernier au niveau de "fenêtres tectoniques" dans la ride Est-Pacifique (Hess Deep, Pito Deep,#Endeavor Deep), de structures de type « Oceanic Core Complex » le long des dorsales lentes (e.g. ride médio-Atlantique et ride Sud-Ouest indienne) ainsi qu'à proximité de certaines failles transformantes *(e.g. Hekinian et al., 1993 ; Perk et al., 2007 ; Dick et al., 2008).* Dans ces zones exceptionnelles, des roches de la section crustale profonde ont donc pu être draguées et/ou forées mais cet échantillonnage est encore restreint et difficilement étudiable en termes de stratigraphie magmatique.

Un des moyens pour pallier aux problèmes d'échantillonnage au niveau des rides médio-océaniques est de travailler dans les ophiolites, structures reconnues depuis les années 1960 comme des reliques de lithosphère océanique « obductées » (selon l'expression de *Coleman, 1971*) sur les continents. Le terme "ophiolite" a été utilisé pour la première fois en 1813 par un minéralogiste français (Alexandre Brongniart) pour définir certaines roches vertes actuellement nommées serpentinites. A la fin du XIX^{ème} mais surtout au début du XX^{ème} siècle, les "ophiolites" ont été décrites comme des associations de roches magmatiques co-génétiques (serpentinites, roches plutoniques et volcaniques) et de sédiments marins profonds et, ont été interprétées comme des intrusions magmatiques se formant au niveau de géosynclinaux (notion aujourd'hui obsolète) *(cf. Dilek et al., 2003 et Moores et al., 2003).* Ce n'est qu'à partir du milieu des années 1960, du fait des nombreux travaux entrepris sur ces formations et à la lumière des avancées sur l'étude des fonds océaniques et sur la tectonique

des plaques que les ophiolites ont été considérées comme des analogues de la lithosphère océanique. Cette analogie a été élevée au rang de paradigme en 1972 par la première conférence de Penrose dédiée à l'étude des ophiolites *(Anonymes, 1972)*. L'ophiolite d'Oman, objet de cette étude, située au Sud-Est de la péninsule Arabique, est une des ophiolites les mieux préservées et les plus étudiées au monde. Sa découverte date du XIX^{ème} siècle et son statut de nappe de charriage a été établi dès 1928 par George Martin Lees. Cependant, son étude détaillée n'a réellement débuté que dans les années '60 – '70 à partir de travaux cartographiques motivés par l'exploration pétrolière *(Glennie et al., 1974)*. Malgré les diverses études réalisées sur cette ophiolite depuis les années 1970, le fonctionnement du centre d'expansion océanique à l'origine de cette ophiolite et le processus de sa mise en place sur le continent Arabe sont des sujets encore fortement débattus à l'heure actuelle.

L'objectif de cette thèse est de réaliser une étude pétrographique, géochimique et structurale de la séquence crustale profonde de l'ophiolite d'Oman afin de mieux comprendre les processus affectant les magmas dans le (les) réservoir(s) magmatique(s) ainsi que la migration des magmas du manteau vers ce(s) réservoir(s) à l'aplomb d'une dorsale océanique. Cette étude permet également d'apporter certaines contraintes sur le contexte paléo-géodynamique de l'ophiolite d'Oman.

I. Les montagnes d'Oman : contexte géodynamique actuel et unités tectono-stratigraphiques

Le sultanat d'Oman se situe au Sud-Est de la péninsule Arabique *(fig.1a)*. Les montagnes dites « du Nord de l'Oman » recouvrent le Nord du sultanat et une partie des Emirats Arabes Unis et forment un arc d'environ 700 km de long sur 50 à 150 km de large s'étendant depuis la péninsule de Musandam au Nord jusqu'au Ras Al Hadd à l'Est *(fig.1b)*. Cette chaîne appartient à la ceinture orogénique Alpino-Himalayenne et plus particulièrement au croissant ophiolitique péri-Arabe *(Ricou, 1971) (fig.1a)*. Elle s'inscrit donc dans le cadre géodynamique de la fermeture de l'océan Néo-Téthysien et de la convergence des plaques Arabe et Eurasienne.

Au Nord-Ouest du sultanat d'Oman, la fermeture de la Néo-Téthys a conduit récemment (il y a une dizaine de Ma) à une collision continent-continent au niveau de la région du Zagros (Iran-Iraq) entraînant la formation d'une chaîne de montagne plissée *(fig.1b)*. Au Nord-Est du sultanat, l'océan Néo-Téthysien est cependant toujours présent au niveau du golfe d'Oman et disparaît progressivement au niveau de la subduction située sous la région du Makran (région à cheval entre l'Iran et le Pakistan) *(fig.1b)*. Ces deux régions sont séparées par une discontinuité structurale appelée « l'Oman Line » *(White et al., 1979 ; fig.1b)*. Les montagnes d'Oman occupent donc actuellement une position privilégiée dans ce contexte géodynamique puisqu'elles sont situées au niveau d'une marge continentale passive, au Sud-Ouest de la subduction du Makran et au Sud de l'Oman line, et qu'elles n'ont pas encore été affectées par une collision entre deux continents *(fig.1b)*. De ce fait, contrairement aux autres ophiolites de la suture téthysienne (e.g. Alpes, Hatay, Tibet) qui sont fortement dilacérées du fait de la collision *(fig.1a)*, l'ophiolite d'Oman a préservé la majorité de ces structures primaires océaniques. Les montagnes d'Oman seront affectées par la collision continentale dans environ 2 Ma et formeront alors une chaîne plissée comme celle actuellement observée dans la région du Zagros *(Dercourt et al., 1986)*.

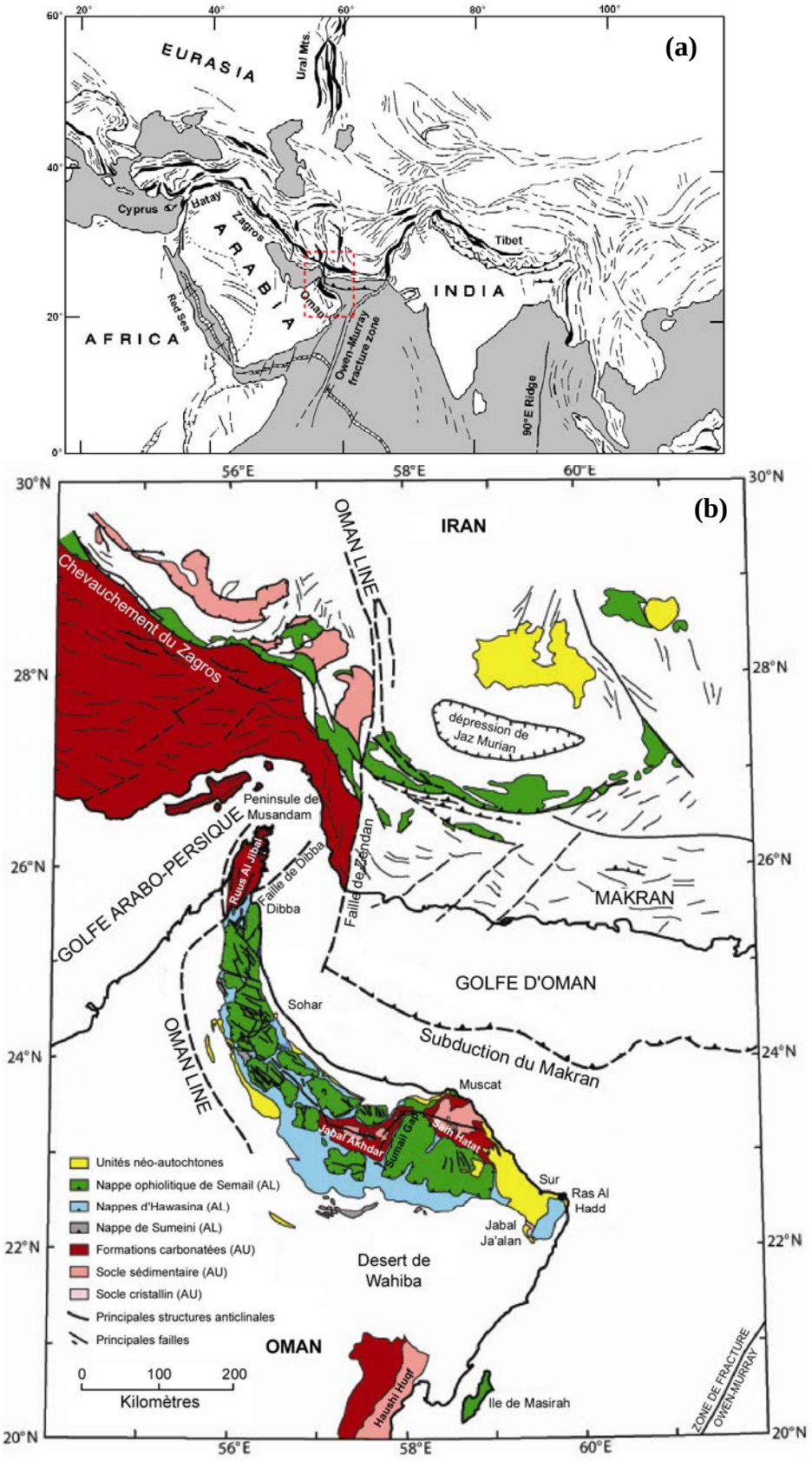


Figure 1 : a) Carte structurale générale montrant la localisation des montagnes d'Oman au Sud-Est de la plaque Arabe et la distribution des ophiolites de la suture téthysienne dans la ceinture orogénique Alpino-Himalayenne (d'après Coleman, 1981). Les ophiolites sont illustrées en noir. Celles situées en bordure de la plaque Arabe décrivent le croissant ophiolitique péri-Arabe, depuis l'ophiolite d'Hatay à l'Ouest jusqu'à l'ophiolite d'Oman à l'Est (Ricou, 1971). b) Carte géologique et tectonique simplifiée de l'Oman et du Sud de l'Iran (zone en pointillés rouges sur la fig.1a) (d'après Coleman, 1981; extrait de Python, 2002). La légende concerne uniquement l'ophiolite d'Oman, AU : Unités Autochtones, AL : Unités Allochtones.

Les études géologiques réalisées sur les montagnes d'Oman en 1928 puis dans les années 1970-1980 *(Lees, 1928 ; Allemann et Peters, 1972 ; Glennie et al., 1974 ; Lippard et al., 1986)* ont permis d'identifier trois unités tectono-stratigraphiques majeures. On distingue de la base au sommet de la séquence *(fig.1b)* :

- Les unités autochtones correspondent au socle cristallin néo-Protérozoïque, au socle sédimentaire d'âge Protérozoïque à Dévonien et aux épaisses formations carbonatées d'âge Permien/Carbonifère à Cénomanien. Les formations carbonatées, reposant en discordance sur le socle sédimentaire, représentent les dépôts sédimentaires de la plate-forme continentale Arabe et affleurent principalement au niveau de la péninsule de Musandam et dans les massifs du Jabal Akhdar et du Saih Hatat.
- Les unités allochtones forment une séquence complexe dans laquelle on distingue deux unités chevauchantes principales. Les nappes de Sumeini et d'Hawasina sont formées de sédiments profonds et de roches volcaniques d'âge Permien à Crétacé inférieur et représentent des dépôts mis en place sur la pente continentale et dans le bassin d'Hawasina. La nappe ophiolitique de Semail d'âge Cénomanien *(e.g. Tippit et al., 1981 ; Warren et al., 2005 ; cf. paragraphe II)* constitue la majorité des roches affleurant dans les montagnes d'Oman (~ 30 000 km^2) ; elle représente un fragment de la lithosphère océanique de la Néo-Téthys et est séparée de la nappe d'Hawasina par une semelle métamorphique.
- Les unités néo-autochtones sont formées par des sédiments post-nappes datant du Crétacé supérieur au Miocène et reposant en discordance sur les unités allochtones et, par des dépôts superficiels Quaternaires.

(Pour plus de détail sur ces différentes unités, voir Lippard et al., 1986 et Python, 2002)

II. La formation des montagnes d'Oman

A partir de l'étude des différentes unités tectono-stratigraphiques, l'histoire de la formation des montagnes d'Oman a pu être reconstituée. Actuellement certains événements sont bien contraints du point de vue chronologique et géodynamique mais d'autres sont encore fortement débattus.

Au Permien moyen une phase de distension due à l'orogénèse Pan-Africaine entraîne un rifting continental à l'extrémité Nord-Est du Gondwana (future plaque Arabe) et conduit à la formation d'un bassin intracontinental (bassin d'Hamrat Duru puis d'Hawasina, *Béchennec et al., 1988 et 1989 ; fig.2a-b)*. L'extension de ce bassin aboutit rapidement à l'océanisation entre le Permien moyen et le Permien supérieur *(Chauvet et al., 2009)*. Jusqu'au Crétacé inférieur, cette phase d'extension est marquée par la construction de la marge passive Arabe (i.e. périodes de sédimentation, de subsidence et de rifting ; *cf. Béchennec et al., 1988*) et par l'ouverture progressive de l'océan Néo-Téthysien par accrétion océanique au niveau de la dorsale *(fig.2a-b)*.

A partir du Crétacé inférieur, le contexte géodynamique change et devient compressif du fait de l'orogénèse Alpine (i.e. rotation de la plaque Afrique et ouverture de l'Atlantique Sud) *(fig.2a)*. La subduction de la plaque Arabe sous la plaque Eurasienne (subduction Nord, *fig.2a*) entraîne alors la fermeture progressive de la Néo-Téthys. A partir de l'Albien (~ 110 - 100 Ma), la subduction cesse probablement du fait de l'augmentation de la vitesse de convergence de la plaque Arabe conduisant à une augmentation de la répulsion visqueuse du « slab » par l'asthénosphère *(Agard et al., 2007 ; fig.2a)*. Le blocage de cette subduction provoque l'exhumation de roches métamorphisées dans les conditions du faciès schiste bleu voire l'arrêt du magmatisme à l'aplomb de la zone de subduction Nord (i.e. au Sud de l'Iran,

au niveau de la plaque Eurasienne) *(Berberian et Berberian, 1981 ; Agard et al., 2007)* et le détachement d'un fragment de lithosphère océanique (ophiolite d'Oman) au niveau d'une zone de faiblesse à l'arrière de cette subduction *(fig.2a)*.

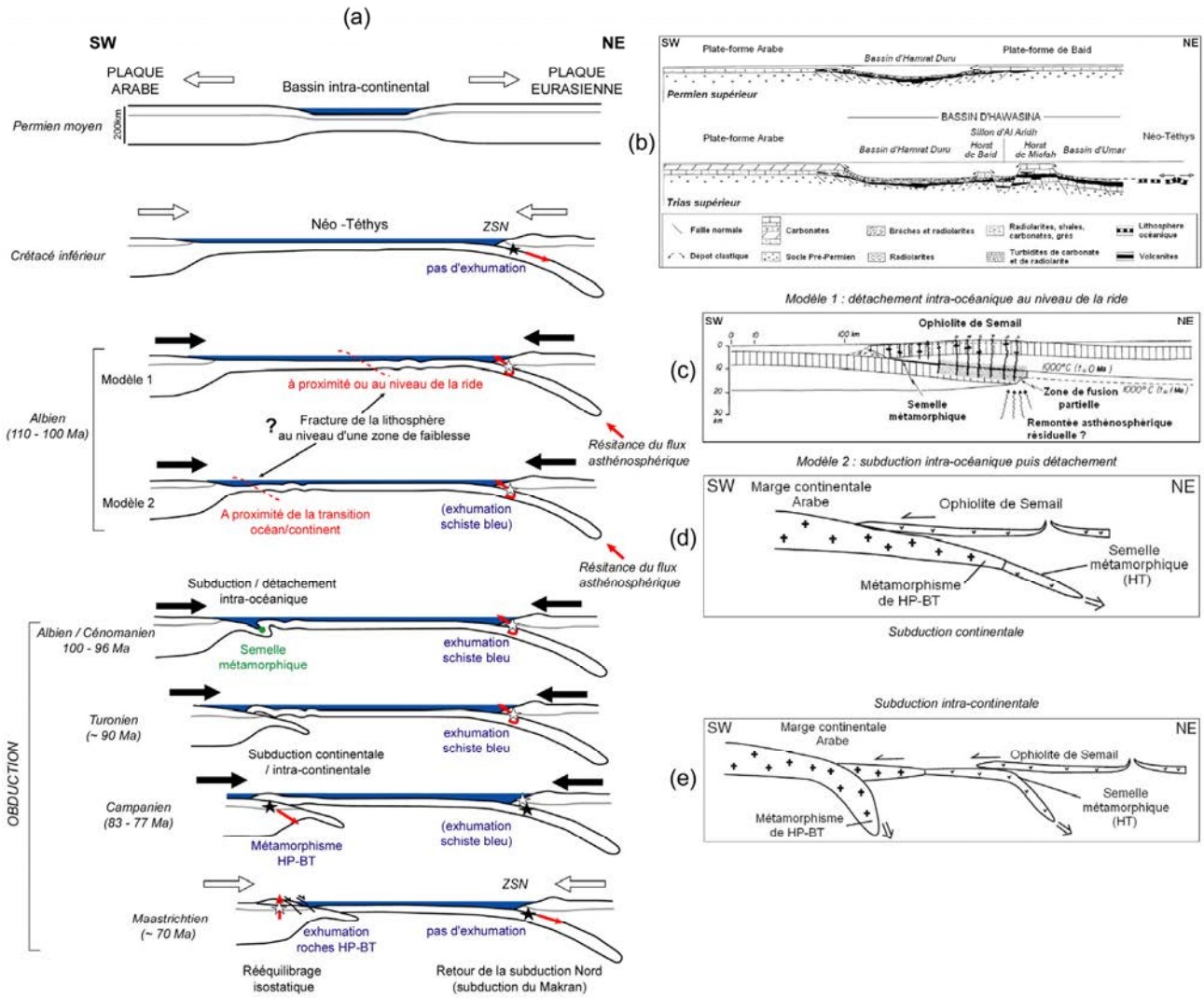


Figure 2 : a) Reconstitution simplifiée des principales étapes de la formation des montagnes d'Oman (modifié d'après Agard et al., 2007). Les flèches épaisses indiquent les vitesses de convergence / divergence (noire : élevées, blanche : faibles) et les étoiles représentent les roches métamorphiques de HP-BT (noire : enfouissement, blanche : exhumation). ZSN : Zone de Subduction Nord. b-c-d) Modèles détaillés pour certaines de ces étapes : b) Ouverture du bassin d'Hamrat Duru et évolution du bassin d'Hawasina au Permien-Trias (Béchennec et al., 1988) ; c-d) Détachement de la nappe ophiolitique à l'Albien-Cénomanien (voir texte) (Boudier et al., 1988 (c) et Searle et al., 2003 (d) d'après Warren et al., 2005) ; d-e) Subduction continentale / intra-continentale au Turonien-Campanien (voir texte) (Searle et al., 2003 (d) et El-Shazly et al., 2001 ou Breton et al., 2004 (e) d'après Warren et al., 2005).

A partir des études géochronologiques réalisées sur les amphibolites de la semelle métamorphique affleurant à la base de l'ophiolite d'Oman *(e.g. Lanphere et al., 1981 ; Hacker et al., 1994 et 1996 ; Warren et al., 2005 ; fig.3a-b)*, le métamorphisme de haute température associé à ce détachement a été daté entre 96 et 90 Ma (i.e. limite Cénomanien - Turonien) quoique des âges plus anciens *(Gnos et Peters, 1993)* ou plus récents *(Montigny et al., 1988)* aient également été mentionnés *(fig.3a-b)*. L'âge de ce détachement (~ 100 - 96 Ma, i.e. limite Albien – Cénomanien) est globalement équivalent à celui de l'ophiolite d'Oman (i.e. l'âge de l'accrétion océanique). En effet, les laves V1 *(cf. paragraphe II.3.d)* ont été datées au

Cénomanien inférieur (~ 99,6 - 96,2 Ma, *Gradstein et al., 2005*) à partir de l'étude biostratigraphique de sédiments pélagiques (radiolarites) interstratifiés avec ces dernières *(Tippit et al., 1981 ; fig.3a-b)* et les intrusions granitiques et gabbroïques recoupant la séquence ophiolitique ainsi que certains gabbros isotropes *(cf. paragraphe III.3)* ont été datés aux alentours de 98 - 90 Ma *(e.g. Tilton et al., 1981 ; Gnos et Peters, 1993 ; Hacker et al., 1996 ; Warren et al., 2005 ; Goodenough et al., 2010 ; fig.3a-b)*. La lithosphère océanique formant la nappe ophiolitique était donc jeune lors de son détachement. Deux modèles géodynamiques majeurs ont été proposés pour expliquer le détachement de l'ophiolite :

- Le blocage de la subduction Nord conduit à l'initiation d'une zone de subduction intra-océanique au Sud à proximité de la transition océan/continent *(fig.2a-d, modèle 2)*. Dans ce contexte, l'ophiolite d'Oman représente une lithosphère formée au niveau d'un centre d'expansion océanique situé en position d'avant ou d'arrière arc à l'aplomb de cette zone de subduction *(fig.2d)*. Le détachement s'initie au niveau de la zone de subduction où une vielle lithosphère océanique (i.e. froide) plonge avec un fort angle sous une jeune lithosphère (i.e. chaude) *(e.g. Searle et Cox, 1999 et 2002 ; Searle et al., 2003 ; Warren et al., 2005 et 2007 ; A'Shaikh et al., 2005)*
- Le blocage de la subduction Nord conduit au détachement intra-océanique d'une portion de lithosphère (i.e. ophiolite d'Oman) à l'axe de la ride ou à proximité de cette dernière et au plongement d'une jeune lithosphère avec un faible angle sous la ride *(e.g. Boudier et al., 1988 ; Ishikawa et al., 2002 et 2005 ; Boudier et Nicolas, 2007) (fig.2a-c, modèle 1)*.

Du Turonien au Campanien, ce fragment de lithosphère se déplace vers le Sud et obducte sur la marge continentale Arabe *(fig.2a)*. L'obduction de cette ophiolite entraîne le charriage des dépôts volcano-sédimentaires du bassin d'Hawasina et conduit à la mise en place des nappes de Sumeini et d'Hawasina sur le continent et sous les unités ophiolitiques *(Béchennec et al., 1988)*. L'existence, dans les montagnes d'Oman, de roches métamorphiques de haute pression - basse température (HP-BT, schistes bleus et éclogites) généralement datées du Campanien (83 - 77 Ma, *fig.3a-b*) *(e.g. Miller et al., 1999 ; El-Shazly et al., 2001 ; Gray et al., 2004a ; Warren et al., 2005)* témoigne de la subduction de la marge continentale Arabe à la fin de l'obduction *(fig.2a)*. Selon différents auteurs, cette subduction continentale correspondrait soit à la continuité de la subduction océanique responsable du détachement *(Searle et Cox, 1999 ; Shervais, 2001 ; Searle et al., 2003 ; Warren et al., 2005 et 2007 ; fig.2d)*, soit à une subduction intra-continentale qui se serait initiée au Turonien/Santonien *(Breton et al., 2004 ; El-Shazly et al., 2001 ; fig.2e)*. Ces modèles sont les plus courants dans la littérature. Cependant, à partir de certaines études géochronologiques montrant des âges plus anciens (< 90 Ma) pour ce métamorphisme HP – BT *(fig.3a-b)*, d'autres modèles plus complexes ont été proposés *(e.g. Gregory et al., 1998 ; Gray et al., 2004a-b)*. La phase d'obduction se termine au Maastrichtien *(cf. fig.2a-3b)* par un rééquilibrage isostatique des nappes (épisodes d'érosion et de surrection) *(Glennie et al., 1974)*. Le nouveau blocage de la convergence conduit à la reprise de la subduction Nord sous la région du Makran (subduction actuelle du Makran, *cf. paragraphe I*) *(Ceuleneer, 1986 ; Agard et al., 2007 ; fig.2a)*.

Le début du Cénozoïque est marqué par la succession d'épisodes de régression et de transgression marine entre le Maastrichtien et l'Eocène/Oligocène *(Béchennec et al., 1989 ; Fournier et al., 2006)* puis par la surrection des montagnes d'Oman au Pliocène, responsable de la morphologie actuelle du pays. A la fin de l'Oligocène/début du Miocène une phase de compression s'initie au niveau des montagnes d'Oman probablement du fait de la collision entre les plaques Arabe et Eurasienne dans la région du Zagros *(Fournier et al., 2006)*. Cette phase de compression entraîne le soulèvement du Jabal Akhdar et du Saih Hatat ainsi que le

démantèlement de la nappe de Semail en une dizaine de massifs (*Béchennec et al., 1989*) *(fig.1b et fig.8, paragraphe V).*

Référence	Localité [a]	Type de roche	Méthode	Age (Ma)
Allemann et Peters, 1972	U.A.E	Roches du faciès schiste vert	K - Ar sur muscovite et biotite	85 ± 5 - 83 ± 5
		Pegmatites de granite dans les péridotites	K - Ar sur muscovite	87 ± 6
		Pegmatites de granite dans les péridotites	K - Ar sur lépidolite	85 ± 8
		Pegmatites de granite dans les péridotites	Rb - Sr sur lépidolite	84 ± 3
Allemann et Peters, 1972 (recalculé, cf. Gnos et Peters, 1993)	U.A.E	Roches du faciès schiste vert	K - Ar sur muscovite et biotite	90.8 ± 5 - 85.5 ± 5
		Pegmatites de granite dans les péridotites	K - Ar sur muscovite	89.6 ± 8 - 88.9 ± 6
Tippit et al., 1981	Plusieurs localités	Sédiments pélagiques (radiolarites) interlités avec les laves V1	Biostratigraphie	Cénomanien inférieur (~ 99,6 ± 0,9 - 96,2) [c]
		Sédiments pélagiques (radiolarites) interlités avec les laves V2		Cénomanien à Turonien inférieur (~ 99,6 ± 0,9 - 92.2) [c]
Tilton et al., 1981	Plusieurs localités	Intrusions de plagiogranite dans la croûte supérieure	U - Pb sur zircon	97.9 ± 1.0 - 93.5 ± 0.5
McCulloch et al., 1981	Ibra	Gabbros isotropes et cumulats lités	Sm - Nd sur minéraux	150 ± 40 - 128 ± 20
	Wadi Fizh	Cumulats lités		100 ± 20
Lanphere, 1981	Wadi Tayin	Amphibolites	^{40}Ar / ^{39}Ar sur hornblende	96.5 ± 5.7 - 89.2 ± 2.0
		Phyllites (roches du faciès schiste vert)	^{40}Ar / ^{39}Ar sur roche totale	80.9 ± 1.3 - 70.8 ± 8.6
Lippard et al., 1983	Saih Hatat	Schistes bleus	K - Ar sur phengite	101 ± 4 - 80 ± 2
Montigny et al., 1988 [b]	Plusieurs localités	Amphibolites	K - Ar sur hornblende	101 ± 4 - 77 ± 3
		Roches du faciès schiste vert	K - Ar sur amphibole	97.5 ± 3.5
	Saih Hatat	Schistes bleus	K - Ar et ^{40}Ar / ^{39}Ar sur mica blanc	131± 4 - 78.2 ± 2.5
	Plusieurs localités	Dykes gabbroiques recoupant les péridotites	K - Ar sur amphibole	114 ± 9 - 71.2 ± 12
Gnos et Peters, 1993	Nord de l'ophiolite	Amphibolites / Granulites	K - Ar sur muscovite et phlogopite	95.8 ± 1.0 - 89.2 ± 0.9
		Roches du faciès schiste vert	K - Ar sur muscovite	96.5 ± 0.9 - 91.4 ± 0.9
		Amphibolites	K - Ar sur hornblende	101.8 ± 0.8 - 91.2 ± 0.5
		Intrusions de granite dans les péridotites	K - Ar sur lépidolite	92.4 ± 0.9 - 90.8 ± 0.9
		Pegmatites gabbroiques injectées dans la séquence plutonique	K - Ar sur hornblende	94.8 ± 0.6 - 92.3 ± 0.5
Hacker, 1994	Wadis Tayin et Sumeini	Amphibolites	^{40}Ar / ^{39}Ar sur hornblende	95.7 ± 0.3 - 92.4 ± 0.3
Hacker et al., 1996	Plusieurs localités	Intrusions de plagiogranite et gabbro, gabbros isotropes, veines de hornblende	^{40}Ar / ^{39}Ar sur hornblende	96.3 ± 1.3 - 93.6 ± 0.5
		Amphibolites	^{40}Ar / ^{39}Ar sur hornblende	95.7 ± 0.3 - 92.6 ± 0.6
		Phyllites (roches du faciès schiste vert)	^{40}Ar / ^{39}Ar sur mica blanc	93.6 ± 0.5 - 90.9 ± 0.5
		Dykes de diabase injectés dans la semelle métamorphique	^{40}Ar / ^{39}Ar sur hornblende	93.7 ± 0.8 (94.7 ± 12.2, Lanphere)
		Intrusions de granite et diorite	^{40}Ar / ^{39}Ar sur hornblende	94.1 ± 0.5 - 93.3 ± 0.5
Warren et al., 2005	Saih Hatat	Eclogites	U - Pb sur zircon et rutile	79.6 ± 1.1 - 78.95 ± 0.13
	Plusieurs localités	Trondjhémites intrusives dans la croûte supérieure	U - Pb sur zircon	95.5 ± 0.24 - 94.37 ± 0.18
	Plusieurs localités	Amphibolites	U - Pb sur zircon	94.48 ± 0.23
El-Shazly et al., 2001	Saih Hatat	Eclogites / Schistes bleus	Rb - Sr sur roche totale et minéraux	79.2 ± 0.8 - 77.2 ± 0.8
		Eclogites / Schistes bleus	^{40}Ar / ^{39}Ar sur phengite	136 - 85
Gray et al., 2004a et b	Saih Hatat	Eclogites / Schistes bleus	^{40}Ar / ^{39}Ar sur phengite	140 - 135 / 120 - 98 / 92 - 80 (± 0.8 en moyenne)
		Eclogites / Schistes bleus	Sm - Nd sur grenat et roche totale	110 ± 9 - 109 ± 13
		Eclogites / Schistes bleus	U - Pb sur zircon	83.5 ± 1.1 - 78.14 ± 0.96
Goodenough et al., 2010	U.A.E	Intrusions tardives de tonalites et gabbros pegmatitiques	U - Pb sur zircon	96.4 ± 0.3 - 95.2 ± 0.3

[a] *voir la fig.8 et les articles de référence, U.A.E : United Arab Emirates*

[b] *ajout des données de Boudier et al., 1985*

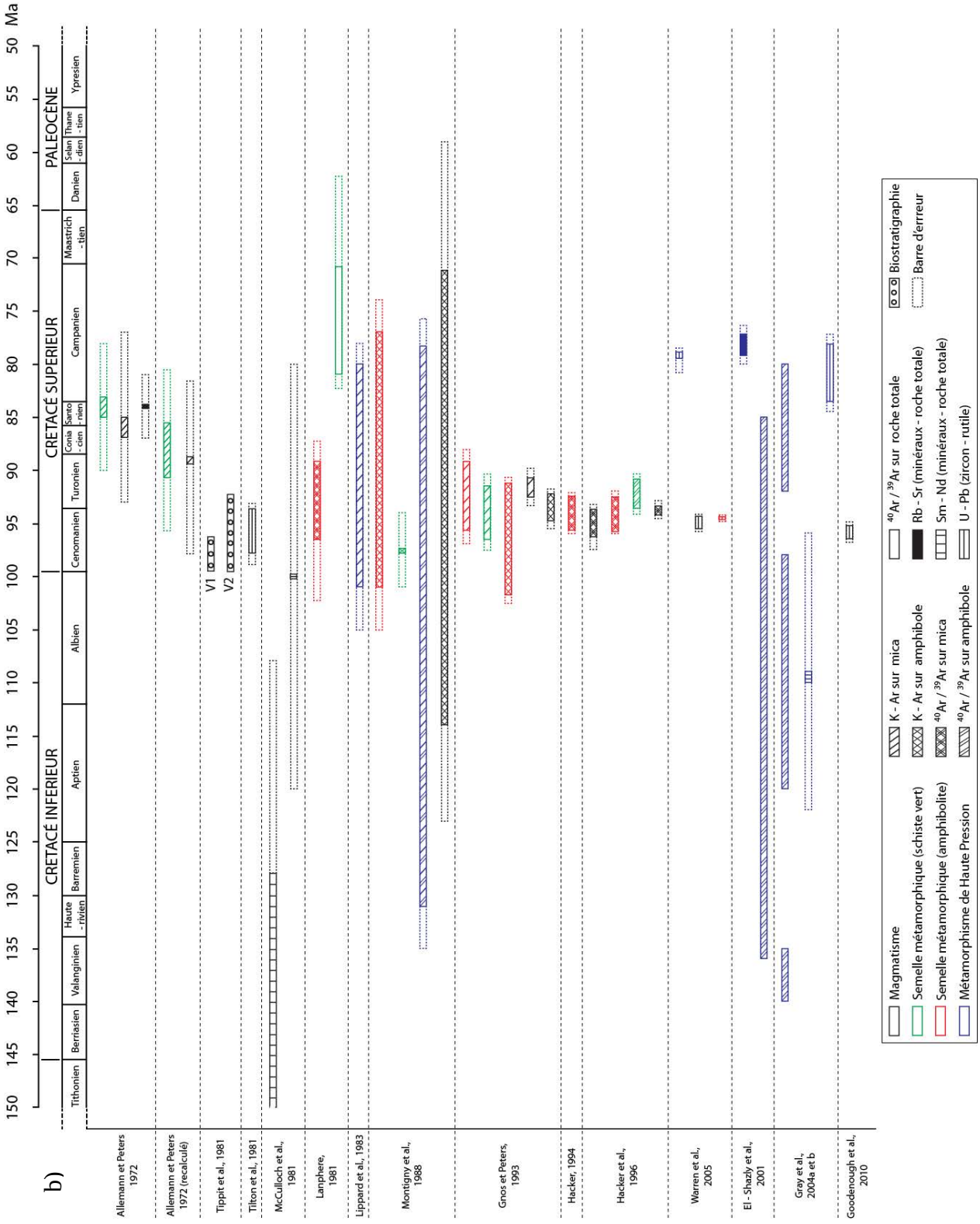
[c] *d'après Gradstein et al., 2005 et Ogg et al., 2008*

Age du magmatisme (~ âge de l'ophiolite)

Age de la semelle métamorphique (Basse Température / Haute Température)

Age du métamorphisme de Haute Pression - Basse Température (HP - BT)

Figure 3 : Tableau de synthèse (a) et représentation graphique (b) des principales études géochronologiques réalisées depuis les années '70 sur la nappe ophiolitique, la semelle métamorphique et les roches de haute pression - basse température des montagnes d'Oman. (Pour les différents types de roches de la nappe ophiolitique et de la semelle métamorphique voir le paragraphe III). Noter que de nombreuses incertitudes existent sur l'âge des événements ayant conduit à la formation et à la mise en place de l'ophiolite d'Oman ; c'est une des raisons pour lesquelles la question du contexte géodynamique de l'ophiolite d'Oman reste fortement débattue.



III. Unités magmato-stratigraphiques de la nappe ophiolitique de Semail (ophiolite d'Oman)

Cette nappe repose sur une semelle métamorphique discontinue (0 - 500 m d'épaisseur) formée de marbres, quartzites et amphibolites ayant enregistré un taux très élevé de déformation ductile. Cette semelle est caractérisée par une décroissance du degré de

métamorphisme depuis des faciès amphibolites (amphibolite à grenat) au contact de la nappe jusqu'à des faciès schistes verts en s'éloignant de cette dernière. La semelle métamorphique et la base de la nappe ophiolitique sont localement recoupées par des filons et intrusions de diabase (tholéiites océaniques) qui n'affleurent pas dans les unités sous-jacentes, ce qui confirme que le métamorphisme a eu lieu avant l'obduction *(Hopson et al., 1981 ; Boudier et Coleman, 1981)*.

La nappe ophiolitique est formée de deux unités principales, une section mantellique à la base et une section crustale au sommet, séparées par une zone de transition *(fig.4 ; Nicolas, 1989)*.

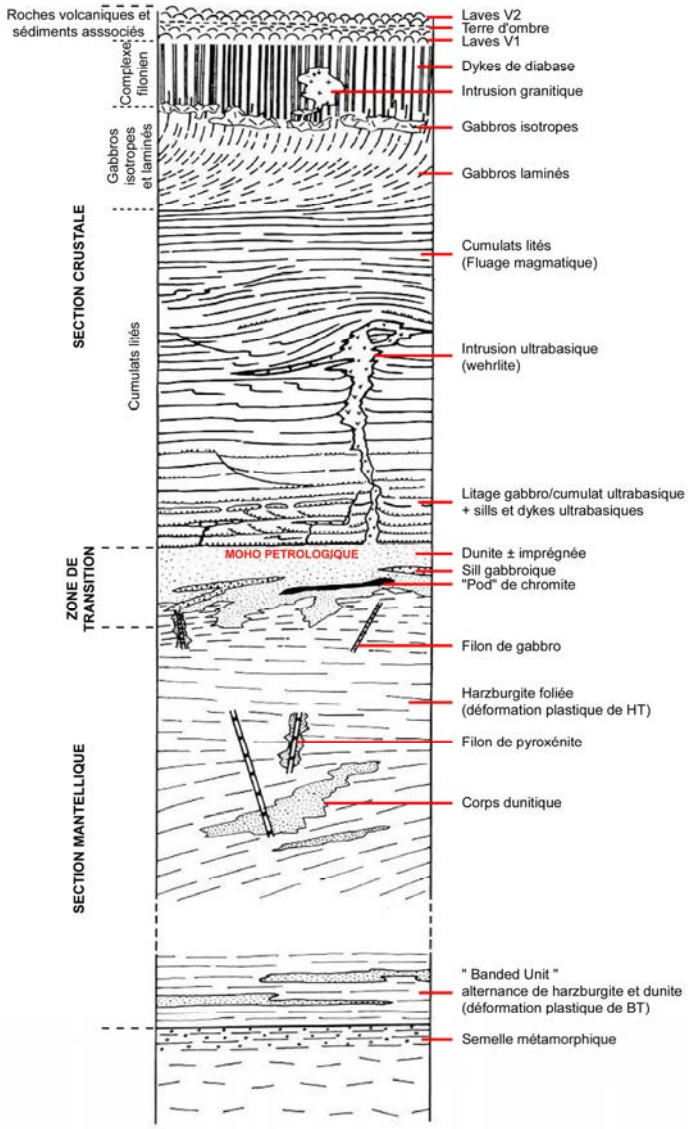


Figure 4 : Log synthétique de l'ophiolite d'Oman. Les orientations structurales sont respectées mais pas l'épaisseur relative des unités (modifié d'après Nicolas, 1989).

III.1. La section mantellique

La section mantellique est l'unité la plus importante de l'ophiolite et son épaisseur varie de 5 à 12 km *(Smewing, 1981 ; Boudier et Coleman, 1981 ; Lippard et al., 1986)* quoi qu'il soit très difficile d'estimer ce paramètre. Elle est essentiellement formée de harzburgites foliées présentant des rubanements de dunites et de pyroxénites (généralement des orthopyroxénites). Les harzburgites mantelliques ont le plus souvent des textures porphyroclastiques à gros grains et sont affectées par une déformation plastique de haute température (T > 1000 - 1200°C) et de faible contrainte probablement induite par le flux

asthénosphérique *(Boudier et Coleman, 1981 ; Ceuleneer et al., 1988)*. Ces harzburgites sont composées de 75 – 85 % d'olivine et de 15 – 25 % d'orthopyroxène et contiennent toujours de l'ordre d'un pourcent de spinelle chromifère et, exceptionnellement, jusqu'à quelques pourcents de clinopyroxène (< 5 %) *(Lippard et al., 1986)*.

La base de la séquence mantellique (contact avec la semelle métamorphique) est caractérisée par une unité de 1 - 2 km d'épaisseur de péridotites rubanées formant une alternance centimétrique à métrique de harzburgites et de dunites voire d'orthopyroxénites ("Banded Unit", *Lippard et al., 1986*). Dans cette unité, les harzburgites présentent des textures mylonitiques et porphyroclastiques à grains fins et sont affectées par une déformation de basse température (T < 950°C) et de forte contrainte que l'on attribue au détachement intra-océanique *(Boudier et Coleman, 1981 ; Ceuleneer, 1986)*.

La section mantellique est recoupée par de nombreuses intrusions : des filons de natures variées (gabbro, troctolite, gabbronorite, pyroxénite, diabase, plagiogranite,… ; *cf. fig.7, paragraphe V*), des corps dunitiques et des « pods » de chromites *(Browning, 1982 ; Ceuleneer et Nicolas, 1985 ; Python et Ceuleneer, 2003 ; Rollinson, 2005)*. Pour la majorité de la communauté scientifique, cette séquence mantellique représente un manteau résiduel formé de péridotites réfractaires issues de processus de fusion partielle *(Le Mée et al., 2004)*. Les filons mantelliques recoupant cette section sont interprétés comme des chenaux d'alimentation fossiles à partir desquelles les liquides extraits du manteau ont migré vers la (les) chambre(s) magmatique(s) *(Ceuleneer et al., 1996)*.

III.2. La zone de transition

Le passage de la section mantellique à la section crustale est marqué par une zone de transition dunitique dont l'épaisseur varie d'une dizaine de mètres (e.g. massif de Haylayn et de Nakhl) à plusieurs centaines de mètres (e.g. massif de Sumail) *(Benn et al., 1988 ; Ceuleneer, 1991 ; Boudier et Nicolas, 1995)*. Ces dunites transitionnelles (99 % d'olivine et 1 % de spinelle chromifère) renferment des filons, des sills et des intrusions de natures variées (gabbro, troctolite, pyroxénite, chromitite, …) et, présentent souvent des « imprégnations magmatiques » diffuses composées de plagioclase et de clinopyroxène (plus rarement d'orthopyroxène et d'amphibole) interstitiels (dunites imprégnées). L'occurrence de ces ségrégations magmatiques augmente généralement de la base au sommet de la zone de transition. La présence d'imprégnations et de ségrégations magmatiques ainsi que l'abondance locale de sulfures de fer, nickel et cuivre dans ces dunites témoignent d'une intense circulation magmatique et hydrothermale dans cette zone *(Lorand, 1988 ; Leblanc et al, 1991 ; Boudier et Nicolas, 1995)*.

Les dunites de la zone de transition sont généralement interprétées comme des roches issues d'une réaction entre les harzburgites mantelliques et des magmas percolants (dunites résiduelles) *(e.g. Nicolas et Prinzhofer, 1983 ; Benn et al., 1988)*. Le « Moho pétrologique » représentant la limite pétrologique et structurale entre le manteau résiduel et les cumulats lités est donc localisé, par les tenants de cette hypothèse, au sommet de la zone de transition *(fig.4)*.

III.3. La section crustale

La section crustale est divisée en quatre unités lithologiques distinctes : les cumulats lités, les gabbros isotropes et laminés, le complexe filonien et les roches volcaniques et sédiments associés *(fig.4)*. L'ensemble de cette section est recoupé par de nombreuses intrusions.

III.3.a. Les cumulats lités

L'unité des cumulats lités également appelée unité des gabbros lités est l'objet d'étude de cette thèse. La définition donnée ici est issue de la littérature et, est donc celle généralement admise par l'ensemble de la communauté scientifique. A la lumière de mon étude, nous verrons que certains faits couramment admis sur cette unité sont à reconsidérer.

Les cumulats lités représentent l'unité la plus importante de la section crustale. Son épaisseur moyenne est comprise entre 2 et 2,5 km mais peut varier de quelques centaines de mètres (< 500 m) à plusieurs kilomètres (~ 6 km) *(Lippard et al., 1986 ; Juteau et al., 1988 ; Reuber, 1988 ; Nicolas et al., 1996)*. Cette unité est essentiellement constituée de cumulats gabbroïques de type gabbros à olivine (74 % de la série) interlités avec des cumulats ultrabasiques, principalement des dunites et des wehrlites *(Lippard et al., 1986)*. Les cumulats ultrabasiques sont présents dans l'ensemble de la séquence mais sont principalement concentrés à la base de la section *(Hopson et al., 1981 ; Browning, 1982)*. Cette unité est caractérisée par l'omniprésence d'un litage magmatique qui est généralement associé à une foliation et une linéation magmatique (i.e. alignement des minéraux) induites par le fluage magmatique *(Nicolas, 1989)*. Le litage est principalement marqué par la variation des proportions modales des trois phases minérales principales (olivine, clinopyroxène et plagioclase) et par l'apparition et/ou la disparition d'une phase minérale mais plus rarement par la variation de la taille des grains. L'épaisseur des lits varie en moyenne de quelques millimètres à plusieurs mètres. A la base des cumulats lités, il est admis que le litage est toujours parallèle au plan de contact entre la section mantellique et la section crustale (i.e. le Moho) et, à la foliation des péridotites sous-jacentes *(Nicolas et al., 1988b ; Nicolas, 1989 ; Juteau et Maury, 2008 ; fig.4)*.

Les cumulats lités reflètent les produits de cristallisation des magmas dans la (les) chambre(s) magmatique(s) *(cf. paragraphe IV)*. Il est généralement admis que les cumulats lités se forment, dans ce(s) réservoir(s), par des cycles successifs de remplissage/ cristallisation fractionnée associés à des phénomènes gravitaires et à des courants de convection *(e.g. Pallister et Hopson, 1981 ; Smewing, 1981 ; Juteau et Maury, 2008)*.

III.3.b. Les gabbros isotropes et laminés

Le passage entre les cumulats lités et les gabbros isotropes est marqué par une zone de transition de plusieurs centaines de mètres appelée "gabbros laminés" ou "gabbros foliés" ou encore "gabbros transitionnels" selon les auteurs *(Pallister et Hopson, 1981 ; Nicolas, 1989 ; MacLeod et Yaouancq, 2000)*. Dans la littérature, cette zone est souvent associée à l'unité des gabbros isotropes mais parfois à celles des cumulats lités du fait de ces contacts graduels avec ces deux unités *(fig.4)* : à la base, la foliation de ces gabbros et le litage des cumulats sous-jacents sont souvent confondus et globalement parallèles et, au sommet, la foliation dans ces gabbros tend à disparaître et ces derniers contiennent de rares lentilles de gabbros isotropes *(Nicolas, 1989 ; MacLeod et Yaouancq, 2000 ; France, 2009)*. L'épaisseur de cette unité des « gabbros isotropes et laminés » varie de quelques dizaines de mètres à environ 1,5 km.

Les gabbros laminés ne présentent généralement pas de litage mais une intense foliation (ou lamination) magmatique caractérisée par l'orientation préférentielle des minéraux. Ils présentent une texture à grains moyens généralement homogène et sont principalement des gabbros et gabbros à olivine et localement des gabbronorites et des gabbros à amphibole *(Pallister et Hopson, 1981 ; Juteau et al., 1988 ; MacLeod et Yaouancq, 2000 ; France, 2009)*.

Les gabbros isotropes, parfois appelés "varitextured gabbros" ou "high-level gabbros" *(Pallister et Hopson, 1981 ; MacLeod et Yaouancq, 2000)*, présentent des variations importantes de taille de grains, passant rapidement de textures microgrenues à pegmatitiques. Ces roches sont principalement des gabbros à amphibole contenant parfois des olivines, des

orthopyroxènes et des oxydes, et, des diorites (à amphibole et/ou à quartz) *(Pallister et Hopson, 1981 ; Juteau et al., 1988 ; France, 2009)*. De rare patchs de gabbros laminés s'observent dans ces gabbros isotropes *(Lippard et al., 1986 ; MacLeod et Yaouancq, 2000)*.

Les variations de taille de grains et la cristallisation d'amphiboles secondaires dans ces gabbros témoignent d'une importante circulation de fluides hydrothermaux au sommet de la section crustale *(Nehlig et Juteau, 1988 ; Nicolas 1989)*. Cette unité est recoupée par de nombreux dykes, veines et intrusions de plagiogranites. Une des caractéristiques structurales essentielles de cette unité est la rotation de la foliation magmatique : elle est horizontale à la base, au contact des cumulats lités, et devient progressivement verticale et parallèle à l'orientation des dykes de diabase, au sommet, au contact avec le complexe filonien *(e.g. Nicolas, 1989 ; MacLeod et Yaouancq, 2000 ; fig.4)*.

Les gabbros isotropes initialement considérés comme les produits de cristallisation des magmas au toit d'une grande chambre magmatique *(Pallister et Hopson, 1981 ; Smewing, 1981)* sont actuellement interprétés comme les produits de cristallisation de magmas évolués au sein d'une lentille magmatique alimentant les dykes de diabase et située à la base du complexe filonien, au toit d'un réservoir magmatique rempli de « mush » (i.e. bouillie cristalline) *(Nicolas et Boudier, 1991 ; MacLeod et Yaouancq, 2000 ; France, 2009 ; Nicolas et al., 2009) (cf. paragraphe IV).*

III.3.c. Le complexe filonien

Le complexe filonien a une épaisseur comprise entre 1 et 2 km. Il est constitué de presque 100 % de dykes sub-verticaux de diabase associés à des écrans de laves/roches volcano-clastiques et de gabbros, respectivement, au sommet et à la base de cette unité *(Lippard et al., 1986 ; Nehlig et al., 1994 ; Umino et al., 2003)*. Ces dykes sont sub-parallèles entre eux et intrusifs les uns dans les autres. Ils ont une épaisseur variant de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres (50 cm à 1 m en moyenne) et présentent une ou deux bordures figées. La plupart de ces dykes ont une composition tholéiitique ; ce sont des diabases et des basaltes à textures doléritique ou microcristalline présentant la paragenèse minérale primaire suivante : plagioclase, clinopyroxène et oxyde ferro-titané *(Lippard et al., 1986 ; Nicolas, 1989)*. Ils sont généralement métamorphisés dans les conditions du faciès schiste vert et sont souvent associés à des veines à quartz-épidote, ce qui reflète une importante circulation hydrothermale dans cette unité *(Lippard et al., 1986 ; Nehlig et al., 1994 ; Nehlig et Juteau, 1988)*. Une faible proportion de corps et dykes leucocrates (plagiogranite et diorite) intrude également le complexe filonien, en particulier à la base de ce dernier *(Pallister et Hopson, 1981 ; Hopson et al., 1981 ; Lippard et al., 1986)*

La nature du contact entre les gabbros isotropes et le complexe filonien est très variable d'un massif à l'autre et au sein d'un même massif. Il peut être progressif, marqué par l'enracinement des dykes et l'augmentation progressive de leur abondance dans les gabbros isotropes ou, brutal, caractérisé par le recoupement des dykes par l'unité sous-jacente, c'est-à-dire, les gabbros isotropes et les diorites et plagiogranites associés *(Hopson et al., 1981 ; Pallister et Hopson, 1981 ; Rothery, 1983 ; Lippard et al., 1986 ; Nicolas, 1989)*. La transition entre le complexe filonien et les laves sus-jacentes est relativement fine mais sa nature varie selon la morphologie des laves. Elle est abrupte lorsque les dykes sont recoupés par des coulées de laves mais relativement graduelle lorsque les dykes sont séparés par des écrans de laves en coussins qui sont de plus en plus abondants vers le sommet du complexe filonien *(Hopson et al., 1981 ; Lippard et al., 1986)*.

La direction générale des dykes est relativement homogène et varie entre N-S et NW-SE tout au long de l'ophiolite sauf exception dans certaines zones du Nord *(Lippard et al., 1986 ; MacLeod et Rothery, 1992 ; Nicolas et al., 2000)*. Cette direction générale a permis de

définir l'orientation de l'axe de la paléo-ride (~ N125) *(Nicolas et al., 1988a ; MacLeod et Rothery, 1992)*. Les dykes du complexe filonien représentent les conduits d'alimentation des magmas entre le (les) réservoir(s) magmatique(s) et le plancher océanique.

III.3.d. Les roches volcaniques et les sédiments associés

Cette unité est la plus superficielle de la nappe ophiolitique. Elle forme une importante série de laves généralement basaltiques mais parfois andésitiques ou rhyolitiques affleurant le plus souvent sous forme de laves en coussins mais également sous forme de coulées massives, de dykes, de sills et de brèches de coulées, interstratifiées avec des sédiments métallifères et pélagiques. Sur des critères essentiellement pétrographiques et géochimiques, cette séquence extrusive a été divisée initialement en cinq unités par Alabaster *(1982)* puis en trois unités par Pflumio *(1988)* et Ernewein *(1988)*. Selon ces derniers auteurs, on distingue de la base au sommet de cette séquence *(cf. Lippard et al., 1986 ; Ernewein et al., 1988 ; Nicolas, 1989)* :

1) L'unité V1 (unité Geotimes selon Alabaster) repose directement sur le complexe filonien. Elle a une épaisseur maximale de 1,5 km et affleure dans l'ensemble de l'ophiolite. Cette unité est principalement constituée de basaltes en coussins et de rares coulées de laves massives qui sont localement interstratifiés avec des sédiments métallifères appelés « terres d'ombres ». La géochimie des laves V1 est très proche de celle des N-MORB (affinité tholéiitique).
2) L'unité V2 (unités Alley, Lasail et Clinopyroxene-phyric selon Alabaster) repose souvent en discordance sur l'unité précédente et affleure essentiellement dans les massifs situés au Nord de l'ophiolite (du massif de Haylayn à celui de Fizh, *cf. fig.8*). Elle peut atteindre des épaisseurs de plus de 1 km. Cette unité est essentiellement formée de laves en coussins et de coulées massives associées à quelques sills et brèches de coulées. Comme précédemment, ces laves sont localement interstratifiées avec des sédiments métallifères (terres d'ombres) ou les recouvrent. Les laves de cette unité ont des lithologies très variées (basalte, basalte picritique, andésite, dacite, rhyolite) et leur géochimie se rapproche des laves d'arcs (i.e. appauvries en HFSE (dont le titane) et en REE (terres rares) par rapport aux N-MORB) ; ces laves ont donc une affinité calco-alcaline ou andésitique. Des boninites ont également été observées dans cette unité *(Ishikawa et al., 2002)*.
3) L'unité V3 (unité Salahi selon Alabaster) n'affleure que dans le massif de Hilti *(cf. fig.8)* et est séparée de l'unité V2 par plusieurs mètres de sédiments pélagiques. Cette unité de plus de 100 m d'épaisseur est principalement formée de coulées de laves massives associées à quelques laves en coussin. Cette unité est alimentée par des dykes doléritiques qui recoupent franchement l'unité V2 sous-jacente. Ces laves sont des basaltes intraplaques alcalins à transitionnels et sont enrichis en éléments incompatibles et en REE par rapport aux N-MORB.

Les datations réalisées sur les sédiments interstratifiés avec ces laves et l'étude stratigraphique, pétrographique et géochimique de ces dernières ont permis d'établir une chronologie entre ces différentes unités *(e.g. Tippit et al., 1981 ; Lippard et al., 1986 ; Ernewein et al., 1988 ; Nicolas, 1989 ; Hacker et al., 1996)*. L'éruption des laves V1 est associée à la phase d'accrétion de la paléo-ride (Cénomanien, *cf. fig.3a-b*). L'unité V2 est légèrement plus tardive que l'unité V1 (< 2 Ma, *cf. fig.3a-b*). Du fait de son affinité andésitique, l'origine de cette unité V2 est fortement débattue ; elle est interprétée soit comme un volcanisme d'arc à l'aplomb d'une zone de subduction juvénile *(cf. modèle 2, fig.2a-d)*,

soit comme un volcanisme tardif au niveau de la ride lors du détachement intra-océanique *(cf. modèle 1, fig.2a-c)*. L'unité V3 est beaucoup plus jeune que les deux autres unités, elle correspond à un volcanisme intraplaque produit 15 à 20 millions d'années après l'accrétion, pendant la phase d'obduction *(cf. fig.2a)*.

III.3.e. Les intrusions magmatiques associées

L'ensemble de la section crustale, depuis la base des cumulats lités jusqu'aux roches volcaniques, est intrudé par de nombreux corps granitiques, ultrabasiques et mafiques. Les intrusions granitiques (diorite, plagiogranite, tonalite, trondjhémite…) sont surtout localisées dans la croûte supérieure et affleurent autant sous forme de dykes et de veines que sous forme d'intrusions pluri-métriques à kilométriques. Des intrusions granitiques s'observent également dans la section mantellique. L'origine de ces intrusions est actuellement fortement discutée *(e.g. Amri et al., 1996 et 2007 ; Amri, 2004 ; Rollinson et al., 2009)*.

Les intrusions ultrabasiques correspondent principalement à des intrusions wehrlitiques. Elles s'observent à différents niveaux dans la séquence crustale mais sont particulièrement abondantes dans la section plutonique (i.e. les cumulats lités et les gabbros isotropes et laminés). Ces intrusions représentent une partie non négligeable de la section crustale puisqu'elles constituent de 20 % à 40 % du volume total de la séquence plutonique *(Juteau et al., 1988 ; Nicolas, 1989)*. Ces intrusions affleurent généralement sous forme de grandes masses pluri-métriques à hectométriques, de dykes et de sills *(fig.4)*. Elles s'enracinent dans la zone de transition et aucune occurrence ne s'observe dans la section mantellique *(Benn et al., 1988 ; Jousselin et al., 2000 ; Python et Ceuleneer, 2003)*. Il est généralement admis que ces intrusions ultrabasiques s'injectent dans des cumulats lités partiellement à complètement solidifiés *(Ernewein, 1987 ; Juteau et al., 1988)*. L'origine de ces intrusions ultrabasiques est actuellement fortement débattue : soit elles se mettent en place dans la section crustale lors de l'accrétion océanique *(e.g. Benn et al., 1988 ; Nicolas et al., 1988b ; Jousselin et al., 2000)*, soit elles s'injectent dans la section crustale lors du détachement intra-océanique et sont alors contemporaines des laves V2 *(e.g. Juteau et al., 1988 ; Ernewein et al., 1988)*. Ces intrusions ultrabasiques, abondantes dans la section crustale profonde, feront l'objet d'une étude détaillée dans cette thèse *(voir chap. 7)*.

Les intrusions mafiques (i.e. gabbroïques) sont formées de gabbros, de troctolites et parfois de gabbronorites *(MacLeod et Rothery, 1992)* et sont généralement associées aux – et donc probablement cogénétiques des – intrusions granitiques et/ou ultrabasiques *(e.g. Lippard et al., 1986 ; Juteau et al., 1988 ; Reuber, 1991 ; Goodenough et al., 2010)*. Ces intrusions sont relativement rares dans la séquence plutonique sauf exception dans la partie septentrionale de l'ophiolite (i.e. les massifs situés dans les Emirats Arabes Unis) où elles sont plus abondantes et volumineuses que dans la partie méridionale (*Goodenough et al., 2010)*.

La séquence magmato-stratigraphique définie dans l'ophiolite d'Oman est parfaitement conforme au modèle ophiolitique standard établi par la conférence de Penrose *(Anonymes, 1972)* à partir de l'étude de cinq complexes ophiolitiques de Californie et d'Oregon dont la célèbre ophiolite de Trinity. En effet, cette séquence type est définie de la base au sommet par :

- *Un complexe ultramafique* composé de harzburgite, lherzolite et dunite en proportions variables montrant généralement une fabrique tectonique métamorphique.

- *Un complexe gabbroïque* présentant généralement des textures cumulatives, contenant fréquemment des cumulats de péridotites et pyroxénites et étant habituellement moins déformé que le complexe ultramafique.
- *Un complexe filonien mafique*.
- *Un complexe volcanique mafique* généralement composé de laves en coussins.

Ces unités sont associées à : 1) une couverture sédimentaire incluant typiquement des cherts, de fins interlits argileux et des calcaires, 2) des « pods » de chromites généralement associés aux dunites du complexe ultramafique et 3) des roches sodi-felsiques intrusives et extrusives.

En partie du fait de sa section crustale épaisse et continue présentant une unité des cumulats lités et un complexe de dyke bien développés et, de sa section mantellique majoritairement harzburgitique témoignant d'un fort taux de fusion partielle, il est admis que l'ophiolite d'Oman a évolué dans un environnement caractérisé par une forte alimentation magmatique. De ce fait, elle est généralement considérée comme une ophiolite de type HOT (Harzburgitic Ophiolite Type, *Nicolas, 1989*) et interprétée comme un fragment de lithosphère provenant d'une dorsale rapide avec un taux d'expansion équivalent à celui de la ride Est-Pacifique *(e.g. Tilton et al., 1981 ; Nicolas et al., 1988a ; Nicolas, 1989 ; MacLeod et Rothery, 1992)*. La séquence lithologique de l'ophiolite d'Oman étant complète, peu métamorphisée et déformée et identique à celle du modèle ophiolitique standard de la conférence de Penrose, elle est généralement considérée dans la littérature dite de "vulgarisation" comme une séquence lithosphérique de référence pour les ophiolites de type HOT et pour les dorsales océaniques rapides.

IV. Les modèles de chambre magmatique

A partir de l'étude des ophiolites et à la lumière des travaux sur les dorsales océaniques, de nombreux modèles de chambre magmatique ont été proposés pour les rides rapides (i.e. présentant une forte alimentation magmatique), depuis les années 1970-1980 *(cf. Yaouancq, 2001 et Juteau et Maury, 2008)*.

Dans les premiers modèles, cette chambre est considérée comme un unique réservoir magmatique de grande dimension, permanent et essentiellement liquide (ou fondu) dont la morphologie est cependant peu contrainte *(Pallister et Hopson, 1981 ; Smewing, 1981 ; fig.5)*. Dans ces modèles, les cumulats lités cristallisent sur le plancher et/ou les parois de la chambre magmatique et s'accumulent à sa base *(fig.5)*.

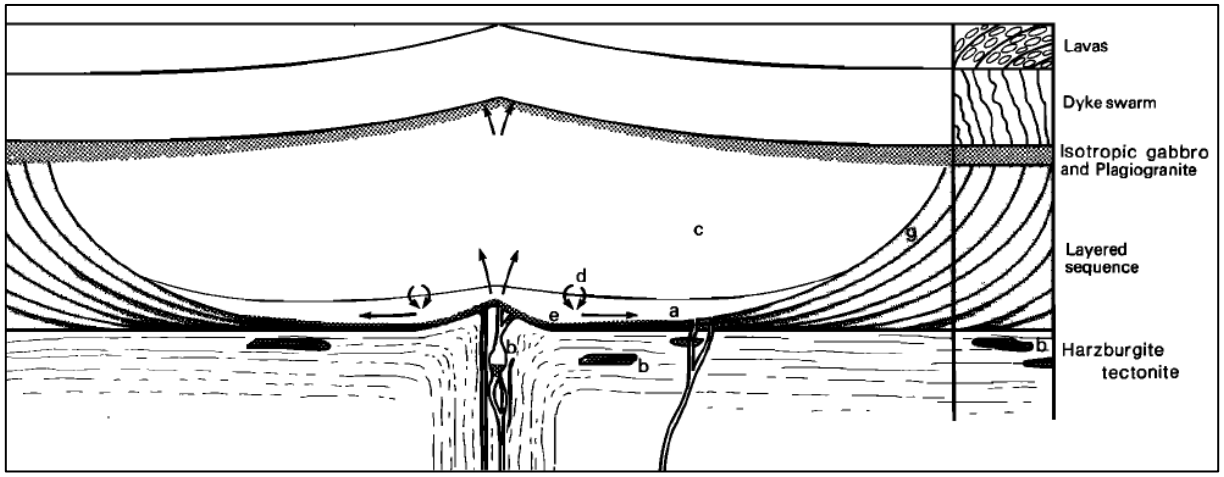


Figure 5 : Modèle de grande chambre magmatique en forme de bol proposé par Smewing (1981) à partir de l'étude de l'ophiolite d'Oman. a) arrivée d'un magma primitif ; b) fractionnement olivine + spinelle dans le manteau ; c) réservoir magmatique principal présentant des liquides plus différenciés ; d) zone de mélange avec les magmas primitifs ; e) cumulats riches en olivine ; g) cristallisation sur les parois de la chambre. Pour plus de détail sur ce modèle voir l'article.

Ces modèles de grande chambre magmatique ont cependant été rapidement remis en question par les nombreuses études géophysiques menées au niveau de la dorsale Est-Pacifique *(e.g. Detrick et al., 1987 ; Toomey et al., 1990 ; Caress et al., 1992)*. Ces travaux ont, en effet, mis en évidence la présence d'une fine (~ 1 - 2 km de large) lentille magmatique essentiellement liquide située à la base du complexe filonien et surmontant une zone relativement étendue (~ 7 km de large) de « mush » (i.e. bouillie cristalline) qui représente la "chambre magmatique" des anciens modèles. De récentes études géophysiques ont également révélé l'existence de lentilles (ou sills) magmatiques au niveau du Moho et au sein de la croûte inférieure *(e.g. Nedimović et al., 2005 ; Canales et al., 2009)*. Ceci est la vision actuelle que l'on a des "chambres" ou réservoirs magmatiques à l'aplomb des dorsales rapides.

A partir de ces nouvelles données géophysiques, plusieurs modèles ont été proposés pour tenter de déterminer le mode d'accrétion de la croûte inférieure (i.e. cumulats lités ± gabbros laminés) au niveau des rides rapides et de répondre à la question : comment peut-on construire une séquence crustale gabbroïque de plusieurs kilomètres d'épaisseur dans un tel système magmatique ? Actuellement il existe deux principaux modèles d'accrétion de la croûte océanique inférieure : 1) le modèle "gabbro-glacier" dans lequel les magmas cristallisent à la base de la lentille magmatique superficielle puis subsident sous la forme d'une bouillie cristalline pour former la croûte inférieure *(e.g. Phipps Morgan et Chen, 1993 ; Henstock et al., 1993 ; Quick et Denlinger, 1993 ; fig.6a)* ; 2) le modèle "sheeted sill" dans lequel la croûte inférieure cristallise *in situ* dans la zone de « mush » sous la forme de sills *(e.g. Kelemen et al., 1997 ; Kelemen et Aharonov, 1998 ; MacLeod et Yaouancq, 2000 ; fig.6c)*. Des modèles hybrides associant subsidence du plancher de la lentille supérieure et injections de sills dans la zone de « mush » ont également été proposés *(e.g. Boudier et al., 1996 ; Maclennan et al., 2004 ; fig.6b).*

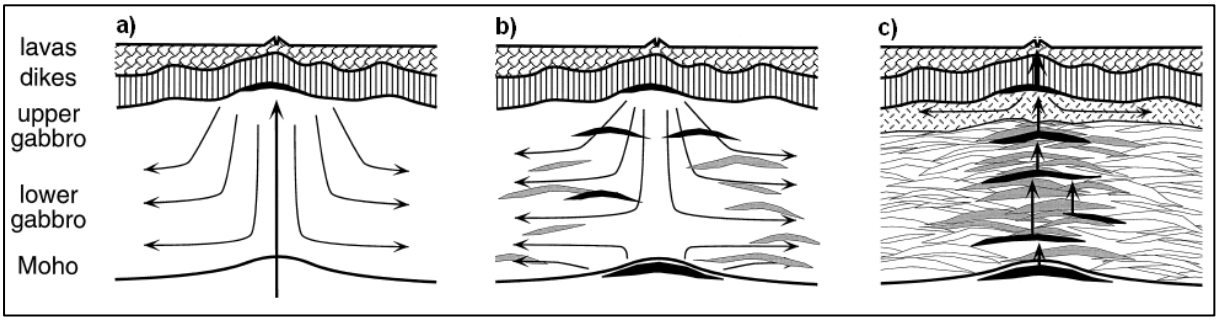


Figure 6 : Modèles d'accrétion de la croûte océanique inférieure d'après Korenaga et Kelemen (1998) : a) modèle "gabbro-glacier" ; b) modèle hybride ; c) modèle "sheeted sill". Les sills sont illustrés en noirs, les flèches fines et épaisses indiquent respectivement le fluage magmatique et le transport des magmas. Pour plus de détails sur ces modèles voir le texte et les références associées.

Je ne discuterai pas en détail de ces différents modèles de chambre puisqu'ils ne s'intègrent pas dans les thématiques pétrographique et géochimique de ma thèse. Mon étude de la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman est, en effet, principalement focalisée sur les processus affectant la composition et l'évolution des magmas dans la "chambre" magmatique plutôt que sur les mécanismes de mise en place de l'ensemble de la section crustale *(cf. paragraphe suivant)*.

V. Position du sujet : études antérieures et objectifs de cette thèse

L'étude des déformations plastiques de hautes températures (foliations, linéations, textures et sens de cisaillement) dans les harzburgites mantelliques du massif de Sumail a

permis de caractériser un flux asthénosphérique ascendant entouré de zones à flux divergent dans la région de Maqsad reflétant la présence d'un ancien diapir asthénosphérique (diapir de Maqsad) *(Ceuleneer, 1986 ; Ceuleneer et al., 1988 ; Nicolas et al., 1988a ; fig.7a)*. Ce diapir est allongé parallèlement à la direction de la paléo-ride océanique définie par l'orientation générale du complexe filonien *(cf. paragraphe III.3.c)*.

L'étude pétrologique et géochimique des filons mantelliques recoupant le manteau dans cette zone de remontée diapirique *(Ceuleneer et al., 1996 ; Benoit, 1997 ; Benoit et al., 1999 ; fig.7a)* et dans l'ensemble de l'ophiolite *(Python, 2002 ; Python et Ceuleneer, 2003 ; Python et al., 2008 ; fig.7b)* a mis en évidence deux points essentiels : 1) l'existence de deux familles de filons issues de magmas parents distincts : une série tholéiitique de type N-MORB (filons de troctolite, gabbro à olivine, gabbronorite pauvre en orthopyroxène et gabbro à oxydes) et une série provenant d'un magma parent plus siliceux et déprimé en éléments traces incompatibles, c'est-à-dire d'affinité andésitique (filons de pyroxénite, gabbronorite riche en orthopyroxène, diorite et tonalite - trondhjémite) *(fig.7a-b)* ; 2) la répartition non aléatoire des filons dans l'ophiolite : les troctolites et les gabbros à olivine, cumulats de haute température appartenant à la série tholéiitique, affleurent préférentiellement au niveau de certaines régions et indiquent des zones de remontée asthénosphérique tandis que les gabbronorites et les pyroxénites, cumulats de plus basse température appartenant à la série andésitique, affleurent dans la majorité de la section mantellique et sont quasi-absents dans ces zones diapiriques *(fig.7b)*. Un modèle de fusion d'une lithosphère altérée par des fluides hydrothermaux (i.e. fusion hydratée) a été proposé pour expliquer les magmas d'affinité andésitique *(Benoit et al., 1999)*. La répartition des filons dans le massif de Sumail, apportant une information sur la structure thermique du manteau indépendante des données structurales, confirme la présence d'un diapir asthénosphérique dans la région de Maqsad *(fig.7a-b)*.

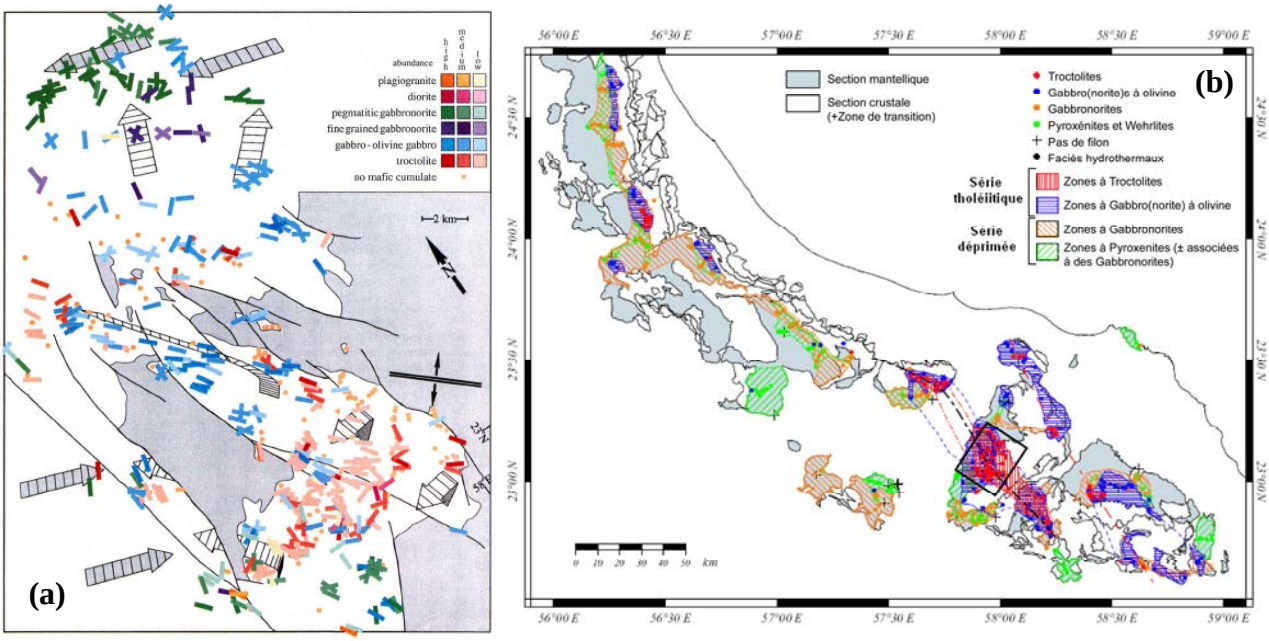


Figure 7 : a) Carte de répartition des faciès filoniens dans la section mantellique (zone en blanc) de la région de Maqsad (massif de Sumail) dans laquelle un diapir asthénosphérique fossile a été observé (d'après Ceuleneer et al., 1996). La section crustale inclue la zone de transition (zone grisée) ; les flèches indiquent le flux mantellique : les blanches les flux mantelliques divergents (périphérie du diapir) et les grisées les linéations mantelliques en dehors du diapir ; la double ligne noire indique l'orientation de la paléo-ride océanique. Pour plus de détail voir l'article. b) Carte de répartition des deux familles de filons mantelliques dans les différents massifs de l'ophiolite d'Oman (d'après Python, 2002 et Python et Ceuleneer, 2003). Le carré noir indique la région de Maqsad (fig. a) et le trait noir en pointillés souligne la paleo-ride médio-océanique.

Depuis les années 1980, de nombreuses études ont été réalisées sur la section crustale profonde de l'ophiolite (i.e. unité des cumulats lités) mais se sont essentiellement focalisées sur certains massifs ou sur certaines coupes particulières ; aucune étude globale ou comparative n'a été effectuée sur cette séquence à l'échelle de l'ophiolite, contrairement aux filons ou aux péridotites mantelliques *(Python, 2002 ; Nicolas et al., 2000 ; Le Mée et al., 2004)*. En examinant en détail la littérature sur la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman, on constate que *(cf. fig.8)* :

- Dans certains massifs, cette séquence a été étudiée succinctement ou en détail à l'échelle du massif : Fizh *(Smewing, 1981 ; Reuber, 1988 ; Adachi et Miyashita, 2003)*, Hilti *(Ernewein, 1987 ; Ernewein et al., 1988 ; Reuber, 1991)*, Wadi Tayin *(Hopson, 1981 ; Pallister et Hopson, 1981)*, Bloc Ouest du massif de Wuqbah *(Quatrevaux, 1995)*, Aswad et Khor (Khawr) Fakkan (massifs situés dans les Emirats Arabes Unis ; *Goodenough et al., 2010*)
- Dans d'autres massifs, cette séquence a été étudiée en détail au niveau de certaines coupes types mais peu étudiée dans les autres zones du massif : coupe du wadi Abyad dans le massif de Nakhl *(Browning, 1982 ; MacLeod et Yaouancq, 2000 ; Yaouancq, 2001)*, coupe du wadi Haymiliyah dans le massif de Haylayn *(Dahl, 1984 ; Juteau et al., 1988 ; Lachize, 1993 ; Lachize et al., 1996 ; Yamasaki et al., 2006)* et coupe du wadi Shafan dans le massif de Sarami *(Smewing, 1981 ; Browning, 1982 ; Ernewein, 1987)*. Ces coupes ont été préférentiellement étudiées soit parce qu'elles ont des caractéristiques lithologiques particulières, soit parce qu'elles correspondent à de belles séquences cumulatives continues et complètes.
- Dans certains massifs, cette séquence a été peu étudiée (massif de Sumail) ou n'a fait l'objet d'aucune étude : Samad, Kawad, Ibra, Bahla, Bloc Est du massif du Wuqbah.

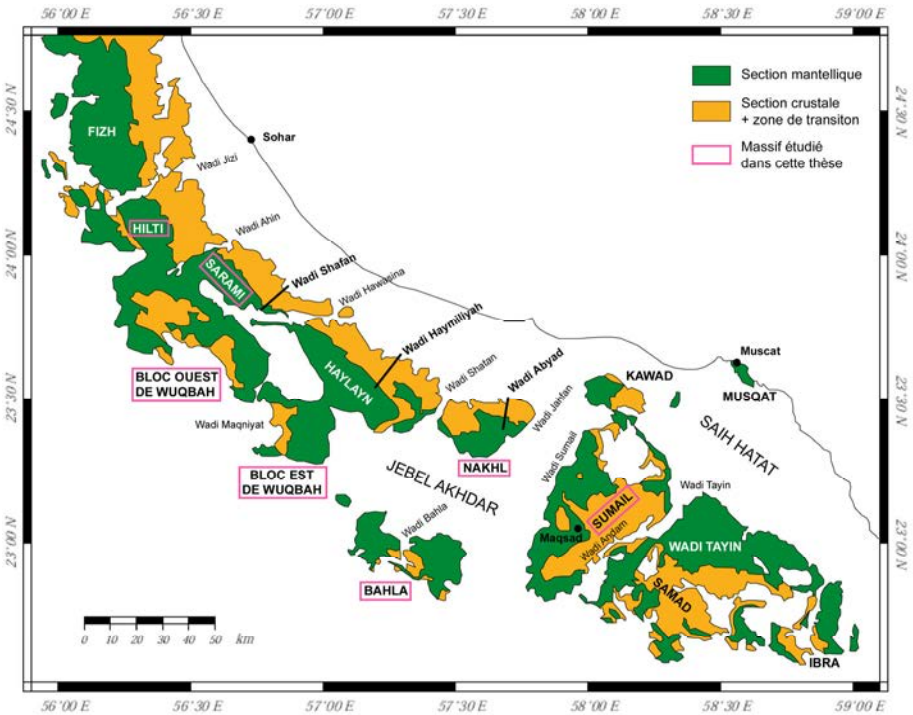


Figure 8 : Carte géologique simplifiée de l'ophiolite d'Oman localisant les différents massifs et les principaux wadis (i.e. cours d'eau). Seuls les massifs situés dans le sultanat d'Oman sont indiqués. Les coupes qui ont fait l'objet de nombreuses études sont illustrées par un trait gras.

A partir de l'ensemble des études réalisées sur la section crustale profonde de l'ophiolite, à l'exception de celles effectuées sur certaines coupes particulières (e.g. le wadi Haymiliyah dans le massif de Haylayn et le wadi Ragmi dans le massif de Fizh), il est

généralement admis que les cumulats lités sont issus de la cristallisation fractionnée de magmas de type N-MORB dans la (les) chambre(s) magmatique(s).

L'étude comparative entre les filons mantelliques, i.e. chenaux d'alimentation des magmas du manteau vers la (les) chambre(s) magmatique(s), et les cumulats lités, i.e. produits de cristallisation des magmas dans le(s) réservoir(s) magmatique(s), met en évidence un paradoxe essentiel : les cumulats lités ont un magma parent de type N-MORB alors que les filons mantelliques présentent deux magmas parents distincts, un magma tholéiitique de type N-MORB et un magma déprimé d'affinité andésitique.

L'objectif principal de cette thèse est de réaliser une étude pétrographique, géochimique et structurale de la section crustale profonde, i.e. la zone de transition, l'unité des cumulats lités et les intrusions ultrabasiques, dans plusieurs massifs de l'ophiolite d'Oman *(fig.8)* dans lesquels cette séquence est soit non étudiée dans la littérature (Bloc Est du massif de Wuqbah ***chap.2*** ; massif de Bahla ***chap.3***), soit peu étudiée ou seulement localement (Bloc Ouest du massif de Wuqbah ***chap.2*** ; massif de Sumail ***chap.4*** ; massifs de Sarami et de Nakhl ***chap.6***), soit relativement bien connue (massif de Hilti ***chap.5***). A partir des connaissances actuelles sur l'ophiolite d'Oman et les rides médio-océaniques *(cf. paragraphes précédents)* et des travaux antérieurs réalisés sur les sections mantellique et crustale de la nappe ophiolitique, cette thèse a plusieurs objectifs et va tenter de répondre à un certain nombre de questions ***(chap.7)*** :

- Objectif : Etudier la séquence crustale profonde dans les différents massifs de l'ophiolite, en particulier dans le massif de Bahla et dans le bloc Est du massif de Wuqbah qui sont situés au front de la nappe ophiolitique et, dans le massif de Sumail qui présente un diapir asthénosphérique fossile. Comparer cette étude avec les travaux antérieurs réalisés sur la section crustale profonde dans d'autres secteurs.
  Questions : Quelles sont les caractéristiques pétrographiques, géochimiques et structurales de l'ensemble de la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman ? Existe-t-il une variabilité lithologique et/ou chimique au sein de la section crustale profonde à l'échelle des massifs et de l'ophiolite ? En particulier, l'étude des massifs situés en front de nappe (Bahla, bloc Est du massif de Wuqbah) va permettre de tracer une éventuelle évolution dans le temps des processus d'accrétion et de la nature des magmas alimentant la section crustale. Existe-t-il un lien entre la composition des cumulats crustaux et leur position paléo-géographique par rapport au diapir de Maqsad et donc par rapport à la paléo-ride océanique ?

- Objectif : Comparer la pétrologie et la géochimie de la séquence crustale profonde (cette étude et les études précédentes) avec celles des filons mantelliques.
  Questions : Est-ce que le magma parent des cumulats crustaux a réellement une composition de pure N-MORB ? Existe-t-il un lien entre la répartition des filons mantelliques et la composition des cumulats crustaux à l'échelle des massifs et de l'ophiolite ? Quelle est l'importance des fluides, et en particulier des fluides hydrothermaux, dans la genèse de la section crustale profonde ? Les chambres magmatiques jouent-elles vraiment le rôle de « mélangeurs » qu'on leur attribue souvent ?

- Objectif : Etudier la pétrologie et la géochimie des cumulats lités à différentes échelles : à l'échelle de l'ophiolite (~ 500 km de long), à l'échelle de coupes métriques à kilométriques (1 m à 2 km) et à l'échelle de la lame mince (3 - 6 cm).
  Questions : Quels sont les processus affectant les magmas et/ou les cumulats dans la (les) chambre(s) magmatique(s) ? Comment se construit l'unité des cumulats lités ?

- Objectif : Etudier la zone de transition à la base de la séquence cumulative et les intrusions ultrabasiques recoupant cette dernière afin d'infirmer ou de confirmer les hypothèses invoquées dans la littérature pour expliquer la formation de ces unités *(cf. paragraphe III.2 et III.3.e)*.
  Questions : Quels sont les processus ayant lieu dans la zone de transition, autrement dit, les dunites transitionnelles sont-elles uniquement résiduelles ? Est-ce que les intrusions ultrabasiques sont contemporaines de l'accrétion océanique, c'est-à-dire de la cristallisation des cumulats lités, ou du détachement intra-océanique, c'est-à-dire co-génétiques avec les laves V2 ?

- Objectif : Etudier les caractéristiques structurales de la section crustale profonde dans certaines zones fortement tectonisées de l'ophiolite (e.g. massifs de Bahla et de Sumail).
  Question : Quelle est l'importance des processus tectoniques dans la construction de la croûte océanique ?

- Objectif : Apporter de nouvelles contraintes sur le contexte géodynamique de l'ophiolite d'Oman *(paragraphe II)* à partir des résultats obtenus sur la section crustale profonde couplés aux études antérieures réalisées sur les différentes unités lithologiques de l'ophiolite d'Oman et aux travaux entrepris depuis de nombreuses années sur les centres d'expansion océanique et les ophiolites.
  Questions : L'ophiolite d'Oman se forme t-elle dans un contexte de zone de subduction *(modèle 2, fig.2a-d)* ou de ride médio-océanique *(modèle 1, fig.2a-c)* ? L'ophiolite d'Oman correspond-elle réellement à une dorsale rapide ?

VI. Méthodologie de l'étude

Mon travail sur la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman repose principalement sur l'étude d'échantillons naturels et s'articule autour de trois axes majeurs : 1) une étude de terrain, 2) une étude pétrographique et 3) une étude géochimique.

L'étude de terrain est basée sur l'échantillonnage de la section crustale profonde de manière ponctuelle ou suivant des coupes métriques à pluri-métriques, l'observation minutieuse des relations entre les différentes unités lithologiques et la détermination des caractéristiques pétrographiques et structurales des roches à l'échelle de l'affleurement. L'étude pétrographique correspond à la description rigoureuse des échantillons au microscope optique polarisant (i.e. détermination des textures, des différentes paragenèses minérales,…) et à la réalisation d'une classification descriptive et génétique basée sur des critères pétrographiques spécifiques. Enfin, l'étude géochimique est basée sur l'analyse de la composition chimique des minéraux en éléments majeurs et mineurs à la microsonde électronique dans l'ensemble des échantillons et, l'étude de la composition chimique en éléments en traces des pyroxènes au LA – ICP – MS (Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometer) d'une sélection de mes échantillons *(cf. annexe 1).* Ces analyses chimiques réalisées sur lames minces et/ou épaisses (30 – 120 μm d'épaisseur, ~ 3 cm de long)

sont soit ponctuelles, soit continues le long de profils. Dans ce manuscrit, l'étude pétrographique est détaillée dans le **premier chapitre** pour l'ensemble des échantillons récoltés et les études de terrain et géochimique sont présentées dans les **chapitres 2 à 6** pour chacun des massifs étudiés *(cf. paragraphe précédent).*

Mes étude de terrain, pétrographique et géochimique de la section crustale profonde ont été réalisées à différentes échelles de travail depuis celle de l'ophiolite (~ 500 km) jusqu'à celle du cristal (quelques microns) en passant par celle de la coupe (2 km – 1 m). Ce type d'étude multi-échelle est relativement novateur puisque dans la littérature, ces différentes échelles sont rarement abordées conjointement, l'échelle « classique » restant celle de la coupe.

En complément de cette étude majeure sur les échantillons naturels, j'ai réalisée des expériences de cristallisation à basse pression, haute température et sous différentes pressions partielles d'eau sur des échantillons synthétiques dans un autoclave à chauffage interne (Internally Heated Pressure Vessel ; IHPV) à l'institut de minéralogie d'Hanovre en Allemagne. Cette étude expérimentale est décrite dans le **chapitre 8** de ce manuscrit.

Cette méthodologie multidisciplinaire et multi-échelle est indispensable pour étudier de manière exhaustive et rigoureuse cette unité complexe qu'est la section crustale profonde et pour permettre de répondre aux différents objectifs de cette étude *(cf. paragraphe précédent).*

CHAPITRE 1

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET CLASSIFICATION

I. Principes de la classification

Dans cette étude pétrographique, j'attribue le statut d'*échantillon* à la fois aux bancs centimétriques à métriques, définis sur le terrain, et aux lits millimétriques à centimétriques définis à partir de l'étude des lames minces ; environ 720 échantillons ont ainsi été individualisés. Un lit ou un banc est décrit comme une unité lithologique homogène pour ce qui concerne la paragenèse quelle que soit son épaisseur. Les critères définissant une paragenèse sont à la fois minéralogiques (nature et abondance modale des phases) et texturaux (ordres de cristallisation, évidences d'équilibre ou de déséquilibre, etc.…). La réalisation d'une telle classification fut une tache ardue du fait de la diversité des lithologies échantillonnées et de la nature souvent transitionnelle des caractères pétrographiques permettant de définir la paragenèse.

Les roches décrites dans ce chapitre proviennent majoritairement de la base de la section crustale de l'ophiolite, située immédiatement au-dessus du Moho pétrologique, et, dans une moindre mesure, de la zone de transition. Ce sont essentiellement des cumulats lités ou laminés associés en moindre proportion à des faciès d'imprégnation (injection d'un magma partiellement cristallisé dans un autre) et à des intrusions (injection d'un magma dans une roche préexistante) parallèles ou transverses au litage des cumulats. Des péridotites mantelliques (dunite, wehrlite, harzburgite et lherzolite) ont été échantillonnées à la base de la section crustale de certaines coupes afin d'avoir des données chimiques de référence pour le manteau (09HIL1, 08MA35, 08MA34, 08NA01B, 08NA2A, 08NA1B). Ces échantillons ne sont pas décrits dans ce chapitre et les dunites, harzburgites et lherzolites dont il sera question ici sont tous des cumulats avérés. Les péridotites mantelliques se distinguent des péridotites cumulatives par leur texture porphyroclastique et leur fabrique de forme et de réseau. Cette distinction est relativement aisée sauf dans le cas de certains faciès dunitiques.

Pour classer mes échantillons j'ai décidé de ne pas me baser totalement sur la classification de Streckeisen *(1976)* qui ne prend en compte que les seuls pourcentages des minéraux majeurs de la roche. L'ordre de cristallisation des phases minérales étant essentiel dans la suite de mon étude, j'ai principalement basé ma classification sur l'occurrence et l'ordre d'apparition des minéraux constitutifs, cet ordre étant directement déduit de la texture des roches et de la morphologie des minéraux.

La texture des roches et la morphologie des phases minérales, décrites dans ce chapitre, sont basées sur la terminologie descriptive des cumulats d'Irvine *(1982)*. Dans cette nomenclature le terme de *cristal cumulus* fait référence aux cristaux automorphes à sub-automorphes qui se forment lors d'une première étape de cristallisation et qui constituent la charpente du cumulat. Le terme de *matériel ou cristal post-cumulus* fait, quant à lui, référence aux cristaux qui cristallisent tardivement à partir d'un liquide intercumulus dans les interstices de la structure formée par les cristaux cumulus. Dans cette terminologie descriptive les textures font essentiellement référence au matériel post-cumulus. La texture *orthocumulat* est caractérisée par un matériel post-cumulus, souvent interstitiel, abondant (25 % - 50 % en volume), la texture *mésocumulat* est définie par un matériel post-cumulus moins abondant (7 % - 25 % en volume) et la texture *adcumulat* est caractérisée par une quantité mineure de matériel post-cumulus (0 % - 7 % en volume).

A partir de ces définitions j'ai donc réalisé ma classification en tenant compte de la présence ou de l'absence des différents minéraux cumulus et post-cumulus dans les échantillons (hors phases mineures : amphiboles, minéraux opaques). Deux grandes familles ont ainsi été définies : *les roches gabbroïques* caractérisées par les plagioclases et les minéraux ferromagnésiens en phase cumulus et *les péridotites et pyroxénites* définies par

l'absence de plagioclase en phase cumulus, les minéraux ferromagnésiens étant les seules phases cumulus. Les deux tableaux suivants montrent les principaux groupes de roches observés dans ces deux familles et font ressortir la logique de la classification. Pour ne pas surcharger les tableaux, toutes les lithologies n'ont pas été répertoriées. Lorsque plusieurs phases post-cumulus sont observées, j'ai indiqué la présence de ces phases en ajoutant leur nom après celui de la roche. Lorsque les phases post-cumulus ont une position particulière dans la séquence de cristallisation, j'ai précisé cette position dans le nom de la roche. Pour faciliter la description des roches, je vais utiliser les abréviations suivantes dans l'ensemble de ce chapitre : Plg = plagioclase, Cpx = clinopyroxène, Opx = orthopyroxène, Px = pyroxènes (Opx + Cpx), Ol = olivine.

Classification simplifiée des roches gabbroïques :

Cumulus / Post-cumulus	**Plg**	**Cpx - Plg**	**Ol - Plg**	**Opx - Plg**	**Ol - Cpx - Plg**	**Opx - Cpx - Plg**	**Opx - Cpx - Plg - Ol**
aucune	-	Gabbro*	Troctolite*	-	Gabbro à Ol*	Gabbronorite*	Gabbronorite à Ol*
Ol	Plagioclasite	-	-	-	-	-	-
Cpx		-	Troctolite à Cpx	Norite	-	-	-
Opx		Gabbro à Opx	-	-	Gabbro à Ol et Opx	-	-
Cpx - Opx		-	Troctolite à 2 Px	-	-	-	-

Classification simplifiée des péridotites et pyroxénites :

Cumulus / Post-cumulus	**Ol**	**Cpx**	**Ol - Cpx**	**Ol - Opx**	**Cpx - Opx**	**Ol - Opx - Cpx**
aucune	Dunite	-	Wehrlite*	-	-	-
Ol	-	Clinopyroxénite à Ol	-	-	-	-
Cpx	Wehrlite*	-	-	Harzburgite lherzolitique	-	-
Opx	-	Clinopyroxénite à Opx	Wehrlite à Opx	-	-	-
Plg	Dunite à Plg	Clinopyroxénite à Plg	Wehrlite à Plg	-	Webstérite à Plg	Lherzolite à Plg

** lithologies avec une classification particulière (voir dans le texte)*

Pour les gabbros, gabbros à Ol, gabbronorites, gabbronorites à Ol et troctolites des sous-groupes ont été définis en fonction des proportions modales des minéraux cumulus (Ol et/ou Px et Plg). Des préfixes sont alors ajoutés au nom de la roche en fonction du pourcentage de Plg : *leuco-* quand Plg > 65 % et *méla-* quand Plg < 35 %. Ces sous-groupes vont faciliter la classification car le nom de la roche indique directement l'abondance relative des minéraux. Dans la description qui suit les différents sous-groupes sont étudiés en détails

pour les gabbros à Ol car cette lithologie est la plus abondante ; elle correspond à plus de la moitié de mes échantillons *(cf. tableau 1.2)*. Pour les gabbros, gabbronorites, gabbronorites à Ol et troctolites, lithologies moins abondantes, les sous-groupes n'ont pas été détaillés dans ce chapitre mais apparaissent dans le tableau de synthèse (*tableaux 1.1 et 1.2)*.

Les wehrlites qui correspondent aux roches à Cpx et Ol apparaissent deux fois dans le tableau. Dans la logique de ma classification une wehrlite est une roche à Cpx + Ol en phase cumulus. Cependant dans la littérature sur l'ophiolite d'Oman, le terme wehrlite fait généralement référence à des roches à Ol automorphes/sub-automorphes et à Cpx poecilitiques donc post-cumulus. J'ai donc décidé de mettre le même nom dans ma classification générale mais en faisant la distinction entre « wehrlite à Cpx précoce » et « wehrlite à Cpx tardif ».

Pour chaque groupe la séquence de cristallisation sera donnée sous la forme suivante :

(V –) V + W (+ X) – V + X + Y – Z **{A}**

Dans cet exemple, V et W sont les minéraux cumulus et X, Y et Z sont les minéraux post-cumulus. Le symbole " – " montre les différentes étapes de la cristallisation et le symbole " + " signifie que les phases co-cristallisent donc dans l'exemple V-W et V-X-Y sont contemporains, le minéral cumulus V a une cristallisation étalée dans le temps et le minéral post-cumulus Z est plus tardif que X et Y. Le symbole " ( ) " signifie que le ou les minéraux cristallisent parfois plus précocement, donc dans l'exemple le minéral cumulus V est parfois plus précoce que W et le minéral post-cumulus X se forme parfois en fin de cristallisation des minéraux cumulus. Le symbole " { } " indique le ou les minéraux issus de réaction sub-solidus (hors exsolutions).

II. Etude pétrographique

Les proportions modales de chaque roche ou lit n'ont pas été déterminées par comptage de point, du fait du grand nombre d'échantillons récoltés, mais elles ont été estimées à partir de l'observation microscopique. Cette approche induit une erreur dont j'estime l'ordre de grandeur à 10 %. Du fait de cette imprécision sur les pourcentages, les sous-groupes déterminés précédemment pour les roches gabbroïques doivent être considérés comme un caractère général des roches ("plus ou moins riches en Plg" par exemple) plutôt que comme un reflet des proportions précises des minéraux. Le caractère lité de mes roches est également source d'imprécisions dans la classification pétrographique. Tout d'abord, l'estimation des proportions modales est plus ardue sur un lit de quelques millimètres que sur l'ensemble d'une lame mince induisant ainsi des erreurs plus ou moins importantes selon l'épaisseur des lits observés. De plus, il n'est pas rare d'observer des lits en bordure de lame ce qui rend plus difficile la détermination de la lithologie et l'estimation des proportions modales du lit, la partie observée sur la lame mince pouvant ne pas être représentative de l'ensemble du lit. On considère néanmoins dans cette étude pétrographique que les proportions modales et les lithologies déterminées sur lames minces sont représentatives de l'ensemble de la roche, dans le cas d'échantillons uniformes, ou de l'ensemble du lit dans le cas de roches litées.

Le degré d'altération des roches varie d'un échantillon à l'autre de 0 à 100 %. Dans beaucoup d'échantillons l'Ol est altérée en serpentine, celle-ci remplace totalement ou partiellement le minéral et se développe préférentiellement dans les fractures de l'Ol. Cette altération est souvent accompagnée par la formation de magnétites dans les joints de grains et les microfractures de l'Ol. Dans certaines roches l'Ol peut également s'altérer en talc mais ce

type d'altération est beaucoup plus rare. Lorsque l'Opx est présent, il s'altère totalement ou partiellement en serpentine (phénomène de bastitisation) voire en talc lorsque l'altération est importante. Les Plg peuvent présenter des degrés d'altérations très poussés rendant, dans certains échantillons, leur analyse impossible. Dans certaines roches les Plg s'altèrent en prehnite ou en pumpellyite et dans d'autres ils se transforment en minéraux secondaires formant une poussière brunâtre à leur surface en lumière naturelle et leur donnant un caractère isotrope en lumière polarisée analysée. Ces minéraux secondaires peuvent correspondre, du moins en partie, à des hydrogrenats *(Expédition IODP 304/305, 2006)*. Les minéraux les plus résistants à l'altération sont les Cpx. Lorsque le degré d'altération est faible, des amphiboles secondaires (souvent actinote/trémolite) se développent soit en bordure, soit au cœur des cristaux et, lorsque le degré d'altération est plus important, le Cpx est totalement transformé en amphibole secondaire. Les proportions des minéraux d'altération ne sont pas prises en compte dans les descriptions pétrographiques.

II.1. Les roches gabbroïques

II.1.a. Les plagioclasites

Les plagioclasites sont des roches dans lesquelles le Plg est abondant et en phase cumulus. Lorsque des minéraux ferromagnésiens (Ol et/ou Px) sont présents, ce sont des phases post-cumulus et ils sont généralement moins abondants que le Plg. Parmi les roches échantillonnées, aucune « pure » plagioclasite (100 % de Plg) n'a été observée. Les plagioclasites ont des textures d'adcumulat et de mésocumulat.

Les Plg présentent des morphologies sub-automorphes à automorphes et ont des tailles de grain relativement constantes dans l'ensemble des échantillons avec des valeurs comprises entre 0,5 mm et 2 mm *(fig.1.1)*. De rares inclusions (ce terme faisant référence à de petits cristaux inclus dans un cristal hôte) arrondies d'Ol sont observables dans les Plg de certaines plagioclasites à Ol et Cpx (08BA2A ZIII&ZIV, 08BA3Dh ZIII, *fig.1.1b*) montrant que l'Ol cristallise parfois plus précocement et est piégée par les derniers cristaux de Plg. L'échantillon 08BA3Dh ZIII se distingue des autres roches par la présence d'extinctions roulantes (ou onduleuse), de "bending" (ou bandes de pliage) et de macles mécaniques dans les Plg témoignant de phénomène de déformation *(fig.1.1b)*. Le Plg est la phase la plus abondante dans ces roches avec des proportions comprises entre 80 % et 99 %.

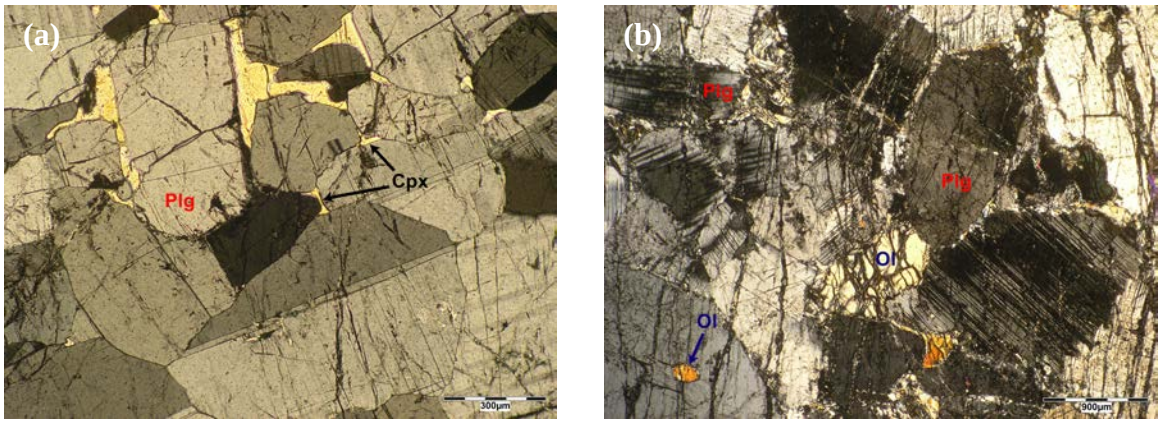


Figure 1.1 : Morphologies et caractéristiques des Plg dans les plagioclasites : a) Plg automorphes à sub-automorphes associés à des placages de Cpx dans l'échantillon 09BA13B ZII et b) Plg déformés présentant des inclusions d'Ol dans l'échantillon 08BA3Dh ZIII. Photos en LPA (Lumière Polarisée Analysée).

Le Cpx est toujours présent dans les plagioclasites échantillonnées mais il présente différents habitus. Dans certains échantillons (09BA1C, 09BA13B ZII), il est très tardif par rapport au Plg et se présente sous forme de fins placages de quelques microns « coincés » entre les Plg *(fig.1.1a)*. Cette morphologie reflète une cristallisation des Cpx dans les tous derniers liquides intercumulus imprégnant les Plg. Dans les autres plagioclasites (09HIL2Cb ZIII, 08BA4BI ZII, 08MA72C, 08BA3Dh ZIII, 08BA4CH ZII, 08BA2 ZIII&ZIV), ils sont légèrement plus précoces et s'observent en petits cristaux xénomorphes interstitiels entre les Plg *(fig.1.2a)* ou en cristaux poecilitiques englobant les Plg. On le trouve également parfois sous forme de cristaux sub-automorphes mais ils présentent alors des apophyses et de nombreuses inclusions de Plg montrant son caractère plus tardif. Dans ce dernier cas, les Cpx sont de plus grande taille avec des grains ≤ 1 mm. Dans deux échantillons à Ol poecilitiques (08BA1C et 08MA72C, *fig.1.2b*), le Cpx s'observe également en fin liseré de quelques microns se développant autour des Ol *(fig.1.2b)*. Ces Cpx, s'observant essentiellement au contact entre l'Ol et le Plg, sont vraisemblablement issus de réactions sub-solidus. Dans les plagioclasites, les proportions modales du Cpx varient de 0,5 % à 12 %.

Un seul échantillon (08BA4CH ZII) possède de l'Opx en phases post-cumulus. Comme le Cpx, il s'observe sous forme de cristaux xénomorphes ou poecilitiques englobant du Plg *(fig.1.2b)*. Dans cette roche, l'Opx a une taille inférieure à 0,5 mm et représente environ 1 % du volume de la roche.

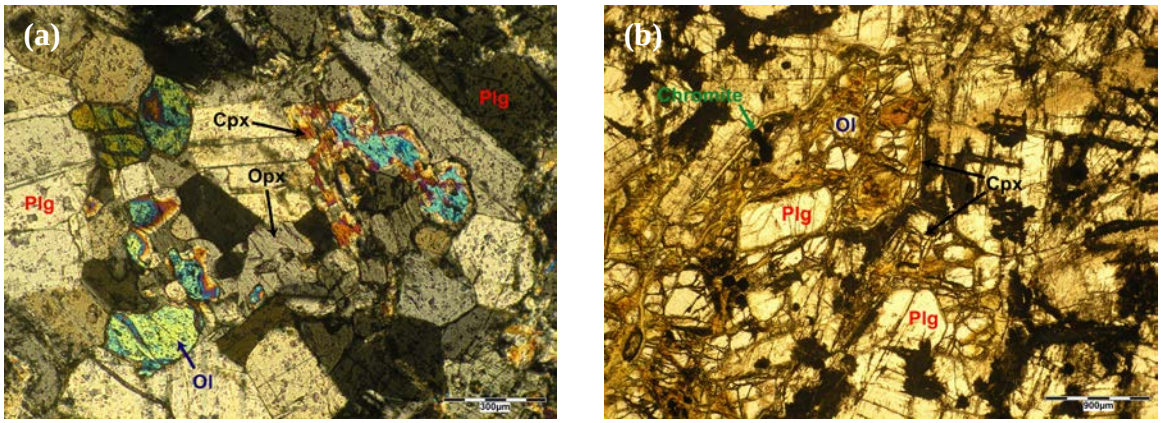


Figure 1.2 : Morphologies des minéraux ferromagnésiens : a) Px en cristaux xénomorphes et Ol en cristaux xénomorphes à sub-automorphes dans l'échantillon 08BA4CH ZII et b) Fin liseré de Cpx autour d'une Ol poecilitique dans l'échantillon 08MA72C. Photos en LPNA (Lumière Polarisée Non Analysée) (a) et en LPA (b).

Lorsque l'Ol est présente elle apparaît le plus souvent en cristaux xénomorphes parfois sub-automorphes en position interstitielle entre les Plg *(fig.1.2a)*. Elle présente souvent des inclusions de Plg et ont généralement des tailles inférieures à 1 mm. L'Ol s'organise le plus souvent en cristaux ou en amas disséminés dans la roche *(fig.1.2a)* sauf dans l'échantillon 08BA2A (ZIII&ZIV) dans lequel elle forme de fins alignements discontinus qui suivent une direction préférentielle *(fig.1.3a)*. Dans les échantillons 09BA1C et 08MA72C, les Ol présentent un habitus particulier sous forme de grands cristaux poecilitiques, avec des dimensions atteignant 6 mm, qui englobent des cristaux sub-automorphes de Plg *(fig.1.2b et 1.3b)*. Dans les plagioclasites à Ol, on observe souvent des liserés d'amphiboles qui se développent essentiellement entre le Plg et l'Ol *(fig.1.3b)*. La morphologie de ces amphiboles montre qu'elles ne sont pas magmatiques mais issues d'une réaction sub-solidus en présence d'eau entre le Plg et l'Ol. Dans ces plagioclasites, l'Ol est souvent la phase la plus abondante après le Plg représentant entre 0,5 % et 17 % de la roche.

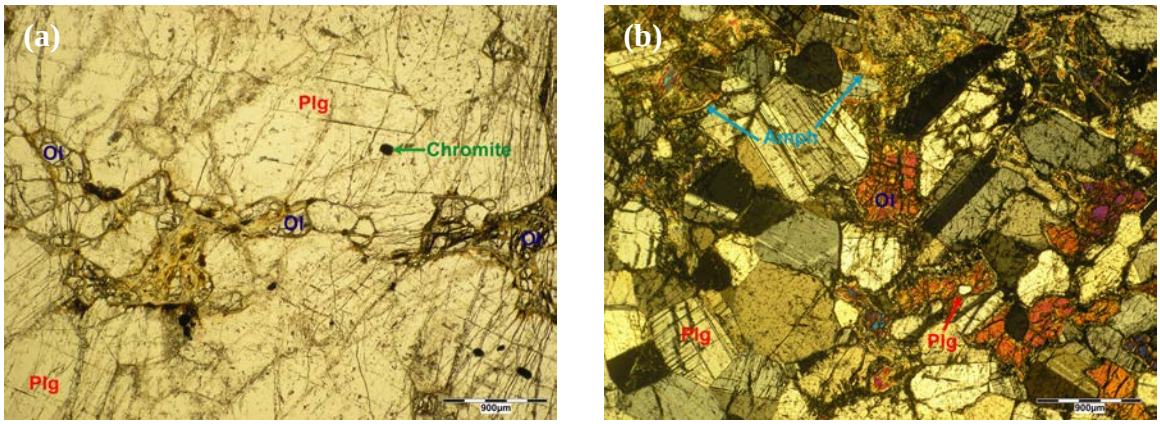


Figure 1.3 : Caractéristiques des Ol dans les plagioclasites : a) Organisation des Ol sous forme de fins alignements discontinus dans l'échantillon 08BA2A ZIII et b) Ol poecilitique présentant une bordure d'amphibole (Amph) dans l'échantillon 09BA1C. Photos en LPNA (a) et en LPA (b).

Les minéraux opaques dans ce type de roche sont des sulfures de Fe, Cu et Ni et des chromites (Chr). Les chromites sont généralement automorphes à sub-automorphes et s'observent aussi bien entre les minéraux qu'incluses dans les Ol et les Plg *(fig.1.2b et 1.3a)*. Les sulfures se présentent en cristaux sub-automorphes à xénomorphes situés en bordure des Ol ou en position interstitielle entre les Plg. Les chromites et les sulfures ne sont jamais associés dans le même échantillon et les chromites, comme en témoigne leur morphologie, cristallisent plus précocement que les sulfures. Les chromites représentent 1 % à 2 % du volume des roches tandis que les sulfures ont toujours des proportions modales inférieures à 1 %.

Quand les Ol et les Cpx sont présents dans le même échantillon, il est difficile de déterminer un ordre de cristallisation entre ces deux phases, ces dernières étant toutes deux interstitielles. Finalement les relations texturales entre les minéraux et leurs morphologies permettent de définir, pour les plagioclasites, l'ordre de cristallisation général suivant :

Plg + Chr – Px + Ol + Sulfures + Chr **{Cpx + Amph}**

(L'Ol ou l'Opx sont absents dans certaines plagioclasites)

II.1.b. Les gabbros (s.l.)

Les gabbros sont des roches à Plg et Cpx en phase cumulus. Si de l'Opx post-cumulus est présent on parle de gabbro à Opx mais si de l'Ol est présente on parle de gabbro à Ol, ce qui correspond, dans ma classification, à un autre groupe de roche *(cf. paragraphe II.1.c)*.

II.1.b.1. Les gabbros « sensu stricto »

Les gabbros (s.s.) présentent des textures d'adcumulat *(fig.1.4)* sauf les échantillons 09BA7E ZV, 08WU3H ZII et 08WU3Ga ZII qui présentent des textures macrocristallines non cumulatives car ils correspondent soit à la bordure harrissitique d'un filon qui recoupe les cumulats lités (09BA7E ZV), soit à des filons parallèles au litage des cumulats (08WU3H ZII et 08WU3Ga ZII). La taille des grains varie beaucoup d'un échantillon à l'autre, certains gabbros ont des textures à grains fins (≤ 0,5 mm) (08WU3A ZII) et d'autres des textures à gros grains (allant de 2 mm à 1,3 cm) (04OM38G, 08BA7E ZV, 08WU3H ZII, 08WU3Ga ZII) mais la plupart des gabbros présentent des textures à grains moyens (~ 1 mm) *(fig.1.4)*.

Les Plg ont généralement une morphologie sub-automorphe dans ces gabbros (*fig.1.4b)* mais sont plus automorphes, sous forme de baguettes, dans certains échantillons (08WU3H ZII, 08BA6A, *fig.1.4a*). C'est également souvent le cas lorsqu'ils sont inclus dans le Cpx (*fig.1.4a)*. Les Plg possèdent parfois de petites inclusions arrondies de Cpx *(fig.1.4b)*. La taille des grains de Plg est en moyenne de 1 mm dans les gabbros (s.s.), elle varie de 0,1 mm à 6 mm entre les différents échantillons et est relativement constante au sein d'un même échantillon. Le Plg est généralement la phase la plus abondante avec des proportions modales comprises entre 24 % et 90 %, ces roches étant essentiellement des gabbros et des leucogabbros *(cf. tableau 1.2)*.

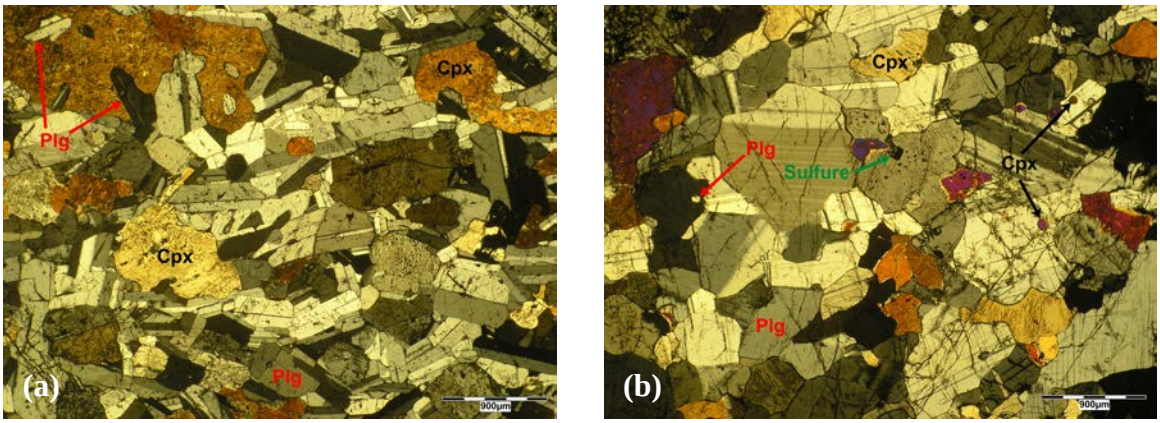


Figure 1.4 : Textures des gabbros s.s. et morphologies des Plg et des Cpx : a) Plg plus automorphes sous forme de baguettes et Cpx sub-automorphes à xénomorphes dans l'échantillon 08BA6A et b) Plg et Cpx sub-automorphes dans l'échantillon 08MA31H ZII. Photos en LPNA.

Les Cpx observés dans les gabbros sont souvent maclés et se présentent généralement sous forme de cristaux sub-automorphes avec parfois des apophyses qui peuvent évoluer en cristaux clairement xénomorphes *(fig.1.4)*. Ils possèdent souvent des inclusions de Plg sous forme de cristaux arrondis *(fig.1.4b)* ou de lattes *(fig.1.4a)*. Certains Cpx sont quasi poecilitiques du fait des nombreuses inclusions de Plg qu'ils contiennent *(fig.1.4a)*. Dans certains échantillons, les Cpx s'observent également sous forme de petits cristaux situés en position interstitielle entre les Plg. Au sein d'une même roche on observe généralement les différents habitus décrits précédemment reflétant un étalement de la cristallisation du Cpx au cours du temps. Dans certains échantillons, des amphiboles se développent autour des Cpx et proviennent vraisemblablement de réaction sub-solidus en présence d'eau entre le Plg et le Cpx (08WU3Ga ZII). La taille des grains de Cpx est en moyenne de l'ordre de 1 mm mais elle varie entre < 0,1 mm et 1,2 cm entre les échantillons du fait des différentes textures observées. Les proportions modales du Cpx varient de 10 % à 75 %.

Les Cpx présentent parfois des structures particulières *(fig.1.5)*. Tout d'abord on observe, inclus dans le Cpx, des lamelles ou plages de taille variable qui suivent le plus souvent le clivage du cristal hôte *(fig.1.5a-b)*. Ces lamelles ou plages présentent des teintes de polarisation différentes de celles du cristal hôte mais ont des compositions de Cpx, reflétant une réorganisation du réseau atomique. Ces structures font penser à des exsolutions de grande ampleur dans des Cpx. On observe également des structures d'interpénétrations entre plusieurs cristaux (souvent entre deux cristaux) montrant un cristal de Cpx qui pénètre dans un autre cristal le plus souvent suivant les clivages du cristal qui est pénétré *(fig.1.5a-b)*. Ces deux structures sont souvent associées à la formation de myrmeckites qui sont soit alignées selon le clivage des Cpx *(fig.1.5b)*, soit distribuées en éventail dans les Cpx *(fig.1.5c)*.

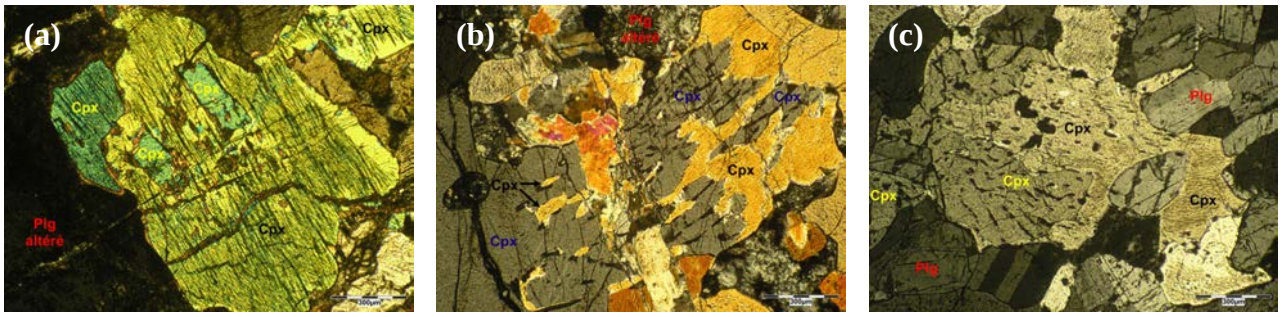


Figure 1.5 : Structures particulières observées dans les Cpx des gabbros s.s. 08BA12b ZII (a), 08BA31H ZII (b) et 08BA3H ZI (c). Pour les détails des structures voir le texte. Sur ces photos en LPA, les différentes couleurs d'écriture indiquent les différents Cpx (identifiés selon la teinte de polarisation et l'angle d'extinction).

Ces structures particulières semblent refléter une croissance complexe des cristaux associée à une déstabilisation des Cpx (exsolutions et myrmeckites) dans des conditions allant de tardi-magmatique à sub-solidus. Certaines de ces structures sont proches des « *symplectites d'augite* » décrites par *Roelofse et Ashwal (2008)* dans une gabbronorite du Bushveld. Ce sont des structures d'exsolution qui se créent quand un cristal d'augite envahit un autre cristal d'augite formant entre ces deux minéraux des « cellules » d'augite symplectitique. Les augites dans ces cellules présentent la même orientation cristallographique que le grain pénétrant tandis que le grain pénétré a une orientation cristallographique différente. D'après les auteurs, la formation de ces symplectites d'augites résulterait de l'interaction de la roche avec une phase fluide riche en eau à des températures relativement hautes de l'ordre de 1100°C. De plus, les exsolutions étant des réactions à l'état solide et la diffusion étant un phénomène relativement lent, le développement de telles structures nécessite un refroidissement très lent de la roche. Ces structures sont observables dans la majorité des échantillons et sont particulièrement bien développées dans les pyroxénites *(cf. paragraphe II-2).*

Les minéraux opaques (Opq) sont très rares dans ces roches (≤ 1 %) et sont généralement de petite taille, sauf exceptions dans les textures à gros grains *(fig.1.6a)*. Ces minéraux sont essentiellement des sulfures de Fe, Ni et Cu *(fig.1.4b)* associés en moindres proportions à des chromites (08NA6 ZI, 08WU3GA ZII, 08WU3H ZII), à des oxydes de fer (magnétite et hématites) (08BA6A, 08NA6 ZI) et à des ilménites (04OM38G, 09BA7E ZV, 08BA6A, *fig.1.6a*). Tous les minéraux opaques ont des morphologies sub-automorphes à xénomorphes et s'observent parfois en inclusion dans les Plg et les Cpx *(fig.1.4b et 1.6a).*

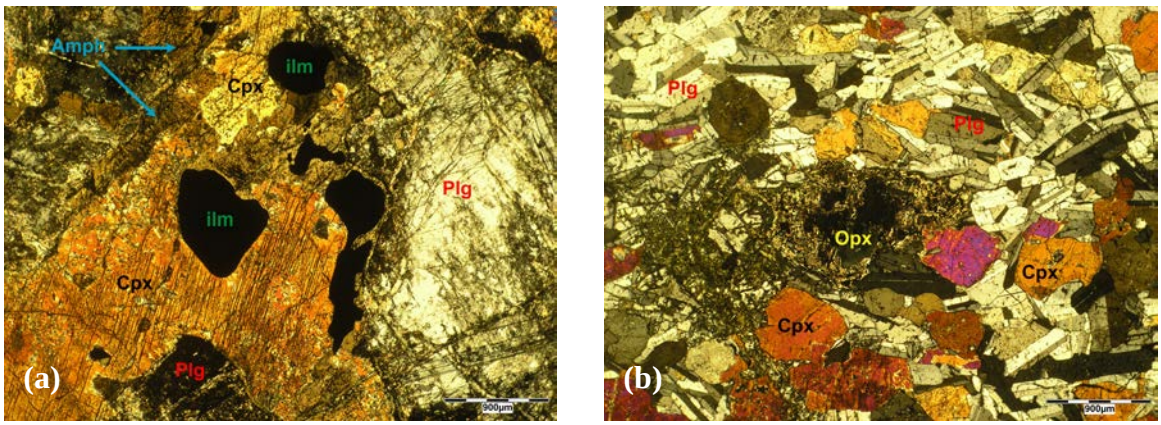


Figure 1.6 : Caractéristiques minéralogiques de certains gabbros s.s. : a) Cristaux d'ilménite (ilm) et d'amphibole dans l'échantillon 08BA38G et b) xénocristal d'Opx dans l'échantillon 08BA6A. Photos en LPA.

Des amphiboles brunes primaire s'observent dans l'échantillon 04OM38G sous forme de cristaux interstitiels entre les Cpx (*fig.1.6a*). Contrairement aux amphiboles précédentes, elles se sont formées dans des conditions magmatiques et sont clairement des minéraux tardifs post-cumulus. Dans l'échantillon 08BA6A on observe également un unique cristal d'Opx plus ou moins arrondi de 2 mm totalement altéré et *a priori* xénomorphe (*fig.1.6b*). Au vu de l'habitus de ce cristal, de l'absence d'autre occurrence d'Opx dans l'échantillon et des relations texturales entre les minéraux, cet Opx est vraisemblablement un xénocristal n'appartenant pas à la paragenèse magmatique.

Les relations texturales entre les Plg et les Cpx montrent que la cristallisation de ces deux phases a été presque simultanée. En effet, dans le détail, au vu de la morphologie des phases et de la nature des inclusions, il semble que le Plg soit légèrement plus précoce que le Cpx. On peut noter que dans un des échantillons (04OM38G) les Plg semblent s'infiltrer dans les Cpx donnant une morphologie plus ou moins poecilitique à ces derniers. Cette morphologie reflète ici une cristallisation plutôt contemporaine de ces deux phases. Pour ces gabbros (s.s.) on peut donc établir la séquence de cristallisation suivante :

(Plg –) Plg + Cpx + Opq – Amph **{Amph}**

On peut noter que quelques gabbros présentent une texture particulière avec une accumulation de Plg essentiellement sous forme de baguettes, que l'on appellera ici *texture cumulative en baguettes (fig.1.4a et 1.6b)*. Ces lattes de Plg sont plus ou moins alignées dans une direction préférentielle témoignant d'un fluage magmatique au moment de la cristallisation. De la même manière, certains échantillons présentent des textures orientées avec des Cpx et des Plg allongés dans la direction de l'écoulement. Enfin certains échantillons montrent des indices de déformation et de recristallisation avec des extinctions roulantes dans les Cpx et les Plg (08NA6 ZI, 08BA14Ah ZII), des macles mécaniques dans les Plg (08NA6 ZI, *fig.1.7*), et le développement de sous-joints de grains dans les Plg *(fig.1.7)*. Dans l'échantillon 08NA6 ZI, des inclusions fluides micrométriques associées à de petits cristaux de spinelle alumineux sont alignées le long des joints de grains des Plg et au sein des Plg *(fig.1.7)*.

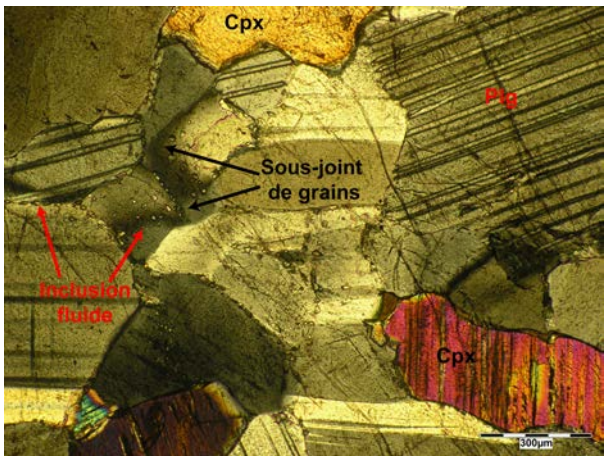


Figure 1.7 : Recristallisation et déformation des Plg dans l'échantillon 08NA6 ZI. Noter les nombreuses inclusions fluides ± spinelles dans les Plg et aux joints et sous-joints de grains. Photo en LPA.

II.1.b.2. Les gabbros à Opx précoce

Ces gabbros (08WU3M, 08WU6, 08WU3L, 08BA06B) ont des textures de mésocumulat et présentent des textures cumulatives en baguettes et à grains moyens *(cf. paragraphe précédent)*. L'Opx, contrairement au groupe suivant, apparaît plus précocement

dans la séquence de cristallisation et, de ce fait, ces gabbros se rapprochent du groupe des gabbronorites *(cf. paragraphe II.1.f)*.

Les Plg présentent une morphologie automorphe à sub-automorphe et la majorité d'entre eux ont une forme de baguettes *(fig.1.8a)*. Ces lattes présentent cependant des orientations diverses dans la lame et ne suivent donc pas une direction préférentielle liée à l'écoulement du magma. Les Plg présentent parfois des inclusions de Cpx *(fig.1.8a)*. Leur taille varie au sein des échantillons et est comprise entre 0,2 mm et 3 mm. L'échantillon 08WU6 se distingue des autres échantillons par la présence de deux générations de Plg avec des compositions distinctes (An83 et An59) et de grands Plg zonés *(fig.1.8b)*. Les proportions modales des Plg varient peu dans ce faciès avec des valeurs comprises entre 42 % et 50 %.

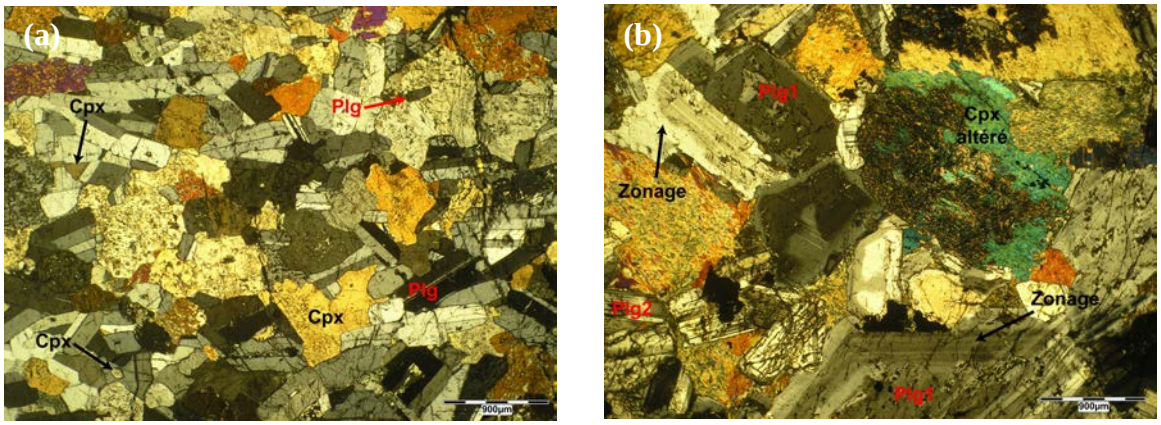


Figure 1.8 : a) Texture d'un gabbro à Opx précoce et morphologies automorphes à sub-automorphes des Plg et sub-automorphes à xénomorphes des Cpx dans l'échantillon 08BA6B. b) Caractéristiques minéralogiques des Plg dans l'échantillon 08WU6. Photos en LPA.

Les Cpx ont une morphologie sub-automorphe à xénomorphe voire interstitielle et sont parfois maclés *(fig.1.8a)*. Ils présentent souvent des inclusions de Plg parfois arrondies mais le plus souvent en baguettes *(fig.1.8a)*. Dans la plupart des échantillons, les Cpx sont partiellement ou totalement altérés en amphiboles secondaires qui se développent en bordure et au cœur des cristaux *(fig.1.8b)*. Il semble que certains Cpx possèdent également des inclusions d'Opx mais, au vu de l'état d'altération, il est la plupart du temps difficile de déterminer si ce sont des inclusions ou des exsolutions (ce dernier terme faisant référence aux cristaux d'Opx se formant dans le Cpx par migration de certains éléments du cristal hôte dans des conditions sub-solidus). La taille des grains de Cpx est généralement constante et varie en moyenne de 0,5 mm à 3 mm entre les différents gabbros. La quantité de Cpx varie peu dans ces gabbros avec des pourcentages compris entre 33 % à 48 %.

Dans la plupart des échantillons, les Opx sont altérés en serpentine, talc et amphibole mais leur morphologie est encore observable *(fig.1.9)*. La majorité des Opx se présente en cristaux poecilitiques de taille variable englobant des cristaux automorphes à sub-automorphes de Plg (arrondis ou en baguettes) et de Cpx *(fig.1.9a et 1.10)*.

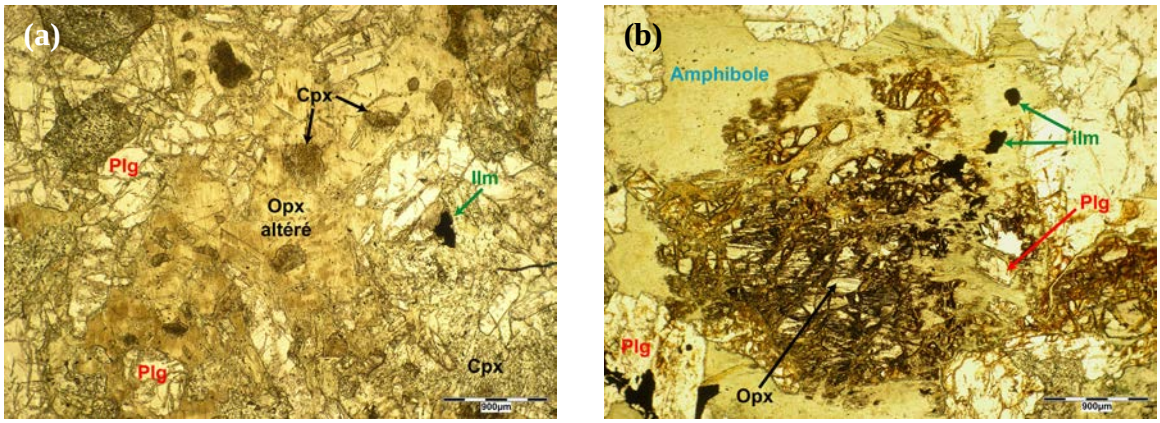


Figure 1.9 : Caractéristiques des Opx dans les gabbros à Opx précoce : a) Opx poecilitique / xénomorphe altéré en serpentine ± talc dans l'échantillon 08WU3M et b) Opx avec une morphologie plus sub-automorphe altéré en amphibole dans l'échantillon 08WU6. Photos en LPNA.

Dans le détail, certains cristaux apparaissent clairement poecilitiques, cristallisant à partir des derniers liquides intercumulus. Cependant la plupart s'apparentent plus à des cristaux xénomorphes très riches en inclusions qu'à de vrais cristaux poecilitiques *(fig.1.9a et 1.10a)*. De plus, dans certaines échantillons (08BA6B, 08WU6), on trouve quelques Opx plus sub-automorphes présentant des apophyses et des inclusions *(fig.1.9b et 1.10b)*. Les Opx sont relativement grands (1 mm – 5 mm) et abondants (6 % - 14 %). La morphologie des Opx témoigne donc de leur apparition relativement précoce, probablement juste après celles des Plg et des Cpx.

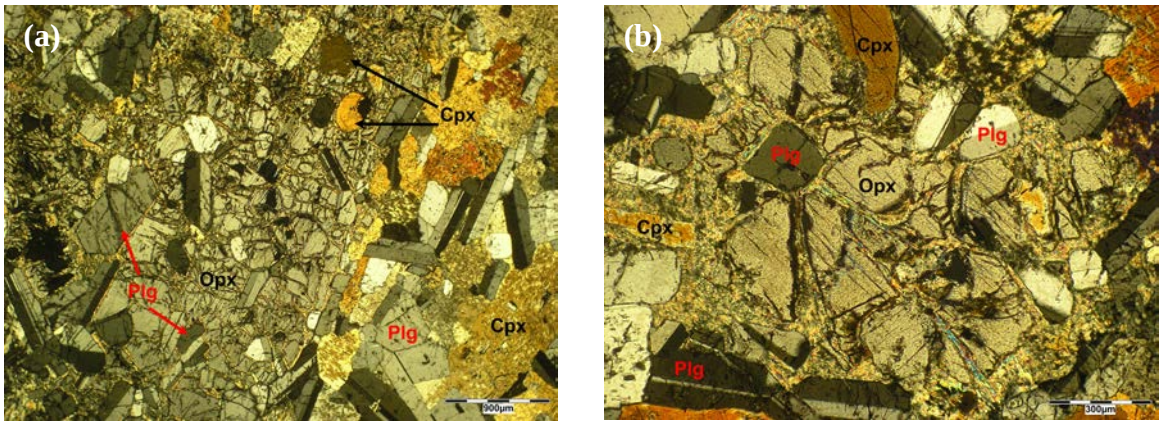


Figure 1.10 : Morphologies d'Opx moins altérés dans l'échantillon 08WU6B : a) En cristal poecilitique / xénomorphe et b) En cristal plus sub-automorphe à inclusions. Photos en LPA.

Les minéraux opaques observés dans ces gabbros sont essentiellement des ilménites *(fig. 1.9 et 1.11)* associées en moindres proportions à des titano-magnétites et à des sulfures de Fe-Ni. Ces minéraux sont sub-automorphes à xénomorphes et s'observent parfois en inclusions dans les Px. Les minéraux opaques sont généralement de petite taille (< 0,3 mm) et peu abondants (≤ 1 %). Cependant l'échantillon 08WU6 se distingue des autres échantillons par la taille importante (0,5 mm – 2 mm) et la grande abondance (10 %) de ses ilménites et titano-magnétites *(fig.1.11)*. De plus, dans cet échantillon, la plupart des minéraux opaques sont clairement interstitiels voire poecilitiques, englobant des Plg et des Cpx *(fig.1.11)*.

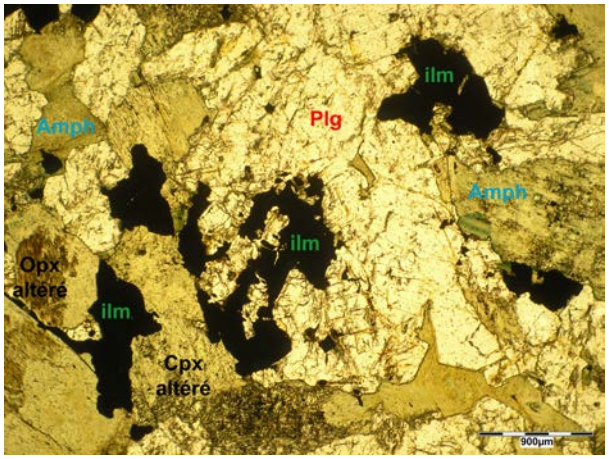


Figure 1.11 : Ilménites en cristaux interstitiels à poecilitiques dans l'échantillon 08WU6. Photo en LPNA.

Cet enrichissement en minéraux opaques est exceptionnel. Je n'ai, en effet, trouvé que peu de gabbros à oxydes parmi mes échantillons. Pour cet échantillon particulier, je déroge à la règle que je m'étais fixée, de ne nommer mes échantillons qu'en fonction des minéraux cumulus et post-cumulus silicatés, et nomme cette roche *gabbro à Opx précoce et à oxyde*.

Les inclusions mutuelles observées dans les minéraux montrent que les Cpx et les Plg sont des phases contemporaines. Cependant, la morphologie automorphe du Plg témoigne de son caractère légèrement plus précoce par rapport au Cpx. Les relations texturales entre les minéraux dans ces gabbros à Opx précoce permettent de déterminer la séquence de cristallisation suivante :

(Plg –) Plg + Cpx + Opq – Cpx + Opq (+ Opx) – Opx + Opq

II.1.b.3. Les gabbros à Opx tardif

Ces gabbros à Opx tardif présentent des textures d'adcumulat et ont à peu près les mêmes caractéristiques minéralogiques que les gabbros précédents à l'exception du caractère tardif des Opx.

Les Plg ont, dans la plupart des échantillons, des morphologies sub-automorphes *(fig.1.12a)* voire automorphes en baguettes dans l'échantillon 08WU3G2 *(fig.1.12b)*. Ils possèdent souvent des inclusions arrondies de Cpx *(fig.1.13a)* et parfois des inclusions fluides (09BA13H, 08WU3G2, *fig.1.12b)*. La taille des grains de Plg est en général ≤ 1 mm et est constante au sein des échantillons. Le Plg est généralement la phase la plus abondante avec des proportions comprises entre 49 % et 90 %.

Les Cpx s'observent le plus couramment en cristaux sub-automorphes à xénomorphes *(fig.1.12)*. Dans ce cas, ils sont généralement riches en inclusions arrondies ou allongées de Plg *(fig.1.12)*. Dans certains échantillons, on le trouve également en cristaux interstitiels entre les Plg voire en fins placages en bordure de Plg automorphes *(fig.1.12b)*. Ces dernières morphologies sont toujours associées à des cristaux sub-automorphes dans la roche montrant une cristallisation continue du Cpx dans le temps *(fig.1.12b)*. Dans plusieurs échantillons les Cpx montrent des interpénétrations de cristaux, des exsolutions de Cpx et des myrmekites (09BA13H ZI&II, 08WU3G2, *fig.1.12b*). Ces structures particulières reflètent comme précédemment des phénomènes tardi-magmatiques voire sub-solidus. La taille des Cpx est généralement ≤ 1 mm et elle varie beaucoup au sein des échantillons du fait des différents habitus du Cpx. Les proportions modales des Cpx dans ces gabbros sont comprises entre 9 % et 49 %.

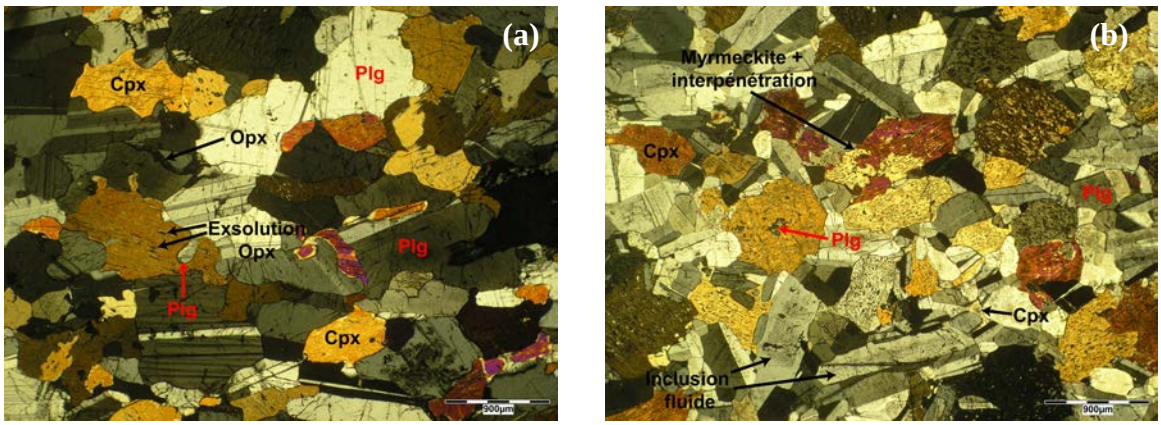


Figure 1.12 : Textures des gabbros à Opx tardif et caractéristiques des Plg et des Cpx : a) Plg sub-automorphes et Cpx sub-automorphes à xénomorphes dans l'échantillon 08BA24B ZI et b) Plg en baguettes avec des inclusions fluides et Cpx présentant des structures d'interpénétration associées à des myrmeckites et s'observant parfois en fins placages en bordure des Plg dans l'échantillon 08WU3G2 (b). Photos en LPA.

Les Opx sont toujours tardifs et s'observent sous différents habitus. On les trouve généralement au contact des Cpx soit en fines bordures *(fig.1.13a et 1.13b)*, soit en petits cristaux interstitiels voire poecilitiques englobant les Cpx et les Plg *(fig.1.13b)*. Certains Opx s'observent dans les Cpx sous forme de fins cristaux allongés suivant les clivages du cristal hôte et correspondent à des exsolutions *(fig.1.12a)*. D'autres Opx, également inclus dans le Cpx, se présentent en petits cristaux souvent arrondis et peuvent correspondre soit à des exsolutions plus développées et amalgamées, soit à de l'Opx piégé en fin de cristallisation du Cpx *(fig.1.13c)*.

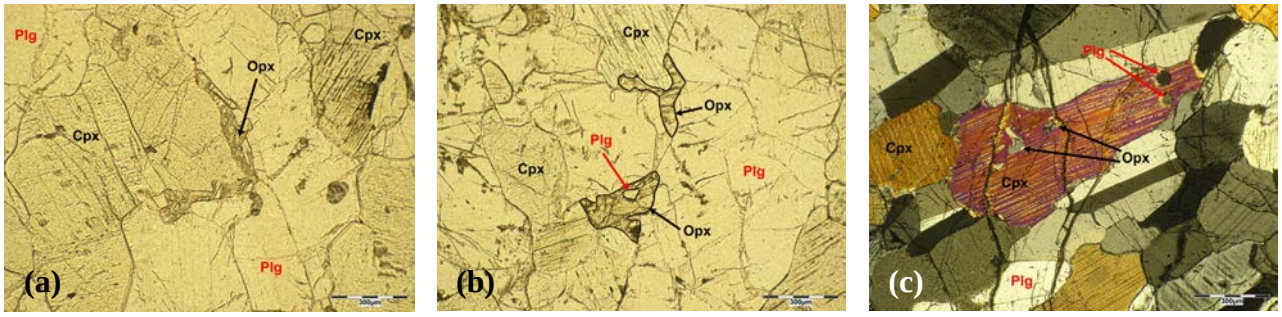


Figure 1.13 : Les différents habitus des Opx dans les gabbros à Opx tardif : a) En fines bordures dans l'échantillon 08BA24B ZI, b) En petits cristaux interstitiels et en fines bordures dans l'échantillon 08BA24A ZII et c) En petits cristaux arrondis inclus dans un Cpx dans l'échantillon 09BA13B ZIV. Photos en LPNA (a-b) et en LPA (c).

Dans l'échantillon 08WU3G2 on observe également, en plus des autres occurrences, un unique cristal d'Opx arrondi et xénomorphe d'environ 2 mm et totalement altéré. Comme pour l'échantillon de gabbro 08BA6A *(paragraphe II.1.b.1, fig.1.6b)*, cet Opx correspond *a priori* à un xénocristal et n'appartient donc pas à la paragenèse magmatique. Les Opx sont généralement de petite taille, comprise entre 0,1 et 0,5 mm mais certains cristaux poecilitiques présentent des tailles plus importantes de l'ordre de 1 à 2 mm. Les Opx sont la plupart du temps peu abondants avec des proportions modales comprises entre < 1 % et 2,5 %.

Les minéraux opaques sont essentiellement des sulfures de Fe, Cu et Ni associés, en moindre proportion, à des chromites (09BA13H ZII) et à des oxydes de fer (08WU3G2). Ces minéraux sont la plupart du temps sub-automorphes à xénomorphes et sont situés entre les

autres phases minérales. On les trouve également en inclusions dans les Cpx et les Plg. Dans certains échantillons, ils sont souvent associés aux Opx. Les minéraux opaques sont très rares dans ce faciès, avec des proportions modales inférieures ou égales à 1 %, et sont généralement de petite taille (< 0,1 mm).

Les relations texturales entre les minéraux (inclusions, morphologies,…) permettent de définir, dans ces gabbros à Opx tardif, la séquence de cristallisation suivante :

(Plg –) Plg + Cpx + Opq – Cpx + Opx + Opq

II.1.c. Les gabbros à Ol (s.l.)

Les gabbros à Ol constituent la lithologie la plus courante ; elle représente plus de la moitié des échantillons récoltés *(cf. tableau 1.2)*. Dans ces roches, le Plg, le Cpx, et l'Ol s'observent en phases cumulus et, quand ils sont présents, les autres minéraux comme l'Opx et l'amphibole sont des phases post-cumulus.

II.1.c.1. Les leucogabbros à Ol

Dans ces roches, les minéraux ferromagnésiens sont moins abondants que le Plg avec un pourcentage modal moyen de ~ 76 % pour les Plg et de ~ 24 % pour les ferromagnésiens. Dans la plupart des échantillons le Cpx est plus abondant que l'Ol puisqu'il constitue entre 2 % et 35 % du volume (moyenne = ~ 17 %) contre 0,5 % à 24 % du volume (moyenne = ~ 7 %) pour l'Ol. Ces leucogabbros à Ol ont une texture d'adcumulat généralement à grains moyens (~ 1 mm) sauf l'échantillon 08MA38 ZII qui présente une texture à plus gros grains (2 - 3 mm).

Les Plg ont généralement une morphologie sub-automorphe et présentent souvent des inclusions arrondies et relativement abondantes de Cpx et parfois d'Ol *(fig.1.14a)*. Ces inclusions démontrent que les trois phases sont contemporaines. Localement, les Plg présentent des joints de grains à 120°C qui, dans ce cas, semblent refléter le hasard de la croissance plutôt qu'un phénomène de recristallisation sub-solidus *(fig.1.14b)*. Les Plg ont également une morphologie plus automorphe dans l'échantillon 08WU9B ZII *(fig.1.14b)* où ils s'observent en lattes et s'alignent selon une orientation préférentielle permettant de déduire la direction d'écoulement du magma lors de la cristallisation.

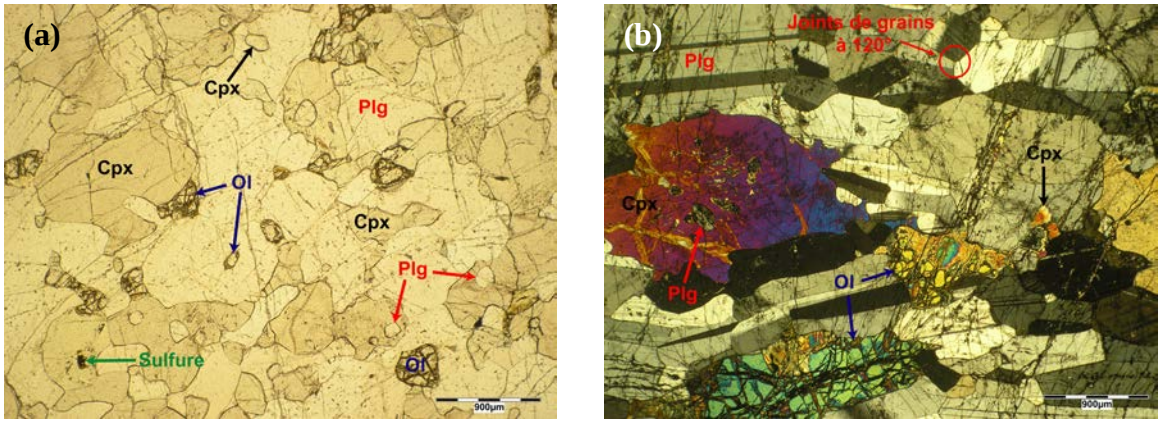


Figure 1.14 : Morphologies des différentes phases minérales dans les leucogabbros à Ol. Photo en LPNA de l'échantillon 08MA25B ZII (a) et en LPA de l'échantillon 08WU9B ZII (b). Pour la description des photos voir le texte.

L'échantillon 08MA38 ZII, qui correspond à un lit à gros grains ou à un filon parallèle au litage, se distingue des autres échantillons par la présence d'indices de recristallisation et de déformation dans les Plg. En effet, on observe deux types de Plg, de petits cristaux sub-automorphes (~ 0,3 mm) et de grandes plages xénomorphes (~ 2 - 3 mm), incluant parfois les plus petits cristaux, qui présentent des extinctions roulantes, des sous-joints de grains, parfois des zonages et des inclusions fluides *(fig.1.15)*.

La taille des Plg est grosso modo constante au sein des roches et est en moyenne de 1 mm dans l'ensemble des leucogabbros à Ol.

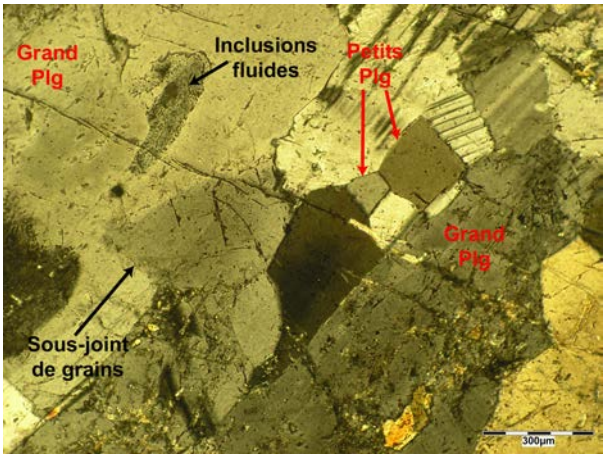


Figure 1.15 : Indices de déformation et de recristallisation des Plg dans l'échantillon 08MA38 ZII. Photo en LPA.

Les Cpx s'observent généralement soit en cristaux sub-automorphes avec parfois des apophyses englobant ou non les Plg *(fig.1.14)*, soit en cristaux xénomorphes en position interstitielle surtout entre les Plg *(fig.1.14b)*. Ils présentent souvent des inclusions arrondies de Plg et parfois des inclusions d'Ol *(fig.1.14)*. Dans certains échantillons, les Cpx apparaissent également en fins placages entre les Plg reflétant une cristallisation à partir des derniers liquides intercumulus (08MA42B ZIV). De plus, de petits cristaux de Cpx sont parfois inclus dans de plus grands (08MA31I). Toutes ces morphologies peuvent s'observer au sein d'un même échantillon, ce qui reflète un étalement de la cristallisation du Cpx dans le temps. Ces Cpx ne présentent *a priori* aucune exsolution d'Opx et on observe, mais très rarement dans certains échantillons, des symplectites d'augites (i.e. des interpénétrations et des myrmeckites) (08BA4BH ZII, 08MA25B). Du fait de ces différents habitus, la taille des Cpx varie au sein des échantillons mais également entre les échantillons avec des valeurs comprises entre 0,2 mm et 2 mm environ.

Dans tous ces leucogabbros, les Ol présentent des morphologies sub-automorphes à xénomorphes. On les trouve soit en petits cristaux de l'ordre de 0,5 mm parfois en position interstitielle entre les Plg (08MA25B, 09HIL12Bh ZI&III, *fig.1.14a*), soit en plus grands cristaux de l'ordre de 1 - 2 mm, le plus souvent sub-automorphes arrondies ou allongés (08MA42B, 08BA7A, 08WU9B ZII, *fig.1.14b et 1.16*). Quelle que soit leur taille, les Ol s'organisent la plupart du temps en cristaux individuels disséminés dans la roche *(fig.1.14b)*. Cependant, dans certains échantillons, elles forment localement des amas ou des alignements généralement discontinus (08MA42B ZII&IV, 08MA72A ZII, 08MA48CH ZIV, *fig.1.17*). Certaines Ol, en particulier celles en gros cristaux, développent des couronnes de réactions au contact des Plg qui correspondent soit à des couronnes d'amphibole + spinelle alumineux ± chlorite (08MA42B ZII&ZIV, *fig.1.16a*), soit à des couronnes de serpentine (08MA44B ZIII, 08BA4BH ZII, *fig.1.16b*), la serpentine pouvant correspondre à d'ancien Opx. Contrairement aux autres phases silicatées, les Ol présentent rarement des inclusions de Plg et de Cpx.

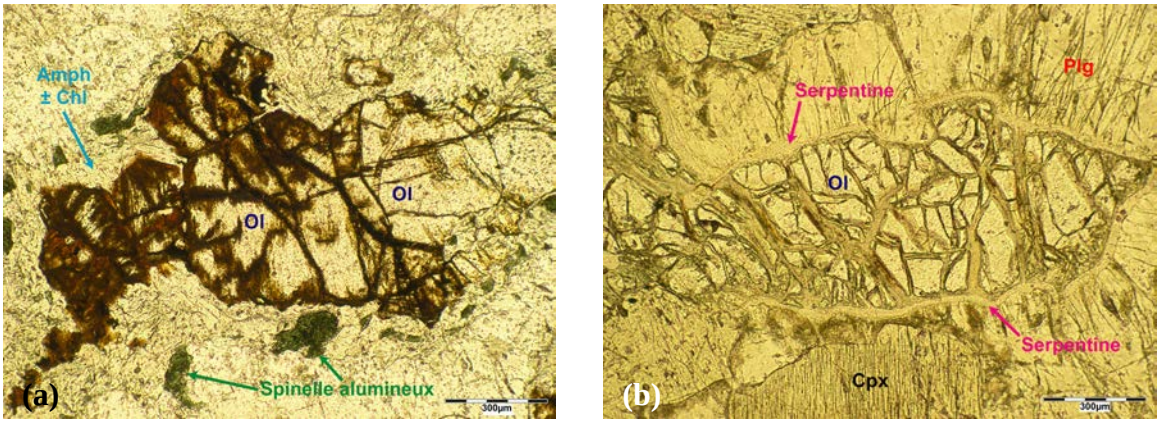


Figure 1.16 : Couronnes de réaction autour des Ol : a) Couronne à amphibole + spinelle alumineux ± chlorite (chl) dans l'échantillon 08MA42B ZII et b) Couronne de serpentine dans l'échantillon 08BA4BH ZII. Photos en LPNA.

Les minéraux opaques sont peu abondants dans ces échantillons représentant moins de 1 % de leur volume et sont de petites tailles (≤ 0,5 mm). Ce sont généralement des sulfures de Fe, Ni et Cu *(fig.1.14a et 1.17)* associés en moindres proportions à des chromites. Accessoirement des titano-magnétites, du rutile et des hématites issues de l'altération de chromites sont observables dans certains échantillons (08MA38 ZII, 08MA42I ZII, 08BA7A ZIV). Les minéraux opaques sont sub-automorphes à xénomorphes et sont rarement inclus dans les phases silicatées *(fig.1.14a)*. Les chromites sont généralement sub-automorphes et s'observent le plus souvent incluses et au contact des Ol. Les sulfures montrent, dans certains échantillons, des morphologies clairement interstitielles. Des spinelles alumineux (Sp) s'observent également dans certains échantillons sous forme de petits cristaux xénomorphes (0,2 mm en moyenne) situés soit dans la couronne de réaction des Ol *(fig.1.16a)*, soit entre les minéraux souvent en contact avec les Ol *(fig.1.17)*. Au même titre que les minéraux opaques, ces spinelles peuvent être une phase minérale importante dans ces leucogabbros à Ol pouvant représenter jusqu'à 1% du volume de ces derniers et ayant des tailles allant jusqu'à 0,5 mm (08MA48CH ZIV, *fig.1.17*).

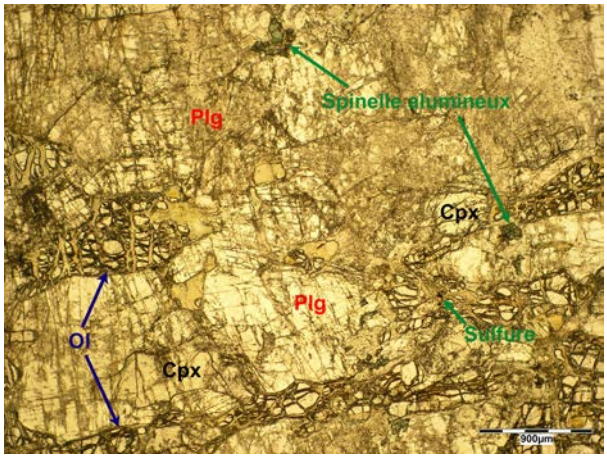


Figure 1.17 : Organisation des Ol en alignements discontinus et caractéristiques des sulfures et des spinelles alumineux dans l'échantillon 08MA48CH ZIV. Photo en LPNA.

Dans la plupart des échantillons, les minéraux ferromagnésiens montrent des morphologies plus xénomorphes que les Plg. Ils sont donc légèrement plus tardifs que ces derniers. De plus, le Cpx et parfois l'Ol montrent un étalement de leur cristallisation dans le temps. Ainsi la séquence de cristallisation pour ces leucogabbros à Ol est :

(Plg –) Plg + Ol + Cpx + Opq – Ol + Cpx + Opq {Sp + Amph ± Opx}

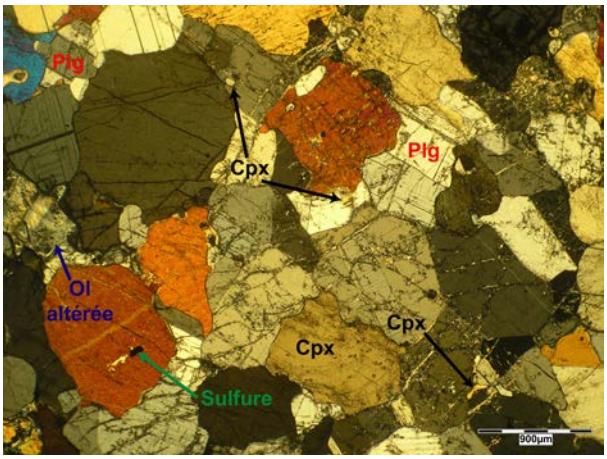
Certains échantillons (08MA42B ZII&ZIV, 08MA42I ZI&II&IV, 08MA44B ZIII, 08MA48CH ZIV, 08WU9BZII), présentent une texture orientée caractérisée par l'allongement et l'alignement de tous les minéraux dans une direction préférentielle reflétant le fluage magmatique lors de la cristallisation *(fig.1.14b et fig.1.17*).

II.1.c.2. Les gabbros à Ol (s.s.)

Dans ces roches les Plg sont encore très présents puisque l'on trouve le plus souvent autant de Plg que de minéraux ferromagnésiens, le pourcentage modal moyen des Plg étant de ~ 49 % et celui des ferromagnésiens de ~ 51 %. Dans la plupart des échantillons, les Cpx sont plus abondants que les Ol avec des pourcentages modaux compris entre 3 % et 59 % et une moyenne de ~ 33 % pour le Cpx et entre 1 % et 47 % avec une moyenne de ~ 17 % pour l'Ol. Ces gabbros (s.s.) ont des textures d'adcumulat avec des tailles de grain très variables. Cependant, ils présentent généralement des texture à grains fins (≤ 0,5 mm) et à grains moyens (~ 1 mm) et plus rarement des textures à gros grains (2 - 3 mm).

Le Plg présente une morphologie très variable de sub-automorphe à xénomorphe et s'observe parfois en position interstitielle avec des « apophyses » s'infiltrant entre les autres phases minérales *(fig.1.18).*

Figure 1.18 : Morphologie des Plg et des Cpx dans l'échantillon 08SAR2Ab ZI. Photo en LPA.



Certains échantillons (08WU3E, 08WU3D ZI) présentent des textures cumulatives en baguettes avec des Plg en lattes de taille variable parfois orientées selon une direction préférentielle (*cf. gabbros et leucogabbros à Ol*). Les Plg possèdent souvent des inclusions arrondies, parfois de relativement grande taille (< 0,5 mm), de Cpx et d'Ol *(fig.1.18).* Les inclusions de Cpx sont souvent plus fréquentes que celles d'Ol. Dans certains échantillons (04OM38A, 08MA41H ZI, 09HIL4Am2 ZIII), on observe de petits cristaux de Plg inclus dans de plus grands cristaux. La morphologie du Plg montre qu'il est généralement contemporain des minéraux ferromagnésiens et qu'il a une cristallisation continue dans le temps. Les échantillons 08NA3, 09BA15H ZI&ZIII et 09BA15B ZII se distinguent des autres gabbros à Ol par la présence d'indices de déformation et de recristallisation dans les Plg sous la forme d'extinctions roulantes, de bending, de macles mécaniques et de sous-joints de grains *(fig.1.19a).* De plus, l'échantillon 08NA3 présente deux générations de Plg avec des compositions distinctes : des cristaux sub-automorphes de taille moyenne et de composition An67 et des amas de petits grains souvent au contact avec les Ol et de composition An82-88 *(fig.1.19b).* De petits cristaux d'amphiboles sont souvent associés aux petits grains de Plg *(fig.1.19b).* Cette texture reflète vraisemblablement un phénomène de recristallisation en présence d'eau, expliquant la variation de composition des Plg et la présence d'amphiboles.

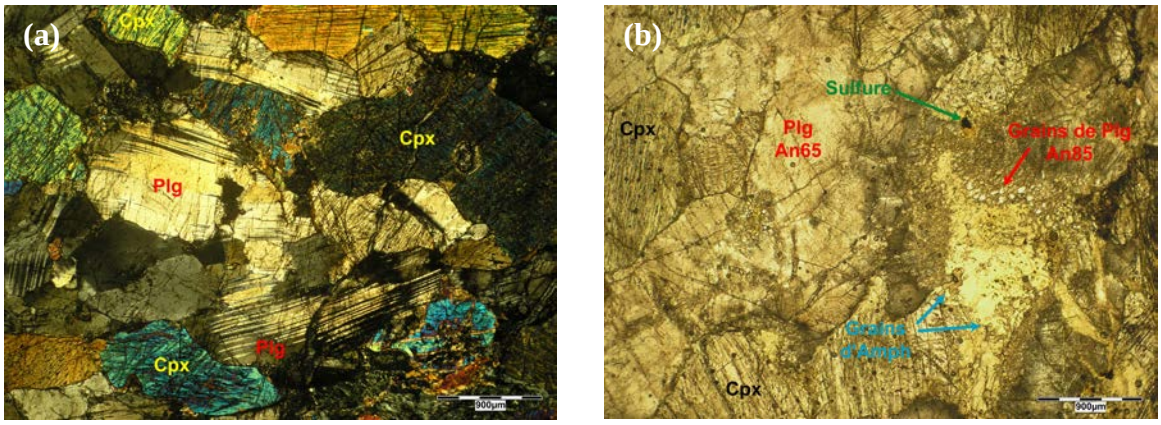


Figure 1.19 : Photos en LPA (a) et en LPNA (b) de l'échantillon 08NA3 montrant le bending et les macles mécaniques dans les Plg (a) et les 2 générations de Plg associés aux petits grains d'amphiboles (b).

Outre cet échantillon, les textures de recristallisation sont rares dans ces gabbros à Ol (s.s.). Il faut noter que dans certains échantillons la détermination de la morphologie est difficile du fait de l'altération souvent poussée des Plg. La taille des Plg est en général constante au sein des échantillons et est comprise entre environ 0,2 mm et 2 mm dans l'ensemble des échantillons.

Dans la plupart des gabbros à Ol (s.s) on trouve les Cpx en cristaux sub-automorphes à xénomorphes parfois maclés, souvent riches en inclusions arrondies ou allongées de Plg et possédant parfois des inclusions arrondies d'Ol *(fig.1.18 et 1.20)*. Ces cristaux présentent souvent des apophyses qui englobent partiellement les Plg et/ou les Ol *(fig.1.20)*. On observe également les Cpx en petits cristaux xénomorphes interstitiels entre les autres minéraux voire en fins placages entre les Plg *(fig.1.18)*. Le Cpx présente généralement ces différents habitus au sein d'un même échantillon. De plus, de petits grains de Cpx sont parfois inclus dans de plus grands cristaux. Ces deux caractéristiques témoignent de la pérennité de la cristallisation du Cpx. La taille des Cpx varie souvent au sein d'un échantillon et d'un échantillon à l'autre avec des valeurs, pour l'ensemble des gabbros à Ol (s.s.), comprises entre 0,3 mm et 5,5 mm. Dans certains échantillons, associés à des cristaux à morphologie « classique », des Cpx apparaissent en grands cristaux allongés pouvant atteindre 7 mm de long sur 1 mm de large pour le plus grand observé (08SAR2I ZI&ZIII, 08MA45A).

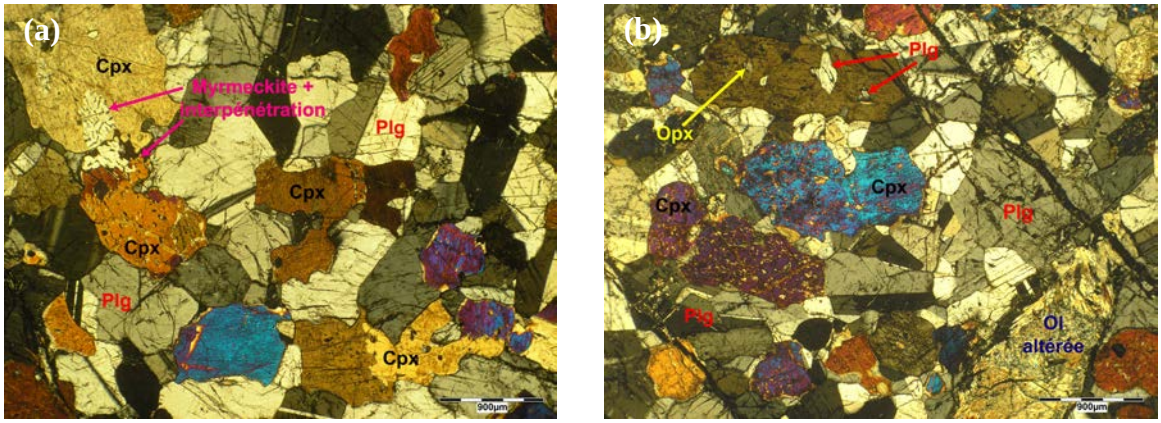


Figure 1.20 : Morphologies et caractéristiques minéralogiques des Cpx dans les gabbros à Ol (s.s) : Cpx sous forme de cristaux sub-automorphes à xénomorphes présentant des myrmeckites et des interpénétrations dans l'échantillon 09HIL11 (a) et des exsolutions d'Opx dans l'échantillon 08SAR5Bb ZII (b). Photos en LPA.

Beaucoup de ces gabbros à Ol (s.s.) présentent, comme précédemment, des indices de réactions tardi-magmatiques voire sub-solidus s'exprimant sous forme d'interpénétrations de cristaux (teintes de polarisation variables au sein des cristaux), d'exsolutions de Cpx (en larges bandes dans les cristaux ou en fines lamelles) et de myrmeckites *(fig.1.20a)*. L'échantillon 08SAR5Bb ZII présente également des exsolutions d'Opx en petits cristaux arrondis ou en fines lamelles dans le Cpx témoins d'une démixion sub-solidus *(fig.1.20b)*. Comme pour le Plg, certains Cpx présentent des indices de déformations : du bending et des extinctions roulantes dans les cristaux (09BA15H ZI&III, 09BA15B ZII, 09BA5B, *fig.1.21a*). L'échantillon 08MA73A se distingue des autres gabbros à Ol (s.s.) par l'omniprésence de Cpx automorphes à sub-automorphes, arrondis et avec de très rares inclusions, associés à des Plg sub-automorphes *(fig.1.21b)*. Cette dernière morphologie témoigne de la cristallisation contemporaine voire légèrement plus précoce du Cpx par rapport au Plg.

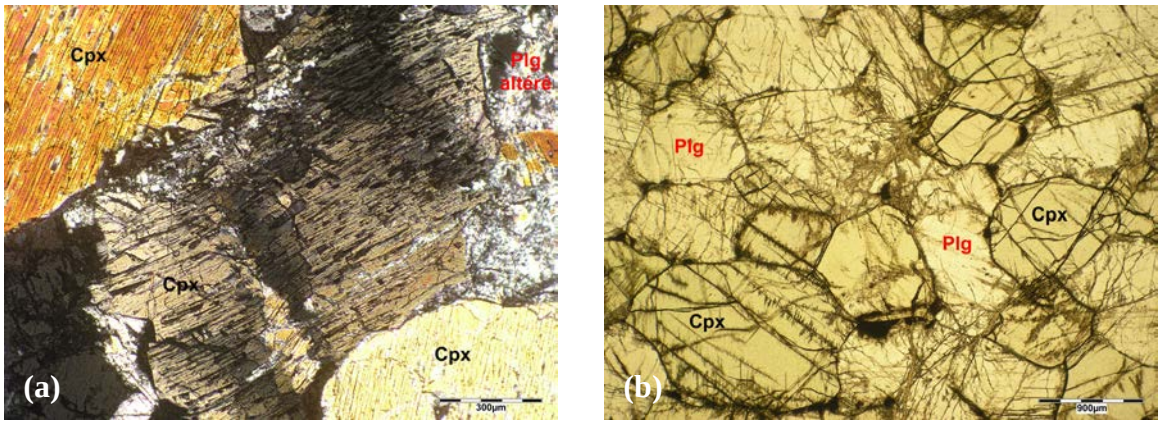


Figure 1.21 : Caractéristiques minéralogiques de certains Cpx dans les gabbros à Ol (s.s.) : a) Cristal présentant du bending et une extinction roulante dans l'échantillon 09BA5B et b) Cristaux automorphes à sub-automorphes arrondis dans l'échantillon 08MA73A. Photos en LPA (a) et en LPNA (b).

Comme pour les autres minéraux, les Ol présentent des morphologies sub-automorphes à xénomorphes, allongées ou arrondies selon les échantillons *(fig.1.22 et 1.23)*. Ces cristaux présentent parfois des apophyses qui englobent partiellement des Plg. On les trouve également en cristaux clairement xénomorphes en position interstitielle entre les Plg et les Cpx. Cependant, dans de rare cas, elles apparaissent plus automorphes avec des morphologies bien arrondies (08WU10B, *fig.1.22a*). Les Ol incluent souvent des Plg arrondis ou en baguettes mais plus rarement des Cpx *(fig.1.22a)*. Il faut noter que, dans certains échantillons, la morphologie est difficile à déterminer du fait du degré d'altération. La taille des Ol est relativement constante dans les échantillons mais varie beaucoup d'un échantillon à l'autre avec des valeurs comprises entre 0,1 mm et 2 mm. L'Ol s'organise différemment dans les échantillons principalement en fonction de son abondance modale. Lorsqu'elle est relativement peu abondante (~ 0 – 20 %), on la trouve, disséminés dans la roche, en cristaux isolés de taille variable ou en amas piégeant les autres minéraux (08MA21AB ZIV, 08WU10B par exemple, *fig.1.22a*). Quand les Ol sont plus abondantes (~ 20 – 50 %), les cristaux ou amas sont reliés entre eux formant un réseau non orienté plus ou moins dense (08MA27B ZII, *fig.1.22b*) et/ou des chapelets orientés plus ou moins continus (08MA48Ah ZIII, 09BA15H ZI&III, 08BA2BH ZI, *fig.1.23a*).

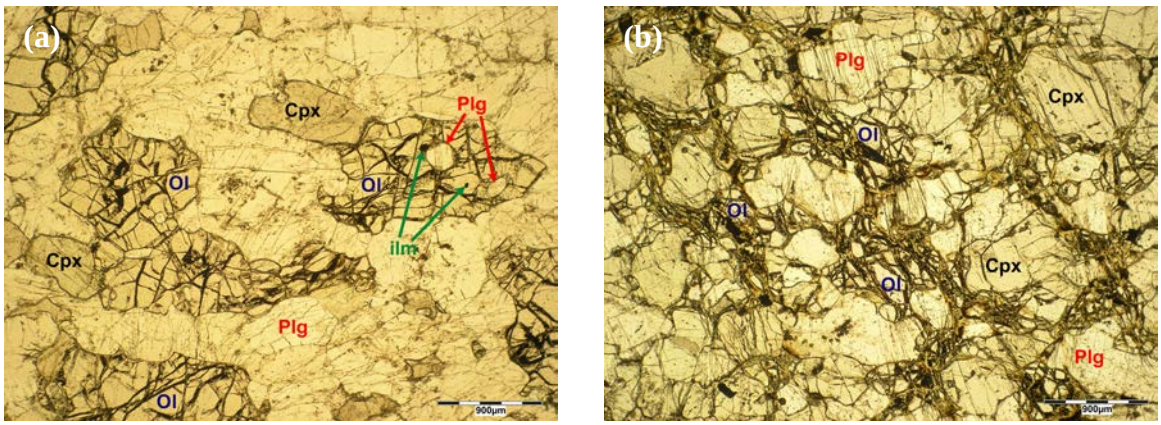


Figure 1.22 : Echantillons 08WU10B (a) et 08MA27B ZII (b) montrant la morphologie des Ol et leur organisation en cristaux isolés ou amas (a) et en réseau (b). Photos en LPNA.

Il faut noter que dans le cas de roches présentant une fabrique de forme, les cristaux isolés d'Ol peuvent être allongés mais pas nécessairement reliés formant des alignements et non des chapelets (08MA38, 08MA48CH, *fig.1.23*). L'organisation des Ol en chapelet, en alignement ou en réseau lui donne un caractère interstitiel *(fig.1.22b et 1.23)*; cependant ces différents agencements sont clairement formés de cristaux sub-automorphes à xénomorphes. On peut noter que différentes organisations peuvent s'observer au sein d'un même échantillon.

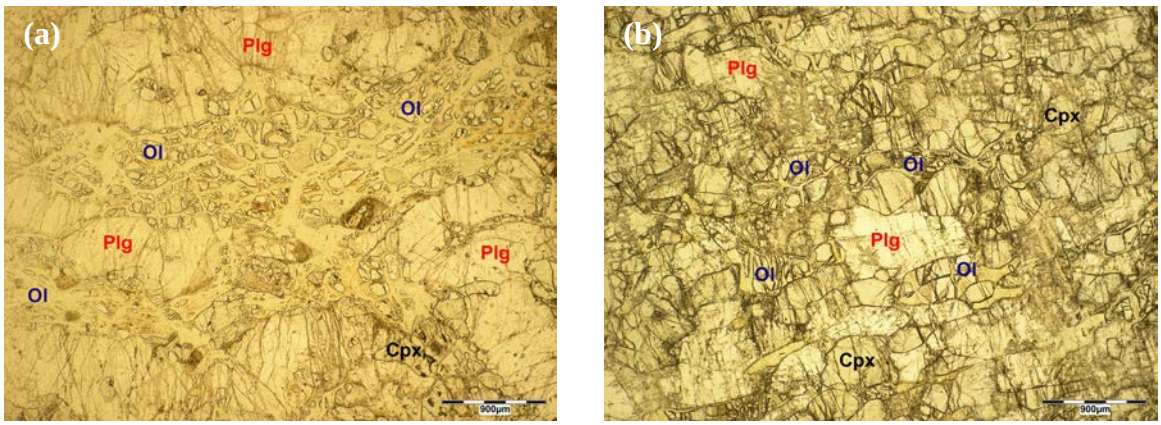


Figure 1.23 : Echantillons 08BA2BH ZI (a) et 08MA48Ch ZII (b) montrant la morphologie des Ol et leur organisation en chapelets orientés (a) ou en alignements (b). Photos en LPNA.

Dans certains échantillons, les Ol présentent des couronnes de réaction au contact avec les Plg. Ce sont soit des couronnes à amphibole + spinelle alumineux ± chlorite (08MA38, 08MA42I ZIII), soit des couronnes de serpentine, cette dernière pouvant correspondre à de l'Opx altéré (08MA44B ZI, 09BA15H ZI&ZIII, 08BA4BI ZI, 08SAR5Bb) *(cf. leucogabbros, paragraphe 1.1.c.1)*.

Mises à part les amphiboles secondaires issues de l'altération des Cpx, certains échantillons (08BA2BH ZI, 08BA2BB ZI, 08NA3) présentent des amphiboles magmatiques. Ces minéraux se développent autour des Ol et des Cpx soit sous forme de petits cristaux xénomorphes voire poecilitiques, soit en fins liserés (quelques microns) *(fig.1.24)*. Ces amphiboles se développent aussi bien au contact des Plg qu'entre les différentes phases minérales montrant qu'elles ne sont pas issues de réactions sub-solidus mais qu'elles ont cristallisé à partir du liquide intercumulus.

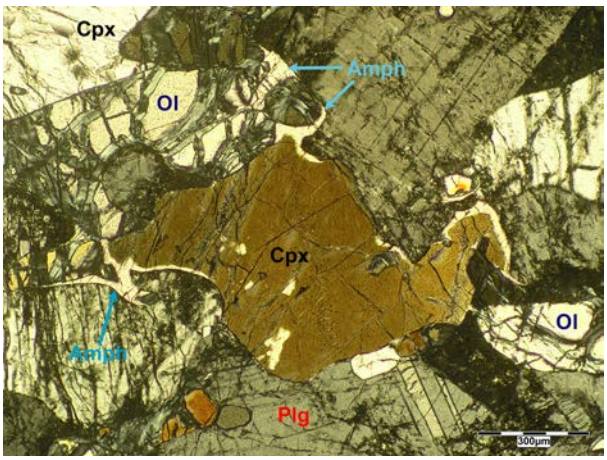


Figure 1.24 : Fins liserés d'amphibole magmatique autour d'un Cpx et de plusieurs Ol dans l'échantillon 08BA2BB ZI. Noter que l'amphibole se développe au contact Cpx - Ol, Cpx - Plg et Ol - Plg. Photo en LPA.

Les minéraux opaques correspondent essentiellement à des sulfures de Fe, Ni et Cu *(fig.1.18 et 1.19)* associés en moindres proportions à des chromites *(fig.1.25)*, des oxydes de fer (magnétites, hématites) et des ilménites *(fig.1.22a)*. Ils apparaissent généralement en cristaux sub-automorphes à xénomorphes parfois arrondis ou interstitiels *(fig.1.25)*. Ces minéraux sont souvent inclus dans les Cpx mais plus rarement dans les Ol et quasiment jamais dans les Plg *(fig.1.18 et 1.22a)*. Ils sont généralement peu abondants < 2 % avec des tailles moyennes comprises entre < 0,1 mm à 0,7 mm. Les chromites sont généralement plus automorphes et de plus petite taille que les sulfures associés *(fig.1.25a)*, sauf exception pour l'échantillon 08MA46A *(fig.1.25b*). Elles sont la plupart du temps incluses dans les Cpx *(fig.1.25a)* et présentent parfois des inclusions de sulfures *(fig.1.25b)*. Les ilménites sont très rares et s'observent seulement dans deux échantillons (08MA73A, 08WU10B, *fig.1.22a*).

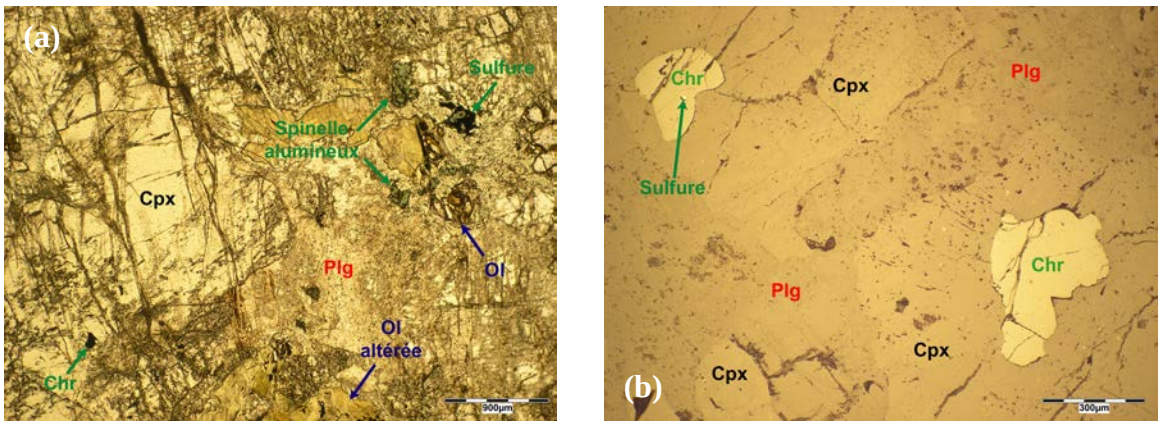


Figure 1.25 : Caractéristiques des minéraux opaques et des spinelles alumineux dans les gabbros à Ol (s.s.) : a) Spinelle alumineux entouré de sulfure interstitiel et petite chromite sub-automorphe (chr) dans l'échantillon 08MA48Ch ZIII, b) Chromites de grande taille présentant des inclusions de sulfures dans l'échantillon 08MA46A. Photos en LPNA (a) et en LR (Lumière Réfléchie) (b).

En plus des minéraux opaques, plus d'un tiers des échantillons de gabbros à Ol (s.s.) présentent des spinelles alumineux *(fig.1.25a)*. Ces minéraux peuvent être nombreux représentant jusqu'à 1,5 % du volume des roches (08MA48CB) et peuvent être de relativement grande taille, jusqu'à 1 mm dans certains échantillons. On les trouve généralement à proximité d'amphiboles secondaires, soit en petits cristaux micrométriques (< 0,1 mm) dans les couronnes de réaction autour des Ol, soit en cristaux xénomorphes voire poecilitiques se développant entre les différentes phases minérales (08MA45A ZI, 08MA47A, 08MA48Ch ZIII, *fig.1.25a*). Les spinelles alumineux sont parfois associés aux sulfures dans

les couronnes des Ol et les sulfures se développent parfois autour des spinelles *(fig.1.25a)*. Il faut noter que ces spinelles alumineux s'observent dans des roches aussi bien altérées que « fraîches ».

Certains gabbros à Ol (s.s.) présentent des textures particulières qui les distinguent des autres. D'abord, certains échantillons présentent des minéraux allongés et alignés dans une direction préférentielle reflétant l'écoulement du magma lors de la cristallisation (08MA38, 08MA48A, 08MA48C, *fig.1.23b*). Ensuite, l'échantillon 08MA48B présente une texture qui se rapproche de la texture spinifex de certaines roches volcaniques *(fig.1.26a)*. En effet, dans cet échantillon, les Ol s'observent en cristaux très fins, de l'ordre de 1 mm d'épaisseur, et allongés, pouvant atteindre jusqu'à 1 cm de long *(fig.1.26)*. Les Cpx et les Plg montrent également ce type de morphologie *(fig.1.26b)*. Cependant, ces minéraux allongés ne définissent pas une direction préférentielle et ils cohabitent dans la roche avec des minéraux à morphologie plus « classique » *(fig.1.26a)*. Cette texture particulière montre vraisemblablement deux étapes de refroidissement : un refroidissement lent du magma formant les cristaux à morphologie « classique » suivie d'un refroidissement plus rapide conduisant à la formation des cristaux allongés.

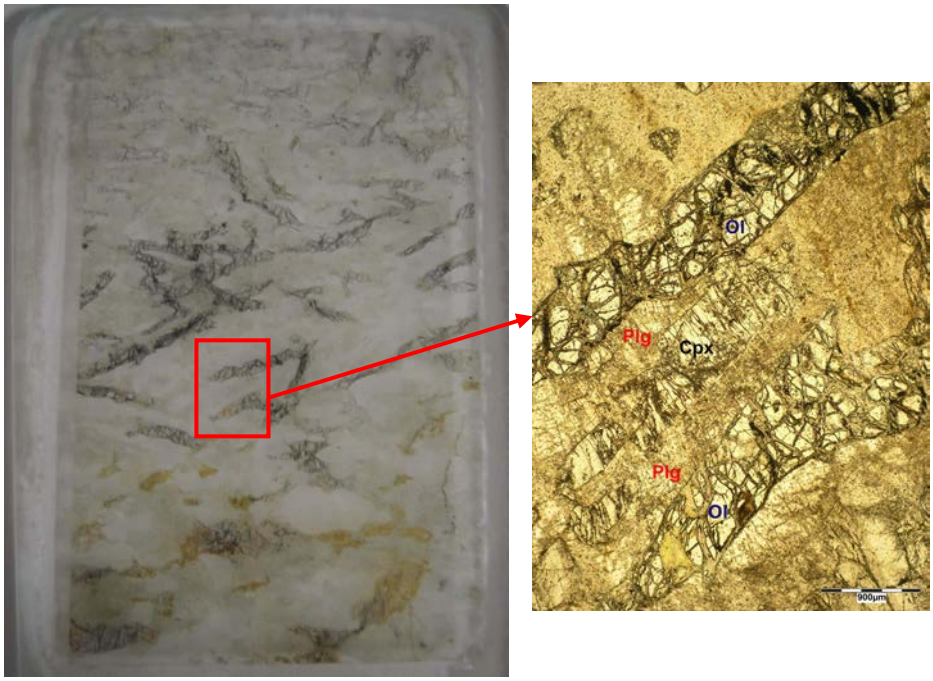


Figure 1.26 : Texture particulière de l'échantillon 08MA48B. a) Scan de la lame mince (hauteur ~ 3,5 cm), b) Photo de la lame mince au microscope polarisant en LPNA.

(Sur la lame mince : cristaux noirs = Ol « fraiches », cristaux oranges = Ol altérées, cristaux verts = Cpx, cristaux blancs = Plg).

Les trois phases cumulus présentent globalement les mêmes morphologies et sont donc contemporaines. Cependant on constate que les morphologies et les relations texturales entre les minéraux peuvent légèrement varier selon les échantillons et, il est clair, à partir de la description pétrographique, que chaque échantillon a sa propre histoire de cristallisation, certains minéraux cristallisant légèrement avant ou après les autres. Finalement on peut déterminer, pour ces gabbros à Ol (s.s.), la séquence de cristallisation générale suivante :

(Plg ou Cpx –) Plg + Cpx + Ol + Opq – Amph {Sp + Amph ± Opx}

II.1.c.3. Les mélagabbros à Ol

Dans ces roches, les minéraux ferromagnésiens sont majoritaires par rapport au Plg, le pourcentage modal moyen des ferromagnésiens étant de ~ 77 % et celui des Plg de ~ 23 %. Dans la plupart des échantillons les Ol sont plus abondantes que les Cpx avec des

pourcentages modaux compris entre 10 % et 88 % et une moyenne de ~ 47 % pour l'Ol et entre 2 % et 75 % avec une moyenne de ~ 30 % pour le Cpx. On peut noter que la plupart des mélagabbros sont riches en Ol ou en Ol + Cpx mais qu'ils sont rarement riches en Cpx seuls. Ces roches ont des textures d'adcumulat et présentent des tailles de grains s'échelonnant de moyennement (~ 1 - 2 mm) à finement (0,5 mm) grenues.

Le Plg est parfois très altéré *(fig.1.28b)* dans ces échantillons auquel cas sa morphologie est difficile à déterminer avec précision. Cependant, par l'observation des Plg encore « frais » et des relations texturales avec les autres minéraux, on constate que ce sont bien des phases cumulus. Comme dans les gabbros à Ol (s.l.) précédents, les Plg présentent des morphologies allant de sub-automorphes à xénomorphes voire interstitielles *(fig.1.27)* et incluent parfois partiellement ou totalement des Cpx et/ou des Ol *(fig.1.27a)*.

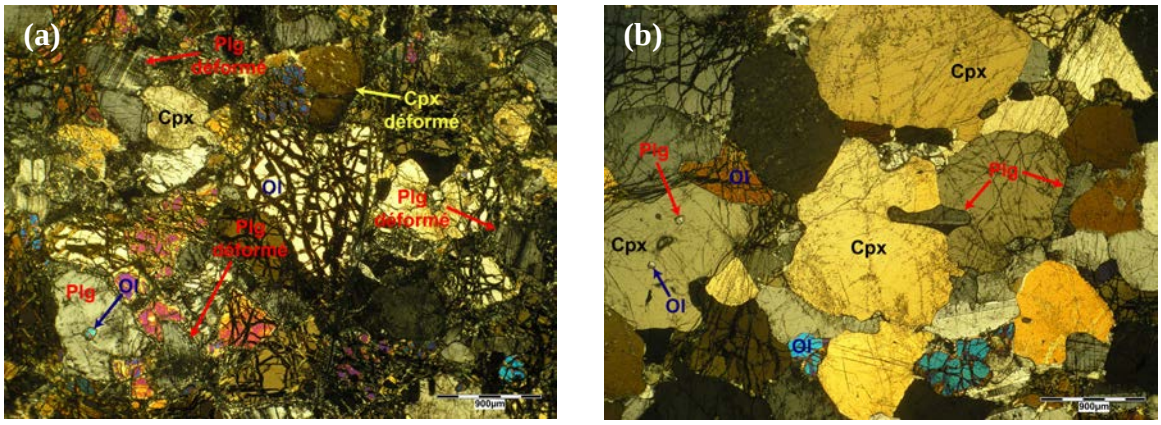


Figure 1.27 : Morphologies des Plg dans les mélagabbros à Ol : a) Cristaux sub-automorphes à xénomorphes dans l'échantillon 08BA3F ZI (25 % de Plg) et b) Cristaux xénomorphes interstitiels dans l'échantillon 08MA41B ZI (5 % de Plg). Photos en LPA.

Généralement lorsque le pourcentage des ferromagnésiens augmente dans les échantillons on constate que les Plg présentent des morphologies plus xénomorphes (moins de baguettes ou de lattes). Dans ce cas, on les trouve plus facilement en petits cristaux xénomorphes interstitiels, coincés entre de plus gros cristaux d'Ol et/ou de Cpx *(fig.1.27b)*. Ces différences de morphologie sont moins visibles dans les échantillons orientés (08BA5AB ZIII par exemple) où les Plg sont souvent allongés. Le caractère plus xénomorphe et la faible abondance des Plg dans ces échantillons, sont liés à la cristallisation importante et légèrement plus précoce des ferromagnésiens voire peut-être à l'accumulation (tri mécanique) de ces derniers qui sont des minéraux denses comparativement au Plg. Certains échantillons montrent des indices de déformation avec du bending, des macles mécaniques et des extinctions roulantes (08BA15B ZIII, 08BA3F ZI, *fig.1.27a*). Cependant aucune échantillon présentant des Plg « frais » n'indique, *a priori*, de phénomènes de recristallisation de très haute température. La taille des Plg semble constante dans la plupart des mélagabbros à Ol mais varie d'un échantillon à l'autre avec des valeurs comprises entre 0,2 mm et 2,5 mm environ.

Dans la plupart de ces mélagabbros à Ol, les Cpx sont bien cristallisés, parfois maclés et présentent deux habitus principaux. On les trouve soit en cristaux sub-automorphes montrant de rares inclusions de Plg et/ou d'Ol (*fig.1.28)*, soit en cristaux plus xénomorphes riches en inclusions ou avec des apophyses englobant des Plg et des Ol *(fig.1.28a)*. Dans certains échantillons, ils s'observent également mais plus rarement en petits cristaux xénomorphes interstitiels entre les Plg et en bordure des Ol *(fig.1.28a)*. Les Cpx se présentent parfois en cristaux allongés (jusqu'à 4 mm de long) dans les roches présentant une fabrique de

forme mais également dans certains échantillons sans orientation préférentielle (08BA12h, *fig.1.28b*). On peut noter que, dans les mélagabbros les plus riches en Plg (~ 25 % - 35 %), les Cpx présentent souvent des morphologies plus xénomorphes et sont plus riches en inclusions de Plg, ces dernières apparaissant parfois en baguettes *(fig.1.28a)*.

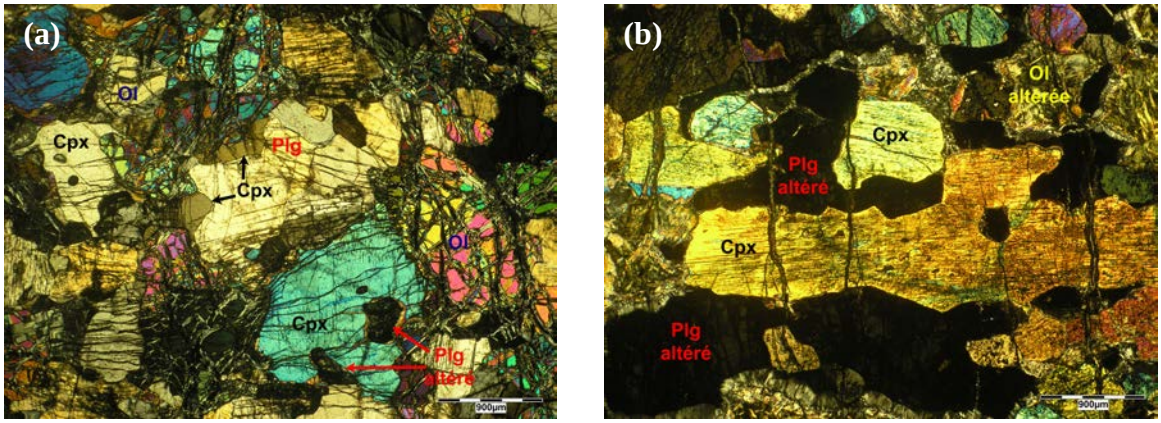


Figure 1.28 : Morphologies des Cpx dans les mélagabbros à Ol : a) Echantillon 09HIL7B ZII (35 % de Plg) et b) Echantillon 08BA12h (25 % de Plg). Photos en LPA.

Les Cpx montrent rarement des exsolutions d'Opx mais présentent parfois des indices de réactions tardi-magmatiques/sub-solidus : des myrmeckites, des symplectites d'augites et des interpénétrations de cristaux. Comme les Plg, les Cpx présentent parfois des extinctions roulantes et du bending dans certains échantillons (09BA15B ZIII, 08SAR2Gh ZIII, 09HIL2D2 ZII, 08BA3F ZI, *fig.1.27a*). La taille des Cpx est généralement constante au sein des roches et varie de 0,5 mm à 2 mm dans l'ensemble des échantillons. Le caractère plus sub-automorphe du Cpx par rapport au Plg dans certains échantillons indique qu'il cristallise parfois légèrement plus précocement que ce dernier. Dans les échantillons plus riches en Plg, il apparaît cependant clairement contemporain des autres phases.

Les Ol s'observent généralement en cristaux sub-automorphes à xénomorphes avec parfois des apophyses s'injectant entre les minéraux et englobant les Plg et les Cpx *(fig.1.27 et 1.29a)*. Parfois on les trouve en petits cristaux clairement interstitiels entre les autres phases minérales ou au contraire en cristaux quasi automorphes parfaitement arrondis *(fig.1.29b)*. Dans la majorité des roches, les Ol s'observent aussi bien en cristaux arrondis qu'en cristaux allongés et elles présentent parfois des inclusions de Plg et de Cpx *(fig.1.29a)*.

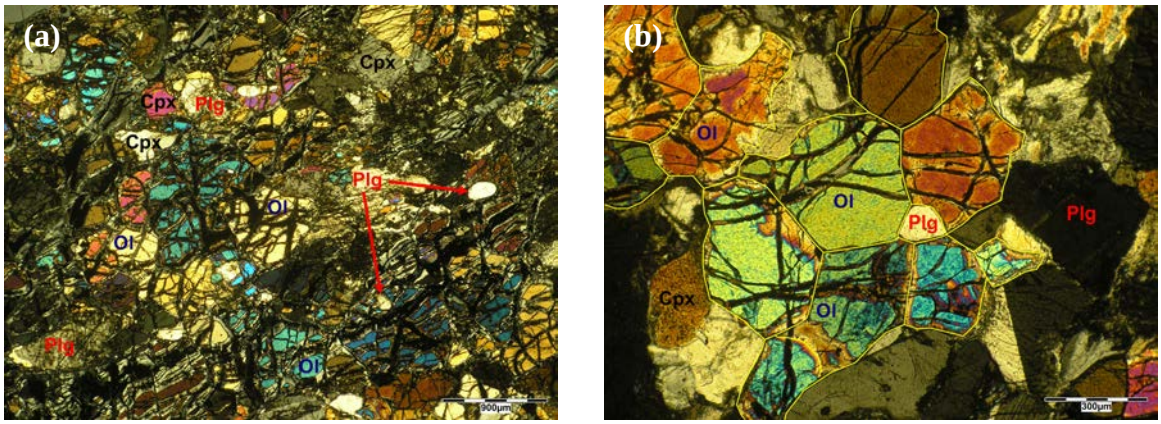
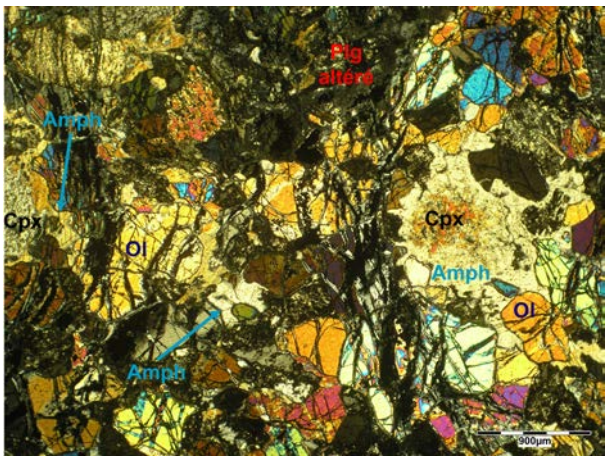


Figure 1.29 : Morphologies des Ol dans les mélagabbros à Ol. Ol en cristaux sub-automorphes à xénomorphes s'organisant en réseau dense dans l'échantillon 08MA39H ZIV (13 % de Plg) (a) et Ol en grains quasi automorphes présentant des joints de grains à 120° dans l'échantillon 08SAR 2Cb ZII (17 % de Plg) (b). Photos en LPA.

Dans certains échantillons (09HIL4Ah ZIV, 08SAR2Cb ZII&ZIV et 08BA13C ZI par exemple), des grains d'Ol développent localement des joints de grains à 120° témoignant de phénomène de recristallisation *(fig.1.29b)*. Dans d'autres échantillons, de petits cristaux d'Ol sont inclus dans de plus grands cristaux révélant une cristallisation continue de l'Ol dans le temps. Comme pour les gabbros à Ol (s.l.) précédents, les Ol s'organisent différemment en fonction de leur abondance. Quand les Ol sont relativement peu nombreuses elles s'organisent en cristaux individuels ou en amas dispersés dans la roche (*fig.1.27b)*. Lorsqu'elles sont plus abondantes, elles s'accolent et se relient entre elles pour former des réseaux (08MA27H ZI&ZII, 09BA15B ZII&ZIV, 08BA3F ZI, *fig.1.27a*) ou des chapelets orientés (08MA44B) qui sont de plus en plus denses au fur et à mesure que la quantité d'Ol augmente *(fig.1.29a)*. Des cristaux isolés de Plg et de Cpx s'observent souvent piégés dans les amas ou dans les réseaux/chapelets d'Ol *(fig.1.29a)*. Comme pour les gabbros à Ol (s.l.) précédents, les Ol présentent parfois des bordures de serpentine au contact des Plg, qui peuvent correspondre à d'ancien Opx (08MA44B, 08BA4BI ZIII, 09BA15B ZIII,…). La taille des Ol est généralement constante au sein des échantillons mais peut varier d'un échantillon à l'autre, allant de 0,5 mm à 2 mm environ.

Dans certains échantillons (08SAR2C, 08SAR2Db ZII, 08SAR2Eh, 08BA13C ZI) des amphiboles de même taille que les Cpx, s'observent en cristaux interstitiels et poecilitiques englobant le Plg et l'Ol *(fig.1.30)*. Ces mêmes amphiboles s'observent également sous forme de bordures plus ou moins épaisses autour des Cpx et remplacent parfois partiellement certains de ces derniers, seul le cœur du Cpx restant observable *(fig.1.30)*. La morphologie de ces amphiboles et leurs relations avec les Cpx montrent que ce sont des amphiboles secondaires issues de l'altération totale ou partielle du Cpx.

Figure 1.30 : Morphologies des amphiboles secondaires dans l'échantillon 08SAR2Ch ZII. Photo en LPA.



Les minéraux opaques sont essentiellement des sulfures de Fe, Cu et Ni associés à des chromites et des oxydes de fer (OxFe) : magnétites et hématites (parfois issues de l'altération de la chromite). On peut noter que, dans certains échantillons, la chromite est dominante sur les sulfures (09BA15B ZIII, 09BA15H ZIV, 09HIL7C ZII). Ces minéraux opaques ont généralement des morphologies sub-automorphes à arrondies *(fig.1.31a)*. Dans certains échantillons, les sulfures et les magnétites apparaissent cependant en cristaux xénomorphes en position interstitielle entre les autres phases minérales *(fig.1.31a-b)*. Les minéraux opaques sont souvent inclus dans les Cpx et parfois dans les Ol (essentiellement les chromites) *(fig.1.31a)*. Ces minéraux sont parfois de relativement grande taille avec des dimensions atteignant 0,8 mm et, ils représentent moins de 2,5 % du volume des roches.

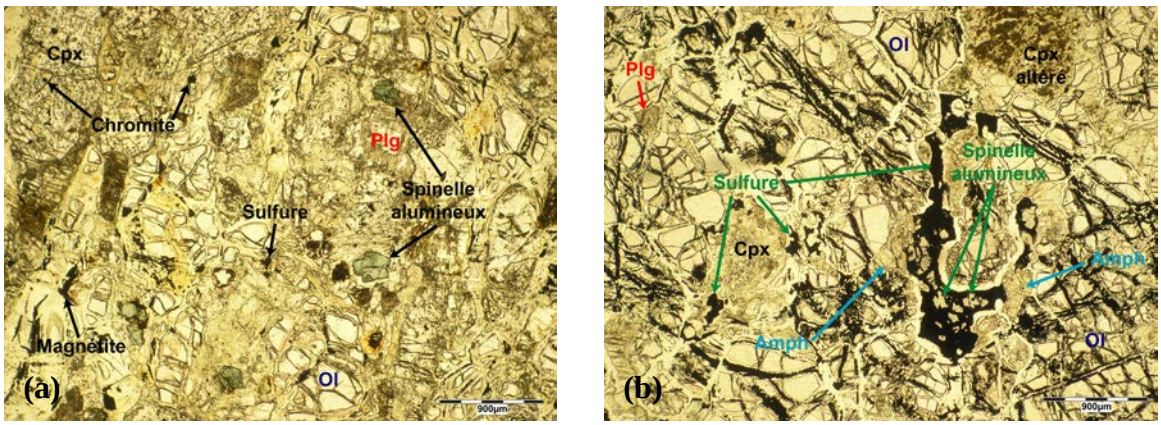


Figure 1.31 : Morphologies des minéraux opaques et des spinelles alumineux dans les mélagabbros à Ol : a) Cristaux sub-automorphes de chromite, sulfures et spinelle alumineux et, cristaux xénomorphes de magnétite dans l'échantillon 08MA48Ab ZII, b) Cristaux xénomorphes de sulfure et de spinelle alumineux dans l'échantillon 08SAR 2Ch ZII. Photos en LPNA.

Dans plusieurs échantillons (08SAR2, 08BA13C ZI, 08MA48AB ZII&ZV, 08MA48AH,…) des spinelles alumineux s'observent soit en cristaux xénomorphes à interstitiels *(fig.1.31b)*, soit en cristaux sub-automorphes *(fig.1.31a)*. Cependant, on les trouve rarement en petits cristaux dans les couronnes de réaction des Ol (08MA41B ZI&ZII). Ces cristaux peuvent être nombreux, représentant jusqu'à 1 % du volume des roches, et sont parfois de grande taille, jusqu'à 1 mm (08SAR2Ch ZI&ZII). Dans certains échantillons ces minéraux sont entourés de sulfures et/ou d'oxydes de fer *(fig.1.31b)*. Comme précédemment, ces spinelles alumineux ne s'observent pas toujours dans des échantillons très altérés mais, par contre, se trouvent toujours au contact d'amphiboles *(fig.1.31b)*.

Comme dans les autres catégories de gabbros, certains mélagabbros à Ol présentent des textures orientées (allongement de tous les minéraux selon une direction préférentielle) (08MA45A ZII, 08MA48AB ZII&ZV, 08MA48AH, 08BA5AB ZIII). Certains mélagabbros à Ol montrent des relations d'imprégnation (i.e. injection d'un magma partiellement cristallisé dans un autre conduisant à un contact ondulé entre les deux faciès après solidification) avec les roches adjacentes qui peuvent être des troctolites (08BA13C ZI, *fig.1.32a*) ou des roches ultramafiques (08BA21B ZI, 08SAR2Hb ZII, 08SAR1b ZI, *fig.1.32b)*.

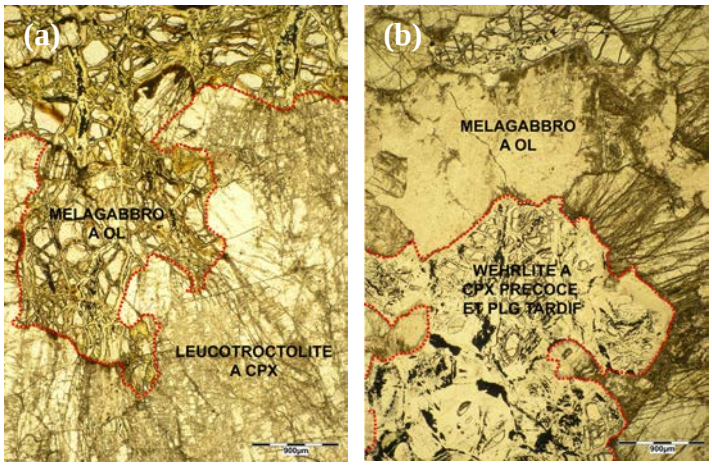


Figure 1.32 : Faciès d'imprégnations entre le mélagabbro à Ol 08BA13C ZI et la leucotroctolite à Cpx 08BA13C ZII (a) et, entre le mélagabbro à Ol 08SAR1b ZI et la wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif 08SAR1b ZII (b). Photos en LPNA.

Les relations texturales (morphologie, inclusion,…) entre les Ol, les Cpx et les Plg montrent que les trois phases minérales sont contemporaines. Cependant les différences de morphologie notées entre les différents échantillons, en particulier entre les roches plus riches en ferromagnésiens et celles plus riches en Plg, montre que, dans certains cas, les minéraux

ferromagnésiens sont plus précoces que les Plg et inversement. A partir de l'étude pétrographique, la séquence de cristallisation générale des mélagabbros à Ol est donc la suivante :

(Plg ou Cpx + Ol –) Plg + Ol + Cpx + Opq – Sulfure + OxFe + Sp {Sp ± Amph ± Opx}

II.1.c.4. Les leucogabbros à Ol et à Opx tardif

Ces roches ont des textures d'adcumulat et sont généralement à grains moyens (~ 1 mm). Comme le nom l'indique, la phase la plus abondante dans ces roches est le Plg représentant ~ 73 % de la roche. En moyenne, le Cpx est plus abondant (15 %) que l'Ol (~ 11 %) avec, dans le détail, des proportions modales comprises entre 5 % et 29 % pour le Cpx et entre 1 % et 25 % pour l'Ol.

Les Plg ont des morphologies habituellement sub-automorphes mais leur habitus change d'un échantillon à l'autre. Dans certains d'entre eux (08WU9CH, 08WU9CB ZIII, 04OM38F, 08BA13H ZIV), ils ont des morphologies automorphes à sub-automorphes et ils ne contiennent pas ou très peu d'inclusions *(fig.1.33)*. Ces échantillons présentent localement des amas de Plg avec des joints de grains à 120° témoignant de phénomène de recristallisation et/ou du caractère précoce du Plg *(fig.1.33a)*. Certains de ces échantillons présentent des textures cumulatives en baguettes avec des lattes de Plg plus ou moins épaisses globalement orientées dans une direction préférentielle reflétant probablement le fluage magmatique (08WU9CB ZIII, 08WU9CH, *fig.1.33b*).

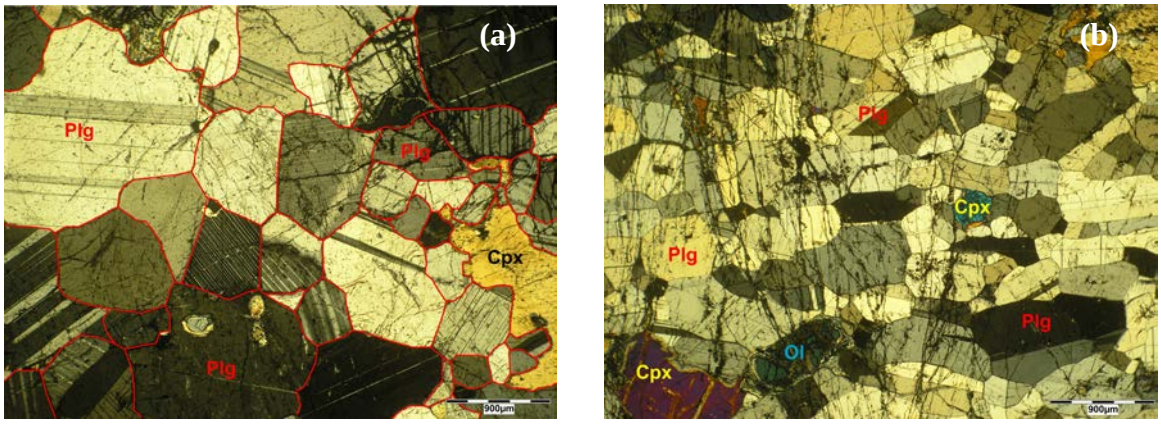


Figure 1.33 : Caractéristiques des Plg présentant des morphologies automorphes à sub-automorphes dans certains leucogabbros à Ol et à Opx tardif : a) Développement de joints de grains à 120° dans l'échantillon 04OM38F (Les joints de grains ont été surlignés pour mettre en avant ceux à 120°) et b) Cristaux de Plg en forme de lattes dans l'échantillon 08WU9CH ZIII (b). Photos en LPA.

Dans d'autres échantillons les Plg présentent globalement des morphologies sub-automorphes à xénomorphes et contiennent des inclusions arrondies de Cpx et parfois d'Ol *(fig.1.34)*. Des phénomènes de recristallisation sont également observables et certains échantillons (09BA15B ZI) présentent des indices de déformation avec des extinctions roulantes et des macles mécaniques dans les Plg *(fig.1.34a)*. Les différentes morphologies de Plg observées dans ces leucogabbros à Ol et à Opx tardif sont vraisemblablement liées à l'organisation et au degré de recristallisation de ces minéraux. La taille des Plg varie souvent au sein d'un même échantillon mais la dispersion de taille de grains ne varie que très légèrement d'un échantillon à l'autre, les valeurs restant comprises entre environ 0,2 mm et 2 mm.

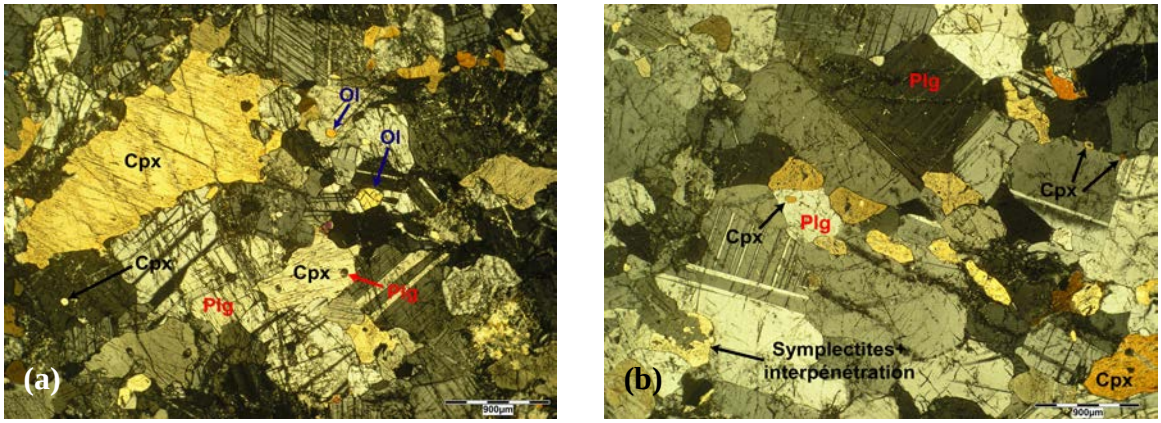


Figure 1.34 : Morphologies sub-automorphes à xénomorphes des Plg et caractéristiques pétrographiques des Cpx dans les échantillons 09HIL5Ah ZIV (a) et 08BA23A ZI (b) (Echantillons non recristallisés). Photos en LPA.

Les Cpx s'observent principalement en cristaux sub-automorphes à xénomorphes de taille variable englobant souvent partiellement des Plg *(fig.1.34a et 1.35a)* et présentant des inclusions de Plg et parfois d'Ol *(fig.1.34a et 1.35b)*. Ces morphologies sont généralement associées à de plus petits cristaux xénomorphes situés en position clairement interstitielle entre les autres phases minérales cumulus (parfois en bordure d'Ol) voire en fins placages entre les Plg *(fig.1.34b)*. Dans certains échantillons, en particulier les plus recristallisés (04OM38F, 08WU9CH, 08WU9CB ZIII), certains Cpx, coexistant avec des cristaux sub-automorphes, incluent de nombreux cristaux de Plg ce qui leur confèrent alors une texture quasi poecilitique *(fig.1.35a)*.

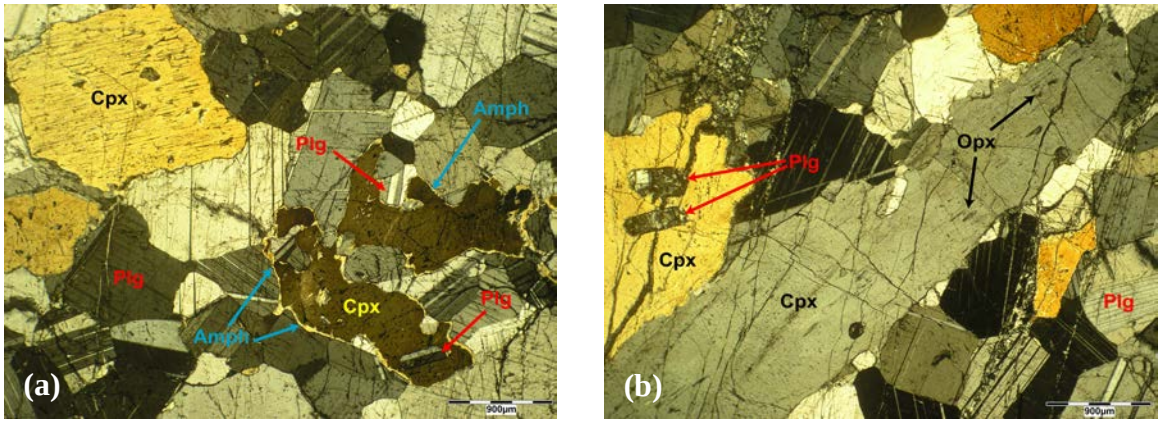


Figure 1.35 : Morphologies particulières des Cpx dans les leucogabbros à Ol et à Opx tardif : cristal ± poecilitique présentant une extinction roulante (a) et cristal allongé (b) dans l'échantillon partiellement recristallisé 04OM38F. Noter dans (a) la présence de fins liserés d'amphiboles autour du Cpx. Photos en LPA.

L'ensemble de ces observations témoigne du fait que le Cpx était une phase liquidus tout au long de la cristallisation et/ou que la recristallisation s'est produite dans le domaine de stabilité de cette phase. En général, la taille des Cpx varie au sein des roches, de 0,1 mm à 2 mm, mais est relativement constante d'un échantillon à l'autre avec une valeur moyenne de 1 mm. Dans les Cpx de ces leucogabbros à Ol et à Opx tardif, les structures particulières de type myrmeckites, symplectites d'augite et interpénétrations de cristaux sont couramment observées *(fig.1.34b)*. Certains échantillons présentent également des stigmates de déformation intense avec des extinctions roulantes dans les Cpx (09HIL2Cb ZII, 09BA15B ZI,

04OM38F, *fig.1.35a*) et des Cpx très allongés, pouvant atteindre 7 cm de long, dans l'échantillon 04OM38F (*fig.1.35b)*.

Dans ces leucogabbros, du fait de leur faible abondance, les cristaux d'Ol s'observent principalement en cristaux isolés ou en amas de cristaux dispersés (*fig.1.36)* et plus rarement en réseaux d'amas peu étendus (09HIL4Ah ZIII, 09HIL7A ZII, 09HIL4C ZII) ou en chapelet (08BA2A ZII). Ces Ol présentent le plus souvent des morphologies sub-automorphes à xénomorphes englobant parfois partiellement des Plg et/ou des Cpx *(fig.1.36)*. Elles apparaissent parfois plus interstitielles en petits cristaux souvent allongés « coincés » entre les autres phases minérales ou en cristaux avec des apophyses s'injectant entre les différentes phases minérales (*fig.1.36b)*. Au contraire, dans certains échantillons plus recristallisés (08WU9CB ZIII, 08WU9CH), on les observe souvent en cristaux parfaitement arrondis quasi automorphes *(fig.1.36a)*. Dans certains échantillons (09HIL9Db et ZII09HIL9Dh ZIII), les Ol en amas présentent des joints de grains à 120° indice d'une cristallisation plus précoce et/ou d'un phénomène local de recristallisation (*fig.1.36b*).

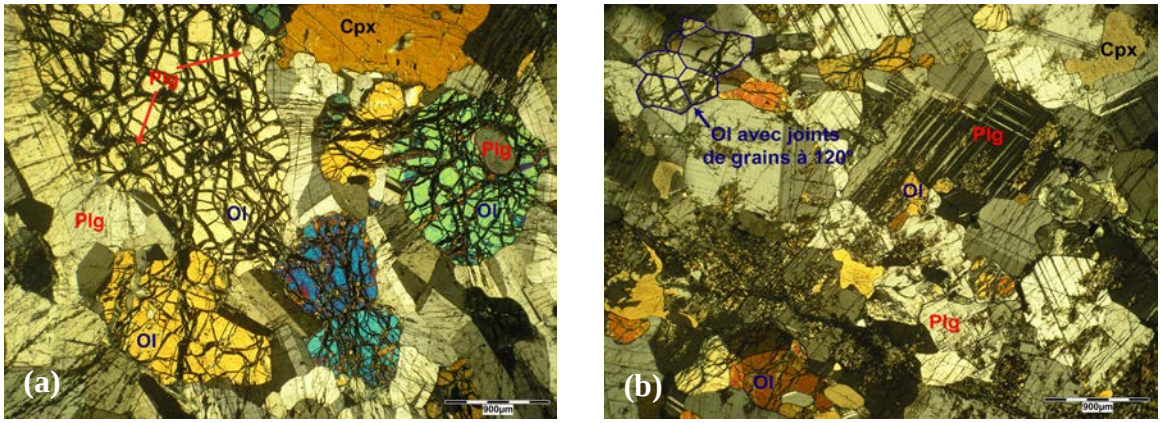


Figure 1.36 : Organisations et morphologies des Ol dans les leucogabbros à Ol à Opx tardif. Echantillons 08WU9CH ZII (a) et 09HIL9Dh ZIII (b). Photos en LPA.

Les Ol présentent couramment des inclusions de Plg mais très rarement des inclusions de Cpx *(fig.1.36a)*. Comme pour les Cpx, les Ol sont particulièrement riches en inclusions arrondies ou en lattes de Plg dans les roches plus recristallisées (exemple 08WU9CH ZIII, *fig.1.36a)*. La taille des Ol est relativement constante mais varie d'un échantillon à l'autre avec des valeurs comprises entre 0,1 mm et 2 mm. Les Ol présentent parfois des bordures de serpentine (possiblement d'anciens Opx).

L'Opx s'observe en cristaux interstitiels de taille variable (< 0,1 mm – 1 mm) qui sont toujours au contact des minéraux ferromagnésiens *(fig.1.37)*. On le trouve soit en bordure plus ou moins épaisse (~ 0,1 mm) limitée et discontinue autour des Ol et des Cpx *(fig.1.37a-b)*, soit en cristaux xénomorphes se développant au bord ou entre les minéraux ferromagnésiens *(fig.1.37b)*, soit enfin en cristaux poecilitiques englobant des Ol, des Cpx et parfois des Plg *(fig.1.37c)*. Dans un échantillon (08MA2A ZII) les Opx s'observent également en amas au contact des autres minéraux ferromagnésiens *(fig.1.37d)*. Les Opx sont généralement peu abondants (≤ 2 %) et sont disséminés dans la roche sans organisation particulière. Le caractère ponctuel et non continu de l'Opx au contact des autres minéraux ferromagnésiens ainsi que son apparition possible en dehors de tout contact avec le Plg indique que ces minéraux ne proviennent pas de réaction sub-solidus mais appartiennent à la séquence de cristallisation. Il faut noter qu'il est parfois difficile de déterminer avec certitude le caractère magmatique de l'Opx dans les échantillons altérés et/ou contenant peu d'Opx (09BA15B ZI, 09HIL4C ZII).

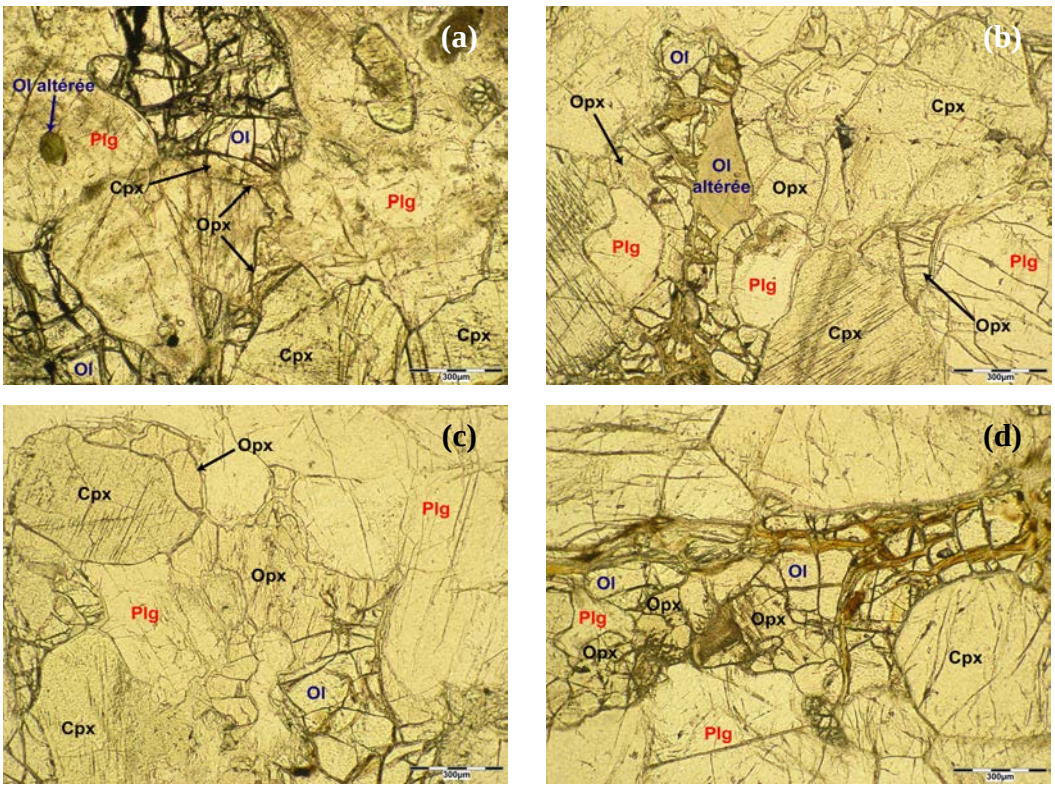


Figure 1.37 : Les différents habitus de l'Opx dans les leucogabbros à Ol et à Opx tardif : a) En fine bordure dans l'échantillon 09HIL4Ah ZII, b) En bordure épaisse ou en cristal xénomorphe dans l'échantillon 08BA13A, c) En cristal poecilitique dans l'échantillon 08BA13A et d) En amas de cristaux xénomorphes dans l'échantillon 08BA2A ZII. Photos en LPNA.

Les minéraux opaques observés dans ces leucogabbros sont essentiellement des sulfures de Fe, Cu et Ni *(fig.1.38a)* associés en plus faible proportions à des chromites *(fig.1.38b)* et à des oxydes de fer (majoritairement des magnétites). Ils ont une morphologie sub-automorphe à xénomorphe et se développent entre les minéraux silicatés *(fig.1.38)*. Ils s'observent plus rarement en inclusion dans le Plg ou le Cpx. Les minéraux opaques sont de taille moyenne (≤ 0,2 mm) et généralement peu abondants (< 1 % en volume).

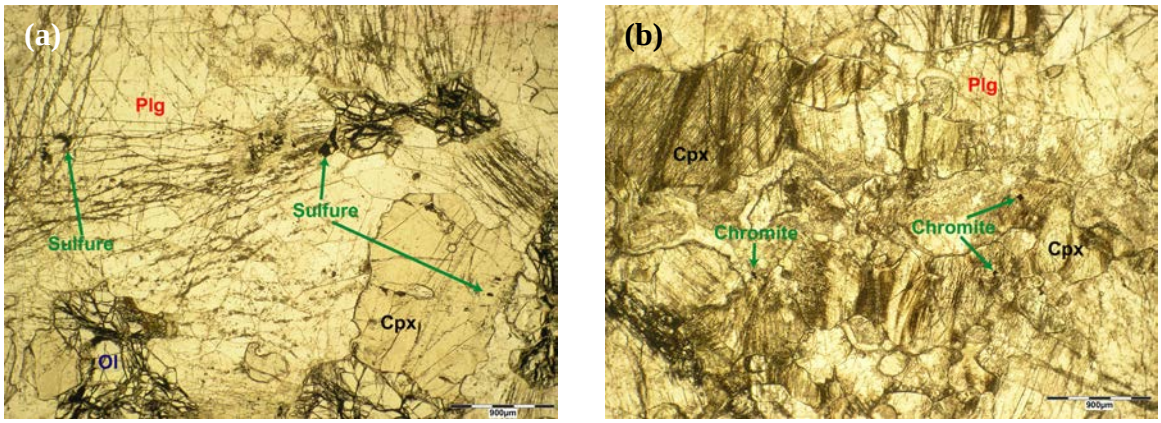
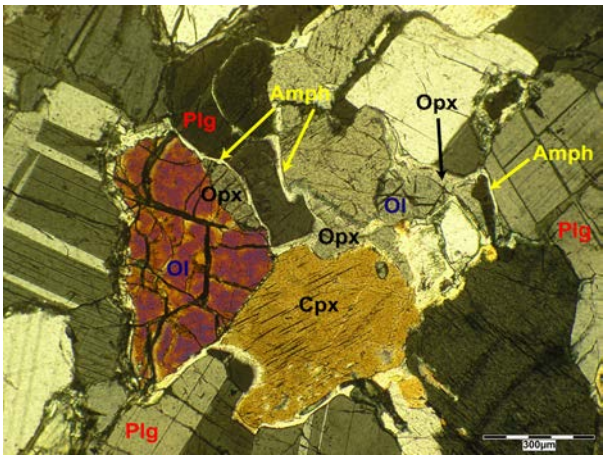


Figure 1.38 : Les différents minéraux opaques observés dans les leucogabbros à Ol et à Opx tardif : a) Des sulfures dans l'échantillon 08WU9CH ZI et b) des chromites dans l'échantillon 09BA15B ZI. Photos en LPNA.

Dans certains échantillons (08BA13A, 08BA23A ZI, 04OM38F, 09BA15B ZI, 09HIL2Cb ZII), de fins liserés continus (quelques microns) se développent autour des Ol et des Cpx. *(fig.1.35a et 1.39)*. Ces liserés s'observent lorsque les Ol et les Cpx sont en contact avec le Plg et, lorsque l'Opx est présent en bordure de ces minéraux, les liserés contournent l'Opx et ne s'insinuent pas entre les Ol ou les Cpx et l'Opx. *(fig.1.39)*. Lorsque ce liseré est présent il s'observe assez systématiquement autour des minéraux ferromagnésiens, en particulier des Cpx. Ces liserés correspondent à des amphiboles et/ou à de la serpentine et proviennent de réactions sub-solidus entre les minéraux ferromagnésiens et les Plg (la serpentine pouvant provenir de l'altération de l'Opx).

Figure 1.39 : Liserés d'amphiboles se développant autour de l'Ol et des Cpx dans l'échantillon 08BA13A. Noter que les Opx sont contournés par les liserés.



Dans ces leucogabbros, les Ol, les Cpx et les Plg sont clairement sub-contemporains. Comme on l'a vu, un ordre de cristallisation peut cependant être défini dans certains cas, certains minéraux cristallisant, *a priori*, avant les autres. L'Opx, quant a lui, est clairement tardif dans l'ensemble des échantillons. A partir des relations texturales entre les minéraux, la séquence de cristallisation de ces leucogabbros à Ol et à Opx tardif est donc la suivante :

(Plg –) Plg + Cpx + Ol + Opq – Cpx + Opq (+ Opx) – Opx **{Amph ± Opx}**

II.1.c.5. Les gabbros à Ol et à Opx tardif

Dans ces roches on trouve en moyenne autant de Plg que de minéraux ferromagnésiens, le pourcentage modal moyen des Plg et des ferromagnésiens étant de 50 %. Comme dans les gabbros à Ol (s.s.) précédents, les Cpx sont généralement plus abondants que les Ol avec des pourcentages modaux compris entre 5 % et 55 % avec une moyenne de ~ 32 % pour le Cpx et, entre 0,5 % et 50 % avec une moyenne de ~ 18 % pour l'Ol. Ces gabbros à Ol et à Opx tardif présentent des textures d'adcumulat, sauf les échantillons 09BA7E ZII&ZIII&ZIV qui possèdent des textures macrocristallines non cumulatives car ils proviennent de la bordure harrisitique d'un filon recoupant les cumulats lités. Ces gabbros sont généralement à grains fins (~ 0,5 mm) et à grains moyens (1 - 2 mm).

Comme dans la plupart des gabbros (s.l.) vus jusqu'à présent, le Plg présente une morphologie sub-automorphe à xénomorphe avec quelquefois des apophyses qui englobent les Ol et les Cpx *(fig.1.40)*. Il s'observe aussi parfois en position interstitielle bloqué entre les autres phases cumulus. Les Plg présentent souvent des inclusions arrondies de Cpx et d'Ol *(fig.1.40)*, et dans certains échantillons (08BA2BB ZII, 08BA2BH ZII, 08BA1AH, 08BA1AII ZI, 08BA3E, 08HIL9Dh ZI&ZII, 08BA1AI ZI, *fig.1.40*), ces inclusions sont particulièrement nombreuses reflétant la cristallisation contemporaine de ces trois phases.

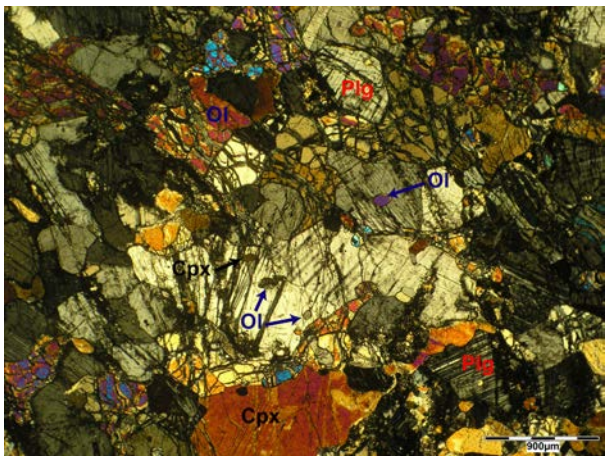
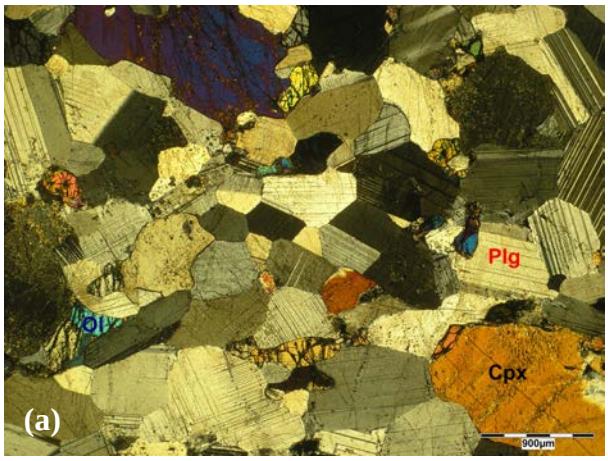


Figure 1.40 : Morphologies des Plg dans les gabbros à Ol et à Opx tardif. Exemple de l'échantillon 08BA1AI ZI. Photo en LPA.

Dans beaucoup d'échantillons (08WU3A ZIII, 04OM38C, 08WU5A, 08BA8H, 09BA13B ZIII, 09BA7E, 08NA4,…) on observe des phénomènes locaux de recristallisation qui sont plus ou moins poussés selon les roches, et qui sont caractérisés par le développement de joints de grains à 120° des cristaux de Plg entraînant parfois une diminution de la taille des grains et un changement de forme des cristaux (*fig.1.41)*. Certains échantillons (08BA8H, 08NA7 ZI&ZII, 08NA8, 09BA7E ZIII, 08NA5, 08NA6, *fig.1.41*) caractérisés par une recristallisation très poussée présentent une texture de recuit caractéristique en mosaïque. Des phénomènes de déformation sont également observés dans les Plg avec la présence d'extinctions roulantes, de macles mécaniques, de bending et de sous-joints de grains *(fig.1.41b)*. Ces phénomènes de déformation peuvent affecter l'ensemble de la roche (09BA15Bb ZIII, 09BA15I ZII, 08NA7 ZI&ZII, 08NA4, 08NA8, 08NA10 ZI, 09HIL2Fb ZII, 09NA6, *fig.1.41b*) mais peuvent également être locaux (08BA1AI ZI, 08BA1AH, 08BA1AII ZI, 08BA3Dh ZI, 08BA3E, 08BA25A, 08NA11) et sont parfois associés aux phénomènes de recristallisation *(fig.1.41b*).



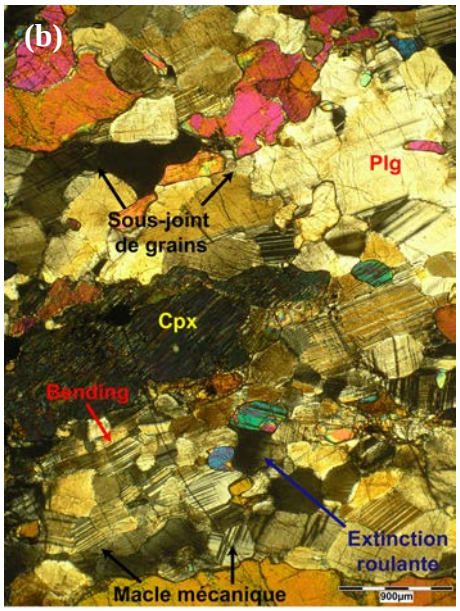


Figure 1.41 : Indices de recristallisation et de déformation des Plg dans les gabbros à Ol et Opx tardif : a) Texture en mosaïque dans l'échantillon 08NA5. Noter la différence dans la taille des grains et la morphologie des Plg recristallisés (centre) par rapport aux Plg voisins et b) Plg fortement déformés et recristallisés dans l'échantillon 08NA6 ZIII. Noter la forte recristallisation des Plg dans la partie inférieure (abondants sous-joints de grains et diminution de la taille des grains). Photos en LPA.

Dans certains échantillons, la majorité des Plg ont une morphologie plus automorphe en forme de baguettes ou lattes plus ou moins bien formées créant dans la roche soit un enchevêtrement de baguettes sans orientation particulière (08WU3Ga ZI, 08WU3J, 08WU3K, 08WU5A, 08WU9CB ZI&ZII, 08WU10A, 08NA11, 08WU3Gb, *fig.1.42a)*, soit des alignements de cristaux suivant une direction préférentielle reflétant l'écoulement du magma (08WU9Ah, 08WU9B ZII&ZIV, 08BA5AB ZI&IV, 08BA5AH, 08NA10 ZI, 08WU9Ab, *fig.1.42b*).

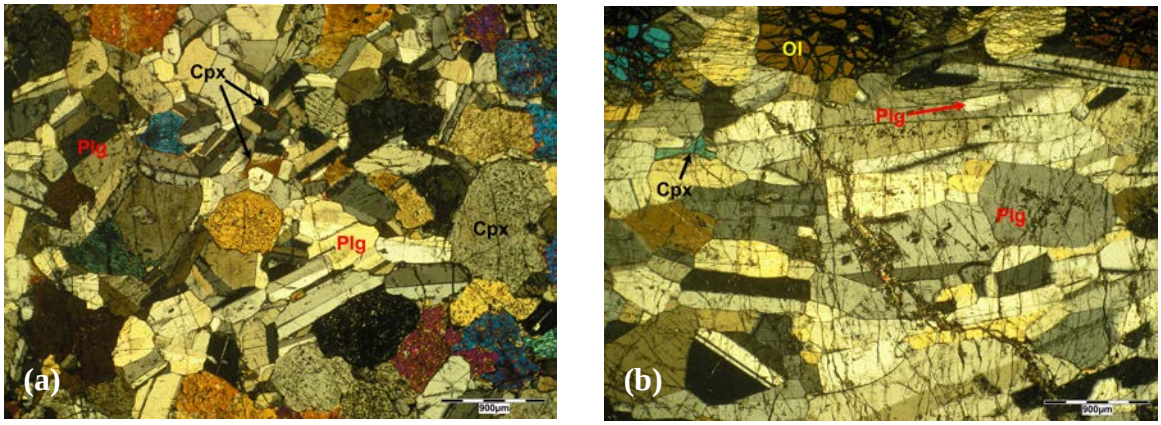


Figure 1.42 : Plg à morphologies plus automorphes entraînant une texture cumulative en baguettes non orientées (a) ou orientées (b) dans les échantillons 08WU3Gb et 08WU9Ab respectivement. Photos en LPA.

Ces textures cumulatives en baguettes montrent la cristallisation légèrement plus précoce du Plg par rapport aux autres phases minérales dans ces échantillons, ce qui est confirmé par la quasi-absence d'inclusions de minéraux ferromagnésiens dans ces Plg *(fig.1.42)* et la présence de petits grains de Plg parfois inclus dans de plus grands cristaux *(fig.1.42b)*. Du fait de ces différentes morphologies et organisations, la taille des Plg varie au sein de chaque échantillon et d'un échantillon à l'autre avec des valeurs comprises entre 0,2 mm et 2,5 mm en moyenne ; la bordure harrisitique du filon 08BA7E ZII&ZIV montrant, quant à elle, des Plg de grande taille allant jusqu'à 5 mm *(fig.1.45a)*. L'échantillon 08WU3J se distingue des autres par la présence d'une déstabilisation tardive du Plg. Dans cet échantillon un liquide qui semblait n'avoir au liquidus qu'un Plg de même composition que les Plg du cumulat s'est vraisemblablement s'injecté dans la roche et a fortement disloqué les Plg formant une sorte de « brèche de Plg » *(fig.1.43)*.

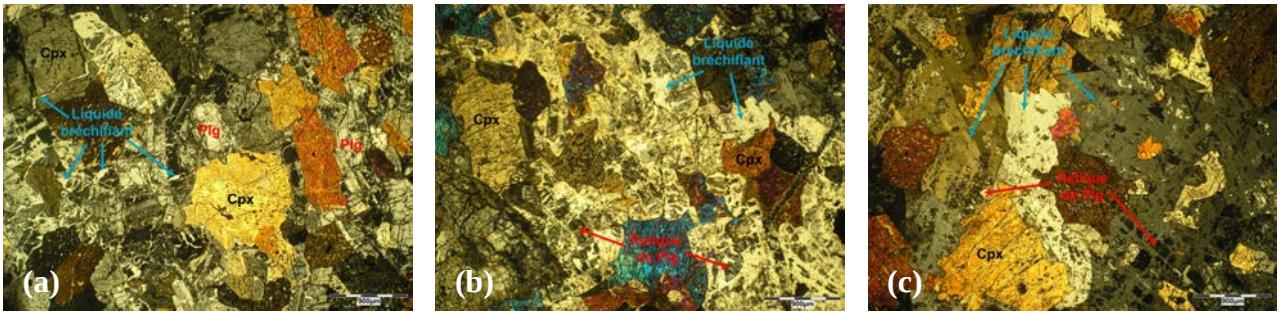


Figure 1.43 : Les différentes morphologies « des brèches de Plg » selon le degré de dislocation de ces derniers dans l'échantillon 08WU3J. La dislocation des Plg s'amplifie de la photo (a) vers la photo (c). Photos en LPA.

Ces brèches s'observent localement dans la roche et se présentent différemment selon le degré de dislocation : soit on observe des cristaux sub-automorphes de Plg recoupés par de nombreuses microfractures remplis du liquide bréchifiant cristallisé *(fig.1.43a)*, soit on observe de grandes plages interstitielles de Plg, correspondant au liquide brèchifiant cristallisé, renfermant des reliques de Plg *(fig.1.43b-c)*. Le Cpx est beaucoup moins affecté par la bréchification ; il est seulement parfois recoupé par de petites veines de liquide interstitiel. *(fig.1.43a)*. Le fait que le liquide soit de même composition que les Plg du cumulat et que les structures cataclastiques n'affectent quasiment que le Plg montre que ces brèches sont, *a priori*, issues d'un phénomène de fusion des Plg probablement facilité par la présence d'eau. On peut noter que cet échantillon est également recoupé par un filon de 3 mm constitué essentiellement de grands Plg déformés présentant des extinctions roulantes. Cette structure particulière des Plg est également observée dans les échantillons 08BA23A ZII et 08BA24C mais est de moins grande ampleur que dans la roche 08WU3J.

Les Cpx s'observent majoritairement en cristaux sub-automorphes à xénomorphes quelquefois maclés *(fig.1.44)*. Ils montrent parfois des apophyses qui s'infiltrent entre les minéraux et qui englobent le plus souvent des Plg *(fig.1.44a-b)*. Les Cpx présentent souvent des inclusions allongées ou arrondies de Plg et d'Ol mais la nature et l'abondance des inclusions varient selon les échantillons *(fig.1.44a-b)*. Dans certains échantillons (08WU10A), les Cpx apparaissent pseudo-poecilitiques du fait du piégeage partiel ou total des Plg *(fig.1.44a)*. On les trouve également parfois en cristaux xénomorphes en position interstitielle entre les autres minéraux voire en fins placages entre les Plg *(fig.1.42b et 1.44b)*. Dans certains échantillons présentant des Plg recristallisés ou sous forme de baguettes, les cristaux de Cpx sont plus xénomorphes et ils donnent l'impression d'être « coupés en morceaux » par les Plg *(fig.1.44c)*.

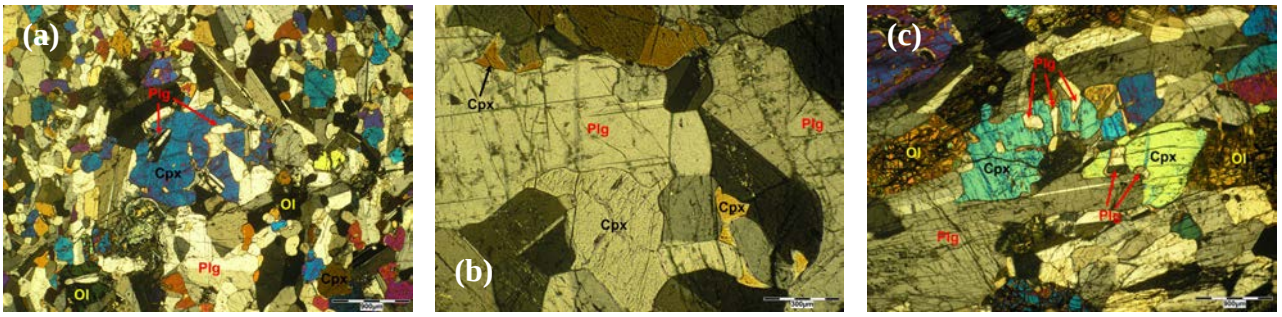


Figure 1.44 : Morphologies sub-automorphes à xénomorphes des Cpx dans les gabbros à Ol et à Opx tardif : a) Petits cristaux sub-automorphes associés à un grand cristal pseudo-poecilitique dans l'échantillon 08WU10A, b) Cristaux xénomorphes en position interstitielle entre les Plg dans l'échantillon 08WU4 et c) Cristaux xénomorphes « coupés » par des Plg en baguette dans l'échantillon 08WU9Ab. Photos en LPA.

Dans la bordure harrissitique du filon 09BA7E ZII&ZIV, les Cpx s'observent en cristaux sub-automorphes à inclusions d'Ol mais également en grands cristaux (2 mm) poecilitiques se développant dans et entre les Ol *(fig.1.45a)*. Dans la plupart des échantillons les Cpx présentent des interpénétrations de cristaux, des symplectites d'augites et des myrméckites résultant de processus de croissance tardi-magmatique et/ou de réactions sub-solidus *(fig.1.45b)*. Ces structures parfois très nombreuses donnent souvent un aspect chaotique au Cpx oblitérant souvent sa morphologie initiale *(fig.1.45b)*. Contrairement aux Plg, les Cpx sont faiblement touchés par la déformation puisqu'ils ne montrent que quelques extinctions roulantes dans certains échantillons (08BA2BB ZII, 09BA15I ZII, 08BA8H, 08BA14Ah ZIII&ZIV, 08BA15B, 08BA24C ZI, 08BA25, 08BA26, 08WU1H). La taille des

Cpx est généralement variable au sein d'un même échantillon mais la dispersion de taille de grain est relativement similaire d'un échantillon à l'autre (0,1 mm à 3 mm).

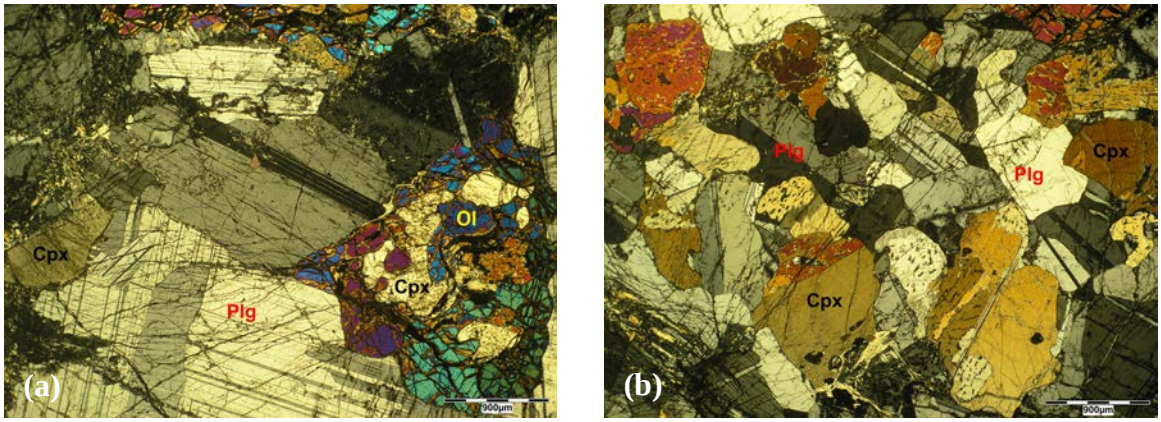


Figure 1.45 : Morphologies particulières des Cpx dans certains gabbros à Ol et à Opx tardif : a) Grand cristal poecilitique se développant dans et entre les Ol dans l'échantillon 09BA7E ZII et b) Cristaux de Cpx montrant des interpénétrations de cristaux, des symplectites d'augites et des myrméckites dans l'échantillon 08WU11. Photos en LPA.

On trouve majoritairement l'Ol en cristaux sub-automorphes bien arrondis (quasi automorphes) et en cristaux sub-automorphes à xénomorphes, arrondis ou allongés, avec parfois des apophyses s'infiltrant entre les autres minéraux et les englobant partiellement *(fig.1.46a)*. Elles présentent régulièrement des inclusions arrondies ou en baguettes de Plg et plus rarement des inclusions de Cpx *(fig.1.46)*. Dans certains échantillons (08WU3A ZIII, 08WU5, 08WU10A) quelques Ol montrent des morphologies pseudo-poecilitiques du fait des nombreux Plg qu'elles englobent partiellement ou totalement *(fig.1.46b)*.

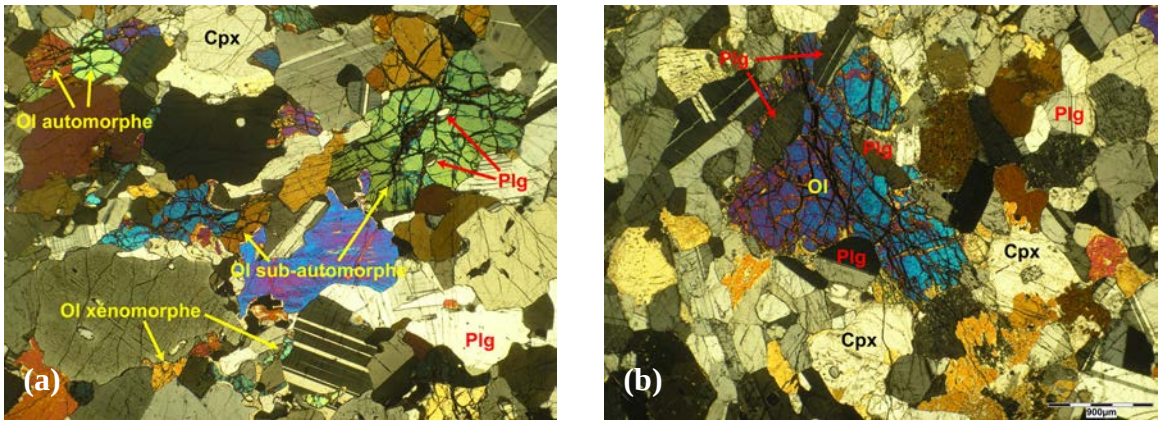


Figure 1.46 : Morphologies des Ol dans les gabbros à Ol et à Opx tardif. Photos en LPA des échantillons 08BA26 (a) et 08WU5A (b). Noter la variation de taille de grain entre les différents habitus de l'Ol.

Parfois on observe également l'Ol sous forme de cristaux xénomorphes en position clairement interstitielle entre les minéraux *(fig.1.46a)*. Lorsque ces morphologies variées s'observent dans le même échantillon *(fig.1.46a)*, elles reflètent la cristallisation continue de l'Ol dans le temps mais, quand elles apparaissent dans des échantillons différents *(fig.1.46)*, elles montrent la formation de l'Ol à différentes étapes de la cristallisation. Il faut noter que dans certains échantillons les Ol sont totalement altérées, leur présence et leur morphologie sont alors uniquement déduites de la morphologie des minéraux secondaires (08WU3Ga ZI,

08WU3Gb, 08WU3J, 08BA23A ZII, 09BA6, 09HIL4C ZIII). Les Ol s'organisent de différentes manières dans ces échantillons. On les trouve en cristaux isolés de taille variables ou en amas de cristaux (piégeant les autres minéraux) dispersés dans la roche *(fig.1.46 et 1.47a)* et parfois alignés dans une direction préférentielle dans les échantillons présentant une fabrique de forme. On les trouve également organisées en réseaux non orientés ou en chapelets orientés ± denses *(fig.1.47b)* selon la quantité d'Ol *(cf. gabbros à Ol (s.s.), paragraphe II.1.c.2)*. Les Ol sont généralement plus automorphes lorsqu'elles sont organisées en amas et l'organisation la plus courante dans ces gabbros à Ol et à Opx tardif est celle en amas/cristaux *(fig.1.46 et 1.47a)*, la moins abondante étant celle en chapelet (09HIL5Ab ZI, 09HIL5AH ZIII, 08BA14Ah ZII&ZIV, *fig.1.47b*). Dans certains échantillons (08BA4BH ZI, 08BA8H, 08BA9 ZI&ZII, 08BA14Ah ZII&ZIV, 08BA14B, 09HIL10C) les Ol présentent, au contact des Plg, des bordures de serpentine, pouvant correspondre à d'anciens Opx, parfois associées à de petites amphiboles et des chlorites, qui témoignent de réaction sub-solidus. Aucun indice de déformation n'a été observé dans les Ol de ces échantillons et les phénomènes de recristallisation avec développement de joints de grains à 120° sont très rares et uniquement locaux (08BA1AII ZI, 08BA1AH, 08NA6, 09HIL9Dh ZI&ZII, *fig.1.47a*).

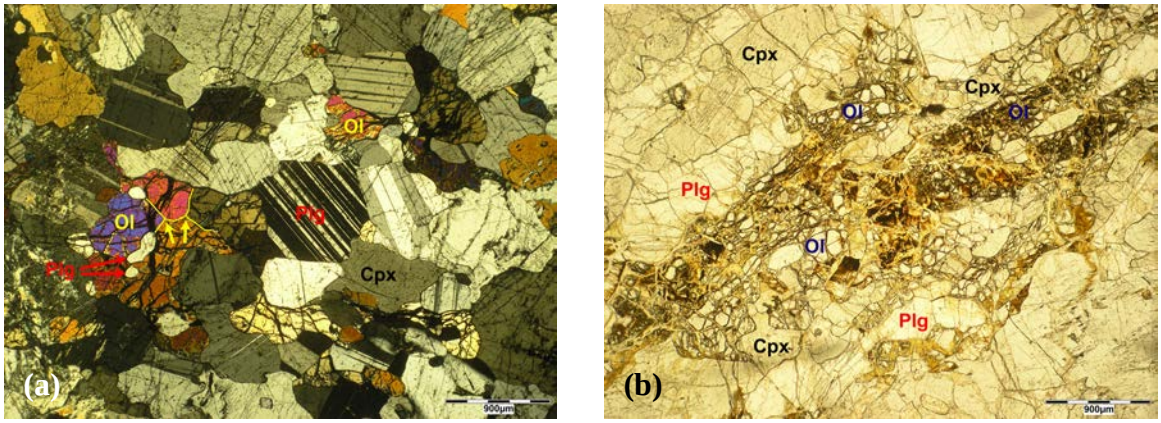


Figure 1.47 : Organisations et caractéristiques minéralogiques des Ol dans les gabbros à Ol et à Opx tardif : a) Ol organisées en amas présentant des joints de grains à 120° dans l'échantillon 09HIL9Dh ZII (les joints à 120° sont surlignés en jaune et montrés par des flèches) et b) Ol organisées en chapelets orientés dans l'échantillon 08BA14Ah ZIV. Photos en LPA (a) et LPNA.

La taille des Ol est généralement constante au sein d'un même échantillon mais varie beaucoup d'un échantillon à l'autre avec des valeurs allant de 0,1 mm à 2,5 mm. Dans certains échantillons présentant une fabrique de forme les Ol peuvent être très allongées avec une longueur allant jusqu'à 4 mm (08BA5AH, 08BA5AB ZI&ZIV)

Les Opx sont toujours des phases tardives dans ces gabbros à Ol. Cependant, ils présentent de nombreux habitus du fait de la grande quantité d'échantillons constituant ce groupe et de leur position variée dans la séquence de cristallisation, c'est à dire très tardif ou relativement précoce après la formation des cristaux cumulus. Lorsque l'Opx cristallise très tardivement dans la séquence de cristallisation il s'observe en petits cristaux xénomorphes (≤ 0,1 mm) souvent allongés et d'extension limitée formant de petites bordures au contact des Ol et des Cpx *(fig.1.48a)*. Ces minéraux ont cristallisé à partir des derniers liquides intercumulus piégés au contact des minéraux ferromagnésiens. Dans certains échantillons déformés (08NA6, 08NA7 ZI&ZII, 08NA8), la plupart de ces fines bordures sont en réalité constituées d'un chapelet de petits grains micrométriques d'Opx qui reflète un phénomène de recristallisation de l'Opx *(fig.1.48b)*.

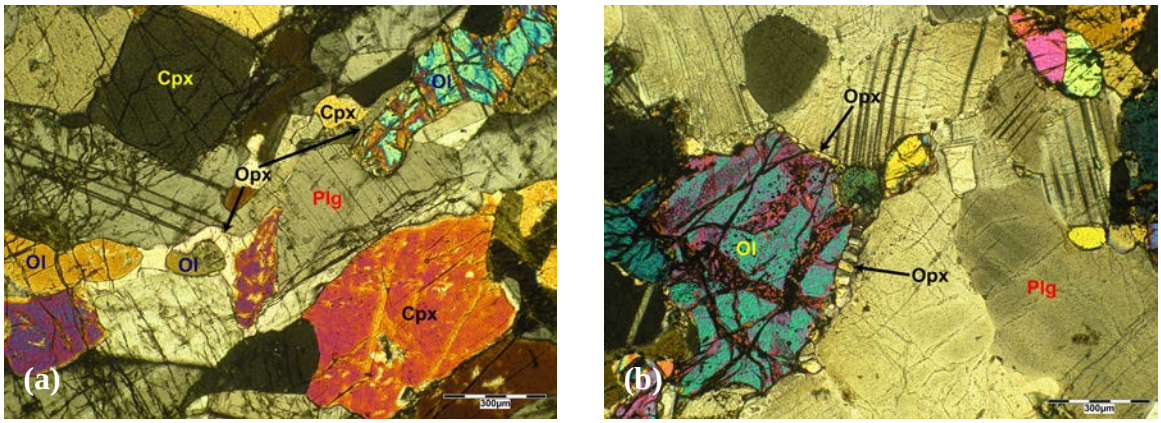


Figure 1.48 : Morphologies des Opx ayant cristallisés très tardivement dans les gabbros à Ol et à Opx tardif. Photos en LPA des échantillons 08BA5AB ZI (a) et 08NA8 (b).

Quand l'Opx cristallise moins tardivement dans la séquence, les cristaux sont plus développés. On les observe alors en cristaux de taille moyenne (0,2 - 1 mm) « enracinés » sur les autres minéraux ferromagnésiens, soit en cristaux xénomorphes interstitiels *(fig.1.49a)*, soit en bordures épaisses autour des Ol et des Cpx *(fig.1.49b)*, soit encore en cristaux poecilitiques englobant les autres phases minérales et d'extension souvent limitée *(fig.1.49c)*. On les trouve également en cristaux poecilitiques relativement étendus, atteignant jusqu'à 5 mm de long pour les plus grands, avec de fines apophyses serpentant entre les autres minéraux et les englobant (04OM40D, *fig.1.49d*). Les Opx présentant ces différents habitus cristallisent clairement à partir d'un liquide intercumulus.

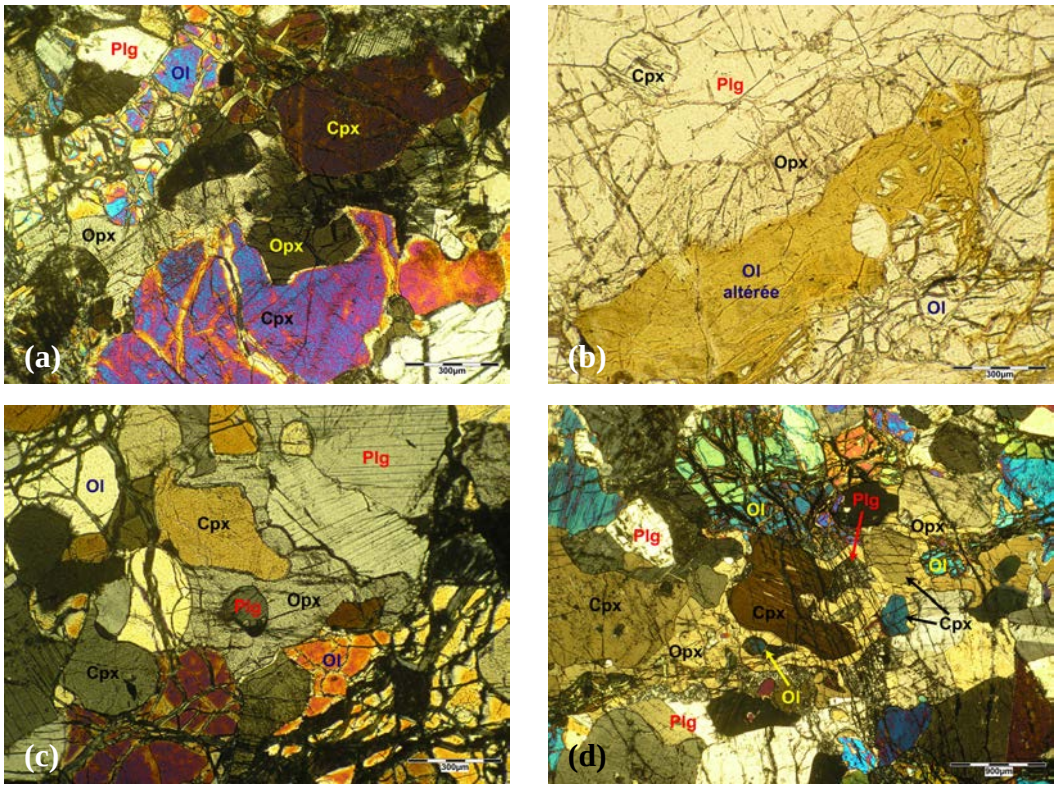


Figure 1.49 : Morphologies des Opx ayant cristallisés moins tardivement dans les gabbros à Ol et à Opx tardif : a) En cristaux xénomorphes dans l'échantillon 08BA3E, b) En bordure épaisse dans l'échantillon 08BA25A ZI, c-d) En cristaux poecilitiques de taille et d'extension variées dans les échantillons 08BA1AII (c) et 04OM40D (d). Photos en LPA (a, c et d) et en LPNA (b).

Enfin lorsque l'Opx est « plus précoce » dans la séquence de cristallisation on l'observe en cristaux xénomorphes voire plus ou moins sub-automorphes, généralement de plus grande taille (0,5 – 2 mm), soit en position interstitielle entre les différents minéraux et les englobant parfois *(fig.1.50a-b)*, soit pseudo-poecilitiques riches en inclusions automorphes à sub-automorphes d'Ol, de Plg et de Cpx *(fig.1.50c) (cf. habitus des Opx dans les gabbros à Opx précoce, paragraphe II.1.b.2)*.

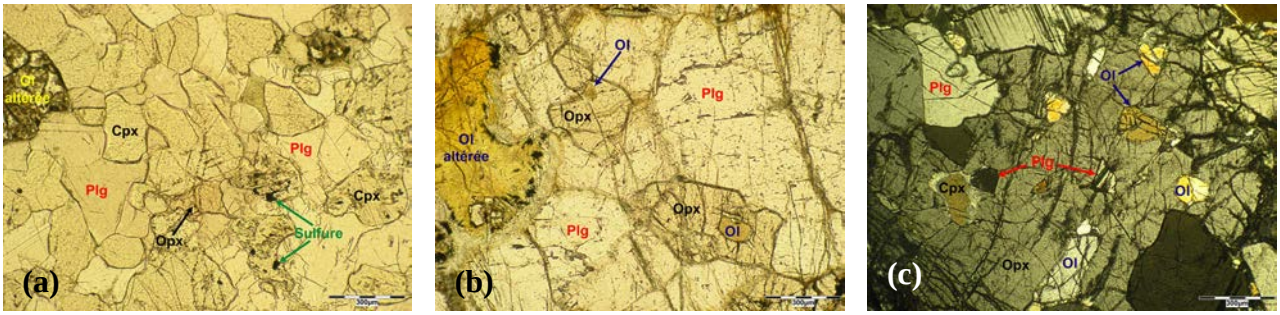


Figure 1.50 : Morphologies des Opx ayant cristallisés plus précocement dans les gabbros à Ol et à Opx tardif : a-b) En cristaux interstitiels xénomorphes dans l'échantillon 08WU10A (a) et ± sub-automorphes dans l'échantillon 08BA8H (b) et c) En cristaux pseudo-poecilitiques dans l'échantillon 08BA1AH ZII. Photos en LPNA (a, b) et en LPA (c).

On peut noter que les morphologies les plus courantes sont les deux premières (tardif et moins tardif). Dans certains échantillons ces minéraux sont très altérés et leur morphologie est déduite de celles des minéraux secondaires. Ces différents habitus peuvent exister au sein d'un même échantillon, montrant que l'Opx est longtemps resté une phase au liquidus du magma parent. Les Opx s'organisent en amas ou en cristaux isolés *(fig.1.48, 1.49 et 1.50)*. Ils sont généralement dispersés dans la roche, sauf dans l'échantillon 08WU5A où ils sont alignés et localisés dans un endroit précis de l'échantillon. Dans certains échantillons, on observe également des Opx inclus dans les Cpx soit sous forme de cristaux arrondis, soit sous forme de lamelles plus ou moins épaisses ou de cristaux allongés parallèles aux clivages *(fig.1.51)*. Ces « inclusions » ne reflètent pas ici le piégeage de l'Opx mais correspondent à des exsolutions plus ou moins développées issues de réaction sub-solidus (04OM40D, 04OM40A, 08BA1AH, 08WU4, 08BA14Ah ZII&ZIV, 08BA24A ZI&ZIII, 08BA7E, 09BA13B ZIII, 08NA7 ZI&ZII, 08NA10 ZI, 08NA11, 09HIL2Fb ZII, 09HIL5AH, 09HIL13A ZI, 08BA25A, *fig.1.51*).

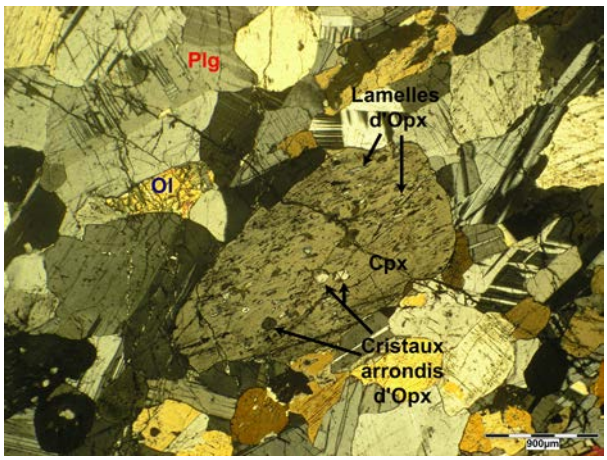


Figure 1.51 : Opx en exsolution dans un Cpx de l'échantillon 08BA25A ZI. Photo en LPA.

A priori, du fait de leurs caractéristiques morphologiques et texturales, tous les Opx observés dans ces gabbros à Ol et à Opx tardif, sauf les exsolutions, ont cristallisé à partir du liquide intercumulus et sont donc magmatiques. L'abondance des Opx varie d'un échantillon à l'autre mais est généralement faible, comprise entre 0,25 % et 6 %.

Dans certains échantillons (08BA2BB ZII, 08BA2BH ZII, 08BA1AII ZI, 08BA8H, 08BA26), on observe des amphiboles magmatiques vertes ou brunes en position interstitielle entre les autres minéraux *(fig.1.52)*. Elles se trouvent en petits cristaux (≤ 2 mm) xénomorphes et/ou poecilitiques formant souvent de fins liserés serpentant en bordure ou autour des Ol, des Cpx et parfois des Plg et des oxydes *(fig.1.52)*. Ces bordures d'amphiboles ont généralement une faible extension (< 1 mm) *(fig.1.52b)* sauf dans l'échantillon 08BA8H où ces liserés sont plus épais et peuvent s'étendre sur 2 mm *(fig.1.52a)*.

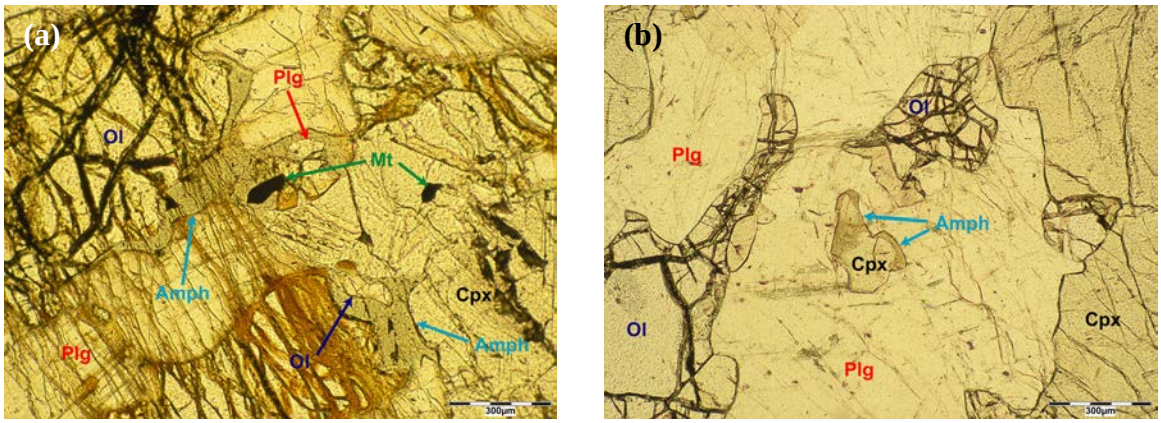


Figure 1.52 : Morphologies des amphiboles magmatiques dans les gabbros à Ol et à Opx tardif. Photos en LPNA des échantillons 08BA8H (a) et 08BA26 (b).

La morphologie de ces amphiboles montre qu'elles sont magmatiques. Cependant, les relations entre les amphiboles et les Opx étant difficiles à observer, on ne peut pas établir un ordre de cristallisation entre ces deux phases. Dans l'échantillon 08NA4, des amphiboles s'observent également en bordure des minéraux ferromagnésiens mais leur origine est plus difficile à contraindre ; elles peuvent être soit magmatiques, soit issues de réactions sub-solidus. Lorsqu'elles sont présentes les amphiboles représentent moins de 1 % du volume des roches.

Les principaux minéraux opaques observés dans ces échantillons sont des sulfures de Fe, Cu et Ni, des chromites et, en moindres proportions, des oxydes de fer (hématites et magnétites) et des ilménites *(fig.1.52, 1.53 et 1.54)*.

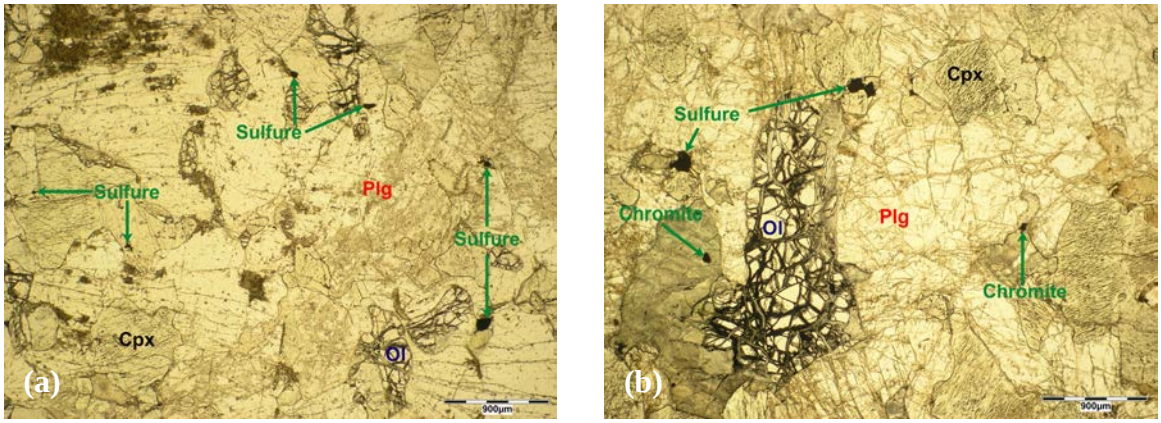


Figure 1.53 : Morphologies des sulfures et des chromites dans les gabbros à Ol et à Opx tardif. Photos en LPNA des échantillons 09HIL9Dh ZII (a) et 09BA3B ZII (b).

Les sulfures présentent deux habitus principaux, on les trouve soit en cristaux sub-automorphes plus ou moins arrondis à xénomorphes se développant entre les minéraux et inclus dans les Cpx, parfois dans les Ol et rarement dans les Plg *(fig.1.53)* ; soit en cristaux interstitiels s'injectant entre les minéraux et/ou poecilitiques englobant les Ol *(fig.1.53 et 1.54a)*. Ces différents habitus peuvent s'observer dans le même échantillon montrant que les sulfures se forment à différentes étapes de la cristallisation. Les oxydes de fer et de titane présentent les mêmes habitus que les sulfures mais se trouvent plus rarement en inclusion *(fig.1.52a et 1.54b)*. Les magnétites sont seulement observées dans l'échantillon 08BA8H *(fig.1.52a)* et les ilménites dans les échantillons 08BA9 ZI&ZII. Les chromites sont sub-automorphes à xénomorphes et s'observent aussi bien entre les silicates qu'inclus dans les Cpx, les Ol et parfois les Opx *(fig.1.53b)*. Elles présentent parfois des inclusions d'Ol et sont généralement plus automorphes et de plus petites tailles (≤ 0,2 mm) que les sulfures *(fig.1.53b)*. La taille de l'ensemble des minéraux opaques est en moyenne inférieure ou égale à 1 mm *(fig.1.52 et 1.53)* sauf exception dans l'échantillon 08WU3A ZIII où un grand sulfure poecilitique de 4 mm englobe des Ol *(fig.1.54a)*. Les minéraux opaques sont en général peu abondants ; ils représentent moins de 5 % du volume des roches.

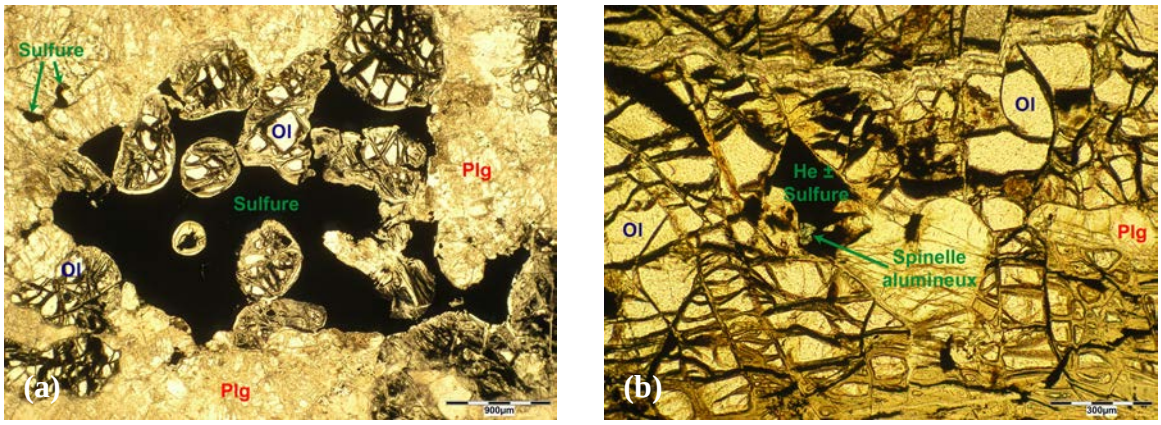


Figure 1.54 : Morphologies des sulfures et des spinelles dans les gabbros à Ol et à Opx tardif. Sulfure poecilitique de grande taille associé à de plus petits sulfures xénomorphes dans l'échantillon 08WU3A ZIII (a), Spinelle alumineux entouré d'hématite (He) + sulfure dans l'échantillon 08WU9Ab (b). Photos en LPNA.

Dans certains échantillons (08WU3K et 08WU9Ab) on observe également des spinelles alumineux sous forme de cristaux sub-automorphes à xénomorphes isolés ou en amas qui se développent entre les minéraux *(fig.1.54b)*. Ils sont souvent associés à des amphiboles secondaires et sont parfois entourés d'oxyde de fer et de sulfures *(fig.1.54b)*. Ces spinelles alumineux sont généralement de petite taille (≤ 0,5 mm) et peu abondants (< 1 %).

Certains échantillons (08BA5AB ZI&ZIV, 08BA5AH, 08BA24A ZI&ZIII, 08NA6, 08NA10 ZI) sont caractérisés par l'allongement et l'alignement des minéraux cumulus selon une orientation commune interprétée comme la direction d'écoulement du magma lors de la cristallisation *(fig.1.55)*.

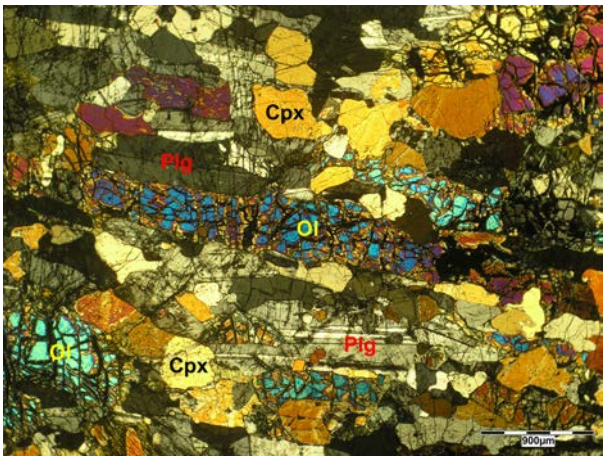


Figure 1.55 : Photo en LPA de l'échantillon 08BA5AB ZI montrant l'alignement des minéraux cumulus selon une orientation commune.

Comme pour la plupart des gabbros (s.l.) précédents, les morphologies et les relations entre les minéraux peuvent légèrement varier d'un échantillon à l'autre. Cependant, en général, les Ol, les Cpx et les Plg présentent les mêmes morphologies sub-automorphes à xénomorphes et sont donc sub-contemporains tandis que les Opx et les amphiboles s'observent en cristaux interstitiels et sont donc franchement plus tardifs. On peut alors déterminer pour ces gabbros à Ol et à Opx tardif la séquence de cristallisation suivante :

(Plg –) Plg + Ol + Cpx + Opq – Opx + Sulfure/OxFe – Opx + Amph ± Sulfure/OxFe
{Sp ± Amph ± Opx}

II.1.c.6. Les mélagabbros à Ol et à Opx tardif

Les mélagabbros à Ol et à Opx tardif sont enrichis en minéraux ferromagnésiens, qui représentent 78% de la roche, par rapport aux Plg qui ne représentent que 22 % de la roche. L'Ol est la plupart du temps plus abondante que le Cpx, avec une abondance moyenne de ~ 40 % (2 % - 71 %) contre ~ 38 % (8 % - 70 %) du volume des roches pour le Cpx. Ces mélagabbros présentent des textures d'adcumulat, sauf l'échantillon 09BA7D qui correspond à un filon recoupant les cumulats lités et qui présente donc une texture macrocristalline non cumulative. Ils ont tous des textures à grains moyens (~ 1 mm).

Les Plg ont généralement une morphologie sub-automorphe à xénomorphe s'observant aussi bien en lattes plus ou moins bien formées qu'en cristaux avec d'épaisses apophyses « s'infiltrant » entre les autres minéraux *(fig.1.56 et 1.57)*. Ils possèdent souvent des inclusions de Cpx et d'Ol et, ces inclusions peuvent être très nombreuses dans certains échantillons (08BA1AH ZI, 08BA1AI ZII, 08BA1AB, 08BA3Db ZIII, 08BA1AII ZII, *fig.1.57*).

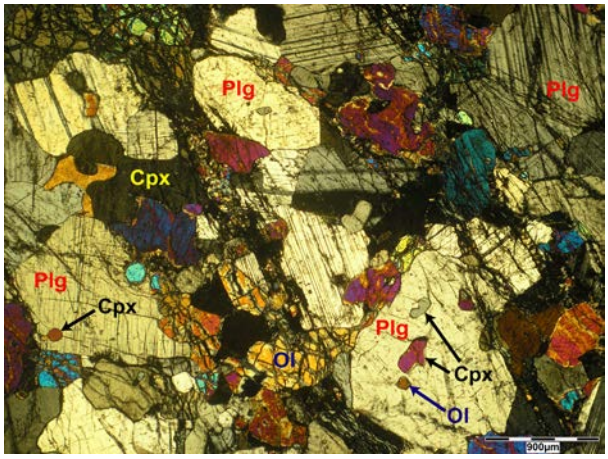


Figure 1.56 : Morphologies sub-automorphes à xénomorphes des Plg dans le mélagabbro à Ol et à Opx tardif 08BA1AII ZII riche en Plg (~ 25 % de Plg). Photo en LPA.

On constate que lorsque la quantité d'Ol et/ou plus généralement de ferromagnésiens augmente, les Plg ont tendance à s'organiser en cristaux isolés ou en amas de cristaux dispersés et sont souvent coincés entre les autres phases minérales *(fig.1.57, à comparer avec la fig.1.56)*. Dans certains échantillons les Plg sont très altérés et leur morphologie est plus difficile à déterminer *(fig.1.57b)*.

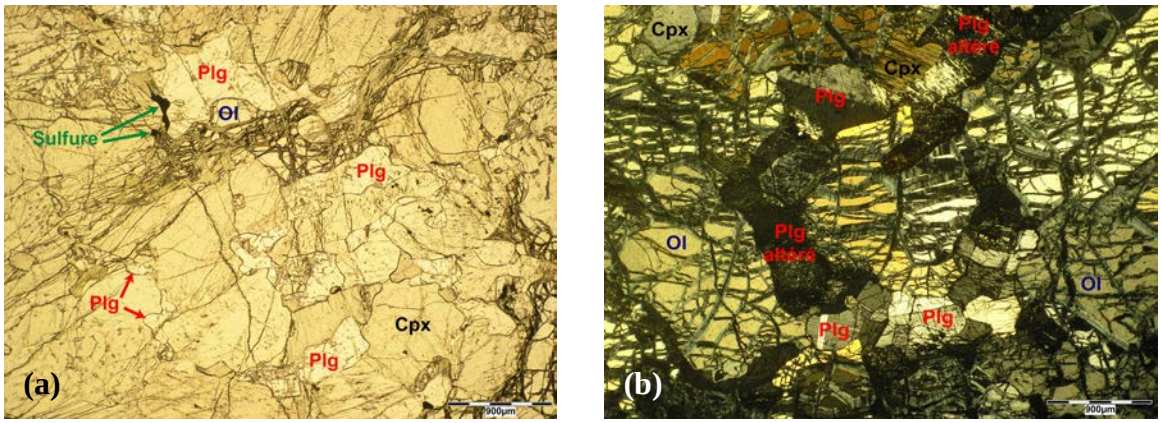


Figure 1.57 : Morphologies et organisations des Plg dans des mélagabbros à Ol et à Opx tardif riches en minéraux ferromagnésiens : a) Plg en cristaux xénomorphes coincés entre les autres minéraux dans l'échantillon 09HIL9Db ZIII riche en Cpx (~ 70 %) et b) Plg en amas de cristaux dans l'échantillon 08BA13B riche en Ol (~ 70 %). Photos en LPNA (a) et en LPA (b).

Certains échantillons (08BA5B, 09HIL4Ab ZI, 08BA9 ZIII) montrent des indices de recristallisation avec très localement de petits cristaux globalement polygonaux de Plg présentant des joints de grains à 120° *(fig.1.58a)*. Ces phénomènes de recristallisation sont rares dans les mélagabbros à Ol et à Opx tardif mais les indices de déformation des Plg sont plus courants. En effet, dans plusieurs échantillons (09BA15Bb ZI, 09BA15H ZII, 09HIL2Fh, 09HIL2Cb ZI), les Plg présentent des extinctions roulantes et des macles mécaniques *(fig.1.58b)*. De plus, dans l'échantillon 09HIL2Fh où les Plg apparaissent plus xénomorphes que dans les autres roches, ces derniers développent des sous-joints de grains et certains cristaux englobent parfois de plus petits cristaux de Plg *(fig.1.58b)*.

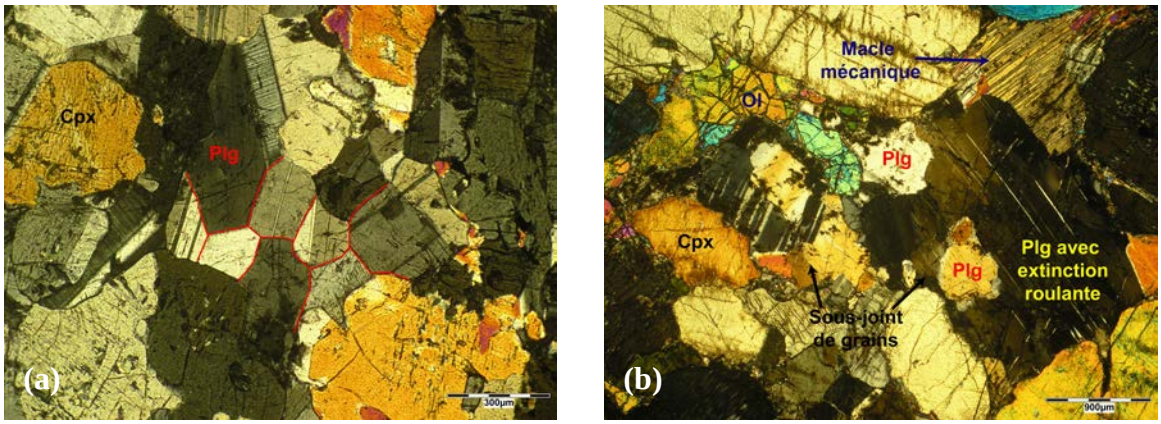


Figure 1.58 : Indices de recristallisation et de déformation des Plg dans les échantillons 08BA5B (a) et 08BA2Fh (b). Les joints de grains à 120° sont surlignés en rouge. Photos en LPA. Les teintes de polarisation anormales des Plg observées dans (b) sont liées à l'épaisseur > 30 µm de la lame mince.

Les échantillons 08WU3I et 08NA10 ZII présentent une texture cumulative en baguettes dans laquelle tous les Plg ont une morphologie en lattes mais sans orientation

préférentielle. La taille des Plg est variable au sein d'un même échantillon mais présente une dispersion relativement constante d'un échantillon à l'autre (de 0,2 mm à 2 mm environ).

Dans les mélagabbros à Ol et à Opx tardif, les Cpx sont parfois maclés et ont majoritairement des morphologies sub-automorphes avec des inclusions de Plg et d'Ol *(fig.1.59)*. Certains cristaux apparaissent plus xénomorphes soit parce qu'ils englobent partiellement les autres phases minérales *(fig.1.59a)*, soit parce qu'ils sont en position interstitielle entre les autres minéraux (parfois en bordure d'Ol, 09BA15Bb ZI, *fig.1.59b*). Comme pour les Plg, les Cpx sont particulièrement riches en inclusions et englobent de nombreux minéraux dans certains échantillons (08BA1AII ZII, 08BA1AH ZI, 08BA1AI ZII, 08BA3Db ZIII, 08BA1AB, *fig.1.59a*).

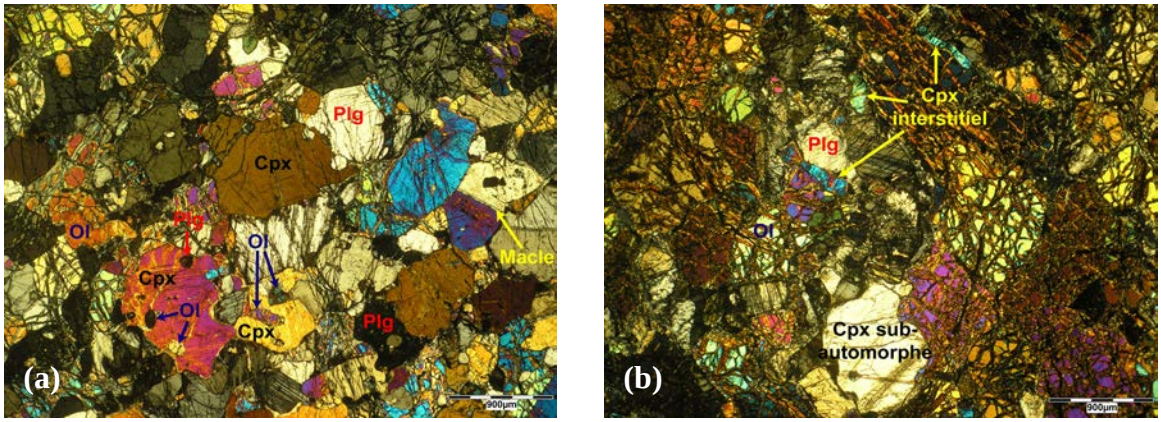
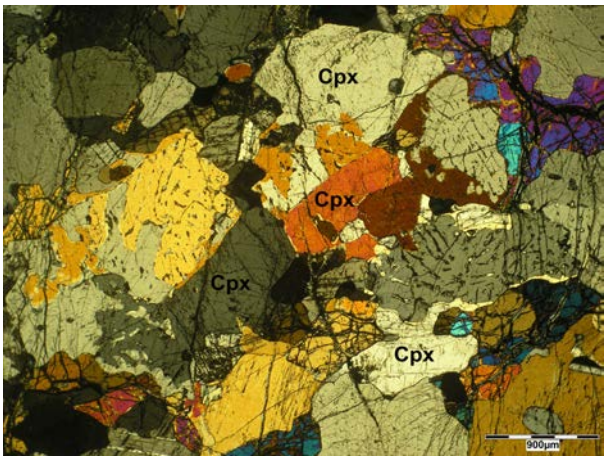


Figure 1.59 : Les différentes morphologies des Cpx observées dans les mélagabbros à Ol et à Opx tardif. Photos en LPA des échantillons 08BA1AB (a) et 09BA15Bb ZI (b).

Comme dans beaucoup de gabbros (s.l.), les Cpx présentent souvent des indices de déstabilisation en conditions tardi-magmatique/sub-solidus avec des interpénétrations de cristaux associées à des myrméckites et des symplectites d'augites. Ces indices s'observent dans la plupart des échantillons mais ils peuvent être quasiment absents (08WU3I, 09HIL13A ZII, 09HIL4Ab ZI, 09BA7D, 08BA1AB, 09BA15Bb ZI, *fig.1.59*) ou au contraire abondants (08BA5AB ZII, 08BA7B, 08BA13B, 08NA10 ZII, 09HIL2Fh,) voir omniprésents dans certains échantillons (08BA4A, 08BA4BB, 08BA5B, 08BA9 ZIII, 08BA17h ZIII, 09BA1A ZI&ZII, 09HIL9Db ZIII, *fig.1.60*). Ces structures particulières donnent souvent une forme plus xénomorphe aux Cpx et sont parfois associées à des exsolutions d'Opx.

Figure 1.60 : Omniprésence de Cpx présentant des interpénétrations de cristaux associées à des myrmeckites et des symplectites d'augites dans l'échantillon 09HIL9Db ZIII. Photo en LPA.



Les indices de déformation dans les Cpx sont quasiment absents puisque seules de faibles extinctions roulantes sont observables dans certains échantillons (09HIL2Cb ZI, 09BA15H ZII). Généralement la taille des Cpx est variable au sein de chaque échantillon mais présente une dispersion constante dans l'ensemble des échantillons (de 0,2 mm à 2,5 mm).

Comme les Cpx, les Ol se présentent majoritairement en cristaux sub-automorphes *(fig.1.61)*. Elles présentent souvent avec des formes arrondies et possèdent des inclusions parfois allongées de Plg et plus rarement de Cpx. Comme pour les phases précédentes, les Ol sont particulièrement riches en inclusions dans certaines roches (08BA1AII ZII, 08BA1AH ZI, 08BA1AI ZII, 08BA1AB) mais dans la majorité des échantillons, elles n'en montrent que très peu *(fig.1.61)*. On trouve également des Ol en cristaux xénomorphes avec des apophyses et/ou en position interstitielle entre les autres phases minérales *(fig.1.61a)*.

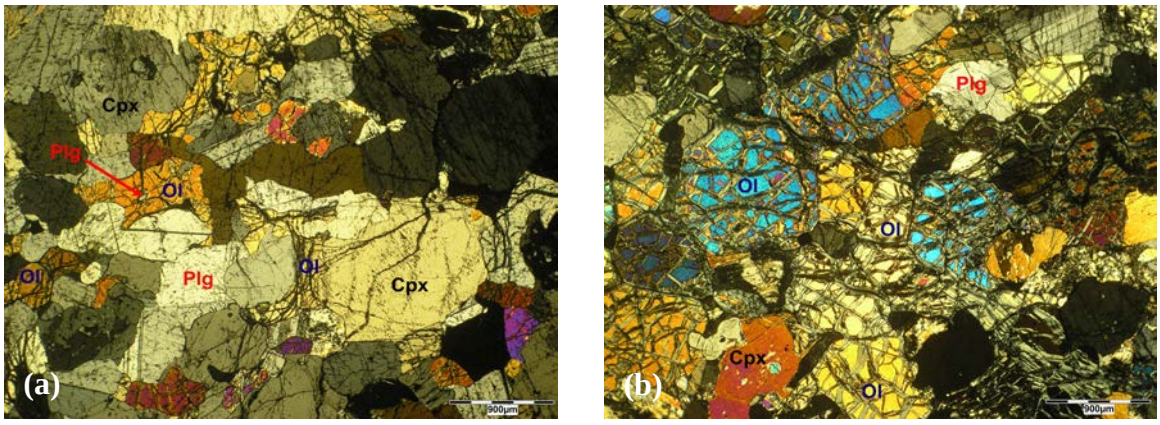


Figure 1.61 : Morphologies et organisations des Ol dans les mélagabbros à Ol et à Opx tardif : a) Ol en cristaux sub-automorphes à xénomorphes organisés en réseaux dans l'échantillon 09HIL9Db ZIII (~ 20 % d'Ol) et b) Ol en cristaux automorphes à sub-automorphes s'empilant les uns sur les autres dans l'échantillon 08BA4A (~ 56 % d'Ol). Photos en LPA.

Comme dans la plupart des gabbros (s.l.), les Ol s'organisent de différentes manières selon leur abondance. Lorsqu'elles sont peu abondantes elles s'organisent soit en cristaux isolés, ou en amas de cristaux dispersés dans la roche, soit elles s'accolent pour former un réseau peu étendu *(fig.1.61a)*. Lorsque la quantité d'Ol augmente, elles s'organisent en réseaux non orientés ou en chapelets orientés plus denses. Quand l'Ol est prédominante aucune organisation particulière ne peut être définie, les Ol « s'empilant » alors les unes sur les autres sans orientation caractéristique *(fig.1.61b)*.

Parfois dans les amas, des Ol sub-automorphes présentent des joints de grains à 120° avec les cristaux voisins *(fig.1.62a)*. Ces structures sont locales et se développent préférentiellement dans les grains au cœur des amas témoignant plus vraisemblablement de la croissance magmatique des Ol au contact des autres grains à « l'abri » dans les amas plutôt que de phénomènes de recristallisation. Par contre, certains échantillons (08HIL2Cb ZI, 09HIL2Fh) se distinguent des autres roches par l'omniprésence d'Ol avec des morphologies automorphes *(fig.1.62b)*. De plus, ces Ol, souvent en amas, développent des joints à 120° avec les grains voisins *(fig.1.62b)*. Les Ol montrent donc ici une texture de recuit en mosaïque *(fig.1.62b)* typique d'un mécanisme de recristallisation relative intense dans ces échantillons.

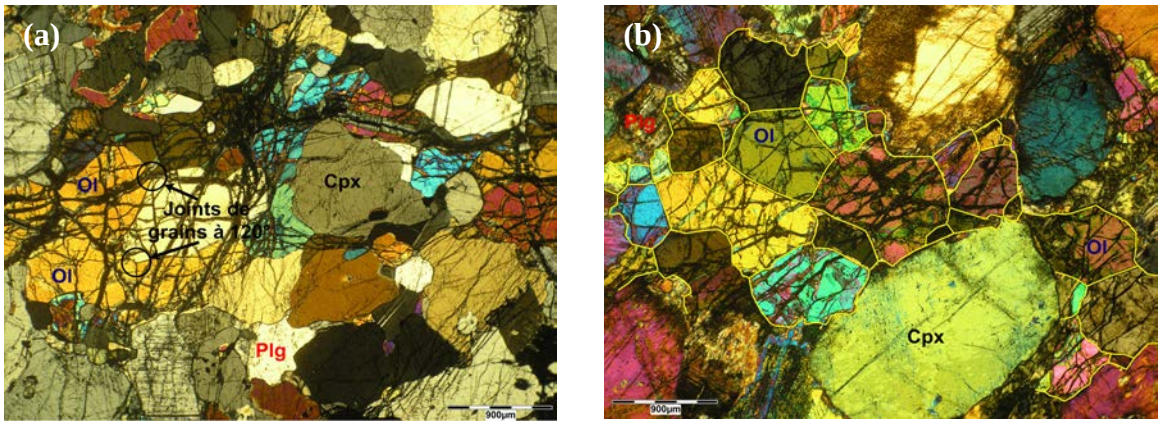


Figure 1.62 : Développement de joints de grains à 120° dans les Ol reflétant la croissance magmatique particulière des Ol dans les amas (09HIL9Db ZII, a) ou la recristallisation des Ol dans la roche (09HIL2Fh, b). Photos en LPA. Dans la photo (b) les joints de grains sont surlignés en jaune pour montrer la texture en mosaïque.

Dans certains échantillons (08BA4BB, 08BA4BH ZIII, 08BA9 ZIII), les Ol présentent des bordures de serpentine au contact des Plg qui peuvent correspondre à d'anciennes bordures d'Opx et témoignent donc de réaction sub-solidus entre l'Ol et le Plg. La taille des grains d'Ol est relativement homogène dans chaque échantillon mais varie d'un échantillon à l'autre de 0,2 mm à 2,5 mm.

Les Opx sont toujours tardifs dans ces mélagabbros mais ils présentent différents habitus selon leur position dans la séquence de cristallisation. On les trouve en cristaux xénomorphes *(fig.1.63a)* parfois plus ou moins sub-automorphes (09HIL13A ZII, 09BA7D, 09BA15Bb ZIII, *fig.1.63b*) en position interstitielle entre les autres minéraux et présentant parfois des inclusions d'Ol, de Cpx et de Plg. On les trouve également en cristaux interstitiels clairement poecilitiques englobant les Ol, les Cpx et les Plg *(fig.1.63c)*. Les Opx présentant ces différents habitus sont de relativement grande taille (0,5 mm - 1 mm) et s'organisent parfois en amas de cristaux *(fig.1.63a)*. Ces deux morphologies, qui sont les plus répandues dans ces mélagabbros, témoignent d'une cristallisation relativement peu tardive des Opx dans la séquence de cristallisation, ces derniers ayant le temps de bien cristalliser à partir du liquide intercumulus.

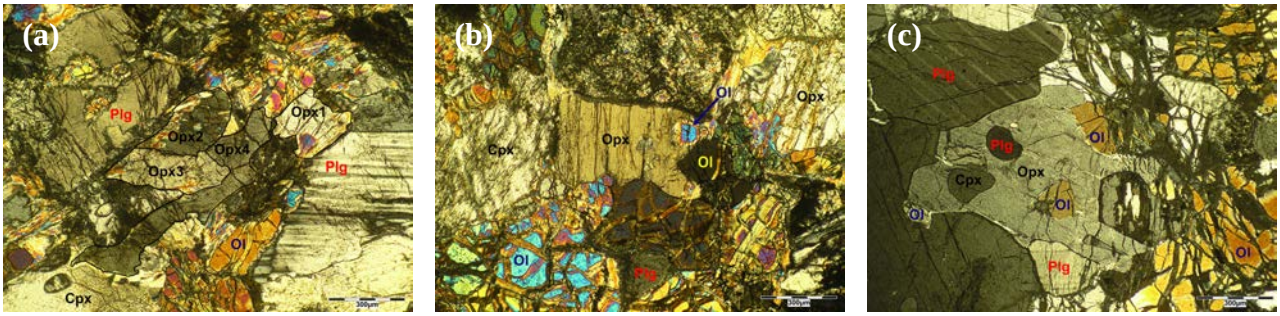


Figure 1.63 : Morphologies des Opx cristallisant plus précocement dans les mélagabbros à Ol et à Opx tardif : a) Amas de cristaux xénomorphes dans l'échantillon 08BA3Db ZIII, b) Cristaux ± sub-automorphes dans l'échantillon 09BA15Bb ZI et c) Cristal poecilitique dans l'échantillon 08BA1AI ZII (c). Photos en LPA.

On observe également les Opx en petits cristaux xénomorphes (< 0,2 mm) formant de fines bordures au contact des Cpx et des Ol (08MA39B, 08BA4BB, 09HIL2Fb, *fig.1.64*). Ceci témoigne d'une cristallisation plus tardive (i.e. tardi-magmatique) par rapport aux

morphologies précédentes, l'Opx ne se développant qu'à partir de poches de liquide piégées au contact des minéraux ferromagnésiens.

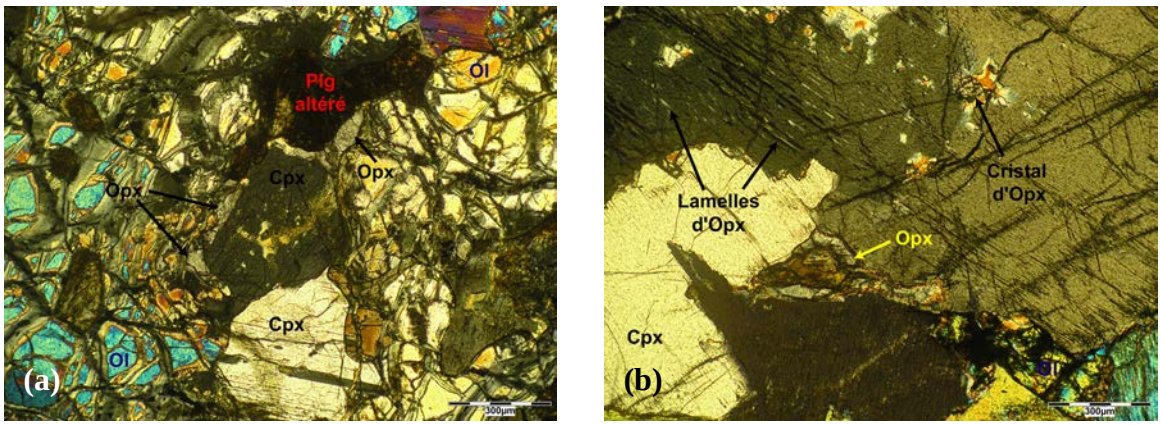


Figure 1.64 : Morphologies des Opx cristallisant plus tardivement dans les mélagabbros à Ol et à Opx tardif : Opx magmatique cristallisant en bordure des Ol et des Cpx (a et b) et Opx sub-solidus s'observant sous forme d'exsolutions de formes variées dans les Cpx (b). Photos en LPA des échantillons 08BA4BB (a) et 09HIL2Fh (b).

Enfin on trouve des Opx inclus dans les Cpx, soit sous forme de petits cristaux allongés, soit sous forme de fines lamelles, parallèles aux clivages correspondant à des exsolutions (08BA4BB, 08BA4A, 08NA10, 09HIL9Db, 09HIL2Fh, *fig.1.64b*). Cette dernière morphologie témoigne de la formation de l'Opx en conditions sub-solidus. Ces différents habitus peuvent cohabiter au sein des échantillons, en particulier les exsolutions qui s'observent toujours avec au moins l'une des autres morphologies. Il faut noter que dans certains échantillons altérés (08WU3I, 08BA9 ZIII) l'Opx est totalement transformé en minéraux secondaires et sa morphologie primaire n'est plus déterminable. Les Opx sont généralement peu abondants représentant moins de 2 % du volume des roches.

Dans certains échantillons (08BA1AII ZII, 08BA1AB, 08BA4BB, 08BA13B), on observe des amphiboles soit sous forme de petites bordures autour des Ol et des Cpx se développant au contact du Plg et s'injectant entre les minéraux ferromagnésiens *(fig.1.65a)*, soit sous forme de petits cristaux xénomorphes plus ou moins poecilitiques serpentant entre les différentes phases minérales *(fig.1.65b)*.

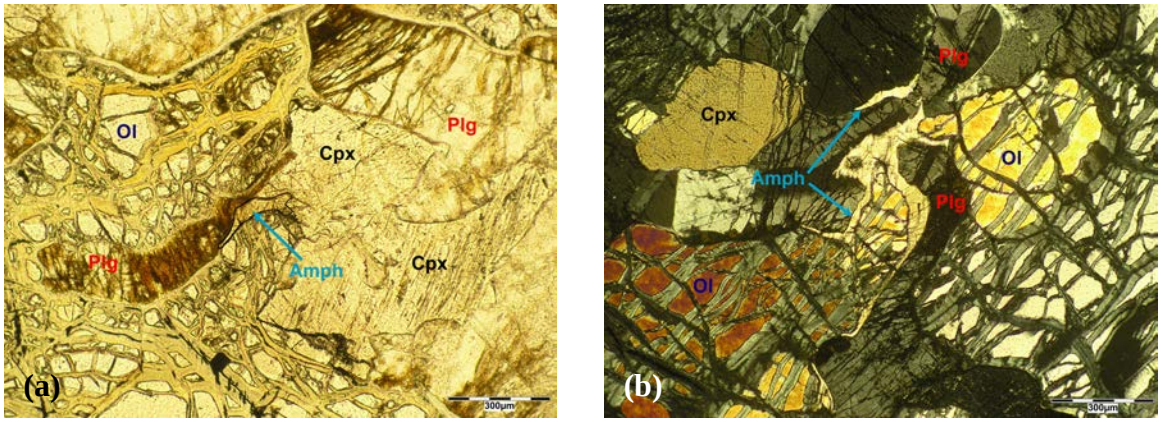


Figure 1.65 : Amphiboles cristallisant sous forme d'une petite bordure autour de l'Ol dans l'échantillon 08BA4BB (a) et sous forme d'un cristal xénomorphe poecilitique dans l'échantillon 08BA13B (b). Noter la présence de ces amphiboles au contact des Plg et entre les minéraux ferromagnésiens. Photos en LPNA (a) et en LPA (b).

La formation de ces amphiboles aussi bien au contact du Plg qu'entre les minéraux ferromagnésiens montre que la plupart d'entre elles ne sont pas issues de réaction sub-solidus mais proviennent de la cristallisation des derniers liquides intercumulus. Ces relations avec l'Opx sont difficiles à déterminer mais, du fait du développement plus important de l'Opx et de l'absence d'amphibole autour des minéraux inclus dans ce dernier, l'amphibole est *a priori* plus tardive. D'autres amphiboles sont également observables dans les échantillons mais elles sont secondaires et principalement issues de l'altération des Cpx.

Les minéraux opaques sont essentiellement des chromites et des sulfures de Fe, Ni et Cu et en moindre proportion des oxydes de fer (hématites et magnétites) *(fig.1.66)*. Les chromites sont généralement sub-automorphes et s'observent entre les minéraux et souvent en inclusion dans les Cpx et les Ol mais rarement dans les Plg *(fig.1.66a-b)*. Dans certains échantillons (08BA1AII ZII, 08BA1AH ZI, 08BA1AI ZII, 08BA1AB), les chromites présentent des inclusions d'Ol et d'amphiboles *(fig.1.66b)*. Les sulfures et les oxydes de fer s'observent aussi bien en cristaux sub-automorphes souvent arrondis qu'en cristaux xénomorphes en position clairement interstitielle entre les minéraux ainsi qu'en inclusion dans les Cpx et plus rarement dans les Ol et les Plg *(fig.1.66a-c)*. Les minéraux opaques sont généralement de petite taille (≤ 0,5 mm), les chromites étant souvent plus petites que les sulfures associés *(fig.1.66a-c)*, et sont peu abondants (≤ 2 %). Un seul échantillon, le filon 09BA7D, présente 4 % de minéraux opaques, essentiellement des chromites qui s'organisent parfois en amas *(fig.1.66a)*.

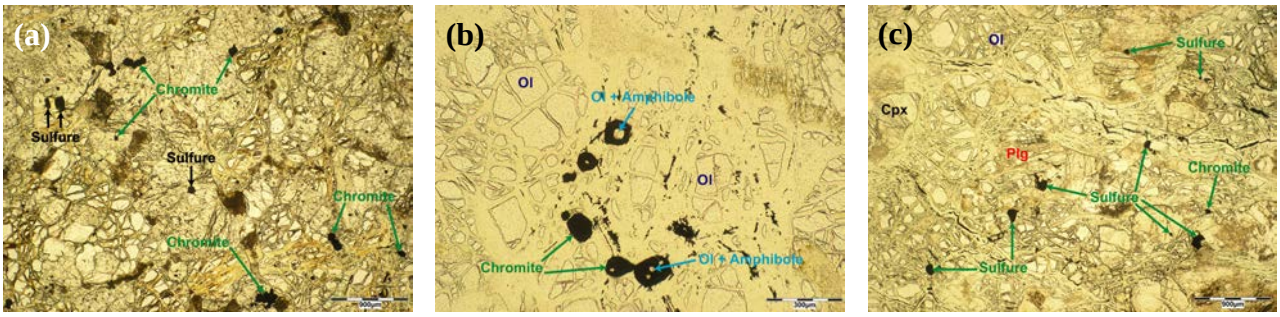


Figure 1.66 : Minéraux opaques observés dans les mélagabbros à Ol et à Opx tardif : a) Chromites dominantes dans l'échantillon 09BA7D, b) Chromites automorphes avec des inclusions d'Ol et d'amphiboles dans l'échantillon 09BA1A ZII, c) Sulfures dominants dans l'échantillon 08BA4A. Photos en LPNA.

Certains échantillons possèdent, en plus des minéraux opaques, des spinelles verts alumineux *(fig.1.67)*. Ces spinelles s'observent en cristaux xénomorphes interstitiels et s'organisent soit en cristaux isolés *(fig.1.67a)*, soit en amas *(fig.1.67b)*. On les trouve la plupart du temps associés à des amphiboles secondaires *(fig.1.67b)* et parfois entourés de minéraux opaques de type sulfures ou oxydes de fer. Ils sont peu abondants (< 1 %) et de petites tailles (quelques microns) dans certains échantillons (09BA15Bb, ZI08MA39B, *fig.1.67a*) mais sont de plus grandes tailles, jusqu'à 0,6 mm, et plus abondants (≤ 2 %) dans d'autres échantillons (09HIL2Cb ZI, 09BA7D, 08BA7B, *fig.1.67b*). Ces spinelles s'observent autant dans des roches fortement altérées (09BA7D) que dans des roches « fraîches » (08MA39B).

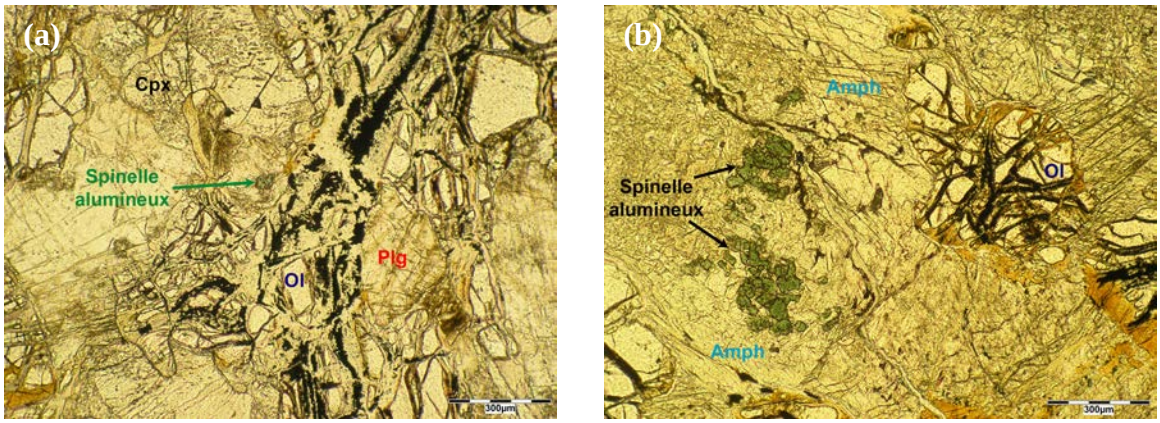


Figure 1.67 : Les différentes morphologies des spinelles alumineux dans les mélagabbros à Ol et à Opx tardif : a) Petits cristaux xénomorphes isolés dans l'échantillon 08MA39B et b) Amas de cristaux xénomorphes dans l'échantillon 08BA7B. Noter les différences de taille et d'abondance des spinelles dans les deux échantillons. Photos en LPNA.

Dans un échantillon (08BA5AB ZII) les minéraux sont allongés et alignés dans une direction préférentielle conférant une fabrique de forme à la roche. Dans la plupart des échantillons les trois phases minérales principales ont à peu près les mêmes morphologies, ils s'interpénètrent et s'observent en inclusions les uns dans les autres témoignant de leur cristallisation contemporaine. L'Opx et l'amphibole ont, quant à eux, un caractère clairement tardif dans toutes les roches. La séquence de cristallisation dans ces mélagabbros à Ol et à Opx tardif est donc la suivante :

Plg + Cpx + Ol + Opq – Opx + Sulfure/OxFe – Opx + Amph ± Sulfure/OxFe
{Sp ± Opx}

II.1.d. Les troctolites (s.l.)

Les troctolites sont des roches dans lesquelles l'Ol et le Plg s'observent en phase cumulus. Lorsque des pyroxènes sont présents, ce sont des phases post-cumulus généralement peu abondantes.

II.1.d.1. Les troctolites « sensu stricto »

Ces lithologies sont relativement rares parmi les échantillons (08MA63C, 09HIL4Ab ZII-1, 09BA3B ZI) car les troctolites présentent la plupart du temps des pyroxènes en phase post-cumulus. Ces roches ont généralement des textures d'adcumulat à grains moyens (~1 mm).

Les Ol ont habituellement des morphologies sub-automorphes et apparaissent souvent en cristaux bien arrondis et/ou en cristaux allongés *(fig.1.68)*. Elles sont relativement altérées dans les échantillons 08HIL4Ab ZII-1 *(fig.1.68a)* et 09BA3B ZI *(fig.1.68c)*. Les Ol s'organisent de différentes façons, en petits cristaux ou en amas de cristaux dispersés (09HIL4Ab ZII-1, *fig.1.68a*) formant parfois un réseau d'Ol (08MA63C, *fig.1.68b*), ou des chapelets orientés (09BA3B ZI, *fig.1.68c*). Lorsqu'elles s'accumulent et forment des amas, elles piègent souvent des Plg *(fig.1.68b)* et certains grains possèdent également des inclusions souvent arrondies de Plg *(fig.1.68b-c)* indiquant que ces deux phases sont contemporaines. La taille des Ol varie de 2 mm à 0,2 mm d'un échantillon à l'autre mais est généralement constante au sein d'un échantillon. Les proportions modales d'Ol varient de 4 % à 49,5 % dans ce groupe lithologique.

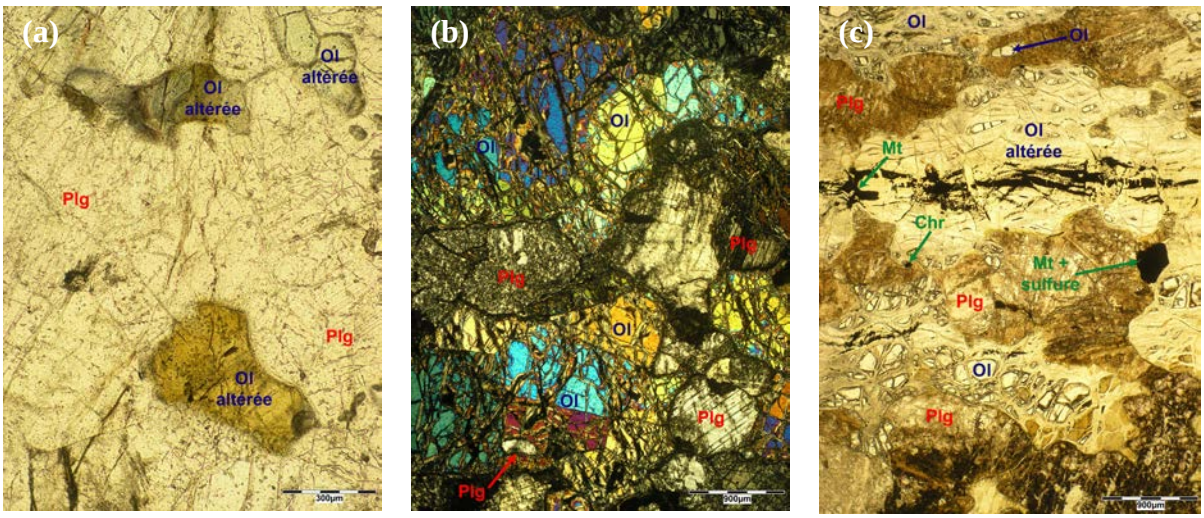


Figure 1.68 : Morphologies et organisations des Ol dans les troctolites (s.s.) : a) Ol en cristaux dispersés dans l'échantillon 09HIL4Ab ZII-1, b) Ol organisées en réseau dans l'échantillon 08MA63C et c) Ol organisées en chapelets orientés dans l'échantillon 09BA3B ZI. Photos en LPNA (a-c) et en LPA (b).

Les Plg ont des morphologies automorphes à sub-automorphes et englobent partiellement voire incluent des Ol, ce qui confirme que ces deux phases sont contemporaines *(fig.1.68c et 1.69)*. Ils sont parfois très altérés dans certains échantillons (08MA63C, 09BA3B ZI, *fig.1.68c*). Les Plg ont généralement une taille de grain plus importante que les Ol au sein d'un même échantillon avec des tailles comprises entre 0,5 mm et 3 mm dans l'ensemble des roches *(fig.1.68 et 1.69)*. Dans les troctolites échantillonnées ils sont plus abondants que les Ol avec des proportions comprises entre 50 % et 96 %. Selon l'abondance du Plg, ces échantillons sont donc décrits comme des troctolites (09BA3B ZI, 08MA63C, *fig.1.68b-c*) ou comme des leucotroctolites (09HIL4Ab ZII-1, *fig.1.68a*).

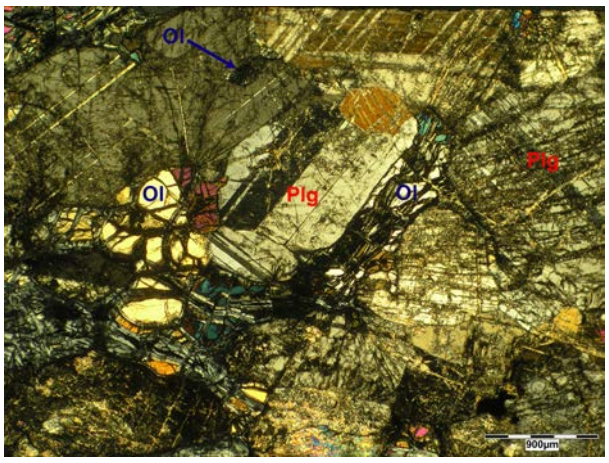


Figure 1.69 : Photo en LPA de l'échantillon 09BA3B ZI montrant la morphologie des Plg dans les troctolites (s.s.). La teinte de polarisation anormale des Plg est liée à l'épaisseur > 30 µm de la lame mince.

L'échantillon 08MA63C est la seule troctolite (s.s.) à présenter des Cpx. Ces derniers s'observent sous forme de fines bordures de quelques micromètres se développant autour des Ol ou des amas d'Ol *(fig.1.70a)*. Dans le détail, ces bordures ne se forment qu'au contact entre le Plg et l'Ol mais jamais entre deux grains d'Ol *(fig.1.70a)*. Ces Cpx n'ont donc pas cristallisé à partir du liquide intercumulus mais proviennent d'une réaction sub-solidus entre le Plg et l'Ol.

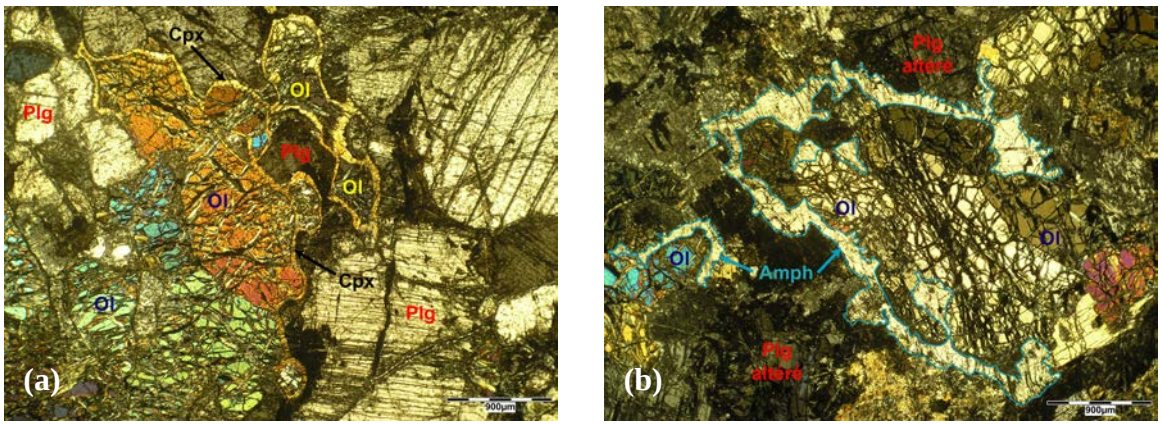


Figure 1.70 : Photos en LPA de la troctolite (s.s.) 08MA63C montrant la morphologie des Cpx (a) et des amphiboles (b).

Les Ol peuvent également présenter des bordures parfois épaisses (0,2 - 0,5 mm) d'amphiboles (09BA3B ZI, 08MA63C, *fig.1.70b*) qui témoignent de réaction sub-solidus en présence d'eau et/ou de croissances tardi-magmatiques, ces bordures étant souvent mais pas toujours au contact entre le Plg et l'Ol *(fig.1.70b)*. Ces phases minérales tardives (Cpx et amphiboles) constituent entre 0 % et 2 % du volume des troctolites.

Les minéraux opaques observés dans ces roches sont des chromites, des sulfures de Fe, Ni et Cu et, en moindres proportions, des oxydes de fer (magnétite et hématite) *(fig.1.68c et 1.71)*. Ces minéraux sont sub-automorphes à xénomorphes et s'observent entre les phases minérales silicatées et parfois en inclusions dans ces dernières *(fig.1.68c et 1.71)*. Les chromites sont généralement plus automorphes que les autres minéraux opaques *(fig.1.71)* et certains sulfures sont clairement interstitiels *(fig.1.71c)*. Les minéraux opaques sont peu abondants dans les troctolites (s.s.) (< 1 %) et leur taille varie beaucoup, entre < 0,1 mm et 1 mm, d'un échantillon à l'autre.

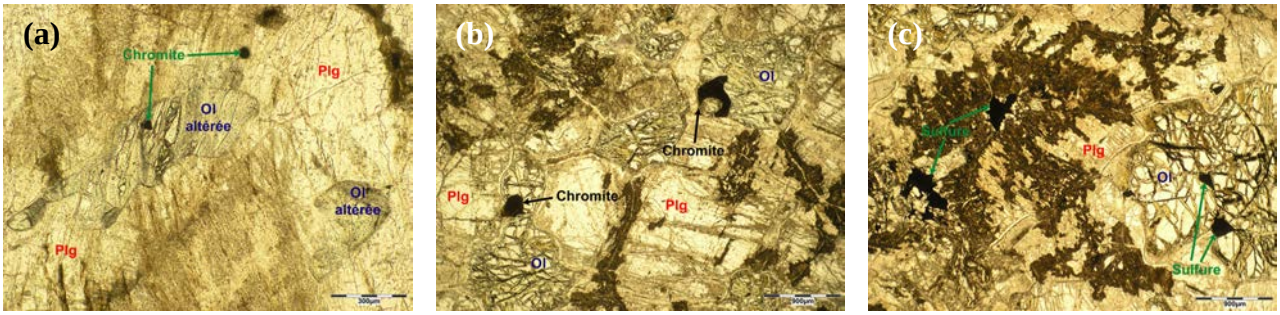


Figure 1.71 : les différents types de minéraux opaques et leur morphologie dans les troctolites (s.s.) : a-b) Chromites sub-automorphes dans les échantillons 09HIL4Ab ZII-1 (a) et 08MA63C (b) et, c) Sulfures sub-automorphes et xénomorphes interstitiels dans l'échantillon 08MA63C. Photos en LPNA.

Les relations texturales dans ces troctolites (s.s.) indiquent la séquence de cristallisation suivante :

Plg + Ol + Opq – Sulfure ± Amph {Cpx + Amph}

II.1.d.2. Les troctolites à Cpx

Ces roches ont généralement des textures d'adcumulat voire de mésocumulat et présentent des Cpx en phase post-cumulus.

Les Plg ont généralement des morphologies sub-automorphes *(fig.1.72)*. Certains échantillons présentent cependant des Plg automorphes avec des joints de grains à 120° soulignant une texture de recristallisation (08WU2B, 08BA13C, 08BA8Gb ZI, 08BA21C, 08MA37, *fig.1.72a-b*). Cette recristallisation est également confirmée par la présence de petits cristaux parfois arrondis de Plg inclus dans de plus gros cristaux *(fig.1.72b)*.

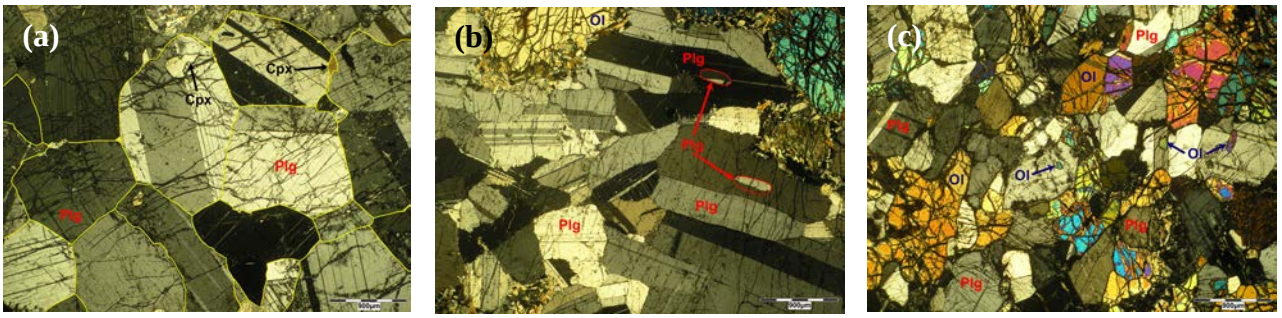


Figure 1.72 : Morphologie des Plg dans les troctolites à Cpx : Plg automorphes présentant des joints de grains à 120° (surlignés en jaune) (a) et des inclusions de petits Plg (b) témoignant de phénomènes de recristallisation dans les leucotroctolites à Cpx 08BA21C (a) et 08MA37 (b), Plg sub-automorphes présentant des inclusions d'Ol dans la troctolite à Cpx 08MA31I ZII (c). Photos en LPA.

Les Plg englobent et/ou incluent parfois des Ol *(fig.1.72c)* mais ne présentent que très rarement des inclusions de Cpx *(fig.1.72a)*. Les inclusions d'Ol reflètent la cristallisation contemporaine des deux phases et celles de Cpx témoignent du piégeage de ce dernier en fin de cristallisation des Plg. Cependant dans les échantillons à texture de recuit ces inclusions peuvent également refléter un emprisonnement des minéraux au cours de la recristallisation des Plg *(fig.1.72a)*. La taille des grains de Plg est relativement constante au sein d'un échantillon et varie de 0,3 mm à 2 mm d'un échantillon à l'autre, la taille moyenne étant de 1 mm. L'abondance des Plg varie beaucoup d'un échantillon à l'autre avec des proportions modales comprises entre 10 % et 90,5 %. Il faut cependant noter que les leucotroctolites à Cpx sont plus courantes que les mélatroctolites à Cpx *(cf. tableau 1.2)*.

Les Ol ont généralement des morphologies sub-automorphes à xénomorphes *(fig.1.73)*. Cependant, on les observe parfois en cristaux plus automorphes dans les amas *(fig.1.73a)* et en cristaux de forme parfaitement arrondie en particulier lorsqu'elles sont incluses dans les Cpx poecilitiques *(fig.1.73b)*. On peut également les trouver, mais plus rarement, en petits cristaux interstitiels entre les Plg *(fig.1.73c)*. Les Ol présentent parfois des inclusions souvent arrondies de Plg qui ont été piégées lors de la cristallisation de l'Ol *(fig.1.73)*.

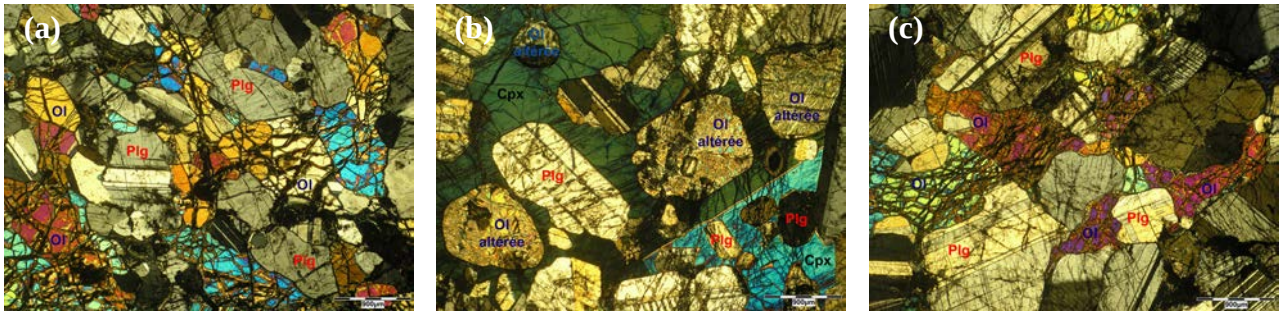


Figure 1.73 : Morphologies des Ol dans les troctolites à Cpx : a) Ol sub-automorphes à xénomorphes parfois plus automorphes dans les amas de la troctolite 08MA31I ZII, b) Ol arrondies dans la leucotroctolite 08WU2B et c) Ol plus xénomorphes et interstitielles dans la leucotroctolite 08MA72A ZI. Photos en LPA.

Les Ol s'organisent de différentes manières. Elles apparaissent soit en cristaux individuels souvent sub-automorphes ou en amas de cristaux disséminés *(fig.1.74a)*, soit en cristaux accolés parfois allongés formant un réseau aléatoire *(fig.1.73a-b et 1.74b)* ou des chapelets orientés qui englobent les Plg. Les Ol dans les leucotroctolites *(fig.1.73 et 1.74a)* s'organisent généralement en cristaux/amas disséminés voir en réseaux/chapelets peu denses tandis que dans les mélatroctolites *(fig.1.74b)* elles sont toujours organisées en réseaux très denses oblitérant parfois l'organisation initiale.

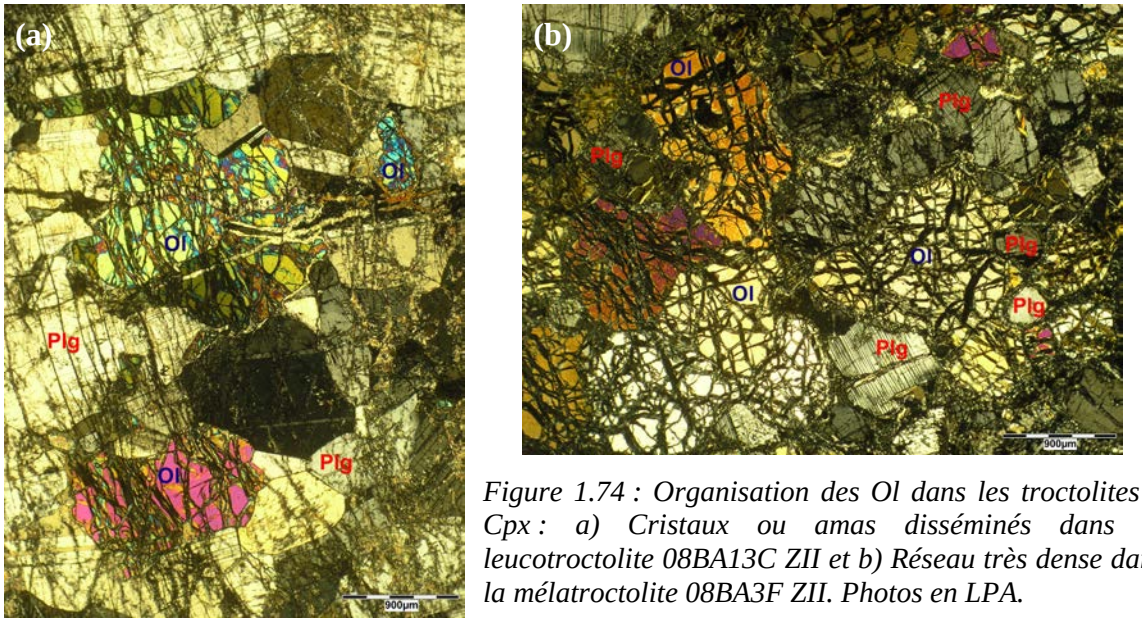


Figure 1.74 : Organisation des Ol dans les troctolites à Cpx : a) Cristaux ou amas disséminés dans la leucotroctolite 08BA13C ZII et b) Réseau très dense dans la mélatroctolite 08BA3F ZII. Photos en LPA.

La taille des Ol est généralement constante au sein des échantillons mais varie d'une roche à l'autre avec des valeurs comprises entre environ 0,2 mm et 3 mm. Dans l'échantillon 08MA37, les Ol sont entourées d'une épaisse bordure d'amphibole + spinelle alumineux, signe d'une réaction sub-solidus en présence d'eau entre l'Ol et le Plg *(fig.1.75)*. Les Ol sont généralement moins abondantes que les Plg avec des proportions modales comprises entre 5 % et 89 % dans l'ensemble des échantillons.

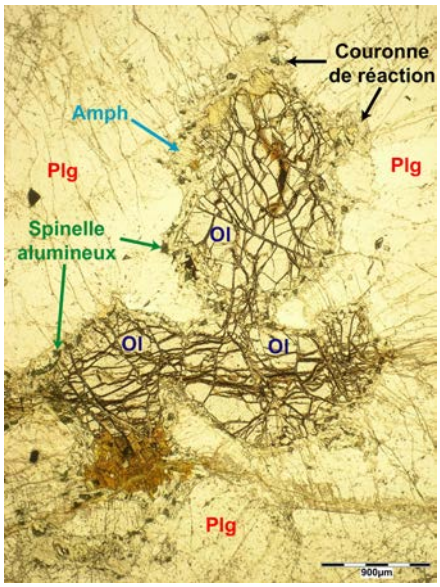


Figure 1.75 : Photo en LPNA de l'échantillon 08MA37 (leucotroctolite) montrant la couronne de réaction à amphibole + spinelle autour des Ol. Noter que la couronne ne se développe qu'entre le Plg et l'Ol mais jamais entre les Ol.

Les Cpx sont des minéraux tardifs dans ces troctolites et s'observent sous différents habitus. Dans certains échantillons (08MA37, 08WU2B) les Cpx se présentent en grands cristaux poecilitiques, avec des dimensions comprises entre 4 mm et 1 cm environ, qui

englobent des Ol et des Plg sub-automorphes à automorphes *(fig.1.76)*. Ces cristaux présentent parfois des macles (08WU2B, *fig.1.73b)*, des myrmékites (08WU2B, *fig.1.76a*) et des extinctions roulantes (08MA37 et 08WU2B, *fig.1.76b*). On remarque que les cristaux poecilitiques ne cristallisent pas toujours aux joints des grains de Plg mais parfois dans ces derniers, ce qui confirme la recristallisation des Plg *(fig.1.76c)*.

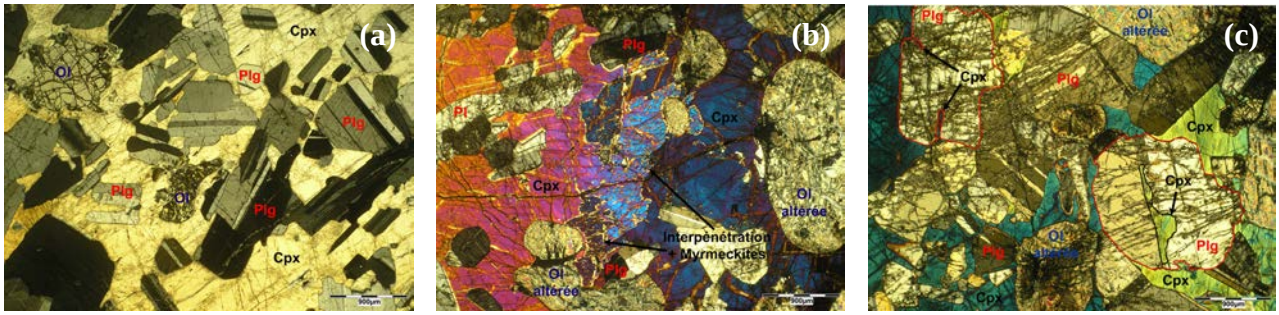


Figure 1.76 : Caractéristiques pétrographiques des Cpx poecilitiques dans les troctolites à Cpx. Photos en LPA des leucotroctolites 08MA37 (a) et 08WU2B (b et c).

Dans la plupart des échantillons, on trouve les Cpx en fines bordures (≤ 0,1 mm) autour des Ol *(fig.1.77a-b)* ainsi qu'en petits cristaux xénomorphes en position interstitielle entre les Ol et les Plg *(fig.1.77c)*. On peut également les observer, dans certains échantillons, en cristaux sub-automorphes de plus grande taille (< 1 mm) à apophyses et/ou riches en inclusions de Plg *(fig.1.77d)*.

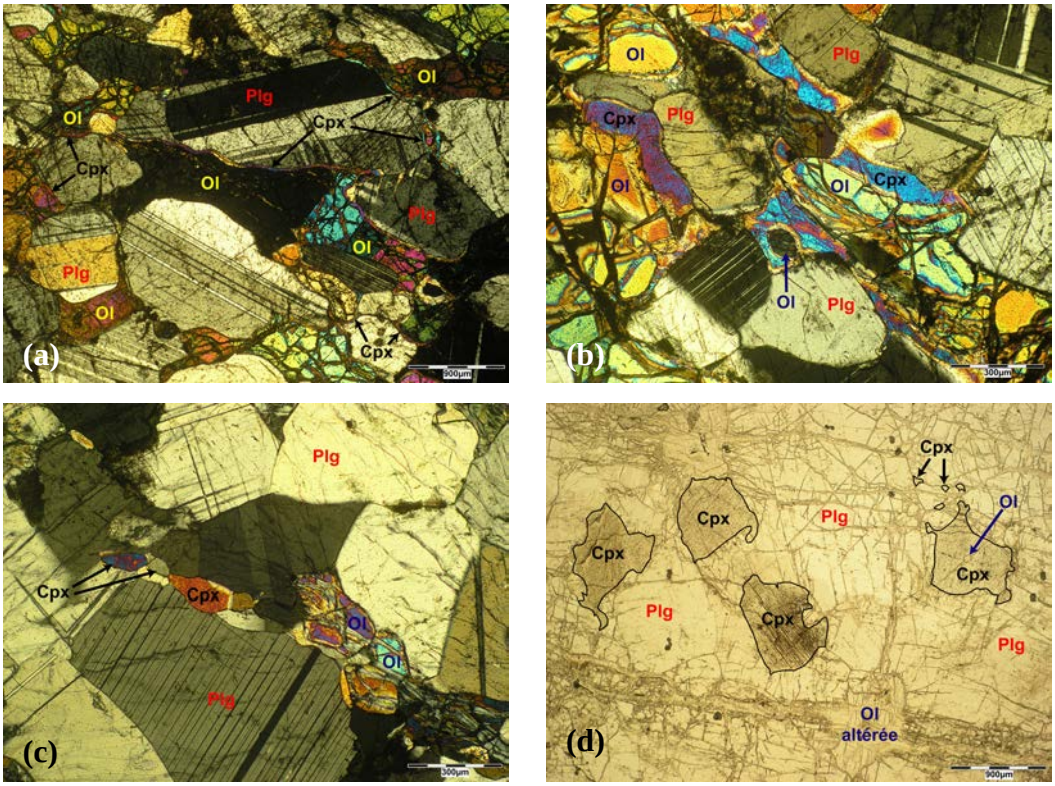


Figure 1.77 : Morphologies des Cpx dans les troctolites à Cpx : a) En fines bordures dans la leucotroctolite 08MA72A ZI, b) En bordures plus épaisses dans la troctolite 08MA31I ZII, c) En cristaux xénomorphes interstitiels dans la leucotroctolite 09HIL4Am2 ZII-2 et d) En cristaux sub-automorphes à apophyses dans la leucotroctolite 08BA21C. Photos en LPA (a-b-c) et en LPNA (d).

Outre les grands cristaux poecilitiques, les autres habitus s'observent souvent dans le même échantillon. La plupart des bordures de Cpx sont magmatiques du fait de leur épaisseur variable, de leur caractère ponctuel et de leur développement au contact de différents minéraux *(fig.1.77a-b)* cependant, il est possible que certaines occurrences correspondent en partie à des couronnes de réaction sub-solidus entre l'Ol et le Plg comme dans les troctolites sensu stricto précédentes. Les Cpx sont généralement peu abondants avec des proportions comprises entre < 1 % et 12 %.

Des amphiboles de différentes origines se développent en bordure des autres minéraux ferromagnésiens dans certains échantillons. Dans l'échantillon 08BA8Gb ZII, des amphiboles vertes s'observent en cristaux xénomorphes et/ou poecilitiques au contact des Ol et des Cpx et serpentent entre les minéraux *(fig.1.78a)*. Ces amphiboles se développent autant au contact des Plg qu'entre les différents minéraux silicatés et ont donc cristallisé à partir des derniers liquides intercumulus (amphiboles magmatiques). Dans cet échantillon, l'amphibole englobe le plus souvent le Cpx. Cependant, elle s'observe parfois « coincée » entre des grains de Cpx *(fig.1.78a)* ou entre un cristal de Cpx et les minéraux partiellement englobés dans ce dernier, ce qui témoigne de la formation de l'amphibole en fin de cristallisation du Cpx. Dans l'échantillon 09HIL2Ch ZII-2 des amphiboles s'observent en fins liserés autour des Ol toujours en contact avec le Plg *(fig.1.78b)*. Contrairement aux précédentes, ces amphiboles sont issues de réaction sub-solidus entre le Plg et l'Ol.

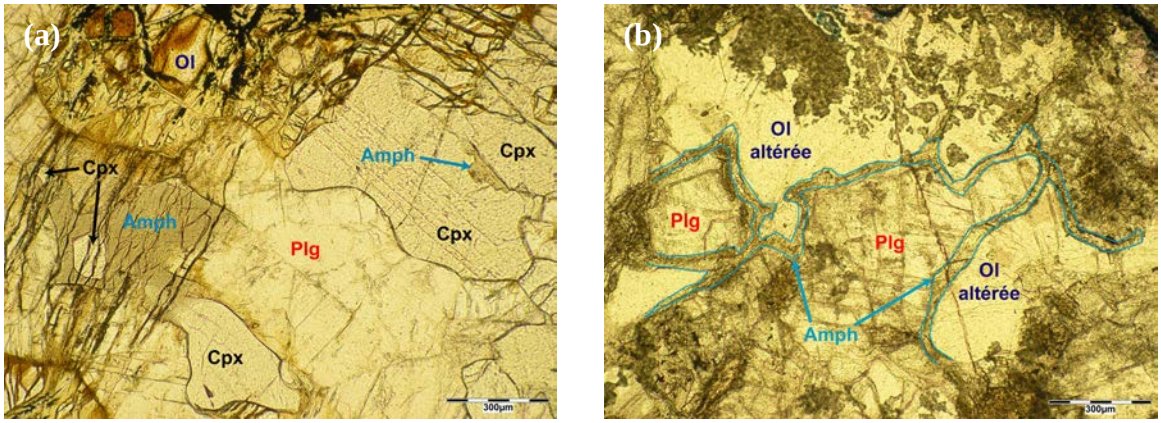


Figure 1.78 : Habitus des amphiboles dans les leucotroctolites à Cpx 08BA8Gb ZI (a) et 09HIL2Ch ZII-2 (b). Noter les relations entre les amphiboles et les autres minéraux silicatés. Photos en LPNA.

Les minéraux opaques observés dans ces troctolites sont essentiellement des chromites associées en moindre proportion à des sulfures de Fe, Ni et Cu et à des oxydes de fer, principalement des magnétites *(fig.1.79)*. Lorsqu'ils sont présents, ils sont automorphes à sub-automorphes et sont parfois inclus dans les Ol et les Plg *(fig.1.79)*. Les magnétites ne s'observent que dans l'échantillon 08BA8Gb ZI *(fig.1.79d)*. Les minéraux opaques sont de petites tailles (< 0,5 mm) et généralement peu abondants (< 2 %). Un seul échantillon (08BA3B ZIV) présente 10 % de minéraux opaques sous forme de chromites automorphes formant des amas *(fig.1.79b)*.

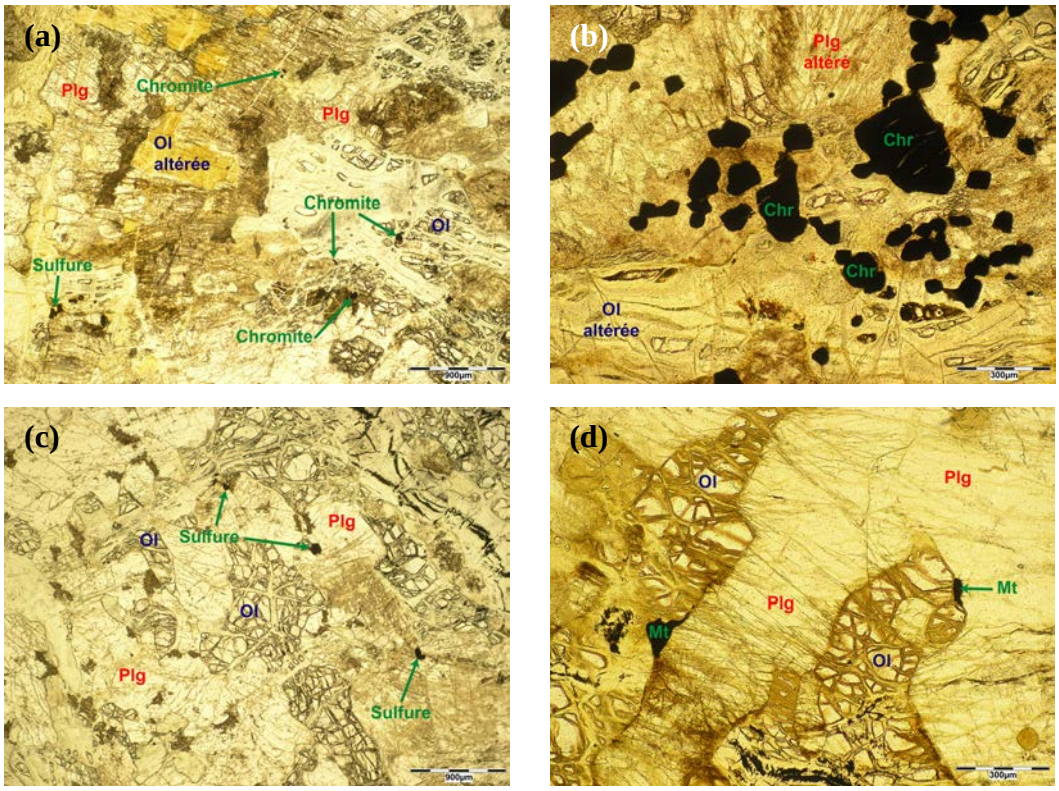


Figure 1.79 : Les différents types de minéraux opaques observés dans les troctolites à Cpx : a-b) Des chromites dans les échantillons 09HIL4Ab ZIII-2 (a) et 08BA3B ZIV (b), parfois associées à des sulfures (a), c) Des sulfures dans l'échantillon 09HIL4Am2 ZII et d) Des magnétites dans l'échantillon 08BA8GB ZI. Toutes les photos sont en LPNA.

De rares spinelles alumineux (≤ 1 %) s'observent également en petit cristaux xénomorphes (< 0,1 mm) dans certains échantillons. Ils sont toujours associés à des amphiboles secondaires et s'observent soit dans la couronne de réaction des Ol (08MA37, *fig.1.75*), soit en position interstitielle entre les minéraux silicatés (09HIL2Ch ZII-2 et 09HIL3H ZI).

Au vu de la morphologie et des relations texturales entre les minéraux, les Plg et les Ol sont sub-contemporains mais le Plg semble légèrement plus précoce. Le Cpx et l'amphibole sont, quant à eux, des phases tardives se formant parfois en fin de cristallisation des minéraux cumulus dans le cas du Cpx. Ainsi l'ordre de cristallisation des troctolites à Cpx est le suivant :

(Plg –) Plg + Ol + Opq (+ Cpx) – Cpx (+ Amph) – Amph {Amph + Sp ± Cpx}

II.1.d.3. Les troctolites à 2 Px

Les troctolites à 2 Px ont des textures d'adcumulat et de mésocumulat avec en phase post-cumulus du Cpx, de l'Opx et parfois de l'amphibole magmatique. Dans cette catégorie on peut distinguer différents faciès en fonction de la position relative des pyroxènes dans la séquence de cristallisation. On peut définir des troctolites avec des pyroxènes *très tardifs* car en fins liserés autour des Ol et peu abondants et, des troctolites avec des pyroxènes *tardifs* car en plus gros cristaux interstitiels souvent plus abondants.

II.1.d.3.1. Les troctolites à 2 Px très tardifs

Les Plg ont généralement une morphologie sub-automorphe avec parfois des inclusions arrondies d'Ol *(fig.1.80a)*. Dans certains échantillons, on observe des indices de recristallisation des Plg avec le développement de joints de grains à 120° (09HIL4Ab ZII-1, 09HIL4Am1 ZI, 09HIL4Am2 ZII-1 et ZI, *fig.1.80b*) et/ou des indices de déformation avec la présence de bending, de macles mécaniques et de sous-joints de grains dans les Plg (09HIL2D1 ZII, 09HIL4Am2 ZII-1, *fig.1.80b*). La taille des Plg est généralement constante au sein d'un échantillon et ne varie que très légèrement d'un échantillon à l'autre avec une valeur moyenne de 1 mm. Le pourcentage modal de Plg varie de 38 % à 80,5 %, ces échantillons correspondant essentiellement à des leucotroctolites *(cf. tableau 1.2)*.

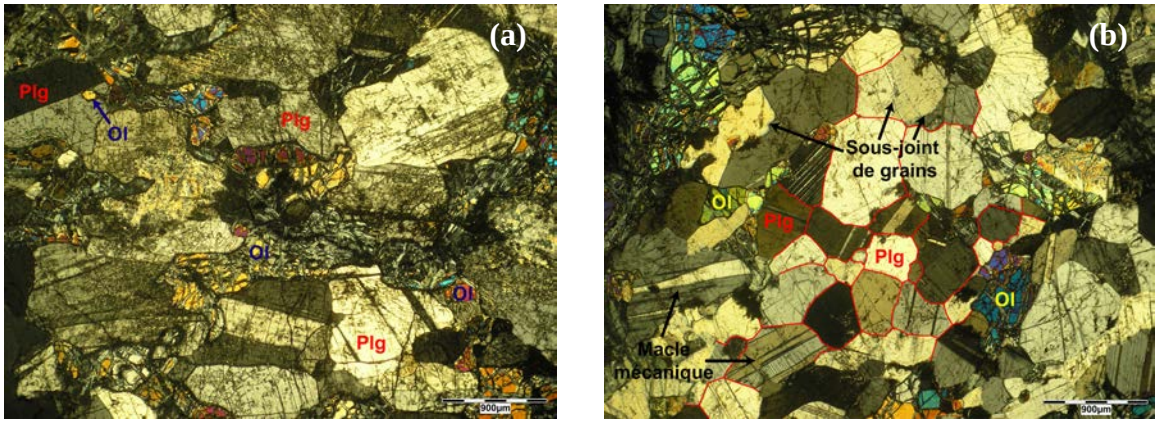


Figure 1.80 : Morphologies et caractéristiques pétrographiques des Plg dans les troctolites à 2 Px très tardifs. Photos en LPA de la troctolite 08BA24C ZIII (a) et de la leucotroctolite 09HIL4Am2 ZII-1 (b). Les joints de grains des Plg sont surlignés en rouge dans (b) pour montrer les joints à 120°.

Les Ol s'observent le plus souvent en cristaux sub-automorphes ou en cristaux xénomorphes parfois en position interstitielle entre les Plg *(fig.1.80 et 1.81)*. Dans ces troctolites, les Ol s'organisent rarement en cristaux isolés mais sont, la plupart du temps, accolées et reliées entre elles formant un réseau *(fig.1.81a)* et/ou des chapelets orientés d'Ol *(fig.1.81b)* dans les échantillons.

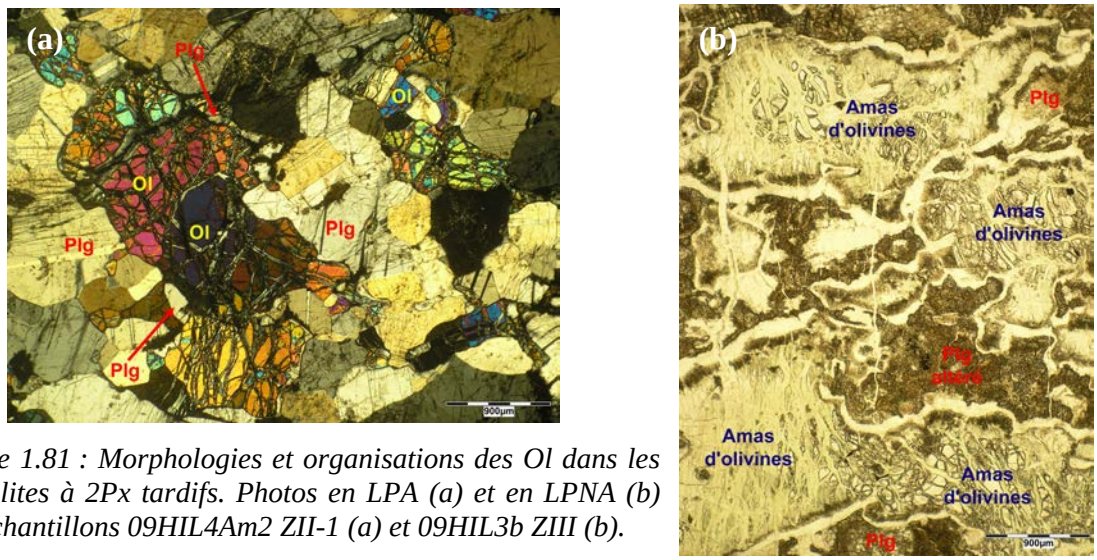


Figure 1.81 : Morphologies et organisations des Ol dans les troctolites à 2Px tardifs. Photos en LPA (a) et en LPNA (b) des échantillons 09HIL4Am2 ZII-1 (a) et 09HIL3b ZIII (b).

Comme dans les troctolites « sensu stricto » précédentes, les Plg sont généralement piégés dans les amas d'Ol *(fig.1.81a)* et sont parfois inclus dans ces dernières. Ces relations

soulignent la cristallisation contemporaine de ces deux phases. Les Ol ont des tailles constantes comprises en moyenne entre 0,5 et 2 mm. Elles sont généralement moins abondantes que les Plg et constituent entre 18 % et 60 % du volume des roches.

Les Cpx s'observent en cristaux xénomorphes interstitiels entre les Ol et/ou les Plg *(fig.1.82)*. On les trouve la plupart du temps au contact des Ol soit en petits cristaux allongés en bordure de ces dernières *(fig.1.82a-b)*, soit en cristaux xénomorphes et/ou poecilitiques les englobant *(fig.1.82b)*. Dans certains échantillons, les Cpx sont partiellement altérés en amphibole secondaire rendant difficile l'observation des morphologies primaires. Quels que soit leurs habitus les Cpx sont toujours de petite taille (≤ 0,4 mm) et peu abondants dans les échantillons (≤ 3 %).

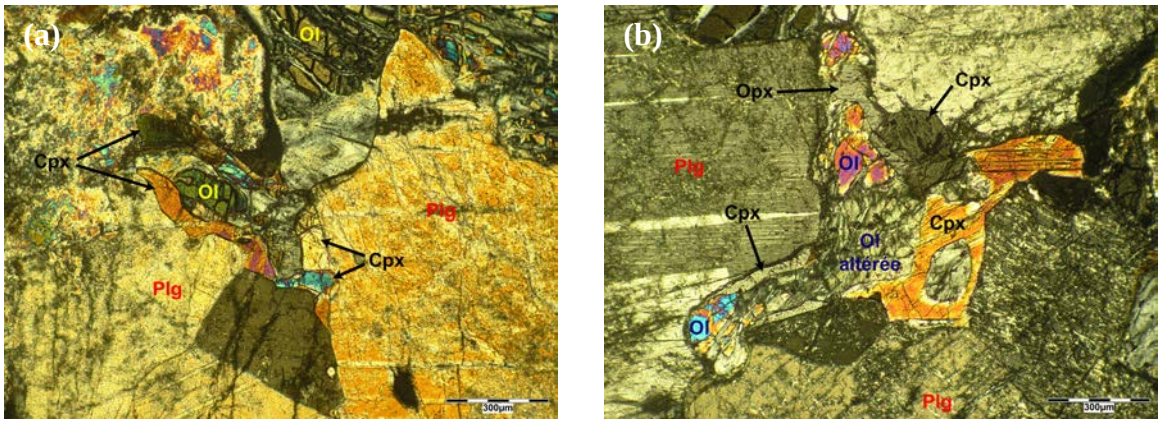


Figure 1.82 : Morphologies xénomorphes des Cpx dans les troctolites à 2Px très tardifs. Photos en LPA de la leucotroctolite 09HIL4Am1 ZI (a) et de la troctolite 08BA24C ZIII (b). (Les teintes de polarisation anormales des minéraux dans la photo (a) sont liées à une épaisseur de lame > 30 µm.)

Les Opx présentent à peu près les mêmes caractéristiques que les Cpx associés si ce n'est qu'ils ne s'observent qu'au contact de l'Ol et jamais entre les Plg, sauf exception dans l'échantillon 09HIL4Am2 ZII-1 où quelques Opx poecilitiques englobent des Ol et serpentent entre les Plg *(fig.1.83a)*. L'Opx s'observe la plupart du temps en petits cristaux xénomorphes souvent allongés en bordure de l'Ol au contact Ol – Plg *(fig.1.82b et 1.83b)* et/ou Ol – Ol *(fig.1.83c)* et/ou Cpx – Ol. L'Opx est toujours de très petite taille (≤ 0,2 mm en moyenne) et en plus faible abondance que les Cpx (≤ 1 %).

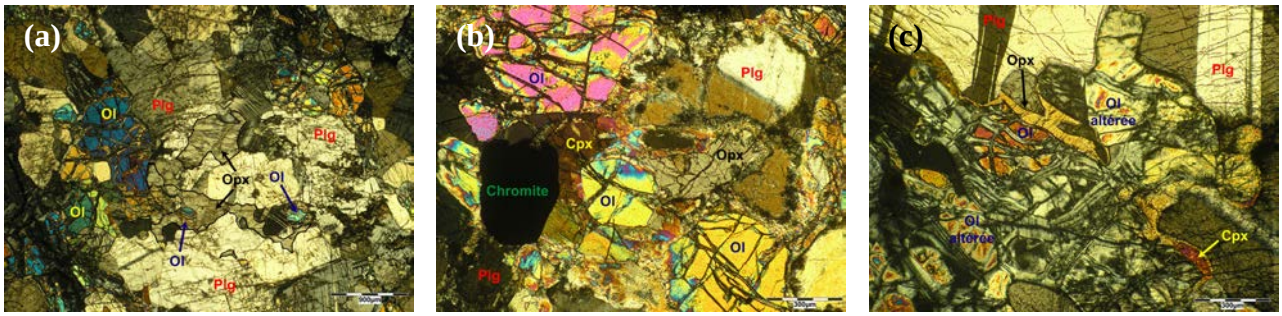


Figure 1.83 : Morphologies des Opx dans les troctolites à 2Px très tardifs : a) En cristal poecilitique dans l'échantillon 09HIL4Am2 ZII-1, b) En cristal xénomorphe dans l'échantillon 09HIL2D1 ZII et c) En cristaux xénomorphes allongés dans l'échantillon 09HIL4Am1 ZI. Tous ces échantillons sont des leucotroctolites et les photos sont réalisées en LPA. (Les teintes de polarisation anormales des minéraux sur la photo (b) sont liées à une épaisseur > 30 µm de la lame mince.)

Le fait que la majorité des pyroxènes examinés dans ces troctolites se présentent en cristaux xénomorphes ou en bordures limitées d'épaisseurs variables et qu'ils cristallisent aussi bien au contact du Plg qu'entre les minéraux ferromagnésiens montre qu'ils appartiennent à la paragenèse magmatique. Il n'est cependant pas exclut que certains grains de pyroxènes dans les échantillons soient issus de réactions sub-solidus. Le caractère interstitiel du Cpx et de certains Opx (09HIL4Am2 ZII-1) montre clairement qu'ils cristallisent à partir du liquide intercumulus après la formation de l'Ol et du Plg. L'habitus le plus courant de l'Opx témoigne, quant à lui, d'une cristallisation très tardive dans des poches de liquides intercumulus enrichis en silice et piégés en bordure des Ol. En général dans ces troctolites, le Cpx apparaît donc légèrement plus précocement que l'Opx sauf exception dans de rares échantillons où ils semblent contemporains.

Les minéraux opaques sont généralement des chromites associées à des sulfures de Fe, Cu et Ni et des oxydes de fer, majoritairement des magnétites *(fig.1.84a-b)*. Ils sont le plus souvent sub-automorphes et sont parfois inclus dans les Plg et les Ol *(fig.1.84a- b)*.

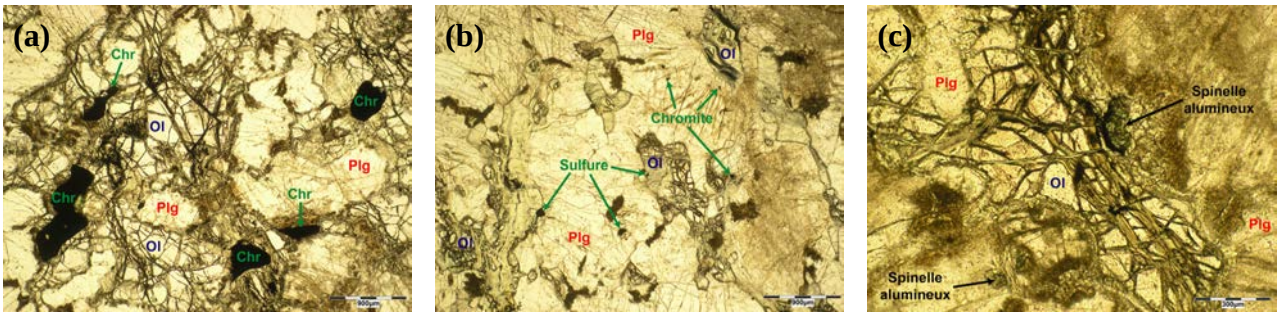


Figure 1.84 : Morphologies des différents minéraux opaques (Chromites dans les échantillons 09HIL2D1 ZII (a) et 09HIL4Ab ZII-1 (b) associées à des sulfures dans (b)) et des spinelles alumineux (échantillon 09HIL2Cb ZIV (c)) dans les troctolites à 2 Px très tardifs. Tous ces échantillons sont des leucotroctolites et les photos sont réalisées en LPNA.

Les minéraux opaques sont généralement de petite taille (≤ 0,1 mm) et peu abondants (< 1 %) sauf dans certains échantillons (09HIL2Cb ZIV, 09HIL2D1 ZII, *fig.1.84a*) où ils ont des tailles moyennes comprises entre 0,2 et 0,8 mm et constituent entre 1 % et 2 % de la roche. Dans certains échantillons (08BA24C III, 09HIL2Cb ZIV, *fig.1.84c*) de rares spinelles alumineux s'observent en petits cristaux xénomorphes en bordure des Ol.

Les relations morphologiques et texturales entre les phases minérales dans ces troctolites à 2 Px très tardifs permettent de déterminer la séquence de cristallisation suivante :

(Plg –) Plg + Ol + Opq – Cpx (+ Opx) – Opx {Sp ± Px}

II.1.d.3.2. Les troctolites à 2 Px tardifs

Les Plg ont généralement des morphologies automorphes à sub-automorphes *(fig.1.85)* et possèdent souvent des inclusions arrondies d'Ol *(fig.1.85a)*. Dans certains échantillons, les Plg présentent également des inclusions de Cpx *(fig.1.85b)*. Toutes ces troctolites à 2 Px tardifs montrent une recristallisation plus ou moins importante des Plg avec le développement de joints de grains à 120° donnant localement une texture en mosaïque aux roches *(fig.1.85)*.

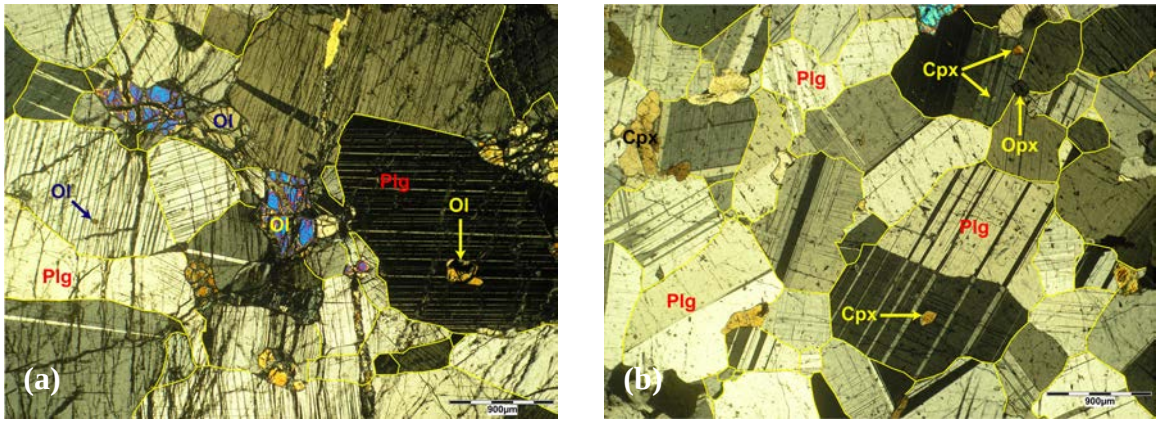


Figure 1.85 : Caractéristiques pétrographiques des Plg dans les troctolites à 2 Px tardifs. Noter les différents degrés de recristallisation (nombre de joints à 120°) entre l'échantillon moins recristallisé 08BA3H ZII (a) et l'échantillon plus recristallisé 08BA8Db (b) présentant une texture en mosaïque. Photos en LPA. (Les joints de grains des Plg sont surlignés en jaune pour mettre en avant les joints à 120°)

Bien que ces échantillons soient partiellement recristallisés l'ordre de cristallisation des minéraux peut encore être déterminé. Cependant du fait de cette recristallisation, les inclusions observées dans les Plg ne peuvent être utilisées pour déterminer cet ordre car elles peuvent correspondre à des minéraux piégés soit lors de la cristallisation, soit lors de la recristallisation des Plg. La taille des grains de Plg est en moyenne de 1 - 2 mm dans l'ensemble de ces troctolites et elle peut varier au sein d'un même échantillon, allant de 0,2 mm à 3 mm dans l'échantillon 08BA3H ZII *(fig.1.85a)* par exemple. Le Plg est la phase minérale la plus abondante constituant de 37 % à 86,5 % du volume de ces roches. Au vu des pourcentages modaux de Plg, ces échantillons sont essentiellement des leucotroctolites et des troctolites.

Les cristaux d'Ol présentent des morphologies variées allant d'automorphes jusqu'à xénomorphes. On peut en effet les trouver en cristaux automorphes à sub-automorphes avec une forme plus ou moins arrondie et possédant souvent des inclusions arrondies ou sub-automorphes de Plg *(fig.1.86a)* et également en cristaux sub-automorphes avec des apophyses englobant partiellement ou totalement des cristaux de Plg *(fig.1.86b)*. Enfin elles s'observent aussi en cristaux xénomorphes interstitiels entre les Plg *(fig.1.86b)*.

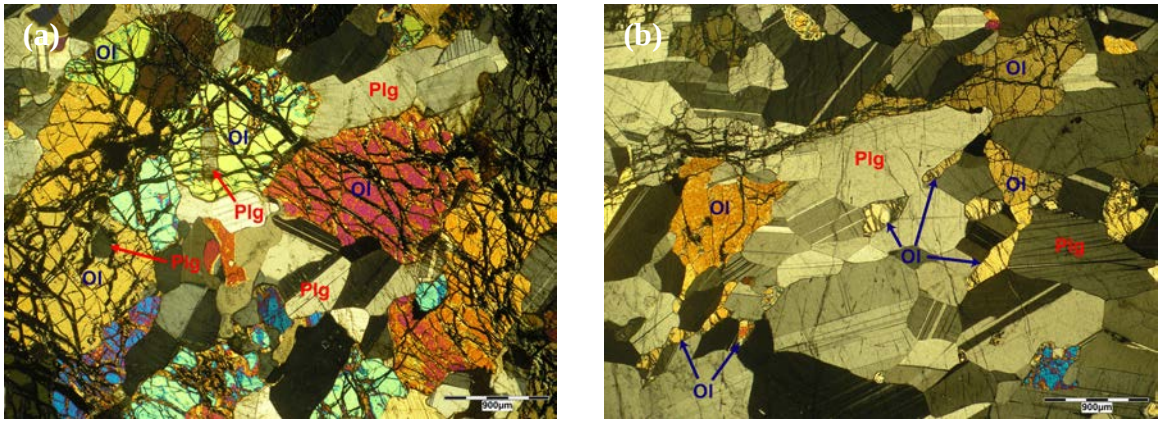


Figure 1.86 : Morphologies des Ol dans les troctolites à 2 Px tardifs : a) Cristaux automorphes à sub-automorphes dans l'échantillon 08BA8Dh ZIV et b) Cristaux sub-automorphes à apophyses et xénomorphes interstitiels dans l'échantillon 08BA8Ch ZI. Photos en LPA.

Ces différentes morphologies sont toujours associées dans le même échantillon et les morphologies plus xénomorphes semblent directement liées aux textures de recristallisation

(fig.1.86b). Les Ol montrent de très rares inclusions de Cpx reflétant le caractère parfois précoce (en fin de cristallisation de l'Ol) de ce dernier (08BA8Ch). Ces morphologies et relations montrent que l'Ol fut une phase liquidus pendant toute l'histoire de cristallisation de ces faciès. Ceci est confirmé par la présence d'Ol automorphes incluses dans des cristaux d'Ol xénomorphes *(fig.1.87a)* ou plus ou moins poecilitiques *(fig.1.87b)* dans les échantillons 08BA8Fb ZI et 08BA8Fb ZII.

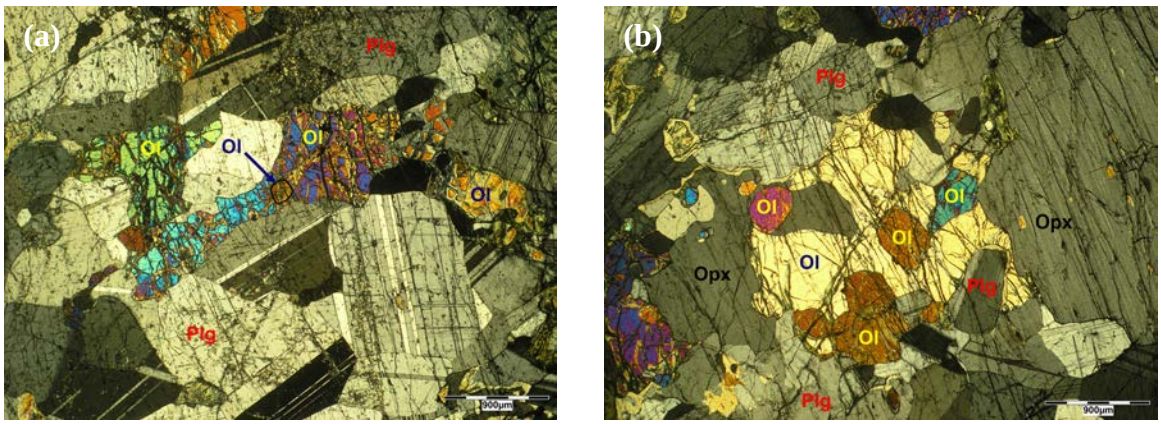


Figure 1.87 : Cristaux automorphes d'Ol inclus dans des cristaux d'Ol xénomorphes (08BA8Fb ZI, a) ou plus ou moins poecilitiques (08BA8Fb ZII, b). Photos en LPA.

Contrairement aux troctolites à 2 Px très tardifs précédentes, les Ol s'organisent le plus souvent en cristaux individuels ou en amas d'Ol dispersés *(fig.1.88a)* ainsi qu'en réseau plus ou moins dense *(fig.1.88c)* mais jamais en chapelets orientés sauf dans les échantillons 08BA3H ZI et 08BA3H ZII *(fig.1.88c)*. La taille des Ol est en moyenne de 1 mm mais peut varier de 0,2 mm à 2 mm environ au sein d'un même échantillon en fonction de son habitus. Dans ces troctolites, les pourcentages modaux d'Ol sont compris entre 5 % et 48,5 % *(fig.1.88)*.

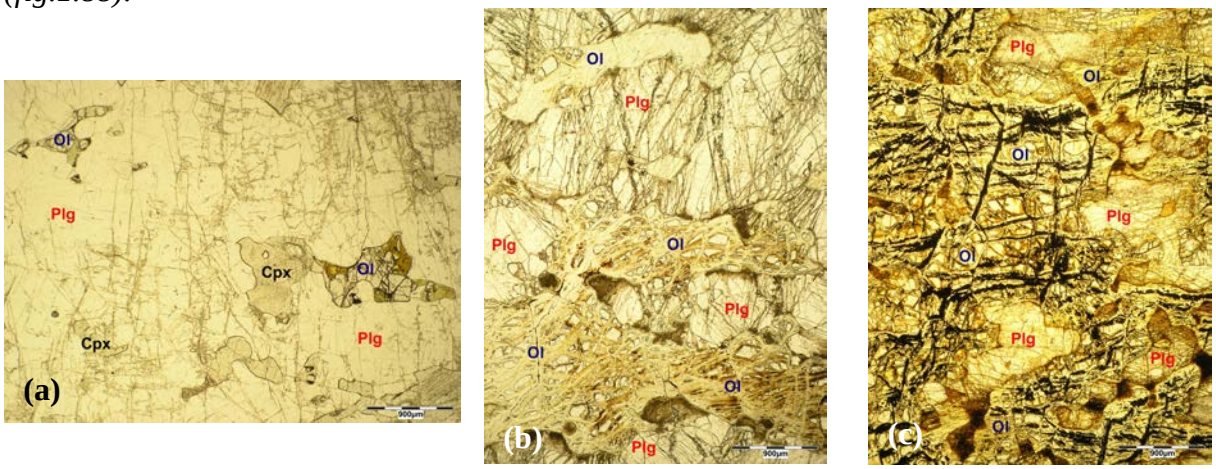


Figure 1.88 : Variations de l'organisation et de l'abondance des Ol dans les troctolites à 2Px tardifs : a) Organisation en cristaux individuels dispersés dans l'échantillon 08BA8Dh ZII (5 % d'Ol), b) Organisation en chapelets orientés dans l'échantillon 08BA3H ZII (8 % d'Ol) et c) Organisation en réseau dense dans l'échantillon 08BA8E ZI (48 % d'Ol). Photos en LPNA.

Dans tous les échantillons, les Cpx s'observent en position interstitielle entre les Ol et/ou les Plg, cependant ils peuvent avoir des morphologies différentes. On les trouve en cristaux poecilitiques englobant des Plg et/ou des Ol *(fig.1.89a et 1.94)*, en petits cristaux xénomorphes en bordure des Ol *(fig.1.89b)*, en cristaux xénomorphes ou sub-automorphes à apophyses encerclant parfois partiellement ou totalement des Plg et/ou des Ol *(fig.1.89c)* et en

cristaux sub-automorphes *(fig.1.89d)*. Ces différents habitus s'observent souvent au sein d'un même échantillon.

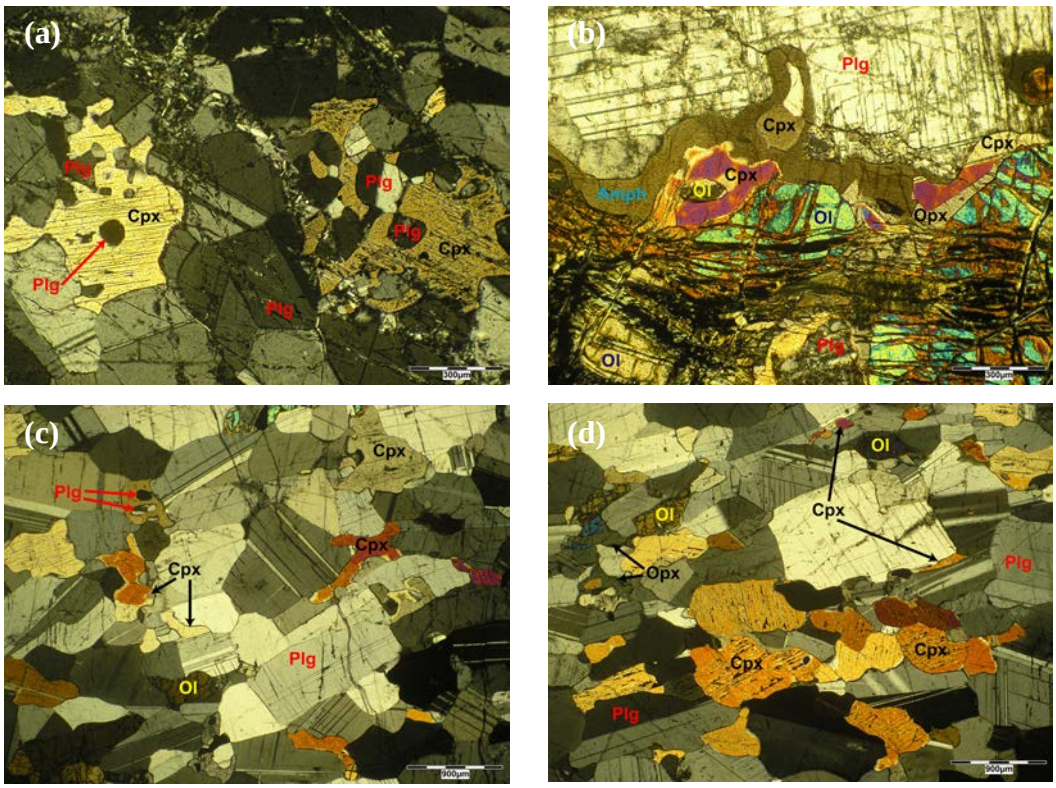
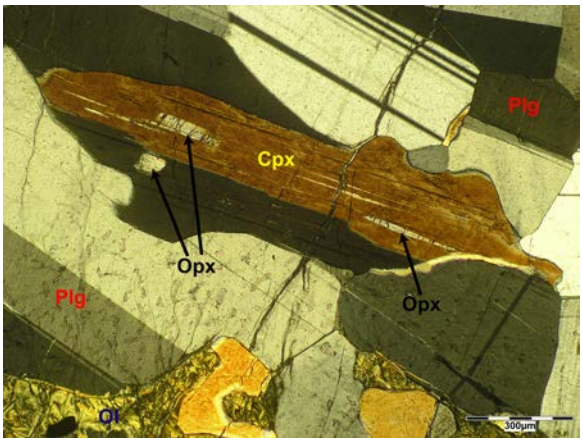


Figure 1.89 : Morphologies des Cpx dans les troctolites à 2 Px tardifs : a) En cristaux poecilitiques dans l'échantillon 08BA4CB ZI, b) En cristaux xénomorphes en bordure de l'Ol dans l'échantillon 08BA8E ZI, c) En cristaux xénomorphes/sub-automorphes à apophyses dans l'échantillon 08BA8Ch ZII et d) En cristaux sub-automorphes dans l'échantillon 08BA8B ZII. Noter les différences dans la taille des grains et dans l'abondance des Cpx entre les différents habitus. Photos en LPA.

Le caractère sub-automorphe de certains Cpx est lié à la recristallisation et/ou la cristallisation plus précoce de ce dernier bien qu'elle ne précède jamais celle de l'Ol et du Plg. Dans certains échantillons (08BA8Cb, 08BA8B,) quelques Cpx présentent de fines lamelles d'exsolutions d'Opx *(fig.1.90)*. Dans la plupart des échantillons les Cpx se présentent sous forme de petits cristaux avec une taille moyenne de 0,5 mm. Les Cpx sont relativement abondants dans ces roches par rapport aux troctolites à Px précédentes avec des proportions modales comprises entre 0,5 % et 12 %.

Figure 1.90 : Lamelles d'exsolution d'Opx dans un cristal de Cpx dans l'échantillon 08BA8B ZII. Photo en LPA.



Comme les Cpx, l'Opx est une phase tardive et présente différentes morphologies. On les observe en cristaux poecilitiques de taille variable englobant les Ol, les Plg et plus rarement les Cpx *(fig.1.91a-b et 1.94)*. Les minéraux piégés correspondent généralement à des cristaux sub-automorphes et peuvent être de grande taille, par exemple dans l'échantillon 08BA8B, un Opx de ~ 2 mm englobe un cristal d'Ol de ~ 1 mm *(fig.1.91b)*.

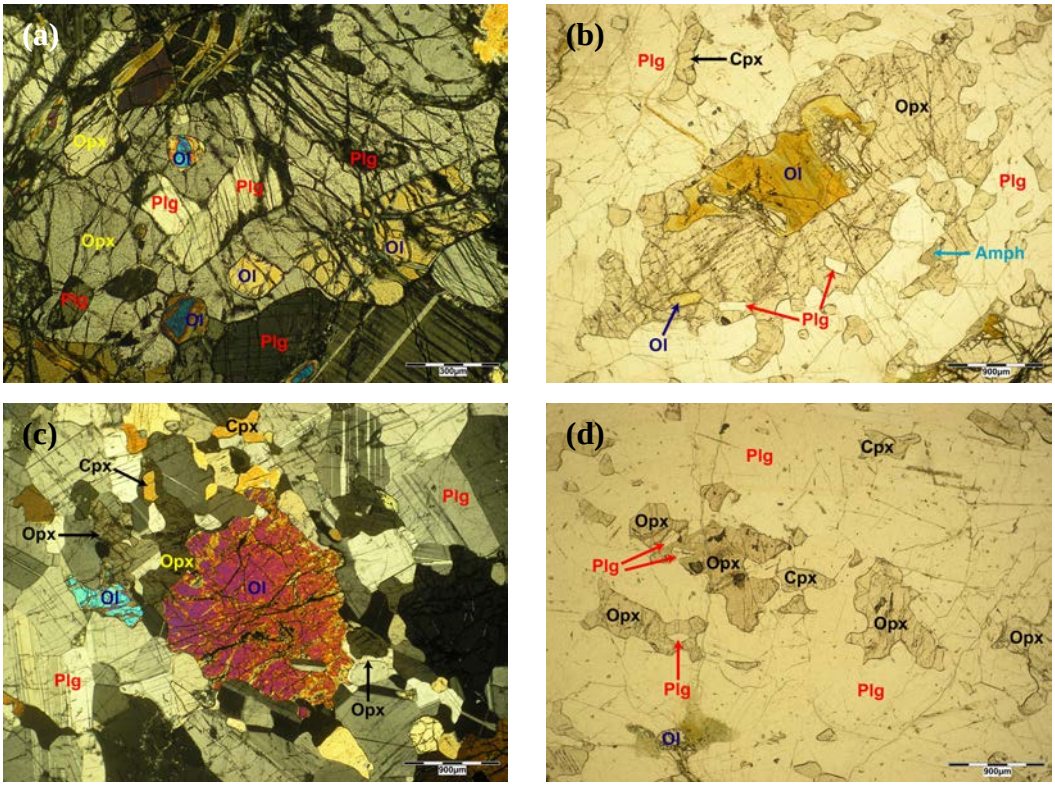


Figure 1.91 : Morphologies des Opx dans les troctolites à 2 Px tardifs : a-b) En cristaux poecilitiques dans les échantillons 08BA3H ZII (a) et 08BA8B ZII (b), c) En cristaux xénomorphes en bordure des Ol dans l'échantillon 08BA8Ch ZI et d) En cristaux xénomorphes à sub-automorphes à apophyses dans l'échantillon 08BA8B ZII. Photos en LPA (a- c) et en LPNA (b-d).

On trouve également les Opx en cristaux xénomorphes ou sub-automorphes avec des apophyses soit en bordure des Ol *(fig.1.91c)* soit entre les autres minéraux *(fig.1.91d)*. Ces cristaux présentent quelquefois des inclusions d'Ol, de Plg et de Cpx *(fig.1.91c-d)*. Les Opx s'organisent parfois en amas de cristaux qui piègent les autres phases minérales *(fig.1.92a)*. Dans de rares Opx, généralement ceux de grande taille, des exsolutions de Cpx, issues de réaction sub-solidus, se développent parallèlement aux clivages du cristal hôte *(fig.1.92b et 1.94)*.

Contrairement aux troctolites à Px précédentes, les Opx sont de relativement grande taille (0,2 – 3 mm) et représentent entre 0,5 % et 15 % du volume des roches. L'échantillon 08BA8Fb ZI se distingue des autres échantillons par l'accumulation de grands cristaux d'Opx de 3 – 4 mm qui constituent alors 37 % du volume de la roche *(fig.1.92b et 1.94)*.

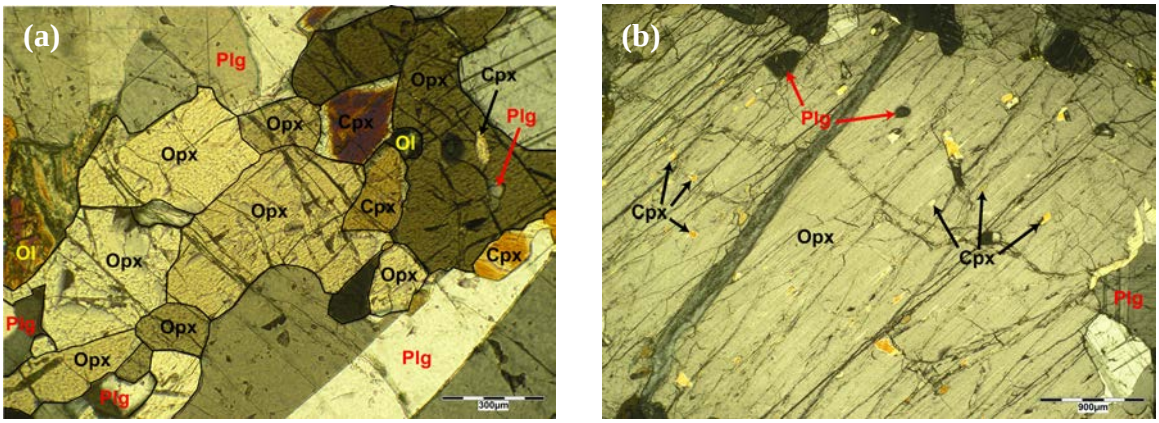


Figure 1.92 : Organisation des Opx en amas dans l'échantillon 08BA8Db (a) et exsolutions de Cpx dans un Opx de grande taille dans l'échantillon 08BA8Fb ZI (b). Photos en LPA.

Dans certaines troctolites (08BA8Dh, 08BA8Db, 08BA8Ch, 08BA8Ch, 08BA8B) des Opx au contact avec des Ol présentent des inclusions xénomorphes et allongées de magnétites et forment des symplectites Opx / magnétites *(fig.1.93)*. Ces symplectites proviennent de la réaction tardi-magmatique suivante : **Ol + silice → Opx + Mt**. Ces symplectites ont donc cristallisées dans les derniers liquides intercumulus enrichis en silice et piégés au contact des Ol.

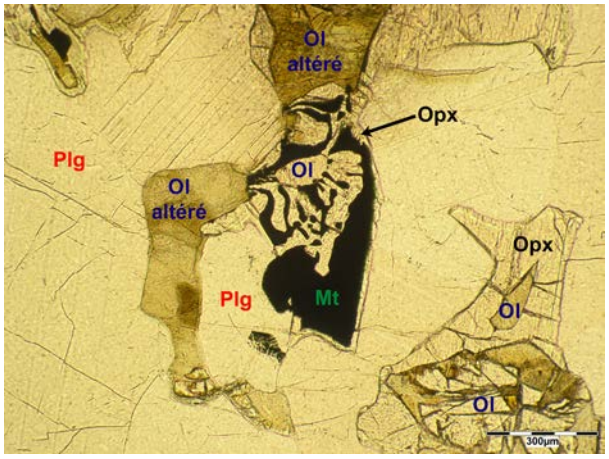


Figure 1.93 : Symplectites Opx / magnétites au contact de plusieurs Ol dans l'échantillon 08BA8Dh ZII. Noter que ces réactions ne sont pas ubiquistes, l'Opx à droite de l'image, également en contact avec des Ol, ne présente pas de symplectites. Photos en LPNA.

Les habitus des pyroxènes montrent qu'ils ont cristallisé plus précocement dans ce faciès que dans les troctolites à 2 Px précédentes. En particulier, l'Opx a ici eu le temps de se développer et cristallise donc à partir du liquide intercumulus et non à partir de liquides piégés au contact des Ol, sauf dans le cas des symplectites à Opx / magnétites. Dans ces troctolites à 2 Px tardifs, Cpx et Opx sont clairement des phases post-cumulus qui ont co-cristallisé dans le liquide intercumulus. Cependant, selon les morphologies et les abondances de ces phases, on voit qu'ils ont cristallisé plus ou moins tardivement dans chaque échantillon. Au vu des habitus du Cpx, ce dernier semble un peu plus précoce que l'Opx *(comparaison fig.1.89 et 1.91)*. On note que les pyroxènes présentent parfois des extinctions roulantes, des sous-joints de grains et du bending témoignant de phénomènes de déformation *(fig.1.94)*.

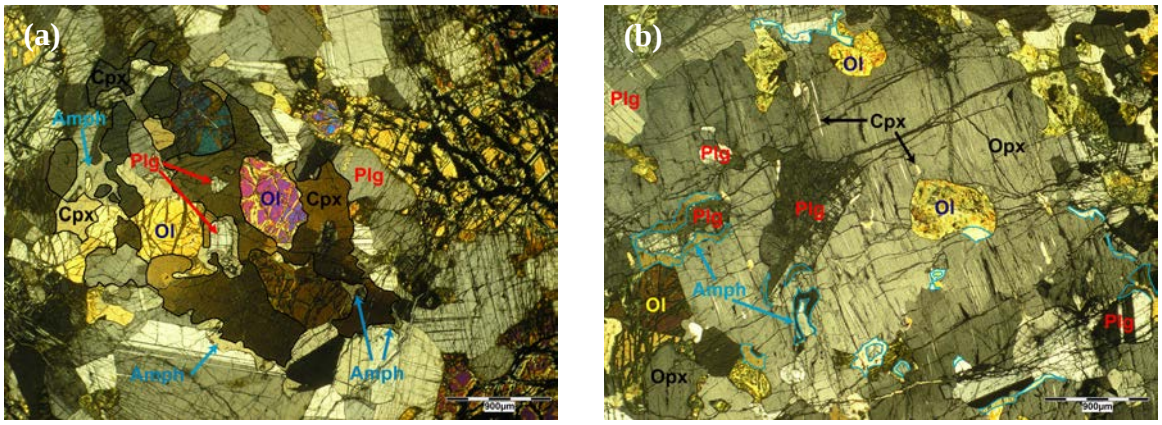


Figure 1.94 : Cristaux poecilitiques de Cpx dans l'échantillon 08BA8Gh (a) et d'Opx dans l'échantillon 08BA8Fb ZI (b) montrant des indices de déformation : des extinctions roulantes, des sous-joints de grains et du bending dans le cas de l'Opx. Photos en LPA.

Dans toutes ces troctolites à 2 Px tardifs, sauf exceptions (08BA4CB ZI et 09HIL2D2 ZIII), on observe des amphiboles, parfois en relative abondance, en bordure des autres minéraux. Dans certains échantillons (08BA3H), elles se développent en très fins liserés (quelques dizaines de microns) autour et entre les différentes phases minérales et constituent, dans ce cas, environ 1 % du volume de la roche *(fig.1.95a)*.

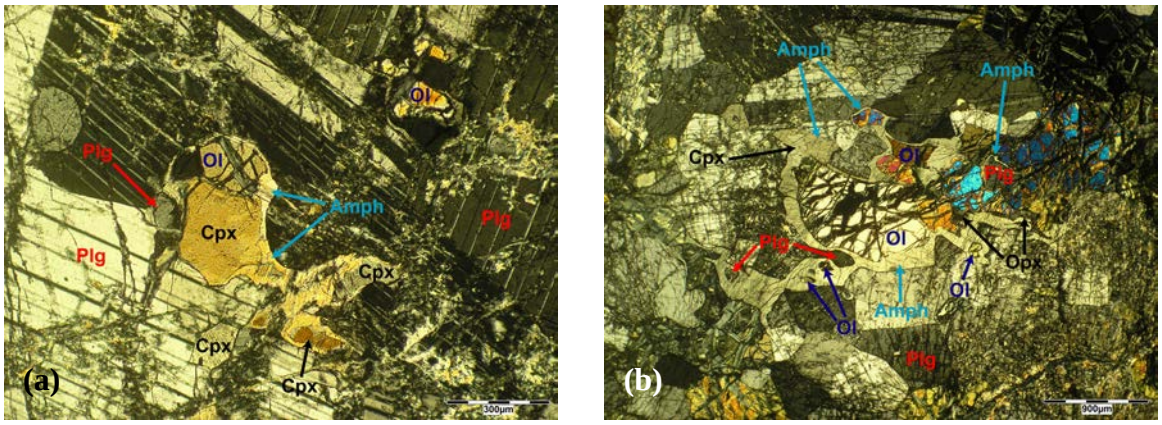


Figure 1.95 : Morphologies des deux types d'amphiboles observées dans les troctolites à 2 Px tardifs : a) En fin liseré dans l'échantillon 08BA3H ZI) et b) En fin cristal poecilitique dans l'échantillon 08BA8Fh ZIII. Photos en LPA.

Dans la plupart des échantillons (ensemble des échantillons 08BA8…), les amphiboles s'observent cependant en cristaux xénomorphes en bordures des autres minéraux, majoritairement les ferromagnésiens *(fig.1.94a-b)*, et/ou en fins cristaux poecilitiques verts serpentant entre et entourant les différentes phases minérales *(fig.1.95b)*. Dans certains échantillons (08BA8Fb ZI, 08BA8B, 08BA8Gh) ces amphiboles s'observent en bordure de minéraux inclus dans les pyroxènes poecilitiques ou piégés entre des pyroxènes montrant que leur cristallisation est parfois sub-contemporaine de celle des pyroxènes *(fig.1.94)*. Elles peuvent avoir des tailles relativement importantes (de < 0,1 mm à 1 mm pour les formes poecilitiques) et constituent de 0,25 % à 3 % du volume des roches, étant parfois plus abondantes que les pyroxènes. Au vu des habitus de ces différentes amphiboles et de leurs relations avec les autres phases, il semble qu'elles ne soient pas issues de réactions sub-solidus mais témoignent de la cristallisation des derniers liquides intercumulus, au même titre que les Opx dans les troctolites précédentes *(paragraphe II.1.d.3.1)*. Il n'est cependant pas

exclu que certaines occurrences d'amphibole dans les échantillons soient issues de ce type de réaction.

La plupart des troctolites à 2 Px tardifs présentent des minéraux opaques sauf les échantillons 08BA4CB ZI et 09HIL2D2 ZIII qui en sont dépourvus. Ces minéraux sont essentiellement des magnétites *(fig.1.96a)* excepté dans les échantillons 08BA3H ZI et 08BA3H ZII où ce sont principalement des sulfures de Fe, Cu et Ni *(fig.1.96b)* et quelques chromites *(fig.1.96c)*. Ces derniers sont sub-automorphes et sont rarement inclus dans les minéraux silicatés *(fig.1.96a-b)*. Dans ces deux échantillons, ils représentent moins de 1 % du volume des roches et ont des tailles ≤ 0,2 mm.

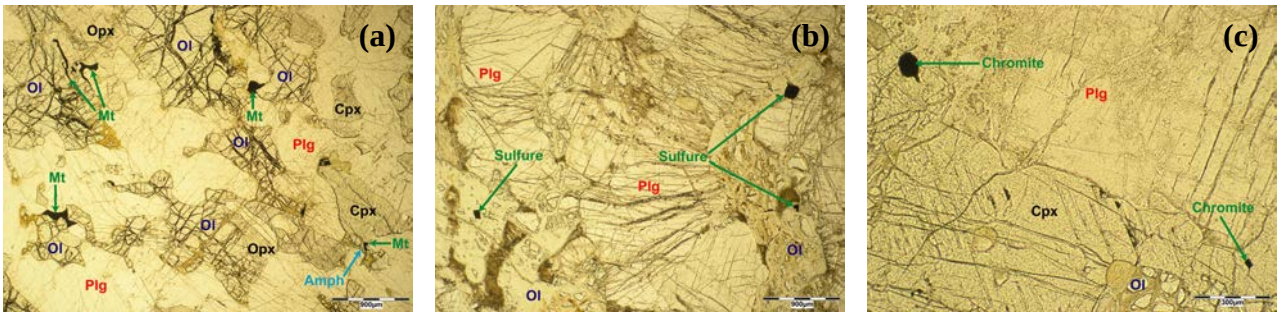


Figure 1.96 : Morphologies des différents types d'oxydes observés dans les troctolites à 2Pxtardifs : des magnétites dans l'échantillon 08BA8Cb (a), des sulfures dans l'échantillon 08BA3H ZII (b) et des chromites dans l'échantillon 08BA3H ZI (c). Photos en LPNA.

Les magnétites ont une morphologie sub-automorphe à xénomorphe et s'observent le plus souvent au contact des Ol et incluses dans ces dernières *(fig.1.96a)*. Les magnétites s'observent également au contact et dans les Opx en particulier dans les échantillons présentant des symplectites *(fig.1.93 et 1.96a)*. On les trouve plus rarement en inclusion dans les Cpx et les Plg et parfois aussi englobées par les amphiboles *(fig.1.96a)*. Les magnétites sont généralement peu abondantes (< 0,5 %) sauf dans les troctolites à 2 Px tardifs présentant des symplectites Opx / magnétites où elles constituent jusqu'à 2 % du volume des roches. Ces minéraux ont des tailles comprises entre < 0,1 mm et 0,3 mm ; les plus grandes tailles s'observant dans les troctolites à 2 Px tardifs présentant des symplectites.

Les relations texturales dans ces troctolites à 2 Px tardifs permettent de définir la séquence de cristallisation suivante :

(Plg –) Plg + Ol + Opq – Ol + Mt (+ Cpx) – Cpx + Opx + Mt (+ Amph) – Opx + Amph + Mt – Amph

On peut noter que tous les échantillons classés dans ce groupe présentent des pyroxènes ayant un caractère tardif par rapport aux Ol et aux Plg. Cependant certains de ces échantillons, en particulier 08BA8B, montrent des morphologies sub-automorphes des pyroxènes et semblent être à la limite entre le faciès des troctolites à 2 Px tardifs et celui des gabbronorites.

II.1.e. Les norites

Les norites échantillonnées sont des roches avec du Plg et de l'Opx en phase cumulus et du Cpx en phase post-cumulus, ce ne sont donc pas de « pures » norites (Opx + Plg). Seuls deux échantillons, 08BA4CH ZI et 08BA4CB ZIII, représentent cette lithologie et correspondent à un faciès d'imprégnation observé dans les cumulats lités (i.e. liquide s'injectant dans les cumulats lités en cours de solidification et cristallisant, ce qui entraîne une

évolution pétrographique entre les deux faciès) *(fig.1.97)*. Ces norites ne présentent pas de textures cumulatives mais montrent des textures macrocristallines à grains fins (~ 0,5 mm) *(fig.1.98a)*.

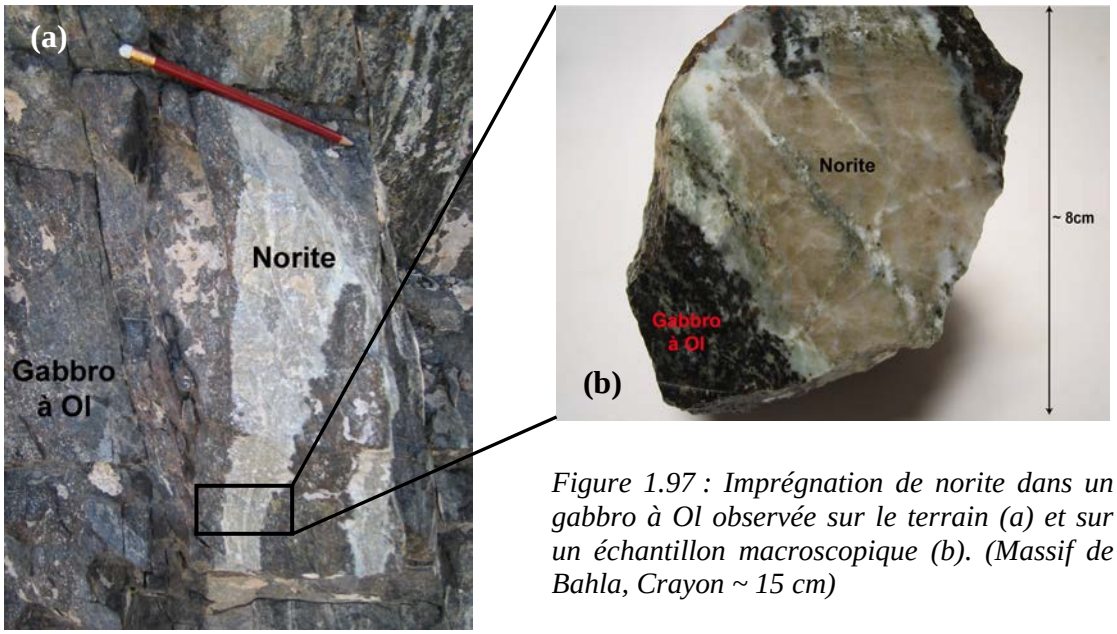


Figure 1.97 : Imprégnation de norite dans un gabbro à Ol observée sur le terrain (a) et sur un échantillon macroscopique (b). (Massif de Bahla, Crayon ~ 15 cm)

Les Plg sont automorphes à sub-automorphes et montrent localement des joints de grains à 120° (texture en mosaïque) *(fig.1.98b)*. Ils présentent souvent de petites inclusions arrondies d'Opx piégées lors de la cristallisation et/ou de la recristallisation des Plg *(fig.1.99a)*. Les Plg ont des tailles relativement constantes de l'ordre de 0,6 mm et constituent de 68 % à 75 % du volume de ces roches.

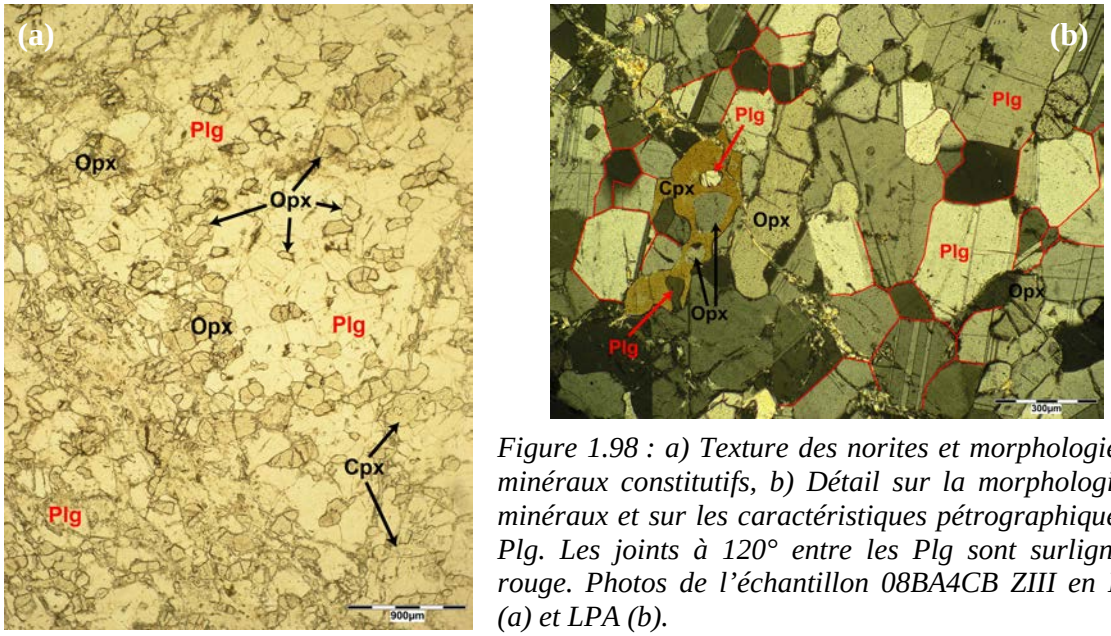


Figure 1.98 : a) Texture des norites et morphologies des minéraux constitutifs, b) Détail sur la morphologie des minéraux et sur les caractéristiques pétrographiques des Plg. Les joints à 120° entre les Plg sont surlignés en rouge. Photos de l'échantillon 08BA4CB ZIII en LPNA (a) et LPA (b).

Les Opx se présentent essentiellement sous la forme de petits grains arrondis ou allongés avec une taille moyenne de 0,2 - 0,3 mm *(fig.1.98a-b)*. Dans de rares cas on les observe en plus gros cristaux sub-automorphes de ~ 1 mm *(fig.1.99b)*. Les Opx possèdent de rares inclusions arrondies de Plg. Dans les cristaux de plus grande taille on observe parfois

des exsolutions de Cpx en fines lamelles parallèles aux clivages du cristal hôte *(fig.1.99b)*. Les proportions modales de l'Opx sont comprises entre 24 % et 30 % dans ces échantillons.

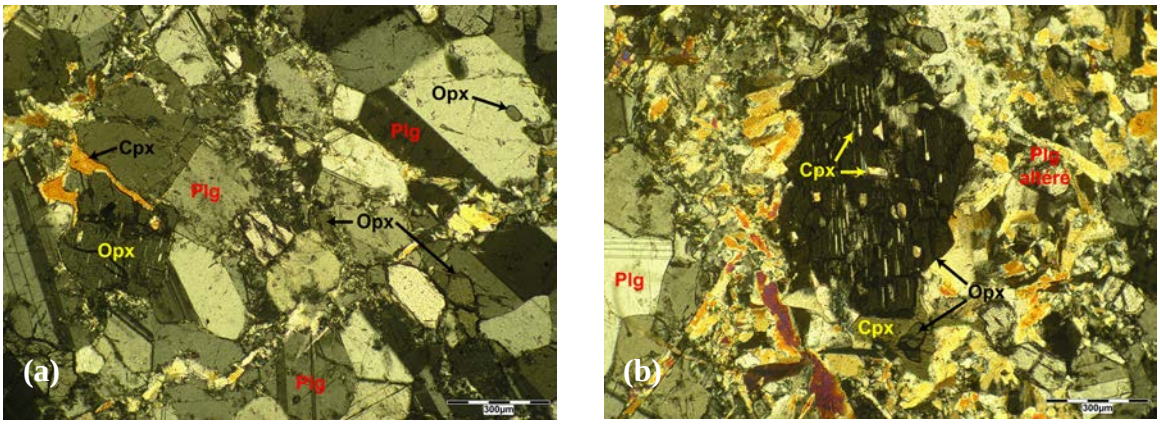


Figure 1.99 : Morphologies des pyroxènes dans l'échantillon 08BA4CB ZIII : a) Cpx en petits cristaux interstitiels. Noter les grains arrondis d'Opx dans les Plg. b) Cristal sub-automorphe d'Opx présentant des exsolutions de Cpx. Noter la différence de taille entre les Opx des 2 photos. Photos en LPA.

Dans ces norites, les Cpx s'observent en petits cristaux interstitiels se développant entre les autres phases minérales *(fig.1.99a)* et/ou en cristaux poecilitiques englobant les Plg et les Opx *(fig.1.98b)*. Comme pour les autres phases, les Cpx sont de petite taille avec des valeurs comprises entre 0,1 mm et 0,5 mm. Ils sont très peu abondants, représentant moins de 2 % du volume de ces roches.

Outre les Cpx, les norites ne présentent pas de phases mineures comme des minéraux opaques ou des amphiboles primaires. Les relations texturales permettent d'établir dans ces norites la séquence de cristallisation suivante :

Plg + Opx – Cpx

II.1.f. Les gabbronorites

Les gabbronorites sont des roches à textures d'adcumulat présentant du Plg et des pyroxènes (Cpx et Opx) en phase cumulus. La taille des grains varie beaucoup d'un échantillon à l'autre, certains échantillons présentant des textures à gros grains, de l'ordre de 5 mm (08MA74A, *fig.1.101a*), et d'autres des textures à grains fins (≤ 1 mm) (08BA8Ab, *fig.1.100a*). Parmi ces gabbronorites l'échantillon 08BA4CB ZII correspond à un faciès d'imprégnation *(cf. paragraphe précédent)* et présente une texture macrocristalline à grains fins (≤ 1 mm).

Les Plg ont généralement des morphologies sub-automorphes à xénomorphes *(fig.1.100)*. Ils apparaissent parfois en position interstitielle entre les autres phases minérales *(fig.1.100b)* et présentent souvent des inclusions sub-automorphes ou arrondies de Cpx et/ou d'Opx *(fig.1.100a)*. Ceci témoigne de la cristallisation contemporaine de ces trois phases.

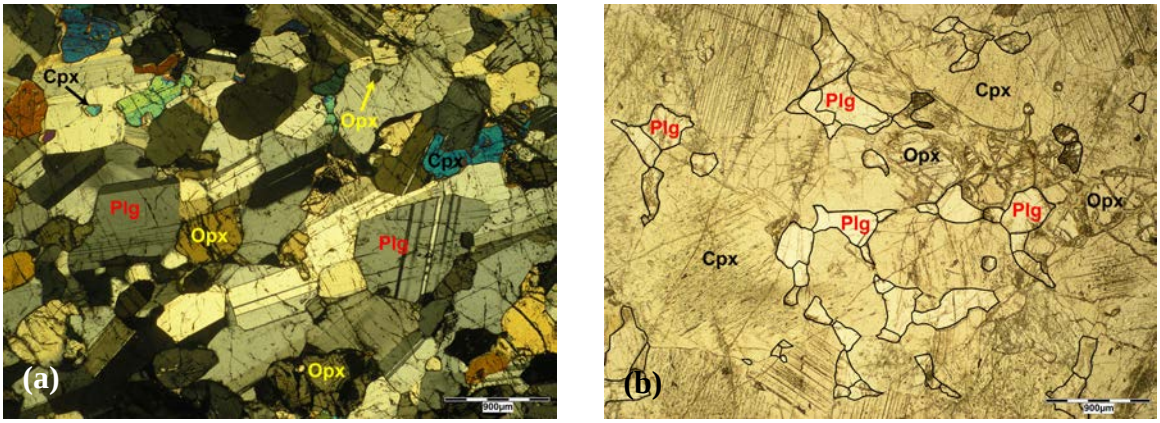


Figure 1.100 : Morphologies des Plg dans les gabbronorites : a) En cristaux sub-automorphes présentant des inclusions de pyroxènes dans l'échantillon 08BA8Ab et b) En cristaux plus xénomorphes s'observant en position interstitielle entre les autres minéraux dans l'échantillon 08MA84 ZI. Photos en LPA (a) et en LPNA (b).

Dans la plupart de ces gabbronorites, on peut distinguer au moins deux tailles de grains de Plg : de petits cristaux souvent sub-automorphes (entre ~ 0,2 mm et 1 mm) et de plus grands cristaux sub-automorphes à xénomorphes (entre ~ 2 mm et 6 mm) *(fig.1.101)*. Ces différences de tailles de grains sont particulièrement bien observables dans les textures à gros grains *(fig.1.101a)* et à grains moyens *(fig.1.101b)*, par exemple dans l'échantillon 08MA74A les petits cristaux font en moyenne 1 mm et les plus gros peuvent atteindre 6 mm *(fig.1.101a)*, mais sont plus ténues dans les textures à grains fins.

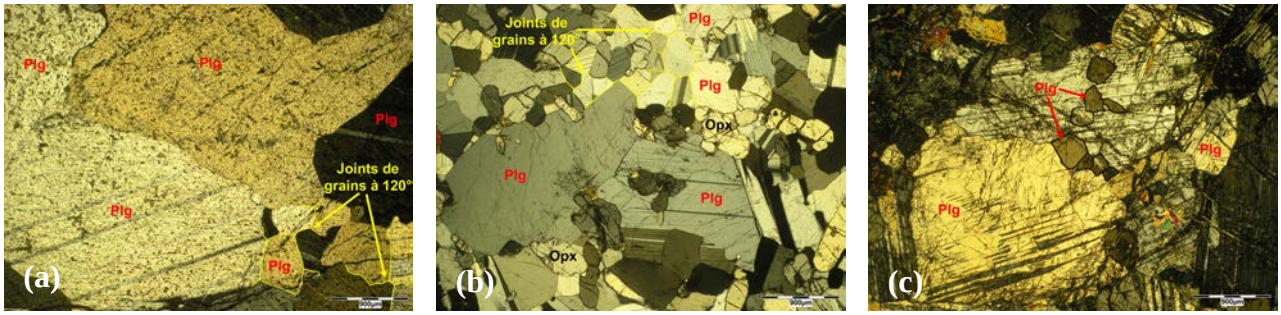


Figure 1.101 : Variation de la taille des grains de Plg et caractéristiques pétrographiques de ces derniers (joints à 120°, inclusion de Plg, macles mécaniques) dans les gabbronorites. Les joints à 120° sont surlignés en jaune. a) Echantillon 08MA74A (gros grains), b) Echantillon 08MA79A (grains moyens), c) Echantillon 09BA14 ZII. Photos en LPA.

Localement dans ces gabbronorites, les Plg sub-automorphes développent des joints de grains à 120° témoignant d'une phase de recristallisation *(fig.1.101a-b)*. On constate également, dans certains échantillons, la présence de petits cristaux de Plg inclus dans et/ou piégés entre de plus grands cristaux *(fig.1.101c)*. Au sein d'un même échantillon, les relations entre les différents Plg témoignent de la cristallisation continue du Plg dans le temps et/ou de phénomènes de recristallisation locaux. Les Plg montrent parfois des macles mécaniques *(fig.1.101b-c)* qui soulignent des phénomènes locaux de déformation. Cette déformation semble relativement faible du fait de l'absence de « bending » et/ou d'extinction roulante dans les Plg.

Du fait des différents types de textures, les tailles de grain varient beaucoup d'un échantillon à l'autre, les Plg mesurant 3 mm en moyenne dans les gabbronorites à gros grains et 0,5 mm en moyenne dans les gabbronorites à grains fins *(fig.1.101)*. Certains échantillons

(08NA12A et 08NA12B) présentent une texture cumulative en baguettes caractérisée par des lattes de Plg allongées et plus ou moins orientées dans une direction préférentielle reflétant le fluage magmatique *(fig.1.102)*. Les proportions modales des Plg varient de 20 % et 93 %, les leucogabbronorites et les gabbronorites (au sens strict, c'est-à-dire du point de vue de l'abondance de Plg) étant les faciès les plus abondants *(cf. tableau 1.2)*.

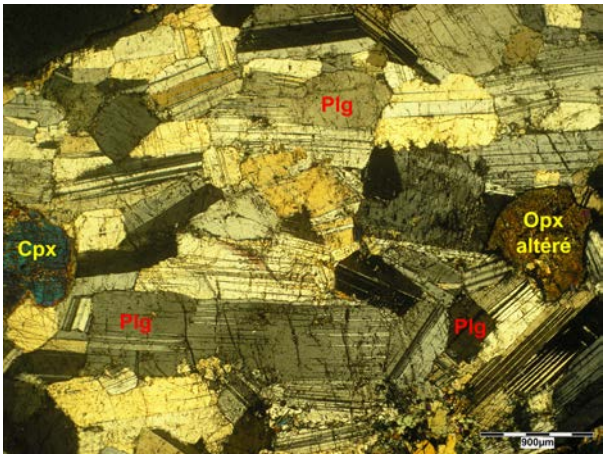


Figure 1.102 : Texture cumulative en baguettes dans l'échantillon 08NA12B ZII. Photo en LPA.

Les Cpx présentent en général des morphologies sub-automorphes à xénomorphes *(fig.1.103 et 1.104)*. Dans certaines gabbronorites à grains fins, on les observe en petits cristaux xénomorphes interstitiels entre les autres phases (08BA8Ah ZI&ZII et 08BA8Ab, 08MA79A, *fig.1.103b*) et parfois en cristaux poecilitiques (08BA4CB ZII, *fig.1.103c*).

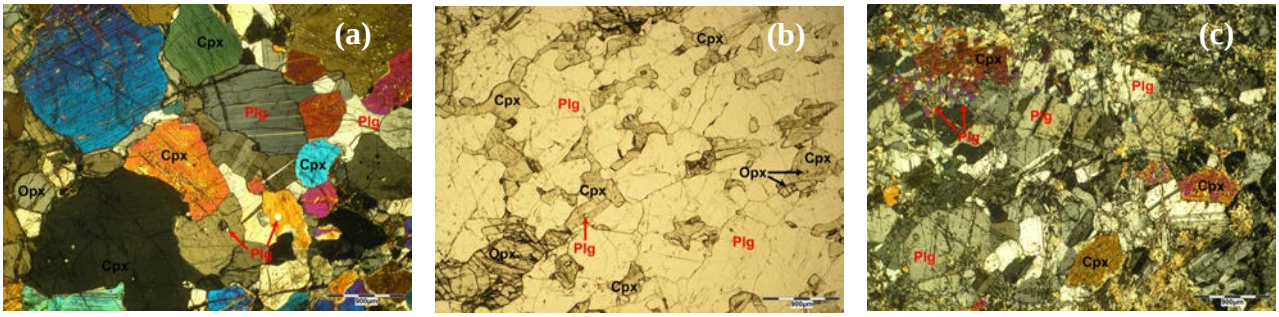


Figure 1.103 : Morphologies des Cpx dans les gabbronorites : a) En cristaux sub-automorphes dans l'échantillon 08MA84 ZI, b) En cristaux xénomorphes interstitiels entre les autres phases dans l'échantillon 08MA79A et c) En cristaux poecilitiques dans l'échantillon 08BA4CB ZII. Noter les différences dans la taille des grains de Cpx entre les échantillons. Photos en LPA (a-c) et en LPNA (b).

Dans la plupart des gabbronorites, les Cpx possèdent des inclusions sub-automorphes (arrondies ou en baguettes) de Plg et/ou d'Opx *(fig.1.103 et 1.104)*. Dans certains échantillons (08MA79A), ils sont très riches en inclusions et englobent partiellement des Plg et des Opx donnant un aspect ± poecilitique aux cristaux *(fig.1.104)*.

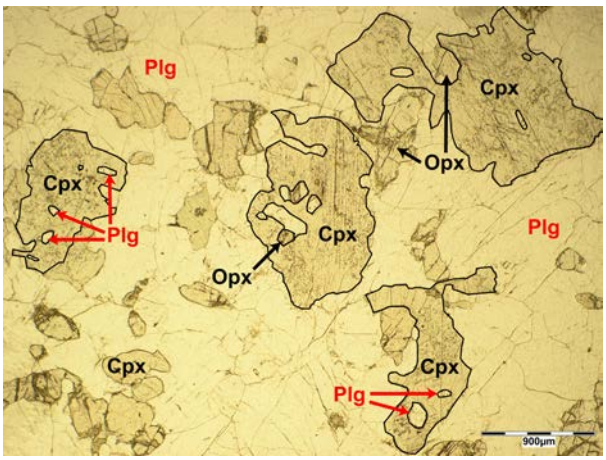


Figure 1.104 : Cpx très riches en inclusions dans l'échantillon 08MA79A ZI. Photo en LPNA.

En plus des inclusions, les Cpx présentent souvent des exsolutions d'Opx. Ces dernières apparaissent en cristaux allongés *(fig.1.105a)* ou en fines lamelles *(fig.1.105b)* parallèles aux clivages du Cpx hôte. Ces exsolutions sont très nombreuses dans certains Cpx et sont parfois très développées formant de grands cristaux ou de grandes « bandes » dans les cristaux hôtes *(fig.1.105b)*. Les symplectites d'augites et les interpénétrations entre cristaux sont cependant relativement rares.

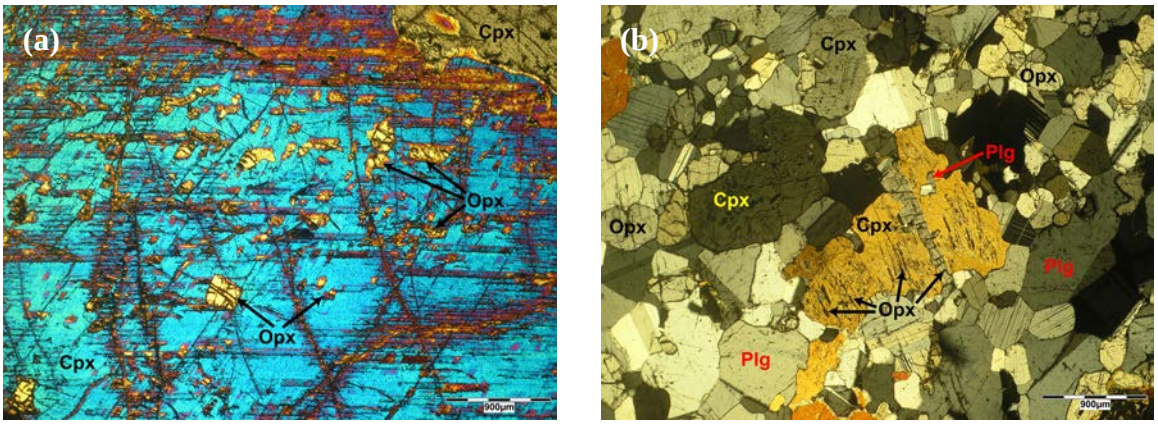


Figure 1.105 : Exsolutions d'Opx s'observant sous la forme de petits cristaux généralement allongés (a, échantillon 08MA74A), de fines lamelles ou de grandes « bandes » (b, échantillon 08MA79A ZI) parallèles aux clivages des Cpx hôte. Photos en LPA.

La taille des Cpx est généralement constante dans les gabbronorites à grains fins (1 mm en moyenne) mais varie au sein des gabbronorites à gros grains allant, par exemple, de 2 cm à 0,5 mm dans l'échantillon 08MA77B. Le Cpx est, dans la plupart des échantillons, moins abondant que le Plg avec des pourcentages modaux compris entre 2 % et 54 %.

Dans ces gabbronorites les Opx se présentent en cristaux sub-automorphes à xénomorphes *(fig.1.106)*. On les trouve le plus souvent en cristaux arrondis et/ou rectangulaires *(fig.1.106a-b)* et ils présentent, dans la plupart des échantillons, des inclusions arrondies ou allongées de Cpx et/ou de Plg *(fig.1.106b-c et 1.107a)*. Les Opx ont généralement des morphologies plus automorphes que les Cpx associés et sont moins riches en inclusions que ces derniers *(fig.1.106b)*.

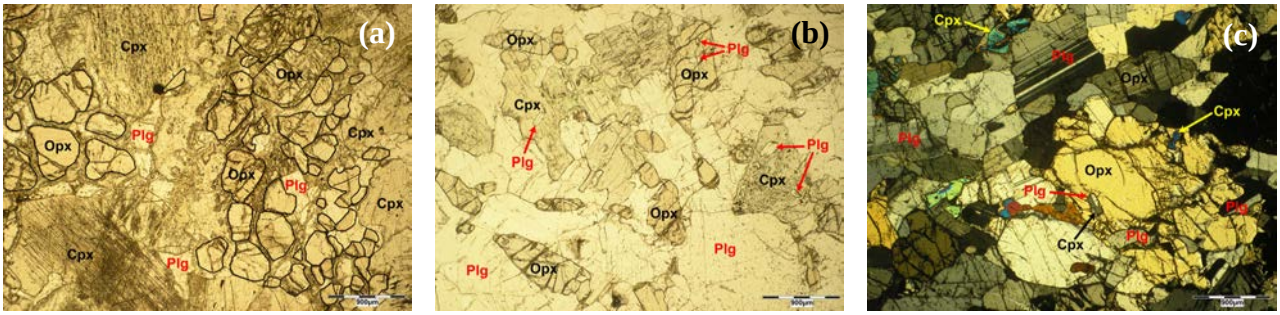


Figure 1.106 : Morphologie des Opx dans les gabbronorites : a-b) En cristaux sub-automorphes arrondis dans l'échantillon 08MA84 ZI (a) et rectangulaires dans l'échantillon 08MA79A ZII (b) et c) En cristaux plus xénomorphes dans l'échantillon 08BA8Ab. Noter les morphologies plus automorphes des Opx par rapport aux Cpx dans (b). Photos en LPNA (a-b) et en LPA (c).

De la même manière, contrairement aux Cpx, les Opx sont relativement pauvres en exsolutions et ces dernières s'observent généralement sous la forme de très fines lamelles de Cpx se développant parallèlement aux clivages du cristal hôte *(fig.1.107a)*. Dans l'échantillon à gros grains 08MA74A, de petits cristaux d'Opx se développent en bordure de Cpx riches en exsolutions *(fig.1.107b)*. Ces petits cristaux reflètent soit la migration des exsolutions d'Opx en bordure des cristaux de Cpx, soit une cristallisation continue de l'Opx dans le temps.

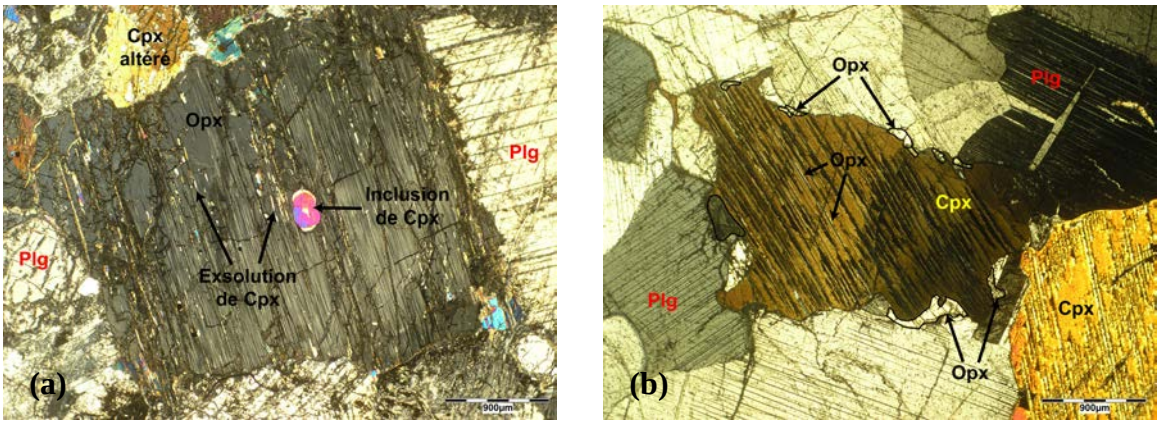


Figure 1.107 : a) Inclusion et exsolutions de Cpx dans un cristal d'Opx dans l'échantillon 09BA14 ZII. Noter la différence de taille entre les exsolutions observées dans les Opx et celles observées dans les Cpx (cf. fig.1.105). b) Cristaux d'Opx s'observant en bordure d'un Cpx riche en exsolutions dans l'échantillon 08MA74A. Photos en LPA.

Comme les Cpx, la taille des Opx varie au sein d'un même échantillon et d'un échantillon à l'autre avec des valeurs comprises entre 0,3 mm et 6 mm pour l'ensemble des gabbronorites. L'Opx présente des abondances variées dans les échantillons avec des pourcentages modaux compris entre 4 % et 47 %.

Dans la plupart des échantillons, des amphiboles secondaires issues de l'altération des Cpx sont observables, soit en cristaux poecilitiques autour de des pyroxènes, soit en bordure et/ou en inclusion dans le Cpx *(fig.1.108)*. Dans certains échantillons (08NA12A, 08NA12B, 08BA10), les Opx sont également fortement altérés en talc ± chlorite et sont donc difficilement analysables *(fig.1.108)*.

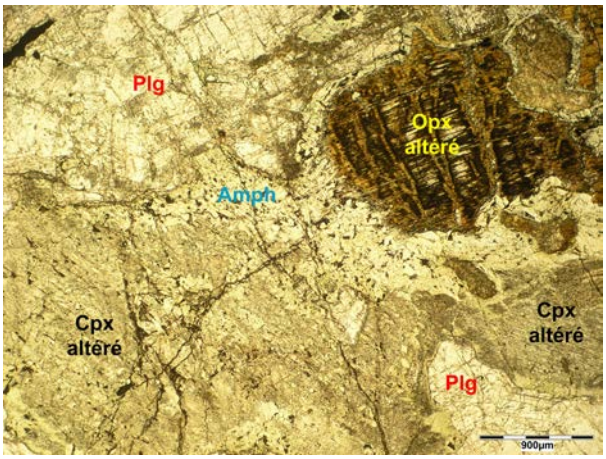


Figure 1.108 : Pyroxènes présentant des degrés d'altération très importants dans la gabbronorite 08NA12A ZIII. Noter le développement d'amphiboles secondaires en bordure des Cpx. Photo en LPNA.

Les minéraux opaques observés dans ces gabbronorites sont très variés. On trouve, en effet, des chromites *(fig.1.109a)*, des sulfures de Fe, Ni et Cu *(fig.1.109b)*, des oxydes de fer (magnétites, hématites) *(fig.1.109b-c et 1.110b)* et des ilménites *(fig.1.110a)*.

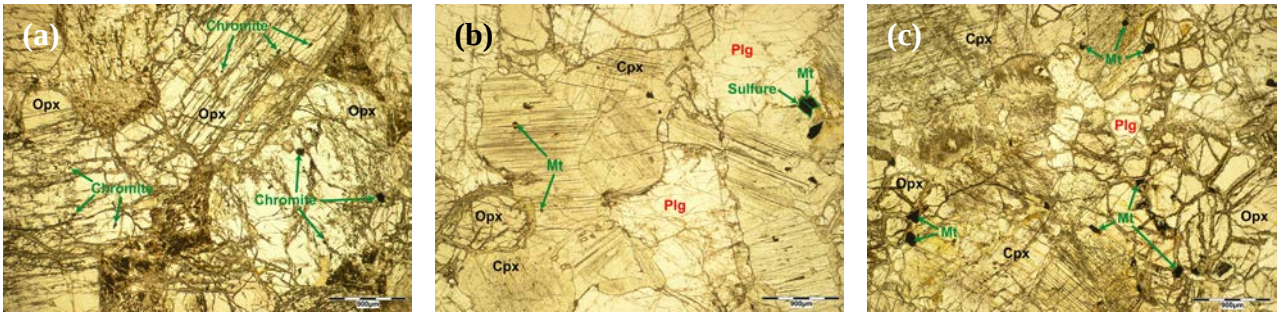


Figure 1.109 : Les différents types de minéraux opaques observés dans les gabbronorites : a) Des chromites dans l'échantillon 09BA14 ZII, b) Des magnétites associées à des sulfures dans l'échantillon 08MA77B et c) Des magnétites seules dans l'échantillon 08MA84 ZII (c). Photos en LPNA.

Les chromites sont observables dans un seul échantillon (09BA14 ZII) sous forme de minéraux sub-automorphes souvent inclus dans les pyroxènes *(fig.1.109a)*. Les sulfures et les oxydes de fer ont une morphologie sub-automorphe, souvent arrondie et s'observent parfois en inclusions dans les autres phases minérales *(fig.1.109b-c et 1.110b)*. Les chromites, les sulfures et les oxydes de fer sont généralement de petite taille (< 0,5 mm).

Les ilménites sont associées à des oxydes de fer dans deux échantillons très altérés (08NA12A et 08NA12B) *(fig.1.110)*. Elles sont sub-automorphes à xénomorphes, parfois incluses dans les silicates, et sont généralement de plus grande taille (0,5 – 1 mm) que les autres minéraux opaques *(fig.1.110)*. L'ensemble des minéraux opaques représente moins de 2 % du volume des roches.

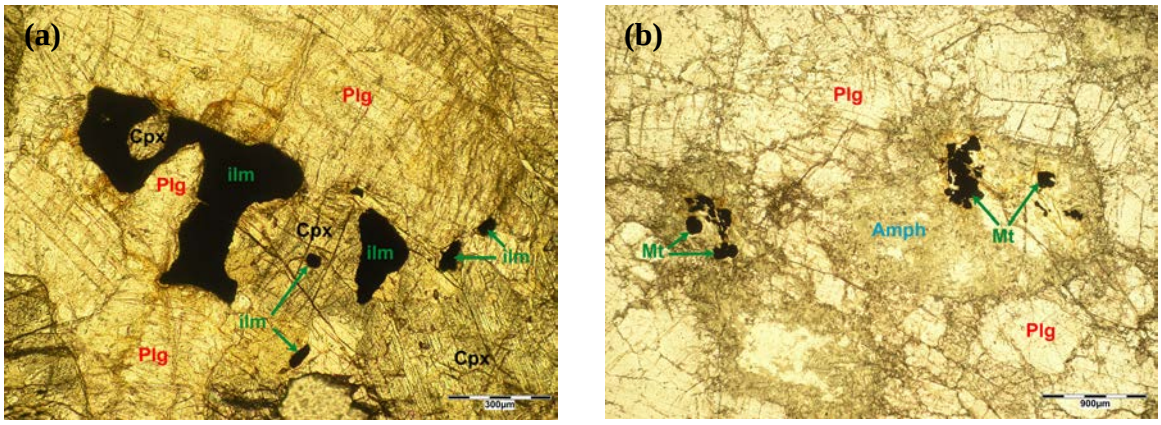


Figure 1.110 : Caractéristiques pétrographiques des ilménites (a) et des magnétites (b) dans les dans les échantillons altérés 08NA12B ZI (a) et 08NA 12A ZIII (b). Photos en LPNA.

La morphologie des phases et les relations texturales montrent que les pyroxènes et le Plg sont des phases contemporaines. La séquence de cristallisation dans ces gabbronorites est donc la suivante :

(Opq –) Plg + Opx + Cpx + Opq

II.1.g. Les gabbronorites à Ol

Contrairement à la lithologie précédente, ces gabbronorites contiennent de l'Ol en phase cumulus. L'Opx est toujours une phase cumulus mais sa position dans la séquence de cristallisation peut varier ce qui m'a conduit à définir deux sous-groupes dans cette famille.

II.1.g.1. La gabbronorite à Ol et à Opx très précoce

Seul l'échantillon 08BA22A ZII représente cette lithologie et, à première vue, à partir des définitions précédentes, ce dernier ressemble plus à un gabbro à Ol qu'à une gabbronorite à Ol car il ne présente aucun cristal cumulus d'Opx. Cependant, en regardant de plus près, on observe des reliques d'Opx inclus dans les Cpx *(fig.1.111)*.

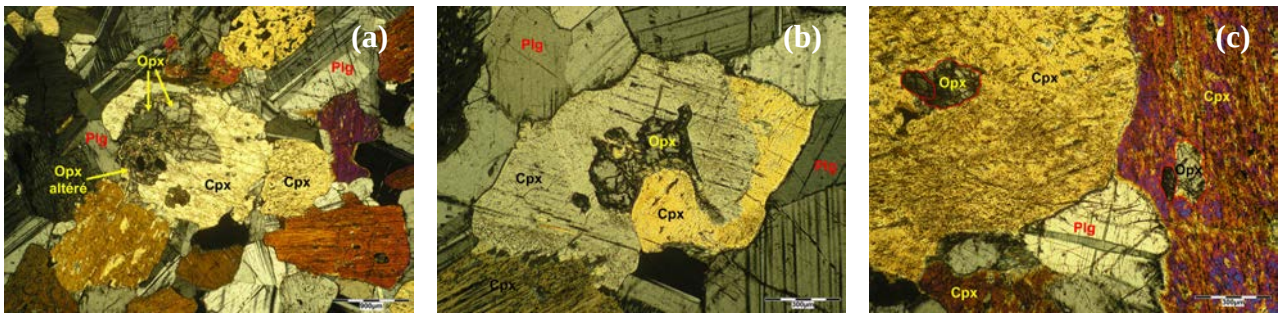


Figure 1.111 : Morphologies des reliques d'Opx dans l'échantillon 08BA22A ZII : a) Amas de cristaux partiellement inclus dans un Cpx et en contact avec du Plg. Noter l'allongement de certains cristaux dans le prolongement du cristal hôte. b) Cristal partiellement inclus dans un Cpx et en contact avec du Cpx. Noter la forme et l'orientation propre de ce cristal par rapport au Cpx hôte. c) Petits cristaux totalement inclus dans des Cpx. Photos en LPA.

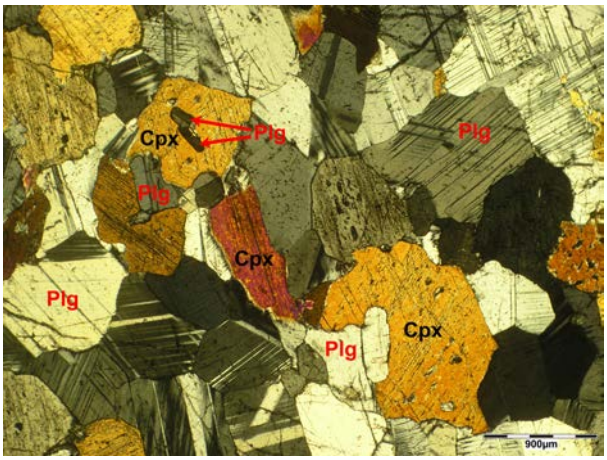
Dans certains cas, ces reliques correspondent à un cristal ou plusieurs cristaux d'Opx, de 0,5 à 1 mm, partiellement inclus dans un même Cpx et en contact avec des Plg et/ou

d'autres Cpx *(fig.1.111a-b)*. Ces cristaux ont généralement un aspect corrodé et altéré et présentent soit une forme et une orientation propre par rapport au cristal hôte *(fig.1.111b)*, soit ils s'orientent dans le prolongement de ce dernier *(fig.1.111a)*. Dans d'autres cas, ce sont de petits cristaux parfois altérés d'une taille d'environ 0,2 mm totalement inclus dans le Cpx et suivant ou non les clivages du cristal hôte *(fig.1.111c)*.

Ces reliques, ne représentant qu' 1 % du volume de la roche, témoignent de la cristallisation précoce de l'Opx dans cet échantillon. Cependant des changements dans les conditions de cristallisation ont dû entraîner l'arrêt de sa cristallisation dans le liquide puis sa déstabilisation lors de la formation du Cpx. On peut néanmoins noter que certains petits cristaux parallèles aux clivages des Cpx peuvent correspondre à des exsolutions relativement développées *(fig.1.113a)*.

Cette gabbronorite présente une texture d'adcumulat et, mis à part l'Opx, elle présente les mêmes caractéristiques minéralogiques qu'un gabbro à Ol *(cf. paragraphe II.1.c.2)*. Le Plg s'observe généralement en cristaux sub-automorphes montrant de rares inclusions de Cpx *(fig.1.112)*. Les Cpx s'observent soit en cristaux sub-automorphes présentant des inclusions arrondies ou allongées de Plg, soit en cristaux xénomorphes englobant souvent partiellement des Plg *(fig.1.112)*.

Figure 1.112 : Morphologies des Plg et des Cpx dans l'échantillon 08BA22A ZII. Photo en LPA.



Les Cpx montrent souvent des exsolutions d'Opx qui s'observent sous la forme de fines lamelles parallèles aux clivages du minéral hôte *(fig.1.113a)*. Ils présentent également localement des symplectites d'augites et des interpénétrations de cristaux *(fig.1.113b)*.

La taille du Plg et du Cpx est relativement constante au sein de l'échantillon avec une valeur moyenne de 1 mm. Le Plg est la phase la plus abondante représentant 53 % du volume de la roche suivie du Cpx avec un pourcentage modal de 42 %.

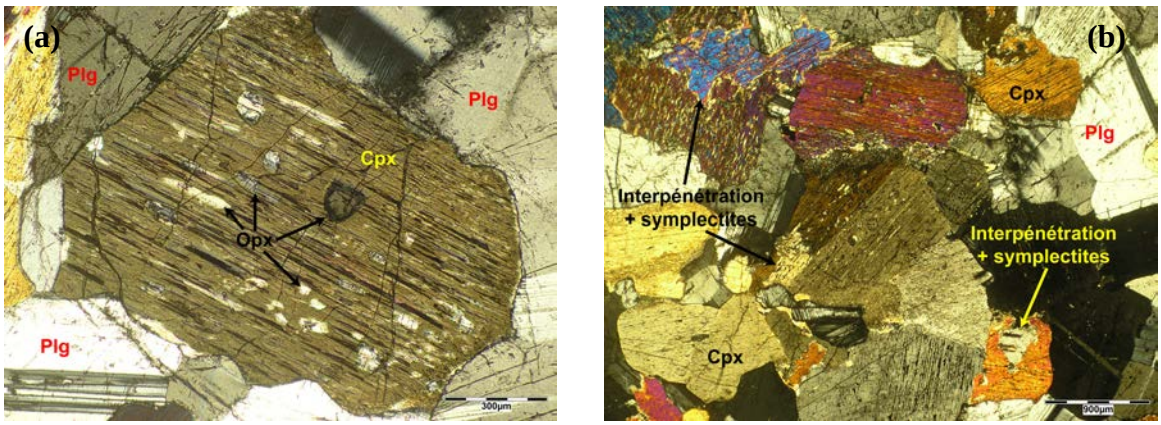
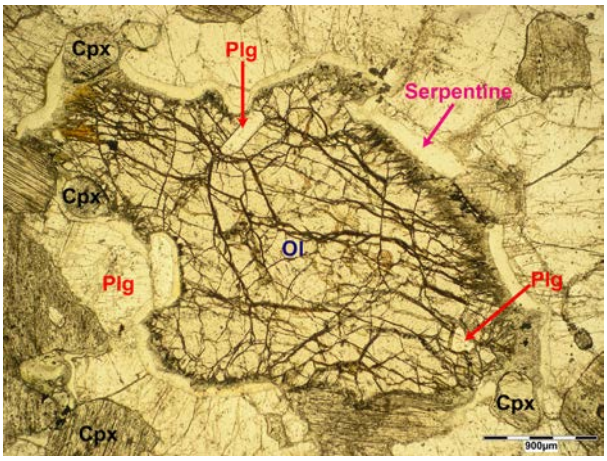


Figure 1.113 : Structures particulières observées dans les Cpx de l'échantillon 08BA22A ZII : a) Exsolutions d'Opx se développant parallèlement au cristal hôte et b) Interpénétrations de cristaux associées à des symplectites. Photos en LPA.

Les Ol s'observent en gros cristaux arrondis (1 - 2 mm) montrant souvent des inclusions allongées de Plg et englobant parfois partiellement des Cpx *(fig.1.114)*. Au contact des Plg, sauf ceux inclus, les Ol développent systématiquement une couronne de serpentine *(fig.1.114)*. Cette dernière correspond soit à une couronne d'altération, la serpentine étant un des produits d'altération de l'Ol, soit à une couronne d'Opx réactionnel serpentinisé (i.e. Opx issu d'une réaction sub-solidus puis altéré en serpentine) *(fig.1.114)*. La proportion d'Ol dans cet échantillon est seulement de 4 %.

Figure 1.114 : Morphologie de l'Ol dans l'échantillon 08BA22A ZII. Noter les inclusions de Plg dans l'Ol et la couronne de serpentine se développant autour de cette dernière. Photo en LPNA.



Les seuls minéraux opaques observés dans cet échantillon sont des sulfures de Fe, Ni et Cu et ils représentent moins de 1 % de la roche *(fig.1.103)*. On les trouve soit en cristaux sub-automorphes souvent en inclusion dans le Plg, soit en cristaux xénomorphes se développant entre les silicates *(fig.1.115)*.

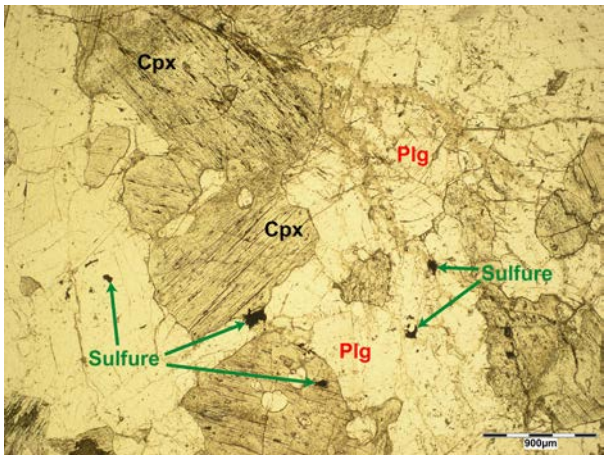


Figure 115 : Morphologies des sulfures dans l'échantillon 08BA22A ZII. Photo en LPNA.

Cet échantillon présentant les caractéristiques d'un gabbro à Ol dans lequel l'Opx apparaît précocement dans la séquence de cristallisation a donc été appelée gabbronorite dans la logique de ma classification. Dans cet échantillon, on sait que l'Opx a cristallisé avant le Cpx, cependant on ne sait pas s'il est très précoce ou quasiment contemporain par rapport à ce dernier et, du fait de l'absence de relations avec les autres minéraux, on ne sait pas à quel moment l'Opx a cristallisé par rapport à Ol et au Plg. Il semble que le Plg soit légèrement plus précoce que les deux autres phases (Ol et Cpx) donc on peut penser que l'Opx a cristallisé en même temps que le Plg. Pour cet échantillon on peut donc proposer la séquence de cristallisation suivante :

Plg + Opx + Opq ± Ol ± Cpx – Plg + Cpx + Ol + Opq {± Opx}

II.1.g.2. Les gabbronorites à Ol et à Opx précoce

Ces gabbronorites ont des textures d'adcumulat et sont généralement à grains fins et à grains moyens sauf dans l'échantillon 08MA87B(v) qui est un filon centimétrique recoupant une wehrlite et qui présente une texture gros grains *(fig.1.116)*.

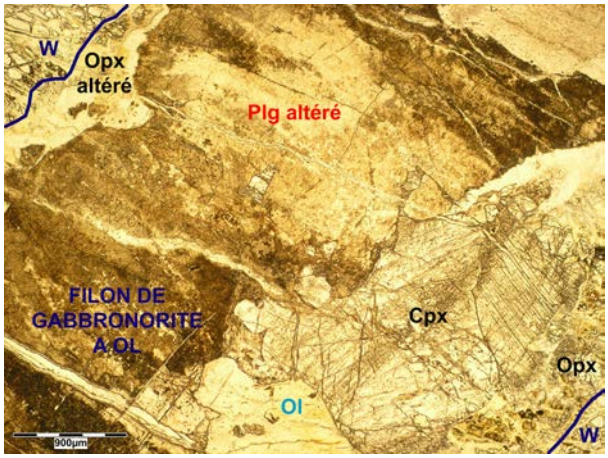


Figure 1.116 : Filon de gabbronorite à Ol (échantillon 08MA87(v)) présentant une texture à gros grains et s'injectant dans une wehrlite (W) (échantillon 08MA87). Photo en LPNA.

Dans la plupart de ces gabbronorites à Ol, les Plg sont fortement altérés en minéraux secondaires et ne sont que rarement analysables, cependant leurs formes sont tout de même reconnaissables *(fig.1.116 et 1.117)*. Ils présentent une morphologie sub-automorphe à xénomorphe voire parfois interstitielle *(fig.1.117)*. Ils contiennent souvent des inclusions arrondies qui sont la plupart du temps des Cpx mais parfois des Ol et des Opx *(fig.1.117)*.

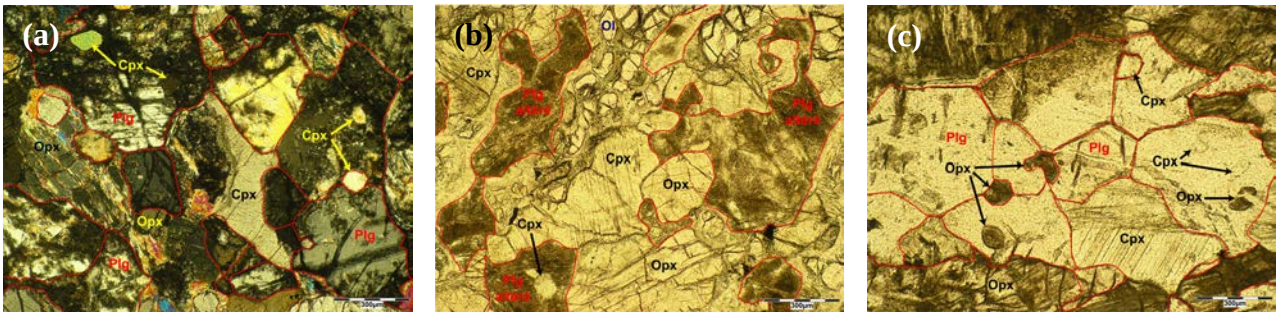


Figure 1.117 : Morphologies et degrés d'altération des Plg dans les gabbronorites à Ol : a) Plg sub-automorphes à xénomorphes faiblement altérés et encore analysables dans l'échantillon 08WU1E ZII, b) Plg xénomorphes voire interstitiels moyennement altérés et non analysables dans l'échantillon 08WU1D ZIII et c) Plg sub-automorphes fortement altérés (isotrope en LPA, cf. fig.1.118a) et non analysables dans l'échantillon 08WU1CB ZII-2. Dans le cas de l'échantillon (b) la morphologie plus xénomorphes des Plg peut être liée à l'altération. Photos en LPA (a) et en LPNA (b-c).

La taille des Plg semble relativement constante dans la plupart des échantillons avec des cristaux de l'ordre de 0,5 – 1 mm pour les faciès à grains fins / moyens *(fig.1.117)* et de l'ordre de 2 – 3 mm pour le faciès à gros grains (08MA87B(v)) *(fig.1.116)*. Il est important de noter que les tailles de grains sont essentiellement estimées à partir des fantômes de Plg ce qui peut induire des erreurs. Les Plg sont les minéraux les plus abondants dans ces échantillons avec des proportions comprises entre 40 % et 65 %.

Les Cpx ont une morphologie sub-automorphe à xénomorphe voire interstitielle *(fig.1.118)*. Ils englobent souvent partiellement des Plg et présentent fréquemment des inclusions arrondies de Plg ce qui accentue leur aspect interstitiel *(fig.1.118)*. Les Cpx incluent également mais en moindre proportion des Opx *(fig.1.118a-b)* et des Ol *(fig.1.118b)*.

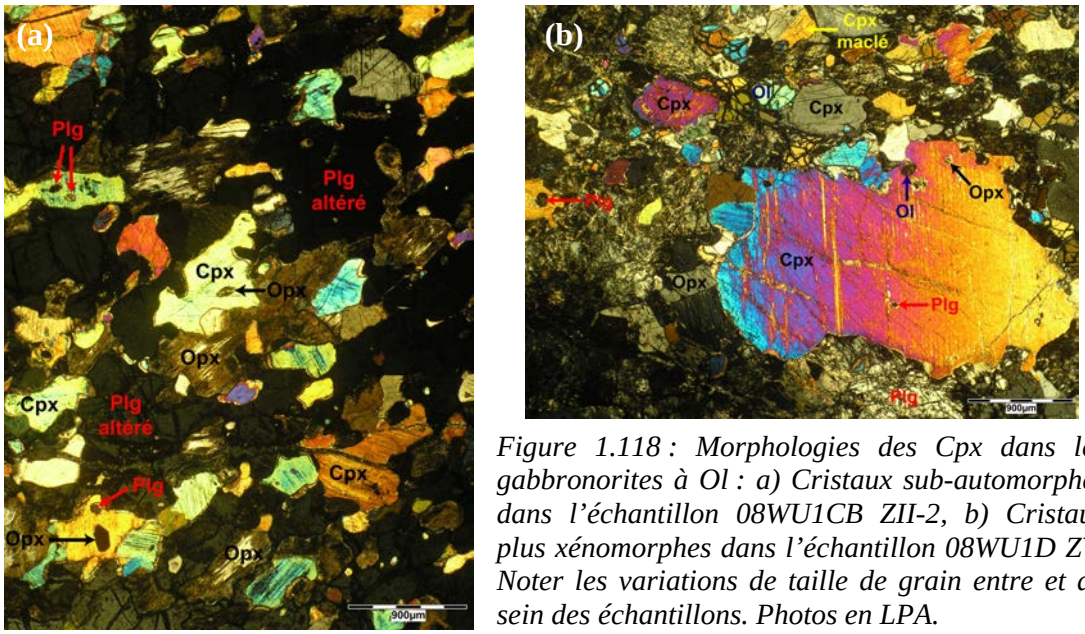


Figure 1.118 : Morphologies des Cpx dans les gabbronorites à Ol : a) Cristaux sub-automorphes dans l'échantillon 08WU1CB ZII-2, b) Cristaux plus xénomorphes dans l'échantillon 08WU1D ZV. Noter les variations de taille de grain entre et au sein des échantillons. Photos en LPA.

Contrairement à d'autres faciès, les Cpx ne sont ici que très rarement maclés *(fig.1.118b)* et ne présentent que peu d'exsolutions d'Opx et de symplectites d'augite (08WU1D ZII&ZIII&ZIV&ZV). Dans la plupart des échantillons les Cpx sont de petite taille, en moyenne 0,5 mm *(fig.1.118a)*. Cependant dans les échantillons à plus gros grains et au sein des faciès à grains fins des cristaux de plus grande taille, de l'ordre de 1 – 2 mm peuvent être observés *(fig.1.118b)*. Les Cpx sont systématiquement moins abondants que les Plg, avec des pourcentages modaux compris entre 10 % et 33 %.

Dans la plupart des échantillons, les Opx sont partiellement voir totalement altérés, ce qui ne facilite pas leur description *(fig.1.119c)*. Ils présentent généralement la même morphologie que les Cpx c'est-à-dire qu'ils sont sub-automorphes à xénomorphes *(fig.1.119a-c)*. Cependant, on les trouve également en cristaux clairement interstitiels englobant des Plg et des Cpx ou se développant en bordure des Cpx *(fig.1.119b)*. Les Opx sont généralement pauvres en inclusions par rapport aux autres minéraux et ces dernières correspondent le plus souvent à de petits cristaux arrondis de Cpx et de Plg et parfois d'Ol *(fig.1.119c)*. Occasionnellement, ils présentent des exsolutions de Cpx qui s'observent sous la forme de fines lamelles parallèles aux clivages du cristal hôte *(fig.1.119a)*.

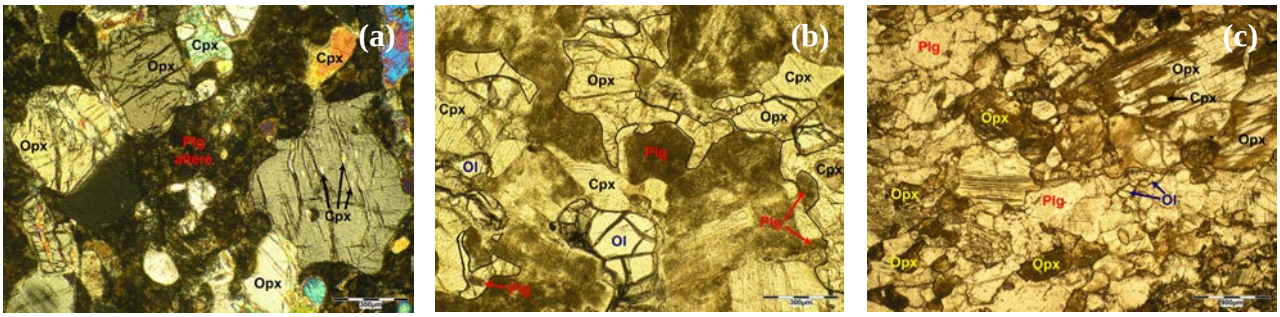


Figure 1.119 : Morphologies des Opx dans les gabbronorites à Ol : a) Cristaux sub-automorphes faiblement altérés dans l'échantillon 08WU1E ZI, b) Cristaux interstitiels faiblement altérés dans l'échantillon 08WU1D ZIV et (c) Cristaux sub-automorphes à xénomorphes moyennement à fortement altérés et de tailles variables dans l'échantillon 08WU1CI ZII. Photos en LPA (a) et en LPNA (b-c).

Les Opx sont généralement de petite taille et leurs dimensions varient au sein des échantillons de 0,2 mm à 1 mm environ *(fig.1.119c)*. Cependant, dans les faciès à plus gros

grains, ils peuvent atteindre 3 mm. Les Opx sont généralement moins abondants que les Cpx, constituant de 7 % à 23 % du volume des roches.

Les Ol sont fortement altérées en serpentine dans la plupart des échantillons *(fig.1.120a)*. Elles s'observent en cristaux sub-automorphes à xénomorphes et apparaissent parfois en position interstitielle entre les autres phases minérales *(fig.1.120)*. Les Ol ne montrent que très rarement de petites inclusions de Cpx *(fig.1.120b)*. Elles s'organisent de différentes façons, soit en cristaux individuels arrondis et dispersés dans l'échantillon *(fig.1.120a)*, soit sous forme de chapelets de cristaux généralement orientés *(fig.1.120b-c)*.

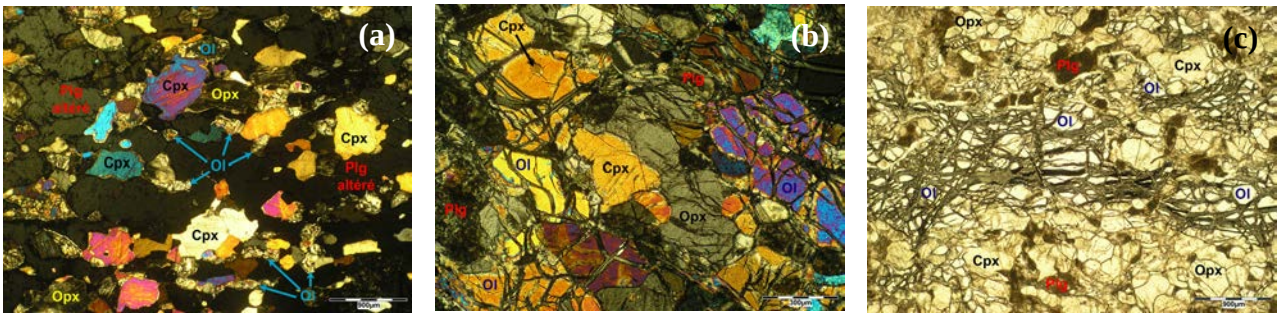


Figure 1.120 : Morphologies et organisations des Ol dans les gabbronorites à Ol : a) En petits cristaux individuels xénomorphes à interstitiels dans l'échantillon 08WU1CH ZII, b-c) En cristaux sub-automorphes à xénomorphes s'organisant en chapelets dans l'échantillon 08WU1D ZIII. Photos en LPA (a-b) et en LPNA (c).

De par leur morphologie et leur organisation, les Ol semblent légèrement plus tardives que les autres phases silicatées. Elles sont généralement de petite taille avec une dimension moyenne de 0,5 mm. Cependant, dans certains échantillons, de plus gros cristaux pouvant atteindre jusqu'à 1,5 mm s'observent localement, en particulier dans les zones où les Ol, plus abondantes, forment des chapelets (08WU1D ZII&ZIII&ZIV&ZV, *fig.1.120c*). Ces minéraux ont des proportions modales comprises entre 2 % et 25 %.

Les minéraux opaques observés dans ces gabbronorites à Ol sont des chromites *(fig.1.121a)* et des sulfures de Fe, Ni et Cu *(fig.1.121b)*. Ils sont sub-automorphes à xénomorphes et s'observent parfois en position interstitielle entre les silicates *(fig.1.121)*. Ces minéraux opaques se trouvent souvent en inclusion dans les Cpx mais rarement dans les autres phases minérales *(fig.1.121)*. Ils sont de petite taille (0,1 – 0,4 mm) et peu abondants (≤ 1 %) voir parfois quasiment absents.

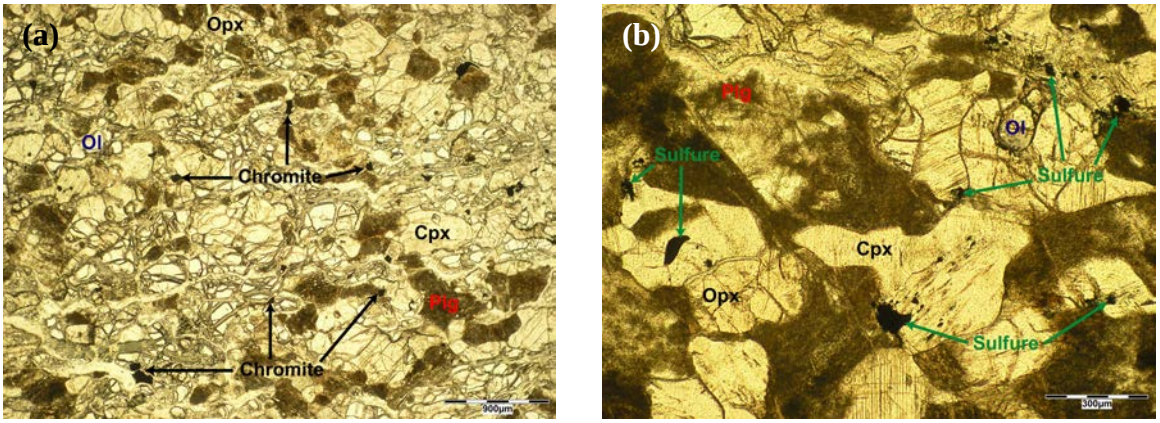


Figure 1.121 : Les différents minéraux opaques dans les gabbronorites à Ol : a) Des chromites dans l'échantillon 08WU1D ZIII et b) Des sulfures dans l'échantillon 08WU1E ZI. Photos en LPNA.

La morphologie sub-automorphe à xénomorphe de tous les minéraux dans ces échantillons indique que l'ensemble des phases est contemporain. Cependant, le Plg et le Cpx sont sensiblement plus précoces tandis que l'Ol et l'Opx semblent cristalliser parfois plus tardivement. Ainsi la séquence de cristallisation dans ces gabbronorites à Ol est la suivante :

(Plg + Cpx –) Plg + Cpx + Opx + Ol + Opq – Opx + Ol + Opq

II.2. Les péridotites et pyroxénites

II.2.a. Les dunites (s.l.)

Les dunites sont des roches où les Ol cristallisent en phases cumulus et sont abondantes par rapport aux autres phases. Quand des Plg cristallisent dans ces roches ce sont toujours des phases post-cumulus.

II.2.a.1. Les dunites « sensu stricto »

Ces dunites (s.s.) sont rares dans les échantillons récoltés (08MA67, 08BA1B, 08SAR1h ZIII, 08MA77A, 08MA75A, 08MA63A, 08MA67), la plupart des dunites (s.l.) présentant des Plg en phase post-cumulus. Ces échantillons ont des textures d'adcumulat avec de l'Ol et des chromites en phases cumulus *(fig.1.122)*.

Les Ol ont des morphologies automorphes à sub-automorphes *(fig.1.122a)* et sont parfois fortement serpentinisées *(fig.1.122b)*. La taille des grains d'Ol varie beaucoup d'une dunite à l'autre avec des valeurs comprises entre 2 mm et 6 mm.

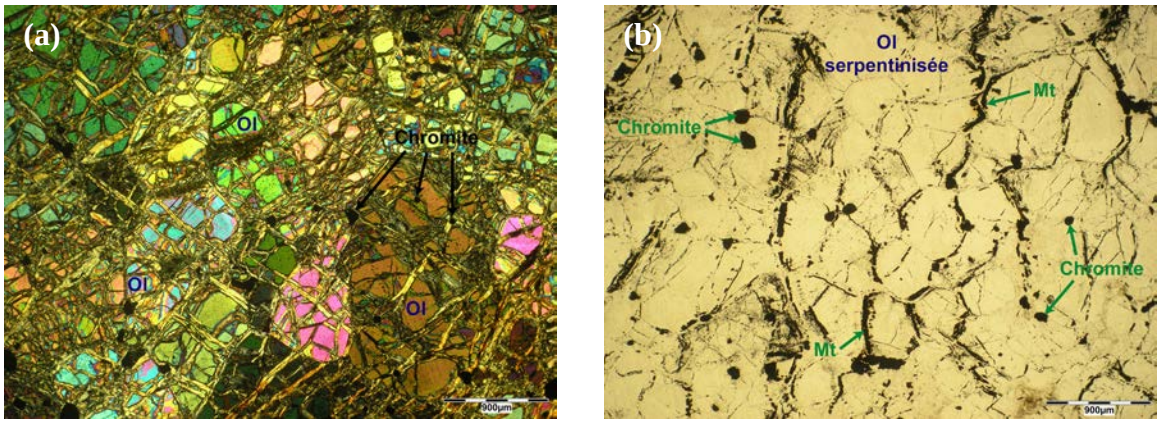


Figure 1.122 : Textures des dunites et morphologies des Ol dans ces dernières. Ol « fraîches » dans l'échantillon 08MA63A (a) et Ol serpentinisées dans l'échantillon 08SAR 1h ZII (b). Noter que la forme des Ol est encore identifiable dans (b) du fait du développement de magnétites, issues de l'altération de l'Ol, le long des joins de grains. Photos en LPA (a) et LPNA (b).

Les minéraux opaques sont essentiellement des chromites *(fig.1.123)* associées en moindres proportions à des sulfures de Fe et Ni *(fig.1.123a)* et des oxydes de fer (magnétite et hématite). Les minéraux opaques ont des morphologies automorphes à sub-automorphes *(fig.1.122 et 1.13)* et les chromites sont souvent incluses dans les Ol *(fig.1.122a)*. Dans certains échantillons les chromites présentent de nombreuses inclusions micrométriques souvent arrondies d'Ol, de Cpx et d'amphiboles *(fig.1.123c)*. Les minéraux opaques ont des tailles variées avec des valeurs comprises entre 0,2 et 1 mm *(fig.1.123)*.

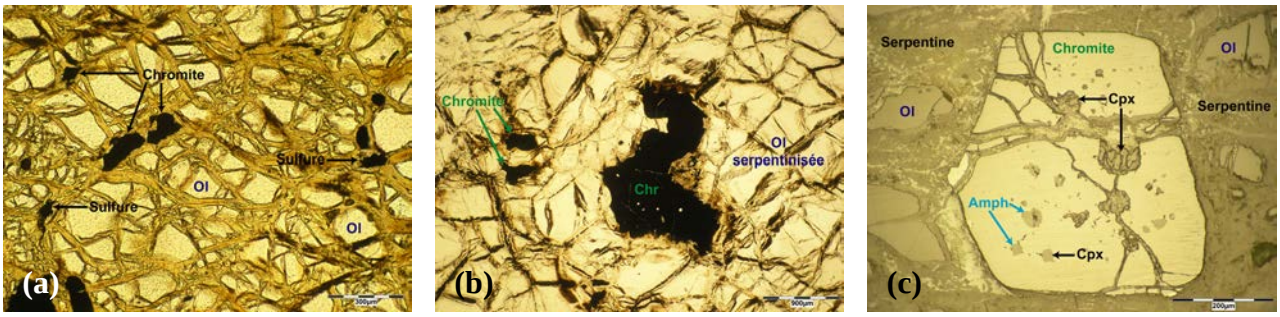


Figure 1.123 : Morphologies des minéraux opaques dans les dunites (s.s.) : a) Petits cristaux sub-automorphes de chromites et de sulfures dans l'échantillon 08MA63A, b) Grand cristal sub-automorphe de chromite dans l'échantillon 08MA75A, c) Cristal automorphe riche en inclusions dans l'échantillon 08MA63A (c). Noter les différences de taille et de morphologie des chromites dans les différents échantillons. Photos en LPNA (a-b) et en LR (c).

L'Ol est la phase prédominante de ces échantillons avec des proportions comprises entre 90 % à 98 % et les minéraux opaques représentent de 2 % à 10 % du volume des roches (Les magnétites issues de l'altération des Ol *(fig.1.123b)* ne sont pas prises en compte dans les proportions modales d'oxydes). Les relations texturales entre les deux phases montrent la cristallisation contemporaine de l'Ol et de la chromite (± sulfure et oxyde de fer). La séquence de cristallisation pour les dunites (s.s.) est donc la suivante :

(Chr –) Ol + Chr + Sulfure/OxFe

II.2.a.2. Les dunites à Plg

Ces dunites ont des textures de mésocumulat et d'orthocumulat avec des tailles de grains moyennes (~ 1 mm). Les Ol ont des morphologies automorphes à sub-automorphes et des tailles de l'ordre de 1 - 2 mm *(fig.1.124)*. Elles présentent souvent des inclusions plus ou moins arrondies de minéraux opaques *(fig.1.124a)*. Les Ol sont moins abondantes que dans les dunites (s.s.) précédentes, représentant de ~ 53 % à ~ 85 % du volume des roches.

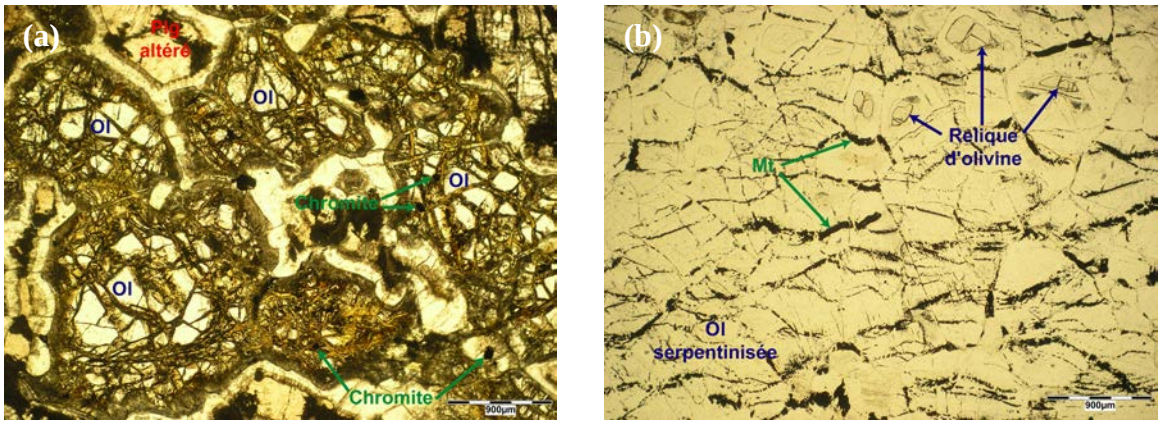


Figure 1.124 : Morphologies des Ol dans les dunites à Plg : a) Ol « fraîches » à inclusion de chromites dans l'échantillon 08MA61 et b) Ol partiellement ou totalement serpentinisées dans l'échantillon 08SAR2I2 ZI. Noter, comme précédemment, que la forme primaire des Ol est encore identifiable dans (b) du fait de la présence des magnétites. Photos en LPNA.

Les minéraux opaques observés dans ces dunites correspondent à des chromites *(fig.1.124a, 1.125b-c)*, des oxydes de fer (magnétites et hématites) et des sulfures de Fe et Cu

(fig.1.125a). Ils ont généralement des morphologies sub-automorphes *(fig.1.125)* et sont souvent de petite taille (< 0,5 mm), sauf exception dans les échantillons 08MA61 et 09HIL2Ch ZI *(fig.1.124a et 1.125c*). Contrairement aux dunites (s.s.), les minéraux opaques sont généralement peu abondants (≤ 2 %, hors magnétites d'altération) voir absents dans ces dunites à Plg (e.g. 08BA21B ZII et 08BA3Db ZI), sauf exception dans l'échantillon 09HIL2Ch ZI où les chromites représentent 7 % du volume de la roche *(fig.1.125c)*.

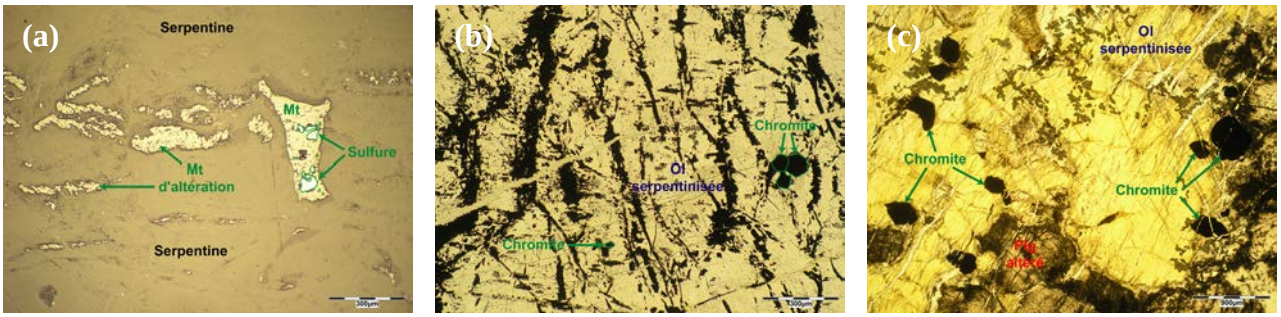


Figure 1.125 : Les différents types de minéraux opaques dans les dunites à Plg : a) Magnétites sub-automorphes associées à des sulfures dans l'échantillon 08SAR2Gh ZII, b-c) Chromites automorphes à sub-automorphes en petits grains dans l'échantillon 08SAR2I3b ZII (b) et en plus gros cristaux dans l'échantillon 09HIL2Ch ZI (c). Noter la différence dans l'abondance des chromites entre les échantillons (b) et (c). Photos en LR (a) et en LPNA (b-c).

Les Plg s'observent le plus souvent en position interstitielle entre les autres phases minérales et apparaissent soit en cristaux xénomorphes (08BA3Db ZI, 08SAR2I2 ZI par exemple, *fig.1.126a*), soit en cristaux poecilitiques (08BA21A par exemple, *fig.1.126b*).

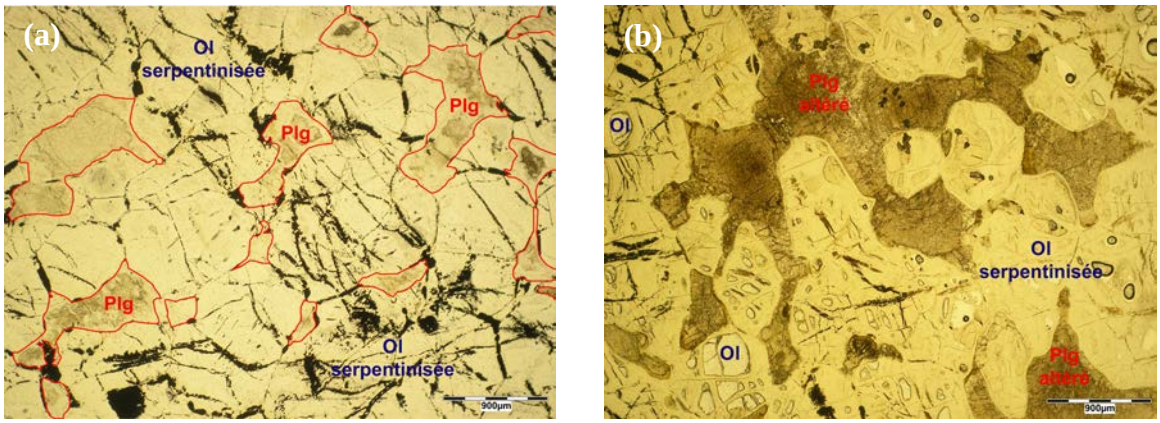


Figure 1.126 : Morphologies des Plg dans les dunites à Plg : a) En cristaux xénomorphes dans l'échantillon 08SAR2I2 ZI et b) En cristaux poecilitiques dans l'échantillon 08BA21A. Les cristaux de Plg dans (a) ont été délimités grâce au caractère isotrope du Plg en LPA. Photos en LPNA.

Les Plg étant très altérés dans ce type de lithologie, leur taille est difficile à estimer et leur caractère poecilitique est souvent déduit de la forme des minéraux secondaires *(fig.1.126b)*. Cependant, dans certains échantillons où les Plg sont moins altérés, les cristaux interprétés comme poecilitiques apparaissent en réalité composés d'une multitude de Plg à morphologie sub-automorphe à xénomorphe (08BA21B ZII, *fig.1.127*). Cette texture ne remet pas en doute le caractère tardif du Plg mais témoigne de leur cristallisation particulière dans des poches de liquide interstitiel. La présence de ce type de structure dans certaines dunites

plus « fraîches » n'exclut pas totalement la présence de cristaux réellement poecilitiques dans les autres échantillons.

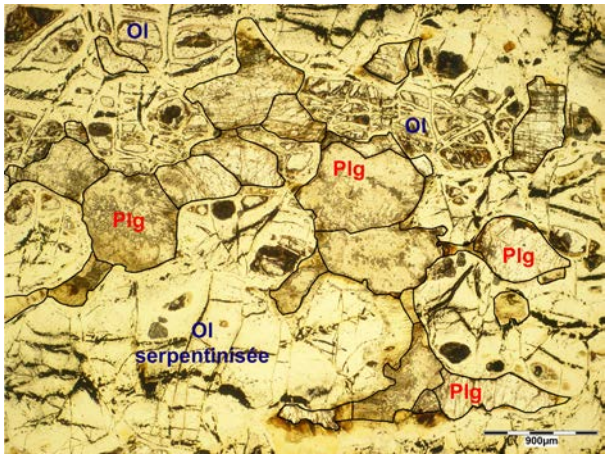


Figure 1.127 : « Cristal poecilitique » formé d'une multitude de Plg sub-automorphes à xénomorphes présentant des degrés d'altération moyens. Photo de l'échantillon 08BA21B ZII en LPNA.

La proportion de Plg varie grandement d'un échantillon à l'autre avec des valeurs comprises entre 5 % et 40 %. Les Plg observés dans ces lithologies ultramafiques peuvent être issus de la cristallisation du liquide intercumulus, après la cristallisation / accumulation de l'Ol et/ou de la cristallisation d'un liquide gabbroïque (s.l.) imprégnant la roche en fin de cristallisation (i.e. faciès d'imprégnation).

De très rares Cpx (≤ 1 %), interstitiels et de très petite taille sont présents dans certaines dunites à Plg *(fig.1.128a)*. Ces Cpx ne semblent pas appartenir à la paragenèse magmatique mais sont plutôt issus de réaction sub-solidus. En effet, ils s'observent toujours sous la forme de fines bordures se développant au contact entre les Ol et les Plg et aucune autre occurrence n'est observée dans les échantillons *(fig.1.128a)*. Dans certains échantillons altérés, des amphiboles s'observent également au contact entre les Ol et les Plg et correspondent à des couronnes de réaction sub-solidus en présence d'eau (08MA61, *fig.1.128b*).

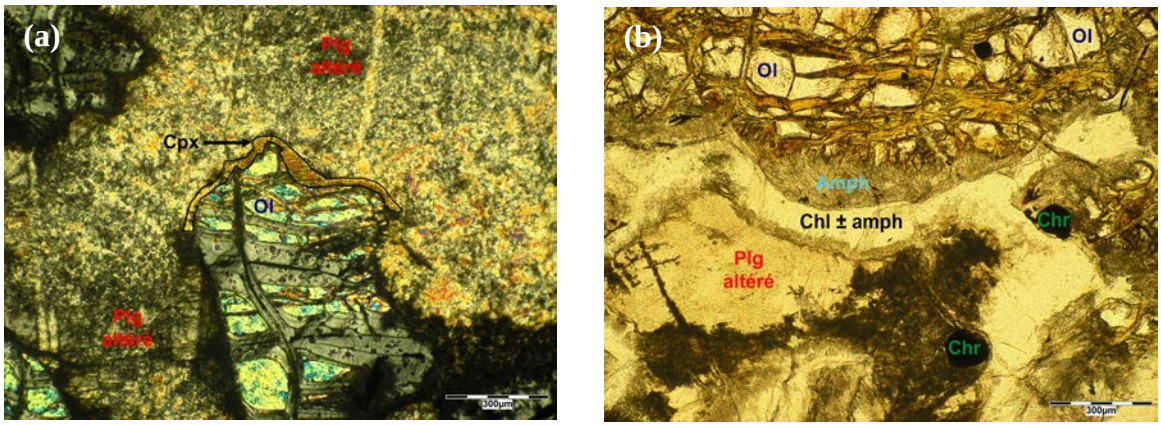


Figure 1.128 : Cpx (a) et amphibole (b) au contact entre des Ol et des Plg dans les échantillons 08BA21A et 08MA61 respectivement. Dans (b) la couronne d'amphibole provient d'une réaction sub-solidus mais la couronne de Chlorite (Chl) ± amphibole (Amph) est probablement issue de l'altération du Plg. Photos en LPA (a) et en LPNA (b).

Les relations texturales entre les minéraux dans ces dunites à Plg permettent de déterminer la séquence de cristallisation suivante :

Ol + Opq – Plg **{Cpx + Amph}**

II.2.b. Les wehrlites (s.l.)

Les wehrlites sont des roches présentant du Cpx et de l'Ol dans la paragenèse magmatique, quelles que soient les proportions de Cpx. Différents faciès de wehrlites peuvent être définis selon la position des minéraux dans la séquence de cristallisation et selon l'apparition de certaines phases post-cumulus (i.e. Opx, Plg).

II.2.b.1. Les wehrlites « sensu stricto »

II.2.b.1.1. Les wehrlites à Cpx précoce

Ces wehrlites ont des textures d'adcumulat avec de l'Ol et du Cpx en phases cumulus majeures *(fig.1.129)*. Les Ol sont généralement très serpentinisées mais, à partir des « fantômes » d'Ol *(fig.1.129b)* et des Ol non altérées (08BA18, *fig.1.129a*), on peut déterminer leurs morphologies. Elles se présentent généralement en cristaux sub-automorphes et ont une taille de grain moyenne (1 – 2 mm) *(fig.1.129)*. Comme pour les dunites (s.l.), l'Ol est la phase la plus abondante dans ces lithologies avec des proportions comprises entre 67,5 % et 90 %.

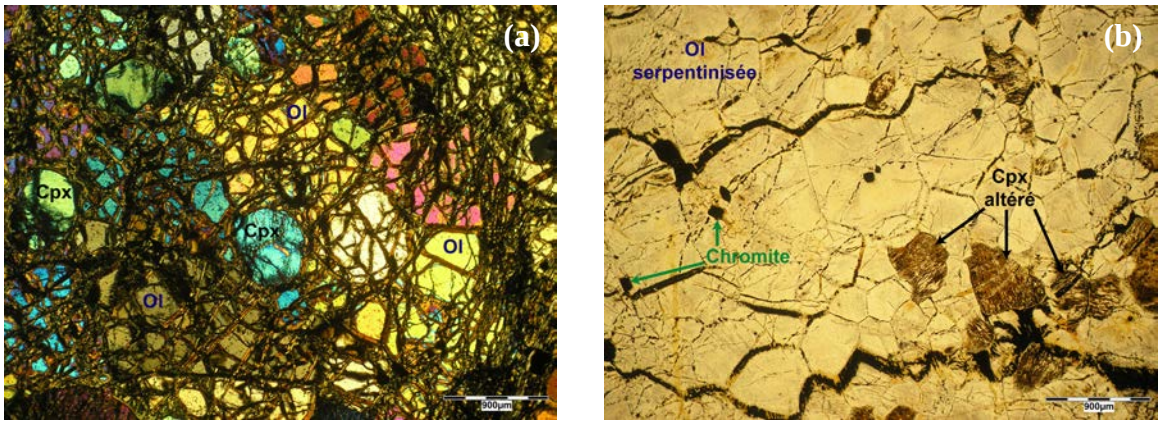


Figure 1.129 : Textures des wehrlites à Cpx précoce et morphologies des Ol dans ces dernières. Ol « fraîches » dans l'échantillon 08BA18 (a) et Ol serpentinisées dans l'échantillon 08BA15A (b). Photos en LPA (a) et en LPNA (b).

Les Cpx sont généralement sub-automorphes *(fig.1.130a)* et présentent dans certains échantillons (08MA47B, 08BA18) des formes parfaitement arrondies *(fig.1.130b)*. Dans de rares échantillons (08BA15A, 09HIL7B ZIV), ils présentent des degrés d'altération très important *(fig.1.129b)* mais leur morphologie primaire est encore identifiable. Les Cpx présentent, la plupart du temps, des inclusions d'Ol soulignant le caractère légèrement plus précoce de celles-ci (*(fig.1.130b)*.

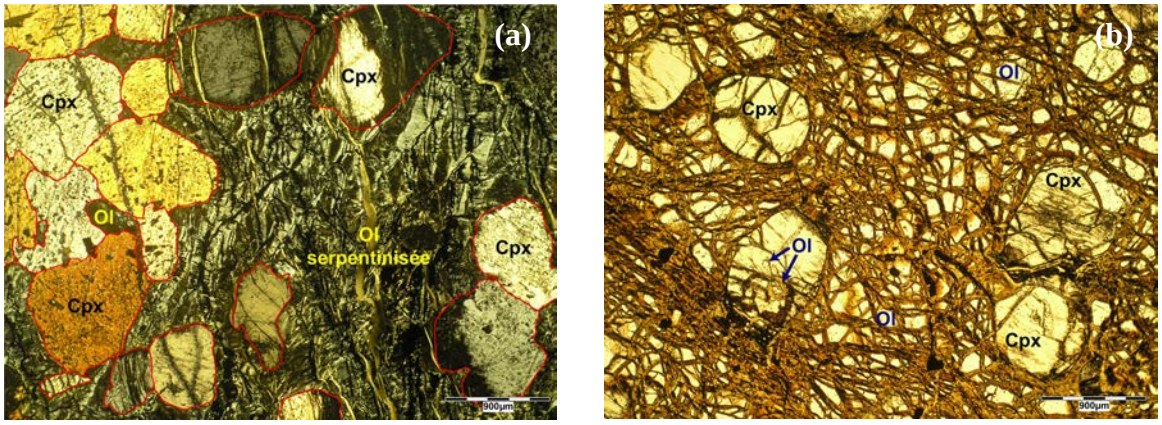


Figure 1.130 : Morphologies des Cpx dans les wehrlites à Cpx précoce : a) Cristaux sub-automorphes dans l'échantillon 08BA22C ZII et b) Cristaux arrondis dans l'échantillon 08BA18. Noter les différences dans la taille des grains et dans le degré d'altération des Cpx entre ces deux échantillons. Photos en LPA (a) et en LPNA (b).

Les phénomènes sub-solidus / tardi-magmatiques telles les exsolutions *(fig.1.131)*, les interpénétrations et les symplectites d'augites sont quasi absents dans ces échantillons (04OM40B, 08BA22C). La taille des grains de Cpx varie beaucoup d'un échantillon à l'autre allant de 0,3 mm (04OM40B) à 4 mm (08BA22C) mais est généralement constante au sein d'un même échantillon *(fig.1.130 et 1.131)*. Les Cpx constituent entre 10 % et 32 % du volume de ces roches.

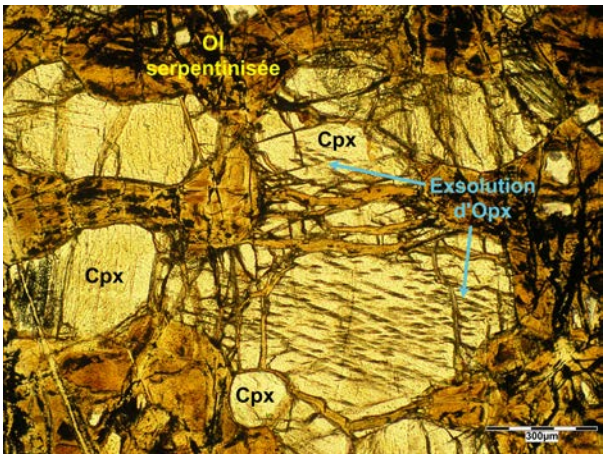


Figure 1.131 : Exsolutions d'Opx dans des cristaux de Cpx. Photo en LPA de l'échantillon 04OM40B ZI.

Les minéraux opaques sont principalement des chromites automorphes avec des tailles comprises entre 0,2 mm et 1 mm *(fig.1.132)*. Les chromites sont occasionnellement altérées en ferrochromites *(Kimball et al., 1990) (fig.1.132b)* et s'observent parfois en inclusions dans les Cpx et les Ol *(fig.1.129b et 1.132a)*.

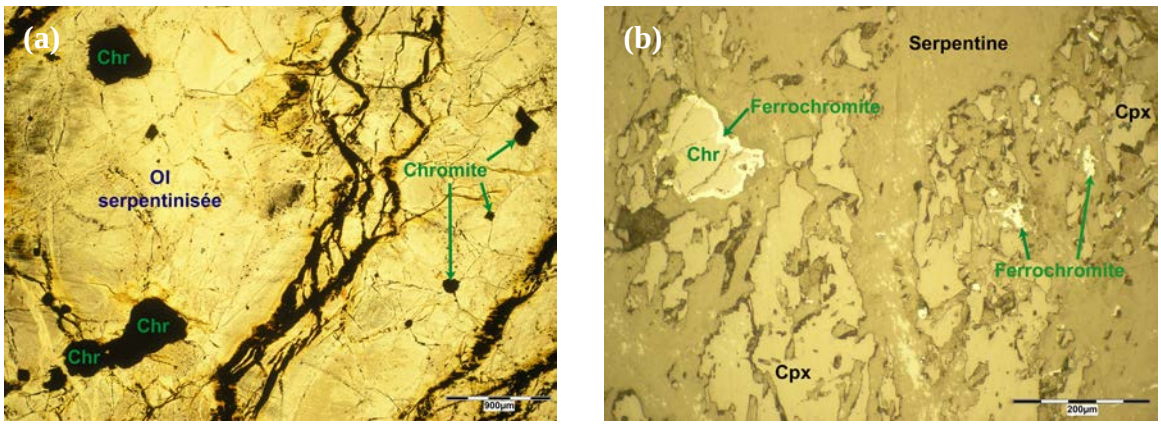


Figure 1.132 : Caractéristiques des chromites dans les wehrlites à Cpx précoce : a) Cristaux automorphes présentant des tailles variées dans l'échantillon 08BA15A et b) Grain automorphe altéré en ferrochromites dans l'échantillon 08MA47B. Photos en LPNA (a) et en LR (b).

Des sulfures de Fe et Ni ainsi que des magnétites sont plus rarement observés dans ces wehrlites et, lorsqu'ils sont présents, ils sont souvent associés *(fig.1.133a)*. Ils ont une morphologie sub-automorphe à xénomorphe et s'observent généralement entre les minéraux ou inclus dans les Cpx *(fig.1.133)*.

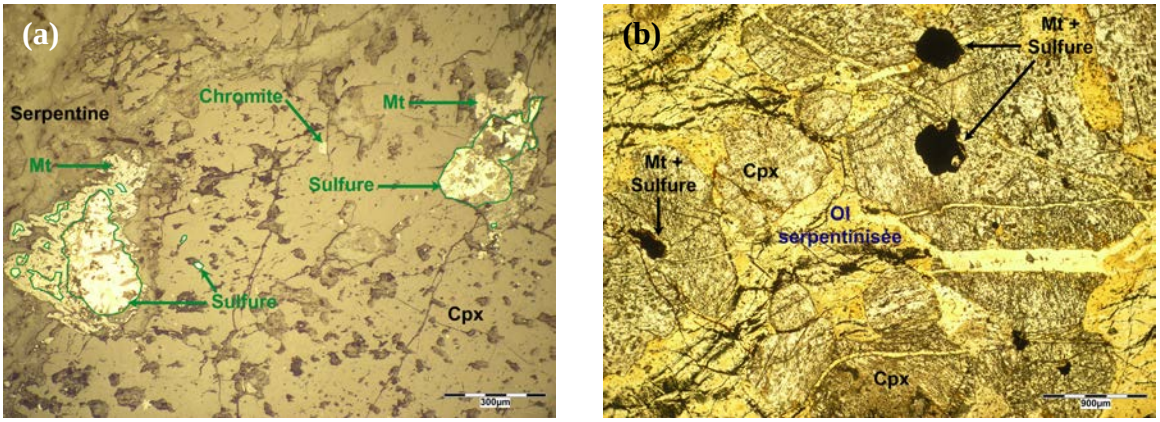


Figure 1.133 : Caractéristiques pétrographiques des sulfures et des magnétites dans les wehrlites à Cpx précoce. Photos en LR (a) et en LPNA (b) de l'échantillon 08BA22C ZII.

Les minéraux opaques sont toujours les phases les moins abondantes dans ces wehrlites avec des proportions comprises entre 0,5 % et 5 %.

Les relations texturales montrent que l'Ol, le Cpx et la chromite sont des phases contemporaines mais, au vu des inclusions, les Cpx sont légèrement plus tardifs que les Ol et les chromites sont légèrement plus précoces que les deux autres phases. On peut donc déterminer pour les wehrlites à Cpx précoce l'ordre de cristallisation suivant :

(Chr + Ol) – Ol + Cpx + Opq

II.2.b.1.2. Les wehrlites à Cpx tardif

Ces wehrlites se distinguent des précédentes par la présence d'Ol seule en phase cumulus et de Cpx en phase post-cumulus. Ces wehrlites ont des textures variées allant des adcumulats jusqu'aux orthocumulats.

Les Cpx sont toujours des phases post-cumulus mais leurs morphologies varient beaucoup d'une wehrlite à l'autre reflétant des positions légèrement différentes dans la séquence de cristallisation. Dans certains échantillons (08MA62, 08MA33 par exemple), les Cpx sont peu abondants (< 1 % à 1,5 %) et apparaissent en petits cristaux xénomorphes (< 1 mm) en position interstitielle entre les Ol *(fig.1.134)*.

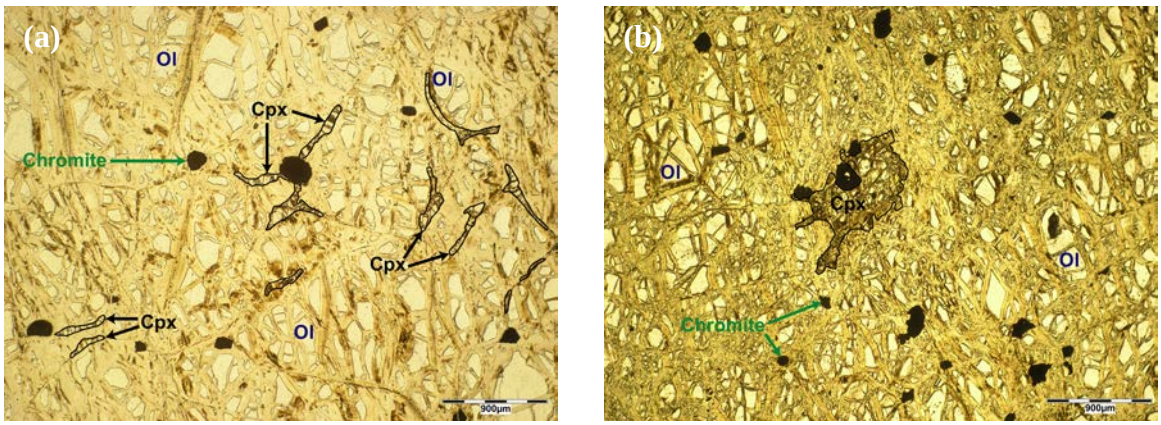


Figure 1.134 : Cpx xénomorphes interstitiels s'observant en fins cristaux allongés (a) ou en cristaux de plus de grande taille (b) dans les échantillons 08MA33 et 08MA73B respectivement. Noter que les Cpx suivent les joints de grains des Ol ce qui souligne leur caractère tardif par rapport à ces dernières. Photos en LPNA.

Dans d'autres échantillons (08MA87B, 09HIL10B par exemple) les Cpx présentent des morphologies poecilitiques et englobent des Ol automorphes et/ou arrondies *(fig.1.135)*. Dans ce cas, ils sont généralement de grande taille, allant de 3 mm jusqu'à 1 cm. Lorsque les Cpx présentent cet habitus, ils sont souvent abondants (de 8 % à 37,5 %) ; un échantillon très altéré (08MA63B ZII) présentant même jusqu'à 77,5 % de Cpx poecilitiques totalement transformés en amphiboles secondaires *(fig.1.135b)*.

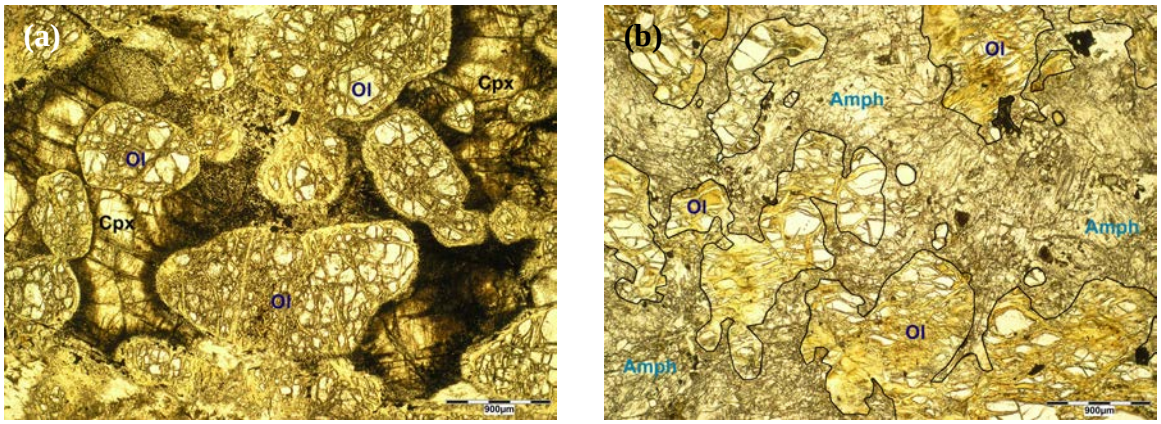


Figure 1.135 : Cpx poecilitiques relativement « frais » dans l'échantillon 09HIL10B (a) et totalement altérés en amphibole secondaire dans l'échantillon 08MA63B ZII (b) englobant des Ol automorphes et/ou arrondies. Photos en LPNA.

Les morphologies interstitielles et poecilitiques mettent clairement en évidence la cristallisation tardive du Cpx par rapport à celle de l'Ol.

Enfin dans certaines wehrlites (09HIL2B par exemple) les Cpx ont des morphologies xénomorphes voire sub-automorphes et présentent des apophyses qui suivent les joints de grains des Ol *(fig.1.136a)* et/ou de nombreuses inclusions d'Ol *(fig.1.136b)*. Ces minéraux ont

alors une abondance variée (3 % et 23 %) et une taille moyenne de 2 – 3 mm. Ce dernier habitus montre une cristallisation plus précoce du Cpx par rapport aux morphologies décrites précédemment. La présence de rares inclusions de Cpx dans les Ol *(fig.1.138b)* témoigne également du caractère parfois plus précoce du Cpx avec piégeage de ce minéral en fin de cristallisation de l'Ol.

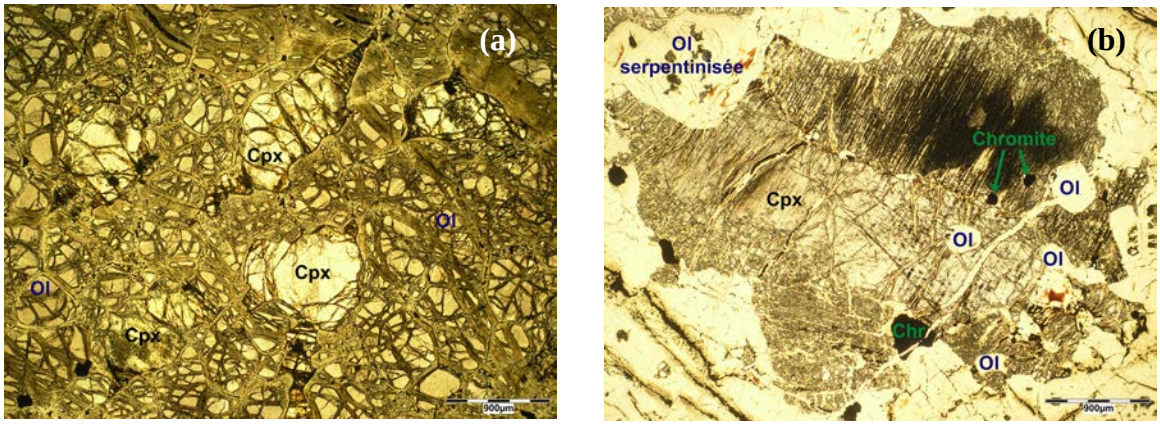
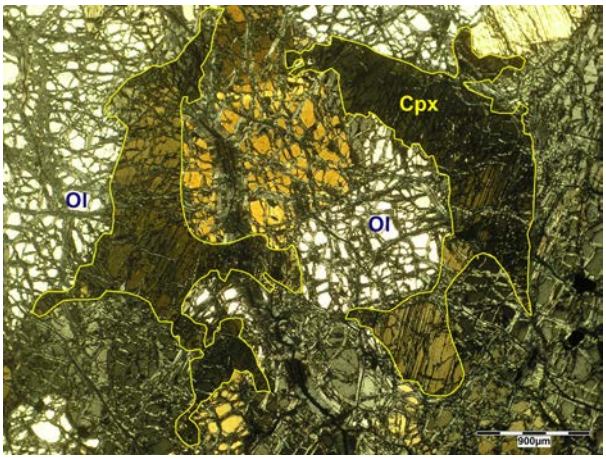


Figure 1.136 : Cpx xénomorphes à sub-automorphes avec des apophyses suivant les joints de grains des Ol dans l'échantillon 09HIL2A (a) et avec des apophyses et de nombreuses inclusions d'Ol dans l'échantillon 08MA88B (b). Photos en LPNA.

Dans chaque wehrlite on trouve une morphologie prépondérante du Cpx, cependant, dans le détail, il n'est pas rare de trouver les différentes morphologies décrites précédemment au sein d'un même échantillon. Lorsqu'ils coexistent, ces différents habitus reflètent la cristallisation tardive des Cpx, par rapport à celle de l'Ol, mais étalée dans le temps. Des indices de déformation tels que des extinctions roulantes peuvent apparaître localement (08MA88B, 08MA 87B, 08MA82A, *fig.1.137*) mais sont le plus souvent quasi-absents dans ces lithologies.

Figure 1.137 : Cpx poecilitique présentant une extinction roulante dans l'échantillon 08MA82A. Photo en LPA. (La teinte anormale de polarisation des Ol et des Cpx est liée à l'épaisseur < 30 µm de la lame mince.)



Les Ol sont automorphes à sub-automorphes et présentent des tailles variées allant de 1 mm jusqu'à 6 mm *(fig.1.138)*. La quantité d'Ol varie beaucoup d'une wehrlite à l'autre et ces proportions sont directement corrélées à l'habitus des Cpx *(fig.1.138)*. Ainsi les échantillons à Cpx xénomorphes interstitiels présentent entre 92 % et 99 % d'Ol *(fig.1.138a)*, ceux à Cpx poecilitiques ont des proportions d'Ol comprises entre 20 % et 77 % *(fig.1.135 et*

1.137) et les wehrlites à Cpx sub-automorphes à xénomorphes ont des proportions d'Ol intermédiaires, entre 75 % et 92 % *(fig.1.138b)*.

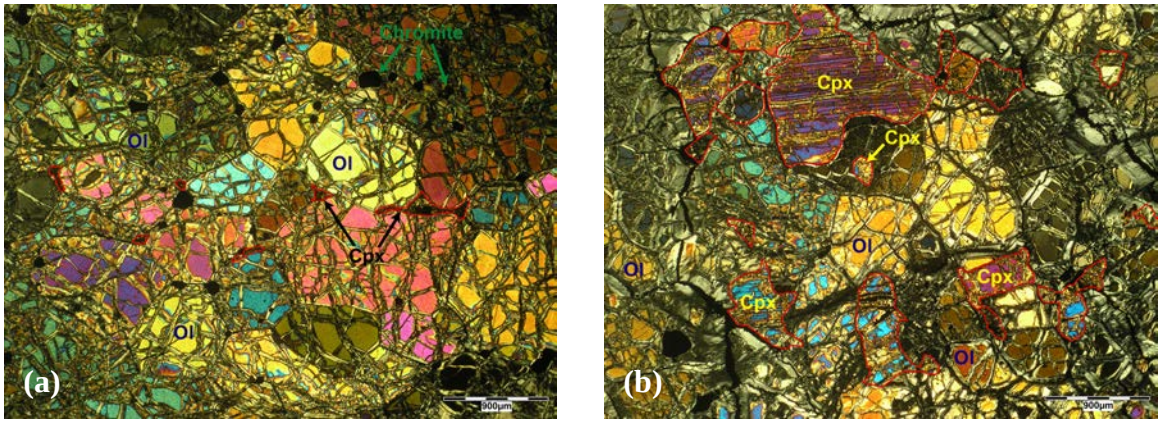


Figure 1.138 : Morphologies des Ol dans les wehrlites à Cpx tardif : a) Ol automorphes (~ 95 %) associées à des Cpx xénomorphes interstitiels dans l'échantillon 08MA71, b) Ol automorphes à sub-automorphes (~ 87 %) associées à des Cpx xénomorphes à sub-automorphes dans l'échantillon 08MA87B Ol. Noter que les Ol sont plus automorphes dans l'échantillon à Cpx interstitiels. Photos en LPA.

Les minéraux opaques sont essentiellement des chromites *(fig.1.139a-b)* et plus rarement des oxydes de fer (magnétites et hématites) et des sulfures de Fe, Ni et Cu *(fig.1.139c)*. Ces minéraux ont une morphologie automorphe à sub-automorphe *(fig.1.139)* et s'observent le plus souvent entre les silicates et inclus dans les Ol mais plus rarement inclus dans les Cpx *(fig.1.136b et 1.138a)*. Les chromites présentent souvent des inclusions d'Ol, de Cpx et d'amphiboles *(fig.1.139b)*. Les magnétites et les sulfures sont souvent associés dans les échantillons *(fig.1.139c)*. Dans ces wehrlites, les minéraux opaques ont une taille de grain relativement importante comprise entre 0,1 mm et 1 mm et sont assez abondants (1 % - 7 %).

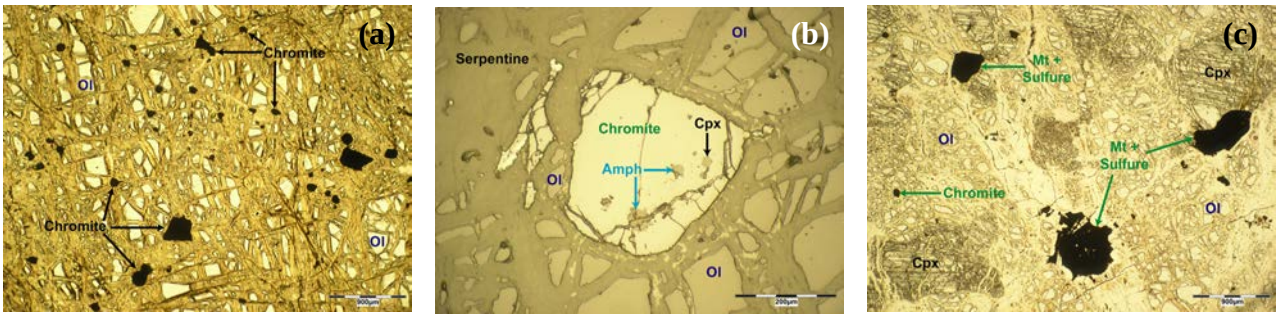


Figure 1.139 : Morphologies des différents minéraux opaques dans les wehrlites à Cpx tardif : a) Abondants cristaux de chromites automorphes à sub-automorphes de tailles variées dans l'échantillon 08MA68, b) Cristal automorphe de chromite montrant des inclusions de Cpx et d'amphiboles dans l'échantillon 08MA69, c) Cristaux automorphes à sub-automorphes de magnétites ± sulfures dans l'échantillon 08MA82A. Photos en LPNA (a-c) et en LR (b).

Certaines wehrlites altérées ou non, présentent également des spinelles alumineux en plus des minéraux opaques. Ces spinelles, souvent associés à des amphiboles secondaires, s'observent en cristaux sub-automorphes à xénomorphes entre les silicates et sont parfois entourés de sulfures et/ou d'oxydes de fer *(fig.1.140)*. Ils peuvent être de relativement grande taille, atteignant jusqu'à 0,8 mm (08SAR2B), et constituer jusqu'à 1 % du volume des roches *(fig.1.140)*.

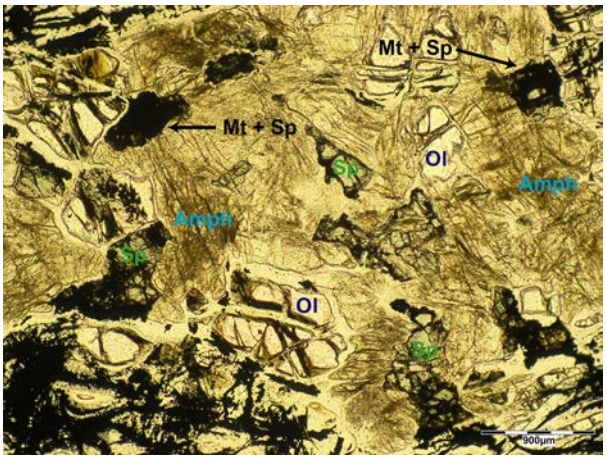


Figure 1.140 : Spinelles alumineux (Sp) sub-automorphes à xénomorphes associés à des amphiboles secondaires et entourés de magnétites dans l'échantillon 08SAR2B. Photo en LPNA.

La morphologie des minéraux et les relations texturales entre les phases permettent de déterminer, dans ces wehrlites à Cpx tardif, la séquence de cristallisation suivante :

Ol + Opq (+ Cpx) – Cpx {Sp}

II.2.b.2. Les wehrlites à Cpx et Opx tardifs

Ces roches ont les mêmes caractéristiques pétrographiques que les wehrlites « sensu stricto » mais l'Opx apparaît dans la séquence de cristallisation. Les wehrlites à Cpx et Opx tardifs présentent des textures de mésocumulat et d'orthocumulat avec en phase cumulus les Ol et les minéraux opaques et en phase post-cumulus les deux pyroxènes.

Les Ol sont automorphes à sub-automorphes selon les échantillons et présentent une taille de grain constante de 3 mm en moyenne *(fig.1.141)*. L'Ol est la phase la plus abondante avec des proportions comprises entre 45 % et 91 %.

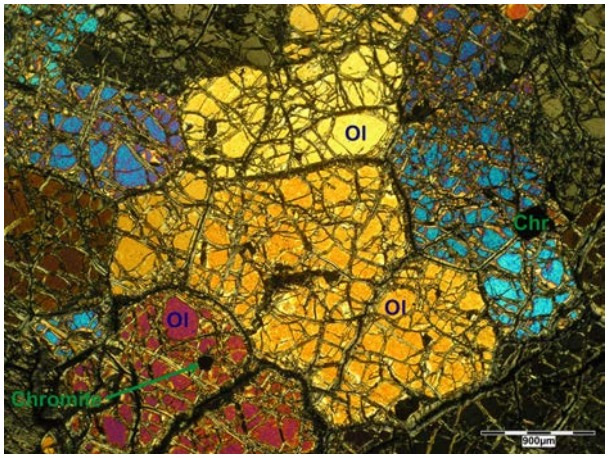


Figure 1.141 : Ol sub-automorphes dans la wehrlite à Cpx et Opx tardifs 08MA80. Noter la présence de chromites en inclusion dans les Ol. Photo en LPA.

Les Cpx sont toujours tardifs dans ces lithologies et présentent les différentes morphologies décrites précédemment pour les wehrlites à Cpx tardif *(cf. paragraphe II.2.b.1.2)* : interstitielle (e.g. 08MA78B ZI, *fig.1.142a*), poecilitique (e.g. 08MA85, *fig.1.142b*), xénomorphe à sub-automorphe à apophyses (08MA87, 08MA80, *fig.1.142c*) et sub-automorphe à inclusions d'Ol (e.g. 08MA86, *fig.1.142d et 1.145b*). De ce fait, les tailles de grains et les abondances varient beaucoup d'un échantillon à l'autre, les Cpx ayant une taille comprise entre 1 cm pour les formes poecilitiques ou sub-automorphes (*fig.1.142b-c-d)* et 1 mm pour les formes interstitielles (*fig.1.142a)* et leurs proportions modales s'échelonnant de 1,5 % jusqu'à 47 %.

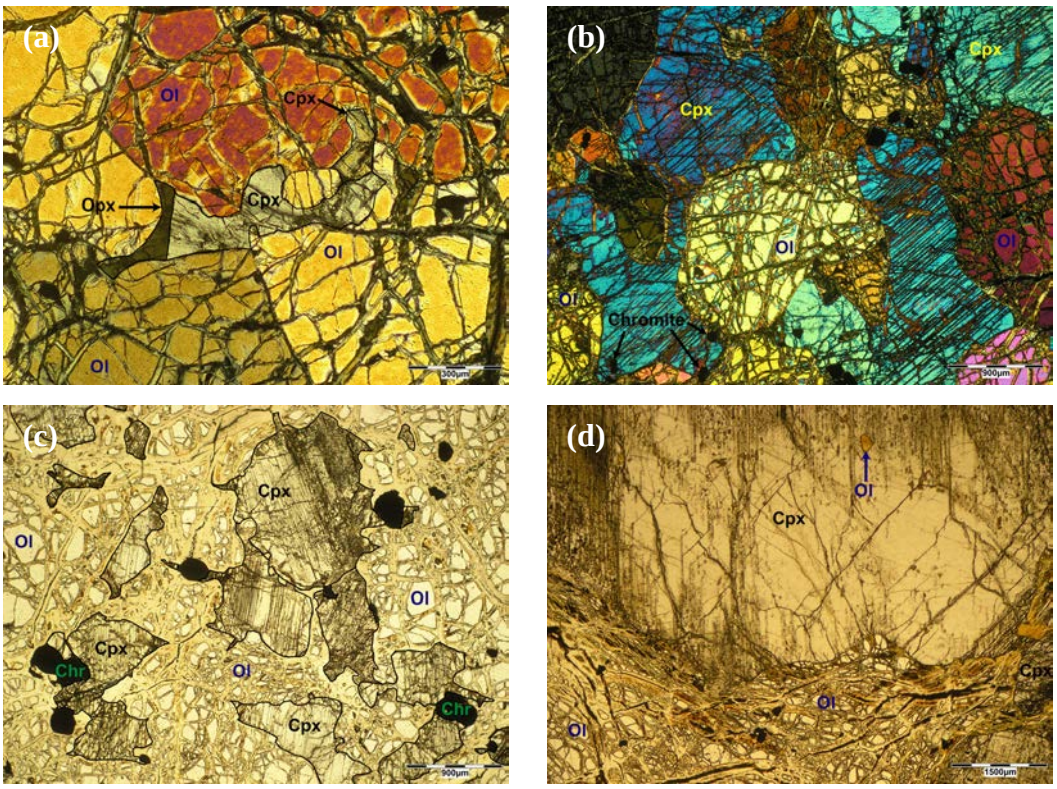


Figure 1.142 : Morphologies des Cpx dans les wehrlites à Cpx et Opx tardifs : a) Petit cristal xénomorphe interstitiel dans l'échantillon 08MA78B ZI, b) Cristaux poecilitiques dans l'échantillon 08MA85, c) Cristaux xénomorphes à apophyses dans l'échantillon 08MA80 et d) Grand cristal sub-automorphe présentant des inclusions d'Ol dans l'échantillon 08MA86 (détail de ce cristal cf. fig.1.145b). Photos en LPA (a-b) et en LPNA (c-d).

Les Opx, comme les Cpx, sont des phases tardives post-cumulus. Ils sont généralement peu abondants (0,5 % - 5 %) et de petite taille (quelques mm). Dans certains échantillons, ils présentent les mêmes habitus que les Cpx associés, c'est-à-dire qu'on les trouve en cristaux xénomorphes interstitiels entre les Ol (08MA78B ZI, *fig.1.143a*) ou en cristaux xénomorphes à sub-automorphes à apophyses (08MA87A, *fig.1.143b*).

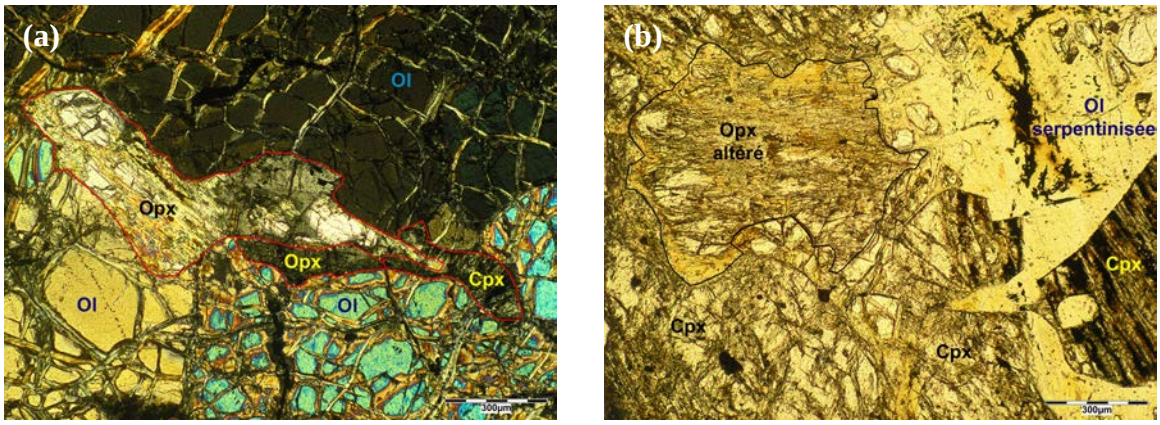


Figure 1.143 : Opx présentant les mêmes habitus que les Cpx associés : a) Cristal xénomorphe interstitiel dans l'échantillon 08MA78B ZI et b) Cristal xénomorphe à sub-automorphe à apophyses dans l'échantillon 08MA87A. Photos en LPA (a) et en LPNA (b).

Dans d'autres échantillons (e.g. 08MA85, 08MA80) les Opx apparaissent plus tardifs que les Cpx associés et s'observent sous forme de cristaux xénomorphes interstitiels se développant entre les Cpx et/ou les Ol *(fig.1.144)*.

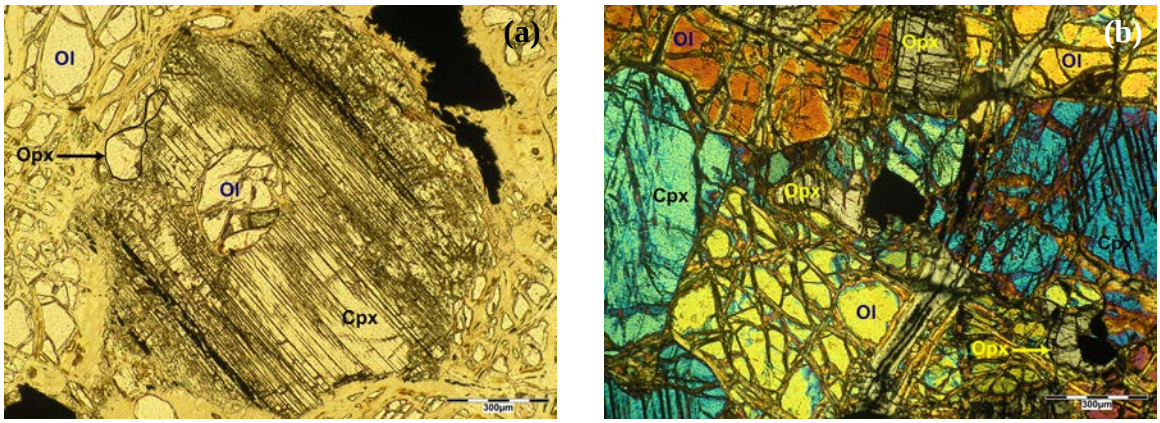


Figure 1.144 : Opx plus tardifs que les Cpx associés s'observant en cristaux xénomorphes interstitiels se développant au contact de Cpx xénomorphes à sub-automorphes à apophyses et à inclusions d'Ol dans l'échantillon 08MA80 (a) et, au contact de Cpx poecilitiques dans l'échantillon 08MA85 (b). Photos en LPNA (a) et en LPA (b).

L'échantillon 08MA86 se distingue des autres wehrlites à Cpx et Opx tardifs par sa texture particulière. Il présente, en effet, aussi bien des Cpx poecilitiques associés à des Opx interstitiels *(fig.1.145a)* que de grands Cpx sub-automorphes riches en inclusions (i.e. cristaux englobés dans le Cpx lors de sa cristallisation) et en exsolutions d'Opx *(fig.1.145b et 1.146a)*.

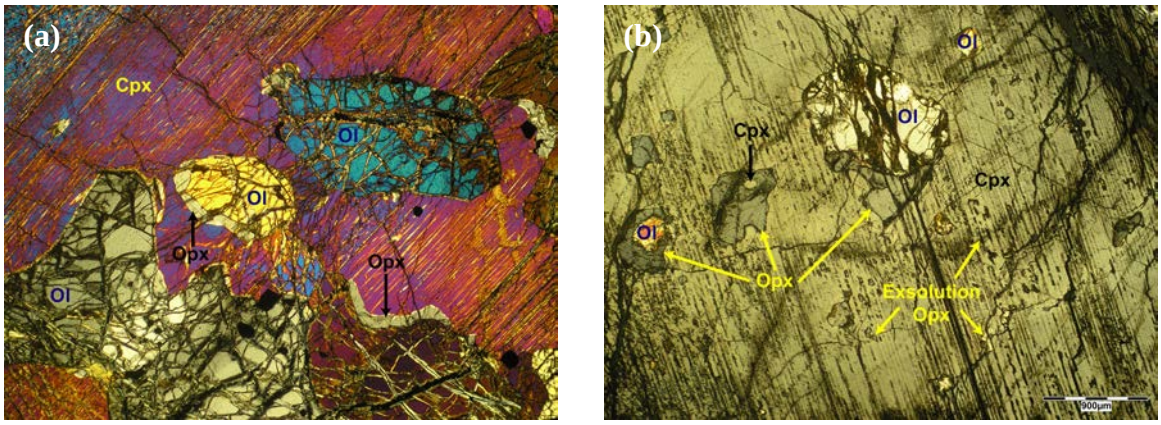


Figure 1.145 : Les différents types de pyroxènes dans l'échantillon 08MA86 : a) Cpx poecilitique associé à des cristaux interstitiels d'Opx et b) Cpx automorphe riche en inclusions et en exsolutions d'Opx. Photos en LPA.

De plus, cet échantillon est le seul où les Cpx montrent des indices de déformation intracristalline (i.e. extinctions roulantes et bending, *fig.1.146a*) et des interpénétrations de cristaux associées à des exsolutions de Cpx et d'Opx *(fig.1.146b)*. Cet échantillon a donc subi une histoire complexe de cristallisation.

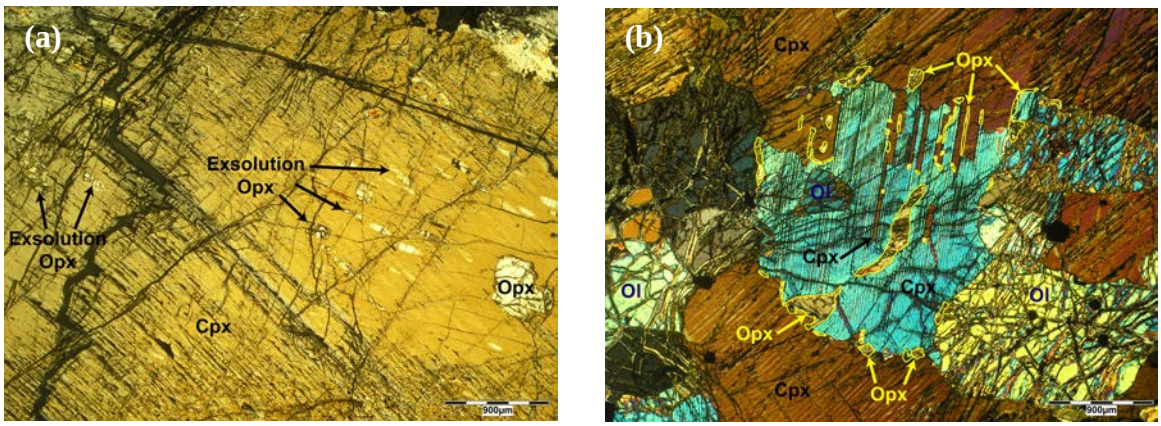


Figure 1.146 : a) Bending et extinction roulante dans un Cpx présentant des exsolutions d'Opx et b) Interpénétrations de cristaux de Cpx associés à des exsolutions d'Opx et de Cpx. Photos de l'échantillon 08MA86 en LPA.

Les minéraux opaques sont automorphes à sub-automorphes et correspondent, la plupart du temps, à des chromites *(fig.1.147)* parfois associées à des oxydes de fer (magnétites et hématites) *(fig.1.147a)* et des sulfures de Fe, Ni et Cu *(fig.1.147a-b)*. Ces minéraux opaques s'observent entre les silicates et sont également inclus dans les Ol *(fig.1.141)* mais plus rarement dans les Cpx *(fig.1.142b)*. Ils forment parfois des amas de cristaux automorphes (08MA85, *fig.1.147c*). Les minéraux opaques ont des tailles variables allant de 0,1 mm à 1 mm et peuvent être très abondants, leurs proportions étant comprises entre 3 % et 12 % *(fig.1.147)*.

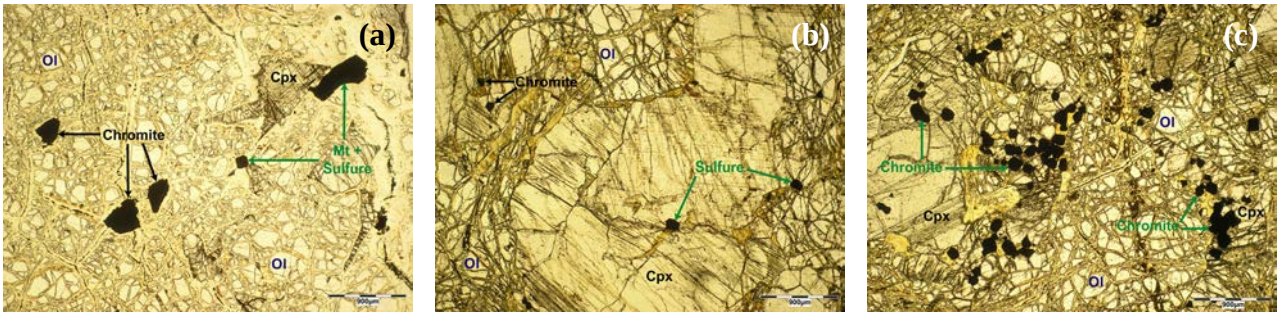


Figure 1.147 : Les différents minéraux opaques dans les wehrlites à Cpx et Opx tardifs : a) Cristaux sub-automorphes de chromites et de magnétites (± sulfure) dans l'échantillon 08MA80, b) Cristaux sub-automorphes de sulfures et de chromites dans l'échantillon 08MA86 et c) Amas de cristaux automorphes de chromites dans l'échantillon 08MA85. Noter les tailles de grains et les abondances variées entre ces échantillons. Photos en LPNA.

Les relations texturales entre les différentes phases minérales dans ces wehrlites à Cpx et Opx tardifs permettent de définir la séquence de cristallisation suivante :

Ol + Opq – Cpx + Opx – Opx

II.2.b.3. Les wehrlites à Plg

II.2.b.3.1. Les wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif

Ces wehrlites ont généralement des textures d'adcumulat et de mésocumulat et plus rarement d'orthocumulat avec des Ol et des Cpx en phases cumulus et des Plg en phases post-

cumulus. Dans ce groupe lithologique, on peut distinguer deux faciès différents : les wehrlites à Ol dominante et les wehrlites à Cpx dominant (08SAR2I2 ZII, 08MA21AH ZIII, 08SARI3i ZI&ZII, 08SARI3b ZI&ZIII). Ces dernières n'ont pas été intégrées dans le groupe des clinopyroxénites du fait du caractère précoce et de l'abondance de l'Ol *(cf. paragraphe II.2.d)*.

Les Ol sont souvent serpentinisées et présentent généralement des formes automorphes à sub-automorphes *(fig.1.148a-c)* voire arrondies dans certains échantillons *(fig.1.148b)*. La taille des grains d'Ol varie d'un échantillon à l'autre ; elle est généralement plus élevée dans les wehrlites à Ol dominante (2 – 3 mm en moyenne) *(fig.1.148a-b)* que dans celles à Cpx dominant (1 – 2 mm en moyenne) *(fig.1.148c)*. Certaines Ol présentent parfois des inclusions de Cpx (i.e. cristal de Cpx inclus dans l'Ol) signant ici la co-cristallisation de ces deux phases *(fig.1.148b)*.

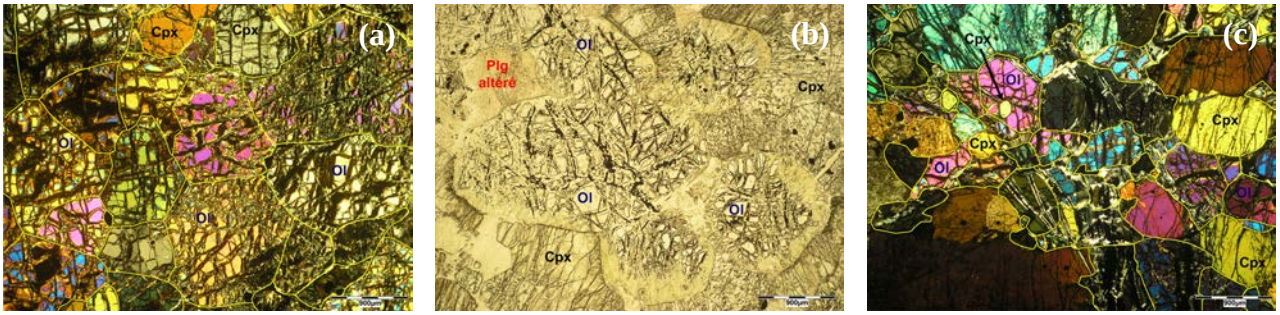


Figure 1.148 : Morphologies des Ol dans les wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif : Cristaux automorphes à sub-automorphes (a) et arrondies (b) dans les wehrlites à Ol dominante 08MA28 et 08WU3C respectivement et, cristaux automorphes à sub-automorphes dans la wehrlite à Cpx dominant 08SAR2I3b ZIII (c). Photos en LPA (a-c) et LPNA (b). Dans (a) et (c), les joints des grains d'Ol sont surlignés en jaune pour mettre en évidence leur morphologie.

Les Cpx sont généralement sub-automorphes *(fig.1.149b-c)* et ont parfois des formes parfaitement arrondies *(fig.1.149a)*. Ils présentent quelquefois des apophyses et peuvent contenir des inclusions d'Ol *(fig.1.149b-c)*. Ces minéraux présentent des tailles variables d'un échantillon à l'autre, comprises entre 0,5 mm et 6 mm, mais, dans la plupart des échantillons, les Cpx ont une taille d'environ 1 - 2 mm.

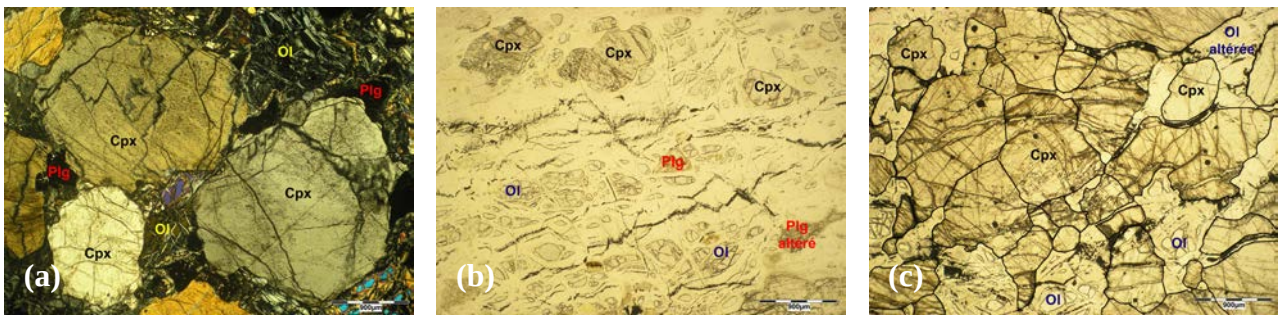
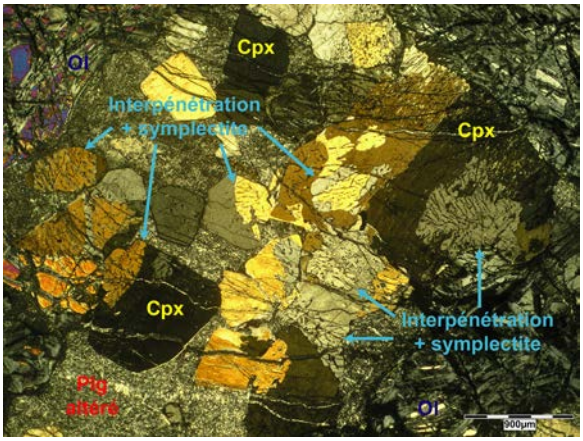


Figure 1.149 : Morphologies et organisations des Cpx dans les wehrlites à Cpx précoce et Pl tardif. Cpx arrondis organisés en amas (a) et Cpx sub-automorphes organisés en cristaux isolés (b) dans les wehrlites à Ol dominante 08MA29 et 09HIL7C ZI respectivement et, Cpx sub-automorphes formant une « matrice » de Cpx dans la wehrlite à Cpx dominant 08SAR2I2 ZII-2(c). Noter les tailles de grains variés entre ces échantillons. Photos en LP (a) et LPNA (b-c).

Dans les wehrlites à Ol dominante, les Cpx s'organisent généralement en cristaux isolés ou en amas *(fig.1.149a-b)* tandis que, dans celles à Cpx dominant, ils s'accolent et forment une sorte de « matrice » de Cpx *(fig.1.149c)*. Les symplectites d'augites et les

interpénétrations de cristaux sont très rares dans ces lithologies puisqu'elles ne s'observent que dans trois échantillons (08WU3A ZI, 08BA22C et 08WU3C, *fig.1.150*).

Figure 1.150 : Interpénétrations de cristaux de Cpx et symplectites d'augites dans l'échantillon 08WU3C. Photo en LPA.



Dans ce type de roches, les Plg sont la plupart de temps très altérés *(fig.1.151)* mais cela n'entrave pas la détermination de leur morphologie primaire. Ils sont toujours tardifs et s'observent sous différents habitus. On les trouve soit en petits cristaux interstitiels « coincés » entre les Ol et/ou les Cpx *(fig.1.151a)*, soit en cristaux xénomorphes individuels avec des apophyses serpentant entre les autres phases *(fig.1.151b)*, ou encore sous forme de cristaux poecilitiques englobant les Ol et/ou les Cpx *(fig.1.151c)*.

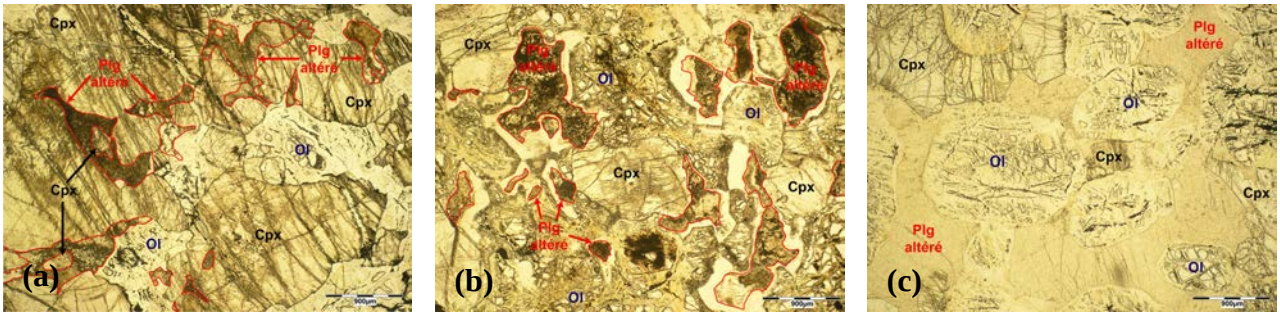


Figure 1.151 : Morphologies des Plg dans les wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif : a) Cristaux interstitiels dans l'échantillon 08SAR2I2 ZII-1, b) Cristaux xénomorphes à apophyses dans l'échantillon 08MA29 et c) Cristaux poecilitiques dans l'échantillon 08WU3C. Noter le fort degré d'altération des Plg et la présence d'une couronne autour de ces derniers dans les photos (b) et (c). Photos en LPNA.

Dans certains échantillons (08SAR2I3i ZI&ZII), les Plg s'observent également en grandes plages interstitielles s'infiltrant entre les différentes phases minérales *(fig.1.152a)*. Dans les échantillons moins altérés (e.g. 09BA8A), les Plg s'observent également en amas de cristaux xénomorphes à sub-automorphes formant des poches interstitielles entre les autres phases minérales *(fig.1.152b)*.

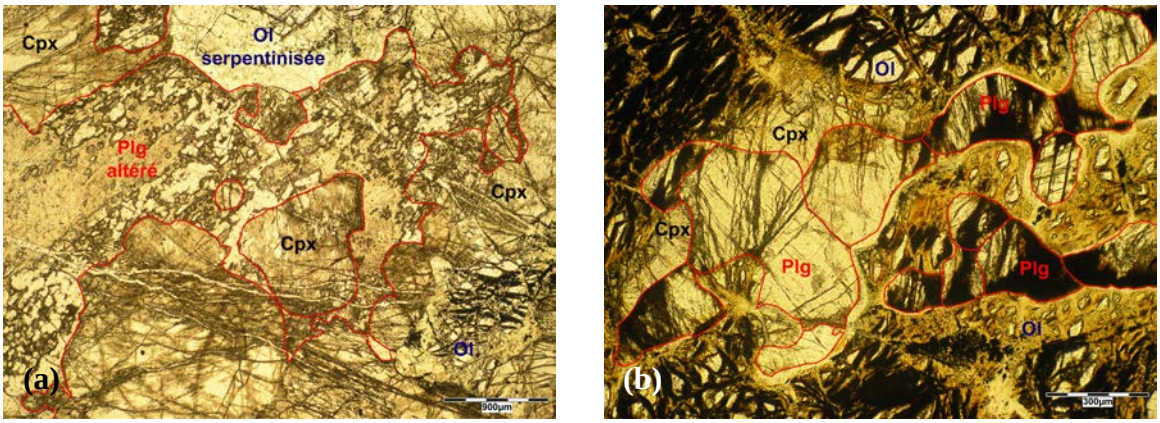


Figure 1.152 : Grande plage interstitielle de Plg dans l'échantillon 08SAR2I3 ZI (a) et amas de cristaux xénomorphes à sub-automorphes de Plg dans l'échantillon 09BA8A (b). Photos en LPNA. (Les contours des cristaux sont déterminés à partir des photos en LPA.)

Au vu du fort degré d'altération des Plg dans la majorité des échantillons *(fig.1.151 et 1.152)*, il est vraisemblable que certains minéraux interprétés comme individuels xénomorphes soient en réalité des parties de minéraux poecilitiques et que les minéraux interprétés comme poecilitiques ou xénomorphes individuels soient en réalité des assemblages de plusieurs cristaux comme observé dans l'échantillon 09BA8A *(fig.1.152b)*. De ce fait, la taille des Plg est difficile à estimer, les échantillons moins altérés permettant de donner une taille ≤ 1 mm pour les cristaux individuels. Dans de rares échantillons, le Plg s'observe en inclusions arrondies dans les Ol et/ou les Cpx *(fig.1.151a)* montrant que, dans certains cas, il apparaît en fin de cristallisation des phases cumulus.

Les minéraux opaques observés dans ces échantillons sont essentiellement des chromites *(fig.1.153a)* associées en moindres proportions à des sulfures de Fe, Cu et Ni *(fig.1.153b)* et à des oxydes de fer (magnétites et hématites) *(fig.1.153c)*.

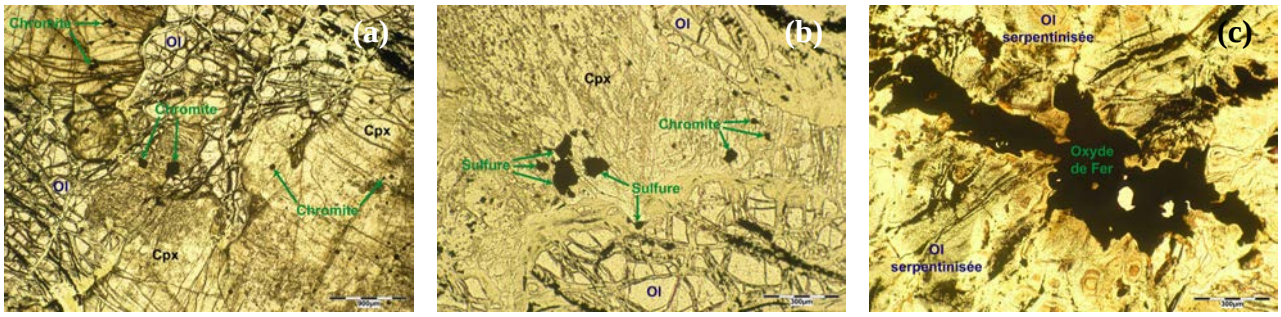


Figure 1.153 : Les différents minéraux opaques observés dans les wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif : a) Chromites automorphes à sub-automorphes dans l'échantillon 08SAR2I3b ZIII, b) Sulfures sub-automorphes dans l'échantillon 08WU3C et c) Oxyde de fer xénomorphe dans l'échantillon 08MA46B (c). Noter les variations de tailles de grains entre les différents minéraux et/ou échantillons. Photos en LPNA.

Les chromites sont généralement automorphes à sub-automorphes et s'observent entre les minéraux et incluses dans les minéraux ferromagnésiens *(fig.1.153a)*, tandis que les sulfures et les oxydes de fer sont plutôt sub-automorphes à xénomorphes et s'observent généralement entre les différentes phases silicatées *(fig.1.153b-c)*. La taille des minéraux opaques varie beaucoup d'un échantillon à l'autre *(fig.1.153)*. Ils montrent, en moyenne, dans l'ensemble de ces wehrlites, des tailles ≤ 0,5 mm.

Les échantillons 08SAR2Gb et 08SAR2Gh ZIII ont été classés dans ce groupe car ils présentent des Cpx et des Ol en cristaux sub-automorphes et des Plg interstitiels. Cependant,

ces échantillons présentent une texture particulière qu'il est important de distinguer *(fig.1.154a)*.

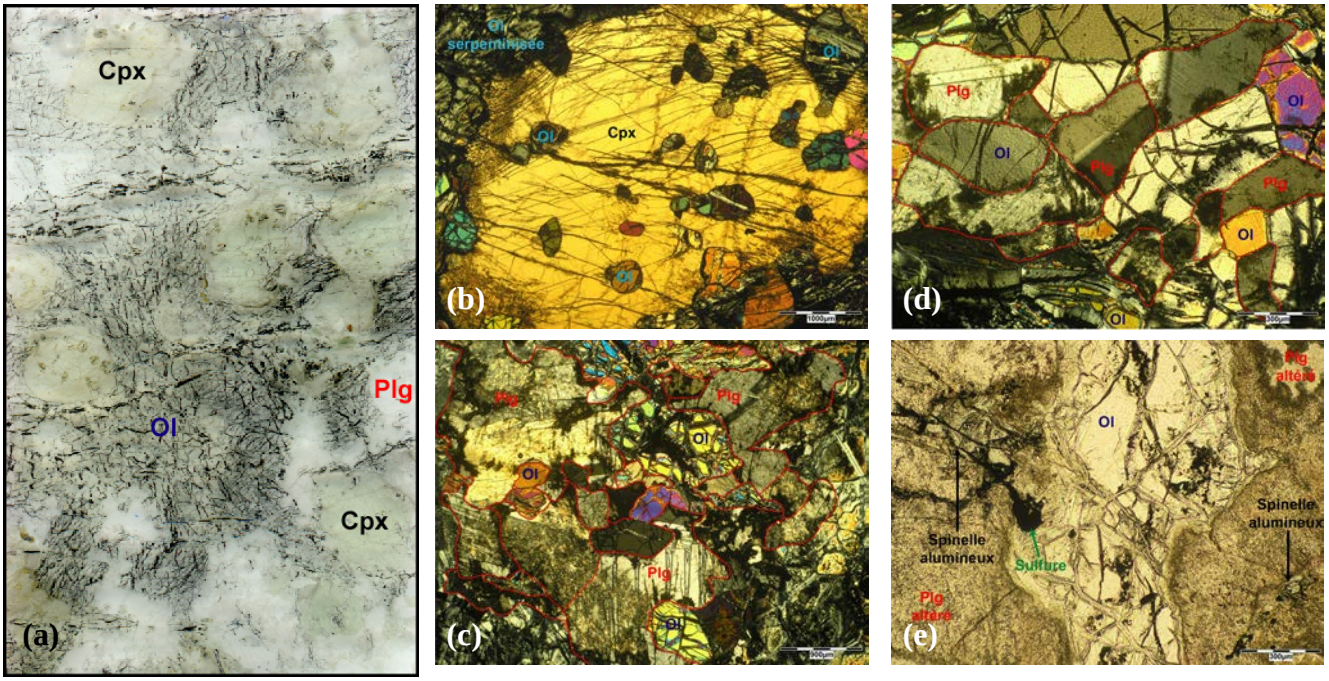


Figure 1.154 : Caractéristiques minéralogiques des wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif 08SAR2Gb ZI et ZII et 08SAR2Gh ZIII. a) Texture particulière des échantillons 08SAR2Gb ZI & ZII caractérisée par la présence de grands cristaux de Cpx riches en inclusions d'Ol (lame ~ 3 cm de haut), b) Détail sur un Cpx riche en Ol dans 08SAR2Gb ZII, c) Cristaux de Plg xénomorphes à poecilitiques dans 08SAR 2Gb ZII, d) Amas de cristaux sub-automorphes de Plg dans 08SAR2Gh ZIII, e) Spinelle alumineux entourés de minéraux opaques dans 08SAR 2Gb ZII. Photos en LPA (b-c-d) et en LPNA (e).

En effet, les Cpx sub-automorphes sont généralement de grande taille (4 mm – 6 mm) et très riches en petits cristaux arrondis et/ou automorphes d'Ol *(fig.1.154a-b)*. Dans ce cas, il apparaît donc que les Cpx sont contemporains des Ol environnantes mais plus tardifs que les Ol en inclusion. De plus, dans ces échantillons, les Plg sont particulièrement abondants et apparaissent en grandes plages interstitielles *(fig.1.154a-c-d)*. Les zones moins altérées montrent que certaines de ces grandes plages correspondent à de grands cristaux xénomorphes voire poecilitiques *(fig.1.154c)* et d'autres, à des amas de petits cristaux sub-automorphes *(fig.1.154d)*. Ces échantillons sont également les seuls de ce groupe à présenter de rares spinelles alumineux en petits cristaux xénomorphes entourés de minéraux opaques *(fig.1.154e)*.

Dans ce groupe lithologique, on peut également noter que l'échantillon 09BA8A est recoupé par un filon discontinu riche en Plg qui ne présente pas de contact franc avec la wehrlite *(fig.1.155)*.

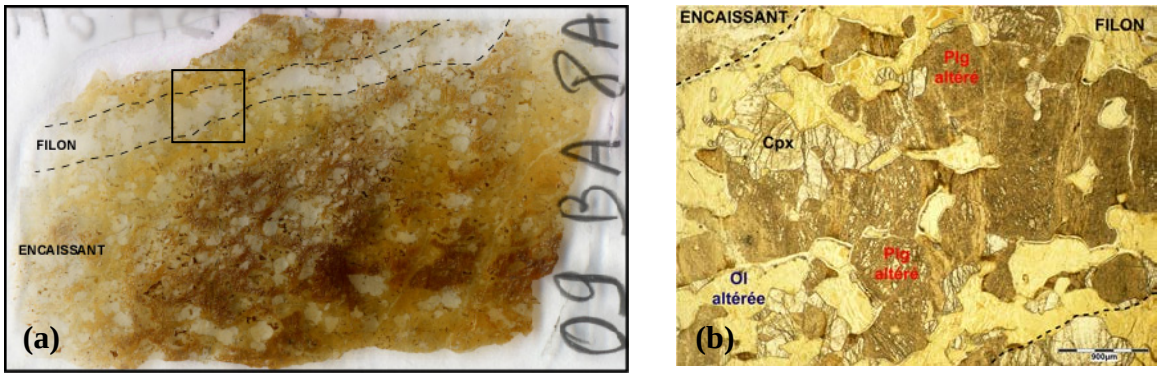


Figure 1.155 : Filon discontinu de Plg dans la wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif 09HIL8A : a) Lame mince (~ 3 cm de long) de l'échantillon et b) Photo de détail en LPNA sur le filon et le contact filon - encaissant.

L'étude morphologique et texturale de l'ensemble de ces wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif permet de déduire la séquence de cristallisation suivante :

(Ol + Chr –) Ol + Cpx + Opq (+ Plg) – Plg + Sulfure/OxFe {Sp}

Dans le faciès des wehrlites à Ol abondante, la phase la plus importante est généralement l'Ol avec des proportions comprises entre 30 % et 94,5 % suivie du Cpx avec des proportions comprises entre 2 % et 43 %. Dans les wehrlites à Cpx abondant, la phase la plus importante est le Cpx avec des proportions comprises entre 50 % et 60 % suivi de l'Ol avec des proportions comprises entre 29 % et 45 %. Les Plg sont la plupart du temps les moins abondants, constituant entre 1 % et 40 % du volume des roches. Seuls les deux échantillons, 08SAR2Gb ZI et 08SAR2Gh ZIII, présentent plus de 30 % de Plg et l'échantillon 08SAR2Gb ZI est la seule où l'Ol est la phase la moins abondante par rapport aux Plg et aux Cpx qui sont en proportions équivalentes. La proportion des minéraux opaques est très variable d'un échantillon à l'autre, constituant de 0 % à 10 % du volume des roches.

II.2.b.3.2. Les wehrlites à Cpx et Plg tardifs

Ces wehrlites ont des textures d'orthocumulat avec en phase cumulus les Ol et en phase post-cumulus les Cpx et les Plg.

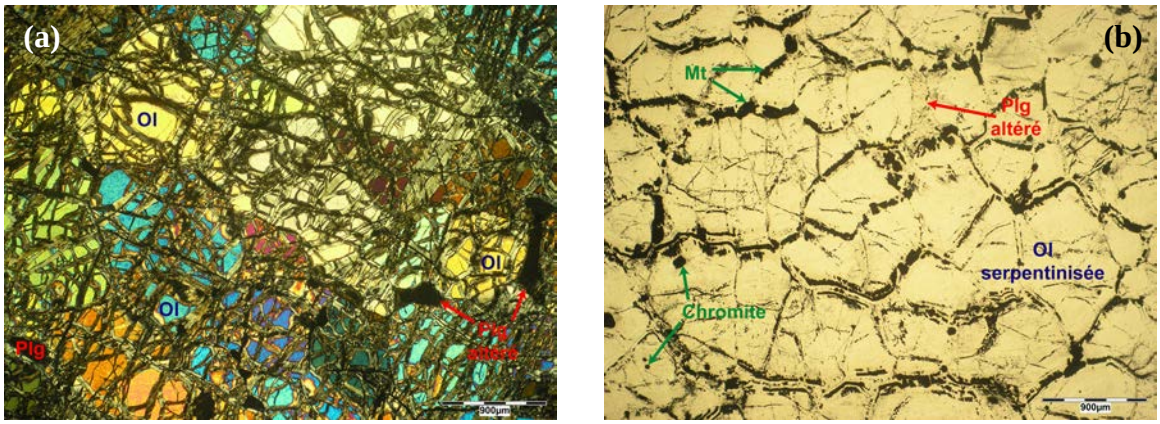


Figure 1.156 : Morphologies sub-automorphes des Ol dans les wehrlites à Cpx et Plg tardifs : a) Ol « fraîches » dans l'échantillon 08MA21BH ZII et b) Ol serpentinisées dans l'échantillon 08SAR1h ZII. Noter que la forme des Ol est encore identifiable dans (b) grâce aux magnétites se développant le long des joins de grains.

Les Ol ont une morphologie sub-automorphe et présentent des tailles de grains variables, allant de 1 mm à 5 mm *(fig.1.156a)*. Dans certains échantillons, le degré de serpentinisation est très poussé et la morphologie est plus difficile à observer *(fig.1.156b)*. Dans ces wehrlites, l'Ol est encore la phase la plus abondante, représentant entre 55 % et 89 % du volume des roches.

Comme pour les wehrlites à Cpx tardifs *(cf. paragraphe II.2.b.1.2)*, les Cpx présentent différents habitus. Dans certains échantillons (e.g. 08SAR4B), ils sont xénomorphes *(fig.1.157a)* et/ou sub-automorphes avec des apophyses *(fig.1.157b)*; ils s'infiltrent entre les Ol et emprisonnent parfois ces dernières *(fig.1.157a)*. Dans ce cas les Cpx ont des tailles variables comprises entre 1 mm et 4 mm.

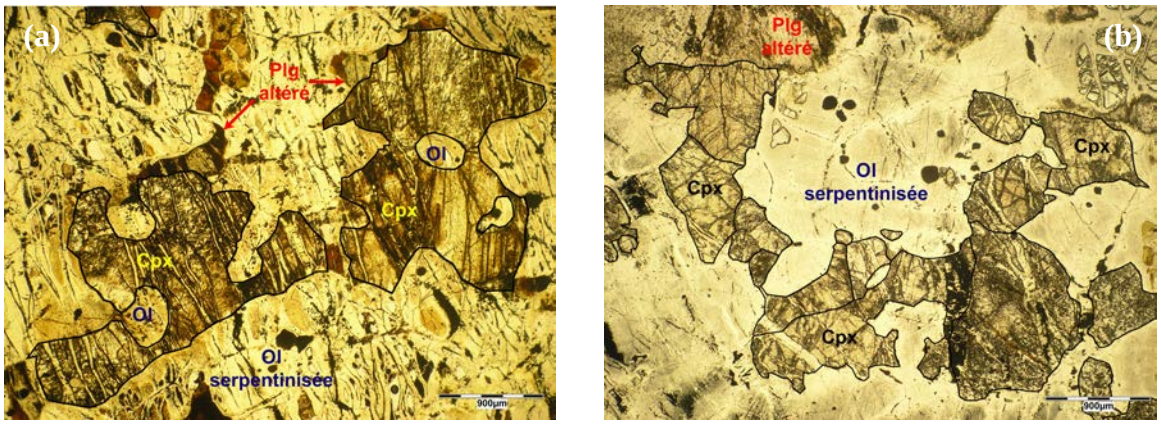


Figure 1.157 : a) Cpx xénomorphes emprisonnant des Ol dans l'échantillon 08BA23B et b) Cpx sub-automorphes à apophyses dans l'échantillon 08MA40B. Photos en LPNA.

D'autres échantillons (e.g. 08MA66) montrent des Cpx poecilitiques qui sont généralement de grande taille (2 – 7 mm) et qui entourent des Ol automorphes et/ou arrondies *(fig.1.158)*.

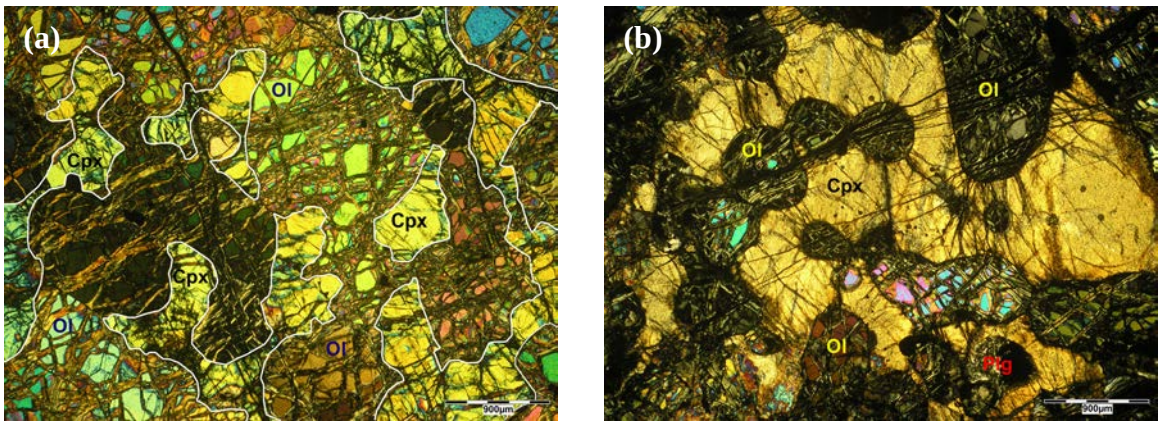
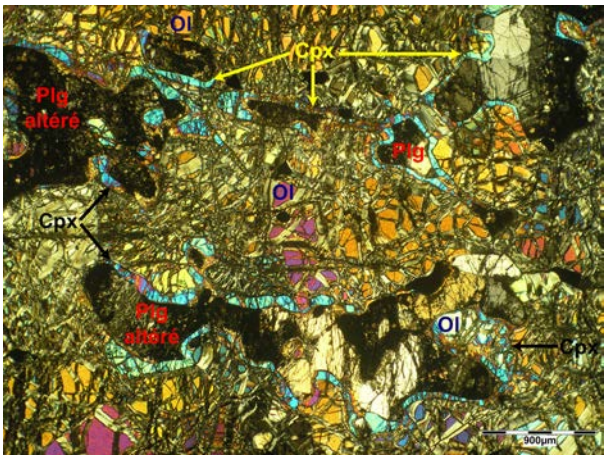


Figure 1.158 : Deux types de Cpx poecilitiques dans des wehrlites à Cpx et Plg tardifs : a) Sous forme d'une multitude de petits fragments interstitiels de même teinte de polarisation (et donc de même angle extinction) dans l'échantillon 08MA66 et b) Sous forme d'un grand cristal s'infiltrant entre les Ol dans l'échantillon 09HIL5C ZI) (b). Photos en LPA.

Enfin, dans les échantillons 08MA21BB ZI & ZII et 08MA21BH ZI & ZII, les Cpx s'observent essentiellement en petits cristaux (≤ 0,2 mm) xénomorphes interstitiels se développant généralement en bordure des Plg *(fig.1.159)*. Ils serpentent également entre les

différentes phases minérales et englobent parfois des Plg et des Ol, ce qui témoigne de leur caractère magmatique et non sub-solidus *(fig.1.159)*.

Figure 1.159 : Cpx xénomorphes interstitiels en bordure des Plg et des Ol dans l'échantillon 08MA21BH ZI. Noter que le Cpx se développe aussi bien au contact Ol - Plg qu'au contact Ol - Ol. Photo en LPA.



Ces différentes morphologies, pouvant s'observer au sein d'un même échantillon, montrent clairement une cristallisation tardive du Cpx mais continue dans le temps. Dans trois échantillons très altérés, 08SAR2Db ZIII, 08SAR2Cb ZI et 08MA63B ZIII, les Cpx sont totalement transformés en amphiboles secondaires *(fig.1.160)*. Cependant la morphologie de ces dernières confirme le caractère interstitiel voire poecilitique des Cpx *(fig.1.160)*. Le Cpx constitue entre 1 % et 25 % du volume des roches.

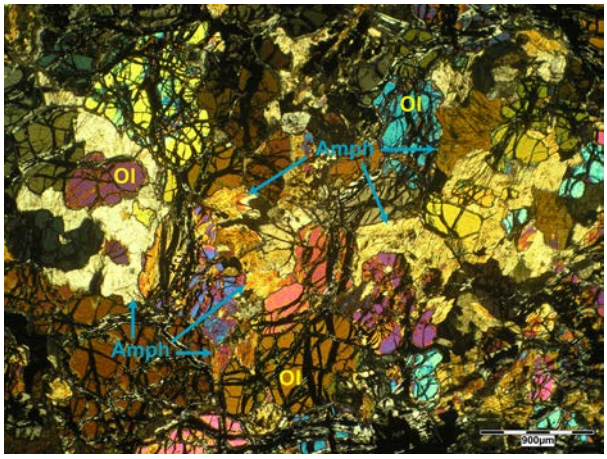


Figure 1.160 : Cpx totalement altérés en amphiboles secondaires dans la wehrlite à Cpx et Plg tardifs 08SAR2Cb ZI. Noter que les amphiboles présentent les différentes morphologies décrites précédemment pour les Cpx : xénomorphe, poecilitique et interstitielle. Photo en LPA.

Dans la plupart de ces wehrlites, les Plg sont très altérés mais leur morphologie est encore déterminable *(fig.1.161)*. On les trouve en cristaux xénomorphes de tailles variables, soit en petits cristaux individuels (≤ 1 mm) avec parfois des inclusions d'Ol *(fig.161a)*, soit en plus grands cristaux avec des apophyses englobant parfois des Ol *(fig.1.161b)*, et, en cristaux poecilitiques *(fig.1.161c)*. On les trouve également, dans les échantillons moins altérés (e.g. 08MA21BB, 08MA21BH), en amas de cristaux xénomorphes à sub-automorphes formant des « poches » entre les Ol *(fig.1.161d)*.

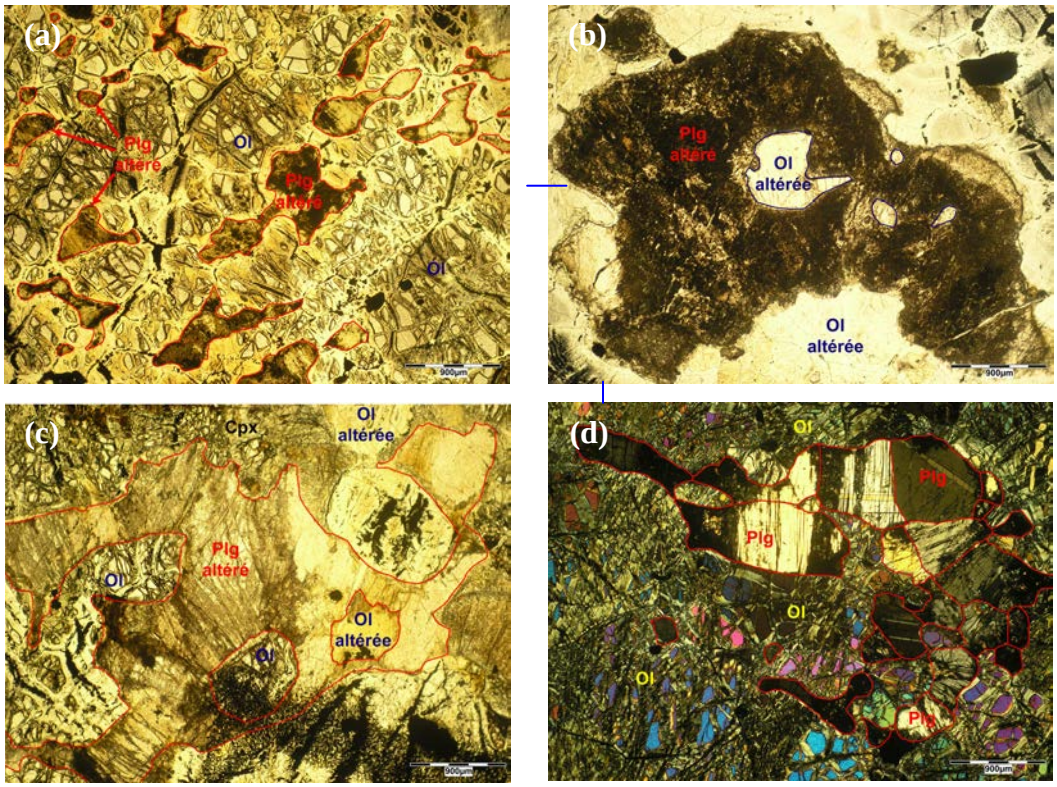


Figure 1.161 : Morphologies des Plg dans les wehrlites à Cpx et Plg tardifs : a) Petits cristaux xénomorphes individuels dans l'échantillon 08MA40A, b) Grand cristal xénomorphe avec des apophyses et des inclusions d'Ol dans l'échantillon 08MA40B, c) Cristal poecilitique dans l'échantillon 08NA9 et d) Amas de cristaux xénomorphes à sub-automorphes dans l'échantillon 08MA21BH ZI. Photos en LPNA (a-b-c) et en LPA (d).

Comme précédemment, il faut noter que, du fait de l'altération, il est possible que dans certaine échantillons les cristaux interprétés comme individuels appartiennent à de plus grands cristaux poecilitiques et/ou que les grands cristaux poecilitiques soient en réalité formés d'un amas de petits cristaux *(fig.1.162)*.

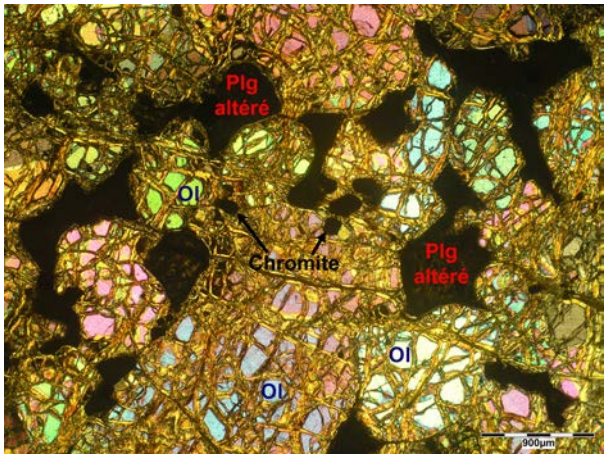


Figure 1.162 : Morphologie ambiguë des Plg altérés dans l'échantillon 08MA66 : cristaux interstitiels individuels (comme 1.161a) ou cristal poecilitique (comme 1.161c) ? Dans cet échantillon, le Plg altéré a la même morphologie que le Cpx associé qui s'observe en cristaux poecilitiques constitués d'une multitude de petits fragments (cf. fig.1.158a). Le Plg est donc vraisemblablement lui aussi poecilitique. Photo en LPA.

Dans tout les cas, les Plg sont toujours interstitiels et on peut remarquer que ces minéraux montrent souvent la même morphologie que les Cpx associés. Du fait de l'altération, la taille des Plg est difficile à estimer mais, à partir des échantillons moins altérés, il est raisonnable de penser que la taille des cristaux individuels est en général inférieure à 1 mm.

Dans certains échantillons (e.g. 08MA21AH, 08MA21BB, 08MA40A), les cristaux et/ou amas de Plg présentent une fabrique de forme *(fig.1.161a et 1.163)*.

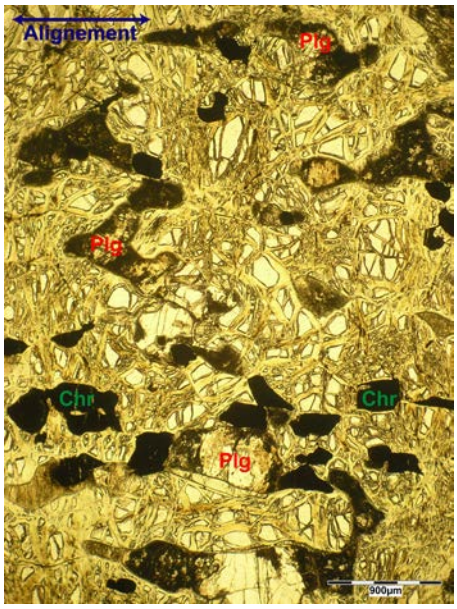


Figure 1.163 : Cristaux et/ou amas de Plg présentant une fabrique de forme dans l'échantillon 08MA21BB ZI. Noter que les chromites suivent la même fabrique que les Plg. Photo en LPNA.

Contrairement aux wehrlites précédentes, il n'est pas rare que, dans ces échantillons, le Plg soit plus abondant que le Cpx. Ses proportions modales sont comprises entre 0,5 % et 30 %.

Les minéraux opaques sont essentiellement des chromites *(fig.1.164a-b)* associées à des sulfures de Fe, Ni et Cu *(fig.1.164b)* et des oxydes de fer (hématites et magnétites) *(fig.1.164c)*. Ils sont généralement automorphes à sub-automorphes, de petite taille (0,1 – 1 mm), et se situent entre les silicates et parfois en inclusion dans ces derniers *(fig.1.164)*. Certaines chromites présentent des inclusions d'Ol, de Cpx et d'amphiboles *(fig.1.164a)*. L'abondance des minéraux opaques varie beaucoup d'une wehrlite à l'autre (< 1 % à 13 %).

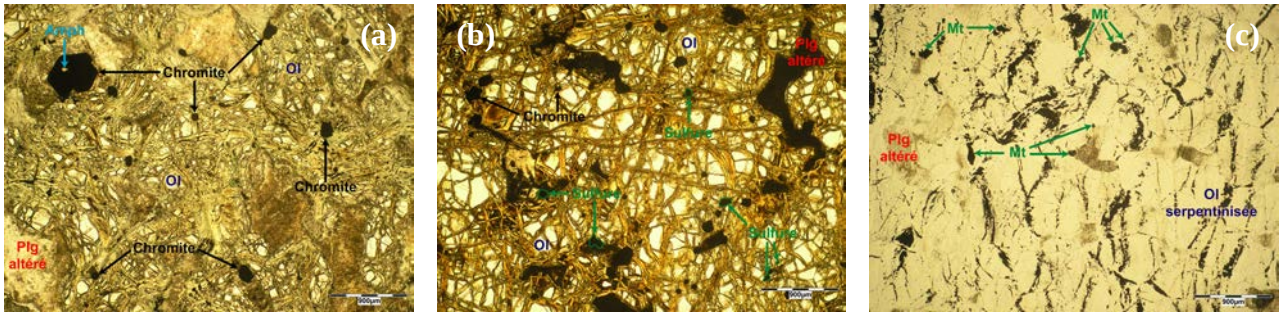


Figure 1.164 : Les différents minéraux opaques observés dans les wehrlites à Cpx et Plg tardifs : a) Chromites de tailles variables dans l'échantillon 09HIL5C ZI, b) Sulfures et chromites dans l'échantillon 08MA66 et c) Magnétites dans l'échantillon 08SAR2Hb ZI. Photos en LPNA.

Dans certaines de ces wehrlites on trouve des spinelles alumineux parfois nombreux, constituant jusqu'à 1 % du volume des roches. Ces spinelles s'observent soit en petits cristaux (< 0,2 mm) sub-automorphes en bordure des Cpx (08MA66, *fig.1.165a*) ou xénomorphes associés à des amphiboles secondaires et entourés de minéraux opaques (*fig.1.165b)*, soit en grands cristaux sub-automorphes atteignant jusqu'à 1 mm de diamètre (08MA63B ZIII, *fig.1.165c*). On note que ces minéraux s'observent généralement dans des wehrlites altérées mais cela n'est pas systématique *(cf. fig.1.165a)*.

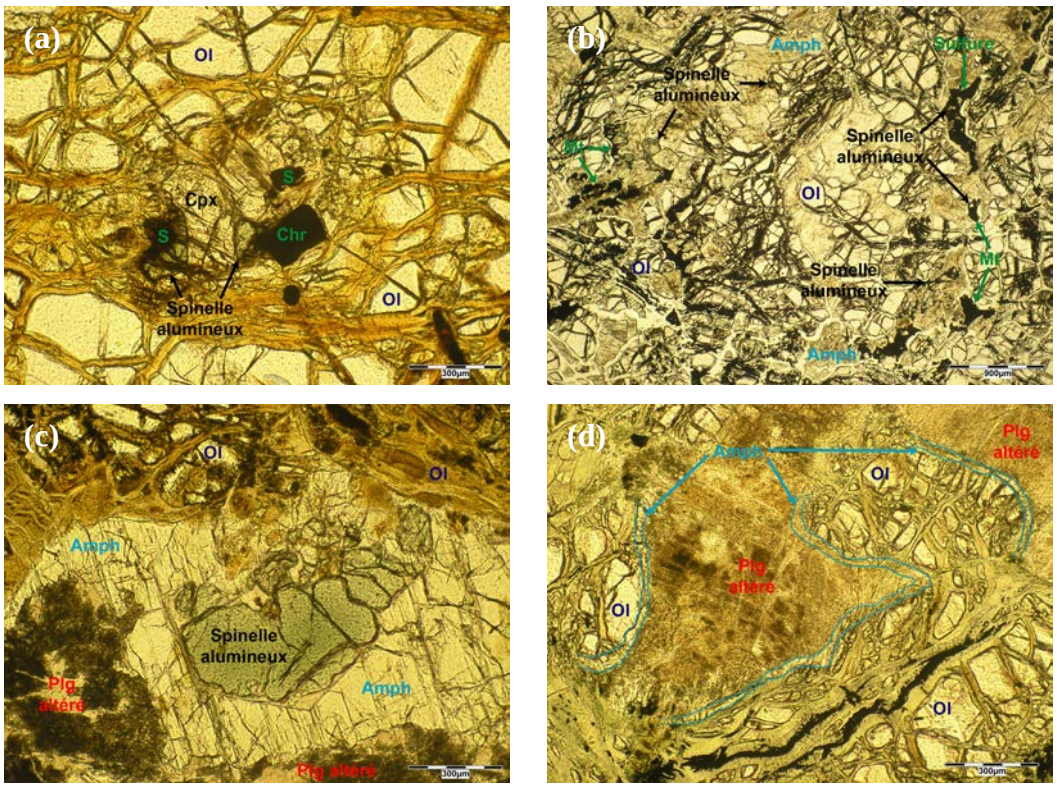


Figure 1.165 : Caractéristiques pétrographiques de certains minéraux accessoires. Spinelles alumineux présentant des morphologies et des tailles variées : petits cristaux sub-automorphes dans l'échantillon 08MA66 (a), petits cristaux xénomorphes dans l'échantillon 08SAR2Cb ZI (b) et grand cristal sub-automorphe dans l'échantillon 08MA63C ZIII (c) ; Amphiboles secondaires sub-solidus dans l'échantillon 09HIL5C ZI (d). Photos en LPNA.

Dans certains échantillons altérés (e.g. 09HIL5C ZI, 09HIL9B et 08MA63B ZIII) des amphiboles secondaires s'observent systématiquement au contact entre les Ol et les Plg *(fig.1.165c-d)*. Elles sont donc issues de réaction sub-solidus en présence d'eau.

Il est difficile de déterminer lequel du Cpx ou du Plg a cristallisé avant l'autre du fait de leur caractère interstitiel et du degré d'altération du Plg. Cependant, dans certaines wehrlites (e.g. 08SAR4B, 08MA40B), il est possible de déterminer un ordre de cristallisation en se basant sur les morphologies, les Cpx étant alors « moins interstitiels » que les Plg. Finalement les relations texturales dans ces wehrlites à Cpx et à Plg tardifs permettent de déterminer l'ordre de cristallisation suivant :

Ol + Opq – (Cpx –) Cpx + Plg + Opq **{Sp + Amph}**

II.2.b.3.3. Les wehrlites à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs

Cette lithologie est très rare parmi les cumulats puisqu'elle ne s'observe que dans quatre échantillons (09HIL5C ZII, 09BA14 ZI&ZIII, 08BA4CH ZIII). Ces derniers ont des textures de mésocumulat et d'orthocumulat avec en phase cumulus des Cpx et des Ol et en phase post-cumulus, des Plg et des Opx.

Les Ol présentent généralement des morphologies automorphes à sub-automorphes avec des formes souvent globuleuses *(fig.1.166a-b)*. Elles se présentent rarement en cristaux plus xénomorphes avec des apophyses. A l'exception des minéraux opaques, les inclusions (i.e. cristaux inclus dans l'Ol lors de sa cristallisation) sont quasi-absentes dans les Ol quoique

de petits cristaux de Cpx généralement arrondis s'observent parfois dans ces dernières *(fig.1.166a)*. Les Ol ont une taille moyenne de 1 - 2 mm et constituent entre 32 % et 42 % du volume des roches *(fig.1.166)*.

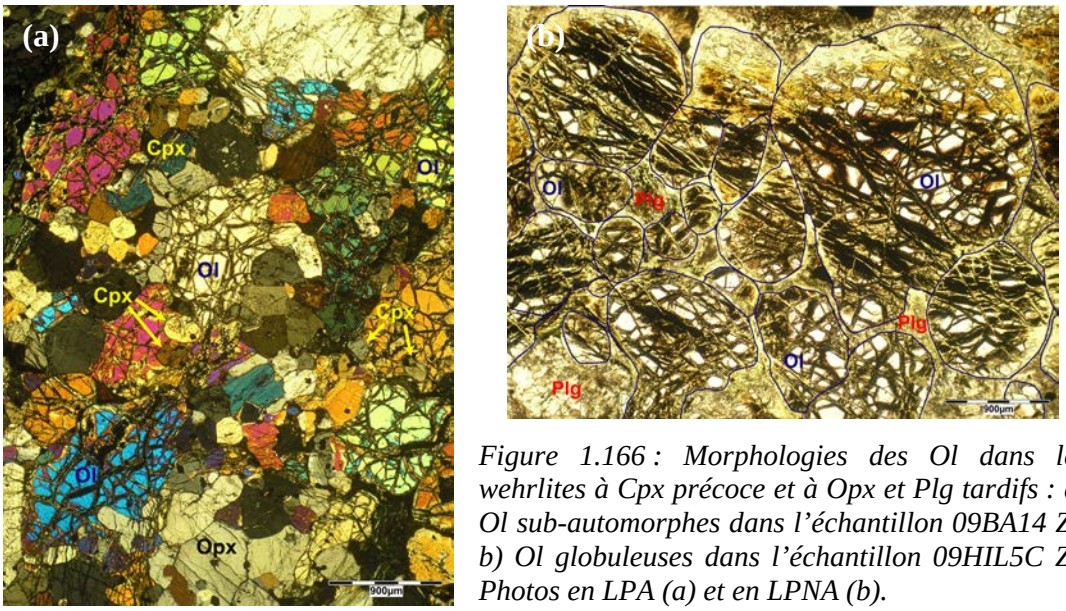


Figure 1.166 : Morphologies des Ol dans les wehrlites à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs : a) Ol sub-automorphes dans l'échantillon 09BA14 ZI, b) Ol globuleuses dans l'échantillon 09HIL5C ZI. Photos en LPA (a) et en LPNA (b).

Les Cpx s'observent majoritairement en cristaux sub-automorphes incluant quelquefois des Ol *(fig.1.167)*. Ils présentent parfois des morphologies plus automorphes sous forme de cristaux de forme polygonale *(fig.1.167b)* ou au contraire plus xénomorphes sous forme de cristaux avec des apophyses s'infiltrant entre les Ol et englobant partiellement ces dernières *(fig.1.167a)*. Ces différentes morphologies, souvent présentes dans le même échantillon, témoignent d'une cristallisation du Cpx précoce mais étalée dans le temps.

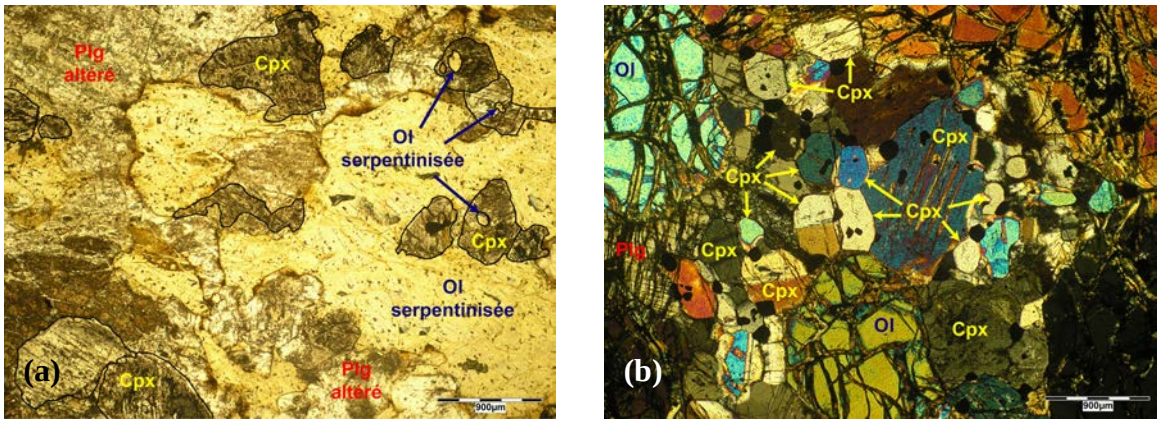


Figure 1.167 : Morphologies des Cpx dans les wehrlites à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs : a) Cristaux sub-automorphes à xénomorphes dans l'échantillon 09BA4CH ZIII, b) Cristaux automorphes (forme polygonale) à sub-automorphes dans l'échantillon 09BA14 ZI. Photos en LPNA (a) et en LPA (b).

Dans certains échantillons (e.g. 09BA14 ZI&ZIII et 08BA4CH), les Cpx présentent des interpénétrations de cristaux associées à des symplectites d'augites ainsi que des exsolutions d'Opx se développant en fines lamelles parallèles aux clivages et migrant parfois en bordure des cristaux hôtes *(fig.1.168)*.

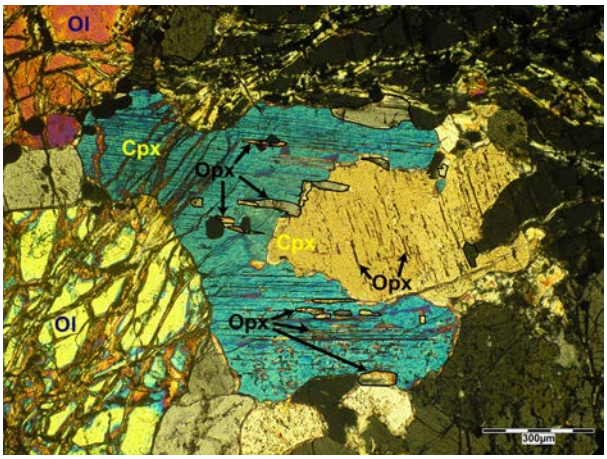


Figure 1.168 : Interpénétrations de cristaux de Cpx associées à des symplectites d'augites et à des exsolutions d'Opx dans l'échantillon 09BA14 ZI. Noter la migration des exsolutions entre les 2 types de Cpx et en bordure de ces derniers. Photo en LPA.

Les Cpx des échantillons 09BA14ZI & ZIII présentent deux tailles de grains distinctes : de nombreux petits cristaux inférieurs à 0,2 mm et de plus grand cristaux, parfois allongés, de l'ordre de 1 – 2 mm *(fig.1.169a)*. De la même manière, les Cpx de l'échantillon 09HIL5C ZII présentent deux habitus différents : de petits cristaux xénomorphes à sub-automorphes de 1 – 2 mm et un grand cristal sub-automorphe de 1 cm *(fig.1.169b)*. Les Cpx sont relativement abondants dans ces wehrlites avec des proportions comprises entre 23 % et 39 %.

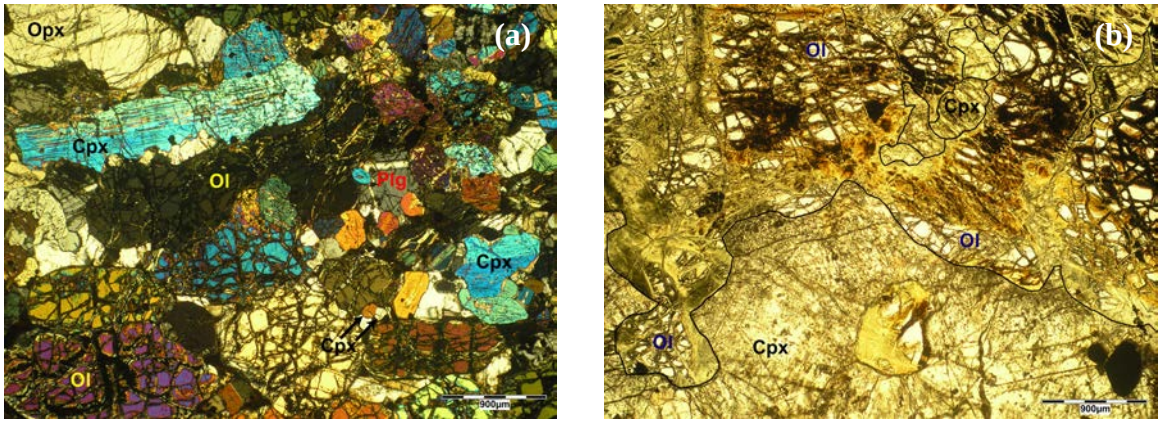


Figure 1.169 : Cpx montrant deux tailles de grains et/ou deux habitus distincts dans les échantillons 09BA14ZI (a) et 09HIL5C ZII (b). Photos en LPA (a) et en LPNA (b).

L'Opx s'observe principalement en cristaux poecilitiques englobant des Ol, des Cpx et plus rarement des Plg *(fig.1.170a-b)*. On le trouve parfois en cristaux xénomorphes voire sub-automorphes incluant souvent des cristaux d'Ol et de Cpx *(fig.1.170d-c)*. Lorsqu'ils présentent ces dernières morphologies, ils s'organisent souvent en amas de cristaux *(fig.1.170d-c)*. Les Opx des échantillons 08BA4CH ZIII et 09BA14 ZI&ZIII présentent des exsolutions de Cpx, issues de réactions sub-solidus, qui s'observent en fines lamelles parallèles aux clivages de des cristaux hôtes *(fig.1.170d)*.

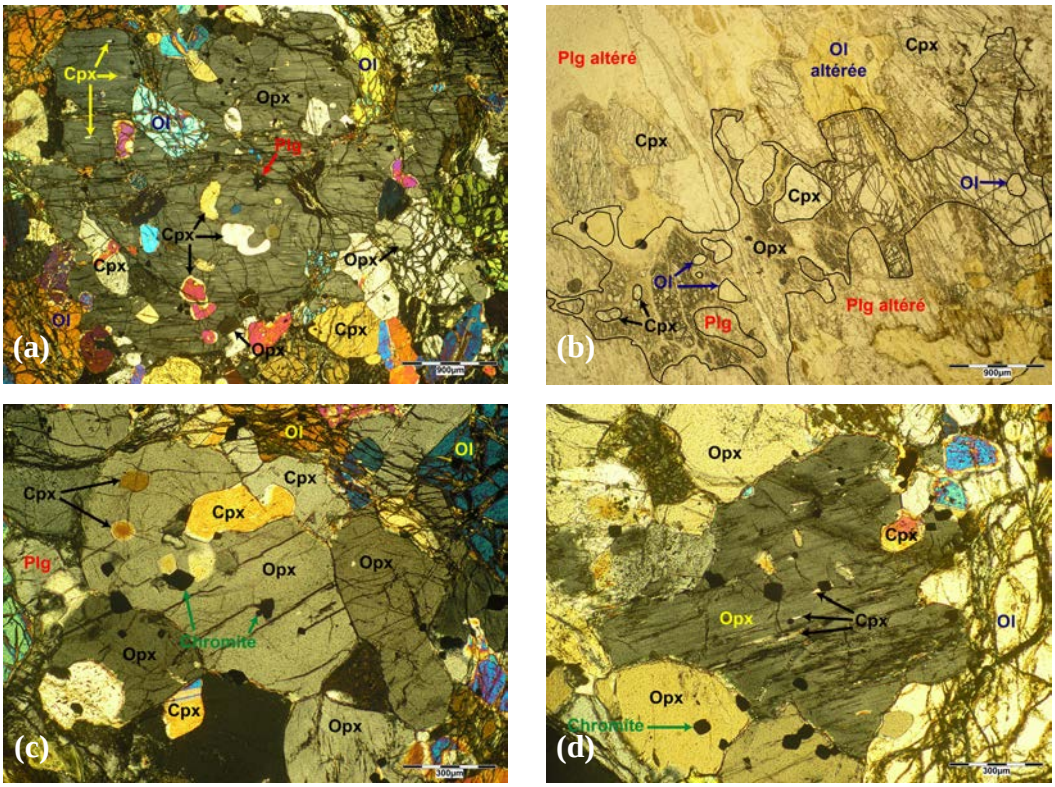


Figure 1.170 : Morphologies des Opx dans les wehrlites à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs : a-b) Cristaux poecilitiques sous forme d'un cristal sub-automorphe très riche en inclusions de Plg, Ol et Cpx dans l'échantillon 09BA14 ZI (a) ou sous forme d'un cristal xénomorphes serpentant entre les autres minéraux dans l'échantillon 08BA4CH ZIII (b), c-d) Cristaux sub-automorphes à xénomorphes riches en inclusions (c) et en exsolutions (d) de Cpx et s'organisant en amas dans l'échantillon 09BA14 ZI. Photos en LPA (a-c-d) et LPNA (b).

Les Opx sont généralement de grande taille, 2 mm en moyenne, et, comme pour les Cpx, cette taille varie beaucoup au sein des échantillons, entre 0,2 mm et 4 mm par exemple dans l'échantillon 09BA14ZI *(fig.1.170a-c-d)*. Les Opx constituent entre 5 % et 22 % du volume des roches.

Comme dans les wehrlites précédentes, les Plg s'observent soit en cristaux xénomorphes interstitiels *(fig.1.171a)*, soit en cristaux poecilitiques englobant les Ol et les Cpx *(fig.1.171b)*, soit en grandes plages interstitielles formées d'un regroupement de cristaux xénomorphes voire sub-automorphes *(fig.1.171c)*. Les Plg sont de petite taille comparés aux minéraux ferromagnésiens avec des valeurs comprises entre 0,2 mm et 1 mm. Les proportions modales des Plg dans ces wehrlites s'échelonnent entre 10 % et 33 %.

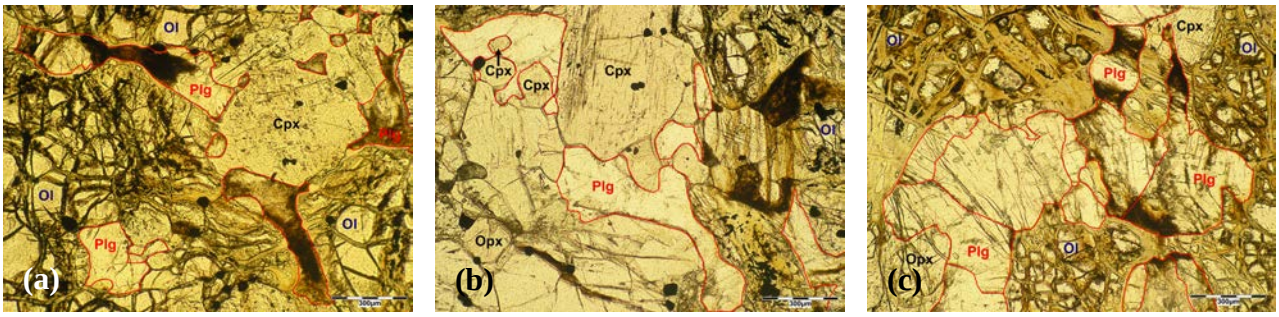


Figure 1.171 : Morphologies des Plg dans les wehrlites à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs : a) Cristaux xénomorphes interstitiels dans l'échantillon 09BA14 ZI, b) Cristal poecilitique (le tracé rouge correspond à un seul et même cristal) dans l'échantillon 09BA14 ZI, c) Amas de cristaux xénomorphes à sub-automorphes dans l'échantillon 08BA4CH ZI. Photos en LPNA, les cristaux ont été délimités à partir des photos en LPA.

Dans l'ensemble des échantillons, les minéraux opaques sont des chromites sauf dans 08BA4CH ZIII qui ne contient aucun minéral opaque. Les chromites présentent des morphologies automorphes à sub-automorphes et s'observent aussi bien entre les minéraux qu'en inclusions dans le Cpx et l'Ol *(fig.1.166 à 1.172)*. Elles s'observent également en inclusions dans le Plg et l'Opx mais seulement dans l'échantillon 09BA14 ZI *(fig.1.170)*. L'échantillon 09BA14 ZIII présente deux générations de chromites bien distinctes : de petits grains de taille inférieure à 0,1 mm et de plus gros cristaux de 0,4 mm en moyenne *(fig.1.172a)*. Cette gamme de taille est la même que celle observée d'un échantillon à l'autre. Dans la wehrlite 09BA14 ZI, les chromites s'organisent parfois en amas ou en chapelets d'oxydes du fait de la grande quantité de chromites dans cet échantillon *(fig.1.172a)*. L'abondance des minéraux opaques dans ces wehrlites est comprise entre 1 % et 8 %.

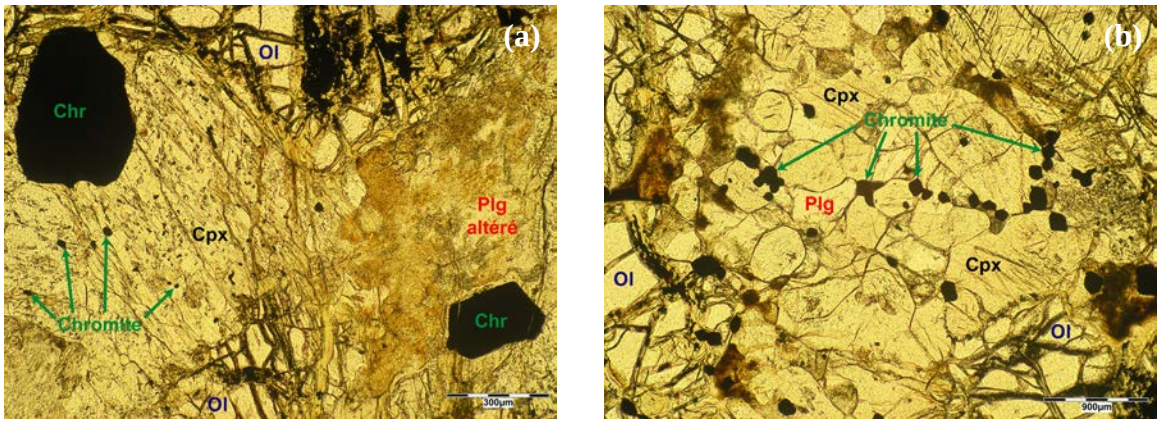


Figure 1.172 : Caractéristiques pétrographiques des chromites dans les wehrlites à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs : a) Deux générations de chromites dans l'échantillon 09BA14 ZIII et b) Chapelets de chromites dans l'échantillon 09BA14 ZI (b). Photos en LPNA.

L'échantillon 09HIL5C ZII se distingue des autres wehrlites par la présence d'une structure particulière *(fig.1.173a)*. Le grand cristal sub-automorphe de Cpx observé dans cet échantillon présente des inclusions (i.e. cristaux inclus dans le Cpx) de différentes natures : des Ol automorphes, de l'amphibole brune et de l'Opx *(fig.1.173a-b)*. Dans le détail, l'inclusion d'Opx correspond en réalité à une partie d'un grand cristal poecilitique de ~ 6 mm qui « s'infiltre » dans le Cpx *(fig.1.173b)*. Ce minéral poecilitique englobe des Ol automorphes et des morceaux du grand Cpx *(fig.1.173b)*. L'amphibole brune en inclusion dans le Cpx est généralement en contact étroit avec l'Opx inclus et, elle s'observe également en dehors du grand cristal de Cpx, en cristaux poecilitiques englobant des morceaux du grand

Cpx *(fig.1.173b)*. Ces relations texturales montrent que le grand cristal de Cpx a cristallisé précocement dans la roche puis a été corrodé par un liquide intercumulus qui a donné, par cristallisation, l'Opx et l'amphibole brune (i.e. amphibole primaire).

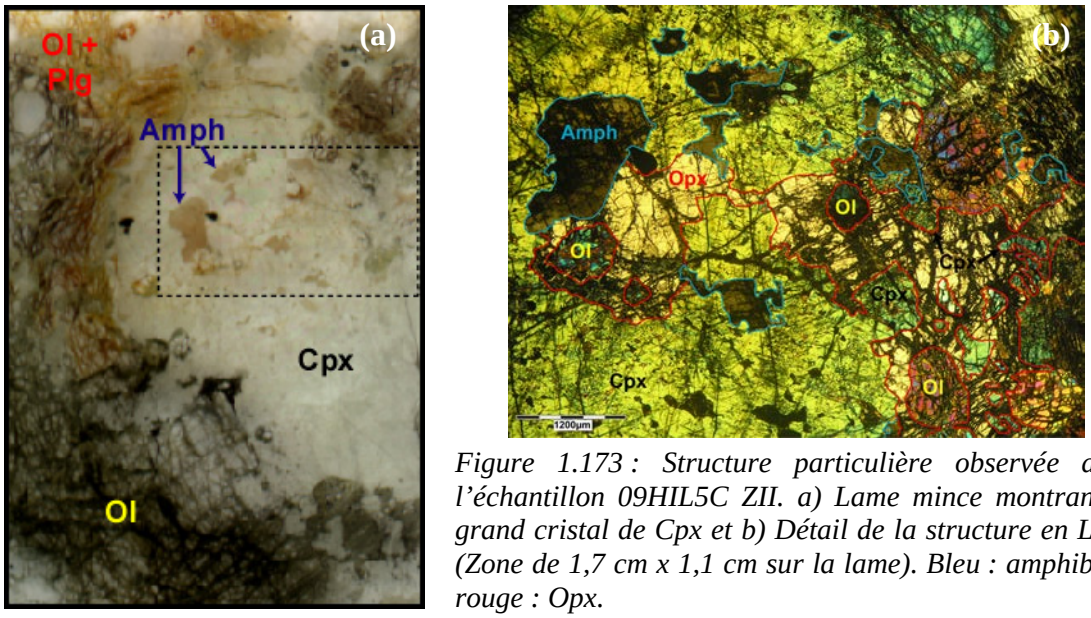


Figure 1.173 : Structure particulière observée dans l'échantillon 09HIL5C ZII. a) Lame mince montrant le grand cristal de Cpx et b) Détail de la structure en LPA. (Zone de 1,7 cm x 1,1 cm sur la lame). Bleu : amphibole, rouge : Opx.

Les relations texturales entre les minéraux dans ces wehrlites montrent clairement que l'Ol et le Cpx ont cristallisé précocement mais, au vu des morphologies, l'Ol semble légèrement plus précoce. Pour les phases post-cumulus (Opx, Plg et amphibole dans 09HIL5C ZII) il est difficile de déterminer un ordre de cristallisation. Cependant, du fait de leur caractère interstitiel, on peut considérer qu'ils sont contemporains. Pour ces wehrlites à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs on peut donc déterminer la séquence de cristallisation suivante :

(Ol –) Ol + Cpx + Chr – Opx + Plg ± Amph

II.2.c. Les cumulats wehrlitiques

Les cumulats wehrlitiques sont des roches très proches des wehrlites à Cpx et Plg tardifs du point de vue de l'abondance des phases, du caractère tardif des Plg et de la morphologie poecilitique des Cpx. J'ai cependant décidé de faire une nouvelle catégorie afin de mettre en avant la texture particulière de ces cumulats.

Comme les wehrlites à Cpx et Plg tardifs *(paragraphe II.2.b.3.2)*, ces roches ont des textures d'orthocumulat avec en phases cumulus des Ol et en phase post-cumulus des Cpx et des Plg. Cependant, dans ces lithologies, les Ol sont parfaitement arrondies et de taille relativement constante tandis que les Cpx et les Plg s'observent systématiquement en cristaux poecilitiques généralement de grande taille, entourant les Ol *(fig.1.174a)*. Les cristaux poecilitiques de Cpx et de Plg sont toujours connectés entre eux par l'intermédiaire d'un contact franc et forment un réseau dans ces cumulats *(fig.1.174a-b)*.

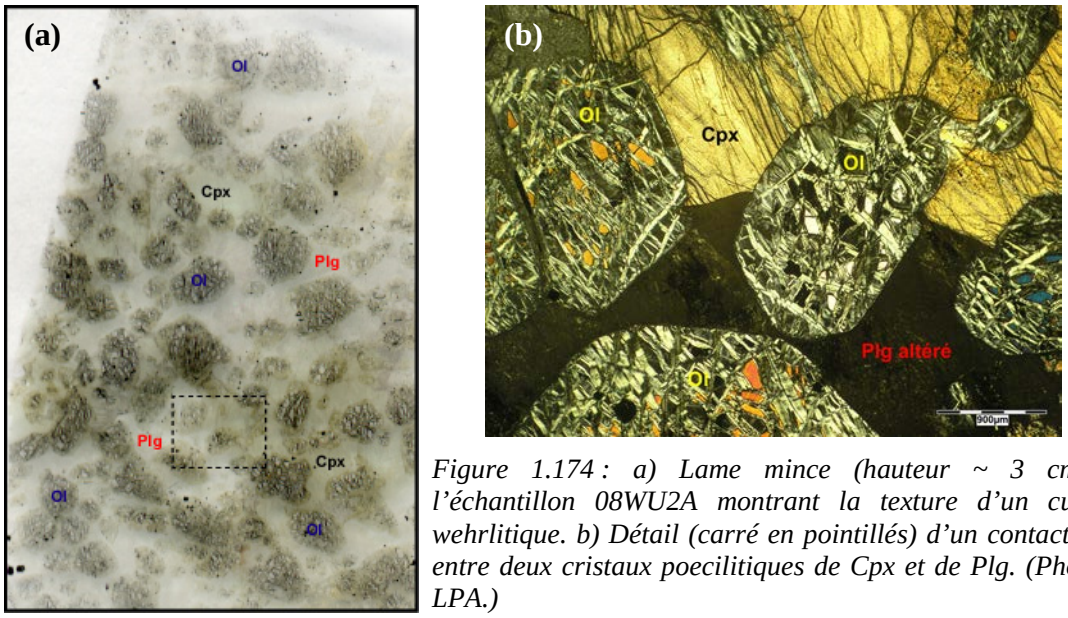


Figure 1.174 : a) Lame mince (hauteur ~ 3 cm) de l'échantillon 08WU2A montrant la texture d'un cumulat wehrlitique. b) Détail (carré en pointillés) d'un contact franc entre deux cristaux poecilitiques de Cpx et de Plg. (Photo en LPA.)

Les Plg sont, encore une fois, totalement altérés en minéraux secondaires mais, contrairement aux échantillons précédents où on pouvait avoir un doute sur le caractère poecilitique de certains Plg, leur texture est ici non ambiguë *(fig.1.175)*. La taille des grains varie beaucoup d'un cumulat à l'autre, celle des Ol s'échelonne de 1 mm à 4 mm tandis que les Plg et les Cpx ont des dimensions équivalentes comprises entre 2 mm et 1,3 cm *(fig.1.175)*. Au sein d'un même cumulat les Cpx et les Plg ont généralement les mêmes caractéristiques pétrographiques *(fig.1.175)*.

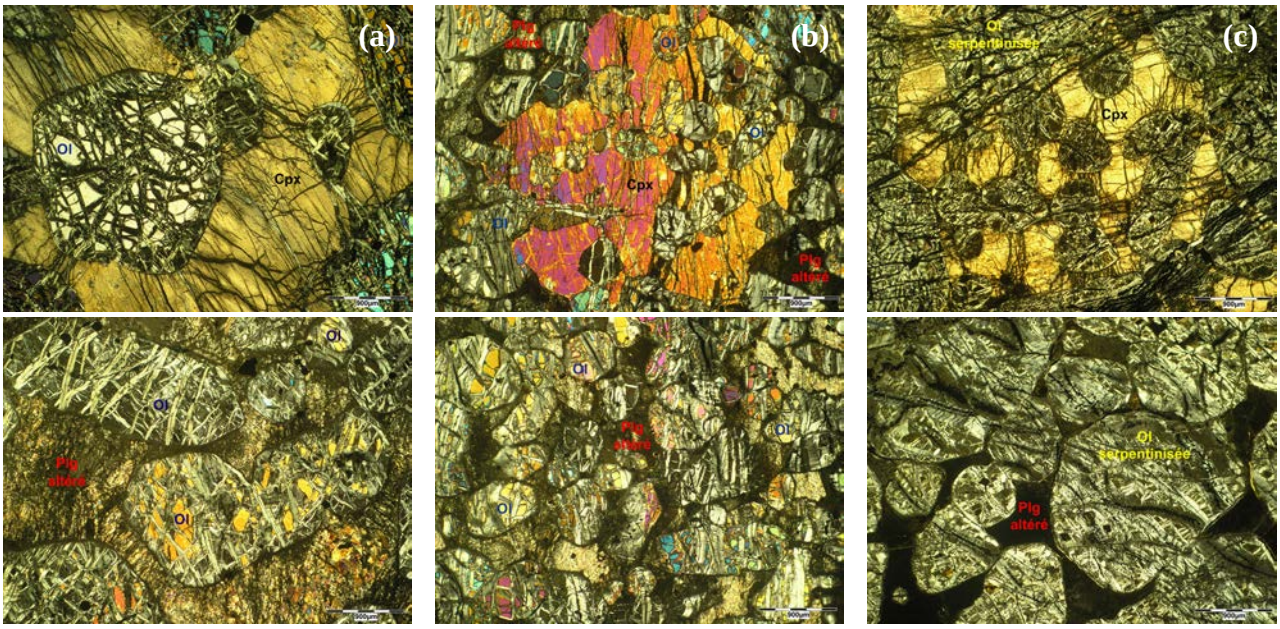


Figure 1.175 : Cpx (haut) et Plg (bas) montrant les mêmes caractéristiques pétrographiques dans les cumulats wehrlitiques 08WU2A (a), 04OM38B (b) et 08WU3B (c). Noter les différences dans la taille et la morphologie des cristaux poecilitiques entre les échantillons : a) Cristaux de grande taille avec d'épaisses apophyses bien connectées, b) Cristaux de taille moyenne avec d'épaisses apophyses très bien connectées, c) Cristaux de très grande taille (une seule partie sur les photos) avec de fines apophyses mal connectées (connexion parfois absente). Remarquer le réseau formé par ces cristaux poecilitiques autour des Ol.

La texture de ces cumulats peut être interprétée de deux façons, soit comme la cristallisation *in situ* d'Ol suivie de la cristallisation du liquide intercumulus et/ou d'un liquide gabbroïque imprégnant la roche, soit comme l'accumulation mécanique d'Ol dans un liquide gabbroïque, ce dernier s'infiltrant alors entre les Ol et cristallisant pour donner les minéraux poecilitiques.

Les minéraux opaques observés dans ces cumulats sont des chromites *(fig.1.176a)*, des magnétites *(fig.1.176)* et des sulfures de Fe *(fig.1.176a)*. Lorsqu'elles sont présentent, les chromites sont automorphes avec des tailles comprises entre < 0,1 mm et 0,5 mm et s'observent souvent en inclusions dans les silicates (e.g. 08WU3B, 04OM38B, 08WU2A, *fig.1.176a*). Des magnétites et des sulfures, associés ou non à des chromites, s'observent, dans les échantillons plus altérés, en cristaux sub-automorphes ou xénomorphes de taille généralement < 0,5 mm *(fig.1.176a-b)*. Certains échantillons présentent également, en plus des minéraux opaques, de rares spinelles alumineux en petits cristaux xénomorphes (≤ 0,1 mm) *(fig.1.176c)*. On peut noter que les Cpx sont partiellement transformés en amphiboles secondaires dans certains cumulats *(fig.1.176b-c)*.

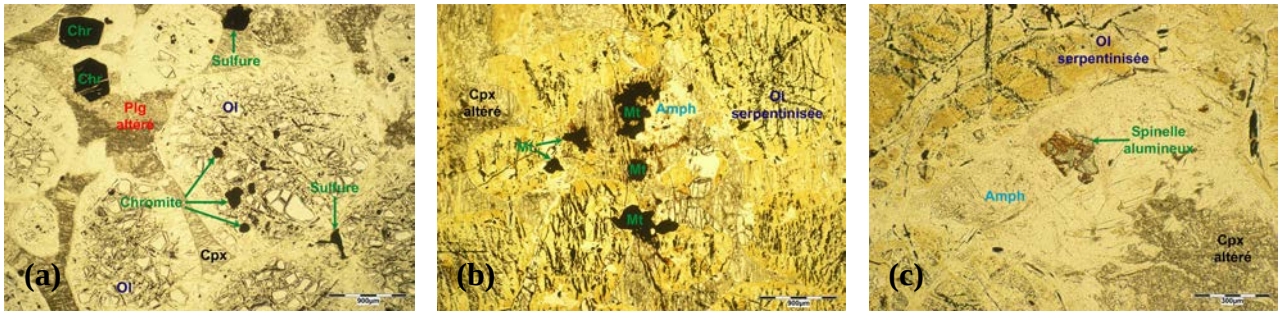


Figure 1.176 : Minéraux opaques et spinelles alumineux dans les cumulats wehrlitiques. a) Chromites automorphes et sulfures sub-automorphes dans l'échantillon 08WU2A, b) Magnétites xénomorphes dans l'échantillon 08WU3H2, c) Spinelle alumineux dans l'échantillon 08WU5B. Noter la présence d'amphiboles secondaires issues de l'altération du Cpx dans (b) et (c). Photos en LPNA.

Même si la taille des grains varie beaucoup d'un échantillon à l'autre, les proportions modales des phases dans ces cumulats wehrlitiques sont plutôt constantes avec de 55 % à 74 % d'Ol, de 10 % à 27 % de Plg, de 8 % à 20 % de Cpx et de 1 % à 5 % de minéraux opaques. Pour ces cumulats wehrlitiques, l'ordre de cristallisation est le suivant :

(Chr –) Ol + Chr – Cpx + Plg + Opq **{Sp}**

II.2.d. Les clinopyroxénites (s.l.)

Les clinopyroxénites sont des roches où les Cpx s'observent en cristaux cumulus et sont abondants. Lorsque les Ol, les Opx et les Plg sont présents, ils s'observent en phase post-cumulus et sont moins abondants que les Cpx. Il n'y a pas de « vraies » clinopyroxénites à Cpx cumulus seul parmi les échantillons récoltés. Les différents types de clinopyroxénites sont définis à partir de l'apparition de nouvelles phases (Ol, Opx, Plg) en plus des Cpx (± les minéraux opaques) dans les cumulats.

II.2.d.1. Les clinopyroxénites à Opx

Ce type de clinopyroxénite ne correspond qu'à une seule roche du massif de Sumail, l'échantillon 08MA89. Ce dernier a une texture d'adcumulat / mésocumulat avec des Cpx en

phase cumulus et des Opx en phase post-cumulus. Cet échantillon a une texture à gros grains quasi pegmatitique.

Dans cette clinopyroxénite, la morphologie des Cpx est difficile à déterminer car ils présentent des limites chaotiques, non nettes, du fait de phénomènes particuliers : des interpénétrations entre cristaux de Cpx et des exsolutions de différents types. Les exsolutions peuvent se présenter sous forme de petites lamelles fines (< 1 mm) parallèles aux clivages des Cpx qui donnent un aspect tacheté au cristal hôte *(fig.1.177a-b)*. Lorsque les exsolutions se développent un peu plus dans le cristal hôte elles prennent la forme de lamelles plus épaisses *(fig.1.177c)* ou de petits cristaux allongés *(fig.1.177d)* parallèles aux clivages. Dans ces deux cas les minéraux en exsolutions sont des Cpx et des Opx. Enfin, lorsque les exsolutions se développent beaucoup plus dans le cristal hôte, elles forment de grandes bandes voire de grandes plages *(fig.1.177e)*. Dans ce dernier cas, le seul minéral en exsolution est le Cpx. On constate que lorsque des exsolutions de Cpx sont présentes dans le cristal hôte, elles sont toujours associées à des exsolutions d'Opx mais le cas inverse est rare *(fig.1.177a-d-e)*.

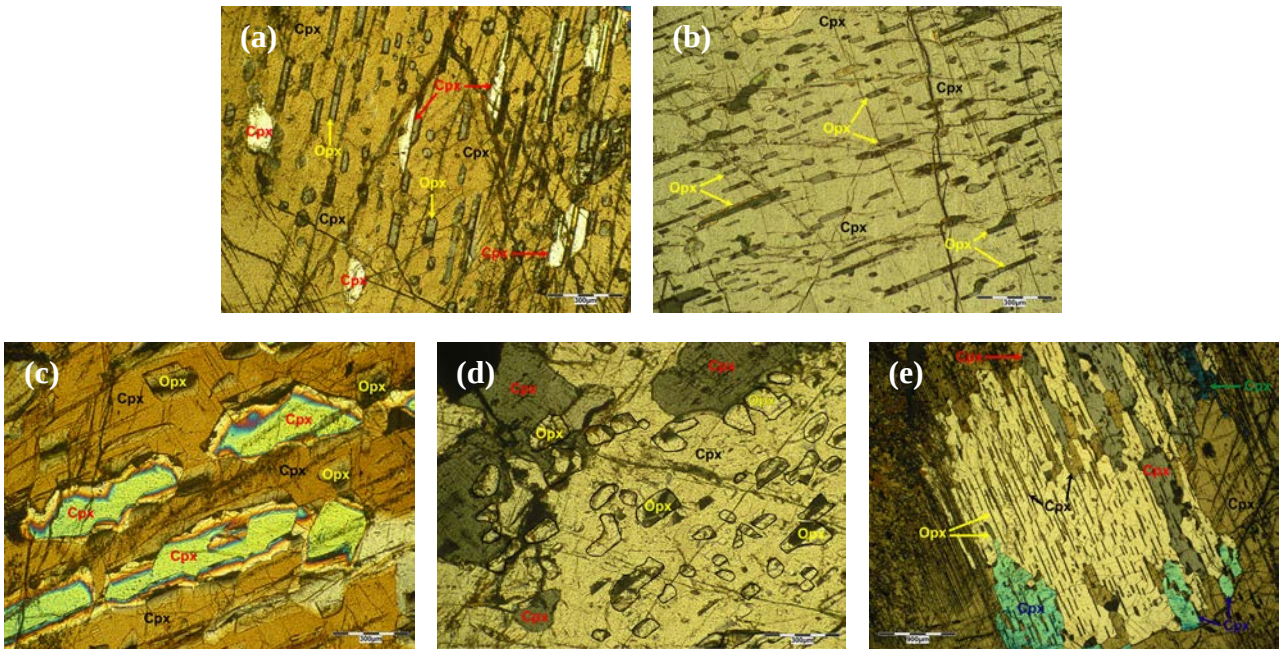


Figure 1.177 : Différents types d'exsolution dans les Cpx de la clinopyroxénite à Opx : en lamelles fines, (a-b), en lamelles plus épaisses (c) ou en petits cristaux (d), en bandes et en grandes plages (= interpénétrations de plusieurs Cpx) (e). Sur les photos, les différentes couleurs d'écriture permettent de distinguer les exsolutions et les cristaux hôtes (a-b-c-d, noir : cristal hôte, rouge : exsolution de Cpx, jaune : exsolution d'Opx) ou les différents types de Cpx (e). Photos en LPA.

Ces différents types d'exsolutions de Cpx sont souvent en étroite relation les uns avec les autres ; le développement de petites lamelles de Cpx dans le cristal hôte étant parfois directement liée à la présence de grandes bandes de Cpx dans ce dernier *(fig.1.177 et 1.178)*. De plus, les exsolutions de Cpx, en particulier le dernier type, sont souvent en étroite relation avec les cristaux de Cpx adjacents, les bandes dans le cristal hôte ayant les mêmes teintes de polarisation que les cristaux voisins, ce qui donne l'impression de phénomènes d'interpénétration entre les cristaux *(fig.1.178)*. Ces structures correspondent aux exsolutions et aux symplectites d'augites déjà observées dans les précédentes lithologies. Cependant, dans cette clinopyroxénite, ces structures sont particulièrement bien développées et visibles du fait de la présence de grands cristaux de Cpx.

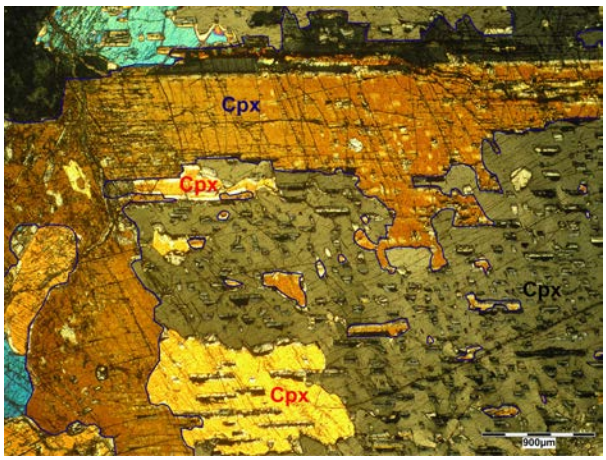
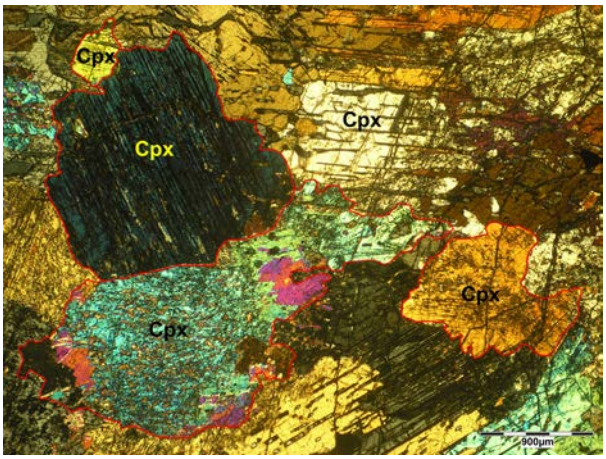


Figure 1.178 : Photo en LPA de la clinopyroxénite 08MA89 montrant les relations entre les différents types d'exsolutions de Cpx (lamelles et bandes) et les relations entre les cristaux adjacents et les exsolutions. Différentes couleurs d'écriture = différents types de Cpx et, zone délimitée en bleue = bande d'exsolution (haut) liée aux lamelles d'exsolution (bas) et au cristal voisin (gauche).

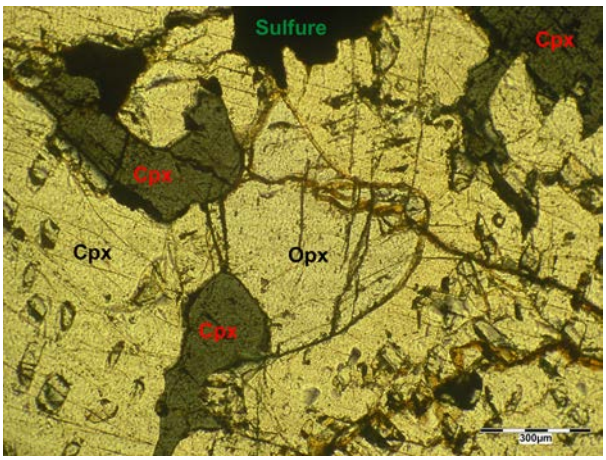
A partir de la forme des Cpx moins touchés par ces structures, on peut leur déterminer une morphologie sub-automorphe à xénomorphe *(fig.1.179)*. De la même manière, on peut estimer la taille des grains, qui est ici comprise entre environ 1 mm et 1 cm *(fig.1.179)*.

Figure 1.179 : Morphologies sub-automorphes à xénomorphes de Cpx peu touchés par les phénomènes d'exsolutions et d'interpénétrations. Noter que ces Cpx sont légèrement altérés en amphiboles secondaires. Photo en LPA.



Dans certains Cpx, des Opx inclus se présentent en cristaux sub-automorphes de taille moyenne (≤ 0,5 mm) *(fig.1.180)* et semblent correspondre soit à des exsolutions plus développées, soit au piégeage des Opx en fin de cristallisation des minéraux hôtes. De part la morphologie de ces Opx, les structures particulières observées dans les Cpx et le développement important des exsolutions d'Opx dans cet échantillon *(fig.1.177)*, il est cependant difficile de déterminer la nature de ces « inclusions ». Le Cpx est la phase la plus abondante de la roche avec une proportion estimée à 92,5 %.

Figure 1.180 : Cristal sub-automorphe d'Opx inclus dans un Cpx. Photo en LPA.



Outre les exsolutions, les Opx se présentent majoritairement en cristaux xénomorphes interstitiels *(fig.1.181a)* voire poecilitiques *(fig.181b)*, parfois de grande taille (0,2 – 3 mm), serpentant entre les Cpx et les englobant. Quelques cristaux, de taille variable (0,2 – 2 mm), présentent également des morphologies plus sub-automorphes et apparaissent souvent « coincés » entre les Cpx *(fig.1.181c)*. Certains cristaux sub-automorphes possèdent de rares inclusions (i.e. cristal inclus) de Cpx *(fig.1.181c)*.

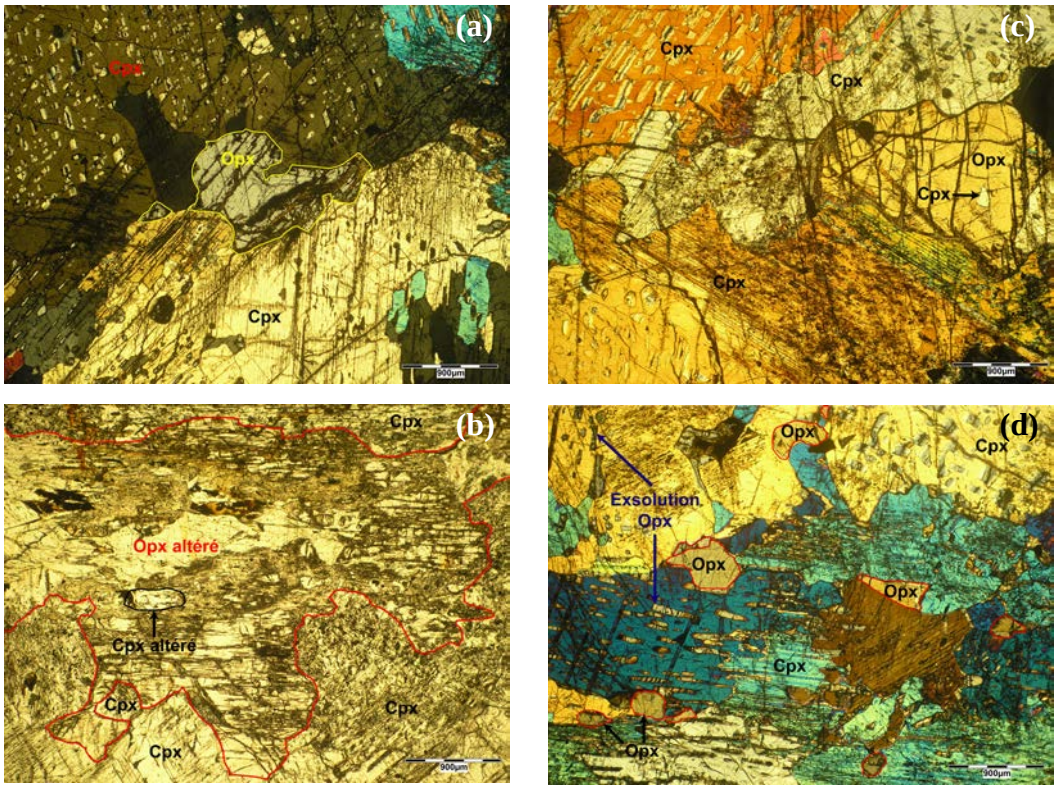


Figure 1.181 : Caractéristiques pétrographique des Opx dans la clinopyroxénite à Opx : a) Cristal xénomorphe interstitiel, b) Cristal poecilitique, c) Cristal sub-automorphes, d) Exemple de cas ambiguë où il est difficile de déterminer la morphologie des Opx : cristaux interstitiels ou migration des exsolutions ? Photos en LPA (a-c-d) et en LPNA (b).

Du fait de la grande abondance d'exsolutions dans cet échantillon, il est difficile de savoir si les plus petits cristaux d'Opx que l'on observe « coincés » entre les Cpx correspondent à des cristaux individuels ou à des exsolutions d'Opx ayant migrées en bordure des cristaux hôtes *(fig.1.181d)*. Dans cet échantillon, la présence de rares cristaux sub-automorphes d'Opx et de possibles inclusions d'Opx dans le Cpx montre que l'Opx a commencé à se former en fin de cristallisation des Cpx. L'Opx représente environ 7 % du volume de la roche.

Les chromites et les sulfures de Fe, Ni et Cu sont les deux seuls minéraux opaques observés dans cet échantillon *(fig.1.182)*. Ils sont généralement sub-automorphes et s'observent le plus souvent inclus dans les cristaux de Cpx *(fig.1.182)*. Les minéraux opaques sont de petites tailles (0,1 – 0,2 mm) et sont peu abondants, représentant 0,5 % du volume de la roche.

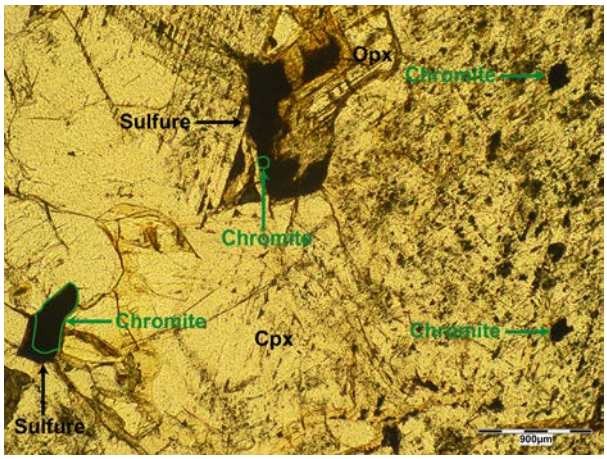


Figure 1.182 : Morphologie sub-automorphe des chromites et des sulfures dans la clinopyroxénite à Opx. Photo en LPNA.

De part la morphologie des minéraux dans cet échantillon, on constate que le Cpx est la phase la plus précoce et que l'Opx ne cristallise pas très tardivement par rapport à ce dernier. On peut donc noter, par la morphologie plus sub-automorphe de certains Opx, que cette clinopyroxénite est relativement proche d'une webstérite. L'ordre de cristallisation qui peut être établi pour cette clinopyroxénite à Opx est le suivant :

(Opq –) Cpx + Opq (+ Opx) – Opx

II.2.d.2. Les clinopyroxénites à Plg et Opx

Cette lithologie n'est représentée que par un échantillon du massif de Bahla qui correspond à un lit d'une épaisseur de 2 - 3 mm (09BA13H ZIII). Cet échantillon a une texture de mésocumulat avec en phase cumulus du Cpx et en phases post-cumulus de l'Opx et du Plg.

Les Cpx sont généralement sub-automorphes et maclés *(fig.1.183a)*. La plupart du temps, ils semblent déstabilisés et présentent une morphologie assez particulière. En effet, on observe des Cpx xénomorphes ou sub-automorphes avec des surfaces corrodées dans lesquels « s'injectent » d'autres Cpx souvent xénomorphes *(fig.1.183b-c)*.

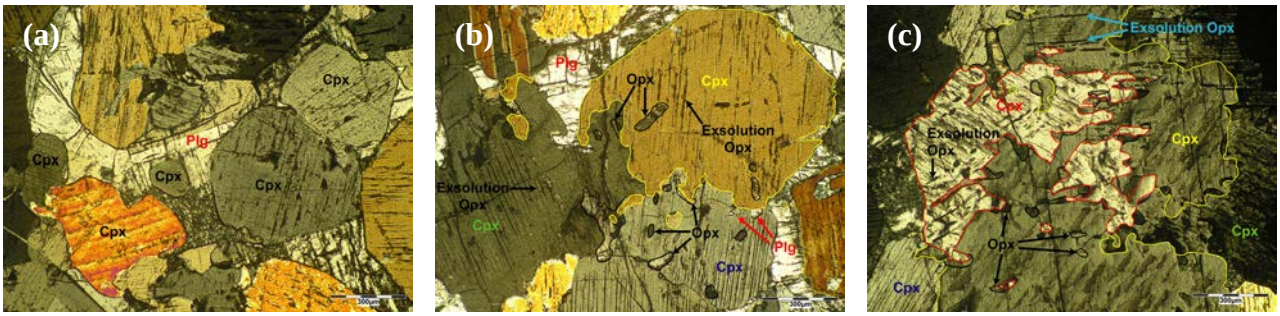


Figure 1.183 : Morphologies des Cpx dans la clinopyroxénite à Plg et Opx : a) Morphologies sub-automorphes « primaires » (i.e. cristaux non corrodés), b-c) Phénomènes de corrosion et d'interpénétration de cristaux entre un cristal sub-automorphe et des cristaux xénomorphes (b) et, entre un cristal xénomorphe et d'autres cristaux également xénomorphes (c). Noter la présence de cristaux d'Opx en exsolutions et en inclusions (i.e. cristaux inclus) dans les Cpx et, coincés entre les différents types de Cpx. Différentes couleurs d'écriture = différents types de Cpx. Photos en LPA.

Associées à ces morphologies, on observe très souvent dans les Cpx des exsolutions de Cpx et/ou d'Opx qui suivent généralement les clivages du cristal hôte *(fig.1.183b-c)*. Certaines de ces structures font penser, comme précédemment, aux interpénétrations de

cristaux et aux symplectites d'augites qui se développent en condition sub-solidus/tardi-magmatiques. Cependant le caractère corrodé de certains cristaux et les interpénétrations de cristaux pourraient également s'expliquer par la cristallisation de Cpx « primaires » puis leur dissolution par un liquide de même composition formant des Cpx « secondaires » xénomorphes. Pour expliquer l'ensemble des observations, on peut penser que ces deux phénomènes ont lieu conjointement. Dans tout les cas, les Cpx sont des minéraux précoces. Du fait de cette morphologie complexe, la taille des grains de Cpx est difficile à déterminer mais elle semble assez constante et on peut l'estimer à 1 mm en moyenne *(fig.1.183a-b)*. Dans cet échantillon le Cpx est majoritaire et constitue 90 % du volume de la roche.

Les Plg et les Opx présentent les mêmes morphologies. Ils sont interstitiels et se développent entre les cristaux de Cpx *(fig.1.184)*. Ces minéraux sont relativement petits, l'Opx faisant généralement 0,1 mm et le Plg ayant une taille < 1 mm *(fig.1.184)*.

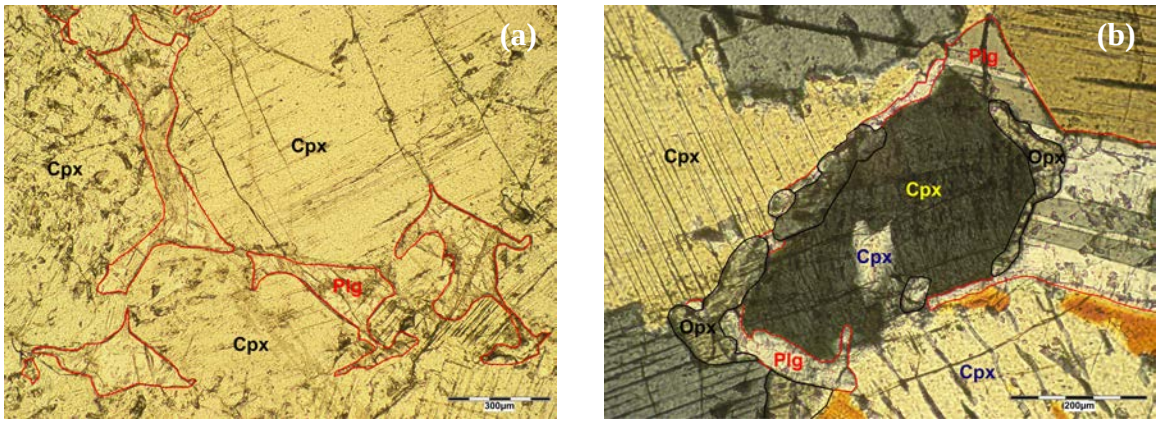


Figure 1.184 : Morphologies interstitielles des Plg (a) et des Opx (b) dans la clinopyroxénite à Plg et Opx. Le tracé en rouge délimite un seul et même cristal de Plg et celui en noir, les petits cristaux d'Opx. Photos en LPNA (a) et en LPA (b).

Les Opx s'observent également « coincés » entre les deux types de Cpx (i.e. xénomorphes et/ou sub-automorphes) *(fig.1.183b-c)*. Dans ce cas, ils peuvent correspondre à des cristaux interstitiels et/ou refléter la migration des exsolutions. Enfin, on trouve également des Opx en inclusion (i.e. cristaux inclus) dans les Cpx *(fig.1.183b-c)*. Ces inclusions peuvent correspondre soit à des exsolutions, soit à des cristaux d'Opx piégés dans le cristal hôte lors de la cristallisation des Cpx. Au vu de ses relations avec les Cpx, l'Opx cristalliserait en même temps que la deuxième génération de Cpx (i.e. Cpx « secondaires ») si on considère deux épisodes de cristallisation des Cpx. Le Plg représente 8,5 % du volume de la roche tandis que l'Opx est beaucoup moins abondant et ne représente que 1,5 % du volume.

A partir des relations texturales entre les différentes phases minérales, on peut établir pour cette clinopyroxénite à Plg et Opx, la séquence de cristallisation suivante :

Cpx – Cpx (+ Opx) – Opx + Plg

II.2.d.3. Les clinopyroxénites à Ol (s.l.)

II.2.d.3.1. Les clinopyroxénites à Ol (s.s.)

Ces roches sont peu abondantes et ne correspondent qu'à deux échantillons (04OM40B Z2 et 08BA3C). Elles montrent des textures de mésocumulat et d'orthocumulat avec des Cpx en phase cumulus et des Ol en phase post-cumulus.

En général, les Cpx présentent des morphologies sub-automorphes et sont souvent maclés *(fig.1.185a)*. Certains Cpx apparaissent plus xénomorphes soit parce qu'ils ont des « apophyses » *(fig.1.185b)*, soit parce qu'ils présentent des sortes de golfes de corrosion remplis par les Ol *(fig.1.185c et 1.186)*.

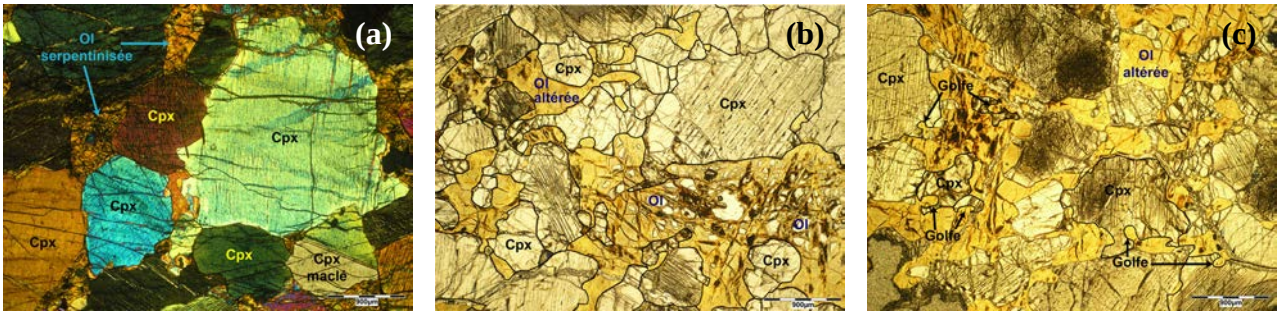


Figure 1.185 : Morphologies des Cpx dans les clinopyroxénites à Ol : a) Cristaux sub-automorphes dans l'échantillon 04OM40B ZII et b-c) Cristaux plus xénomorphes avec des apophyses (b) ou des golfes de corrosion (c) dans l'échantillon 08BA3C (Sur la photo (c), les tracés noirs délimitent les Cpx présentant des golfes de corrosion). Noter que l'échantillon 08BA3C (b-c) possède également des Cpx sub-automorphes. Photos en LPA (a) et en LPNA (b-c).

De gros cristaux arrondis d'Ol sont parfois inclus dans les Cpx *(fig.1.186)*. Cependant, au vu du caractère tardif des Ol dans ces échantillons et de la ressemblance de ces « inclusions » avec les golfes de corrosion, il semble que ces cristaux d'Ol correspondent plutôt à des golfes qu'à de vraies inclusions (i.e. cristaux piégés lors de la formation du Cpx) *(fig.1.186)*. C'est-à-dire que soit ces cristaux inclus sont des golfes refermés indiquant que la formation des Ol a eu lieu en fin de cristallisation des Cpx, soit ce sont des golfes qui apparaissent sous forme d'inclusion, ce qui serait un artefact lié au plan de coupe de la lame mince *(fig.1.186)*.

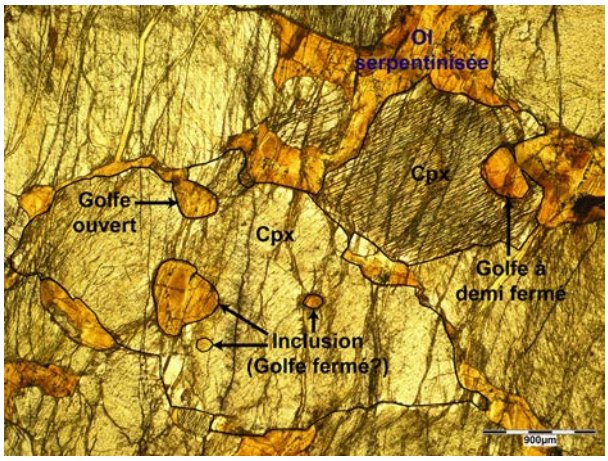


Figure 1.186 : Détail sur les golfes de corrosion dans l'échantillon 04MA40B ZII. Noter la présence de deux types de golfes : ouvert et partiellement fermé. Les deux types de golfes et les inclusions pourraient refléter les différentes étapes de la fermeture des golfes lors de la cristallisation des Cpx.

Les Cpx sont généralement de grande taille (1 à 4 mm) et ne présentent que rarement des exsolutions ou des interpénétrations de cristaux. Le Cpx est la phase la plus abondante dans ces clinopyroxénites (60 % à 80 % du volume de la roche).

L'Ol est souvent très serpentinisée ce qui n'empêche cependant pas de déterminer sa morphologie *(fig.1.187)*. En effet, la serpentine qui « s'infiltre » entre les Cpx témoigne d'une morphologie interstitielle, ce qui est confirmé par les quelques reliques d'Ol *(fig.1.185b et 1.187b)*.

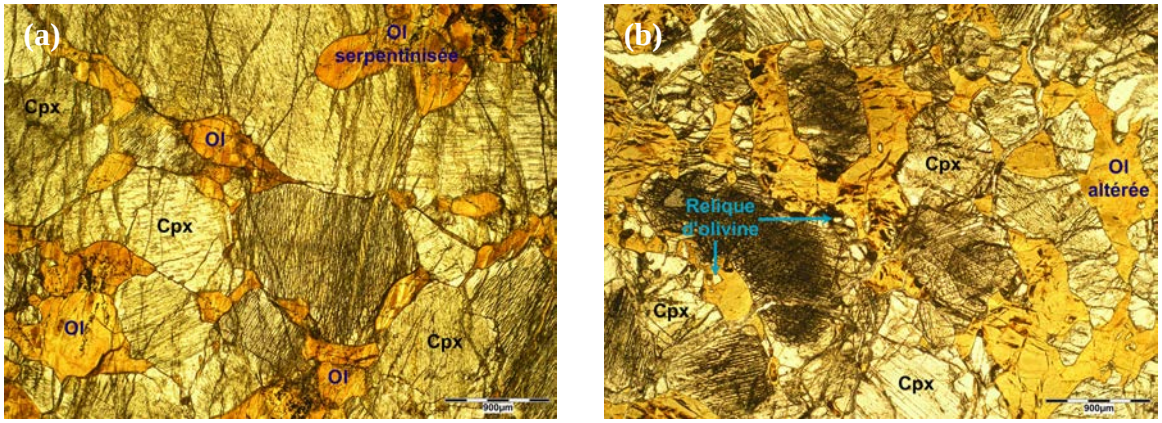
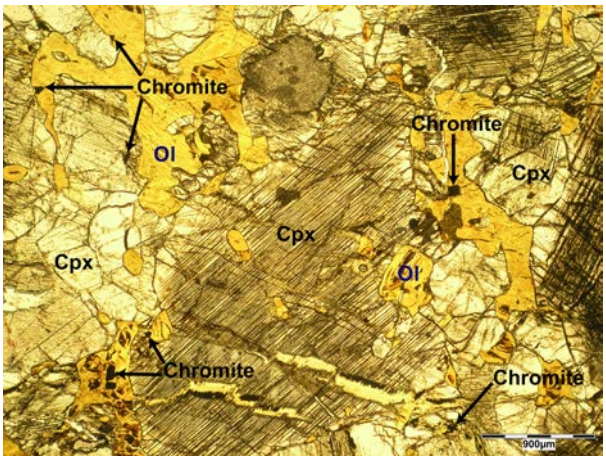


Figure 1.187 : Morphologies interstitielles des Ol serpentinisées dans les clinopyroxénites 4OM40B ZII (a) et 08BA3C (b). Les Ol moins nombreuses dans (a) (~ 20 %) forment des « poches» aux joints des grains de Cpx et les Ol plus nombreuses dans (b) (~ 38 %) forment de grandes « plages» serpentant entre les Cpx. Photos en LPNA.

Du fait du degré de serpentinisation, la taille des grains d'Ol n'est pas déterminable mais ces dernières apparaissent généralement plus petites que les Cpx *(fig.1.187a)*. Les Ol sont relativement abondantes dans ces échantillons avec des proportions comprises entre 20 % et 38 %. Elles s'organisent différemment dans les échantillons selon leur abondance : lorsqu'elles sont peu nombreuses, elles s'observent généralement aux joints des grains de Cpx *(fig.1.187a)* et lorsqu'elles sont abondantes, elles forment de grandes « plages » interstitielles entre ces derniers *(fig.1.187b)*.

Les seuls minéraux opaques observés dans ces clinopyroxénites sont des chromites *(fig.1.188)*. Elles sont automorphes à sub-automorphes et s'observent généralement en position interstitielle entre les silicates mais rarement incluses dans ces derniers *(fig.1.188)*. Les chromites sont généralement de petite taille (< 2 mm) et peu abondantes (< 2 %).

Figure 1.188 : Morphologies sub-automorphes des chromites dans l'échantillon 08BA3C. Noter la très faible taille de grains de ces minéraux. Photo en LPNA.



Les relations observées entre les minéraux dans ces clinopyroxénites à Ol (s.s.) permettent de déterminer l'ordre de cristallisation suivant :

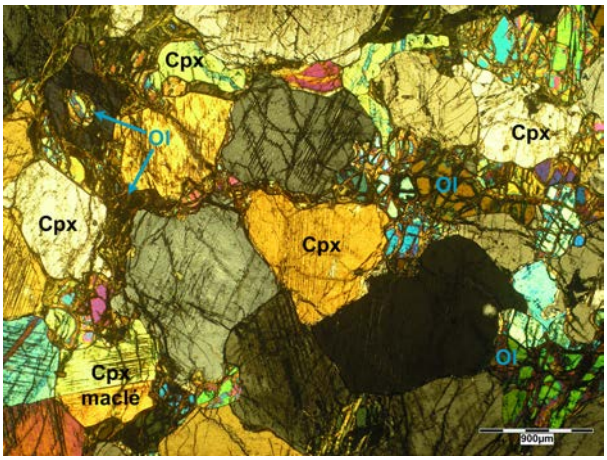
Cpx + Chr (+ Ol) – Ol + Chr

II.2.d.3.2. Les clinopyroxénites à Ol et Opx

Ces clinopyroxénites ont des textures de mésocumulat et d'orthocumulat avec en phase cumulus du Cpx et en phases post-cumulus de l'Ol et de l'Opx. Ces roches présentent généralement une texture à gros grains voire quasi pegmatitique pour certaines clinopyroxénites (08MA90).

Les Cpx sont en majorité sub-automorphes, quelquefois maclés, et apparaissent parfois en cristaux xénomorphes voire interstitiels *(fig.1.189)*. Ces différentes morphologies s'observent toujours au sein d'un même échantillon *(fig.1.189)*.

Figure 1.189 : Morphologies sub-automorphes à xénomorphes des Cpx dans la clinopyroxénite à Ol et Opx 08BA3B. Noter la présence de Cpx maclés. Photo en LPA.



Dans la plupart des échantillons, les Cpx montrent des interpénétrations de cristaux et des exsolutions de Cpx et/ou d'Opx, qui sont plus ou moins importantes dans les différents échantillons *(fig.1.190 et 1.191)*. C'est souvent ces structures qui donnent un caractère plus interstitiel aux Cpx *(fig.1.191a)*. Les exsolutions d'Opx s'observent essentiellement dans les échantillons 04OM39D et 08MA90 *(fig.1.190)*. Ces exsolutions apparaissent comme de très fines lamelles parallèles aux clivages du cristal hôte (< 0,1 mm) qui donnent un aspect tacheté aux Cpx (04OM39D, *fig.1.190a*), et/ou comme de grandes lamelles épaisses qui s'individualisent parfois en petits cristaux allongés (08MA90, *fig.1.190b*).

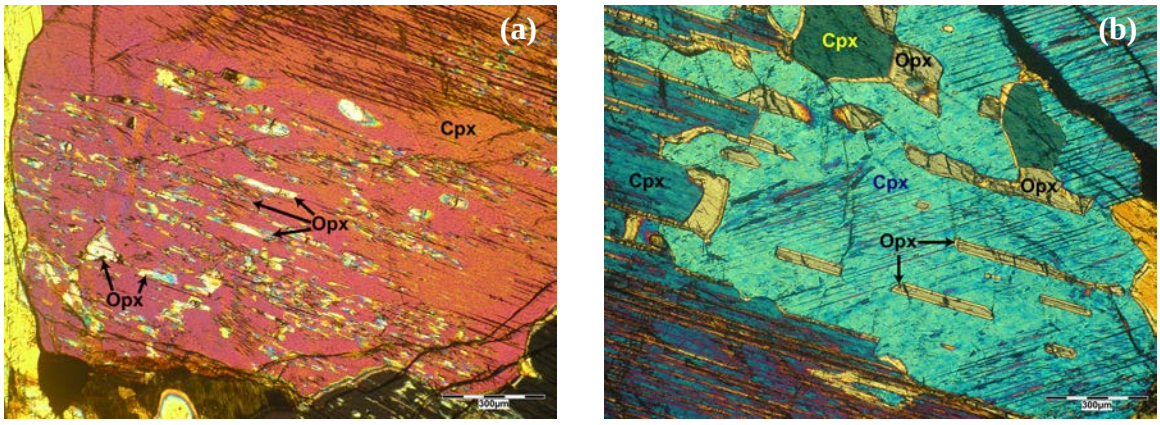


Figure 1.190 : Exsolutions d'Opx dans les Cpx sous forme de fines lamelles dans l'échantillon 04OM39D (a) et de grandes lamelles ou petits cristaux dans l'échantillon 08MA90 (b). Photos en LPA. (La teinte de polarisation anormale des pyroxènes dans (a) est liée à une épaisseur de lame mince > 30 µm.)

Les exsolutions de Cpx sont, quant à elles, omniprésentes dans ces clinopyroxénites *(fig.1.191)*. Elles apparaissent comme de grandes lamelles ou de grandes « plages » qui se

développent parallèlement aux clivages des Cpx hôtes et qui sont souvent associées aux cristaux adjacents (symplectites d'augites) *(fig.1.191)*.

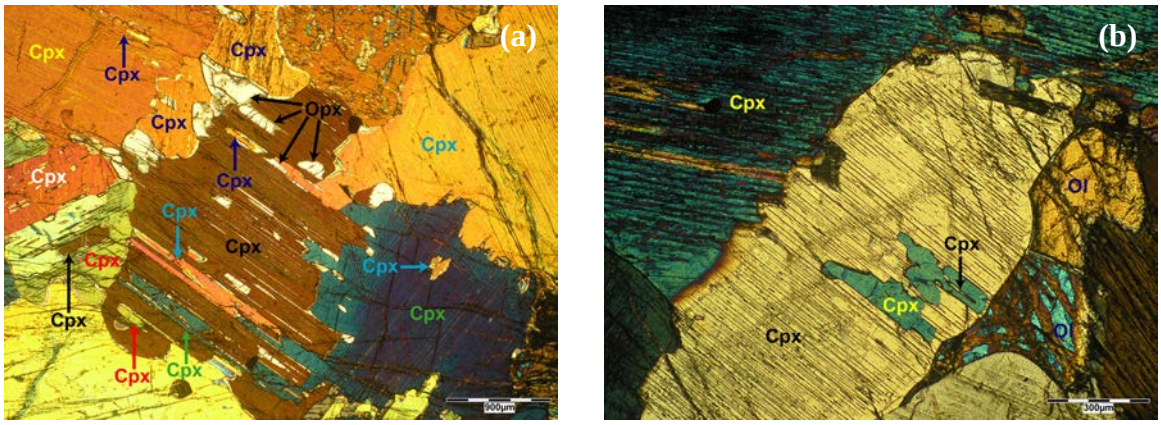


Figure 1.191 : Interpénétrations de cristaux et exsolutions de Cpx sous forme de grandes lamelles et de grandes plages dans les Cpx des échantillons 08MA90 (a) et 08MA82B (b). Les différentes couleurs d'écriture sur les photos indiquent les différents Cpx. Noter que, dans certains cas, les relations entre les exsolutions de Cpx et les cristaux adjacents sont évidentes, les deux types de cristaux étant connectés (a) mais, dans d'autres cas, les relations sont plus difficiles à établir du fait de l'absence de connexion entre les exsolutions et les cristaux voisins (b). Photos en LPA.

La taille de grains des Cpx varie beaucoup d'un échantillon à l'autre et au sein d'un même échantillon allant de 1 mm à 7 mm (3 mm en moyenne). Dans certains échantillons (08MA82B et 08MA83), les Cpx montrent des extinctions roulantes et du bending témoignant de phénomène de déformation *(fig.1.192)*. Le Cpx est la phase la plus abondante dans ces échantillons, représentant de 70 % à 84,5 % du volume des roches.

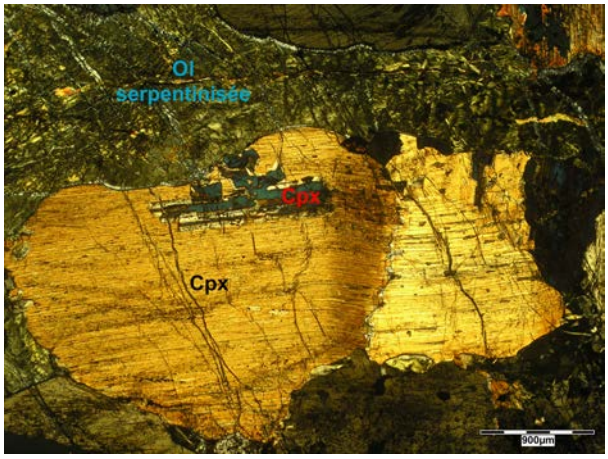


Figure 1.192 : Cpx présentant du bending et une extinction roulante témoignant d'une déformation intracristalline dans l'échantillon 08MA82B. Photo en LPA.

Les Ol s'observent généralement en cristaux interstitiels se développant entre les Cpx *(fig.1.193a-b)*. Certaines d'entre elles présentent parfois des morphologies sub-automorphes témoignant de leur cristallisation dans de grandes « poches » de liquide interstitiel (comme les Plg dans les dunites, *cf. paragraphe II.2.a.2*) *(fig.1.193c)*.

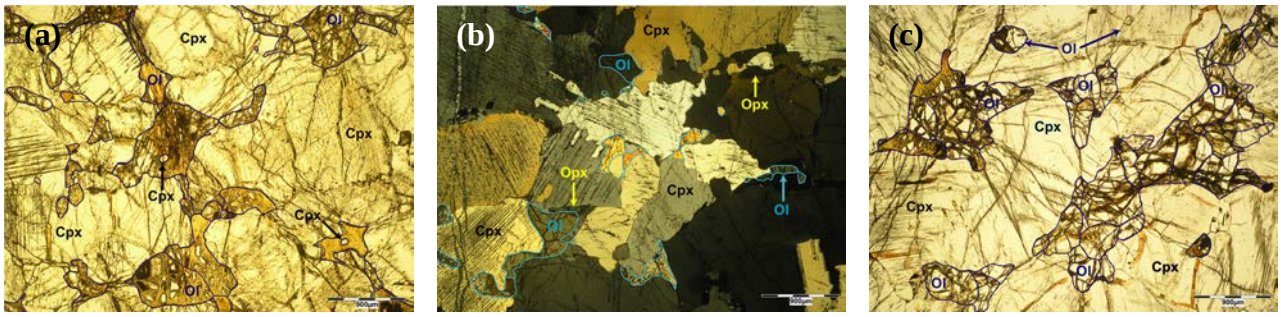


Figure 1.193 : Morphologies des Ol dans les clinopyroxénites à Ol et Opx : a-b) Cristaux xénomorphes interstitiels dans les échantillons 08BA3B (a) et 08MA83 (b), c) Amas de cristaux sub-automorphes à xénomorphes dans l'échantillon 04OM39D. Noter les différentes morphologies et organisations des Ol interstitielles selon leur abondance : (a) 25 % d'Ol (b) 6 % d'Ol. Photos en LPNA (a-c) et en LPA (b). (La teinte de polarisation anormale des Ol et des Cpx dans (b) est liée à une épaisseur de lame mince < 30 µm).

Les Ol s'observent également en inclusions arrondies dans les Cpx *(fig.1.189-1.193c)* reflétant vraisemblablement le piégeage de ces dernières en fin de cristallisation des Cpx. Les Ol sont toujours de plus petite taille que les Cpx (< 1 mm à 3 mm). Elle est la seconde phase la plus abondante dans ces clinopyroxénites (entre 6 % et 25 %).

Les Opx sont clairement des minéraux tardifs et, on peut les observer sous différents habitus. On les trouve en petits cristaux interstitiels cristallisant entre les Cpx ou entre les Ol et les Cpx (e.g. 08MA83, *fig.1.194a*) et, en plus grands cristaux poecilitiques englobant les Cpx et/ou les Ol (e.g. 08BA3B, *fig.1.194b-c*). On les observe également au sein des Cpx, soit sous forme d'exsolutions plus ou moins développées parallèles aux plans de clivage (08MA83, 08MA90, *fig.1.190*), soit sous forme d'inclusions arrondies reflétant, comme pour les Ol, l'emprisonnement des Opx en fin de cristallisation des Cpx (08MA83, 08MA90, *fig.1.194c*).

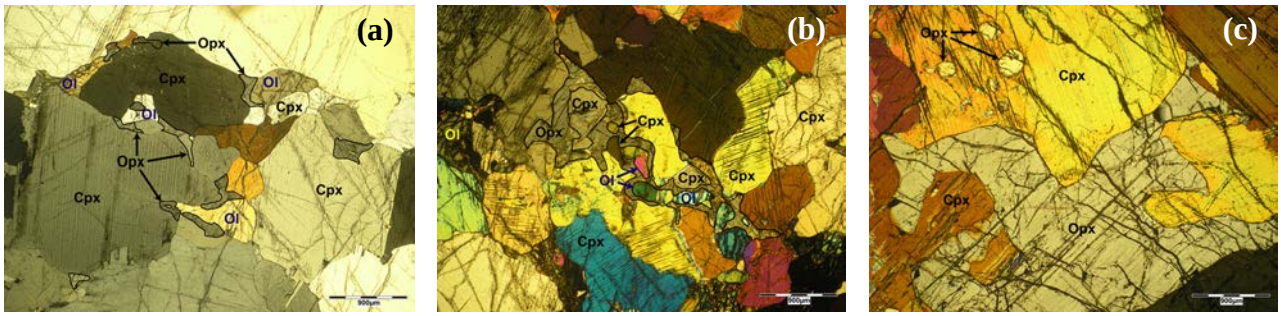


Figure 1.194 : Morphologies des Opx dans les clinopyroxénites à Ol et Opx : en cristaux interstitiels dans l'échantillon 08MA83 (a), en cristaux poecilitiques dans les échantillons 08BA3B (b) et 08MA90 (c) et en inclusions arrondies dans un Cpx de l'échantillon 08MA90 (c). Noter les différences de tailles et de formes des cristaux poecilitiques dans (b) et (c). Photos en LPA.

Du fait de ces différents habitus, les Opx présentent des tailles de grains variables allant de 1 mm à 6 mm pour certains cristaux poecilitiques *(fig.1.194b-c)* et < 1mm pour les cristaux interstitiels et en inclusions *(fig.1.194a-c)*. La proportion d'Opx varie beaucoup d'un échantillon à l'autre constituant de 0,5 % à 8 % du volume des roches (les proportions prennent en compte les différents habitus de l'Opx, hors exsolutions).

Les minéraux opaques observés dans ces clinopyroxénites sont essentiellement des sulfures de Fe, Ni et Cu et des chromites *(fig.1.195)*. Ils sont sub-automorphes à xénomorphes et s'observent essentiellement entre les silicates et plus rarement inclus dans les Cpx *(fig.1.195)*. Dans l'échantillon 08BA3B où ils sont peut abondants, on les observe également inclus dans les Ol *(fig.1.195b)*. Les minéraux opaques sont de relativement grande taille (0,1 -

1 mm) sauf dans l'échantillon 08BA3B (≤ 1 mm) *(fig.1.195b)* et sont assez abondants, représentant de 1 % à 5 % du volume des roches.

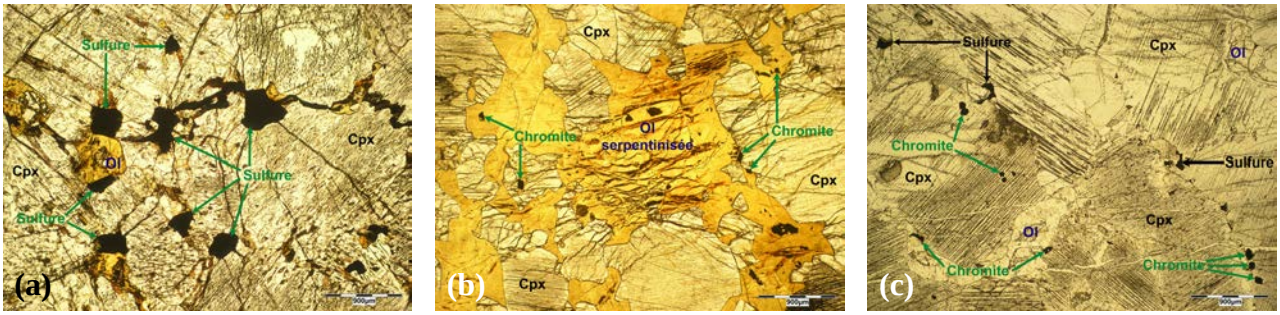


Figure 1.195 : Les différents minéraux opaques dans les clinopyroxénites à Ol et Opx : a) Sulfures seuls dans l'échantillon 04OM39D, b) Chromites seules dans l'échantillon 08BA3B et c) Sulfures et chromites associés dans l'échantillon 08MA83. Noter la variation de la taille des sulfures entre les différents échantillons. Photos en LPNA.

Dans certains échantillons (08MA83) on observe, inclus dans les Cpx, des Ol xénomorphes associées à des bordures d'Opx reflétant l'inclusion contemporaine de ces deux phases minérales dans les Cpx *(fig.1.196)*.

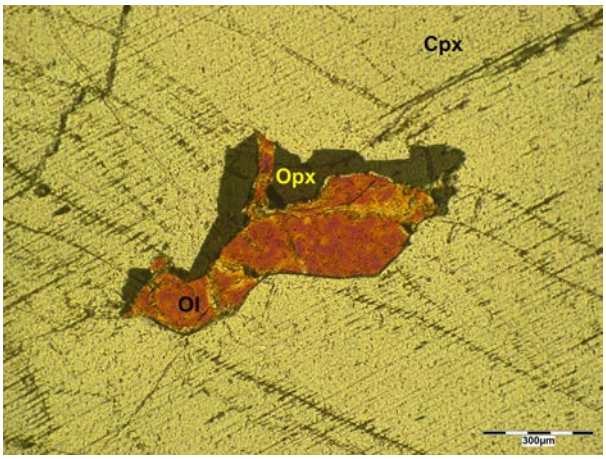


Figure 1.196 : Echantillon 08MA83 montrant une Ol xénomorphe associée à une bordure d'Opx incluse dans un Cpx. Photo en LPA.

Dans ces échantillons, les Cpx sont plus précoces que les deux autres phases silicatées. Cependant, en se basant sur les inclusions (i.e. cristaux d'Ol et d'Opx inclus dans les Cpx), on constate que les Ol et les Opx ne cristallisent pas très tardivement par rapport aux Cpx. L'ordre de cristallisation respectif de l'Ol et de l'Opx est difficile à établir dans la plupart des échantillons, ces deux phases étant interstitielles. Cependant l'Opx semble généralement plus interstitiel et englobe parfois les Ol ce qui laisse penser qu'il est légèrement plus tardif que ces dernières. Les relations texturales entre les différents minéraux dans ces clinopyroxénites à Ol et Opx permettent donc de définir la séquence de cristallisation suivante :

Cpx + Opq (+ Ol + Opx) – Ol + Opx + Opq – Opx

II.2.d.3.3. Les clinopyroxénites à Ol et Plg

Cette lithologie n'est observable que dans trois échantillons 08MA21AB ZI&II et 08BA3Dh ZII qui correspondent à des lits de 4 mm à 7 mm dans les lames minces. Ces clinopyroxénites ont des textures de mésocumulat et d'orthocumulat avec en phase cumulus

du Cpx et en phases post-cumulus de Ol et du Plg. Ces échantillons diffèrent uniquement par leurs proportions minéralogiques des phases.

Comme dans la plupart des clinopyroxénites, les Cpx sont généralement sub-automorphes *(fig.1.197)* et présentent des inclusions arrondies et de petites tailles d'Ol *(fig.1.197a)*. Ces Ol ont donc été incluses dans les Cpx en fin de cristallisation de ces derniers. Des inclusions de Plg sont également observables mais sont beaucoup plus rares que celles d'Ol *(fig.1.197b)*. Les Cpx ont une taille assez constante de 1 - 2 mm *(fig.1.197)* et sont les minéraux les plus abondants, avec des proportions comprises entre 62 % et 92 %.

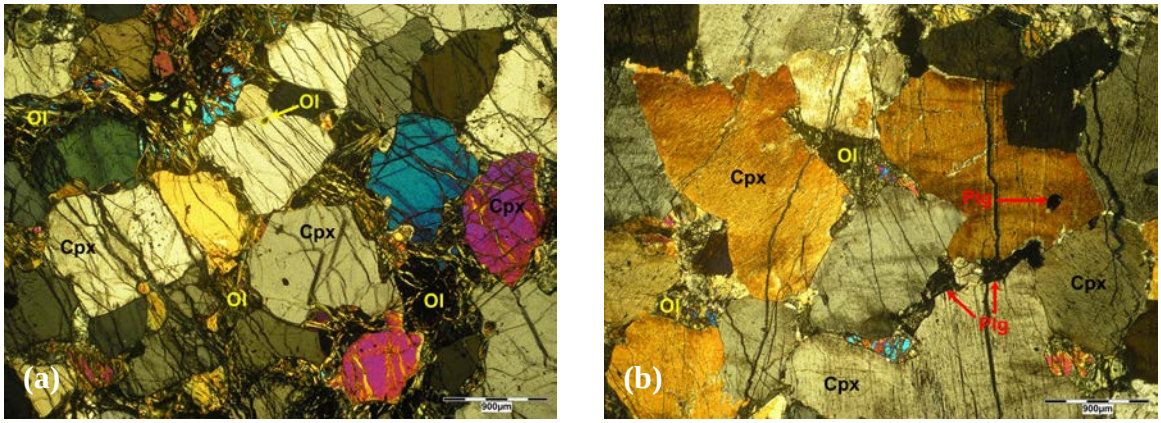


Figure 1.197 : Cristaux sub-automorphes de Cpx présentant des inclusions d'Ol dans l'échantillon 08MA21AB ZI (a) et des inclusions de Plg dans l'échantillon 08BA3Dh ZII (b). Photos en LPA.

Les Ol sont souvent serpentinisées et parfois altérées en chlorite, en particulier dans l'échantillon 08MA21AB ZII. Elles présentent une morphologie clairement interstitielle et s'observent soit en cristaux xénomorphes *(fig.1.197 et 1.198a)*, soit en cristaux sub-automorphes cristallisant dans des « poches » de liquide intercumulus *(fig.1.198b)*. Les Ol sont plus petites que les Cpx avec une taille généralement ≤ 1mm et constituent entre 7 % et 35 % du volume des roches *(fig.1.198)*.

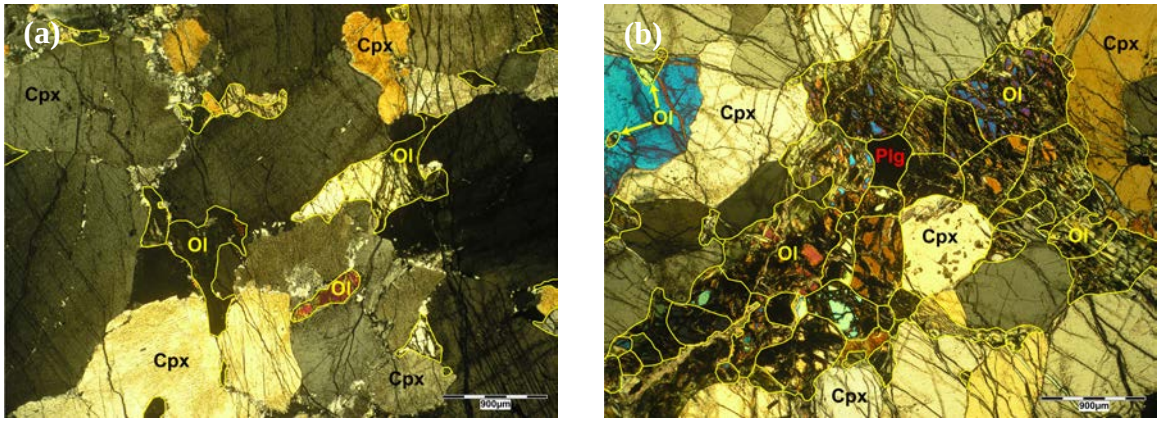


Figure 1.198 : Morphologies des Ol dans les clinopyroxénites à Ol et Plg : a) Cristaux xénomorphes interstitiels dans l'échantillon 08BA3Dh ZII et b) Amas de cristaux sub-automorphes formant une plage interstitielle entre les Cpx dans l'échantillon 08MA21AB ZI. Noter que des cristaux xénomorphes individuels sont également observables dans (b). L'organisation et la morphologie des Ol sont directement corrélées à leur abondance : 7 % d'Ol dans 08BA3Dh ZII (a) et 35 % d'Ol dans 08MA21AB ZI (b). Photos en LPA.

Dans ces échantillons, les Plg sont totalement altérés en minéraux secondaires *(fig.1.199)*. Ils apparaissent souvent sous forme de petits cristaux xénomorphes interstitiels, de 0,1 - 0,2 mm, se développant entre les Ol et les Cpx et présentant parfois des inclusions de Cpx *(fig.1.199a)*. Dans l'échantillon 08MA21AB ZII, une grande plage interstitielle de Plg altéré s'observe localement dans la lame *(fig.1.199b)*. Du fait de l'altération, cette grande plage peut correspondre à une accumulation de cristaux de Plg ou à un cristal poecilitique. Les Plg constituent de 1 % à 10 % du volume de ces roches.

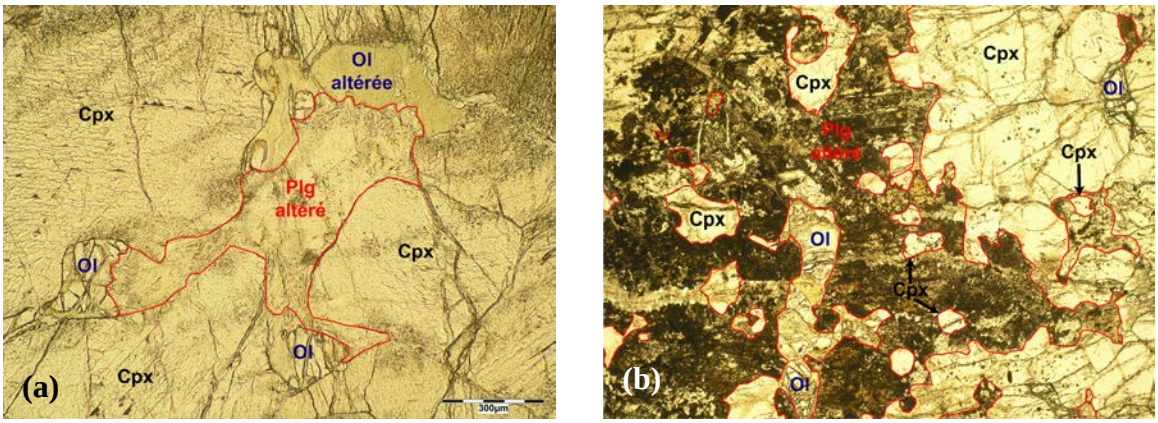
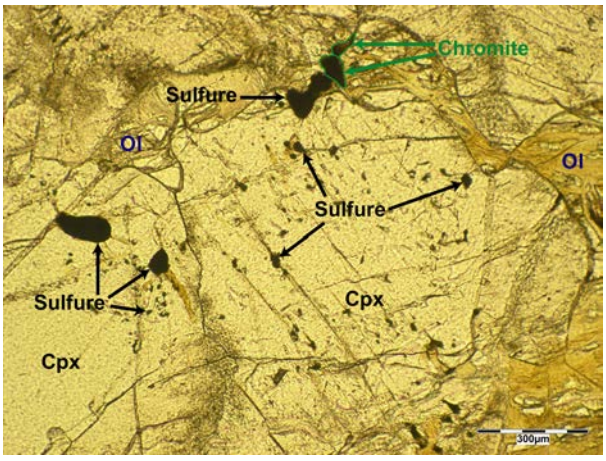


Figure 1.199 : Morphologies des Plg dans les clinopyroxénites à Ol et Plg : a) Cristaux xénomorphes interstitiels dans l'échantillon 08BA3Dh ZII et b) Grande plage interstitielle dans l'échantillon 08MA21AB ZII. Noter les différents types d'altération des Plg dans ces échantillons : altération en prehnite dans (a) et altération en hydrogrenat + prehnite dans (b). Photo en LPNA.

Les minéraux opaques présents dans les échantillons 08MA21AB ZI&ZII sont des sulfures de Fe, Ni et Cu et des chromites *(fig.1.200)*, l'autre échantillon étant dépourvu de minéraux opaques. Ces minéraux sont sub-automorphes et s'observent principalement entre les silicates et inclus dans les Cpx *(fig.1.200)*. Ils sont généralement de petite taille, de l'ordre de ~ 0,1 mm, et représentent moins de 2 % du volume des roches.

Figure 1.200 : Morphologies sub-automorphes des sulfures et des chromites dans les clinopyroxénites à Ol et Plg. Photo de l'échantillon 08MA21AB ZI en LPNA.



Dans ces clinopyroxénites, le Cpx est clairement précoce par rapport aux deux autres phases silicatées et, au vu des inclusions, l'Ol et le Plg commencent vraisemblablement à se former à la fin de sa cristallisation. L'ordre de cristallisation est difficile à estimer pour les minéraux post-cumulus cependant, la plus forte abondance d'Ol dans les échantillons et d'inclusions d'Ol dans le Cpx laissent penser que l'Ol est légèrement plus précoce que le Plg.

Pour ces clinopyroxénites à Ol et Plg, on peut donc établir la séquence de cristallisation suivante :

Cpx + Opq (+ Ol + Plg) – Ol + Plg – Plg

II.2.d.3.4. Les clinopyroxénites à Ol, Opx et Plg

Ces clinopyroxénites ont des textures de mésocumulat et d'orthocumulat avec du Cpx en phase cumulus et des Ol, des Opx et des Plg en phases post-cumulus *(fig.1.201)*.

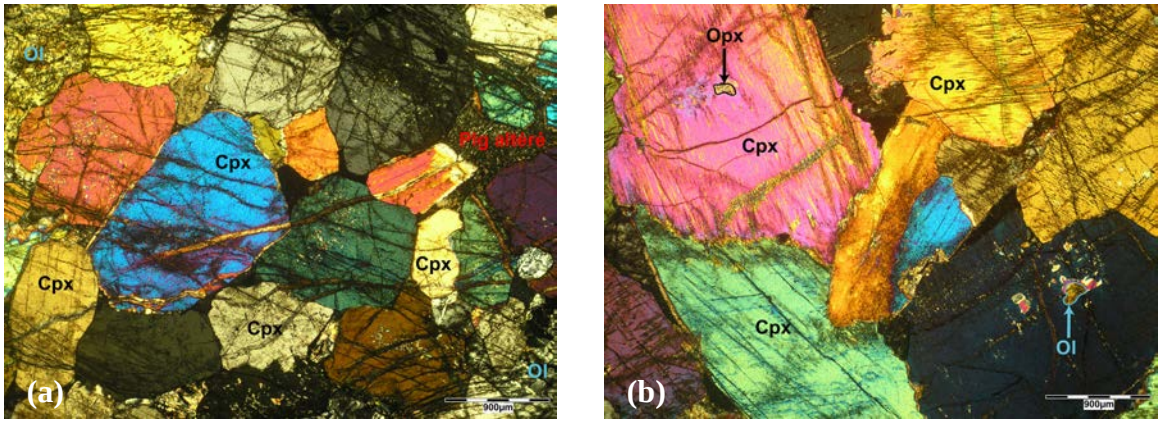
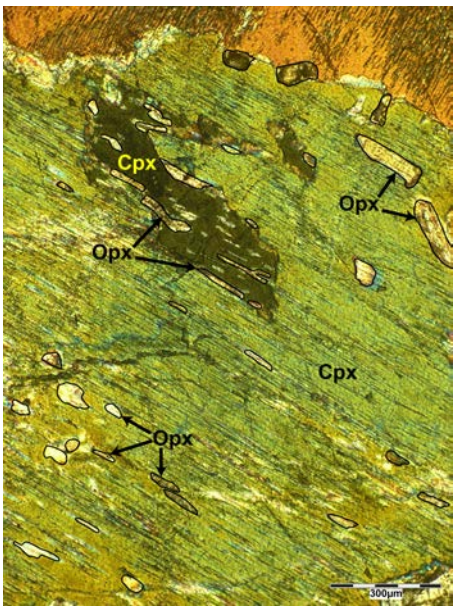


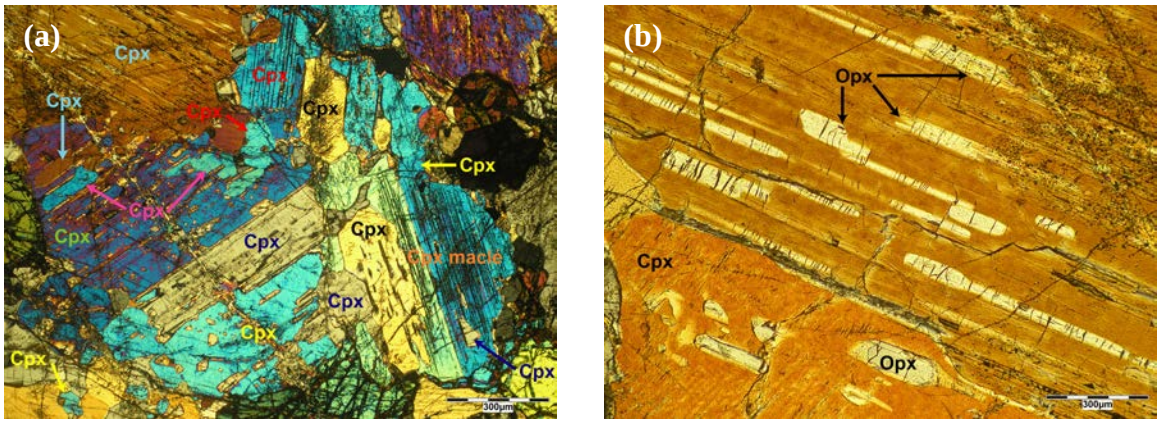
Figure 1.201 : Cristaux sub-automorphes de Cpx présentant de rares inclusions d'Ol et d'Opx dans les échantillons 08SAR2I3h (a) et 09HIL2Fb ZI (b). Noter qu'un des Cpx dans (b) présente un léger bending. Photos en LPA.

Dans ces échantillons, les Cpx sont majoritairement sub-automorphes et sont parfois maclés *(fig.1.201 et 1.203)*. Certains d'entre eux possèdent de rares inclusions d'Opx et d'Ol qui reflètent la formation et le piégeage de ces minéraux en fin de cristallisation du Cpx *(fig.1.201b)*. Dans les échantillons 08SAR2I3h et 09HIL2Fb ZI, les Cpx sont rarement xénomorphes et ne présentent quasiment pas d'interpénétrations de cristaux. Des exsolutions de Cpx et/ou d'Opx s'observent essentiellement sous forme de fines lamelles « tachetant » les cristaux *(fig.1.202)*.

Figure 1.202 : Exsolutions de Cpx et d'Opx sous forme de fines lamelles dans un cristal de Cpx. Photo de l'échantillon 09HIL2Fb ZI en LPA. Noter les relations étroites entre les deux types d'exsolutions.



Par contre, dans l'échantillon 08MA84 ZI, les Cpx apparaissent plus xénomorphes en partie du fait des nombreuses interpénétrations entre les cristaux *(fig.1.203a)*. De plus, les exsolutions sont bien développées dans ces minéraux et s'observent sous forme de grandes lamelles ou plages de Cpx *(fig.1.203a)* et de cristaux allongés d'Opx *(fig.1.203a-b)*.


(a)
Cpx
Cpx
Cpx

respectivement), on les trouve en cristaux xénomorphes interstitiels se développant entre les autres phases minérales et incluant des Ol et des Cpx *(fig.1.205a-b)* et, en cristaux poecilitiques englobant généralement des Cpx *(fig.1.205c)*.

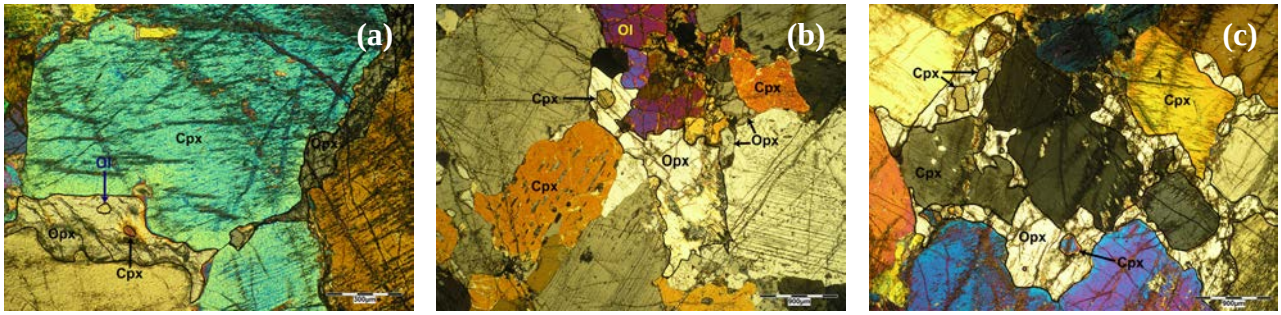


Figure 1.205 : Morphologies des Opx dans les clinopyroxénites à Ol, Opx et Plg : a) Petit cristal xénomorphe interstitiel dans l'échantillon 09HIL2Fb ZI, b) Cristal xénomorphe de plus grande taille avec une morphologie intermédiaire entre xénomorphe et poecilitique dans l'échantillon 08MA84 ZI, c) Cristal poecilitique dans l'échantillon 09HIL2Fb ZI (c). Photos en LPA.

Dans l'échantillon 08MA84 ZI, l'Opx s'observe également en petits grains sub-automorphes parfois associés à de petits grains de Cpx *(fig.1.206)* montrant, comme dans le cas des inclusions, que l'Opx peut se former en fin de cristallisation du Cpx. La taille des grains d'Opx varie beaucoup du fait des différents habitus, les cristaux poecilitiques ayant une taille comprise entre 2 mm et 4 mm *(fig.1.205c)* et les cristaux xénomorphes et en grains sub-automorphes entre > 0,1 mm et 0,8 mm *(fig.1.205a-b et 1.206)*.

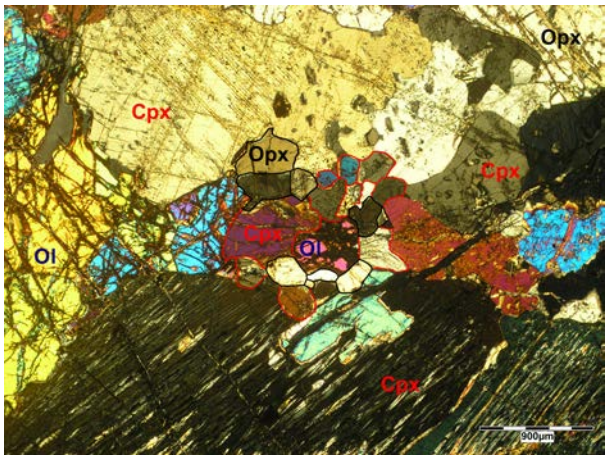


Figure 1.206 : Petits grains sub-automorphes d'Opx et de Cpx « coincés » entre de grands cristaux de Cpx sub-automorphes dans l'échantillon 08MA84 ZI. Photo en LPA.

Le Plg s'observe dans toutes ces clinopyroxénites sous forme de cristaux interstitiels cristallisant entre les autres phases minérales *(fig.1.207)*. Dans l'échantillon 08HIL2Fh ZI, il englobe parfois des Ol *(fig.1.207c)*. Les grains de Plg ont une taille comprise entre 0,1 mm et 1 mm. L'Opx et le Plg ont souvent les mêmes proportions dans ces échantillons, comprises entre 3 % et 5 %, sauf dans la roche 08MA84 où l'Opx (11 %) est beaucoup plus abondant que le Plg (0,5 %).

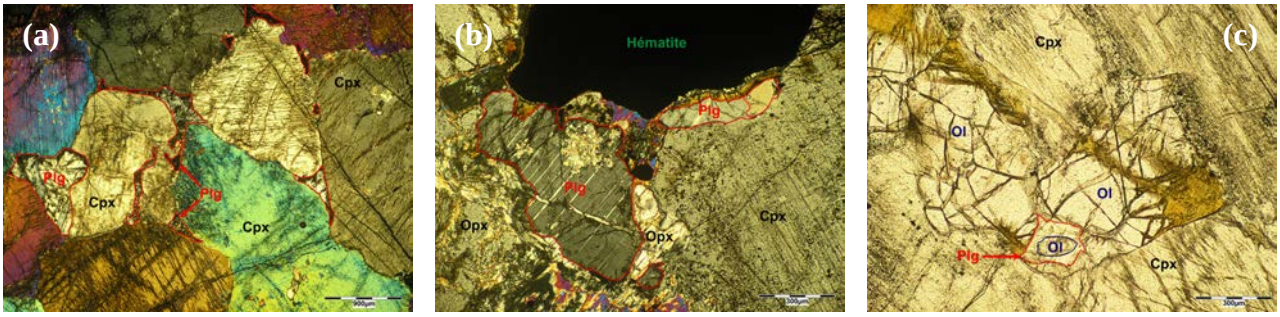


Figure 1.207 : Morphologies interstitielles des Plg dans les clinopyroxénites à Ol, Opx et Plg : a) Petits cristaux xénomorphes clairement interstitiels et « coincés » entre les Cpx dans l'échantillon 09HIL2Fb ZI, b) Cristaux xénomorphes moins interstitiels et de plus grande taille dans l'échantillon 08MA84 ZI, c) Petit cristal interstitiel voire poecilitique englobant un cristal d'Ol dans l'échantillon 09HIL2Fb ZI (c). Photos en LPA (a-b) et en LPNA (c).

Les minéraux opaques observés dans ces échantillons sont des chromites *(fig.1.208a)*, des sulfures de Fe, Ni et Cu et des oxydes de fer, principalement des hématites (He) *(fig.1.208b-c)*. Les chromites sont automorphes à sub-automorphes et s'observent essentiellement entre les silicates et dans les Cpx mais rarement dans les Ol *(fig.1.208a)*. Les sulfures et les hématites, souvent associés, sont sub-automorphes à xénomorphes et s'observent principalement entre les silicates mais sont rarement inclus dans ceux-ci *(fig.1.208b-c)*. La taille des minéraux opaques varie au sein et entre les échantillons avec des valeurs comprises entre < 0,1 mm à 1 mm *(fig.1.207b et 1.208)*, les cristaux d'hématites et de sulfures étant, en moyenne, plus grands que les cristaux de chromites *(fig.1.208)*. La proportion modale des minéraux opaques est ≤ 3 % dans ces clinopyroxénites.

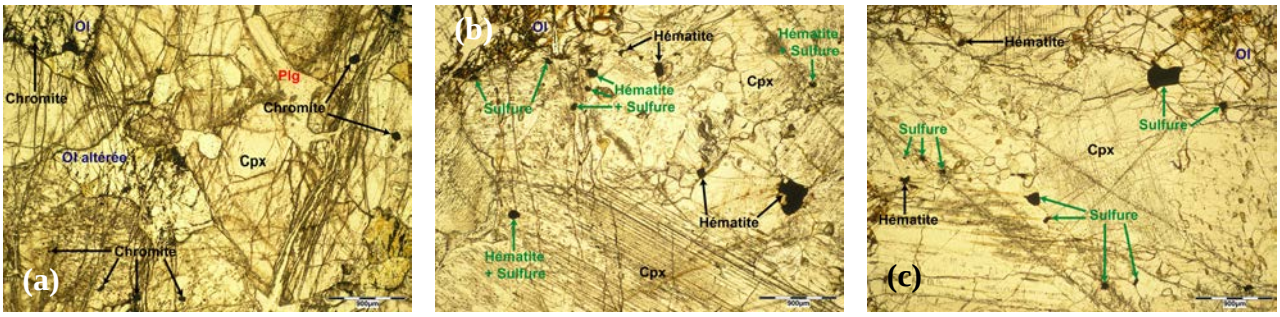


Figure 1.208 : Les différents minéraux opaques dans les clinopyroxénites à Ol, Opx et Plg : chromites seules dans l'échantillon 08SAR2I3b (a) et sulfures associés à des hématites dans l'échantillon 08MA84 ZI (b-c). Noter les variations dans la taille et l'abondance des hématites et des sulfures dans 08MA84 ZI : b) Zone dans laquelle les hématites sont prédominantes et de plus grandes tailles que les sulfures, c) Zone dans laquelle les sulfures sont prédominants et sont de plus grandes tailles que les hématites. Photos en LPNA.

Dans ces clinopyroxénites, le Cpx est clairement précoce par rapport aux autres phases minérales. Du fait de leur présence sous forme d'inclusions dans les Cpx, les Ol et les Opx se forment à la fin de la cristallisation de ces derniers. Les relations entre les différents minéraux post-cumulus (Ol – Plg – Opx) sont difficiles à observer. Cependant, compte tenu de son abondance et de sa morphologie, l'Ol semble être plus précoce que les deux autres phases et, l'absence de Plg en inclusions dans le Cpx montre que le Plg est la phase la plus tardive. On peut donc établir pour ces clinopyroxénites à Ol, Opx et Plg la séquence de cristallisation suivante :

(Chr –) Cpx + Opq (+ Ol + Opx) – Ol + Opx + Plg + Opq – Plg

II.2.e. Les webstérites à Plg

Les « vraies » webstérites, i.e. présentant uniquement des Cpx et des Opx en phase cumulus, ne s'observent pas parmi les échantillons récoltés, elles présentent toujours du Plg en phase post-cumulus. Parmi les trois échantillons appartenant à ce faciès, l'une d'elles (08MA75B) présente une texture d'adcumulat à grains fins *(fig.1.211)* et les deux autres montrent des textures de mésocumulat à gros grains (08MA79B, *fig.1.209*) voire pegmatitique (08MA78A).

Les Cpx ont une morphologie sub-automorphe à xénomorphe et ont des tailles de grain qui varient de moins de 1 mm dans l'échantillon 08MA75B à 1,6 cm dans l'échantillon 08MA78A *(fig.1.209)*. Le Cpx est la phase la plus abondante dans ces webstérites avec des proportions comprises entre 48 % et 68 %.

Dans les échantillons 08MA79B et 08MA78A (échantillons à gros grains), les Cpx sont majoritairement sub-automorphes, de grandes tailles, et sont parfois maclés *(fig.1.209)*.

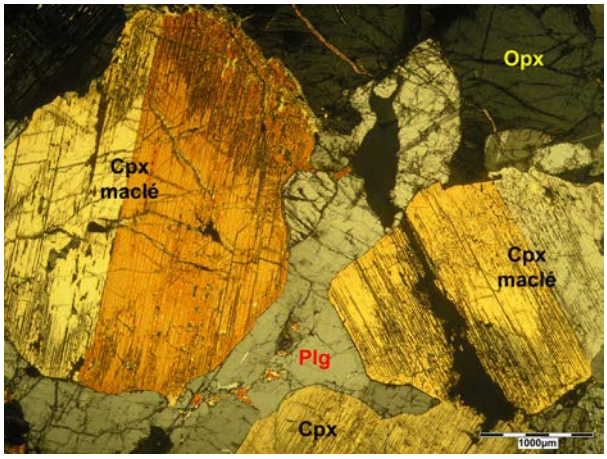


Figure 1.209 : Cristaux de Cpx sub-automorphes et maclés dans la webstérite à gros grains 08MA79B. Photo en LPA.

Dans ces deux échantillons, des cristaux d'Opx sont souvent inclus dans les Cpx *(fig.1.210)*. Certains s'observent en fines lamelles ou en petits cristaux allongés, parallèles aux clivages des Cpx et correspondent à des exsolutions, plus ou moins développées, formées en conditions sub-solidus *(fig.1.210a)*. D'autres se trouvent sous forme de cristaux de plus grande taille ne suivant pas les clivages des cristaux hôtes et qui s'expliquent alors par le piégeage d'Opx dans le Cpx lors de la cristallisation de ce dernier *(fig.1.210b)*. Dans ces échantillons, on observe également des phénomènes d'interpénétration entre cristaux de Cpx et des symplectites d'augites formant de grandes lamelles dans les Cpx *(fig.1.210c)*. Ces structures, souvent associées à des exsolutions d'Opx *(fig.1.210c)*, sont cependant moins nombreuses que dans les clinopyroxénites.

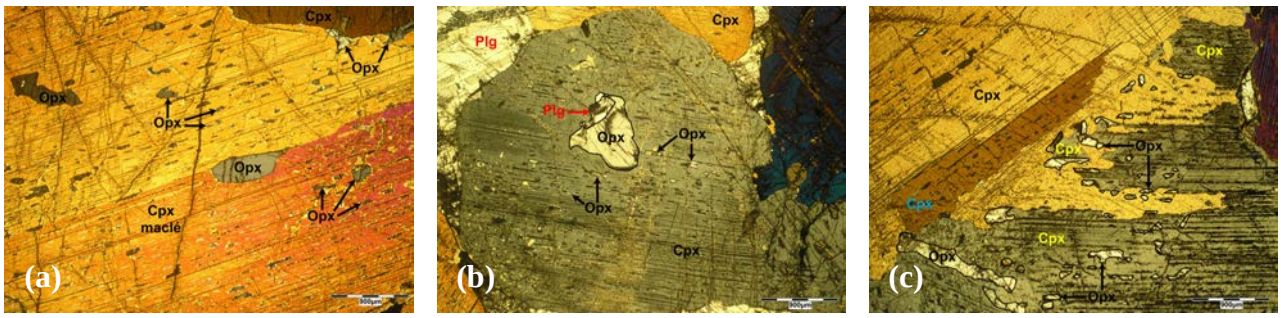
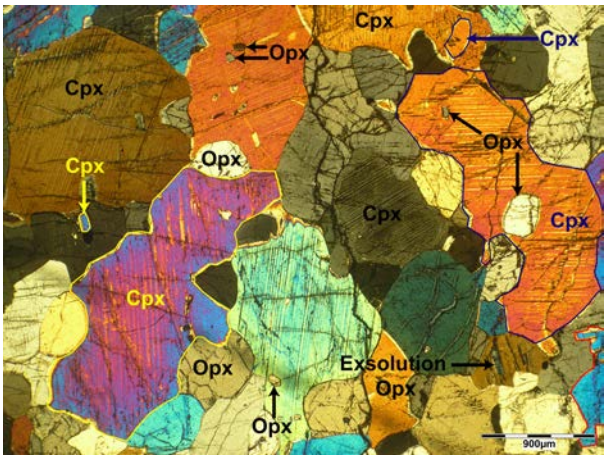


Figure 1.210 : Caractéristiques pétrographiques des Cpx dans les webstérites à gros grains : a) Nombreuses exsolutions d'Opx plus ou moins développées dans un Cpx, b) Cristal d'Opx piégé dans un Cpx et c) Interpénétrations de cristaux associées à des symplectites d'augites et des exsolutions d'Opx. Noter la différence entre les cristaux en exsolutions qui suivent les clivages des Cpx (a) et le cristal piégé qui présente une orientation quelconque par rapport au cristal hôte (b). Photos de l'échantillon 08MA78A en LPA.

Dans l'échantillon 08MA75B (échantillon à grains fins), les Cpx sont autant sub-automorphes que xénomorphes, de petite taille (1 mm en moyenne) et présentent de nombreuses inclusions d'Opx qui correspondent essentiellement à des cristaux inclus lors de la cristallisation du Cpx *(fig.1.211)*. Des exsolutions d'Opx et de Cpx et des interpénétrations entre cristaux de Cpx sont rarement observables et toujours de plus faible ampleur que dans les échantillons précédents *(fig.1.211)*.

Figure 1.211 : Cristaux de Cpx sub-automorphes à xénomorphes dans la webstérite à grains fins 08MA75B. Les Cpx délimités sur la photo permettent de montrer les interpénétrations de cristaux. Noter les différences dans la taille des Cpx, l'abondance des exsolutions et l'ampleur des phénomènes d'interpénétrations entre cet échantillon et les autres webstérites (fig.1.209 et 1.210). Photo en LPA.



Les Opx ont généralement une morphologie sub-automorphe voire automorphe, en particulier dans l'échantillon 08MA75B *(fig.1.212)*. Leur taille de grain varie de 1 mm dans l'échantillon 08MA75B *(fig.1.212a)* à 9 mm dans l'échantillon 08MA78A *(fig.1.212b)*. L'Opx est relativement abondant constituant entre 20 % et 40 % du volume des roches.

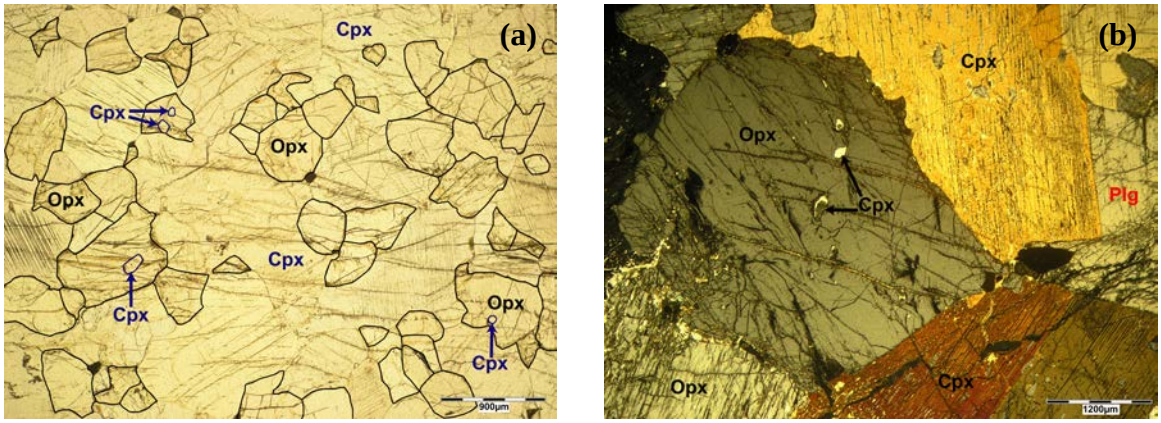
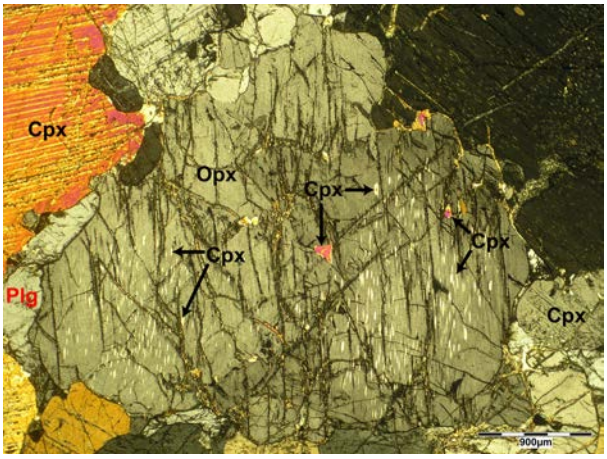


Figure 1.212 : Morphologies automorphes à sub-automorphes des Opx dans la webstérite à grains fins 08MA75B (a) et dans la webstérite à gros grains 08MA78A (b). Photos en LPNA (a) et en LPA (b).

Dans les Opx des échantillons 08MA79B et 08MA78A, on observe souvent de fines lamelles de Cpx parallèles aux clivages des cristaux hôtes qui correspondent à des exsolutions *(fig.1.213)*. Dans l'ensemble des échantillons, les Opx présentent également des inclusions de Cpx qui correspondent à des cristaux piégés lors de la cristallisation du cristal hôte *(fig.1.212)*.

Figure 1.213 : Opx riche en exsolutions de Cpx dans la webstérite à gros grains 08MA79B. Noter que les cristaux de Cpx présentant une teinte de polarisation rose sont bien des exsolutions, mais plus développées que celles alentours, car elles suivent les clivages du cristal hôte. Photo en LPA.



En bordure des Cpx on observe parfois des Opx interstitiels qui semblent suivre les clivages du minéral au contact *(fig.1.214)*. Du fait de la morphologie sub-automorphe des Opx dans ces échantillons, ces cristaux interstitiels correspondent vraisemblablement à des exsolutions qui auraient migré vers le bord des Cpx hôtes *(fig.1.214)*.

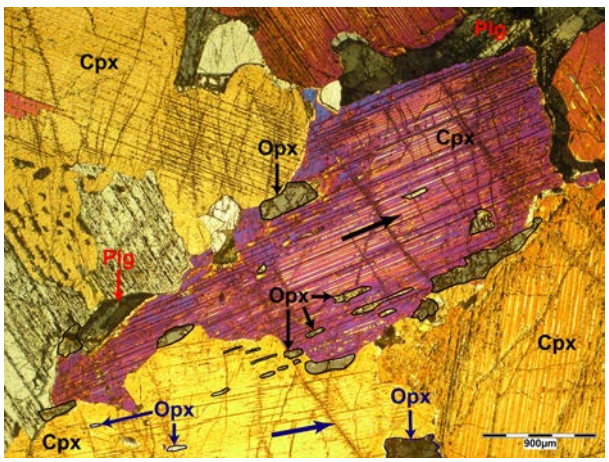


Figure 1.214 : Opx « interstitiels » issus de la migration des exsolutions en bordure d'un Cpx. Noter que les Opx en bordure et en exsolution s'allongent dans la direction des clivages du cristal hôte (flèche noire). Noter également que le Cpx jaune (en bas) possède des exsolutions d'Opx qui suivent la direction de ses clivages (flèche bleu) ou qui suivent la direction des clivages du cristal voisin (cristal rose). Photo en LPA.

Les relations entre les pyroxènes montrent que ces deux phases minérales sont précoces et contemporaines. Cependant, la morphologie plus automorphe des Opx indique que cette phase est légèrement plus précoce que le Cpx.

Les Plg ont une morphologie interstitielle dans toutes ces webstérites *(fig.1.215)*. On les trouve soit en grandes plages plus ou moins poecilitiques *(fig.1.215a)*, soit en petits cristaux interstitiels se développant entre les pyroxènes *(fig.1.215b)*, soit enfin en amas de cristaux *(fig.1.215c)* ou en cristaux individuels *(fig.1.215d)* xénomorphes voire sub-automorphes cristallisant dans des poches de liquide intercumulus.

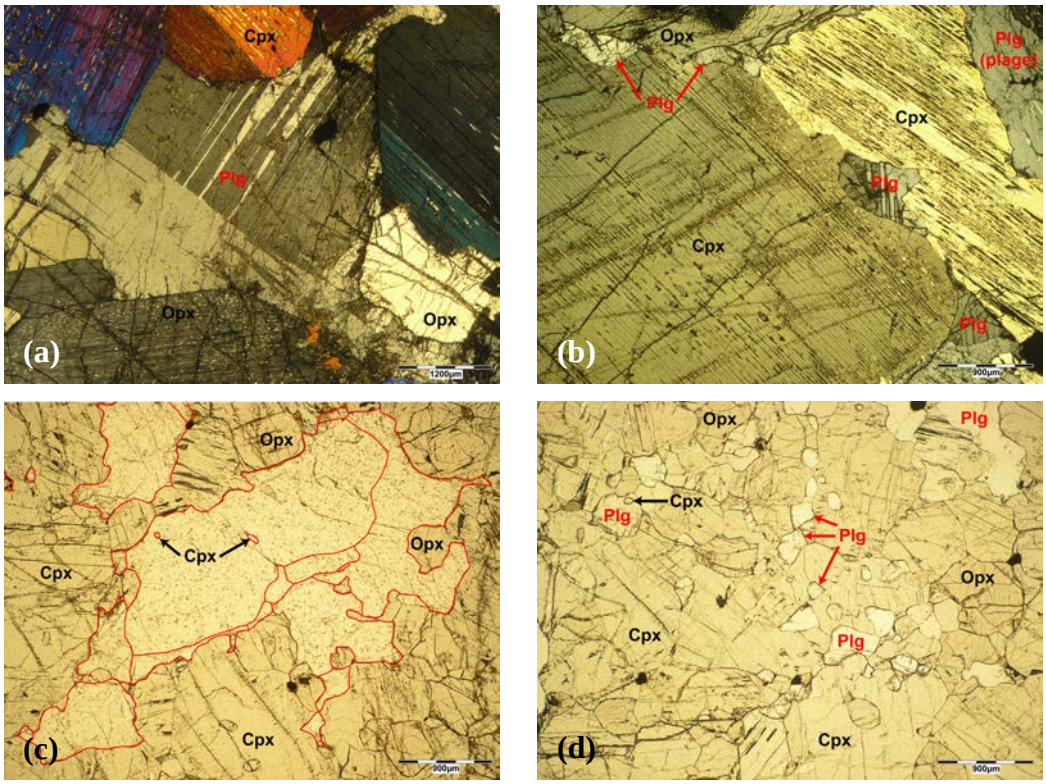


Figure 1.215 : Morphologies des Plg dans les webstérites à Plg : a) Grande plage interstitielle dans l'échantillon 08MA78A, b) Petits cristaux interstitiels dans l'échantillon 08MA79B, c) Amas de cristaux xénomorphes dans l'échantillon 08MA75B et d) Cristaux xénomorphes à sub-automorphes individuels dans l'échantillon 08MA75B. Photos en LPA (a-b) et en LPNA (c-d).

La taille des Plg varie beaucoup selon l'échantillon et l'habitus, allant de 0,8 mm pour les plages plus ou moins poecilitiques à 0,5 mm pour les cristaux xénomorphes. Dans l'échantillon 08MA79B et parfois dans 08MA78A, on observe, associés aux Plg interstitiels, de petits cristaux de Cpx et d'Opx xénomorphes ou sub-automorphes situés entre les grands cristaux automorphes à sub-automorphes de pyroxènes *(fig.1.216a)*. Ceci reflète un étalement dans le temps de la cristallisation des pyroxènes et, la cristallisation des trois phases à partir du liquide intercumulus. Cette cristallisation contemporaine des trois phases est confirmée par la présence de cristaux de Plg inclus dans les Cpx et/ou les Opx dans les échantillons 08MA79B et 08MA75B *(fig.1.216b-c)*. Le Plg est la phase la moins abondante constituant entre 1 % et 10 % du volume des roches

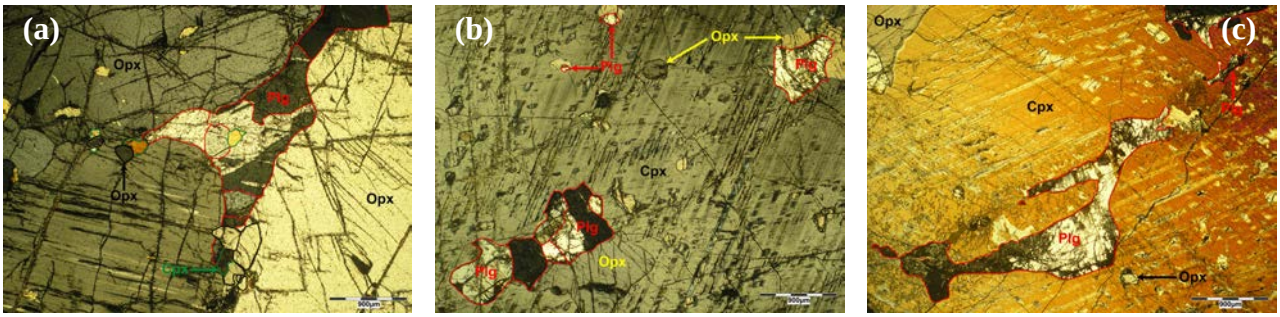


Figure 1.216 : Relations entre les Plg et les Pyroxènes (Px) dans les webstérites à Plg : a) Petits cristaux de Px associés à des Plg interstitiels dans l'échantillon 08MA79B, b-c) Inclusions de Plg sous forme d'amas de cristaux xénomorphes à sub-automorphes (b) ou de cristaux xénomorphes individuels (c) dans les Px de l'échantillon 08MA78A. Photos en LPA.

Les minéraux opaques observés dans ces webstérites sont essentiellement des sulfures de Fe, Ni et Cu *(fig.1.217a)* et des hématites *(fig.1.217b)* qui sont sub-automorphes à xénomorphes. On les trouve principalement entre les pyroxènes et rarement inclus dans ces derniers *(fig.1.217)*. La taille des minéraux opaques varie beaucoup d'un échantillon à l'autre mais, en moyenne, elle est inférieure à 1 mm. Les proportions des minéraux opaques sont relativement fortes, comprises entre 2 % et 5 %.

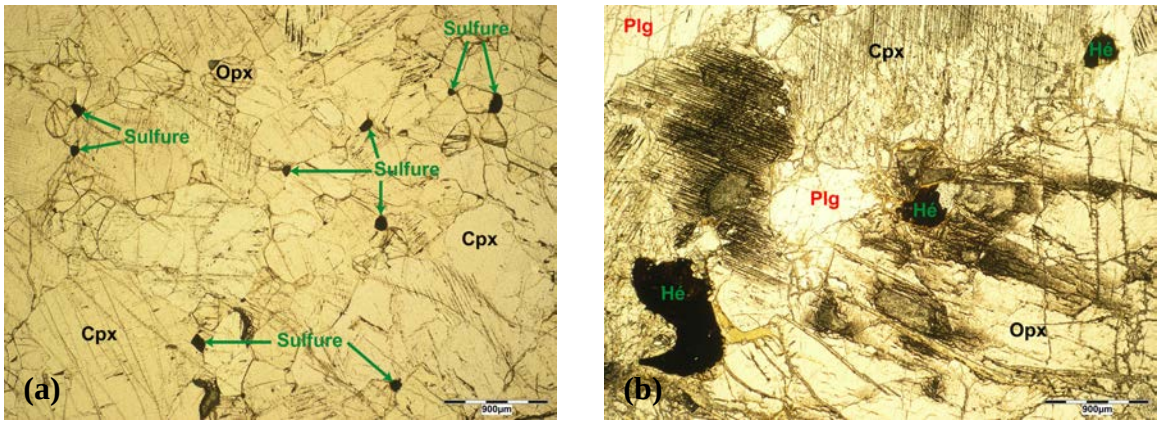


Figure 1.217 : Morphologies des sulfures dans l'échantillon 08MA75B (a) et des hématites dans l'échantillon 08MA79B (b). Photos en LPNA.

Dans ces webstérites à Plg, les relations texturales entre les minéraux permettent de déterminer la séquence de cristallisation suivante :

(Opx –) Opx + Cpx + Opq – Opx + Cpx + Opq + Plg – Plg

II.2.f. Les harzburgites lherzolitiques

Ces roches ont des textures d'adcumulat et de mésocumulat avec de l'Ol et de l'Opx en phases cumulus et du Cpx en phase post-cumulus. Elles s'organisent généralement en amas de pyroxènes entourés d'Ol *(fig.1.218a)*. Certains échantillons (08WU1A) sont totalement altérés *(fig.1.222c)*.

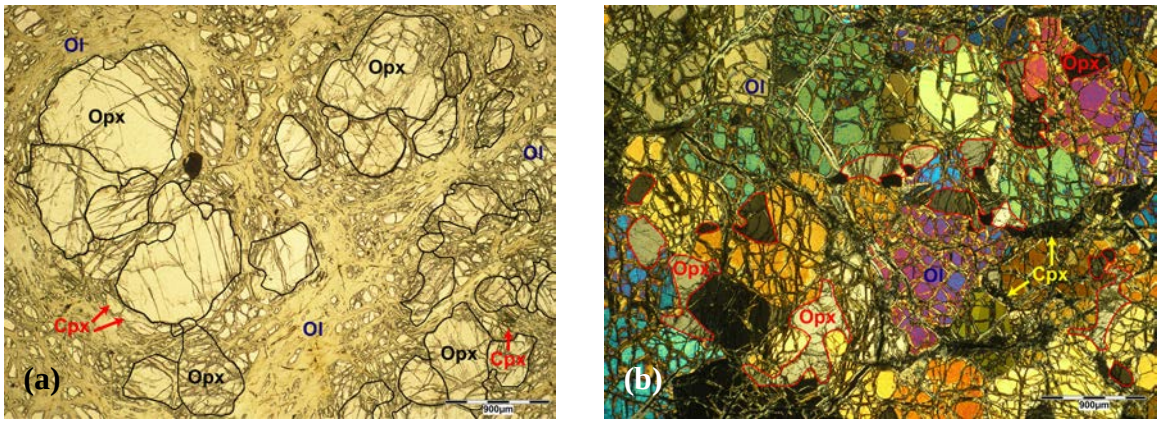


Figure 1.218 : a) Organisation des harzburgites lherzolitiques en amas de Px et morphologies sub-automorphes à xénomorphes des Opx dans l'échantillon 09HIL8A, b) Cristaux xénomorphes interstitiels d'Opx dans l'échantillon 08MA78B ZII. Photos en LPNA (a) et en LPA (b).

Les Opx ont une morphologie sub-automorphe à xénomorphe *(fig.1.218a)* et s'observe parfois en cristaux interstitiels entre les Ol *(fig.1.218b)*. Ils présentent souvent des inclusions (i.e. cristaux inclus) d'Ol et en moindres proportions de Cpx montrant que la cristallisation de l'Opx est contemporaine de celle de l'Ol et du Cpx *(fig.1.219a)*. Ils possèdent également des exsolutions de Cpx qui s'observent sous forme de fines lamelles parallèles aux clivages du cristal hôte *(fig.1.219b)*. La taille des grains d'Opx est de 1 – 2 mm en moyenne et l'abondance de ces minéraux est constante, comprise entre 27 % et 30 %.

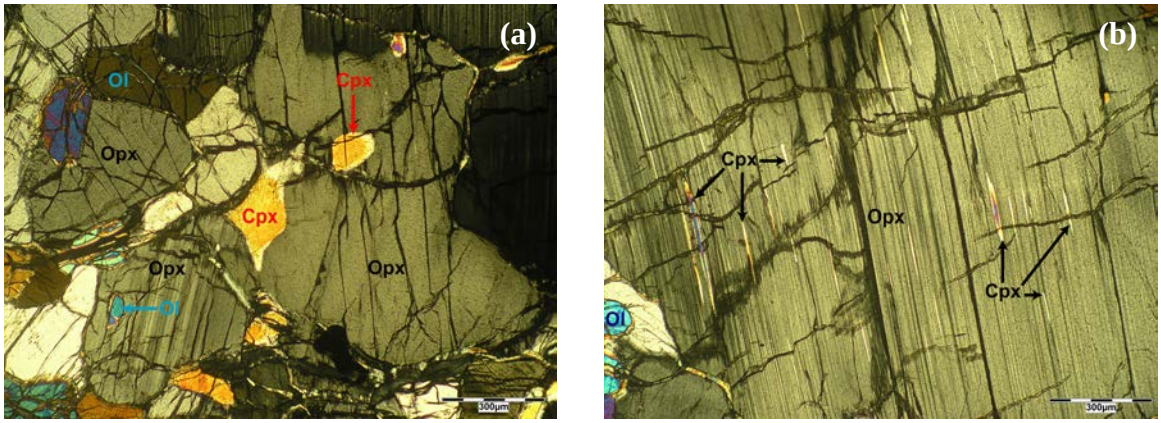


Figure 1.219 : Caractéristiques pétrographiques des Opx dans les harzburgites lherzolitiques (échantillon 09HIL8A) : a) Inclusions d'Ol et de Cpx dans les Opx et b) Exsolutions de Cpx dans un Opx. Noter la différence de morphologie entre les cristaux de Cpx en exsolutions (allongés, fins et suivant les clivages du cristal hôte) et en inclusions (arrondis, de plus grande taille et montrant une orientation quelconque). Photos en LPA.

Les Ol ont des morphologies différentes suivant les minéraux voisins : elles sont généralement automorphes à sub-automorphes au contact des autres Ol *(fig.1.220a)* mais xénomorphes voire interstitielles au contact des pyroxènes, en particulier dans les amas *(fig.1.220b)*. De ce fait, la taille des Ol varie beaucoup au sein des échantillons avec des valeurs allant de 0,5 mm à 4 mm dans l'ensemble des échantillons *(fig.1.220)*. Des inclusions d'Opx sont parfois observées dans les Ol confirmant la cristallisation contemporaine de ces deux phases *(fig.1.220)*. Dans ces harzburgites lherzolitiques, l'Ol est la phase la plus abondante, représentant entre 60 % et 65 % du volume des roches.

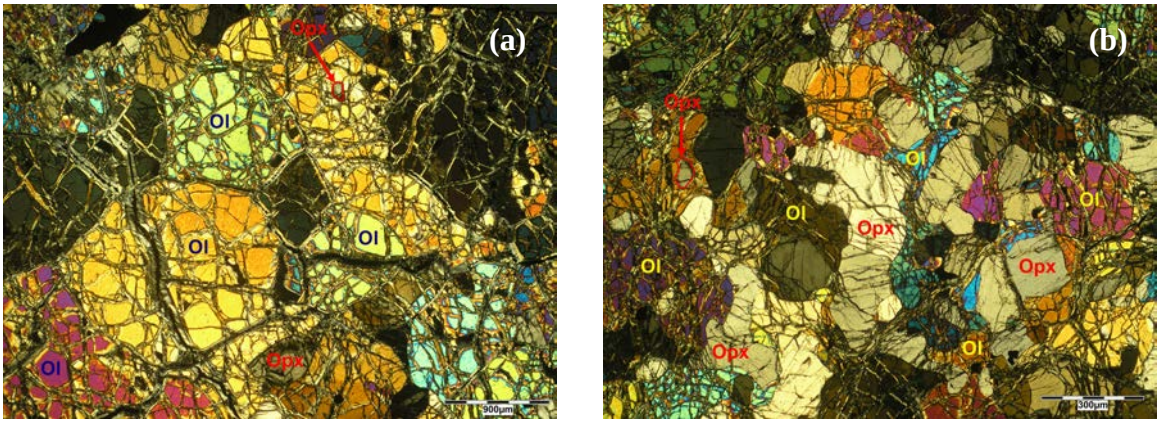


Figure 1.220 : Morphologies des Ol dans les harzburgites lherzolitiques : a) Cristaux automorphes à sub-automorphes au contact des autres Ol et b) Cristaux xénomorphes à interstitiels au contact des Opx. Noter que ces 2 types de morphologie s'observent toujours au sein d'un même échantillon, ici 08MA78B ZII. Photos en LPA.

Les Cpx s'observent généralement en minéraux xénomorphes *(fig.1.221a)* à poecilitiques *(fig.1.221b)* en position interstitielle entre les Opx et/ou les Ol. On les observe même parfois en chapelet de cristaux s'injectant dans les Opx (e.g. 09HIL8A, *fig.1.221c*). On les trouve également, mais en moindres proportions, en petits cristaux avec une morphologie plus sub-automorphe *(fig.1.221d)*. Les Cpx sont, dans tous les échantillons, de petite taille (< 1 mm) et peu abondants avec des proportions comprises entre 3 % et 8 %.

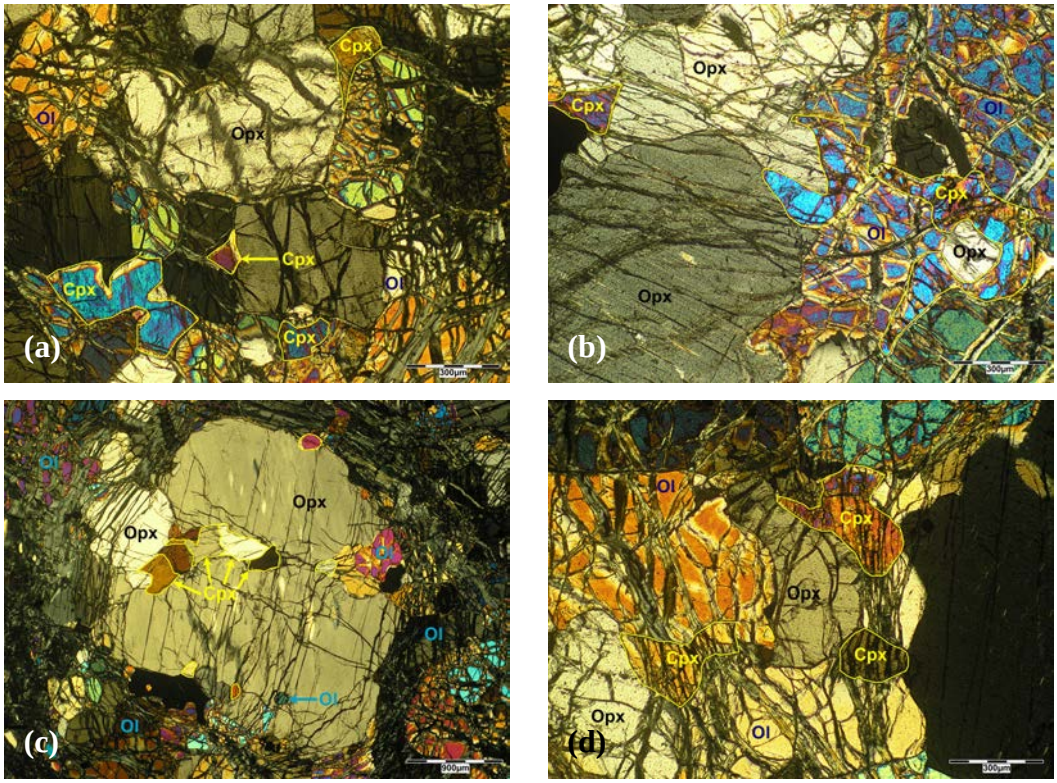


Figure 1.221: Morphologies des Cpx dans les harzburgites lherzolitiques : a) Cristaux xénomorphes interstitiels dans l'échantillon 09HIL8A, b) Cristaux poecilitiques dans l'échantillon 08MA78 ZII, c) Chapelet de cristaux xénomorphes à sub-automorphes au sein d'un Opx dans l'échantillon 09HIL8A et d) Cristaux plus sub-automorphes dans l'échantillon 08MA78 ZII. Photos en LPA.

Comme les Ol et les Opx, les chromites ont une morphologie sub-automorphe à xénomorphe *(fig.1.222a-b)*. On les trouve le plus souvent en position interstitielle entre les Ol et/ou les Opx mais rarement incluses dans ces minéraux *(fig.1.222)*. Elles sont généralement de grande taille (0,1 – 1 mm) et représentent de 2 % à 5 % du volume des roches. Les chromites présentent parfois des inclusions d'Ol et/ou d'Opx *(fig.1.222b)* et peuvent former des amas *(fig.1.222c)* ou des alignements dans les échantillons *(fig.1.222d)*.

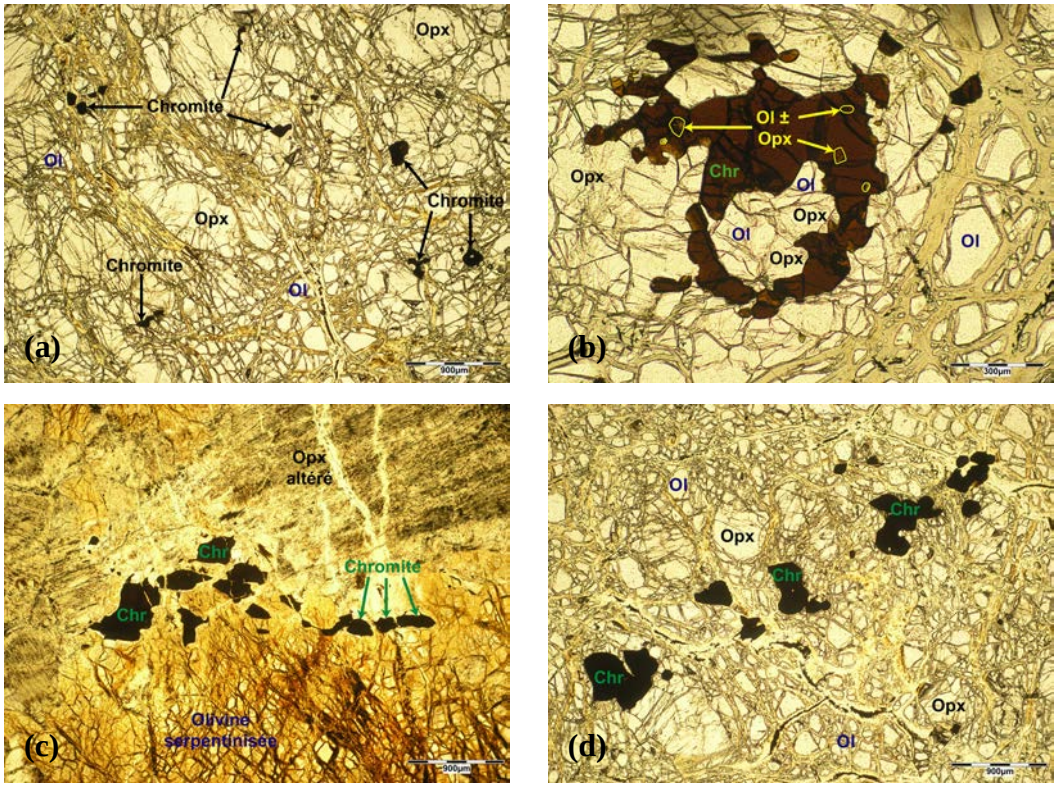


Figure 1.222 : Morphologies et organisations des chromites dans les harzburgites lherzolitiques : a) Petits cristaux sub-automorphes à xénomorphes dans l'échantillon 08MA78B, b) Grand cristal xénomorphe interstitiel riche en inclusion d'Ol et d'Opx dans l'échantillon 09HIL8A, c) Cristaux de taille moyenne organisés en amas dans l'échantillon 08WU1A et d) Cristaux sub-automorphes alignés dans l'échantillon 08MA78B ZII. Photo en LPNA.

Les relations texturales entre les Ol et les Opx montrent que ces deux phases sont contemporaines bien que l'Ol semble légèrement plus précoce de par sa morphologie. Les inclusions observées dans l'Opx et certaines morphologies du Cpx montrent que ce dernier n'est pas une phase très tardive par rapport aux phases cumulus. De ce fait, cette roche est transitionnelle entre une harzburgite (Ol – Opx cumulus) et une lherzolite (Ol – Opx – Cpx cumulus) d'où le nom de *harzburgite lherzolitique*. A partir de la morphologie des minéraux et de leurs relations texturales on peut donc définir pour ces harzburgites lherzolitiques la séquence de cristallisation suivante :

(Ol –) Ol + Opx + Chr – Ol + Opx + Chr + Cpx – Cpx + Chr

II.2.g. Les lherzolites à Plg

Aucune « vraie » lherzolite présentant uniquement les deux pyroxènes et l'Ol en phases cumulus n'a été observée dans les échantillons. Les lherzolites à Plg ont des textures

d'adcumulat et de mésocumulat avec de l'Opx, du Cpx et de l'Ol en phases cumulus et du Plg en phase post-cumulus. Dans ces lherzolites, les pyroxènes s'organisent de différentes manières : en amas *(fig.1.223a)*, en cristaux dispersés dans la lame *(fig.1.223b)* ou en alignements plus ou moins continus *(fig.1.223c)*.

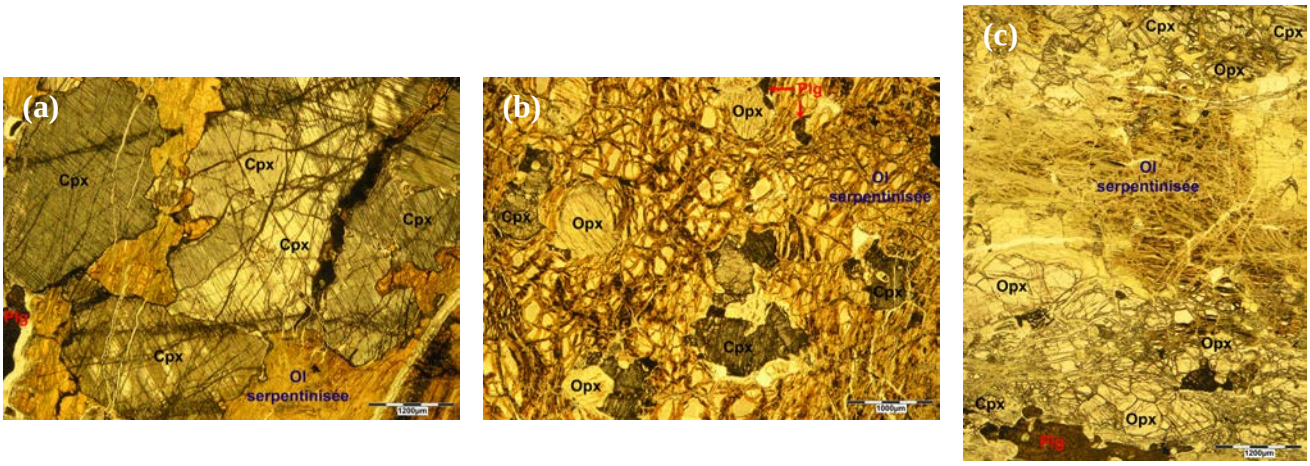


Figure 1.223 : Organisations des Px dans les lherzolites à Plg : a) Amas de cristaux dans l'échantillon 08WU1F ZII-2 (2), b) Cristaux dispersés dans l'échantillon 08WU1B et c) Alignements plus ou moins continus de cristaux dans l'échantillon 08WU1D ZI. Photos en LPNA.

Dans la plupart des échantillons, les Ol sont très altérées voire totalement serpentinisées et leur morphologie primaire est alors difficile à déterminer *(fig.1.223 et 1.224)*. Lorsque l'altération est moins poussée, on constate qu'elles sont sub-automorphes à xénomorphes avec des tailles de grains faibles comprises entre 0,2 et 1 mm environ *(fig.1.224)*. Elles s'observent parfois en cristaux automorphes présentant des joints de grains à 120° avec les cristaux adjacents *(fig.1.224b)* ou au contraire en cristaux xénomorphes interstitiels se développant entre les pyroxènes *(fig.1.224c)*.

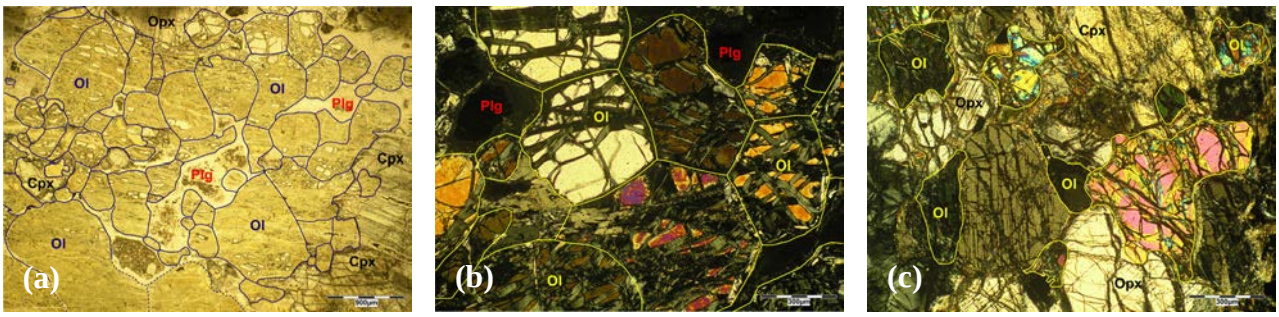


Figure 1.224 : Morphologies des Ol dans les lherzolites à Plg : a) Cristaux sub-automorphes à xénomorphes fortement serpentinisés mais dont la morphologie est encore observable (cristaux délimités à partir de la photo en LPA) dans l'échantillon 08WU1E ZIII, b) Cristaux sub-automorphes à automorphes (noter la présence de joints de grains à 120°) relativement « frais » dans l'échantillon 08WU1E ZIII, c) Cristaux xénomorphes interstitiels relativement « frais » se développant entre les Px dans l'échantillon 08WU1F ZI-2 (2). Photos en LPNA (a) et en LPA (b-c).

Les Opx sont souvent partiellement ou totalement altérés en serpentine et/ou talc (i.e. bastitisation) *(fig.1.223b)* alors que les Cpx ne sont que très rarement altérés en amphiboles, ce qui permet de différencier facilement ces deux minéraux *(fig.1.223)*. Les pyroxènes ont une morphologie sub-automorphe à xénomorphe *(fig.1.225)*. On les trouve soit en cristaux sub-automorphes avec parfois des inclusions d'Ol *(fig.1.225a-b)*, soit en cristaux sub-automorphes

à xénomorphes avec des apophyses englobant partiellement des Ol *(fig.1.225c-d)*, soit enfin en petits cristaux xénomorphes plus ou moins interstitiels entre les autres minéraux (i.e. Ol ± Plg) *(fig.1.214e)*. Il n'est pas rare de trouver ces différents habitus associés au sein d'un même échantillon. On peut noter que les Opx sont en général plus automorphes que les Cpx *(fig.1.225)*. Les pyroxènes ont souvent des tailles assez importantes de l'ordre de 1 - 2 mm en moyenne mais, du fait des différents habitus, la taille des grains varie beaucoup d'un échantillon à l'autre et au sein d'un même échantillon avec des tailles comprises entre 0,2 mm et 4 mm *(fig.1.225)*.

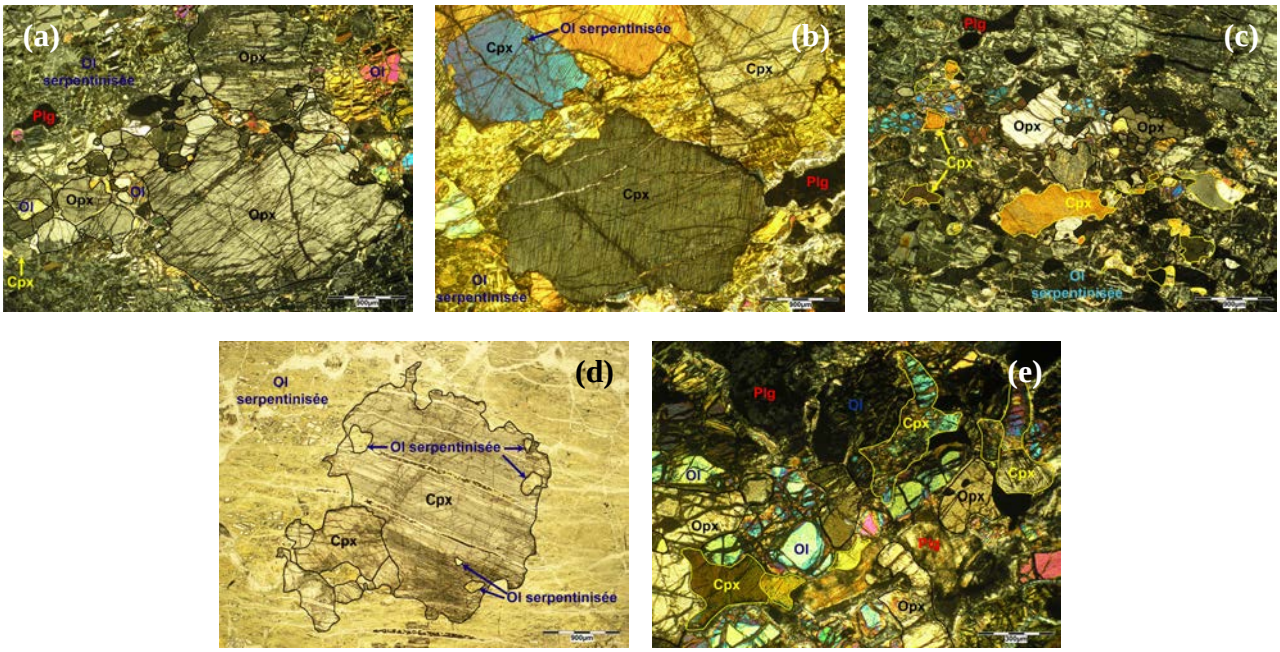


Figure 1.225 : Morphologie des Px dans les lherzolites à Plg: a-b) Cristaux sub-automorphes d'Opx dans l'échantillon 08WU1D ZI (a) et de Cpx dans l'échantillon 08WU1F ZII-2 (2) (b), c) Cristaux de Px sub-automorphes à xénomorphes présentant des apophyses dans l'échantillon 08WU1CH ZIII, d) Cristaux de Cpx sub-automorphes à apophyses dans l'échantillon 08WU1E ZIII (d), Cristaux interstitiels de Cpx et d'Opx dans l'échantillon 08WU1F ZI- 2 (2) (e). Photos en LPA (a-b-c-e) et en LPNA (d).

Les Plg sont totalement altérés en minéraux secondaires, on ne les reconnaît qu'à la poussière brunâtre qui se forme à leur surface en lumière naturelle *(fig.1.226)* et à leur caractère isotrope en lumière polarisée analysée *(fig.1.224b et 1.225)*. Ces minéraux apparaissent toujours en position interstitielle. On les trouve soit en petits cristaux xénomorphes *(fig.1.226a)*, soit en grandes plages parfois allongées semblant s'injecter entre les autres phases minérales *(fig.1.226b-c)*. Ces morphologies peuvent être interprétées soit comme des cristaux individuels, soit comme des cristaux poecilitiques, soit encore comme des amas de cristaux xénomorphes, l'altération empêchant de voir la morphologie réelle de ces minéraux *(fig.1.226)*. Les Plg présentent souvent des inclusions d'Ol et de pyroxènes confirmant leur caractère tardif par rapport à ces derniers *(fig.1.226c)*. Du fait de l'altération, il est difficile de donner une taille de grain à ces minéraux cependant, en considérant qu'une plage correspond à un cristal, on peut l'estimer entre 0,2 mm et 2 mm environ. Dans un des échantillons (08WU1E ZII) des cristaux arrondis de Plg sont parfois inclus dans les Cpx (*fig.1.226d)*. Ces cristaux ont dû être englobés dans les minéraux hôtes en fin de cristallisation du Cpx.

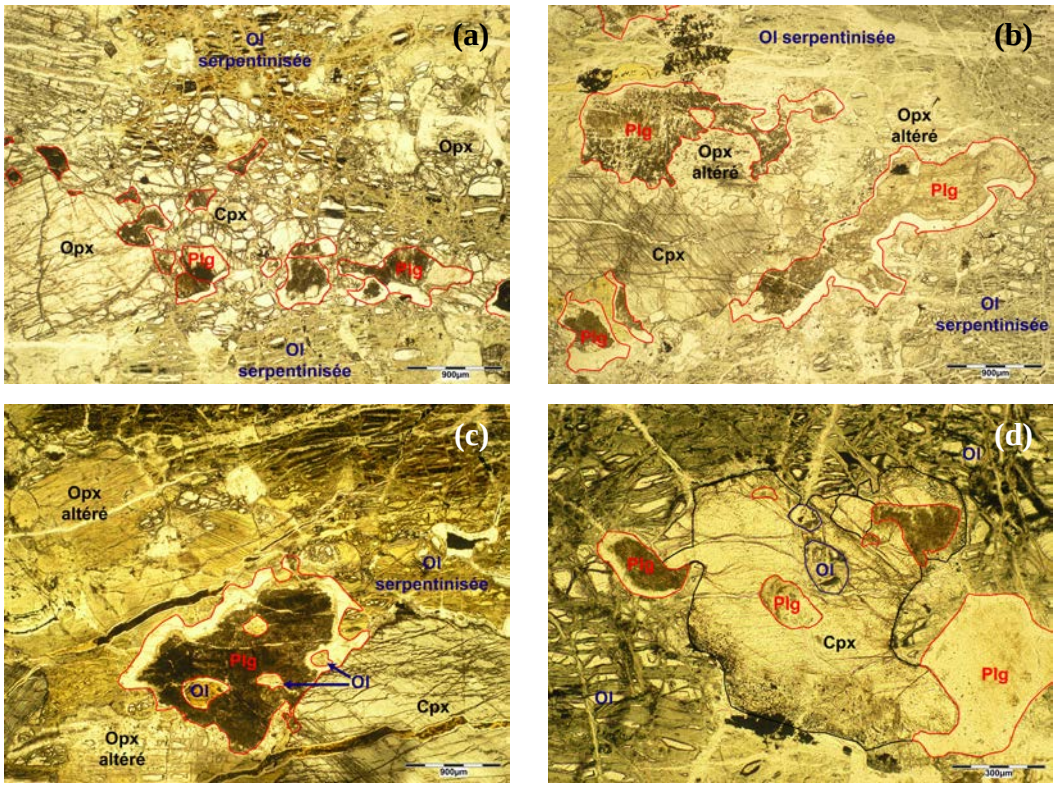


Figure 1.226 : Morphologies des Plg dans les lherzolites à Plg : a) Cristaux xénomorphes interstitiels dans l'échantillon 08WU1D ZI, b) Plages allongées dans l'échantillon 08WU1E ZIII, c) Plage moins allongée englobant des Ol dans l'échantillon 08WU1F ZI-2 (1), d) Inclusions arrondies dans un Cpx de l'échantillon 08WU1E ZIII. Noter la présence de bordures d'altération de serpentine ± chlorite autour des Plg. Photos en LPNA (les cristaux sont délimités à partir des photos en LPA).

Les minéraux opaques sont essentiellement des chromites *(fig.1.227a-b)* associées en moindres proportions à des sulfures de Fe et Ni *(fig.1.227c)*. On les trouve le plus souvent en cristaux sub-automorphes à apophyses *(fig.1.227a)* ou xénomorphes en position interstitielle entre les autres phases minérales *(fig.1.227b)* et englobant parfois totalement ou partiellement des Ol. On les observe plus rarement en cristaux automorphes entre les minéraux ou inclus dans les Ol et les Cpx *(fig.1.227c)*. La taille de grains des minéraux opaques varie beaucoup d'un échantillon à l'autre allant de 0,1 mm à 1 mm *(fig.1.227)*.

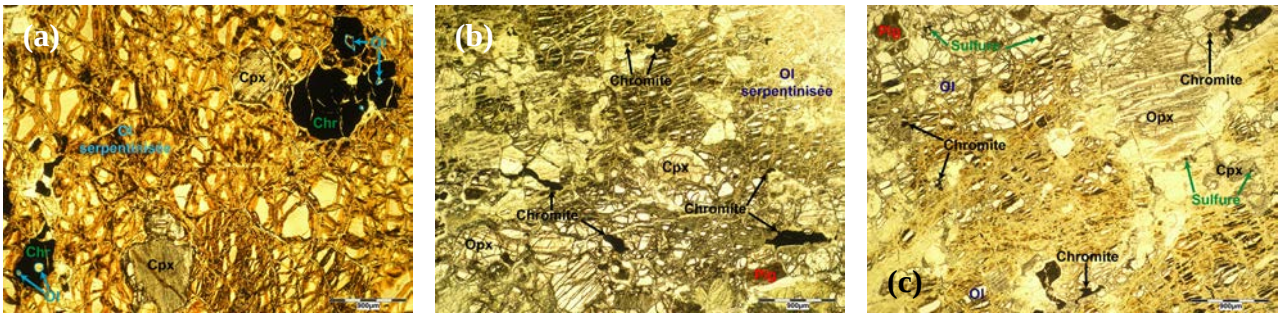


Figure 1.227 : Morphologies des minéraux opaques dans les lherzolites à Plg : a) Cristaux sub-automorphes de chromite englobant des Ol dans l'échantillon 08WU1B, b) Cristaux xénomorphes interstitiels de chromite dans l'échantillon 08WU1F ZI-2 (2), c) Chromites et sulfures en cristaux plus automorphes parfois inclus dans les silicates dans l'échantillon 08WU1D ZI (c). Photos en LPNA.

Dans ces lherzolites à Plg, les relations texturales entre les minéraux permettent de déterminer la séquence de cristallisation suivante :

(Ol –) Ol + Cpx + Opx + Opq (+ Plg) – Plg + Opx

Du fait de l'altération poussée de la plupart de ces échantillons, les proportions des phases sont difficiles à estimer et l'erreur sur les proportions est donc plus importante que dans le cas des autres lithologies. Cependant on peut être certain que l'Ol est, dans tout les échantillons de ce groupe, le minéral le plus abondant avec des proportions comprises entre ~ 56 % et ~ 90 %. Les Cpx ont une abondance comprise entre 3 % et 18 % tandis que les Opx constituent de 3 % à 23 % du volume de la roche. Le rapport entre les deux pyroxènes varie beaucoup d'un échantillon à l'autre, on distingue des lherzolites riches en Cpx (08WU1CH ZI&ZIII, 08WU1CB ZI, 08WU1E ZIII, 08WU1F ZII-2 (2), *fig.1.225b-d*) et des lherzolites enrichies en Opx (08WU1B, 08WU1F ZII-2 (1), 08WU1F ZI-2 (1&2), 08WU1D ZI, *fig.1.225a*). Le Plg se trouve toujours en plus faible proportion que les pyroxènes mais peut être parfois relativement abondant constituant entre 0,5 % et 16 % du volume des roches. Enfin les proportions d'opaques varient beaucoup d'un échantillon à l'autre allant de 0 % à 4 %.

II.3. Les autres lithologies

D'autres lithologies que celles décrites précédemment ont été échantillonnées. Elles n'ont pas été intégrées dans la classification précédente et/ou n'ont pas été étudiées en détail soit du fait de leurs caractéristiques minéralogiques particulières, soit en raison de leur état d'altération très prononcé, soit du fait de leur fort degré de déformation, soit enfin parce qu'il s'agit de diorites et de plagiogranites dont les relations avec les cumulats de base de chambre (i.e. cumulats lités), et donc avec la problématique de ma thèse, ne sont pas directes. Les roches fortement déformées (mylonites, ultramylonites, flaser gabbros,…) échantillonnées dans certains massifs seront étudiées en détail dans les chapitres par massifs.

II.3.a. Les gabbros à amphibole et oxyde

Les gabbros à amphibole et oxyde (08WU8A et 08WU8C) n'ont pas été intégrés dans la classification du fait de leur degré d'altération relativement important, le Cpx ne s'observant que sous forme de reliques. Sur le terrain, ces roches apparaissent sous forme de masses de gabbros non lités riches en amphiboles. L'étude en lame mince a révélé une importante proportion modale d'oxydes magmatiques. Dans ces gabbros à amphibole et oxyde, les Plg sont les minéraux les plus abondants constituant 40 % du volume des roches, et présentent des morphologies automorphes sous forme de lattes *(fig.1.228)*. Ces minéraux présentent une gamme de composition s'échelonnant généralement de An30 à An60 bien que des compositions plus albitiques (An5) aient également été révélées par l'analyse microsonde. Ces variations de composition reflètent la présence de plusieurs générations de Plg au sein d'un même échantillon et/ou de zonages prononcés difficilement observables du fait de l'état d'altération *(fig.1.228)*. Les minéraux ferromagnésiens associés à ces Plg sont essentiellement des amphiboles constituant de 20 % à 40 % du volume des roches. Dans le détail, on distingue deux types d'amphiboles : des amphiboles magmatiques (amphiboles primaires) de type hornblende qui sont sub-automorphes et se développent entre les Plg *(fig.1.228)*, et des amphiboles secondaires fibreuses de type actinote et hornblende qui remplacent partiellement ou totalement les Cpx *(fig.1.228)*. Les rares reliques de Cpx encore observables montrent une

morphologie automorphe à sub-automorphe *(fig.1.228)* et leur analyse révèle un XMg très évolué, de 65 % - 70 %. Les minéraux opaques sont exceptionnellement abondants (~ 15 %) et sont riches en titane (ilménites, titanomagnétites et parfois rutiles) *(fig.1.228)*. Ces oxydes présentent une morphologie sub-automorphe à automorphe et sont généralement de grande taille (~ 1 mm) *(fig.1.228)*.

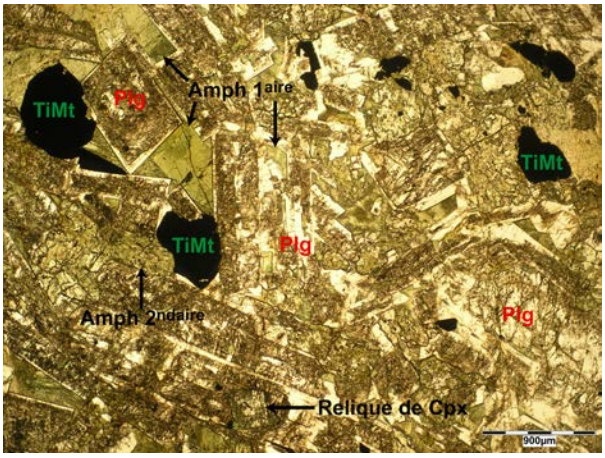


Figure 1.228 : Morphologies des différents minéraux dans le gabbro à amphibole et oxyde 08WU8C. Photo en LPNA. (TiMt = Titano-magnétite)

Les minéraux accessoires (< 1 %) correspondent à de la prehnite, issue de l'altération des plagioclases, et du quartz. Les caractéristiques minéralogiques de ces échantillons montrent que la paragenèse magmatique est Plg + Amph + Cpx + OxFeTi (oxydes ferro-titanés). Cette paragenèse, associée à la composition et à l'abondance des minéraux, montre que ces échantillons sont relativement différenciés. Il s'agit probablement de *ferrogabbros* ou *ferrodiorites* altérés. On peut noter que, texturalement et minéralogiquement, ces roches se rapprochent de l'échantillon 08WU6 défini comme gabbro à Opx précoce et à oxyde *(paragraphe II.1.b.2)*. Les seules différences sont que ce dernier ne présente pas d'amphiboles primaires, qu'il possède de l'Opx et qu'il est moins altéré, la plupart des Px étant encore analysables. L'échantillon 08WU6 parait donc moins différencié que ces ferrogabbros. L'Opx était peut être initialement présent dans ces ferrogabbros mais il est difficile de confirmer cette hypothèse vu qu'aucune relique de ce minéral, comme celles observées dans l'échantillon 08WU6, n'a été trouvée.

II.3.b. Les gabbros altérés et métamorphisés

Ces gabbros présentent des degrés d'altération relativement importants qui ont partiellement ou totalement gommés leurs caractéristiques minéralogiques primaires. De ce fait, ils n'ont pas été intégrés dans ma classification détaillée.

Les gabbros altérés (08BA19, 08BA11, 04OM12A, 04OM12B et 04OM38D) présentent entre 40 % et 65 % de Plg automorphes (lattes, *fig.1.229a*) à sub-automorphes *(fig.1.229b)* avec une gamme de compositions s'échelonnant de An54 (04OM38D) à An98 (04OM12A et 04OM12B). Dans certains échantillons, la composition des Plg est relativement homogène alors que dans d'autres, les Plg sont zonés et/ou plusieurs générations de Plg sont observables. Les minéraux ferromagnésiens sont essentiellement des amphiboles secondaires (30 – 50 %) de type trémolite, actinote, hornblende et tschermakite, qui remplacent partiellement ou totalement le Cpx *(fig.1.229)*. Des reliques de Cpx ne s'observent que rarement dans deux échantillons *(fig.1.229b)* et leur analyse révèle des XMg s'étalant de 75 % (04OM12B) à 83 % (04OM38D). Les minéraux opaques sont généralement peu abondants (< 1 %) sauf dans l'échantillon 04OM12B (15 %) *(fig.1.229b)* et présentent des morphologies

sub-automorphes à xénomorphes. Ce sont le plus souvent des ilménites *(fig.1.229b)* mais des sulfures sont parfois observables dans certains échantillons (08BA11). La prehnite, issue de l'altération des Plg, est parfois un minéral accessoire (< 1 %) dans ces roches.

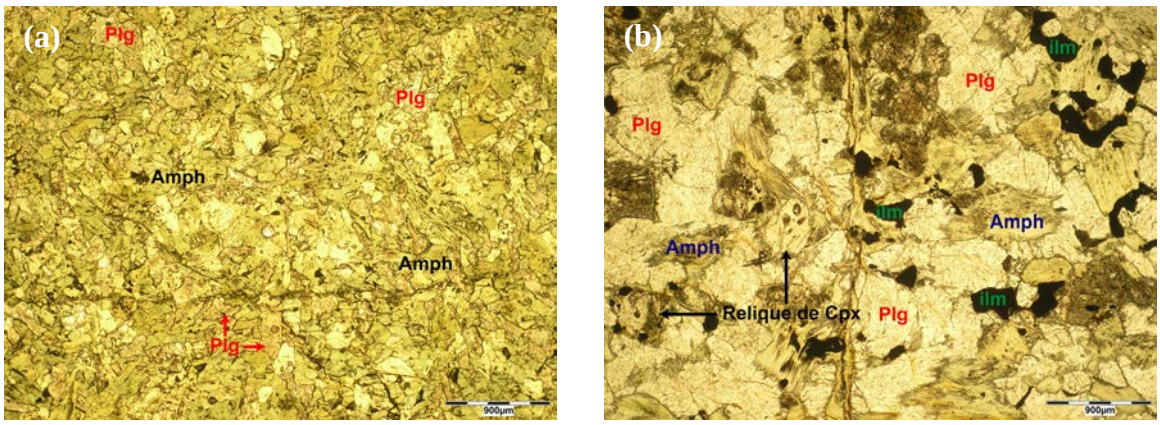


Figure 1.229 : Caractéristiques pétrographiques des gabbros altérés 04OM38D (a) et 04OM12B (b). Noter la différence dans la texture et dans le degré d'altération de ces roches. Photos en LPNA. (ilm = ilménite)

Les gabbros métamorphisés correspondent à deux échantillons (08BA16 et 08WU8B) qui présentent différents degrés de métamorphisme. L'échantillon 08BA16 est en majorité composé de lattes de Plg (60 %) et de cristaux sub-automorphes d'amphiboles (34 %) *(fig.1.230a)*. Le Plg a une composition d'albite (Ab99) et l'amphibole est essentiellement de type hornblende et parfois de type trémolite. Les minéraux accessoires sont la prehnite (5 %), probablement issue de l'altération du Plg, et le sphène (1 %) qui s'observe sous forme de cristaux sub-automorphes *(fig.1.230a)*. Cette paragenèse Albite + Amphibole + Sphène est caractéristique d'un métamorphisme dans le faciès amphibolite.

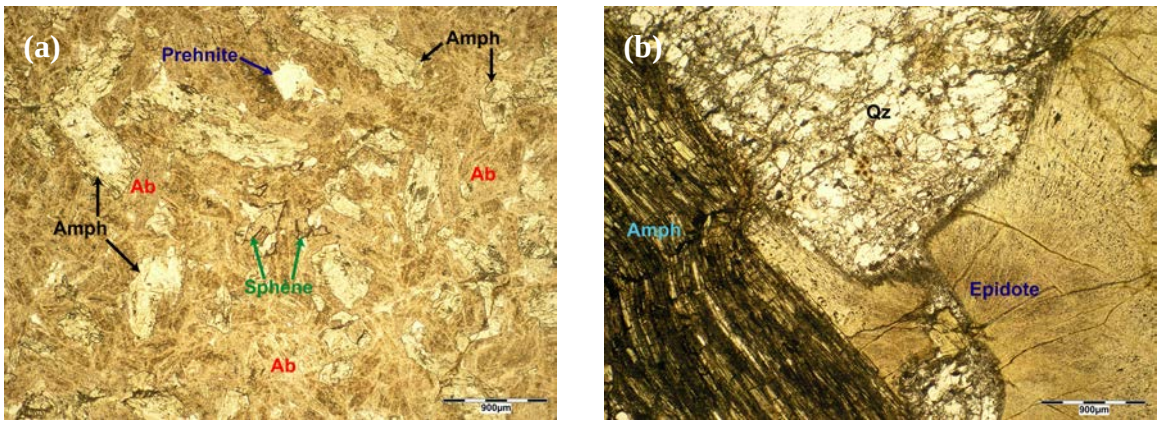


Figure 1.230 : Caractéristiques pétrographiques des gabbros métamorphisés 08BA16 (a) et 08WU8B (b). Photos en LPNA. (Ab = Albite, Qz = Quartz)

L'échantillon 08WU8B se distingue des autres roches altérées par l'absence de Plg dans sa paragenèse. Cet échantillon présente essentiellement de l'épidote (~ 70 %) sous forme de grande plages fibroradiées *(fig.1.230b)* ou de cristaux sub-automorphes, et du quartz (~ 15 %) sous forme de grains sub-automorphes à xénomorphes *(fig.1.230b)*. Cet échantillon présente également des amphiboles fibreuses (~ 15 %) de type hornblende voire actinote-trémolite *(fig.1.230b)*. Les minéraux opaques (< 1 %) sont riches en titane avec la présence d'ilménite, de titano-magnétite et de rutile. Les caractéristiques minéralogiques de cette roche

témoignent, *a priori*, d'un métamorphisme dans le faciès schiste vert (épidote, amphibole). Cet échantillon, associé aux gabbros précédents sur le terrain, a été classé dans les gabbros métamorphisés cependant, le terme de gabbro est ici employé au sens large car il est difficile de déterminer avec précision le protolithe de cette roche.

Sur le terrain, les gabbros altérés et métamorphisés s'observent sous forme de « pods » et de filons de gabbros à grains fins intrusifs dans les cumulats lités ou sous forme de masses de gabbros massifs ou lités totalement altérées.

II.3.c. Les diorites et plagiogranites

Je n'ai pas systématiquement échantillonné ces faciès sur le terrain. Je donne ici, pour mémoire, la description des trois seuls échantillons que j'ai prélevés.

L'échantillon de diorite (04OM38E) correspond, sur le terrain, à une bouffée de diorite pegmatitique dans les cumulats lités. Il a une texture macrocristalline à gros grains et contient des Plg (~ 80 %) avec des morphologies automorphes à sub-automorphes *(fig.1.231a)*. Ces Plg sont souvent zonés et présentent une gamme de composition s'étalant de An15 à An35. Associés à ces Plg, on trouve de petits cristaux xénomorphes de quartz (~ 15 %) et des cristaux sub-automorphes d'amphiboles de type hornblende (~ 3 %) *(fig.1.231a)*. Les minéraux opaques sont sub-automorphes et peu abondants (~ 2 %) et correspondent à des ilménites *(fig.1.231a)*. Les autres minéraux accessoires (< 1 %) observés dans cet échantillon sont des Opx que l'on trouve sous forme de cristaux xénomorphes, des zircons qui s'observent en cristaux arrondis de relativement grande taille (~ 200 µm, *fig.1.231a*) et des apatites qui apparaissent en cristaux sub-automorphes de grande taille (0,5 – 1 mm, *fig. 1.231a*)

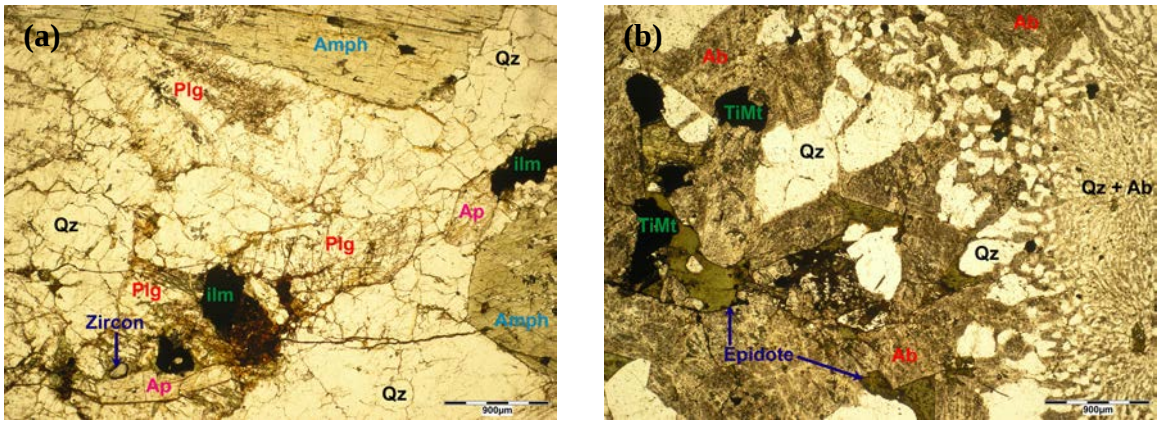


Figure 1.231 : Caractéristiques pétrographiques de la diorite 040M38E et du plagiogranite 08WU7. Noter dans (b) les intercroissances de Plg et de Qz donnant une texture granophyrique au plagiogranite. Photos en LPNA. (Ap = Apatite, TiMt = Titano-magnétite, Qz = Quartz, Ab = Albite)

Sur le terrain les plagiogranites apparaissent comme des roches claires massives et homogènes à grains fins. En lame mince, ils montrent des textures macrocristallines granophyriques caractérisées par la présence d'intercroissances de quartz et de Plg *(fig.1.231b)*. Ces plagiogranites sont essentiellement constitués de Plg (35 – 40 %) de type albite (Ab99), sous forme de cristaux automorphes à sub-automorphes, et de quartz (40 %) en grains sub-automorphes à xénomorphes *(fig.1.231b)*. On trouve également des épidotes (10 – 15 %) qui se développent en cristaux sub-automorphes entre les grains de Plg et/ou de quartz *(fig.1.231b)* et, des minéraux opaques de type titano-magnétite et hématite (5 – 10 %).

III. Etude des litages

Dans cette partie, je vais rappeler certaines notions sur les litages et proposer de nouvelles définitions découlant directement de ma classification pétrographique basée sur l'ordre de cristallisation des minéraux. Il ne s'agit pas d'effectuer une étude dédiée spécifiquement au litage mais d'utiliser cette donnée, en plus de l'étude strictement pétrographique, pour comprendre les processus de formation de la croûte océanique profonde.

Selon la définition d'Irvine *(1982)*, basée sur des études macroscopiques d'intrusions litées, le litage correspond à un empilement de bancs (> 1 m), de lits (5 cm – 1 m) et/ou de lamines (2 – 3 cm) qui constituent la structure générale des cumulats ; c'est une sorte de « stratification » des roches cumulatives *(exemple de litage dans l'ophiolite d'Oman, fig. 1.232).*

Plusieurs types de litages ont été définis par Jackson *(1967)* et Irvine *(1982)* à partir d'observations de terrain, à relativement grande échelle (du centimètre au mètre) et sur des intrusions litées (Skaergaard, Stillwater, Bushveld, Great Dyke,…), en se basant sur la variation de la taille, du mode et de la composition chimique des minéraux cumulus. Pallister et Hopson *(1981)* ont repris et remanié ces nomenclatures pour décrire en détail les litages dans la section crustale du massif de Wadi Tayin, au sud-est de l'ophiolite d'Oman.

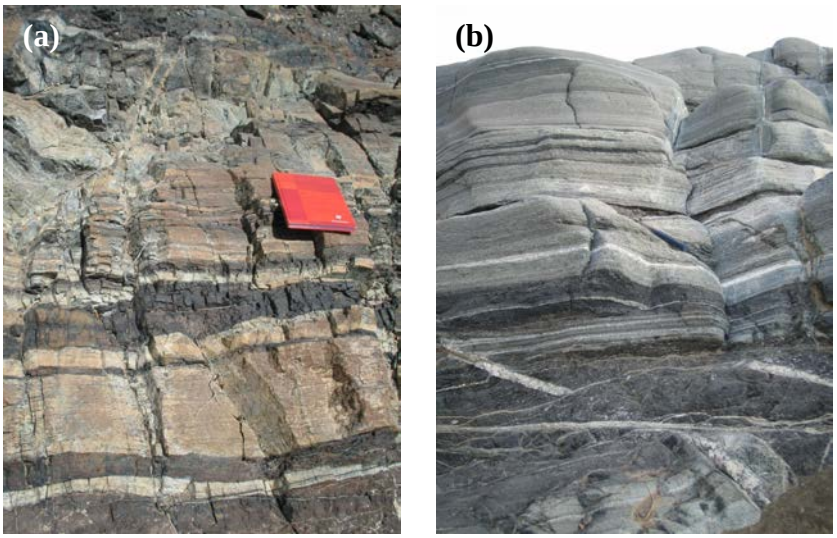


*Figure 1.232 : Différents types de litages dans les cumulats de la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman. Affleurements dans les massifs de **Bahla** (a) et de **Haylayn** (wadi Haylayn) (b).*

Echelles : cahier ~ 20 cm, marteau ~ 30 cm.

Comme j'ai étudié les litages, non seulement à l'échelle de l'affleurement *(fig.1.232)* mais surtout à celle de la lame mince, ma définition du litage inclut des divisions plus fines (< 1 cm) que celle d'Irvine. Surtout, j'ai réalisé ma classification des cumulats en fonction de l'ordre de cristallisation des phases minérales en prenant en compte les minéraux cumulus et les minéraux post-cumulus. J'ai donc décidé d'adapter la nomenclature classique sur les litages à mon échelle de travail et à ma logique de classification et défini et/ou retenu les différents types de litages suivants *(en faisant référence aux nomenclatures existantes)* :

- Le litage modal *(Modal layering ; Irvine, 1982)* : ce litage est caractérisé par le changement dans l'abondance ou dans l'assemblage des phases cumulus/post-cumulus. Deux sous-groupes peuvent être définis :

    - **Le litage de proportion** *(Ratio layering ; Jackson, 1967 ; Pallister et Hopson, 1981)* : ce litage est caractérisé par la variation des proportions modales des minéraux cumulus/post-cumulus d'un lit à l'autre, l'assemblage minéral et

l'ordre de cristallisation des minéraux restant les mêmes. A partir de cette définition, on peut déterminer un *litage de proportion cumulus* et un *litage de proportion post-cumulus* suivant la variation du mode des minéraux cumulus ou post-cumulus respectivement. Ces litages ne s'observent, bien entendu, qu'au sein d'une même famille lithologique (gabbroïque ou péridotite/ pyroxénite).

Le *litage de proportion cumulus* s'exprime soit par une variation des proportions des phases entraînant le passage d'une lithologie à une autre, par exemple le passage d'un lit de mélagabbro à Ol à un lit de gabbro/leucogabbro à Ol *(fig.1.233a et 234b)*, soit par une variation des proportions au sein d'une même lithologie, par exemple la variation de l'abondance de l'Ol entre deux lits de wehrlite *(fig.1.233b)*.

Le *litage de proportion post-cumulus* est généralement moins visible du fait de la plus faible abondance des minéraux post-cumulus dans les échantillons et ne s'exprime que par des variations au sein d'une même lithologie, par exemple la variation des proportions d'Opx entre deux lits de gabbros à Ol + Opx ou de Plg entre deux lits de lherzolites à Plg.

Lorsque des minéraux cumulus et post-cumulus sont présents dans deux lits voisins, les deux types de litages de proportion sont généralement coexistants.

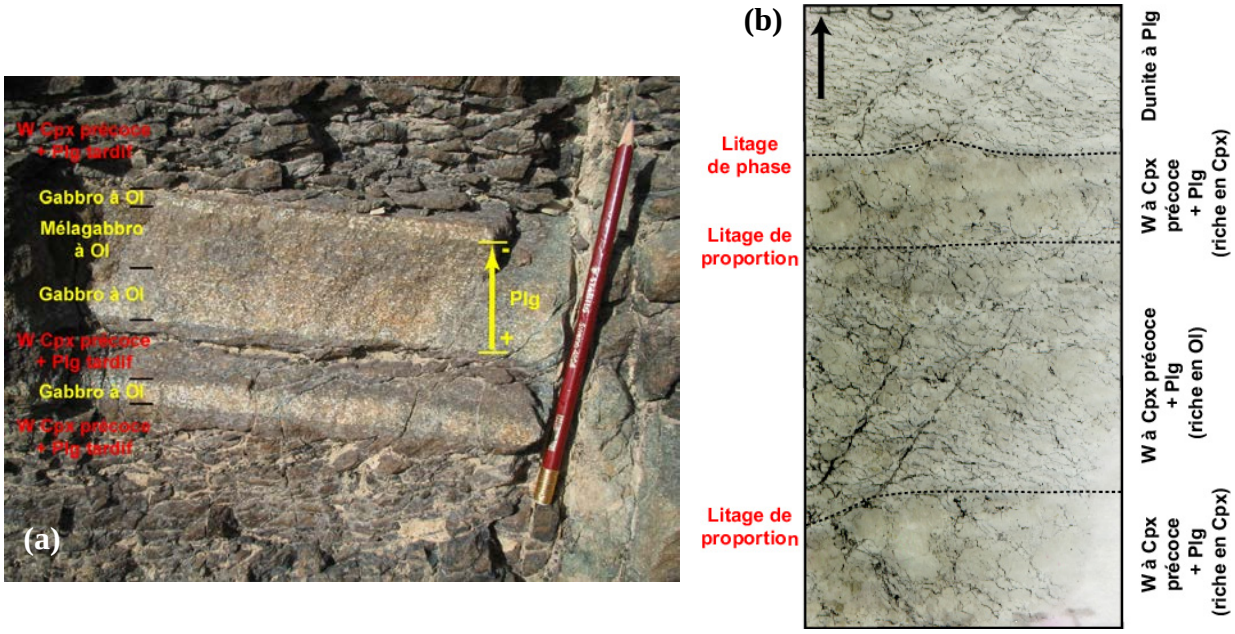


Figure 1.233 : Exemples de litages de proportion observés sur le terrain (a) et en lame mince (b). a) Litages de proportion associés à des litages d'ordre de cristallisation dans le ***massif de Sumail*** *(Wadi Dima, affl.27, chap.4), crayon ~ 15 cm. La flèche indique la diminution de la quantité de Plg au sein et entre deux lits. b) Litages de proportion associés à des litages de phase entre les échantillons 08SAR2I2 ZII-2, ZIII, ZII-1 et ZI (de bas en haut) du* ***massif de Sarami*** *(Wadi Sarami, afll.2, chap.6), lame ~ 3 cm. (W = wehrlite). Sur les photos, le symbole « + » dans le nom des wehrlites indique les minéraux tardifs.*

- **Le litage de phase** *(Phase layering ; Jackson, 1967 ; Pallister et Hopson, 1981)* : ce litage est caractérisé par l'apparition ou la disparition d'un ou plusieurs minéraux cumulus/post-cumulus donc, par la variation de l'assemblage minéralogique cumulatif d'un lit à l'autre. A partir de cette définition on peut définir *un litage de phase cumulus* et *un litage de phase*

post-cumulus en fonction de l'apparition ou de la disparition d'une phase cumulus ou d'une phase post-cumulus respectivement.

Le litage de phase cumulus s'observe soit entre des lits d'une même famille, par exemple le passage d'un lit de wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif à un lit de dunite à Plg (disparition du Cpx) *(fig.1.233b)*, soit entre des lits de familles différentes *(fig.1.234a)*, par exemple le passage d'un lit de wehrlite à Cpx précoce à un lit de gabbro à Ol (apparition du Plg).

Le litage de phase post-cumulus ne s'observe qu'entre des lits d'une même famille, par exemple le passage d'un lit de gabbro à Ol + Opx à un lit de gabbro à Ol (disparition de l'Opx) *(fig.1.234b)* ou d'un lit de troctolite à 2Px à un lit de troctolite à Cpx (disparition de l'Opx) *(fig.1.234a)* dans la famille des roches gabbroïques ou, d'un lit de wehrlite à Cpx tardif à un lit de wehrlite à Cpx et Plg tardifs (apparition du Plg) dans la famille des péridotites et pyroxénites.

Comme dans le cas du litage de proportion, les deux types de litages de phase, cumulus et post-cumulus, peuvent aller de pair.

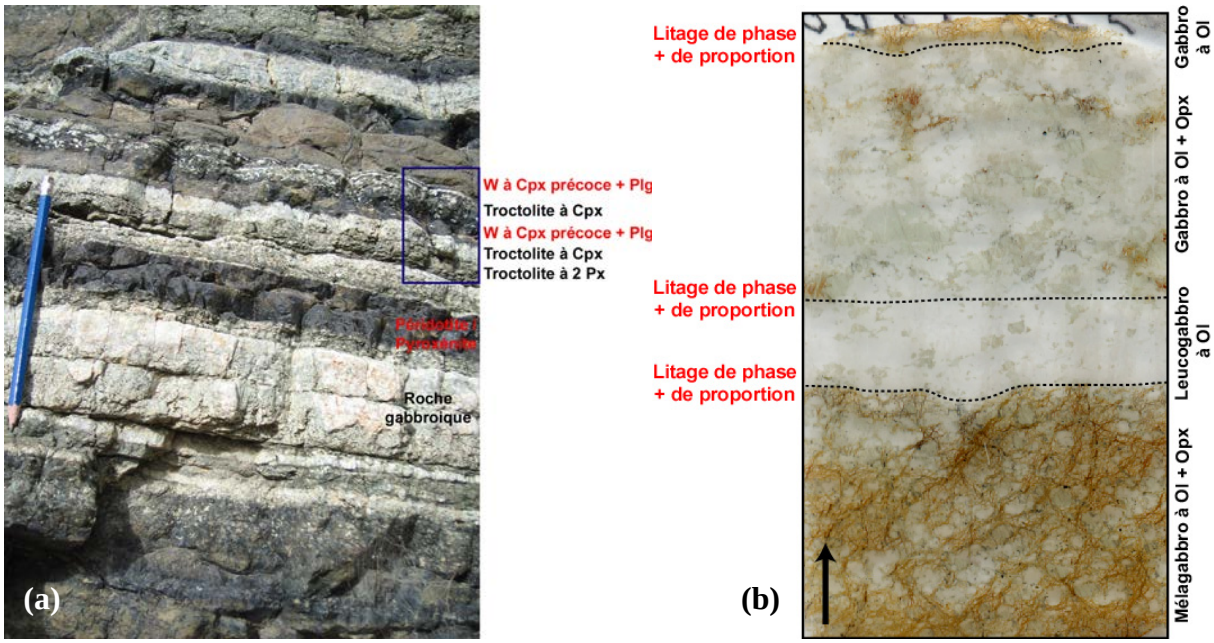


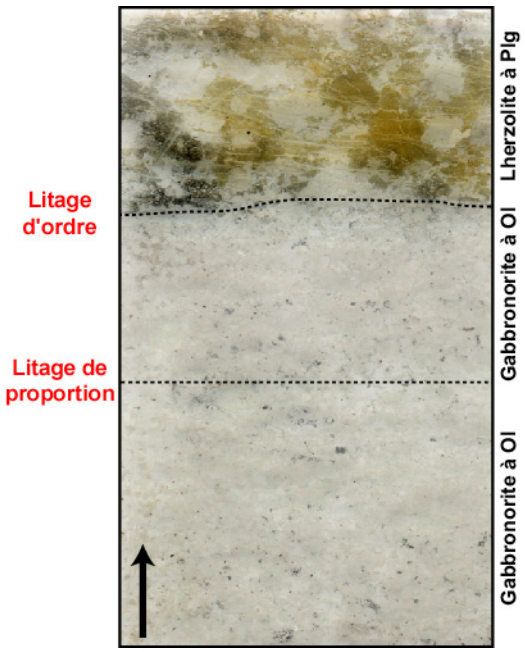
Figure 1.234 : Exemples de litages de phase observés sur le terrain (a) et en lame mince (b). a) Litages de phase cumulus (roche gabbroïque / péridotite-pyroxénite) et post-cumulus (troctolite à 2Px – troctolite à Cpx) associés à des litages d'ordre de cristallisation dans le ***massif de Hilti*** *(Wadi Hilti, affl.3, chap.5), crayon ~ 15 cm, et b) Litages de phase associés à des litages de proportion entre les échantillons 09BA15Bb ZI, ZII, ZIII et ZIV (de bas en haut) du* ***massif de Bahla*** *(affl.15, chap.3), lame mince ~ 3 cm. Sur les photos, le symbole « + » dans le nom des gabbros à Ol et des wehrlites indique les minéraux tardifs.*

- <u>Le litage d'ordre de cristallisation</u> : ce litage, absent de toutes nomenclatures publiées, est défini dans le cadre de mon étude, par le changement de la position d'un ou plusieurs minéraux dans la séquence de cristallisation, un minéral en phase cumulus dans un lit devenant une phase post-cumulus dans le lit suivant. Ce litage peut s'observer soit entre des lits d'une même famille, par exemple le passage d'un lit de gabbro à Ol à un lit de troctolite à Cpx (Cpx passant d'une position cumulus à une

position post-cumulus) *(fig.1.236)*, soit entre des lits de familles différentes, par exemple le passage d'un lit de gabbronorite à Ol à un lit de lherzolite à Plg (Plg passant d'une position cumulus à une position post-cumulus) *(fig.1.235)* ou d'un lit de troctolite à Cpx à un lit de wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif (Plg passant d'une position cumulus à une position post-cumulus et Cpx passant d'une position post-cumulus à une position cumulus) *(fig.1.234a)*. On peut noter que ce type de litage est proche de la notion de *litage textural* définie par Irvine *(1982)*, le passage d'une texture poecilitique à une texture granulaire étant par exemple directement lié à une variation dans l'ordre de cristallisation des minéraux.

On peut noter que le litage de phase cumulus marqué sur la figure *1.234a* (roche gabbroïque / péridotite-pyroxénite) n'a pas été étudié en lame mince. Sur le terrain, ce litage a été interprété comme un litage de phase mais il possible que ce soit, dans le détail, un litage d'ordre de cristallisation voire un litage modal. Cette constatation montre que cette nomenclature est clairement adaptée à un travail de détail (échelle des lames minces). De ce fait, dans les chapitres suivants, je ferai en permanence la distinction entre les litages déterminés en lame mince et ceux déterminés sur le terrain.

Figure 1.235 : Exemple de litage d'ordre de cristallisation associé à un litage de proportion observé entre les échantillons 08WU1E ZI, ZII et ZIII (de bas en haut) du ***massif de Wuqbah*** *(affl.1, chap.2). Lame mince ~ 3 cm.*



- Le litage de taille de grain *(Grain-size layering ; Irvine, 1982)* : ce litage est caractérisé par un changement dans la taille de grain des minéraux cumulus, les minéraux post-cumulus étant généralement de petite taille. Ce type de litage s'observe soit entre des lits d'une même famille *(fig.1.236)*, soit entre des lits de familles différentes.

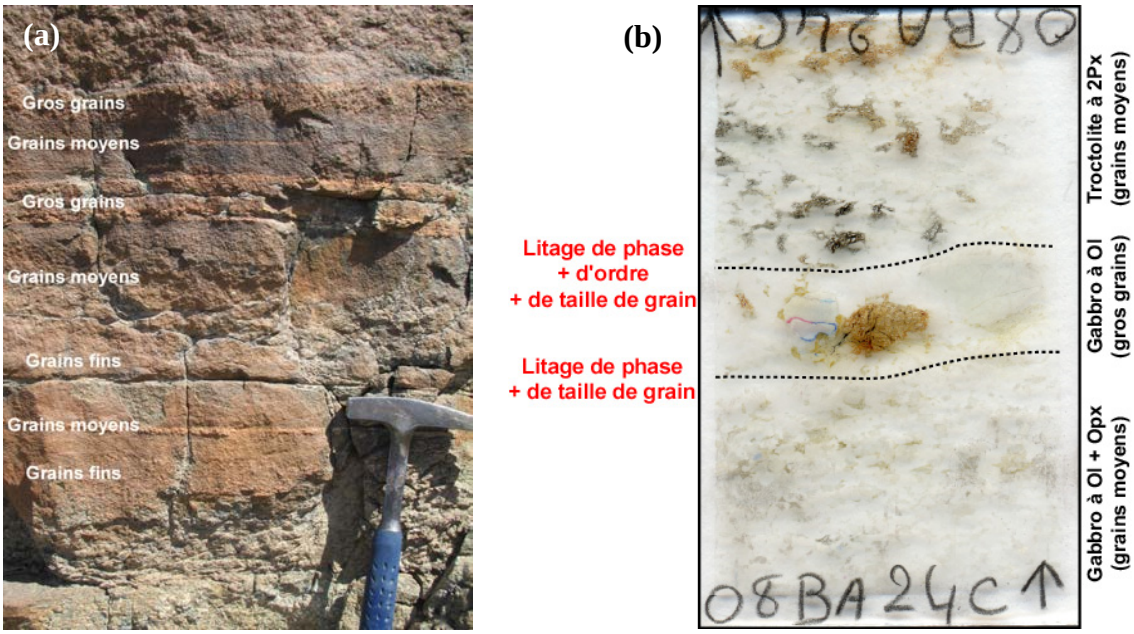


Figure 1.236 : Exemples de litages de taille de grain observés sur le terrain (a) et en lame mince (b). a) Litages de taille de grain entre des lits de gabbros à Ol dans le ***massif de Sumail*** *(Wadi Mahram, affl.48, chap.4), marteau ~ 30 cm, et b) Litages de taille de grain associés à des litages de phase et d'ordre de cristallisation entre les échantillons 08BA24C ZI, ZII et ZIII (de bas en haut) du* ***massif de Bahla*** *(affl.24, chap.3), lame mince ~ 3 cm. Sur la photo (b), le symbole « + » dans le nom des gabbros à Ol indique les minéraux tardifs.*

- Le litage cryptique *(Cryptic layering ; Irvine, 1982)* : ce litage est caractérisé par la variation de la composition chimique des phases cumulus/post-cumulus d'un lit à l'autre. A partir de cette définition on peut déterminer un *litage cryptique cumulus* et un *litage cryptique post-cumulus*, ces deux litages étant en général spatialement corrélés. Le litage cryptique, basé sur la chimie des phases minérales, sera étudié en détail dans les chapitres suivants.

- Le litage dynamique : Ce litage est à distinguer des précédents car il n'est pas défini selon des caractères minéralogiques variant entre deux lits mais selon des caractères structuraux s'observant au sein d'une population de lits. Ce litage est en effet caractérisé par la présence de structures dynamiques dans une population de lits *(fig.1.237)*, les lits alentours étant vierges de toute structure de ce type. Les structures dynamiques observées dans ces litages sont analogues à celles étudiées dans les sédiments, ce sont des structures de cross-bedding (recoupement de lits), des structures de slump (instabilité gravitaire), des plissements de lits, des boudinages, des interruptions de lits, des intrusions diapiriques, des lits en forme de lentilles, etc…. *(fig.1.237).* Dans la nomenclature classique, ces litages particuliers ont été mentionnés mais aucun terme général n'a été défini. Pour décrire ces litages plusieurs termes ont, en fait, été employés en fonction de la structure prédominante, tels que cross-bedded layering, slumped layering, wavy layering, etc… *(Irvine, 1982).* Ces structures dynamiques ont été interprétées comme liées aux courants magmatiques et aux instabilités dans la chambre magmatique (par analogie aux structures sédimentaires) et/ou comme résultant de l'intrusion de magmas ultramafiques dans des cumulats lités en cours de solidification voire totalement cristallisés *(Jackson, 1967 ; Pallister et*

Hopson, 1981 ; Reuber, 1991 ; Boudier et al., 1996). Ce litage dynamique sera étudié plus en détail dans les descriptions de terrain de chaque massif.

Figure 1.237 : Exemple de litage dynamique montrant, entre autres, des interruptions de lits, du boudinage et du cross-bedding dans le ***massif de Hilti*** *(Wadi Hilti, affl.3, chap.5). Marteau ~ 30 cm.*

Les litages les plus couramment observés entre les échantillons, hors litages cryptique et dynamique, sont les litages de proportion, de phase et d'ordre de cristallisation. On constate, dans les figures précédentes *(fig.1.233 à 1.235)*, que ces différents types de litages s'observent souvent de manière concomitante et sont utilisés conjointement pour déterminer le passage d'une lithologie à une autre. Cette étude des litages à l'échelle des lames minces montre que, contrairement à ce que l'on pourrait croire, le passage d'une roche gabbroïque à une pyroxénite ou à une péridotite ne nécessite pas obligatoirement l'apparition ou la disparition d'une ou plusieurs phases cumulus mais peut s'expliquer par une modification de l'ordre de cristallisation des minéraux, ce qui est diagnostique de changements dans les variables intensives (P, T°, P_{H2O}, …) et/ou extensives (composition) du système.

On peut noter que, dans certains cas, la distinction entre un litage et un filon est ardue sur le terrain. Les filons se distinguent parfaitement bien des litages lorsqu'ils recoupent ces derniers et présentent des bordures harissitiques (échantillon 09BA7E par exemple). Cependant, on observe parfois des filons centimétriques parallèles aux litages (08WU3H ZI et 08WU3Ga ZII) qui peuvent facilement être confondus avec ces derniers. Ces filons sont cependant caractérisés par : 1) des contacts relativement nets avec l'encaissant, sur le terrain et en lame mince, 2) des variations de taille de grains brutales avec la roche encaissante et 3) des variations chimiques importantes entre l'encaissant et le filon, de plus grande ampleur que les variations cryptiques observées entre des lits cumulatifs.

IV. Synthèse de l'étude pétrographique

IV.1. Synthèse sur les lithologies

L'étude détaillée et rigoureuse de la pétrographie des roches (minéralogie, texture,…) et de l'ordre de cristallisation des phases minérales dans les échantillons m'a permis de définir une cinquantaine de lithologies distinctes *(Tableau 1.1)* : 31 lithologies dans la famille des roches gabbroïques (plagioclasites, gabbros (s.l.), gabbros à Ol (s.l.), troctolites (s.l.), norites, gabbronorites et gabbronorites à Ol) et 18 lithologies dans la famille des péridotites/pyroxénites (dunites (s.l.), wehrlites (s.l.), clinopyroxénites (s.l.), webstérites à Plg, harzburgites lherzolitiques et lherzolites à Plg). Cette étude démontre donc que la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman est constituée d'une très grande diversité de

lithologies et ne se résume pas à une simple dichotomie entre une séquence gabbroïque à olivine et des intrusions ou intervalles wehrlitiques *(cf. introduction)*.

L'étude de plusieurs coupes distribuées tout au long de l'ophiolite, et qui a donc une certaine valeur statistique (~ 720 échantillons), montre que les lithologies les plus abondantes sont les roches gabbroïques ; elles constituent environ 76 % des échantillons récoltés *(Tableau 1.2)*. Dans le détail, les faciès les plus couramment observés sont les gabbros à Ol (avec et sans Opx) constituant 54 % des échantillons, les wehrlites (tous faciès confondus) représentant 16 % des échantillons, suivis de près par les troctolites (tous faciès confondus) correspondant à 9 % des échantillons *(Tableau 1.2)*. Les autres lithologies gabbroïques et péridotitiques/pyroxénitiques constituent moins de 4 % des échantillons récoltés.

En regardant en détail les ordres de cristallisation définis pour chaque groupe de roches, on peut déterminer au moins 13 séquences de cristallisation différentes en se basant sur l'assemblage des minéraux cumulus *(Tableau 1.1)*. Pour simplifier, on peut noter que certains échantillons sont caractérisés par la cristallisation précoce du Plg (gabbro, gabbro à olivine, troctolite, …), d'autres par la cristallisation précoce du Cpx (wehrlite à Cpx précoce, clinopyroxénite, …), d'autres par la cristallisation précoce de l'Opx (gabbronorite, webstérite, …) et enfin, certains sont caractérisés par la cristallisation précoce de l'Ol (dunite, wehrlite à Cpx tardif, ….). Ces différences dans les séquences de cristallisation seront examinées plus en détail dans la discussion à la lumière des analyses géochimiques des échantillons.

IV.2. Synthèse sur les caractéristiques pétrographiques

Une des observations surprenantes de cette étude pétrographique est la quasi-omniprésence de l'Opx dans l'ensemble des échantillons récoltés : 33 % des échantillons présentent des Opx en phase post-cumulus (souvent très tardifs mais parfois relativement précoces par rapport aux minéraux cumulus) et 10 % des échantillons possèdent des Opx en phase cumulus *(Tableau 1.2*). Cette phase est, en effet, considérée comme relativement rare dans l'unité des cumulats lités de l'ophiolite d'Oman *(cf. introduction)*. Cette étonnante abondance de l'Opx dans la section crustale profonde sera discutée, par la suite, à la lumière des résultats géochimiques.

L'étude pétrographique détaillée des échantillons a également mis en évidence la quasi-omniprésence d'indices directs ou indirects de présence d'eau dans les différentes lithologies. Les indices directs de la présence d'eau dans les échantillons sont les phases hydratées et/ou les phases cristallisant en conditions hydratées. Ces indices sont les suivants :

- Des amphiboles magmatiques s'observent en minéraux post-cumulus dans les gabbros (s.l.), les troctolites (s.l.) et plus rarement dans les wehrlites (s.l.) *(Tableau 1.1)*. Ces minéraux hydratés cristallisant vers 850°C - 1000°C indiquent la présence d'eau dans le magma en fin de cristallisation.

- Des bordures d'amphiboles secondaires se développent au contact des Ol et des Cpx dans les gabbros (s.l.), les gabbros à Ol (s.l.), les troctolites (s.l.) et plus rarement dans les plagioclasites, les dunites (s.l.) et les wehrlites (s.l.) *(Tableau 1.1)*. Les amphiboles étant des minéraux hydratés alumineux et/ou calciques et ferromagnésiens, ces bordures résultent de réactions sub-solidus (~ 700 - 800°C), en présence d'eau, entre les minéraux ferromagnésiens (Ol et/ou Cpx) et le Plg.

- Des spinelles alumineux de type pléonaste (solution solide entre le spinelle (s.s) $MgAl_2O_4$ et l'hercynite $Fe^{2+}Al_2O_3$) s'observent dans les gabbros à Ol (s.l.) et les troctolites (s.l.) et plus rarement dans les wehrlites (s.l.) et les cumulats wehrlitiques *(Tableau 1.1)*. Ce spinelle, presque toujours associé à des amphiboles, se développe principalement dans les échantillons à Ol et Plg et s'observe autant entre les minéraux que dans des couronnes autour des Ol. Le pléonaste est un minéral de haute température que l'on trouve couramment dans les roches métamorphiques *(Deer et al., 1992)* et, des couronnes à amphibole (hornblende ou pargasite) et spinelle (pléonaste) se développent fréquemment autour des Ol dans les roches mafiques métamorphisées *(Reynolds et al., 1962 ; Grantham et al., 1993)*. Les travaux de Cruciani et al. *(2008)* sur des métagabbros montrent que ces couronnes résultent d'un processus réactionnel, en présence d'eau, entre le Plg et l'Ol à des températures de ~ 740 - 790°C sous des pressions de l'ordre de 0,6 GPa. Ces conditions de pression sont évidemment significativement plus élevées que celles rencontrées en base de croûte océanique (0,2 GPa), cependant, aucune occurrence de pléonaste n'ayant été mentionnée dans des roches non métamorphisées, ces travaux permettent de montrer que l'assemblage amphibole – spinelle se forme à relativement haute température en présence d'eau. En extrapolant, l'ensemble des spinelles alumineux observés dans les échantillons s'est, *a priori*, formé en présence d'une phase aqueuse dans des conditions sub-solidus.

Les indices indirects de la présence d'eau dans les échantillons correspondent à certaines structures et textures observées. Ces indices sont les suivants :

- Des structures proches des symplectites d'augites décrites par *Roelofse et Ashwal (2008)* s'observent dans l'ensemble des lithologies de la section crustale *(cf. paragraphe II.1.b.1)*. Selon ces auteurs, ces structures résulteraient de l'interaction des roches avec une phase fluide riche en eau à des températures de l'ordre de 1100°C, valeur proche des températures de cristallisation des minéraux.

- Des indices de recristallisation en présence d'un fluide hydraté ont été notés dans certains échantillons. Quelques gabbros (s.l.) présentent des inclusions fluides parfois associées à des pléonastes aux joints de grains ou au sein de Plg recristallisés *(cf. paragraphes II.1.b et II.1.c)*. Le pléonaste se formant, *a priori*, en présence d'eau à relativement haute température, ces observations indiquent la présence d'une phase fluide hydratée dans le milieu lors de la recristallisation de ces roches. De la même manière, un gabbro à Ol (s.s.) présente deux générations de Plg : de gros grains de composition An65 et de petits grains de composition An85 associées à des amphiboles *(paragraphe II.1.c.2)*. La composition plus albitique des Plg recristallisés et l'occurrence de petits grains d'amphiboles indiquent la présence d'une phase aqueuse lors de la recristallisation de cette roche.

- Des structures cataclastiques et des brèches magmatiques s'observent dans certains gabbros à Ol (s.l.) *(cf. paragraphe II.1.c.5)*. Ces structures résultent vraisemblablement d'un phénomène local de fusion des Plg en présence d'eau.

L'ensemble de ces indices minéralogiques montre que les échantillons ont interagi à différents moments de leur histoire et donc à différentes températures (mais toujours relativement élevées) avec des fluides hydratés dans et/ou à proximité de la chambre magmatique. Les amphiboles magmatiques et les symplectites d'augites témoignent d'une interaction dans des conditions tardi-magmatiques (~ 1000°C). L'eau présente dans le magma

au cours des dernières étapes de la cristallisation des roches va, en effet, permettre la cristallisation d'amphiboles magmatiques et le développement de textures de croissance particulières dans les Cpx. On peut cependant noter que la formation des structures symplectitiques se poursuit probablement en condition sub-solidus. Les amphiboles secondaires et les spinelles alumineux témoignent d'une interaction dans des conditions sub-solidus (i.e. après la cristallisation des roches) à des températures de l'ordre de 700 - 800°C. L'interaction eau/roche dans ces conditions favorise, en effet, les processus réactionnels, liés à la diffusion et à l'advection aux joints de grains, et la précipitation de minéraux secondaires (amphiboles, spinelles,…). La recristallisation correspond à l'acquisition de la texture d'équilibre des roches par diffusion aux joints de grains en fin de cristallisation, après la cristallisation et/ou lors d'un épisode de déformation. De ce fait, les indices de recristallisation hydratée observés dans les échantillons peuvent refléter la présence d'eau dans le milieu aussi bien dans des conditions tardi-magmatiques que dans des conditions sub-solidus. Enfin, les structures cataclastiques témoignent d'une interaction entre les roches et des fluides aqueux lors d'une augmentation de la température conduisant à la fusion hydratée des Plg.

Dans notre contexte de centre d'expansion océanique, les fluides hydratés interagissant avec les cumulats sont probablement des fluides hydrothermaux. Cette étude détaillée de la minéralogie des roches démontre donc que ces fluides peuvent vraisemblablement atteindre la base de la croûte océanique et confirme qu'il existe un lien étroit entre les phénomènes magmatiques et les phénomènes hydrothermaux dans les chambres sous les rides médio-océaniques *(Boudier et al., 2000 ; Bosch et al., 2004 ; Python et al., 2007).*

Je reviendrai sur la plupart des points évoqués dans cette synthèse pétrographique dans la discussion finale après avoir étudié les compositions chimiques des différentes phases minérales dans les échantillons.

Famille	Groupe	Lithologie	Séquence de cristallisation	Symboles diagramme / histogramme
Roches gabbroïques	Plagioclasite	Plagioclasite	**Plg** + Chr – Px + Ol + S + Chr {Cpx + Amph}	
	Gabbros (s.l.)	Leucogabbro	(Plg –) **Plg + Cpx** + Opq – Amph {Amph}	
		Gabbro (s.s.)		
		Mélagabbro		
		Gabbro à Opx précoce	(Plg –) **Plg + Cpx** + Opq – Cpx + Opq (+ Opx) – Opx + Opq	
		Gabbro à Opx précoce et à oxyde		
		Gabbro à Opx tardif	(Plg –) **Plg + Cpx** + Opq – Cpx + Opx + Opq	
		Leucogabbro à Opx tardif		
	Gabbros à Ol (s.l.)	Leucogabbro à Ol	(Plg –) **Plg + Ol + Cpx** + Opq – Ol + Cpx + Opq {Sp + Amph ± Opx}	
		Gabbro à Ol (s.s.)	(Plg ou Cpx –) **Plg + Cpx + Ol** + Opq – Amph {Sp + Amph ± Opx}	
		Mélagabbro à Ol	(Plg ou Cpx + Ol –) **Plg + Ol + Cpx** + Opq – S + OxFe {Sp ± Amph ± Opx}	
		Leucogabbro à Ol et à Opx tardif	(Plg –) **Plg + Cpx + Ol** + Opq – Cpx + Opq (+ Opx) – Opx {Amph ± Opx}	
		Gabbro à Ol et à Opx tardif	(Plg –) **Plg + Ol + Cpx** + Opq – Opx + S/OxFe – Opx + Amph ± S/OxFe {Sp ± Amph ± Opx}	
		Mélagabbro à Ol et à Opx tardif	**Plg + Cpx + Ol** + Opq – Opx + S/OxFe – Opx + Amph ± S/OxFe {Sp ± Opx}	
	Troctolite (s.l.)	Leucotroctolite	**Plg + Ol** + Opq – S ± Amph {Cpx + Amph}	
		Troctolite (s.s.)		
		Leucotroctolite à Cpx	(Plg –) **Plg + Ol** + Opq (+ Cpx) – Cpx (+ Amph) – Amph {Amph + Sp ± Cpx}	
		Troctolite à Cpx		
		Mélatroctolite à Cpx		
		Leucotroctolite à 2 Px très tardifs	(Plg –) **Plg + Ol** + Opq – Cpx (+ Opx) – Opx {Sp ± Px}	
		Troctolite à 2 Px très tardifs		
		Mélatroctolite à 2 Px très tardifs		
		Leucotroctolite à 2 Px tardifs	(Plg –) **Plg + Ol** + Opq – Ol + Mt (+ Cpx) – Cpx + Opx + Mt (+ Amph) – Opx + Amph + Mt – Amph	
		Troctolite à 2 Px tardifs		
	Norite	Norite	**Plg + Opx** – Cpx	
	Gabbronorite	Leucogabbronorite	(Opq –) **Plg + Opx + Cpx** + Opq	
		Gabbronorite (s.s.)		
		Mélagabbronorite		
	Gabbronorite à Ol	Gabbronorite à Ol et à Opx très précoce	**Plg + Opx** + Opq ± **Ol ± Cpx** – Plg + Cpx + Ol + Opq {± Opx}	
		Gabbronorite à Ol (s.s.) (Opx précoce)	(Plg + Cpx –) **Plg + Cpx + Opx + Ol** + Opq – Opx + Ol + Opq	
		Mélagabbronorite à Ol (Opx précoce)		
Péridotites / Pyroxénites	Dunite (s.l.)	Dunite (s.s.)	(Chr –) **Ol** + Chr + S/OxFe	
		Dunite à Plg	**Ol** + Opq – Plg {Cpx + Amph}	
	Wehrlite (s.l.)	Wehrlite à Cpx précoce	(Chr + Ol) – **Ol + Cpx** + Opq	
		Wehrlite à Cpx tardif	**Ol** + Opq (+ Cpx) – Cpx {Sp}	
		Wehrlite à Cpx et Opx tardifs	**Ol** + Opq – Cpx + Opx – Opx	
		Wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif	(Ol + Chr –) **Ol + Cpx** + Opq (+ Plg) – Plg + S/OxFe {Sp}	
		Wehrlite à Cpx et Plg tardifs	**Ol** + Opq – (Cpx –) Cpx + Plg + Opq {Sp + Amph}	
		Wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs	(Ol –) **Ol + Cpx** + Chr – Opx + Plg + Amph	
	Cumulat wehrlitique	Cumulat wehrlitique	(Chr –) **Ol** + Chr – Cpx + Plg + Opq {Sp}	
	Clinopyroxénite (s.l.)	Clinopyroxénite à Opx	(Opq –) **Cpx** + Opq (+ Opx) – Opx	
		Clinopyroxénite à Opx et Plg	**Cpx** – Cpx (+ Opx) – Opx + Plg	
		Clinopyroxénite à Ol (s.s.)	**Cpx** + Chr (+ Ol) – Ol + Chr	
		Clinopyroxénite à Ol et Opx	**Cpx** + Opq (+ Ol + Opx) – Ol + Opx + Opq – Opx	
		Clinopyroxénite à Ol et Plg	**Cpx** + Opq (+ Ol + Plg) – Ol + Plg – Plg	
		Clinopyroxénite à Ol, Opx et Plg	(Chr –) **Cpx** + Opq (+ Ol + Opx) – Ol + Opx + Plg + Opq – Plg	
	Websterite à Plg	Websterite à Plg	(Opx –) **Opx + Cpx** + Opq – Opx + Cpx + Opq + Plg – Plg	
	Harzburgite lherzolitique	Harzburgite lherzolitique	(Ol –) **Ol + Opx** + Chr – Ol + Opx + Chr + Cpx – Cpx + Chr	
	Lherzolite à Plg	Lherzolite à Plg	(Ol –) **Ol + Cpx + Opx** + Opq (+ Plg) – Plg + Opx	
Autres lithologies		Gabbro à amphibole et oxyde		
		Gabbro altéré et métamorphisé		
		Diorite et plagiogranite		

Tableau 1.1 : Tableau résumant la classification des roches de la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman et indiquant le code couleur utilisé pour les diagrammes et les histogrammes géochimiques des chapitres suivants. Pour faciliter la lecture des diagrammes chimiques, ***ce code couleur est reporté sur un intercalaire à la fin de ce manuscrit (page 684)****. La paragenèse cumulus principale (hors minéraux opaques) est notée en gras ; pour la signification de la séquence de cristallisation voir le paragraphe I de ce chapitre. Les harzburgites à Cpx et Plg du massif de Bahla (chap.3) et les gabbros isotropes et péridotites/pyroxénites de la croûte supérieure du Wadi Bani Suq (massif de Nakhl, chap.6) ne sont pas reportés dans ce tableau. Plg = plagioclase ; Ol = olivine ; Cpx = clinopyroxène ; Opx = orthopyroxène ; Amph = amphibole ; Chr = chromite ; Opq = minéraux opaques ; S = sulfure ; Sp = spinelle ; Mt = magnétite ; OxFe = oxyde de fer.*

Famille (F)	Groupe (G)	Lithologie (L)	N_{ech}	Prop.L	Prop.G	Prop.F
Roches gabbroïques	Plagioclasite	Plagioclasite	9	1,24%	1,24%	75,83%
	Gabbros (s.l.)	Leucogabbro	7	0,97%	3,87%	
		Gabbro (s.s.)	9	1,24%		
		Mélagabbro	1	0,14%		
		Gabbro à Opx précoce	3	0,41%		
		Gabbro à Opx précoce et à oxyde	1	0,14%		
		Gabbro à Opx tardif	6	0,83%		
		Leucogabbro à Opx tardif	1	0,14%		
	Gabbros à Ol (s.l.)	Leucogabbro à Ol	32	4,42%	54,01%	
		Gabbro à Ol (s.s.)	109	15,06%		
		Mélagabbro à Ol	82	11,33%		
		Leucogabbro à Ol et à Opx tardif	18	2,49%		
		Gabbro à Ol et à Opx tardif	116	16,02%		
		Mélagabbro à Ol et à Opx tardif	34	4,70%		
	Troctolite (s.l.)	Leucotroctolite	1	0,14%	9,25%	
		Troctolite (s.s.)	2	0,28%		
		Leucotroctolite à Cpx	15	2,07%		
		Troctolite à Cpx	8	1,10%		
		Mélatroctolite à Cpx	3	0,41%		
		Leucotroctolite à 2 Px très tardifs	7	0,97%		
		Troctolite à 2 Px très tardifs	3	0,41%		
		Mélatroctolite à 2 Px très tardifs	1	0,14%		
		Leucotroctolite à 2 Px tardifs	18	2,49%		
		Troctolite à 2 Px tardifs	9	1,24%		
	Norite	Norite	3	0,41%	0,41%	
	Gabbronorite	Leucogabbronorite	7	0,97%	3,87%	
		Gabbronorite (s.s.)	20	2,76%		
		Mélagabbronorite	1	0,14%		
	Gabbronorite à Ol	Gabbronorite à Ol et à Opx très précoce	22	3,04%	3,18%	
		Gabbronorite à Ol (s.s.) (Opx précoce)				
		Mélagabbronorite à Ol (Opx précoce)	1	0,14%		
Péridotites / Pyroxénites	Dunite (s.l.)	Dunite (s.s.)	7	0,97%	2,07%	24,17%
		Dunite à Plg	8	1,10%		
	Wehrlite (s.l.)	Wehrlite à Cpx précoce	9	1,24%	16,16%	
		Wehrlite à Cpx tardif	23	3,18%		
		Wehrlite à Cpx et Opx tardifs	5	0,69%		
		Wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif	47	6,49%		
		Wehrlite à Cpx et Plg tardifs	25	3,45%		
		Wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs	8	1,10%		
	Cumulat wehrlitique	Cumulat wehrlitique	7	0,97%	0,97%	
	Clinopyroxénite (s.l.)	Clinopyroxénite à Opx	1	0,14%	2,35%	
		Clinopyroxénite à Opx et Plg	1	0,14%		
		Clinopyroxénite à Ol (s.s.)	2	0,28%		
		Clinopyroxénite à Ol et Opx	6	0,83%		
		Clinopyroxénite à Ol et Plg	3	0,41%		
		Clinopyroxénite à Ol, Opx et Plg	4	0,55%		
	Webstérite à Plg	Webstérite à Plg	3	0,41%	0,41%	
	Harzburgite lherzolitique	Harzburgite lherzolitique (1)	4	0,55%	0,55%	
	Lherzolite à Plg	Lherzolite à Plg	12	1,66%	1,66%	

Tableau 1.2 : Tableau résumant les quantités et les proportions des différentes lithologies échantillonnées dans la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman. Les gabbros isotropes et péridotites/pyroxénites de la croûte supérieure du Wadi Bani Suq (massif de Nakhl ; chap.6) et les «autres lithologies » ne sont pas pris en compte dans ce tableau. N_{ech} = Nombre d'échantillons récoltés ; Prop.L = proportions des différentes lithologies ; Prop.G = proportion des différents groupes ; Prop.F = proportion des deux familles. (1) Les proportions de ce groupe prennent en compte les harzburgites à Cpx et Plg du massif de Bahla (cf. chap.3)

CHAPITRE 2

LE MASSIF DE WUQBAH

I. Introduction

Le massif de Wuqbah est situé au Sud-Ouest de l'ophiolite d'Oman et à l'Ouest de la position supposée de la ride océanique *(cf. fig.7 et 8 de l'introduction)*. Il s'étend sur environ 100 km de long et 30 km de large et est allongé dans la direction NW – SE. Le massif de Wuqbah est formé de deux blocs, un bloc Ouest de forme ellipsoïdale et de dimensions 80 * 30 km et un bloc Est de forme arrondie et de dimensions 20 * 25 km *(fig.2.1)*. Dans la littérature *(Rothery, 1982 ; Quatrevaux, 1995 ; Nicolas et al., 2000)*, le bloc Ouest est généralement appelé massif de Wuqbah (s.s.) tandis que le bloc Est est considéré comme un autre massif ou un « massif satellite » de celui de Wuqbah (*Nicolas et al., 1988b*) et est appelé massif de Miskin *(Nicolas et al., 2000)* ou massif de Muqniyat *(Rothery, 1982 ; Nicolas et al., 1988b)*. Pour ma part, je considère que ces deux massifs forment un ensemble structuralement cohérent, aucune discontinuité tectonique majeure ne les séparant.

Le massif de Wuqbah est situé au front de la nappe ophiolitique et présente un Moho fortement faillé *(fig.2.1)*. La section crustale représente environ un sixième du massif et affleure sous forme d'« enclaves » de tailles variées dans la section mantellique *(fig.2.1)*. Ce massif présente une séquence crustale complète allant de la zone de transition jusqu'aux roches extrusives *(fig.2.1)*.

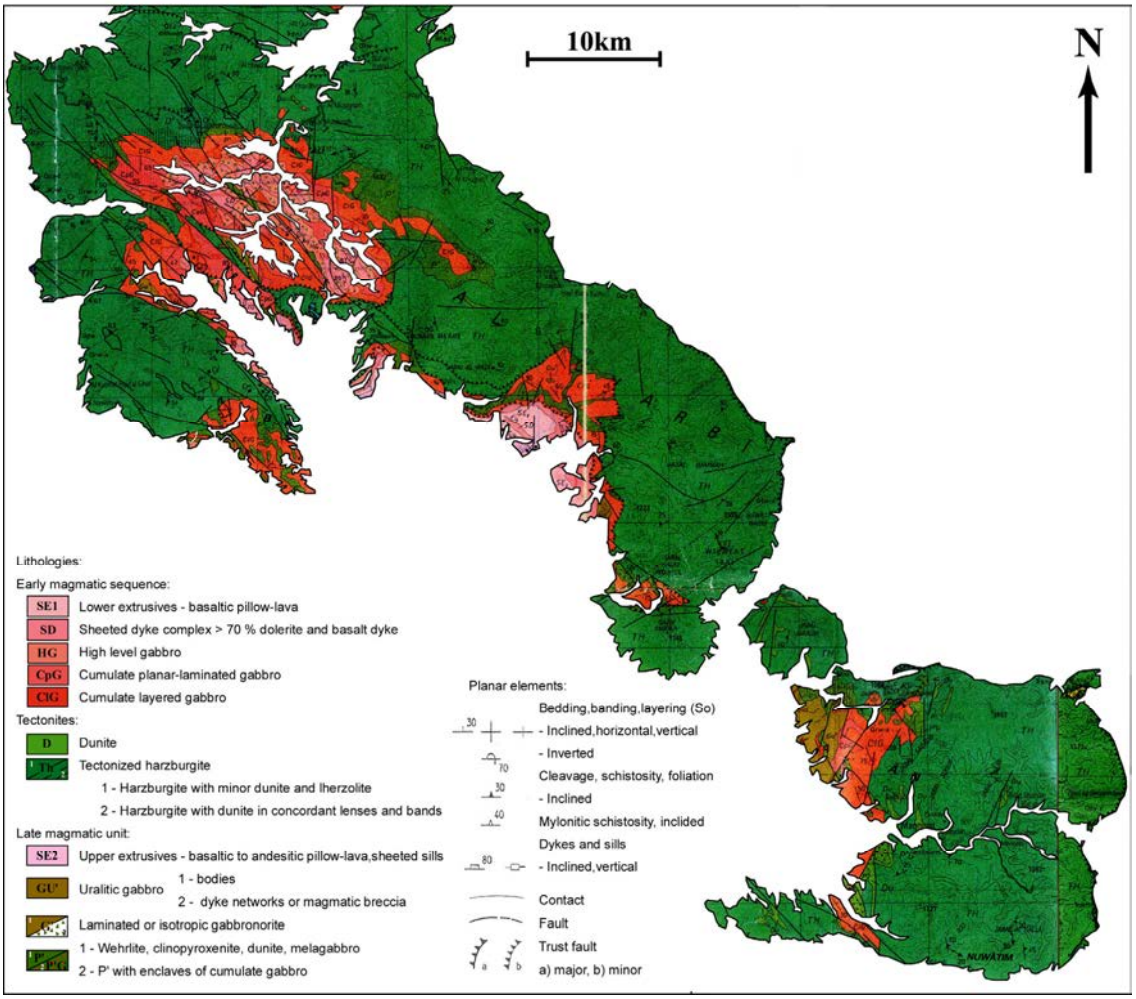


Figure 2.1 : Carte générale du massif de Wuqbah (Carte du BRGM, feuille de Ibri au 1 : 250 000, Béchennec et al., 1992). Seules les lithologies de la nappe ophiolitique ont été reportées.

La section crustale du massif de Wuqbah n'a que très peu été étudiée dans les travaux antérieurs probablement du fait de la difficulté de réaliser des coupes continues non faillées dans la séquence. Rothery *(1982)* a effectué une étude géologique générale du massif de Wuqbah mais s'est principalement focalisé sur la structure du massif et sur le complexe filonien. Une cartographie générale du massif a également été réalisée par le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) *(Béchennec et al., 1992) (fig.2.1)* et une étude pétrologique et géochimique très succincte des gabbros a été faite par Quatrevaux *(1995)*. La plupart des travaux réalisés dans le massif de Wuqbah se sont en fait concentrés sur la section mantellique avec des études structurales *(Nicolas et al., 2000 ; Quatrevaux, 1995 ; Girardeau et al., 2002)* et des études pétrologiques et géochimiques *(Quatrevaux, 1995 ; Girardeau et al., 2002 ; Python, 2002 ; Python et Ceuleneer, 2003)* menées sur les péridotites mantelliques et les filons recoupant le manteau. La majorité de ces études a été réalisée dans le bloc Ouest du massif. Les structures étudiées en détail au niveau de la section mantellique *(Girardeau et al., 2002)* et du complexe filonien *(MacLeod et Rothery, 1992)* à l'extrême Ouest du massif ont été interprétées comme des marqueurs de la présence d'un OSC (Overlapping Spreading Center) fossile, discontinuité non transformante observée au niveau des rides médio-océaniques rapides actuelles. Contrairement au bloc Ouest et hormis les travaux de cartographies générales *(BRGM, Béchennec et al., 1992),* les travaux structuraux *(Nicolas et al., 2000)* et ceux sur les filons *(Python, 2002),* les section crustale et mantellique du bloc Est sont principalement inexplorées.

Nous avons effectué deux campagnes de terrain dans le massif de Wuqbah, la première (2008) a permis d'étudier l'unité des cumulats lités dans le bloc Est et la seconde (2009) dans le bloc Ouest *(fig.2.1)*. Dans les deux blocs, les cumulats ont été décrits sur le terrain mais l'étude pétrologique et géochimique n'a été effectuée que sur les échantillons du bloc Est.

II. Etude de terrain

II.1. Le bloc Est

Dans ce bloc, la section crustale affleure sur une surface très restreinte par rapport à la section mantellique, constituant environ un cinquième du bloc. Elle est affectée par de nombreuses failles *(fig.2.2)*. De ce fait, des coupes continues dans les cumulats lités répondant à une logique magmato-stratigraphique sont difficiles à réaliser, la position des affleurements dans la séquence, en particulier leur position par rapport au Moho, n'étant pas toujours évidente à déterminer. Le travail de terrain s'est donc plutôt focalisé sur une étude des différents faciès de la section crustale profonde et un échantillonnage représentatif de l'ensemble de la croûte profonde de ce bloc Est du massif de Wuqbah. De ce fait, nous avons étudié plusieurs affleurements dans la section crustale de différentes zones de ce bloc *(fig.2.2)* et nous nous sommes concentrés sur deux affleurements principaux, le premier *(affl.1)* où le contact entre le manteau et la croûte est préservé et le second *(affl.3)* présentant des variations pétrologiques au sein de la séquence cumulative *(fig.2.2)*.

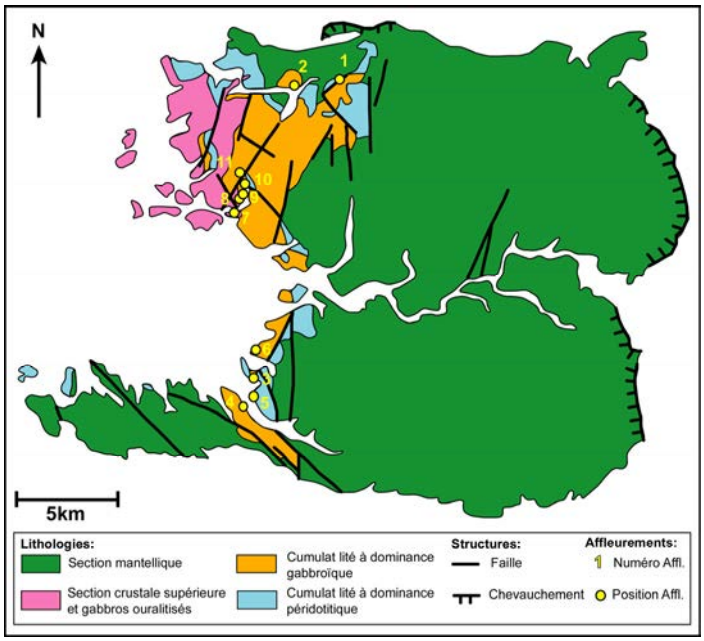
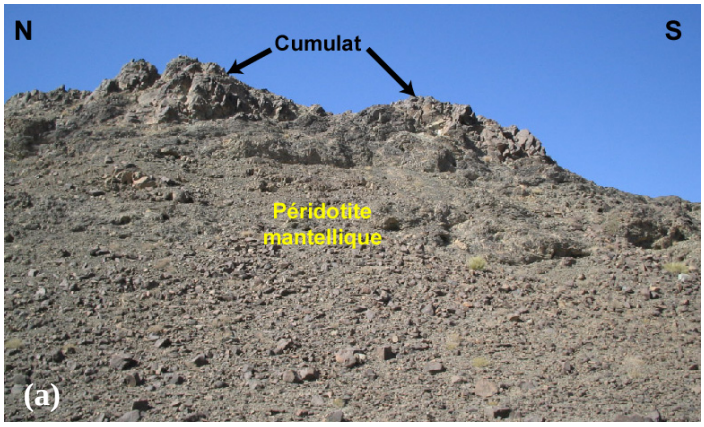


Figure 2.2 : Carte géologique simplifiée du bloc Est du massif de Wuqbah réalisée à partir des observations de terrain et de la carte du BRGM (feuille de Ibri, 1 : 250 000, Béchennec et al., 1992), et indiquant la localisation des affleurements étudiés. (Affl.1: 23°28'23''N – 56°53'04''E)

II.1.a. Le contact manteau / croûte

Un seul contact manteau/croûte, localisé au nord du bloc Est, a pu être étudié (*affl.1, fig.2.2)*. Dans le paysage, au niveau de ce contact, on observe des monts avec une base faiblement pentée formée de péridotites mantelliques et surmontée par des falaises de cumulats lités avec des bancs bien exprimés *(fig.2.3a et 2.4a)*.



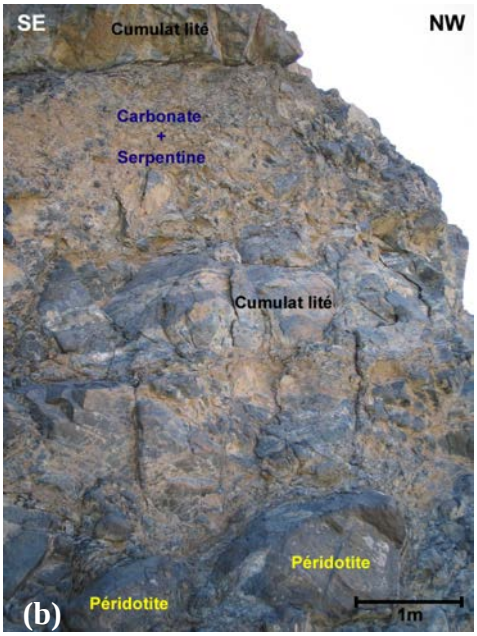


Figure 2.3 : a) Observation du contact manteau/croûte dans le paysage avec les falaises de cumulats lités surmontant les péridotites mantelliques, b) Détail sur la brèche marquant le contact manteau/croûte. (affl.1)

Dans le détail, le contact entre les péridotites mantelliques et les cumulats lités est marqué par une zone de brèche de direction N120 formée de blocs arrondis de péridotites mantelliques et de blocs, voire de bancs entiers, de cumulats lités pris dans un ciment de serpentine et de carbonate *(fig.2.3b)*. Cette zone de brèche est très épaisse au Nord (~ 5 m) *(fig.2.3b)* et semble s'amincir vers le Sud pour disparaître totalement dans les péridotites mantelliques. Les cumulats lités pris dans la brèche et ceux affleurant au-dessus de cette

dernière ne sont pas déformés plastiquement *(fig.2.3b)*. Le contact entre le manteau et la croûte correspond donc ici à une faille de basse température ayant joué en domaine cassant. Cette faille est clairement tardive par rapport à la mise en place des cumulats lités et correspond soit à une faille ayant joué en contexte de dorsale, soit à une faille liée au chevauchement de la nappe ophiolitique lors de l'obduction.

Les cumulats situés juste au dessus de la faille correspondent essentiellement à des péridotites (lherzolites à Plg) présentant un fin litage de proportion marqué par des variations de l'abondance modale du Plg *(fig.2.4b)*. Lorsque l'on monte dans la séquence à partir de la faille, on observe une évolution vers des cumulats bien lités présentant une alternance de lits centimétriques de péridotites (lherzolites à Plg) et de roches gabbroïques (gabbronorite à Ol) (litage d'ordre de cristallisation) *(fig.2.4b)*. Cette alternance de lits s'étend sur une épaisseur d'environ 60 cm dans l'affleurement étudié *(fig.2.4b)*. Après cet intervalle finement lité, on observe une épaisse séquence cumulative (plus de 50 m) essentiellement formée d'une alternance de bancs gabbroïques (gabbros à Ol et gabbros à Ol et à Opx tardifs) présentant des litages modaux internes plus fins *(fig.2.4a)*. Depuis la faille, les litages dans toutes la séquence cumulative sont faiblement pentés (30°W) et orientés N110.

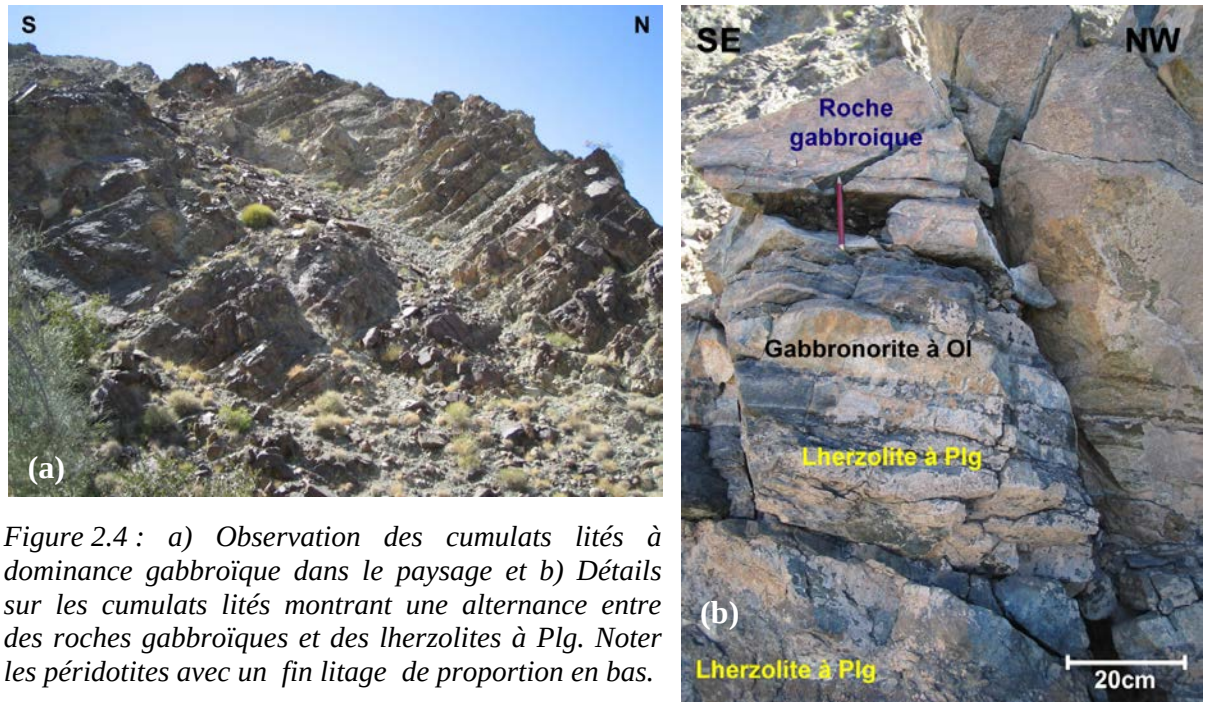


Figure 2.4 : a) Observation des cumulats lités à dominance gabbroïque dans le paysage et b) Détails sur les cumulats lités montrant une alternance entre des roches gabbroïques et des lherzolites à Plg. Noter les péridotites avec un fin litage de proportion en bas.

On observe donc au niveau de cet affleurement une évolution pétrologique et minéralogique dans la séquence cumulative ; on passe progressivement de cumulats à dominance péridotitique à la base à des cumulats à dominance gabbroïque au sommet par l'intermédiaire d'une zone de transition montrant une alternance de lits de péridotites et de roches gabbroïques. On peut noter que l'épaisseur de la zone de transition *(fig.2.4a)* déterminée sur le terrain n'est qu'indicative, la faille ayant pu oblitérer une partie de la séquence magmatique originelle.

II.1.b. La section crustale

Comme constaté dans l'affleurement précédent, on peut distinguer deux grands types de cumulats lités dans la section crustale de ce bloc Est : des cumulats lités à dominance péridotitique et des cumulats lités à dominance gabbroïque *(fig.2.2)*. Le contact entre les deux

types de cumulats est particulièrement bien visible au niveau de l'affleurement 3. Sur la carte du BRGM *(Béchennec et al., 1992)*, cet affleurement est situé au contact entre des roches ultramafiques et des cumulats lités *(fig.2.1)*. Cet affleurement peut être découpé en trois zones :

La zone Est (fig.2.5c) est formée d'une grande masse de péridotites litées lardée de plusieurs bancs centimétriques de roches gabbroïques. Ces bancs s'observent particulièrement bien dans le paysage du fait de l'érosion différentielle entre ces deux types de lithologies *(fig.2.5c)*. Les péridotites sont essentiellement des cumulats wehrlitiques et des wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif présentant parfois de fins lits plus gabbroïques (gabbro et gabbro à Ol) tandis que les roches gabbroïques correspondent essentiellement à des gabbros à Ol.

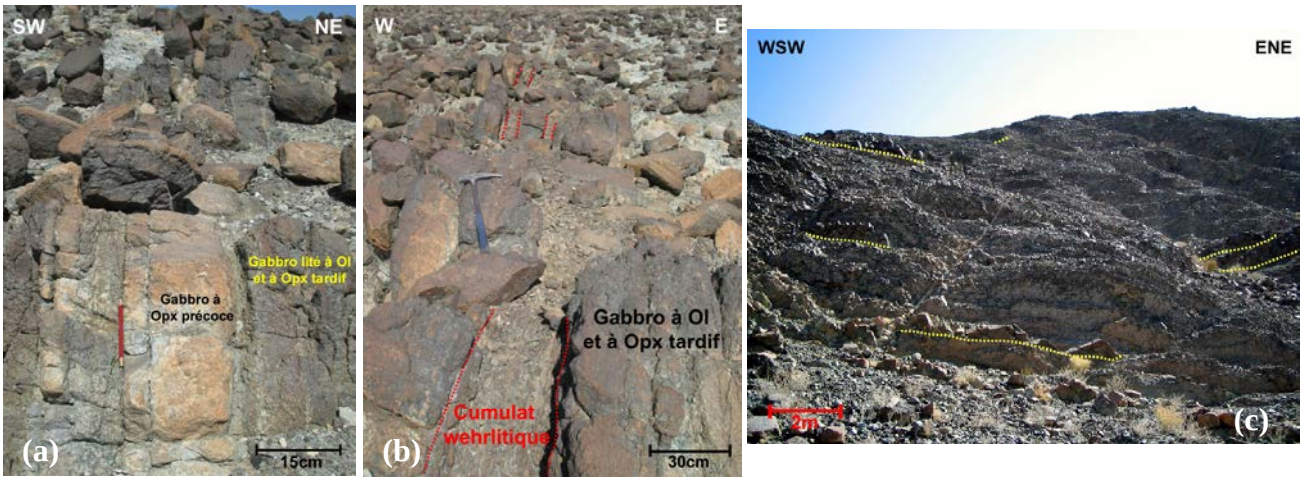


Figure 2.5 : Contact entre les cumulats à dominance péridotitique de la zone Est (c) et les cumulats à dominance gabbroïque de la zone Ouest (a) au niveau de l'affl.3. c) Zone Est montrant des bancs gabbroïques (délimités en jaune) dans une masse de péridotites litées, b) Zone centrale montrant des alternances de bancs péridotitiques (délimités en rouge) et de bancs gabbroïques. Noter l'érosion différentielle entre les deux lithologies, a) Zone Ouest montrant des alternances de bancs gabbroïques.

La zone centrale (fig.2.5b) est formée d'une alternance de bancs gabbroïques (gabbro, gabbro à Ol, gabbro à Ol et à Opx tardif) et de bancs péridotitiques (cumulat wehrlitique, wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif) de taille centimétrique à métrique. On peut noter que, sur le terrain, les bancs gabbroïques de cette zone centrale semblent plus abondants mais cette impression est probablement due à l'érosion différentielle faisant ressortir sur le terrain les bancs gabbroïques par rapport aux bancs péridotitiques *(fig.2.5b)*.

La zone Ouest (fig.2.5a) est caractérisée par une alternance de bancs gabbroïques centimétriques (gabbro à Ol et à Opx tardif et gabbro à Opx précoce), les bancs péridotitiques étant relativement rares ou du moins peu visibles sur le terrain. Plus à l'Ouest, la séquence cumulative évolue vers des roches gabbroïques (gabbro à opx précoce) plus massives présentant un litage plus discret.

Comme au niveau de l'affl.1 *(paragraphe précédent)*, on constate que le passage entre les cumulats lités à dominance péridotitique et les cumulats lités à dominance gabbroïque est graduel, marqué par une diminution progressive de l'abondance des péridotites dans la séquence. On peut noter que, dans l'ensemble de cet affleurement, les bancs gabbroïques présentent généralement des litages internes plus fins, millimétriques à centimétriques *(fig.2.5c)*. Certains bancs présentent également des filons centimétriques de leucogabbros parallèles aux litages internes et qui se distinguent particulièrement de ces derniers par leurs contacts relativement nets avec l'encaissant. On peut également souligner que c'est dans la

zone centrale de cet affleurement qu'on a récolté un échantillon présentant une brèche de plagioclase *(cf. chap.1, paragraphe II.1.c.5)*.

Cet affleurement est représentatif de l'ensemble des lithologies et des modes d'affleurement observés dans les cumulats de la section crustale profonde de ce bloc. En effet, au niveau de certains affleurements, on observe des masses de péridotites piquées de bancs gabbroïques *(affl.5, fig.2.2)* et dans d'autres, on observe des roches gabbroïques litées présentant parfois des bancs de péridotites *(affl.2-9, fig.2.6a)*.

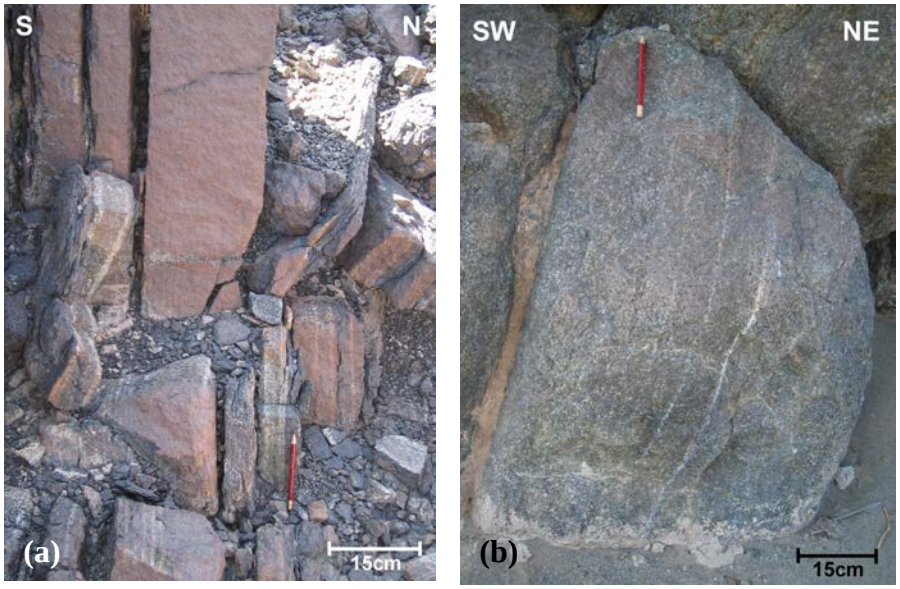


Figure 2.6 : Morphologies des cumulats lités dans les autres affleurements. a) Cumulats gabbroïques (gabbro à Ol et gabbro à Ol et à Opx tardif) avec des passées de péridotites (affl.9). Noter le litage interne dans les cumulats gabbroïques. b) Cumulats essentiellement gabbroïques (gabbro à Ol et à Opx tardif) présentant un litage discret et une lamination (affl.11).

Comme observé à l'extrême Ouest de l'affl.3, dans plusieurs zones dominées par les roches gabbroïques *(affl.4-6-10-11, fig.2.2)*, ces dernières affleurent sous forme de cumulats présentant des litages discrets voire des laminations *(fig.2.6b)*. Il est important de noter que c'est dans ce bloc Est que l'on a échantillonné le gabbro à Opx précoce et à oxyde *(cf. chap.1)*, ce dernier affleurant sous forme de cumulats à litages discrets *(affl.6)*. Dans l'ensemble de la section crustale profonde, les litages des cumulats présentent des directions variées s'échelonnant de N90 à N150 et sont verticaux à sub-verticaux (90 - 60SW) sauf exception au niveau de l'affl.1 où le litage est faiblement penté *(cf. paragraphe précédent)*. Les variations dans la direction et le pendage des litages résultent vraisemblablement des nombreuses failles disséquant le massif.

Des lithologies particulières tels que des plagiogranites, des gabbros amphibolitisés et des ferrogabbros (ou ferrodiorites) *(cf. chap.1)* ont également été observées et échantillonnées dans ce bloc *(affl.7-8-9, fig.2.2)*. Au vu de la carte du BRGM *(Béchennec et al., 1992) (fig.2.1)* et du degré de différentiation de ces roches, ces dernières n'appartiennent vraisemblablement pas à la séquence crustale profonde. Elles peuvent correspondre soit à l'unité des gabbros supérieurs (« high-level » gabbro), soit à l'unité des gabbros ouralitisés (uralitic gabbro) mentionnée dans cette zone sur la carte du BRGM *(Béchennec et al., 1992) (fig.2.1)*.

En résumé, dans le bloc Est du massif de Wuqbah on observe deux types de cumulats lités dans la séquence crustale : des cumulats à dominance péridotitique et des cumulats à dominance gabbroïque *(fig.2.2)*. Les premiers correspondent soit à des cumulats de péridotites lités présentant quelques bancs de roches gabbroïques *(affl.3-5)*, soit à des cumulats essentiellement péridotitiques avec un litage discret *(affl.1)*. Les seconds correspondent soit à des cumulats gabbroïques avec quelques bancs de péridotites *(affl.3-2-9)*, soit à des cumulats

essentiellement gabbroïques avec des litages bien marqués *(affl.1-3)* ou très discrets *(affl.3-4-6-10-11)*. Le contact entre ces deux types de cumulat est progressif avec la présence d'une zone de transition présentant une alternance de cumulats péridotitiques et de cumulats gabbroïques. Deux points essentiels sont à noter dans la section crustale profonde de ce bloc : 1) les péridotites sont particulièrement abondantes et interlitées avec les cumulats gabbroïques dans la séquence cumulative, 2) les lithologies riches en Opx cumulus ou en Opx post-cumulus précoce tels que les gabbronorites à Ol, les lherzolites à Plg et les gabbros à Opx précoce sont nombreuses dans la séquence cumulative.

Il est également important de noter que les gabbronorites à Ol et les lherzolites à Plg n'ont été observées que dans la zone Nord du bloc, au contact avec des péridotites mantelliques. On peut donc facilement envisager que ces lithologies se situent préférentiellement à la base de la croûte océanique et que la majorité de la séquence des cumulats lités est formée d'une alternance d'unités de cumulats à dominance péridotitique et de cumulats à dominance gabbroïque, les faciès moins lités et en particulier ceux présentant des Opx précoces et/ou des oxydes reflétant probablement le sommet de la section crustale profonde.

II.2. Le bloc Ouest

Comme dans le bloc précédent, la section crustale du bloc Ouest est affectée par de nombreuses failles *(fig.2.1 et 2.7)*. Dans ce bloc, le Moho est donc souvent perturbé et la section crustale n'est pas toujours continue *(fig.2.7a)*. Pour l'étude de terrain, nous nous sommes focalisés sur la partie de la section crustale située à l'extrême Ouest du bloc car c'est dans cette zone que les lithologies crustales sont les plus abondantes *(fig.2.1 et 2.7a)*.

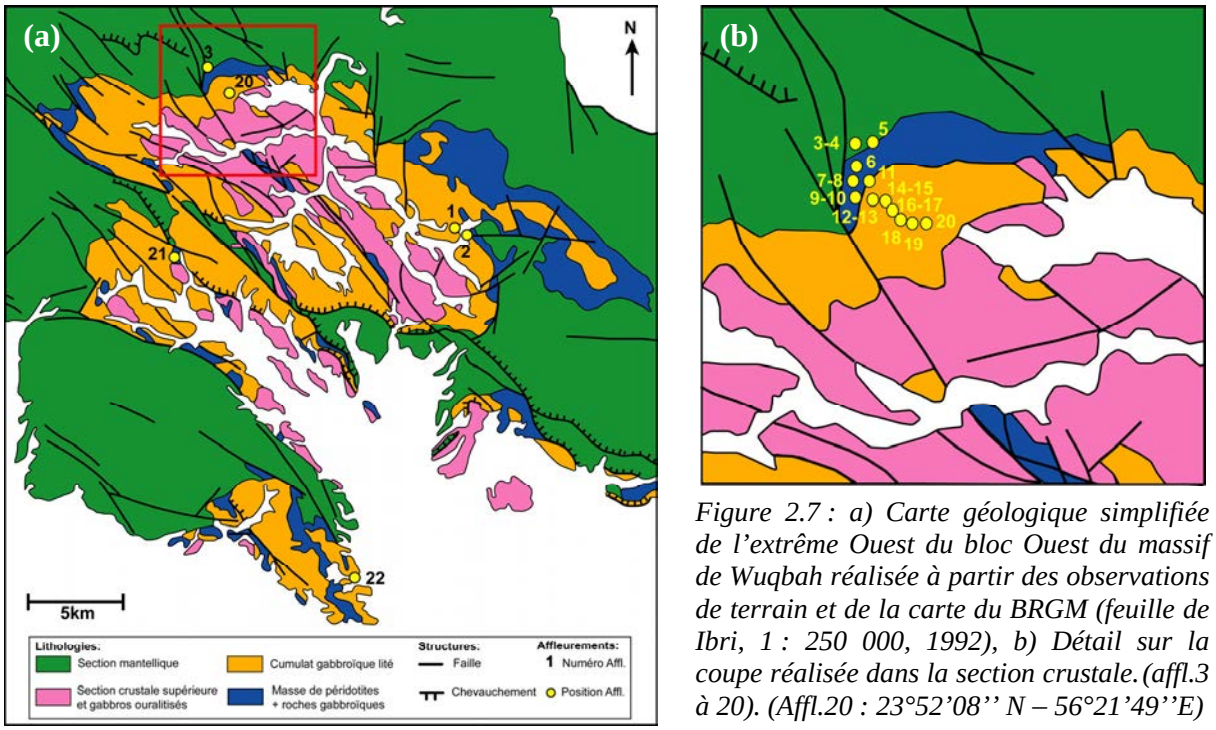


Figure 2.7 : a) Carte géologique simplifiée de l'extrême Ouest du bloc Ouest du massif de Wuqbah réalisée à partir des observations de terrain et de la carte du BRGM (feuille de Ibri, 1 : 250 000, 1992), b) Détail sur la coupe réalisée dans la section crustale.(affl.3 à 20). (Affl.20 : 23°52'08'' N – 56°21'49''E)

Le travail de terrain dans ce bloc a été réalisé en deux temps. Dans un premier temps nous avons effectué une coupe continue d'environ 1 km allant du manteau vers la section crustale dans une zone, *a priori*, peu perturbée du massif et où la section crustale profonde semble complète *(fig.2.7b)*. Cette coupe a pour but d'étudier l'évolution stratigraphique de la

croûte profonde. Dans un second temps, nous avons étudié plusieurs affleurements dans différentes zones du bloc pour avoir une vision globale des lithologies existant dans la section crustale profonde de ce bloc Ouest *(fig.2.7a)*. Comme je l'ai dit précédemment, je ne ferai ici qu'une description de terrain et ne rentrerai pas dans les détails lithologiques des roches, les échantillons n'ayant pas été étudiés en détail.

Je vais décrire la coupe Ouest selon une logique stratigraphique, en montant dans la séquence du manteau vers le sommet de la section crustale *(de l'affl.3 à l'affl.20, fig.2.7b)*.

Les premiers affleurements sont situés dans la section mantellique *(affl.3-4)*. Le contact entre les péridotites mantelliques et des roches gabbroïques appartenant vraisemblablement à l'unité des cumulats lités s'observe bien dans le paysage *(affl.5, fig. 2.8a)*. Dans le détail, le contact est souligné par une zone de faille de direction globalement N - S constituée de serpentine fortement schistosée *(fig.2.8b)*. Au contact, les roches gabbroïques présentent une teinte très claire et sont recoupées par des filons de prehnite témoignant d'une forte altération *(fig.2.8b)*, et quelques plissements sont observés dans les péridotites. Cet accident tectonique correspond donc à une faille de basse température.

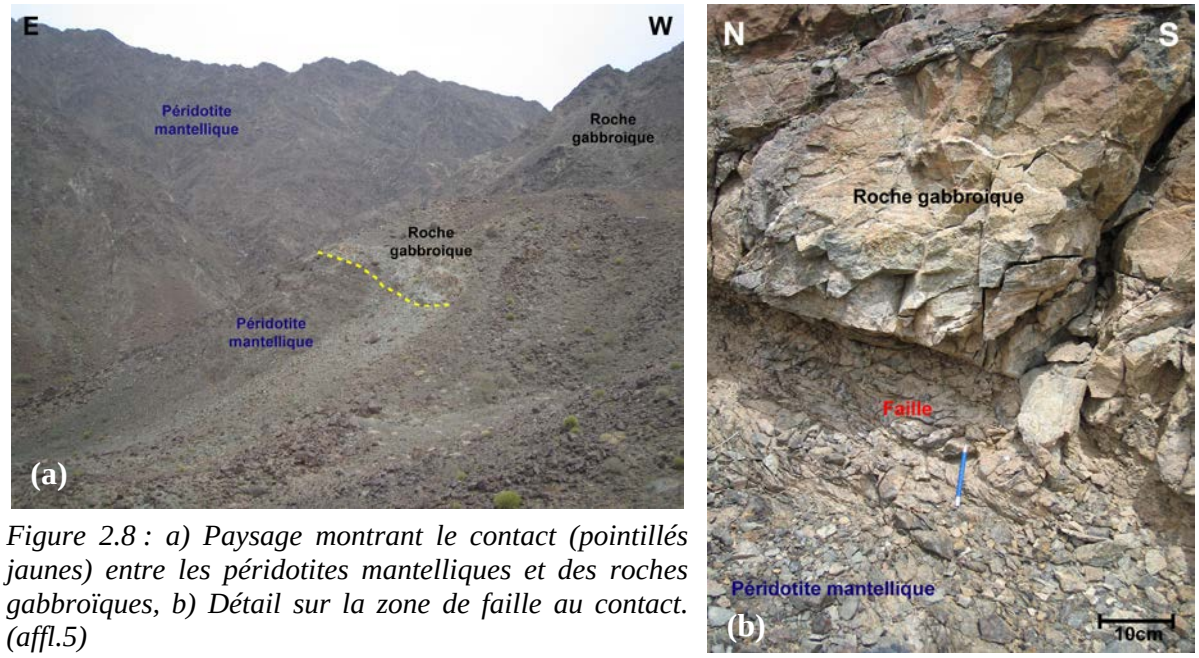


Figure 2.8 : a) Paysage montrant le contact (pointillés jaunes) entre les péridotites mantelliques et des roches gabbroïques, b) Détail sur la zone de faille au contact. (affl.5)

Dans les affleurements suivants, on s'attendrait logiquement à observer l'unité des cumulats lités. Cependant cette zone au contact des péridotites mantelliques est beaucoup plus complexe et apparaît comme un « mélange » entre des roches péridotitiques et des roches gabbroïques. Le contact décrit précédemment correspond donc plus vraisemblablement à un contact entre les péridotites mantelliques et la zone de transition entre le manteau et les cumulats crustaux. Cette zone de transition correspond à l'unité magmatique tardive constituée de wehrlites, clinopyroxénites, dunites et mélagabbros du BRGM *(Béchennec et al., 1992 ; fig.2.1)*.

Au début de cette zone de transition *(affl.6)*, on observe de grandes masses de péridotites recoupées par de nombreux blocs de roches gabbroïques de tailles variables (de 1 à 10 m) *(fig.2.9a)*. Les roches gabbroïques ne présentent aucun litage apparent sur le terrain mais elles correspondent probablement à des cumulats de base de croûte au vu de leur position stratigraphique et de l'aspect des cumulats lités dans cette zone *(cf. affleurements suivants)*. Les contacts entre les blocs gabbroïques et les péridotites sont irréguliers et souvent

lobés du fait des interpénétrations des deux faciès *(fig.2.9a)*. Localement, on observe également des enclaves généralement allongées de péridotites dans les blocs gabbroïques *(fig.2.9a)*. Au contact entre les cumulats gabbroïques et les péridotites on observe souvent le développement d'une schistosité dans les péridotites *(fig.2.9a)* et/ou de bordures pegmatitiques gabbroïques. Ces indices reflètent des relations intrusives entre les deux lithologies lorsque ces dernières n'étaient pas encore totalement solidifiées. En partie du fait de l'absence de litage dans les cumulats gabbroïques, il est difficile de déterminer laquelle parmi ces lithologies est intrusive et laquelle est encaissante.

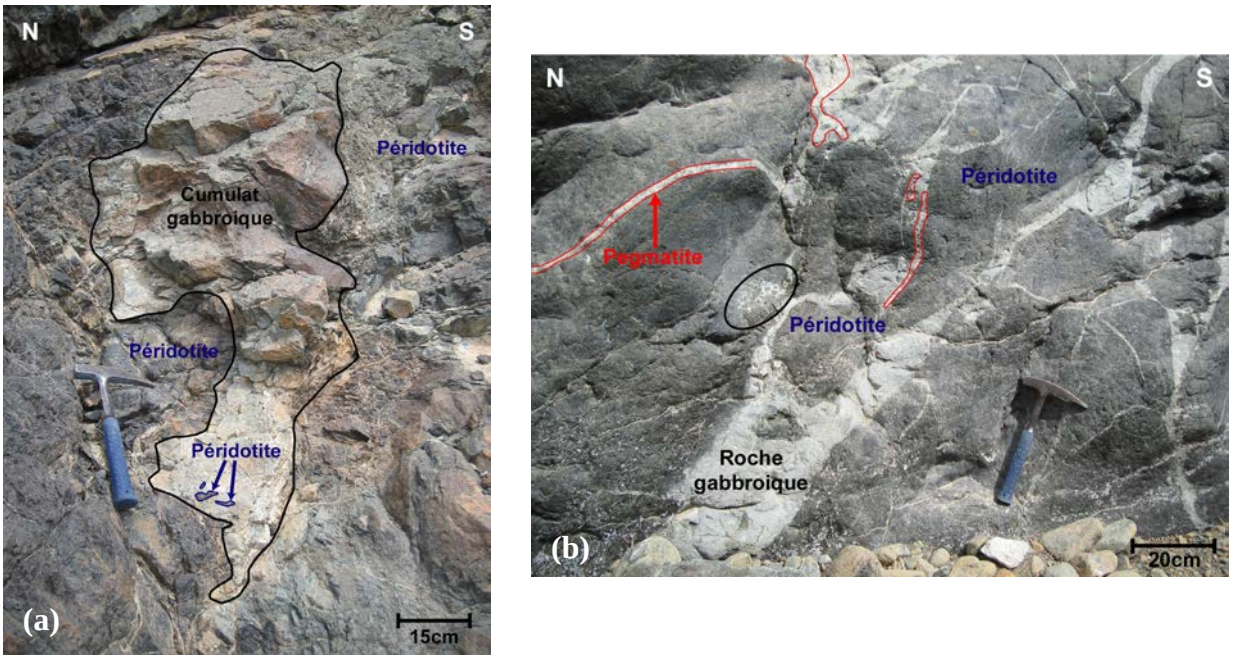


Figure 2.9 : a) Bloc de cumulat gabbroïque dans une masse de péridotites à l'affl.6. Noter les contacts lobés, la schistosité dans la péridotite et les enclaves allongées de péridotites dans le bloc. b) Réseau de filonnets gabbroïques recoupant les péridotites dans l'affl.7. Noter les pegmatites sous forme de filons ou en bordure des roches gabbroïques (surlignées en rouge) et les imprégnations de liquides gabbroïques à proximité des filons dans les péridotites (cercle noir).

En continuant dans la zone de transition, on retrouve au niveau de l'affl.7 de grandes masses de péridotites recoupées par des roches gabbroïques. Ces dernières ne s'observent cependant plus sous forme de blocs mais sous forme de filonnets centimétriques de roches à grains fins *(fig.2.9b)*. Ces filonnets présentent des épaisseurs variables et forment des réseaux relativement denses qui enclavent des morceaux de péridotites *(fig.2.9b)*. Associées à ces roches gabbroïques à grains fins, on observe des pegmatites (Cpx + Plg + Amphibole) qui apparaissent soit sous forme de filons, soit au contact entre les roches gabbroïques et les péridotites *(fig.2.9b)*. On note également que, par endroit, les péridotites sont imprégnées par des liquides gabbroïques *(fig.2.9b)*. Le mode d'affleurement et les relations de terrain entre les deux lithologies montrent que les roches gabbroïques sont clairement intrusives dans les péridotites et que les liquides gabbroïques se sont injectés dans les péridotites lorsque ces dernières n'étaient pas encore totalement solidifiées.

La suite de la zone de transition est caractérisée par une prédominance des roches gabbroïques, les péridotites étant encore présentes mais en moindre proportion par rapport aux affleurements précédents. L'affl.8 montre différents faciès de cumulats gabbroïques qui présentent des alignements de minéraux (i.e. lamination) et qui se distinguent par leur granulométrie et leur abondance modale d'Ol : des gabbros à grains fins, des gabbros à Ol à

grains moyens et des mélagabbros à Ol à plus gros grains *(fig.2.10)*. Ces différents faciès ne s'organisent cependant pas sous forme de litages mais s'interpénètrent et montrent des structures dynamiques reflétant une zone de déstabilisation magmatique *(fig.2.10a-b)*. Par endroit, on a l'impression d'observer un pseudo-litage entre les différents faciès du fait de l'alignement des injections selon la lamination *(fig.2.10c)*. L'ensemble des lithologies est recoupé par des filons de pegmatites gabbroïques.

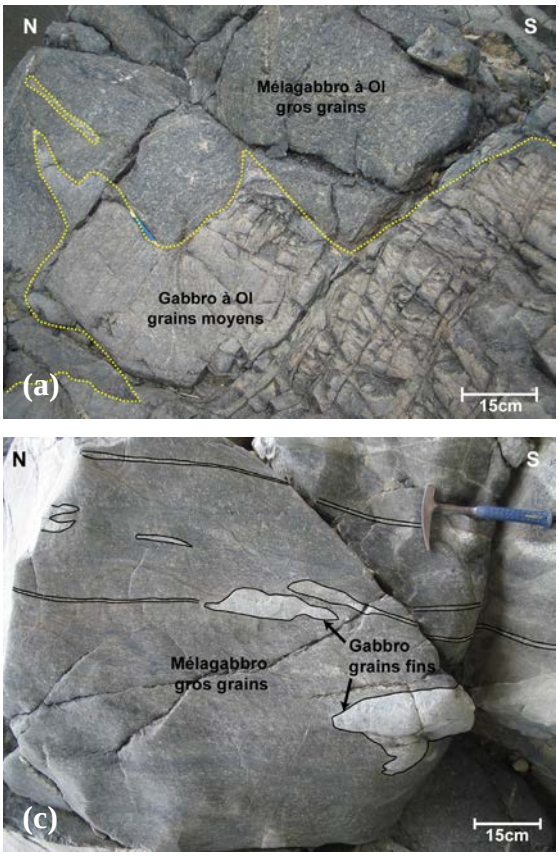


Figure 2.10 : a-b) Interpénétrations et structures dynamiques observées entre différents faciès de cumulats gabbroïques au niveau de l'affl.8. c) Pseudo-litage observé dans un mélagabbro à Ol du fait de l'alignement des intrusions de gabbros à grains fins selon l'alignement des minéraux du mélagabbros (lamination).

En montant dans la séquence, une ébauche de litage semble se dessiner au niveau des affleurements *(aff.9-10-11)*. En effet, on commence à observer des alternances floues entre des roches ultramafiques (mélagabbros, péridotites) et des roches mafiques (gabbros, gabbros à Ol) et la plupart de ces dernières montrent des alignements de minéraux. Les structures dynamiques entre les différents faciès sont cependant toujours présentes.

On arrive ensuite au contact entre une grande masse de péridotites lardée de filons de pegmatites (Cpx + Plg + Amphibole) et/ou de gabbros à grains fins et une falaise de cumulats gabbroïques *(affl.11, fig.2.11a)*. Le contact est marqué par une zone de faille faiblement pentée (30°) et de direction ~ N110 constituée de serpentine, de carbonate et de talc *(fig.2.11a-b)*. Au contact de la faille, les péridotites sont totalement schistosées et les cumulats gabbroïques sont fortement altérés *(fig.2.11b)*. Cette faille de basse température marque le passage de la zone de transition à l'unité des cumulats lités, comme mentionné sur la carte du BRGM *(Béchennec et al., 1992 ; fig.2.1)*.

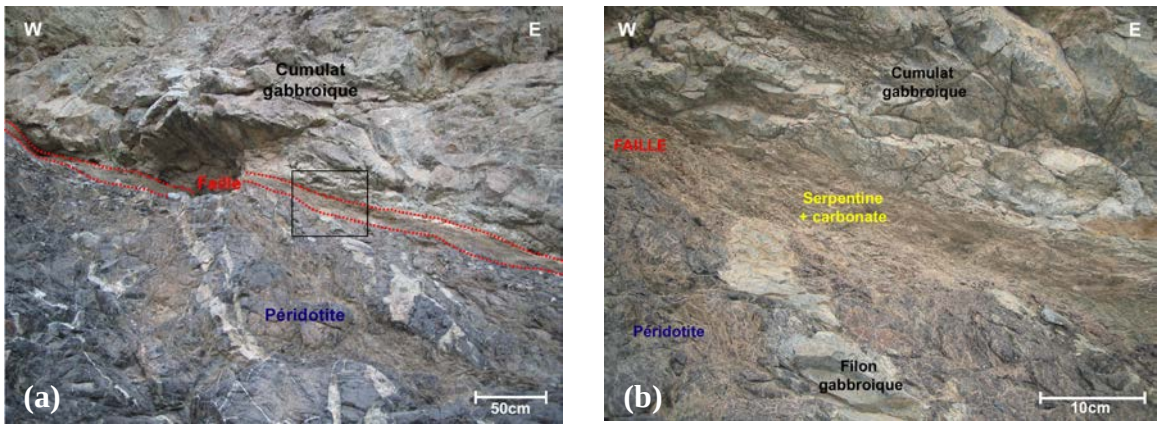


Figure 2.11 : a) Contact faillé entre une masse de péridotites lardée de filons appartenant à la zone de transition et des cumulats gabbroïques appartenant à l'unité des cumulats lités), b) Détail sur la zone de faille (Carré sur la fig. a). (affl.11)

Les premiers cumulats gabbroïques situés juste après la faille *(affl.12-13-14)* apparaissent globalement homogènes *(fig.2.12a)*. Cependant, dans le détail, ils montrent localement des litages modaux (sur le terrain) très discrets et des laminations bien marquées *(fig.2.12a)*. En montant, *a priori*, dans la séquence *(affl.15 à 19)* le litage se développe progressivement dans les cumulats. Fruste et peu développé à la base *(fig.2.12b)*, il devient beaucoup plus marqué et généralisé au niveau des affleurements suivants *(fig.2.12c)*. Les litages sont essentiellement modaux sur le terrain *(fig.2.12a-b)* et sont toujours associés à une importante lamination.

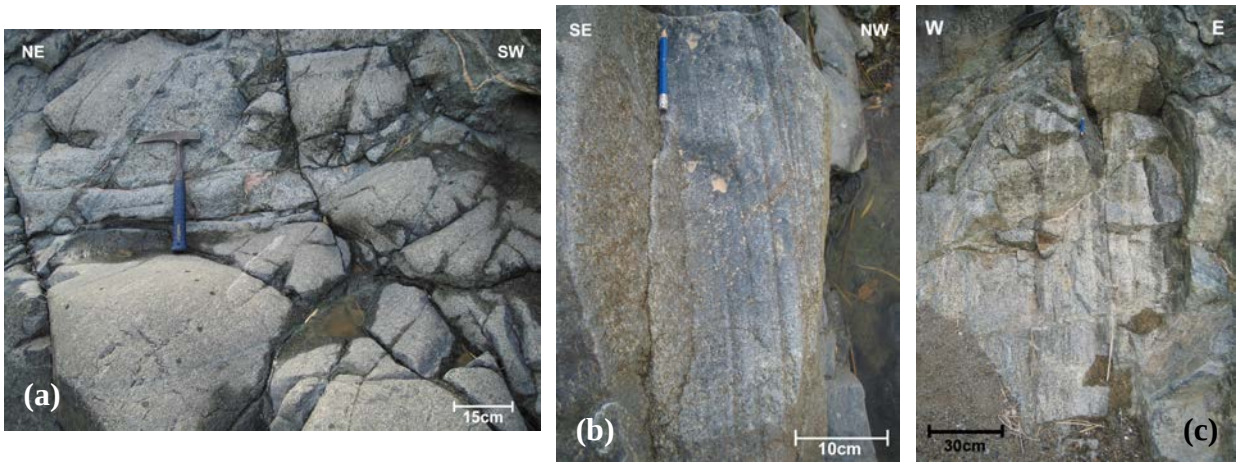


Figure 2.12 : Evolution du litage dans les cumulats gabbroïques. a) Premiers cumulats gabbroïques montrant un litage très discret et une lamination au niveau de l'affl.14, b) Cumulats avec des litages plus visibles et abondants mais toujours très fins au niveau de l'affl.16, c) Cumulats avec des litages modaux beaucoup plus marqués sur le terrain au niveau de l'affl.18.

Des structures particulières s'observent localement dans la séquence cumulative. Certains affleurements *(affl.15-16)* montrent des litages dynamiques marqués par du boudinage et des troncatures, des divisions et des plissements de lits *(fig.2.13)*. Localement *(affl.17-18)*, les cumulats lités sont également recoupés par des roches ultramafiques (péridotites ou mélagabbros) qui apparaissent sous forme d'injections ou de lentilles de 1 - 2 m d'épaisseur. Les relations d'interpénétrations entre les deux lithologies montrent que les roches ultramafiques se sont injectées dans les cumulats alors que ces derniers n'étaient pas

totalement solidifiés. Enfin des zones de faille formées de carbonates et de roches gabbroïques broyées sont parfois observables dans les cumulats *(affl.17-19)*. Ces failles faiblement pentées (30°) et de direction ~ N140 sont généralement mineures, de faible extension (quelques mètres) et de faible épaisseur (~ 50 cm).

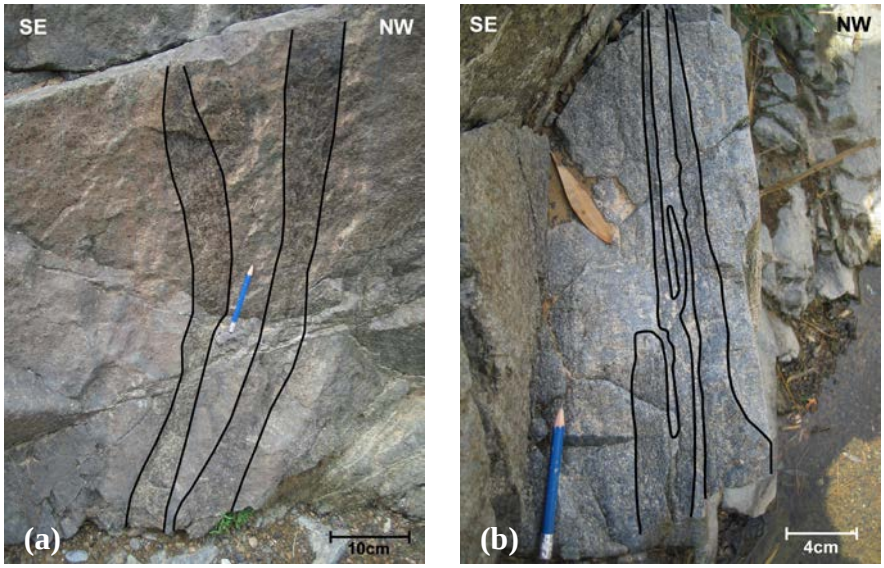


Figure 2.13 : Litages dynamiques observés dans les cumulats gabbroïques à l'affl.16 : a) Boudinage et plissement de lits et b) Troncature et division de lits. Noter la variation de l'épaisseur des lits et l'irrégularité de leurs contours.

En montant dans la séquence *(affl.20)*, les cumulats développent enfin un litage de phase (sur le terrain) marqué par une alternance de bancs sombres ultramafiques et de bancs clairs mafiques *(fig.2.14a)*. Les roches ultramafiques forment des bancs très fins (~ 10 cm) comparés aux bancs mafiques qui sont beaucoup plus épais (~ 50 cm) *(fig.2.14a)* et le contact entre les bancs est progressif *(fig.2.14b)*. Les cumulats mafiques semblent massifs dans le paysage *(fig.2.14a)* mais, en les examinant plus en détail, on constate qu'ils présentent en réalité des litages modaux internes (sur le terrain) *(fig.2.14b)*.

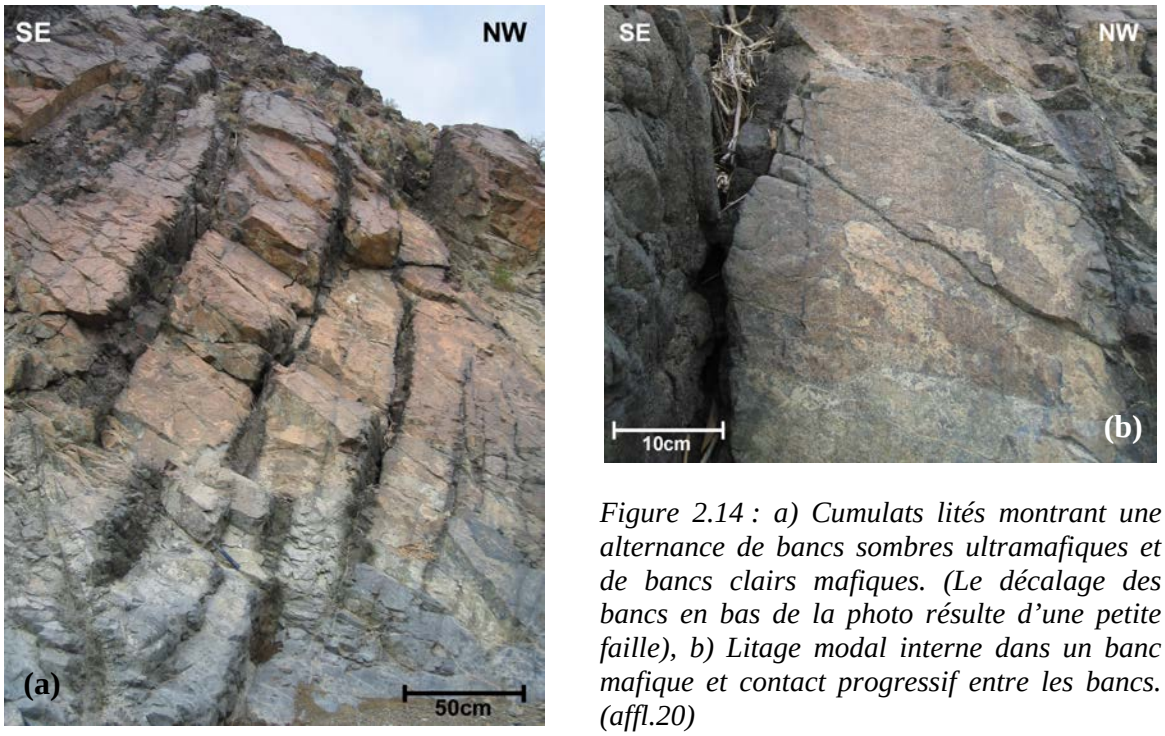


Figure 2.14 : a) Cumulats lités montrant une alternance de bancs sombres ultramafiques et de bancs clairs mafiques. (Le décalage des bancs en bas de la photo résulte d'une petite faille), b) Litage modal interne dans un banc mafique et contact progressif entre les bancs. (affl.20)

Dans l'ensemble de l'unité des cumulats lités, la direction du litage est variable s'échelonnant de N10 à N70, probablement du fait des failles et des litages dynamiques. Ils sont par ailleurs verticaux à sub-verticaux (70° - 90°).

Dans cette coupe, on constate finalement que le contact entre le manteau et la croûte est relativement complexe avec la présence de plusieurs failles tardives et d'une zone de transition dynamique. De plus, on a constaté la présence de quelques failles mineures dans la section crustale. De ce fait, il semble plus prudent de ne pas considérer cette coupe comme une réelle coupe stratigraphique montrant l'évolution dans la séquence cumulative mais plutôt comme une « vitrine » des différentes lithologies existant dans la section crustale profonde du bloc Ouest du massif de Wuqbah. Les points essentiels à retenir dans cette coupe sont : 1) la présence d'une zone de transition montrant des relations complexes entre des roches péridotitiques et des roches gabbroïques, 2) l'observation de structures dynamiques dans la zone de transition et dans les cumulats lités montrant des zones d'instabilité magmatique et 3) l'omniprésence dans la croûte profonde de cumulats mafiques faiblement lités avec de rares occurrences d'alternances de bancs.

Les autres affleurements étudiés au Nord *(affl.1-2, fig.2.7)* et au Sud *(affl.21-22, fig.2.7)* du bloc Ouest montrent tous des cumulats gabbroïques avec un litage très discret et une lamination, en étroite relation avec des péridotites. Ces relations sont particulièrement bien observables au niveau de l'affl.21 *(fig.2.15)*.

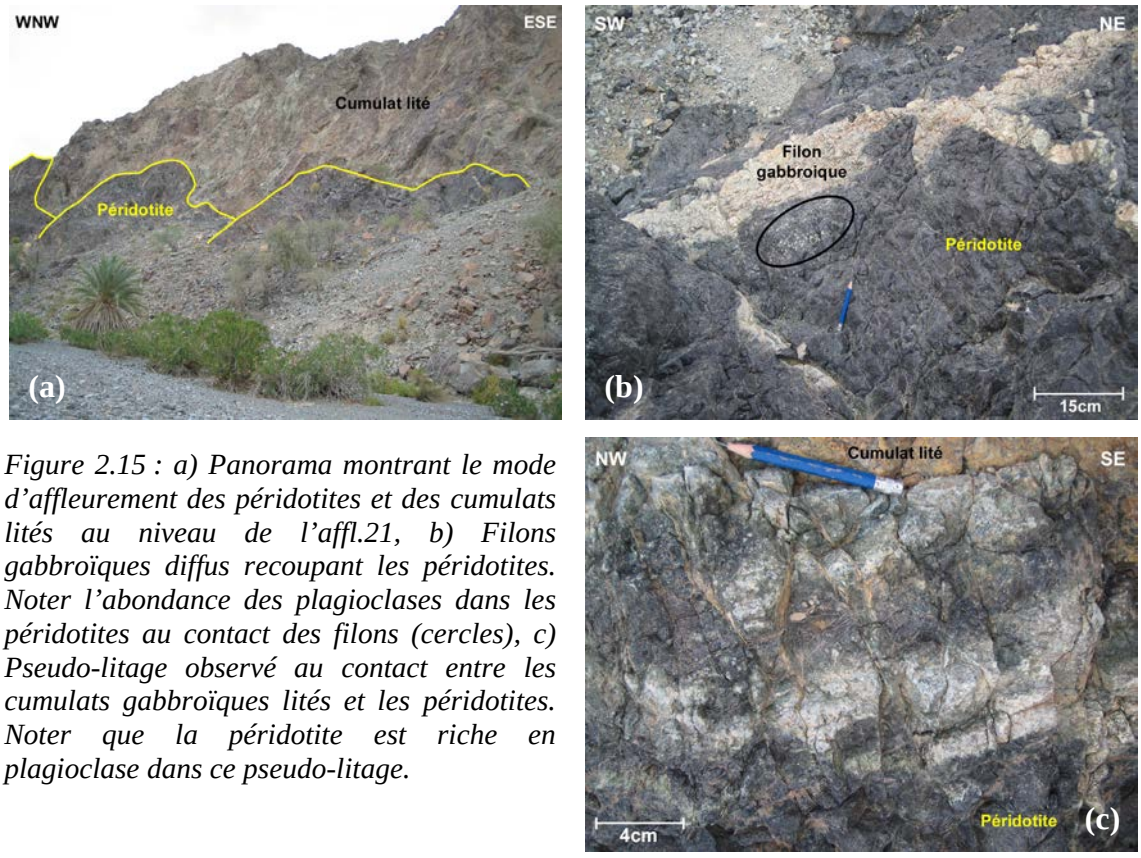


Figure 2.15 : a) Panorama montrant le mode d'affleurement des péridotites et des cumulats lités au niveau de l'affl.21, b) Filons gabbroïques diffus recoupant les péridotites. Noter l'abondance des plagioclases dans les péridotites au contact des filons (cercles), c) Pseudo-litage observé au contact entre les cumulats gabbroïques lités et les péridotites. Noter que la péridotite est riche en plagioclase dans ce pseudo-litage.

Dans le paysage, cet affleurement montre de grandes falaises de cumulats gabbroïques lités présentant à leur base de grandes masses sombres de péridotites *(fig.2.15a)*. Dans le détail, les masses de péridotites sont recoupées par de nombreux filons gabbroïques diffus et les péridotites sont particulièrement riches en plagioclases au contact de ces filons *(fig.2.15b)*. Au contact entre les cumulats lités et les péridotites, on observe parfois un pseudo-litage marqué

par une alternance de bancs diffus et non continus de péridotites et de gabbros (s.l.) *(fig.2.15c)*. Au contact des cumulats lités, les péridotites sont également enrichies en plagioclases *(fig.2.15c)*. Ces relations entre les deux lithologies montrent que les péridotites se sont injectées dans les cumulats lités lorsque ces derniers étaient en cours de cristallisation.

Finalement, les deux points essentiels à noter pour la section crustale du bloc Ouest sont : 1) Les cumulats sont faiblement lités et essentiellement gabbroïques dans l'unité des cumulats lités et 2) les péridotites sont essentiellement observables sous forme de grandes masses injectées par des roches gabbroïques ou s'injectant dans ces dernières mais rarement interlitées avec les cumulats gabbroïques.

II.3. Synthèse de l'étude de terrain

Si on compare les deux blocs du massif de Wuqbah, on constate que les sections crustales profondes de ces deux blocs sont très différentes. Dans le bloc Est, les cumulats présentent généralement un litage bien marqué par l'alternance de bancs mafiques et ultramafiques, et les péridotites cumulatives s'observent toujours interlitées avec les cumulats gabbroïques. Au contraire dans le bloc Ouest, les cumulats sont faiblement lités et essentiellement gabbroïques, et les péridotites cumulatives s'observent sous forme de grandes masses présentant des relations intrusives avec les cumulats gabbroïques.

III. Etude géochimique

Je vais dans cette partie, m'intéresser à la composition en éléments majeurs et traces des minéraux dans les différentes lithologies du bloc Est du massif de Wuqbah. Pour la composition en éléments majeurs des minéraux, je n'évoquerai ici que les éléments relativement abondants dans les minéraux et montrant des variations significatives et ne parlerai pas des éléments peu abondants ou sous la limite de détection de la microsonde. Les moyennes des analyses par minéraux et par échantillons sont données dans l'*annexe 1A*.

III.1. Composition des minéraux en éléments majeurs

III.1.a. Composition des Clinopyroxènes

Dans le diagramme ternaire En (enstatite, $Mg_2Si_2O_6$) - Wo (wollastonite, $Ca_2Si_2O_6$) - Fs (ferrosilite, $Fe_2Si_2O_6$), les Cpx analysés dans les différentes lithologies du massif de Wuqbah sont concentrés à gauche du triangle vers le coté En - Wo *(fig.2.16a)*. Cette position reflète la composition magnésienne de ces minéraux. En effet, les Cpx correspondent essentiellement à des augites magnésiennes et des diopsides et présentent des compositions variant de 36 % à 53,5 % en enstatite, de 40,5 % à 50,5 % en wollastonite et de 2 % à 17 % en ferrosilite *(fig.2.16a-b)*. Les Cpx des péridotites/pyroxénites sont en moyenne plus magnésiens (En ~ 50 %) que ceux des roches gabbroïques (En ~ 48 %) mais les Cpx de ces deux familles montrent des gammes de variation équivalentes en wollastonite *(fig.2.16b)*. Les Cpx les plus riches en fer (Fs > 10,5 %) ont été analysés dans le groupe des ferrogabbros et gabbros altérés (« autres lithologies » dans la classification, *cf. chap.1*), dans certains leucogabbros, dans le gabbro à Opx précoce et à oxyde et dans deux roches gabbroïques (gabbro à Ol (s.s.) et gabbro à Ol et Opx tardif (s.s.)) récoltées au niveau d'un même affleurement *(affl.10, fig.2.2) (fig.2.16b)*. Certains leucogabbros présentent également des Cpx plus calciques (Wo > 50 %) *(fig.2.16b)*. Les leucogabbros présentant des Cpx avec des compositions plus ferreuses et/ou plus calciques correspondent aux filons parallèles aux

litages observés au niveau de l'*affl .3 (cf. paragraphe précédent et paragraphes II.1.b.1 et III dans le chap.1).*

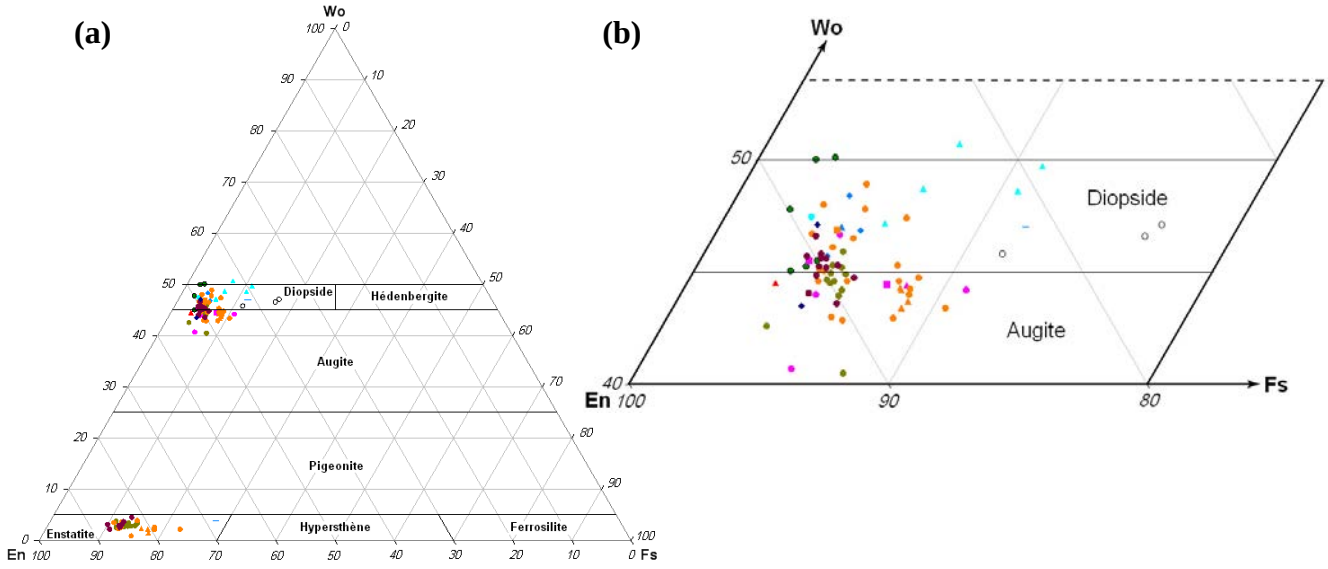


Figure 2.16 : a) Diagramme ternaire En - Wo - Fe montrant la composition des Cpx dans les différentes lithologies du massif de Wuqbah. La composition des Opx en équilibre avec les Cpx est également reportée, b) Détail du diagramme. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire (page 684).

Comme déterminé précédemment, les Cpx dans les différentes lithologies sont relativement riches en magnésium avec des XMg (100* (Mg / ($Mg+Fe^T$))) compris entre 66,7 % et 94,2 % *(fig.2.17)*. La majorité des échantillons présentent cependant des Cpx avec des XMg > 80 %. Les péridotites/pyroxénites montrent globalement des Cpx plus magnésiens avec des valeurs de XMg comprises entre 86,3 % et 94,2 %, les teneurs les plus élevées s'observant dans des cumulats wehrlitiques *(fig.2.17)*. Les Cpx des roches gabbroïques présentent des valeurs de XMg en moyenne plus faibles et plus variables comprises entre 66,7 % et 90,5 %, les teneurs les plus basses s'observant dans les ferrogabbros et les plus élevées dans une leucotroctolite à Cpx *(fig.2.17)*.

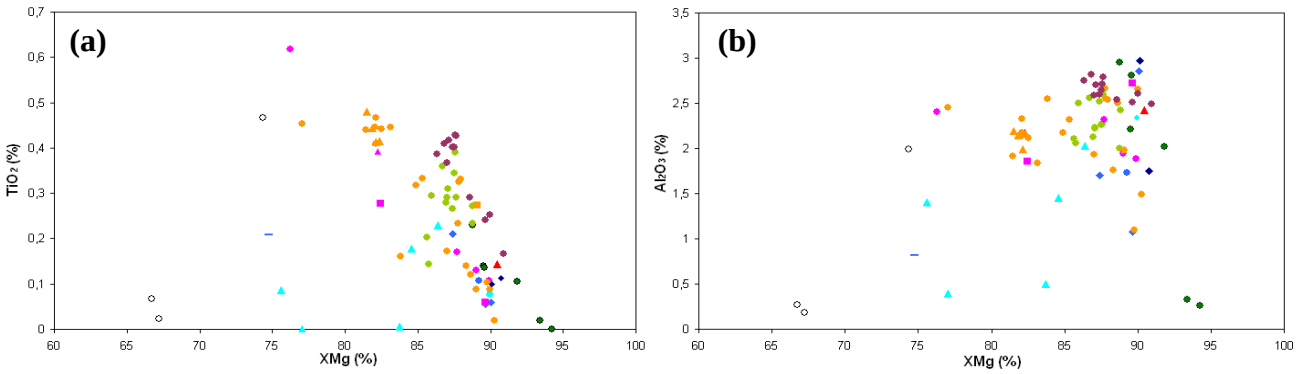


Figure 2.17 : Composition des Cpx en titane (a) et en aluminium (b) en fonction du XMg du Cpx dans les différentes lithologies du massif de Wuqbah. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Dans l'ensemble des échantillons, les teneurs en titane varient de 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est en moyenne de 0,08 %, *cf. annexe 1*) à 0,62 %, la majorité des lithologies présentant des teneurs > 0,5 % *(fig.2.17a)*. Les Cpx des deux grandes familles lithologiques présentent globalement les mêmes gammes de variation : les Cpx des péridotites/pyroxénites présentent entre 0 % et 0,43 % de TiO_2 et ceux des roches gabbroïques

entre 0 % et 0,62 % de TiO_2 *(fig.2.17a)*. On peut noter que les ferrogabbros contenant environ 15 % d'oxydes ferro-titanés présentent des Cpx avec des teneurs en TiO_2 sous la limite de détection alors que le gabbro à Opx précoce et à oxyde et le gabbro altéré présentant entre 10 % et 15 % d'oxydes ferro-titanés montrent des Cpx avec des teneurs en titane relativement élevées (0,2 % et 0,5 % de TiO_2 respectivement). Ces différences de compositions sont probablement liées à la position des oxydes ferro-titanés dans la séquence de cristallisation. En effet, les oxydes automorphes dans les ferrogabbros ont cristallisé avant les Cpx entraînant la faible teneur en titane de ces derniers alors que les oxydes sub-automorphes à xénomorphes dans le gabbro à Opx précoce et à oxyde et dans le gabbro altéré se sont formés en même temps ou après le Cpx et n'ont donc pas pu déprimer le magma parent en titane avant la cristallisation de ce dernier.

Les teneurs en aluminium des Cpx sont toujours supérieures à la limite de détection *(cf. annexe 1)* et varient de 0,19 % à 2,97 % dans l'ensemble des lithologies avec une majorité de données concentrées dans l'intervalle 1,5 % - 3 % *(fig.2.17b)*. En considérant la relative faible dispersion des points et les barres d'erreurs analytiques de l'aluminium dans le Cpx *(cf. annexe 1)*, on peut considérer que les teneurs en aluminium des Cpx sont globalement homogènes dans l'ensemble des lithologies. Cependant on constate que les Cpx dans les péridotites/pyroxénites présentent généralement des teneurs relativement élevées en aluminium avec des valeurs comprises entre 1,75 % et 2,97 % sauf exception pour deux cumulats wehrlitiques qui montrent des valeurs très faibles de l'ordre de 0,3 % *(fig.2.17b)*. Les Cpx des roches gabbroïques montrent des teneurs en aluminium globalement plus faibles avec des valeurs s'échelonnant de 0,19 % à 2,86 % et une majorité de données concentrées dans l'intervalle 2,5 % - 1,5 % *(fig.2.17b)*. Comme observé pour le titane, ce sont les Cpx des ferrogabbros qui présentent les valeurs les plus basses en aluminium *(fig.2.17b)*.

Les Cpx présentent des teneurs en chrome relativement variables dans l'ensemble des lithologies avec des valeurs comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est en moyenne de 0,09 %, *cf. annexe 1*) et 1,19 % *(fig.2.18)*. Dans les péridotites/pyroxénites, les Cpx montrent des teneurs relativement élevées en chrome avec des valeurs comprises entre 0,65 % et 1,2 % sauf exception dans deux cumulats wehrlitiques qui ont des valeurs plus faibles, inférieures à la limite de détection *(fig.2.18)*. Ces deux cumulats wehrlitiques sont les mêmes que ceux présentant des Cpx appauvris en aluminium et à XMg anormalement élevé *(fig.2.17)*. On peut noter que ces deux cumulats wehrlitiques sont pauvres en chromites (~ 1 %) alors que ceux présentant les Cpx les plus chromifères contiennent environ 5 % de chromite *(fig.2.18)*. Comme pour les oxydes ferro-titanés, ces différences de compositions peuvent être liées à la position relative des chromites dans la séquence de cristallisation de ces deux échantillons. Les Cpx des roches gabbroïques montrent des teneurs variées en chrome comprises entre 0 % et 1,04 %. Parmi les roches gabbroïques, ce sont encore les Cpx des ferrogabbros qui présentent les teneurs les plus faibles en chrome.

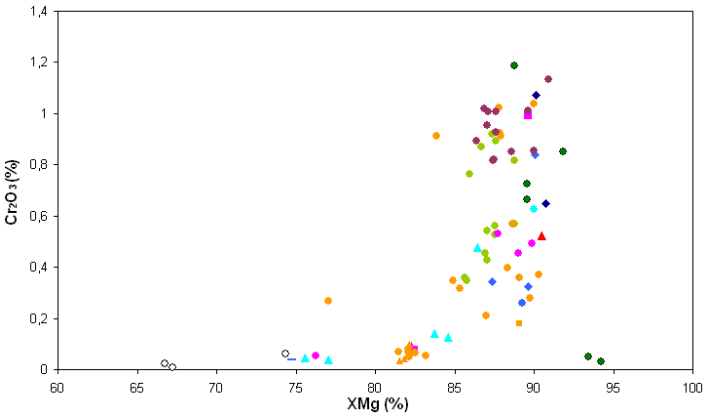


Figure 2.18 : Composition des Cpx en chrome en fonction du XMg du Cpx dans les différentes lithologies du massif de Wuqbah. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Le XMg du Cpx est un index très utilisé en pétrologie pour déterminer le degré de différenciation des roches par cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes (olivine et pyroxènes). Ainsi les roches avec des XMg_{cpx} élevés sont plus proches de l'équilibre avec le manteau et donc dites plus « primitives » que celles avec des XMg_{cpx} faibles. De plus, du fait du caractère incompatible du titane et compatible du chrome dans le Cpx, la teneur en titane a tendance à augmenter et celle en chrome à diminuer dans le Cpx au cours de la cristallisation fractionnée. De ce fait, en considérant l'ensemble des données, sans distinction lithologique, on constate que les échantillons dessinent dans les diagrammes des trends de cristallisation fractionnée marqués par une augmentation du titane et une diminution du chrome dans les Cpx avec la diminution du XMg_{cpx} *(fig.2.17a et 2.18)*. Aux extrémités de chaque trend, les échantillons les plus primitifs sont des cumulats wehrlitiques et les échantillons les plus évolués sont des ferrogabbros ce qui est en accord avec un processus de cristallisation fractionnée à partir d'un magma de composition basaltique issu de la fusion partielle de péridotites mantelliques. La cristallisation précoce d'Ol puis de Plg et la cristallisation tardive du Cpx, et encore plus tardive de l'Opx indiqueraient plus précisément que ce basalte a une composition de tholéiite à olivine, comparable aux MORB primitifs. Cependant dans le détail, au sein des trends, la distribution de certaines lithologies ne répond pas à cette logique. En effet, dans les diagrammes, on constate que certaines péridotites (cumulats wehrlitiques, lherzolites à Plg,…) ont le même degré d'évolution que certaines roches gabbroïques et que les gabbronorites à Ol sont parfois plus primitives que les gabbros à Ol (s.l.) *(fig.2.17 et 2.18)*. Les trends définis par les cumulats lités du bloc Est du massif de Wuqbah ne peuvent donc pas s'expliquer par la seule cristallisation fractionnée à basse pression (~ 200 MPa à la base de la croûte océanique) d'un magma MORB primitif sec.

A partir des observations de terrain, j'ai défini différents types de cumulats et émis plusieurs hypothèses sur le caractère plus primitif ou plus évolué de certaines lithologies *(cf. paragraphe II)*. Il est maintenant intéressant de relier les données de terrain avec les données géochimiques.

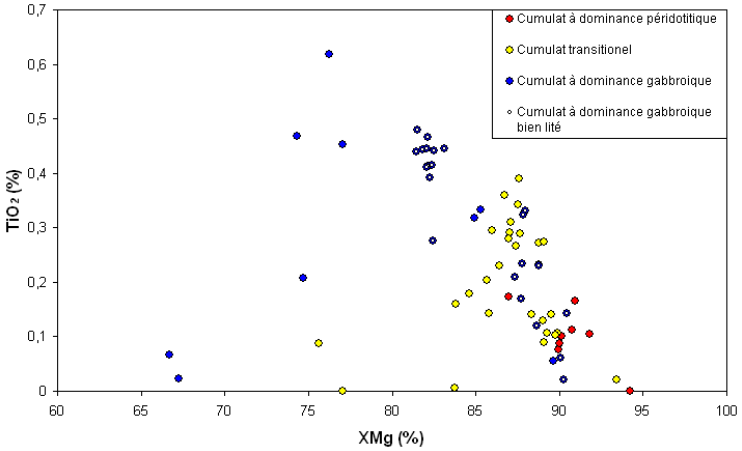


Figure 2.19 : Composition des Cpx en titane et en XMg (index indiquant le degré de différenciation des roches) dans les différents types de cumulats définis à partir des observations de terrain.

Dans le diagramme précédent *(fig.2.19)* on constate que les cumulats à dominance péridotitique présentent des compositions relativement primitives (XMg_{cpx} > 87 % et TiO_{2cpx} < 0,2 %) tandis que les cumulats à dominance gabbroïques montrent globalement des compositions plus évoluées (en moyenne XMg_{cpx} = 83 % et TiO_{2cpx} = 0,3 %). Les cumulats transitionnels montrent, quant à eux, des compositions intermédiaires entre les deux types de cumulats précédents (globalement 84 % < XMg_{cpx} < 93 % et 0 % < TiO_{2cpx} < 0,4 %) *(fig.2.19)*. On peut noter que certains cumulats à dominance gabbroïque présentent des compositions équivalentes à celles des cumulats transitionnels *(fig.2.19)*. En regardant dans le détail, la

plupart de ces cumulats à dominance gabbroïque présentant des Cpx plus magnésiens et moins titanifères sont ceux caractérisés par un litage bien marqué sur le terrain *(fig.2.19)*. On constate donc que les différents types de cumulats définis selon des critères minéralogiques et morphologiques sur le terrain se distinguent également par leurs différences de composition chimique. Une évolution pétrologique et géochimique existe donc dans la séquence cumulative de ce massif. Comme supposé sur le terrain, les roches les moins litées et celles riches en oxydes ferro-titanés ou à Opx précoce et à oxyde sont généralement les plus évoluées *(fig.2.17, 2.18 et 2.19)*, cependant contrairement aux hypothèses émises à partir des observations de terrain, les lithologies à Opx précoce ne sont pas fortement différenciées et les lherzolites à Plg et gabbronorites à Ol (cumulats au contact avec les péridotites mantelliques) ne correspondent pas aux faciès les plus primitifs de la séquence cumulative *(fig.2.17 et 2.18)*. On peut globalement tirer les mêmes conclusions en regardant la teneur en chrome des Cpx en fonction du XMg_{cpx} mais les données sont plus dispersées dans ce diagramme.

III.1.b. Composition des Orthopyroxènes

Comme les Cpx, les Opx sont concentrés à gauche du triangle En - Wo - Fs et présentent donc également des compositions magnésiennes *(fig.2.16 et 2.20)*. En effet, les Opx analysés dans les différentes lithologies du massif de Wuqbah correspondent à des enstatites avec des compositions variant de 68 % à 87 % en enstatite, de 1 % à 4,5 % en wollastonite et de 10 % à 28 % en ferrosilite *(fig.2.20)*. Les lherzolites à Plg, seules représentantes de la famille des péridotites/pyroxénites, présentent les Opx les plus magnésiens avec des valeurs comprises entre 82 % et 87 % d'enstatite *(fig.2.20)*. Les Opx des roches gabbroïques (gabbronorite à Ol, gabbro à Ol et à Opx tardif (s.l.) et gabbro à Opx précoce et à oxyde) montrent des compositions en enstatite plus dispersées s'échelonnant de 68 % à 85 %, les Opx les plus riches en fer s'observant dans le gabbro à Opx précoce et à oxyde *(fig.2.20)*.

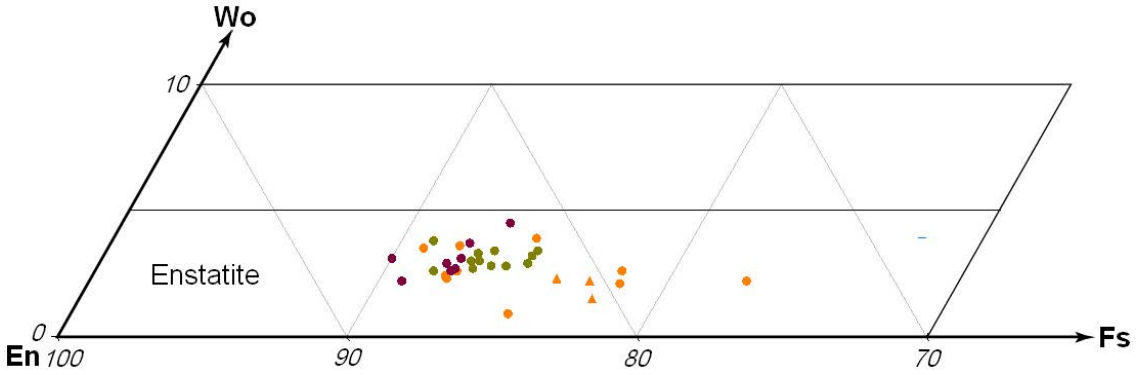


Figure 2.20 : Détail sur la partie inférieure du diagramme ternaire En ($Mg_2Si_2O_6$) - Wo ($Ca_2Si_2O_6$) - Fs ($Fe_2Si_2O_6$) de la fig.2.16 montrant la composition des Opx dans les différentes lithologies du massif de Wuqbah. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Les deux diagrammes suivants *(fig.2.21)* confirment que les Opx sont très magnésiens dans l'ensemble des échantillons avec des valeurs de XMg comprises entre 70,1 % et 88,1 %. Les compositions les plus magnésiennes s'observent dans certaines lherzolites à Plg tandis que les plus ferreuses se trouvent dans le gabbro à Opx précoce et à oxyde *(fig.2.21)*. On observe une relative faible dispersion des points dans les diagrammes selon la teneur en XMg

des Opx, la majorité des échantillons se concentrant vers des valeurs de XMg > 83 % quelles que soit leurs lithologies *(fig.2.21)*.

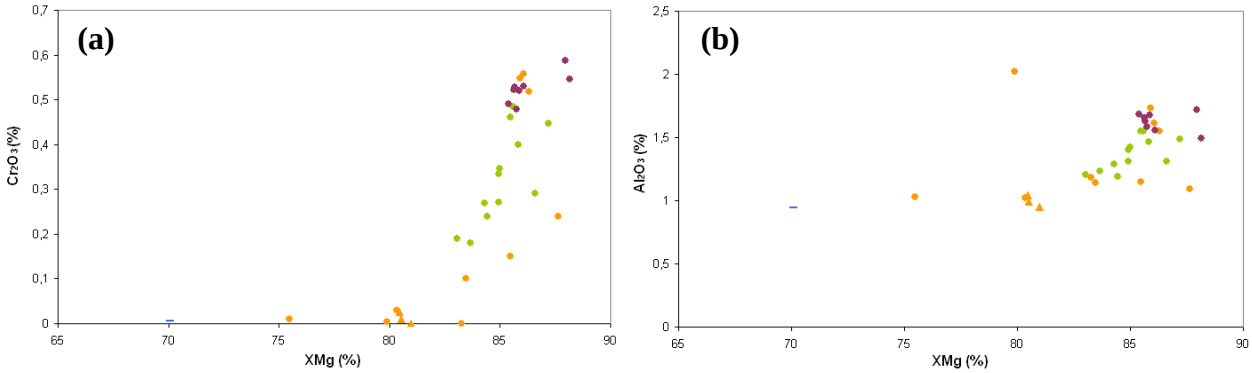


Figure 2.21 : Composition des Opx en chrome (a) et en aluminium (b) en fonction du XMg de l'Opx dans les échantillons du massif de Wuqbah. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

La teneur en chrome des Opx varie de 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est en moyenne de 0,08 %, *cf. annexe 1*) à 0,6 % dans l'ensemble des échantillons *(fig.2.21a)*. Les lithologies présentant les Opx les plus chromifères sont les lherzolites à Plg et celles présentant les Opx les plus pauvres en chrome sont le gabbro à Opx précoce et à oxyde et les gabbros et leucogabbros à Ol et à Opx tardif *(fig.2.21a)*. La gamme de composition en chrome définie dans l'ensemble des échantillons est essentiellement portée par les roches gabbroïques tandis que les péridotites/pyroxénites montrent des teneurs en chrome concentrées vers des valeurs relativement élevées (Cr_2O_3 > 0,48 %) *(fig.2.21a)*. Comme pour les Cpx, l'ensemble des échantillons, toutes lithologies confondues, décrit un trend de cristallisation fractionnée dans le diagramme Cr_2O_3 vs. XMg_{opx} marqué par la diminution conjointe du chrome et du XMg dans l'Opx *(fig.2.21a)*. Cependant, comme précédemment, la distribution des lithologies dans le trend est contre intuitive : les lherzolites à Plg présentent les mêmes degrés de différenciation (i.e. les mêmes XMg_{opx}) que certaines gabbronorites à Ol et les gabbronorites à Ol sont globalement plus chromifères que la majorité des gabbros (s.l.) à Ol et à Opx tardif *(fig.2.21a)*.

Les teneurs en aluminium des Opx sont toujours supérieures à la limite de détection *(cf. annexe 1)* et ne varient que très légèrement dans l'ensemble des échantillons avec des valeurs s'échelonnant de 0,95 % à 2 % *(fig.2.21b)*. Les Opx les plus alumineux s'observent dans un gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.) et les plus pauvres en aluminium se trouvent dans le gabbro à Opx précoce et à oxyde et dans les leucogabbros à Ol et à Opx tardif *(fig.2.21b)*. La composition des Opx en aluminium est cependant quasiment constante dans la majorité des échantillons avec des valeurs concentrées dans l'intervalle 1 % - 1,7 % *(fig.2.21b)*. La teneur en aluminium plus élevée dans les Opx du gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.) reflète très probablement le fait que ces minéraux sont des exsolutions.

III.1.c. Composition des Olivines

Dans tous les échantillons contenant de l'Ol, cette dernière est moyennement à très magnésienne avec des teneurs en forstérite (Fo = 100 * (Mg / (Mg+Fe))) comprises entre 71,7 % et 87,8 % *(fig.2.22)*. Les Ol des péridotites/pyroxénites ont des teneurs élevées en forstérite (84,1 % - 87,8 %), les plus magnésiennes s'observant dans certaines lherzolites à Plg et certains cumulats wehrlitiques *(fig.2.22)*. Les Ol des roches gabbroïques présentent une dispersion plus importante de leur teneur en forstérite (71,7 % - 87,2 %), les plus riches en fer s'observant dans certains gabbros à Ol (s.s.) et gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) *(fig.2.22)*.

On constate cependant que la majorité des échantillons, toutes lithologies confondues ont des teneurs en forstérite concentrées dans un intervalle assez étroit 81 % < Fo < 88 %.

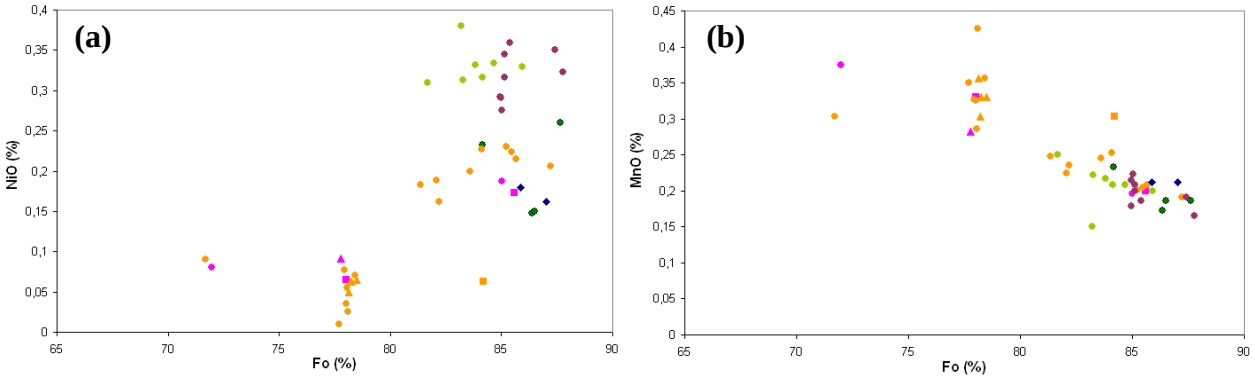


*Figure 2.22 : Composition des Ol en nickel (a) et en manganèse (b) en fonction du Fo (100 * (Mg / Mg + Fe)) dans les différentes lithologies du massif de Wuqbah. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.*

Au même titre que le XMg des pyroxènes, le pourcentage de Fo dans les Ol est un marqueur du degré de différenciation des roches au cours de la cristallisation fractionnée. On constate encore une fois dans ce diagramme une distribution contre intuitive des lithologies, lorsque l'on raisonne dans une logique de cristallisation fractionnée d'un magma tholéiitique de type MORB sec, les péridotites/pyroxénites présentant la même gamme de composition en forstérite et donc les mêmes degrés de différenciation que certaines roches gabbroïques *(fig.2.22)*.

La teneur en nickel des Ol dans l'ensemble des lithologies varie de 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est en moyenne de 0,14 %, *cf. annexe 1*) à 0,38 % et la majorité des échantillons est concentrée dans une gamme restreinte de composition comprise entre 0,15 % et 0,38 % *(fig.2.22a)*. Les Ol des péridotites/pyroxénites sont concentrées vers des teneurs élevées en nickel (0,15 % - 0,38 %) et les plus nickélifères s'observent dans les lherzolites à Plg. Les Ol des roches gabbroïques définissent, quant à elles, l'ensemble du spectre de composition en nickel, les plus nickélifères s'observant dans les gabbronorites à Ol et les plus pauvres en nickel (i.e. sous la limite de détection) se trouvant dans des gabbros à Ol (s.l.) et des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) *(fig.2.22a)*. On constate que pour une même valeur de forstérite, la teneur en nickel dans les différents échantillons est relativement variable *(fig.2.22a)*.

Les teneurs en manganèse des Ol sont du même ordre de grandeur que celles en nickel avec des valeurs comprises entre 0,15 % et 0,43 % *(fig.2.22b)* mais sont, contrairement au nickel, moins dispersées, en particulier pour les fortes teneurs, et toujours supérieures à la limite de détection *(cf. annexe 1)*. Le manganèse montre des évolutions inverses de celles du nickel, les Ol des péridotites/pyroxénites étant généralement pauvres en manganèse (0,17 % - 0,23 %) et celles des roches gabbroïques présentant les teneurs les plus riches en manganèse *(fig.2.22b)*. Ces différences sont directement liées aux comportements du nickel et du manganèse dans l'Ol, le nickel ayant tendance à se comporter comme le magnésium et le manganèse comme le fer lors de l'incorporation de ces éléments dans la structure du minéral.

Les teneurs en calcium des Ol sont inférieures à la limite de détection de la microsonde (~ 0,04 %, *cf. annexe 1*) dans la plupart des échantillons et varient de 0 % à 0,09 % dans l'ensemble des lithologies. Les Ol des péridotites/pyroxénites présentent généralement de très faibles teneurs en calcium, sous ou proche de la limite de détection, sauf celles de deux cumulats wehrlitiques qui montrent des valeurs de CaO aux alentours de 0,05 % - 0,06 %. Les Ol des roches gabbroïques décrivent l'ensemble du spectre de

composition en calcium et les plus calciques s'observent dans des gabbros à Ol (s.l.) et dans des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.).

III.1.d. Composition des Feldspaths

L'ensemble des échantillons du bloc Est du massif de Wuqbah présente des variations extrêmes de la teneur en anorthite de leurs Plg s'échelonnant de An0 à An99 *(fig.2.23)*.

Les compositions les plus sodiques (An < 63 %) s'observent dans des lithologies peu communes, i.e. plagiogranites et ferrogabbros (« autres lithologies » du *chap.1*), mais également dans un filon de leucogabbro (08WU3Ga ZII) et dans le gabbro à Opx précoce et à oxyde *(fig.2.23)*. Le caractère plus sodique des Plg résulte du degré d'altération et/ou de différenciation plus élevé dans ces échantillons. Les compositions les plus calciques (An > 96 %) s'observent dans un gabbro altéré (« autres lithologies » du *chap.1*), dans les filons de leucogabbros (08WU3Ga ZII et 08WU3H ZI) et dans un gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.) *(fig.2.23)*. Ce dernier est l'encaissant d'un des filons de leucogabbro et présentent deux compositions de Plg, An91 et An99, les plus calciques s'observant au contact avec le filon. Outre ces compositions particulières, plus de 75 % des échantillons présentent des Plg calciques avec des compositions comprises entre An77 et An93 *(fig.2.23)*.

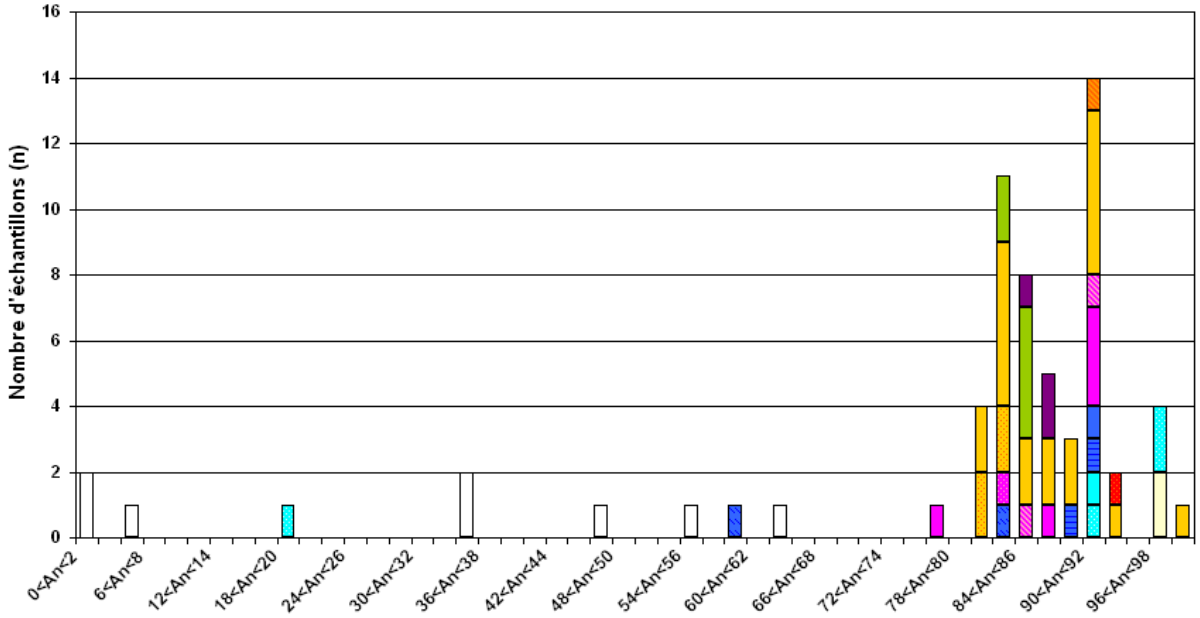


Figure 2.23 : Composition des Plg dans les différents échantillons du massif de Wuqbah. Les intervalles sont définis à partir des pourcentages d'anorthite dans les Plg et selon un pas de 2 %. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Les compositions les plus couramment observées dans l'ensemble des échantillons se situent dans les intervalles 82 % < An < 84 % (n ~ 11) et 90 % < An < 92 % (n ~ 14) et sont seulement définies par les roches gabbroïques *(fig.2.23)*. Les lherzolites à Plg, seules représentantes de la famille des péridotites/pyroxénites, présentent des Plg avec une gamme de composition restreinte en anorthite comprise entre 84,7 % et 87,9 % *(fig.2.23)*. Dans la gamme de composition dominante (77 % < An < 93 %), les gabbros à Ol (s.l.), les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) et les gabbros à Opx (Opx précoce et tardif) ont des Plg de composition relativement variée. On peut noter que parmi les roches gabbroïques, les Plg des gabbronorites à Ol ont des compositions restreintes et moyennement calciques (83 % < An < 86 %) et, ceux des gabbros/leucogabbros et de la leucotroctolite à Cpx sont fortement calciques avec des An > 90 %.

III.1.e. Composition des Oxydes

Des ilménites s'observent dans les gabbros altérés, les ferrogabbros, les gabbros à Opx précoce, le gabbro à Opx précoce et à oxyde et certains gabbros à Ol (s.s.). Dans ces échantillons, les ilménites présentent de 46 % à 50 % de TiO_2. Leurs teneurs en magnésium sont relativement faibles avec des valeurs comprises entre environ 0,1 % et 1,7 %. On constate cependant que les gabbros altérés et certains gabbros à Ol ou à Opx précoce possèdent des ilménites enrichies en magnésium (0,4 % - 1,7 %) par rapport aux autres gabbros à Opx précoce et au gabbro à Opx précoce et à oxyde (0,1 % - 0,4 %).

La majorité des oxydes observés dans les échantillons du massif de Wuqbah appartient au groupe des spinelles (s.l.). Les magnétites, spinelles riches en fer relativement abondants dans les échantillons, présentent de 96 % à 98 % de FeO^T (Fe_2O_3 + FeO) et de très faibles pourcentages, parfois sous ou proche de la limite de détection de la microsonde, de magnésium (0,2 % - 1 %), de titane (0 % - 0,7 %), d'aluminium (0 % - 0,6 %) et de chrome (0 % - 0,2 %). Les spinelles les moins abondants dans les échantillons sont des spinelles alumineux montrant de 63,5 % à 65 % d'aluminium. Ces derniers présentent des valeurs de Cr# très faibles s'échelonnant de 0,03 % à 0,3 %, et des valeurs de Mg#* relativement élevées comprises entre 64 % et 71 % et correspondent donc, dans la classification des spinelles, à des pléonastes riches en magnésium. *(fig.2.24)*. Ces pléonastes s'observent essentiellement dans les cumulats wehrlitiques et dans les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.). La majorité des spinelles observés dans les échantillons correspondent à des Mg-Al chromites ou chromites (s.l.). Ces minéraux présentent des valeurs de Cr# relativement élevées et globalement constantes comprises entre 50,5 % et 70,6 %, la majorité des chromites montrant des valeurs autour de ~ 60 %, et une gamme de composition en Mg#* relativement étendue s'échelonnant de 8,7 % à 56,5 % *(fig.2.24)*. Ces chromites (s.l.) s'observent dans de nombreuses lithologies mais sont particulièrement fréquentes dans les échantillons de la famille des péridotites/pyroxénites *(fig.2.24 et 2.25)*.

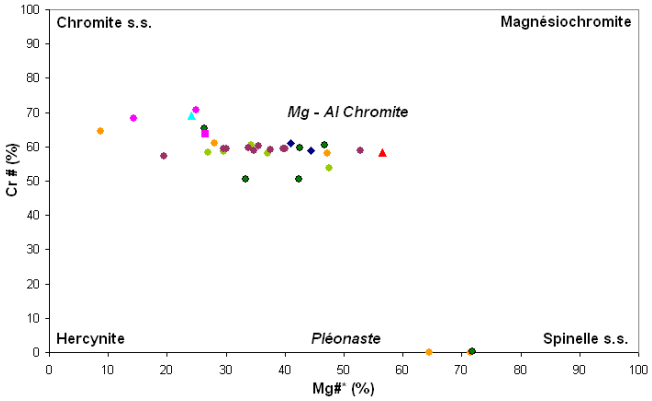


Figure 2.24 : Diagramme de classification des spinelles ferreuses, alumineuses et magnésiennes ***Cr#*** *(100 * (Cr / (Cr+Al)) vs.* ***Mg#**** *(100 * (Mg / (Mg+Fe^{2+})) montrant la composition des spinelles dans les différentes lithologies du massif de Wuqbah. Pôles : Hercynite ($Fe^{2+}Al_2O_4$), Spinelle s.s. ($MgAl_2O_4$), Chromite s.s. ($Fe^{2+}Cr_2O_4$) et Magnésiochromite ($MgCr_2O_4$). Pléonaste : solution solide entre le pôle hercynite et le pôle spinelle, Mg-Al chromite = champ défini par les 4 pôles.*

Les chromites (s.l.) présentent des teneurs en Cr_2O_3 s'échelonnant de 29 % à 43 % dans l'ensemble des échantillons *(fig.2.25a)*. Les lithologies présentant les chromites les plus chromifères sont les lherzolites à Plg et la leucotroctolite à Cpx et l'échantillon possédant les chromites les plus pauvres en chrome est un gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.) *(fig.2.25a)*. On constate que les gammes de composition en chrome se chevauchent pour les deux familles de roches. La teneur en Al_2O_3 des chromites varie d'environ 10 % à 23 % dans l'ensemble des lithologies *(fig.2.25a)*. La plupart des analyses sont concentrées aux alentours de 17 % - 18 % d'Al_2O_3 et on observe des compositions extrêmes de part et d'autre de cette moyenne : certains cumulats wehrlitiques et gabbronorites à Ol présentent des chromites plus riches en

Al_2O_3 (21 % - 23 %) et la plupart des gabbros (s.l) (gabbro à Ol (s.l.), gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.) et leucogabbros) ont des chromites appauvries en aluminium (10 % - 13 %).

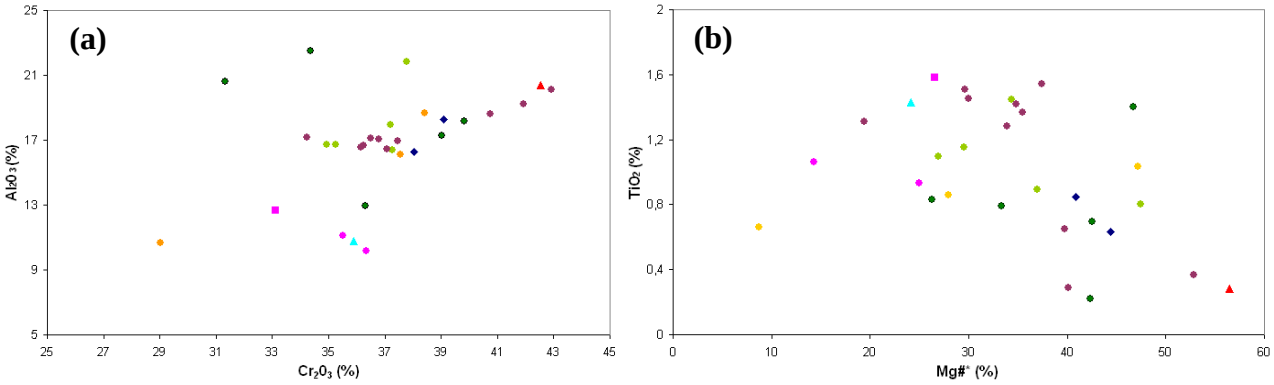


Figure 2.25 : Composition des chromites en chrome et en aluminium (a) ainsi qu'en magnésium et en titane (b) dans les échantillons du massif de Wuqbah. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Le Mg#* des chromites montre la même tendance que la teneur en chrome à savoir que les chromites les plus riches en magnésium (Mg#* > 52 %) s'observent dans la leucotroctolite à Cpx et dans une lherzolite à Plg et que celles présentant de faibles teneurs en Mg#* (~ 8,7 %) se trouvent dans un gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.) *(fig.2.25b)*. Comme pour les éléments précédents, les chromites des deux familles de roches montrent globalement les mêmes gammes de composition en magnésium *(fig.2.25b)*. La teneur en TiO_2 est relativement faible dans l'ensemble des chromites avec des valeurs variant de 0,22 % à 1,58 % *(fig.2.25b)*. Les chromites présentent des teneurs en titane très variables dans les différentes lithologies mais on peut noter que les moins titanifères s'observent dans certaines péridotites/pyroxénites et les plus titanifères dans un mélagabbro à Ol.

III.1.f. Composition des Amphiboles

L'étude pétrographique réalisée sur les échantillons du massif de Wuqbah *(cf. chap.1)* indique que la majorité des amphiboles sont secondaires, issues de l'altération des pyroxènes, les seules lithologies présentant des amphiboles primaires (i.e. magmatiques) étant les ferrogabbros *(08WU8C et 08WU8A)*.

La nomenclature des amphiboles utilisée en pétrologie a été établie par Leake en 1978 (nomenclature IMA78, i.e. International Mineralogical Association 1978) puis simplifiée par ce dernier en 1997 (nomenclature IMA97) et est régulièrement révisée du fait de l'ajout de nouveaux types d'amphiboles *(Leake et al., 2003)*. Cette nomenclature consiste, à partir de l'analyse chimique d'une amphibole, à calculer sa formule structurale en remplissant progressivement et selon une certaine logique les différents sites cristallins du minéral *(cf. Leake et al., 1978 et 1997 pour la procédure de calcul)*. A partir de cette nomenclature, les amphiboles analysées dans les échantillons de ce massif appartiennent au groupe des amphiboles calciques puisqu'elles présentent des valeurs de $(Ca+Na)_B \geq 1{,}00$ et de $Ca_B \geq 1{,}50$. Les diagrammes de classification utilisés pour ce type d'amphiboles sont représentés dans la *fig.2.26* et l'emploi de l'un ou l'autre des diagrammes dépend principalement des valeurs de $(Na+K)_A$ dans les amphiboles, c'est-à-dire du nombre d'atomes de sodium et de potassium « intégré », lors du calcul, dans le site A des amphiboles. Il faut noter que le Na_2O est relativement bien analysé dans les amphiboles à la microsonde, la majorité de ces dernières présentant des teneurs supérieures à la limite de détection (~ 0,12 %) dans nos échantillons, cependant le K_2O est, au contraire, difficilement analysable, la plupart des amphiboles étudiées dans nos échantillons présentant des teneurs équivalentes ou inférieures à la limite de

détection de la microsonde (~ 0,06 %) *(cf. annexe 1)*. Les imprécisions sur le K_2O peuvent donc induire des erreurs dans le calcul de la formule structurale et donc dans les valeurs de $(Na+K)_A$. Cependant étant donné que mes amphiboles présentent des teneurs en K_2O très faibles (K_2O < 0,3 % dans l'ensemble des amphiboles analysées dans cette thèse, *cf. annexe 1*) et que le potassium est le dernier atome incorporé dans l'amphibole lors de la procédure de calcul *(cf. Leake, 1978 et 1997)*, je peux négliger les valeurs de K dans la nomenclature. Ainsi, dans les amphiboles de mes échantillons, le terme $(Na+K)_A$ équivaut, en première approximation, au terme $(Na)_A$ et de ce fait, la distinction entre les deux diagrammes de classification reflète des variations dans les teneurs en sodium des amphiboles, celles montrant des valeurs de $(Na+K)_A \geq 0,50$) étant généralement plus sodiques que celles présentant des $(Na+K)_A < 0,50$ *(fig.2.26)*.

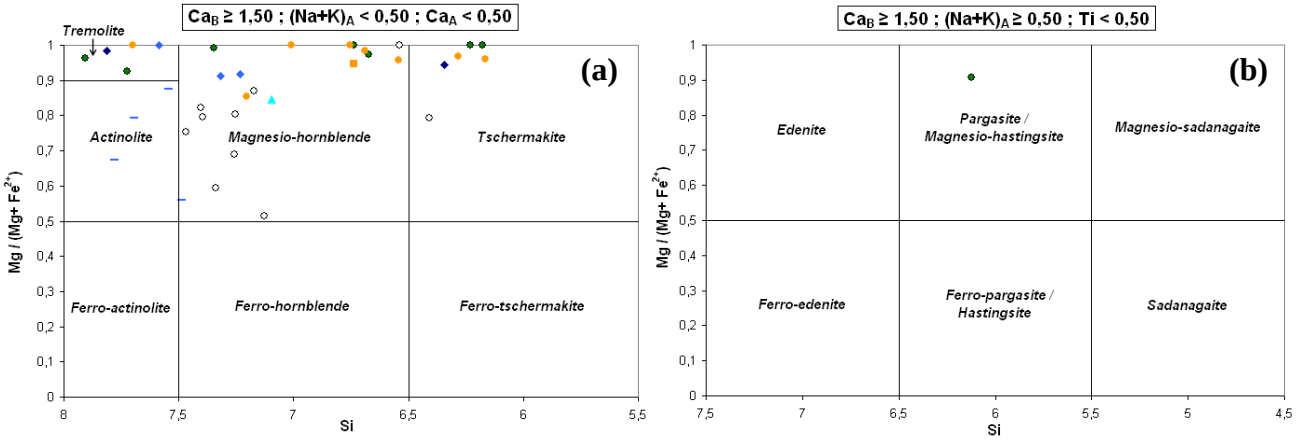


Figure 2.26 : Classification des amphiboles calciques ($(Ca+Na)_B \geq 1,00$ et $Ca_B \geq 1,50$) selon Leake (1978 et 1997) montrant la composition des amphiboles dans les échantillons du massif de Wuqbah. a) Amphiboles montrant un $(Na+K)_A < 0,50$ et un $Ca_A < 0,50$ et b) Amphiboles montrant un $(Na+K)_A \geq 0,50$ et un Ti < 0,50. Pargasite / Ferro-pargasite ($^{VI}Al \geq Fe^{3+}$) ; Magnesio-hastingsite / Hastingsite ($^{VI}Al < Fe^{3+}$). Les éléments (Ca, Na, Si, Mg…) et les lettres (A, B) font respectivement référence aux nombres d'atomes et aux sites dans la formule structurale des amphiboles. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Les amphiboles analysées dans l'ensemble des lithologies sont magnésiennes avec des valeurs de Mg / (Mg + Fe^{2+}) supérieures à 0,51 % et présentent des teneurs en CaO comprises entre 8,5 % et 15,4 % et des teneurs en Na_2O s'échelonnant de 0 % à 2,75 % *(cf. fig.2.26 et annexe 1A)*. Il est important de noter que, dans les diagrammes de classification *(fig.2.26)*, les différentes amphiboles observées au sein d'une même lithologie représentent soit des amphiboles dans divers échantillons, soit plusieurs générations d'amphiboles au sein d'un même échantillon.

Les amphiboles primaires des ferrogabbros (i.e. autres lithologies) sont relativement pauvres en sodium ($(Na+K)_A$ < 0,5), moyennement siliceuses (6,5 < Si < 7,4) et correspondent à des magnésio-hornblendes *(cf. fig.2.26a)*. On note que les amphiboles métamorphiques du gabbro métamorphisé *(08WU8B)* sont également des magnésio-hornblendes et présentent des compositions globalement équivalentes mais légèrement plus riches en silice (Si ~ 7,47) que celles des ferrogabbros *(cf. annexe 1A)*. Dans cette même famille (i.e. autre lithologies), la majorité des amphiboles secondaires analysées dans les gabbros altérés montrent des compositions de magnésio-hornblendes, équivalentes à celles des lithologies précédentes, mais certaines présentent des compositions moins siliceuses tschermakitiques (Si ~ 6,4) *(fig.2.26a)*. On remarque que les amphiboles de ces « autres lithologies », et en particulier celles des ferrogabbros, sont généralement plus pauvres en

magnésium ($0,51 < Mg / (Mg + Fe^{2+}) < 0,87$) par rapport aux amphiboles de la plupart des autres échantillons *(fig.2.26)*.

Les amphiboles secondaires observées dans la plupart des lithologies du massif de Wuqbah sont faiblement sodiques ($(Na+K)_A < 0,5$) et présentent des compositions s'échelonnant des domaines des trémolites/actinolites jusqu'au domaine des tschermakites *(fig.2.26a)*. Seules certaines amphiboles analysées dans un cumulat wehrlitique sont enrichies en sodium ($(Na+K)_A \sim 0,61$) et correspondent à des pargasites ($^{VI}Al \geq Fe^{3+}$) *(fig.2.26b)*. Dans les familles des roches gabbroïques et des péridotites/pyroxénites, les amphiboles secondaires sont de même type et présentent globalement les mêmes gammes de composition. Au sein des roches gabbroïques, on constate que les amphiboles de la majorité des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) sont concentrées vers de faibles teneurs en silice ($Si < 7,2$) et correspondent à des magnésio-hornblendes et des tschermakites, seul un gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.) présente des trémolites *(fig.2.26a)*. Au contraire, les amphiboles des gabbros à Opx (Opx précoce et tardif) et du gabbro à Opx précoce et à oxyde sont regroupées vers de fortes valeurs de silice ($Si > 7,1$) et se situent dans les domaines des magnésio-hornblendes, des actinolites et des trémolites *(fig.2.26a)*. On note que les actinolites ne s'observent que dans le gabbro à Opx précoce et à oxyde et présentent des teneurs en magnésium variées $0,56 < Mg / (Mg + Fe^{2+}) < 0,87$. Au sein des péridotites/pyroxénites, les amphiboles des cumulats wehrlitiques décrivent l'ensemble du spectre de composition en silice tandis que celles observées dans les wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif correspondent à des trémolites et des tschermakites *(fig.2.26a)*. On remarque qu'un gabbro altéré, une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif et un cumulat wehrlitique montrent des amphiboles (i.e. tschermakites et pargasites) riches en titane ($TiO_2 \sim 2,4$ % - 3,2 %) par rapport à celles des autres lithologies ($TiO_2 < 1,8$ %) et que, parmi ces échantillons, les amphiboles des péridotites sont également riches en chrome ($Cr_2O_3 \sim 1,4$ % - 1,6 %) par rapport à celles des autres lithologies ($Cr_2O_3 < 0,6$ %) *(cf. annexe 1A)*.

III.2. Composition des Cpx en éléments en traces

Les teneurs en éléments en traces de plusieurs Cpx appartenant à certains échantillons représentatifs des différentes lithologies observées dans le massif de Wuqbah ont été analysées. Ces teneurs étant homogènes dans chaque échantillon, les spectres de terres rares *(fig.2.27)* et les spectres élargis *(fig.2.28)* ont été réalisés à partir des moyennes. Il faut noter que les Cpx analysés présentent des valeurs de XMg s'échelonnant de 75,5 % (leucogabbro) à 93,4 % (cumulat wehrlitique), la majorité de ces valeurs étant cependant concentrée dans l'intervalle $85 \% < XMg < 90 \%$ *(cf. fig.2.17)*.

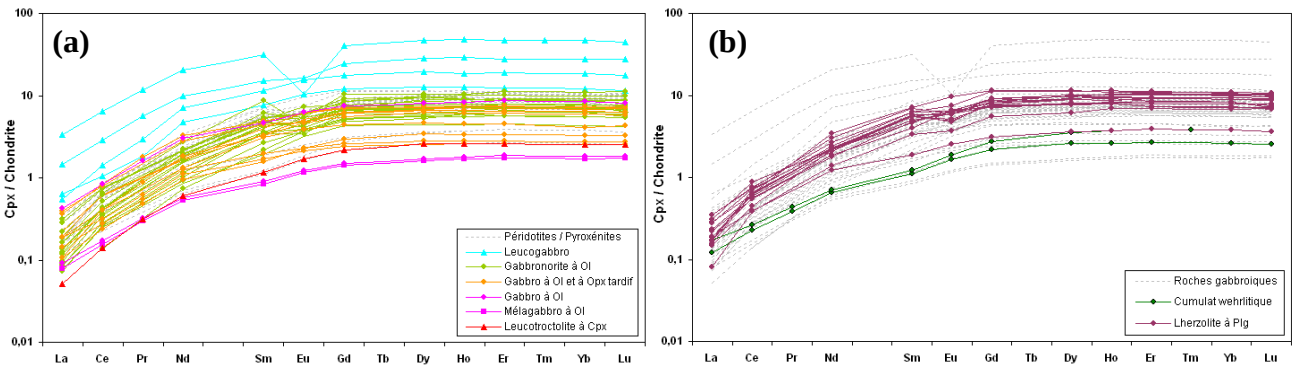


Figure 2.27 : Spectres de terres rares des Cpx dans les différentes lithologies de la famille des roches gabbroïques (a) et de la famille des péridotites/pyroxénites (b). Dans chaque diagramme, les spectres des Cpx de l'autre famille de roche sont notés en pointillés pour faciliter les comparaisons. Valeurs normalisées aux chondrites d'après McDonough et Sun (1995). Les éléments sont classés par Z (i.e. numéro atomique) croissant, correspondant à une incompatibilité décroissante, de la gauche vers la droite.

L'ensemble des échantillons présente plus ou moins les mêmes formes de spectres de terres rares caractérisés par un appauvrissent en LREE (Light Rare Earth Elements ou Terres Rares Légères, Sm-La) par rapport aux HREE (Heavy Rare Earth Elements ou Terres Rares Lourdes, Lu-Eu) et un rapport La/Yb compris entre 0,02 et 0,1 *(fig.2.27)*. Dans l'ensemble des lithologies les Cpx ont des concentrations relativement faibles en terres rares présentant des teneurs entre 47 fois supérieures et 60 fois inférieures aux valeurs des chondrites pour les HREE et les LREE, respectivement. Certains échantillons de lherzolites à Plg, de leucogabbros et de gabbronorites à Ol présentent des anomalies négatives en Europium (Eu) *(fig.2.27)*. Ces anomalies sont relativement faibles pour les lherzolites à Plg et certaines gabbronorites à Ol mais sont plus prononcées dans le leucogabbro et dans une des gabbronorites à Ol. Ces anomalies en Europium sont des marqueurs du fractionnement du Plg dans le magma avant la cristallisation du Cpx. Dans la famille des roches gabbroïques, on peut globalement distinguer trois types de spectres selon l'allure de ces derniers et les niveaux de concentration en REE *(fig.2.27a)*. Deux échantillons de gabbros à Ol (s.l.) et la leucotroctolite à Cpx montrent les spectres les plus appauvris en terres rares, les teneurs en HREE étant comprises entre 1 et 2,5 fois les valeurs des chondrites. Les leucogabbros montrent, au contraire, des spectres enrichis en terres rares avec des teneurs en HREE comprises entre 10 et 47 fois les valeurs des chondrites. La majorité des échantillons, correspondant aux gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.), aux gabbronorites à Ol et à un gabbro à Ol (s.s.), présentent des spectres de terres rares intermédiaires entre les deux types précédents avec des teneurs en HREE comprises entre 2 et 11 fois les valeurs des chondrites. Dans la famille des péridotites/pyroxénites *(fig.2.27b)*, les lherzolites à Plg présentent des spectres de terres rares équivalents à ceux de la majorité des roches gabbroïques avec des teneurs en HREE allant de 2,5 à 11,5 fois les valeurs des chondrites. Les cumulats wehrlitiques sont cependant plus appauvris en terres rares que les lherzolites à Plg avec des teneurs de HREE comprises entre 1,5 et 3,5 fois les valeurs des chondrites et présentent des spectres intermédiaires entre ceux de la leucotroctolite à Cpx et ceux des gabbros à Ol et Opx tardif (s.s.) les plus pauvres en terres rares.

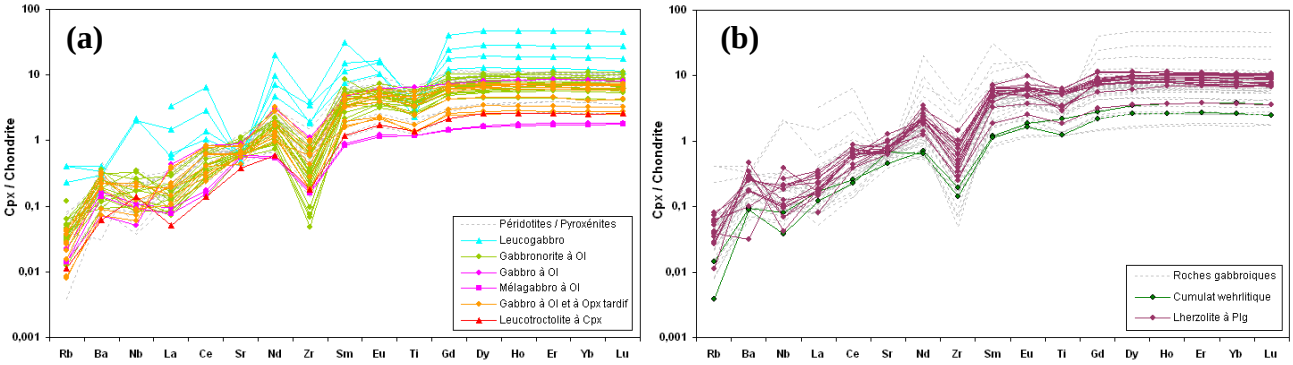


Figure 2.28 : Spectres élargis des Cpx dans les différentes lithologies de la famille des roches gabbroïques (a) et de la famille des péridotites/pyroxénites (b). Dans chaque diagramme, les spectres des Cpx de l'autre famille de roche sont notés en pointillés pour faciliter les comparaisons. Valeurs normalisées aux chondrites d'après McDonough et Sun (1995). Les éléments sont classés par ordre d'incompatibilité décroissante de la gauche vers la droite.

Les spectres élargis des Cpx présentent plus ou moins la même allure pour tous les échantillons, caractérisés par un appauvrissement des éléments les plus incompatibles (Rb, Ba,…) par rapport aux éléments les moins incompatibles (Lu, Yb,…) *(fig.2.28)*. Les teneurs en éléments incompatibles sont relativement faibles dans les différentes lithologies avec des teneurs en éléments les moins incompatibles allant jusqu'à 47 fois supérieures à celles des

chondrites et des teneurs en éléments les plus incompatibles allant jusqu'à 700 fois inférieures aux valeurs des chondrites *(fig.2.28)*. Comme observé précédemment, les roches gabbroïques présentent globalement trois types de niveau de concentration *(fig.2.28a)* : les leucogabbros sont enrichis en éléments incompatibles, la leucotroctolite à Cpx et certains gabbros à Ol (s.l.) sont appauvris en éléments incompatibles et la majorité des roches gabbroïques a des teneurs en éléments incompatibles intermédiaires. On peut cependant noter que dans les spectres les plus appauvris, la leucotroctolite à Cpx est plus riche en éléments faiblement incompatibles mais plus pauvre en éléments fortement incompatibles par rapport aux gabbros à Ol (s.l.). Dans la famille des péridotites/pyroxénites *(fig.2.28b)*, les cumulats wehrlitiques sont globalement appauvris en éléments incompatibles par rapport aux lherzolites à Plg et, comme précédemment, les spectres élargis des péridotites/pyroxénites se superposent à ceux des roches gabbroïques de composition intermédiaire, et les teneurs en éléments incompatibles des cumulats wehrlitiques se rapprochent de celles des roches gabbroïques les plus appauvries.

L'ensemble des spectres élargis des Cpx montre une anomalie négative bien marquée en Zr dont l'amplitude varie selon les différents échantillons et les différentes lithologies, la plus forte anomalie s'observant dans une gabbronorite à Ol *(fig.2.28)*. La majorité des lithologies présentent également une anomalie négative en Ti *(fig.2.28)*. Cette anomalie est très prononcée dans les leucogabbros et parfois bien marquée dans certains gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) et lherzolites à Plg mais est, en général, faible voire absente dans la majorité des échantillons. Cette anomalie ne s'observe par exemple jamais sur les spectres élargis des gabbros à Ol (s.l). Ces anomalies négatives en Ti peuvent aussi bien refléter le fractionnement d'oxydes ferro-titanés à partir des magmas avant la cristallisation des Cpx de ces roches que la composition particulière des magmas à l'origine de ces échantillons. Certains échantillons présentent également des anomalies en Nb *(fig.2.28)*. Les leucogabbros, la leucotroctolite à Cpx, une lherzolite à Plg et certaines gabbronorites à Ol montrent des anomalies positives en Nb, les amplitudes étant relativement importantes pour les leucogabbros et la lherzolite à Plg. Cependant la majorité des lherzolites à Plg et un des cumulats wehrlitiques ainsi que certains gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.), gabbronorites à Ol et gabbros à Ol (s.s.) montrent des anomalies négatives en Nb. Ces dernières sont généralement faibles dans les échantillons sauf dans certaines lherzolites à Plg. Tous les échantillons de leucogabbros sont caractérisés par une forte anomalie négative en Sr *(fig.2.28a)*. Cette anomalie s'observe également sur certains spectres de lherzolites à Plg mais est beaucoup moins marquée *(fig.2.28b)*. Ces anomalies en Sr marquent certainement le fractionnement de Plg à partir du magma avant la cristallisation du Cpx de ces roches.

On note une contradiction apparente entre les anomalies en Eu observées dans les spectres de terres rares et celles en Sr observées dans les spectres élargis *(fig.2.27 et 2.28)*. En effet, lors du fractionnement du Plg, les deux éléments Eu et Sr sont incorporés simultanément dans ce dernier, une anomalie négative en Eu se couplant donc avec une anomalie négative en Sr dans les spectres. Dans un leucogabbro et dans certaines lherzolites à Plg, les deux anomalies sont bien présentes. Cependant dans certaines gabbronorites à Ol et lherzolites à Plg, seule l'anomalie en Eu est observable tandis que dans certains leucogabbros, seule l'anomalie en Sr est visible. Dans l'ensemble de ces lithologies, les anomalies négatives en Sr et/ou Eu résultent probablement du fractionnement du Plg cependant, dans certains cas, un autre mécanisme intervient ou un autre minéral fractionne dans le magma et compense l'une ou l'autre des anomalies.

Bien que l'ensemble des échantillons présente des spectres de terres rares et des spectres élargis globalement de même forme, on constate cependant, dans le détail, qu'ils ne sont généralement pas parallèles, sauf exception, entre certaines lithologies et au sein d'un même groupe lithologique *(fig.2.27 et 2.28)*. Ceci confirme que le mécanisme qui engendre ces différents échantillons n'est pas la seule cristallisation fractionnée d'un magma parent

unique (i.e. enrichissement progressif en éléments incompatibles dans le magma au cours de la cristallisation fractionnée). De plus, les lithologies de la famille des péridotites/pyroxénites présentent les mêmes teneurs en éléments incompatibles que la majorité des roches gabbroïques ce qui est anormal si on considère un mécanisme de cristallisation fractionnée classique d'un MORB primitif sec.

III.3. Coupes et profils chimiques dans les cumulats lités

Les diagrammes précédents permettent d'étudier les variations chimiques des minéraux dans les cumulats lités à l'échelle du massif et donc de comprendre les phénomènes magmatiques globaux. Il est intéressant de coupler ce type d'étude chimique à l'échelle du massif avec des études plus détaillées à l'échelle d'un affleurement (plusieurs mètres) ou à l'échelle d'une succession de bancs ou de lits (plusieurs centimètres) afin d'étudier les phénomènes magmatiques plus locaux et notamment de comprendre les mécanismes à l'origine des litages dans les cumulats. De ce fait, j'ai réalisé une coupe chimique d'une quinzaine de mètres dans les cumulats lités ainsi que des profils chimiques détaillés de quelques centimètres à l'interface entre plusieurs lits. Comme pour l'étude globale, la coupe et les profils sont réalisés à partir de la composition chimique des phases minérales des cumulats lités.

III.3.a. Coupe dans les cumulats lités

Le but de cette coupe étant d'étudier les évolutions chimiques dans la séquence cumulative, j'ai décidé de réaliser cette dernière au niveau de l'*affl.3*. En effet, comme je l'ai décrit précédemment dans l'étude de terrain *(paragraphe II.1.b)*, cet affleurement illustre particulièrement bien l'évolution lithologique des faciès dans la séquence cumulative en montrant le contact entre les cumulats à dominance péridotitique et les cumulats à dominance gabbroïque par l'intermédiaire d'une zone de transition. De plus, l'étude chimique à l'échelle du massif *(paragraphes précédents)* a montré que ces différents types de cumulats présentaient des compositions chimiques distinctes.

L'étude de terrain a montré que les litages des cumulats, initialement horizontaux ou sub-horizontaux dans la chambre magmatique, sont sub-verticaux au niveau de cet affleurement. La coupe a donc été réalisée perpendiculairement au litage, les distances parcourues étant ainsi équivalentes aux épaisseurs dans la séquence cumulative. L'étude chimique à l'échelle du massif a également montré que les lithologies à dominance péridotitique étaient globalement plus primitives que les lithologies à dominance gabbroïque *(cf. paragraphe II.1.a)*. J'ai donc réalisé la coupe d'Est en Ouest selon une logique de différenciation, en partant des faciès les plus primitifs et en « montant » vers les faciès les plus évolués. L'intérêt de cette coupe étant d'étudier l'évolution chimique des différentes phases minérales dans les cumulats, j'ai volontairement enlevé les données concernant les filons de leucogabbros. J'ai également ôté certaines analyses reflétant l'altération des minéraux pour me concentrer essentiellement sur les compositions magmatiques de ces derniers. Un échantillonnage systématique a été réalisé tous les mètres voire tous les 50 cm le long de la coupe. Cependant du fait de l'érosion un hiatus d'environ 4 m existe dans cette dernière *(fig.2.29)*.

Pour étudier cette coupe *(fig.2.29)*, je me suis dans un premier temps intéressée aux évolutions chimiques à l'échelle de la coupe, entre les différentes unités de cumulats, puis j'ai étudié en détail les évolutions entre les bancs au sein de chaque unité cumulative. Avant toute description, on peut noter que la dispersion des compositions au sein d'un échantillon est particulièrement importante dans les Cpx (entre ± 3,5 % et ± 0,3 %) et dans les Plg (entre ±

2 % et ± 0,3 %) mais est relativement faible pour les Ol (entre ± 0,4 % et ± 0,02 %) *(Points gris, fig.2.29)*. Ces variations de composition du Cpx et du Plg s'expliquent probablement par une altération partielle de certains de ces minéraux, le XMg_{cpx} et le pourcentage d'anorthite du Plg étant relativement sensibles à l'altération.

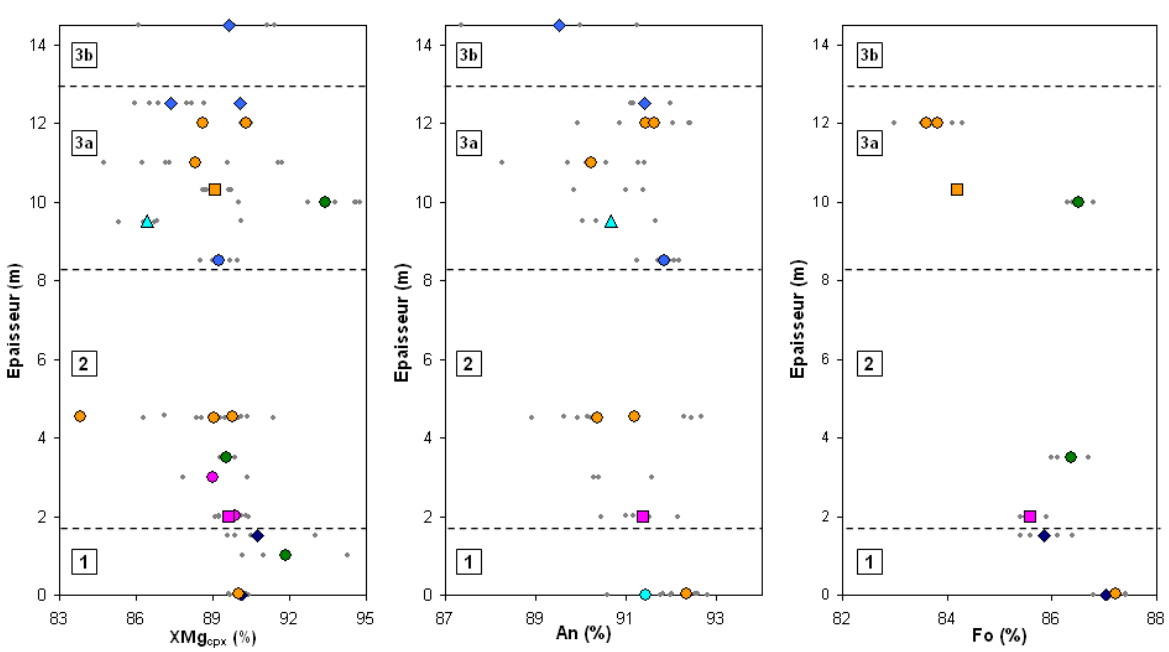


Figure 2.29 : Evolution de la composition des Cpx (a), des Plg (b) et des Ol (c) dans les cumulats lités de la coupe de l'affl.3 (cf. fig.2.5, paragraphe II.1.b). Les points colorés représentent les moyennes par échantillon (voire l'intercalaire pour la signification des symboles) et les points gris la totalité des analyses par échantillon, ces derniers reflétant ± la barre d'erreur par échantillon. Deux points à un même niveau stratigraphique dans la coupe correspondent soit à deux échantillons minéralogiquement différents récoltés au même endroit, soit à deux compositions différentes au sein d'un même échantillon. Les chiffres à gauche indiquent les différents types de cumulats dans la séquence : 1) Cumulats à dominance péridotitique, 2) Cumulats transitionnels, 3) Cumulats à dominance gabbroïque : a – lités, b – massifs.

Entre les différentes unités cumulatives de la coupe, on ne voit quasiment pas de variation de la composition chimique des Cpx *(fig.2.29)*. On constate cependant que les cumulats à dominance péridotitique présentent un XMg_{cpx} légèrement plus élevé (90 % - 92 %) que les cumulats des autres unités. Les cumulats transitionnels et ceux à dominance gabbroïque *(unités 2 et 3a-3b, fig.2.29)* montrent en moyenne des compositions en XMg_{cpx} équivalentes de l'ordre de 89 % - 89,5 %. Comme pour le Cpx, la composition des Plg est quasiment constante tout au long de la coupe mais quelques variations sont tout de même observables entre les unités *(fig.2.29)*. Les lits gabbroïques dans les masses péridotitiques présentent des Plg légèrement plus riches en An (91,4 % - 92,3 %) que dans les autres unités cumulatives. De la zone de transition aux cumulats lités à dominance gabbroïque, les Plg montrent des compositions relativement constantes (An ~ 91 %). Entre l'unité des cumulats lités à dominance gabbroïque et celle des cumulats massifs à dominance gabbroïque on observe enfin une nette diminution du pourcentage d'anorthite dans le Plg (de 91,4 % à 89,5 %). Contrairement aux Cpx et aux Plg, les Ol montrent clairement une évolution de leur teneur en forstérite en montant dans la coupe *(fig.2.29)*. Les cumulats à dominance péridotitique montrent des Ol plus magnésiennes (Fo ~ 87 %) que celles des autres unités cumulatives. En se dirigeant vers la zone de transition, ces Ol s'appauvrissent en Fo pour atteindre des compositions équivalentes à celles des Ol des cumulats transitionnels (85 % - 86 %). Dans l'unité des cumulats gabbroïques lités, les Ol sont globalement moins

magnésiennes avec des compositions aux alentours de Fo ~ 84 %. Finalement, comme on pouvait le prévoir à partir de l'étude de terrain et de l'analyse chimique globale du massif, les cumulats à dominance péridotitique présentent globalement des compositions plus primitives que les cumulats transitionnels et à dominance gabbroïque. Cependant ces différences de composition sont généralement très peu marquées dans la coupe. En effet, entre les différentes unités on n'observe quasiment pas de variation de la composition chimique des Cpx et des Plg, seules les Ol montrent des différences de composition significatives entre les trois unités cumulatives où elles sont présentes. D'un point de vue lithologique, on constate que les roches de la famille des péridotites/pyroxénites ont globalement la même composition dans l'ensemble de la coupe (89,5 % < XMg < 92 % et 85,8 % < Fo < 87 %), sauf un cumulat wehrlitique dans l'unité 3a qui montre des valeurs de XMg plus élevées (93,4 %) *(fig.2.29)*. On remarque également qu'au sein d'une même unité cumulative, les roches de cette famille ne sont pas toujours plus primitives que les cumulats gabbroïques.

Au sein de chaque unité des cumulats lités, on observe de nombreuses variations internes de la composition chimique des minéraux, l'ordre de grandeur de ces variations changeant selon l'unité cumulative et le minéral observés *(fig.2.29)*. Dans les cumulats à dominance péridotitique, les lits gabbroïques présentent globalement la même composition en XMg_{cpx} et en Fo que les wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif associés (~ 90 % et ~ 87 % respectivement). Dans cette même zone, les Cpx des cumulats wehrlitiques apparaissent plus magnésiens (XMg_{cpx} = 91,8 %) que ceux des wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif et, les wehrlites (s.l.) proches du contact avec les cumulats transitionnels présentent des Ol avec des compositions moins magnésiennes que celles éloignées du contact. Dans la zone de transition, les Cpx et les Plg ne montrent que de très faibles variations de composition entre les bancs, ces variations étant de l'ordre de 0,5 % pour le XMg_{cpx} et l'An. Les Ol montrent, quant à elles, des variations de composition plus importantes au sein de ces cumulats transitionnels, le passage d'un banc gabbroïque à un banc de cumulat wehrlitique étant marqué par une variation de Fo de l'ordre de 1,5 %. Les minéraux des cumulats lités à dominance gabbroïque montrent, contrairement aux deux unités précédentes, des variations de composition relativement importantes entre les bancs pour les trois phases minérales considérées. Ces variations de composition sont comprises entre 0,2 % et 7 % pour le XMg_{cpx}, entre 0,01 % et 1,2 % pour l'An et entre 0,4 % et 2,3 % pour la Fo. Les différences de composition les plus élevées pour le Cpx et pour l'Ol s'observent entre des lits gabbroïques (leucogabbro ou mélagabbro à Ol et à Opx tardif) et des lits de cumulats wehrlitiques. Dans l'ensemble des unités, on constate généralement que lorsque l'on passe d'un banc gabbroïque à un banc de péridotite/pyroxénite, la composition en Fo des Ol et celle en XMg des Cpx augmente. Ceci montre les péridotites/pyroxénites sont souvent plus primitives que les roches gabbroïques du même niveau stratigraphique. On constate également que le passage entre un banc de gabbro (s.l.) et un banc de leucogabbro (s.l.) ou entre un banc de mélaggabbro (s.l.) et un banc de gabbro (s.l.) est généralement marqué par une diminution des proportions de Fo, XMg et An dans les Ol, Cpx et Plg, respectivement. Ceci montre que les gabbros (s.l.) sont légèrement plus primitifs que les leucogabbros (s.l.) mais légèrement plus évolués que les mélagabbros (s.l.) du même niveau stratigraphique.

III.3.b. Profils dans les cumulats lités

Ces profils ont été réalisés sur des échantillons de cumulats lités situés dans « la zone de transition » de l'*affl. 1* montrant des alternances de lits de gabbronorites à Ol et de lits de lherzolites à Plg *(paragraphe II.1.a ; fig.2.30a)*. Le but de ces profils est d'étudier l'évolution de la composition des minéraux en éléments majeurs et en éléments en traces, pour les pyroxènes, à l'interface entre des lits de lithologies différentes. De ce fait, ces profils ont été

effectués sur des lames minces et des lames épaisses de roches de 3 - 4 cm de long avec un pas d'analyse d'environ 500 microns, les hiatus pouvant exister dans les profils reflétant l'absence de la phase minérale étudiée ou l'altération de cette dernière *(fig.2.30)*. Dans les profils suivants, j'ai choisi de ne garder que certains éléments montrant des évolutions significatives pour ne pas gêner la lisibilité des profils mais les tableaux d'analyses et les profils complémentaires en éléments majeurs et en éléments en traces sont donnés dans l'*annexe 1A*.

III.3.b.1. Le profil 08WU1E

Le profil 08WU1E *(fig.2.30b)* correspond à une interface entre une gabbronorite à Ol à grains moyens et une lherzolite à Plg à gros grains et marque donc un litage d'ordre de cristallisation, le Plg passant d'une position cumulus dans la gabbronorite à Ol à une position post-cumulus dans la lherzolite à Plg, ainsi qu'un litage de taille de grain *(cf. chap.1, paragraphe III)*. Le contact entre les deux lithologies est particulièrement bien marqué du point de vue de la minéralogie et de la taille des grains à l'échelle de la lame mince *(fig.2.30b)*. Cependant, à plus petite échelle (i.e. au microscope), ce contact est beaucoup moins tranché. En effet, on observe une interface irrégulière et lobée entre les deux lithologies et on note que, dans la lherzolite à Plg, le pourcentage de Plg a tendance à augmenter et la taille des grains à diminuer lorsque l'on se rapproche du contact.

Loin du contact, les deux lithologies se distinguent également par une composition chimique clairement différente en éléments majeurs et en éléments en traces ce qui témoigne d'un litage cryptique entre les deux lits. La gabbronorite à Ol présente des compositions en éléments majeurs de ces minéraux témoignant d'un degré de différenciation plus poussé que la lherzolite à Plg avec un pourcentage moyen en Fo de 81 % - 82 % dans l'Ol, un XMg_{opx} compris entre 82,5 % et 84 % et un pourcentage de chrome de 0,2 % - 0,5 % dans les Cpx alors que, dans la lherzolite à Plg, le Fo de l'Ol varie de 84,5 % à 85,7 %, le XMg_{opx} de 84,2 % à 86,4 % et la teneur en chrome du Cpx de 0,5 % à 1 %. Au niveau des éléments en traces, les pyroxènes de la gabbronorite à Ol montrent par contre des niveaux de concentrations plus faibles que ceux de la lherzolite à Plg avec, par exemple, une teneur en titane de 530 – 650 ppm contre 1300 – 1430 ppm pour la lherzolite à Plg, une teneur en Nd de 0,28 – 0,56 ppm contre 0,58 – 1,14 ppm et une teneur en Zr de 0,12 – 0,39 ppm contre 0,87 – 2,67 ppm. Ces différences de composition sont observables et plus ou moins bien marquées dans la majorité des profils en éléments en traces et en terres rares des pyroxènes *(annexe 1A)*. Les éléments en traces incompatibles ont tendance à s'enrichir dans le magma au cours de la cristallisation fractionnée. L'appauvrissement en éléments en traces observé pour les pyroxènes de la gabbronorite à Ol est donc en contradiction avec le message porté par les éléments majeurs pour ce qui est du degré de différenciation des deux lits. Le découplage entre les éléments majeurs et les éléments en traces montrent que les différences chimiques entre les deux lithologies ne résultent pas d'une évolution par cristallisation fractionnée mais plus probablement de magmas parents de composition différente.

Bien que le contact entre les deux lithologies soit relativement bien tranché d'un point de vue minéralogique, ce n'est pas le cas d'un point de vue chimique. En effet, on observe une évolution progressive de la composition chimique des minéraux en éléments majeurs et en éléments en traces dans la gabbronorite à Ol en se rapprochant du contact. Pour tous les éléments chimiques et toutes les phases minérales montrant cette évolution, cette dernière est marquée, sauf exception pour certains éléments en traces, par une augmentation des teneurs en éléments de la gabbronorite à Ol vers la lherzolite à Plg. On peut noter que cette zone de transition chimique ne s'exprime pas minéralogiquement. Il est important de souligner que cette évolution ne s'observe que dans la gabbronorite à Ol, aucune évolution chimique

significative ne s'observant dans le lit lherzolitique. On constate que l'épaisseur de cette zone de transition chimique varie en fonction du minéral et de l'élément considéré. En effet, dans le profil de la teneur en titane de l'Opx, l'épaisseur de cette zone de transition est d'environ 1 cm tandis que dans celui de la teneur en Cr_2O_3 dans le Cpx elle est d'environ 3,5 mm *(fig.2.30b)*. Le fait que l'épaisseur de la zone de transition varie en fonction de l'élément et de la phase porteuse considérés évoque des processus de diffusion. Les distances sur lesquelles s'observent les variations chimiques sont cependant trop importantes pour être raisonnablement expliquées par la seule diffusion intracristalline à l'état solide. L'échelle spatiale des variations chimiques observées au niveau de l'interface dans la gabbronorite à Ol est, par contre, compatible avec la diffusion atomique dans un liquide silicaté, soit entre les liquides intercumulus, soit entre les magmas parents des deux lithologies. Des mécanismes d'advection (courant de matière) peuvent également contribuer aux mélanges mais à un degré moindre, l'advection seule ne pouvant expliquer les variations d'épaisseur de la zone de transition. Le fait que le contact minéralogique soit tranché mais irrégulier à petite échelle et qu'un mécanisme de diffusion à l'état liquide ait lieu à l'interface dans la gabbronorite à Ol démontre que ce contact n'est pas intrusif et que l'on n'a pas affaire ici à un pseudo-litage issu de l'intrusion tardive d'un magma péridotitique dans une roche gabbroïque entièrement cristallisée. Ces profils géochimiques montrent que la cristallisation des cumulats gabbroïques et lherzolitiques est, à peu de chose près, simultanée et apportent des évidences d'interactions entre des liquides de compositions différentes issus de magmas parents différents. L'absence de variation minéralogique dans la gabbronorite à Ol malgré une évolution progressive de la composition des minéraux liée à un processus de diffusion à l'état liquide s'explique par le fait que le liquide reste sur le même cotectique Plg – Ol – Px tant que la composition de ce dernier par mélange n'a pas suffisamment évolué pour permettre de former un nouvel assemblage cotectique.

Le seul problème qui persiste dans ces profils est l'absence de variation chimique dans le lit supérieur lherzolitique. En effet, dans le cas d'un mécanisme de diffusion ± advection à l'interface entre deux liquides, des variations chimiques devraient exister de part et d'autre du contact. On peut émettre deux hypothèses pour expliquer cette absence d'évolution dans le lit lherzolitique. 1) Elle pourrait résulter de processus dynamiques ayant lieu dans la chambre magmatique. Le liquide péridotitique initialement en contact avec la gabbronorite à Ol a pu localement migrer latéralement du fait d'une instabilité gravitaire de type slump par exemple et être remplacé par un autre liquide de même composition n'ayant pas subi d'échange avec le liquide parent de la gabbronorite à Ol. 2) Cette absence pourrait résulter de la nature discontinue des limites de phases dans le cas où l'on considère une diffusion à l'état liquide entre deux magmas. A l'interface entre les deux magmas, des liquides de compositions différentes peuvent être formés selon la contribution de chaque magma au mélange. A la base de la zone de transition chimique, la contribution du magma lherzolitique est faible et le liquide a une composition plus gabbroïque et est situé sur le cotectique Plg – Ol – Px. Plus on monte dans la séquence, plus la contribution du magma lherzolitique va augmenter et la composition du liquide va progressivement évoluer. Cependant, aussi longtemps que la proportion de magma lherzolitique ne sera pas suffisante dans le mélange, le liquide va rester dans le même domaine du diagramme de phase et va continuer de cristalliser l'assemblage Plg – Ol – Px. Ce n'est que pour une composition donnée et donc pour une certaine proportion de magma lherzolitique qu'on aura un changement brutal de l'assemblage cotectique passant de Plg – Ol – Px à Ol – Px. Ceci expliquerait pourquoi on observe une évolution chimique seulement dans la gabbronorite à Ol et pourquoi on observe une limite pétrographique relativement tranchée.

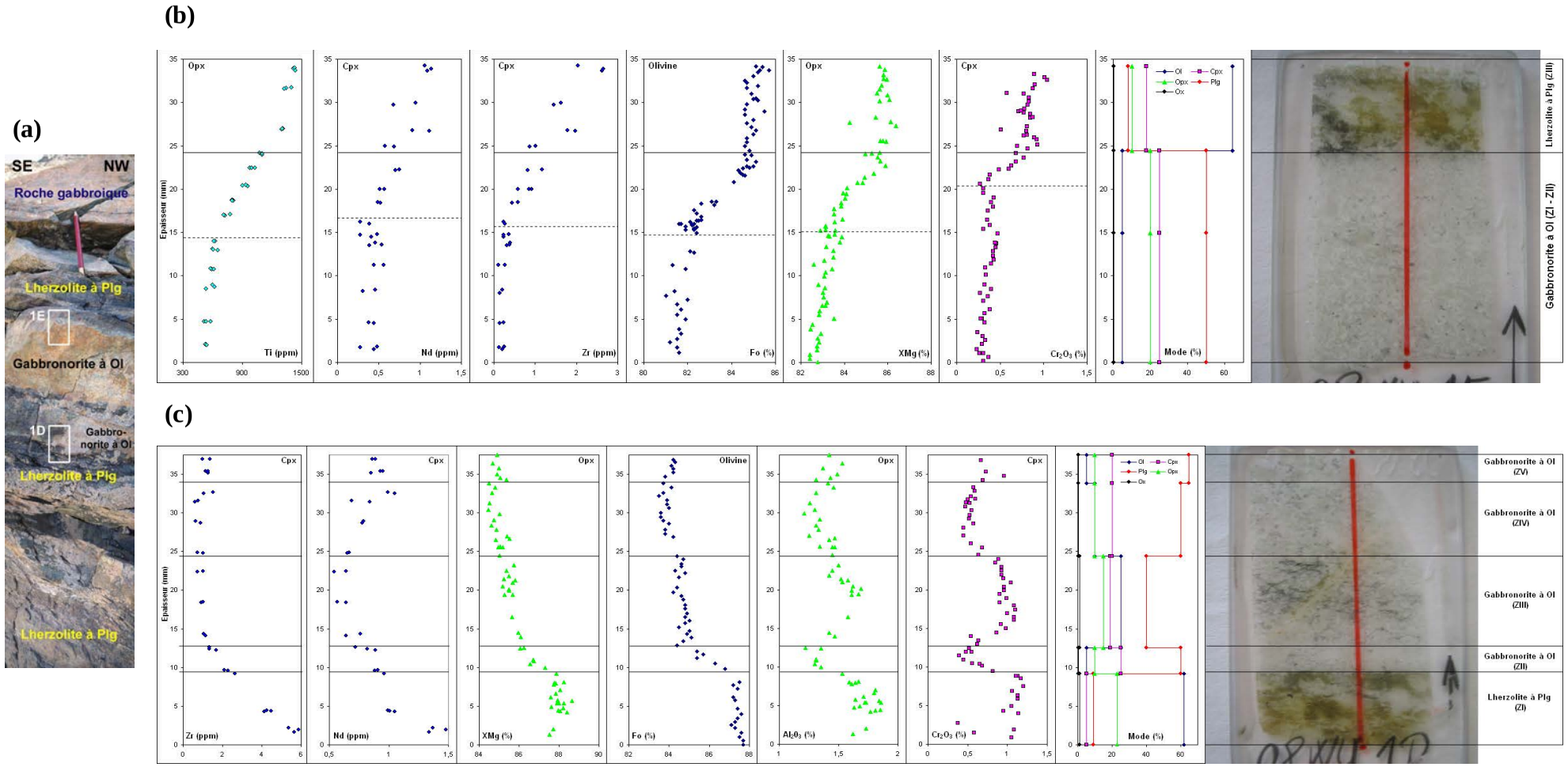


Figure 2.30 : Profils chimiques 08WU1E (b) et 08WU1D (c) dans les cumulats lités de l'affl.1 (a). Les traits pleins indiquent les limites pétrographiques entre les différents échantillons et donc entre les différents lits. Les traits en pointillés dans le profil 08WU1E indiquent la zone de transition chimique décrite dans le texte, les zones de transition dans le profil 08WU1D n'ont pas été délimitées pour une meilleure lisibilité des profils mais sont mentionnées dans le texte. Les profils complets montrant les variations chimiques de l'ensemble des éléments majeurs et des éléments en traces dans les minéraux sont donnés dans l'annexe 1A. (Sur la photo (a) crayon ~ 10 cm). Ox = chromites (± magnétites et sulfures).

III.3.b.2. Le profil 08WU1D

Le profil 08WU1D *(fig.2.30c)* correspond à une interface entre une lherzolite à Plg à gros grains et une gabbronorite à Ol à grains fins associée à des interfaces entre différents lits de gabbronorites à Ol présentant des abondances modales et des tailles de grains variées. On observe donc dans ce profil, un litage d'ordre de cristallisation, des litages de taille de grain et des litages de proportion cumulus *(cf. chap.1, paragraphe III)*.

Comme précédemment le contact entre la lherzolite à Plg et la gabbronorite à Ol est particulièrement bien marqué du point de vue de la minéralogie et de la taille des grains à l'échelle de la lame mince *(fig.2.30c)*. A plus petite échelle, le contact est beaucoup plus net que dans le profil précédent, l'interface est légèrement irrégulière et on observe une augmentation des proportions de Plg dans la lherzolite au niveau du contact. Les contacts entre les différents lits de gabbronorites à Ol sont difficilement observables à l'échelle de la lame mince *(fig.2.30c)*. Au microscope, on distingue assez facilement les différents lits du fait de leurs caractéristiques pétrographiques distinctes bien que les contacts entre lits soient généralement flous et irréguliers.

Avant toute description, il faut noter que, dans ce profil, la teneur en aluminium de l'Opx décrit un pattern d'évolution identique à celui de la teneur en chrome du Cpx, ce qui indique que, contrairement à son comportement habituel lors de la cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes, l'aluminium a, dans ces cumulats, un comportement d'élément compatible, c'est-à-dire qu'il diminue dans le magma au cours de la cristallisation.

Comme observé pour le profil précédent, la lherzolite à Plg montrent des compositions minérales en éléments majeurs et en éléments en traces généralement plus élevées que le lit de gabbronorite à Ol voisin et que l'ensemble des lits de gabbronorite à Ol. La lherzolite à Plg montre des valeurs de Fo de 87,1 % - 87,7 % dans l'Ol, des valeurs de XMg_{opx} de 87,5 % - 88,6 % et des teneurs en chrome dans le Cpx et en aluminium dans l'Opx de 0,9 % - 1,2 % (en moyenne) et 1,5 % - 1,9 % respectivement. Concernant les éléments en traces, la lherzolite à Plg présente des teneurs dans le Cpx comprises entre 0,96 ppm et 1,48 ppm pour le Nd et entre 2,63 ppm et 5,86 ppm pour le Zr. La gamme de composition des minéraux dans la gabbronorite à Ol adjacente s'échelonne de 85,4 % à 86,8 % pour le Fo, de 86 % à 87,3 % pour le XMg_{opx}, de 0,39 % à 0,82 % pour le Cr_2O_3 dans le Cpx et de 1,22 % à 1,35 % pour l'Al_2O_3 dans l'Opx. Pour les éléments en traces, la gabbronorite à Ol présente des teneurs comprises entre 0,72 ppm et 0,91 ppm pour le Nd et entre 1,33 ppm et 2,29 ppm pour le Zr. Au vu des compositions en éléments majeurs et traces de la lherzolite à Plg et de la gabbronorite à Ol, on constate, comme précédemment, un découplage entre les deux types d'éléments chimiques qui montre que les deux lithologies proviennent de magmas parents différents. On peut noter que la lherzolite à Plg et la gabbronorite à Ol montrent des compositions en éléments majeurs et en éléments en traces plus élevées que dans le cas du profil précédent *(comparaison fig.2.30b-c)*, ces profils étant pourtant seulement distants d'environ 2 cm sur le terrain *(fig.2.30a)*. Le contact chimique entre les deux lithologies est plus difficile a étudier que pour le profil précédent du fait de la faible épaisseur du lit gabbronoritique (~ 3 mm). Dans ce profil, on observe la même évolution chimique à l'interface entre la lherzolite à Plg et la gabbronorite à Ol que dans le profil précédent à la seule différence que l'évolution est inversée puisque l'on passe de la lherzolite à Plg à la gabbronorite à Ol en montant dans la séquence. En effet, la composition des minéraux en éléments majeurs ne varie quasiment pas dans la lherzolite à Plg mais une évolution chimique significative marquée par la diminution des teneurs en Fo, XMg_{opx}, Cr_2O_3 et Al_2O_3 est bien observable dans le lit de gabbronorite à Ol. Cependant pour les éléments en traces, on observe plutôt une diminution progressive des teneurs en Zr et en Nd en passant du lit lherzolitique au lit gabbronoritique. Le fait que, dans le détail, on n'observe pas les mêmes évolutions au

niveau de l'interface entre les éléments majeurs et les éléments en traces est probablement dû au manque de données détaillées sur cette zone restreinte du profil pour les éléments en traces. Comme précédemment, la zone de transition chimique présente des épaisseurs variées selon les minéraux et les éléments, s'échelonnant d'environ 1,5 mm pour l'aluminium dans l'Opx jusqu'à 3 mm pour le Fo dans l'Ol. Dans le profil de forstérite, la zone de transition correspond à l'épaisseur du lit *(fig.2.30c)*. Les caractéristiques chimiques de cette interface lherzolite à Plg / gabbronorite à Ol étant proches de celles de l'interface du profil précédent, on peut donc également invoquer un mécanisme de diffusion atomique à l'état liquide au niveau de ce contact.

On va maintenant s'intéresser aux évolutions chimiques s'observant dans la succession des lits gabbronoritiques. Si on considère les compositions en XMg de l'Opx et en Fo de l'Ol, on constate qu'elles diminuent progressivement le long du profil du moins dans les premiers lits, le lit ZV montrant un XMg_{opx} relativement constant et une augmentation de la teneur en forstérite de l'Ol. Cette évolution chimique dans les premiers lits pourrait refléter un mécanisme de cristallisation fractionnée continue. Cependant la légère diminution et la constance de certains éléments en traces (Zr) dans les Cpx ainsi que les variations cryptiques observées en éléments majeurs (Al_2O_3, Cr_2O_3) et en éléments en traces (Nd) dans la partie supérieure des profils indiquent que les évolutions chimiques enregistrées dans les gabbronorites à Ol ne résultent pas uniquement d'un mécanisme continu de cristallisation fractionnée.

Considérons plus en détail les variations cryptiques entre les différents lits. Entre les lits ZII et ZIII, on observe une augmentation de la teneur en chrome du Cpx de 0,4 % à 1,1 % et de la teneur en aluminium de l'Opx de 1,3 % à 1,7 %, une diminution relativement importante de la teneur de certains éléments en traces, Nd passant de 0,8 ppm à 0,5 ppm et Zr passant de 1,6 ppm à 0,9 ppm et une faible diminution du XMg_{opx} passant de 86 % à 85,2 % et de la Fo passant de 84,5 % à 84,2 %. L'augmentation du chrome et de l'aluminium et la diminution de certains éléments en traces montrent que la gabbronorite à Ol du lit ZIII est plus primitive que celle du lit ZII, ce qui expliquerait l'abondance modale d'Ol plus élevée dans ce lit ZIII. Cependant le Fo et le XMg_{opx} enregistrent l'information inverse puisque qu'ils diminuent dans le lit ZIII. Comme à l'interface ces teneurs apparaissent globalement constantes, la diminution étant relativement négligeable, on peut penser que la gabbronorite à Ol du lit ZIII est légèrement plus primitive que celle du lit ZII et que la différence de composition entre les deux magmas est suffisante pour induire des variations en aluminium, en chrome et en éléments en traces mais pas en Fo et en XMg_{opx}. Entre les lits ZIII et ZIV, on observe une diminution de la teneur en chrome du Cpx de 1,1 % à 0,45 %, de la teneur en aluminium de l'Opx de 1,7 % à 1,2 %, du Fo de l'Ol de 84,8 % à 83,5 % et du XMg_{opx} de 85,7 % à 84,4 % et une augmentation de la teneur de certains éléments en traces dans le Cpx, le Nd passant de 0,6 ppm à 1 ppm. La teneur en Zr du Cpx est globalement constante (~ 0,8 ppm) entre les deux lits. Ces variations montrent que le lit ZIV est plus évolué que le lit ZIII. Enfin, entre les lits ZIV et ZV, on observe une augmentation de la teneur en chrome du Cpx de 0,45 % à 0,7 %, de la teneur en aluminium de l'Opx, de 1,2 % à 1,5 % et du Fo de l'Ol, de 83,5 % à 84,3 % et une augmentation de certains éléments en traces dans le Cpx, le Nd passant de 1 ppm à 0,86 ppm et le Zr passant de 1,5 ppm à 1 ppm. Le XMg de l'Opx est globalement constant (~ 84,9 %) entre les deux lits. Ces variations chimiques montrent que le lit ZV est plus primitif que le lit ZIV. Ceci semble en contradiction avec le litage modal, le lit ZV étant plus riche en Plg et plus pauvre en Ol que le lit ZIV. Le contact entre les différents lits de gabbronorites à Ol est caractérisé par des évolutions progressives de la composition des minéraux, évolutions s'observant dans les deux lits adjacents. Au sein des lits, les compositions sont globalement constantes. En regardant de plus près les zones de transition chimique entre deux lits, on constate que leurs épaisseurs varient selon les éléments, les

minéraux et les interfaces considérés. Par exemple, pour le Cr_2O_3 dans le Cpx, l'épaisseur de la zone de transition est ~ 4,5 mm au contact ZII-ZIII, ~ 3 mm au contact ZIII-ZIV et ~ 1 mm au contact ZIV-ZV tandis que pour l'Al_2O_3 dans l'Opx, elle est de ~ 4,1 mm au contact ZII-ZIII, ~ 6,1 mm au contact ZIII-ZIV et ~ 2,1 mm au contact ZIV-ZV. On peut donc conclure que des mécanismes de diffusion ont eu lieu à l'interface entre les lits de gabbronorites à Ol. Encore une fois, au vu des épaisseurs impliquées, la diffusion a dû se faire au sein d'une phase liquide. Ainsi les litages cryptiques observés entre les différents lits de gabbronorites à Ol proviennent de la mise en place contemporaine de « batchs » de magmas plus ou moins différenciés en contact les uns avec les autres.

III.4. Conclusion sur la chimie du bloc Est du massif de Wuqbah

L'étude chimique globale du massif et la coupe réalisée à l'*affl.3* montrent que les différents types de cumulats définis à partir de la minéralogie et de l'organisation des roches sur le terrain sont caractérisés par des compositions chimiques distinctes. De plus, les évolutions pétrologiques et morphologiques observées sur le terrain entre ces différentes unités sont également corrélées à des évolutions chimiques. La coupe et les profils chimiques montrent que les alternances de bancs et de lits de mêmes lithologies ou de lithologies différentes observées dans ces unités cumulatives sont caractérisées par des litages cryptiques.

En éléments majeurs, les différentes lithologies échantillonnées dans le bloc Est du massif de Wuqbah sont relativement magnésiennes. Les minéraux des deux grandes familles de roches présentent généralement les mêmes gammes de composition mais les péridotites/pyroxénites montrent essentiellement des compositions primitives (i.e. riches en magnésium et en chrome et pauvres en titane) tandis que les roches gabbroïques décrivent l'ensemble du spectre de composition et présentent les compositions les plus évoluées. Parmi les roches gabbroïques, les gabbronorites à Ol sont parfois plus primitives que les gabbros (s.l.). Les lithologies les plus primitives sont généralement les cumulats wehrlitiques et/ou les lherzolites à Plg et les plus évoluées sont les ferrogabbros et/ou certains gabbros (s.l.). Le caractère évolué des ferrogabbros confirme que ces échantillons appartiennent vraisemblablement aux gabbros supérieurs *(cf. étude de terrain, paragraphe II).*

En termes d'éléments en traces, les Cpx des différents échantillons présentent des spectres non parallèles et relativement appauvris. Comme pour les éléments majeurs, les Cpx des deux familles de roches montrent globalement les mêmes compositions en éléments en traces et les péridotites/pyroxénites sont concentrées vers les valeurs les plus faibles tandis que les roches gabbroïques décrivent l'ensemble du spectre de composition. Parmi les roches gabbroïques, les spectres des gabbronorites à Ol se superposent à ceux des gabbros à Ol (s.l.) et des lherzolites à Plg (s.l.). Les lithologies les plus évoluées (i.e. les plus riches en éléments en traces) sont les leucogabbros et les plus primitives sont la leucotroctolite à Cpx, les cumulats wehrlitiques et certains gabbros à Ol (s.l.). On observe parfois des contradictions apparentes entre les données en éléments en traces et celles en éléments majeurs. Par exemple, la leucotroctolite et certains gabbros à Ol (s.l.) ont les spectres les plus appauvris en éléments en traces alors qu'ils ne correspondent pas aux lithologies les plus primitives en éléments majeurs et, l'ensemble des leucogabbros sont enrichis en éléments en traces alors que certains de ces échantillons sont relativement primitifs en éléments majeurs.

Le fait que les minéraux des cumulats soient relativement magnésiens et appauvris en éléments en traces confirme que ces cumulats appartiennent à la section crustale profonde, sauf exception pour les ferrogabbros. La distribution des lithologies dans les diagrammes chimiques et les spectres, les gammes de composition équivalentes pour les deux familles lithologiques, les spectres d'éléments en traces non parallèles et l'absence de corrélation existant parfois entre les éléments majeurs et les éléments en traces montrent que la majorité

des caractéristiques chimiques des lithologies échantillonnées dans les cumulats lités de ce massif ne sont pas attribuables à un simple processus de cristallisation fractionnée à basse pression d'un magma primitif de type MORB sec. Ceci est confirmé par l'étude de la coupe et des profils chimiques.

Les profils chimiques détaillés réalisés à l'interface entre des lits de lherzolites à Plg et des lits de gabbronorites à Ol, montrent un découplage entre la composition en éléments majeurs et traces des deux lithologies reflétant des magmas parents de compositions différentes. Les variations chimiques observées à l'interface entre les deux lits témoignent de processus de diffusion atomique à l'état liquide entre les deux magmas et prouvent que ces derniers sont contemporains ou sub-contemporains. Les profils réalisés à l'interface entre des lits de même composition (gabbronorites à Ol) montrent des variations cryptiques entre les lits avec un couplage entre les compositions en éléments majeurs et traces reflétant des magmas avec des degrés de différenciation variés. Les évolutions chimiques observées à l'interface entre les lits témoignent également de processus de diffusion à l'état liquide entre les magmas. Ces différents profils montrent donc que les litages dans les cumulats correspondent à la mise en place successive et contemporaine de « batchs » de magmas de compositions et/ou de degrés d'évolution différents.

CHAPITRE 3

LE MASSIF DE BAHLA

I. Introduction

Le massif de Bahla est situé au Sud de l'ophiolite d'Oman et au Sud de la position supposée de la ride océanique *(cf. fig.7 et 8 de l'introduction)*. Il présente une forme ellipsoïdale plus ou moins allongée selon la direction NW – SE et s'étend sur ~ 45 km de long et ~ 15 km de large *(fig.3.1a)*. La majorité du massif est formée de péridotites mantelliques, la section crustale ne représentant qu'un cinquième du massif *(fig.3.1a)*. De part sa position au front de la nappe ophiolitique et de sa séquence crustale incomplète, la partie supérieure manquant *a priori (cf. paragraphe II.2)*, ce massif n'a quasiment pas été étudié dans les travaux antérieurs. Seules quelques études ont été réalisées sur la section mantellique : la cartographie des structures mantellaires *(Ceuleneer, 1986 ; Nicolas et al., 2000)* et la carte des filons recoupant les péridotites *(Python, 2002 ; Python et Ceuleneer, 2003 ; Python et al., 2008)*, la section crustale étant jusqu'à aujourd'hui totalement inexplorée, outre le travail de cartographie générale du BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) *(Wyns et al., 1992 ; Béchennec et al., 1992 ; fig.3.1a*).

Nous avons effectué trois campagnes dans le massif de Bahla *(fig.3.1a)*. La première (2008) a permis d'étudier en détail la section crustale profonde de ce massif et de réaliser plusieurs coupes dans les cumulats lités. Les deux suivantes (2009 et 2010) ont permis de compléter ce travail pétrologique et d'étudier la structure du massif et la déformation des roches à la limite manteau/croûte.

II. Etude de terrain

Dans ce paragraphe, je vais essentiellement décrire la partie centrale de la section crustale, cette zone ayant été la plus étudiée lors des campagnes *(cf. le nombre d'affleurements, fig.3.1)*. La portion de croûte située la plus à l'Est du massif *(zone de Taymisah, affl.23/24/25/26-2008, fig.3.1)* a été échantillonnée mais n'a pas été décrite en détail sur le terrain. De ce fait, je ne rentrerai pas dans les détails de cette zone dans la description de terrain.

II.1. Le contact manteau / croûte

Lorsque l'on regarde la carte géologique du massif de Bahla *(fig.3.1a)*, la section crustale principale apparaît comme une « enclave » de croûte de forme ellipsoïdale (17 km * 10 km) dans un encaissant mantellique. Cette morphologie ne résulte pas des hasards de l'érosion mais de la complexité des contacts manteau/croûte (ou Moho) dans ce massif. Dans le détail, on constate que la majorité des contacts sont fortement faillés, le Moho peut donc être considéré comme « anormal » dans l'ensemble du massif (i.e. pas de passage progressif de la section mantellique vers la section crustale par l'intermédiaire d'une zone de transition dunitique). Du fait de cette structure particulière, il est nécessaire, avant toute étude de la section crustale, de regarder en détail les contacts manteau/croûte pour comprendre comment s'est effectuée la mise en place de l'unité des cumulats lités dans ce massif. Ainsi, pendant les campagnes de 2009 et de 2010, ces contacts et la structure générale de la section gabbroïque du massif de Bahla ont été étudiés. Deux accidents majeurs ont été observés au Nord et au Sud du massif *(fig.3.1b)*.

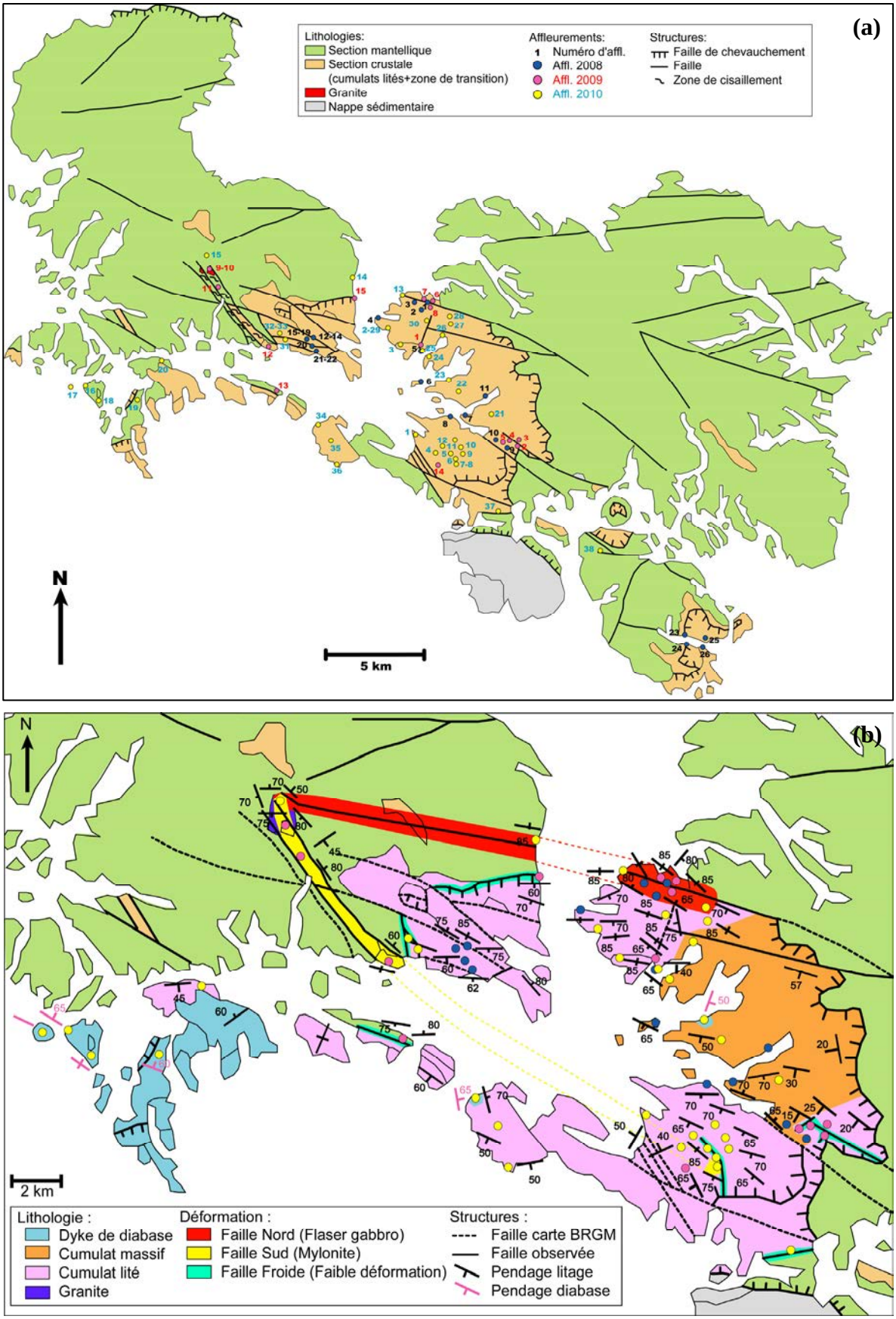


Figure 3.1 : a) Carte géologique simplifiée du massif de Bahla réalisée à partir des cartes du BRGM (Feuilles de Nazwa et Seeb au 1 : 250 000 ; Wyns et al., 1992 ; Béchennec et al., 1992) et indiquant la localisation des affleurements étudiés (Affl.1-2008 : 22°58'48''N – 57°19'43''E). b) Carte de détail de la section crustale principale du massif montrant les structures et lithologies observées sur le terrain.

II.1.a. Le contact Nord

Au Nord-Est, le contact entre le manteau et la croûte *(affl.1-2008)* correspond à une zone très perturbée et très tectonisée formée d'un « mélange » de blocs de dunites, de harzburgites et de cumulats lités fortement déformés et présentant d'importantes variations de la direction du litage et de la schistosité *(fig.3.2b)*. Cette zone résulte de l'enracinement d'une grande faille de direction NW - SE (N110 - N130) dans la zone de transition *(fig.3.1.b)*. En s'écartant légèrement de cette zone tectonisée *(affl.8-2009 par exemple)*, on constate que les cumulats lités de base de croûte présentent des litages sub-verticaux (80°- 90°) et que ces derniers s'aplatissent vers le sud (60° - 65°) lorsque l'on s'éloigne du contact *(affl.1-2009, fig.3.1b et 3.2a)*. La verticalité des cumulats et le rebroussement du litage à l'approche de la faille est observable tout le long du contact et est bien visible dans le paysage *(fig.3.1b et 3.2a)*. L'évolution du pendage des litages dans les cumulats à l'échelle du massif montre que cette faille a un mouvement vertical et qu'elle correspond à un accident majeur du massif de Bahla *(fig.3.1b)*.

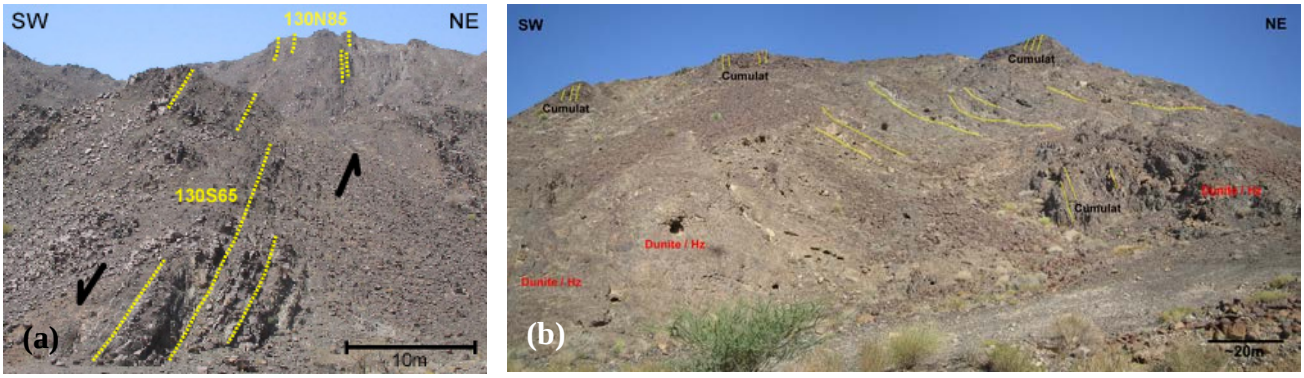


Figure 3.2 : a) Litages sub-verticaux dans les cumulats et rebroussement du litage vers la faille Nord (affl.1-2009). Noter le sens normal de la faille, b) Zone très tectonisée au contact manteau/croûte (affl.1-2008 et 6-2009). Noter les variations de la direction du litage dans les cumulats lités (pointillés jaunes).

Proche du contact *(affl.6-2009 par exemple)*, les péridotites (harzburgites, dunites) sont intensément déformées et développent une importante schistosité mylonitique (alignement des cristaux). Les cumulats lités sont également affectés par une déformation pénétrative particulièrement bien visible sur le terrain. En effet, on observe à proximité de la faille *(affl.7-2009 par exemple)*, des lits de « flaser » gabbros présentant une foliation marquée par l'allongement des cristaux qui alternent avec des lits de cumulats ultramafiques présentant une forte schistosité mylonitique *(affl.13-2010, fig.3.3a)*. Lorsque la déformation est très intense, la foliation dans les « flaser » gabbros est marquée par des allongements spectaculaires des minéraux, avec des rapports d'aspect dépassant largement 1 / 10, conférant un aspect gneissique à la roche *(fig.3.3c)*. Quand la déformation est légèrement moins intense, les porphyroclastes sont bien visibles, ils sont moulés dans la foliation et présentent des formes sigmoïdales avec le développement de queues de cristallisation généralement constituées d'amphiboles *(fig.3.3b-3d)*.

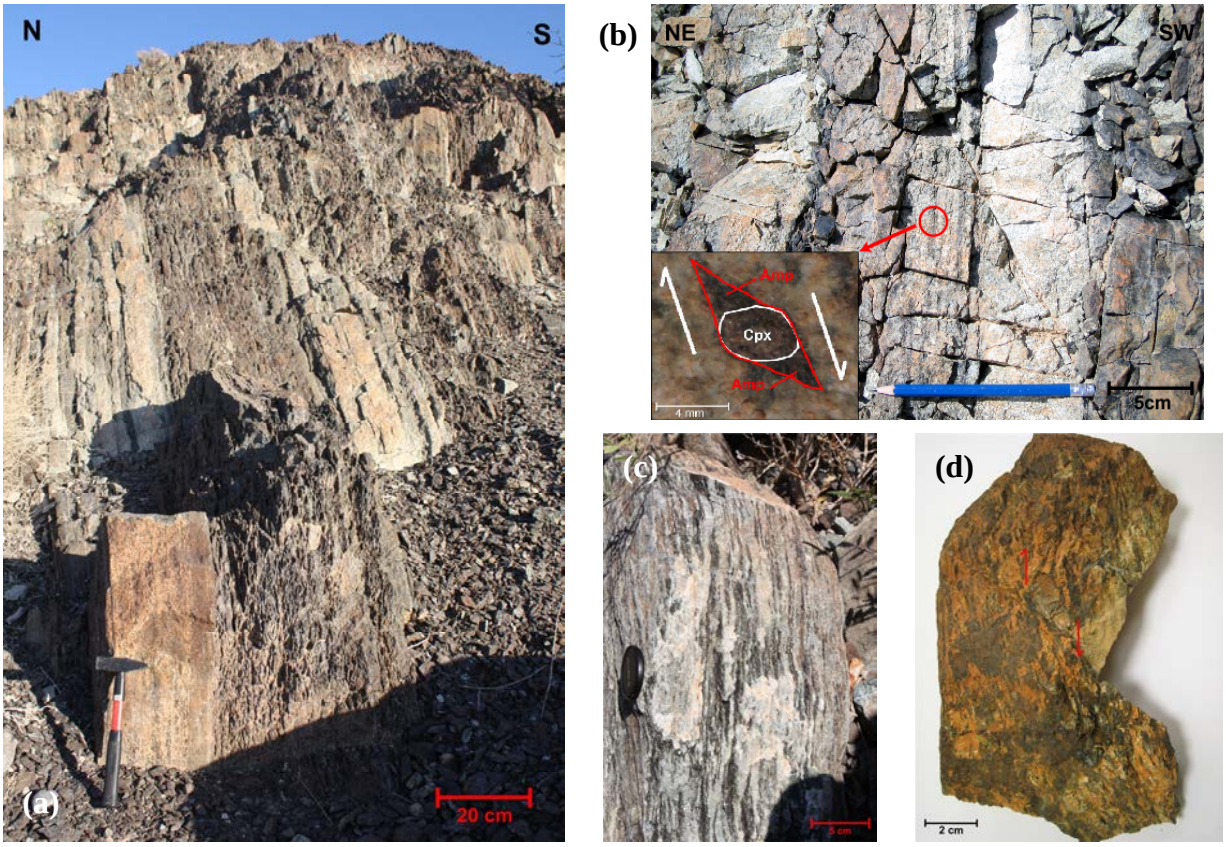


Figure 3.3 : Caractéristiques macroscopiques des cumulats déformés au niveau de la faille Nord. a) Cumulats à litages sub-verticaux montrant des lits de « flaser » gabbros et des lits de cumulats ultramafiques présentant une schistosité mylonitique (affl.13-2010), b) Lits de « flaser » gabbros et détail (gauche) sur un porphyroclaste sigmoïdal montrant le sens normal de la faille (Cpx = clinopyroxène, Amp = amphibole) (affl.7-2009), c) Echantillon de «flaser» gabbro à aspect gneissique (affl.28-2010) et d) Echantillon de « flaser » gabbros à porphyroclastes sigmoïdaux (affl.15-2010).

Lorsque l'on observe ces « flaser » gabbros en lame mince, on constate que les cristaux de Cpx et/ou de Plg présentent des indices de déformation intracristalline : des extinctions roulantes, du bending et des macles mécaniques (dans les Plg) *(exemples cf. chap.1)*. Comme observé sur le terrain, les cristaux sont allongés et étirés, et certains présentent des formes sigmoïdales *(fig.3.4a)*.

L'ensemble des structures observées à l'échelle macroscopique, sur le terrain, et microscopique, en lame mince, montre que ces roches ont subi une déformation plastique à relativement haute température, proche de conditions magmatiques (>> 800°C). L'étude des microstructures *(fig.3.3b-d et 3.4a)* et des macrostructures *(fig.3.2a et 3.4b)* dans cette zone permet de déterminer un sens normal à cette faille. Le mouvement vertical de cette faille est, en particulier, bien marqué par les linéations qui sont généralement perpendiculaires au plan de faille et présentent un pitch sub-vertical (80° - 70° en moyenne). Le mouvement des blocs par rapport à cette faille est parfois ambigu mais la majorité des indices structuraux (~ 2 / 3) montre que le bloc Sud (cumulats lités) est descendu par rapport au bloc Nord (péridotites mantelliques) *(fig.3.2a, 3.3b et 3.4b)*.

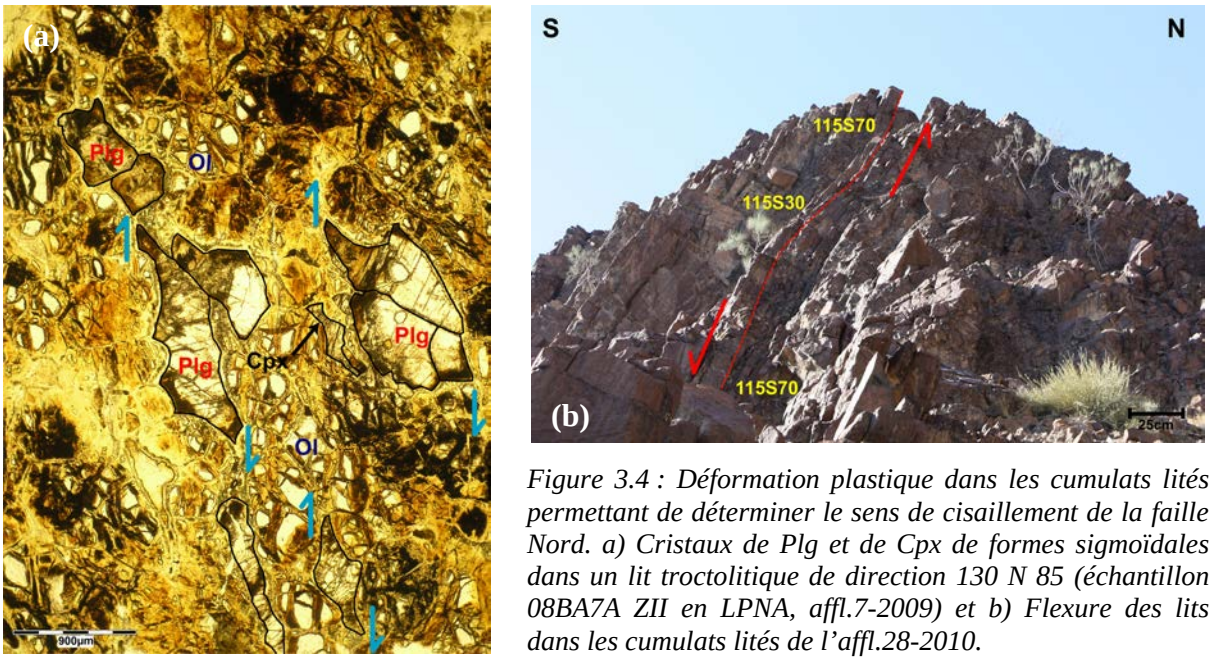
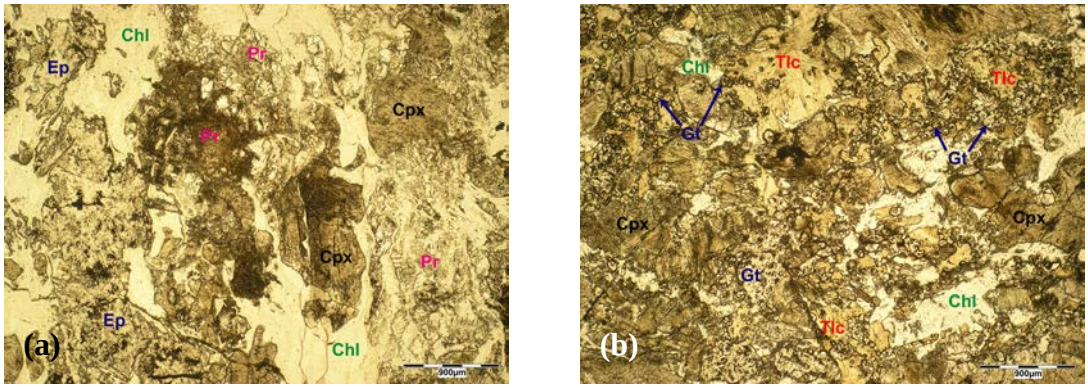


Figure 3.4 : Déformation plastique dans les cumulats lités permettant de déterminer le sens de cisaillement de la faille Nord. a) Cristaux de Plg et de Cpx de formes sigmoïdales dans un lit troctolitique de direction 130 N 85 (échantillon 08BA7A ZII en LPNA, affl.7-2009) et b) Flexure des lits dans les cumulats lités de l'affl.28-2010.

Il faut noter que les roches échantillonnées dans les zones très déformées *(affl.7/8-2009)* présentent, en plus et/ou à la place de la paragenèse magmatique, une minéralogie secondaire issue de l'altération *(fig.3.5c)*. La présence d'épidote, de chlorite, de prehnite et de talc témoigne d'un métamorphisme de basse température dans les conditions du faciès schiste vert (< ~ 500°C) *(fig.3.5)*. Associés à ces minéraux, la présence d'hydrogrenat et de Cpx *(fig.3.5b-5c)* montrent que ces roches ont probablement subi une rodingitisation, processus métasomatique induit par des fluides issus de la serpentinisation des péridotites et s'initiant vers 200 - 400°C *(Bach et Klein, 2009)*.



(c)

Echantillon	Lithologie	Paragenèse minéralogique	Déformation	Altération
09BA7A	Cumulat lité	Ol + Cpx + An + Chr + Ep + Chl + Hb + Trem + HydroGt + Zéo + Serp + Pr + Cal	plastique / cataclastique (filon)	SV / rodingite
09BA7B	Cumulat lité	Ol + Cpx + An + Chr + Ep + Chl + Hb + Pr + Serp	plastique / cataclastique (filon)	SV
09BA7C	Cumulat lité	Cpx + Tlc + HydroGt + Chl + Serp	plastique / cataclastique (cataclase + filon)	SV / rodingite
09BA8B	Cumulat lité	Cpx + HydroGt + Pr + Pump + Chl + Ep + Sph	plastique / cataclastique (cataclase + filon)	SV / rodingite

Figure 3.5 : Caractéristiques pétrographiques des cumulats lités au niveau de zones très déformées de la faille Nord. a-b) Photos en LPNA des échantillons 09BA8B (a) et 09BA7C (b). c) Tableau montrant les paragenèses et les types de déformation et d'altération dans les roches (An = anorthite, Ep = épidote, Chl = chlorite, Hb = hornblende, Trem = trémolite, HydroGt = hydrogrenat, Zéo = zéolite, Serp = serpentine, Pr = prehnite, Cal = calcite, Pump = Pumpellyite, Tlc = talc, Sph = sphène, SV = métamorphisme dans le faciès schiste vert).

Ces roches présentent localement des textures cataclastiques et des veines de serpentine, prehnite et carbonate témoignant d'une déformation cassante lors du métamorphisme et/ou du métasomatisme de basse température *(fig.3.5c)*. Les cumulats lités de cette zone de faille ont donc subi un épisode de déformation de haute température puis un épisode d'altération à basse température vraisemblablement du fait de la circulation de fluides.

Pour résumer, le contact Nord est marqué à l'Est par une grande faille normale verticale et de haute température de direction NW – SE qui s'enracine dans la zone de transition et affecte les cumulats lités et les péridotites (dunite - harzburgite) sur une épaisseur d'au moins 80 mètres et s'étend sur au moins 200 mètres dans cette zone *(fig.3.1b)*.

Au Nord-Ouest, on constate que cette faille de haute température se prolonge dans les péridotites mantelliques *(fig.3.1b)*. Sur le terrain *(affl.14-2010)*, ces péridotites présentent une schistosité et des rubanements sub-verticaux (85°N) *(fig.3.6)* et, une texture porphyroclastique régulière parfaitement bien visible. En suivant la faille, on constate qu'elle se prolonge en réalité sur ~ 12 km puisque des « flaser » gabbros à litages sub-verticaux *(fig.3.3d)* associés à des péridotites mantelliques déformées sont encore observables à l'affleurement *15-2010 (fig.3.1)*.

Figure 3.6 : Péridotites mantelliques déformées présentant une schistosité verticale bien visible dans le paysage au niveau de l'affl.14-2010, localisé dans le prolongement Ouest de la faille Nord (cf. fig.3.1).

II.1.b. Le contact Sud

Le contact Sud *(affl.10, 11, 12-2009 et 15-2010)* est caractérisé par la présence d'une grande zone de cisaillement qui affecte la zone de transition sur ~ 500 m d'épaisseur et qui s'étend sur ~ 5 km dans la direction NW – SE (N130 - N140). Cette zone de cisaillement déforme intensément les péridotites mantelliques et les cumulats, ces derniers s'observant soit sous forme de filons intrusifs dans les péridotites, soit sous forme d'affleurements de cumulats lités. Cette zone de cisaillement est mentionnée sur la carte géologique du BRGM *(Wyns et al., 1992 ; fig.3.1a)*.

Sur le terrain, les cumulats gabbroïques apparaissent sous forme de roches verdâtres à grains très fins, aucun cristal n'étant observable à l'œil nu, présentant de fines lamines noires *(fig.3.7b-c et 3.8b)*. Les péridotites mantelliques s'observent sous forme de roches brunes totalement serpentinisées et schistosées montrant parfois un alignement des pyroxènes *(fig.3.7a-b)*.

Figure 3.7 : Caractéristiques des roches déformées au niveau de la faille Sud. a) Péridotites mantelliques serpentinisées et schistosées (affl.10-2009), b) Filon de gabbro folié intrusif dans les péridotites mantelliques déformées (affl.11-2009), et c) Morphologie en crayon d'un cumulat gabbroïque présentant une intense linéation pénétrative (affl.11-2009).

Ces roches présentent une intense déformation plastique marquée par des foliations et des linéations pénétratives *(fig.3.7)* conduisant, dans les cumulats gabbroïques, à des morphologies particulières en crayon *(fig.3.7c)*. Cette déformation est également marquée, sur le terrain, par le développement de plis de tailles métriques à millimétriques qui affectent aussi bien les péridotites mantelliques que les cumulats lités *(fig.3.8)*. A partir des observations de terrain, on constate que les péridotites et les cumulats ont été plastiquement déformés à relativement haute température dans cette zone de cisaillement ce qui a conduit à la formation de mylonites et d'ultramylonites.

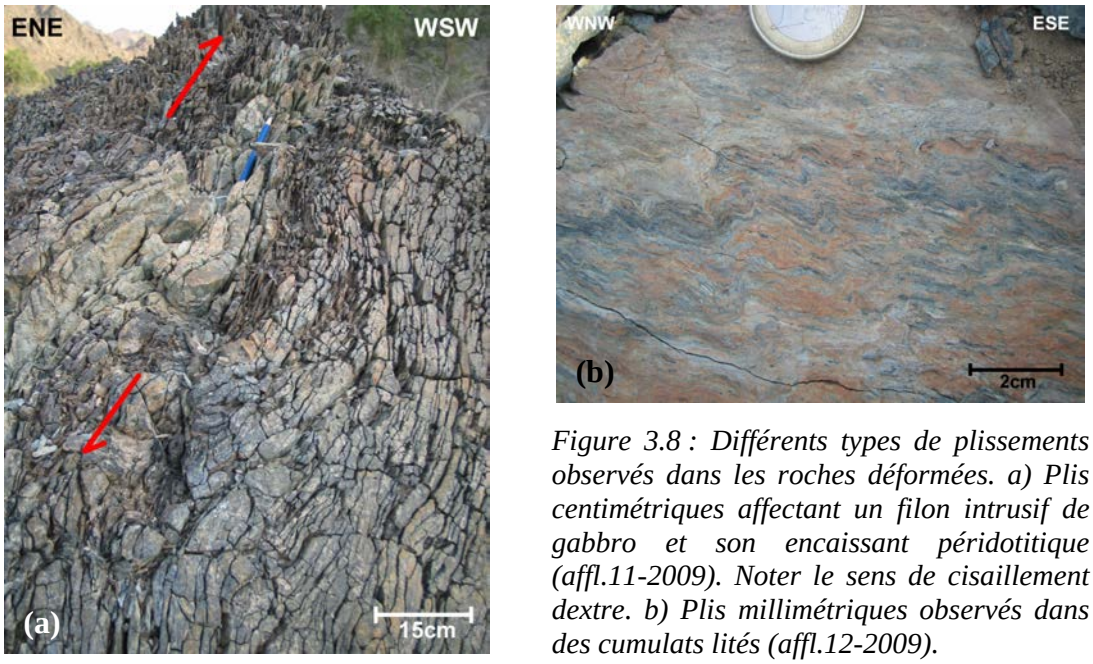


Figure 3.8 : Différents types de plissements observés dans les roches déformées. a) Plis centimétriques affectant un filon intrusif de gabbro et son encaissant péridotitique (affl.11-2009). Noter le sens de cisaillement dextre. b) Plis millimétriques observés dans des cumulats lités (affl.12-2009).

Plusieurs mylonites de cumulats et de péridotites mantelliques ont été échantillonnées et observées en lame mince *(fig.3.9)*.

Les mylonites et ultramylonites de cumulats gabbroïques présentent une matrice fine à très fine essentiellement formée de cristaux allongés et recristallisés de Plg et d'amphibole

(fig.3.9b-c-e) et parfois de chlorite (Chl) et d'amphibole (*fig.3.9d*). Cette matrice marque la schistosité et/ou la linéation des roches observée sur le terrain. Comme constaté à l'échelle macroscopique, cette schistosité montre parfois des microplissements et des bandes de cisaillement de type C-S *(fig.3.9b)*. On observe différents types de porphyroclastes selon le degré d'altération et le protolithe : des amphiboles *(fig.3.9c-e)*, des Cpx *(fig.3.9e)*, des Ol altérées en serpentine *(fig.3.9d)* et parfois des prehnites. Lorsque le degré de mylonitisation augmente, la quantité et la taille des porphyroclastes diminuent *(Comparaison fig.3.9c et 3.9e)*. Les porphyroclastes sont allongés et moulés dans la schistosité, ils présentent des indices de rotation avec le développement d'ombres de pression, du bending et des extinctions roulantes *(fig.3.9c-d-e)*. Dans certains échantillons, des plages de chlorite s'observent également sous forme de sigmoïdes *(fig.3.9d)*.

(a)

Echantillon	Protolithe	Paragenèse	Matrice / Porphyroclaste	Déformation
09BA10C	Péridotite (Hz)	Ol + Opx + Chr + Hb + Trem + Serp + Tlc + Chl + Cal / Dol	M = 85 - 90 % / P = 10 - 15 %	Mylonite / Ultramylonite
09BA11A	Roche gabbroïque	An + Chr + Ilm + Hb + Act +Trem + Pr + Zéo + Zr + Chl	M = 97 % / P = 3 %	Ultramylonite
09BA12A	Roche gabbroïque	An + Hb + Act + Trem + Ep + Zéo + Sph + Cal	M = 70 % / P = 30 %	Mylonite
09BA12B	Roche gabbroïque	An + Act + Hb + Ep + Pr + Chl + Zéo	M = 40 % / P = 60 %	Protomylonite
09BA12C	Roche gabbroïque	An + Hb + Act + Trem + Zéo + Sph	M = 93 % / P = 7 %	Ultramylonite
09BA12D	Roche gabbroïque à Ol	Chr + Chl + Act + Trem + Serp	M = 90 % / P = 10 %	Ultramylonite / Schiste à Amph
09BA12E	Wehrlite à Cpx tardif	Cpx + Ol + Chr + Mt + Trem + Serp + Chl + Dol	-	Légèrement déformée

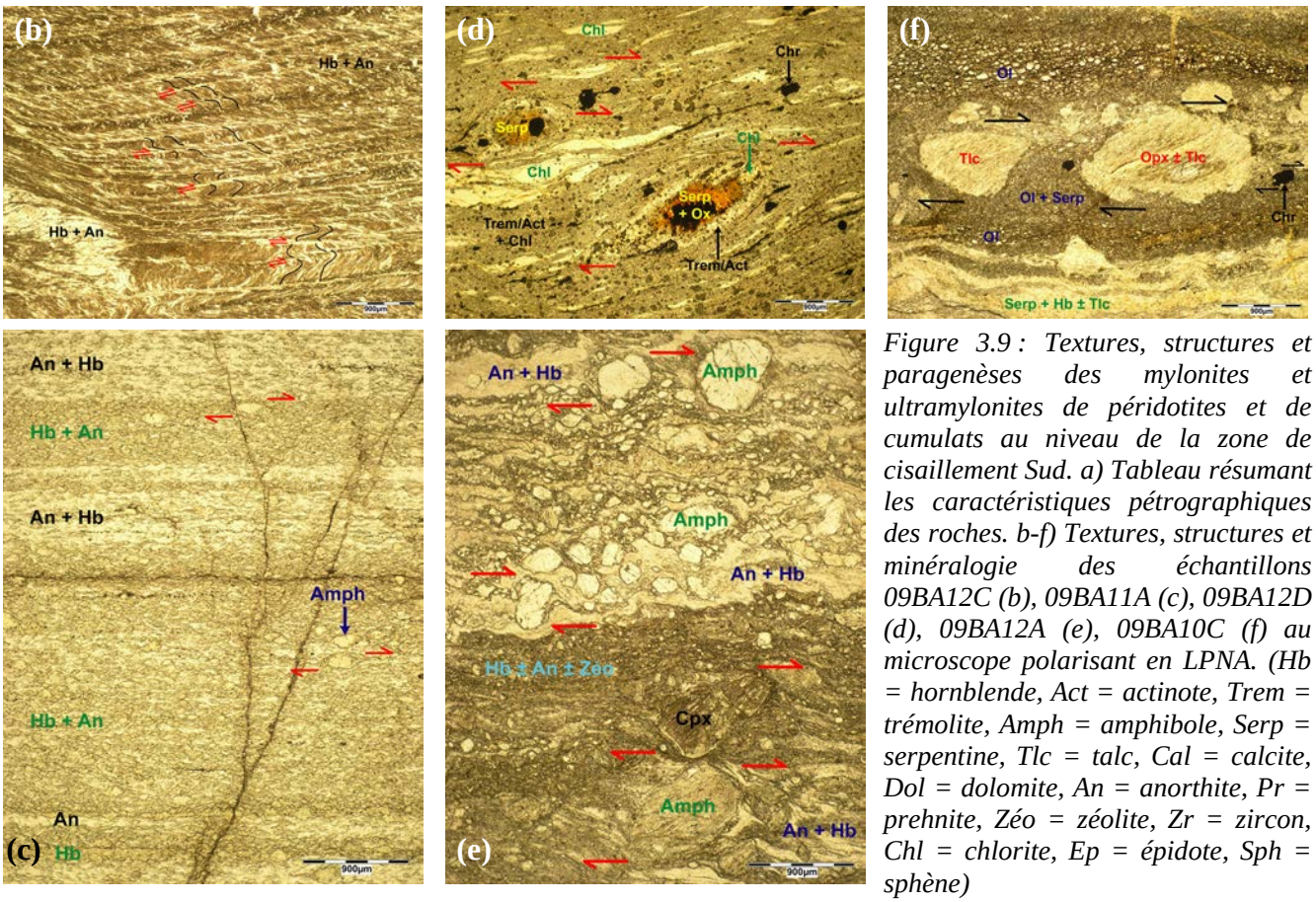


Figure 3.9 : Textures, structures et paragenèses des mylonites et ultramylonites de péridotites et de cumulats au niveau de la zone de cisaillement Sud. a) Tableau résumant les caractéristiques pétrographiques des roches. b-f) Textures, structures et minéralogie des échantillons 09BA12C (b), 09BA11A (c), 09BA12D (d), 09BA12A (e), 09BA10C (f) au microscope polarisant en LPNA. (Hb = hornblende, Act = actinote, Trem = trémolite, Amph = amphibole, Serp = serpentine, Tlc = talc, Cal = calcite, Dol = dolomite, An = anorthite, Pr = prehnite, Zéo = zéolite, Zr = zircon, Chl = chlorite, Ep = épidote, Sph = sphène)

L'ultramylonite de péridotite est caractérisée par une intense recristallisation de l'Ol et présente une alternance de lits *(fig.3.9f)*. On observe des lits à cristaux allongés d'amphibole + talc + serpentine, des lits à amphibole + Ol recristallisée et des lits à Ol recristallisée seule *(fig.3.9f)*. Les porphyroclastes observés sont des Ol, des Opx plus ou moins altérés en talc et des chromites qui présentent des indices de déformation plastique tels que des allongements et des rotations de cristaux, du bending et des extinctions roulantes *(fig.3.9f)*.

La texture, la minéralogie et les structures dans ces mylonites *(fig.3.9)* témoignent d'une déformation plastique à relativement haute température dans les conditions du faciès granulite – amphibolite (> ~ 600°C) *(Boschi et al., 2006 ; Escartin et al., 2003)*. Le développement de la paragenèse Chl + Trem-Act ± Ep ± Tlc dans plusieurs échantillons *(fig.3.9a)* et la présence de veine de zéolite, de carbonate +/- chlorite et de serpentine témoignent d'un épisode de métamorphisme et de déformation de plus basse température dans les conditions du faciès schiste vert (< ~ 500°C) *(Boschi et al., 2006)*. On a donc eu, au niveau de cette faille, un premier épisode de déformation à haute température suivi par un second épisode de déformation à basse température en présence de fluide.

L'étude des macrostructures sur le terrain *(fig.3.8a)* et des microstructures en lame mince *(fig.3.9)* permet de déterminer que ce cisaillement Sud est une faille de décrochement globalement dextre, même si des mouvements sénestres locaux sont observables, qui a fonctionné à relativement haute température.

En suivant la zone de cisaillement plus à l'Ouest *(affl.10-2009 et 15-2010 ; fig.3.1)*, on observe de nombreux dômes de granites de dimensions métriques à hectométriques intrusifs dans les péridotites mylonitiques *(fig.3.10)*. Ces intrusions de granites ont été cartographiées par le BRGM *(Wyns et al., 1992 ; fig.3.1a)*.

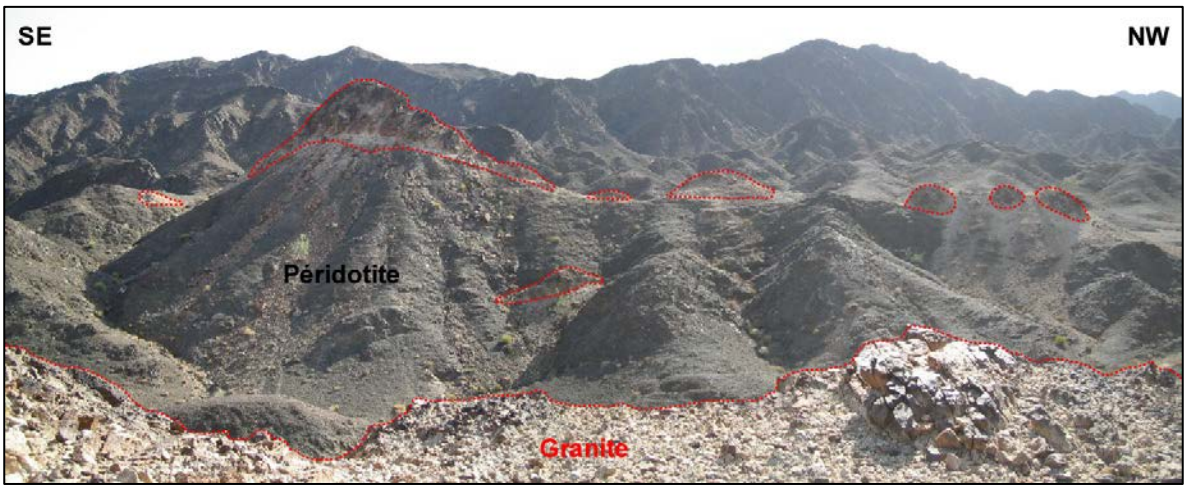


Figure 3.10 : Panorama au niveau de l'affleurement 10-2009 montrant les dômes et « pods » de granites intrusifs dans les péridotites mylonitiques. Photo prise à partir d'un des dômes de granites.

Dans le détail, ces roches sont des plagiogranites (tonalites) essentiellement constitués de Plg, de quartz et de minéraux ferro-magnésiens (micas, chlorite) *(fig.3.11b-c)*. A la base des dômes, au contact avec les péridotites mantelliques, les granites sont fortement déformés. En effet, sur le terrain, ils présentent une texture typiquement gneissique caractérisée par des Plg allongés et des schlierens de biotites *(fig.3.11a)*. Cette texture déformée est confirmée en lame mince par l'observation d'une foliation marquée par l'alternance de lits épais de quartz + feldspath et de lits fins de mica + chlorite *(fig.3.11b)*. La déformation plastique est également marquée par des extinctions roulantes dans les cristaux de plagioclase et de quartz, par la

recristallisation des cristaux de quartz et par la rotation des porphyroclastes de plagioclases présentant des queues de cristallisation *(fig.3.11b)*.

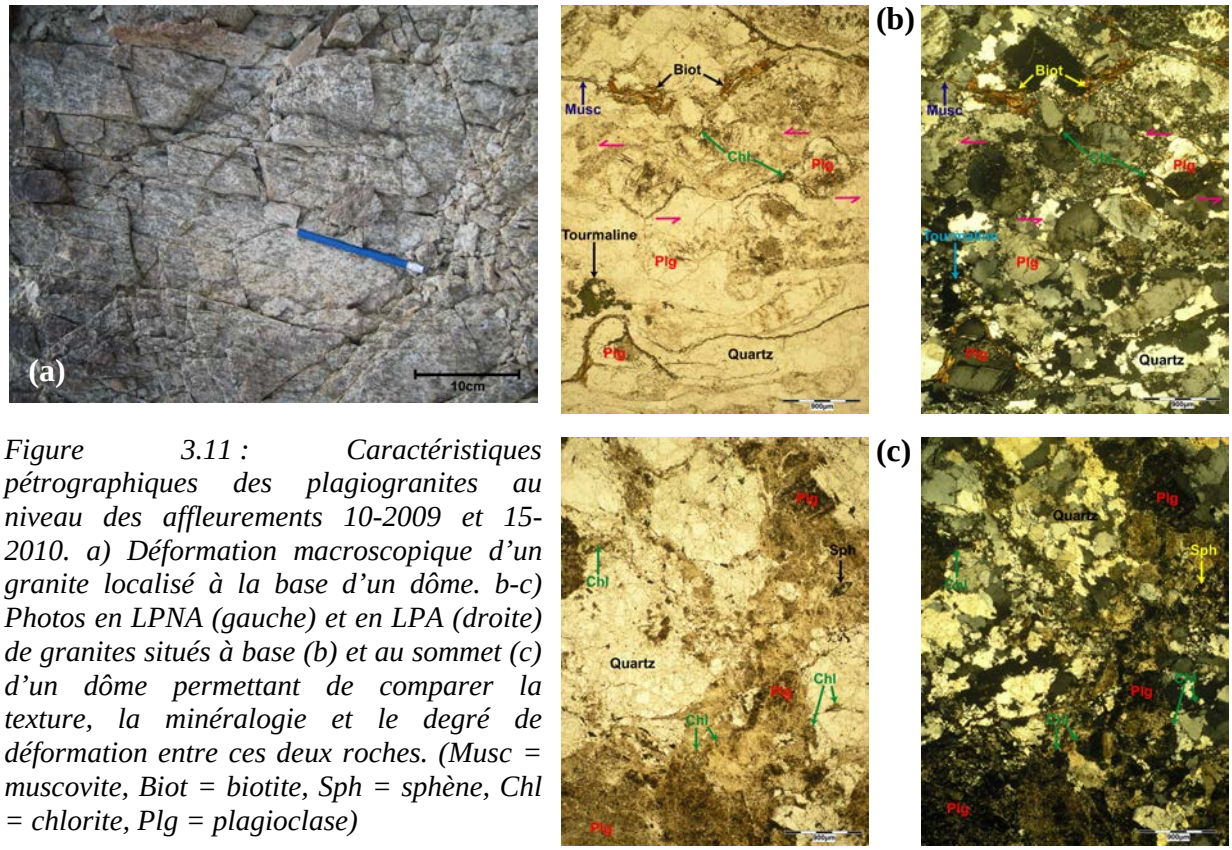


Figure 3.11 : Caractéristiques pétrographiques des plagiogranites au niveau des affleurements 10-2009 et 15-2010. a) Déformation macroscopique d'un granite localisé à la base d'un dôme. b-c) Photos en LPNA (gauche) et en LPA (droite) de granites situés à base (b) et au sommet (c) d'un dôme permettant de comparer la texture, la minéralogie et le degré de déformation entre ces deux roches. (Musc = muscovite, Biot = biotite, Sph = sphène, Chl = chlorite, Plg = plagioclase)

Vers le sommet des dômes, la déformation diminue progressivement et les plagiogranites sont de moins en moins riches en biotite ce qui leur donne une apparence plus leucocrate (plus « trondhjémitique ») et une texture grenue peu foliée. Cette évolution est confirmée en lame mince par l'absence de foliation et de micas dans les granites du sommet *(fig.3.11c)*. Ces derniers montrent tout de même une légère déformation plastique marquée par la recristallisation et les extinctions roulantes des cristaux de quartz *(fig.3.11c)*. On peut noter qu'en plus du degré de déformation, la composition minéralogique globale des plagiogranites varie de la base au sommet des dômes. En effet les granites déformés (base) présentent des Plg de composition An60-80, des micas de type biotite et muscovite, des chlorites et de nombreux minéraux accessoires tels que la tourmaline, le zircon, la monazite et le xénotime *(fig.3.11b)* tandis que les granites non déformés (sommet) présentent des Plg albitiques (An92-99), des chlorites et des minéraux accessoires tels que le sphène et l'apatite *(fig.3.11c)*. Ceci reflète une différenciation du magma granitique lors de la mise en place et de la cristallisation de ces roches.

La forte déformation plastique des plagiogranites au contact des péridotites mantelliques témoigne de l'injection du liquide granitique au cours de la déformation de ces dernières. La température et la quantité d'eau dans cette zone de cisaillement était donc suffisante (800° - 950°C) pour initier une fusion partielle hydratée des roches gabbroïques ou des péridotites à l'origine du liquide granitique *(Amri et al., 1996 ; Koepke et al., 2004 ; Rollinson et al., 2009)*.

Outre leur présence sous forme de dômes, les granites s'observent également sous forme de « pods » *(fig.3.10 et 3.12)* ou de filons métriques à pluri-métriques intrusifs et boudinés dans les péridotites mantelliques *(fig.3.12)*. Lorsque des niveaux de gabbros sont présents dans ces dernières, les injections de granite sont parallèles au litage de ces gabbros. Les intrusions granitiques sont spatialement distribuées dans les péridotites sur une superficie de plus de 200 m^2 selon nos données de terrain.

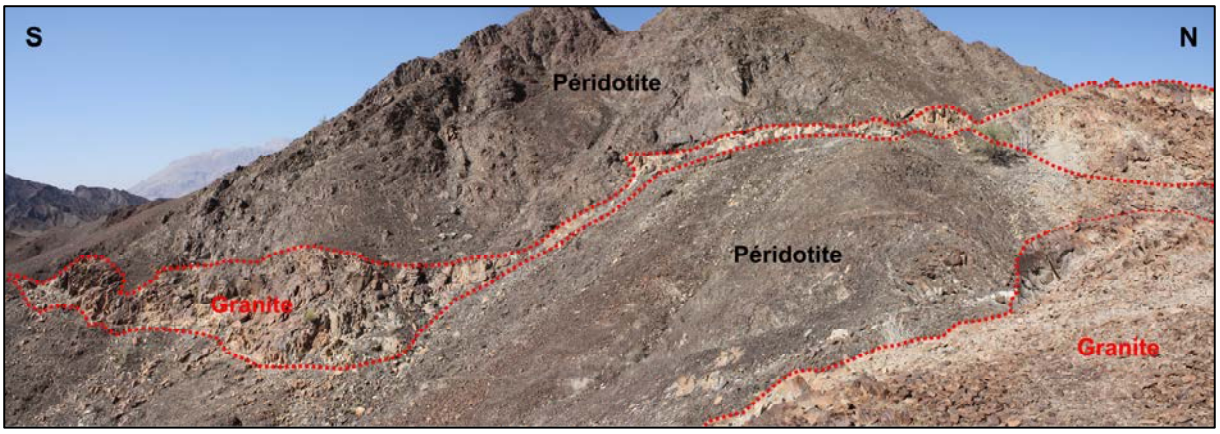


Figure 3.12 : Panorama au niveau de l'affleurement 15-2009 montrant un filon de plagiogranite intrusif boudiné dans les péridotites mylonitiques. Noter la présence d'un « pod » de plagiogranite à droite.

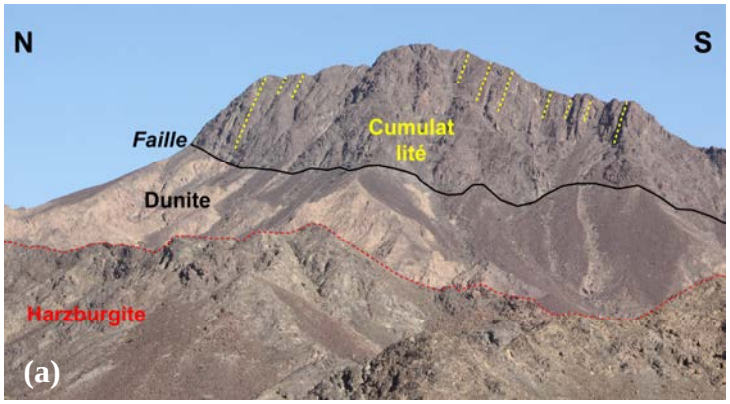
Les mylonites de haute température caractéristiques de cette zone ont également été observées dans les cumulats lités à l'Est du massif *(affl.7-2010, fig.3.1b)*. L'occurrence de ces mylonites reflète soit un prolongement du contact Sud vers l'Est, soit une faille contemporaine de l'activité du cisaillement Sud à l'Est du massif.

On peut noter qu'à l'affleurement *15-2010*, on observe aussi bien les mylonites de haute température du cisaillement Sud que les « flaser » gabbros de la faille Nord. La coexistence de ces deux faciès semble montrer que ces deux accidents majeurs, qui se rejoignent à l'Ouest du massif, sont sub-contemporains *(fig.3.1b)*. Il est remarquable de constater que c'est au point de rencontre de ces deux accidents majeurs que se sont intrudés les plagiogranites *(fig.3.1b)*.

II.1.c. Les autres contacts

Au niveau de certains affleurements localisés à l'Ouest du massif *(affl.15-2009 et 31-2010 ; fig.3.1)*, les cumulats lités sont situés juste au dessus des dunites et des harzburgites ce qui donne l'impression d'un contact manteau/croûte normal avec un Moho horizontal *(fig.3.13a)*. Cependant, en regardant de plus près, les cumulats lités sont redressés avec des litages sub-verticaux indiquant donc un contact anormal *(fig.3.13a)*. En effet, le contact entre les cumulats et les péridotites est marqué par une faille serpentineuse horizontale (pendage ~ 15E) riche en carbonates et de direction N – S (N140) *(fig.3.13)*. De part et d'autre de cette faille, les cumulats et les péridotites sont fortement déformés. Les cumulats présentent des lits ultramafiques totalement schistosés et des indices de déformation intracristalline en lame mince (bending, extinction roulante, etc…) et les péridotites s'observent sous forme de mylonites de serpentine à schistosité sub-verticale *(fig.3.13b)*. Cette faille horizontale ayant fonctionné à basse température, la déformation plastique observée dans les roches et la verticalité des marqueurs structuraux ne sont pas liées à cette dernière mais résultent des deux accidents majeurs affectant le massif. Ces failles sub-horizontales sont des failles de

décollement tardives qui ont permis la mise en place de « chapeaux » de cumulats lités sur les péridotites mantelliques *(fig.3.13a)*.



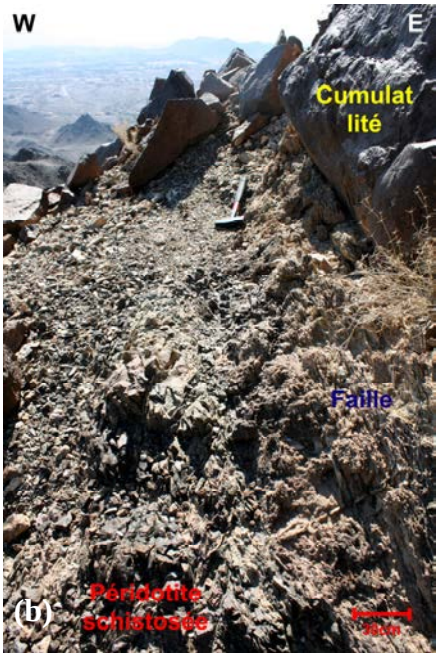
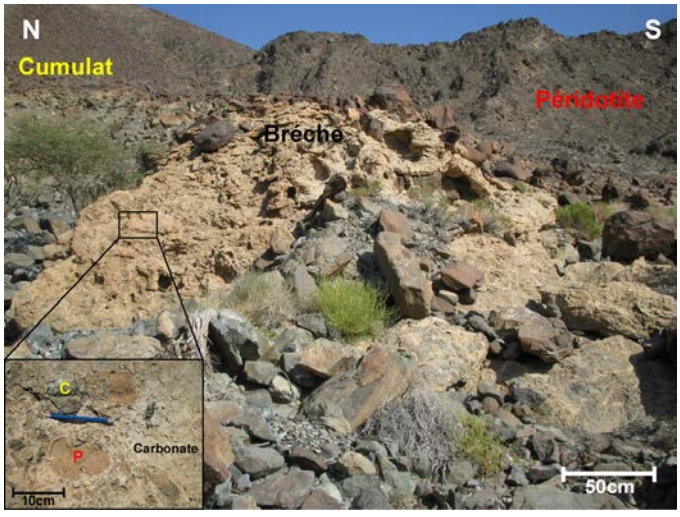


Figure 3.13 : Contact manteau/croûte à l'Ouest du massif (affl.31-2010). a) Panorama montrant un « chapeau » de cumulat lité sur les péridotites. Noter la verticalité des litages dans les cumulats et le contact horizontal. b) Détail sur la zone de contact montrant la présence d'une faille serpentineuse et carbonatée de basse température.

D'autres contacts manteau/croûte ont été observés au Sud *(affl.13-2009)* et à l'Est *(affl.2-2009, fig.3.14)* du massif et correspondent à des failles de basse température tardives par rapport aux deux accidents majeurs. Le premier contact est une faille de décollement sub-horizontale riche en serpentine de direction NW – SE. Au contact, les cumulats lités et les péridotites sont peu, voire pas déformés. Le deuxième contact correspond à une brèche carbonatée de direction globale W – E présentant des blocs de péridotites et de cumulats *(fig.3.14a)*. Les cumulats au contact présentent en lame mince une texture cataclastique et un métamorphisme dans des conditions s'étalant depuis celles du faciès prehnite-pumpellyite jusqu'à celles du faciès schiste vert (chlorite, prehnite, carbonate) *(fig.3.14b)*.



(a)

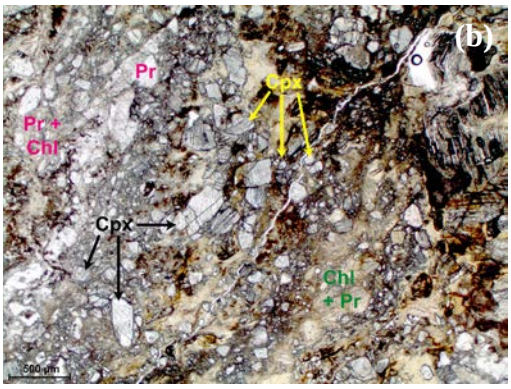


Figure 3.14 : Contact manteau/croûte à l'affleurement 2-2009. a) Brèche carbonatée à enclaves de péridotites (P) et de cumulats (C). b) Photo en LPNA d'un cumulat gabbroïque présentant une déformation cataclastique (Pr = prehnite, Chl = chlorite, Cpx = clinopyroxène).

II.2. La section crustale

II.2.a. Le complexe filonien

Mon étude de terrain est essentiellement basée sur la section crustale profonde de l'ophiolite, cependant la croûte de ce massif n'ayant jamais été explorée, il est important de noter que des dykes appartenant au complexe filonien ont été observés au Sud-Ouest du massif lors de la campagne de 2010 *(fig.3.1, affl.16 à 19-2010)*. Les affleurements montrent des dykes de diabase parallèles intrusifs dans des roches gabbroïques. Les dykes sont parfois très abondants mais ne sont jamais jointifs et ils présentent une texture à grains fins *(fig.3.15a)*. Les gabbros associés sont massifs et présentent généralement une texture à gros grains, ce qui les distingue des diabases *(fig.3.15a)*. Ils ne présentent jamais de litage mais parfois une fine lamination (alignement des cristaux).

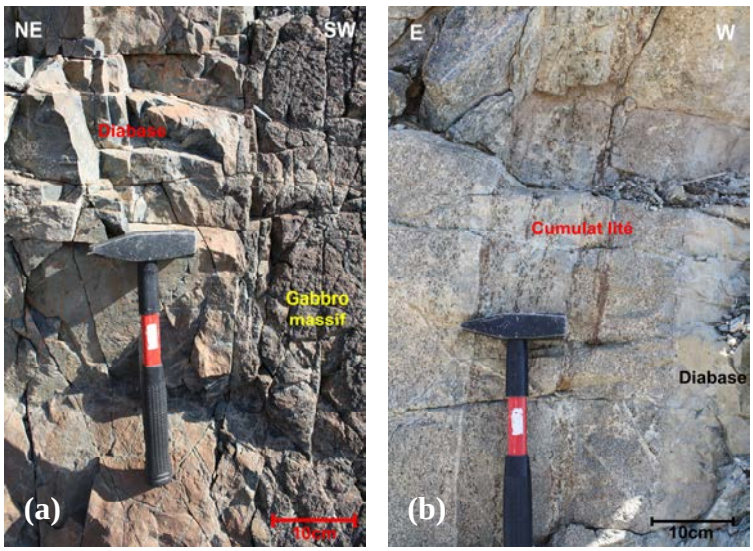


Figure 3.15 : Dykes de diabase intrusifs dans des roches gabbroïques. a) Dyke du complexe filonien s'injectant dans un gabbro massif (affl.18-2010), b) Filon de diabase s'injectant dans les cumulats lités (affl.34-2010).

Ces observations de terrain montrent qu'on se situe stratigraphiquement à la base du complexe filonien (i.e. dykes de diabase séparés par des écrans de gabbros isotropes voire laminés, *cf. introduction, paragraphe III.3.c*). Ces dykes de diabase ont une direction moyenne N120 et sont sub-verticaux (60° - 70°). La direction dominante des dykes indiquant l'orientation de la paléoride, cette valeur est en accord avec la direction NW – SE déterminée pour la dorsale dans cette zone de l'ophiolite *(Nicolas et al., 2000, cf. introduction)*.

De rares filons et dykes de diabase ont également été observés plus profondément, dans l'unité des cumulats *(fig.3.1b)*. A l'affleurement *23-2010*, de nombreux filons de diabases de quelques décimètres s'injectent dans les cumulats massifs de la section crustale profonde donnant un aspect « lité » à ces affleurements. Ces filons sont fortement pentés (50°) et présentent une direction perpendiculaire à celles des dykes du complexe filonien et des litages des cumulats. A l'affleurement *34-2010* un gros filon de diabase s'injecte dans les cumulats lités *(fig.3.15b)*. Ce dyke est sub-vertical (70°) et sécant sur le litage des cumulats. Comme les filons précédents, il a une direction différente des dykes du complexe filonien. La présence de filons de diabase dans la section crustale profonde n'est pas étonnante vu que ces structures s'observent couramment dans les différents niveaux structuraux de l'ophiolite d'Oman *(Rothery, 1983 ; Umino et al., 2003)*.

II.2.b. La section crustale profonde

Dans la section crustale profonde du massif de Bahla, on a pu déterminer deux unités lithologiques distinctes à partir des observations de terrain : des cumulats massifs et des cumulats lités *(fig.3.1b)*.

Les cumulats massifs sont concentrés dans la partie Est du massif et sont en contact avec les cumulats lités au Nord et au Sud *(fig.3.1b)*. Ils forment généralement des paysages homogènes *(fig.3.16a)* et affleurent souvent en forme de « boules ». Ces cumulats ne présentent jamais de litage franc ; ils montrent soit des litages discrets marqués le plus souvent par des litages modaux sur le terrain *(fig.3.16b)*, soit des laminations minéralogiques (alignement des cristaux) donnant parfois un aspect moucheté à la roche *(fig.3.16c-d)*. C'est à partir de ces caractéristiques que ces roches ont été nommées sur le terrain « cumulats massifs ». Quand on regarde en détail la minéralogie de ces cumulats, ce sont essentiellement des roches gabbroïques de type gabbro (s.l.), gabbro à Opx précoce, gabbro à Ol (s.l.), gabbro à Ol et à Opx tardif et gabbronorite (s.l.) *(cf. chap.1)*. Mis à part le filon de diabase observé à l'affl.23-2010 *(cf. paragraphe précédent)*, on peut noter que les cumulats massifs ne sont jamais recoupés par des intrusions, du moins dans les affleurements étudiés.

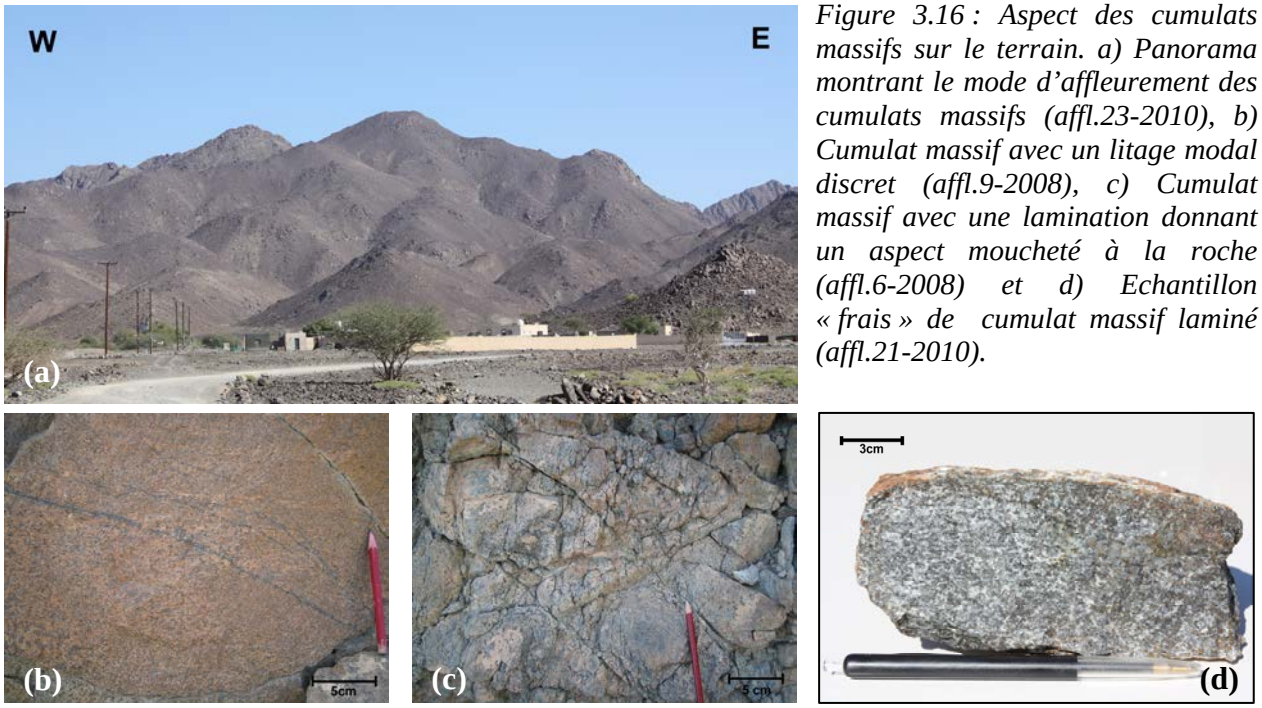


Figure 3.16 : Aspect des cumulats massifs sur le terrain. a) Panorama montrant le mode d'affleurement des cumulats massifs (affl.23-2010), b) Cumulat massif avec un litage modal discret (affl.9-2008), c) Cumulat massif avec une lamination donnant un aspect moucheté à la roche (affl.6-2008) et d) Echantillon « frais » de cumulat massif laminé (affl.21-2010).

Les cumulats lités constituent la majeure partie de la section crustale de ce massif *(fig.3.1b)*. Ils sont particulièrement bien visibles dans le paysage, et contrastent bien avec les cumulats massifs précédents, par l'alternance de bancs sombres et de bancs clairs *(fig.3.17a)* ou l'alternance de bancs à relief positif (bosse) et de bancs à relief négatif (creux) *(fig.3.17b)*. Ces différences de teintes et de reliefs sont directement liées aux minéraux constitutifs des bancs. Ainsi les bancs clairs et les bancs à relief positif correspondent à des roches mafiques (i.e. riches en Plg) et, les bancs sombres et les bancs à relief négatif correspondent à des roches ultramafiques (i.e. riches en minéraux ferromagnésiens, Ol et Cpx). Ces roches ultramafiques correspondent aussi bien à des mélagabbros, des mélagabbronorites et des mélatroctolites qu'à des pyroxénites (i.e. clinopyroxénites) et des péridotites (i.e. wehrlites (s.l.), dunites (s.l.)) (*cf. chap.1)*. De ce fait, les alternances de bancs mafiques et ultramafiques observées sur le terrain correspondent soit à des litages modaux et/ou d'ordre de cristallisation entre des roches d'une même famille, soit à des litages de phase et/ou d'ordre de cristallisation entre des roches de familles différentes.

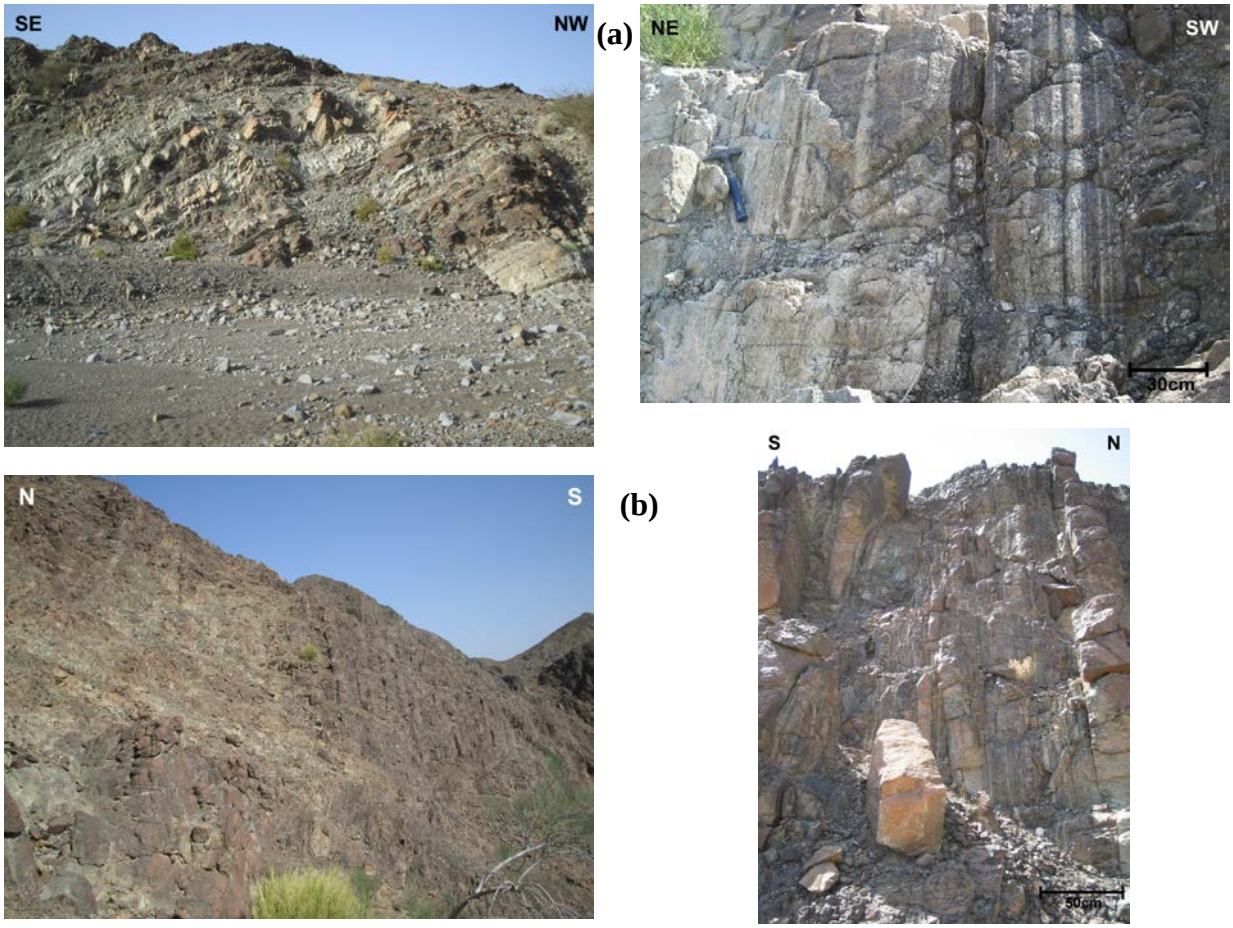


Figure 3.17 : Caractéristiques des cumulats lités dans le paysage (gauche) et à l'affleurement (droite). a) Cumulats montrant des alternances de bancs sombres et de bancs clairs à l'affl.8-2008 et b) Cumulats montrant des alternances de bancs avec des reliefs différents à l'affl.14-2008.

Dans le paysage, les bancs apparaissent pluri-centimétriques *(fig.3.17a)* à centimétriques *(fig.3.17b)* et les contacts interbancs semblent francs. Cependant, sur l'affleurement, le litage est généralement plus complexe car chaque banc (mafique et ultramafique) est en réalité souvent constitué d'une multitude de lits (mafique et ultramafique) centimétriques à millimétriques *(fig.3.17 et 3.18)* et les contacts entre bancs sont souvent progressifs *(fig.3.17)*. On peut noter que les bancs de pyroxénites et de péridotites sont généralement faiblement lités comparés aux bancs gabbroïques (mafique et ultramafique) qui sont souvent finement lités *(fig.3.18)*.

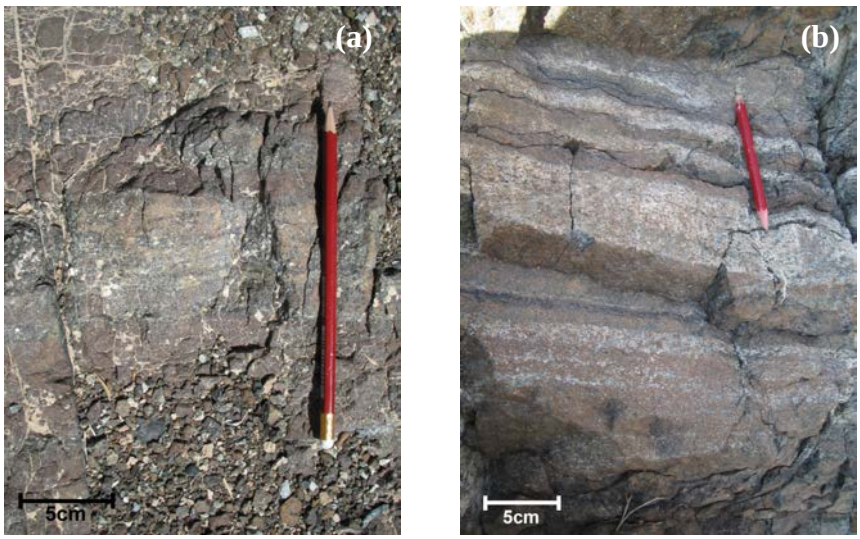


Figure 3.18 : Détails sur les litages internes dans des bancs ultramafiques. a) Banc de péridotite lité à l'affl.3-2008 et b) Banc de mélagabbro lité à l'affl.17-2008. Noter que les lits sont plus nombreux et plus visibles dans le banc de mélagabbro que dans celui de péridotite.

Il faut noter que, sur l'ensemble des affleurements étudiés, les litages sont toujours réguliers et aucun litage dynamique n'a été observé.

Dans les zones étudiées, les cumulats lités sont rarement recoupés par des filons. Outre le dyke de diabase *(cf. paragraphe II.2.a),* les deux seuls filons observés *(affl.7-2009)* sont des filons centimétriques de gabbros à grains fins homogènes ou à bordures harrissitiques discordants sur le litage des cumulats *(fig.3.19a).* Plusieurs « pods » métriques de gabbros à grains fins globalement orientés E-W ont également été observés recoupant les cumulats lités à l'Ouest du massif *(affl.16/19-2008, fig.3.19b).* Ces « pods » sont très locaux et aucune autre occurrence n'a été notée dans le massif. On peut enfin noter que c'est dans ce massif que l'on a observé des imprégnations de norite dans les cumulats lités *(cf. chap.1).*

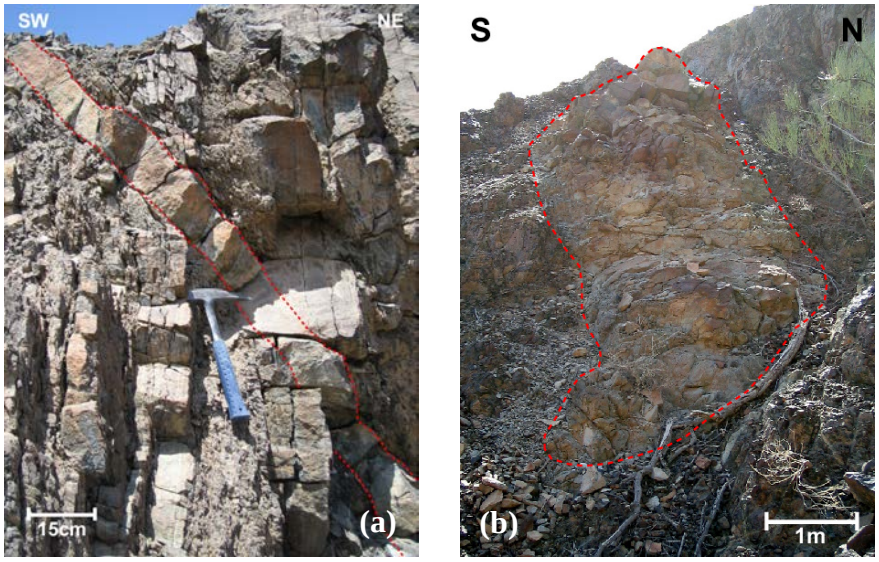


Figure 3.19 : Exemples d'intrusions gabbroïques dans les cumulats lités. a) Filon de gabbro à grains fins discordant sur le litage des cumulats à l'affl.7-2009, b) « Pod » de gabbro à grains fins sécant sur le litage des cumulats à l'affl. 16-2008.

Il est important de noter qu'à l'Est du massif *(affl.3/4/5-2009)* des intrusions métriques à pluri-métriques de péridotites homogènes (wehrlite (s.l.) et cumulat wehrlitique) s'observent dans les cumulats lités. Les relations entre ces derniers et les intrusions sont variées. Dans certains cas, les intrusions de péridotites recoupent le litage des cumulats et on observe parfois au contact des indices de déformation dans les litages *(fig.3.20a).* Dans d'autres cas, les péridotites s'injectent entre les bancs des cumulats lités donnant l'impression d'un « pseudo litage » entre les péridotites et les cumulats *(fig.3.20b).* Les péridotites affleurent également sous forme de grandes masses homogènes présentant des enclaves métriques de cumulats lités généralement altérés et fracturés *(fig.3.20b).* La déformation du litage dans les cumulats ainsi que l'injection des péridotites entre les bancs des cumulats lités indiquent que ces derniers n'étaient pas totalement consolidés lors de la mise en place de ces intrusions. Ces intrusions ultramafiques sont proches de celles décrites dans les massifs de Hilti et de Haylayn *(Ernewein, 1987 ; Juteau et al., 1988)* et interprétées comme des intrusions tardives issues d'un épisode magmatique légèrement postérieur à la mise en place des cumulats lités *(cf. introduction).* Cependant, contrairement à ces massifs, les intrusions observées à Bahla sont rares et de faible extension et ne sont localisées que dans une zone restreinte du massif (~ 170 m^2) se situant à proximité d'une grande faille de glissement *(fig.3.1a).*

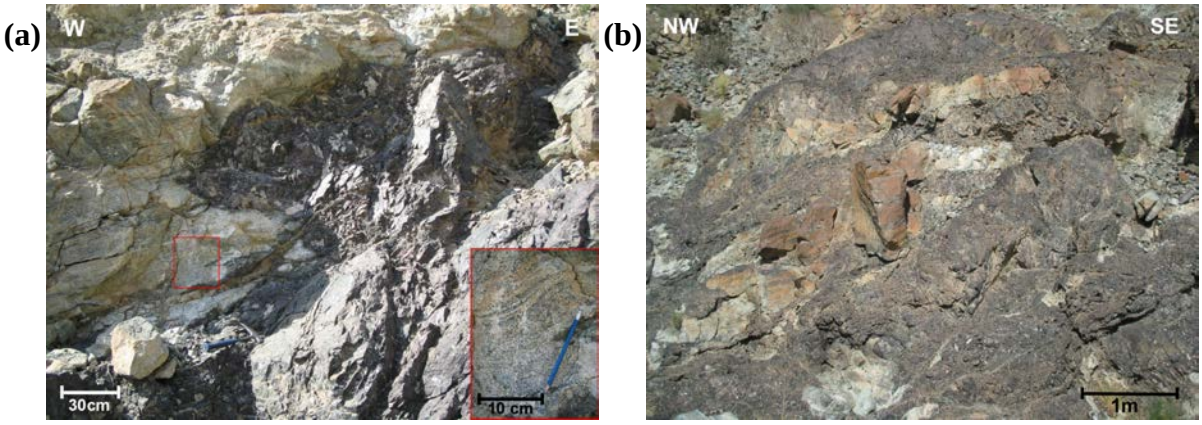


Figure 3.20 : Intrusions de péridotites dans les cumulats lités. a) Péridotites recoupant le litage des cumulats et détail (à droite) sur la déformation des litages au contact intrusion/cumulats lités, b) Injections de péridotites entre les bancs des cumulats lités et enclave de cumulat lité dans la masse de péridotite (en bas).

La zone de Taymisah, située à l'Est de la section crustale principale, est fortement tectonisée *(fig.3.1a)*. Cette zone n'ayant été que très succinctement étudiée sur le terrain, il est difficile de comprendre les relations entre les différentes lithologies. D'un point de vue purement descriptif, on peut distinguer deux parties dans cette zone. La partie Sud *(affl.24 et 26-2008)* est essentiellement formée de masses homogènes de dunites (s.l.) et de wehrlites (s.l.) présentant des enclaves métriques à pluri-métriques, généralement anguleuses, de cumulats lités *(fig.3.21)*. Ces cumulats montrent soit un litage bien marqué avec des alternances de bancs ou de lits centimétriques, soit un litage plus fin et plus discret *(fig.3.21)*. La partie Nord *(affl.23 et 25-2008)* est essentiellement composée de cumulats gabbroïques relativement massifs et de wehrlites (s.l.). A certains endroits, les cumulats forment des « chapeaux » au dessus de la wehrlite et à d'autres, ils forment des bancs qui alternent avec des bancs métriques à pluri-métriques de wehrlites.

Figure 3.21 : Masse de dunites/wehrlites présentant des enclaves de cumulats lités dans la partie Sud de la zone de Taymisah (affl.24-2008).

III. Etude géochimique

Dans cette partie, j'étudie la composition des minéraux en éléments majeurs et en éléments en traces des différents échantillons récoltés lors des diverses campagnes effectuées dans ce massif. Les échantillons de la campagne de 2010 ont été analysés alors que j'avais déjà rédigé le chapitre pétrographie de ma thèse où je propose une nouvelle classification des roches cumulatives d'Oman *(cf. chap.1)*. Seuls deux échantillons (10BA35B et 10BA36), parmi la quarantaine récoltée lors de cette campagne, ne s'inséraient pas dans ma nomenclature. Ce sont des cumulats ultrabasiques présentant des Ol en phase cumulus et des Opx, des Cpx et des Plg en phase post-cumulus. Dans ces échantillons, les Opx sont automorphes à sub-automorphes et contiennent des cristaux arrondis d'Ol tandis que les deux autres phases post-cumulus, généralement moins abondantes, s'observent essentiellement sous forme de cristaux xénomorphes et/ou poecilitiques. Les Opx apparaissent donc plus précoces que les Cpx et les Plg et leur cristallisation semble sub-contemporaine voire légèrement plus tardive que celle des Ol. De ce fait, selon ma logique de classification, ces échantillons ont été nommés harzburgites à Cpx et Plg (séquence de cristallisation : Ol – Ol + Opx – Opx + Cpx + Plg – Cpx + Plg).

Dans cette étude géochimique, je présente des compositions moyennes par minéraux et par échantillons *(cf. annexe 1B)* car les compositions de chaque phase minérale sont homogènes mais aussi pour une meilleure lisibilité des diagrammes. Pour la composition en éléments majeurs des minéraux, je ne considérerai que les éléments relativement abondants et montrant des variations chimiques significatives entre les échantillons. Je vais dans un premier temps examiner la composition des minéraux en éléments majeurs et en éléments en traces dans les différentes lithologies du massif, puis j'étudierai les variations chimiques à différentes échelles dans les cumulats lités : coupes d'environ 5 m levées selon un échantillonnage décimétrique et profils de 3 cm à 7 cm réalisés à l'interface entre des lits.

III.1. Composition des minéraux en éléments majeurs à l'échelle du massif

Dans cette partie, je n'étudierai que les variations de compositions entre les différentes lithologies du massif mais je ne parlerai pas des variations de compositions entre les différents types de cumulats (i.e. massifs ou lités) ou entre les différentes zones du massif car : 1) les cumulats massifs ont été peu échantillonnés par rapport aux cumulats lités *(cf. fig.3.1)*, 2) la densité d'échantillonnage n'est pas homogène à l'échelle du massif, les échantillons de la zone Est étant plus abondants *(cf. fig.3.1)*, et 3) les différents types de cumulats et les échantillons récoltés dans les différentes zones du massif montrent des gammes de compositions globalement équivalentes.

Le massif de Bahla présente une grande diversité de lithologies avec cependant une prédominance des roches gabbroïques (~ 88 % des échantillons). Les faciès les plus abondants sont les gabbros à Ol (s.l.) et les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) qui représentent environ 58 % des échantillons récoltés.

III.1.a. Composition des Clinopyroxènes

Les Cpx des échantillons crustaux du massif de Bahla sont des diopsides et des augites magnésiennes (40 % < Wo < 50%) *(fig.3.22a)*. Leurs teneurs en enstatites sont comprises entre 44,7 % et 52,2 % et leurs teneurs en ferrosilite s'échelonnent de 1,46 % à 9,4 %. Ces pyroxènes ont généralement des pourcentages de wollastonite compris entre 41 % et 49,6 %, seul un mélagabbro à Ol présente des Cpx avec des compositions anormalement calciques (Wo ~ 51,9 %) par rapport aux autres échantillons *(fig.3.22a)*.

Dans le diagramme de composition des pyroxènes (En - Wo - Fs), les gabbros à Ol (s.l.) et les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) forment globalement un nuage de points allongé dans la direction du pôle Wo *(fig.3.22b)*. Ce nuage est centré sur des valeurs moyennes En ~ 48 % et Fs ~ 5 % pour des teneurs en wollastonite variables s'échelonnant de 41 % à 49 %, la majorité des échantillons étant concentrée dans la partie supérieure du nuage vers des valeurs Wo > 45 %. Les troctolites (s.l.) et les gabbros à Opx tardif sont également regroupés dans la partie haute de ce nuage. Les Cpx des gabbronorites (s.s.) ainsi que des leucotroctolites et troctolites à 2 Px tardifs sont essentiellement concentrés dans le domaine des diopsides et sont généralement plus riches en fer (Fs > 5,5 %) par rapport à la majorité des échantillons de ce domaine, le faciès montrant les Cpx les plus ferreux étant une gabbronorite. On note que les Cpx des gabbronorites à Ol (s.l.) sont généralement plus pauvres en calcium (Wo < 46 %) et plus riches en magnésium (Ens > 46 %) que ceux des gabbronorites. Les Cpx des péridotites/pyroxénites présentent des compositions globalement équivalentes à ceux de la plupart des roches gabbroïques et se situent généralement dans le nuage défini par les gabbros à Ol (s.l.) et les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) *(fig.3.22)*. Comme pour la majorité des lithologies, ils sont concentrés dans le domaine des diopsides, cependant on constate que certaines wehrlites (s.l.) ont des Cpx pauvres en fer (Fs < 3 %) et/ou riches en calcium (Wo > 49 %) par rapport à ceux de la plupart des roches gabbroïques.

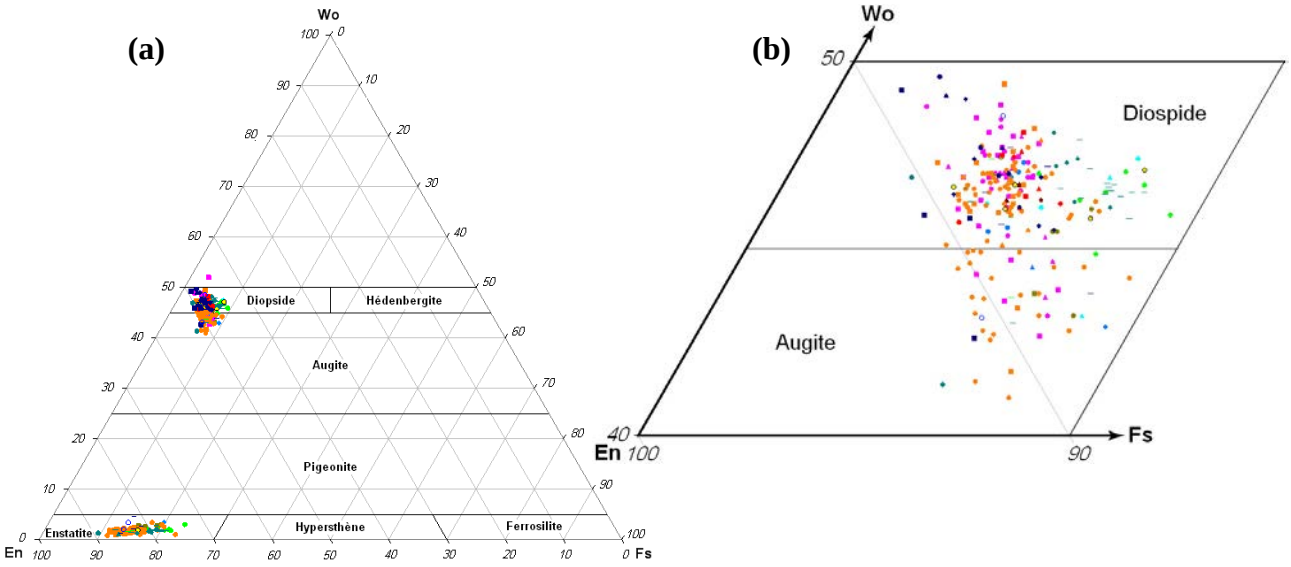


Figure 3.22 : a) Composition des Cpx dans les différentes lithologies du massif de Bahla (En : $Mg_2Si_2O_6$, Wo : $Ca_2Si_2O_6$, Fs : $Fe_2Si_2O_6$). La composition des Opx en équilibre avec les Cpx est également reportée. b) Détail du diagramme. Pour une meilleure lisibilité le Cpx anormalement riche en calcium observé dans un mélagabbro (fig. a) n'a pas été reporté dans ce diagramme détaillé. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire (page 684), les harzburgites à Cpx et Plg sont symbolisées par un cercle bleu.

Les Cpx de l'ensemble des échantillons du massif de Bahla montrent une gamme de composition relativement étendue en XMg (80,1 % à 94,6 %) *(fig.3.23)*. Les roches gabbroïques décrivent quasiment l'ensemble du spectre de composition des Cpx avec des XMg variant de 80,1 % à ~ 92 %, les Cpx les plus ferreux s'observant dans une gabbronorite (s.s.) et les plus magnésiens se trouvant dans une troctolite à 2 Px très tardifs. Dans cette famille, les Cpx présentent schématiquement deux gammes de compositions distinctes définies par les différentes lithologies *(fig.3.23)*. La première est relativement étendue avec des valeurs de XMg comprises entre 83 % et 91,2 %, et est essentiellement portée par les gabbros à Ol (s.l.) et les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.). Dans cet intervalle, on constate que

les Cpx des mélagabbros à Ol et ceux à Ol et à Opx tardif sont majoritairement concentrés autour d'une teneur en XMg relativement élevée de ~ 89 %. La seconde gamme de composition est plus restreinte avec des XMg compris entre ~ 80 % et ~ 83 % et est définie par la majorité des gabbronorites (s.l.) et des leucotroctolites et troctolites à 2 Px tardifs. La plupart des Cpx s'observant dans les autres lithologies présentent la même gamme de composition que ceux des gabbros à Ol (s.l.) et des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.). Parmi ces lithologies, on constate cependant que les Cpx de la troctolite (s.s.) et de la majorité des troctolites à Cpx (s.l.), sont concentrés vers de fortes valeurs de XMg (> 88 %), que ceux des gabbros (s.l.) et des gabbronorites à Ol (s.l.) sont regroupés vers de faibles valeurs de XMg (< 87,5 %) et que les Cpx des gabbros à Opx tardif (s.l.) ont des compositions intermédiaires (85,5 % < XMg < 88,1 %). Par rapport à l'ensemble des roches gabbroïques, les Cpx des péridotites/pyroxénites sont globalement plus magnésiens avec des valeurs de XMg comprises entre 83 % et 94,6 % *(fig.3.23)*. Cependant la majorité des Cpx de ces roches est concentrée dans un intervalle de XMg plus restreint s'échelonnant de 86,2 % à 91 % et montre donc des compositions équivalentes aux roches gabbroïques les plus magnésiennes. De part et d'autre de cet intervalle, les Cpx les plus magnésiens (XMg > 91,5 %) et les plus ferreux (XMg< 86 %) s'observent dans des wehrlites à Cpx précoce (s.l.). Parmi ces péridotites/pyroxénites, on note que les wehrlites à Cpx précoce (s.s.) et celles à Cpx et Plg tardifs montrent de fortes valeurs de XMg (> 88,7 %) tandis que les clinopyroxénites (s.l.) ont des valeurs de XMg relativement faibles (< 89 %).

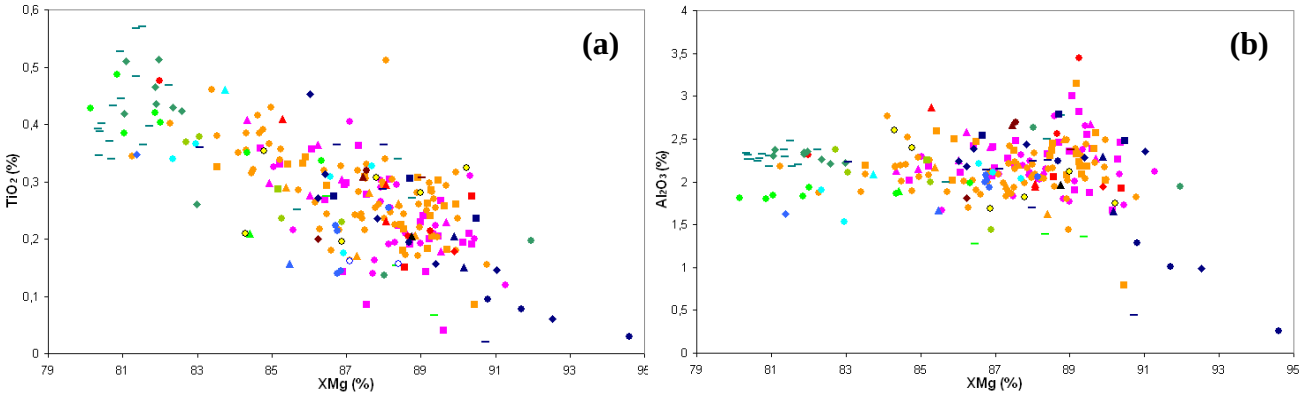


Figure 3.23 : Composition des Cpx en titane (a) et en aluminium (b) en fonction du XMg du Cpx dans les différentes lithologies du massif de Bahla. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire, les harzburgites à Cpx et Plg sont symbolisées par un cercle bleu.

Dans l'ensemble des échantillons, les Cpx présentent des teneurs en titane comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,08 %, *cf. annexe 1*) et 0,57 % *(fig.3.23a)*. Dans les deux familles de roches ils montrent globalement les mêmes gammes de composition, cependant les plus titanifères (TiO_2 > ~ 0,45 %) ne s'observent que dans certaines roches gabbroïques. Les gabbros à Ol (s.l.) et les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) présentent des Cpx avec des teneurs en titane variées comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection) et 0,51% mais la plupart est concentrée dans l'intervalle 0,14 % < TiO_2 < 0,35 %. La majorité des autres lithologies gabbroïques est également regroupée dans cet intervalle de composition, des troctolites à 2 Px très tardifs et des gabbros à Opx tardif montrant les Cpx les moins titanifères (TiO_2 ~ 0,14 %) et des gabbros (s.s.) contenant les plus titanifères (TiO_2 ~ 0,3 %). La plupart des gabbronorites (s.s.) ainsi que des leucotroctolites et troctolites à 2 Px tardifs montrent des compositions en titane dans les Cpx différentes de celles de la majorité des roches gabbroïques avec des teneurs généralement supérieures à 0,34 %. On note que certains gabbros (s.l.), le gabbro à Opx précoce et une troctolite à Cpx présentent également

des Cpx plus riches en titane (TiO_2 > 0,34 %). Les péridotites/pyroxénites montrent des Cpx avec des teneurs en titane équivalentes à celles des gabbros à Ol (s.l.) et des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) (0 % < TiO_2 < 0,45 %) *(fig.3.23a)*. Parmi ces échantillons, on constate que la plupart des wehrlites à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs et des clinopyroxénites (s.l.) sont concentrées vers de fortes teneurs en titane (TiO_2 > 0,3 %) tandis que les wehrlites à Cpx précoce (s.s.) et les wehrlites à Cpx et Plg tardifs montrent essentiellement des Cpx pauvres en titane (TiO_2 < 0,2 %). On peut noter dans le diagramme TiO_2 vs. XMg_{cpx} *(fig.3.23a)* que la majorité des roches gabbroïques et des péridotites/pyroxénites forme un trend marqué par une variation synchrone du XMg et du titane dans le Cpx tandis que la majorité des gabbronorites (s.s.) et des troctolites à 2 Px tardifs (s.l.) décrit un trend caractérisé par des variations de la teneur en TiO_2 des Cpx pour des valeurs de XMg constantes.

Les différents échantillons du massif de Bahla présentent des teneurs en aluminium dans le Cpx comprises entre 0,26 % et 3,45 % *(fig.3.23b)*. Les Cpx les moins alumineux s'observent dans une wehrlite à Cpx précoce tandis que les plus alumineux se trouvent dans une troctolite à Cpx. Dans le diagramme Al_2O_3 vs. XMg *(fig.3.23b)*, les Cpx de la majorité des échantillons montrent des gammes de compositions en aluminium globalement équivalentes et forment un nuage de points centré sur une valeur moyenne en Al_2O_3 de ~ 2,2 %. Parmi les péridotites/pyroxénites, certaines wehrlites (s.l.) montrent des Cpx anormalement pauvres en aluminium (Al_2O_3 < 0,3 %) par rapport aux autres lithologies et on constate que ces Cpx sont également parmi les plus magnésiens (XMg > 90,8 %). Parmi les roches gabbroïques, on remarque que l'ensemble des norites présente des Cpx appauvris en aluminium (Al_2O_3 ~ 1,3 %) par rapport à la majorité des roches gabbroïques. Cette différence de composition est probablement corrélée au fait que ces roches correspondent à des imprégnations dans les cumulats lités *(cf. chap.1)*. On note également que les Cpx des gabbronorites (s.l.) et du gabbro à Opx précoce sont concentrés dans la partie inférieure du nuage vers de faibles teneurs en aluminium (1,8 % < Al_2O_3 < 2 % et Al_2O_3 ~ 1,6 % respectivement) et que, pour une même valeur de XMg et pour des XMg relativement faibles (< 83 %), les Cpx de ces deux lithologies sont anormalement pauvres en aluminium par rapport à ceux des troctolites et leucotroctolites à 2 Px tardifs qui montrent des teneurs en aluminium proches de la valeur moyenne (2,18 % < Al_2O_3 < 2,48 %).

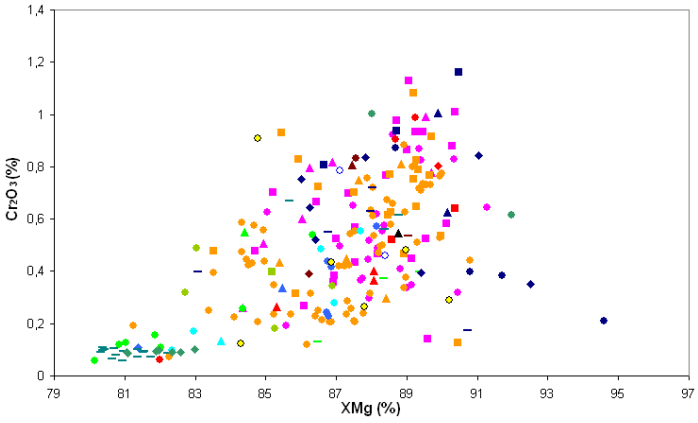


Figure 3.24 : Composition des Cpx en chrome en fonction du XMg du Cpx dans les différentes lithologies du massif de Bahla. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire, les harzburgites à Cpx et Plg sont symbolisées par un cercle bleu.

Les Cpx de l'ensemble des lithologies présentent des teneurs en chrome comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,09 %) et 1,16 %, les Cpx les plus chromifères s'observant dans une wehrlite à Cpx tardif et les plus pauvres en chrome se trouvant dans une gabbronorite (s.s.), une troctolite à Cpx et certaines leucotroctolites à 2 Px tardifs *(fig.3.24)*. Les gabbros à Ol (s.l.) et les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) décrivent globalement l'ensemble du spectre de composition des Cpx avec des teneurs en chrome

comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection) et 1,13 %. Dans ces deux groupes lithologiques on constate que les Cpx des mélagabbros à Ol et ceux à Ol et à Opx tardif sont généralement regroupés vers les plus fortes teneurs en chrome. Comme constaté dans les diagrammes précédents *(fig.3.23)*, les Cpx du gabbro à Opx précoce et de la majorité des gabbronorites (s.s.), et des leucotroctolites et troctolites à 2 Px tardifs montrent des compositions différentes de celles de l'ensemble des roches gabbroïques avec des teneurs en chrome très faibles centrées autour de la limite de détection de la microsonde (~ 0,09 %). La plupart des autres lithologies (gabbro à Opx tardif (s.l.), plagioclasite, gabbro (s.l.), gabbronorite à Ol (s.l.), norite) présentent des Cpx moyennement à faiblement chromifères avec des teneurs en Cr_2O_3 inférieures à 0,6 % mais supérieures à la limite de détection. Les troctolites à 2 Px très tardifs montrent, au contraire, des Cpx enrichis en chrome avec des teneurs comprises entre 0,6 % et 1 %. Les Cpx des péridotites/pyroxénites présentent globalement les mêmes gammes de composition en chrome que la majorité des roches gabbroïques mais sont concentrés vers de fortes teneurs en Cr_2O_3 généralement supérieures à 0,39 % *(fig.3.24)*. Dans cette famille de roches, les Cpx les plus pauvres en chrome (0,18 % < Cr_2O_3 < 0,38 %) s'observent dans certaines wehrlites à Cpx précoce (s.l.) et on constate que, dans ces dernières, ces mêmes Cpx sont appauvris en aluminium et enrichis en magnésium *(fig.3.23-3.24)*.

Comme expliqué précédemment *(chap.2, paragraphe III.1.a)*, le XMg est un index permettant de déterminer le degré de différenciation des roches par cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes et, lors de ce processus, la teneur en titane à tendance à augmenter et celle en chrome à diminuer dans le Cpx. Dans les diagrammes précédents *(fig.3.23-3.24)*, on constate donc que les gabbronorites (s.s.), les troctolites à 2 Px tardifs (s.l.) et le gabbro à Opx précoce sont généralement évolués tandis que les wehrlites (s.l.) ainsi que les mélagabbros (s.l.), la troctolite et les troctolites à Cpx (s.l.) montrent des compositions plus primitives. On note cependant que les Cpx de certaines wehrlites (s.l.) ont des teneurs anormalement faibles en chrome ainsi qu'en aluminium. Ceci résulte probablement de l'action de mécanismes magmatiques et/ou hydrothermaux secondaires. Dans les diagrammes précédents *(fig.3.23a-3.24)*, l'ensemble des échantillons de ce massif, toutes lithologies confondues, décrit des trends caractérisés par l'augmentation de la teneur en titane et la diminution de la teneur en chrome des Cpx avec la décroissance du XMg_{cpx}. Ces trends pourraient donc s'expliquer par la cristallisation fractionnée à basse pression d'un magma de type MORB primitif sec caractérisé par la cristallisation précoce d'Ol puis de Plg et par la cristallisation tardive du Cpx, et encore plus tardive de l'Opx. Cependant, plusieurs caractéristiques lithologiques et chimiques montrent que ces trends ne peuvent s'expliquer en totalité de cette façon. En effet, dans un premier temps, les wehrlites à Cpx précoce et les clinopyroxénites ne devraient pas exister dans une séquence de cristallisation classique d'un MORB primitif sec à basse pression. Ensuite, on observe une distribution contre intuitive des lithologies, les roches à Ol précoce et les troctolites (s.l.) montrant les mêmes degrés de différenciation que les gabbros (s.l.), les gabbros à Ol (s.l.) et les gabbronorites.

Dans le diagramme TiO_2 vs. XMg *(fig.3.23a)*, la plupart des gabbronorites (s.s.) et des troctolites à 2 Px tardifs (s.l.) décrivent un trend particulier marqué par une augmentation de la teneur en titane pour un degré de différenciation (i.e. XMg_{cpx}) constant. Dans le diagramme Cr_2O_3 vs. XMg *(fig.3.24)*, on constate cependant que cette augmentation en titane n'est pas corrélée avec une diminution en chrome et que ces lithologies définissent, au contraire, un trend caractérisé par une constance de la teneur en chrome dans les Cpx avec la diminution du XMg_{cpx}. Les trends définis par ces lithologies ne semblent donc pas résulter d'un mécanisme de cristallisation fractionnée de phase ferromagnésiennes ou du moins pas seulement. Il est important de noter que la majorité des échantillons décrivant ces trends a été récoltée au niveau d'un même affleurement de cumulats lités *(affl.8-2008, fig.3.1)*. J'étudierai plus en

détails les variations chimiques existant au sein de cet affleurement dans la suite de cette étude géochimique *(cf. paragraphe III.3.a)*.

III.1.b. Composition des Orthopyroxènes

Les Opx des échantillons du massif de Bahla ont, comme les Cpx, des compositions très magnésiennes *(fig.3.22a-3.25)* avec des teneurs en enstatite comprises entre 73,5 % et 89,1 % (9,5 % < Fs < 23,5 %). Ils sont relativement pauvres en calcium avec des teneurs en wollastonite comprises entre 0,83 % et 4,53 % *(fig.3.25)*.

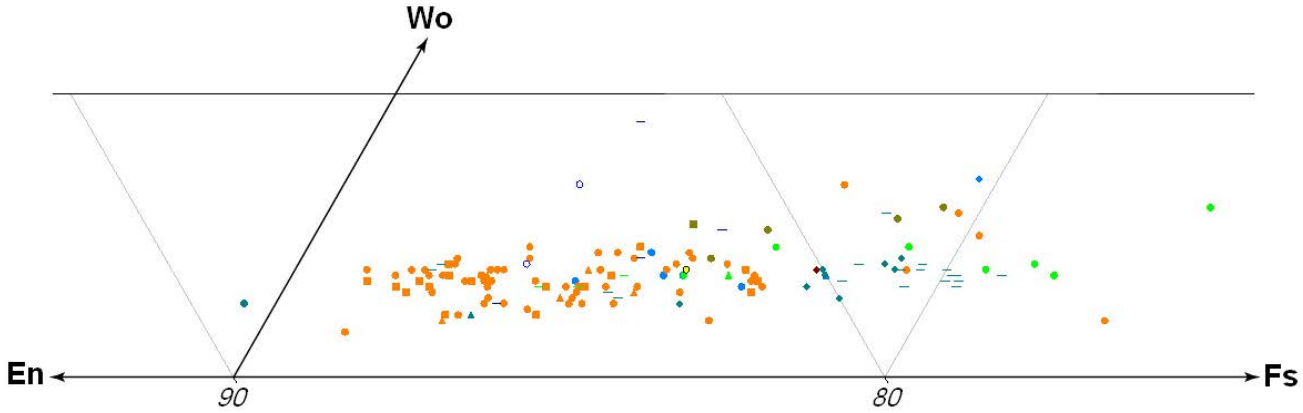


Figure 3.25 : Détail sur la partie inférieure du diagramme ternaire de la fig.3.22 montrant la composition des Opx dans les différentes lithologies du massif de Bahla Pour la signification des symboles voir l'intercalaire, les harzburgites à Cpx et Plg sont symbolisées par un cercle bleu.

Les enstatites les plus magnésiennes et les plus ferreuses s'observent respectivement dans une troctolite à 2 Px très tardifs et dans une gabbronorite (s.s.) tandis que les Opx les plus calciques se trouvent dans une wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs *(fig.3.25)*. Dans les roches gabbroïques, les Opx de la majorité des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) décrivent un nuage de points allongé parallèlement au coté En - Fs et caractérisé par une gamme de composition relativement étendue en fer et en magnésium avec des valeurs comprises entre En81 et En88 et des teneurs en calcium constantes centrées autour de Wo ~ 1,7 % *(fig.3.25)*. Quelques gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) se distinguent cependant des autres par la présence d'Opx plus riches en fer (Fs > 17,5 %). Les Opx des norites, des gabbros à Opx tardif (s.l.) et de la plagioclasite sont regroupés à droite de ce nuage vers de plus fortes teneurs en fer et présentent des gammes de composition en enstatite relativement restreintes comprises entre 83 % et 84,5 % pour les norites et entre 80 % et 83,8 % pour les gabbros à Opx tardif (s.l.) et la plagioclasite. Les Opx des gabbronorites à Ol (s.l.), du gabbro à Opx précoce, des gabbronorites (s.l.) et de la majorité des troctolites à 2 Px tardifs (s.l.) sont concentrés vers des compositions plus riches en fer par rapport à ceux de la plupart des roches gabbroïques avec des teneurs en enstatite inférieures à 82 % (Fs > 16 %). Parmi ces échantillons, on constate que les Opx des gabbronorites (s.l.) ont une gamme de composition relativement étendue s'échelonnant de En82 à En73,5 tandis que ceux des troctolites à 2 Px tardifs (s.l.) ont une gamme plus restreinte avec des teneurs en enstatite comprises entre 80,4 % et 77,3 %. On remarque également que les gabbronorites à Ol (s.l.) et le gabbro à Opx précoce présentent des Opx globalement plus calciques que les deux autres lithologies avec des teneurs en Wo supérieures à 2 %. Les péridotites/pyroxénites montrent des Opx avec des gammes de composition en fer et en magnésium beaucoup plus restreintes que ceux des roches gabbroïques comprises entre En80 et En85,4 et entre Fs13,4 et Fs18 *(fig.3.25)*. Ils présentent cependant des variations en calcium plus importantes avec des teneurs en Wo

s'échelonnant de 1,26 % à 4,53 %. Dans cette famille, on constate que les Opx les plus calciques (Wo > 3,4 %) s'observent dans une wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs ainsi que dans une harzburgite à Cpx et Plg tandis que les plus ferreux (Fs ~ 18 %) se trouvent dans la clinopyroxénite à Opx et Plg.

Le XMg de ces minéraux s'échelonne de 75,6 % à 89,4 % dans l'ensemble des lithologies *(fig.3.26)*. Comme noté précédemment *(fig.3.25)*, les Opx les moins magnésiens s'observent dans une gabbronorite (s.s.) et ceux montrant les XMg les plus forts se trouvent dans une troctolite à 2 Px très tardifs. Les Opx des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) ont une gamme de composition en XMg relativement étendue avec des valeurs comprises entre 75,6 % et 87,6 % mais la plupart des échantillons présentent des XMg_{opx} supérieurs à 81,3 %. Outre les troctolites à 2 Px très tardifs (s.l.) et certaines leucotroctolites à 2Px tardifs qui ont des XMg_{opx} > 86,5 %, la majorité des autres lithologies gabbroïques est concentrée vers de faibles valeurs de XMg_{opx} (< 85 %). En effet, les Opx des norites ont une gamme de XMg très restreinte comprise entre 82,9 % et 84,8 % tandis que les gabbros à Opx tardifs (s.l.) et les gabbronorites à Ol (s.l.) ont un spectre en XMg plus étendu et en moyenne plus faible s'échelonnant de 80,6 % à 84,5 % et de 79,3 % à 83,1 % respectivement. Comme constaté précédemment *(fig.3.25)*, les Opx du gabbro à Opx précoce et de la majorité des gabbronorites (s.s.) et des troctolites à 2 Px tardifs (s.l.) sont regroupés vers de faibles valeurs de XMg, inférieures à 80,1 %. Parmi ces échantillons, on constate que les Opx des gabbronorites sont globalement plus pauvres en XMg que ceux des deux autres lithologies avec des valeurs inférieures à 78 %. On peut noter que, dans le détail, les Opx de l'ensemble des gabbronorites (s.l.) et des leucotroctolites à 2 Px tardifs présentent des gammes de composition plus étendues (75,6 % < XMg_{opx} < 83,5 % et 77,4 % < XMg_{opx} < 86,8 %, respectivement).

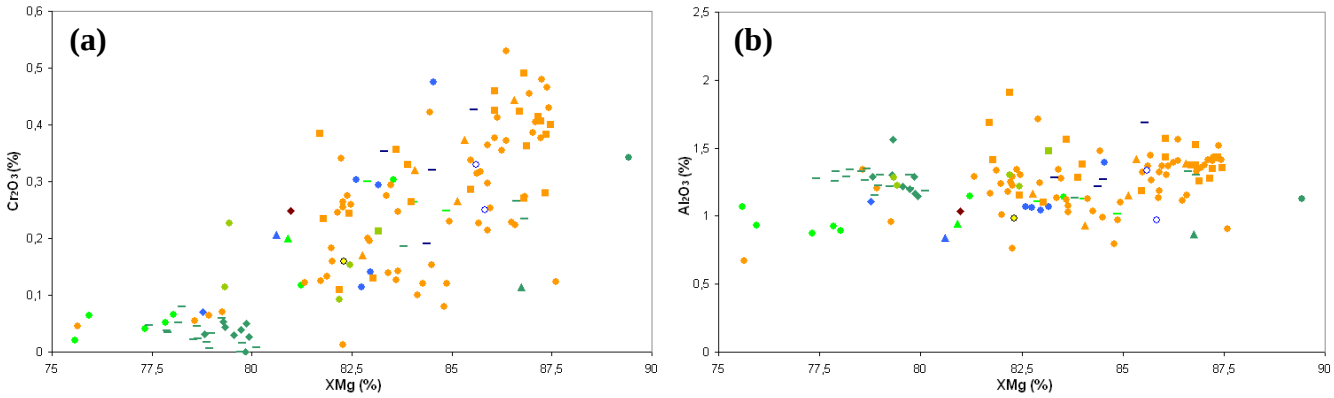


Figure 3.26 : Composition des Opx en chrome (a) et en aluminium (b) en fonction du XMg de l'Opx dans les différentes lithologies du massif de Bahla. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire, les harzburgites à Cpx et Plg sont symbolisées par un cercle bleu.

Comme observé dans le diagramme précédent *(fig.3.25)*, les Opx des péridotites/pyroxénites présentent des gammes de compositions en magnésium plus restreintes mais globalement équivalentes à ceux de la majorité des roches gabbroïques avec des valeurs de XMg comprises entre ~ 81 % et 85,8 % *(fig.3.26)*. Dans cette famille, on constate que les lithologies ayant les Opx les plus magnésiens sont les harzburgites à Cpx et Plg, contrairement au diagramme précédent *(fig.3.25)*, tandis que celles dont les Opx sont les plus ferreux est la clinopyroxénite à Opx et Plg. Les Opx des wehrlites à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs ont des valeurs de XMg intermédiaires entre ces deux lithologies comprises entre 83,3 % et 85,5 %.

Dans l'ensemble des lithologies, les Opx présentent des teneurs en chrome comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,08 %) et 0,53 % *(fig.3.26a)*. Dans les roches gabbroïques, la distribution des lithologies en fonction de la teneur en chrome des Opx est globalement équivalente à leur répartition selon les valeurs de XMg_{opx}. Les Opx des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) décrivent globalement l'ensemble du spectre de composition en chrome mais la plupart montre des teneurs en Cr_2O_3 supérieures à la limite de détection de la microsonde (~ 0,08 %). Les Opx des norites présentent des gamme de composition en chrome moyennes et relativement restreintes avec des teneurs comprises entre 0,25 % et 0,3 % tandis que ceux des gabbronorites à Ol (s.l.) ont des gammes de compositions en Cr_2O_3 plus étendues et légèrement plus faibles avec des teneurs s'échelonnant de 0,09 % à 0,23 %. Les Opx du gabbro à Opx précoce et de la majorité des gabbronorites (s.s.) et des troctolites à 2 Px tardifs (s.l.) sont concentrés vers de faibles teneurs en chrome et présentent tous des valeurs de Cr_2O_3 inférieures à la limite de détection de la microsonde. Cependant, contrairement à la répartition des lithologies selon le XMg, on constate que les Opx des gabbros à Opx tardif ont une gamme de composition en chrome relativement étendue et globalement équivalente à celle des Opx de la plupart des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) avec des teneurs en Cr_2O_3 comprises entre 0,11 % et 0,48 % *(fig.3.26a)*. De la même manière, on constate que les Opx riches en magnésium des troctolites à 2 Px très tardifs (s.l.) et de certaines leucotroctolites à 2 Px tardifs sont moyennement à faiblement chromifères avec des teneurs en Cr_2O_3 comprises entre 0,11 % et 0,27 %. Les Opx des péridotites/pyroxénites présentent des gammes de composition en chrome globalement équivalentes à ceux de la majorité des roches gabbroïques avec des valeurs de Cr_2O_3 s'échelonnant de 0,19 % à 0,43 % *(fig.3.26a)*. Dans cette famille, contrairement aux roches gabbroïques, la distribution des lithologies en fonction de la teneur en chrome des Opx est différente de leur répartition selon les valeurs de XMg_{opx}. En effet, on constate que les Opx les plus riches et les plus pauvres en chrome s'observent dans des wehrlites à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs tandis que les Opx de la clinopyroxénite à Opx et Plg et des harzburgites à Cpx et Plg montrent des teneurs en chrome intermédiaires avec des valeurs de Cr_2O_3 de ~ 0,25 % pour la pyroxénite et comprises entre 0,25 % et 0,33 % pour les péridotites.

Dans l'ensemble des lithologies, les teneurs en aluminium des Opx sont comprises entre 0,67 % et 1,91 % *(fig.3.26b)*. Comme constaté pour les Cpx *(fig.3.23b)*, les Opx de la majorité des échantillons des deux familles de roches sont concentrés dans un intervalle de composition relativement restreint centré sur une valeur moyenne Al_2O_3 ~ 1,25 %. On remarque également que les gabbronorites (s.l.) présentent des Opx relativement pauvres en aluminium par rapport à ceux de la plupart des roches gabbroïques avec des valeurs de Al_2O_3 comprises entre 0,88 % et 1,15 % et que, pour un même XMg_{opx} et pour des valeurs de XMg_{opx} relativement faibles (< 80 %), les Opx de ces lithologies sont anormalement pauvres en aluminium par rapport à ceux des troctolites à 2 Px tardifs (s.l.) et du gabbro à Opx précoce qui montrent des compositions autour de la valeur moyenne (1,11 % < Al_2O_3 < 1,56 %). En comparant la composition en Al_2O_3 des deux pyroxènes, on remarque que, dans le gabbro à Opx précoce, les Opx et les Cpx montrent des teneurs en aluminium respectivement supérieures et inférieures à ceux des gabbronorites (s.s.) *(fig.3.23b-3.26b)*. De la même manière, contrairement aux Cpx *(fig.3.23b)*, on note que les Opx des norites ne sont pas anormalement pauvres en aluminium par rapport à ceux des autres roches gabbroïques. Les Opx des norites, de la plagioclasite et de la majorité des gabbros à Opx tardifs (s.s.) sont situés dans la partie inférieure de l'intervalle (1 % < Al_2O_3 < 1,12 %) tandis que ceux des gabbronorites à Ol (s.l.) sont localisés dans la partie supérieure de l'intervalle (1,22 % < Al_2O_3 < 1,48 %). Les différentes lithologies de la famille des péridotites/pyroxénites présentent des Opx avec des gammes de composition en aluminium globalement équivalentes, cependant on remarque que les Opx les plus alumineux (Al_2O_3 ~ 1,7 %) s'observent dans une

wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs tandis que les moins alumineux (Al_2O_3 ~ 0,97 %) se trouvent dans une harzburgite à Cpx et Plg *(fig.3.26b)*.

Dans le diagramme Cr_2O_3 vs. XMg_{opx} *(fig.3.26a)*, on constate que les échantillons les plus primitifs (i.e. fortes valeurs de XMg et de Cr_2O_3 dans l'Opx) sont des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) tandis que les lithologies les plus évoluées sont le gabbro à Opx précoce, la plupart des gabbronorites (s.s.) et des troctolites à 2 Px tardifs (s.l.) ainsi que certains gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) et gabbronorites à Ol (s.s.). On observe également, comme pour les Cpx, que l'ensemble des échantillons décrit un trend marqué par une diminution conjointe et progressive des valeurs de Cr_2O_3 et de XMg dans l'Opx qui semble refléter un processus de cristallisation fractionnée de phase ferromagnésiennes d'un MORB primitif sec à basse pression. Cependant, comme précédemment, la présence de wehrlites, de harzburgites et de clinopyroxénites parmi les cumulats, la distribution contre intuitive des lithologies par rapport à la séquence de cristallisation classique d'un MORB sec et l'absence de corrélation entre les valeurs de XMg et de Cr_2O_3 dans les Opx de certaines lithologies impliquent que ce trend ne résulte pas uniquement d'un mécanisme de cristallisation fractionnée. On peut noter que, dans ce diagramme, comme observé pour les Cpx, la plupart des gabbronorites (s.s.) et des troctolites à 2 Px tardifs (s.l.) décrivent un trend parallèle à l'axe des abscisses caractérisé par une constance des teneurs en chrome dans l'Opx avec la diminution du degré de différenciation des roches (i.e. XMg_{opx}).

III.1.c. Composition des Olivines

L'ensemble des lithologies du massif de Bahla présente des Ol fortement à moyennement magnésiennes avec des teneurs en Fo comprises entre 75,8 % et 89,1 % *(fig.3.27)*. Un gap de composition apparaît entre Fo 78,2 % et Fo 80 % *(fig.3.27)*. Etant donné le grand nombre de données, ce gap ne peut être mis sur le compte d'un artefact lié à un sous-échantillonnage mais représente bien une spécificité de ce massif. De plus, les différents échantillons présentent des lithologies très variées et ont été récoltés dans différentes zones du massif et à différents niveaux magmato-stratigraphiques *(cf. fig.3.1)* et, de ce fait, ils sont représentatifs de l'ensemble des cumulats du massif. On peut noter que les échantillons présentant de faibles valeurs de Fo (< 78,2 %) ont essentiellement été récoltés à l'Est du massif au niveau des affleurements *8-2008* et *9, 24 et 22-2009* et qu'ils correspondent aussi bien à des cumulats lités qu'à des cumulats massifs *(fig.3.1)*. Je reviendrais plus en détail sur les caractéristiques chimiques de l'affleurement 8-2008 dans la suite de cette étude géochimique *(cf. paragraphe III.3.a)*.

Les Ol de la majorité des lithologies sont concentrées à droite du gap, dans la gamme de composition 80 % < Fo < 89,1 % *(fig.3.27)*. Les Ol les plus ferreuses (< 78,2 %), situées à gauche du gap, s'observent principalement dans les troctolites et leucotroctolites à 2 Px tardifs. Cependant quelques roches gabbroïques telles que des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.), une troctolite à Cpx (s.s.) et une gabbronorite à Ol (s.s.) ainsi qu'une wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs se situent également à gauche du gap de composition. A droite du gap, les gabbros à Ol (s.l.) et la majorité des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) décrivent quasiment l'ensemble du spectre de composition en Fo avec des valeurs comprises entre 80 % et 88,7 %. Parmi ces lithologies, on remarque que les Ol des mélagabbros à Ol et ceux à Ol et à Opx tardif sont généralement regroupées vers de fortes teneurs en Fo autour de ~ 86,4 %. Les Ol de la troctolite et de la plupart des troctolites à Cpx (s.l.) sont également concentrées autour de cette valeur et ont des teneurs en Fo comprises entre 85,7 % et 87 %. Parmi les roches gabbroïques, on constate également que les Ol des troctolites à 2 Px très tardifs (s.l.) et de certaines leucotroctolites à 2 Px tardifs sont concentrées vers des valeurs élevées en Fo s'échelonnant de 85,4 % à 89,1 % tandis que celles des gabbronorites à Ol (s.l.) sont

regroupées vers des teneurs plus faibles comprises entre 81,7 % et 83,4 %. A droite du gap, les Ol des péridotites/pyroxénites montrent des compositions en Fo globalement équivalentes à celles de la majorité des roches gabbroïques avec des teneurs comprises entre 81,9 % et 88,9 %, l'Ol la plus magnésienne s'observant dans une wehrlite à Cpx tardif *(fig.3.27)*. Dans cette famille de roche, on peut noter que les Ol des dunites à Plg et des wehrlites à Cpx précoce (s.s.) présentent des compositions relativement magnésiennes avec des valeurs de Fo comprises entre 85,3 % et 87,4 % tandis que les celles des wehrlites à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs et des harzburgites à Cpx et Plg sont essentiellement regroupées vers de relative faibles teneurs en Fo comprises entre 81,9 % et 84,8 % et entre 82,7 % et 83,6 % respectivement. Les Ol des clinopyroxénites ont, quant à elles, des compositions en Fo intermédiaires s'échelonnant de 84,3 % à 85,2 %.

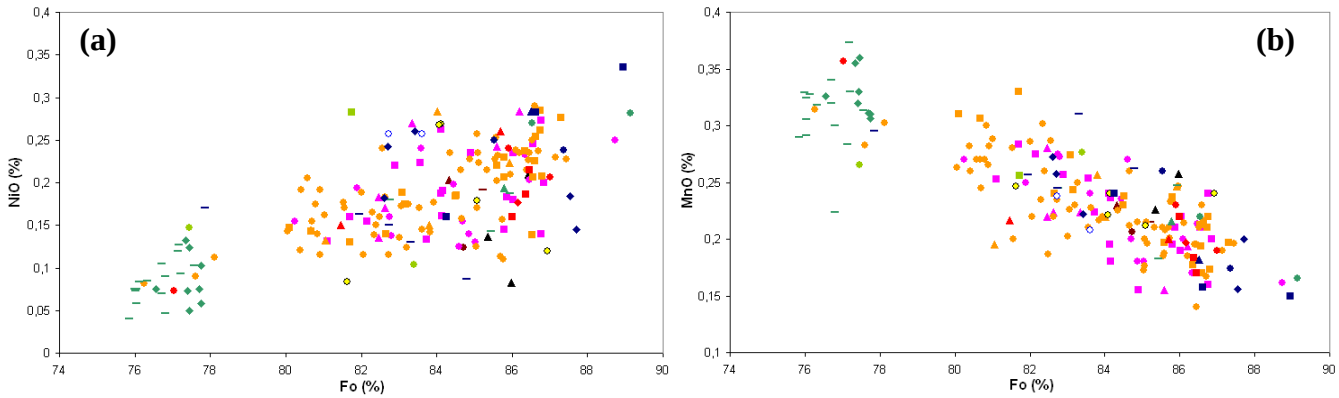


*Figure 3.27 : Composition des Ol en nickel (a) et en manganèse (b) en fonction du Fo (100 * (Mg / (Mg + Fe))) dans les différentes lithologies du massif de Bahla. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire, les harzburgites à Cpx et Plg sont symbolisées par un cercle bleu.*

Les Ol de l'ensemble des échantillons présentent des teneurs en nickel comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de ~ 0,14 %) et 0,34 % *(fig.3.27a)*. Les Ol de la majorité des lithologies situées à gauche du gap de composition (i.e. les troctolites à 2 Px tardifs (s.l.), certains gabbros à Ol et à Opx tardif et une leucotroctolite à Cpx) présentent des teneurs en nickel sous la limite de détection de la microsonde. Seules les Ol de la gabbronorite à Ol (s.s.) et de la wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs ont des teneurs en nickel au dessus de cette limite (NiO ~ 0,15 % et 0,17 % respectivement). A droite du gap, les Ol des deux familles de roches présentent les mêmes gammes de composition en nickel comprises entre la limite de détection et 0,29 %, l'Ol la plus riche en nickel (NiO ~ 0,34 %) s'observant dans une wehrlite à Cpx tardif *(fig.3.27a)*. Parmi les roches gabbroïques, on peut noter que la troctolite à 2 Px très tardifs montrant les Ol les plus magnésiennes présente cependant des teneurs en nickel dans ces minéraux plus faibles (NiO ~ 0,28 %) que celles des Ol de la wehrlite précédente. Parmi les péridotites/pyroxénites, on peut également noter que les Ol des wehrlites à Cpx précoce (s.s.) et des harzburgites à Cpx et Plg sont plus riches en nickel (NiO ~ 0,24 % - 0,26 %) que les wehrlites à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs (NiO < 0,16 %).

Dans l'ensemble des lithologies, les teneurs en manganèse des Ol sont comprises entre 0,14 % et 0,37 %, les Ol les plus riches en manganèse s'observant dans une leucotroctolite à 2 Px tardifs et les plus pauvres en MnO se trouvant dans un gabbro à Ol et à Opx tardif *(fig.3.27b)*. Contrairement au NiO, les lithologies situées à gauche du gap de composition présentent des teneurs en manganèse dans les Ol globalement supérieures à celles de la majorité des échantillons, comprises entre 0,22 % et 0,37 %. Comme pour le nickel *(fig.3.27a)*, à droite du gap, les Ol des deux familles de roches présentent globalement les

mêmes gammes de composition comprises entre 0,15 % et 0,31 % de MnO pour les péridotites/pyroxénites et entre 0,14 % et 0,33 % pour les roches gabbroïques. Pour quelques lithologies, on observe certaines caractéristiques chimiques spécifiques au diagramme MnO vs. Fo *(fig.3.27b)*. On constate par exemple que, parmi les roches gabbroïques, les Ol de la troctolite, des plagioclasites, des troctolites à Cpx (s.l.), des troctolites à 2 Px très tardifs (s.l.) et des mélagabbros à Ol et ceux à Ol et à Opx tardif ont majoritairement de faibles teneurs en manganèse, inférieures ou égales à 0,25 %. De la même manière, on remarque que les Ol des gabbronorites à Ol (s.l.) sont relativement riches en manganèse par rapport aux lithologies précédentes avec des valeurs comprises entre 0,26 % et 0,28 %. Pour les péridotites/ pyroxénites, les variations de la teneur en manganèse des Ol entre les différentes lithologies sont moins nettes que celles de la teneur en nickel *(fig.3.27)*. On constate néanmoins que les Ol des wehrlites à Cpx tardif (s.s.) ont plutôt de faibles valeurs de MnO (< 0,16 %) tandis que celles des wehrlites à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs ont en moyenne des valeurs plus élevées (> 0,25 %).

Les Ol de la plupart des échantillons présentent des teneurs en calcium relativement faibles comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection) et 0,08 % *(cf. annexe 1B)*. La majorité des lithologies présente cependant des teneurs en calcium dans les Ol inférieures ou proches de la limite de détection de la microsonde (~ 0,04 %). Seule une harzburgite à Cpx et Plg tardif se distingue des autres échantillons par la présence d'Ol calciques présentant ~ 0,12 % de CaO.

Comme le XMg des pyroxènes, le Fo de l'Ol est un marqueur de la cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes. Dans les diagrammes, on constate donc que les lithologies les plus évoluées sont principalement les leucotroctolites et troctolites à 2 Px tardifs tandis que les plus primitives sont une troctolite à 2 Px très tardifs et une wehrlite à Cpx tardif. Dans ces diagrammes, on remarque, comme pour les pyroxènes, que les échantillons décrivent des trends caractérisés par la diminution synchrone des teneurs en NiO et en Fo des Ol ou par l'augmentation de la teneur en MnO associée à la diminution de la teneur en Fo *(fig.3.27)*. Pour les mêmes raisons que celles évoquées précédemment pour les pyroxènes, ces trends ne peuvent s'expliquer par la seule cristallisation fractionnée d'un MORB primitif sec à basse pression. Dans ces diagrammes, les troctolites à 2 Px tardifs (s.l.) semblent décrire, comme pour les pyroxènes, des trends caractérisés par des variations des teneurs en NiO et en MnO des Ol pour des Fo constants *(fig.3.27)*. Cependant, du fait de la dispersion des points dans les diagrammes et des nombreux échantillons dont la teneur en NiO est inférieure à la limite de détection, ces trends restent assez ténus et sont difficilement interprétables.

III.1.d. Composition des Feldspaths

Dans la majorité des lithologies du massif de Bahla, les feldspaths sont des plagioclases moyennement à fortement calciques (An compris entre 66,9 % et 99,1 %). Seul un gabbro métamorphisé appartenant au groupe des « autres lithologies » présente des Plg albitiques (An0,8) *(cf. chap.1)*. Les teneurs en anorthite les plus courantes dans les échantillons de ce massif (n ~ 75) sont situées dans l'intervalle 88 % < An < 90 % *(fig.3.28)*. Ce pic de composition est majoritairement défini par les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) qui représentent ~ 50 % (n ~ 36) des échantillons de cet intervalle.

Les Plg des roches gabbroïques décrivent l'ensemble du spectre de composition en anorthite *(fig.3.28)*. La majorité des gabbros à Ol (s.l.) et des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) présente des gammes de composition en anorthite équivalentes comprises entre An82 et An97. On constate cependant qu'un mélagabbro à Ol montre des Plg plus calciques An99 tandis que certains gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) présentent des Plg plus sodiques An79-80. Les Plg

des gabbros à Opx tardif (s.l.), de la troctolite et de la majorité des troctolites à Cpx (s.l.) (n = 7) présentent des teneurs en anorthite équivalentes et relativement élevées comprises entre 87,4 % et 91,2 %. Les troctolites à 2 Px très tardifs (s.l.) et certaines leucotroctolites à 2 Px tardifs (n = 2) montrent également des Plg avec des teneurs élevées en anorthite comprises entre 88,4 % et 92,9 %. On note également que les Plg de la plupart des plagioclasites (n = 5) sont concentrés dans l'intervalle 88 % < An < 90 %. Les Plg les plus sodiques (An < ~ 82 %) s'observent préférentiellement dans les gabbronorites (s.l.), les norites et les troctolites à 2 Px tardifs (s.l.) *(fig.3.28)*. La majorité des gabbronorites (s.s.) (n = 5) présente les Plg les plus pauvres en calcium avec des teneurs en anorthite comprises entre 66,9 % et 73,1 %. On remarque cependant que certaines de ces lithologies montrent des Plg plus calciques An82, An83 et An88. Les Plg des norites sont légèrement plus calciques que ceux de la plupart des gabbronorites avec des teneurs en anorthite comprises entre 75,6 % et 77,8 %. Enfin, la plupart des troctolites à 2 Px tardifs (s.l.) présentent des teneurs en anorthite comprises entre 77,9 % et 83,8 % mais la majorité de ces lithologies (n = 16) est concentrée dans l'intervalle 78 % < An < 80 %. On peut noter que le gabbro à Opx précoce montre des Plg globalement plus calciques (An ~ 82,8 %) que la majorité des gabbronorites (s.l.) et des troctolites à 2 Px tardifs (s.l).

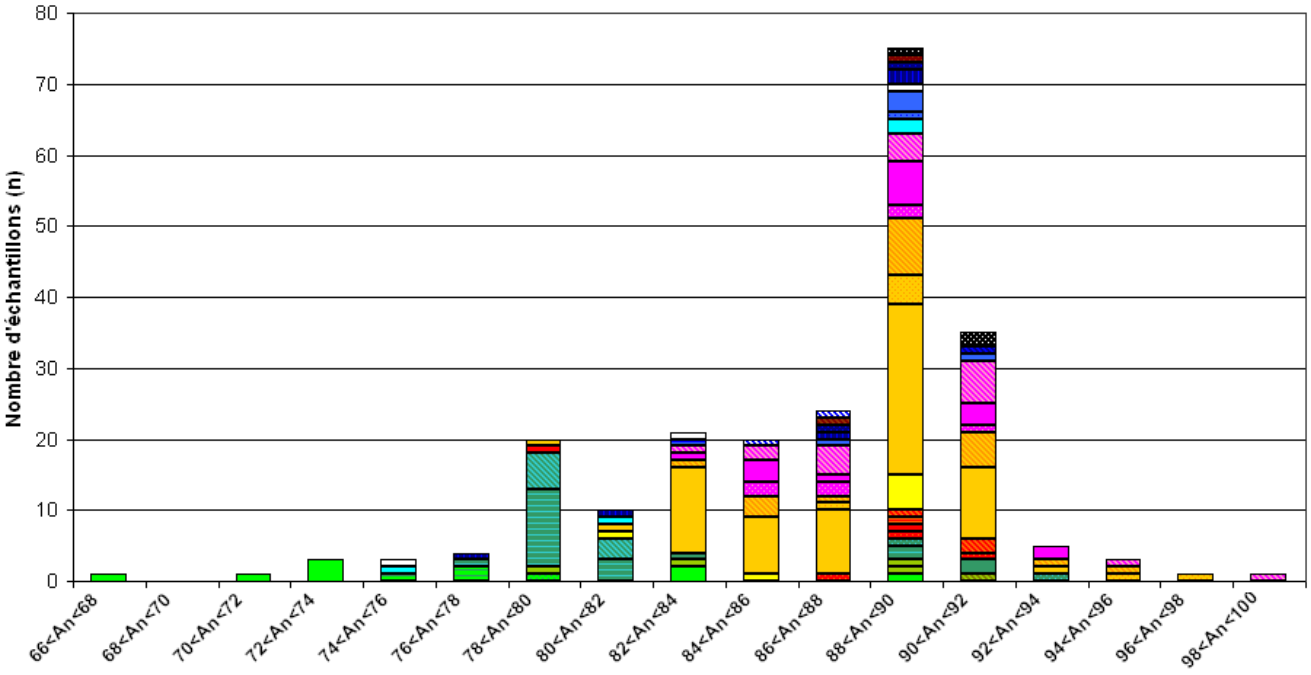


Figure 3.28 : Composition des Plg dans la majorité des lithologies du massif de Bahla. Les compositions albitiques relativement rares et seulement observées dans les Plg des « autres lithologies » n'ont pas été reportées sur cet histogramme pour une meilleure lisibilité. Les intervalles sont définis à partir des pourcentages d'anorthite dans les Plg et selon un pas de 2 %. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire, les harzburgites à Cpx et Plg sont symbolisées par des traits obliques bleus sur fond blanc.

Les Plg des péridotites/pyroxénites ont une gamme de composition en anorthite relativement étendue comprise entre 77,5 % et 91,3 %, les Plg les plus sodiques s'observant dans une wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs et les plus calciques se trouvant dans une wehrlite à Cpx et Plg tardifs *(fig.3.28)*. On constate cependant que la plupart des échantillons (n = 13) sont concentrés dans l'intervalle 86 % < An < 91 % et présentent donc des compositions équivalentes à la majorité des gabbros à Ol (s.l.) et des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.). La plupart des lithologies de cette famille présentent des gammes de

compositions en anorthite distinctes et relativement limitées *(fig.3.28)*. Les Plg des harzburgites à Cpx et Plg sont moyennement calciques avec des teneurs en anorthite comprises entre ~ 84 % et ~ 88 %. Les clinopyroxénites (s.l.) et les wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif montrent des Plg légèrement plus riches en calcium avec des teneurs en anorthite concentrées dans l'intervalle 86 % < An < 90 %. Enfin, les dunites à Plg présentent les Plg parmi les plus riches en calcium des péridotites/pyroxénites avec des teneurs en anorthite comprises entre 89,8 % et 91 %.

III.1.e. Composition des Oxydes

Les ilménites sont relativement rares dans les échantillons de ce massif et s'observent majoritairement dans les gabbros (gabbro (s.s.), leucogabbro, gabbro à Opx précoce) et dans un gabbro à Ol et à Opx tardif. Dans ces lithologies, elles présentent de 46,6 % à 52,5 % de TiO_2 et l'ilménite la plus riche en titane se trouve dans le gabbro à Ol et à Opx tardif. Ces minéraux ont de 0,21 % à 0,48 % de MgO, les teneurs les plus élevées caractérisant les ilménites du gabbro à Opx précoce.

Les oxydes les plus fréquemment observés dans l'ensemble des lithologies de ce massif appartiennent au groupe des spinelles (s.l.). Les magnétites sont relativement abondantes dans les échantillons et s'observent aussi bien dans les roches gabbroïques (troctolite (s.l.), gabbro à Ol (s.l.), gabbro à Ol et à Opx tardif) que dans les péridotites/pyroxénites (wehrlite à Cpx précoce (s.l.) et dunite à Plg). Les magnétites sont quasiment les seuls oxydes s'observant dans les troctolites à 2 Px tardifs (s.l.) dans lesquelles elles forment parfois des symplectites avec les Opx *(cf. chap.1, paragraphe II.1.d.3.2)*. Dans l'ensemble des échantillons, les magnétites présentent des teneurs en FeO^T (i.e. $FeO + Fe_2O_3$) comprises entre 92 % et 99,4 %. Elles montrent également des teneurs parfois relativement élevées en aluminium (0 % - 3,4 %), en chrome (0 % - 2,6 %) et en titane (0 % - 2,2 %) mais des teneurs plus faibles en magnésium (0 % - 1,4 %). On peut noter que les magnétites des péridotites/pyroxénites présentent généralement de très faibles teneurs en Al_2O_3 et TiO_2 par rapport à celles de la majorité des roches gabbroïques. Les spinelles alumineux présentant entre 62 % et 66 % d'Al_2O_3 sont, par contre, relativement rares. Ces minéraux ayant des valeurs de Cr# de 0 % et des valeurs de Mg#* comprises entre 65 % et 79,4 % correspondent, dans la classification des spinelles, à des pléonastes relativement riches en magnésium *(fig.3.29)*. Ces pléonastes s'observent essentiellement dans les roches gabbroïques (gabbro à Ol (s.l.), gabbro à Ol et à Opx tardif, plagioclasite et troctolite à 2 Px très tardifs). On constate que les plus riches en magnésium se trouvent dans la troctolite à 2 Px très tardifs tandis que les plus pauvres en Mg#* s'observent dans le gabbro à Ol et à Opx tardif *(fig.3.29)*. La majorité des spinelles observés dans les échantillons présente des valeurs de Cr# comprises entre 48 % et 88,3 % et des valeurs de Mg#* s'échelonnant de 6,3 % à 53,9 % et correspondent donc, dans la classification des spinelles, à des Mg-Al chromites *(fig.3.29)*. On remarque que ces chromites (s.l.) sont concentrées vers le pôle chromite (s.s.) et sont donc riches en chrome mais relativement pauvres en aluminium et en magnésium.

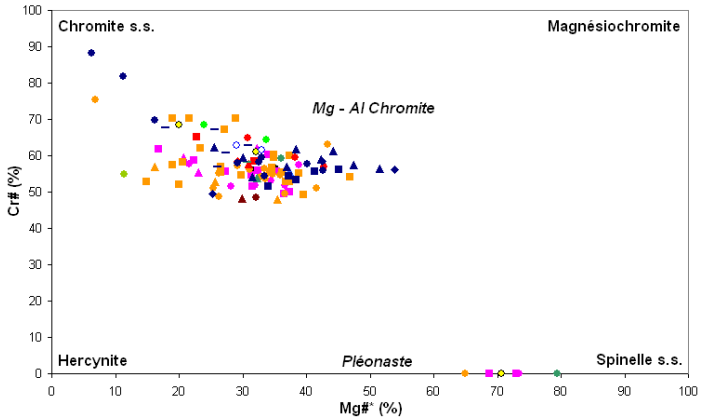


*Figure 3.29 : Diagramme de classification des spinelles ferreux, alumineux et magnésiens **Cr#** (100 * (Cr / (Cr+Al)) vs. **Mg#*** (100 * (Mg / (Mg+Fe^{2+})) montrant la composition des spinelles dans les différentes lithologies du massif de Bahla. Pôles : Hercynite ($Fe^{2+}Al_2O_4$), Spinelle s.s. ($MgAl_2O_4$), Chromite s.s. ($Fe^{2+}Cr_2O_4$) et Magnésiochromite ($MgCr_2O_4$). Pléonaste : solution solide entre le pôle hercynite et le pôle spinelle, Mg-Al chromite = champ défini par les 4 pôles.*

Dans l'ensemble des échantillons, les chromites présentent des teneurs en chrome comprises entre 8,9 % et 43,6 % *(fig.3.30a)*. Cependant, dans la majorité des lithologies, ces minéraux sont concentrés dans l'intervalle 22,4 % < Cr_2O_3 < 43,6 %, les plus pauvres en chrome ne s'observant que dans une gabbronorite à Ol (s.s.). Dans cet intervalle, les chromites des gabbros à Ol (s.l.) et des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) décrivent globalement l'ensemble du spectre de composition en chrome, les chromites les plus riches (Cr_2O_3 ~ 43,6 %) et les plus pauvres en chrome (Cr_2O_3 ~ 23,8 %) se trouvant dans des mélagabbros à Ol et à Opx tardif. La plupart de ces gabbros à Ol (s.l.) ainsi que l'ensemble des autres lithologies gabbroïques présentent cependant des chromites avec de fortes teneurs en chrome supérieures à 31,9 %. Parmi ces autres lithologies gabbroïques, celles présentant les chromites les plus chromifères sont les troctolites à Cpx (s.l.), une troctolite à 2 Px très tardifs et le gabbro à Opx précoce qui montrent des teneurs en Cr_2O_3 comprises entre 38 % et 41,7 %. Dans la famille des péridotites/pyroxénites, les chromites des wehrlites (s.l.) décrivent l'ensemble du trend de composition en Cr_2O_3, les plus pauvres en chrome (Cr_2O_3 ~ 22,4 %) se trouvant dans une wehrlite à Cpx précoce et les plus chromifères (Cr_2O_3 ~ 43 %) s'observant dans une wehrlite à Cpx et Plg tardifs *(fig.3.30a)*. Comme pour les roches gabbroïques, on constate que les chromites de la majorité des lithologies de cette famille sont concentrées vers de fortes teneurs en chrome supérieures à 33,3 %. On note cependant que les chromites des clinopyroxénites (s.l.) et des wehrlites à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs présentent des teneurs en chrome globalement plus faibles que la plupart des péridotites/pyroxénites, comprises entre 30,6 % et 31,7 % et entre 24,4 % et 33,5 % respectivement.

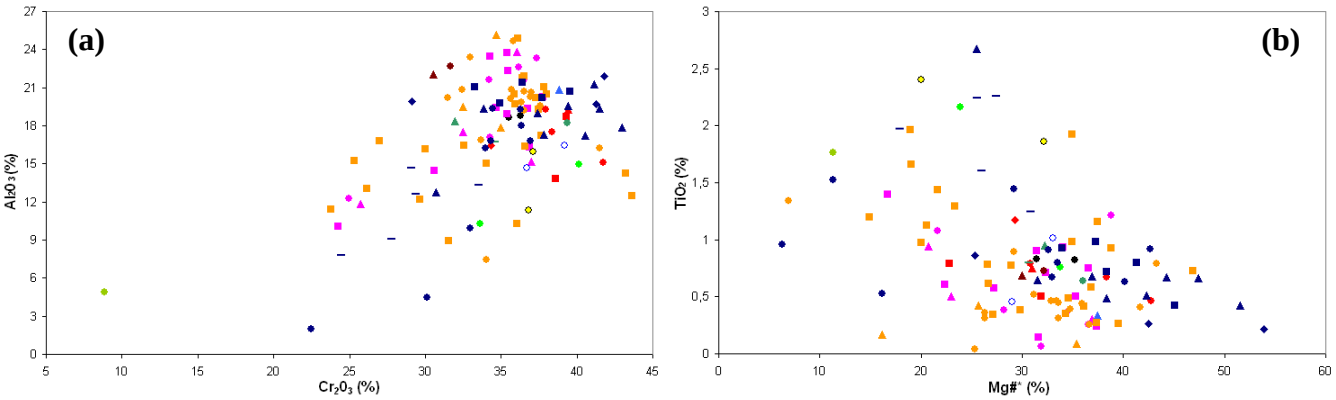


Figure 3.30 : Composition des chromites en chrome et en aluminium (a) ainsi qu'en magnésium (Mg#) et en titane (b) dans les échantillons du massif de Bahla. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire, les harzburgites à Cpx et Plg sont symbolisées par un cercle bleu.*

Dans l'ensemble des échantillons du massif, comme constaté dans la classification précédente *(fig.3.29)*, les teneurs en aluminium des chromites sont comprises entre ~ 2 % et ~ 25,2 % *(fig.3.30a)*. Les chromites de la majorité des lithologies présentent cependant des teneurs en Al_2O_3 supérieures à 7,45 %, les moins alumineuses ne s'observant que dans une gabbronorite à Ol et dans deux wehrlites à Cpx précoce. Dans cet intervalle, les chromites des gabbros à Ol (s.l.) et des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) décrivent l'ensemble du spectre de composition en aluminium, les plus alumineuses s'observant dans un leucogabbro à Ol et à Opx tardif et les plus pauvres en Al_2O_3 se trouvant dans un gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.). Les chromites de la plupart des autres lithologies gabbroïques sont concentrées dans un intervalle de composition plus restreint compris entre 13,8 % et 20,9 %. Parmi ces autres lithologies, les chromites les plus riches en aluminium (Al_2O_3 ~ 20,9 %) s'observent dans le leucogabbro à Opx précoce tandis que celles présentant les plus faibles teneurs en aluminium se trouvent dans une gabbronorite (Al_2O_3 ~ 10,3 %) et dans une plagioclasite (Al_2O_3 ~ 11,3 %). Dans l'intervalle majeur de composition, les chromites des péridotites/pyroxénites présentent une gamme de composition en aluminium légèrement plus limitée que celles des roches gabbroïques, s'échelonnant de 7,8 % à 22,7 % *(fig.3.30a)*. Les chromites de la majorité des lithologies de cette famille (wehrlite (s.l.) et dunite) sont cependant concentrées vers de fortes teneurs en aluminium comprises entre 16,2 % et 21,9 %. Dans cette famille, on constate que les clinopyroxénites présentent les chromites les plus alumineuses avec des valeurs de Al_2O_3 supérieures à 22% tandis que les wehrlites à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs contiennent les chromites les moins alumineuses, avec des teneurs comprises entre 7,8 % et 14,7 %.

Comme observé précédemment *(fig.3.29)*, les chromites de l'ensemble des lithologies présentent des valeurs de Mg#* comprises entre 6,3 % et 53,9 %, les plus pauvres en magnésium s'observant dans une wehrlite à Cpx précoce et les plus magnésiennes se trouvant dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif *(fig.3.30b)*. On constate que les chromites des péridotites/pyroxénites ont des teneurs en magnésium globalement plus élevées que celles des roches gabbroïques. En effet, les chromites de la majorité des péridotites/pyroxénites présentent une gamme de composition en Mg#* comprise entre 25,3 % et 47,4 % tandis que celles de la plupart des roches gabbroïques décrivent une gamme de composition en Mg#* s'échelonnant de 14,9 % à 39,5 % *(fig.3.30b)*. Parmi les roches gabbroïques, les gabbros à Ol (s.l.) et les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) ont des valeurs de Mg#* dans les chromites globalement équivalentes et relativement dispersées comprises entre 6,9 % dans un gabbro à Ol et à Opx tardif et 46,9 % dans un mélagabbro à Ol et à Opx tardif. On constate que les chromites de la majorité des autres lithologies gabbroïques sont concentrées vers de fortes valeurs de Mg#* supérieures à 29,2 %. Seules une gabbronorite à Ol, une gabbronorite, une mélatroctolite et une plagioclasite montrent des chromites moins magnésiennes avec des valeurs de Mg#* comprises entre 11,3 % et 23,9 %. Parmi les péridotites/pyroxénites, les wehrlites à Cpx précoce (s.l.) décrivent l'ensemble du trend de composition en Mg#* des chromites, cependant on constate que celles à Plg tardif se concentrent vers de fortes teneurs en magnésium (Mg#* > 25,3 %) tandis que celles à Opx et Plg tardifs se regroupent dans une gamme de composition moyenne en Mg#* comprise entre 17,8 % et 30,8 % *(fig.3.30b)*. Les chromites des wehrlites à Cpx tardifs (s.l.) sont, quant à elles, relativement riches en magnésium avec des valeurs de Mg#* s'échelonnant de 25,5 % à 51,6 %. Enfin, les chromites des clinopyroxénites (s.l.), des harzburgites à Cpx et Plg et des dunites sont concentrées dans un intervalle limité de compositions moyennes en Mg#* compris entre 29 % et 35,2 %.

Dans l'ensemble des lithologies, les chromites sont relativement riches en titane avec des teneurs comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de ~ 0,07 %) et 2,67 % *(fig.3.30b)*. La majorité des échantillons est cependant regroupée dans un intervalle de composition plus restreint et plus faible inférieur à 1 %. Les chromites des gabbros à Ol et à

Opx tardif (s.l.) montrent une gamme de composition en titane relativement étendue comprise entre 0 % (i.e. sous la limite de détection) et 1,96 %, les plus titanifères (> 1 %) s'observant majoritairement dans les mélagabbros à Ol et à Opx tardif *(fig.3.30b)*. Les chromites des gabbros à Ol (s.l.) ont, par contre, une gamme de composition en titane plus restreinte et plus faible que celle des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.), s'échelonnant de 0,07 % à 1,4 %. Les chromites de la majorité des autres lithologies gabbroïques sont concentrées vers de relative faibles teneurs en titane, inférieures à 1,2 %, les moins titanifères (TiO_2 ~ 0,34 %) se trouvant dans le leucogabbro à Opx tardif et les plus titanifères (TiO_2 ~ 1,2 %) s'observant dans la troctolite (s.s.). Cependant, parmi les roches gabbroïques, les chromites les plus riches en titane (1,76 % < TiO_2 < 2,4 %) se trouvent dans une gabbronorite à Ol, une gabbronorite (s.s.) et deux plagioclasites *(fig.3.30b)*. En ce qui concerne les chromites des péridotites/pyroxénites, elles montrent une gamme de composition relativement étendue et globalement équivalente à celle des roches gabbroïques, comprise entre 0,22 % et 2,67 %. Les chromites de la majorité des échantillons de cette famille ont des teneurs en titane relativement faibles, inférieures à 1%, seules celles des wehrlites à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs ainsi que celles de certaines wehrlites à Cpx précoce (s.s.) et d'une wehrlite à Cpx et Plg tardifs sont relativement riches en TiO_2 avec des teneurs comprises entre 1,25 % et 2,67 % *(fig.3.30b)*. On note que certaines chromites de ce massif sont parmi les plus titanifères dans l'ensemble des chromites analysées dans la section crustale profonde de l'ophiolite *(cf. les autres chapitres)*.

III.1.f. Composition des Amphiboles

Dans l'ensemble des échantillons de ce massif, on distingue principalement, à partir de l'étude pétrographique *(cf. chap.1)*, deux types d'amphiboles : des amphiboles primaires ou magmatiques et des amphiboles secondaires issues de l'altération des pyroxènes et/ou de réactions sub-solidus. Des amphiboles métamorphiques s'observent également dans un gabbro métamorphisé *(08BA16, cf. chap.1, paragraphe II.3.b)*. Ces différentes amphiboles correspondent à des amphiboles magnésiennes (Mg / ($Mg+Fe^{2+}$) > 0,79) et calciques ($(Ca+Na)_B \geq 1,00$ et $Ca_B \geq 1,50$) (*Leake et al., 1997*) présentant des teneurs en CaO comprises entre 10,4 % et 15,3 % et des teneurs en Na_2O comprises entre 0 % (i .e. sous la limite de détection qui est de ~ 0,12 %) et 2,6 %. Il est fréquent de trouver plusieurs générations d'amphiboles au sein d'un même échantillon.

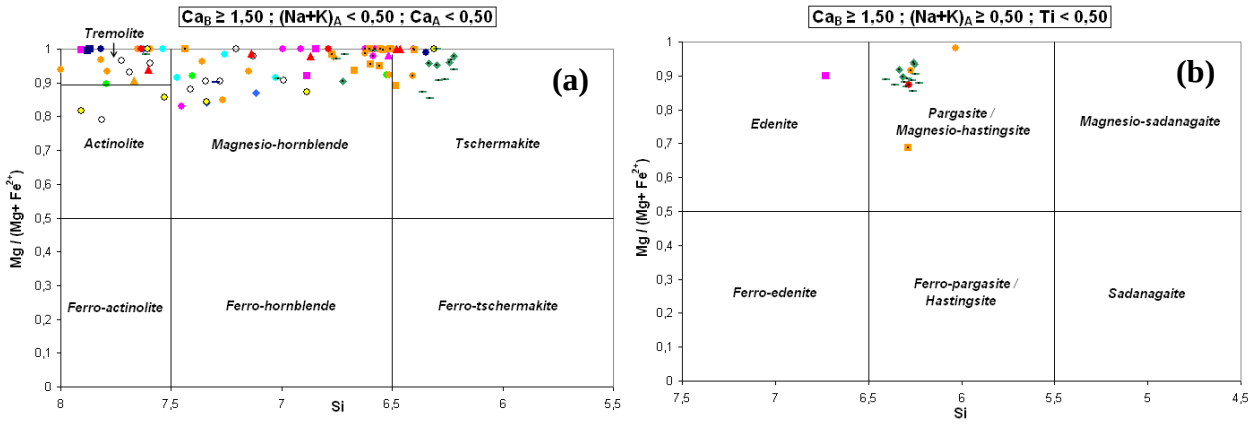


Figure 3.31 : Classification des amphiboles calciques ($(Ca+Na)_B \geq 1,00$ et $Ca_B \geq 1,50$) selon Leake (1978 et 1997) montrant la composition des amphiboles dans les différentes lithologies du massif de Bahla. a) Amphiboles montrant un $(Na+K)_A < 0,50$ et un $Ca_A < 0,50$ et b) Amphiboles montrant un $(Na+K)_A \geq 0,50$ et un Ti < 0,50. Pargasite / Ferro-pargasite ($^{VI}Al \geq Fe^{3+}$) ; Magnesio-hastingsite / Hastingsite ($^{VI}Al < Fe^{3+}$). Les éléments (Ca, Na, Si, Mg…) et les lettres (A, B) font respectivement référence aux nombres d'atomes et aux sites dans la formule structurale des amphiboles. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire. Les amphiboles interprétées comme magmatiques à partir de l'étude pétrographique sont notées par un point noir en plus du symbole pour la lithologie.

Les amphiboles magmatiques s'observent majoritairement dans les troctolites et leucotroctolites à 2 Px tardifs et dans les gabbros Ol et à Opx tardif (s.l.) *(cf. chap.1 et fig.3.31)*. On les trouve également, mais en moindre proportion, dans quelques gabbros à Ol (s.s.) et dans une troctolite à Cpx. *(fig.3.31)*. La plupart des troctolites à 2 Px tardifs (s.l.) présentent des amphiboles relativement pauvres en silice (Si < 6,5) correspondant soit à des magnésio-hastingsites ($(Na+K)_A \geq 0,50$) *(fig.3.31b)*, soit à des tschermackites ($(Na+K)_A < 0,50$) *(fig.1.31a)*. Certaines troctolites à 2 Px tardifs (s.l.) montrent cependant des amphiboles plus riches en silice (Si > 6,5) de type magnésio-hornblende et trémolite *(fig.3.31a)*. Il faut noter que le caractère magmatique des amphiboles est déduit des observations microscopiques *(cf. chap.1)* et de ce fait, il n'est pas exclu que les amphiboles de type trémolite interprétées comme primaires au microscope soient en réalité, au vu de leur composition chimique, des amphiboles secondaires. Les amphiboles magmatiques de la majorité des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) et des gabbros à Ol (s.s.) sont relativement pauvres en sodium ($(Na+K)_A < 0,50$) et en silice ($6,4 < Si < 6,7$) et sont concentrées à la limite entre le domaine des magnésio-hornblendes et des tschermackites *(fig.3.31a)*. Seul un mélagabbro à Ol et à Opx tardif présente des magnésio-hornblendes relativement riches en silice avec une valeur de Si ~ 7,5. Certains gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) montrent également des amphiboles plus riches en sodium, une magnésio-hastingsite ($^{VI}Al < Fe^{3+}$) se trouvant dans un gabbro (08BA8H) et une pargasite ($^{VI}Al \geq Fe^{3+}$) s'observant dans un mélagabbro (08BA4BB) *(fig.3.31b)*. On remarque que cette dernière est particulièrement pauvre en magnésium par rapport à celles de la majorité des échantillons avec une valeur de $Mg / (Mg+Fe^{2+}) \sim 0,69$. On constate que les amphiboles primaires analysées dans les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) et dans les gabbros à Ol (s.s.) sont généralement plus riches en silice que celles des troctolites à 2 Px tardifs (s.l.). Les amphiboles magmatiques observées dans la troctolite à Cpx correspondent à des magnésio-hastingsites présentant des compositions équivalentes à celles des leucotroctolites à 2 Px tardifs *(fig.3.31b)*.

Les amphiboles secondaires et métamorphiques de l'ensemble des échantillons présentent des compositions variées. La plupart sont relativement pauvres en sodium ($(Na+K)_A < 0,50$) et présentent des compositions en silice s'échelonnant des domaines des trémolites/actinolites ($Si > 7,5$) jusqu'au domaine des tschermakites ($Si < 6,25$) *(fig.3.31a)*. Seuls un gabbro à Ol et à Opx tardif et un mélagabbro à Ol montrent des amphiboles plus riches en sodium ($(Na+K)_A \geq 0,50$) de type magnésio-hastingsite (Si ~ 6) et édénite (Si ~ 6,7) respectivement *(fig.3.31b)*. Dans le diagramme des amphiboles relativement pauvres en sodium *(fig.3.31b)*, on constate que la plupart des échantillons sont regroupés dans les domaines des trémolites et des magnésio-hornblendes. Quelques tschermackites s'observent dans certaines roches gabbroïques (mélagabbro à Ol et à Opx tardif, plagioclasite, leucotroctolite à Cpx) et dans une wehrlite à Cpx précoce et, de rares actinolites (ou actinotes), amphiboles riches en magnésium ($0,79 < Mg / (Mg+Fe^{2+}) < 0,86$) et en silice ($Si > 7,5$), se trouvent dans certaines plagioclasites et dans un gabbro altéré (« autres lithologies »). Dans la majorité des lithologies, les amphiboles secondaires et métamorphiques montrent finalement les mêmes gammes de composition, cependant on peut noter que celles des gabbros (s.l.), des « autres lithologies » (i.e. gabbros altérés et métamorphisés) et de la plupart des wehrlites (s .l.), des plagioclasites et des gabbronorites sont relativement riches en silice ($7 < Si < 7,9$) et regroupées dans le domaine des trémolites et des magnésio-hornblendes *(fig.3.31b)*.

III.2. Composition des Cpx en éléments en traces à l'échelle du massif

Parmi les nombreux échantillons récoltés, les moins altérés et les plus représentatifs de la majorité des lithologies observées dans le massif de Bahla ont été sélectionnés afin d'analyser plusieurs de leurs Cpx en éléments en traces. Ces minéraux n'étant pas

chimiquement zonés et les teneurs en éléments en traces étant homogènes dans chaque échantillon, les spectres de terres rares *(fig.3.32)* et les spectres élargis *(fig.3.33)* sont réalisés à partir des moyennes pour une meilleure lisibilité.

L'ensemble des échantillons présente globalement la même forme de spectre de terres rares caractérisée par un appauvrissement en LREE par rapport aux HREE et un rapport La/Yb compris entre 0,05 et 0,15 *(fig.3.32)*. Ces différents spectres sont également relativement plats au niveau des HREE et ne montrent aucune anomalie. Dans le détail, on constate cependant que les spectres de terres rares entre les différentes lithologies et parfois au sein d'une même lithologie ne sont généralement pas parallèles et se recoupent.

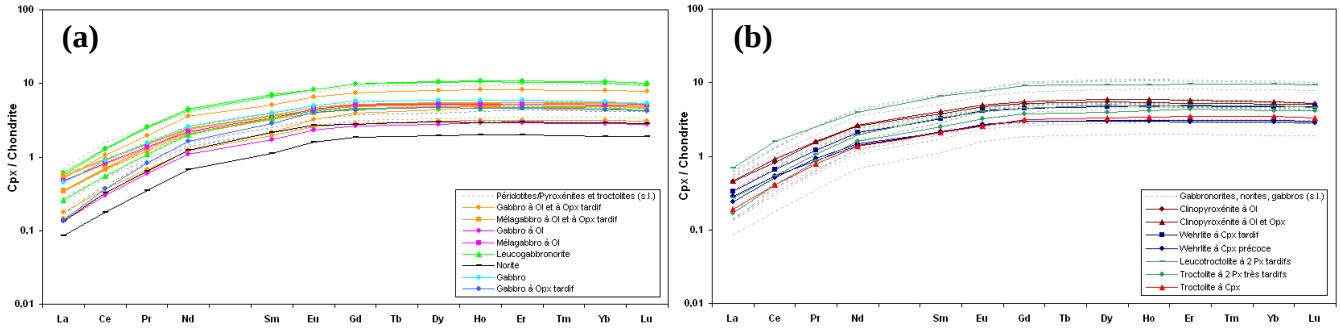


Figure 3.32 : Spectres de terres rares des Cpx dans les gabbronorites (s.l.), les norites et les gabbros (s.l.) (a) et dans les péridotites/pyroxénites et les troctolites (s.l.) (b) du massif de Bahla. Dans chaque diagramme, les spectres des Cpx des autres lithologies sont notés en pointillés pour faciliter les comparaisons. Le groupement des différentes lithologies dans les diagrammes n'a pas de signification génétique mais permet une meilleure lisibilité des spectres. De la même manière, pour faciliter l'interprétation des spectres, les norites ont été notées en noir. Dans ces diagrammes, les valeurs sont normalisées aux chondrites d'après McDonough et Sun (1995) et les éléments sont classés par Z (i.e. numéro atomique) croissant, correspondant à une incompatibilité décroissante, de la gauche vers la droite.

Les norites ont les Cpx les plus pauvres en terres rares avec des concentrations en HREE 2 à 3 fois supérieures et des concentrations en La 9,6 à 20 fois inférieures à celles des chondrites. Les gabbronorites (s.s.) et une des leucotroctolites à 2 Px tardifs ont, par contre, les Cpx les plus riches en terres rares avec des concentrations en HREE 9 à 11 fois supérieures et des concentrations en La 4 à 5 fois inférieures à celles des chondrites. Abstraction faite de ces compositions extrêmes, les Cpx des deux familles de roches ont globalement les mêmes concentrations en terres rares *(fig.3.32)*. Parmi les roches gabbroïques, les différents échantillons de gabbros à Ol et Opx tardif (s.l.) ont des concentrations en terres rares variées avec des teneurs en HREE comprises entre 3 fois et 8 fois celles des chondrites *(fig.3.32a)*. Dans ce groupe (i.e. gabbro à Ol et à Opx tardif), on constate que certains spectres sont plus ou moins parallèles entre eux mais la plupart se recoupent et un échantillon présente un spectre de terres rares légèrement différent des autres, marqué par une pente plus forte vers les LREE avec un rapport La/Yb ~ 0,05 et un léger « bombement » au niveau des HREE du fait d'une diminution des concentrations en Lu *(fig.3.32a et annexe 1B)*. La majorité des autres lithologies gabbroïques montre les mêmes gammes de concentrations en terres rares que les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) et les échantillons au sein d'une même lithologie ont souvent des spectres globalement parallèles *(fig.3.32a-b)*. Seul le gabbro à Opx tardif se distingue des autres échantillons par l'allure de son spectre caractérisé par un appauvrissement plus important en LREE par rapport aux HREE et une pente relativement forte avec un rapport La/Yb ~ 0,05 *(fig.3.32a)*. Parmi les péridotites/pyroxénites, les wehrlites (s.l.) ont des concentrations en terres rares légèrement plus faibles que celles des clinopyroxénites (s.l.) avec des teneurs en HREE comprises entre 3 fois et 4,7 fois les valeurs des chondrites contre de 5 fois à 6 fois pour les clinopyroxénites (s.l.) *(fig.3.32b)*. On note

également que les différents types de wehrlites et de clinopyroxénites ont des spectres globalement parallèles entre eux.

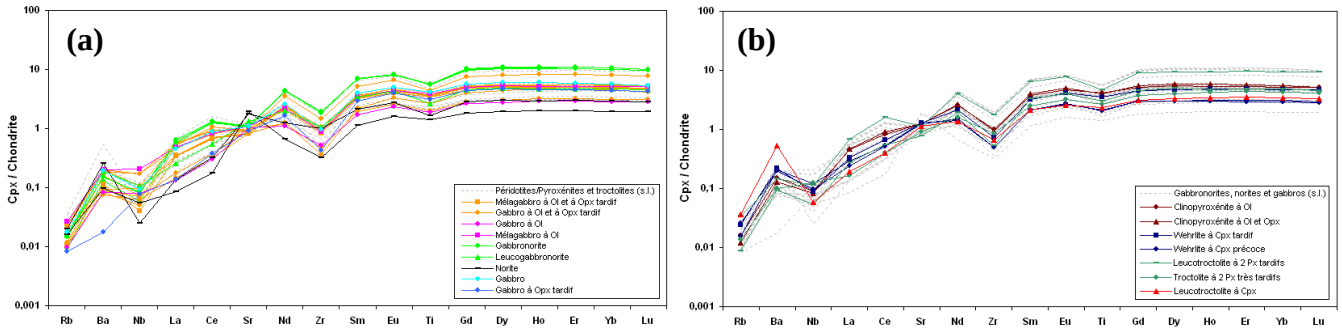


Figure 3.33 : Spectres élargis des Cpx dans les gabbronorites (s.l.), les norites et les gabbros (s.l.) (a) et dans les péridotites/pyroxénites et les troctolites (s.l.) (b) du massif de Bahla. Dans chaque diagramme, les spectres des Cpx des autres lithologies sont notés en pointillés pour faciliter les comparaisons. Le groupement des différentes lithologies dans les diagrammes n'a pas de signification génétique mais permet une meilleure lisibilité des spectres. De la même manière, pour faciliter l'interprétation des spectres, les norites ont été notées en noir. Dans ces diagrammes, les valeurs sont normalisées aux chondrites d'après McDonough et Sun (1995) et les éléments sont classés par ordre d'incompatibilité décroissante de la gauche vers la droite.

Les spectres élargis de l'ensemble des échantillons du massif de Bahla sont caractérisés par un appauvrissement en éléments les plus incompatibles par rapport aux éléments les moins incompatibles *(fig.3.33)*. Les concentrations en éléments en traces sont relativement faibles dans l'ensemble des lithologies avec des teneurs comprises entre 11 fois supérieures et 200 fois inférieures aux valeurs des chondrites. Comme précédemment *(fig.3.32)*, on constate que les norites présentent globalement les spectres les plus appauvris en élément en traces tandis que les gabbronorites (s.s.) et une des leucotroctolites à 2 Px tardifs montrent plus ou moins les spectres les plus enrichis en éléments en traces. Cependant, dans le détail, les concentrations sont relativement fluctuantes du fait de nombreuses « anomalies ». L'ensemble des échantillons montre des anomalies négatives en Zr et en Ti *(fig.3.33)*. L'anomalie en Zr est bien marquée dans la majorité des échantillons sauf dans une des norites où elle est moins prononcée. Au contraire, l'anomalie en Ti est peu marquée dans la plupart des échantillons mais est généralement plus prononcée dans les gabbronorites (s.l.), dans une des norites et dans certains gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.). C'est au niveau des concentrations en Sr, Nb et Ba que l'on observe le plus de contrastes entre les différentes lithologies et au sein d'une même lithologie *(fig.3.33)*. Trois lithologies ont des spectres particuliers. Les spectres des norites présentent une forte anomalie positive en Sr et une anomalie négative moyenne à forte en Nb ainsi qu'une anomalie positive plus ou moins prononcée en Ba *(fig.3.33a)*. Le spectre du gabbro à Opx tardif est marqué par l'absence totale d'anomalies pour les éléments en traces fortement incompatibles et présente donc une pente globalement constante pour ces éléments *(fig.3.33a)*. Enfin le spectre de la leucotroctolite à Cpx est caractérisé par une anomalie négative relativement forte en Nb, et par l'anomalie positive en Ba la plus importante parmi les échantillons du massif *(fig.3.33b)*. Mis à part ces spectres particuliers, les spectres des gabbronorites (s.s.), d'une des leucotroctolites à 2 Px tardifs et de certains gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) ont tous une anomalie négative en Sr. Cette anomalie est particulièrement importante dans les gabbronorites (s.s.) et dans la leucotroctolite à 2 Px tardifs mais est très faible dans les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.). On remarque que la leucogabbronorite et l'autre leucotroctolite à 2 Px tardifs ne présentent pas cette anomalie *(fig.3.33)*. La majorité des échantillons montrent des anomalies négatives et positives plus ou moins prononcées en Nb et en Ba respectivement. Seuls les gabbros à Ol (s.l.), la troctolite à 2 Px tardifs et certains

gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) ne présentent pas ces anomalies. Contrairement aux roches gabbroïques dont les spectres sont très contrastés, les wehrlites (s.l.) et les clinopyroxénites (s.l.) ont des formes de spectres similaires (i.e. les mêmes anomalies) mais des concentrations variables *(fig.3.33b)*. Ces péridotites/pyroxénites ainsi que le gabbro (s.s.) ont des formes de spectres globalement équivalentes à ceux de la majorité des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.). Contrairement aux spectres de terres rares, les spectres élargis des différents échantillons au sein d'une même lithologie sont rarement parallèles du fait des diverses anomalies.

Comme dans le massif de Wuqbah *(chap.2)*, on constate que les anomalies positives et/ou négatives en Sr observées dans les spectres élargis ne sont pas corrélées à des anomalies en Eu dans les spectres de terres rares *(fig.3.32 et 3.33)*. Dans le cas des gabbronorites (s.s.), de la leucotroctolite à 2 Px tardifs et des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.), l'anomalie négative en Sr reflète probablement le fractionnement de Plg dans le magma avant la cristallisation du Cpx dans ces échantillons. Dans le cas des norites, la forte anomalie positive en Sr associée aux faibles concentrations en terre rares et en éléments en traces de ces lithologies présentant un degré de différenciation équivalent aux autres échantillons (XMg_{cpx} ~ 86 % - 89 %, *fig.3.23*) témoigne, *a priori*, d'un magma parent de composition différente à l'origine de ces échantillons. Ces observations confirment que ces norites correspondent bien à l'imprégnation des cumulats lités par des liquides de compositions différentes *(cf. chap.1)*. Dans les spectres, les variations de concentration en terres rares et en éléments en traces dans les Cpx reflètent généralement le degré de différenciation des échantillons. En effet, les terres rares et les éléments en traces étant incompatibles dans la majorité des minéraux, ils se concentrent dans le magma au cours de la cristallisation fractionnée. Ainsi, il est logique que les gabbronorites (s.s.) qui sont relativement évoluées (XMg_{cpx} ~ 81 %, *fig.3.23*) aient les spectres les plus riches en éléments en traces. Cependant, cette règle souffre de certaines exceptions : on constate que la troctolite à 2 Px très tardifs, correspondant à l'échantillon le plus primitif (XMg_{cpx} ~ 92 %, *fig.3.23*), ne présente pas le spectre le plus appauvri (hors norite). De la même manière, une des leucotroctolites à 2 Px tardifs et la wehrlite à Cpx tardif ont globalement les mêmes concentrations en éléments en traces alors qu'ils présentent des degrés de différenciation relativement différents (XMg_{cpx} ~ 85,6 % pour la troctolite et XMg_{cpx} ~ 88,7 % pour la wehrlite). Cette absence de corrélation entre les concentrations en éléments en traces et le degré de différenciation s'observe dans plusieurs échantillons *(cf. fig.3.23 et fig.3.32-3.33)*. Cette observation, et le non parallélisme de la population de spectres, démontrent que la diversité des cumulats du massif de Bahla ne s'explique pas uniquement par la cristallisation fractionnée d'un magma parent unique. La composition en éléments en traces des Cpx confirme donc les conclusions de l'étude des éléments majeurs. Je reviendrai plus en détail sur ce point dans la discussion *(chap.7)*.

III.3. Etude des variations chimiques dans les cumulats à l'échelle de coupes métriques

J'ai réalisé deux coupes d'environ 5 m d'épaisseur dans l'unité des cumulats lités à l'Est du massif. La première a été effectuée au Sud-Est, au niveau de l'affleurement *8-2008 (fig.3.1)*, dans des cumulats montrant des alternances de lits gabbroïques. La seconde a été réalisée au Nord-Est, au niveau de l'affleurement *3-2008 (fig.3.1)*, dans des cumulats présentant des alternances de lits gabbroïques et de lits péridotitiques/pyroxénitiques. Au niveau de ces deux affleurements, les pendages des lits dans les cumulats sont sub-verticaux (85° pour l'affl. *3-2008* et 70° pour l'affl. *8-2008*) et les coupes ont été réalisées perpendiculairement au litage. Il faut noter que ces coupes ne sont pas orientées par rapport au Moho car, comme je l'ai mentionné dans l'étude de terrain *(paragraphe II)*, il est difficile dans ce massif de se positionner stratigraphiquement dans la section crustale. L'orientation

par rapport au Moho n'est cependant pas primordiale pour ce type de coupes, le but principal de ces dernières étant d'étudier les évolutions chimiques existant à petite échelle dans les cumulats lités.

III.3.a. La coupe du Sud-Est

Cette coupe dans les cumulats lités montre une alternance de lits de gabbronorite (s.s.), de lits de troctolite (troctolite à Cpx, leucotroctolite et troctolite à 2 Px tardifs) et de lits de gabbro à Ol et à Opx tardif et présente donc des litages de phase, de proportion et d'ordre de cristallisation *(fig.3.34a)*. Dans cette coupe, l'Opx est omniprésent soit sous forme de phase cumulus dans les gabbronorites, soit sous forme de phase post-cumulus dans les troctolites (s.l.) et les gabbros à Ol (s.l.). Les différentes compositions observées à un même niveau dans le profil reflètent des litages millimétriques qui seront étudiés à l'échelle appropriée dans le *paragraphe III.4*. Dans cette coupe, je présenterai des compositions moyennes par niveau stratigraphique pour examiner les évolutions chimiques à l'échelle métrique.

Conformément à l'analyse globale précédente, les cumulats de cette coupe ont des compositions relativement évoluées avec des valeurs de XMg_{cpx} et de XMg_{opx} comprises entre 80,3 % et 83 % et entre 75,9 % et 80,1 % respectivement, des valeurs de Fo dans l'Ol s'échelonnant de 75,8 % à 77,8 % et des teneurs en anorthite dans le Plg comprises entre 66,9 % et 81,2 % *(fig.3.34b)*. On peut noter que selon l'index de cristallisation utilisé (XMg_{cpx}, XMg_{opx} ou Fo), l'échantillon le plus primitif et/ou le plus évolué n'est pas toujours le même. Dans cette coupe, on constate que la composition des cumulats est relativement homogène. Seules les gabbronorites se distinguent sensiblement des autres lithologies pour certains éléments. Elles présentent, en effet, une gamme de XMg_{opx} plus faible que celle de la majorité des échantillons (XMg_{opx} ~ 75,9 % - 78 % contre ~ 78,8 %) mais, étrangement, une gamme en XMg_{cpx} équivalente et, des teneurs en anorthite beaucoup plus faibles que celles de l'ensemble des autres lithologies comprises entre 66,9 % et 73,1 % contre ~ 79,5 %. Les teneurs en aluminium des pyroxènes de ces gabbronorites sont également faibles comparées à celles des autres échantillons avec des valeurs de Al_2O_3 dans le Cpx comprises entre 1,8 % et 1,9 % contre ~ 2,3 % et des valeurs de Al_2O_3 dans l'Opx s'échelonnant de ~ 0,88 % à ~ 0,92 % contre ~ 1,28 %.

Le long de la coupe, les variations du XMg des pyroxènes, de Fo et, en moindre proportion, de An décrivent des patterns en zig-zag dans lesquels on peut définir au moins 6 intervalles montrant des évolutions distinctes *(fig.3.34b)*. Le premier intervalle (0 – 100 cm) est caractérisé par une augmentation progressive du XMg_{opx} et de l'An, ces valeurs passant de ~ 77,5 % à ~ 79 % et de ~ 72 % à ~ 80,2 % respectivement. On note que cette première évolution chimique est également associée à une évolution lithologique significative, les bancs passant de gabbronorites à la base de la coupe à des leucotroctolites à 2 Px tardifs au sommet de l'intervalle *(fig.3.34a-b)*. La seconde évolution, s'échelonnant de 102 cm à 182 cm, est marquée par la décroissance graduelle du XMg de ~ 81,3 % à ~ 80,5 % pour le XMg_{cpx} et de ~ 79 % à ~ 77,9 % pour le XMg_{opx}, et, de ~76,9 % à ~ 76 % pour le Fo. Le troisième intervalle, plus fin que les deux précédents (~ 20 cm d'épaisseur : 182 – 202 cm), montre une brutale augmentation du XMg_{cpx} de ~ 80,5 % à ~ 81,9 %, du XMg_{opx} ~ 77,9 % à ~ 79,9 % et de Fo de ~ 76 % à ~ 77,7 %. On remarque que le Plg montre également deux évolutions de composition marquées par une diminution des teneurs en anorthite de 80,2 % à 78,3 % suivie d'une croissance de ces teneurs de ~ 78,3 % à ~ 80,2 %. Cependant, ces intervalles ne coïncident pas avec ceux définis par les pyroxènes et l'Ol, le premier étant compris entre 102 cm et 150 cm et le second entre 150 cm à 202 cm *(fig.3.34b)*. La quatrième évolution,

s'observant entre 202 cm et 252 cm, est caractérisée par une diminution relativement rapide du XMg dans les pyroxènes de ~ 81,9 % à ~ 81,3 % pour le XMg_{cpx} et de ~ 79,9 % à ~ 79,3 % pour le XMg_{opx} respectivement et, de Fo de ~ 77,7 % à ~ 77,2 %. Le cinquième intervalle compris entre 252 cm et 328 cm est ensuite marqué par une croissance progressive du XMg_{cpx} de ~ 81,3 % à ~ 82,2 %, des valeurs du XMg_{opx} de ~ 79,3 % à ~ 79,8 % et de Fo de ~ 77,2 % à ~ 77,5 %. Dans cet intervalle, la teneur en anorthite des Plg est anti-corrélée aux XMg et au Fo puisqu'elle diminue de ~ 80,3 % à ~ 79,1 % vers le sommet. La dernière évolution, s'échelonnant de 328 cm jusqu'au sommet de la coupe (~ 1 m d'épaisseur) montre une décroissance continue du XMg de ~ 82,2 % à ~ 81,2 %, de ~ 79,8 % à ~ 78,6 % et de ~ 77,5 % à ~ 76,3 % pour le Cpx, l'Opx et l'Ol respectivement. On note que ce dernier intervalle est également marqué par une variation lithologique significative, les bancs passant de troctolites (s.l.) à la base de l'intervalle à des gabbros à Ol (s.l.) au sommet. Ces patterns ondulés définis par les pyroxènes, l'Ol et, dans une moindre mesure, par les Plg témoignent de cycles magmatiques de remplissage/cristallisation fractionnée dans la chambre magmatique. En effet l'augmentation conjointe du XMg, de Fo voire de An s'interprète le plus naturellement en termes de remplissage de la chambre par des magmas primitifs et de leur mélange avec les magmas déjà présents dans la chambre tandis que la diminution conjointe de ces teneurs résultent de processus de cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes dans les magmas de la chambre. La présence d'une évolution décalée pour le Plg à la base de la coupe et d'une anti-corrélation entre la teneur en anorthite du Plg et celles en Fo de l'Ol et en XMg des pyroxènes au sommet du profil indiquent que ces cycles de remplissage/cristallisation fractionnée sont perturbés par d'autres processus magmatiques et/ou hydrothermaux.

Si on s'intéresse maintenant aux teneurs en titane, en aluminium et en chrome dans les pyroxènes, on constate qu'elles ne suivent pas les mêmes évolutions que celles décrites par le XMg et le Fo *(fig.3.34b)*. Pour la plupart de ces éléments, les évolutions sont moins marquées, voire absentes dans le cas du chrome dans l'Opx *(non illustré sur la fig.3.34)*, et sont plus difficiles à définir par rapport à celles du XMg et de Fo sauf pour le titane dans le Cpx et, en moindre proportion, pour l'aluminium dans les pyroxènes. Ces derniers montrent, en effet, des patterns ondulés dans lesquels on peut définir au moins trois intervalles distincts *(fig.3.34b)*. Le premier intervalle (0 – 150 cm) est caractérisé par une diminution de la teneur en titane dans le Cpx de ~ 0,44 % à ~ 0,35 % et une augmentation de la teneur en aluminium dans les pyroxènes, de ~ 1,85 % à ~ 2,27 % dans le Cpx et de ~ 0,92 % à ~ 1,33 % dans l'Opx. Cette évolution est également associée à une légère diminution de la teneur en chrome dans les Cpx, du moins à la base de la coupe (0 – 102 cm), de ~ 0,13 % à ~ 0,10 %. Comparé aux évolutions précédentes, cet intervalle est associé à une diminution des teneurs en XMg et en Fo à la base de ce dernier suivie par une augmentation de ces valeurs au sommet et, on constate que cet intervalle se termine au milieu de la seconde évolution définie précédemment *(fig.3.34b)*. Seules les teneurs en anorthite du Plg montrent la même limite d'intervalle que celle des teneurs en titane et en aluminium des pyroxènes. La seconde évolution, s'échelonnant de 150 cm à 252 cm est marquée par une croissance progressive de la teneur en titane des Cpx de ~ 0,35 % à ~ 0,51 % et une décroissance de la teneur en aluminium dans les Opx, du moins à la base de l'intervalle (150 – 202 cm), de ~ 1,33 % à ~ 1,19 %. On note cependant que, dans cet intervalle, les teneurs en chrome et en aluminium dans le Cpx et les teneurs en titane dans l'Opx sont globalement constantes. Ce second intervalle coïncide plus ou moins avec les $3^{ème}$ et $4^{ème}$ évolutions définies par les pyroxènes et les Ol et caractérisées par une augmentation des teneurs en XMg et en Fo suivie par la diminution de ces valeurs vers le sommet de la coupe.

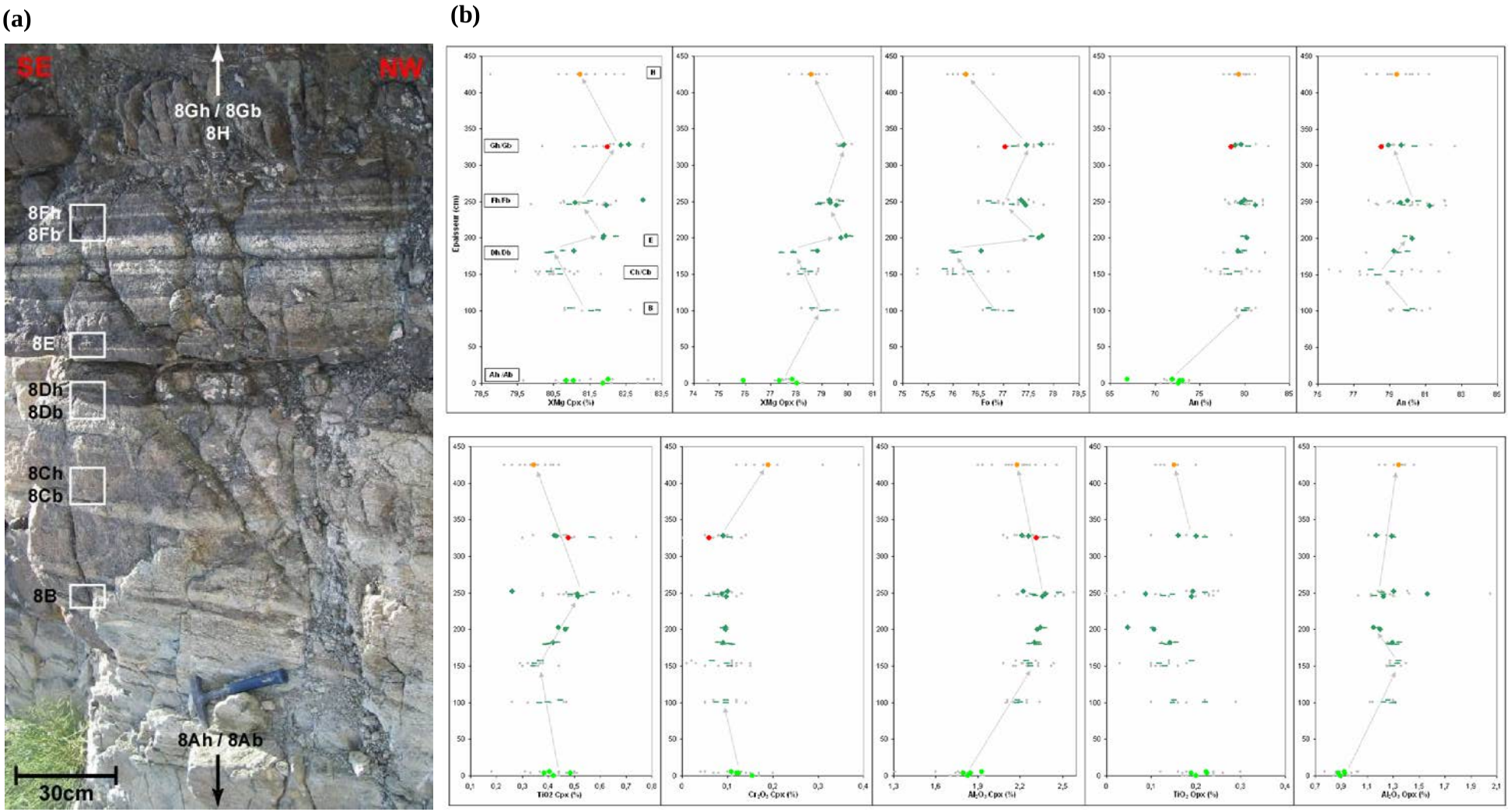


Figure 3.34 : Coupe dans des cumulats gabbroïques lités au niveau de l'affleurement 8-2008 dans le massif de Bahla. a) Coupe pétrologique montrant une alternance de lits de gabbronorite (s.s.), de lits de troctolite (s.l.) et de lits de gabbro à Ol et à Opx tardif. Les échantillons analysés sont notés sur la coupe et les noms de ces derniers sont reportés sur le premier profil chimique qui sert de référence. b) Profils chimiques montrant les variations de la composition des minéraux le long de la coupe. Les flèches indiquent les évolutions décrites dans le texte et pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Le dernier intervalle s'observant de 252 cm jusqu'au sommet de la coupe (~ 173 cm d'épaisseur) est marqué par une diminution graduelle de la teneur en titane et en aluminium dans les Cpx de ~ 0,51 % à ~ 0,34 % et de ~ 2,36 % à ~ 2,18 %, respectivement. Dans cet intervalle, la teneur en aluminium dans les Opx est cependant anti-corrélée à celle observée dans les Cpx, l'Al_2O_3 augmentant de ~ 1,21 % à ~ 1,34 % vers le sommet de la coupe. Cette dernière évolution est également associée, du moins dans la partie sommitale de l'intervalle (> 328 cm), à une décroissance de la teneur en titane dans les Opx de ~ 0,2 % à ~ 0,15 % et à une croissance de la teneur en chrome dans les Cpx de ~ 0,09 % à ~ 0,19 %. Ce dernier intervalle coïncide avec les deux dernières évolutions décrites par les pyroxènes et les Ol et caractérisées par une augmentation puis une diminution des valeurs de XMg et de Fo vers le sommet de la coupe. Comme précédemment ces patterns en zig-zag font penser à des cycles de remplissage et de cristallisation fractionnée dans la chambre magmatique. Cependant, le fait que les variations des teneurs en titane dans les pyroxènes soient souvent anti-corrélées à celles des teneurs en l'aluminium dans ces mêmes minéraux, que les évolutions des teneurs en aluminium dans les Opx et les Cpx ne soient pas toujours corrélées et que les teneurs en chrome dans les pyroxènes soient constantes ou évoluent parfois de la même manière que celles en titane montrent que ces cycles sont fortement perturbés par d'autre mécanismes magmatiques et/ou hydrothermaux. En effet, je rappelle que lors de la cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes, le titane et l'aluminium ont tendance à augmenter conjointement dans le magma tandis que le chrome a tendance à diminuer dans ce dernier. Ces perturbations dans la chambre magmatique sont confirmées par la présence de cycles différents en termes d'épaisseur et de position dans la coupe entre ceux définis par les index de cristallisation (XMg et Fo) et ceux décrits par les teneurs en titane et en aluminium des pyroxènes et, par la présence de corrélation entre le XMg et le Fo d'un côté et le TiO_2 et l'Al_2O_3 de l'autre, ces éléments évoluant normalement à l'inverse lors de la cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes.

Pour interpréter ces évolutions, je me suis basée sur un système simple cristal + liquide cependant, un cumulat est un système relativement plus complexe puisque plusieurs phases minérales co-cristallisent. En effet, le comportement des éléments varie dans le système selon les minéraux qui précipitent et donc, la teneur de ces éléments dans une phase minérale va varier en fonction des minéraux co-cristallisant avec cette dernière. Dans mes échantillons, les oxydes ferro-titanés étant généralement absents, le titane est toujours un élément incompatible dans le système et il augmente donc dans le liquide et dans les minéraux lors de la cristallisation fractionnée. Par contre, du fait de l'abondance de Plg dans mes échantillons, le comportement de l'aluminium va varier dans le système : il sera incompatible si seules des phases ferromagnésiennes cristallisent et, dans ce cas, il augmentera dans le liquide et dans les minéraux au cours de la cristallisation fractionnée, mais il sera compatible si les Plg cristallisent et, dans ce cas, il diminuera dans le liquide et donc dans les minéraux au cours de la cristallisation fractionnée. De ce fait, les évolutions de la teneur en aluminium dans les Px « contradictoires » par rapport aux cycles magmatiques (i.e. remplissage par du magma primitif et cristallisation fractionnée de phase ferromagnésiennes) peuvent refléter la cristallisation abondante de Plg par rapport aux minéraux ferromagnésiens dans un « mush » primitif ou lors de la cristallisation fractionnée. Dans ce cas, les variations de la teneur en aluminium des pyroxènes devraient être anti-corrélées aux pourcentages modaux des Plg dans les cumulats. Cependant on constate que, dans le premier intervalle, l'augmentation de la teneur en aluminium dans les pyroxènes est associée à une augmentation du mode du Plg dans les cumulats (i.e. passage de gabbronorites à des leucotroctolites à 2 Px tardifs) et, au centre du profil, les teneurs en aluminium dans les Cpx sont globalement constantes alors que des variations modales de Plg s'observent dans la pile de cumulats

(fig.3.34a). De ce fait, dans les profils, les évolutions décrites par les teneurs en aluminium dans les Px sont liées à des perturbations des cycles magmatiques plutôt qu'à un effet de la cristallisation du Plg dans le système. Ceci n'exclut pas que certaines variations de la teneur en aluminium dans les Px de ces cumulats soient influencées par l'effet du Plg.

L'étude des cumulats lités de cette coupe montre donc qu'ils sont issus de cycles magmatiques caractérisés par le remplissage de la chambre par des magmas primitifs suivis de mécanismes de cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes dans cette chambre. Cependant les différents messages chimiques souvent contradictoires apportés par les index de cristallisation (XMg, Fo voire An) et les teneurs en titane, en aluminium voire en chrome des pyroxènes indiquent que ces cycles sont fortement perturbés par un ou plusieurs processus magmatiques et/ou hydrothermaux. Dans cette coupe, les évolutions chimiques relativement chaotiques ainsi que les variations en chrome relativement faibles dans les pyroxènes expliquaient les trends particuliers définis précédemment par ces échantillons dans l'étude chimique réalisée à l'échelle du massif *(cf. paragraphe III.1)*.

III.3.b. La coupe du Nord-Est

Cette coupe dans les cumulats lités montre une succession de lits de lithologies très variées : des lits de péridotites/pyroxénites (clinopyroxénite (s.l.), dunite à Plg, wehrlite à Cpx tardif), des lits de gabbros (gabbro à Ol et à Opx tardif (s.l.) et mélagabbro à Ol), des lits de troctolites (troctolite à Cpx (s.l.) et leucotroctolite à 2 Px tardifs) et des lits de plagioclasite *(fig.3.35a-b)*. Ces cumulats présentent donc des litages de phase, de proportion et d'ordre de cristallisation. Comme précédemment, les différentes compositions observées au même niveau dans la coupe reflètent généralement de fins litages millimétriques dans les cumulats *(fig.3.35a-b)*. Dans le cas des chromites, ces différentes compositions peuvent également représenter plusieurs générations de minéraux au sein d'un même échantillon. Dans cette étude, je ne regarderai pas en détail ces petites variations et travaillerai avec des compositions moyennes par niveau stratigraphique pour examiner les évolutions chimiques.

Dans cette coupe les cumulats ont des compositions plus primitives que ceux de la coupe précédente avec des XMg_{cpx} et des XMg_{opx} compris entre 86,6 % et 90,4 % et entre 86,3 % et 86,8 % respectivement, un Fo s'échelonnant de 84,2 % à 86,4 % et des An compris entre 87,4 % et 90,7 % *(fig.3.35b)*. De façon inattendue, les lits de clinopyroxénites (s.l.) et de wehrlite à Cpx tardifs situés à la base de la coupe ont des XMg_{cpx} et des Fo plus faibles que ceux des roches gabbroïques et donc des compositions plus évoluées que ces dernières avec des valeurs de XMg_{cpx} comprises entre 86,6 % et 87,5 % contre 88 % et 90,4 % pour les roches gabbroïques et des teneurs en Fo s'échelonnant de 84,2 % à 84,7 % contre 85 % à 86,4 % pour les lithologies gabbroïques. Cependant, on note que ces lits péridotitiques/ pyroxénitiques présentent des teneurs en chrome plus élevées dans les Cpx mais plus faibles dans les chromites que celles des roches gabbroïques, s'échelonnant respectivement de ~ 0,81 % à ~ 0,83 % et de 30,6 % à 34,9 % contre ~ 0,37 % à ~ 0,71 % et 34,6 % à 38,6 % dans les lithologies gabbroïques. Enfin, ces clinopyroxénites (s.l.) et wehrlites (s.l.) ont également des teneurs en aluminium dans les Cpx et dans les chromites globalement plus élevées que celles des roches gabbroïques, avec des valeurs de Al_2O_3 s'échelonnant de ~ 2,54 % à ~ 2,70 % et de 19,7 % à 22,7 % respectivement contre ~ 1,67 % à ~ 2,77 % et 13,8 % à 19,4 % dans les lithologies gabbroïques. Ces teneurs s'expliquent cependant très facilement par l'absence de Plg dans ces échantillons *(cf. précédemment, effet du plagioclase)*. On remarque, par contre, que les péridotites/pyroxénites finement interlitées avec les roches gabbroïques au sommet de la coupe (~ 334 – 336 cm) montrent des compositions différentes des lits plus épais de clinopyroxénites (s.l) et de wehrlites (s.l.) observés à la base du profil *(fig.3.35a-b)*.

En effet, ces échantillons présentent des compositions équivalentes à celles de l'ensemble des lithologies gabbroïques et globalement semblables à celles des roches gabbroïques du même niveau stratigraphique, quoique la clinopyroxénite à Ol et Plg et la dunite à Plg montrent respectivement des teneurs en Cr_2O_3 et en Al_2O_3 dans le Cpx et des teneurs en Fo dans l'Ol plus élevées que ces dernières.

Les évolutions chimiques dans les profils sont beaucoup moins marquées que dans la coupe précédente et donc plus difficiles à cerner. En prenant en compte l'ensemble des éléments et des minéraux, on peut définir au moins deux évolutions distinctes *(fig.3.35b)*. On constate cependant, comme dans la coupe précédente, que la position et le nombre d'intervalles peut varier dans les profils selon le minéral ou l'élément considéré.

Le premier intervalle s'observe de la base de la coupe jusqu'à environ 170 cm et est caractérisé par une légère augmentation du XMg_{cpx} et de Fo de 86,6 % à 87,5 % et de 84,2 % à 84,7 % respectivement *(fig.3.35b)*. Les teneurs en titane, en aluminium et, en moindre proportion, en chrome dans le Cpx sont corrélées au XMg et au Fo avec des valeurs augmentant très légèrement de ~ 0,27 % à ~ 0,32 %, de ~ 2,54 % à ~ 2,7 % et de ~ 0,81 % à ~ 0,83 % respectivement vers le sommet de l'intervalle. Les teneurs en aluminium dans les chromites sont également corrélées au XMg et au Fo avec des valeurs variant de ~ 20,5 % à 22,7 %. Au niveau de ce premier intervalle, les teneurs en chrome et en titane des chromites décrivent cependant des patterns ondulés marqués par deux évolutions distinctes. A la base de l'intervalle, jusqu'à la cote 80 cm, les teneurs en chrome et en titane décroissent de ~ 34,1 % à 30,6 % et de ~ 0,95 % à ~ 0,68 % respectivement tandis qu'au sommet de l'intervalle, des cotes 80 cm à 170 cm, ces teneurs augmentent plus faiblement de 30,6 % à 31,7 % et de ~ 0,68 % à ~ 0,73 % respectivement. Cette première évolution s'observe entre des lits de péridotites/pyroxénites *(fig.3.35a-b)*.

Le second intervalle compris entre 296 cm et le sommet de la coupe (~ 122 cm d'épaisseur), est caractérisé par une augmentation progressive des valeurs de XMg_{cpx} de 88,4 % à 90,2 % et une diminution graduelle des valeurs de TiO_2 et de Al_2O_3 dans le Cpx de ~ 0,34 % à ~ 0,25 % et de 2,5 % à ~ 1,8 % respectivement *(fig.3.35b)*. La base de cet intervalle (296 cm – 393 cm) est également marquée par une augmentation des teneurs en aluminium et en chrome dans les Opx de ~ 1,31 % à ~ 1,41 % et de ~ 0,25 % à ~ 0,37 % respectivement, et de ces mêmes teneurs dans les chromites, l'Al_2O_3 et le Cr_2O_3 variant de 16,7 % à ~ 19,2 % et de 34,6 % à ~ 36,5 %, ainsi que par une diminution des teneurs en titane dans les chromites de 0,8 % à ~ 0,5 %. Le sommet de cet intervalle (> 393 cm) est également caractérisé par une croissance relativement rapide des valeurs de Fo dans les Ol de ~ 85,6 % à ~ 86,2 %. Dans ce second intervalle, les valeurs de Cr_2O_3 dans le Cpx, et dans une moindre mesure, celles en XMg dans l'Opx décrivent cependant des patterns en zig-zag marqués par trois évolutions différentes. La première évolution s'observant de 296 cm à 336 cm est caractérisée par une diminution brutale de la teneur en chrome des Cpx de ~ 0,59 % à ~ 0,47 % et, dans une moindre mesure, par une très légère augmentation du XMg_{opx} de ~ 86,65 % à ~ 86,85 %. La seconde évolution comprise entre 336 cm et 393 cm est marquée par une croissance de la teneur en chrome dans les Cpx de ~ 0,47 % à ~ 0,71 % et une décroissance graduelle des valeurs de XMg_{opx} de ~ 86,85 % à ~ 86,35 %. Enfin la dernière évolution s'observant de 393 cm jusqu'au sommet de la coupe est caractérisée par une diminution relativement brutale des valeurs de Cr_2O_3 dans le Cpx de ~ 0,71 % à ~ 0,6 %. On note que cette troisième évolution est anti-corrélée à celle du Fo dans l'Ol décrite précédemment. Ce second intervalle s'observe entre des lits essentiellement gabbroïques *(fig.3.35a-b)*.

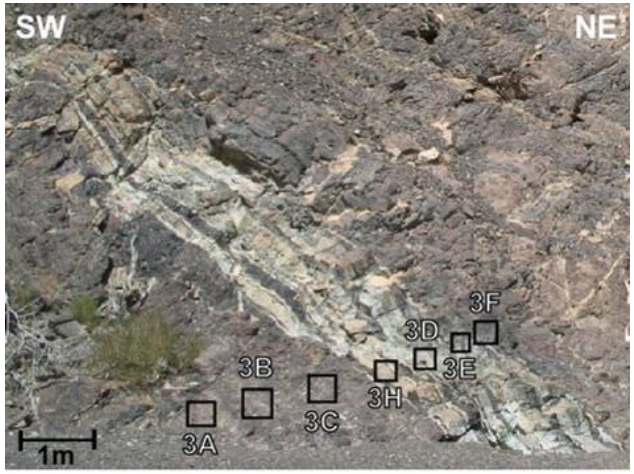
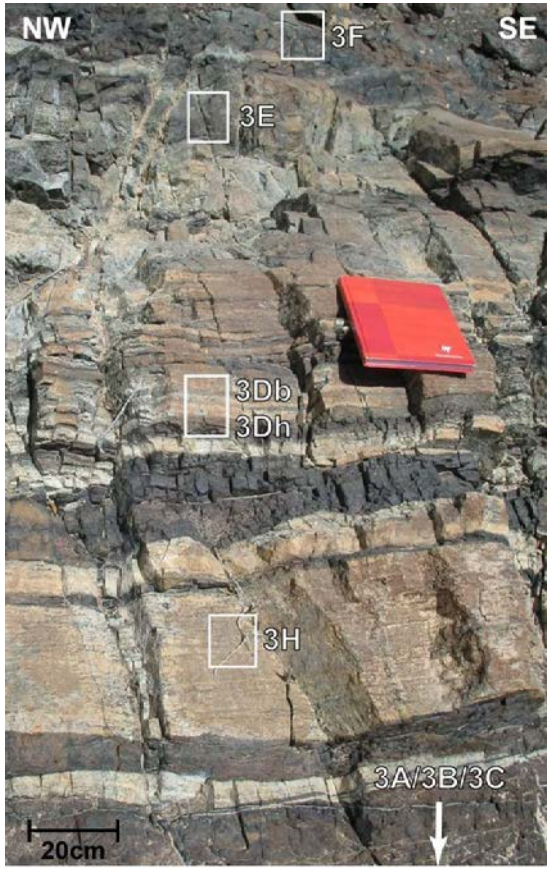
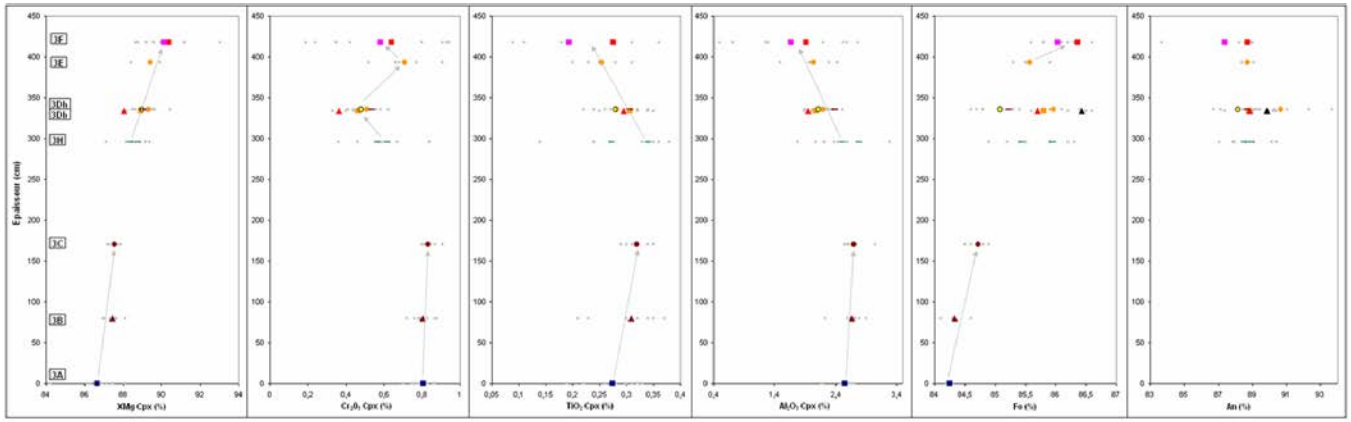


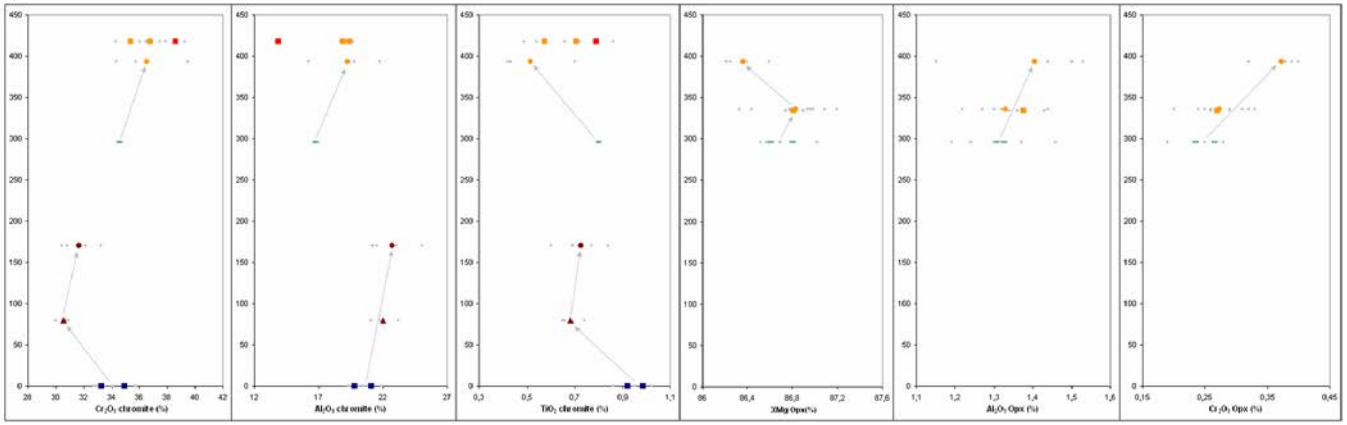
Figure 3.35 : Coupe dans des cumulats lités au niveau de l'affleurement 3-2008 dans le massif de Bahla. a) Affleurement dans le paysage et détail de la coupe pétrologique montrant les alternances de lits péridotitiques/pyroxénitiques et de lits gabbroïques (gabbro (s.l.), troctolite (s.l.) et plagioclasite). La position et le nom des échantillons analysés sont notés sur l'affleurement et sur la coupe détaillée, b) Profils chimiques montrant l'évolution de la composition des minéraux le long de la coupe. Le nom des échantillons est reporté sur le premier profil chimique qui sert de référence. Sur les profils, les flèches indiquent les évolutions décrites dans le texte et pour la signification des symboles voir l'intercalaire



(a)



(b)



Les patterns en zig-zag observés dans certains profils chimiques évoquent des cycles de remplissage/cristallisation fractionnée dans la chambre magmatique. Cependant on constate, dans un premier temps, que dans les deux grands intervalles, les index de cristallisation (Fo et XMg_{cpx}) présentent la même évolution (i.e. augmentation des valeurs vers le sommet). Ensuite on remarque que les teneurs en titane, en aluminium et en chrome des différents minéraux n'évoluent pas toujours de la même manière le long de la coupe. De plus, on constate que les teneurs en aluminium et en titane sont parfois anti-corrélées et que celles en chrome ne sont pas toujours corrélées au Fo et au XMg. Enfin on remarque que des intervalles différents en termes de nombre, de taille et de position sont définis dans les profils selon les éléments et les minéraux considérés. Ces observations sont en désaccord avec des cycles de remplissage par des magmas primitifs et de cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes. Les variations chimiques observées dans cette coupe associées à la texture et à la structure cumulative des échantillons indiquent cependant que ces derniers sont bien issus de mécanismes de cristallisation fractionnée. De ce fait, les cycles magmatiques de remplissage/cristallisation à l'origine des cumulats de cette coupe ont dû être perturbés par un ou plusieurs processus magmatiques et/ou hydrothermaux qui ont fortement modifié la chimie des phases et ont « gommé » les variations liées aux cycles. Dans ce cas, les quelques patterns en zig-zag encore observables seraient des messages chimiques « fossiles » de ces cycles.

Comme précédemment, il faut noter que les évolutions définies par l'aluminium dans les pyroxènes et/ou les chromites « contradictoires » par rapport aux cycles magmatiques peuvent refléter l'abondante cristallisation de Plg dans le système. Au sommet du profil, la diminution de la teneur en aluminium dans le Cpx est, en effet, associée à une augmentation du pourcentage modal de Plg dans les cumulats, cependant cette évolution est également associée à une augmentation de l'aluminium dans l'Opx et dans la chromite. De ce fait, les évolutions en aluminium dans les pyroxènes et/ou les chromites peuvent refléter l'effet du Plg et la perturbation des cycles magmatiques.

III.4. Etude des variations chimiques dans les cumulats à l'échelle des lames minces

J'ai réalisé des profils chimiques détaillés dans trois lames minces 08BA8Db, 08BA8Dh et 08BA8E taillées au niveau de lits troctolitiques dans les cumulats lités de l'affleurement 8-2008 *(cf. coupe du Sud-Est, paragraphe III.3.a)*. La lame 08BA8Db correspond à un lit homogène d'environ 3,3 cm de leucotroctolite à 2 Px tardifs tandis que la lame 08BA8Dh montre une succession de lits très fins, de 5 mm à 1 cm d'épaisseur, de troctolites à 2 Px tardifs (s.l.) présentant des litages de proportion cumulus et post-cumulus *(fig.3.36)*. Ces deux lames forment un intervalle continu d'environ 7 cm dans les cumulats lités *(cf. fig.3.34)*. La lame 08BA8E montre une alternance de lits de tailles variées, de 4 mm à 2,5 cm, de troctolites à 2 Px tardifs (s.l.) présentant principalement des litages de proportion cumulus *(fig.3.37)*. Dans ces différentes lames, je vais étudier les variations chimiques existant au sein des lits et à l'interface entre ces derniers. Je ne présente pas de profils pour le chrome, le titane et l'aluminium des proxènes, puisque leurs teneurs varient peu dans ces lames.

III.4.a. Les lames 08BA8Db / 08BA8Dh

Je vais décrire dans un premier temps les évolutions chimiques au sein de chacune des deux lames puis je discuterai des variations chimiques dans l'intervalle complet défini par ces lames.

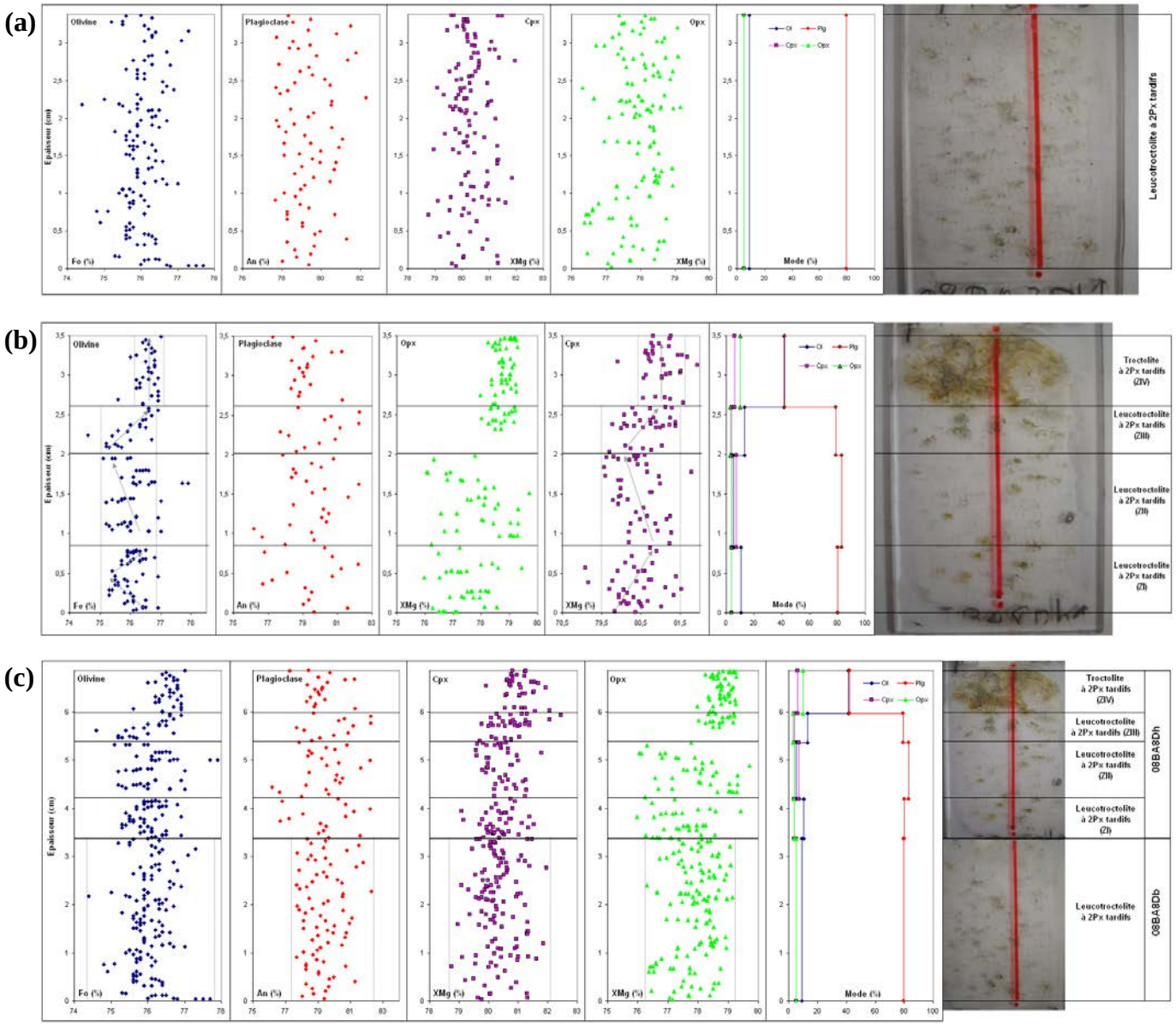


Figure 3.36 : Profils chimiques dans les lames minces 08BA8Db (a) et 08BA8Dh (b) taillées dans les cumulats lités de l'affleurement 8-2008. c) Profils dans l'intervalle lité formé par les deux lames 08BA8D. Dans les profils, les pointillés mettent en avant les variations dans la dispersion des compositions et, dans le profil 08BA8Dh, les flèches indiquent les évolutions chimiques décrites dans le texte.

Dans la lame mince 08BA8Db, les différents profils chimiques ne montrent pas d'évolution significative de la composition quel que soit le minéral considéré *(fig.3.36a)*. La dispersion des données est, par contre, relativement importante. Les Cpx ont des compositions relativement évoluées avec des valeurs de XMg comprises entre 78,7 % et 81,9 %. Le long du profil, le XMg_{cpx} est cependant globalement constant avec une valeur moyenne de ~ 80,3 % *(fig.3.36a)*. Comme les Cpx, les Opx montrent une importante dispersion de leur XMg dans le profil avec des valeurs s'échelonnant de 76,3 % à 79,2 %. La valeur moyenne du XMg_{opx} (~ 77,9 %) est constante le long du profil mais la dispersion des valeurs est moins importante dans un intervalle situé entre ~ 1,2 cm et ~ 1,6 cm *(fig.3.36a)*. Les Plg présentent également une grande dispersion de leur teneur en anorthite, de 77,7 % à 82,3 %, alors que la valeur moyenne (~ 79,3 %) n'évolue quasiment pas le long du profil. Comme les autres minéraux, les Ol présentent une gamme de composition en Fo très évoluée et relativement étalée comprise entre 74,4 % et 77,7 %. Cependant on constate que la plupart des valeurs sont

concentrées dans un intervalle de composition plus restreint montrant une dispersion relativement faible, de l'ordre de 1,5 %, et centré sur une teneur moyenne en Fo de 76 %. On peut noter que les Ol apparaissent légèrement plus primitives à la base du profil avec des teneurs en Fo comprises entre 76 % et 77,7 %. On a donc affaire ici à une situation particulière où, en dépit d'une assez grande hétérogénéité chimique, ce lit troctolitique est globalement homogène dans le sens où aucune évolution chimique n'est observable le long de ce dernier. Ces variations de composition s'observent longitudinalement le long de la lame mais probablement également latéralement, les analyses ayant été effectuées en moyenne sur ~ 5 mm de part et d'autre du trait de coupe. Les compositions hétérogènes des minéraux dans la lame peuvent résulter de mécanismes particuliers ayant entraîné des modifications de la composition du magma lors de la nucléation et/ou de la germination des cristaux.

La lame 08BA8Dh diffère pétrologiquement de la précédente par un fin litage bien caractérisé mais, chimiquement, elle est très proche de cette dernière : elle présente en effet des compositions minérales évoluées et une dispersion relativement importante de ces dernières *(fig.3.36)*. Le Plg présente une gamme de composition en anorthite très étendue comprise entre 76,1 % et 82,3 %. Cet intervalle est constant dans le premier lit et à la base du second (< 1,1 cm) avec une teneur moyenne An ~ 79,4 %. Cependant, cette gamme de composition semble se décaler légèrement vers de plus fortes teneurs en anorthite au sommet du second lit et dans le lit ZIII (> 1,1 cm) avec des valeurs comprises entre 77,7 % et 82,3 % et une teneur moyenne centrée autour de An ~ 79,6 %. Le dernier lit (ZIV) se distingue des autres par une dispersion moins importante des données (~ 4 %) et donc par une gamme de composition en anorthite plus restreinte comprise entre 77,3 % et 81,2 %, la majorité des valeurs étant concentrée autour de An ~ 79,2 %. Le long du profil, la teneur en anorthite est donc globalement constante dans le sens où elle ne montre pas d'évolution significative. Cependant dans le détail, on note une légère augmentation de la teneur moyenne d'anorthite dans les trois premiers lits suivie par une diminution de cette teneur dans le dernier lit et, on constate que les lits ZI, ZII et ZIII montrent des Plg chimiquement hétérogènes par rapport au lit ZIV *(fig.3.36b)*.

L'Opx, comme le Plg, ne montre pas d'évolution significative de sa composition en XMg le long du profil, cependant on observe une nette différence dans la dispersion des données à la base et au sommet de la lame *(fig.3.36b)*. En effet, dans les deux premiers lits (< 2 cm), les données sont fortement dispersées (~ 3,7 %) avec une gamme de composition en XMg s'échelonnant de ~ 76 % à ~ 79,7 %. Malgré cette dispersion on peut estimer la valeur moyenne de XMg dans ces lits autour de 77,6 %. Au sommet du lit ZIII et dans le lit ZIV (> 2,3 cm), la dispersion des données est beaucoup plus faible (~ 1,3 %) avec une gamme de composition en XMg comprise entre ~ 78 % et 79,3 % et des teneurs concentrées autour d'une valeur moyenne XMg ~ 78,3 %. Le hiatus chimique observé dans le profil entre 2 cm et 2,3 cm résulte de l'absence et/ou de l'altération de l'Opx dans cette zone de la lame *(fig.3.36b)*. On note donc, dans le profil de l'Opx, une relative augmentation des valeurs de XMg de la base vers le sommet de la lame et, on constate que les Opx des lits ZI et ZII présentent des compositions hétérogènes par rapport aux derniers lits. En comparant les profils des Plg et des Opx, on remarque que ces minéraux montrent des compositions relativement homogènes dans le lit le plus riche en ferromagnésiens *(fig.3.36b)*. Cependant on note que la composition des Plg s'homogénéise seulement dans le dernier lit tandis que l'homogénéisation des compositions de l'Opx débute dés le troisième. Enfin, on remarque que ces deux minéraux montrent des variations de composition anti-corrélées entre les lits inférieurs et le dernier lit puisque les valeurs de XMg_{opx} augmentent alors que celles d'anorthite diminuent.

Au contraire, les Cpx et les Ol présentent des évolutions chimiques distinctes entre les lits le long du profil même si la dispersion des données est encore relativement importante, les valeurs de XMg_{cpx} et de Fo étant comprises entre 79,1 % et 81,9 % et entre 74,6 % et 77,9 % respectivement *(fig.3.36b)*. Le premier lit (ZI), s'échelonnant de la base du profil à environ 8 mm, est caractérisé par une augmentation de la valeur de XMg dans le Cpx de ~ 79,8 % à ~ 80,8 %. Dans ce lit, les Ol décrivent cependant deux évolutions distinctes marquées à la base (< 0,5 cm) par une décroissance des teneurs en Fo de ~ 76,5 % à ~ 75,5 % et, vers le sommet (> 0,5 cm), par la croissance de ces dernières de ~ 75,4 % à ~ 76,3 %. Le lit ZII situé entre les cotes 8 mm et 2 cm est principalement marqué par une diminution progressive des valeurs de XMg_{cpx} de ~ 80,8 % à ~ 80,1 % et, dans une moindre mesure, des valeurs de Fo de ~ 76,3 % à ~ 75,3 %. Cette évolution est, en effet, beaucoup moins visible sur le profil de l'Ol. On peut noter qu'un hiatus de composition existe dans les Ol à la base de cet intervalle (8 mm – 1 cm) du fait de l'altération de ces dernières dans cette zone de la lame. Le troisième lit (ZIII) d'environ 6 mm d'épaisseur (2 cm – 2,6 cm) montre une assez nette augmentation des valeurs de XMg dans le Cpx et de Fo dans l'Ol de ~ 80,1 % à ~ 80,9 % et de ~ 75,3 % à ~ 76,6 % respectivement. Le dernier lit (ZIV), s'observant de 2,6 cm jusqu'au sommet du profil (~ 1 cm d'épaisseur), est marqué par une constance des valeurs de XMg_{cpx} et de Fo de la base vers le sommet avec des teneurs moyennes de ~ 81 % et de ~ 76,5 % respectivement. Dans ce dernier lit riche en minéraux ferromagnésiens, la dispersion des données en XMg et en Fo est plus faible (~ 2 % et ~ 1,4 % respectivement) que dans les autres lits (~ 3,3 % et ~ 2,6 % respectivement) avec des valeurs centrées autour des teneurs moyennes, et, la gamme de composition est décalée vers de plus fortes valeurs de XMg et de Fo et est donc plus primitive que celle des lits ZI, ZII et ZIII. Les contacts entre les différents lits sont difficiles à observer du fait de la dispersion des données, cependant on constate qu'ils sont relativement francs et qu'aucune évolution particulière ne s'observe à l'interface entre les lits. Les patterns en zig-zag définis par les Ol et les Cpx témoignent, comme dans les coupes précédentes *(paragraphe III.3)*, de cycles magmatiques caractérisés par le remplissage de la chambre par des magmas primitifs (augmentation du XMg et du Fo) suivi par la cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes dans les magmas (diminution du XMg et du Fo). La présence, dans le lit ZI, d'une unique évolution chimique pour les Cpx mais de deux évolutions pour les Ol résulte de la perturbation de ces cycles par des processus magmatiques et/ou hydrothermaux, et/ou du « gommage » dans les Cpx des variations chimiques liées aux cycles par des processus secondaires à l'origine des hétérogénéités de composition.

Pour résumer, on constate que les lits ZI, ZII et ZIII riches en Plg (≥ 80 %) sont caractérisés par des compositions évoluées, des données relativement dispersées, sauf pour les Opx dans le lit ZIII, et des patterns en zig-zag reflétant des cycles magmatiques (pour le Cpx et l'Ol). Le lit ZIV riche en minéraux ferromagnésiens (~ 60 %), et en particulier en Ol, présente des compositions plus primitives, sauf pour le Plg, et constantes, et montre une homogénéisation des compositions quel que soit le minéral considéré. On remarque donc que, dans ces profils, l'hétérogénéité des compositions, le degré de différenciation des minéraux et la composition modale des lits sont généralement fortement corrélés.

L'ensemble des ces observations peut s'expliquer de la manière suivante. A la base de l'intervalle lité, la succession de plusieurs cycles magmatiques de remplissage/ cristallisation fractionnée caractérisés par l'arrivé de magmas de compositions relativement équivalentes et leur mélange dans la chambre magmatique expliquerait les compositions relativement évoluées le long des profils, les patterns ondulés et la forte dispersion des compositions, les minéraux n'ayant pas le temps de s'homogénéiser au cours des cycles magmatiques. Au sommet de l'intervalle, le remplissage de la chambre par un magma relativement primitif et son mélange progressif avec les magmas déjà présents dans la chambre sans mécanisme de

cristallisation fractionnée, du moins sur l'intervalle de quelques centimètre analysé dans cette étude détaillée, expliquerait les compositions plus primitives et constantes dans le cas du XMg et du Fo, et la faible dispersion des compositions dans le profil, les minéraux ayant le temps de s'homogénéiser tranquillement lors du mélange.

On peut noter que l'hétérogénéité des compositions à la base de la lame pourrait également s'expliquer, comme dans la lame précédente, par des mécanismes particuliers lors de la nucléation et/ou de la germination des cristaux. Cependant, dans ce cas, les hétérogénéités de composition devraient s'observer aléatoirement dans l'ensemble de la lame et pas seulement à la base de cette dernière.

On peut également noter que l'homogénéisation des compositions au sommet de la lame pourrait aussi s'expliquer par des mécanismes de diffusion sub-solidus. Dans ce cas, après la solidification du cumulat, il faut considérer que la composition des minéraux dans l'ensemble de la lame est très hétérogène. A la base de la lame, les minéraux ferromagnésiens sont peu abondants, disséminés, et isolés les uns des autres dans une « matrice » de Plg *(fig.3.36b)*. La diffusion étant très lente dans le Plg, la composition des minéraux ferromagnésiens ne peut s'homogénéiser par diffusion. Au sommet de la lame, les minéraux ferromagnésiens, plus abondants, sont interconnectés *(fig.3.36b)*, ce qui permet un rééquilibrage de leurs compositions par diffusion et donc une homogénéisation des compositions. Cette explication, plausible pour l'homogénéisation de la composition des minéraux ferromagnésiens au sommet de la lame, ne permet toutefois pas d'expliquer l'homogénéisation de la composition des Plg dans le lit ZIV et de celle des Opx au sommet du lit ZIII ainsi que l'hétérogénéité initiale des compositions. Il n'est pas exclu que chacun des mécanismes évoqués ait contribué aux caractéristiques des différents profils observés.

Dans l'intervalle de 7 cm couvert par ces deux lames minces, on constate que les minéraux de 08BA8Db ont globalement les mêmes compositions relativement évoluées que ceux de 08BA8Dh, à l'exception du lit ZIV, et que la forte hétérogénéité des compositions observée à la base de cette dernière se prolonge dans la lame 08BA8Db (i.e. hétérogénéité des compositions sur ~ 5 cm) *(fig.3.36c)*. On note néanmoins que, dans la lame 08BA8Db, la composition des Plg et des Opx et celle des Cpx et des Ol sont respectivement moins et plus dispersées que celles des minéraux du lit ZI de la lame 08BA8Dh *(fig.3.36c)*. Dans le cas de la lame 08BA8Db, la forte hétérogénéité des compositions ne peut s'expliquer, comme précédemment, par la perturbation de l'homogénéisation de la composition des minéraux lors de cycles magmatiques puisque cette lame ne montre aucune évolution chimique significative *(fig.3.36)*. Ceci confirme, comme évoqué précédemment, que d'autres mécanismes peuvent conduire à l'hétérogénéité des compositions. De plus, dans cette lame, les compositions relativement évoluées des minéraux et l'abondance de Plg (~ 80 %) confirment que l'hétérogénéité des compositions est corrélée au degré de différenciation des minéraux et à la composition modale des lits *(fig.3.36a)*.

III.4.b. La lame 08BA8E

La lame 08BA8E présente une alternance de lits de troctolites à 2 Px (s.l.) cependant, contrairement aux lames précédentes, les lits sont relativement riches en Ol (~ 20 % à 50 %) et pauvres en pyroxènes (≤ 2 %) *(fig.3.37)*. La faible abondance des Opx et des Cpx dans cette lame explique les hiatus de composition observés dans les profils chimiques de ces deux minéraux *(fig.3.37)*. Dans cette lame, les minéraux présentent des compositions plus primitives que dans les lames précédentes (comme définis dans la coupe de l'affl. 8-2008 au

paragraphe III.3) et la dispersion des données y est beaucoup plus faible que dans les lames 08BA8D *(fig.3.36 et 3.37).*

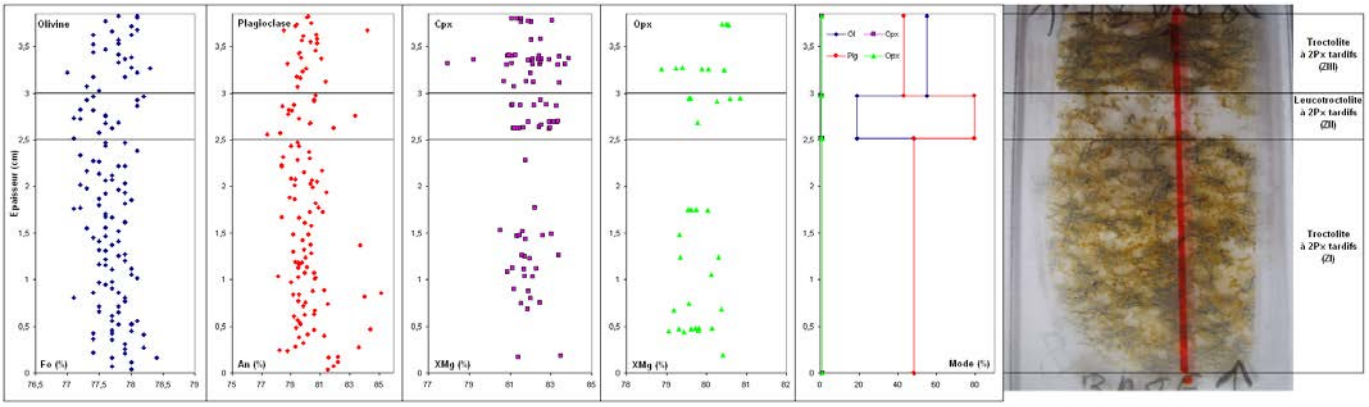


Figure 3.37 : Profils chimiques dans la lame 08BA8E montrant une succession de lits de troctolites à 2 Px tardifs (s.l.) au niveau de l'affleurement 8-2008.

Les Cpx ont une gamme de XMg relativement restreinte (80,5 % à 83,9 %), à l'exception de deux grains au sommet du profil qui ont des compositions plus évoluées (78 % - 79 %). Le long du profil, le XMg_{cpx} est globalement constant et centré autour d'une valeur moyenne de ~ 82 %. Les Opx présentent également une faible dispersion de leur XMg avec des valeurs comprises entre 78,9 % à 80,8 % et centrées autour d'une moyenne de 79,9 %. Il est hasardeux de comparer la dispersion des compositions des pyroxènes le long des profils car la densité de données est trop faible. On note cependant que dans le lit ZII, les Opx ont des XMg plutôt concentrés vers de fortes valeurs comprises entre 79,6 % et 80,8 %. Les Plg ont une gamme de An relativement étendue s'échelonnant de 77,4 % à 85,1 % et centrée sur une valeur moyenne de ~ 80 %. Les valeurs les plus courantes sont cependant comprises dans un intervalle plus restreint (78,1 % < An < 81,6 %). Dans le détail, on note que les Plg ont des compositions plus dispersées et légèrement plus calciques à la base du lit ZI (< ~ 1,7 mm) avec des teneurs en anorthite autour de 82 %. L'Ol présente également une gamme de composition en Fo relativement étroite comprise entre 77 % et 78,4 %. Le long du profil, le Fo est globalement constant et centré autour d'une moyenne de ~ 77,7 %. A l'instar du Plg, la gamme de composition des Ol est légèrement décalée vers de plus fortes valeurs de Fo à la base du profil (< ~ 0,5 cm), les teneurs s'échelonnant de 77,4 % à 78,4 %. On peut également noter une légère augmentation de Fo de ~ 77,5 % à ~ 77,9 % dans le lit ZII.

Dans cette lame, malgré la présence de lits lithologiquement contrastés, aucune évolution chimique significative ne s'observe dans les minéraux, la composition de ces derniers étant globalement constante le long des profils. Ceci montre que, dans les cumulats lités, une évolution lithologique marquée par un litage de proportion n'est pas nécessairement corrélée à une évolution chimique. On remarque également que, dans cette lame où les Ol sont abondantes, la dispersion des compositions est relativement faible et du même ordre de grandeur (~ 2 % - 2,5 % en moyenne) que celle du lit ZIV de la lame 08BA8Dh *(fig.3.36b et 3.37).* Ces profils semblent donc confirmer qu'une corrélation existe entre la dispersion des compositions dans les minéraux et le pourcentage modal d'Ol et/ou de Plg. De la même manière, les compositions étant relativement primitives dans cette lame, l'homogénéité des compositions et l'abondance d'Ol sont corrélées, comme précédemment, à un faible degré de différenciation.

III.4.c. Synthèse sur les profils

Ces profils ont montré que des cumulats lités montrant des variations modales entre les lits, peuvent soit présenter des évolutions chimiques significatives (lame 08BA8Dh) interprétables en termes de cycles de remplissage/cristallisation fractionnée dans la chambre magmatique, soit être chimiquement homogènes (lame 08BA8E). Ceci démontre qu'une évolution lithologique observée à petite échelle dans les cumulats ne va pas nécessairement de pair avec une évolution chimique et, que les cycles magmatiques habituellement étudiés à l'échelle de coupes de quelques mètres *(paragraphe III.3)* ou de quelques kilomètres dans les cumulats lités s'observent également à plus petite échelle (du millimètre au centimètre) à l'interface entre les lits.

En analysant ces profils plus en détail, on constate que la dispersion des données varie selon une certaine logique le long des profils et que cette dernière ne peut donc pas être attribuable à un problème analytique. En effet, on remarque que la dispersion des compositions dans les profils est manifestement corrélée aux pourcentages modaux des phases et à la composition de ces dernières (i.e. au degré de différenciation des lits). L'étude détaillée des différents profils montre qu'une forte dispersion des compositions s'observe dans des lits enrichis en Plg et présentant des compositions relativement évoluées tandis qu'une faible dispersion s'observe dans des lits riches en Ol et montrant des compositions relativement primitives. Différents mécanismes peuvent être à l'origine de cette dispersion des données. L'hétérogénéité des compositions peut s'expliquer par la perturbation de l'homogénéisation de la composition des minéraux lors de cycles magmatiques rapides et successifs et/ou la variation de la composition du magma et donc des minéraux lors de la nucléation/germination de ces derniers. L'homogénéité des compositions peut, quant à elle, s'expliquer par une homogénéisation des compositions lors du remplissage puis du mélange des magmas dans la chambre pendant une période relativement calme sans mécanisme de cristallisation fractionnée et/ou un rééquilibrage sub-solidus des compositions par diffusion.

CHAPITRE 4

LE MASSIF DE SUMAIL

I. Introduction

Le massif de Sumail est localisé au Sud-Est de l'ophiolite d'Oman *(cf. fig.8 de l'introduction).* Il présente une forme ellipsoïdale allongée dans la direction NNE - SSW sur environ 70 km et large de 40 km *(planche 4.1a).* Ce massif est limité par deux accidents tectoniques majeurs orientés NE - SW, le 'Sumail Gap' à l'Ouest et le réseau de failles du wadi Andam au Sud-Est qui correspondent à des accidents cassants datant du Miocène et qui mettent le massif au contact avec les nappes sédimentaires à l'Ouest et avec la nappe ophiolitique du massif de Samad au Sud-Est *(Glennie et al., 1974, cf. fig.1 et 8 de l'introduction).* La section crustale constitue environ 60 % de la superficie du massif de Sumail et présente une séquence complète depuis la zone de transition dunitique jusqu'aux roches extrusives, même si ces dernières sont peu abondantes *(planche 4.1a).* Le paléo-Moho dans l'ensemble du massif est sub-horizontal, présentant un pendage régional de moins de 10° vers l'ESE *(Nicolas et al., 1988a).* Cette disposition facilite le positionnement magmato-stratigraphique et la réalisation de coupe dans la séquence cumulative.

Contrairement aux massifs de Bahla et de Wuqbah, le massif de Sumail a fait l'objet de nombreuses études structurales, pétrologiques et géochimiques depuis les années 1980 mais, comme dans les massifs précédents, elles se sont essentiellement focalisées sur la section mantellique. Dans la région de Maqsad, située au Sud-Ouest du massif, l'étude des déformations plastiques de haute température (foliations, linéations, textures et sens de cisaillements) dans les péridotites mantelliques a permis de caractériser un flux asthénosphérique ascendant entouré de zones à flux divergent reflétant la présence d'un ancien diapir asthénosphérique affleurant sur une superficie d'environ 10 * 15 km (diapir de Maqsad) *(Ceuleneer, 1986 ; Ceuleneer et al., 1988 ; Nicolas et al., 1988a ; planche 4.1a-b).* Ce dernier, allongé parallèlement à la direction de la paléo-ride médio-océanique (~ N125), déterminée à partir de l'étude du complexe filonien *(Pallister, 1981 ; Rothery, 1983*), s'est mis en place sous un centre d'expansion océanique dont la position a pu être déterminée assez précisément *(Ceuleneer, 1991 ; Ceuleneer et al., 1996, Python et Ceuleneer, 2003, cf. fig.7 de l'introduction).* Cette zone diapirique, qui fut le siège d'une importante activité magmatique, est caractérisée par l'abondance de « pods » de chromites à différents niveaux stratigraphiques dans la séquence ophiolitique, par la présence de nombreuses figures de migration magmatique témoignant de la percolation de magmas primitifs (dunites et troctolites) et par l'existence d'une zone de transition manteau/croûte particulièrement épaisse, atteignant plus de 300 m à l'aplomb du diapir. De ce fait, de nombreux travaux découlant directement de la présence de ce diapir ont été effectués dans cette région : des études structurales et pétrologiques des « pods » de chromites *(Ceuleneer et Nicolas, 1985 ; Leblanc et Ceuleneer, 1991),* des études pétrologiques et géochimiques des filons mantelliques *(Amri, 1995 ; Ceuleneer et al., 1996 ; Benoit et al., 1996 ; Benoit, 1997 ; Python, 2002 ; Python et Ceuleneer, 2003 ; Python et al., 2008)* et des études structurales, pétrologiques et géochimiques de la zone de transition dunitique, sur les niveaux gabbroïques-troctolitiques qu'elle renferme et, dans une moindre mesure, de la base de la section crustale *(Nicolas et al., 1988a ; Kelemen et al., 1997 ; Korenaga et al., 1997 ; Jousselin et al., 2000 ; Koga et al., 2001).*

Une étude structurale *(Jousselin et al., 2000)* réalisée dans la région de Mansah, au Nord du massif de Sumail, a montré la présence d'un second diapir. Cependant, contrairement à la région de Maqsad où le diapir est « on-axis » (i.e. mis en place le long du segment d'accrétion océanique), celui de la région de Mansah a été interprété comme une structure « off-axis » (i.e. mis en place à une certaine distance du segment d'accrétion) et correspond probablement à un « off-axis seamount » océanique *(Jousselin et al., 2000).*

En complément de l'étude structurale globale, plusieurs travaux de cartographie générale ont été effectués dans la séquence ophiolitique du massif de Sumail. Des cartes géologiques au 1 : 250 000ème *(Béchennec et al., 1992 ; Wyns et al., 1992 ; planche 4.1a)* et au 1 : 100 000ème *(Rabu et al., 1986 ; Hutin et al., 1986 ; Villey et al., 1986 ; Gramont et al., 1986)* ont été levées par le BRGM et une carte lithologique et structurale détaillée (1 : 40 000ème) a été réalisée sur une superficie de 45 * 60 km dans la région de Maqsad par Amri *(1995) (planche 4.1b).* Des cartes montrant les variations pétrologiques et géochimiques des filons mantelliques (*Python, 2002 ; Python et Ceuleneer, 2003 ; Python et al., 2008)* et des péridotites mantelliques *(Gerbert-gaillard, 2002)* ont également été réalisées dans le massif de Sumail.

Quelques travaux ont été réalisés sur la section crustale du massif de Sumail mais se sont principalement concentrés sur la partie supérieure de la séquence. En particulier des études pétrologiques, géochimiques et structurales détaillées ont récemment été réalisées, dans plusieurs secteurs du massif, sur la zone d'enracinement du complexe filonien qui correspond à la zone de transition entre les gabbros laminés et le complexe filonien *(France, 2009 ; Nicolas et al., 2008 et 2009)*

Enfin, il est important de noter que ce massif a été utilisé comme zone test pour valider une méthode de détermination minéralogique par spectro-imagerie hyperspectrale. Les publications qui ont découlé de cette étude ont également contribué à la connaissance de ce massif *(Combe et al., 2006 ; Roy et al., 2008 ; Clénet et al., 2010 ; annexe 3).*

On constate que, malgré les nombreux travaux effectués dans ce massif et la présence relativement exceptionnelle d'une structure diapirique « on-axis » dans cette zone, la section crustale profonde de ce massif reste très largement vierge de toute étude structurale et pétrologique détaillée, comparée aux massifs du centre et du Nord de l'ophiolite (Fizh, Hilti, Nakhl, Haylayn) et au massif de Wadi Tayin dans le Sud. Le seul travail effectué sur la base de la section crustale, auquel j'ai participé, correspond à une étude pétrologique et géochimique de coupes réalisées dans des cumulats riches en Cpx affleurant sur plusieurs kilomètres de part et d'autre du diapir de Maqsad et mis en évidence par cartographie hyperspectrale *(Clénet et al., 2010, annexe 3).* Une des coupes étudiées dans ce chapitre (Coupe du wadi Sayjani, *paragraphe II.1.b.3*) correspond à l'affleurement Nord décrit dans cet article.

Planche 4.1a : Carte géologique simplifiée du massif de Sumail réalisée à partir des observations de terrain et des cartes au 1 : 250 000 du BRGM (Feuilles de Nazwa et de Seeb ; Wyns et al., 1992 et Béchennec et al., 1992). Les différentes coupes et les différents affleurements décrits dans le texte sont notés sur la carte. Positionnement du diapir de Maqsad et de la paléo-ride océanique d'après Ceuleneer (1986) (cf. fig.7 de l'introduction). (Affl.5-2008 : 22°54'51'' N – 57°52'17''E et affl.7-2008 : 23°14'59''N – 58°06'57''E)

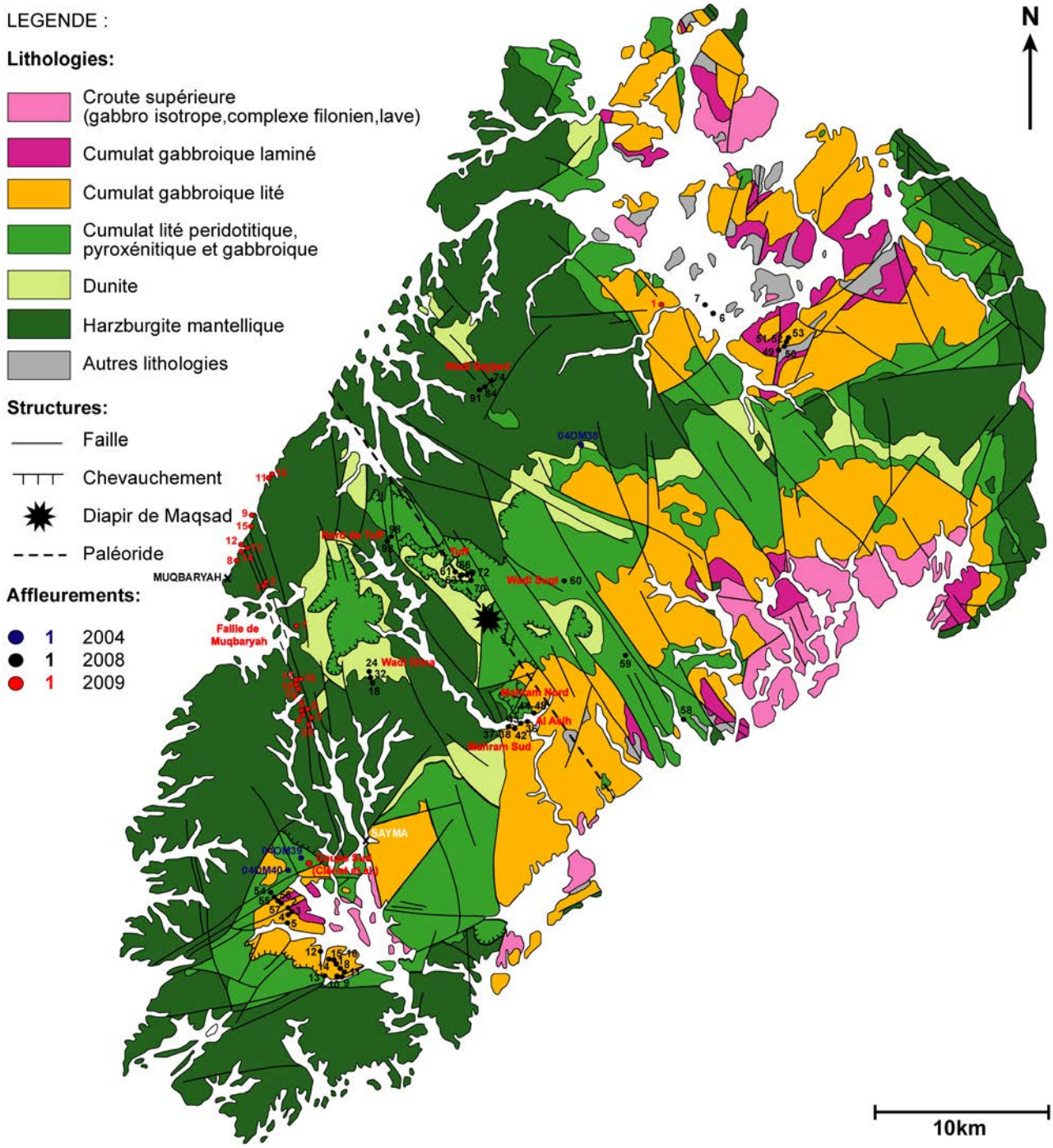
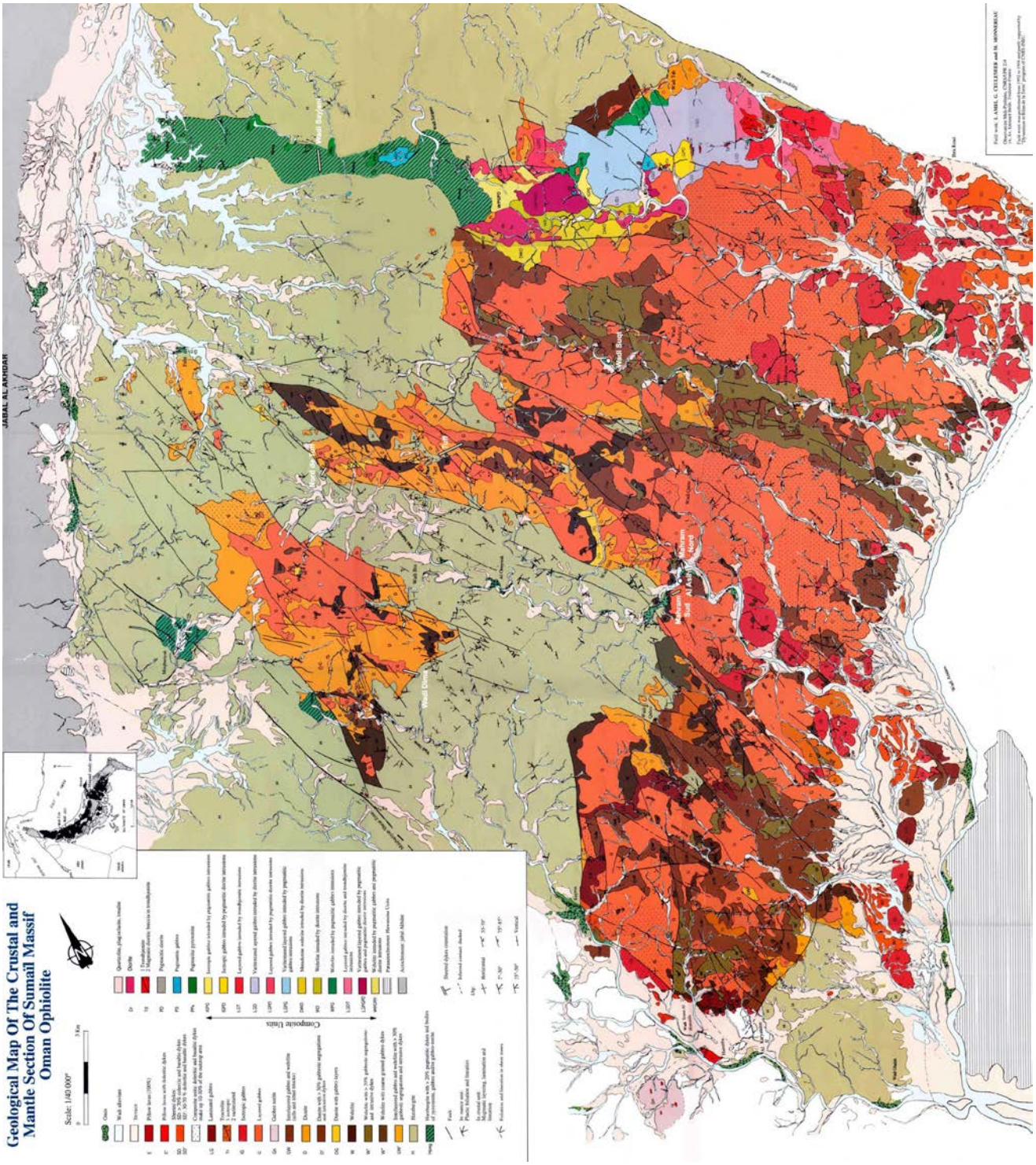


Planche 4.1b : Carte géologique détaillée au 1 :40 000 de la région de Maqsad située au Sud du massif (cf. carte précédente) (I. Amri, G. Ceuleneer et M. Monnereau, 1992, 1994). Les coupes décrites dans le texte et mentionnées sur la carte géologique simplifiée du massif de Sumail ont été notées sur cette carte.



II. Etude de terrain

Du fait de sa taille et de ses caractéristiques structurales, le massif de Sumail a été un des plus étudiés et des plus échantillonnés, après le massif de Bahla, lors de nos campagnes de terrain (2008 - 2009) *(planche 4.1a)*. L'étude de terrain de ce massif s'est organisée en trois volets. Dans un premier temps, nous avons réalisé des coupes détaillées dans la zone de transition et la section crustale profonde de la région de Maqsad, à différentes distances du diapir et de la paléo-ride et à différents niveaux magmato-stratigraphiques dans la séquence cumulative. L'intérêt de ces coupes est d'étudier les relations entre le centre d'expansion océanique et la section crustale profonde. Dans un second temps, nous avons réalisé des coupes succinctes ou des points d'arrêts dans la section crustale à différents niveaux magmato-stratigraphiques et dans différentes zones afin d'avoir une vision globale de la séquence cumulative dans ce massif. Enfin, nous avons effectué des études structurales dans plusieurs zones tectonisées de la section crustale profonde (Al Asih, wadi Suqt) ou de la section mantellique (faille de Muqbaryah) situées à proximité du diapir. Le but de ces études structurales est de déterminer si ces zones tectoniques sont liées à l'activité de la ride médio-océanique ou à des événements post-datant l'accrétion comme par exemple, l'obduction de la nappe ophiolitique. Dans l'étude de terrain qui suit, je vais suivre cette logique en trois volets. Il faut noter que, du fait des nombreux échantillons récoltés, j'ai focalisé mon étude pétrologique et géochimique *(paragraphe III)* sur certaines coupes situées à proximité du diapir. De ce fait, dans la description de terrain, je ne détaillerai que les lithologies de ces coupes.

II.1. Les coupes détaillées à proximité du diapir

Pour décrire ces coupes, je vais suivre une logique magmato-stratigraphique, en débutant par les coupes réalisées dans la zone de transition dunitique et à la base de la section crustale et en finissant par les coupes levées, *a priori*, dans des niveaux stratigraphiques plus élevés de la séquence cumulative. La majorité de ces coupes sont des coupes verticales réalisées perpendiculairement au Moho sub-horizontal. Dans ce cas, lorsque le pendage des lits est parallèle au Moho, les différences d'altitude reflètent fidèlement l'épaisseur des unités cumulatives *(planches 4.2, 4.3 et 4.6)*. Cependant lorsque les lits sont pentés par rapport au Moho régional, généralement du fait d'accidents tectoniques, l'épaisseur des unités cumulatives doit être calculée à partir du pendage des bancs, de l'altitude et des cordonnées des affleurements *(planches 4.4 et 4.5)*. Seule la coupe du wadi Sayjani *(planche 4.7)* a été réalisée de manière transverse puis verticale par rapport au Moho. Cette coupe nécessite donc également un calcul de l'épaisseur des unités cumulatives.

II.1.a. Les coupes dans la zone de transition et à la base de la section crustale

II.1.a.1. La coupe de Tuff

Cette coupe réalisée à proximité de l'Oasis de Tuff est située dans le prolongement de la paléo-ride océanique *(planche 4.1a)*. Elle correspond donc à une coupe d'environ 300 m *(planche 4.2)* dans la zone de transition dunitique au dessus d'un centre d'expansion océanique *(planche 4.1a)* et au sommet du diapir de Maqsad *(Ceuleneer, 1991)*. On peut noter que, sur la carte du BRGM *(planche 4.1a)*, cette coupe traverse l'unité des dunites puis celle des wehrlites, clinopyroxénites, mélagabbros et dunites associés à des enclaves de gabbros (i .e. unité des cumulats lités péridotitiques, pyroxénitiques et gabbroïques) tandis que sur la carte détaillée d'Amri *(1995) (planche 4.1b)*, elle traverse l'unité des dunites puis une unité de

gabbros interlités avec des wehrlites (sills). La description de cette coupe est effectuée selon une logique stratigraphique, des péridotites mantelliques vers la croûte *(planche 4.2)*.

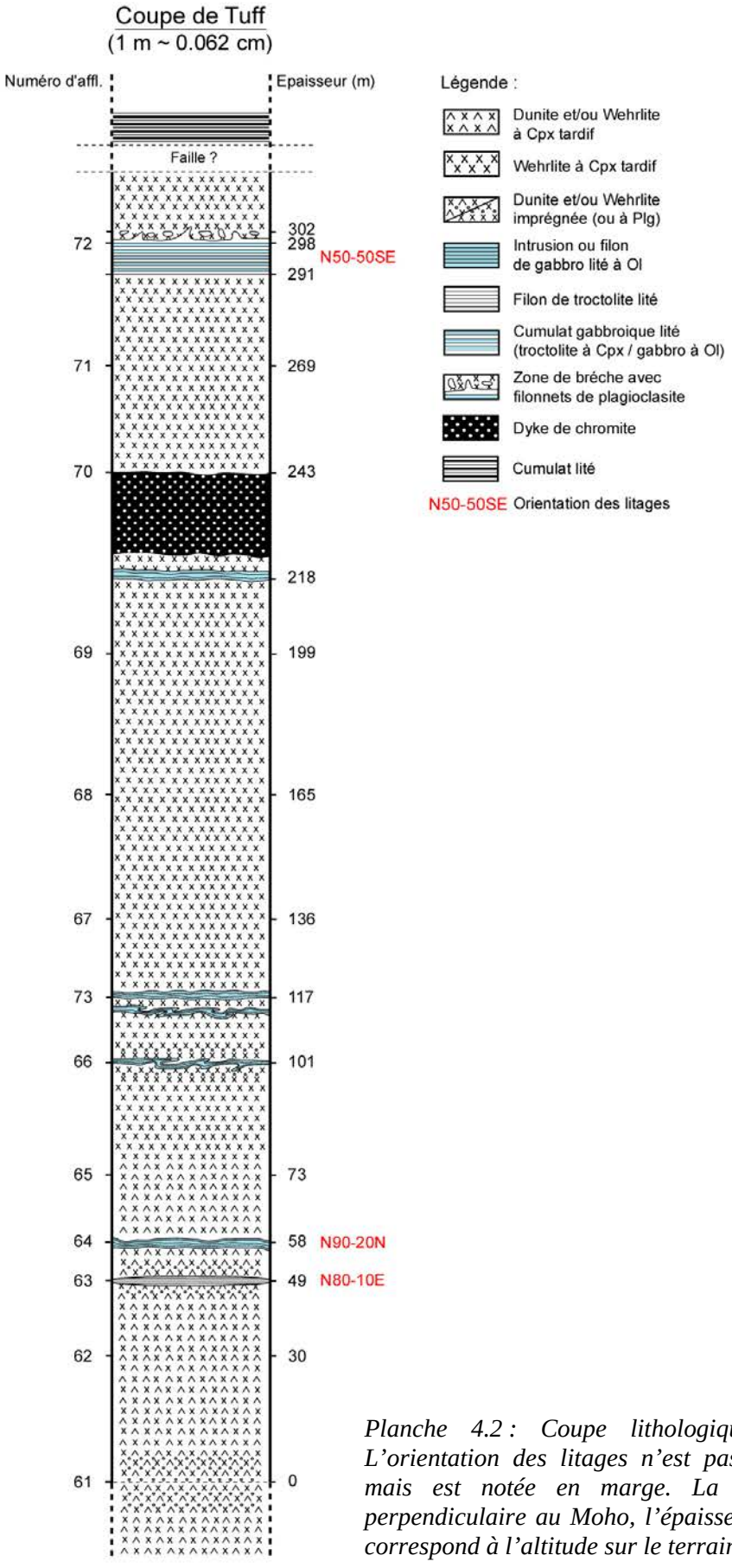


Planche 4.2 : Coupe lithologique de Tuff. L'orientation des litages n'est pas représentée mais est notée en marge. La coupe étant perpendiculaire au Moho, l'épaisseur des unités correspond à l'altitude sur le terrain.

La majorité de cette coupe est formée de cumulats péridotitiques riches en Ol (dunite et wehrlite à Cpx tardif) qui montrent des variations modales du pourcentage de Plg et de Cpx dans la séquence. Les dunites (s.s.) et dunites à Plg sont relativement rares par rapport aux wehrlites à Cpx tardif et s'observent préférentiellement en base de coupe (*sous l'affl.65)*. Les cumulats wehrlitiques et dunitiques sont également plus riches en Plg à la base de la coupe *(sous l'affl.68)*. En montant dans la séquence, on constate donc que la quantité de Plg diminue et celle de Cpx augmente dans les cumulats riches en Ol.

Dans ces cumulats péridotitiques de base de coupe *(affl.61)*, les Plg ne sont pas uniformément répartis. En effet, ils s'organisent sous forme de poches riches en Plg alternant avec des poches riches en Ol ± Cpx *(fig.4.1)*. Ces faciès sont souvent appelés « faciès d'imprégnations » car ils sont interprétés par de nombreux auteurs comme des dunites résiduelles imprégnées par un liquide basaltique *(e.g. Benn et al., 1988)*. Ce terme d'imprégnation a donc une forte connotation génétique mais il est très utile pour décrire les structures observées dans la zone de transition. Je l'utiliserai ici sans a priori concernant l'origine des dunites (cumulats ou manteau résiduel).

Figure 4.1 : Faciès d'imprégnation dans une dunite à Plg au niveau de l'affleurement 61.

Tout au long de cette coupe les péridotites cumulatives sont recoupées par de nombreux corps gabbroïques montrant des relations variées avec l'encaissant. A la base *(affl. 63)*, on observe un filon de troctolite litée d'environ 1 m d'épaisseur et orienté N80-10E qui montre, à première vue, un contact relativement franc avec la wehrlite à Cpx tardif *(fig.4.2b)*. Cependant, en se déplaçant latéralement, on constate que le filon est boudiné et déformé dans la wehrlite *(fig.4.2b)* et se termine sous la forme d'apophyses imprégnant plus ou moins cette dernière *(fig.4.2a)*. Au contact entre la troctolite et la wehrlite à Cpx tardif, on observe des enclaves de péridotites dans la roche gabbroïque et un enrichissement en Plg dans la wehrlite *(fig.4.2a)*.

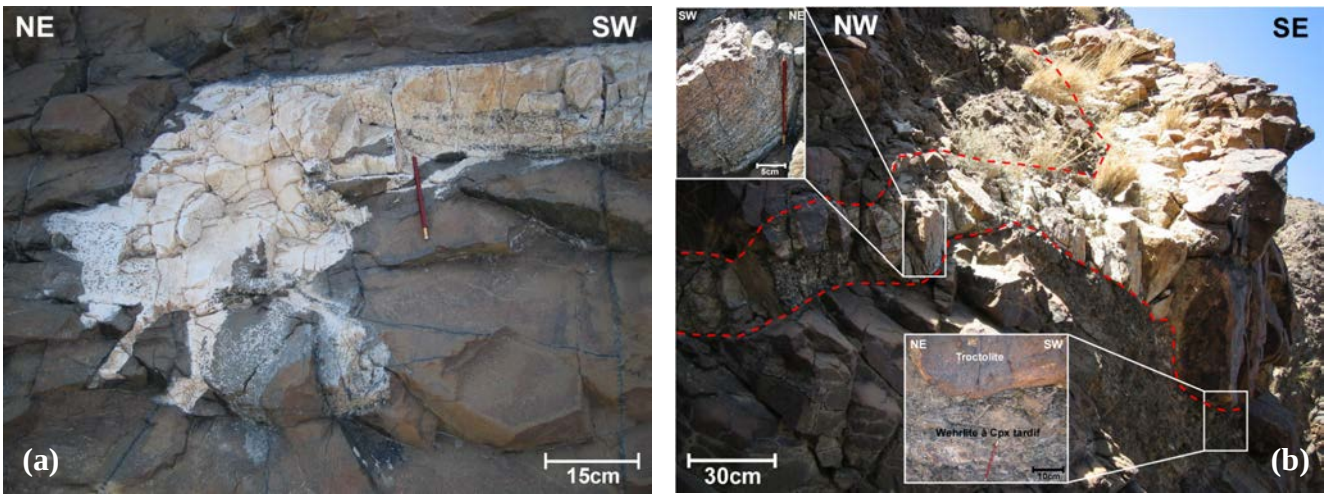


Figure 4.2 : Evolution latérale d'un filon de troctolite observé dans les wehrlites à Cpx tardif : b) Filon épais de troctolite litée montrant un contact relativement franc avec la wehrlite au Sud-Est (cf. détail) puis s'amincissant et se boudinant (déformation des litages, cf. détail) vers le Nord-Ouest, a) Terminaison du filon sous forme d'apophyses imprégnant la wehrlite. Noter les enclaves de péridotites dans le filon et l'enrichissement de la wehrlite en Plg au contact. (affl.63)

En montant dans la séquence, on observe d'autres figures d'injections de roches gabbroïques dans les péridotites qui apparaissent soit sous forme d'intrusions métriques relativement bien délimitées de gabbros à Ol *(affl.64)*, soit sous forme de filons centimétriques de gabbros lités à Ol montrant des contacts diffus et des relations d'interpénétration avec l'encaissant wehrlitique *(affl.73, fig.4.3a)*, soit encore sous forme de filons centimétriques à métriques de roches gabbroïques litées présentant des contacts plus ou moins bien marqués avec les péridotites et apparaissant souvent déformés et boudinés *(affl.70-73, fig.4.3b)*.

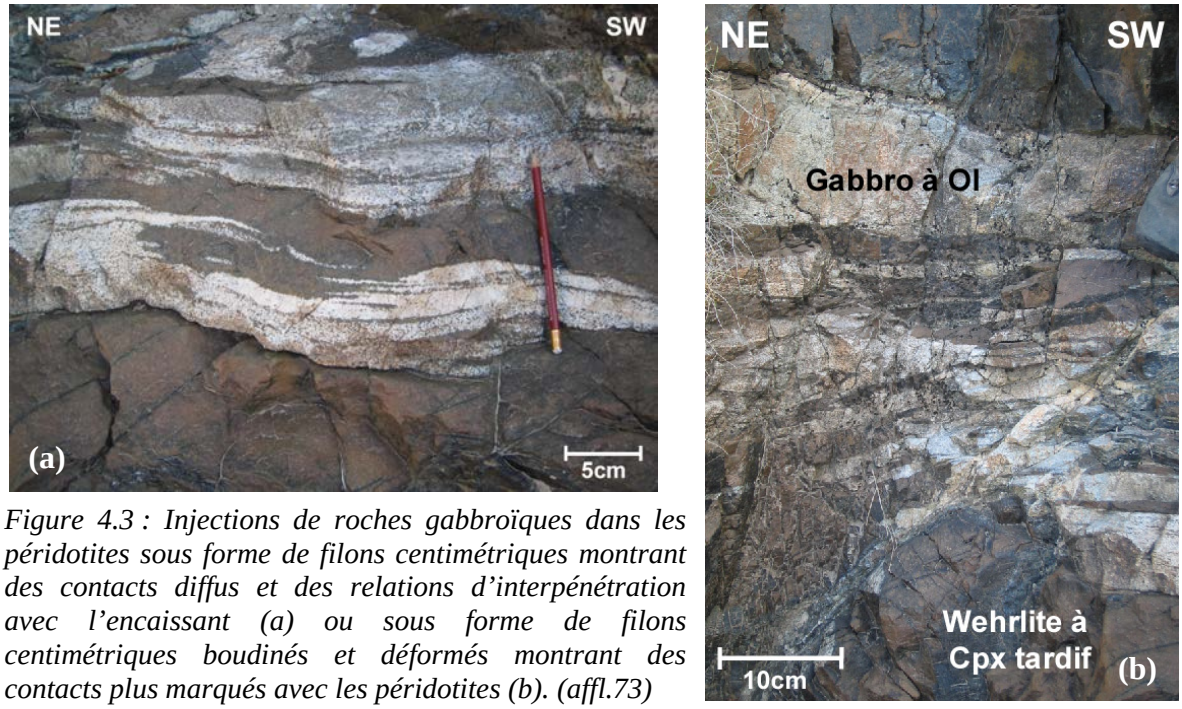


Figure 4.3 : Injections de roches gabbroïques dans les péridotites sous forme de filons centimétriques montrant des contacts diffus et des relations d'interpénétration avec l'encaissant (a) ou sous forme de filons centimétriques boudinés et déformés montrant des contacts plus marqués avec les péridotites (b). (affl.73)

Les relations entre les roches gabbroïques et les péridotites au niveau de cette coupe montrent que les deux magmas à l'origine de ces roches étaient contemporains et qu'ils ont interagi à l'état liquide.

Vers le sommet de la coupe, on observe également un dyke de chromite épais de quelques mètres et haut d'environ 25 m recoupant les wehrlites à Cpx tardif encaissantes (*affl.70)*. Ce dyke est facilement identifiable sur le terrain de part la texture nodulaire des chromitites qui le constituent (*fig.4.4).*

Figure 4.4 : Texture nodulaire des chromitites à la base du dyke. Les ronds noirs sur la photo sont les nodules de chromite et la matrice orangée est formée d'Ol. (affl.70)

Au sommet de la coupe *(affl.72),* on note un changement évident dans les relations entre les cumulats péridotitiques et les cumulats gabbroïques et dans le mode d'affleurement de ces derniers. En effet, on observe un contact relativement franc, non faillé ou déformé, et globalement horizontal entre les deux types de cumulats *(fig.4.5a)*. Après ce contact, les cumulats gabbroïques affleurent sur environ 10 m et présentent un litage bien marqué et non déformé *(fig.4.5b)*. Ce litage correspond à un litage de proportion sur le terrain et à un litage d'ordre de cristallisation en lame mince avec l'alternance de leucogabbros à Ol et de leucotroctolites à Cpx *(fig.4.5b)*.

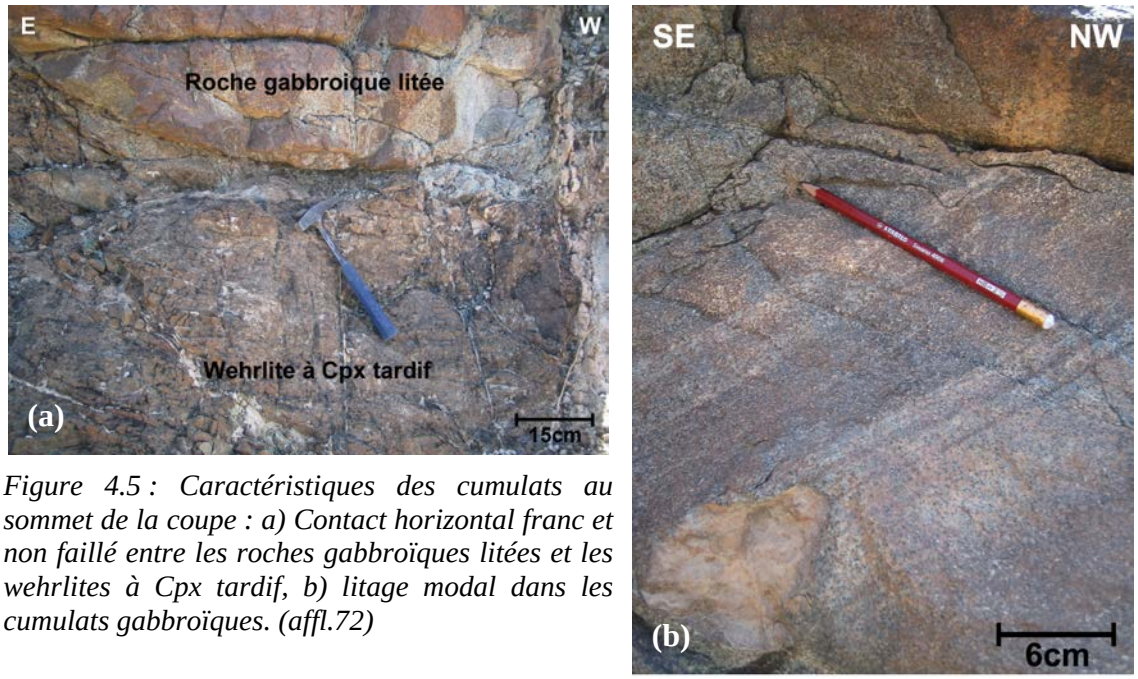


Figure 4.5 : Caractéristiques des cumulats au sommet de la coupe : a) Contact horizontal franc et non faillé entre les roches gabbroïques litées et les wehrlites à Cpx tardif, b) litage modal dans les cumulats gabbroïques. (affl.72)

Au vu de ces observations de terrain, on peut aisément penser que nous sommes situés à la base de l'unité des cumulats lités. Cependant, en poursuivant la coupe, on retrouve des

cumulats wehrlitiques surmontant cet horizon gabbroïque. Le contact entre ces cumulats et les roches gabbroïques correspond à une zone de brèche magmatique marquée par des ségrégations de Plg sous forme de filonnets centimétriques de plagioclasites pegmatitiques recoupant la wehrlite à Cpx tardif *(fig.4.6)*. Ces filonnets proviennent clairement de la masse gabbroïque sous-jacente. De ce fait, les cumulats gabbroïques observés au sommet de la coupe correspondent plus vraisemblablement à une épaisse lentille de gabbro lité (s.l.) qui se serait injectée dans les wehrlites au même titre que les intrusions gabbroïques sous-jacentes.

Figure 4.6 : Cumulats wehrlitiques au contact avec les roches gabbroïques présentant des ségrégations de Plg sous forme de filonnets centimétriques de plagioclasites pegmatitiques. (affl.72)

Cette unité sommitale, franchement différente des affleurements précédents, ne correspond donc pas à l'unité des cumulats lités proprement dite mais constitue probablement la partie supérieure moins perturbée de la zone de transition qui « annonce » l'arrivée des cumulats lités. Cette hypothèse est étayée par l'observation de contacts faillés entre la zone de transition dunitique et la section crustale profonde dans le paysage, de part et d'autre de cette coupe, et la présence de « chapeaux » de cumulats lités au dessus de la zone de transition sur les montagnes en face du sommet de cette coupe. L'unité décrite au sommet de cette coupe correspond probablement aux « Interlayered gabbro and wehrlite (sills and tilted blocks) » de la carte d'Amri *(1995) (planche 4.1b)*.

II.1.a.2. La coupe du wadi Dima

Cette coupe dont l'épaisseur stratigraphique est d'environ 250 m *(planche 4.3)*, a été levée dans la partie amont du wadi Dima depuis la base jusqu'au sommet d'un pic qui domine cette vallée. Elle est située au Sud-Ouest du diapir de Maqsad et à ~ 8 km au Sud-Ouest de l'axe de la paléo-ride *(planche 4.1a)*. Nous sommes donc ici dans un contexte hors axe. Contrairement à la coupe précédente, elle atteint l'unité des cumulats lités et montre donc la zone de transition et la base de la section crustale *(planche 4.3)*. On peut noter que sur la carte du BRGM *(planche 4.1a)*, cette coupe traverse le manteau puis l'unité des dunites tandis que sur la carte plus détaillée d'Amri *(1995)* elle traverse le manteau, l'unité des dunites et atteint l'unité des gabbros lités *(planche 4.1b)*. Comme précédemment, cette coupe va être décrite selon une logique stratigraphique, de la section mantellique vers la section crustale *(planche 4.3)*.

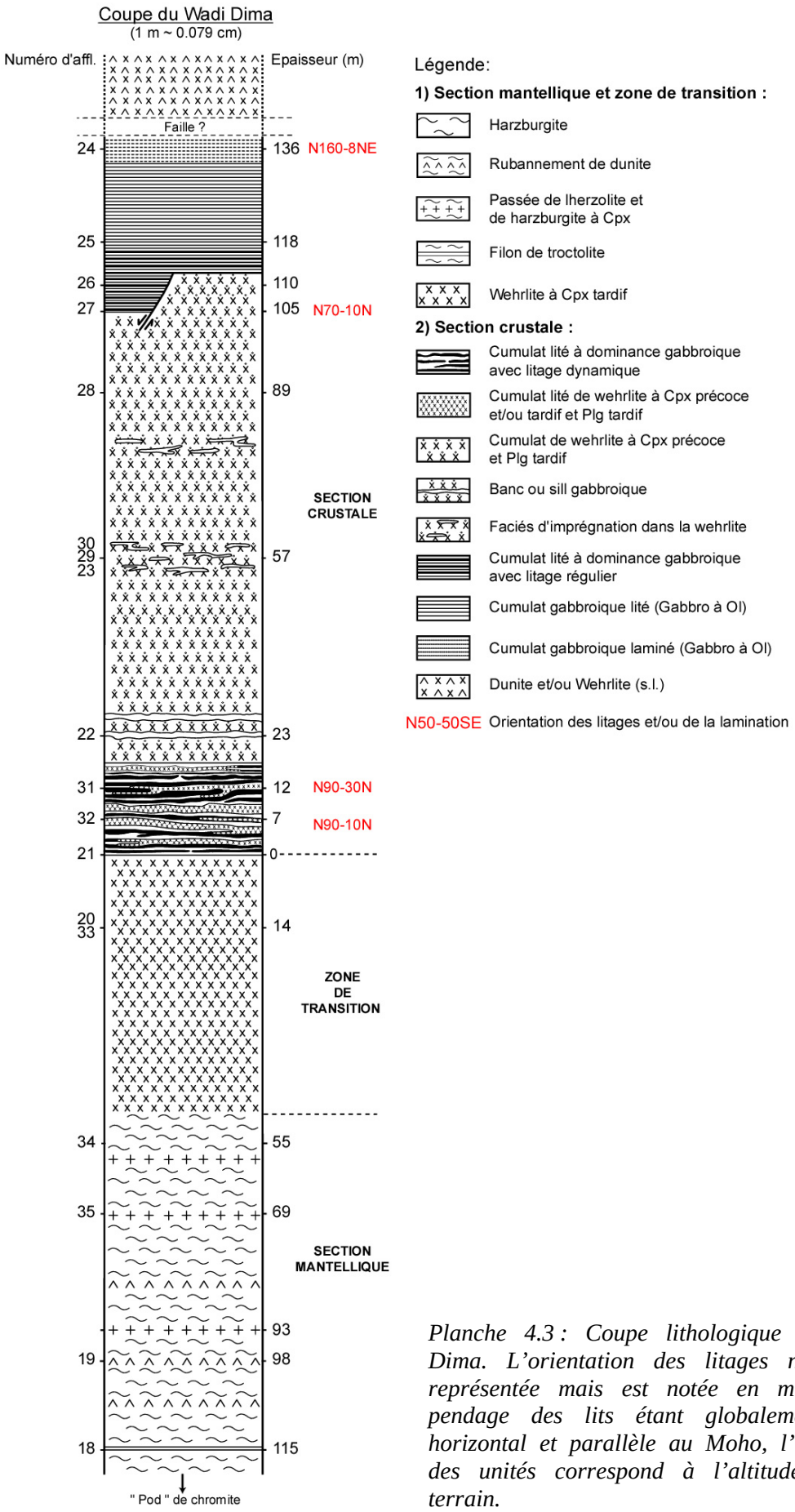


Planche 4.3 : Coupe lithologique du wadi Dima. L'orientation des litages n'est pas représentée mais est notée en marge. Le pendage des lits étant globalement sub-horizontal et parallèle au Moho, l'épaisseur des unités correspond à l'altitude sur le terrain.

Lors d'une campagne précédente (2006), Georges Ceuleneer et Nicolas Granier ont dressé un profil d'une quinzaine de mètres dans un « pod » concordant de chromite localisé dans le manteau juste en dessous de cette coupe. Ce « pod » est finement lité et est essentiellement formé d'intervalles centimétriques à métriques de dunite et de chromitite *(Ceuleneer, comm. perso.)*. Ma coupe se situe directement dans le prolongement de ce profil, ce dernier se terminant dans les harzburgites mantelliques localisées au dessus du « pod » (~ 916 m d'altitude) et correspondant au début de ma coupe (~ 894 m d'altitude).

Les harzburgites mantelliques en question (Ol - Opx) présentent des rubanements de dunite *(affl.18-19)* et des passées de lherzolite et de harzburgite à Cpx *(affl.34)* de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur *(fig.4.7)*. Plus rarement des filons troctolitiques de quelques centimètres d'épaisseur recoupent également les harzburgites *(aff.18)*.

Figure 4.7 : Rubanements de dunite (Ol) observés dans les harzburgites (Ol-Opx) de la section mantellique (affl.18).

Après environ 60 m de harzburgite on passe progressivement à des affleurements de cumulats wehrlitiques à Cpx tardif. Ces cumulats riches en Ol forment un horizon épais d'environ 55 m localisé sous les premières occurrences de cumulats lités *(affl.21)*.

Les litages dans les cumulats sont bien marqués par l'alternance de lits clairs et de lits sombres centimétriques reflétant, sur le terrain, des litages de proportion et des litages de phases *(fig.4.8a)*. Dans le détail, en lame mince, ces cumulats montrent une succession de lits de clinopyroxènites à Ol et Plg, de lits de mélagabbros à Ol, de lits de gabbros à Ol (s.s.) et de lits de wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif. Ces cumulats présentent donc des litages d'ordre de cristallisation et des litages de proportion cumulus. A l'affleurement, les lits gabbroïques, généralement plus clairs, apparaissent prédominants *(fig.4.8a)* et de ce fait, ces roches litées ont été nommées « cumulats à dominance gabbroïque ». Ces cumulats présentent de nombreux litages dynamiques marqués par des plissements, des interruptions et des recoupements de lits *(fig.4.8b-c)*.

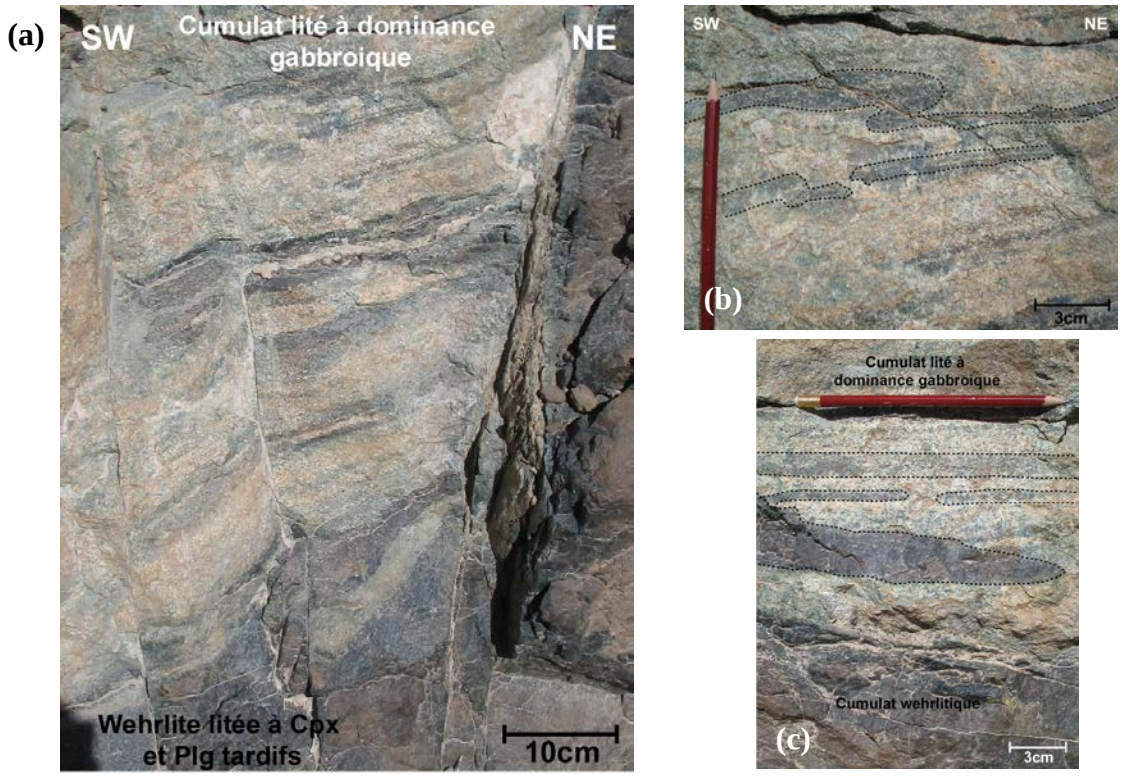


Figure 4.8 : a) Litages dans les cumulats à dominance gabbroïque marqués par une alternance de lits clairs et de lits sombres. Noter la présence, en bas de la photo, d'un banc de cumulat wehrlitique montrant une enclave allongée de cumulat gabbroïque. b-c) Litages dynamiques dans les cumulats à dominance gabbroïque : plissements et interruptions de lits dans b), recoupements (i.e. cross-bedding) et interruptions de lits dans (c). (affl.21)

En montant légèrement dans la séquence, on constate que les affleurements de cumulats lités à dominance gabbroïque correspondent en réalité à des bancs gabbroïques métriques qui alternent avec des bancs wehrlitiques à Cpx précoce et Plg tardif ou à Cpx et Plg tardifs *(fig.4.8 et 4.9)*. Ces derniers semblent homogènes à l'affleurement mais présentent, en lame mince, de fins litages de proportions cumulus et post-cumulus. On peut noter que dans certaines wehrlites (s.l.) on observe également une fabrique de forme marquée par l'alignement des Plg *(cf. chap.1, paragraphe II.2.b.3.2)*.

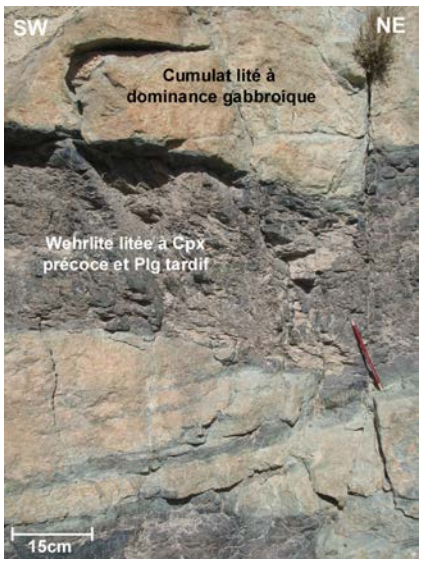


Figure 4.9 : Alternance de bancs de cumulats lités à dominance gabbroïque et de bancs de cumulats wehrlitiques à Cpx précoce et Plg tardif montrant des relations d'interpénétration : le banc wehrlitique recoupe le banc « gabbroïque » et la wehrlite s'injecte dans les litages des cumulats à dominance gabbroïque (affl.21).

En observant plus en détail les contacts entre les bancs de cumulats à dominance gabbroïque et les bancs de cumulats wehrlitiques, on constate qu'ils ne correspondent pas à des contacts classiques de litages mais sont marqués par des relations d'interpénétration entre les deux types de cumulats *(fig.4.9)*. En effet, on remarque que les bancs wehrlitiques recoupent les bancs gabbroïques et que des « langues » de wehrlite s'injectent dans les cumulats à dominance gabbroïque généralement en suivant les litages de ces derniers *(fig.4.9)*. La présence de telles structures amène à se demander si les fins lits wehrlitiques observés dans les cumulats lités à dominance gabbroïque correspondent réellement à des litages d'ordre de cristallisation ou si ce sont des pseudo-litages issus de l'injection de wehrlite dans des cumulats gabbroïques. Ces relations d'interpénétration sont également marquées par la présence d'enclaves allongées de cumulats gabbroïques dans des bancs wehrlitiques *(fig.4.8a)*.

Plus haut dans la séquence *(affl.31)*, on observe particulièrement bien, à l'échelle de l'affleurement, ces alternances de « bancs » associées à des relations d'interpénétration entre les deux types de cumulats et à des litages dynamiques de grande ampleur tels que des amincissements, des boudinages, des recoupements et des plissements de bancs et/ou lits *(fig.4.10a)*.

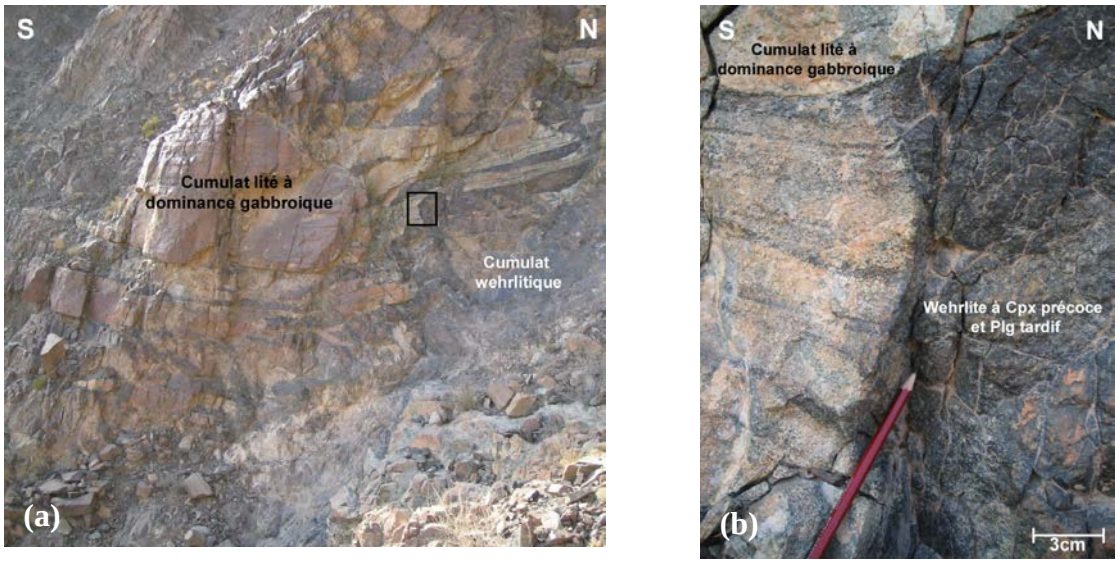


Figure 4.10 : a) Observation dans le paysage (~ 14 m) des structures dynamiques et des relations d'interpénétration entre les deux types de cumulats. Noter, sur la photo, les alternances de bancs bien visibles à gauche et les litages dynamiques bien marqués à droite, b) Détail sur un contact entre des cumulats à dominance gabbroïque et des cumulats wehrlitiques (La position de cette zone de détail est notée dans (a)). (affl.31)

Dans le détail, au niveau de cet affleurement, les cumulats à dominance gabbroïque sont encore bien lités présentant des alternances de lits de wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif, de lits de gabbros à Ol, de lits de troctolites à Cpx, de lits de leucogabbros à Ol et de lits de leucogabbros marquant des litages d'ordre de cristallisation, des litages de proportion cumulus et des litages de phase cumulus *(fig.4.10b)*. On observe particulièrement bien, au niveau de cet affleurement *(fig.4.10b)*, les relations d'interpénétration à petite échelle marquées par de petites injections de wehrlite s'insinuant entre les lits gabbroïques centimétriques et conduisant à la formation d'un pseudo-litage dans les cumulats à dominance gabbroïque.

Les indices d'interpénétration entre les deux types de cumulats et la présence d'un litage bien marqué dans les cumulats à dominance gabbroïque et dans les cumulats

wehrlitiques montrent qu'ils ont interagi alors qu'ils n'étaient pas totalement solidifiés. Les litages dynamiques, les relations d'interpénétration entre les deux types de cumulats et l'allongement des Plg dans certaines wehrlites témoignent d'une zone d'instabilité magmatique marquée par l'étirement d'une bouillie cristalline. Ces structures dynamiques font penser aux structures de déformation plastique produites par le flux magmatique dans les cumulats transposés en base de croûte, dont il a été proposé qu'il soit mécaniquement couplé au flux asthénosphérique du manteau supérieur *(Nicolas et al., 1988b)*. Cette zone correspond donc, *a priori*, à la base relativement dynamique de la section crustale.

Cette zone chaotique formée de cumulats gabbroïques et wehrlitiques ne s'observe que sur une quinzaine de mètres puisqu'en montant dans la séquence, on trouve des affleurements dominés par des wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif. Juste au dessus de la zone chaotique *(affl.22)*, les wehrlites (s.l.) sont recoupées par plusieurs bancs ou sills gabbroïques parallèles d'environ 50 cm d'épaisseur présentant des relations d'interpénétration avec l'encaissant wehrlitique *(fig.4.11a)*.

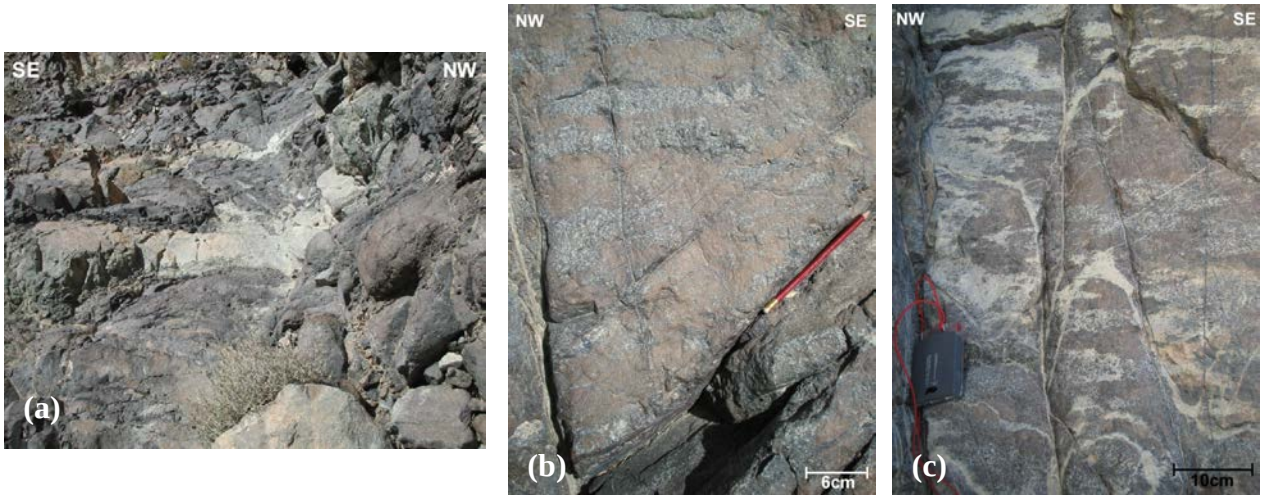


Figure 4.11 : a) Cumulats wehrlitiques recoupés par des bancs ou sills gabbroïques au niveau de l'affl.22, b) Faciès d'imprégnation dans la wehrlite montrant une alternance de bandes riches en Plg et de bandes riches en Ol au niveau de l'affl.23), c) Forte imprégnation de la wehrlite par des liquides gabbroïques conduisant à la formation de bandes enrichies en Plg au niveau de l'affl.30.

En continuant la coupe *(affl.23)*, on observe ponctuellement des pseudo-litages dans la wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif caractérisés par l'alternance de bandes parallèles non continues et diffuses riches en Plg et riches en Ol *(fig.4.11b)*. Ces faciès correspondent à des faciès d'imprégnation. Localement, les wehrlites sont fortement imprégnées par des liquides gabbroïques qui ont tendance à se rassembler pour former des bandes ou filons très riches en Plg *(affl.30, fig.4.11c)*. Ces zones d'imprégnations s'observent assez régulièrement dans les wehrlites le long de la coupe.

Après plus de 80 m de cumulats wehrlitiques plus ou moins imprégnés, on arrive au niveau des affleurements *26-27* au contact entre ces derniers et une unité de cumulats gabbroïques lités. Le contact est marqué par la présence de deux grandes failles normales conjuguées orientées N120-70N formant un système en horst et graben qui fait descendre les cumulats gabbroïques et monter les cumulats wehrlitiques *(fig.4.12)*.

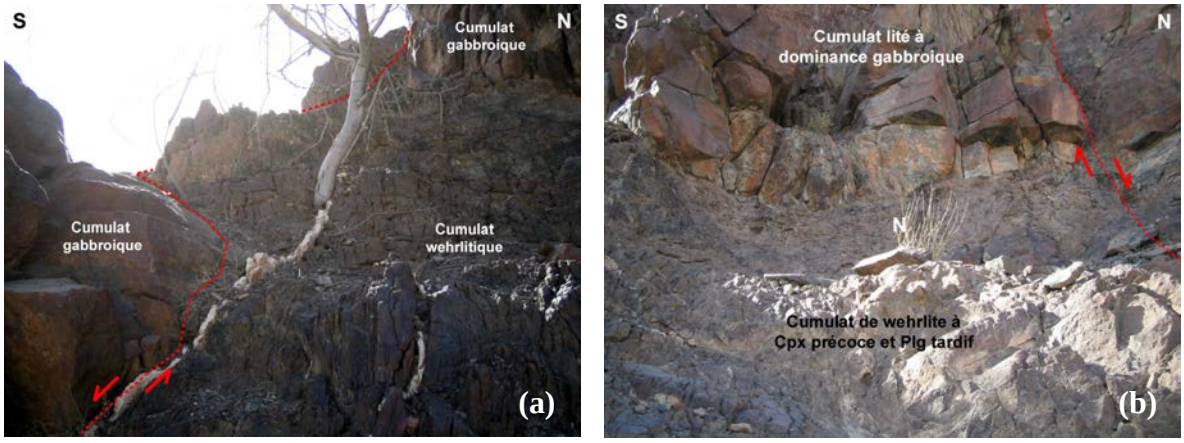


Figure 4.12 : Failles normales conjuguées formant un système en horst et graben au niveau du contact entre les cumulats wehrlitiques et gabbroïques (affl.26, photos ~ 4 m, les deux photos se suivent latéralement). Noter la remontée des cumulats wehrlitiques par rapport aux cumulats gabbroïques (a-b) et la schistosité qui se développe dans la wehrlite au contact (a).

De part et d'autre du horst de wehrlite, de nombreuses petites failles parallèles aux deux accidents majeurs découpent le contact entre les deux types de cumulats lui donnant une forme irrégulière en marches d'escalier *(fig.4.13a)*. Dans le détail, au niveau du contact, les wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif développent une schistosité qui moule les cumulats gabbroïques sus-jacents *(fig.4.12b)* et une zone centimétrique de pegmatites gabbroïques s'observe à l'interface entre les deux cumulats *(fig.4.13b)*.

Ces caractéristiques de terrain, en particulier la présence de pegmatites, montrent que ces failles de glissement ont fonctionné lorsque les cumulats étaient en cours de solidification. Elles correspondent donc à des failles syn-accretions voire syn-magmatiques.

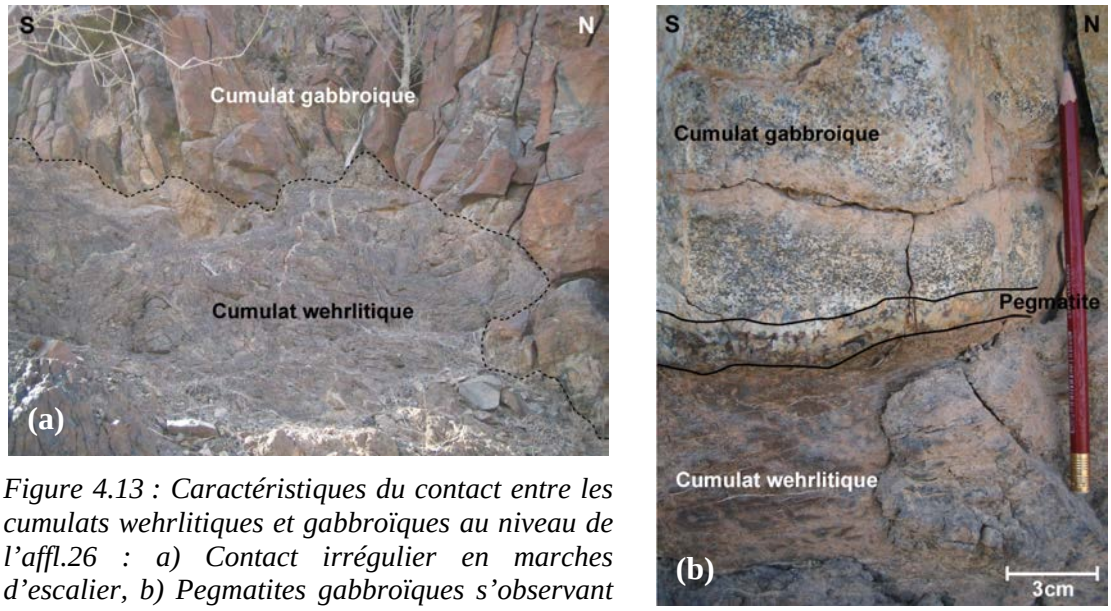


Figure 4.13 : Caractéristiques du contact entre les cumulats wehrlitiques et gabbroïques au niveau de l'affl.26 : a) Contact irrégulier en marches d'escalier, b) Pegmatites gabbroïques s'observant à l'interface entre les deux types de cumulats.

Entre ce contact et le sommet de la coupe (~ 30 m), on observe une unité de cumulats lités à dominance gabbroïque. A la base *(affl.27)*, ces cumulats présentent un litage de proportion et de phase sur le terrain orientée N70-10N *(fig.4.14a)*. Dans le détail, en lame mince, ils montrent des alternances de lits de wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif, de lits de

gabbros à Ol (s.s.) et de lits de mélagabbros à Ol témoignant de litages d'ordre de cristallisation et de litages de proportion cumulus *(fig.4.14a et fig.1.233 chap.1)*. En montant dans la séquence, les cumulats lités apparaissent plus gabbroïques et ne montrent plus que des litages de proportion cumulus marqués par l'alternance de lits clairs de leucogabbros à Ol et de lits sombres de gabbros à Ol.

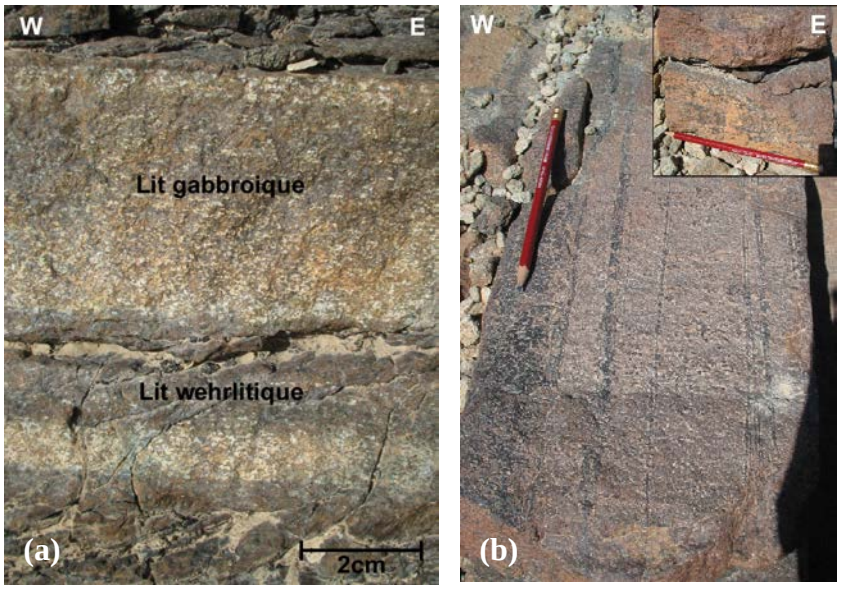


Figure 4.14 : Cumulats lités au sommet de la coupe. a) Cumulats à dominance gabbroïque avec un litage bien marqué au niveau de l'affl.27 (pour plus de précisons sur le litage voir le chap.1, fig.1.233), b) Cumulats essentiellement gabbroïques présentant un litage moins visible mais une foliation (photo du bas) et une linéation (zoom en haut) bien marquées par l'alignement des cristaux au niveau de l'affl.24. (Crayon ~ 15 cm)

Au sommet de la coupe *(affl.24)*, les cumulats sont essentiellement formés de gabbros à Ol et apparaissent plus massifs *(fig.4.14b)*. Dans le détail, on observe cependant une foliation orientée N160-8NE et une lamination qui sont bien marquées par l'alignement des cristaux *(fig.4.14b)*.

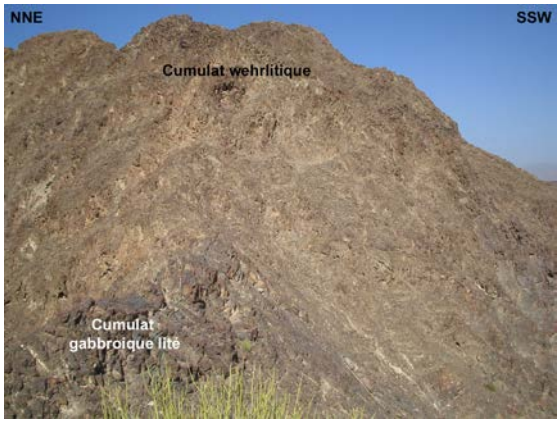


Figure 4.15 : Paysage au sommet de la coupe montrant des cumulats dunitiques et/ou wehrlitiques au dessus des cumulats gabbroïques lités. (affl.24)

Au sommet, lorsque l'on regarde le paysage de part et d'autre de la coupe, on constate que des cumulats dunitiques et/ou wehrlitiques s'observent au dessus des cumulats lités *(fig.4.15)*. Cependant du fait de l'existence de failles normales conjuguées dans la coupe et des nombreuses failles observées dans le paysage, il est possible que la présence de ces masses dunitiques et/ou wehrlitiques au dessus des cumulats lités résultent de mouvements au niveau de grandes failles de glissement. De ce fait, il est difficile de déterminer avec précision si le sommet de cette coupe se situe toujours dans la zone perturbée de la base de la section crustale ou si on a quitté cette zone chaotique. Cependant, au vu des litages observés dans les cumulats gabbroïques du sommet et de l'absence de structures dynamiques dans ces roches, on peut penser que nous avons quitté la base de la section crustale.

II.1.b. Les coupes dans la section crustale profonde

II.1.b.1. La coupe au Nord de Tuff

Cette coupe d'environ 200 m *(planche 4.4)* a été réalisée au Nord de l'oasis de Tuff. Elle est localisée au Nord-Ouest du diapir de Maqsad et se situe légèrement hors axe à ~ 2 km à l'Ouest de la paléo-ride *(planche 4.1a)*. Cette coupe est située au niveau d'un contact faillé NW - SE entre les péridotites mantelliques et l'unité des wehrlites, clinopyroxénites, dunites et mélagabbros (i.e. unité des cumulats lités péridotitiques, pyroxénitiques et gabbroïques) sur la carte du BRGM *(planche 4.1a)* ou l'unité des gabbros lités sur la carte d'Amri *(1995) (planche 4.1b)*. Cette coupe est réalisée dans une logique magmato-stratigraphique, des péridotites mantelliques vers la croûte et débute au dessus de la zone faillée *(planche 4.4)*. Il faut noter que les échantillons de cette coupe n'ont pas été étudiés pétrologiquement et géochimiquement et, de ce fait, je ne rentrerai pas dans le détail des lithologies.

A la base de la coupe *(affl.92)*, on observe particulièrement bien les litages dans les cumulats à l'échelle de l'affleurement *(fig.4.16a)*. Ce litage est marqué par une alternance de bancs sombres dunitiques (i.e. riches en Ol) et de bancs clairs gabbroïques (i.e. riches en Plg et Cpx) *(fig.4.16a)*. Ces bancs, variant de quelques centimètres à 50 centimètres d'épaisseur, sont globalement orientés N180-35E. Les litages relativement pentés dans ces cumulats sont probablement à relier à la présence de la faille régionale. Dans le détail, les cumulats gabbroïques présentent de fins litages internes (centimétriques à millimétriques) qui correspondent à des litages de proportion sur le terrain *(fig.4.16b)*. Les cumulats dunitiques sont, quant à eux, relativement riches en Plg et présentent localement de fins litages marqués par des variations modales du Plg sur le terrain *(fig.4.16c)*.

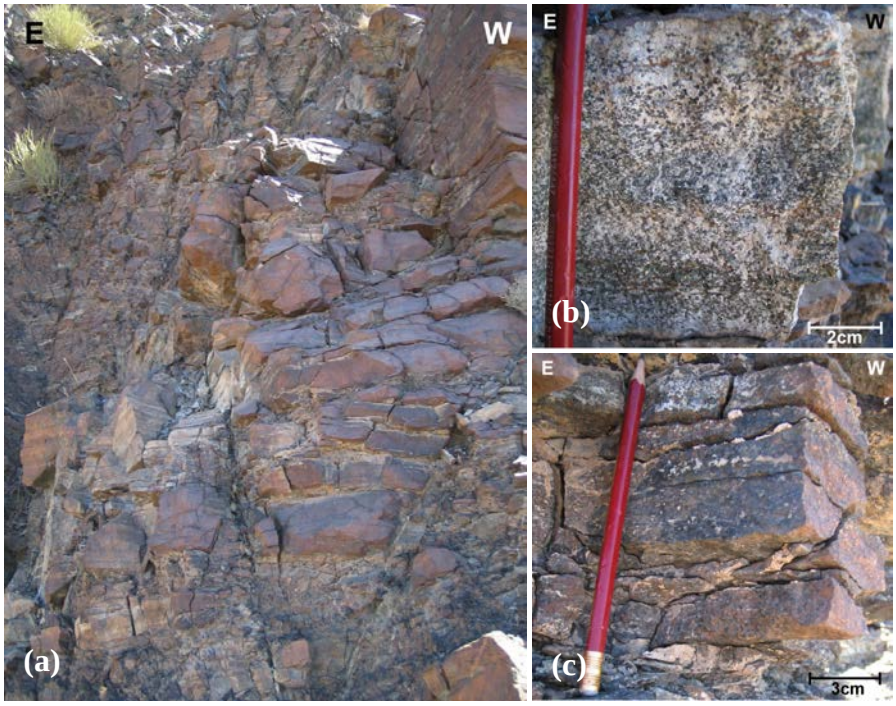


Figure 4.16 : a) Litages bien marqués dans les cumulats à l'échelle de l'affleurement (affl.92). Sur la photo, la distinction entre les deux types de cumulats n'est pas évidente du fait de la patine d'altération, b) Détail sur le litage modal interne des cumulats gabbroïques au niveau de l'affl.92, c) Détail sur le litage modal interne des cumulats dunitiques au niveau de l'affl.93.

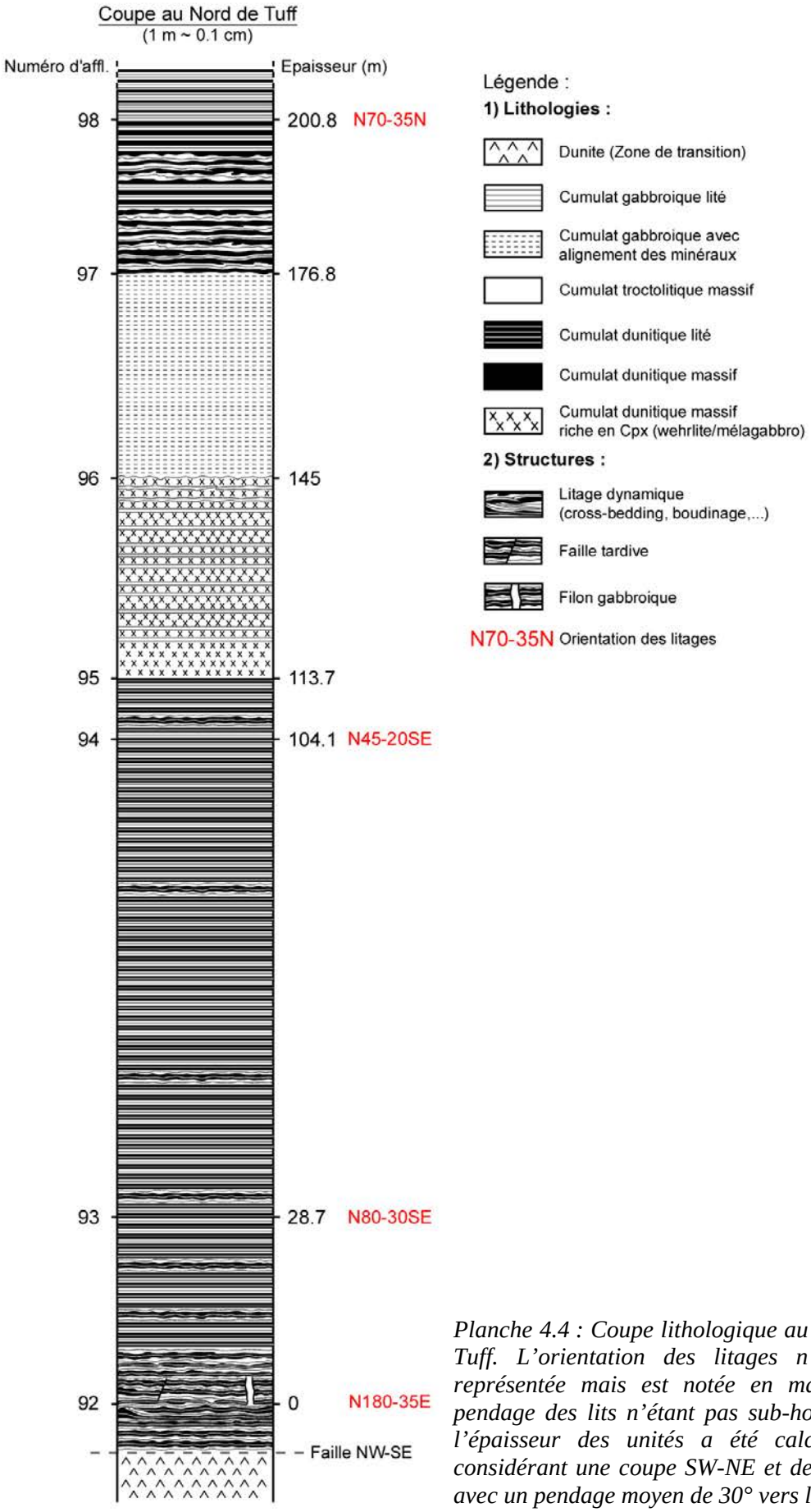


Planche 4.4 : Coupe lithologique au Nord de Tuff. L'orientation des litages n'est pas représentée mais est notée en marge. Le pendage des lits n'étant pas sub-horizontal, l'épaisseur des unités a été calculée en considérant une coupe SW-NE et des litages avec un pendage moyen de 30° vers l'Est.

En regardant de plus près les contacts entre les bancs, on observe de nombreux litages dynamiques de relativement grande ampleur correspondant à du cross-bedding (croisement de bancs), du boudinage, des variations d'épaisseurs de bancs et des plissements *(fig.4.17)*. On constate que ces structures s'observent principalement dans les bancs centimétriques mais sont moins visibles dans les lits plus fins des cumulats gabbroïques et dunitiques. Ces litages dynamiques reflètent la cristallisation des cumulats dans un milieu turbulent et sont proches des structures observées dans la coupe du wadi Dima *(cf. paragraphe II.1.a.2)*. Associées à ces structures magmatiques, on observe des structures tectoniques tardives telles que des failles normales décalant les bancs et des filons gabbroïques intrusifs perpendiculaires au litage *(fig.4.17)*. Les contacts entre les filons gabbroïques et les bancs de cumulats étant lobés, l'injection des filons n'est donc pas un événement très tardif par rapport à la cristallisation des cumulats.

Figure 4.17 : Litages dynamiques et structures tectoniques tardives (failles, filons) observés dans les cumulats lités en base de coupe (affl.92).

En montant progressivement dans la séquence cumulative *(affl.93-94)*, les alternances de bancs gabbroïques et dunitiques apparaissent plus régulières et les structures dynamiques sont moins courantes. Les litages sont toujours relativement pentés et sont orientés N80-30SE à la base *(affl.93)* et N45-20SE plus haut dans la séquence *(affl.94)*.

Au niveau de l'*affl.95*, après environ 113 m d'alternances régulières de bancs, on observe un changement de faciès dans les cumulats lités. En effet, les intervalles dunitiques deviennent plus épais, de l'ordre du mètre, atteignant jusqu'à 6 mètres à la base de cette unité, par rapport aux bancs gabbroïques centimétriques (de 2 - 3 cm à 10 cm) *(fig.4.18)*. Dans ce faciès, les cumulats dunitiques semblent plus riches en Cpx (i.e. wehrlites ou mélagabbros) et les cumulats gabbroïques sont peu lités et plus troctolitiques (i.e. plus riches en Plg). Ce faciès à prédominance ultramafique ne s'observe que sur une trentaine de mètres car on passe rapidement à une autre unité cumulative au niveau de *l'affl.96*. Cette nouvelle unité est formée de cumulats essentiellement gabbroïques qui apparaissent relativement homogènes à l'affleurement mais qui présentent, dans le détail, un litage très discret souligné par l'alignement des minéraux *(fig.4.18)*. On peut également noter que ces cumulats présentent des tailles de grains plus importantes que dans les cumulats gabbroïques des faciès précédents. Le contact entre les deux unités est relativement irrégulier et est marqué par des litages dynamiques dans le faciès à prédominance ultramafique *(fig.4.18)*. Ces structures dynamiques de type boudinage et troncature de bancs sont cependant de moins grande ampleur que dans les cumulats observés à la base de la coupe *(fig.4.17 et 4.18)*.

Figure 4.18 : Contact entre le faciès des cumulats à prédominance ultramafique et celui des cumulats essentiellement gabbroïques à l'affl.96. Noter les différences d'épaisseur entre les bancs dunitiques et les bancs troctolitiques dans le faciés à prédominance ultramafique ainsi que l'absence de litage apparent dans les cumulats essentiellement gabbroïques. Noter également l'irrégularité du contact et les litages dynamiques (boudinage, troncature de lits) dans le faciès à prédominance ultramafique.

En montant dans la séquence, après ~ 31 m de cumulats massifs essentiellement gabbroïques, on retrouve des cumulats lités présentant une alternance régulière de bancs sombres (i.e. dunitique) et de bancs clairs (i.e. gabbroïque) *(fig.4.19a)*. Les cumulats gabbroïques présentent un fin litage interne de proportion sur le terrain *(fig.4.19a)* et le contact entre les bancs dunitiques et les bancs gabbroïques correspond généralement à un litage modal graduel (sur le terrain) bien observable à l'affleurement par la variation de la quantité de Plg d'un banc à l'autre *(fig.4.19b)*.

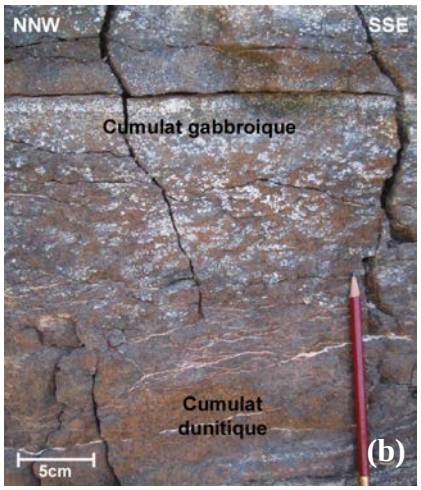


Figure 4.19 : a) Affleurement de cumulats lités montrant des alternances de bancs sombres dunitiques et de bancs clairs gabbroïques. Noter le litage interne dans les cumulats gabbroïques. b) Litage modal graduel entre un banc de cumulat dunitique et un banc de cumulat gabbroïque. (affl.97)

Comme pour les cumulats de base de coupe, les litages dynamiques sont relativement abondants dans ces cumulats avec, par exemple, la présence de nombreuses structures de cross-bedding et de plissement *(fig.4.19a et 4.20a-b)*. Certains lits présentent également des contours en forme de marches d'escalier et les minéraux dans ces lits ont tendance à suivre ces contours irréguliers *(fig.4.20b)*. Ces dernières structures résultent de l'action de

microfailles contemporaines de la cristallisation des cumulats (i.e. microfailles syn-magmatiques).

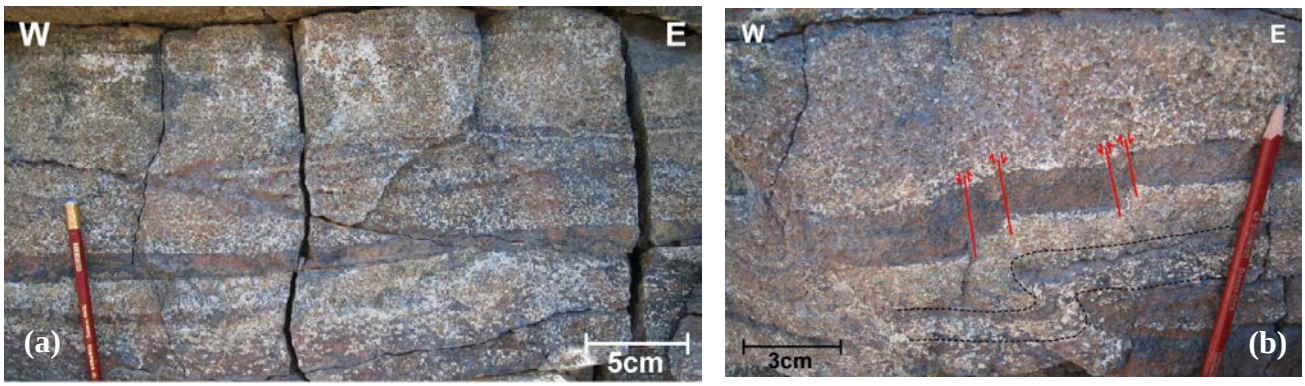


Figure 4.20 : Structures dynamiques dans les cumulats lités : a) Structures de cross-bedding (i.e. croisement de lits) et b) Structures de plissement et microfailles syn-magmatiques dans les litages. (affl.97)

Au sommet de la coupe *(affl.98)*, les cumulats lités présentent toujours des alternances de bancs dunitiques et de bancs gabbroïques cependant les cumulats gabbroïques sont prédominants et les litages dynamiques très rares. De ce fait, le litage dans les cumulats lités est marqué par l'alternance de lits centimétriques parallèles présentant des contours nets et des contacts réguliers *(fig.4.21)*. Les litages observés dans ces cumulats sont des litages de proportion, de phase et de taille de grains sur le terrain et sont orientés N70-35N.

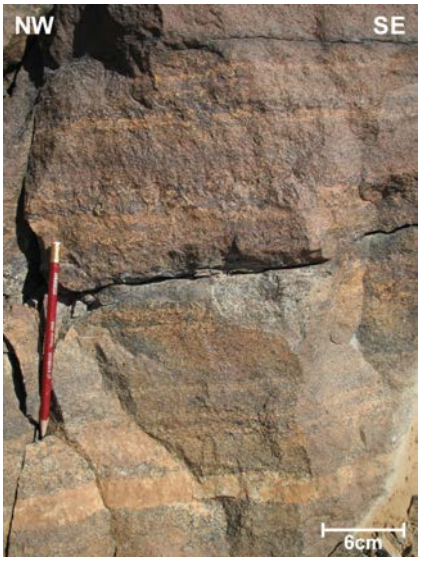


Figure 4.21 : Litages réguliers et non perturbés dans les cumulats lités au sommet de la coupe (affl.98). Noter les différents types de litages (de proportion, de phase et de taille de grain) dans les cumulats.

La présence de structures dynamiques dans les cumulats tout au long de cette coupe suggère qu'elle se situe à la base de la section crustale, par référence aux observations faites dans la coupe du wadi Dima *(paragraphe II.1.a.2)*. Cependant, ici, les cumulats gabbroïques sont beaucoup plus abondants et mieux organisés que dans cette dernière. Ces dissemblances entre les deux coupes résultent soit de leurs positions à différentes distances du centre d'expansion océanique *(planche 4.1)*, soit de leurs positions magmato-stratigraphiques différentes dans la section crustale. En l'absence d'affleurement montrant le contact avec le manteau dans la coupe au Nord de Tuff, on ne peut exclure que cette dernière se situe dans des niveaux plus élevés de la croûte par rapport à celle du wadi Dima.

II.1.b.2. Les coupes de Mahram

Ces coupes réalisées au voisinage de l'oasis de Mahram sont localisées à proximité du diapir de Maqsad en position légèrement hors-axe à 1 – 2 km à l'Ouest de la paléo-ride *(planche 4.1a)*. La coupe de Mahram Sud d'environ 140 m d'épaisseur *(planche 4.5)* a été réalisée juste au dessus de l'oasis de Mahram et traverse l'unité des gabbros lités selon les cartes du BRGM et d'Amri *(1995) (planche 4.1a-b)*. La coupe de Mahram Nord, d'environ 50 m d'épaisseur *(planche 4.6)* est située à 1 km au Nord-Est de la coupe précédente et correspond à l'unité des gabbros lités sur la carte du BRGM et à l'unité des gabbros interlités avec des wehrlites sur la carte d'Amri *(1995) (planche 4.1a-b)*. Ces coupes vont être exposées selon une logique magmato-stratigraphique, du manteau vers la croûte.

II.1.b.2.1. La coupe de Mahram Sud (planche 4.5)

Cette coupe débute directement dans les cumulats lités, le contact avec la zone de transition n'étant pas étudié. Les premiers cumulats observés à la base de la coupe *(affl.38)* correspondent à des cumulats gabbroïques présentant un litage très fin (lits centimétriques à millimétriques) relativement discret et une lamination bien marquée par l'alignement des Plg *(fig.4.22)*. Ces cumulats sont essentiellement formés de gabbros à Ol (s.l.) et présentent, en lame mince, des litages de proportion cumulus correspondant, sur le terrain, à des alternances de lits sombres riches en Ol (gabbro à Ol (s.s.)) et de lits clairs riches en Plg (leucogabbro à Ol) *(fig.4.22)*. Ces litages sont relativement peu pentés (25°S) et présentent une direction moyenne N115.

Figure 4.22 : Cumulats gabbroïques en base de coupe (affl.38) présentant un litage discret très fin marqué par une alternance de lits sombres et de lits plus clairs.

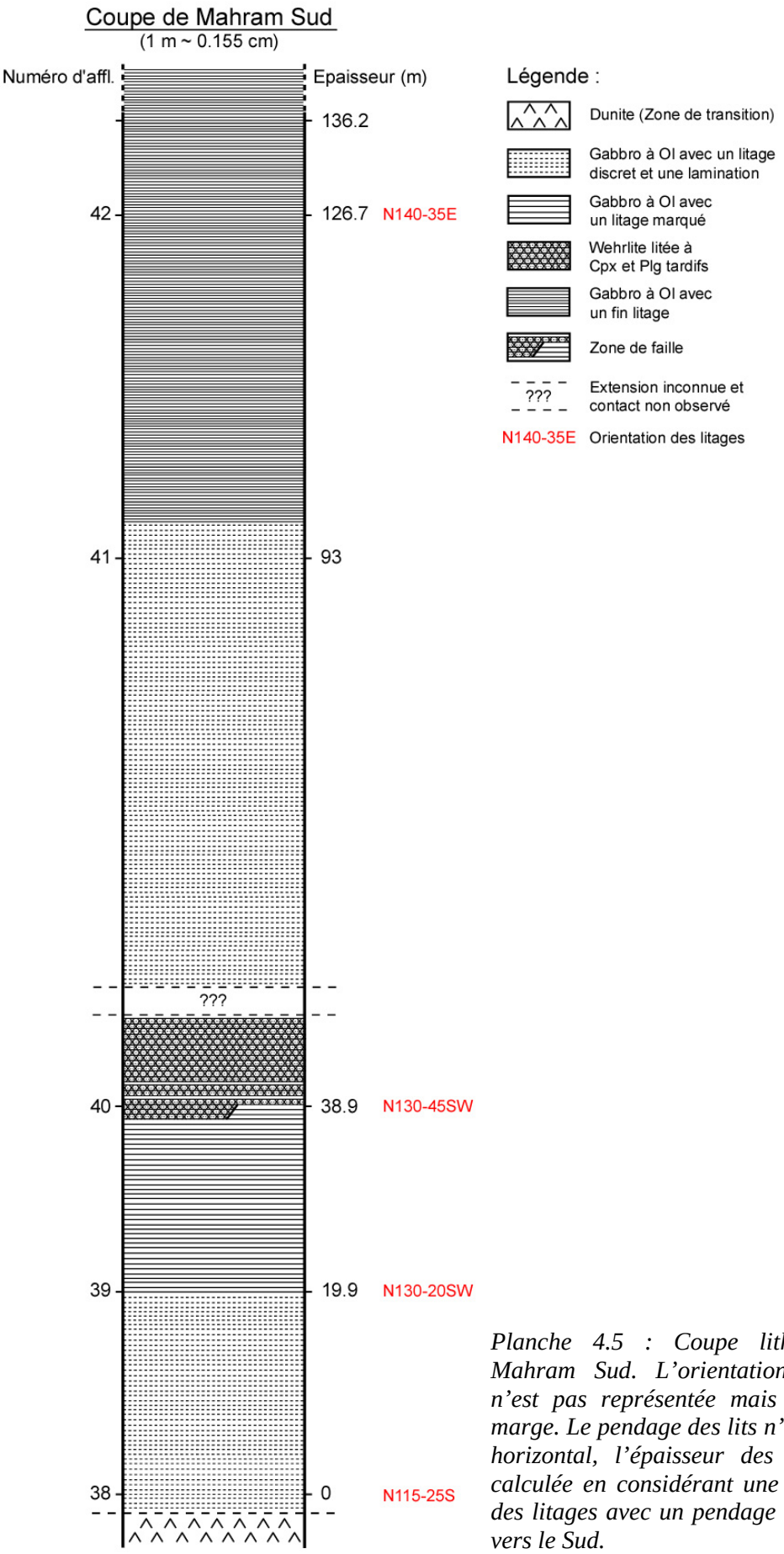


Planche 4.5 : Coupe lithologique de Mahram Sud. L'orientation des litages n'est pas représentée mais est notée en marge. Le pendage des lits n'étant pas sub-horizontal, l'épaisseur des unités a été calculée en considérant une coupe N-S et des litages avec un pendage moyen de 30° vers le Sud.

En montant dans la séquence *(affl.39)*, les litages se développent progressivement dans les cumulats gabbroïques et sont particulièrement bien marqués à l'affleurement du fait de l'érosion différentielle des lits *(fig.4.23)*. En effet, les litages se présentent sous la forme d'une alternance régulière de lits relativement fins (lits millimétriques à centimétriques) à relief négatif (creux) et à relief positif (bosse) *(fig.4.23)*. Ces cumulats sont essentiellement constitués de gabbros à Ol (s.l.) et présentent majoritairement des litages de proportion cumulus en lame mince et parfois des litages de phase post-cumulus avec l'apparition ou la disparition d'Opx tardif. Les lits à relief positif correspondent à des gabbros à Ol (s.s.) (plus riches en Plg) tandis que les lits à relief négatif sont formés de mélagabbros à Ol (plus riches en Ol). Ces litages sont orientés N130-20SW.

Figure 4.23 : Cumulats gabbroïques présentant un litage très fin bien marqué à l'affleurement par l'alternance de lits à relief positif et de lits à relief négatif (affl.39).

En continuité directe avec les cumulats lités, on observe au niveau de l'*affl.40* une grande masse de wehrlite à Cpx et Plg tardifs. Ces cumulats wehrlitiques présentent un litage relativement grossier marqué par l'alternance de bancs de 20 à 50 cm de roches massives et de roches plus altérées *(fig.4.24)*. En lame mince, ce litage correspond à un litage de proportion cumulus et post-cumulus dans la wehrlite à Cpx et Plg tardifs. Les différents aspects des bancs sur le terrain *(fig.4.24)* sont probablement dus à l'érosion différentielle, la wehrlite plus riche en Ol s'altérant plus facilement que celle enrichie en Plg. Dans chaque banc, des litages plus fins (centimétriques) sont également marqués par l'alternance de lits plus clairs et de lits plus sombres. Comme pour les bancs, ces litages reflètent probablement des variations modales dans la wehrlite à Cpx et Plg tardifs. On peut noter que les bancs wehrlitiques sont relativement pentés (45°SW) et présentent une direction moyenne N130. Localement, en particulier au contact avec les cumulats lités sous-jacents, les cumulats wehrlitiques présentent des bancs de cumulats gabbroïques parallèles au litage. A la base de cette unité wehrlitique on observe latéralement, au même niveau magmato-stratigraphique, un contact entre les cumulats lités de l'unité précédente et les cumulats wehrlitiques. Ce contact correspond à une petite zone de faille qui fait basculer les faciès wehrlitiques sur les cumulats lités. Le pendage plus élevé mesuré dans ces cumulats par rapport à la base de la coupe est probablement dû à cette faille.

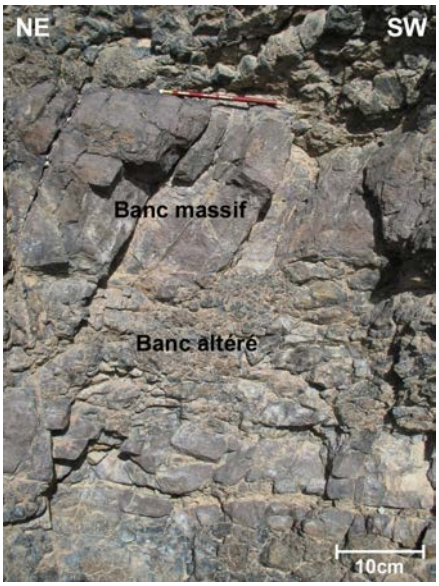


Figure 4.24 : Cumulats wehrlitiques présentant un litage de proportion cumulus marqué par l'alternance de bancs massifs et de bancs altérés (affl.40).

En montant dans la séquence, on atteint une nouvelle unité de cumulats gabbroïques lités *(affl.41)*. Le contact entre les cumulats wehrlitiques précédents et ces cumulats gabbroïques n'a pas été observé sur le terrain et, de ce fait, est probablement progressif. L'extension de la zone wehrlitique est donc difficile a estimer dans la coupe, cependant, cette séquence cumulative étant essentiellement gabbroïque, il est probable que cette unité soit relativement peu épaisse. La nouvelle unité gabbroïque montre des cumulats relativement massifs avec un litage très discret qui sont très semblables aux cumulats observés en base de coupe. Ils correspondent essentiellement à des gabbros à Ol (s.l.) montrant des litages de proportion cumulus en lame mince marqués par l'alternance de mélagabbros à Ol et de gabbros à Ol (s.s.). On passe progressivement à l'*affl. 41* de cumulats relativement massifs à des cumulats gabbroïques finement lités *(fig.4.25)*. Ce fin litage est cependant moins marqué que dans l'unité bien litée de l'*affl.39 (fig.4.23)*. Ces litages sont encore relativement pentés (35°E) avec une direction moyenne N140 et le pendage élevé par rapport aux litages de base de coupe est encore probablement lié à la faille précédente. Comme dans l'ensemble de la coupe, ces cumulats gabbroïques sont formés de gabbros à Ol (s.l.) et présentent un litage de proportion cumulus en lame mince marqué par l'alternance de bancs sombres de gabbros à Ol (s.s.) et de bancs clairs de leucogabbros à Ol. Ces cumulats gabbroïques s'observent sur environ 40 m jusqu'au sommet de la coupe *(affl.42)*.

Figure 4.25 : Cumulats gabbroïques finement lités présentant une alternance de bancs sombres et de bancs clairs au sommet de la coupe (affl.41-42).

II.1.b.2.2. La coupe de Mahram Nord (planche 4.6)

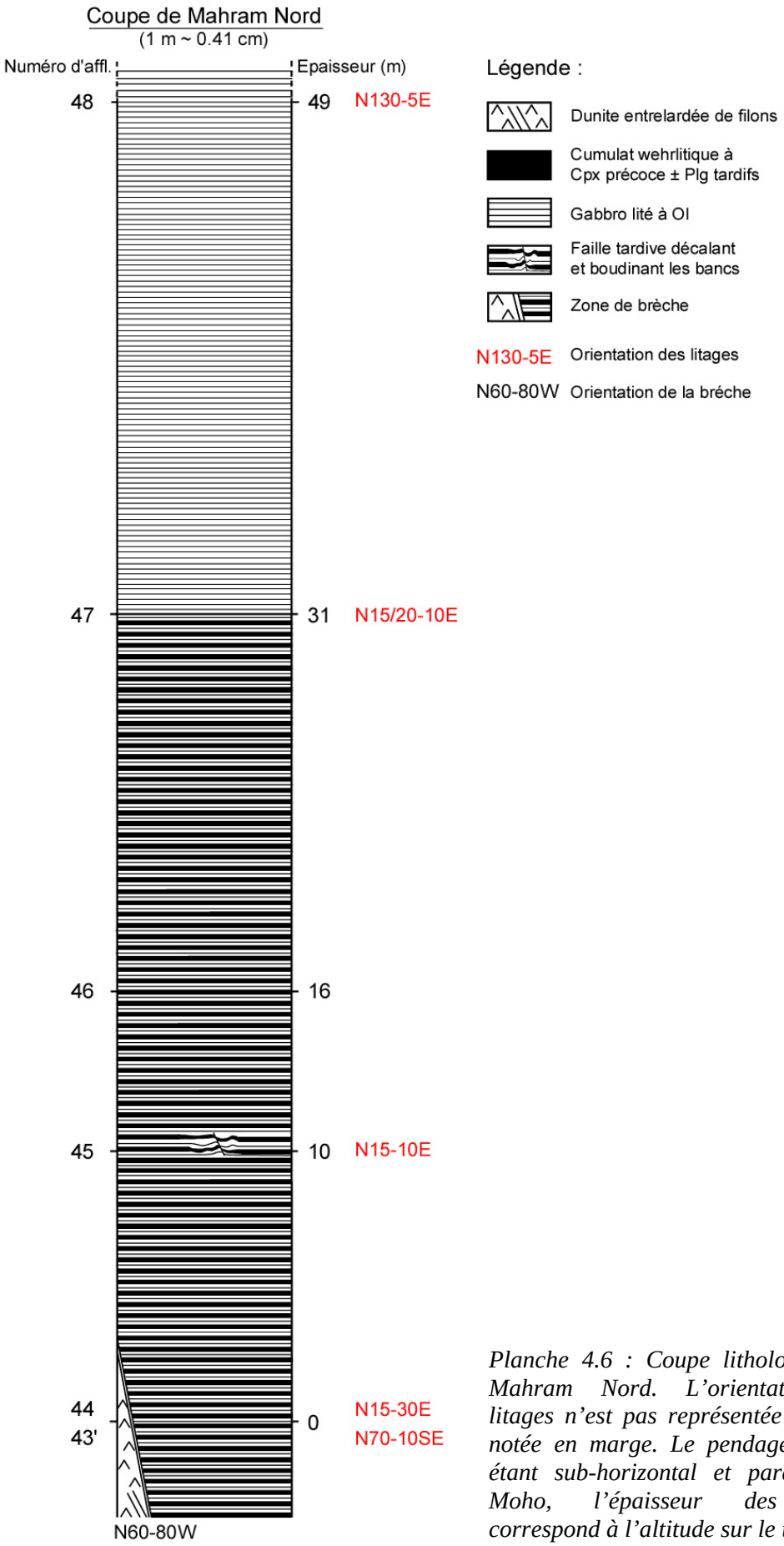


Planche 4.6 : Coupe lithologique de Mahram Nord. L'orientation des litages n'est pas représentée mais est notée en marge. Le pendage des lits étant sub-horizontal et parallèle au Moho, l'épaisseur des unités correspond à l'altitude sur le terrain.

Cette coupe a été réalisée sur une falaise de plus de 50 m de cumulats dont les litages sont particulièrement bien visibles et marqués par des alternances régulières de bancs sub-horizontaux de teintes variées *(fig.4.26)*. Les litages apparaissent moins visibles et semblent moins abondants au sommet de la falaise. La coupe a été réalisée perpendiculairement à cette falaise et donc au litage afin de monter dans la séquence cumulative *(planche 4.6)*.

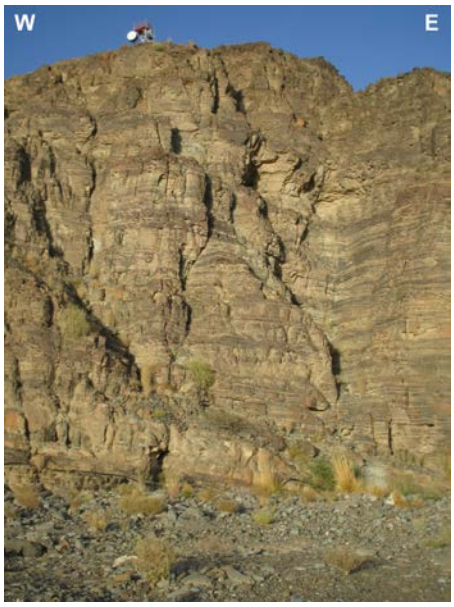


Figure 4.26 : Falaise de Mahram Nord où le litage est particulièrement bien marqué par une alternance régulière de bancs sombres et de bancs clairs.

La base de la falaise est formée de masses de dunites entrelardées de filons gabbroïques et correspond donc probablement à la zone de transition dunitique. Le contact entre les dunites et les cumulats lités est marqué par une brèche sub-horizontale de direction N60-80W formée de carbonate et de serpentine *(affl. 44, fig.4.27)*. Au contact, les cumulats ne sont pas déformés et le litage n'est pas perturbé mais les dunites sont fortement bréchifiées *(fig.4.27)*. Cette brèche reflète donc une zone de faille de basse température dans laquelle la dunite a « absorbé » toute la déformation.

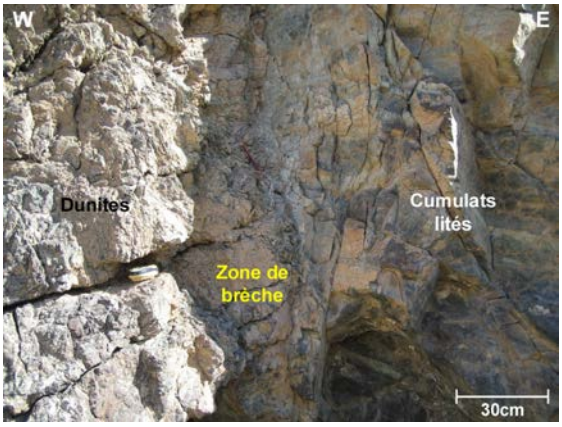


Figure 4.27 : Contact bréchique entre les dunites de la zone de transition et l'unité des cumulats lités à la base de la coupe de Mahram Nord (affl.44).

A la base de cette coupe *(affl.43' et 44)*, les cumulats lités sont caractérisés par une alternance de bancs centimétriques à métriques de teintes variées comme observé dans le paysage *(fig.4.26 et 4.28a)*. Les bancs sombres correspondent à des cumulats wehrlitiques à Cpx précoce et Plg tardif à relativement gros grains qui ne présentent pas de litages internes. Les bancs clairs correspondent à des cumulats gabbroïques essentiellement formés de gabbros à Ol (s.l.) et présentent un litage interne plus fin marqué par des alternances de lits centimétriques à millimétriques de teintes variées *(fig.4.28b)*.

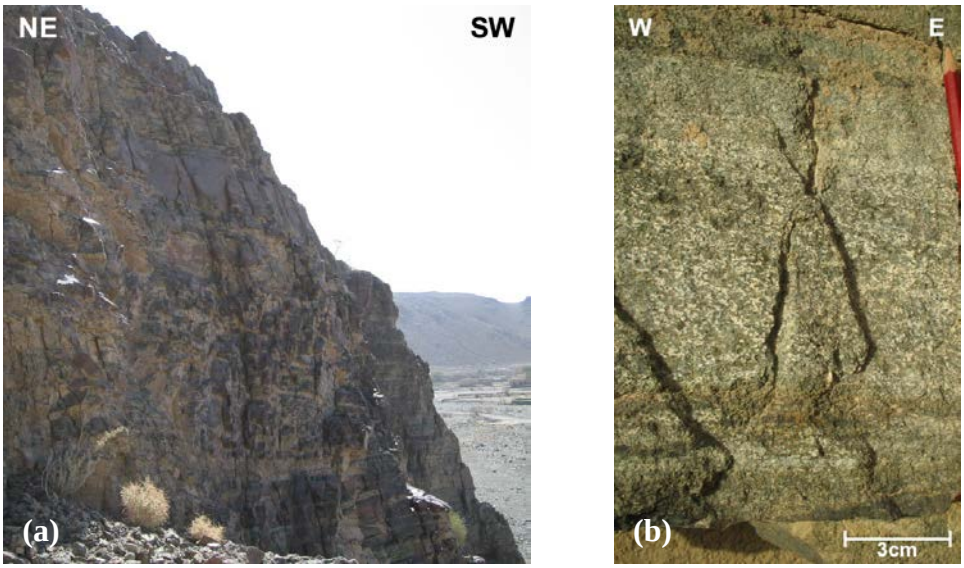


Figure 4.28 : a) Alternances régulières de bancs de teintes variées dans les cumulats lités à la base de la coupe (affl.44-45). Les différences de teintes ne sont pas évidentes à voir à l'affleurement du fait de la patine d'altération (photo ~ 15 m), b) Détail sur le litage interne dans les cumulats gabbroïques (affl.43').

Dans le détail, le litage entre les bancs est marqué par un litage d'ordre de cristallisation (changement de position du Plg dans la séquence de cristallisation) et le litage interne dans les cumulats gabbroïques correspond à un litage de proportion cumulus entre des lits sombres de mélagabbros à Ol et des lits plus clairs de gabbros à Ol (s.s.) ou de leucogabbros à Ol. Dans cette zone, l'orientation des litages varie selon la distance à la faille, les cumulats situés à proximité de la brèche montrant des litages orientés N15-30E alors que ceux plus éloignés présentent des litages orientés N70-10SE.

En montant dans la séquence *(affl.45-46)*, ces alternances régulières de bancs de wehrlites et de bancs de gabbros à Ol (s.l.) se poursuivent sur environ 31 m *(fig.4.28)*. En dehors de la base de la coupe, les litages dans les cumulats présentent une orientation globalement constante N15-10E dans toute cette unité cumulative. Localement *(affl.45)*, les cumulats lités sont recoupés par de petites failles de faible extension qui décalent les bancs *(fig.4.29)*. La présence de bancs boudinés au contact de ces failles montre cependant qu'elles ne sont pas très tardives par rapport à la mise en place des cumulats.

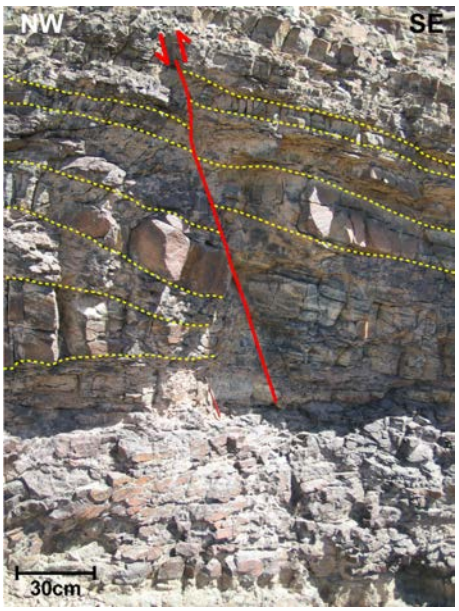


Figure 4.29 : Recoupement des cumulats lités par une faille décalant et boudinant les bancs. Noter la faible extension de cette faille, cette dernière n'affectant que le niveau supérieur de la pile de cumulat (haut) et ne se propageant pas dans le niveau inférieur (bas). (affl.45)

Ponctuellement dans la séquence cumulative, on observe également des bancs de wehrlite à Cpx précoce sans Plg démontrant que des litages de phase cumulus ou post-cumulus existent également dans ces cumulats lités. Ce type de litage est cependant beaucoup plus rare que les litages de proportion et d'ordre de cristallisation.

Au niveau de *l'affl.47*, on remarque un changement de faciès dans les cumulats lités *(fig.4.30a)*. En effet, on passe de cumulats montrant des alternances de bancs wehrlitiques et de bancs gabbroïques à des cumulats purement gabbroïques *(fig.4.30a)*. Ces derniers sont formés d'une alternance de bancs de gabbros à Ol (s.l.) présentant de fins litages internes. Les bancs et les litages internes sont marqués par des litages de proportions cumulus. Le contact entre les deux lithologies est relativement franc mais non tectonisé et on observe une continuité dans la séquence, les litages dans les deux unités étant parallèles et globalement orientés N15-10E *(fig.4.30a-b)*.

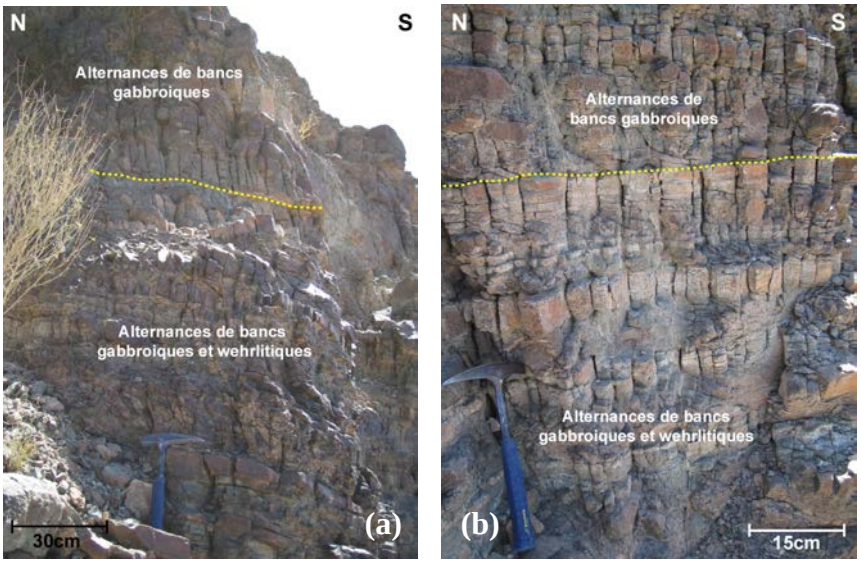


Figure 4.30 : Changement de faciès dans les cumulats lités au niveau de l'affl. 47. a) Contact entre les deux faciès dans le paysage. b) Détail du contact entre les deux types de cumulats. Noter le contact franc et non tectonisé et la continuité de la séquence cumulative malgré ce changement de faciès.

Lorsque l'on monte dans la séquence on observe localement de rares lits relativement fins de roches ultramafiques dans cette unité de cumulats gabbroïques. Cependant, au vu de nos observations de terrain, ces lits correspondent plus vraisemblablement à des mélagabbros à Ol qu'à des wehrlites (s.l.).

Ces cumulats purement gabbroïques s'observent sur une vingtaine de mètres jusqu'au sommet de la coupe *(affl.48)*. Au sommet, le litage dans les cumulats est particulièrement bien marqué *(fig.4.31)*. Il correspond principalement, sur le terrain, à des litages de proportion et à des litages de taille de grain *(fig.4.31 et fig.1.26 chap.1)*. Ces différents types de litages sont confirmés en lame mince. Une lamination est également bien marquée dans ces cumulats par l'alignement des minéraux à l'affleurement et en lame mince. Au sommet, les litages sont toujours sub-horizontaux (5°E) mais sont orientés N130. On peut noter que c'est au sommet de cette coupe que des gabbros à Ol (s.s.) avec des textures se rapprochant de la texture spinifex de certaines roches volcaniques ont été échantillonnés *(cf. fig.1.26, chap.1)*.

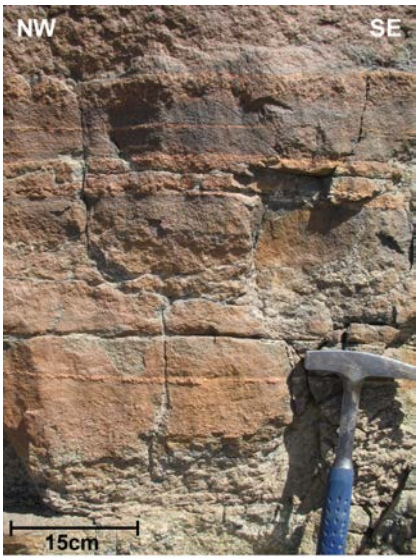


Figure 4.31 : Cumulats purement gabbroïques au sommet de la coupe montrant des litages de proportion et de taille de grain bien marqués. Pour plus de précision sur les litages voir la fig.1.236 du chap.1. (affl.48)

II.1.b.2.3. Synthèse sur les coupes de Mahram

L'absence de structures dynamiques dans ces coupes et la présence d'épaisses séquences de cumulats avec des litages réguliers suggèrent qu'elles se situent au cœur de la section crustale profonde à des niveaux magmato-stratigraphiques supérieurs aux coupes précédentes.

On note cependant que ces deux coupes présentent des séquences crustales légèrement différentes. La coupe de Mahram Sud, comme mentionné sur les cartes géologiques, est essentiellement formée de cumulats gabbroïques finement lités correspondant à des gabbros à Ol (s.l.) *(planche 4.5)*. Des cumulats wehrlitiques existent dans la séquence mais ils présentent une faible extension et sont rarement interlités avec les cumulats gabbroïques. De plus, les cumulats dans cette coupe montrent des litages relativement pentés (~ 30°) par rapport au Moho qui est sub-horizontal dans cette zone. La coupe de Mahram Nord, comme mentionné sur la carte d'Amri *(1995)*, est majoritairement formée d'une alternance de bancs de cumulats wehrlitiques et de bancs de cumulats gabbroïques *(planche 4.6)*. Des cumulats purement gabbroïques présentant un fin litage interne ne s'observent qu'au sommet de la coupe. Comme dans la coupe du Sud, les cumulats gabbroïques sont essentiellement des gabbros à Ol (s.l.). Les cumulats dans cette coupe montrent des litages peu pentés (~ 10°) parallèles au Moho sub-horizontal.

Ces deux coupes étant distantes de 1 km et globalement situées à la même distance du diapir et de la paléo-ride (*planche 4.1a)*, leurs dissemblances pétrologiques reflètent probablement des niveaux magmato-stratigraphiques différents. L'abondance de cumulats wehrlitiques dans la coupe de Mahram Nord et la ressemblance de cette dernière avec la coupe située au Nord de Tuff *(planche 4.4)* (hors litages dynamiques) suggèrent que cette coupe Nord est située à des niveaux relativement profonds de la section crustale. A l'inverse, l'abondance de cumulats gabbroïques dans la coupe de Mahram Sud et la ressemblance de cette dernière avec l'unité cumulative du sommet de la coupe de Mahram Nord suggèrent que cette coupe Sud se situe à des niveaux plus élevés de la section crustale, probablement dans le prolongement de celle du Nord.

II.1.b.3. La coupe du wadi Sayjani

Cette coupe d'environ 400 m *(planche 4.7)* réalisée à proximité du wadi Sayjani est localisée au Nord-Est du diapir de Maqsad et à ~ 8 km au Nord-Est de la paléo-ride *(planche*

4.1a-b). Sur la carte du BRGM *(planche 4.1a)*, on constate que cette coupe est située dans les harzburgites mantelliques alors que sur la carte d'Amri *(1995) (planche 4.1b)*, elle est localisée dans une unité particulière du manteau correspondant à des harzburgites avec plus de 20 % de corps et de dykes pegmatitiques de pyroxénite, de gabbro et/ou de gabbronorite. La cartographie hyperspectrale a également révélé la présence et l'abondance de roches riches en Cpx dans la section mantellique de cette zone *(Clénet et al., 2010, annexe 3)*. On verra par la suite que cette coupe est en effet composée de cumulats à gros grains relativement riches en pyroxènes.

Ces cumulats sont inclus dans la section mantellique. Ils occupent une position stratigraphique particulière par rapport au modèle ophiolitique standard (i.e. parfaitement stratifié avec une croûte surmontant le manteau). Du fait de sa position particulièrement profonde (il s'agit en fait du cœur d'un pluton inclus dans la section mantellique), cette coupe a été groupée avec les « coupes de la section crustale profonde ». Les faciès décrits dans cette coupe sont très proches de ceux observés au Sud du massif de Sumail dans des cumulats ultramafiques situés à la base de l'unité des cumulats lités, c'est à dire dans une position stratigraphique plus « orthodoxe » *(affleurement « Coupe Sud » sur la planche 4.1a ; Clénet et al., 2010, annexe 3)*. J'ai réalisé cette coupe en montant progressivement dans la séquence cumulative à partir des cumulats les plus profonds (i.e. plus basse altitude, en fond de wadi) que nous avons trouvés dans cette zone *(planche 4.7)*. Le contact avec la section mantellique n'a pas pu être étudié car il est masqué par des écrans de pegmatites ou par des zones très riches en filons de pegmatite intrusifs dans les harzburgites.

Les premiers cumulats sont situés juste au dessus des péridotites mantelliques *(affl.74)*. Ils correspondent à des leucogabbronorites massives et pegmatitiques présentant de gros cristaux de pyroxènes et de Plg bien visibles sur le terrain. Ces gabbronorites (s.l.) sont localement injectées par des « pods » de dunites de relativement grande taille, pouvant atteindre 3 m * 10 m. Ces cumulats sont également parfois recoupés par des filons centimétriques de leucogabbronorite à grains moyens et bordures pegmatitiques. Ces filons présentent une orientation générale N60-50S.

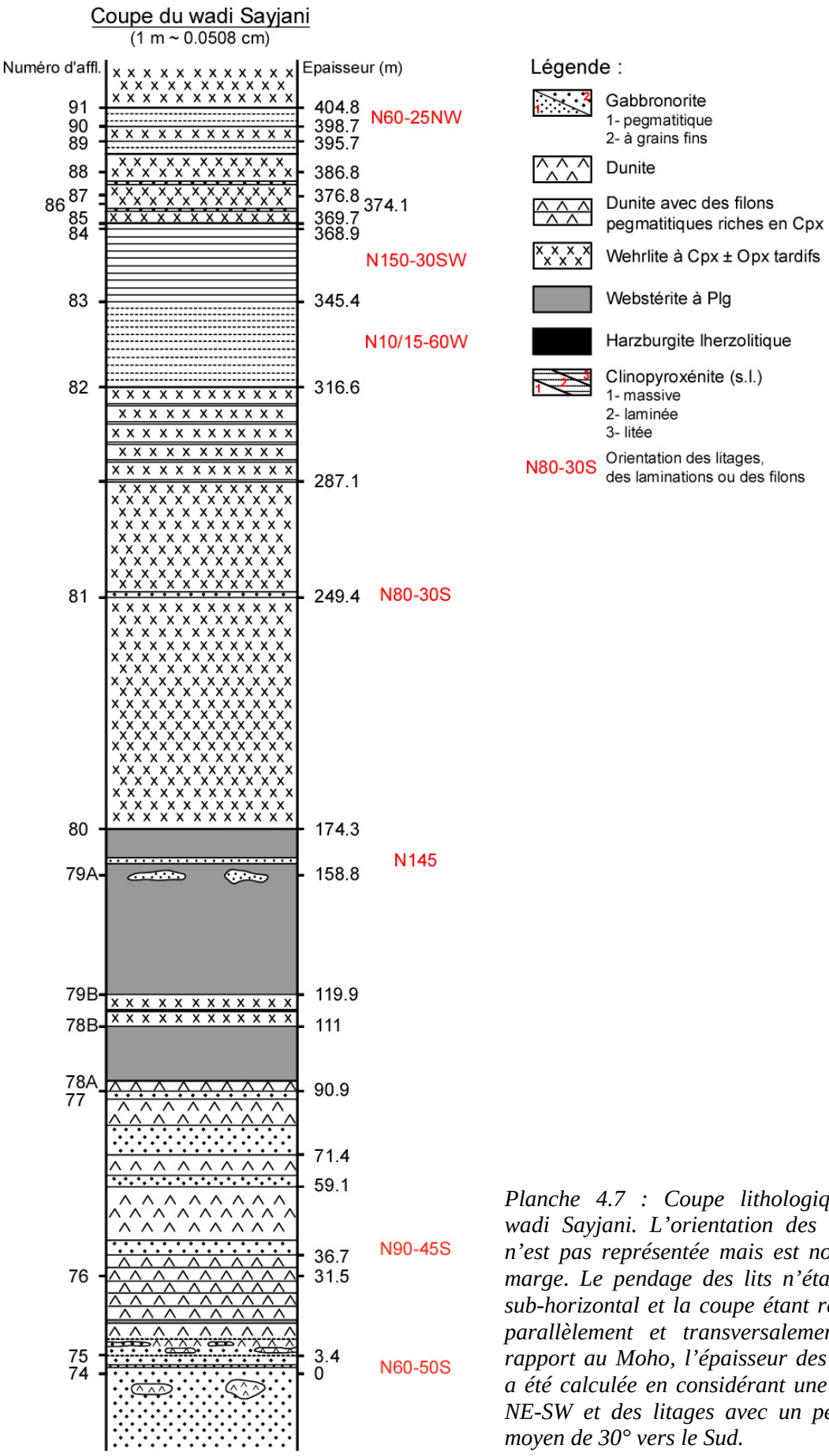
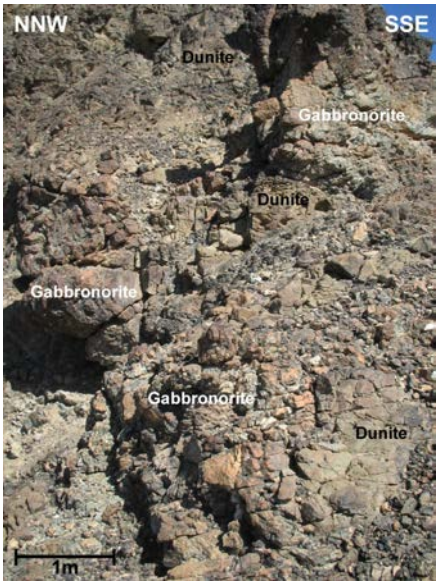


Planche 4.7 : Coupe lithologique du wadi Sayjani. L'orientation des litages n'est pas représentée mais est notée en marge. Le pendage des lits n'étant pas sub-horizontal et la coupe étant réalisée parallèlement et transversalement par rapport au Moho, l'épaisseur des unités a été calculée en considérant une coupe NE-SW et des litages avec un pendage moyen de 30° vers le Sud.

En montant dans la séquence, on passe progressivement à des dunites (s.s.) *(affl.75)*. Le contact entre les leucogabbronorites et les dunites est graduel et marqué par une zone de « mélange » d'environ 5 m montrant des passées de dunite dans la gabbronorite (s.l.) puis des passées de gabbronorite (s.l.) dans la dunite *(fig.4.32)*.

Figure 4.32 : Zone de « mélange » au contact entre la leucogabbronorite à l'Est et la dunite (s.s.) *à l'Ouest. (affl.75)*



A proximité du contact, la dunite présente des bandes de 50 cm à 1 m d'épaisseur de webstérites à grains fins et à Plg alors qu'en s'éloignant du contact elle apparaît lardée de filons pegmatitiques de 10 à 20 cm d'épaisseur riches en Cpx. Du fait de la rareté et de l'irrégularité des bandes de webstérite dans la dunite il est difficile de déterminer si ces dernières marquent un litage. Cette masse de dunite cumulative se prolonge sur plus de 100 m jusqu'à l'*affl.78*. Tout au long de la séquence dunitique, cette dernière est recoupée par de nombreux filons de gabbronorite pegmatitique de tailles variées s'échelonnant de 1 m à 5 m d'épaisseur environ. Le contact entre les filons et la dunite est généralement franc quoique des enclaves de dunite sont parfois observées dans les gabbronorites. A la base de la séquence *(affl.76)*, les filons de gabbronorites sont abondants et relativement réguliers dans la dunite tandis qu'au sommet *(affl.77)*, ils sont rares et généralement de plus petite taille. Les filons de gabbronorites présentent globalement une orientation N90-45S.

En continuant dans la séquence, la dunite est en contact au niveau de l'*affl.78A* avec un « banc » massif de webstérite pegmatitique à Plg d'environ 20 m d'épaisseur. Du fait du caractère ponctuel et isolé de ce banc dans la séquence, il est difficile de déterminer si ce dernier correspond à un filon ou à un réel banc marquant le litage. Après ce « banc » *(affl.78B)*, les péridotites sont plus riches en pyroxènes et on observe une unité de wehrlites à Cpx et Opx tardifs présentant des passées ou lits de harzburgites lherzolitiques.

La suite de la séquence *(affl.79A-B)* est marquée par la présence d'une grande masse de webstérite pegmatitique à Plg qui s'étend sur environ 50 m d'épaisseur. Dans ces cumulats pyroxénitiques, on observe ponctuellement des enclaves de relativement grande taille (1 – 2 m) de gabbronorite à grains fins présentant des contacts irréguliers avec l'encaissant *(fig.4.33)*. Sur le terrain, on remarque une variation de la taille de grain et une augmentation de la quantité de pyroxènes en bordure de ces enclaves *(fig.4.33)*. Cette variation minéralogique est confirmée en lame mince par une augmentation de la quantité de Cpx et une diminution de la quantité de Plg, et donc le passage d'une leucogabbronorite à une gabbronorite (s.s.), du cœur vers la bordure de l'enclave. Localement, cette masse de webstérite à Plg est également

recoupée par des filons centimétriques de gabbronorite à grains fins globalement orientés N145.

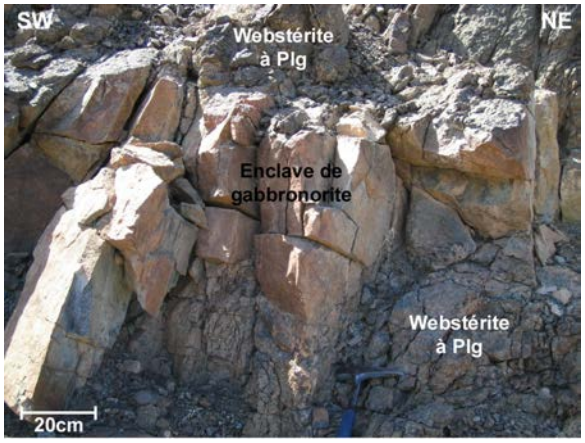


Figure 4.33 : Enclave de gabbronorite à grains fins dans la webstérite pegmatitique à Plg. Noter le contact irrégulier entre l'enclave et l'encaissant et, la bordure à gros grains riche en pyroxènes de l'enclave (à côté du marteau). (affl.79A)

En montant dans la coupe, après les cumulats pyroxénitiques, on observe sur environ 110 m une nouvelle unité cumulative formée de wehrlites à Cpx et Opx tardifs *(affl.80)*. Ces dernières présentent ponctuellement des passées plus riches en Cpx et leur minéralogie varie vers le haut de la séquence avec la disparition de l'Opx. Cette unité wehrlitique apparaît relativement homogène sur le terrain puisque, outre de rares filons pegmatitiques, seul un grand dyke de gabbronorite pegmatitique d'environ 1 m d'épaisseur et de direction N80-30S la recoupe *(affl.81)*. Au sommet de cette unité, les wehrlites (s.l.) présentent quelques alternances de lits de clinopyroxénites à Ol et Opx et à grains fins marquant, *a priori*, un litage d'ordre de cristallisation et/ou de phase post-cumulus *(affl.82)*. Ces alternances annoncent l'arrivée d'une nouvelle unité cumulative de clinopyroxénite au dessus des wehrlites (s.l.). Outre ces passées de clinopyroxènites marquant le passage progressif d'une unité à l'autre, le contact entre les deux unités est relativement franc *(fig.4.34)*.

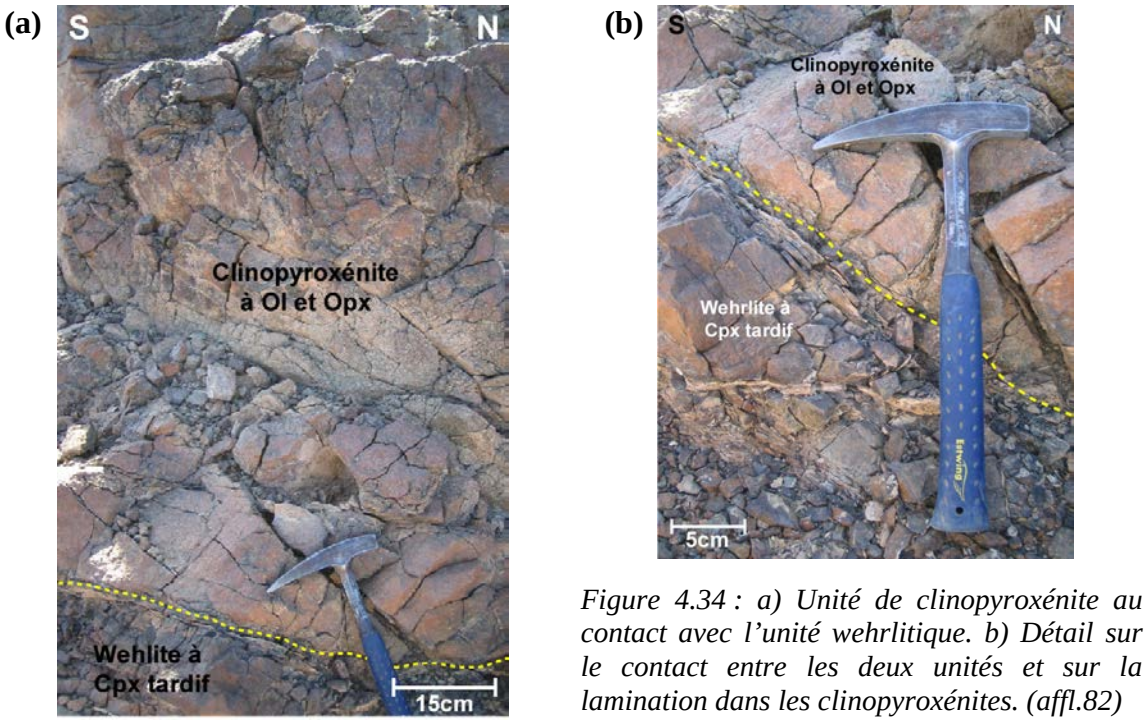


Figure 4.34 : a) Unité de clinopyroxénite au contact avec l'unité wehrlitique. b) Détail sur le contact entre les deux unités et sur la lamination dans les clinopyroxénites. (affl.82)

Les cumulats de cette nouvelle unité sont des clinopyroxénites à Ol et Opx et à gros grains qui apparaissent relativement massifs à l'affleurement *(fig.4.34a)*. Dans le détail, à la base de cette unité *(affl.82)*, ils présentent une lamination orientée N10/15-60W bien marquée par l'alignement des Cpx *(fig.4.34b)*. En montant dans la séquence *(affl.83)*, cette lamination évolue progressivement en litage (i.e. accumulation et alignement des minéraux). Ces litages orientés N150-30SW sont particulièrement bien visibles dans le paysage *(fig.4.35)*.

Figure 4.35 : Observation dans le paysage des litages dans les clinopyroxénites à Ol et Opx (affl.83).

Ponctuellement les clinopyroxénites présentent de fins lits ou passées de mélagabbronorite à grains fins et on observe l'apparition de Plg dans les clinopyroxénites attenantes à ces passées *(affl.84)*. Ces lits reflètent, *a priori*, la présence d'un litage d'ordre de cristallisation et de phase post-cumulus entre les mélagabbronorites et les clinopyroxénites à Ol et Opx et un litage de phase post-cumulus entre les clinopyroxénites à Ol et Opx et celles à Ol, Opx et Plg.

Après cette série d'environ 50 m de clinopyroxénites (s.l.) litées, on passe à une unité de wehrlites (s.l.) *(affl.85)*. Le contact entre les deux unités est relativement franc et bien marqué sur le terrain *(fig.4.36)*.

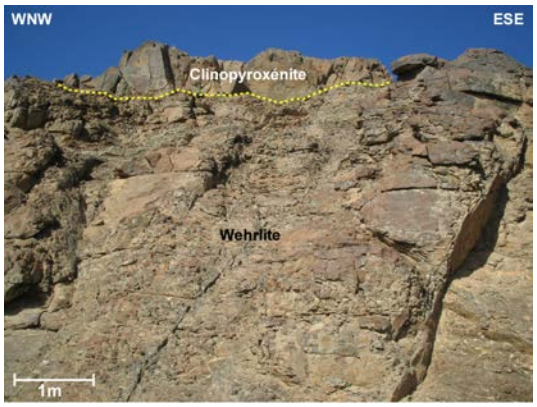


Figure 4 .36 : Contact relativement franc entre l'unité des clinopyroxénites (s.l.) lités et l'unité des wehrlites (s.l.) lités (affl.85).

Cette unité est caractérisée par une alternance de bancs métriques de wehrlites à Cpx tardif et à grains moyens présentant des compositions minéralogiques variées bien visibles sur le terrain et en lame mince. Le contact entre les bancs de wehrlites (s.l.) est généralement graduel et reflète donc l'existence d'un litage relativement grossier dans cette unité wehrlitique. Ces litages correspondent principalement à des litages de proportions cumulus marqués par des variations de la quantité d'Ol et de Cpx d'un banc à l'autre. Des litages de phase post-cumulus caractérisés par l'apparition et/ou la disparition de l'Opx sont également observables dans les wehrlites (s.l.) au sommet de cette unité *(affl.87-88)*. Cette unité de wehrlites (s.l.) litées est recoupée par de nombreux bancs de gabbronorites pegmatitiques présentant parfois de l'Ol et montrant des épaisseurs variables s'échelonnant de 5 m à

quelques centimètres *(fig.4.37a)*. Il est difficile sur le terrain de déterminer si ces bancs de gabbronorites sont des cumulats interlités avec les wehrlites (s.l.) ou si ils sont intrusifs.

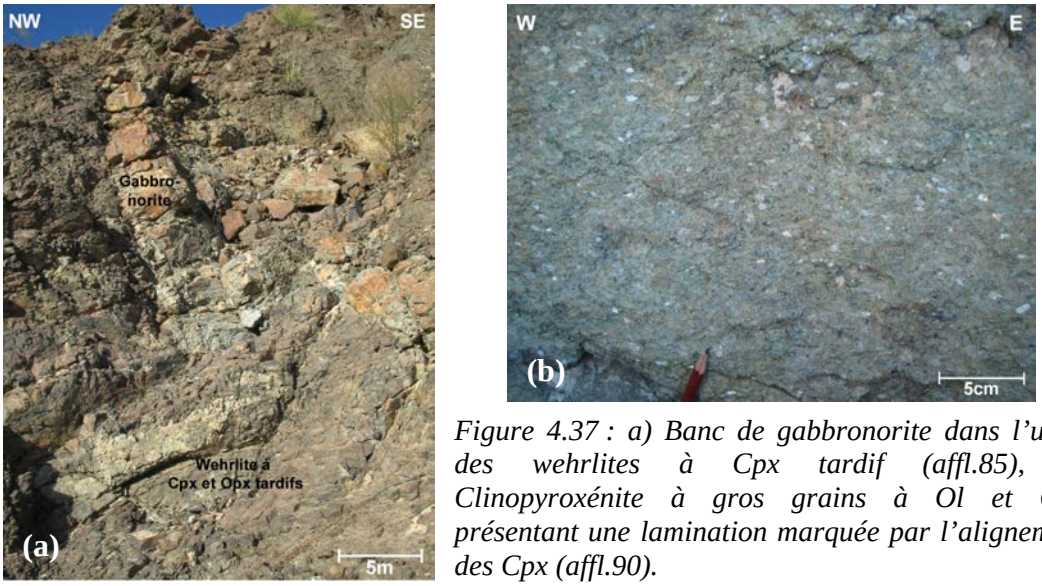


Figure 4.37 : a) Banc de gabbronorite dans l'unité des wehrlites à Cpx tardif (affl.85), b) Clinopyroxénite à gros grains à Ol et Opx présentant une lamination marquée par l'alignement des Cpx (affl.90).

La dernière unité cumulative observée au niveau de cette coupe *(affl.89-90-91)* est caractérisée par une alternance de bancs de wehrlites à Cpx tardif et de clinopyroxénites à gros grains et à Ol et Opx ou à Opx seul *(fig.4.37b)*. Ces alternances sont régulières avec des intervalles relativement constants de l'ordre de 5 m et correspondent à des litages de phase cumulus et post-cumulus et des litages d'ordre de cristallisation. Dans cette unité, les clinopyroxénites (s.l.) présentent une lamination orientée N60-25NW bien marquée par l'alignement des Cpx *(fig.4.37b)*. Après cette unité, la suite de la coupe est essentiellement formée de cumulats wehrlitiques *(affl.91)*.

Dans cette coupe, les relations entre les différentes unités ne sont pas toujours évidentes à déterminer sur le terrain, en particulier du fait des nombreux filons recoupant la séquence et des textures pegmatitiques omniprésentes dans les roches. Cependant l'organisation des différentes unités et les laminations et litages observés dans les roches démontrent que cette coupe correspond bien à une séquence cumulative présentant des litages de grande ampleur marqués par des alternances d'unités pluri-métriques associées à des litages plus fins (métriques à centimétriques) dans chaque unité. Cette coupe est clairement différentes des autres coupes de la section crustale tant du point de vue de la nature lithologique des cumulats que du mode d'affleurement de ces derniers. On peut noter que, en dehors de sa position intra mantellique, ce qui est exceptionnel en Oman, cette coupe du wadi Sayjani présente deux différences majeurs avec sa coupe « jumelle » du Sud : la présence de lithologies gabbronoritiques dans la séquence et la présence de Plg et d'Opx dans les cumulats péridotitiques et pyroxénitiques *(Clénet et al., 2010, annexe 3)*.

II.1.c. Synthèse sur les coupes

Au dessus de la paléo-ride (coupe de Tuff, *planche 4.2*), la zone de transition est très épaisse, i.e. un peu plus de 300 m, la base de l'unité des cumulats lités n'étant pas atteinte dans la coupe mais visible dans le paysage. Elle est formée de péridotites cumulatives (dunite et wehrlite à Cpx tardif) plus ou moins imprégnées associées à des lentilles de troctolites et de gabbros à Ol (s.l.). Les mécanismes à l'origine de ces faciès primitifs dans la zone axiale seront discutés en détail dans la discussion *(cf. chap.7)*. Hors axe, la zone de transition est

beaucoup plus fine, e.g. environ 50 m dans la coupe du wadi Dima où la base de l'unité des cumulats lités est atteinte, et essentiellement formée de cumulats wehrlitiques, du moins au niveau de la coupe du wadi Dima (*planche 4.3)*.

La base de la section crustale présente différentes caractéristiques selon sa position par rapport à la paléo-ride. Loin du centre d'expansion (coupe du wadi Dima, *planche 4.3*) elle est formée d'une « pseudo alternance » de cumulats gabbroïques et de cumulats wehrlitiques présentant des relations d'interpénétration et de nombreuses structures dynamiques syn-magmatiques (~ cumulats transposés), associée à une épaisse zone de cumulats wehrlitiques plus ou moins imprégnés. Ces faciès témoignent de la cristallisation des cumulats dans un milieu très turbulent en base de chambre magmatique. Proche du centre d'expansion (coupe au Nord de Tuff, *planche 4.4*), la base de la section crustale est formée d'une alternance régulière de bancs de cumulats « gabbroïques » et de bancs de cumulats « dunitiques » présentant des litages dynamiques et des indices d'une tectonique syn-magmatique. Ces faciès témoignent de la cristallisation des cumulats dans un milieu plus calme mais présentant encore des perturbations locales. Du fait des faciès observés dans la coupe de Tuff (i.e. au dessus de la paléo-ride), il semble étonnant de trouver dans une zone hors axe proche de la ride (coupe au Nord de Tuff) une séquence dominée par des cumulats gabbroïques lités. De plus, dans ce type de zone on s'attend à de fortes perturbations en base de chambre magmatique, ce qui n'est pas le cas dans la coupe au Nord de Tuff. De ce fait, il est plus vraisemblable que les différents faciès cumulatifs observés dans ces deux coupes reflètent des niveaux stratigraphiques distincts plutôt que des positions différentes par rapport à la paléo-ride. La zone très perturbée et riche en cumulats péridotitiques du wadi Dima se situe à la base de la section crustale au contact avec la zone de transition et la zone moins perturbée riche en cumulats gabbroïques au Nord de Tuff se situerait dans un niveau plus élevé de cette section crustale profonde. L'existence d'un niveau stratigraphiquement plus élevé au contact de la zone de transition proche de la paléo-ride au Nord de Tuff s'explique aisément par la présence d'une grande faille régionale dans cette zone *(planche 4.1a)*.

Au dessus de la base perturbée de la section crustale, on peut déterminer, à partir des coupes, deux unités cumulatives distinctes. La première, *a priori* la plus profonde, est formée d'une alternance de bancs de cumulats gabbroïques et de bancs de cumulats wehrlitiques (Mahram Nord, *planche 4.5*). La seconde unité, *a priori* la plus superficielle, correspond à une unité de cumulats gabbroïques finement lités présentant de rares cumulats wehrlitiques (Mahram Sud, *planche 4.6*). On peut noter qu'aucune zone cumulative perturbée n'a été mentionnée à la base des coupes de Mahram. L'absence de cette zone perturbée peut s'expliquer par des événements tectoniques, la coupe de Mahram Nord étant faillée à la base et on verra plus loin *(paragraphe II.3.a)* qu'une zone fortement tectonisée s'observe dans la région du wadi Mahram. L'omniprésence de gabbros à Ol (s.l.) dans ces cumulats gabbroïques et l'absence de roches plus évoluées sont cohérents avec le fait que ces coupes sont situées dans des niveaux relativement profonds de la croûte. On peut noter que l'unité gabbroïque observée au dessus de la zone perturbée dans la coupe du wadi Dima *(paragraphe II.1.a.2)* montre plus ou moins les mêmes caractéristiques pétrologiques que la seconde unité cumulative décrite précédemment.

Hors axe, nous avons observé des sections crustales profondes totalement différentes de celles décrites précédemment et de celles habituellement définies dans la section crustale de l'ophiolite d'Oman. Ces séquences cumulatives sont majoritairement formées d'alternances de cumulats ultramafiques riches en Cpx (clinopyroxénite, wehrlite, webstérite,…), les cumulats gabbroïques étant relativement rares voire absents *(Coupe du wadi Sayjani, paragraphe II.1.b.3 ; Clénet et al., 2010, annexe 3)*. Ces lithologies, issues de magmas relativement primitifs au vu de leur minéralogie (et de leur chimie, *cf. paragraphe III*), s'observent dans des niveaux profonds de la section crustale, i.e. sous l'unité des gabbros

lités au contact de la section mantellique (Coupe Sud, *Clénet et al., 2010, annexe 3*), ou au sein de la section mantellique (Coupe du wadi Sayjani, *paragraphe II.1.b.3* ou Coupe Nord, *Clénet et al., 2010, annexe 3)*. Les zones de « mélange » entre les bancs et l'abondance de lentilles et de filons observés dans la séquence cumulative du wadi Sayjani reflètent probablement un environnement magmatique relativement perturbé dans ces niveaux profonds de la section crustale. Les caractéristiques de ces coupes par rapport aux précédentes sont possiblement liées à leurs positions relativement éloignées du centre d'expansion océanique *(planche 4.1a)*. On constate que des différences notables s'observent entre la coupe du Nord (Coupe du wadi Sayjani) et celle du Sud (*Clénet et al., 2010, annexe 3),* tant du point de vue de la minéralogie que du mode d'affleurement des cumulats. Ces dissemblances peuvent être liées à la position de ces coupes à différentes distances de la paléo-ride (proche vs. éloignée de la ride) ou à leurs positions magmato-stratigraphiques différentes (pluton inclus dans la section mantellique vs. base de la section crustale).

Finalement la comparaison pétrologique de ces coupes montre que la section crustale profonde a deux modes de construction distincts : un mode à prédominance ultramafique et un mode à prédominance gabbroïque. Je reviendrai plus en détail sur cette discussion à la lumière des données géochimiques.

II.2. La section crustale profonde dans les autres zones du massif

Dans cette partie, les affleurements ne seront pas étudiés en détail comme pour les coupes précédentes, sauf exceptions, le but de ce travail de terrain étant d'observer les variations de faciès dans l'ensemble de la section crustale du massif. Comme je l'ai dit précédemment, dans la majorité de ces affleurements, je n'ai pas réalisé d'études pétrologiques et géochimiques des échantillons. De ce fait, les descriptions pétrologiques qui suivent ne sont basées que sur des observations macroscopiques de terrain et je ne rentrerai pas dans le détail des lithologies. Je vais étudier la section crustale dans le massif en commençant par les zones Nord et centrale et en terminant par la zone Sud. On peut noter que les affleurements étudiés au Nord sont situés à plus de 20 km de la paléo-ride (et donc du diapir de Maqsad) et ceux observés au Sud à plus de 17 km de cette dernière *(planche 4.1a)*.

II.2.a. Le Nord et le centre du massif

Certaines zones étudiées au Nord du massif *(affl.6 et 7-2008, planche 4.1a)* montrent clairement des niveaux superficiels de la section crustale. En effet, au niveau de ces affleurements, on observe des gabbros et des diorites constituées de Plg, pyroxènes et amphiboles qui ne présentent pas de structures particulières, comme des laminations ou des foliations, mais montrent des variations rapides de taille de grains *(fig.4.38a)*. Ces caractéristiques minéralogiques et structurales sont typiques des gabbros isotropes ou « varitextured gabbros » *(Pallister et Hopson, 1981 ; MacLeod et Yaouancq, 2000 ; cf. introduction)*. L'appartenance de ces formations à une unité superficielle de la croûte est confirmée par la présence de filons de diabase et d'intrusions de plagiogranites recoupant ces gabbros *(fig.4.38b)*.

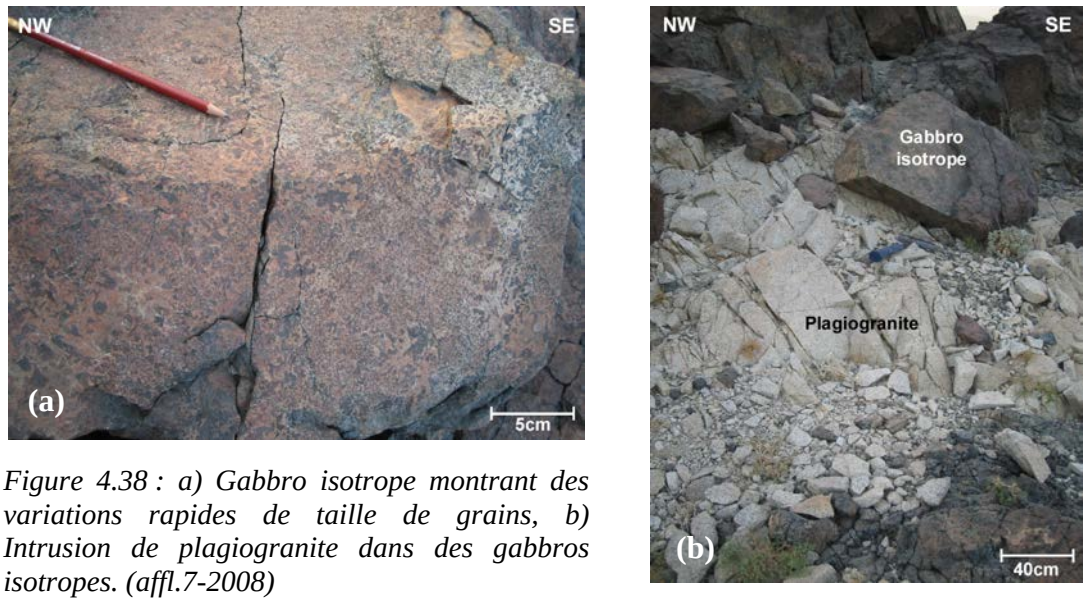


Figure 4.38 : a) Gabbro isotrope montrant des variations rapides de taille de grains, b) Intrusion de plagiogranite dans des gabbros isotropes. (affl.7-2008)

Dans la zone Nord du massif, plus particulièrement dans la région de Nidab *(affl.49 à 53-2008, planche 4.1a)*, nous avons réalisé une coupe d'environ 200 m dans l'unité des gabbros lités (cumulats gabbroïques lités, *planche 4.1a*) à proximité de gabbros ouralitisés (autres lithologies, *planche 4.1a*) selon la carte du BRGM et montrant une signature spectrale riche en Opx sur les cartes hyperspectrales *(Patrick Launeau, comm. perso.)*.

Cette coupe est principalement formée de gabbronorites à grains fins constituées de Plg, de Cpx, d'Opx, d'amphibole et parfois d'Ol et présentant une importante lamination pénétrative marquée par l'alignement des cristaux *(fig.4.39)*. En plus des laminations, ces roches présentent souvent des variations de tailles de grains sous forme de passées non régulières à gros grains et à grains fins donnant localement l'impression d'un pseudo-litage *(fig.4.39a)*. Ponctuellement, on observe cependant des litages plus réguliers marqués par des alternances de lits présentant des tailles de grains et des proportions modales variées *(fig.4.39b)*. Dans ces zones litées, on observe parfois des microfractures remplies de cristaux centimétriques d'amphiboles qui décalent les « lits » de gabbronorites *(fig.4.39a)*.

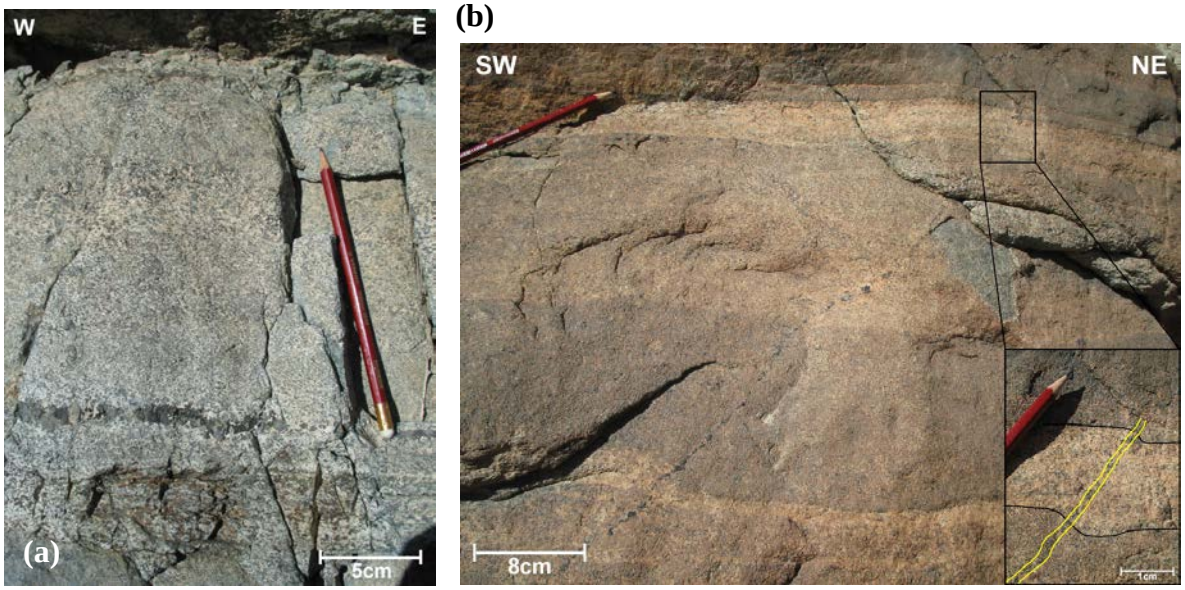


Figure 4.39 : a) Gabbronorites présentant une forte lamination et des variations de taille de grains recoupées par un filon pegmatitique de gabbro à amphibole (bas) (affl.51), b) Litages de proportion et de taille de grains dans les gabbronorites et recoupement de ces dernières par une microfracture remplie d'amphiboles qui décale les lits (cf. zoom) (affl.50-2008).

Tout au long de cette coupe les gabbronorites sont recoupées par de nombreux filons de différentes natures : des filons centimétriques formés presque exclusivement d'amphiboles *(fig.4.39b)*, des filons pegmatitiques d'épaisseur centimétrique de Cpx + Ol et de gabbros à amphiboles *(fig.4.39a)* et des filons d'épaisseur centimétrique à métrique de norite (Plg + Opx ± Cpx) à gros grains. Ces derniers sont parfois fortement altérés et présentent de nombreuses épidotes témoignant d'un métamorphisme dans le faciès schiste vert. L'ensemble de ces filons sont soient transverses, soient parallèles à la lamination des gabbronorites *(fig.4.39)*. La lamination est globalement orientée N80-30N dans l'ensemble de la coupe et on constate que le pendage s'accentue vers le Nord, passant de 25° à l'*affl.49-2008* à 50° à l'*affl.53-2008 (cf. planche 4.1a)*.

La présence de gabbronorites à amphiboles et de filons de norites témoigne de roches relativement évoluées dans cette zone. De plus, l'abondance des amphiboles dans les roches, l'existence de filons d'amphiboles et de filons pegmatitiques de gabbros à amphiboles recoupant les gabbronorites et la présence d'épidotes dans les filons noritiques reflètent une importante circulation de fluide de relativement haute température dans ces gabbronorites *(Nehlig et Juteau, 1988)*. Ces caractéristiques, associées à la présence d'une intense lamination dans les roches, sont cohérentes avec le fait que nous sommes situés dans une unité relativement superficielle de la croûte, l'unité des gabbros isotropes et laminés, et plus particulièrement l'unité des gabbros laminés *(cf. introduction, paragraphe III.3.b)*, fortement affectée par la circulation hydrothermale. Les litages sont généralement rares et locaux dans cette unité des gabbros laminés *(MacLeod et Yaouancq, 2000 ; Adachi et al., 2003)*. Dans notre cas, leur présence suggère que nous sommes probablement à proximité de la base de cette unité, au contact avec les cumulats lités.

On peut noter qu'à quelques kilomètres à l'Ouest de ces affleurements, on trouve des niveaux beaucoup plus profond de la section crustale avec la présence de cumulats finement lités présentant des litages de phase et de proportion (sur le terrain) *(affl.1-2009)*.

Dans le centre du massif, des échantillons ont été récoltés dans quelques affleurements au Nord-Est et au Sud-Est du diapir de Maqsad. Du fait des nombreuses coupes déjà réalisées dans la partie centrale du massif, ces affleurements n'ont pas été étudiés en détail et je ne ferai ici qu'une brève description de ces derniers.

Les affleurements au Nord-Est de la paléo-ride *(affl.04OM38, planche 4.1a)* montrent des cumulats lités au dessus d'une zone de transition dunitique semblables à ceux décrits dans les coupes du wadi Dima et du Nord de Tuff. Ces cumulats sont caractérisés par une alternance de bancs gabbroïques (gabbro à Ol (s.l.), gabbro) et de bancs wehrlitiques (wehrlite à Cpx tardifs, cumulat wehrlitique) et des relations d'interpénétration s'observent entre ces deux types de cumulats.

Au Sud-Est du diapir *(affl.58 et 59-2008, planche 4.1a)*, les affleurements sont également caractérisés par l'association de cumulats gabbroïques et de cumulats ultramafiques témoignant, *a priori*, de zones relativement profondes de la section crustale. Au niveau de ces affleurements, les relations entre les deux types de cumulats correspondent soit à des relations intrusives, soit à des alternances de bancs métriques à centimétriques de roches gabbroïques et de roches wehrlitiques présentant des litages dynamiques *(fig.4.40)*. Les plus rares structures dynamiques et phénomènes d'interpénétration observés à l'*affl.59-2008 (fig.4.40)* suggèrent que cet affleurement correspond à un niveau légèrement plus élevé de la croûte que l'*affl.58-2008*. Dans ces deux zones, les cumulats sont recoupés par de nombreuses failles tardives.

Contrairement à la zone Nord, ces affleurements de la zone centrale du massif montrent des faciès cumulatifs situés à la base de la section crustale profonde, à proximité de la zone de transition si on en juge par les litages dynamiques et les relations d'interpénétration.

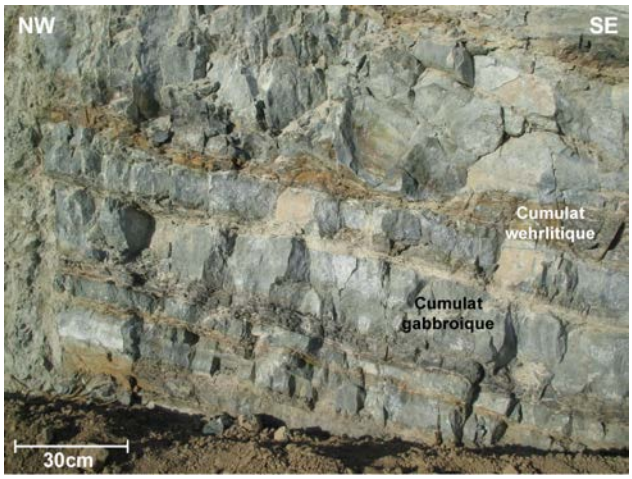


Figure 4.40 : Cumulats lités montrant des alternances de bancs gabbroïques et de bancs wehrlitiques avec de rares litages dynamiques au niveau de l'affl.59-2008 situé dans la zone centrale du massif.

II.2.b. Le Sud du massif

La zone Sud du massif a été beaucoup plus étudiée que celle du Nord lors de nos campagnes de terrain *(cf. planche 4.1a)*.

A partir de nos observations macroscopiques, nous avons pu déterminer deux lithologies principales dans cette zone Sud du massif : des gabbros à Ol et des gabbronorites. Les gabbronorites montrent la paragenèse Plg + Cpx + Opx + Amph, la quantité d'amphibole (Amph) pouvant varier d'un affleurement à l'autre, et présentent généralement des textures à grains fins *(fig.4.41a)*. Les gabbros à Ol montrent la paragenèse Plg + Cpx + Ol ± Amph, la quantité d'Ol et celle d'amphibole variant d'un affleurement à l'autre, et présentent généralement des textures à gros grains *(fig.4.41b)*.

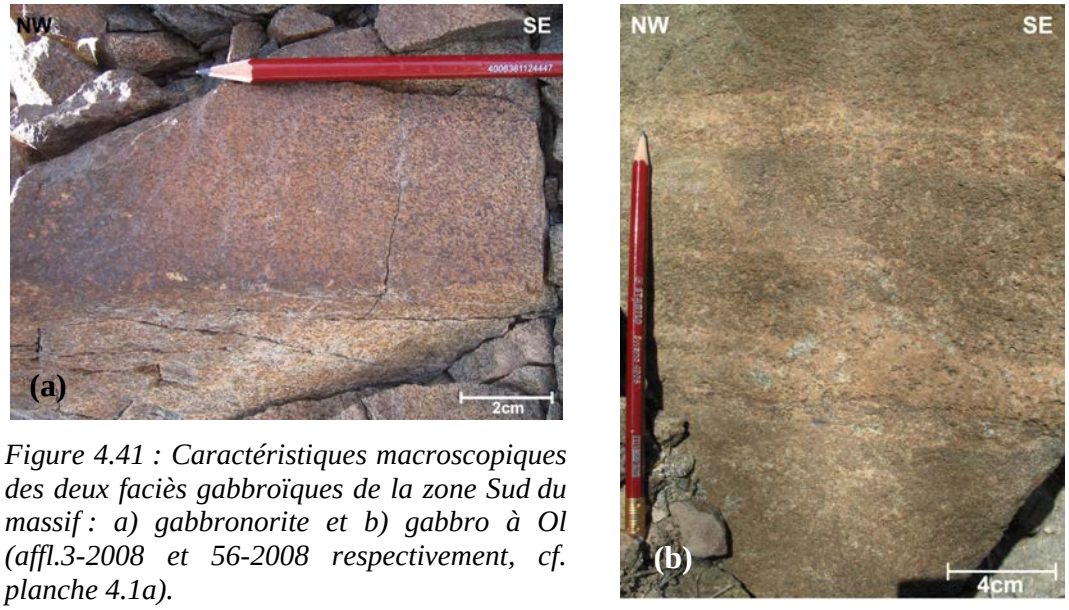


Figure 4.41 : Caractéristiques macroscopiques des deux faciès gabbroïques de la zone Sud du massif : a) gabbronorite et b) gabbro à Ol (affl.3-2008 et 56-2008 respectivement, cf. planche 4.1a).

Ces lithologies sont relativement identifiables dans le paysage du fait de l'altération « en boule » caractéristique des gabbros à Ol *(fig.4.42)* et de la teinte généralement plus claire des gabbronorites. Cependant, à l'affleurement, la distinction entre les deux faciès est beaucoup plus ardue *(cf. fig.4.41)*. De ce fait, les relations entre ces deux types de roche sont relativement difficiles à déterminer sur le terrain et nous ne pouvons que constater que l'ensemble de la zone Sud montre une alternance ou plutôt une association de ces deux faciès.

Figure 4.42 : Paysage au niveau de l'affleurement 57-2008 (cf. planche 4.1a) montrant l'altération « en boule » caractéristique des gabbros à Ol.

Dans l'ensemble des affleurements, ces gabbros à Ol et ces gabbronorites présentent toujours une intense lamination marquée par l'alignement des minéraux *(fig.4.43a)*, et parfois des litages bien visibles *(fig.4.43c)*. Sur le terrain, ces derniers correspondent généralement à des litages de proportion et des litages de taille de grain (*fig.4.43b-c)* cependant, localement, on observe des litages dynamiques avec des lits plissés et irréguliers ainsi que des litages de phase *(fig.4.43c-d)*.

Figure 4.43 : Structures observées dans les roches gabbroïques de la zone Sud du massif de Sumail: a) Lamination marquée par l'alignement des minéraux (Cpx-Amph) dans une gabbronorite (affl.14-2008), b) Litages de taille de grain observés dans un gabbro à Ol (affl.4-2008), c) Litages de proportion et de phase bien marqués et réguliers dans un gabbro à Ol (affl.16-2008), d) Litages dynamiques caractérisés par des contours irréguliers, des boudinages et des plissements de lits dans une gabbronorite (affl.1-2008).

Il est possible que les litages de taille de grain et les litages modaux observés à l'affleurement correspondent à des alternances de lits de gabbros à Ol et de lits de gabbronorites cependant ceci n'est pas déterminable sur le terrain *(cf. fig.4.43)* et nécessiterait une étude pétrologique plus approfondie de ces litages en lame mince. Dans la majorité des affleurements, les laminations et les litages sont fortement redressés avec des pendages compris entre 65°N et 85°N et présentent une direction globalement constante N100. Seuls certains affleurements aux Nord-Ouest *(affl.54 et 55-2008, planche 4.1a)* montrent des litages et des laminations moins redressés (40°N) et une direction N130-140.

Ponctuellement, ces roches gabbroïques présentent des « poches » de pegmatites à amphiboles et Plg *(affl.54-2008, fig.4.44a)* ou de pegmatites à Cpx *(affl.56-2008)* qui présentent des contacts irréguliers avec l'encaissant. Dans les zones à plus gros grains de certaines roches, on observe également des couronnes d'amphiboles qui se développent autour des Cpx témoignant d'un métamorphisme dans le faciès amphibolite et/ou d'une saturation en eau du magma en fin de cristallisation *(affl.1-2008, fig.4.44b)*. Dans beaucoup d'affleurements les roches gabbroïques sont recoupées par des filons de diabase et de plagiogranite et on observe dans certaines zones (*affl.13 et 5-2008, planche 4.1a)* des brèches formées d'une association de diabases et/ou de trondhjémites et de roches gabbroïques.

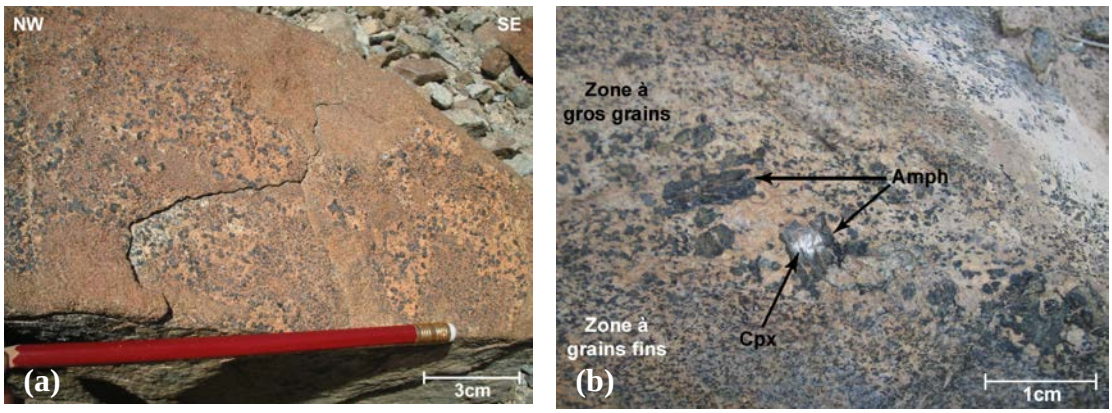


Figure 4.44 : a) Poches de pegmatites à amphibole et Plg dans une gabbronorite à grains fins (affl.54-2008) et b) Cristal de Cpx présentant une couronne d'amphiboles dans un lit gabbronoritique à gros grains (affl.1-2008).

Comme au niveau des affleurements du Nord, l'abondance des amphiboles, les variations de taille de grain et la forte lamination dans les roches ainsi que la présence de filons de diabase et de plagiogranite recoupant ces dernières suggèrent que ces affleurements correspondent à des niveaux relativement superficiels de la section crustale et plus précisément à l'unité des gabbros laminés *(cf. introduction)*. Ceci est également confirmé par le redressement des litages et de la lamination par rapport au Moho sub-horizontal dans cette zone. En effet, le passage de l'unité des cumulats lités à celle des gabbros laminés (ou gabbros isotropes et laminés) est marqué par un changement relativement rapide de l'orientation de la fabrique magmatique, cette dernière parallèle au Moho dans les cumulats lités, devenant presque perpendiculaire au Moho dans les gabbros laminés *(MacLeod et Yaouancq, 2000 ; cf. introduction, paragraphe III.3.b et fig.4)*. On peut également noter que la transformation partielle du Cpx en amphibole *(fig.4.44b)* peut témoigner de réactions métamorphiques *(Nehlig et Juteau, 1988)* et/ou de la saturation en eau du magma en fin de cristallisation *(Ceuleneer, comm. perso.)* due à la circulation de fluides hydrothermaux dans ces zones superficielles de la croûte et que ces transformations minéralogiques progressives sont relativement courantes dans les roches lors du passage de l'unité des gabbros laminés à celle des gabbros isotropes *(MacLeod et Rothery, 1992)*. Comme précédemment, les litages sont

parfois bien marqués dans ces roches ce qui est relativement inhabituel dans cette unité des gabbros laminés et leur présence suggère que ces affleurements sont situés à la base de cette unité, au contact avec les cumulats lités. La présence de litages dynamiques dans certaines roches pourrait alors refléter un environnement relativement perturbé à l'interface entre ces deux unités. Ainsi, dans les affleurements du Sud du massif, les zones présentant des litages bien marqués et des litages dynamiques dans les roches gabbroïques *(affl.1, 16, 55, 56-2008, planche 4.1a)* refléteraient plutôt la base de l'unité des gabbros laminés tandis que celles dominées par des laminations et des variations de taille de grain se situeraient dans des niveaux légèrement plus élevés de cette unité.

Les gabbros laminés apparaissent prédominant au Sud du massif cependant des lithologies particulières ont été observées au niveau des affleurements situés au Sud-Est *(affl. 8-2008 à 11-2008, planche 4.1a)* et au Nord-Ouest *(affl. 04OM39 et 04OM40, planche 4.1a)* de cette région. Ces deux zones présentent globalement les mêmes caractéristiques lithologiques et je vais étudier en détail la coupe réalisée dans les affleurements du Sud-Est *(fig.4.45)*. Contrairement aux coupes précédentes, je vais décrire les affleurements de la croûte vers le manteau afin de suivre une logique de terrain.

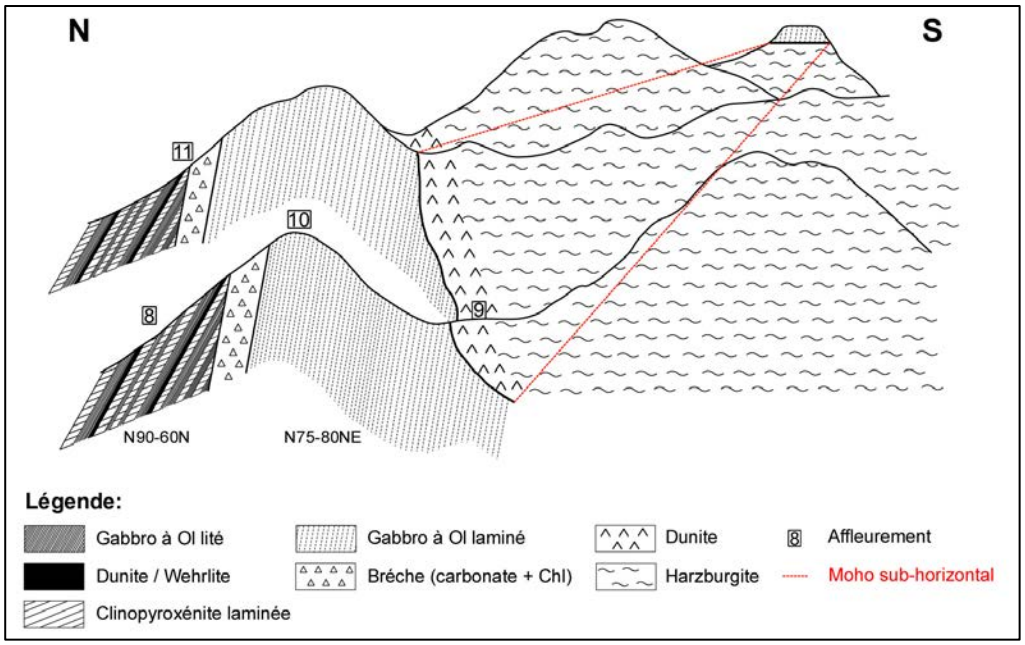


Figure 4.45 : Croquis sans dimension réalisé à partir des observations de terrain montrant la succession des lithologies et leurs caractéristiques structurales dans les affleurements situés au Sud-Est de la zone Sud du massif de Sumail (i.e. Sud-Ouest du massif de Sumail) (affl.8-2008 à 11-2008).

Le début de la coupe *(affl.8-11, fig.4.45)* est marqué par des alternances de bancs métriques à centimétriques de clinopyroxénites à gros grains et de roches gabbroïques à grains moyens marquant un litage de phase et de taille de grain sur le terrain *(fig.4.46a)*. Les roches gabbroïques sont constituées de Plg, Cpx et Ol et présentent de fins litages internes correspondant à des litages de proportion (lits plus riches en Cpx) et des litages de taille de grain sur le terrain *(fig.4.46b)*. Les bancs de clinopyroxénites et de gabbros à Ol présentent des laminations bien marquées par l'alignement des minéraux et parallèles aux litages confirmant le caractère cumulatif de ces roches *(fig.4.46)*. Localement, des bancs de dunites et/ou de wehrlites sont également observables dans ces alternances. Au niveau de ces

affleurements les bancs sont orientés N90-60N *(fig.4.45)*. La présence de cumulats bien lités formés d'une alternance de gabbros à Ol et de pyroxénites et/ou péridotites suggère que nous sommes situés dans des niveaux relativement profonds de la section crustale.

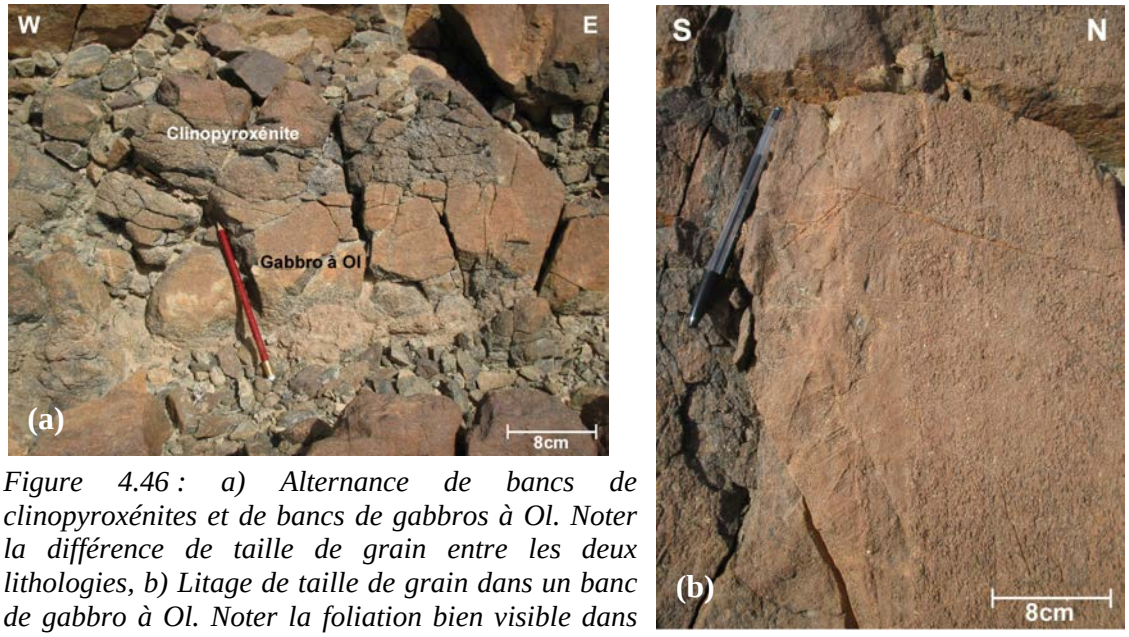


Figure 4.46 : a) Alternance de bancs de clinopyroxénites et de bancs de gabbros à Ol. Noter la différence de taille de grain entre les deux lithologies, b) Litage de taille de grain dans un banc de gabbro à Ol. Noter la foliation bien visible dans ce gabbro. (affl.8-2008)

La suite de la séquence cumulative *(affl.11, fig.4.45)* est marquée par une zone de brèche sub-verticale (80°N) d'environ 10 m essentiellement constituée de chlorites (Chl) et de carbonates *(fig.4.47a)*. Cette brèche de basse température relativement bien visible dans le paysage présente localement des variations d'épaisseurs *(fig.4.47a)*.

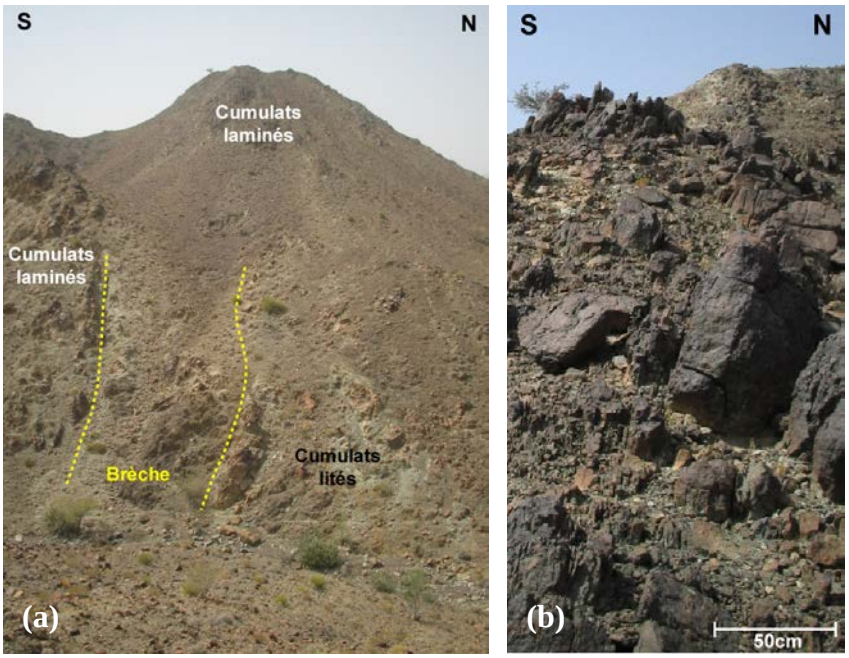


Figure 4.47 : a) Paysage montrant la brèche carbonatée sub-verticale séparant les cumulats lités au Nord et les cumulats laminés au Sud (affl.11), b) Cumulats laminés présentant une lamination sub-verticale bien marquée et une altération en forme de « boule » (affl.10).

Cette brèche est en contact, au Sud, avec une unité de cumulats purement gabbroïques *(affl.10, fig.4.45)* correspondant à des gabbros à Ol présentant une intense lamination mais exempts de tout litages *(fig.4.47b)*. Cette lamination globalement orientée N75 est fortement

redressée avec un pendage moyen sub-vertical aux alentours de 80°NE *(fig.4.45 et 4.47b)*. Dans le paysage ces cumulats sont particulièrement bien identifiables de part leur altération sous forme de « boules » et leur structures sub-verticales *(fig.4.47a-b)*. Contrairement aux cumulats précédents, ces derniers se rapprochent des gabbros laminés à Ol observés dans la majorité de la zone Sud du massif et reflètent donc probablement des niveaux plus superficiels de la section crustale.

La fin de la coupe *(affl.9, fig.4.45)* est marquée par le contact entre les cumulats gabbroïques laminés et la zone de transition dunitique. Cette dernière, peu épaisse, se suit sur quelques dizaines de mètres jusqu'aux premières occurrences de harzburgites mantelliques. La nature du contact entre les dunites et les cumulats gabbroïques n'est pas identifiable à l'affleurement, cependant, dans le paysage, on observe des chapeaux de cumulats gabbroïques avec des structures sub-verticales au dessus des péridotites témoignant d'un contact et donc d'un Moho sub-horizontal *(fig.4.45)*. La présence de cumulats redressés au dessus d'un tel Moho reflète un contact anormal entre les péridotites mantelliques et l'unité des cumulats lités (*cf. massif de Bahla, chap.3*) et donc la présence d'un accident majeur dans cette zone. On constate qu'une faille régionale est en effet notée sur la carte du BRGM dans cette région *(planche 4.1a)*.

Les variations de pendage entre les deux faciès cumulatifs ainsi que la présence d'une brèche et d'une faille majeure dans cette zone indiquent des mouvements tectoniques intenses dans cette région. La présence de cumulats bien lités reflétant des niveaux magmato-stratigraphiques *a priori* plus profonds dans cette zone est probablement directement liée à ces mouvements tectoniques. Dans les affleurements du Nord-Ouest *(affl. 04OM39 et 04OM40, planche 4.1a)*, on observe les mêmes alternances de cumulats gabbroïques et de cumulats pyroxénitiques et/ou péridotitiques que celles décrites au début de cette coupe. Cependant, dans cette zone, je n'ai pas réalisé d'étude de terrain détaillée et je ne peux donc pas déterminer si ces cumulats de la zone Nord-Ouest sont également localisés à proximité d'une faille. On peut cependant noter que, sur la carte du BRGM, plusieurs failles régionales parallèles à celle du Sud-Est sont mentionnées dans cette zone *(planche 4.1a)*. De ce fait, on peut supposer que la présence de ces cumulats lités est également liée à des mouvements tectoniques. Une étude plus détaillée de cette zone Nord-Ouest serait bien entendu nécessaire pour valider cette hypothèse.

II.2.c. Synthèse sur les autres zones du massif

On constate que les affleurements étudiés au Nord et au Sud du massif sont majoritairement formés de gabbros laminés présentant une minéralogie relativement évoluée (amphibole, Opx) et des indices de circulation hydrothermale (amphibole, épidote, pegmatite). Ces caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et structurales associées à l'abondance de filons de diabase et de trondjhémite recoupant les roches au Sud suggèrent que ces affleurements sont situés dans des niveaux relativement superficiels de la section crustale et plus précisément dans l'unité des gabbros laminés *(cf. introduction)*. La présence de différents types de litages dans ces roches gabbroïques suggère cependant que ces affleurements sont localisés à la base de cette unité, au contact avec les cumulats lités. Ponctuellement au Nord et au Sud du massif, des faciès appartenant, *a priori*, à des niveaux plus superficiels (gabbros isotropes) ou plus profonds (cumulats lités) sont observables. Au Nord, les gabbros isotropes apparaissent globalement dans la continuité des gabbros laminés, cependant au Sud, les cumulats lités sont vraisemblablement présents dans cette zone du fait de mouvements tectoniques majeurs. Finalement, il semble qu'au Nord et au Sud du massif affleure la partie sommitale de la section crustale.

Les affleurements au centre du massif, comme les coupes précédentes, sont au contraire caractérisés par des cumulats lités présentant des minéralogies relativement primitives (wehrlite, clinopyroxénite, gabbro à Ol) et des indices de flux magmatiques de base de chambre (litages dynamiques, relations d'interpénétration entre cumulats). Ces affleurements sont donc probablement localisés dans des niveaux profonds de la croûte, plus précisément dans l'unité des cumulats lités.

En conclusion de nos observations de terrain dans différentes zones du massif de Sumail, on constate qu'il existe une certaine symétrie dans la section crustale de ce massif par rapport au centre d'expansion océanique *(planche 4.1a)*. En effet dans la zone centrale, où se situe le diapir de Maqsad, on observe, *a priori*, des niveaux profonds de la section crustale et de part et d'autre de cette partie centrale, dans des zones off-axis éloignées du centre d'expansion, on observe visiblement des niveaux superficiels de cette section.

II.3. Les études structurales dans des zones tectonisées

II.3.a. Les affleurements de Al Asih et du wadi Suqt

L'affleurement d'Al Asih est situé à ~ 2 km au Sud-Est du diapir de Maqsad et à ~ 2 km à Ouest de la paléo-ride *(affl.36 et 43-2008, planche 4.1a)*. Il est localisé à proximité de l'oasis d'Al Asih, à quelques kilomètres de celui de Mahram, et se situe stratigraphiquement sous les coupes de Mahram *(paragraphe II.1.b.2)*. Sur le terrain, cet affleurement correspond à une falaise orientée N - S d'environ 50 m de haut et 100 m de long constituée de cumulats lités *(fig.4.48a)*. Cet affleurement a fait l'objet d'un article dans le journal *Geology (cf. Abily et al., 2011 ; annexe 2)*. Cette partie présente et détaille certaines observations qui n'ont pu être incluses dans cet article de format court.

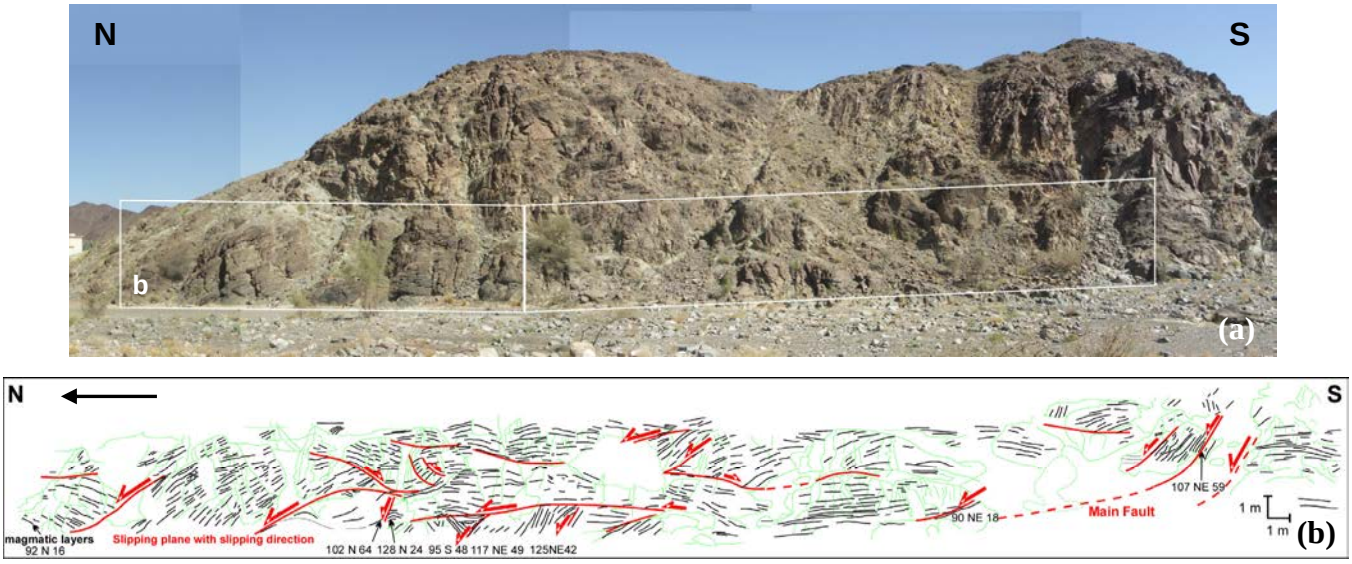


Figure 4.48 : a) Falaise de cumulats lités située à proximité de l'oasis d'Al Asih (Affleurement d'Al Asih). Les rectangles blancs délimitent la coupe (b). b) Coupe structurale longitudinale réalisée à la base de la falaise (cf. photo a). Les traits noirs représentent le litage magmatique, les traits et les flèches rouges indiquent respectivement les failles, dont la faille majeure (Main Fault), et le sens de cisaillement de ces dernières, les traits verts délimitent les blocs de cumulats lités et la flèche noire indique la direction de la paléo-ride. La direction et le pendage de certaines structures (faille et/ou litage) sont indiqués.

Cette falaise est formée d'un empilement de plusieurs blocs de cumulats lités de tailles variées (d'un mètre à plusieurs dizaines de mètres) basculés les uns sur les autres *(fig.4.48 et*

4.49). Le mouvement des blocs est bien mis en évidence à l'affleurement par la variation du pendage des lits *(fig.4.48b et 4.49)*. En effet, certains blocs présentent le pendage régional ~ 10°SE observé dans les cumulats lités alentour, par exemple ceux de la coupe de Mahram Nord *(paragraphe II.1.b.2.2)*, alors que d'autres blocs montrent des pendages variés allant de sub-vertical à sub-horizontal *(fig.4.48b et 4.49)*. On peut noter que ces blocs de cumulats lités présentent des alternances de lits sombres et de lits clairs principalement constitués de leucogabbros, de gabbros à Ol (s.s.) et de wehrlites à Plg (s.l.) *(fig.4.49, 4.50, 4.51 et 4.52)*. Ces cumulats présentent donc des litages de proportion, de phase et d'ordre de cristallisation.

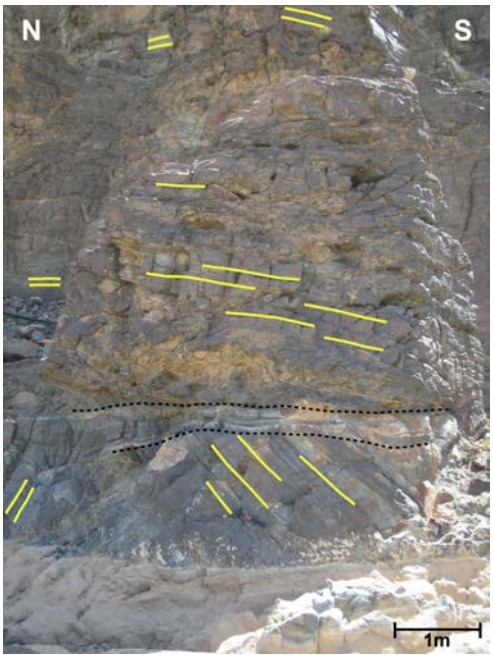
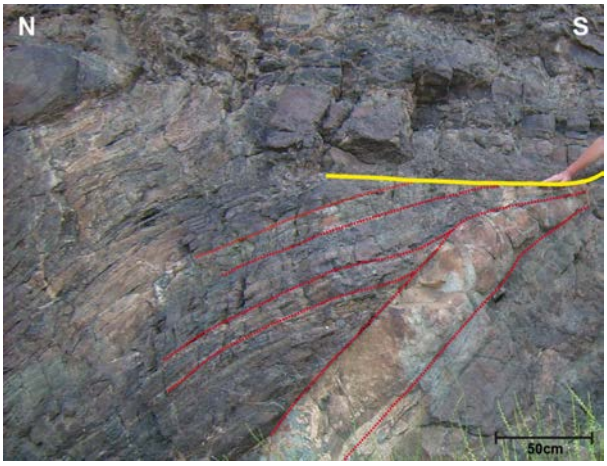


Figure 4.49 : Blocs de cumulats lités basculés les uns sur les autres présentant des lits avec des pendages variés (les litages dans les cumulats sont soulignés en jaune). La zone d'instabilité magmatique au contact entre les blocs décrite dans la suite du texte est délimitée par des pointillés noirs.

Dans le détail, le basculement des blocs résulte du jeu de nombreuses failles de direction moyenne N120 et de pendages variés (10°N - 65°N) qui recoupent l'ensemble de la structure *(fig.4.48b)*. Ces failles sont de relativement faible extension au Nord (1 - 5 m) mais une faille majeure de direction N110-60NE s'observe au Sud de cet affleurement et s'étend sur plusieurs kilomètres au Nord de ce dernier *(fig.4.48b)*. La présence de ces failles est particulièrement bien visible à l'affleurement par la réfraction des litages dans les cumulats le long des plans de failles *(fig. 4.50)* et ce type de marqueurs tectoniques permet de déterminer un sens normal pour la majorité de ces failles *(fig.4.48b)*.

Figure 4.50 : Réfraction des litages dans les cumulats au niveau d'un plan de faille (jaune). Le plan horizontal sur cette photo correspond à la terminaison d'une faille listrique. Noter la présence, sous la faille, de litages dynamiques dans les cumulats marqués par le recoupement des bancs.



En regardant plus en détail la morphologie de ces failles, on constate que ce sont majoritairement des failles listriques (i.e. courbées) *(fig.4.48b et 4.50)*. Il est important de remarquer que l'ensemble de ces failles normales listriques pendent vers le Nord et donc vers la paléo-ride océanique *(cf. fig.4.48b et planche 4.1a)*.

Le contact entre les blocs au niveau des plans de faille est généralement marqué par des zones d'instabilité magmatique caractérisées par la présence de nombreuses structures dynamiques dans les cumulats lités *(fig.4.49 à 4.52)*.

Ces derniers présentent, en effet, de nombreux litages dynamiques marqués par l'étirement, le plissement, l'interruption et le recoupement des lits *(fig.4.50, 4.51 et 4.52)*. L'étirement des lits est représenté par des structures de boudinage affectant aussi bien des lits de quelques centimètres que des bancs de plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur *(fig.4.51a)*. Les structures de plissement dans les cumulats correspondent généralement à des microplis dans les lits *(fig.4.51b)* mais localement on observe des plis ptygmatitiques de relativement grande taille (~ 10 cm) *(fig.4.52)*. Ces litages dynamiques témoignent de la déformation ductile des cumulats à haute température au niveau des plans de faille.

Ponctuellement, au contact entre les blocs, des cumulats présentant des litages sub-horizontaux sont recoupés par des cumulats montrant des litages sub-verticaux *(fig.4.51b)*. Le contact entre ces deux types de cumulats est irrégulier, courbé et marqué par des relations d'interpénétration. De plus, au contact entre ces deux types de roche, des « fantômes » de lits sub-horizontaux s'observent parfois dans les cumulats à litages sub-verticaux. Cette structure particulière montre que les deux types de cumulats ont interagi lorsque leur(s) magma(s) parent(s) étaient à l'état de « mush » (i.e. partiellement cristallisés) et donc que la déformation ductile a affecté les cumulats au cours de leur cristallisation.

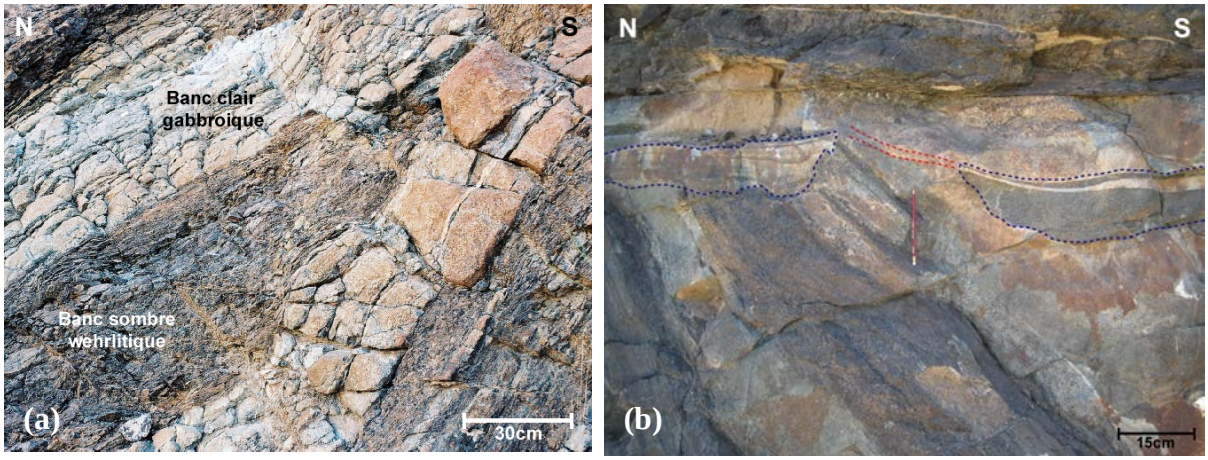


Figure 4.51 : a) Structures de boudinage dans les cumulats lités marquant l'étirement des bancs. b) Structure dynamique montrant le recoupement de cumulats à litages sub-horizontaux (en haut) par des cumulats à litages sub-verticaux (en bas) à l'interface entre deux blocs. Noter le contact irrégulier entre les deux types de cumulats (pointillés bleus) et le « fantôme » d'un lit sub-horizontal dans les cumulats à litages sub-verticaux (rouge). Noter également la présence de litages dynamiques dans les cumulats.

Des septa de pegmatites de quelques centimètres d'épaisseur s'observent régulièrement au contact entre les blocs *(fig.4.52)*. Ces pegmatites correspondent à des gabbros (s.s.) et des gabbros à Ol (s.s.) généralement riches en amphiboles magmatiques (pargasites) et présentant une texture à gros grains non cumulative *(fig.4.52)*. Ces pegmatites gabbroïques reflètent des liquides piégés entre les blocs lors du basculement qui ont migré vers le haut par compaction lors de la déformation et rapidement cristallisé.

Dans cette zone instable, et seulement dans cette zone, les cumulats présentent parfois des lits centimétriques d'anorthosite ou plagioclasite (> 90 % Plg) à Plg seuls ou Plg + Cpx *(fig.4.52)*. Ces lithologies, relativement rares dans l'unité des cumulats lités, sont interlitées avec les lits gabbroïques et wehrlitiques et présentent les mêmes caractéristiques morphologiques (i.e. litages dynamiques) que ces derniers *(fig.4.52)*. Ces anorthosites reflètent la cristallisation et l'accumulation de Plg dans un magma en cours de solidification avant et/ou pendant la déformation.

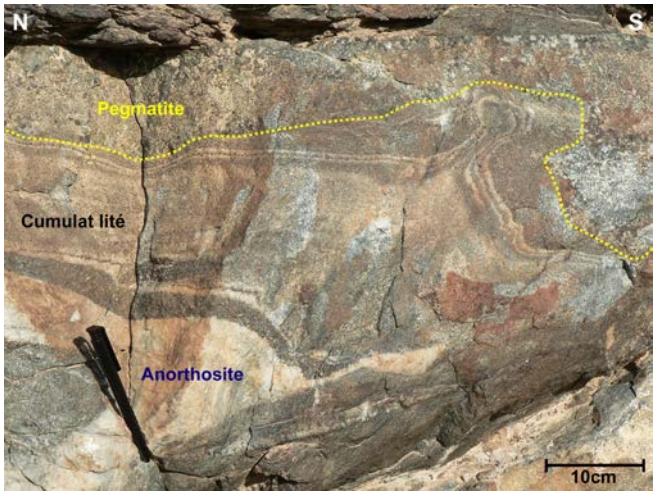


Figure 4.52: Structures dynamiques dans la zone instable au contact entre deux blocs : septa d'épaisseur centimétrique de pegmatites gabbroïques (jaune), lit d'anorthosite déformé ductilement et interlité avec les lits gabbroïques et wehrlitiques, pli ptygmatitique se développant dans les cumulats lités.

L'ensemble des structures dynamiques observées entre les blocs (réfraction, litage dynamique, recoupement des cumulats, pegmatite et anorthosite) démontre que les cumulats lités ont subit une déformation ductile de haute température qui a débuté à l'état magmatique et qui s'est poursuivie en condition sub-solidus *(cf. fig.5, annexe 2)*. Le fait que la plupart de ces structures soient focalisées au niveau des plans de failles indique que la déformation ductile est induite par les failles normales et donc que ces dernières s'enracinent dans un « mush » (i.e. bouillie cristalline) dans la chambre magmatique. Ces failles normales listriques sont donc syn-magmatiques. Pour plus d'information sur certaines de ces structures dynamiques et sur l'interprétation de ces dernières voir l'article dans *Geology (Abily et al., 2011 ; annexe 2)*.

Au Sud, à proximité de la faille majeure, la déformation devient cassante. Les cumulats lités sont fortement altérés *(fig.4.53a)* et présentent de nombreux minéraux secondaires tels que des chlorites, des épidotes, des serpentines, des prehnites et des actinotes témoignant d'un métamorphisme de relativement basse température dans les conditions du faciès schiste vert (< 500°C). Dans cette zone, les cumulats lités sont également recoupés par des veines ou « patchs » de roches gabbroïques pegmatitiques formées de cristaux xénomorphes de Plg et de Cpx dans les mêmes proportions *(fig.4.53)*. Associés à ces minéraux, on observe de nombreux sulfures et sulfates de cuivre bien visibles sur le terrain par leurs couleurs rouille et bleu-vert, respectivement *(fig.4.53a)*. Le contact entre l'encaissant et ces veines/patchs est irrégulier et diffus et une diminution progressive de la taille des grains s'observe vers le bord de ces derniers *(fig.4.53b)*.

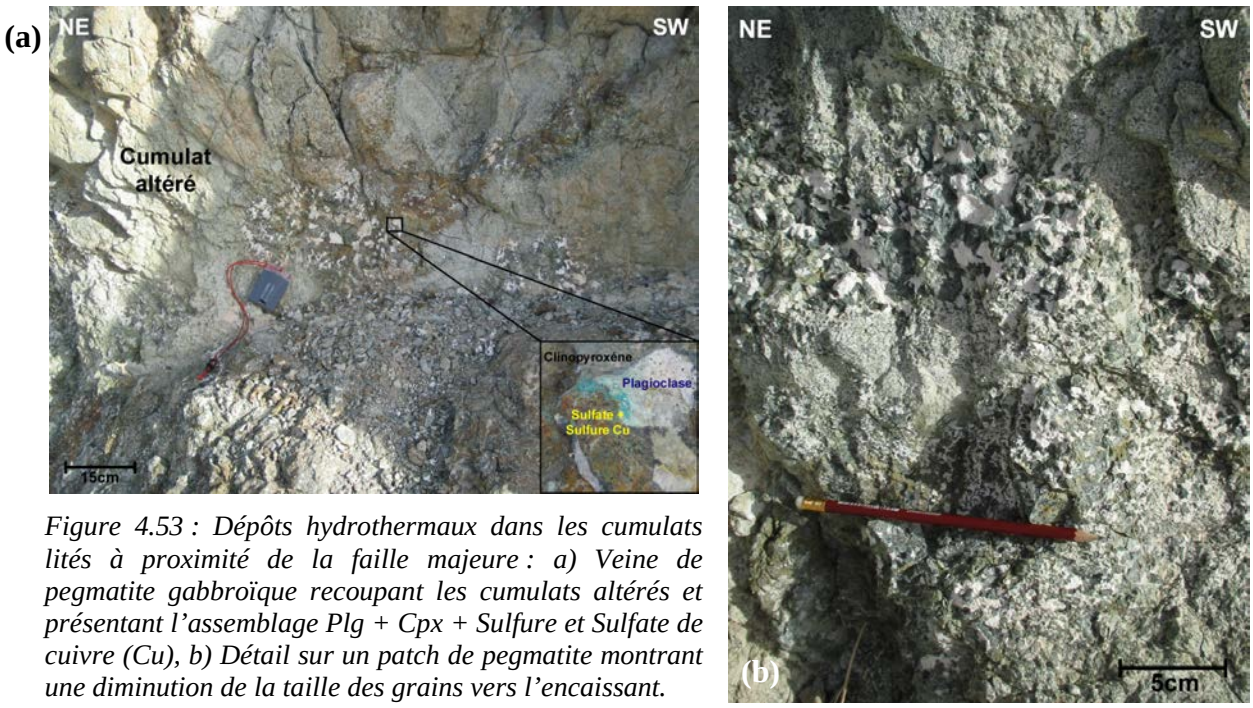


Figure 4.53 : Dépôts hydrothermaux dans les cumulats lités à proximité de la faille majeure : a) Veine de pegmatite gabbroïque recoupant les cumulats altérés et présentant l'assemblage Plg + Cpx + Sulfure et Sulfate de cuivre (Cu), b) Détail sur un patch de pegmatite montrant une diminution de la taille des grains vers l'encaissant.

L'altération des cumulats lités dans les conditions du faciès schiste vert et la présence de veines et patchs diffus de roches gabbroïques pegmatitiques témoignent de la circulation de fluides hydrothermaux de relativement basse température (< ~ 500°C) dans cette faille. De plus, la présence de sulfates et sulfures métalliques dans les veines pegmatitiques montre que ces dernières représentent des dépôts hydrothermaux caractéristiques de l'activité des fumeurs noirs et confirme la circulation de fluides hydrothermaux minéralisés de relativement basse température (~ 350°C) dans cette faille majeure *(cf. fig.5, annexe 2)*. Minéralogiquement, dans l'ensemble des cumulats de cet affleurement, les pléonastes seuls (i.e. spinelles alumineux et relativement ferreux, *cf. chap.1*) ou les couronnes de pléonaste + amphibole sont relativement courants, les sulfures sont assez abondants et sont quasiment les seuls minéraux opaques observés dans les roches, et les Plg présentent des compositions fortement anorthitiques (An > 90 % ; *cf. fig.4 et data repository, annexe 2*). Ces caractéristiques pétrologiques, associées à la composition géochimique des cumulats *(cf. fig.4 et data repository, annexe 2)*, montrent que des fluides hydrothermaux de haute température (> 600°C) ont interagi avec les magmas au cours de leur cristallisation *(cf. fig.5, annexe 2)*. On peut noter que les cumulats des coupes de Mahram, en particulier celle du Nord, présentent également certaines de ces caractéristiques minéralogiques *(cf. paragraphe III.3)* montrant que ces fluides hydrothermaux affectent la cristallisation des cumulats sur de grandes distances (~ 800 m). La circulation de deux types de fluides hydrothermaux (de basse et de haute température) dans les cumulats lités indique que ces fluides ont interagi avec les cumulats à différents stades de leur solidification *(cf. fig.5, annexe 2)*. De plus, la présence d'indices de circulation hydrothermale dans les cumulats de cette zone tectonique confirme que les failles responsables du basculement des blocs ont fonctionné au cours de l'activité de la ride médio-océanique. On peut noter que les marqueurs de la présence de fluides hydrothermaux de haute température sont diffus dans l'ensemble de l'affleurement alors que ceux montrant la circulation de fluides de basse température sont focalisés au niveau de la faille majeure.

L'observation des litages dans le paysage dans un rayon d'environ 800 m autour de l'affleurement d'Al Asih montre de rapides et importantes variations du pendage des lits dans les cumulats d'un affleurement à l'autre (cf. Mahram Nord et Sud, *paragraphe II.1.b.2*). Cette

attitude des litages à plus grande échelle indique que les mouvements tectoniques décrits à Al Asih sont de relativement grande ampleur.

L'affleurement du wadi Suqt *(affl.60-2008, planche 4.1a)* est localisé à environ 5 km au Nord-Est de la paléo-ride et à approximativement 10 km de la zone d'Al Asih. Il présente des structures similaires à celles d'Al Asih mais a été moins étudié que ce dernier sur le terrain, et de ce fait, je n'en ferai ici qu'une brève description.

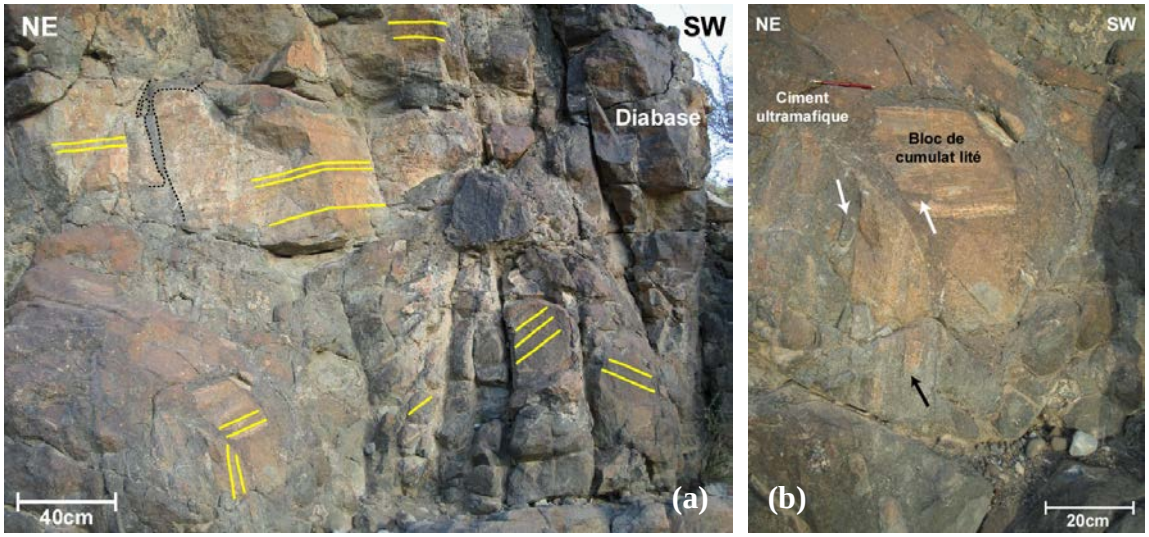


Figure 4.54 : a) Brèche magmatique montrant des blocs basculés de cumulats lités de différentes tailles et présentant des litages avec des pendages variés (litages soulignés en jaune). Noter en haut à gauche (pointillés noirs) les relations d'interpénétration entre le ciment et les blocs de cumulats et la présence, à droite, d'une injection de diabase. b) Détail sur la brèche montrant les relations d'interpénétration entre les blocs de cumulats lités et le ciment ultramafique : les flèches blanches indiquent l'injection de ciment dans les blocs et la flèche noire la présence de lits gabbroïques dans le ciment.

L'affleurement du wadi Suqt apparaît sur le terrain sous forme d'une falaise orientée NE - SW d'environ 15 m de haut sur 100 m de long qui correspond à une importante brèche magmatique. Dans le détail, cette brèche est formée de nombreux blocs basculés de cumulats lités (alternances de bancs sombres et de bancs clairs) de tailles variées, s'échelonnant de quelques centimètres à plusieurs mètres, pris dans un ciment de roches sombres ultramafiques (mélagabbro et/ou wehrlite à Plg) *(fig.4.54)*. Comme dans la zone d'Al Asih, le basculement des blocs est mis en évidence par la variation importante et rapide du pendage des lits dans les cumulats, ces derniers présentant des litages horizontaux (4°) à sub-verticaux (70°) *(fig.4.54a)*.

Le contact entre les blocs et le ciment ultramafique est généralement lobé, souvent irrégulier et marqué par de nombreux indices d'interpénétration entre les deux types de roches *(fig.4.54a-b)*. Ces relations montrent que les cumulats étaient en cours de solidification lors du basculement des blocs. Cette brèche présente également de nombreuses injections sub-verticales de diabase qui sont particulièrement abondantes au Nord-Est de l'affleurement *(fig.4.54a)*. La présence de diabase montre que, dans cette zone, la croûte a été affectée par des injections magmatiques à un moment où sa température avait diminué jusqu'à des valeurs que l'on peut estimer à moins de 400°C, la formation de diabase nécessitant un encaissant « froid ». Ceci est cohérent avec le fait que cet affleurement est situé au cœur de la croûte profonde, à un niveau magmato-stratigraphique plus superficiel que la zone d'Al Asih qui est elle située en base de croûte.

Cette brèche est recoupée par une importante zone de faille d'environ 6 m d'épaisseur et orientée N140-70 SW *(fig.4.55)*. Des marqueurs tectoniques tels que la schistosité se développant dans les roches au contact de la faille permettent de déterminer un sens normal à cette dernière *(fig.4.55)*. La morphologie précise de la faille est difficile à déterminer au niveau de ce seul affleurement mais il s'agit clairement d'une faille à vergence dirigée vers la paléo-dorsale *(planche 4.1a)*. Cette faille est probablement en partie responsable du basculement des blocs de cumulats. L'accumulation locale de cristaux d'amphibole dans la brèche et la présence de gabbros altérés dans la zone de faille *(fig.4.55)* témoignent de la circulation de fluides hydrothermaux. Ainsi, comme l'affleurement d'Al Asih, celui du wadi Suqt montre le basculement de blocs induit par une faille syn-magmatique.

Figure 4.55 : Zone de faille liée au fonctionnement d'une faille normale recoupant la brèche au niveau de l'affleurement du wadi Suqt. Noter le développement d'une schistosité dans les cumulats à gauche de la photo et la présence de gabbros fortement altérés dans cette zone de faille.

En conclusion l'étude structurale de ces deux affleurements démontre la présence, dans la section crustale profonde, de failles normales listriques responsables du basculement et de la déformation des cumulats. Ces failles apparaissent contemporaines de la cristallisation des cumulats lités et s'enracinent dans la chambre magmatique (failles syn-magmatiques). En comparant la position paléo-tectonique des affleurements et l'orientation des failles dans ces derniers, on observe une symétrie des structures entre les deux affleurements par rapport au centre d'expansion océanique. En effet, on constate que les failles d'Al Asih et du wadi Suqt sont approximativement parallèles entre elles (N110/120 et N140 respectivement) et parallèles à la paléo-ride (~ N120). De plus, de part et d'autre de la ride, ces failles sont normales et pendent vers le centre d'expansion, celles d'Al Asih présentant une vergence Nord et celle du wadi Suqt une vergence Sud *(cf. planche 4.1a)*.

Les structures décrites dans les cumulats lités de ces deux affleurements sont proches de celles observées aux abords des vallées axiales au niveau des rides médio-océaniques actuelles où l'accrétion entraîne la formation de failles normales listriques conduisant au basculement de blocs gabbroïques *(Karson et al., 1990 ; Shaw et al., 1993 ; Salisbury et al., 1993)*. De plus, Karson et al. *(1990)* ont noté qu'une intense activité hydrothermale était directement liée à ces failles normales listriques au niveau de la ride médio-Atlantique. De ce fait, les affleurements d'Al Asih et du wadi Suqt sont des témoins des mouvements tectoniques ayant lieu de part et d'autre de la vallée axiale lors de l'accrétion. Ce que cette étude permet de montrer est que de telles failles peuvent s'enraciner dans une chambre magmatique non encore consolidée, voire en cours d'alimentation. Je reviendrai plus en détail

sur les conséquences de l'existence de telles failles dans la discussion générale de ma thèse *(cf. chap.7)*.

II.3.b. La faille de Muqbaryah

La faille de Muqbaryah est située au Sud-Ouest du massif de Sumail, à ~ 10 km au Sud-Ouest de la paléo-ride *(planche 4.1a)*. Cette importante zone de cisaillement intra-mantellique est orientée ~ N160 et est épaisse de plusieurs centaines de mètres. On peut la suivre en continu sur une dizaine de kilomètres le long de son azimut *(planche 4.1a et fig.4.56)* mais elle avait vraisemblablement une extension plus importante. En effet, elle est interrompue vers le Nord par l'accident Miocène du 'Semail Gap' (lié au soulèvement du Jabal Akhdar, *cf. introduction*) et elle disparaît vers le Sud sous des sédiments quaternaires au niveau de l'oasis de Sayma ; l'orientation NNW - SSE des wadi majeurs de la partie méridionale des massifs de Sumail et de Samad est probablement guidée par la faille de Muqbaryah *(planche 4.1a)*.

L'étude de cette faille peut paraître hors sujet par rapport à la problématique principale de ma thèse centrée sur la section crustale profonde de l'ophiolite. Cette étude réalisée lors de la campagne de 2009 a, en fait, été motivée par la découverte de failles syn-magmatiques dans la section crustale des affleurements d'Al Asih et du wadi Suqt lors de la campagne de 2008 *(paragraphe II.3.a)* et de failles de haute température dans la section crustale et mantellique du massif de Bahla *(chap.3)* lors de la campagne de 2009. Le but de cette étude est de déterminer la nature de cette zone de cisaillement enracinée dans le manteau et de comparer cette dernière avec les failles observées dans la section crustale.

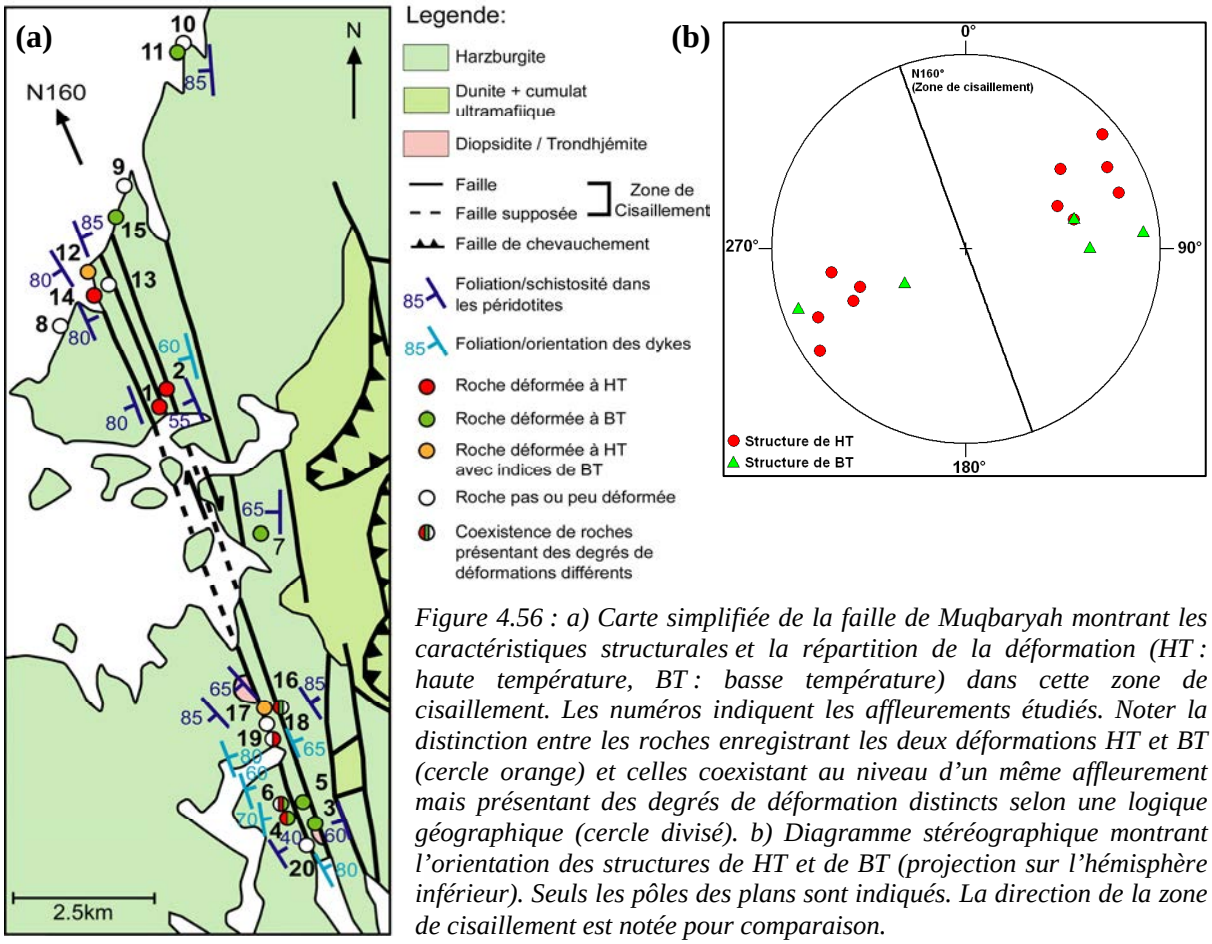


Figure 4.56 : a) Carte simplifiée de la faille de Muqbaryah montrant les caractéristiques structurales et la répartition de la déformation (HT : haute température, BT : basse température) dans cette zone de cisaillement. Les numéros indiquent les affleurements étudiés. Noter la distinction entre les roches enregistrant les deux déformations HT et BT (cercle orange) et celles coexistant au niveau d'un même affleurement mais présentant des degrés de déformation distincts selon une logique géographique (cercle divisé). b) Diagramme stéréographique montrant l'orientation des structures de HT et de BT (projection sur l'hémisphère inférieur). Seuls les pôles des plans sont indiqués. La direction de la zone de cisaillement est notée pour comparaison.

Dans cette zone de cisaillement, les péridotites mantelliques (harzburgites et dunites) sont recoupées par de nombreux filons de tailles variées (de quelques centimètres à plusieurs mètres) et de différentes natures. La plupart de ces dykes sont formés de roches pegmatitiques de type gabbro, gabbronorite et pyroxénite *(fig.4.59)*. Ils sont associés à de nombreux filons de diopsidite à grains fins *(fig.4.59)*, roches blanches essentiellement composées de diopsides (Cpx) purs *(Python et al., 2007)*, et à de rares filons de trondhjémite *(affl.20)*. Dans la zone de cisaillement, l'ensemble de ces lithologies a subi une intense déformation. L'étude détaillée de plusieurs affleurements le long de la faille a mis en évidence la continuité de la déformation depuis de très hautes températures (syn-magmatiques) jusqu'au champ de stabilité de la serpentine (< 500°C, *Mével et al., 2003*) *(fig.4.56a)*. Je vais dans la suite de ce chapitre décrire séparément, par souci de clarté, les caractéristiques des déformations de haute et de basse température puis regarder leur répartition dans la zone de faille.

La déformation de haute température (HT) est identifiable sur le terrain par la présence de roches intensément déformées de type mylonites et ultramylonites de péridotites, de roches gabbroïques et de diopsidites. Les ultramylonites de péridotites apparaissent sous forme de roches brunes à grains fins présentant des cristaux d'Opx allongés et déformés plastiquement (i.e. enstatites lamellaires dont le rapport d'aspect dépasse largement les 1 / 10) qui forment de fins lits millimétriques parallèles à l'orientation générale de la faille *(fig.4.56b et 4.57a)*.

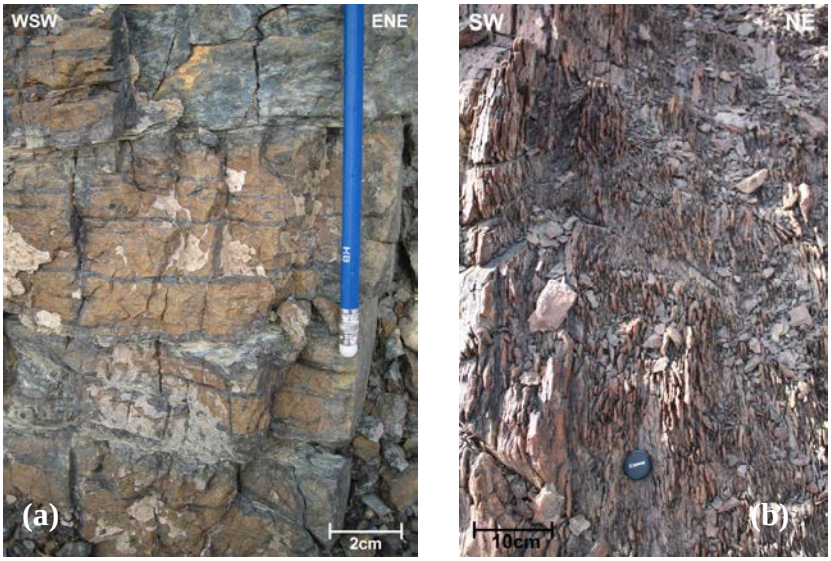


Figure 4.57 : Morphologies des péridotites intensément déformées à haute température dans la faille de Muqbaryah : a) Mylonite de péridotite montrant des Opx allongés et déformés formant de fins lits noirs (i.e. foliation mylonitique) (affl.12). b) Ultramylonite de péridotite présentant un débit en ardoise. (affl.16)

Cette intense foliation mylonitique pénétrative conduit, dans le cœur de la zone de faille *(e.g. affl.14-16, fig.4.56a)*, à un débit particulier des péridotites sous forme de fines plaques parallèles de 1 - 2 cm d'épaisseur évoquant une schistosité ardoisière *(fig.4.57b)*. Localement *(affl.12)*, les péridotites s'observent également à l'affleurement sous forme d'un empilement de lentilles ou boudins allongés et parallèles entre eux *(fig.4.58)*. Ces lentilles reflètent une déformation ductile en extension associée à un cisaillement dextre *(fig.4.58)*. L'intensité de la déformation rend toutefois la détermination du sens de cisaillement particulièrement ardue.

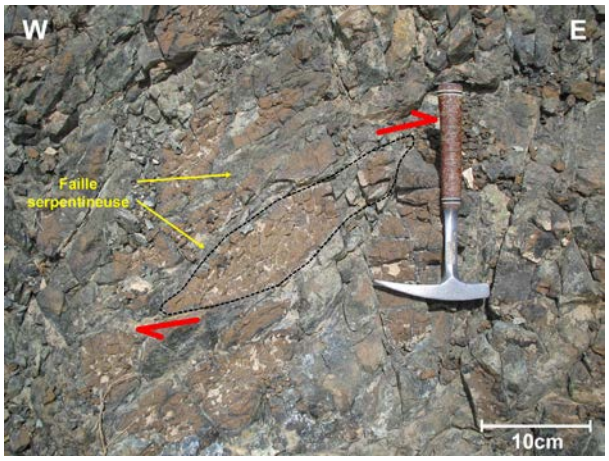


Figure 4.58 : Empilement de lentilles ou boudins de péridotites au niveau de l'affl.12 reflétant une déformation ductile en cisaillement dextre. Noter que ces lentilles sont délimitées par des failles serpentineuses.

Comme les péridotites encaissantes, les filons de roches gabbroïques et de diopsidites présentent des linéations et foliations mylonitiques bien identifiables, marquées par l'alignement des minéraux *(fig.4.59)*. Ces roches ont des textures mylonitiques caractérisées par l'allongement et la déformation plastique des minéraux ainsi que par la présence de porphyroclastes de Cpx pris dans une matrice à grain fin.

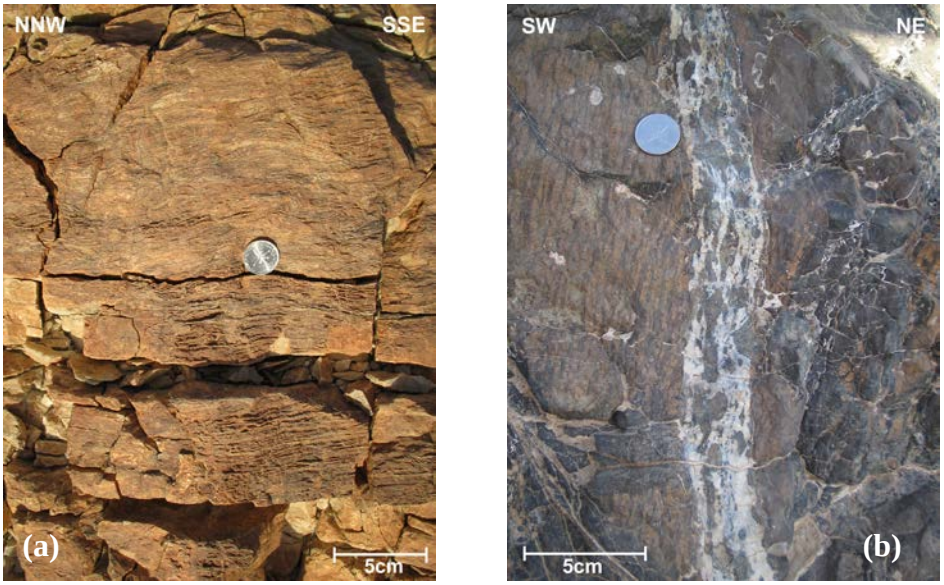


Figure 4.59 : Filons fortement mylonitisés dans les péridotites. a) Filon de diopsidite à grains fins montrant une foliation pénétrative. L'alignement des minéraux est difficile à observer du fait de la taille des grains (affl.19). b) Filon de gabbro pegmatitique montrant une foliation marquée par l'alignement et l'allongement des minéraux. Noter la foliation globalement parallèle à celle de la péridotite et la présence de cristaux de Cpx sigmoïdaux (affl.1).

Les porphyroclastes sont moulés dans la foliation et présentent de nombreux indices de déformation ductile tels que des Cpx « kinkés », des rotations de cristaux associées au développement d'ombres de pression, et des cristaux sigmoïdaux *(fig.4.59b et 4.60a)*. Associé à cette déformation plastique intracristalline, on observe, dans certains filons gabbroïques, le développement de couronne d'amphibole autour des Cpx *(fig.4.60b)* et la cristallisation d'amphibole dans les ombres de pression (i.e. queue de cristallisation) *(fig.4.60a)*. L'ensemble de ces microstructures témoigne de la déformation plastique de ces filons dans les conditions du faciès amphibolite et au delà (> ~ 600°C).

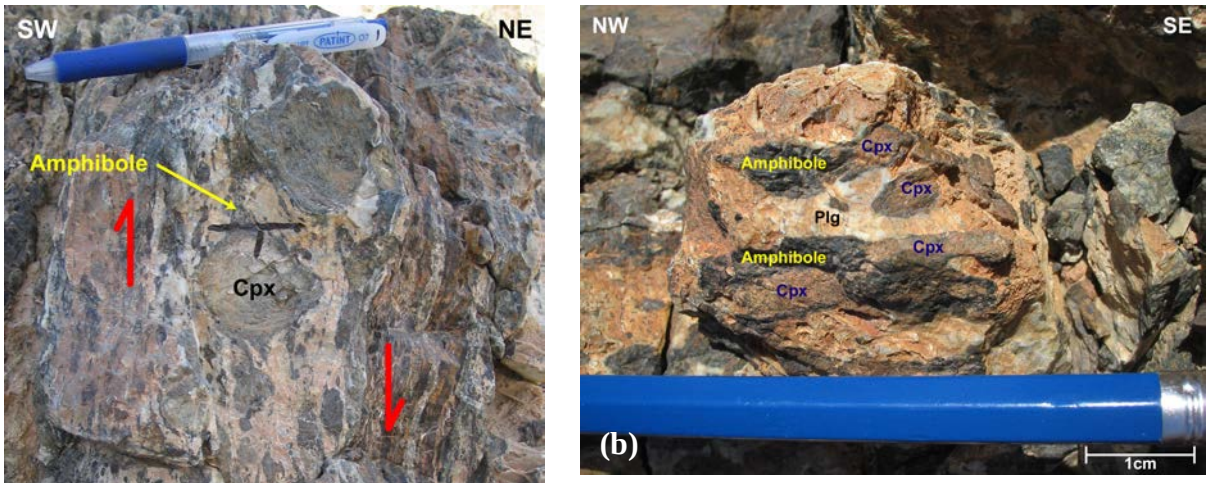


Figure 4.60 : Indices de déformation plastique de haute température dans les filons gabbroïques (affl.1) : a) Porphyroclastes de Cpx « kinkés » et rotation des cristaux dans la foliation reflétant une déformation en faille inverse (le bloc Ouest monte et le bloc Est descend). Noter les queues de cristallisation formées d'amphiboles aux extrémités des Cpx, b) Couronnes d'amphibole se développant autour des porphyroclastes de Cpx.

Dans ces péridotites et filons déformés, deux familles de linéations ont été mesurées indiquant que ces roches ont été affectées par deux types de déformation de haute température : des linéations sub-horizontales (pitch 30°-35°) reflétant une déformation en décrochement *(e.g. affl.14-16)* et des linéations sub-verticales (pitch 75°-78°) indiquant une déformation en faille normale ou inverse (i.e. mouvement vertical) *(e.g. affl. 1-2)*. L'étude des marqueurs structuraux dans ces roches (e.g. boudins de péridotite, cristaux sigmoïdaux, rotations des cristaux,…) montre que le mouvement horizontal correspond à un décrochement dextre et que le mouvement vertical a entraîné la remontée du bloc Ouest par rapport au bloc Est *(fig.4.58 et 4.60a)*. La nature de la faille (i.e. inverse vs. normale) est difficile à déterminer du fait de la verticalité des plans de foliation. Sur le terrain, du fait d'un léger pendage vers l'Ouest, les marqueurs structuraux indiquent des mouvements en faille inverse *(fig.4.60a)* cependant, en tenant compte du basculement du massif de Sumail de 10° à 30° vers l'Est de part le soulèvement Miocène du Jabal Akhdar *(cf. introduction)*, cette faille a en réalité joué en faille normale au cours de l'histoire océanique de l'ophiolite. Il est difficile de déterminer une chronologie entre les deux déformations (i.e. décrochement dextre vs. faille normale) mais, au vu des relations de terrain, elles sont *a priori* sub-contemporaines. Les indices structuraux en faille normale sont cependant plus rares que ceux en décrochement et ne s'observent qu'au niveau de certains affleurements *(affl.1-2)* ce qui suggère que cette faille a essentiellement joué en décrochement dextre. Les foliations mylonitiques mesurées dans les péridotites et dans les filons déformés présentent globalement les mêmes directions ~ N150 et des pendages relativement élevés variant de 55°SW à 90°W *(fig.4.56a-b)*. Ces mesures locales sont en accord avec la direction générale de cette zone de cisaillement (N160).

En résumé, dans cette zone de cisaillement les péridotites et les filons ont initialement été affectés par une déformation de haute température (>> 600°C, probablement proche des conditions magmatiques) dans un contexte de faille normale et/puis de décrochement dextre.

La déformation de basse température (BT) est principalement marquée sur le terrain par la présence de péridotites serpentinisées et schistosées, et dans une moindre mesure, de filons altérés et déformés. Ces péridotites présentent une schistosité pénétrative généralement soulignée par de la serpentine (i.e. schistosité serpentineuse) *(fig.4.61)*. Cette schistosité développe des bandes de cisaillement C-S dans la majorité des péridotites *(fig.4.61a)* et forme parfois des plis de taille centimétrique à millimétrique *(fig.4.61b)*. La déformation de basse température est plus difficile à observer dans les filons mais on constate qu'au contact des péridotites schistosées, ces derniers sont souvent boudinés et parfois plissés. L'ensemble de ces structures témoigne d'une déformation plastique dans le champ de stabilité de la serpentine (< 500°C).

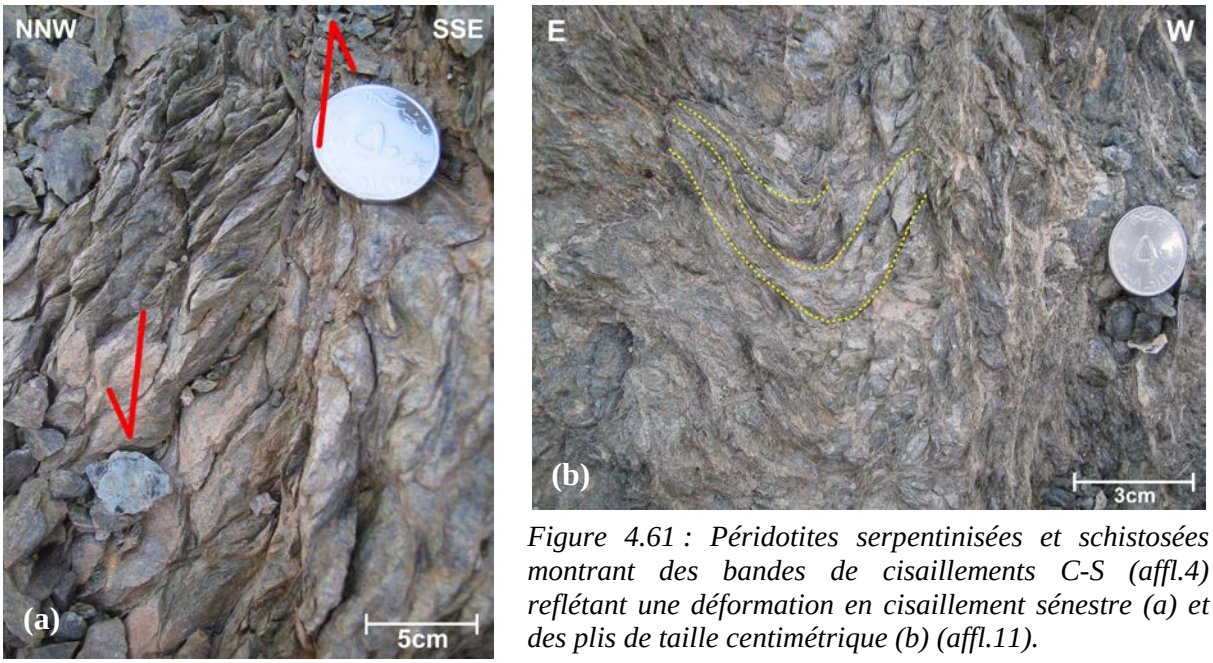


Figure 4.61 : Péridotites serpentinisées et schistosées montrant des bandes de cisaillements C-S (affl.4) reflétant une déformation en cisaillement sénestre (a) et des plis de taille centimétrique (b) (affl.11).

Ces péridotites et filons déformés présentent souvent des minéraux d'altération bien visibles à l'affleurement tels que des trémolites, des chlorites et des épidotes qui témoignent d'un métamorphisme dans les conditions du faciès schiste vert (< ~ 500°C). Au niveau de certains affleurements *(affl.4-5)*, du talc s'observe également dans les péridotites et en bordure des filons de diopsidites sous forme de fins placages blanchâtres affleurant à la surface des roches. Ce minéral, fréquemment associé aux trémolites et aux épidotes, est très probablement issu de l'altération des pyroxènes et/ou de la serpentine à relativement basse température (> 350°C - 400°C, *e.g. Bach et al., 2004*).

Au niveau de certains affleurements *(affl.11-15)* des blocs arrondis ou allongés de péridotites non déformées s'observent moulés dans la schistosité de péridotites déformées *(fig.4.62a)*. En regardant en détail l'interface entre les blocs et les péridotites déformées, on constate que la schistosité tourne au contact des blocs indiquant la rotation de ces derniers lors de la déformation *(fig.4.62a)*. Associées à ces structures, on observe des brèches formées de blocs anguleux de péridotites non déformées pris dans un ciment carbonaté *(fig.4.62b)*. L'association de péridotites déformées présentant des indices de rotation de blocs et d'une brèche de péridotites dans ces zones témoigne de la déformation des roches à la limite cassant-ductile sous très forte pression de fluides (fracturation hydraulique) et donc *a priori* à plus basse température que précédemment. La présence de blocs non déformés suggère également que ces affleurements sont situés en périphérie de la zone de cisaillement *(fig.4.56a)*.

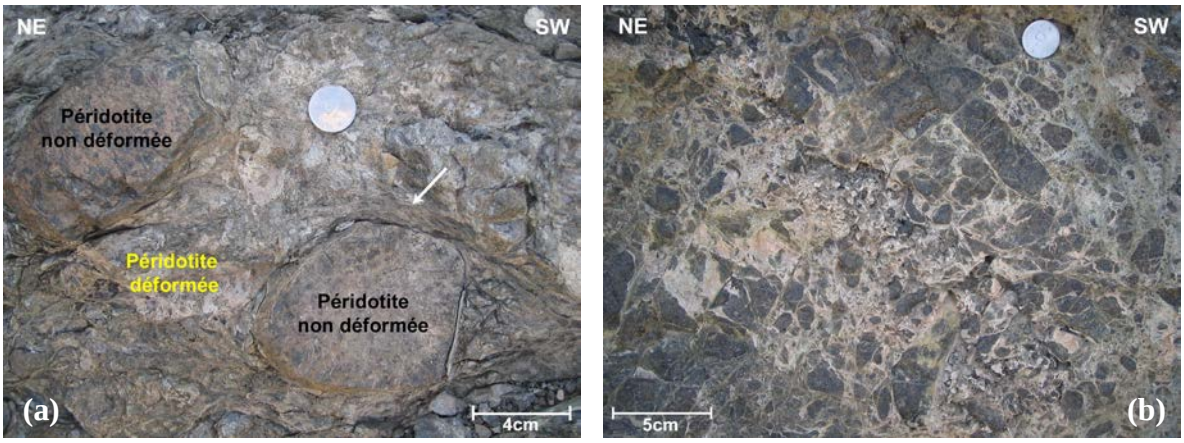


Figure 4.62 : a) Blocs de péridotites non déformées moulés dans la schistosité de péridotites déformées. Noter la rotation de la schistosité au contact des blocs (flèche blanche). b) Brèche formée de blocs anguleux de péridotites non déformées (noir) dans un ciment carbonaté (blanc). (affl.11)

Deux familles de linéations serpentineuses (i.e. soulignées par de la serpentine) ont été mesurées dans les péridotites : des linéations sub-horizontales (pitch 20°) *(e.g. affl.3-4)* et des linéations sub-verticales (pitch 60°- 80°) *(e.g. affl.15-11)*. Les indices structuraux en décrochement sont cependant beaucoup plus fréquents que ceux en faille normale/inverse et témoignent d'un sens de cisaillement sénestre *(fig.4.61a)*. La schistosité dans les péridotites présente une direction globalement ~ N170 et des pendages relativement élevés mais d'orientations différentes (de 40°NE à 85°W) *(fig.4.56a-b)*. Ces structures de basse température sont en accord avec la direction générale de la zone de cisaillement (N160).

En résumé, dans cette zone de cisaillement les péridotites et les filons ont ensuite été affectés par une déformation de basse température (< ~ 500°C) voire de très basse température (i.e. brèche carbonatée) principalement en décrochement sénestre.

Les deux types de déformation (HT et BT) sont généralement bien délimitées sur le terrain et/ou au niveau d'un même affleurement mais sont rarement enregistrés au sein d'une même roche *(fig.4.56a)*. Seuls certains affleurements dominés par de la déformation de haute température présentent des indices de déformation de basse température *(fig.4.56a)*. Au niveau de l'*affl. 12*, les lentilles de péridotites décrites précédemment *(fig.4.58)* sont délimitées et parfois recoupées par plusieurs failles serpentineuses riches en chlorite et en épidote et, au niveau de l'*affl.17*, les ultramylonites de péridotites sont recoupées par de nombreux plans schistosés.

Cette description de terrain démontre que deux types de déformation ont affecté les roches dans cette zone de faille : une déformation initiale de haute température associée à des mouvements en décrochement dextre et en faille normale puis une déformation de basse température essentiellement associée à un cisaillement sénestre. On constate que les structures de haute température (i.e. foliation des mylonites) et de basse température (i.e. schistosité des péridotites) présentent globalement la même direction, N150 et N170 respectivement, qui correspond à la direction générale de la zone de faille *(fig.4.56b)*. Ceci démontre que les deux épisodes de déformation (HT et BT) sont contemporains de l'activité de la zone de cisaillement.

Il est maintenant intéressant de regarder les relations entre ces deux types de déformation et leur répartition dans la zone de cisaillement. L'étude des structures dans des

coupes transversales réalisées en différents endroits le long de la faille permet de délimiter deux grandes zones de déformation : une zone de haute température et une zone de basse température *(fig.4.56a et 4.63)*. La distribution de la déformation dans la zone de cisaillement n'est donc pas aléatoire et des évolutions relativement distinctes du degré de déformation s'observent d'Ouest en Est, perpendiculairement à la faille, mais également du Nord au Sud le long de cette dernière *(fig.4.63)*.

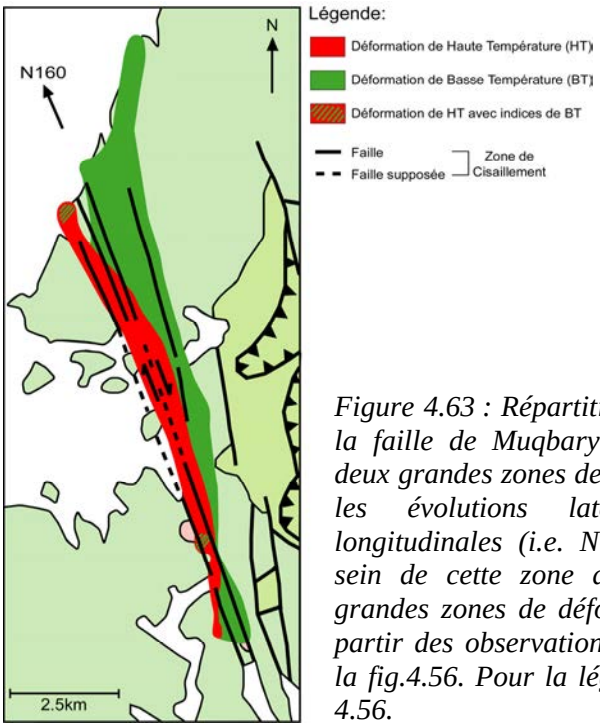


Figure 4.63 : Répartition de la déformation dans la faille de Muqbaryah. Noter la présence de deux grandes zones de déformation (HT et BT) et les évolutions latérales (i.e. W-E) et longitudinales (i.e. N-S) de la déformation au sein de cette zone de cisaillement. Les deux grandes zones de déformation sont délimitées à partir des observations de terrain indiquées sur la fig.4.56. Pour la légende détaillée voir la fig. 4.56.

Latéralement, la déformation de haute température est concentrée à l'Ouest de la faille, au contact avec une zone non déformée, et évolue vers une déformation de basse température voire de très basse température à l'Est (i.e. brèches de péridotites, *aff.11*) *(fig.4.63)*. On observe donc perpendiculairement à la faille une asymétrie dans la distribution de la déformation marquée par une augmentation rapide de la déformation à l'Ouest et une diminution progressive de cette dernière à l'Est. Cette évolution latérale de la déformation observée à l'échelle du cisaillement est également bien visible à l'échelle de l'affleurement. En effet, à l'Est de la faille *(affl.16, fig.4.56a)*, on observe une évolution progressive de la déformation marquée par le passage d'ultramylonites de haute température à des péridotites non déformées en passant par une zone de mylonites puis une zone de péridotites schistosées. Au contraire, à l'Ouest de la faille *(affl.6, fig.4.56a)*, on observe le passage graduel de péridotites non déformées à des péridotites schistosées en passant par une zone de mylonite de haute température.

Longitudinalement, la déformation de haute température a tendance à se focaliser dans une partie centrale de la zone de cisaillement, i.e. globalement entre les affleurements 14 et 17, et disparaît progressivement au Nord et au Sud pour laisser place à de la déformation de basse température voire de très basse température (i.e. brèches de péridotites, *aff.15*) *(fig.4.56a et 4.63)*. On observe donc le long de cette faille une symétrie dans la répartition de la déformation marquée par une diminution progressive de la température de déformation du cœur vers les extrémités Nord et Sud de la zone de cisaillement. Cette évolution longitudinale est plus difficile à évaluer par rapport à la précédente principalement du fait de l'interruption de cette zone de cisaillement au Nord et au Sud.

La répartition de la déformation dans la zone de cisaillement confirme que les deux types de déformation sont sub-contemporains *(fig.4.63)*. Les gradients métamorphiques et/ou de déformation définis dans la zone de faille montrent qu'il existe un continuum entre ces deux types de déformation et que le fonctionnement de la faille est marqué par une évolution progressive et latéralement asymétrique du degré de déformation *(fig.4.63)*.

En conclusion, l'étude de la déformation des roches dans la zone de cisaillement de Muqbaryah montre que cette dernière a subi une histoire tectonique complexe. Cette faille a initialement fonctionné en faille normale et en décrochement dextre à relativement haute température, au moins dans les conditions du faciès amphibolite, entraînant la formation de mylonites et d'ultramylonites. Au cours de son fonctionnement, la déformation a évolué de façon asymétrique latéralement et symétrique longitudinalement en décrochement sénestre avec un faible mouvement vertical à relativement basse température entraînant la formation de péridotites schistosées et serpentinisées et l'altération des roches dans les conditions du faciès schiste vert. Dans cette zone de cisaillement, on observe donc une continuité de la déformation avec un changement progressif de cinématique.

Dans cette faille, les filons recoupant le manteau sont orientés parallèlement à la schistosité et à la foliation et suivent donc la direction de la zone de cisaillement (i.e. N160). Ces dykes montrent une déformation plastique de haute température marquée par une intense foliation pénétrative et des déformations intracristallines. Ces filons se sont donc injectés dans le manteau au cours du fonctionnement de la faille de Muqbaryah. Les dykes de diopsidites témoignent de la circulation de fluides hydrothermaux de haute température (> 800°C) dans la zone de cisaillement *(Python et al., 2007)* et les filons gabbroïques et pyroxénitiques, chenaux de migration des magmas du manteau vers la croûte, indiquent la circulation de magma (1100° - 1200°C) dans cette zone de faille. Ainsi, la présence de ces filons déformés dans la zone de cisaillement indique que la déformation a débuté à très haute température, dans des conditions magmatiques et donc que cette faille est contemporaine de l'activité du centre d'expansion océanique. La faille de Muqbaryah est donc très probablement une faille, initialement syn-magmatique, au même titre que celles d'Al Asih et du wadi Suqt.

Localement, la présence de filonnets de gabbronorites recoupant la schistosité des péridotites indique que des magmas se sont encore injectés dans cette zone de cisaillement après la déformation. La zone de cisaillement actuellement « fossilisée » dans la région de Muqbaryah reflète un niveau stratigraphique donné dans la section mantellique. La présence de filonnets post-cinématiques dans cette zone suggère donc que des corps magmatiques avoisinants (probablement plus profonds) n'étaient pas encore totalement cristallisés au moment du transfert de la déformation.

La faille de Muqbaryah correspond donc à une zone de cisaillement ayant joué dans une très large gamme de température (de syn-magmatique à schiste vert). Enracinée dans le manteau, son fonctionnement est probablement contemporain de l'activité de la ride océanique.

III. Etude géochimique

Comme je l'ai écrit précédemment, du fait des nombreux échantillons récoltés dans ce massif, j'ai focalisé mon étude géochimique sur certaines coupes situées au sommet ou à proximité du diapir de Maqsad (Tuff, Mahram Sud et Nord), et sur d'autres plus excentrées par rapport à cette structure (wadi Dima, wadi Sayjani). Quelques analyses ont également été réalisées sur des échantillons situés au centre (04OM38) et au Sud (04OM39, 04OM40) du massif *(cf. planche 4.1a)*. Comme pour les autres massifs, les données utilisées dans les

diagrammes sont des moyennes par minéraux et par échantillons *(annexe 1C)* et, dans le cas des éléments majeurs, je n'évoquerai dans ce chapitre que les éléments relativement abondants dans les minéraux et montrant des variations significatives. Dans cette étude géochimique, je vais m'intéresser aux variations de la composition des minéraux, en éléments majeurs et/ou en éléments en traces à différentes échelles, en commencent par celle du massif (quelques dizaines de kilomètres) jusqu'à celle de la lame mince (profils chimiques à l'interface entre les lits) en passant par celle des coupes (échelle de 50 à 300 m).

III.1. Composition des minéraux en éléments majeurs à l'échelle du massif

Dans l'étude de terrain précédente, nous avons observé des différences pétrographiques, minéralogiques et structurales relativement nettes entre les différentes coupes localisées à proximité du diapir et entre les différents affleurements du massif qui peuvent, *a priori*, résulter de différentes positions dans la colonne magmato-stratigraphique et/ou par rapport au centre d'expansion océanique. Il est maintenant intéressant de regarder si ces variations sont corrélées à des variations géochimiques et si les hypothèses émises à partir des observations de terrain sont confirmées par l'étude chimique. De ce fait, dans ce paragraphe, je vais dans un premier temps étudier la composition des minéraux en éléments majeurs dans les différentes lithologies observées dans le massif et dans un second temps je vais comparer la composition des minéraux en éléments majeurs entre les différentes coupes étudiées.

III.1.a. Composition des minéraux dans les deux familles lithologiques

III.1.a.1. Composition des Clinopyroxènes

Dans le diagramme de composition des pyroxènes (En - Wo - Fs), les Cpx des échantillons du massif de Sumail sont des diopsides (s.l.) et des augites magnésiennes *(fig.4.64a)*. Ils présentent des proportions d'En comprises entre 42,8 % et 51,4 %, des proportions de Wo comprises entre 42,3 % et 51,7 % et des proportions de Fs comprises entre 0 % (i.e. sous ou proche de la limite de détection du Fe^{2+}) et 10,3 %. Certains diopsides sont particulièrement riches en calcium (Wo > 50 %) et s'observent essentiellement dans les wehrlites à Cpx tardifs et celles à Cpx et Plg tardifs *(fig.4.64b)*. Les augites magnésiennes se trouvent principalement dans les roches gabbroïques et en particulier dans les gabbros à Ol (s.l.). Des diopsides purs, essentiellement constitués de magnésium et de calcium sont relativement courants dans certaines wehrlites à Cpx tardifs (s.l.) et certaines dunites (s.s.) *(fig.4.64b)*. On peut noter que les Cpx enrichis en calcium et les diopsides purs s'observent dans les wehrlites (s.l.) et les dunites (s.l.) sous forme de cristaux interstitiels et/ou en inclusion dans les chromites.

Dans le diagramme, on peut aisément délimiter deux nuages de points distincts pour les deux familles de roches (roches gabbroïques et péridotites/pyroxénites) même si dans le détail on observe un certain recoupement des données *(fig.4.64a)*.

Les lithologies de la famille des péridotites/pyroxénites sont caractérisées par des Cpx enrichis en calcium (44,7 % < Wo < 51,7 %) et appauvris en fer (0 % < Fs < 7 %) par rapport aux roches gabbroïques et forment un nuage de point globalement allongé vers le pôle Wo *(fig.4.64b)*. Cette distribution des points montre que les variations de composition du Cpx dans les différentes lithologies de cette famille sont essentiellement marquées par des variations du pourcentage en calcium et donc que les Cpx des différents échantillons de cette famille présentent des compositions en fer et en magnésium relativement constantes. On constate que les lithologies à Cpx tardif et/ou sans Cpx (i.e. dunite, dunite à Plg, cumulat

wehrlitique, wehrlite à Cpx tardif et wehrlite à Cpx et Plg tardifs,) sont concentrées dans la partie supérieure du nuage et présentent donc des Cpx globalement plus calciques (Wo > 48 %) que ceux des lithologies à Cpx précoce et/ou à Opx (i.e. clinopyroxénite (s.l.), wehrlite à Cpx précoce (s.l.), webstérite à Plg, wehrlite à Cpx et Opx tardifs, harzburgite lherzolitique) situées à la base de ce dernier *(fig.4.64b)*.

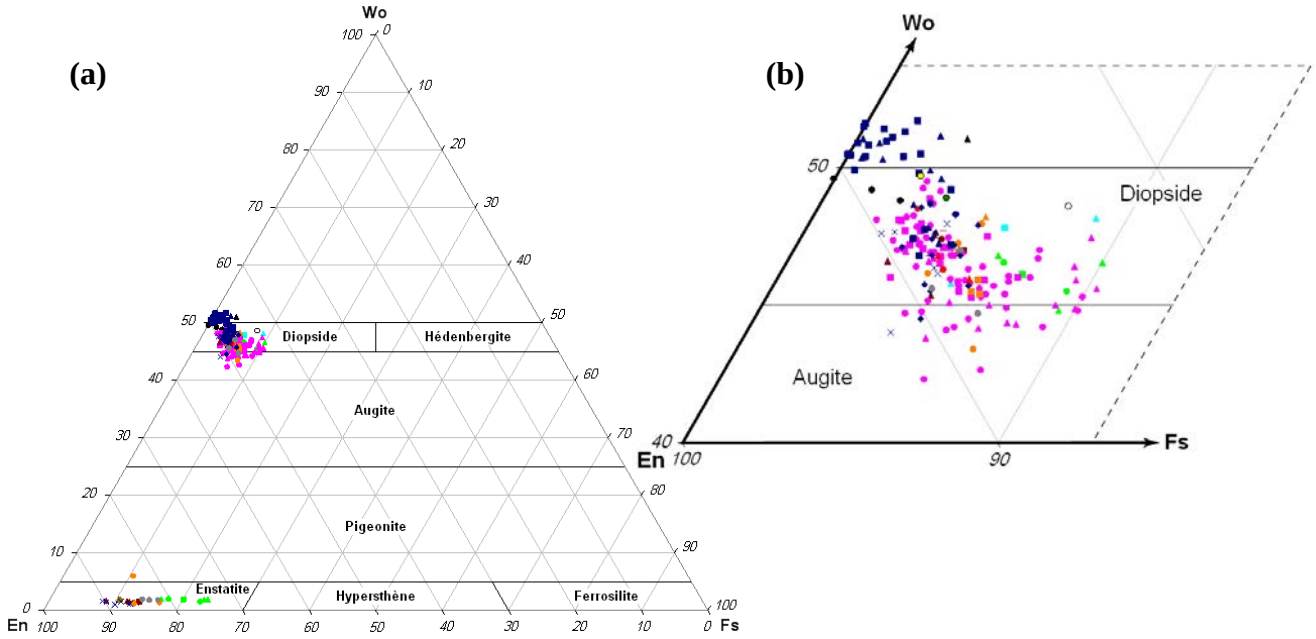


Figure 4.64 : a) Composition des Cpx dans les différentes lithologies du massif de Sumail (En : $Mg_2Si_2O_6$, Wo : $Ca_2Si_2O_6$, Fs : $Fe_2Si_2O_6$) La composition des Opx en équilibre avec les Cpx est également reportée. b) Détail du diagramme. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire (page 684).

Les lithologies de la famille des roches gabbroïques sont caractérisées par des Cpx pauvres en calcium (42,3 % < Wo < 49,5 %) et riches en fer (2,1 % < Fs < 10,3 %) par rapport aux péridotites/pyroxénites et forment un nuage de point allongé plus ou moins parallèlement au côté En - Fs *(fig.4.64b)*. Cette répartition des points montre que les variations de composition du Cpx dans les différentes lithologies de cette famille sont principalement régies par les variations en fer et en magnésium alors que ces Cpx présentent des compositions en calcium relativement constantes. On constate que les leucogabbros (à Ol et sans Ol), les gabbronorites (s.l.) et les « autres lithologies » (i.e. gabbro altéré) sont principalement concentrés à droite du nuage et présentent donc des Cpx riches en fer tandis que les mélagabbros (avec ou sans Ol), les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) et la plagioclasite s'observent essentiellement à gauche du nuage et montrent donc des Cpx plus magnésiens *(fig.4.64b)*.

La composition fortement magnésienne des Cpx dans les lithologies du massif de Sumail se reflète dans leur XMg (100 * (Mg / ($Mg+Fe^T$))) qui varie dans un intervalle relativement restreint de 80,8 % à 97,8 % *(fig.4.65)*. Les Cpx des péridotites/pyroxénites montrent des compositions très magnésiennes avec des XMg compris entre 86,2 % et 97,8 % ; ceux présentant les XMg les plus élevés s'observent dans certaines wehrlites à Cpx tardif (s.l.) et ceux montrant les XMg les plus faibles se trouvent dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif et dans une webstérite à Plg *(fig.4.65)*. Une certaine dualité semble encore se dessiner entre les roches à Cpx tardif et/ou sans Cpx (i.e. wehrlite à Cpx tardifs, dunite, wehrlite à Cpx et Plg tardifs) et celles à Cpx précoce et/ou à Opx (i.e. webstérite à Plg, harzburgite lherzolitique, wehrlite à Cpx précoce (s.l.), clinopyroxénite (s.l.), wehrlite à Cpx et Opx

tardifs), les Cpx de ces dernières ayant globalement des compositions moins magnésiennes (XMg < ~ 93 %). Les Cpx des roches gabbroïques ont des XMg globalement plus faibles par rapport à ceux des péridotites/pyroxénites, compris entre 80,8 % et 93,8 %. Les Cpx les moins magnésiens s'observent dans les gabbronorites (s.l.) et les plus magnésiens dans un gabbro à Ol (s.s.) et une troctolite *(fig.4.65)*. Parmi les roches gabbroïques, les gabbros à Ol (s.l.) décrivent l'ensemble du spectre de composition des Cpx. On note une intersection du champ des deux familles de roches pour des valeurs de XMg autour de 89 % - 90 %.

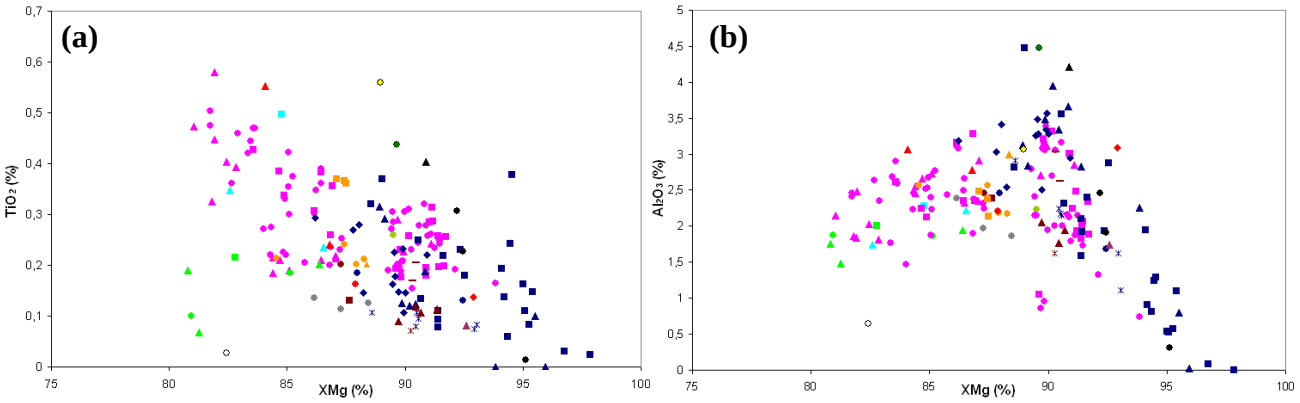


Figure 4.65 : Composition des Cpx en titane (a) et en aluminium (b) en fonction du XMg du Cpx dans les différentes lithologies du massif de Sumail. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Dans l'ensemble des lithologies, les Cpx présentent des teneurs en TiO_2 comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection de la microsonde qui est de 0,08 %, *cf. annexe 1*) et 0,58 % *(fig.4.65a)*. Les deux familles de roches décrivent globalement les mêmes gammes de compositions mais on constate que les Cpx les moins titanifères s'observent dans certaines péridotites/pyroxénites (i.e. wehrlites à Cpx tardifs (s.l.) et dunites (s.s.)) et que les plus titanifères se trouvent dans certaines roches gabbroïques (i.e. leucogabbro à Ol, leucotroctolite à Cpx et plagioclasite). Dans la famille des roches gabbroïques, les Cpx des différentes lithologies présentent des teneurs en titane relativement variées mais la majorité des échantillons est située dans l'intervalle 0,14 % < TiO_2 < 0,50 %. On note cependant que les Cpx des gabbronorites (s.l.) ont majoritairement de faibles teneurs en TiO_2 (< 0,22 %) tandis que les Cpx de la plagioclasite sont parmi les plus riches en titane (TiO_2 ~ 0,56 %). Dans la famille des péridotites/pyroxénites, on peut noter que les Cpx des clinopyroxénites (s.l.), des webstérites à Plg et de la harzburgite lherzolitique ont de faibles valeurs de titane (TiO_2 < 0,21 %) tandis que les Cpx du cumulat wehrlitique sont les plus titanifères (TiO_2 ~ 0,44 %).

Les teneurs en aluminium des Cpx dans l'ensemble des échantillons sont comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,07 %) et 4,5 % *(fig.4.65b)*. L'ensemble de ce spectre de composition est défini par les Cpx de la famille des péridotites/pyroxénites, les lithologies présentant les Cpx les moins alumineux correspondant à certaines wehrlites à Cpx tardifs (s.l.) et celles montrant les Cpx les plus riches en Al_2O_3 étant un cumulat wehrlitique et une wehrlite à Cpx tardif (s.s.). Les Cpx des roches gabbroïques présentent des teneurs en aluminium relativement constantes centrées sur une valeur moyenne Al_2O_3 ~ 2,5 %. Les Cpx les moins alumineux s'observent dans un gabbro altéré (« autre lithologie » de ma classification) (Al_2O_3 ~ 0,65 %) tandis que ceux présentant les teneurs les plus élevées en aluminium se trouvent dans un gabbro à Ol (s.s.) (Al_2O_3 ~ 3,39 %). On peut noter que, dans le diagramme *(fig.4.65b)*, les péridotites/pyroxénites définissent un nuage de point traduisant une augmentation très forte et rapide de la teneur en Al_2O_3 du Cpx pour une décroissance modérée du XMg. Les roches gabbroïques forment, quant à elles, dans ce même diagramme, un nuage de point allongé parallèlement à l'axe des abscisses qui reflète au contraire une

variation importante du XMg_{cpx} pour une décroissance très faible de la teneur en aluminium des Cpx.

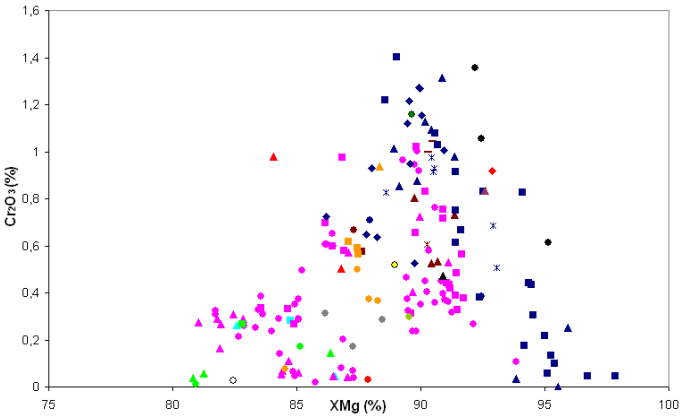


Figure 4.66 : Composition des Cpx en chrome en fonction du XMg du Cpx dans les différentes lithologies du massif de Sumail. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Dans l'ensemble des lithologies, les Cpx ont des teneurs en chrome comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,09 %) et 1,4 % *(fig.4.66)*. Comme précédemment, cet intervalle de composition en chrome est défini par les Cpx des péridotites/pyroxénites, la lithologie présentant les Cpx les moins chromifères étant une wehrlite à Cpx et Plg tardifs et celle ayant les Cpx les plus riches en chrome étant une wehrlite à Cpx tardif (s.s.). Cependant, contrairement au comportement de l'aluminium, les Cpx des deux familles de roches présentent des gammes de composition en chrome équivalentes. Dans la famille des roches gabbroïques, les Cpx les plus chromifères (Cr_2O_3 ~ 1 %) s'observent dans un mélagabbro à Ol et un gabbro à Ol (s.s.) tandis que ceux présentant les valeurs en chrome les plus faibles (i.e. sous la limite de détection) se trouvent dans certaines gabbronorites (s.l.), certains gabbros à Ol (s.l.) (leucogabbro à Ol, gabbro à Ol (s.s.) et gabbro à Ol et à Opx tardif), une troctolite à Cpx et un leucogabbro. On note également que les Cpx des gabbros (s.l.) et des gabbronorites (s.l.) ont majoritairement de faibles teneurs en chrome (Cr_2O_3 < 0,3 %). Dans le diagramme Cr_2O_3 vs. XMg *(fig.4.66)*, on observe comme précédemment des évolutions de composition différentes entre les deux familles de roches. En effet, les péridotites/pyroxénites définissent une corrélation négative entre la teneur en chrome des Cpx et le XMg tandis que les roches gabbroïques définissent une corrélation positive entre ces deux paramètres.

Dans les diagrammes Al_2O_3 vs. XMg *(fig.4.65b)* et Cr_2O_3 vs. XMg *(fig.4.66)*, il est possible que les évolutions particulières des péridotites/pyroxénites aient une signification génétique i.e. évolution d'un magma parent de composition différente de celui des roches gabbroïques. Cependant il est important de noter que les Cpx observés dans certaines wehrlites à Cpx tardif (s.l.) voire certaines dunites (s.s.) et présentant des XMg > 95 % (i.e. diopside pur) et des teneurs en TiO_2, Al_2O_3 et Cr_2O_3 très faibles peuvent correspondre à des Cpx hydrothermaux résultant de processus métamorphiques liés à la circulation d'eau de mer et de fluides carbonatés de haute température dans les cumulats ultramafiques *(Python et al., 2007)*. On constate que si on fait abstraction de ces compositions particulières, les évolutions chimiques définies précédemment disparaissent et les lithologies de la famille des péridotites/pyroxénites montrent alors globalement les mêmes évolutions que les roches gabbroïques. Nous discuterons plus en détail de ces évolutions dans la discussion *(chap.7)*.

Comme je l'ai déjà mentionné dans les chapitres précédents, le XMg du Cpx permet de déterminer le degré de différenciation des roches par cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes et, lors de ce processus, la teneur en titane à tendance à augmenter et celle en chrome à diminuer dans le Cpx. De ce fait on constate, dans les diagrammes précédents

(fig.4.65 et 4.66), que les péridotites/pyroxénites sont globalement plus primitives (i.e. XMg et Cr_2O_3 élevés, TiO_2 faible) que les roches gabbroïques (en ne prenant pas en compte les faibles valeurs en chrome de certaines wehrlites pour les raisons énoncées précédemment). Au sein de la famille des péridotites/pyroxénites, les roches à Cpx précoce (s.l.) apparaissent globalement plus évoluées que celles à Cpx tardifs (s.l.) et dans la famille des roches gabbroïques, les leucogabbros à Ol et les gabbronorites (s.l.) sont généralement plus évolués que les autres lithologies. Ainsi, comme dans les autres massifs, les trends décrits par l'ensemble des lithologies pourraient s'interpréter en termes de cristallisation fractionnée d'un magma MORB primitif à basse pression *(cf. chap.2 et 3)*. Cependant plusieurs arguments montrent que ce processus n'a pu agir seul : 1) Certaines roches gabbroïques présentent les mêmes degrés de différenciation que certaines péridotites/pyroxénites, 2) les lithologies à Cpx précoce sont abondantes et relativement primitives par rapport à l'ensemble des roches gabbroïques et 3) les gabbronorites (s.l.) présentent les mêmes degrés de différenciation que les gabbros à Ol (s.l.) pour ce qui est des valeurs de XMg et de Cr_2O_3 et, pour un même XMg_{cpx}, elles sont plus pauvres en titane. Je reviendrai plus en détail sur ces caractéristiques dans la discussion *(chap.7)*.

III.1.a.2. Composition des Orthopyroxènes

Dans le diagramme de composition des pyroxènes (En - Wo - Fs) *(fig.4.64 et 4.67)*, les Opx des échantillons du massif de Sumail sont, comme les Cpx, regroupés à gauche du triangle, vers le côté En - Wo, et sont principalement concentrés dans le domaine des enstatites (En > 70 %). La majorité des Opx présentent, en effet, des teneurs en enstatite et en ferrosilite comprises entre 74,4 % et 90,4 % et entre 8 % et 23,8 % respectivement pour des teneurs en wollastonite globalement constantes (1 % < Wo < 2 %). Un seul échantillon, un gabbro à Ol et à Opx tardif, présente des Opx plus riches en calcium (Wo ~ 5,9 %) qui se positionnent à la limite du domaine des pigeonites *(fig.4.67)*.

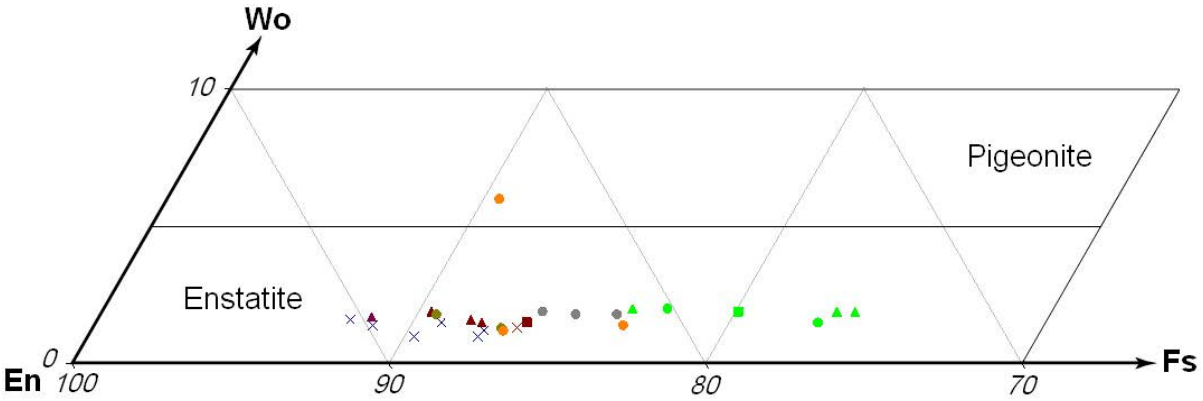


Figure 4.67 : Détail sur la partie inférieure du diagramme ternaire de la fig.4.63 montrant la composition des Opx dans les différentes lithologies du massif de Sumail. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Les Opx les plus riches en fer (Fs ≥ 16,7 %) s'observent dans les gabbronorites (s.l.) et en particulier dans certaines leucogabbronorites tandis que les enstatites les plus magnésiennes (En ≥ 88,7 %) se trouvent dans certaines wehrlites à Cpx et Opx tardifs et clinopyroxénites (s.l.) *(fig.4.67)*. Malgré le peu d'analyses effectuées, on constate que les Opx des péridotites/pyroxénites montrent globalement des compositions plus magnésiennes (81,9 %< En < 90,4 %) que ceux des roches gabbroïques (74,3 % < En < 87,6 %).

Dans l'ensemble des lithologies du massif de Sumail, les Opx présentent des XMg (100 * (Mg / ($Mg+Fe^T$))) compris entre 74,8 % et 90,5 % confirmant leur caractère magnésien

(fig.4.68). Dans le détail, les Opx de la majorité des échantillons, toutes lithologies confondues, sont concentrés dans une gamme de composition relativement restreinte comprise entre XMg ~ 82,1 % et XMg ~ 88,7 %. De part et d'autre de cet intervalle, les Opx les plus magnésiens (XMg ~ 90,4 %) s'observent dans certaines wehrlites à Cpx et Opx tardifs et dans la harzburgite lherzolitique et les Opx les plus ferreux (74,8 % < XMg < 82,1 %) sont ceux des gabbronorites (s.l.) *(fig.4.68)*. Parmi les péridotites/pyroxénites, les webstérites à Plg contiennent les Opx les moins magnésiens (82,5 % < XMg < 84,2 %).

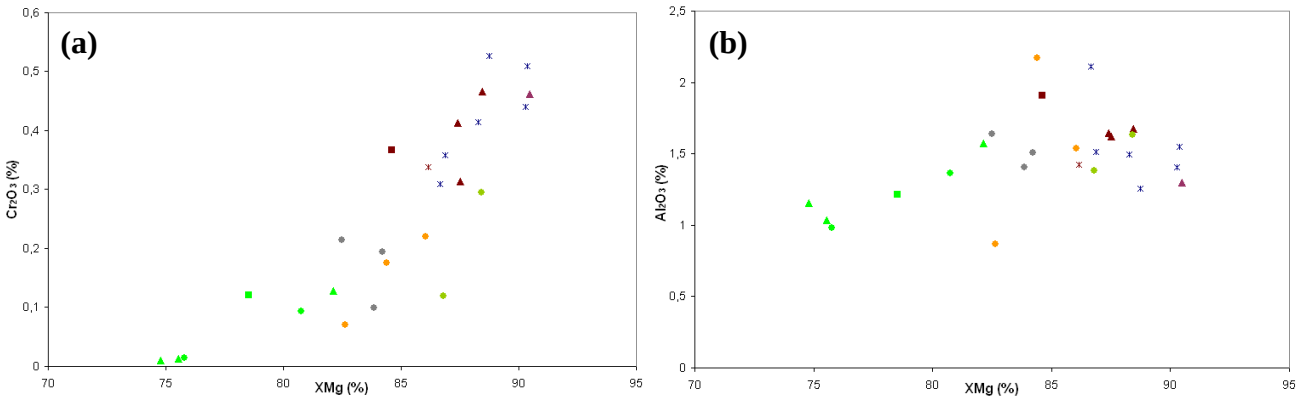


Figure 4.68 : Composition des Opx en chrome (a) et en aluminium (b) en fonction du XMg de l'Opx dans les différentes lithologies du massif de Sumail. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Les teneurs en chrome des Opx dans l'ensemble des échantillons sont comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,08 %) et 0,53 % *(fig.4.68a)*. Les lithologies présentant les Opx les plus chromifères sont les wehrlites à Cpx et Opx tardifs tandis que celles montrant les Opx les plus pauvres en chrome sont les gabbronorites (s.l.). Dans les péridotites/pyroxénites, la majorité des Opx présente des compositions concentrées vers de hautes teneurs en chrome ($Cr_2O_3 \geq 0,31$ %) supérieures à celles des roches gabbroïques *(fig.4.68a)*. Seuls les Opx des webstérites à Plg sont moins chromifères ($Cr_2O_3 \sim 0,1 - 0,22$ %) et montrent des compositions équivalentes à celles des Opx des lithologies gabbroïques. Dans la famille des roches gabbroïques, les Opx de la majorité des échantillons présentent des teneurs en chrome relativement faibles ($Cr_2O_3 < 0,22$ %), seule une gabbronorite à Ol montre des Opx plus chromifères ($Cr_2O_3 \sim 0,3$ %) de composition quasi équivalente à celles des Opx des péridotites/pyroxénites *(fig.4.68a)*.

Dans l'ensemble des lithologies, les teneurs en aluminium des Opx sont situées au dessus de la limite de détection de la microsonde (~ 0,07 %) et sont comprises entre ~ 0,87 % et ~ 2,17 % *(fig.4.68b)*. La plupart des Opx définissent un nuage de point centré autour d'une valeur moyenne $Al_2O_3 \sim 1,5$ % (1,25 % < Al_2O_3 < 1,91 %). Certains échantillons (wehrlite à Cpx et Opx tardifs, gabbro à Ol et à Opx tardif) ont des Opx légèrement plus alumineux ($Al_2O_3 > 2$ %) tandis que d'autres (gabbronorite (s.l.) et gabbro à Ol et à Opx tardif) présentent des Opx plus pauvres en aluminium ($Al_2O_3 < 1,2$ %) par rapport à cette composition moyenne *(fig.4.68b)*.

Dans le diagramme Cr_2O_3 vs. XMg_{opx} *(fig.4.68a)*, la plupart des péridotites/pyroxénites présentent des compositions plus primitives (i.e. XMg et Cr_2O_3 élevés) que celles des roches gabbroïques et l'ensemble des lithologies décrit un trend caractérisé par la diminution conjointe de la teneur en chrome et du XMg de l'Opx. Comme dans le cas du Cpx, ce trend pourrait refléter un mécanisme de cristallisation fractionnée à basse pression d'un magma MORB primitif sec, cependant on constate que les webstérites à Plg présentent le même degré de différenciation que les roches gabbroïques, que certains gabbros à Ol et Opx tardif

montrent les mêmes gammes de composition en chrome que certaines gabbronorites (s.s.) et, qu'une des gabbronorites à Ol présente des compositions relativement primitives.

III.1.a.3. Composition des Olivines

Dans le massif de Sumail, les Ol sont moyennement à fortement magnésiennes avec des Fo compris entre 76,1 % et 90,5 % *(fig.4.69)*. Cette gamme de composition relativement étendue est portée par la famille des roches gabbroïques, les Ol les plus magnésiennes s'observant dans une troctolite et celles présentant les Fo les plus faibles se trouvant dans un gabbro à Ol (s.s.). Dans la famille des péridotites/pyroxénites, les Ol ont des Fo relativement élevés (83,7 % < Fo < 90,4 %), les Ol les plus magnésiennes s'observant dans un cumulat de harzburgite lherzolitique et dans une wehrlite à Cpx tardif et les plus ferreuses se trouvant dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif. Les Ol présentant les Fo les plus faibles (< 81,8 %) s'observent principalement dans les leucogabbros à Ol et les gabbros à Ol (s.s.). Comme le XMg des pyroxènes, le Fo est un marqueur du degré de différenciation des roches au cours de la cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes. De fait, on constate que la majorité des roches gabbroïques présente des compositions relativement évoluées mais qu'une quantité non négligeable de celles-ci présentent la même gamme de différenciation que les péridotites/pyroxénites *(fig.4.69)*. Cette répartition des lithologies en fonction du degré de différenciation est, comme dans le cas des pyroxènes, contre intuitive dans un schéma de cristallisation fractionnée d'un MORB primitif sec à basse pression. On peut noter que la troctolite présente une composition très primitive si on utilise le taux de forstérite comme index de différenciation mais qu'elle montre une composition légèrement plus évoluée si on utilise le XMg_{cpx} comme index. Ceci est lié au fait que les Cpx analysés dans la troctolite ne sont pas magmatique mais sont issus de réaction sub-solidus *(cf. chap.1, paragraphe II.1.d.1)*.

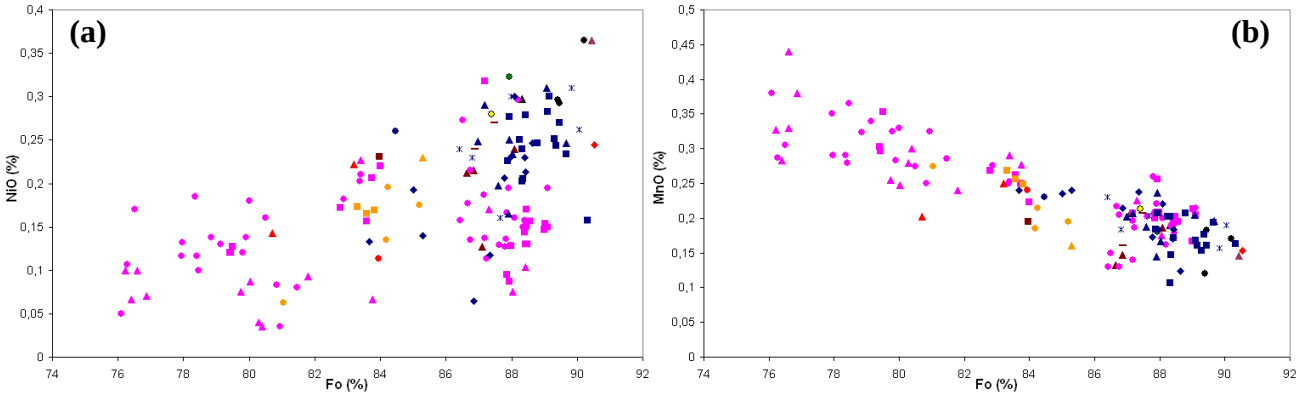


*Figure 4.69 : Composition des Ol en nickel (a) et en manganèse (b) en fonction du Fo (100 * (Mg / Mg + Fe)) dans les différentes lithologies du massif de Sumail. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.*

Dans l'ensemble des lithologies, les teneurs en nickel des Ol s'échelonnent de 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,14 %) à ~ 0,37 % *(fig.4.69a)*. Les Ol les plus pauvres en nickel s'observent principalement dans les gabbros à Ol (s.l.) tandis que les plus riches en nickel se trouvent dans une dunites (s.s.) et dans la harzburgite lherzolitique. Les Ol des péridotites/pyroxénites sont généralement riches en nickel (NiO > 0,2 % dans la majorité des échantillons) par rapport à celles des roches gabbroïques dont une grande partie présente des teneurs sous ou proche de la limite de détection *(fig.4.69a)*. Les teneurs en manganèse des Ol dans l'ensemble des échantillons sont toujours supérieures à la limite de détection (~ 0,1 %) avec des valeurs comprises entre ~ 0,11 % et ~ 0,44 % *(fig.4.69b)*. Les Ol les plus pauvres en manganèse se trouvent dans une wehrlite à Cpx tardif et celles présentant les teneurs les plus

élevées dans un leucogabbro à Ol. Contrairement au nickel, les Ol des péridotites/pyroxénites ont de faibles teneurs en manganèse (MnO < 0,24 %) tandis que celles des roches gabbroïques et en particulier des gabbros à Ol (s.l.) présentent les valeurs les plus élevées en MnO. Dans ces diagrammes de composition des Ol *(fig.4.69)*, l'ensemble des échantillons décrit des trends caractérisés par la diminution des teneurs en NiO ou l'augmentation des teneurs en MnO dans l'Ol avec la décroissance du Fo. Comme évoqué précédemment, ces trends reflètent un mécanisme de cristallisation fractionnée de phase ferromagnésiennes. En effet, le nickel a tendance à se comporter comme le magnésium et le manganèse comme le fer lors de l'incorporation de ces éléments dans la structure de l'Ol et, de ce fait, la teneur en NiO a tendance à diminuer et celle en MnO à augmenter dans cette dernière lors de la cristallisation fractionnée. Dans le diagramme NiO vs. Fo, on constate cependant qu'un groupe de gabbros à Ol (s.l.) primitifs (Fo > 86 %) est décalé vers des teneurs anormalement faibles en NiO par rapport au trend et donc par rapport aux péridotites/pyroxénites de même degré de différenciation. Par contre, dans le diagramme MnO vs. Fo, ce même groupe d'échantillon est situé sur le trend et montre des compositions identiques à celles des péridotites/pyroxénites *(fig.4.69a-b)*. Nous verrons dans la suite de ce chapitre, si ces gabbros à Ol (s.l.) appartiennent à une ou plusieurs coupes lithologiques.

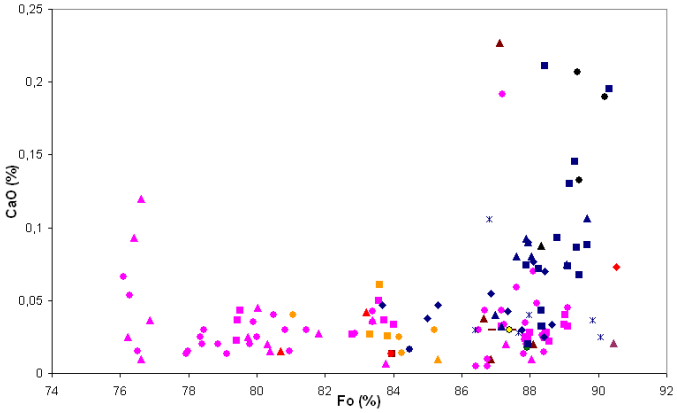


*Figure 4.70 : Composition des Ol en calcium en fonction du Fo (100 * (Mg / Mg + Fe)) dans les différentes lithologies du massif de Sumail. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.*

Dans les différentes lithologies, les Ol montrent des teneurs en calcium comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,04 %) et ~ 0,23 % *(fig.4.70)*. Dans la majorité des roches gabbroïques, les teneurs en calcium des Ol sont proches ou inférieures à la limite de détection, seuls certains gabbros à Ol (s.l.), un mélagabbro à Ol et à Opx tardif et la troctolite montrent des Ol plus calciques avec des teneurs atteignant jusqu'à 0,19 % de CaO. Au contraire, dans la famille des péridotites/pyroxénites, les Ol de la majorité des échantillons présentent des teneurs en calcium supérieures à la limite de détection, l'Ol la plus calcique (CaO ~ 0,23 %) s'observant dans une clinopyroxénite à Ol et Opx. On peut noter que la majorité des péridotites/pyroxénites montrant des Ol calciques sont ceux présentant les Ol les plus riches en nickel *(fig.4.69a et 4.70)*.

III.1.a.4. Composition des Feldspaths

Les feldspaths analysés dans les échantillons du massif de Sumail sont des Plg faiblement à fortement calciques présentant des teneurs en anorthite comprises entre 21,8 % et 98,9 % *(cf. annexe 1C)*. Dans la majorité des lithologies, les Plg décrivent cependant une gamme de composition plus restreinte s'échelonnant de An74 à An99, les Plg les plus sodiques (An22, An33 et An54) ne s'observant que dans des diorites et des gabbros altérés (« autres lithologies » de ma classification, *cf. chap.1*) *(fig.4.71)*. Les teneurs en anorthite les plus fréquentes dans les échantillons de ce massif (i.e. n > 15) se situent dans les intervalles

84 % < An < 88 % et 90 % < An < 94 % *(fig.4.71)*. Ces intervalles sont essentiellement définis par les gabbros à Ol (s.l.) qui y représentent plus de la moitié des échantillons.

Les roches gabbroïques décrivent l'ensemble du spectre de composition des Plg *(fig. 4.71)*. Les Plg les plus sodiques (An ~ 74,5 % - 75 %) s'observent dans un mélagabbro et un gabbro altéré et les plus calciques (An ~ 98,9 %) se trouvent dans un gabbro à Ol (s.s.). Ces compositions extrêmes ne peuvent pas s'expliquer dans un cadre purement magmatique anhydre, et reflètent soit de très fortes teneurs en eau des magmas parents soit des phénomènes d'altération. Dans cette famille, les Plg des gabbros à Ol (s.l.) ont une gamme de composition en anorthite très étendue (77,3 % < An < 98,9 %) tandis que ceux des troctolites (s.l.) sont regroupés dans un intervalle plus restreint et moyennement calcique (84,9 % < An < 90,6 %). Les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) et les gabbronorites (s.l.) ont, quant à eux, des Plg particulièrement calciques dont la teneur en anorthite varie de 85,8 % à 96,9 %.

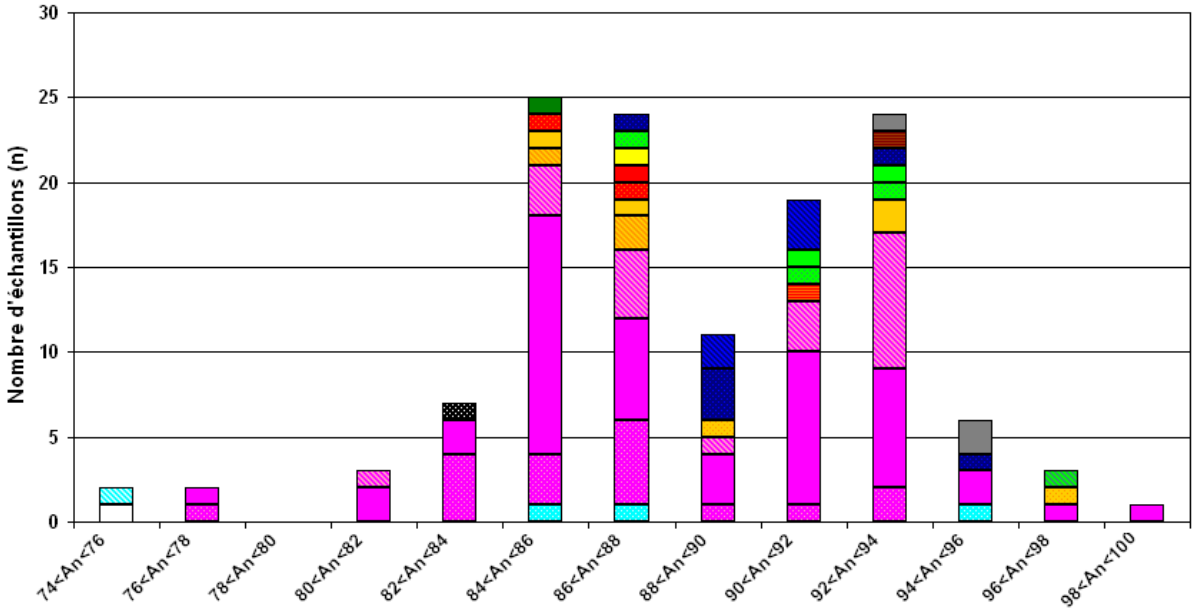


Figure 4.71 : Composition des Plg dans la majorité des lithologies du massif de Sumail. Les compositions les plus sodiques relativement rares et seulement observées dans les Plg des « autres lithologies» n'ont pas été reportées sur cet histogramme pour une meilleure lisibilité. Les intervalles sont définis à partir des pourcentages d'anorthite dans les Plg et selon un pas de 2 %. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Les Plg des péridotites/pyroxénites ont une gamme de composition en anorthite globalement équivalente à celle des Plg des roches gabbroïques, comprise entre 82,8 % et 95,7 % *(fig.4.71)*. Les Plg de la plupart des péridotites/pyroxénites (n ~ 14) sont cependant regroupés dans un intervalle plus restreint de compositions calciques, 88 % < An < 96 %. Dans cette famille de roches, les Plg les plus calciques (An > 94 %) s'observent dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif et dans la plupart des webstérites à Plg tandis que les plus sodiques (An ~ 82,8 %) se trouvent dans une dunite à Plg.

III.1.a.5. Composition des Oxydes

Les ilménites sont relativement rares dans les échantillons du massif de Sumail et ne s'observent que dans les « autres lithologies » (i.e. diorite) et dans certaines roches gabbroïques (mélagabbro, gabbro à Ol (s.s.) et leucogabbro à Ol). Dans ces échantillons, les ilménites présentent entre 48,9 % et 54,7 % de TiO_2, les plus fortes teneurs s'observant dans

les ilménites du gabbro à Ol (s.s.) *(cf. annexe 1C)*. Ces minéraux ont des teneurs en magnésium relativement variables comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,07 %) et 4,7 %, les teneurs les plus élevées s'observant encore une fois dans les ilménites du gabbro à Ol (s.s.). On constate que les ilménites des roches gabbroïques présentent des teneurs en magnésium plus élevés (4,7 % < MgO < 0,6 %) que celles des diorites (0 % < MgO < 0,1 %) *(cf. annexe 1C)*.

La majorité des oxydes observés dans les deux familles de roches de ce massif appartient au groupe des spinelles (s.l.). Les magnétites, spinelles riches en fer, contiennent de 88,5 % à 99,9 % de FeO^T (Fe_2O_3 + FeO) et des traces (i.e. généralement sous la limite de détection) de chrome (0 % - 6,2 %), de magnésium (0 % - 2,8 %), d'aluminium (0 % - 1,6 %) et de titane (0 % - 0,3 %). Des spinelles alumineux présentant entre 57,9 % et 66,6 % d'Al_2O_3 sont relativement courants dans certains échantillons de ce massif. Ils ont des Cr# compris entre 0 % et 3 % et des Mg#* s'échelonnant de 56,5 % à 80,7 % et correspondent à des pléonastes relativement riches en magnésium *(fig.4.72)*. On constate que ces pléonastes s'observent principalement dans les roches gabbroïques et que les plus magnésiens se trouvent dans certaines wehrlites (s.l.) *(fig.4.72)*. La majorité des spinelles dans les échantillons de ce massif correspond à des Mg-Al chromites présentant une gamme de composition assez étendue allant de chromites (s.l.) riches en magnésium avec un Mg#* ~ 72,3 % à des chromites (s.l.) riches en chrome et pauvres en aluminium, proches du pôle pur chromite (s.s.), avec un Cr# ~ 86,7 % *(fig.4.72)*.

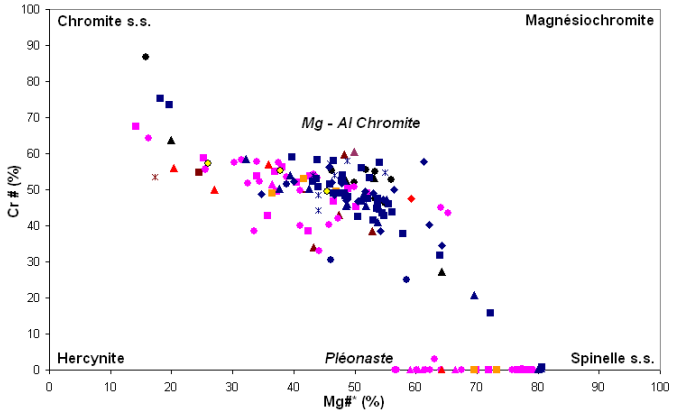


Figure 4.72 : Composition des spinelles dans les différentes lithologies du massif de Sumail. Pôles : Hercynite ($Fe^{2+}Al_2O_4$), Spinelle s.s. ($MgAl_2O_4$), Chromite s.s. ($Fe^{2+}Cr_2O_4$) et Magnésiochromite ($MgCr_2O_4$). Pléonaste : solution solide entre le pôle hercynite et le pôle spinelle, Mg-Al chromite = champ défini par les 4 pôles.

Dans l'ensemble des échantillons, les chromites (s.l.) présentent des teneurs en Cr_2O_3 comprises entre 18,6 % et 44,5 %, les spinelles les plus chromifères s'observant dans la harzburgite lherzolitique et ceux présentant les teneurs les plus faibles en chrome se trouvant dans une wehrlite à Cpx et Plg tardifs *(fig.4.73a)*. Les chromites des deux familles de roches présentent globalement les mêmes teneurs en chrome, les spinelles présentant les compositions les plus extrêmes (Cr_2O_3 < 23 % et Cr_2O_3 > 41 %) s'observant cependant dans les péridotites/ pyroxénites.

Dans l'ensemble des chromites analysées, les teneurs en aluminium sont comprises entre 3,2 % et 47,5 %. Les chromites les plus alumineuses, qui sont également les moins chromifères, se trouvent dans une wehrlite à Cpx et Plg tardifs et celles présentant les teneurs les plus faibles en aluminium s'observent dans une dunite (s.s.) *(fig.4.73a)*. Comme pour les teneurs en chrome, les teneurs en aluminium sont équivalentes dans les chromites (s.l.) des deux familles de roche avec une valeur moyenne autour de Al_2O_3 ~ 22 % et les compositions extrêmes (Al_2O_3 > 31,5 % et Al_2O_3 < 9,8 %) s'observent dans les chromites des péridotites/ pyroxénites.

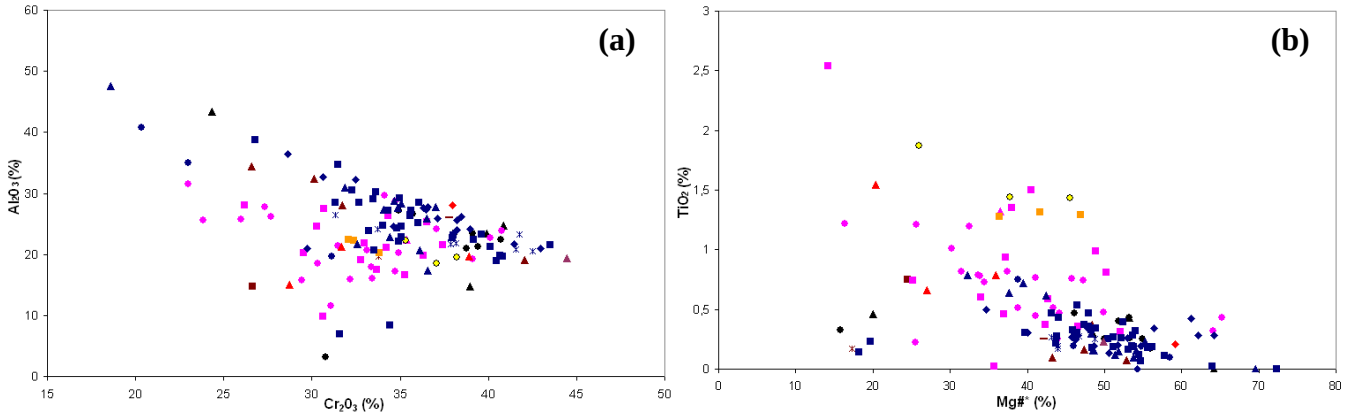


Figure 4.73 : Composition des chromites en chrome et en aluminium (a) ainsi qu'en magnésium (Mg#) et en titane (b) dans les échantillons du massif de Sumail. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.*

Dans le diagramme Al_2O_3 vs. Cr_2O_3 *(fig.4.73a)*, on observe une importante dispersion de la composition en aluminium des chromites dans les échantillons pour une teneur en Cr_2O_3 donnée. On observe également une dispersion importante de la composition des chromites en Cr_2O_3 dans les échantillons pour une teneur en aluminium donnée. Les principaux éléments entrant dans la formule structurale de la chromite sont l'aluminium, le fer, le chrome et le magnésium *(cf. annexe 1C)* et on considère, peut être à tort pour certains de ces éléments, qu'ils se trouvent sous la forme Al^{3+}, Fe^{3+}, Fe^{2+} ,Cr^{3+} et Mg^{2+}. De ce fait, les oxydes les plus abondants dans les chromites sont l'Al_2O_3, le Fe_2O_3, le FeO, le Cr_2O_3 et le MgO *(cf. annexe 1C)*. Les substitutions entre les différents éléments (i.e. entre ions de même valence et/ou de même rayon ionique) sont courantes dans les chromites et, de ce fait, les variations du Cr_2O_3 et de l'Al_2O_3 dans le diagramme peuvent être liées à des variations du MgO, du FeO et/ou du Fe_2O_3 dans les chromites. On constate cependant que, dans les échantillons, le fer ferreux évolue à l'inverse du magnésium (i.e. il diminue quand le magnésium augmente) et que l'aluminium et le magnésium sont corrélés, i.e. ils augmentent tout les deux avec la diminution en chrome *(cf. fig.4.77)*. De ce fait, la dispersion des points dans le diagramme reflète les variations de composition du Fe_2O_3 dans les chromites. La diminution des teneurs en aluminium et en chrome dans la majorité des chromites des roches gabbroïques témoigne donc, *a priori*, d'une augmentation de la teneur en fer ferrique de ces minéraux et donc d'un degré d'oxydation plus important dans le système où ont cristallisé ces échantillons.

Comme observé précédemment *(fig.4.72)*, les chromites (s.l.) dans l'ensemble des lithologies présentent des valeurs de Mg#* comprises entre 14,1 % et 72,3 % *(fig.4.73b)*. Les chromites les plus magnésiennes s'observent dans une wehrlite à Cpx tardif et celles présentant les Mg#* les plus faibles se trouvent dans un mélagabbro à Ol. Dans les deux familles de roches, les chromites présentent globalement les mêmes gammes de composition en Mg#*. Les teneurs en titane sont relativement faibles dans les chromites (s.l.) des différents échantillons avec des valeurs comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,07 %) et 2,5 % *(fig.4.73b)*. Les chromites les plus riches en titane s'observent dans un mélagabbro à Ol et celles montrant les teneurs les plus faibles se trouvent dans la dunite à Plg, dans un mélagabbro à Ol et dans certaines wehrlites (s.l.). Les chromites des péridotites/ pyroxénites ont généralement des teneurs très faibles en titane (TiO_2 < 0,8 %) tandis que celles de la majorité des roches gabbroïques présentent des teneurs en titane globalement plus élevées comprises entre 0,2 % et 2,5 %. Parmi les roches gabbroïques, les chromites des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) et des plagioclasites sont concentrées vers des teneurs élevées en titane comprises entre ~ 1,28 % et ~ 1,87 %.

III.1.a.6. Composition des Amphiboles

A partir de l'étude pétrographique *(chap.1)*, on constate que la majorité des amphiboles analysées dans les échantillons du massif de Sumail sont secondaires et issues de l'altération des pyroxènes ou de réactions sub-solidus. De rares amphiboles primaires ont également été analysées dans un mélaggabbro *(04OM38G)*, une troctolite *(08MA63C)* et une diorite (i.e. « autre lithologie ») *(04OM38E)*. De nombreuses amphiboles incluses dans des chromites, dont l'origine est difficile à déterminer sur des critères pétrographiques, ont enfin été étudiées dans la majorité des wehrlites à Cpx tardif (s.s.) et des dunites (s.s.) de ce massif. Ces différents types d'amphiboles sont magnésiens ($Mg / (Mg + Fe^{2+}) > \sim 0,77$) et calciques ($(Ca+Na)_B \geq 1,00$ et $Ca_B \geq 1,50$) (*Leake et al., 1997*) et présentent des teneurs en CaO comprises entre 10,1 % et 18,5 % et des teneurs en Na_2O s'échelonnant de 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,12 %) à 4,6 % *(cf. fig.4.74 et annexe 1C)*. Il est important de noter qu'il est courant d'observer plusieurs générations d'amphiboles au sein d'un même échantillon.

Dans les wehrlites à Cpx tardif (s.s.) et les dunites (s.s.), les amphiboles s'observant en inclusion dans les chromites sont généralement riches en sodium ($(Na+K)_A \geq 0,50$) et pauvres en silice ($Si < 6,6$) et correspondent principalement à des magnésio-hastingsites ($^{VI}Al < Fe^{3+}$) et plus rarement à des pargasites ($^{VI}Al \geq Fe^{3+}$) et des édénites *(fig.4.74b)*. Seule une dunite (s.s.) montre des amphiboles légèrement plus pauvres en sodium ($(Na+K)_A \sim 0,49$) de composition tschermakitique *(fig.4.74a)*. L'ensemble de ces amphiboles présente des teneurs en chrome très élevées comprises entre 2,2 % et 4,1 %, alors que les teneurs en Cr_2O_3 des amphiboles dans les autres échantillons sont généralement inférieures à 0,65 % *(cf. annexe 1C)*. Il faut noter que ces teneurs en chrome ne reflètent, en aucun cas une contamination par le minéral hôte, les analyses bouclant, en tenant compte de l'H_2O, entre 99,7 % et 100,9 % *(cf. annexe 1C)*. A l'exception de la tschermakite ($Na_2O \sim 2,75$ %), elles ont également des teneurs en sodium plus élevées que celles des amphiboles les plus sodiques des autres échantillons avec des valeurs de Na_2O de 3,4 % à 4,4 % contre de 2,1 % à 3,4 % pour les autres échantillons. On remarque que ces amphiboles chromifères incluses dans les chromites de certaines péridotites présentent des compositions équivalentes aux « Cr - Na pargasites » observées en inclusion dans les chromites de chromitites étudiées dans divers « pods » de l'ophiolite d'Oman *(Borisova et al., sous presse)*.

Les amphiboles magmatiques observées dans le mélagabbro et dans la troctolite sont relativement riches en sodium ($(Na+K)_A \geq 0,50$) et pauvres en silice ($Si < 6,5$) et correspondent à des pargasites ($^{VI}Al \geq Fe^{3+}$) *(fig.4.74b)*. Les amphiboles du mélagabbro sont cependant appauvries en magnésium ($(Mg / (Mg+ Fe^{2+}) \sim 0,77$) par rapport à celles de la troctolite ($0,98 < Mg / (Mg+ Fe^{2+}) < 1$) et sont d'ailleurs les moins magnésiennes parmi l'ensemble des amphiboles analysées ($(Mg / (Mg+ Fe^{2+}) > 0,78$). On remarque également que les pargasites du mélagabbro présentent des teneurs en titane très élevées ($TiO_2 \sim 3,1$ %) par rapport aux amphiboles des autres lithologies ($TiO_2 < 1,8$ %) *(cf. annexe 1C)*. Contrairement aux amphiboles primaires des cumulats gabbroïques, celles de la diorite (i.e. « autre lithologies ») sont relativement pauvres en sodium ($(Na+K)_A < 0,50$) et correspondent à des magnésio-hornblendes ($Si \sim 6,7$) (*(fig.4.74a)*.

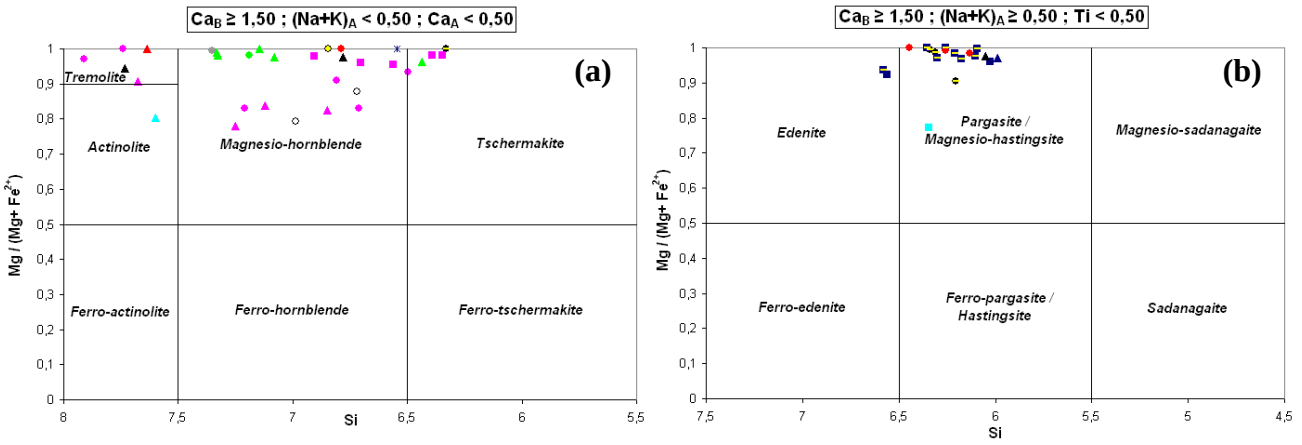


Figure 4.74 : Classification des amphiboles calciques ($(Ca+Na)_B \geq 1,00$ et $Ca_B \geq 1,50$) selon Leake (1978 et 1997) montrant la composition des amphiboles dans les différentes lithologies du massif de Sumail. a) Amphiboles montrant un $(Na+K)_A < 0,50$ et un $Ca_A < 0,50$. b) Amphiboles montrant un $(Na+K)_A \geq 0,50$ et un $Ti < 0,50$. Pargasite / Ferro-pargasite ($^{VI}Al \geq Fe^{3+}$) ; Magnesio-hastingsite / Hastingsite ($^{VI}Al < Fe^{3+}$). Les éléments (Ca, Na, Si, Mg…) et les lettres (A, B) font respectivement référence aux nombres d'atomes et aux sites dans la formule structurale des amphiboles. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire. Les échantillons présentant des amphiboles riches en chrome sont identifiés par un trait jaune en plus du symbole pour la lithologie.

La plupart des amphiboles secondaires analysées dans les échantillons du massif de Sumail sont relativement pauvres en sodium ($(Na+K)_A < 0,50$) avec des compositions s'échelonnant des domaines des trémolites/actinolites jusqu'au domaine des tschermakites *(fig.4.74a)*. Dans la famille des roches gabbroïques, la majorité des lithologies est concentrée dans le domaine des magnésio-hornblendes. Cependant, des amphiboles plus siliceuses (Si > 7,5) de type actinolite et trémolite s'observent respectivement dans le leucogabbro et dans une leucotroctolite et certains gabbros à Ol (s.l) tandis que de rares tschermakites (Si < 6,5) se trouvent dans une leucogabbronorite et dans quelques gabbros à Ol (s.l.). La plupart des amphiboles appauvries en sodium observées dans les péridotites/pyroxénites sont également des magnésio-hornblendes, seule une dunite à Plg présente des amphiboles plus siliceuses de type trémolite *(fig.4.74a)*. Les quelques amphiboles secondaires riches en sodium ($(Na+K)_A \geq 0,50$) observées dans les échantillons se trouvent dans les wehrlites à Cpx tardif, les wehrlites à Cpx et Plg tardifs et dans une dunite à Plg *(fig.4.74b)*. Ces amphiboles sont généralement pauvres en silice (Si < 6,1) et riches en aluminium ($^{VI}Al \geq Fe^{3+}$) et correspondent à des pargasites, seule une wehrlite à Cpx tardif (s.s.) montre des amphiboles plus siliceuses de type édénite.

III.1.b. Composition des minéraux dans les différentes coupes

Ce paragraphe à deux objectifs. Dans un premier temps, je vais vérifier si le degré de différenciation des cumulats varie vers le haut de la section crustale, ce à quoi l'on peut s'attendre, *a priori*, dans les coupes où les relations de terrain ont permis d'établir une stratigraphie claire depuis la base de la croûte (Tuff, wadi Dima et wadi Sayjani). Cela me permettra de vérifier l'hypothèse que j'ai émise au vu des observations de terrain et de l'étude pétrographique comme quoi certaines coupes présentant des contacts faillés avec le manteau étaient situées à des niveaux magmato-stratigraphiques relativement élevés dans la croûte (Mahram Nord et Sud). Dans un second temps, l'étude de la composition des minéraux dans les différentes coupes va permettre de déterminer les processus de différenciation, mélange, etc… à l'origine de la construction de la croûte du massif de Sumail. Ainsi, dans ce

paragraphe, je ne vais pas reprendre l'ensemble des index géochimiques précédents mais seulement me focaliser sur le XMg_{cpx} et le Fo (± TiO_2 et Cr_2O_3 dans le Cpx) qui permettent de déterminer le degré de différenciation des roches par cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes, ainsi que sur certains index présentant des variations de composition significatives d'une coupe à l'autre, ceci afin de mettre le doigt sur la variabilité des processus en fonction de leur position par rapport au diapir et à l'axe d'expansion.

Dans le diagramme TiO_2 vs. XMg_{cpx} *(fig.4.75a)*, on constate que de nombreux échantillons de la coupe de Tuff présentent des Cpx avec des valeurs de XMg élevées associées à des teneurs en titane faibles. Le titane augmentant dans les Cpx au cours de la cristallisation fractionnée, ces compositions semblent refléter le caractère primitif des échantillons de cette coupe, ce qui est en accord avec les valeurs élevées de Fo dans les Ol *(fig.4.75b)*. Cependant, les Cpx de ces échantillons sont également anormalement pauvres en chrome (et en aluminium) *(fig.4.65b et 4.76a)*, ce qui va à l'encontre de cette hypothèse, le chrome étant un élément compatible. Comme je l'ai dit précédemment *(paragraphe II.1.a.1)*, les Cpx présentant ces compositions particulières correspondent probablement à des Cpx « hydrothermaux » et leur composition ne reflète donc pas le caractère plus primitif des cumulats de la coupe de Tuff mais indique une importante circulation hydrothermale de haute température lors de la cristallisation de ces derniers.

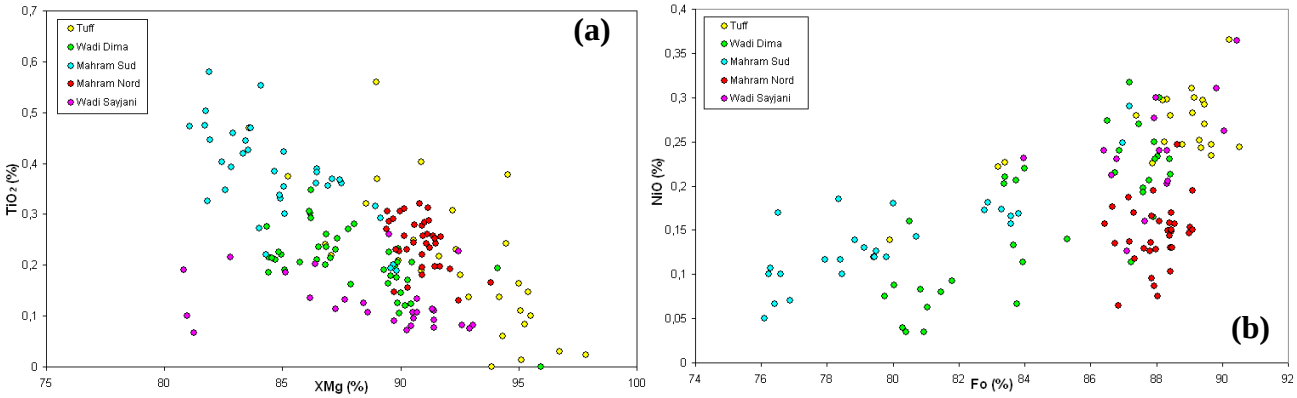


Figure 4.75 : Composition des Cpx en titane (a) et des Ol en nickel (b) en fonction des index de cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes, XMg_{cpx} et Fo respectivement, dans les différentes coupes réalisées à proximité du diapir.

En comparant les diagrammes TiO_2 vs. XMg des Cpx et NiO vs. Fo des Ol *(fig.4.75)*, on constate que les échantillons les plus primitifs, présentant des valeurs élevées de XMg dans le Cpx et de Fo dans l'Ol ainsi que de faibles teneurs en TiO_2 dans le Cpx et de fortes teneurs en NiO dans l'Ol, s'observent essentiellement dans les coupes de Tuff et du wadi Sayjani. On peut noter que, dans la majorité des échantillons primitifs de la coupe du wadi Sayjani, le XMg_{cpx} et à un degré moindre le Fo sont généralement plus dispersés et légèrement plus faibles que ceux de la coupe de Tuff. De ce fait, les échantillons de cette coupe apparaissent globalement moins primitifs que ceux de Tuff. Les échantillons les plus évolués, montrant de faibles valeurs de XMg dans le Cpx et de Fo dans l'Ol ainsi que des teneurs élevées en TiO_2 dans le Cpx et de faibles teneurs en NiO dans l'Ol, s'observent dans la coupe de Mahram Sud *(fig.4.75)*. La majorité des échantillons du wadi Dima et de Mahram Nord montrent des compositions intermédiaires en XMg et en TiO_2 dans le Cpx ainsi qu'en Fo et en NiO dans l'Ol témoignant de degrés de différenciation intermédiaires par rapport aux autres coupes *(fig.4.75)*. On peut cependant noter que les échantillons de Mahram Nord présentent des

compositions globalement plus primitives en XMg du Cpx et en Fo de l'Ol, par rapport à ceux du wadi Dima.

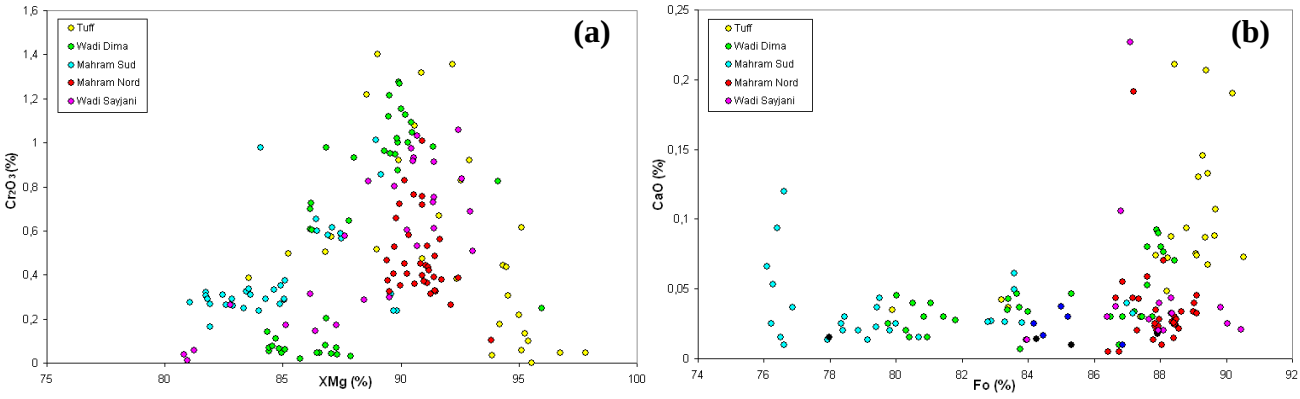


Figure 4.76 : Composition des Cpx en chrome (a) et des Ol en calcium (b) en fonction des index de cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes, XMg_{cpx} et Fo respectivement, dans les différentes coupes réalisées à proximité du diapir.

Dans l'ensemble des diagrammes étudiés *(fig.4.75 et 4.76a)*, on constate que la majorité des coupes décrivent des trends d'évolution globalement linéaires caractérisés par l'augmentation de la teneur en titane et la diminution de la teneur en chrome dans les Cpx avec la diminution du XMg_{cpx} et la décroissance de la teneur en nickel dans les Ol avec la diminution de Fo. Ces trends montrent que les différents échantillons observés dans ces coupes se sont formés au cours de processus de cristallisation fractionnée. Dans le détail, on constate que chaque coupe est caractérisée par des évolutions chimiques particulières qui sont notamment bien identifiables dans les diagrammes de composition des Cpx *(fig.4.75a et 4.76a)*. La coupe du wadi Sayjani est caractérisée par un trend d'évolution pauvre en titane et en chrome par rapport à ceux des autres coupes. Le trend d'évolution de la coupe de Tuff est marqué par une plus grande richesse en titane que ceux des autres coupes et par des teneurs en chrome globalement équivalentes à celles de Mahram Sud et du wadi Dima (hors Cpx hydrothermaux). On peut également noter que pour un même degré de différenciation, la majorité des Ol des échantillons de Tuff est anormalement riche en calcium par rapport à celles des autres coupes *(fig.4.76b)*. Les coupes de Mahram Sud et de wadi Dima présentent plus ou moins les mêmes trends d'évolution en titane et en chrome. Ces trends sont intermédiaires entre ceux du wadi Sayjani et de Tuff pour ce qui est des teneurs en titane et sont caractérisés par des teneurs en chrome globalement équivalentes à celles de la coupe de Tuff. On peut cependant noter que le trend d'évolution de la coupe du wadi Dima est légèrement différent de celui de Mahram Sud en ce qui concerne la teneur en chrome pour de faibles XMg_{cpx}. En effet, on constate que le trend de la coupe du wadi Dima dans le diagramme Cr_2O_3 vs. XMg_{cpx} *(fig.4.76a)* n'est pas réellement linéaire car pour de faibles XMg_{cpx} on observe une diminution importante et brutale du Cr_2O_3. Cette différence dans les trends des coupes du wadi Dima et de Mahram Sud est également observable mais de façon moins marquée dans le diagramme NiO vs. Fo *(fig.4.75b)* par la diminution rapide de la teneur en nickel des Ol pour de faibles Fo. Dans la majorité des diagrammes *(fig.4.75 et 4.76a)*, la coupe de Mahram Nord présente des trends relativement « exotiques » par rapport à ceux des autres coupes. En effet, les cumulats de Mahram Nord ne décrivent pas un trend classique de cristallisation fractionnée mais un trend vertical caractérisé par des XMg_{cpx} et Fo constants (~ 91 % et ~ 88 % respectivement) et des variations importantes des teneurs en chrome et en titane des Cpx et de la teneur en NiO des Ol. De plus, on constate que pour un même degré de différenciation, les échantillons de cette coupe présentent des Cpx

relativement riches en titane et anormalement pauvres en chrome ainsi que des Ol anormalement pauvres en nickel par rapport à ceux des autres coupes.

On va maintenant s'intéresser à la composition des Plg dans les échantillons des différentes coupes du massif de Sumail *(fig.4.77a)*. On constate que les échantillons des coupes du wadi Dima et de Mahram Sud présentent des Plg avec des compositions globalement équivalentes, concentrées dans l'intervalle 84 % < An < 86 % pour la coupe de Mahram Sud et 86 % < An < 88 % pour celle du wadi Dima. On note cependant que la majorité des échantillons de la coupe du wadi Dima a des Plg sensiblement plus anorthitiques que ceux de Mahram Sud. Les Plg de la coupe du wadi Sayjani ont tous de fortes teneurs en anorthite, la majorité des échantillons se situant dans la gamme 92 % < An < 94 %. Au contraire, les Plg de la coupe de Tuff sont relativement moins anorthitiques (An < 92 %) et présentent une gamme de composition proche de celle des Plg des coupes de Mahram Sud et du wadi Dima. Enfin, les Plg de la coupe de Mahram Nord sont caractérisés par de fortes teneurs en anorthite (An91 à An99).

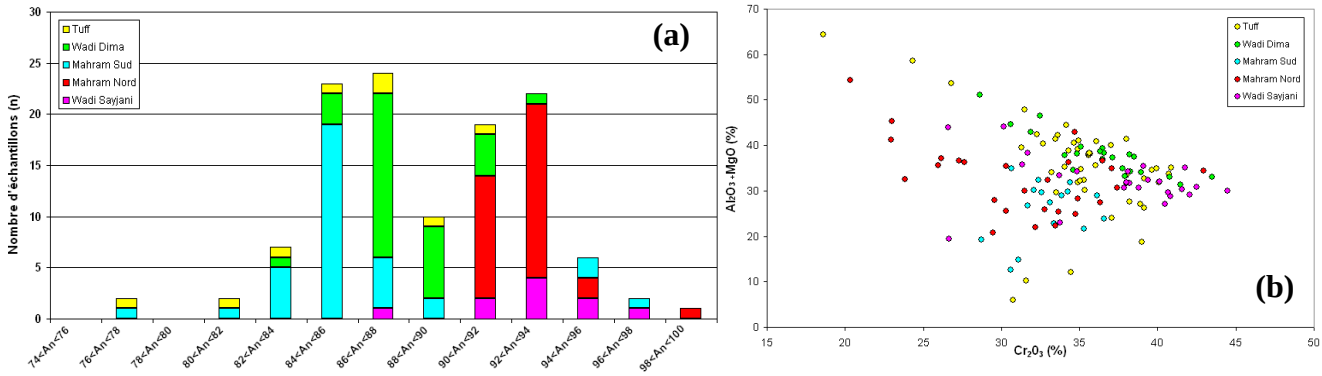


Figure 4.77 : a) Composition des Plg dans les différentes coupes du massif de Sumail. Les intervalles sont définis à partir des pourcentages d'anorthite dans les Plg et selon un pas de 2 %. b) Composition des chromites dans un diagramme Al_2O_3 + MgO vs. Cr_2O_3 montrant la composition des chromites dans ces coupes.

Dans le diagramme Al_2O_3+MgO vs. Cr_2O_3 *(fig.4.77b)*, on constate que les chromites (s.l.) analysées dans les coupes du wadi Sayjani, de Tuff et du wadi Dima décrivent une corrélation positive caractérisée par l'augmentation conjointe des teneurs en chrome et en aluminium. Les chromites des coupes de Mahram Nord et Sud montrent des compositions décalées vers de plus faibles teneurs en aluminium, en magnésium et en chrome par rapport à celles des autres coupes. Ce décalage des compositions peut être expliqué par le fait que les chromites dans ces coupes sont enrichies en fer ferrique *(cf. paragraphe III.1.a.5)* et donc que les échantillons des coupes de Mahram Nord et Sud présentent des degrés d'oxydation plus importants que ceux des autres coupes. On note que les chromites de la coupe de Mahram Nord apparaissent plus riches en fer ferrique et donc plus oxydées que celles de la coupe de Mahram Sud

Pour conclure ce paragraphe, je vais confronter mes observations de terrain *(paragraphe II.1)* avec les résultats géochimiques afin de tester les hypothèses émises à partir de l'étude de terrain et je vais comparer les caractéristiques géochimiques de chaque coupe.

La coupe de Tuff a été levée dans la zone de transition dunitique. Elle est caractérisée par des cumulats ultrabasiques relativement primitifs comme l'indiquent les XMg_{cpx} et Fo élevés, les teneurs élevées en chrome et les faibles teneurs en titane du Cpx et les teneurs élevées en nickel dans l'Ol. L'étude chimique de cette coupe est donc en accord avec les observations de terrain, la coupe de Tuff reflétant des niveaux profonds à la base de la section

crustale. Les échantillons de cette coupe décrivent un trend de cristallisation fractionnée linéaire caractérisant un enrichissement en titane par rapport aux trends des autres coupes étudiées dans le massif. De plus, ces échantillons présentent des Ol enrichies en calcium, des Plg anormalement pauvres en anorthite au vu du caractère primitif des échantillons et des Cpx « hydrothermaux » caractérisés par de forts XMg et de faibles teneurs en TiO_2, Al_2O_3 et Cr_2O_3. La présence de Cpx « hydrothermaux » dans cette coupe indique une importante circulation de fluides de haute température lors de la cristallisation des échantillons. L'intéraction entre un « mush » et des fluides hydrothermaux pourrait également expliquer les autres caractéristiques chimiques observées dans cette coupe. Cependant, l'effet des fluides ne se traduit pas dans la composition des Plg qui présentent des compositions faiblement anorthitiques. Ces différences par rapport aux autres coupes pourraient également s'expliquer par la cristallisation d'un magma parent de composition différente et/ou par des processus magmatiques particuliers pouvant intervenir dans la zone de transition dunitique.

La coupe de Mahram Sud, principalement constituée de cumulats purement gabbroïques reflète, *a priori*, des niveaux relativement superficiels de la section crustale profonde. Chimiquement, les échantillons de cette coupe présentent les compositions les plus évoluées marquées par de faibles valeurs de XMg dans le Cpx et de Fo dans l'Ol, de faibles teneurs en chrome et des teneurs élevées en titane dans le Cpx, de faibles teneurs en nickel dans l'Ol et la présence de Plg moyennement anorthitiques (An ~ 84 % - 86 %). Dans ce cas, les observations de terrain et les données chimiques concourent à montrer que la coupe de Marham Sud correspond aux niveaux les plus superficiels de la croûte profonde étudiés dans ce massif. Les échantillons de cette coupe décrivent un trend de cristallisation fractionnée linéaire intermédiaire entre celui des coupes du wadi Sayjani et de Tuff et marqué par l'évolution conjointe des éléments dans les mêmes proportions. La composition des chromites (s.l.) dans cette coupe montre que les échantillons sont relativement oxydés. Cette oxydation des roches résulte probablement de la circulation de fluides hydrothermaux bien qu'aucun autre indice géochimique (Plg anorthitiques, Cpx hydrothermaux,…) ne confirme la présence de tels fluides. On peut cependant noter que des indices minéralogiques tels que la présence de pléonaste seul et de couronne d'amphibole + pléonaste dans les échantillons confirment que les cumulats de cette coupe ont subi l'influence de fluides hydrothermaux *(cf. chap.1, paragraphe IV.2)*.

La coupe du wadi Dima, a été interprétée sur le terrain comme la base relativement perturbée de la section crustale comprise entre la zone de transition dunitique et l'unité des cumulats lités non transposés. Les échantillons de cette coupe présentent des degrés de différenciation moyens caractérisés par des compositions chimiques intermédiaires entre celles des coupes de Mahram Sud et de Tuff que ce soit pour les teneurs en chrome et en titane dans les Cpx, les valeurs de NiO et de Fo dans les Ol que pour la composition en anorthite des Plg. Ces compositions chimiques intermédiaires entre celles de la coupe de Tuff, représentant la zone de transition, et celles de la coupe de Mahram Sud, reflétant les cumulats non perturbés, sont en parfait accord avec les hypothèses de terrain. Les échantillons de cette coupe décrivent un trend de cristallisation fractionnée non linéaire caractérisé par une diminution rapide de la teneur en chrome des Cpx et de la teneur en nickel des Ol pour de forts degrés de différenciation. Cette rupture dans le trend de cristallisation fractionnée montre qu'un événement magmatique et/ou hydrothermal (i.e. circulation de fluide, mélange de magma, injection de magma,…) a perturbé la cristallisation des cumulats dans cette coupe.

La coupe du wadi Sayjani qui a été levée au niveau d'un corps intrusif dans la section mantellique peut donc, *a fortiori*, s'apparenter à des niveaux profonds de la croûte. Elle est principalement formée de cumulats ultramafiques riches en Cpx. La chimie des phases révèle une composition de cumulats relativement primitive présentant de forts XMg_{cpx} et Fo, des teneurs élevées en nickel dans l'Ol, de faibles teneurs en titane dans le Cpx et des Plg

anorthitiques (An ~ 92 % - 94 %). Les échantillons de cette coupe présentent toutefois des compositions légèrement moins primitives que ceux de la coupe de Tuff (i.e. zone de transition) ce qui montre qu'en dépit de leur position structurale intra-mantellaire, ces cumulats sont issus de magmas déjà significativement différenciés. Les échantillons de cette coupe décrivent un trend linéaire de cristallisation fractionnée appauvri en titane et en chrome par rapport aux trends des autres coupes du massif. Les caractéristiques chimiques de ce trend pourraient s'expliquer par la cristallisation d'un magma parent de composition différente de celui à l'origine des cumulats des autres coupes.

La coupe de Mahram Nord nous a permis d'échantillonner des niveaux relativement superficiels de la section crustale profonde, stratigraphiquement situés entre la coupe du wadi Dima (cumulats transposés) et celle de Mahram Sud (cumulats purement gabbroïques). Elle est constituée d'une alternance régulière de cumulats gabbroïques et de cumulats ultramafiques. Les cumulats de cette coupe présentent des degrés de différenciation moyens caractérisés par des compositions intermédiaires entre celles des coupes de Tuff et de Mahram Sud que ce soit pour les valeurs de XMg_{cpx}, les teneurs en chrome et en titane des Cpx ou pour les valeurs de NiO et de Fo des Ol. Cette composition intermédiaire apparaît donc, à première vue, en accord avec la position stratigraphique déduite de nos études de terrain. Cependant, les choses sont manifestement plus complexes car les cumulats de Mahram Nord montrent des compositions plus primitives (cf. Fo, XMg, An) que celles de la coupe du wadi Dima qui se situe indubitablement à la base de la section crustale. Selon ces critères, Mahram Nord est proche de la coupe de Sayjani (i.e. niveaux profonds de la croûte). De plus, les échantillons de cette coupe ne décrivent pas, contrairement aux coupes précédentes, un trend de cristallisation fractionnée mais un trend vertical marqué par des valeurs constantes des index de cristallisation fractionnée (Fo, XMg_{cpx}). Pour ce degré de différenciation, les échantillons de cette coupe présentent également des Cpx avec des teneurs anormalement élevées en titane et faibles en chrome et des Ol avec des teneurs anormalement faibles en nickel. Enfin l'étude des chromites révèle un relativement fort degré d'oxydation. L'ensemble de ces caractéristiques chimiques indique que les conditions de cristallisation des cumulats de Mahram Nord furent significativement différentes des conditions « standard ». Les conditions relativement oxydantes qui ont présidé lors de la formation des chromites, la présence de Plg très anorthitiques dans les échantillons et l'existence de pléonastes dans les cumulats sont autant d'indices de circulation de fluides hydrothermaux à très haute température. Ces conditions oxydantes peuvent être évoquées pour expliquer la contradiction apparente entre, d'une part, des indices d'un degré d'évolution relativement important du magma parent, comme de fortes teneurs en titane et de faibles teneurs en chrome dans le Cpx, ainsi que de faibles teneurs en nickel dans l'Ol et, d'autre part, un Fo et un XMg_{cpx} relativement élevés, qui indiqueraient un magma parent plus primitif. En effet, Fo et XMg_{cpx} peuvent être « anormalement » élevés si une proportion importante de fer se trouve à l'état Fe^{3+} dans le magma. Aucun signe de perturbation tectonique syn-magmatique n'a été observé dans cette coupe, la séquence cumulative étant relativement régulière. Nous sommes, par contre, à proximité de la zone de faille syn-magmatique d'Al Asih *(paragraphe II.3.a)*, ce qui expliquerait les particularités chimiques de cette coupe de Mahram Nord. On note que la coupe de Mahram Sud, également située à proximité de la zone d'Al Asih, présente moins de perturbations chimiques attribuables à la circulation de fluides. Ces observations démontrent que les failles syn-magmatiques ont préférentiellement perturbé la cristallisation de la séquence cumulative au Nord de la faille d'Al Asih vers la paléo-ride océanique *(cf. planche 4.1a)*.

III.2. Composition des Cpx en éléments en traces à l'échelle du massif

Dans ce massif, j'ai analysé peu d'échantillons par LA-ICP-MS par rapport aux autres massifs (7 lames). Ces analyses répondaient à un objectif très ciblé : comparer la composition en éléments en traces de certains échantillons appartenant aux différents trends d'évolution définis par les éléments majeurs dans les différentes coupes réalisées dans le massif *(cf. paragraphe précédent)*. Pour cela, nous avons sélectionné des échantillons de différentes lithologies et présentant globalement un même degré de différenciation (XMg_{cpx} ~ 90 %) pour lequel les différents trends d'évolution sont relativement bien distincts *(cf. 4.75a et 4.76a)*. Parmi les échantillons sélectionnés, le plus primitif (fort XMg_{cpx}) est une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif de la coupe de Mahram Nord et le plus évolué (faible XMg_{cpx}) est une webstérite à Plg de la coupe du wadi Sayjani. Un échantillon de la zone centrale du massif (04OM38, *cf. planche 4.1a*) a également été analysé pour comparaison. Dans chaque échantillon, plusieurs grains de Cpx ont été analysés et leurs concentrations en éléments en traces étant homogènes, seule la moyenne par échantillon sera présentée et discutée.

L'ensemble des échantillons présente des spectres de terres rares caractérisés par un appauvrissement en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) avec des rapports Ce/Yb compris entre 0,3 et 1,8 *(fig.4.78)*. Les spectres sont parallèles entre eux et relativement plats pour ce qui est des concentrations en HREE mais ils se recoupent et se courbent de manière convexe vers les LREE (entre Eu et La).

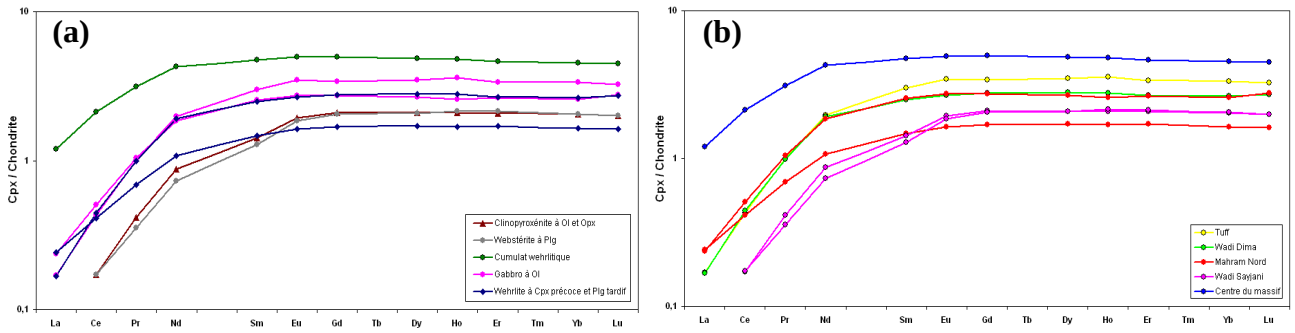


Figure 4.78 : Spectres de terres rares des Cpx dans différentes lithologies (a) et dans les différentes coupes et affleurements (b) du massif de Sumail. Dans ces diagrammes, les valeurs sont normalisées aux chondrites d'après McDonough et Sun (1995) et les éléments sont classés par Z croissant, correspondant à une incompatibilité décroissante, de la gauche vers la droite.

Dans le détail, en fonction du degré d'appauvrissement en terres rares légères on distingue trois types de spectres *(fig.4.78)*. Les premiers sont marqués par un très fort appauvrissement en LREE avec un rapport Ce/Yb ~ 0,3 et montrent une diminution progressive des concentrations en terres rares à partir de l'Eu suivie d'une chute brutale des concentrations à partir du Nd. Ces spectres caractérisent les Cpx des pyroxénites de la coupe du wadi Sayjani. Les seconds types de spectres sont marqués par un appauvrissement moins important en LREE avec un rapport Ce/Yb compris entre 0,5 et 0,9 et présentent une diminution très faible des concentrations en terres rares à partir de l'Eu puis une chute rapide des concentrations à partir du Nd selon une pente légèrement ou beaucoup plus faible que précédemment. Ces spectres caractérisent les wehrlites (s.l.) et les gabbros à Ol des coupes de Mahram Nord, de Tuff et de wadi Dima. Le dernier type de spectre montre un appauvrissement beaucoup moins important en LREE que les spectres précédents avec un rapport Ce/Yb ~ 1,8 et est caractérisé par une diminution relativement faible des concentrations en terres rares à partir du Nd. Ce spectre est décrit par le cumulat wehrlitique de la zone centrale du massif. On peut noter qu'aucune anomalie n'est identifiable sur ces spectres de terres rares *(fig.4.78)*.

L'échantillon le plus appauvri en HREE correspond à une wehrlite à Cpx précoce et à Plg tardif de la coupe de Mahram Nord ([HREE] de 1,6 fois à 1,7 fois supérieures aux valeurs des chondrites) tandis que ceux présentant les plus faibles concentrations en LREE sont une webstérite à Plg et une clinopyroxénite à Ol et Opx du wadi Sayjani ([Ce] ~ 9,3 fois inférieure à la valeur des chondrites) *(fig.4.78)*. On peut donc noter que l'échantillon le plus évolué (webstérite du wadi Sayjani, XMg_{cpx} ~ 88,4 %) présente des concentrations en terres rares parmi les plus faibles analysées et proches de celles de l'échantillon le plus primitif (wehrlite de Mahram Nord, XMg_{cpx} ~ 90,9 %). L'échantillon le plus enrichi en terres rares ([HREE] ~ 4,6 fois supérieures et [Ce] ~ 2,1 fois supérieures aux valeurs des chondrites) correspond à un cumulat wehrlitique de la zone centrale du massif présentant un XMg_{cpx} ~ 89,6 %. En comparant les lithologies *(fig.4.78a)*, on constate qu'à l'échelle du massif, les gabbros à Ol présentent des concentrations en terres rares équivalentes à celles des péridotites/pyroxénites cependant, au sein d'une même coupe (Mahram Nord), ils présentent des concentrations globalement plus élevées que ces dernières. En comparant les spectres des différentes coupes *(fig.4.78b)*, on constate que les échantillons des coupes de Tuff et du wadi Dima montrent des concentrations en terres rares globalement équivalentes et intermédiaires entre celles des échantillons du wadi Sayjani et de la zone centrale du massif. On note cependant que le spectre de Tuff présente des concentrations en terres rares (en particulier en HREE) légèrement supérieures à celui du wadi Dima. On peut également remarquer que seuls les spectres des échantillons de la coupe de Mahram Nord recoupent les autres spectres.

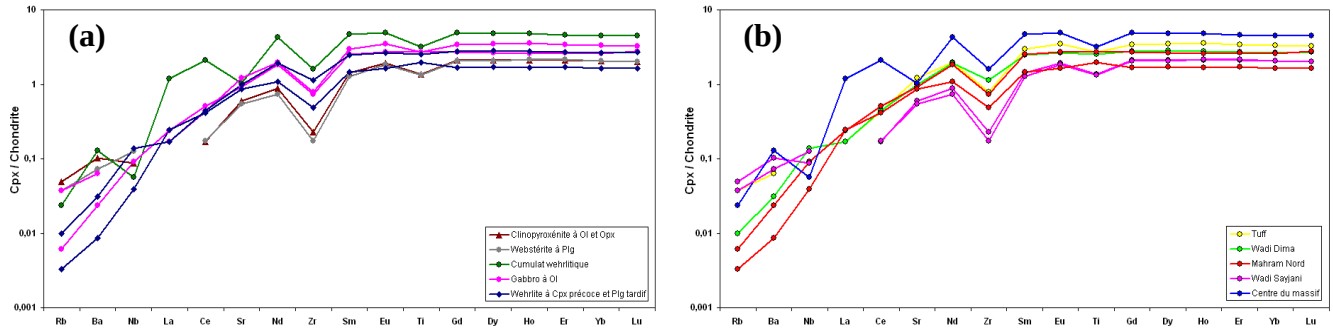


Figure 4.79 : Spectres élargis des Cpx dans différentes lithologies (a) et dans les différentes coupes et affleurements (b) du massif de Sumail. Dans ces diagrammes, les valeurs sont normalisées aux chondrites d'après McDonough et Sun (1995) et les éléments sont classés par ordre d'incompatibilité décroissante de la gauche vers la droite.

Les spectres élargis de l'ensemble des échantillons sont caractérisés par un appauvrissement en éléments les plus incompatibles par rapport aux éléments les moins incompatibles *(fig.4.79)*. Les spectres sont globalement parallèles entre eux et relativement plats pour ce qui est des concentrations en éléments les moins incompatibles mais ils se recoupent et présentent des allures variées pour les éléments les plus incompatibles. Comme précédemment, on peut distinguer trois formes de spectres dans ces diagrammes en fonction de leurs allures au niveau des éléments les plus incompatibles *(fig.4.79)*. Les premiers sont marqués par une diminution relativement importante, progressive et globalement uniforme des concentrations en éléments en traces depuis le Nd jusqu'au Rb formant un spectre avec une pente relativement forte au niveau des éléments les plus incompatibles. Ces spectres sont ceux de la wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif de la coupe du wadi Dima et de la wehrlite (s.l.) et du gabbro à Ol (s.s.) de la coupe de Mahram Nord. Les secondes formes de spectres sont caractérisées par une diminution progressive mais relativement faible des concentrations en éléments en traces à partir du Sr créant une pente de plus faible degré que précédemment au niveau des éléments les plus incompatibles. Ces types de spectres caractérisent les

pyroxénites de la coupe du wadi Sayjani et le gabbro à Ol de la coupe de Tuff. Le dernier type de spectre est caractérisé par une importante diminution des concentrations en éléments en traces à partir du La marquée par la présence d'une pente relativement forte au niveau des éléments les plus incompatibles, et par des anomalies négatives en Sr et en Nd. Ce spectre est décrit par le cumulat wehrlitique de la zone centrale du massif. On constate que l'anomalie en Sr, qui est généralement un bon marqueur du fractionnement de Plg dans le magma avant la cristallisation du Cpx, n'est pas associée à une anomalie en Eu *(fig.4.78 et 4.79)*. Au niveau des éléments en traces moyennement et faiblement incompatibles, l'ensemble des spectres présente des anomalies négatives relativement bien prononcées en Zr et certains montrent de légères anomalies en Ti : les pyroxénites de la coupe du wadi Sayjani, le gabbro à Ol de la coupe de Tuff et le cumulat wehrlitique de la zone centrale du massif présentent une anomalie négative tandis que la wehrlite de la coupe de Mahram Nord montre une anomalie positive.

Les concentrations en éléments en traces sont faibles dans l'ensemble des échantillons avec des teneurs en éléments les moins incompatibles de 1,6 à 4,5 fois supérieures à celles des chondrites et des concentrations en éléments les plus incompatibles de 60 à 800 fois inférieures aux valeurs des chondrites *(fig.4.79)*. Dans l'ensemble, les spectres les plus appauvris en éléments en traces sont ceux des péridotites/pyroxénites de la coupe du wadi Sayjani et de Mahram Nord. On constate cependant que les échantillons du wadi Sayjani sont appauvris en éléments moyennement incompatibles (Sm à Ce) par rapport à ceux de Mahram Nord tandis que ces derniers sont appauvris en éléments les plus et les moins incompatibles par rapport à ceux du wadi Sayjani *(fig.4.79)*. Comme précédemment, pour la majorité des éléments, l'échantillon présentant les plus faibles concentrations en éléments en traces est le cumulat wehrlitique de la zone centrale du massif. En comparant les différentes lithologies *(fig.4.79a)*, on constate que les gabbros à Ol présentent, à l'échelle du massif, des teneurs en éléments incompatibles globalement équivalentes à celles des péridotites/pyroxénites. Cependant, au sein d'une coupe (Mahram Nord), ils montrent des spectres de même forme, à l'exception de l'anomalie en Ti, mais plus enrichis en éléments en traces que les péridotites/pyroxénites associées. En comparant les spectres des différentes coupes *(fig.4.79)*, on constate que les échantillons des coupes de Mahram Nord (gabbro à Ol), du wadi Dima et de Tuff présentent des compositions intermédiaires entre celles du wadi Sayjani et de la zone centrale du massif du moins pour les éléments en traces faiblement à moyennement incompatibles. On note également que le spectre de la coupe de Tuff montre des concentrations en éléments incompatibles légèrement voire beaucoup plus élevées (cf. éléments les plus incompatibles) que celles des coupes du wadi Dima et de Mahram Nord.

La présence de roches gabbroïques présentant des concentrations en éléments en traces équivalentes à celles des péridotites/pyroxénites et de spectres non parallèles se recoupant et montrant des formes distinctes indique que les différents échantillons étudiés ne sont pas liés entre eux par un mécanisme de cristallisation fractionnée ou du moins pas seulement. Ceci est confirmé par l'absence de corrélation entre le degré de différenciation des échantillons et la concentration en éléments en traces de ces derniers.

On peut maintenant comparer, pour les différentes coupes et pour un même degré de cristallisation fractionnée, les spectres en éléments en traces et les trends d'évolution définis par les éléments majeurs. On constate que les cumulats de la coupe du wadi Sayjani, caractérisés par de faibles teneurs en chrome et en titane par rapport à ceux des autres coupes, présentent également de faibles concentrations en éléments en traces (i.e. éléments incompatibles). De la même manière, les échantillons de la coupe de Tuff montrant des teneurs en chrome et en titane plus élevées que ceux des autres coupes sont caractérisés par des concentrations en éléments incompatibles légèrement plus élevées que ces derniers. Comme observé pour les éléments majeurs, les échantillons de la coupe du wadi Dima

présentent des teneurs en éléments en traces intermédiaires entre celles des échantillons de la coupe du wadi Sayjani et de Tuff sauf pour les éléments les plus incompatibles *(fig.4.79b)*. Dans les diagrammes de composition des Cpx en éléments majeurs *(fig.4.75a et 4.76a)*, on a vu que les échantillons de la coupe de Mahram Nord décrivaient un trend différent de ceux des autres coupes marqué par des variations importantes des teneurs en titane et en chrome pour un même degré de différenciation et des teneurs en titane légèrement plus élevées et en chrome relativement plus faibles que celles des autres coupes. Ces caractéristiques sont confirmées par les éléments traces. En effet, les échantillons de cette coupe présentent des concentrations en éléments incompatibles variées pour un même degré de différenciation (gabbro à Ol et wehrlite (s.l.)) ainsi que des spectres relativement distincts de ceux des autres coupes et recoupant ces derniers. De plus, un des échantillons de la coupe de Mahram Nord (wehrlite (s.l.)) montrent des teneurs en éléments en traces relativement faibles par rapport à celles des autres coupes ainsi qu'une anomalie positive en Ti. Enfin, l'échantillon 04OM38B de la zone centrale du massif présente des Cpx à fortes teneurs en titane (TiO_2 ~ 0,44 %) et en chrome (Cr_2O_3 ~ 0,16 %). Si on reporte ce dernier dans les diagrammes de composition des Cpx en éléments majeurs *(fig.4.75a et 4.76a)*, on constate qu'il se situe sur le trend de la coupe de Tuff. Cet échantillon présente bien de fortes concentrations en éléments en traces qui sont cependant globalement plus importantes que celles de l'échantillon de la coupe de Tuff identique en termes d'index de différenciation. Ces variations de compositions en éléments en traces entre les échantillons des différentes coupes et affleurements du massif de Sumail reflètent probablement des magmas parents de compositions légèrement différentes. Nous discuterons de ces résultats plus en détail dans la discussion générale *(chap.7)*.

III.3. Evolution de la composition des minéraux le long des coupes

Après avoir étudié en détail la pétrologie des différentes coupes sur le terrain et la géochimie globale de ces dernières, je vais regarder plus en détail les variations de la composition des minéraux en éléments majeurs le long de ces différentes coupes. Dans l'ensemble des coupes, des moyennes par minéraux et par échantillons ont été calculées. Dans le cas de plusieurs générations de minéraux présentant des compositions distinctes dans les échantillons, plusieurs moyennes ont été calculées. Les barres d'erreurs analytiques des éléments dans les minéraux sont globalement commensurables avec la dispersion des données au sein d'un même échantillon. Pour chaque coupe j'ai associé le profil chimique avec le log lithologique afin de comparer les variations géochimiques et pétrologiques. Je vais étudier ces coupes selon une logique magmato-stratigraphique, déduite de l'étude de terrain et de l'étude géochimique globale précédente, en partant de celles levées dans les niveaux les plus profonds (zone de transition et base de la section crustale) jusqu'à celles représentatives de niveaux plus superficiels.

III.3.a. La coupe de Tuff

Cette coupe est essentiellement formée de cumulats péridotitiques recoupés par de nombreuses intrusions de roches gabbroïques *(fig.4.80, planche 4.2)*. De ce fait, on observe pour certains éléments et certains minéraux des variations chimiques relativement importantes entre les deux familles d'échantillons. Ainsi, j'ai réalisé deux séries de profils afin de faciliter les observations, une première série permettant d'étudier les variations chimiques des cumulats péridotitiques *(fig.4.80a)* et une seconde permettant d'étudier les variations chimiques des roches gabbroïques *(fig.4.80b)*.

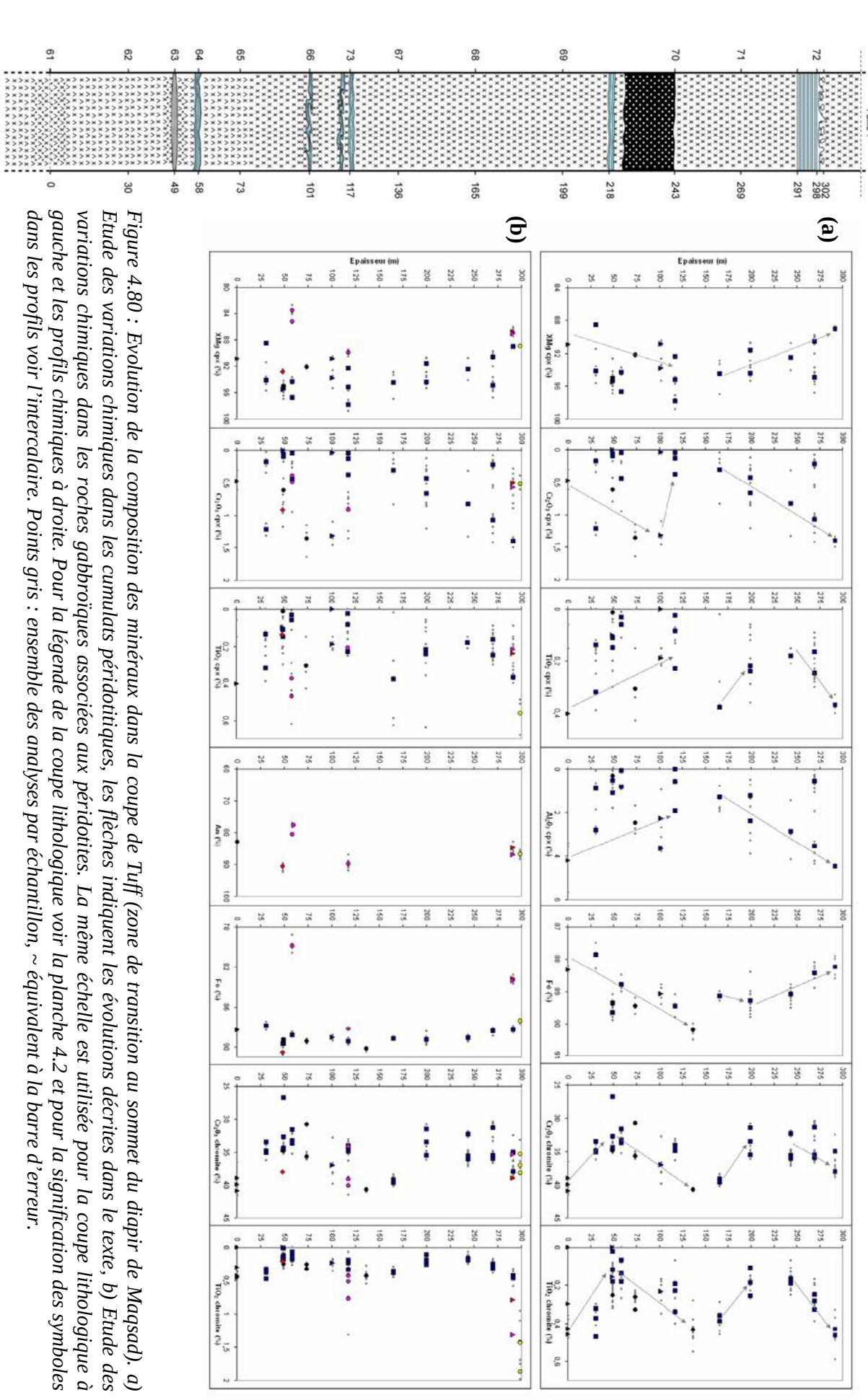


Figure 4.80 : Evolution de la composition des minéraux dans la coupe de Tuff (zone de transition au sommet du diapir de Maqsad). a) Etude des variations chimiques dans les cumulats péridotitiques, les flèches indiquent les évolutions décrites dans le texte, b) Etude des variations chimiques dans les roches gabbroïques associées aux péridotites. La même échelle est utilisée pour la coupe lithologique à gauche et les profils chimiques à droite. Pour la légende de la coupe lithologique voir la planche 4.2 et pour la signification des symboles dans les profils voir l'intercalaire. Points gris : ensemble des analyses par échantillon, ~ équivalent à la barre d'erreur.

Contrairement à ce que laissait penser l'aspect monotone, sur le terrain, de cette série de péridotites cumulatives, elles ne sont pas chimiquement homogènes et présentent des variations remarquables selon la paléo verticale *(fig.4.80a)*. Les échantillons présentent une gamme de composition relativement importante en XMg_{cpx} comprise entre 88,5 % et 97,8 % et une gamme plus restreinte en Fo comprise entre 87,8 % et 90,2 %. Les plus fortes valeurs de XMg_{cpx} (> 94 %) sont généralement associées à de faibles teneurs en chrome, en titane et en aluminium dans le Cpx et s'observent dans les Cpx d'origine fort probablement hydrothermale *(cf. paragraphe III.1.a.1 et III.1.b)*. On constate que ces Cpx « hydrothermaux » sont relativement abondants à la base de la section et sont souvent associés à des Cpx magmatiques.

Le long de la coupe, on peut définir deux intervalles majeurs de composition d'environ 150 m de puissance qui sont caractérisés par des évolutions distinctes du XMg dans le Cpx et du Fo dans l'Ol. Ces évolutions sont totalement indépendantes du log lithologique. Le premier intervalle (0 m – ~ 135 m) est marqué par une augmentation progressive et relativement importante du Fo et du XMg_{cpx}, les valeurs variant de ~ 88 % à ~ 90,2 % et de ~ 90,6 % à ~ 93 % respectivement *(fig.4.80a)*. Dans cet intervalle, les teneurs en chrome des Cpx sont globalement corrélées au XMg, Cr_2O_3 variant de ~ 0,47 % à ~ 1,32 %, quoique ces dernières diminuent (de ~ 1,32 % à ~ 0,38 %) au sommet de l'intervalle (100 m – 120 m). Les concentrations en titane et en aluminium des Cpx sont, quant à elles, anti-corrélées au XMg_{cpx} (et au Fo) et varient de ~ 0,4 % à ~ 0,2 % et de ~ 4,2 % à ~ 1,9 % respectivement. Les évolutions dans le Cpx sont difficiles à visualiser du fait des nombreux Cpx « hydrothermaux » présents dans cet intervalle. Le second intervalle (165 m – ~ 300 m) est caractérisé par une diminution progressive du Fo de ~ 89,2 % à ~ 88,2 % et du XMg_{cpx} de ~ 94,5 % à ~ 89 % *(fig.4.80a)*. Dans le détail, une légère augmentation du Fo, de 89,15 % à 89,3 %, s'observe à la base de cet intervalle (165 m – 200 m). Les teneurs en chrome et en aluminium des Cpx sont anti-corrélées avec le $XMg_{cpx,}$ le Cr_2O_3 et l'Al_2O_3 augmentant de ~ 0,3 % à ~ 1,4 % et de ~ 1,3 % à ~ 4,5 % respectivement de la base vers le sommet de cet intervalle. Les teneurs en titane des Cpx décrivent, quant à elles, une évolution inverse de celles du Fo marquées par une légère décroissance des concentrations de ~ 0,38 % à ~ 0,23 % à la base (165 m – 200 m) suivie d'une augmentation de ~ 0,15 % à ~ 0,37 % vers le sommet.

L'évolution de la chimie des phases dans la moitié inférieure de la coupe, marquée par une diminution du TiO_2 et de l'Al_2O_3 et une augmentation du Cr_2O dans le Cpx alors que le XMg_{cpx} et le Fo augmentent, ne répond pas à une logique de cristallisation fractionnée. L'évolution dans la moitié supérieure, caractérisée par une diminution du XMg_{cpx} et du Fo et une augmentation des teneurs en Al_2O_3 et en TiO_2 des Cpx est, elle, compatible avec une telle logique, du moins au dessus de la cote 200 m. La présence d'une anti-corrélation entre le XMg_{cpx} (ou le Fo) et la teneur en chrome des Cpx ainsi que la perte de corrélation/anti-corrélation à la base de l'intervalle entre le Fo et le TiO_2 du Cpx et les autres éléments indiquent que les échantillons du sommet de la coupe ont subi une histoire plus complexe que la simple cristallisation fractionnée. Il est important de noter que ces évolutions chimiques, ne sont pas corrélées à des évolutions pétrographiques.

Les chromites montrent également des variations de compositions significatives le long de cette coupe *(fig.4.80a)*. Dans ce profil, elles présentent des teneurs en chrome comprises entre 26,8 % et 40,7 % et des teneurs en titane variant de 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,07 %) à ~ 0,47 %. L'évolution de ces deux éléments, parmi d'autres, permet de définir quatre sous-intervalles de compositions dans cette coupe, là où l'étude des silicates n'avait révélé que deux intervalles. Le premier, entre les cotes 0 m et ~ 50 m est caractérisé par une décroissance relativement brutale des teneurs en chrome et en titane des chromites variant de ~ 39,9 % à ~ 32,7 % et de ~ 0,43 % à ~ 0,12 % respectivement vers le

sommet du sous-intervalle. Le second sous-intervalle, plus épais que le précédent (~ 90 m), est marqué par une augmentation progressive de la concentration en chrome et en titane des chromites variant de ~ 32,7 % à ~ 40,7 % et de ~ 0,12 % à ~ 0,43 % respectivement. Ces deux sous-intervalles appartiennent au premier intervalle majeur défini précédemment par les phases silicatées. Le troisième sous-intervalle, défini entre 165 m et 200 m, est marqué, comme le premier, par une diminution relativement brutale des concentrations en chrome et en titane avec des valeurs s'échelonnant de 39,6 % à 33,5 % et de ~ 0,37 % à ~ 0,19 % respectivement. Le dernier sous-intervalle, plus épais que le précédent (de 200 m – 240 m à 300 m), montre, comme le second, une croissance progressive des teneurs en chrome et en titane des chromites, le Cr_2O_3 et le TiO_2 passant de ~ 33,5 % à ~ 38 % et de ~ 0,19 % à ~ 0,47 % respectivement vers le sommet de la coupe. On peut noter que les teneurs en aluminium et en magnésium des chromites varient également le long de la coupe et présentent des évolutions inverses de celles du chrome et du titane. Ces deux sous-intervalles appartiennent à l'intervalle supérieur défini par les phases silicatées. On peut également noter que c'est au niveau du troisième sous-intervalle (165 m – 200 m) défini par les chromites que l'on observe la légère augmentation de Fo et la décroissance du TiO_2 dans le Cpx mentionnées précédemment. On constate que ces sous-intervalles se répètent de manière régulière le long de la coupe, avec des intervalles relativement fins (≤ 50 m) caractérisés par des variations brutales de la composition des chromites qui succèdent à des intervalles plus épais (> 50 m) marqués par des variations progressives de leur composition. On constate également que dans l'ensemble de ces sous-intervalles, la gamme de variation est globalement la même, ~ 6 % pour le Cr_2O_3 et ~ 0,3 % pour le TiO_2 par exemple. Les variations de composition entre ces sous-intervalles et le caractère répétitif et régulier de ces derniers peuvent s'interpréter, en tout premier ordre, par le remplissage périodique de la chambre par des magmas primitifs et/ou de compositions différentes de ceux déjà présents dans la chambre (intervalles fins) suivie par des mécanismes de cristallisation fractionnée (intervalles plus épais). Cependant, la corrélation observée entre la teneur en titane et en chrome des chromites et l'absence de corrélation/anti-corrélation parfois observée entre le XMg_{cpx} ou le Fo et les teneurs en TiO_2 et Cr_2O_3 des chromites dans ces sous-intervalles suggèrent que ces cycles de remplissage/ cristallisation sont perturbés par des mécanismes annexes. Je reviendrai plus en détail sur la signification de ces évolutions chimiques au niveau de la zone de transition dans le chapitre de discussion *(chap.7, paragraphe X)*.

On va maintenant regarder les variations de composition des différents cumulats gabbroïques recoupant les péridotites dans la coupe. Parmi ces roches gabbroïques, on peut en distinguer deux types en fonction des valeurs de XMg_{cpx} et de Fo *(fig.4.80b)*.

Le premier type de cumulats gabbroïques est défini par les gabbros à Ol situés à la cote 58 m et les leucogabbros à Ol et leucotroctolites à Cpx situés à la cote 291 m. Ces roches présentent des compositions relativement évoluées par rapport aux péridotites associées avec des valeurs de XMg_{cpx} de 83,5 % à 87,1 % et des valeurs de Fo de 79,9 % à 83,4 %, les roches les plus évoluées étant les gabbros à Ol (s.s.) situés en base de coupe *(fig.4.80b)*. Le caractère évolué de ces dernières est confirmé par les compositions faiblement anorthitiques de leurs Plg (An77-An81) par rapport à ceux des roches gabbroïques du sommet (An85-An87). Les Cpx de ces différents échantillons ont des teneurs en chrome globalement équivalentes (Cr_2O_3 ~ 0,4 - 0,5 % pour les leucogabbros à Ol et leucotroctolites à Cpx et Cr_2O_3 ~ 0,5 - 0,6 % pour les gabbros à Ol) et généralement inférieures à ceux des péridotites associées et/ou environnantes (en dehors des Cpx « hydrothermaux ») mais ont des teneurs en titane relativement différentes. En effet, les leucogabbros à Ol et leucotroctolites à Cpx interlitées du sommet de la coupe ont des teneurs en titane dans le Cpx inférieures à celles des gabbros à Ol et des péridotites associées (TiO_2 ~ 0,2 %) tandis que les gabbros à Ol de la base de la coupe

présentent des teneurs en titane dans le Cpx légèrement supérieures à celles des leucogabbros à Ol, des leucotroctolites à Cpx et des péridotites associées (TiO_2 ~ 0,4 % - 0,5 %). Alors que les roches gabbroïques du sommet de la coupe présentent globalement les mêmes compositions pour ce qui est des Cpx, des Ol et des Plg, elles montrent des compositions légèrement différentes pour les chromites. En effet, les chromites du leucogabbro à Ol sont appauvries en chrome et enrichies en titane par rapport à celles de la leucotroctolite à Cpx (Cr_2O ~ 35,3 % contre ~ 38,9 % pour la leucotroctolite et TiO_2 ~ 1,3 % contre ~ 0,8 % pour la leucotroctolite). Les chromites de ces deux roches ont des teneurs en chrome équivalentes mais des teneurs en titane supérieures à celles des péridotites associées. Du fait de leurs caractéristiques chimiques ces différentes roches gabbroïques (gabbros et leucogabbros à Ol, leucotroctolites à Cpx) ne s'inscrivent pas dans le trend d'évolution des cumulats péridotitiques. Ces observations confirment l'hypothèse émise à partir de l'étude de terrain à savoir que les cumulats gabbroïques lités observés au sommet de la coupe ne correspondent pas à la base des cumulats lités mais à une lentille de gabbros *(cf. paragraphe II.1.a.1)*. Ces observations montrent également que certaines injections de roches gabbroïques recoupant les péridotites à la base de la coupe correspondent bien à des intrusions légèrement tardives.

Le second type de cumulats gabbroïques est défini par une troctolite située à la cote 48 m, un gabbro à Ol localisé à la cote 117 m et une plagioclasite à Ol située au sommet de la coupe à ~ 298 m *(fig.4.80b)*. Ces différents échantillons présentent des compositions relativement primitives avec des valeurs de XMg_{cpx} et de Fo globalement équivalentes à celles des péridotites associées et suivent plus ou moins les trends d'évolution décrits par ces dernières. La troctolite est l'échantillon le plus primitif avec des valeurs de XMg_{cpx} ~ 92,9 % et de Fo ~ 90,5 % suivie par le gabbro à Ol présentant des valeurs de XMg_{cpx} ~ 89,9 % et de Fo ~ 88,2 % tandis que la plagioclasite est l'échantillon le plus évolué avec un XMg_{cpx} ~ 89 % et un Fo ~ 87,4 %. Ces degrés de différenciation sont cohérents avec la teneur en anorthite des Plg, la troctolite présentant des Plg de composition An90,6, le gabbro à Ol des Plg de composition An89,9 et la plagioclasite des Plg de composition An86,8. Par ailleurs, la troctolite présente des teneurs élevées en chrome que ce soit dans les Cpx (Cr_2O_3 ~ 0,92 %) ou dans les chromites (Cr_2O_3 ~ 38 %) et de faibles teneurs en titane dans ces deux minéraux (TiO_2 cpx ~ 0,14 % et TiO_2 chromite ~ 0,21 %). Pour ces différentes compositions, elle se situe plus ou moins dans le trend décrit par les péridotites *(fig.4.80b)*. De la même manière, le gabbro à Ol présente des teneurs élevées en chrome dans les Cpx (Cr_2O_3 ~ 0,92 %) et dans les chromites (Cr_2O_3 ~ 34,1 % - 40,1 %) et des teneurs moyennes en titane dans ces deux minéraux (TiO_2 cpx ~ 0,2 % et TiO_2 chromite ~ 0,43 % - 0,78 %). Comme précédemment, ce gabbro à Ol suit le trend d'évolution des péridotites ce qui explique, entre autres, les teneurs plus élevées en chrome et en titane de ses chromites par rapport à celles de la troctolite, ce premier se situant dans le second sous-intervalle. La plagioclasite présente des teneurs élevées en titane que ce soit pour les Cpx (TiO_2 ~ 0,56 %) ou pour les chromites (TiO_2 ~ 1,44 % - 1,87 %) et ces teneurs sont les plus fortes analysées dans l'ensemble des échantillons de cette coupe. Les compositions en titane des Cpx et des chromites de cette plagioclasite s'observent généralement dans le prolongement des trends d'évolution des péridotites qui sont caractérisés au sommet de la coupe par une croissance des teneurs en titane dans les minéraux *(fig.4.80b)*. Cette plagioclasite montre cependant de faibles teneurs en chrome dans le Cpx (Cr_2O_3 ~ 0,52 %) et des teneurs moyennes en chrome dans la chromite (Cr_2O_3 ~ 35,3 % - 38,2 %) et ne se situe pas, pour cet élément, dans le prolongement du trend des péridotites marqué par une augmentation des teneurs en chrome dans les minéraux au sommet de la coupe. Le fait que ces différentes roches gabbroïques suivent globalement les trends définis par les péridotites montre que ce sont des cumulats appartenant à la séquence cumulative au même titre que les dunites (s.l.) et les wehrlites (s.l.), constituants majeurs de la coupe. De ce fait, certains filons de troctolite lité et de gabbro à Ol recoupant la péridotite ainsi que les

filonnets de plagioclasite observés au sommet de la coupe *(cf. paragraphe II.1.a.1)* ne correspondent pas à des intrusions tardives de roches gabbroïques mais appartiennent vraisemblablement à la séquence cumulative de cette zone de transition.

III.3.b. La coupe du wadi Dima

Cette coupe a été levée à la base de la section crustale profonde au contact avec la zone de transition dunitique, dans un secteur où cette dernière est beaucoup moins épaisse qu'à Tuff (sommet du diapir ; *Ceuleneer, 1991) (fig.4.81, planche 4.3)*. Comme dit précédemment, cette coupe débute dans la section mantellique juste au-dessus d'un « pod » concordant de chromite *(paragraphe II.1.a.2)*. De ce fait, dans l'étude chimique de cette coupe, j'ai décidé d'intégrer des données de harzburgites et lherzolites mantelliques échantillonnées lors des campagnes de 2008 et de 2006 ainsi que des données du « pod » de chromite étudié par Nicolas Granier et Georges Ceuleneer en 2006 *(fig.4.81)*. Cette étude avait d'ailleurs montré que le « pod » du wadi Dima était un corps lité, minéralogiquement et chimiquement, bien plus proche des gisements stratiformes que des « pods » déformés classiquement décrits dans les harzburgites. Ce gisement de chromite ayant été exploité peu de temps après le lever de 2006, je n'ai pas pu le décrire lors de notre campagne de 2008. Ces analyses vont permettre de déterminer l'évolution de la composition chimique des minéraux à l'interface entre la base de la section crustale et le sommet de la section mantellique et de déterminer si des évolutions chimiques existent dans le manteau à l'approche de la zone de transition et donc de la section crustale.

L'ensemble des échantillons de cette coupe montre des gammes de composition relativement importantes en XMg_{cpx} et en Fo comprises entre 84,3 % et 94,6 % et entre 79,7 % et 95,2 % respectivement *(fig.4.81)*. Les compositions les plus primitives s'observent à la base de la coupe dans une chromitite et les plus évoluées se trouvent au sommet dans des gabbros à Ol (s.l.). On peut noter qu'une des wehrlites à Cpx et Plg tardif de la base de la croûte (i.e. 0 m) présente des Cpx avec des XMg ~ 95,9 % associées à de faibles teneurs en chrome (~ 0,25 %) et des concentrations en aluminium et en titane sous la limite de détection (i.e. < 0,08 %). Comme observé dans la coupe de Tuff, ces Cpx, en inclusion dans les chromites de cet échantillon, correspondent vraisemblablement à des Cpx « hydrothermaux ».

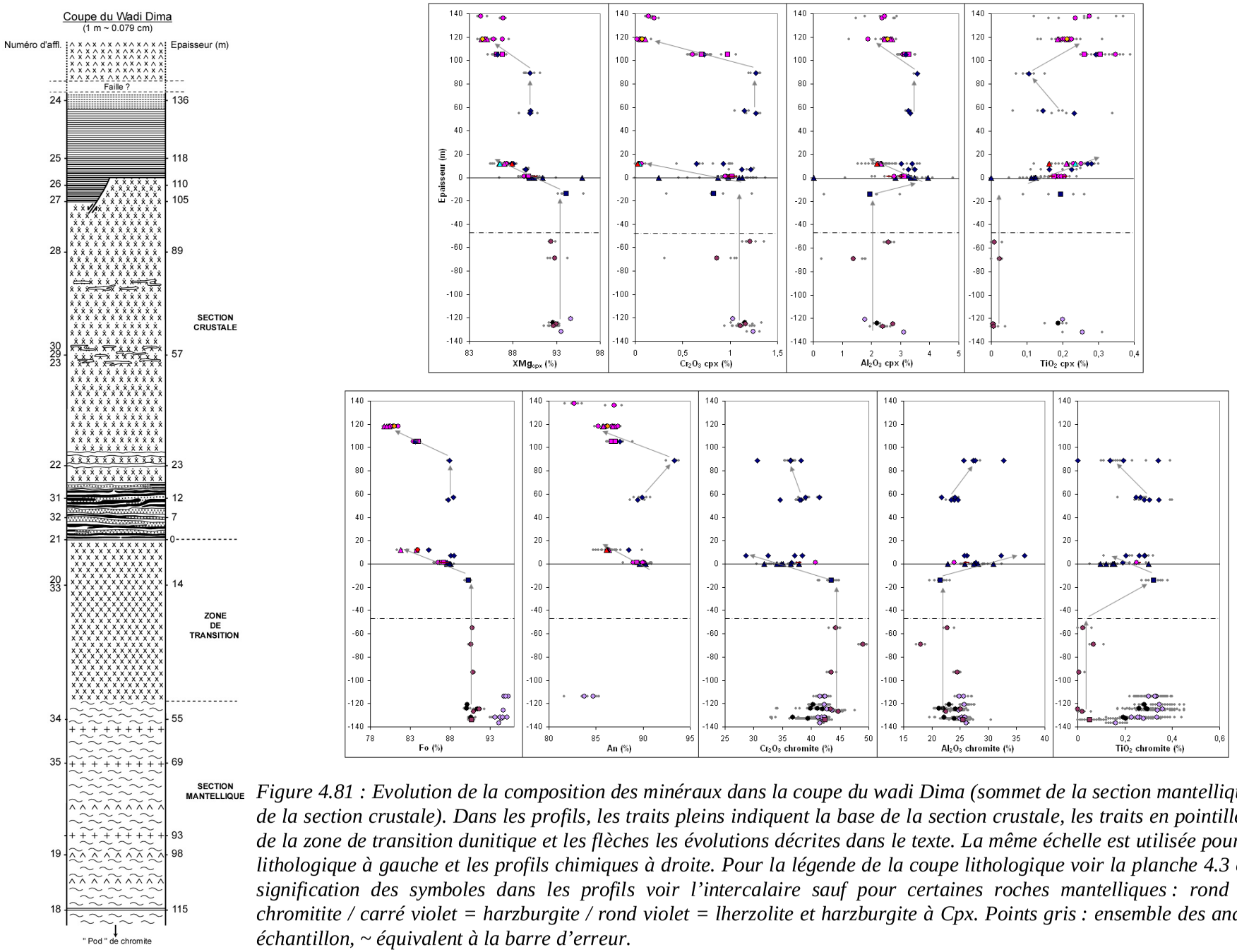


Figure 4.81 : Evolution de la composition des minéraux dans la coupe du wadi Dima (sommet de la section mantellique et base de la section crustale). Dans les profils, les traits pleins indiquent la base de la section crustale, les traits en pointillés la base de la zone de transition dunitique et les flèches les évolutions décrites dans le texte. La même échelle est utilisée pour la coupe lithologique à gauche et les profils chimiques à droite. Pour la légende de la coupe lithologique voir la planche 4.3 et pour la signification des symboles dans les profils voir l'intercalaire sauf pour certaines roches mantelliques : rond parme = chromitite / carré violet = harzburgite / rond violet = lherzolite et harzburgite à Cpx. Points gris : ensemble des analyses par échantillon, ~ équivalent à la barre d'erreur.

Dans la section mantellique, l'ensemble des harzburgites et lherzolites interstratifiées ou non avec des lits de chromitite, montre des compositions globalement homogènes avec des XMg_{cpx} compris entre 92,3 % et 92,9 %, des Fo s'échelonnant de 90,6 % à 91,6 % et des teneurs en titane sous la limite de détection dans les Cpx (TiO_2 < 0,08 %) et dans les chromites ($TiO_2 \leq$ 0,07 %) *(fig.4.81)*. Ces péridotites présentent également des teneurs globalement équivalentes en chrome et en aluminium dans les Cpx et les chromites quoique de relativement faibles variations de compositions sont observables, les teneurs en chrome s'échelonnant de ~ 0,86 % à ~ 1,21 % dans le Cpx et de 42,4 % à 49 % dans la chromite et les teneurs en aluminium variant de ~ 1,38 % à ~ 2,74 % dans le Cpx et de 18 % à 25,6 % dans la chromite. Dans les chromitites, les silicates ont des compositions plus magnésiennes que dans les péridotites associées (dunite, lherzolite, harzburgite) avec des teneurs en Fo dans l'Ol comprises entre 93,6 % et 95,2 % contre ~ 90 % - 91,6 % dans les péridotites et des valeurs de XMg_{cpx} comprises entre 93,5 % et 94,6 % contre ~ 92,7 % dans les péridotites, ce qui est un effet classique des rééquilibrages sub-solidus des silicates dans des assemblages comportant de fortes abondances modales de chromite *(Ceuleneer, comm. perso.)*. Au sein du gisement, les chromitites et les péridotites interlitées présentent des compositions globalement équivalentes en chrome et en aluminium dans le Cpx et dans les chromites, cependant les dunites et les chromitites montrent des teneurs en titane dans les Cpx et dans les chromites beaucoup plus élevées (~ 0,19 % < TiO_2 < ~ 0,26 % et ~ 0,16 % < TiO_2 < ~ 0,36 %, respectivement) que les lherzolites et harzburgites associées. La wehrlite à Cpx tardif échantillonnée dans la zone de transition dunitique (~ -14 m) présente généralement des compositions équivalentes à celles des roches mantelliques (i.e. Fo, Al_2O_3 et Cr_2O_3 dans les Cpx et les chromites équivalent aux harzburgites et lherzolites, XMg_{cpx} et TiO_2 dans les Cpx et les chromites équivalent aux chromitites et/ou dunites) *(fig.4.81)*.

Les roches de la section crustale montrent des compositions plus évoluées que celles des roches mantelliques avec des XMg_{cpx} compris entre 84,3 % et 91,4 % (en dehors des Cpx hydrothermaux) et des Fo compris entre 79,7 % et 88,4 % *(fig.4 .81)*. Les chromites dans les cumulats de la croûte présentent généralement des teneurs en chrome plus faibles (Cr_2O_3 < 41,4 %) et des teneurs en aluminium plus élevées (Al_2O_3 > 21,7 %) que celles des roches mantelliques mais les Cpx ont des gammes de composition en chrome et en titane globalement équivalentes à celles des roches du manteau. On constate également que les cumulats crustaux présentent des compositions en titane dans les Cpx et les chromites équivalentes à celles des roches mantelliques (s.l.) mais généralement plus élevées que celles des harzburgites et lherzolites.

Dans cette coupe on distingue deux évolutions différentes de la composition des minéraux localisées à la base (< ~ 20 m) et au sommet de la section (> ~ 20 m) qui sont toutes deux caractérisées par des formes hyperboliques quels que soient l'élément ou le minéral considéré *(fig.4.81)*.

La première évolution est caractérisée par des XMg_{cpx} et des Fo constants (~ 93,3 % et ~ 90,5 % respectivement) dans les péridotites de la section mantellique et de la zone de transition puis par une diminution progressive et relativement importante de ces derniers, de la zone de transition jusqu'aux 15 premiers mètres de la section crustale, le XMg passant de 94,1 % à 86,5 % dans le Cpx et le Fo variant de 90,3 % à 81, 8 % dans l'Ol. Les teneurs en chrome des Cpx et des chromites sont globalement corrélées au XMg_{cpx} et au Fo, diminuant de ~ 1 % à ~ 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,09 %) et de ~ 43,5 % à ~ 28,6 % respectivement de la zone de transition (et donc du manteau) vers la base de la section crustale. L'anorthite du Plg est également corrélé au XMg_{cpx} et au Fo (86,1 % < An < 90,3 %), du moins à la base de la section crustale, cette phase n'ayant pas été analysée dans les péridotites de la section mantellique et de la zone de transition. Les teneurs en titane des Cpx et en aluminium des chromites sont, quant à elles, anti-corrélées aux XMg_{cpx} et au Fo, le TiO_2

du Cpx étant sous la limite de détection dans les péridotites du manteau (< 0,08 %) puis augmentant de ~ 0,15 % à ~ 0,28 % (en tenant compte des barres d'erreurs) de la zone de transition jusqu'au 15 premiers mètres de la section crustale, et l'Al_2O_3 de la chromite variant de 21,5 % à 36,4 % du sommet du manteau à la base de la section crustale. L'évolution des teneurs en titane des chromites et en aluminium des Cpx est plus difficile à interpréter au niveau de cette limite manteau/croûte. En effet, la teneur en aluminium des Cpx augmente de la zone de transition vers la croûte mais diminue au sein de la section crustale tandis que la teneur en titane des chromites augmente du manteau vers la zone de transition puis diminue au sein de la section crustale. Cette première évolution caractérisée par une diminution du XMg_{cpx} et du Fo associée à une décroissance des teneurs en chrome des Cpx et des chromites et une augmentation des teneurs en titane des Cpx et en aluminium des chromites témoigne d'un mécanisme de cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes. Du fait de la présence d'un seul échantillon analysé dans la zone de transition dunitique et de la composition de ses minéraux proche de celle des péridotites du manteau sous-jacent, il est impossible de mettre en évidence des évolutions de type cristallisation fractionnée dans cet intervalle. Le shift de composition de part et d'autre du niveau que nous avons identifié sur le terrain comme la base de la croûte montre, par contre, sans ambiguïté que les péridotites et les roches gabbroïques observés au dessus de ce niveau sont des cumulats ayant subi un mécanisme de cristallisation fractionnée, en plus d'autres processus, comme l'indiquent la diminution de la teneur titane des chromites et en aluminium des Cpx associée à la diminution du XMg_{cpx} et du Fo. Ces évolutions chimiques complexes sont à mettre en parallèle avec les structures de fluage dynamique que j'ai décrites précédemment *(paragraphe II.1.a.2)*. Si l'on considère plus en détail les deux types de cumulats dans cette zone basale, on constate qu'ils décrivent, dans la majorité des diagrammes, deux trends plus ou moins parallèles de compositions légèrement différentes (variation > 2 %). En effet, on constate que les roches gabbroïques présentent un trend d'évolution globalement plus appauvri en XMg, en Cr_2O_3 et en Al_2O_3 dans le Cpx, en Fo dans l'Ol et en An dans le Plg que celui des péridotites cumulatives et sont donc plus évoluées (mise à part l'appauvrissement en aluminium qui peut cependant s'expliquer par un effet du Plg) que ces dernières *(fig.4.81)*. La cristallisation fractionnée contemporaine de deux magmas de compositions différentes pourrait expliquer la présence de ces trends définis par les deux types de cumulats. Sur le terrain, la présence de cumulats gabbroïques et de cumulats wehrlitiques lités s'interpénétrant dans cette zone serait en accord avec cette hypothèse déduite de la chimie.

La deuxième évolution est très proche de la précédente et est caractérisée par des valeurs constantes du XMg_{cpx} (~ 89,9 %) et du Fo (~ 87,9 %) dans l'épaisse zone de cumulats wehrlitiques puis par une diminution de ces valeurs du sommet de l'unité wehrlitique (~ 89 m) jusqu'à environ la cote 120 m dans l'unité des cumulats lités, le XMg_{cpx} passant de 89,9 % à 85,1 % et le Fo variant de 87,9 % à 80,4 %. Les teneurs en chrome et en aluminium des Cpx sont corrélées au XMg_{cpx} et au Fo, Cr_2O_3 et Al_2O_3 étant globalement constants dans l'unité wehrlitique (~ 1,27 % et ~ 3,4 % respectivement) et décroissants de ~ 1,27 % à 0 % (i.e. sous la limite de détection) et de ~ 3,4 % à ~ 2,1 % respectivement du sommet de cette dernière jusqu'à la cote 120 m dans l'unité des cumulats lités. L'évolution de la teneur en titane dans les Cpx est plus difficile à déterminer mais on peut noter que cette teneur augmente globalement dans les cumulats lités, de 0,1 % à 0,2 - 0,3 %. On note également que la teneur en anorthite des Plg est corrélée au XMg_{cpx} et au Fo, diminuant de 93,3 % à 85,8 % du sommet de l'unité wehrlitique jusqu'à ~ 120 m dans l'unité des cumulats lités. Comme précédemment, cette évolution caractérisée par une diminution des valeurs de XMg et de Cr_2O_3 dans le Cpx, du Fo dans l'Ol et de An dans le Plg est compatible avec un mécanisme de cristallisation fractionnée de phase ferromagnésienne mais la décroissance des teneurs en aluminium des Cpx semble refléter la présence d'autres mécanismes perturbant cette

cristallisation fractionnée. L'absence de variation du XMg et du Fo dans l'unité wehrlitique indique au contraire que ces roches n'ont, *a priori*, pas subi de mécanisme de cristallisation fractionnée. Cependant on constate que, pour certains éléments, les échantillons de cette unité présentent des évolutions significatives : une augmentation de la teneur en anorthite des Plg de An89,4 à An93,3 et en aluminium des chromites de 23,4 % à 27,7 %, une diminution des teneurs en titane dans les chromites (de ~ 0,3 % à 0,15 %) et dans les Cpx (de ~ 0,2 % à 0,1 %) et une diminution des teneurs en chrome dans les chromites (de 38 % à 36,3 %) vers le sommet de la coupe *(fig.4.81)*. Ces observations associées à la faible densité de données à la base de cette unité wehrlitique entre les deux évolutions chimiques ne permettent pas de déterminer avec précision la nature de cette unité. Cependant, la présence de quelques variations chimiques et de textures cumulatives dans les échantillons indique que ces wehrlites (s.l.) sont plus que probablement des cumulats. Dans ce cas, la présence de cette unité témoignerait de l'arrivée d'un magma plus primitif et/ou de composition différente dans la chambre magmatique.

Les roches gabbroïques du sommet de la coupe (i.e. cumulats gabbroïques laminés, *fig.4.81*) n'appartiennent pas à cette deuxième évolution. En effet, ils ne suivent pas le trend décrit par les cumulats lités mais présentent des compositions équivalentes à ces derniers. Ces cumulats laminés montrent des gammes de composition relativement importantes pour le XMg_{cpx} (84,3 % à 86,5 %) et pour la teneur en anorthite des Plg (An82,7 à An86,9) mais beaucoup plus restreintes pour les autres éléments (Cr_2O_3 ~ 0,15 %, Al_2O_3 ~ 2,45 % et TiO_2 ~ 0,26 % dans le Cpx). Ces cumulats du sommet de la coupe reflètent probablement l'arrivée dans la chambre magmatique d'un liquide de même degré de différenciation et de même composition que celui déjà présent dans la chambre.

L'étude chimique de cette coupe du wadi Dima indique, au premier ordre, que les cumulats lités à la base de la section crustale résultent de cycles de remplissage et de cristallisation fractionnée de plusieurs magmas de compositions différentes dans la chambre magmatique.

III.3.c. La coupe du wadi Sayjani

La coupe du wadi Sayjani est formée d'une succession de roches riches en pyroxènes (wehrlite, clinopyroxénite, webstérite,…) associée à de nombreuses gabbronorites *(fig.4.82, planche 4.7)*. L'ensemble des échantillons de cette coupe présente des compositions relativement primitives avec des XMg_{cpx} compris entre 80,8 % et 93,1 %, des XMg_{opx} s'échelonnant de 74,8 % à 90,5 % et des Fo compris entre 83,9 % et 90,5 %.

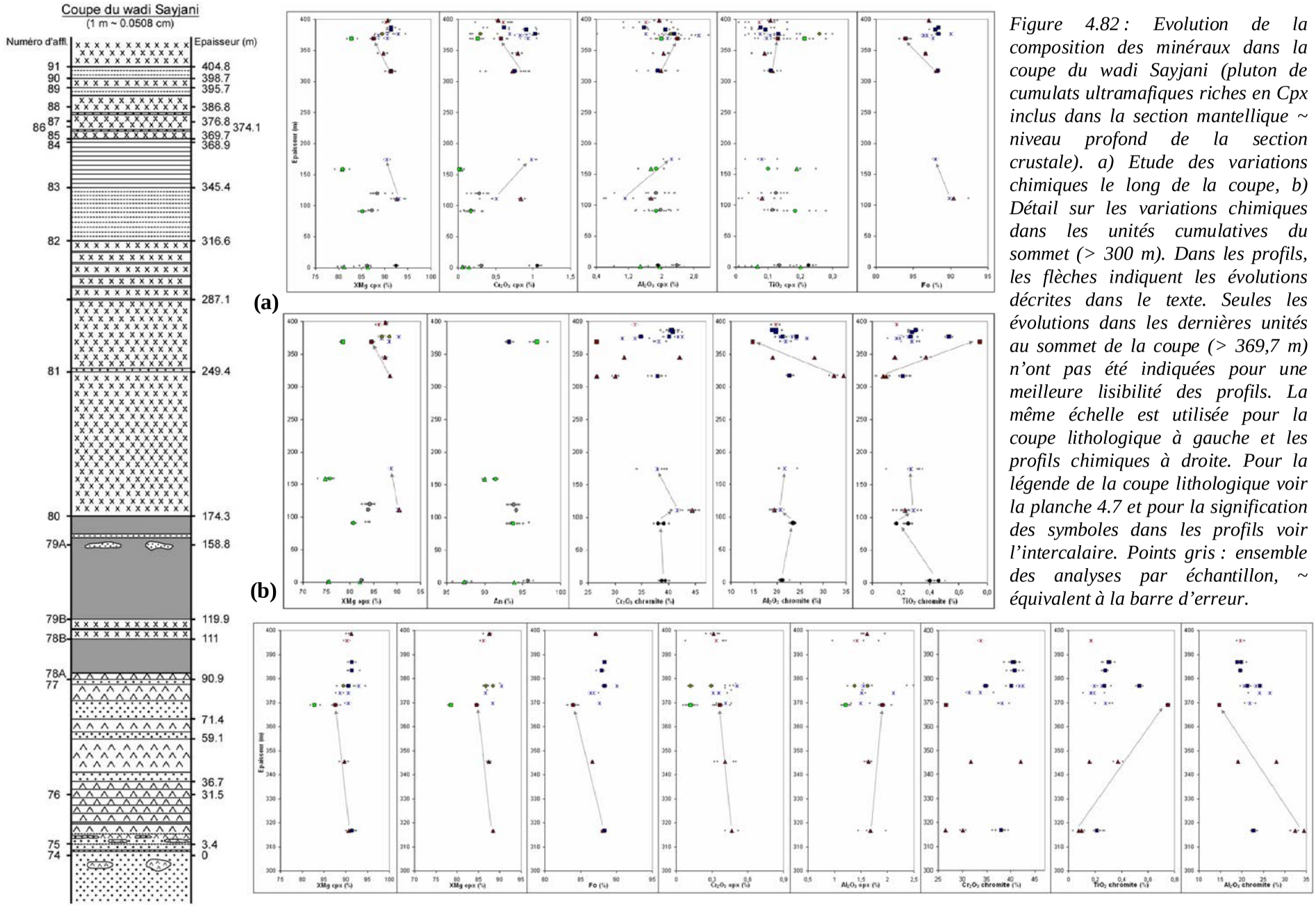


Figure 4.82 : Evolution de la composition des minéraux dans la coupe du wadi Sayjani (pluton de cumulats ultramafiques riches en Cpx inclus dans la section mantellique ~ niveau profond de la section crustale). a) Etude des variations chimiques le long de la coupe, b) Détail sur les variations chimiques dans les unités cumulatives du sommet (> 300 m). Dans les profils, les flèches indiquent les évolutions décrites dans le texte. Seules les évolutions dans les dernières unités au sommet de la coupe (> 369,7 m) n'ont pas été indiquées pour une meilleure lisibilité des profils. La même échelle est utilisée pour la coupe lithologique à gauche et les profils chimiques à droite. Pour la légende de la coupe lithologique voir la planche 4.7 et pour la signification des symboles dans les profils voir l'intercalaire. Points gris : ensemble des analyses par échantillon, ~ équivalent à la barre d'erreur.

L'ensemble des gabbronorites observées dans la coupe, quels que soient leurs modes d'affleurement (filons, « pods », épaisses masses, passées dans les clinopyroxénites), présente des compositions relativement évoluées par rapport à la majorité des péridotites/pyroxénites *(fig.4.82a)*. En effet, ces roches présentent des XMg_{cpx} < 86,4 % et des XMg_{opx} < 82,1 % et des Cpx très pauvres en chrome avec des teneurs toujours inférieures à ~ 0,17 %. Ces échantillons présentent cependant des gammes de composition en aluminium et en titane dans le Cpx globalement équivalentes à celles des péridotites/pyroxénites avec des teneurs en Al_2O_3 et en TiO_2 comprises entre ~ 1,48 % et 2 % et entre ~ 0,08 % et ~ 0,22 % respectivement. Dans le détail, on peut distinguer trois générations de gabbronorites dans cette coupe caractérisées par des compositions distinctes *(fig.4.82a)*. Les gabbronorites (s.l.) situées aux cotes 1,7 m et 158,8 m montrent des compositions très évoluées avec un XMg_{cpx} ~ 81 %, un XMg_{opx} ~ 75,5 % et des teneurs en anorthite comprises entre 87,3 % et 91,5 %. Ces gabbronorites présentent également des Cpx très pauvres en chrome (i.e. sous la limite de détection) confirmant leur caractère évolué, et des teneurs en titane variables mais souvent relativement faibles (0,08 % < TiO_2 < 0,19 %). Sur le terrain, ces roches correspondent à des filons et à des « pods » de gabbronorite (s.s.) et de leucogabbronorite à grains fins *(fig.4.82, planche 4.7)*. La gabbronorite (s.l.) localisée à la cote 368,9 m présente des compositions légèrement plus primitives avec un XMg_{cpx} de ~ 82,8 % et un XMg_{opx} de 78,5 %. Elle montre également, parmi les gabbronorites, les plus fortes teneurs en titane et en chrome dans les Cpx (TiO_2 ~ 0,22 % et Cr_2O_3 ~ 0,27 %) et les Plg les plus anorthitiques (An ~ 96,9 %). Sur le terrain, cet échantillon correspond à une mélagabbronorite à grains fins qui affleure sous forme de fines passées dans l'unité des clinopyroxénites litées *(cf. paragraphe II.1.b.3)*. La dernière génération de gabbronorite (s.l.) regroupe celles situées à la base de la coupe (i.e. cote 0 m) et à la cote 90,9 m. Ces échantillons présentent, parmi les gabbronorites, les compositions les plus primitives avec des XMg_{cpx} de 85,1 % à 86,4 % et des XMg_{opx} de 80,8 % à 82,1 %. Ils ont cependant des taux d'An dans le Plg et des teneurs en chrome et en titane dans le Cpx intermédiaires entre ceux des deux générations précédentes (An ~ 94 %, Cr_2O_3 ~ 0,16 % et TiO_2 ~ 0,2 %). Ces échantillons correspondent à des filons (cote 90,9 m) et à de grandes masses (cote 0 m) de gabbronorites et de leucogabbronorites pegmatitiques *(fig.4.82, planche 4.7)*. On constate que, dans cette coupe, une corrélation nette existe entre le mode d'affleurement des gabbronorites et leur composition chimique. Les compositions moins magnésiennes de ces gabbronorites par rapport à la majorité des péridotites/pyroxénites indiquent que ces roches correspondent à des injections de magmas relativement évolués dans une séquence de cumulats plus primitifs. La présence de trois générations de gabbronorites de compositions et de modes de mise en place différents témoigne d'injections multiples de magmas de composition variée à différents moments de la construction de cette pile de cumulat. L'hypothèse de terrain de la stricte cogénicité des lits de gabbronorites et des lits de clinopyroxénites au sommet de la coupe n'est donc pas validée par la chimie des phases *(cf. paragraphe II.1.b.3)*.

Les gabbronorites à Ol situées à la cote 376,8 m ont des compositions significativement différentes des gabbronorites (s.s.) précédentes *(fig.4.82a)*. En effet, ces échantillons montrent des compositions relativement primitives équivalentes à celles des péridotites/pyroxénites associées avec des XMg_{cpx} ~ 89,5 % et des XMg_{opx} compris entre 86,8 % et 88,4 %. Elles présentent cependant des Cpx avec des teneurs en chrome beaucoup plus faibles (Cr_2O_3 ~ 0,3 %) et des teneurs en titane beaucoup plus élevées (TiO_2 ~ 0,26 %) que celles des Cpx des péridotites/pyroxénites du même niveau stratigraphique (Cr_2O ~ 0,7 - 1 % et TiO_2 ~ 0,08 - 0,13 %). Pour ces deux éléments, la composition des gabbronorites à Ol se rapprochent donc de celle des gabbronorites (s.s.). Sur le terrain, ces roches affleurent sous forme de bancs de gabbronorites pegmatitiques inclus dans une unité de wehrlite litée *(fig.4.82, planche 4.7)*. La composition anormalement riche en titane et pauvre en chrome de

ces gabbronorites à Ol par rapport aux wehrlites (s.l.) montre qu'elles ne font pas partie de la même séquence cumulative. Leur composition relativement primitive et leur mode d'affleurement les apparente plutôt à des injections relativement précoces de magmas primitifs, pendant ou légèrement après la cristallisation des cumulats lités.

Les webstérites à Plg situées dans les 120 premiers mètres de la coupe ont des compositions relativement différentes de celles de la majorité des péridotites/pyroxénites et généralement très différentes de celles des péridotites associées *(fig.4.82a)*. En effet, ces webstérites présentent des compositions relativement évoluées par rapport aux péridotites associées avec des XMg_{cpx} compris entre 86,1 % et 88,4 % (contre de 90,5 % à 93,1 %) et des XMg_{opx} compris entre 82,5 % et 84,2 % (contre de 88,7 % à 90,5 %) ainsi que des teneurs en chrome dans le Cpx très faibles s'échelonnant de ~ 0,17 % à ~ 0,31 % (contre de ~ 0,51 % à 1,1 %). Les Plg de ces échantillons ont, par contre, des teneurs en anorthite relativement élevées comprises entre 93,8 % et 95,7 %. Leurs teneurs en aluminium et en titane dans les Cpx sont généralement équivalentes à celles des péridotites/pyroxénites quoique des variations de l'ordre de 0,05 % - 0,1 % de TiO_2 s'observent, par exemple, entre les webstérites et les péridotites du même niveau stratigraphique. On constate donc que ces webstérites présentent des compositions relativement proches de celles de la troisième génération de gabbronorites (i.e. les plus primitives). Sur le terrain, ces webstérites à Plg affleurent sous forme de bandes de roches à grains fins dans la dunite (3,3 m) ou sous forme de bancs massifs ou de masses de roches pegmatitiques (92 m et 119,9 m) *(fig.4.82, planche 4.7)*. Le fait que ces webstérites à Plg présentent des compositions différentes de celles des péridotites situées au même niveau dans la coupe et équivalentes à celles de certaines gabbronorites est compatible avec des injections de magmas dans la séquence cumulative au même titre que les roches gabbroïques précédentes.

Dans l'ensemble de la coupe, les différentes péridotites/pyroxénites (en dehors des webstérites) présentent des gammes de composition globalement équivalentes avec des XMg_{cpx} et des XMg_{opx} compris entre 87,6 % et 93,1 % et entre 84,6 % et 90,5 % respectivement ainsi que des Fo s'échelonnant de 83,9 % à 90,5 % *(fig.4.82)*. On constate qu'aucune variation de composition systématique ne s'observe entre les différents types de lithologies que ce soit au sein d'un même groupe de roche (clinopyroxénite, wehrlite) ou entre ces groupes, sauf exception pour la seule clinopyroxénite à Ol, Opx et Plg qui est plus évoluée que les autres échantillons.

A la base de la section (< 200 m), les péridotites présentent des compositions relativement constantes du point de vue du XMg_{cpx} ~ 91 - 93 % et du XMg_{opx} ~ 89 % mais des variations plus importantes pour les autres éléments et/ou minéraux. On constate, par exemple, que la wehrlite à Cpx et Opx tardifs localisée à la cote 111m montre des teneurs en chrome et en aluminium dans les Cpx plus faibles (Cr_2O_3 ~ 0,5 % et Al_2O_3 ~ 1,11 %) que celles des autres péridotites (Cr_2O_3 ~ 0,8 - 1,1 % et Al_2O_3 ~ 1,74 - 2,24 %). Elle présente également des Fo et des teneurs en chrome dans la chromite légèrement plus élevées que celles des autres wehrlites (s.l.) et dunites mais sensiblement plus faibles que celles des passées de harzburgite lherzolitique (Fo ~ 89,8 % et Cr_2O_3 ~ 41,5 %). De la même manière, la dunite à la base de la coupe (3,4 m) montre des teneurs en titane dans le Cpx et dans la chromite très élevées par rapport aux autres péridotites avec des valeurs de $TiO_{2\ cpx}$ ~ 0,23 % contre 0,08 % pour les péridotites associées et des valeurs de $TiO_{2\ chromite}$ ~ 0,4 % - 0,5 % contre 0,2 % - 0,3 % pour les péridotites associées. Les variations de composition des chromites dans les péridotites à la base de la coupe, hors litage dans la wehrlite située à la cote 111 m (i.e. en dehors de la harzburgite lherzolitique), décrivent des patterns ondulés marqués par trois intervalles montrant des évolutions différentes *(fig.4.82a)*. Le premier intervalle, à la base de la coupe, d'environ 87 m d'épaisseur, est caractérisé par une diminution progressive des teneurs en chrome et en titane des chromites, le Cr_2O_3 et le TiO_2 variant de ~ 38,8 % à ~ 38,3 % et de ~

0,43 % à ~ 0,22 % respectivement, corrélée à une augmentation de leur teneur en aluminium de ~ 21 % à ~ 23,4 %. Le second intervalle, d'environ 20 m d'épaisseur, est marqué par une brutale croissance des teneurs en chrome et en titane des chromites, de ~ 38,3 % à ~ 41,5 % et de ~ 0,22 % à ~ 0,29 % respectivement, associée à une brusque décroissance de leur teneur en aluminium de 23,4 % à 20,8 %. Enfin, le dernier intervalle, d'environ 60 m d'épaisseur, est caractérisé par une diminution progressive des teneurs en chrome et en titane des chromites, de ~ 41,5 % à ~ 37,9 % et de ~ 0,29 % à ~ 0,27 % respectivement, corrélée à une augmentation de leur teneur en Al_2O_3 de ~ 20,8 % à ~ 21,7 %. On note ici que les teneurs en titane et en aluminium des chromites sont anti-corrélées, ce qui est inhabituel. On peut remarquer que la dernière évolution (entre les cotes 111 m et 174,3 m) est associée à une légère diminution du Fo et du XMg des pyroxènes et à une augmentation des teneurs en aluminium et en chrome des Cpx (variation de 0,5 % à 2,6 %). Ces évolutions pourraient refléter des mécanismes de cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes associées au remplissage de la chambre par des magmas primitifs, cependant les corrélations observées dans ces intervalles entre les teneurs en chrome et en aluminium des Cpx et entre les teneurs en chrome et en titane des chromites sont incompatibles avec un tel mécanisme. Du fait de la texture cumulative de ces péridotites, il est cependant très probable que ces évolutions reflètent des cycles de remplissage/cristallisation, les variations « anormales » de certains éléments reflétant vraisemblablement l'intervention d'autres mécanismes magmatiques et/ou hydrothermaux. Malgré la présence de nombreuses injections de roches gabbroïques et pyroxénitiques recoupant ces péridotites, ces dernières appartiennent bien à la séquence cumulative.

Au sommet de la coupe (> 300 m), les péridotites/pyroxénites essentiellement représentées par des clinopyroxénites (s.l.) et des wehrlites (s.l.), présentent une gamme de composition relativement étendue sur environ 100 m d'épaisseur avec des XMg_{cpx} compris entre 87,6 % et 92,9 %, des XMg_{opx} compris entre 84,6 % et 90,4 % et des Fo s'échelonnant de 83,9 % à 90,1 % *(fig.4.82a-b)*. On note également qu'ils présentent des teneurs en chrome, en titane et en aluminium très variables dans les chromites (26,6 % < Cr_2O_3 < 42,5 %, 14,7 % < Al_2O_3 < 34,5 % et 0,08 % < TiO_2 < 0,75 %). L'unité des clinopyroxénites litées (entre les cotes 316,6 m et 368,9 m) est caractérisée par une diminution progressive du XMg dans les pyroxènes, XMg_{cpx} variant de 90,7 % à 87,6 % et XMg_{opx} s'échelonnant de 88,4 % à 84,6 %, et du Fo dans les Ol, de 88,1 % à 83,9 %, de la base au sommet. Cette évolution est associée à une diminution des teneurs en chrome des pyroxènes ($Cr_2O_{3\ cpx}$ variant de ~ 0,87 % à ~ 0,58 % et $Cr_2O_{3\ opx}$ de 0,47 % à 0,37 %, *fig.4.82a-b*), et une légère augmentation des teneurs en aluminium dans les pyroxènes (de ~ 1,99 % à ~ 2,39 % dans le Cpx et de ~ 1,68 % à ~ 1,91 % dans l'Opx, *fig.4.82a-b*) et des teneurs en titane dans le Cpx (TiO_2 croissant de 0,11 % à 0,13 %). Au niveau de la composition des chromites, les valeurs sont plus dispersées dans ces clinopyroxénites litées mais on distingue cependant une anti-corrélation entre les teneurs en aluminium et en titane marquée par une diminution des teneurs en aluminium de 34,5 % à 14,7 % et une augmentation des teneurs en titane de ~ 0,08 % à ~ 0,75 % vers le sommet de cette unité. A l'exception des teneurs en aluminium dans la chromite, l'ensemble de ces évolutions témoigne d'un mécanisme de cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes. On note que la construction de cette séquence de clinopyroxénites par cristallisation fractionnée était déjà supposée sur le terrain au vu de la lamination et du litage bien marqués. Les échantillons des unités de wehrlite et des alternances wehrlites/clinopyroxénites, s'observant de la cote 369,7 m jusqu'au sommet de la coupe, présentent des compositions relativement similaires avec des Fo de ~ 88 % en moyenne et des XMg_{cpx} et XMg_{opx} centrés autour ~ 90,5 % et ~ 87,5 % respectivement *(fig.4.82a)*. Cependant, dans le détail, ils montrent de légères variations de ces valeurs et une dispersion relativement importante des teneurs en Cr_2O_3, Al_2O_3 et TiO_2 dans les différents minéraux *(fig.4.82b)*. Dans

le détail, ces variations de composition définissent des patterns en zig-zag. Par exemple, à la base de l'unité des wehrlites, dans l'intervalle 369,7 m - 376,8 m, on observe d'abord une diminution du XMg_{cpx}, du XMg_{opx} et du Fo associée à une décroissance des teneurs en chrome dans les pyroxènes et les chromites, une diminution des teneurs en titane et une croissance des teneurs en aluminium dans les chromites. Cette évolution est suivie par une augmentation du XMg_{cpx}, du XMg_{opx} et du Fo dans l'Ol, corrélée à une croissance des teneurs en chrome dans les Opx et les chromites et en titane dans ces dernières et une diminution des teneurs en aluminium dans les chromites. De la même manière, au sommet de cette coupe (> 395,6 m), on observe dans les clinopyroxénites, une augmentation des XMg des pyroxènes corrélée à une décroissance de leurs teneurs en chrome et une augmentation de leurs teneurs en aluminium et en titane. Ces évolutions et la forme de ces patterns indiquent l'arrivée de magmas primitifs suivie de la cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes dans la chambre magmatique. Ces cycles confirment que les unités du sommet de la coupe sont d'origine cumulative comme supposée d'après les observations de terrain. On note cependant que, dans ces unités, les corrélations ou anti-corrélations entre les éléments ne sont pas toujours faciles à comprendre et les évolutions sont parfois contraires aux mécanismes de remplissage/cristallisation fractionnée indiquant d'autres phénomènes magmatiques et/ou hydrothermaux qui peuvent intervenir et modifier la composition des magmas/cumulats pour certains éléments et/ou minéraux.

Entre les deux grandes zones de la coupe, une unité wehrlitique d'environ 140 m n'a malheureusement été que peu échantillonnée du fait de son caractère homogène sur le terrain *(fig.4.82)*. Les échantillons analysés à la base (174,3 m) et au sommet de cette unité (316,6 m) présentent des compositions relativement homogènes pour l'ensemble des éléments et des minéraux considérés (XMg_{cpx} ~ 91 % et Fo ~ 88 % par exemple). Le passage entre cette unité wehrlitique et l'unité de clinopyroxénites litées sus-jacente n'est généralement pas marqué par un saut de composition, les compositions des wehrlites (s.l.) et des clinopyroxénites (s.l.) au contact étant équivalentes pour la majorité des éléments et des minéraux étudiés *(fig.4.82a-b)*. Seules les chromites présentent un saut de composition au contact puisqu'elles sont plus riches en chrome et en titane dans les wehrlites (Cr_2O_3 ~ 38 % contre 26,6 % - 30,1 % et TiO_2 ~ 0,22 % contre ~ 0,09 % dans les clinopyroxénites) et plus pauvres en aluminium (Al_2O_3 ~ 22,7 % contre 32,4 % - 34,5 % dans les clinopyroxénites). Du fait du manque d'analyses dans cette unité, il est difficile de déterminer si elle présente également des évolutions cryptiques révélant des cycles de remplissage/cristallisation fractionnée comme l'unité sus-jacente. Cependant, au vu de la texture cumulative des échantillons, des relations de terrain avec les autres unités et de la composition des wehrlites (s.l.) équivalente à la majorité des cumulats péridotitiques/pyroxénitiques de cette coupe, cette unité appartient de toute évidence à la séquence cumulative.

En conclusion, cette coupe est globalement formée de deux zones. La section basale (< 200 m) correspond à des unités de péridotites cumulatives, principalement construites par des cycles de remplissage/cristallisation fractionnée, et recoupées, à différentes échelles, par de nombreux corps gabbroïques et pyroxénitiques présentant des modes d'affleurement différents reflétant des injections multiples de magmas d'origine et de degré de différenciation variées à différents moments de la cristallisation des cumulats. La section sommitale (> 300 m) est essentiellement constituée de plusieurs unités cumulatives de péridotites/pyroxénites ayant enregistré de nombreux cycles de remplissage/cristallisation fractionnée dans la chambre magmatique et relativement peu recoupées par des corps gabbroïques.

III.3.d. Les coupes de Mahram

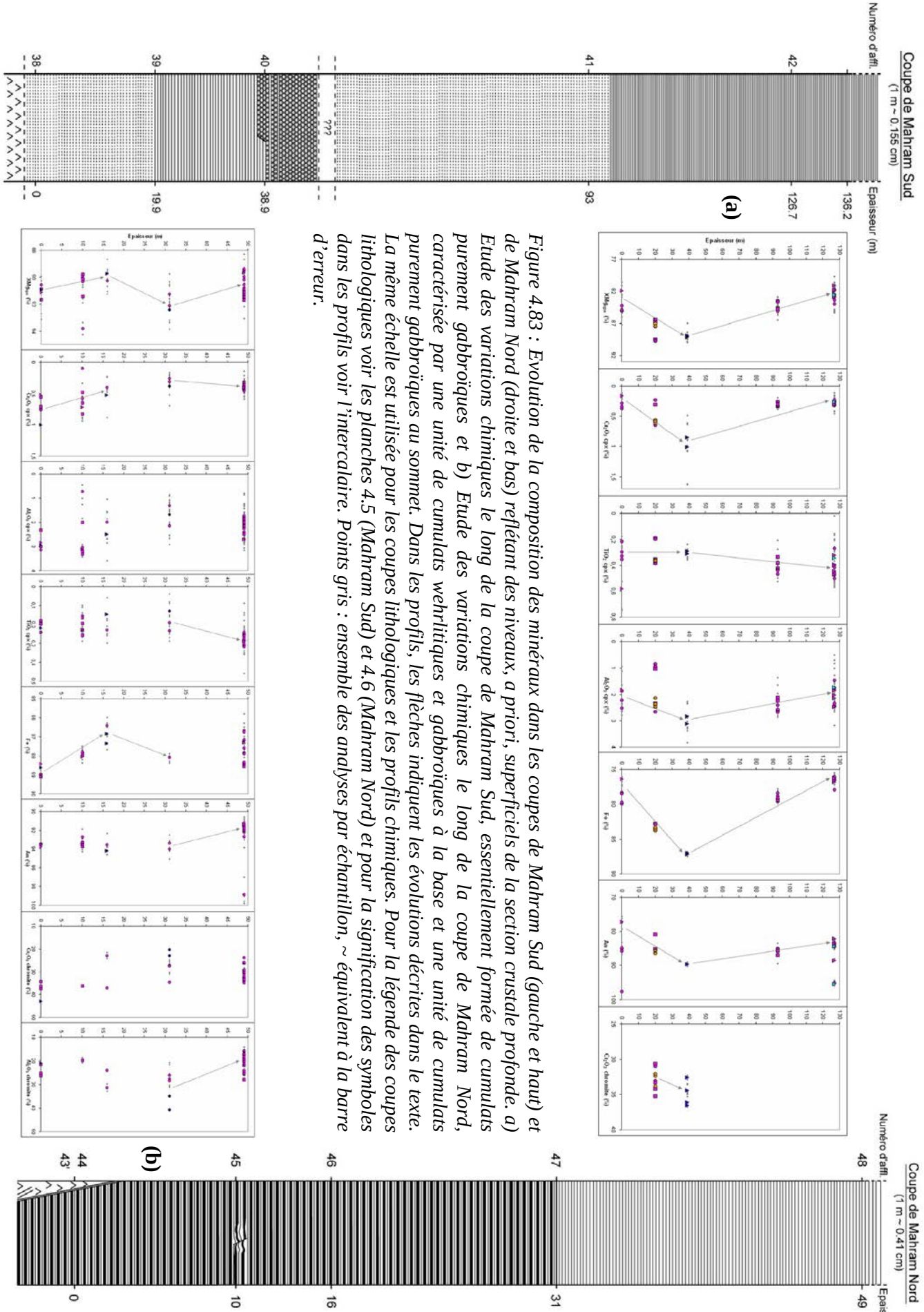


Figure 4.83 : Evolution de la composition des minéraux dans les coupes de Mahram Sud (gauche et haut) et de Mahram Nord (droite et bas) reflétant des niveaux, a priori, superficiels de la section crustale profonde. a) Etude des variations chimiques le long de la coupe de Mahram Sud, essentiellement formée de cumulats purement gabbroïques et b) Etude des variations chimiques le long de la coupe de Mahram Nord, caractérisée par une unité de cumulats wehrlitiques et gabbroïques à la base et une unité de cumulats purement gabbroïques au sommet. Dans les profils, les flèches indiquent les évolutions décrites dans le texte. La même échelle est utilisée pour les coupes lithologiques et les profils chimiques. Pour la légende des coupes lithologiques voir les planches 4.5 (Mahram Sud) et 4.6 (Mahram Nord) et pour la signification des symboles dans les profils voir l'intercalaire. Points gris : ensemble des analyses par échantillon, ~ équivalent à la barre d'erreur.

III.3.d.1. La coupe de Mahram Sud

La coupe de Mahram Sud est essentiellement constituée de cumulats lités purement gabbroïques *(fig.4.83a, planche 4.5)*. L'ensemble des échantillons présente des compositions relativement évoluées par rapport aux coupes précédentes avec des XMg compris entre 81 % et 89,7 % et des Fo s'échelonnant de 76,1 % à 87,2 %. Les lithologies présentant les compositions les plus évoluées sont généralement les leucogabbros à Ol et celles montrant les compositions les plus primitives sont, dans la majorité des cas, les wehrlites à Cpx et Plg tardifs. En effet, on constate que les plus forts XMg_{cpx} s'observent dans certains gabbros à Ol (s.l.). Cependant, les échantillons présentant ces valeurs contiennent en réalité deux générations de Cpx, une génération montrant des XMg élevés (~ 89,6 %) et une génération montrant des XMg plus faibles (~ 86 % - 87 %) équivalents à ceux des autres roches gabbroïques situées au même niveau dans la coupe. De plus, on constate que les Cpx les plus magnésiens sont également appauvris en chrome, en aluminium et en titane par rapport à l'autre génération et aux Cpx des échantillons du même niveau stratigraphique (Cr_2O_3 ~ 0,27 % contre ~ 0,6 % pour les autres Cpx, TiO_2 ~ 0,2 % contre ~ 0,37 % et Al_2O_3 ~ 0,9 % contre 2,1 - 2,7 %) *(fig.4.83a)*. La composition de ces Cpx et la présence de plusieurs générations de Cpx dans les échantillons indiquent très probablement la circulation locale de fluides hydrothermaux. De la même manière, on observe dans certaines roches gabbroïques plusieurs générations de Plg présentant des compositions distinctes. Dans ces échantillons, les Plg anormalement riches en anorthite (An > 95 %) correspondent vraisemblablement, comme pour les Cpx, à des minéraux affectés par des fluides hydrothermaux. A l'exception des différentes générations de Cpx et/ou de Plg, les diverses compositions observées à un même niveau dans la coupe reflètent la composition chimique de différents lits centimétriques échantillonnés dans un même affleurement de cumulats lités. Au vu de la dispersion des données parfois importante *(fig.4.83a)*, on constate que des variations chimiques existent entre ces différents lits. Ces fines variations de composition ne seront étudiées que dans le paragraphe suivant *(III.4.a)*, le but étant ici d'observer les variations chimiques à l'échelle de la coupe.

En enlevant les compositions particulières de certains Cpx et Plg, on observe deux évolutions distinctes dans la coupe *(fig.4.83a)*. La première, s'observant jusqu'à la cote ~ 40 m, est caractérisée par une augmentation du XMg_{cpx} de 82 % - 85 % à ~ 89 % et de Fo de 76,4 % - 80 % à ~ 87 %. Les teneurs en chrome et en aluminium des Cpx sont corrélées au XMg_{cpx} et au Fo, le Cr_2O_3 et l'Al_2O_3 augmentant de ~ 0,29 % à ~ 0,9 % et de ~ 2,2 % à ~ 3 % respectivement. Les teneurs en anorthite des Plg et en chrome des chromites sont beaucoup plus dispersées mais montrent globalement la même évolution que les autres éléments et minéraux, la concentration en anorthite variant plus ou moins de ~ 78 % à ~ 89,7 % et celle en chrome augmentant globalement de ~ 32,4 % à ~ 34,4 % (valeurs moyennes) vers le sommet de l'intervalle. Les teneurs en titane sont cependant globalement constantes (~ 0,3 %) dans cet intervalle. La deuxième évolution, s'observant de la cote 40 m jusqu'au sommet de la coupe, est marquée par une décroissance du XMg_{cpx} de ~ 89 % à ~ 82,5 % et de Fo de ~ 87 % à ~ 76,5 %. Les teneurs en anorthite des Plg et en chrome des Cpx sont corrélées au XMg_{cpx} et au Fo avec des pourcentages d'anorthite décroissant de ~ 89,7 % à ~ 83,5 % et des concentrations en Cr_2O_3 diminuant de ~ 0,9 % à ~ 0,26 % vers le sommet de la coupe. Les teneurs en titane et en aluminium des Cpx sont relativemement dispersées dans les échantillons, cependant on constate que les concentrations en titane ont tendance à augmenter de ~ 0,3 % à ~ 0,45 % et celles en aluminium à diminuer de ~ 3 % à ~ 1,9 % vers le sommet de la coupe. Le premier intervalle montrant une évolution vers des compositions plus magnésiennes témoigne de l'arrivée d'un magma primitif dans la chambre tandis que le second intervalle montrant une évolution vers des compositions plus évoluées reflète un

mécanisme de cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes dans la chambre magmatique. On remarque cependant que l'évolution des teneurs en aluminium dans les Cpx le long de la coupe est anormale si on considère ce cycle de remplissage/cristallisation. Ces variations en aluminium peuvent résulter de la présence de fluides hydrothermaux dans la chambre et/ou de la cristallisation de nombreux spinelles alumineux dans les cumulats de cette coupe et/ou de l'effet du Plg sur le comportement de l'aluminium *(cf. massif de Bahla, chap.3)*. La présence de ces cycles dans la chambre est en accord avec les observations de terrain montrant des litages nets dans les cumulats. De plus, on constate que les roches wehrlitiques observées dans la coupe sont bien cumulatives et reflètent l'arrivée d'un magma primitif, ces dernières se situant, sur les profils, à l'intersection entre les deux évolutions chimiques *(fig.4.83a)*. On peut enfin noter que les variations lithologiques et structurales mentionnées sur le terrain dans les unités gabbroïques ne s'expriment pas chimiquement dans la coupe *(cf. paragraphe II.1.b.2.1 et fig.4.83a)*.

III.3.d.2. La coupe de Mahram Nord

La coupe de Mahram Nord est formée à la base, d'une unité montrant des alternances de cumulats wehrlitiques et de cumulats gabbroïques et au sommet, d'une unité de cumulats purement gabbroïques *(fig.4.83b, planche 4.6)*. Les échantillons de cette coupe montrent des compositions plus primitives que ceux de la coupe de Mahram Sud avec des XMg_{cpx} compris entre 89,4 % et 93,8 %, des Fo s'échelonnant de 86,4 % à 89,1 % et des teneurs en anorthite comprises entre 91,2 % et 98,9 %. Comme précédemment *(paragraphe II.3.d.1)*, les valeurs de XMg les plus élevées s'observent dans un gabbro à Ol (s.s.) présentant deux générations de Cpx. Ces Cpx très magnésiens sont également appauvris en chrome (~ 0,1 %) et en aluminium (~ 0,74 %) par rapport aux autres Cpx observés dans la roche et à ceux observés dans les roches gabbroïques du même niveau stratigraphique, ce qui témoigne probablement d'une origine hydrothermale *(fig.4.83b)*. Un gabbro à Ol situé au sommet de la coupe présentent également deux générations de Plg et ceux montrant des teneurs anormalement élevées en anorthite (An ~ 98,9 %) ont très probablement interagi avec des fluides hydrothermaux. Dans cette coupe, en considérant la dispersion des données on constate que les péridotites présentent des compositions globalement équivalentes à celles des roches gabbroïques situées au même niveau dans la séquence *(fig.4.83b)*. Dans le détail, on observe cependant quelques variations de composition entre ces deux types de roches interlitées. Par exemple, à la base de la coupe (i.e. 0 m), la wehrlite (s.l.) présente des teneurs en chrome dans les chromites et dans les Cpx plus élevées que celles des roches gabbroïques associées avec des différences de l'ordre de 5 % et de 0,25 % pour les teneurs dans la chromite et dans le Cpx respectivement. A la cote 16 m, les wehrlites (s.l.) montrent des teneurs légèrement plus primitives que les roches gabbroïques interlitées en termes de Fo, de An et de teneurs en chrome et en titane des Cpx mais elles présentent des XMg_{cpx} légèrement plus faibles et des teneurs en aluminium dans le Cpx plus élevées que ces dernières. Vers la cote 31 m, les péridotites montrent de très faibles variations de composition en ce qui concerne le XMg, le chrome et le titane dans le Cpx par rapport aux gabbros à Ol associés avec des différences de l'ordre de 0,3 % et de 0,08 % supérieures et de l'ordre de 0,06 % inférieures respectivement à celles de ces derniers. Elles présentent cependant des chromites avec des teneurs en chrome relativement faibles et des teneurs en aluminium relativement élevées par rapport à celles des roches gabbroïques avec des différences de composition de ~ 4 % pour le Cr_2O_3 et de ~ 6,5 % pour l'Al_2O_3. Ces gammes de variations entre les roches gabbroïques et les roches wehrlitiques au niveau d'un même affleurement sont de même ampleur que celles observées entre différents lits gabbroïques situés à un même niveau magmato-stratigraphique dans la coupe. La composition des wehrlites (s.l.) confirme que ces roches appartiennent à la

séquence cumulative comme précédemment déduit de l'étude de terrain. Les différences de compositions observées entre les cumulats wehrlitiques et les cumulats gabbroïques localisés à un même niveau stratigraphique montrent clairement que les cumulats péridotitiques ne sont pas forcément plus primitifs que les roches gabbroïques.

Le long de cette coupe, l'ensemble des échantillons décrit des patterns chimiques en zig-zag dans lesquels on peut définir trois intervalles. Il faut noter que du fait de la dispersion relativement importante des points dans cette coupe à chaque niveau stratigraphique et de l'absence d'un échantillonnage régulier le long de cette dernière, les évolutions sont moins bien contraintes que dans les coupes précédentes.

La première évolution, définie de la base de la coupe jusqu'à la cote 16 m est caractérisée par une diminution de Fo et de XMg_{cpx}, de ~ 89 % à ~ 86,8 % et de ~ 91 % à ~ 90 % respectivement. Les teneurs en chrome des Cpx sont plus ou moins corrélées avec le XMg_{cpx} et le Fo, le Cr_2O_3 décroissant de ~ 0,76 % à ~ 0,45 % vers le sommet. Pour les autres éléments et minéraux, des trends d'évolution sont difficiles à définir dans cet intervalle, les compositions apparaissant plutôt constantes. La seconde évolution, définie entre les cotes 16 m et 31 m, est marquée par une augmentation de Fo et de XMg_{cpx}, de ~ 86,8 % à 88,1 % et de ~ 90 % à ~ 92 % respectivement. La majorité des autres éléments et minéraux ne montre pas d'évolutions significatives de composition dans cet intervalle. La dernière évolution, s'observant entre la cote 31 m et le sommet de la coupe, est caractérisée par une faible décroissance des valeurs de XMg_{cpx} de ~ 92 % à ~ 90,5 % et des teneurs en anorthite des Plg de ~ 94 % à ~ 91,8 %. Cette évolution est plus ou moins associée à une augmentation de la teneur en titane du Cpx de ~ 0,19 % à ~ 0,29 %, à une décroissance de la teneur en aluminium dans la chromite de ~31,5 % à ~ 19 % voire à une croissance de la teneur en chrome des Cpx de ~ 0,31 % à ~ 0,41 %. On peut noter que les deux premières évolutions s'observent dans l'unité basale caractérisée par une alternance de bancs gabbroïques et de bancs wehrlitiques et que le passage d'une évolution chimique à l'autre n'est pas marqué dans la coupe par une variation pétrologique *(fig.4.83b)*. La dernière évolution s'observe dans l'unité des cumulats purement gabbroïques et le contact entre les deux unités de la coupe est chimiquement marqué par le passage de la seconde à la dernière évolution *(fig.4.83b)*.

En se basant essentiellement sur les évolutions significatives du XMg_{cpx}, du Fo, voire de l'An, ces variations de compositions témoignent de la cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes (première et dernière évolutions) et de l'arrivée de magmas primitifs dans la chambre (seconde évolution). L'évolution de certains éléments (chrome, aluminium,…) en contradiction avec ces cycles de remplissage/cristallisation et l'absence d'évolution chimique nette pour la majorité des éléments et des minéraux semblent indiquer que des phénomènes magmatiques et/ou hydrothermaux « gomment » les signatures chimiques de ces cycles magmatiques.

II.4. Evolution de la composition des minéraux à l'échelle des lames minces

J'ai réalisé plusieurs profils chimiques dans des cumulats gabbroïques lités localisés dans les coupes de Mahram Sud (échantillon 08MA39) et de Mahram Nord (échantillon 08MA48) *(planche 4.5 et 4.6)*. Le but de ces profils est d'étudier les variations de composition des minéraux au sein des lits et à l'interface entre les lits afin de comprendre les mécanismes magmatiques agissant dans la chambre à petite échelle. Ces profils ont été réalisés sur des lames minces de 3 - 4 cm avec un pas d'environ 200 microns.

II.4.a. Profil chimique dans les échantillons de la coupe de Mahram Sud

J'ai réalisé des profils chimiques dans deux lames minces 08MA39B et 08MA39H *(fig.4.84)* qui reflètent un intervalle d'environ 6 cm dans les cumulats lités à la base de la coupe de Mahram Sud *(planche 4.5)*. La lame 08MA39B correspond à un lit homogène d'environ 2,5 cm de gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.) situé à la base de cet intervalle. La lame 08MA39H montre une succession de lits très fins, de 5 mm à 1 cm d'épaisseur, de gabbro à Ol (s.l.) présentant des litages de proportion cumulus, localisée au sommet de cet intervalle. Je vais, dans un premier temps, décrire séparément les évolutions chimiques observées au sein de ces deux lames puis j'étudierai les variations chimiques dans l'intervalle défini par ces deux lames.

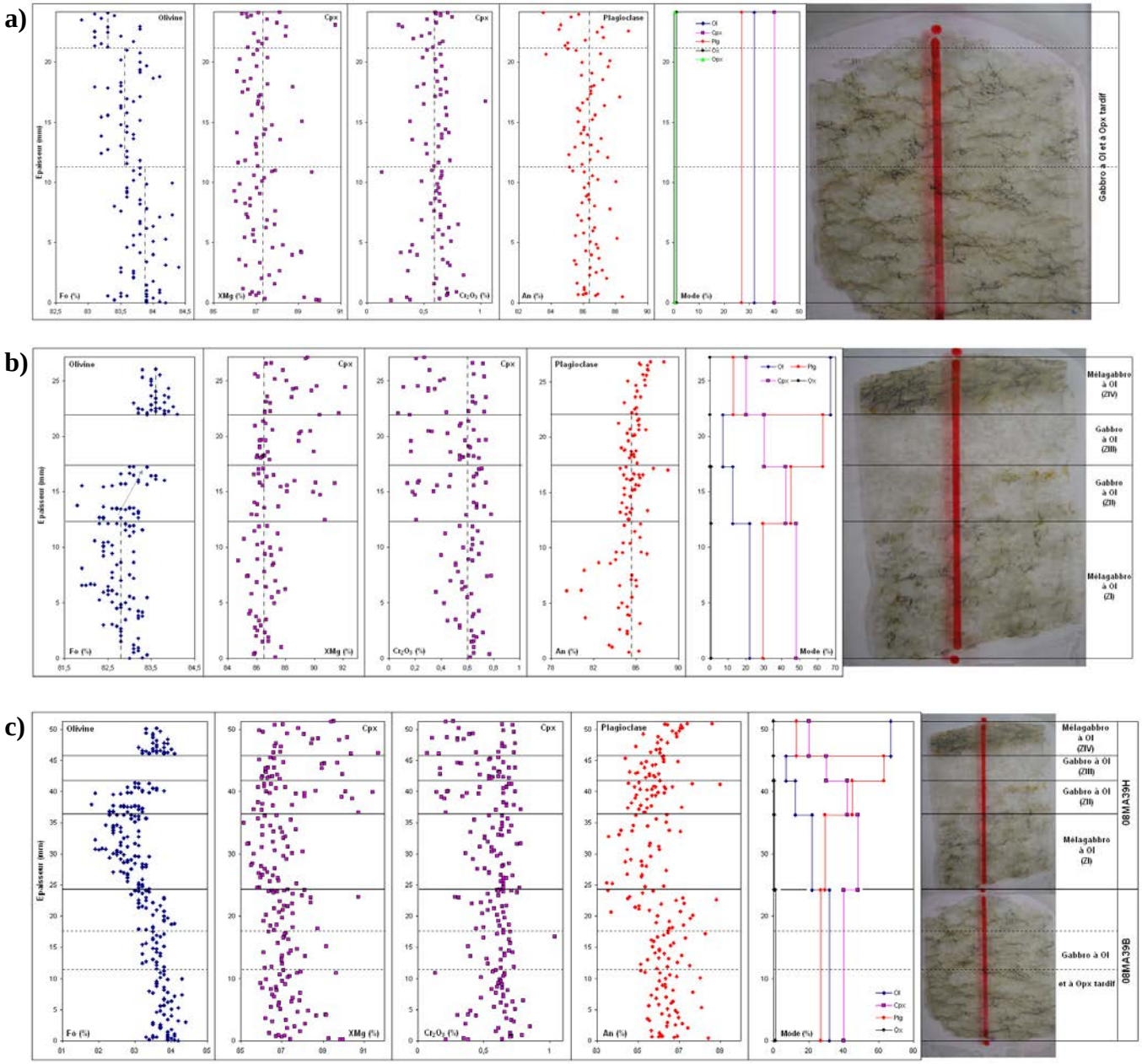


Figure 4.84 : Profils chimiques dans les cumulats gabbroïques lités de la coupe de Mahram Sud. a) Profils dans la lame 08MA39B correspondant à un lit homogène, b) Profils dans la lame 08MA39H montrant une succession de lits, c) Profils dans l'intervalle lité formé des deux lames 08MA39. Dans le profil (c), les Plg de la lame 08MA39H présentant des An < 83 % ont été enlevés afin de mettre en avant les variations de composition du Plg, et les Opx n'ont pas été notés dans le profil des variations modales, ces minéraux étant très peu abondants. Dans les profils, les traits pleins indiquent les limites pétrographiques définies au microscope (a-b), les traits en pointillés les limites chimiques (voir le texte) (a), les traits en double pointillés les compositions moyennes et les flèches certaines évolutions décrites dans le texte. Ox = chromites ± magnétites et sulfures.

La lame 08MA39B montre des profils chimiques assez homogènes quels que soient le minéral et l'élément considéré et présente une dispersion des données relativement importante *(fig.4.84a)*. Dans ce profil, les Cpx ont des compositions relativement primitives avec des XMg compris entre 86 % et 90,7 % et des teneurs en chrome s'échelonnant de ~ 0,13 % à ~ 1 %. Le long du profil, la composition des Cpx est globalement constante avec des valeurs moyennes de XMg et de Cr_2O_3 centrées autour de ~ 87,3 % et ~ 0,6 % respectivement. Les Plg présentent une gamme de composition assez étendue avec des teneurs en anorthite s'échelonnant de 83,5 % à 88,8 %. Ces teneurs en anorthite sont globalement constantes dans la majorité du profil avec une valeur moyenne de ~ 86,4 %, mais on peut noter une légère diminution du pourcentage d'anorthite au sommet du profil avec une valeur moyenne décalée vers ~ 85,8 %. Dans l'ensemble du profil, les Ol montrent une gamme de composition en Fo relativement restreinte comprise entre 82,9 % et 84,4 %. A première vue, le profil de l'Ol semble homogène mais, dans le détail, on peut distinguer trois zones de composition légèrement différentes *(fig.4.84a)*. La première zone d'environ 1,1 cm d'épaisseur présente des Ol de composition plus primitive avec une valeur moyenne de Fo ~ 83,8 %. La seconde zone, s'échelonnant de ~ 1,1 cm à ~ 2,1 cm, montre des Ol légèrement plus évoluées présentant un Fo moyen de ~ 83,6 %. Enfin, la dernière zone, localisée au dessus de 2,1 cm, montre des Ol encore plus évoluées avec des Fo centrés sur ~ 83,3 %. Ces trois zones définissent une augmentation relativement faible et progressive de la teneur en Fo de la base vers le sommet de la lame. On note qu'au sommet du profil, la diminution de la teneur en Fo est corrélée à la décroissance de la teneur en anorthite. Ces profils chimiques montrent que de faibles évolutions de compositions peuvent exister dans un lit pétrologiquement homogène et donc que l'absence d'évolution lithologique dans les cumulats (i.e. l'absence de litage) n'induit pas nécessairement une absence d'évolution chimique.

La lame mince 08MA39H diffère de la précédente de part la présence de fins lits de gabbros et mélagabbros à Ol et de profils chimiques moins homogènes *(fig.4.84b)*. On note cependant que la dispersion des points dans les profils est encore importante. Dans ce profil, les Cpx présentent des gammes de composition en XMg et en Cr_2O_3 relativement étendues avec des valeurs comprises entre 84,7 % et 92,1 % et entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,09 %) et 0,78 % respectivement. Dans l'ensemble du profil, les XMg et les teneurs en Cr_2O_3 des Cpx sont globalement constants avec des valeurs moyennes de ~ 86,5 % et de ~ 0,6 % respectivement. Dans le détail, on constate cependant que les Cpx montrent des compositions homogènes dans le lit ZI mais beaucoup plus dispersées dans les autres lits. Dans les lits ZII, ZIII et ZIV, on peut en effet observer deux compositions de Cpx différentes : la majorité des Cpx montrent un XMg ~ 86,5 % et un Cr_2O_3 ~ 0,6 % et les autres présentent des compositions plus primitives avec des valeurs moyennes de XMg ~ 89,7 % mais des teneurs en chrome plus faible centrées autour de ~ 0,26 % *(fig.4.84b)*. Les lits au sommet de la lame présentent donc, *a priori*, deux générations de Cpx. On note que cette dispersion des compositions au sommet des profils s'observent aussi bien dans les gabbros à Ol (45 - 65 % de Plg) que dans le mélagabbro à Ol (~ 10 % de Plg) et n'est donc pas corrélée aux pourcentages modaux des phases comme dans les profils du massif de Bahla *(cf. chap.3, paragraphe III.4)*. Dans ce profil, les Plg présentent des teneurs en anorthite comprises entre 79,5 % et 89 %. Ces teneurs sont globalement constantes dans les trois premiers lits (ZI, ZII et ZIII) avec une valeur moyenne autour de ~ 85,5 %. On note cependant que dans le premier lit (ZI), les teneurs en anorthite des Plg sont plus dispersées, la majorité des minéraux montrant des compositions ~ An85,5 et les autres présentant des compositions plus évoluées ~ An79-82 *(fig.4.84b)*. Ces deux compositions reflètent, *a priori*, la présence de deux générations de Plg dans ce lit. On note que, contrairement aux observations faites sur les profils du massif de Bahla *(chap.3, paragraphe III.4)*, ces compositions plus dispersées s'observent dans un lit

riche en minéraux ferromagnésiens (~ 70 % de Ol + Cpx). Au sommet du profil, dans le lit de mélagabbro à Ol (ZIII), on observe une augmentation relativement faible et progressive de la teneur en anorthite, An passant de ~ 85,6 % à la base à ~ 88 % au sommet du lit. Dans l'ensemble du profil, la gamme de composition de l'Ol en Fo est comprise entre 81,8 % et 84,1 %. Contrairement aux autres minéraux et/ou éléments, on observe des variations relativement nettes de la composition des Ol entre les différents lits *(fig.4.84b)*. Le premier lit (ZI ~ 1,2 cm) présente des Ol avec des compositions relativement évoluées et globalement constantes avec une valeur moyenne de Fo ~ 82,8 %. On peut noter qu'à la base de ce lit, une légère diminution des teneurs en Fo semble se dessiner vers le sommet. Au sein du lit ZII, plus fin que le précédent (~ 5 mm), on observe une augmentation progressive mais relativement faible de la teneur en forstérite des Ol de ~ 82,8 % à ~ 83,4 %. Le contact entre le lit ZI et le lit ZII n'est pas marqué par un saut de composition, les teneurs en forstérite étant constantes d'un lit à l'autre au niveau de l'interface, la composition des Ol n'évoluant qu'au sein du lit ZII. Le troisième lit (ZIII, ~ 5 mm) ne reflète en aucun cas la disparition de l'Ol mais aucune analyse d'Ol n'a pu être effectuée dans ce lit du fait du degré d'altération élevée de ces dernières. Le dernier lit (ZIV, ~ 5 mm), correspondant à un mélagabbro riche en Ol (~ 65 % d'Ol), montre les compositions les plus primitives du profil avec une teneur moyenne de Fo de ~ 83,6 %. Au sein du lit, la composition des Ol est globalement constante quoiqu'au sommet une légère diminution de Fo semble se dessiner. En conclusion, dans ce profil, on passe de la base au sommet, d'un lit de mélagabbro à Ol riche en Cpx (~ 50 %) présentant des compositions relativement évoluées (cf. profil des Ol) à un lit de mélagabbro à Ol riche en Ol (~ 65 %) montrant des compositions plus primitives (cf. profils des Ol et des Plg) par l'intermédiaire d'une zone de transition présentant une évolution progressive des compositions, *a priori*, au sein des deux lits de gabbro à Ol (ZII et ZIII). Du fait de l'absence de variations dans la majorité des profils et de la dispersion relativement important des points dans ces derniers, il est difficile de contraindre le mécanisme à l'origine de l'évolution de l'Ol et en moindre proportion du Plg. On peut juste noter que des magmas et/ou des cumulats de degrés de différenciation variés se mettent en contact et qu'un rééquilibrage des compositions a lieu à l'interface.

Si on regarde maintenant l'évolution de la composition des minéraux dans un intervalle d'environ 6 cm de cumulats lités définis par les deux lames précédentes, on observe des variations significatives le long du profil *(fig.4.84c)*. Comme constaté ci-dessus, les Cpx montrent, tout le long du profil, des compositions globalement constantes avec une valeur moyenne de XMg de ~ 87 % et des teneurs en chrome centrées autour de ~ 0,6 %. On peut cependant noter que les Cpx des lits supérieurs (lame 08MA39H) montrent un XMg moyen légèrement plus faible que ceux du lit basal (XMg ~ 86,5 % contre XMg ~ 87,3 % pour 08MA39B). Sur ce profil, on constate que le lit inférieur (08MA39B) présente des compositions plus primitives que le lit ZI de la lame 08MA39H avec des valeurs de Fo et de An plus élevées (Fo ~ 83,6 % en moyenne contre 82,8 % dans le lit ZI et An ~ 86,4 % contre 85,5 % dans le lit ZI) *(fig.4.84c)*. Le passage entre le lit basal et le lit ZI est marqué par une diminution progressive des teneurs en Fo et en anorthite qui débute au sein du lit inférieur et se termine au sein du lit ZI. Cette évolution chimique s'observe donc symétriquement de part et d'autre du contact pétrologique. Sur le profil de l'Ol on peut déterminer que cette variation cryptique s'observe sur environ 1 cm, cependant sur le profil du Plg l'épaisseur de cette zone est plus difficile à contraindre du fait de la dispersion des points mais semble plus faible que pour l'Ol, autour de ~ 5 mm *(fig.4.84c)*. La forme hyperbolique de cette évolution à l'interface entre les deux lits et la variation de l'épaisseur des zones cryptiques selon les minéraux considérés évoquent des processus de diffusion. Les distances importantes sur lesquelles s'observent les variations cryptiques (5 mm à 1 cm) indiquent que cette diffusion a

dû se faire essentiellement dans le liquide, probablement dans le liquide intercumulus, suivie d'une rééquilibration entre le liquide intercumulus et les minéraux cumulatifs. La diffusion a également pu avoir lieu entre les magmas parents de ces deux lithologies présentant alors des compositions et des degrés de différenciation très proches, au vu des faibles variations de compositions observées le long de ce profil. Nous discuterons plus en détail de ces profils dans la discussion générale *(chap.7)*.

II.4.b. Profil chimique dans les échantillons de la coupe de Mahram Nord

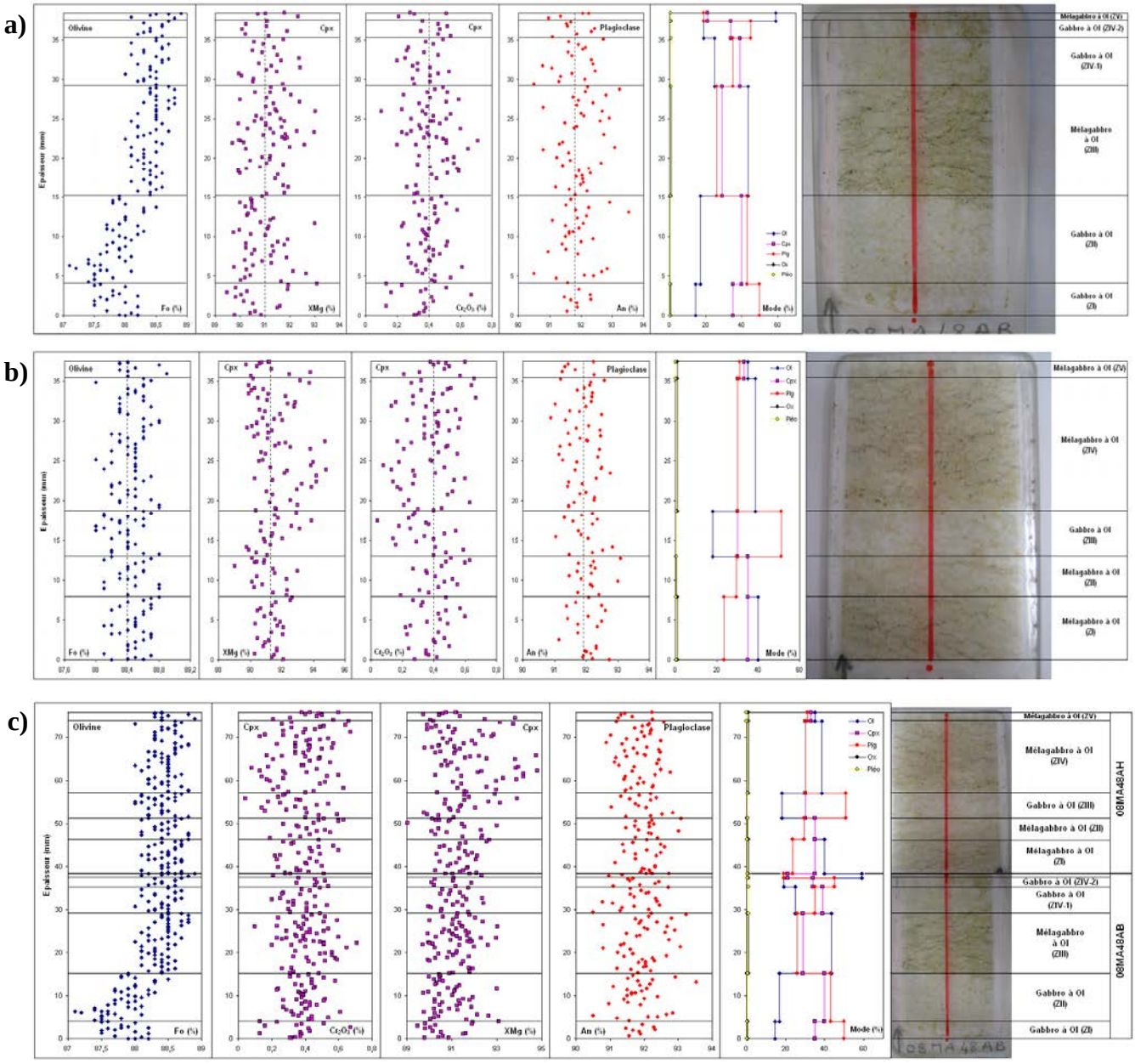


Figure 4.85 : Profils chimiques dans les cumulats gabbroïques lités de la coupe de Mahram Nord. a-b) Profils dans les lames 08MA48AB (a) et 08MA48AH (b) présentant des successions de lits de gabbro et de mélagabbro à Ol, c) Profils dans l'intervalle lité formé par les deux lames 08MA48A, pour la lithologie du lit ZV de la lame 08MA48AB voir (a). Dans les profils, les traits pleins indiquent les limites pétrologiques et les traits en pointillés les compositions moyennes. Dans les profils montrant la variation modale des phases, le minéral noté « Pléo » correspond au Pléonaste qui est relativement abondant dans ces lits, les autres opaques (Ox) correspondant principalement aux chromites ± magnétites et sulfures.

J'ai effectué des profils chimiques dans deux lames minces 08MA48AB et 08MA48AH *(fig.4.85)* qui constituent un intervalle de ~ 7,5 cm dans les cumulats purement gabbroïques du sommet de la coupe de Mahram Nord *(planche 4.6)*. Ces lames minces présentent toutes deux des successions de lits très fins, de ~ 1 mm à ~ 1,5 cm d'épaisseur, de gabbros à Ol montrant des litages de proportions cumulus. La lame 08MA48AB est située à la base de cet intervalle et la lame 08MA48AH au sommet. Comme précédemment, je vais dans un premier temps décrire les évolutions chimiques observées au sein de chaque lame puis m'intéresser aux variations chimiques observées dans l'intervalle formé par ces deux lames. Il est important de noter, comme précédemment, que la dispersion des points dans ces profils chimiques est importante quels que soient le minéral ou l'élément considéré.

Sur la lame 08MA48AB *(fig.4.85a)*, six lits montrant des épaisseurs de ~ 1 mm (ZIV) à ~ 1,4 cm (ZIII) ont été définis au microscope à partir de leurs caractéristiques pétrographiques (pourcentage modal, texture,…). Malgré la présence de nombreux lits différents, on constate que les Cpx et les Plg montrent des compositions globalement constantes dans l'ensemble de la lame. Dans le profil, les Cpx présentent des compositions relativement primitives avec une valeur moyenne de XMg ~ 91 % (89,5 % < XMg < 93,1 %) et des teneurs en chrome centrées autour de ~ 0,4 % (0,1 % < Cr_2O_3 < 0,7 %). Les Plg montrent également des compositions primitives avec une concentration moyenne d'anorthite de ~ 91,8 % dans l'ensemble du profil (90,5 % < An < 93,5 %). Finalement, seule l'Ol montre des variations de composition significatives le long du profil, entre les lits, mais dans une gamme de composition relativement restreinte et primitive comprise entre 87,1 % et 88,9 % *(fig.4.85a)*. Dans le premier lit (ZI, ~ 4 mm), les Ol présentent des compositions relativement constantes et parmi les plus évoluées du profil avec un Fo moyen de ~ 87,8 %. Le lit ZII (~ 1,1 mm) présente deux zones distinctes, la zone basale (~ 2 – 3 mm d'épaisseur), à l'interface avec le lit ZI, est marquée par une légère diminution de la teneur en Fo des Ol de ~ 87,8 % à ~ 87,2 %, et la zone sommitale (~ 8 mm d'épaisseur) est caractérisée par une augmentation progressive de Fo de ~ 87,2 % à ~ 88,3 %. Le troisième lit (ZIII, ~ 1,4 cm) montre des Ol avec des valeurs de Fo globalement constantes autour de ~ 88,4 % voire augmentant très légèrement d'environ 0,3 % de la base vers le sommet du lit. Le contact entre les lits ZII et ZIII apparaît relativement progressif. Le lit ZIV-1 (~ 6 mm) présente des teneurs en Fo globalement constantes ~ 88,4 % voire augmentant légèrement de ~ 88,2 % à ~ 88,45 % vers le sommet du lit. L'interface entre le lit ZIII et le lit ZIV-1 montre une variation relativement brutale de la composition des Ol caractérisée par une diminution rapide du Fo de ~ 88,7 % (ZIII) à ~ 88,2 % (ZIV-2). Les derniers lits, les plus fins du profil (~ 2 mm pour ZVI-2 et ~ 1 mm pour ZV), montrent des compositions en Fo constantes autour de ~ 88,45 % dans le lit ZIV-2 et de ~ 88,6 % dans le lit ZV. Ces deux lits montrent un contact progressif entre eux et le lit ZIV-2 présente également un contact graduel avec le lit ZIV-1 ce qui conduit à une augmentation progressive de Fo de ~ 88,2 % à ~ 88,6 % de la base du lit ZIV-1 au sommet du profil. On peut noter que les Ol les plus primitives s'observent dans le lit le plus riche en Ol (ZV, ~ 60 % d'Ol) et que les Ol les plus évoluées se trouvent dans les lits les plus pauvres en Ol (ZI et ZII, Ol < 20 %). La composition des Ol apparaît donc globalement corrélée au pourcentage modal de ces dernières dans les lits. Le profil en zig-zag décrit par la composition des Ol et la présence de variations relativement brutales de la composition à l'interface entre deux lits (contacts ZI/ZII et ZIII/ZIV-1) évoquent des cycles magmatiques marqués par l'arrivée de « batchs » de magma primitif dans la chambre suivie de la cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes dans cette dernière. On constate donc que ces cycles s'observant généralement à l'échelle de plusieurs mètres ou kilomètres existent également à plus petite échelle. Au vu de la présence de lits essentiellement gabbroïques, de la gamme de compositions relativement restreinte des Ol, et de l'absence d'évolution chimique

dans les autres minéraux et éléments, les « batchs » qui interagissent présentent des compositions et des degrés de différenciation très proches et le mécanisme de cristallisation fractionnée est relativement restreint.

Sur la lame 08MA48AH *(fig.4.85b)*, cinq lits de ~ 1,5 mm à ~ 1,6 cm d'épaisseur ont été définis à partir de l'étude pétrographique, en particulier à partir du pourcentage modal des phases. Malgré la présence de lits lithologiquement différents, aucune variation de composition ne s'observe le long du profil quels que soient le minéral ou l'élément chimique considérés *(fig.4.85b)*. En effet, dans l'ensemble de la lame, les minéraux montrent des compositions globalement constantes et primitives. Les Cpx présentent une valeur moyenne de XMg ~ 91,3 % (89 % < XMg < 94,8 %) et des teneurs en chrome centrées autour de ~ 0,4 % (0 % < Cr_2O_3 < 0,67 %). Les Ol et les Plg montrent des gammes de composition relativement restreintes comprises entre 88 % et 88,9 % et entre 90,9 % et 93 % respectivement. Le résultat essentiel de ces profils est de montrer qu'une évolution des proportions modales dans un cumulat lité n'induit pas nécessairement une évolution chimique.

Si on observe l'évolution chimique de la composition des minéraux dans l'intervalle de 7,5 cm décrit par les deux lames minces précédentes on constate que, tout le long de cet intervalle, malgré un litage bien marqué, les compositions chimiques des Plg et des Cpx sont globalement constantes *(fig.4.85c)*. Au niveau de la composition de l'Ol, on constate que le lit ZI de la lame 08MA48AH et dans la continuité chimique des lits ZIV-1, ZVI-2 et ZV de la lame 08MA48AB. A l'échelle de cet intervalle de ~ 7,5 cm de cumulats lités, on observe globalement une augmentation progressive de Fo dans les trois premiers centimètres suivie par une constance de ces teneurs jusqu'au sommet de l'intervalle.

II.4.c. Synthèse sur les profils chimiques

L'étude de l'évolution de la composition des minéraux dans les cumulats lités à l'échelle des lames minces a permis de mettre le doigt sur plusieurs points importants :

1) Dans un cumulat, une évolution modale s'exprimant sous la forme d'une succession de lits lithologiquement contrastés n'est pas toujours corrélée à une évolution chimique.

2) À l'inverse, l'absence de litage lithologique dans un cumulat n'implique pas nécessairement l'absence d'évolution chimique dans ce dernier, évolution qui dans ce cas est entièrement cryptique.

3) L'interface entre des lits de composition modale différente peut être marquée par des évolutions chimiques progressives ou des variations brutales de la composition des minéraux ou par l'absence de variations chimiques. Les variations de composition s'observant entre les lits résultent soit de processus de diffusion à l'état liquide, soit de cycles magmatiques de remplissage/cristallisation fractionnée, soit des deux processus combinés.

4) Les évolutions chimiques s'observant à grande échelle dans l'unité des cumulats lités (quelques mètres à kilomètres) s'observent également à plus petite échelle (quelques millimètres) entre les fins litages que j'ai été capable de définir dans les cumulats.

CHAPITRE 5

LE MASSIF DE HILTI

I. Introduction

Le massif de Hilti, également appelé massif de Salahi, selon le wadi utilisé comme référence, est situé dans la partie Nord de l'ophiolite *(cf. fig.8 de l'introduction)*. Il est allongé dans la direction NNW – SSE sur environ 30 km de long et est large de 30 à 40 km *(fig.5.1)*. Ce massif est limité par deux accidents tectoniques récents, la vallée du wadi Jizzi au Nord qui le sépare du massif de Fizh et celle du wadi Ahin au Sud qui le sépare du massif de Sarami à l'Est et du massif de Wuqbah à l'Ouest *(fig.5.1 et fig.8 de l'introduction)*. La section crustale y est particulièrement bien développée, constituant environ la moitié de la superficie du massif et présentant une séquence complète depuis la zone de transition dunitique (~ 10 – 100 m d'épaisseur) jusqu'aux roches extrusives et à leur couverture de radiolarites (~ 3 – 4 km d'épaisseur) *(fig.5.1)*. La séquence volcanique est abondante et bien préservée et, contrairement aux autres massifs, s'observe dans son intégralité : la séquence magmatique inférieure V1 (unité Geotimes) construite de laves d'affinité MORB éruptées lors de l'accrétion, l'unité V2 (unité Alley, Lasail et Clinopyroxene-phyric) comprenant des laves d'affinité andésitique et, des coulées de laves alcalines d'origine intraplaque baptisée V3 ou unité Salahi *(Alabaster et al., 1982 ; Ernewein et al., 1988 ; Godard et al., 2003 et 2006 ; paragraphe II.3.d de l'introduction)*. Le paléo-Moho dans l'ensemble du massif est sub-horizontal, présentant un pendage régional de 10 – 25° vers l'Est *(Ceuleneer, 1986 ; Nicolas et al., 1988a et 1988b ; Dijkstra et al., 2002)* et le complexe filonien est orienté N – S à NNW – SSE (*Nicolas et al., 1988a, 1988b et 2000).*

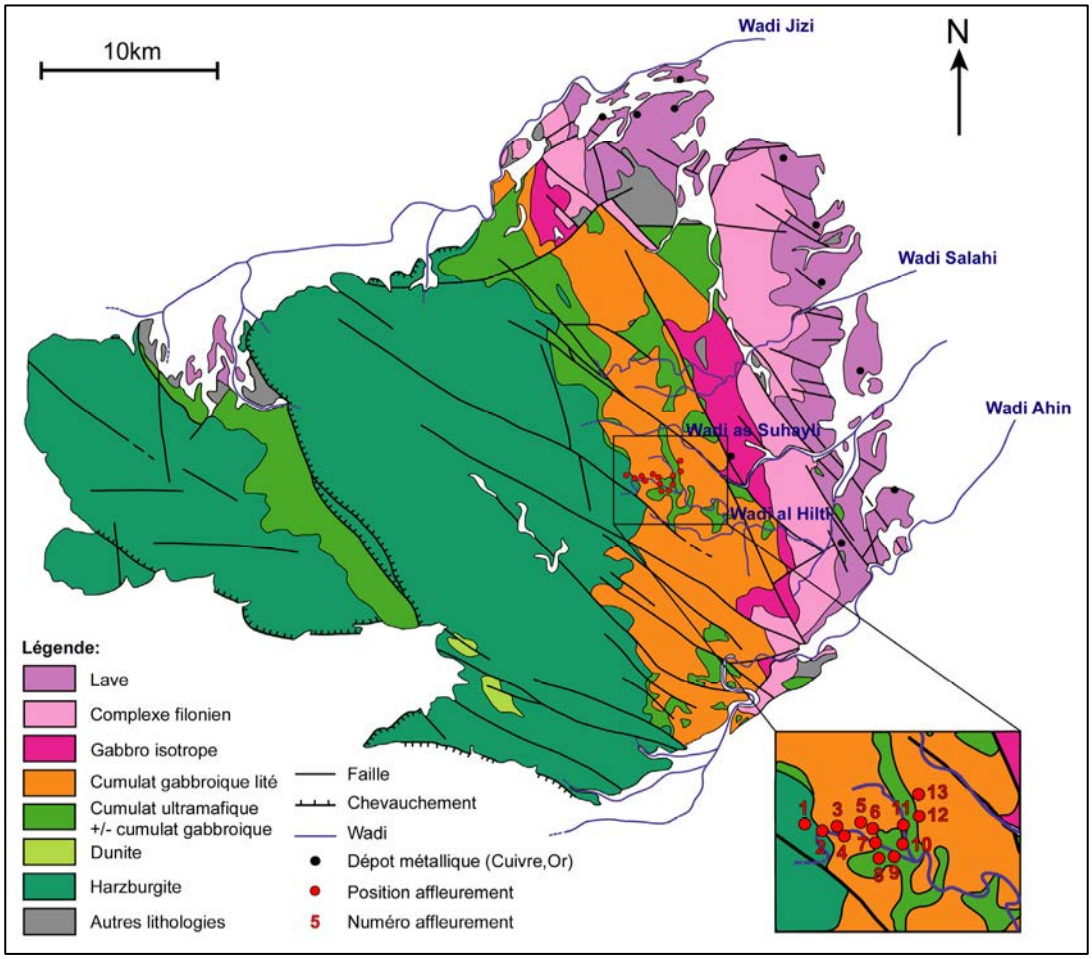


Figure 5.1 : Carte géologique simplifiée du massif de Hilti et détail sur la zone d'étude du Wadi Hilti (affl.1 : 24°05'46"N – 56°25'29"E). Carte réalisée à partir des cartes du BRGM (Feuilles de Buraymi et d'Ibri au 1 : 250 000, Le Métour et al., 1992 et Béchennec et al., 1992).

Contrairement aux massifs précédents, la séquence ophiolitique affleurant dans le massif de Hilti a été relativement bien étudiée. Des cartes géologiques au 1 : 250 000ème ont été dressées par le BRGM *(Béchennec et al., 1992 ; Le Métour et al., 1992)* et une cartographie à plus petite échelle (1 : 20 000ème) de la section crustale du massif de Hilti a également été réalisée par l'équipe de Strasbourg *(C. Pflumio, I. Reuber et M. Ernewein)* dans les années 1980 *(cf. Ernewein, 1987)*.

Comme dans le massif de Sumail, de nombreuses études structurales ont été réalisées sur la section mantellique de ce massif à partir des années 1980, et se sont principalement focalisées sur l'étude des microstructures dans les péridotites (foliation, linéation, fabrique magmatique,…) *(Ceuleneer, 1986 ; Ceuleneer et al., 1988 ; Nicolas et al., 1988a et 1988b, Boudier et al., 1988 ; Michibayashi et al., 2000 ; Dijkstra et al., 2002 ; Michibayashi et Mainprice, 2003).* Actuellement, aucune étude géochimique détaillée n'a été publiée sur les péridotites mantelliques de ce massif, seuls quelques travaux ont été publiés dans le cadre d'une étude de la chimie des péridotites à l'échelle globale de l'ophiolite *(Le Mée et al., 2004)*. Les filons mantelliques recoupant les péridotites dans ce massif ont, par contre, fait l'objet d'important travaux pétrologiques et géochimiques *(Python, 2002 ; Python et Ceuleneer, 2003)*. Ces études montrent que les abondants filons de troctolite et de gabbro à Ol observés dans la section mantellique de ce massif reflètent probablement la présence d'une remontée asthénosphérique (i.e. diapir) qui n'aurait pas atteint le Moho dans cette zone.

Dans ce massif, du fait de son abondance et de sa préservation, la séquence extrusive (i.e. complexe filonien et roches volcaniques) a également fait l'objet de nombreuses études. D'important travaux pétrologiques, géochimiques et paléomagnétiques ont en particulier été entrepris sur les différents types de lave affleurant dans le massif afin d'étudier en détail les différents épisodes volcaniques et/ou hydrothermaux *(Ernewein et al., 1988 ; Pflumio, 1991 ; Alabaster et al., 1992 ; Perrin et al., 2000 ; Godard et al., 2003 et 2006)*. Le complexe filonien ainsi que la zone de transition entre ce dernier et les gabbros isotropes ont également été relativement bien étudiés du point de vue pétrologique et géochimique *(Ernewein et al., 1988 ; Pflumio, 1991 ; Stakes et Taylor, 1992 ; Juteau et al., 2000 ; Miyashita et al., 2003)*. On peut noter que, c'est dans la section crustale supérieure de ce massif qu'a été décrit le corps de chromitite situé en position stratigraphique la plus élevée jamais observé dans les ophiolites *(Arai et al., 2004)*. On peut également noter que des dépôts métallifères reflétant l'activité hydrothermale de fumeurs noirs ont été observés et étudiés minéralogiquement et géochimiquement dans la séquence extrusive de ce massif *(Regba et al., 1991 ; Pflumio, 1991 ; Juteau et al., 2000 ; cf. fig.5.1)*.

La section plutonique (i.e. gabbros isotropes et laminés, cumulats lités) a été relativement bien étudiée dans ce massif ; elle a fait l'objet de la thèse de Michelle Ernewein en 1987 et de plusieurs articles associés *(Ernewein et al., 1988 ; Juteau et al., 1988)*. Dans cette thèse, trois coupes ont été réalisées dans la section crustale du massif (wadi Salahi au Nord, wadi al Hilti au Sud et wadi as Suhayli entre les deux coupes précédentes, *cf. fig.5.1*), depuis le contact manteau/croûte jusqu'aux gabbros isotropes. Ces études ont mis en avant la présence de nombreuses intrusions principalement ultramafiques (dunites, wehrlites) recoupant la section crustale à différents niveaux stratigraphiques. Elles ont également montré que ces intrusions ultramafiques de composition primitive avaient été mises en place à chaud dans un encaissant en cours de solidification et s'enracinaient dans le manteau supérieur. Ces études ont finalement suggéré que les cumulats lités et les gabbros isotropes d'un coté, et les intrusions ultramafiques de l'autre, correspondaient à deux événements magmatiques distincts quasi contemporains. Le premier, correspondrait à la cristallisation des magmas dans la chambre lors de l'accrétion et serait contemporain des laves V1 et le second, refléterait la mise en place d'intrusions lors de l'extinction de la dorsale et au début du détachement intra-océanique et serait donc contemporain des laves V2. Il faut noter qu'aucune étude détaillée

n'a été réalisée, ou du moins publiée, depuis les années 1980-1990 sur la section crustale profonde de ce massif.

Dans ce massif, j'ai réalisé, au cours de la campagne de 2009, une coupe dans la section crustale profonde du wadi Hilti (ou wadi Al Hilti) *(fig.5.1)*. Malgré les études pétrologiques et géochimiques détaillées publiées sur ce massif, j'ai décidé de réaliser cette coupe pour plusieurs raisons :

- Les cumulats lités surmontant le Moho n'ont pas fait l'objet d'une étude lithologique et géochimique détaillée dans les études antérieures. En effet, l'unité des cumulats lités a été étudiée « comme un tout » sans regarder en détail les variations lithologiques, pétrologiques et géochimiques existant entre les lits et/ou bancs au sein de cette unité.
- L'étude détaillée des cumulats dans ce massif va permettre de comparer les roches ultramafiques interlitées avec les cumulats gabbroïques et celles en intrusion dans ces derniers. Cette comparaison me permettra de tester l'hypothèse d'*Ernewein et al. (1988) et de Juteau et al. (1988)* selon laquelle la plupart des horizons ultramafiques interlités avec les gabbros seraient des sills intrusifs co-génétiques avec les intrusions wehrlitiques.
- La section crustale profonde de ce massif est relativement différente de celles des massifs précédents de part la présence et l'abondance d'intrusions ultramafiques recoupant l'unité des cumulats lités *(cf. chap.2, 3, 4)*. Il est donc intéressant d'étudier cette coupe afin d'avoir une vision globale de la section crustale profonde dans l'ensemble de l'ophiolite et de mettre en évidence d'éventuelles variations N - S (parallèles à l'axe) ou E - W.

II. Etude de terrain

Nous avons réalisé une coupe de 2,3 km dans la section crustale profonde du wadi Hilti *(fig.5.1)*. Cette coupe a été effectuée d'Ouest en Est (i.e. du manteau vers la croûte) au fond du wadi, les affleurements y étant particulièrement bien lisibles. La zone de transition est bien exposée dans ce wadi. De plus, le litage des cumulats est d'orientation globalement constante, en moyenne N130-30NE, et parallèle au Moho. Tout cela facilite le positionnement magmato-stratigraphique. Je vais présenter cette coupe selon une logique stratigraphique, de la section mantellique vers le sommet de la section crustale *(fig.5.2)*.

II.1. Description de la coupe

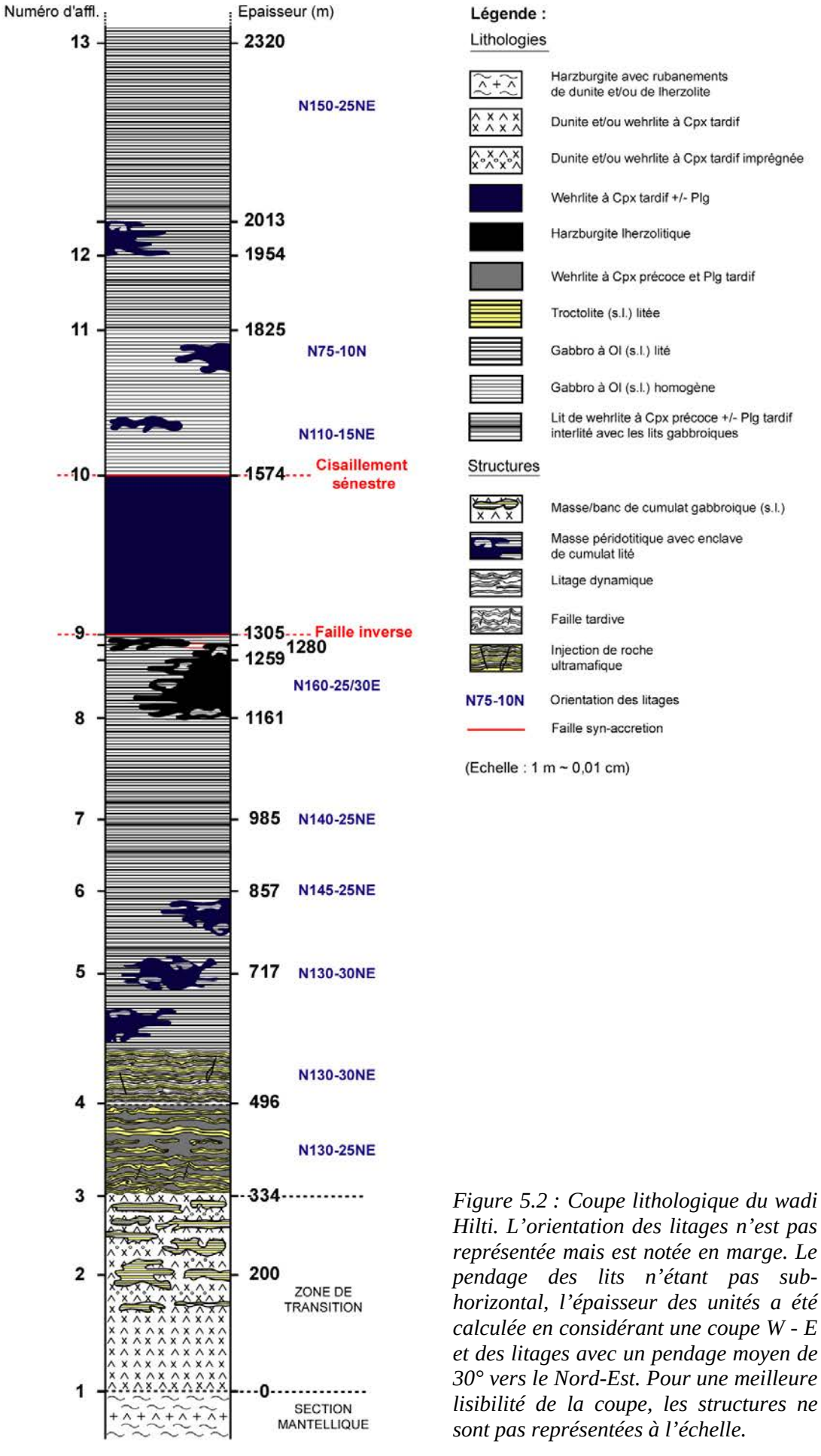


Figure 5.2 : Coupe lithologique du wadi Hilti. L'orientation des litages n'est pas représentée mais est notée en marge. Le pendage des lits n'étant pas sub-horizontal, l'épaisseur des unités a été calculée en considérant une coupe W - E et des litages avec un pendage moyen de 30° vers le Nord-Est. Pour une meilleure lisibilité de la coupe, les structures ne sont pas représentées à l'échelle.

Le manteau à la base de la coupe *(affl.1, fig.5.2)*, est formé de harzburgites présentant parfois de fins rubanements de pyroxénite à Ol et de dunite (i.e. accumulation de pyroxène (Px) et/ou d'Ol). En montant progressivement vers la section crustale, on atteint la base de la zone de transition définie par de grandes masses homogènes de wehrlite à Cpx tardif et de dunite. L'essentiel de la zone de transition est cependant relativement chaotique et constitué d'un « mélange » de roches gabbroïques et de péridotites *(fig.5.3a ; affl.2, fig.5.2)*. Les roches gabbroïques (gabbro à Ol (s.l.) et troctolite à pyroxènes (s.l.)) présentent un litage relativement bien visible témoignant de leur caractère cumulatif *(fig.5.3a)*. Elles s'observent principalement sous forme de masses ou de bancs de tailles variées (1 - 2 cm à plusieurs mètres d'épaisseur) entourées de péridotites *(fig.5.3a-b)*. Ces dernières, *a priori* cumulatives au vu de leur texture, correspondent à des wehrlites à Cpx tardif et des dunites (s.l.) et présentent souvent des passés riches en gros cristaux de Plg qui reflètent une forte imprégnation par des liquides gabbroïques *(fig.5.3c)*. Les contacts entre les deux types de roches sont généralement lobés et marqués par des relations d'interpénétration *(fig.5.3a et 5.4a)*.

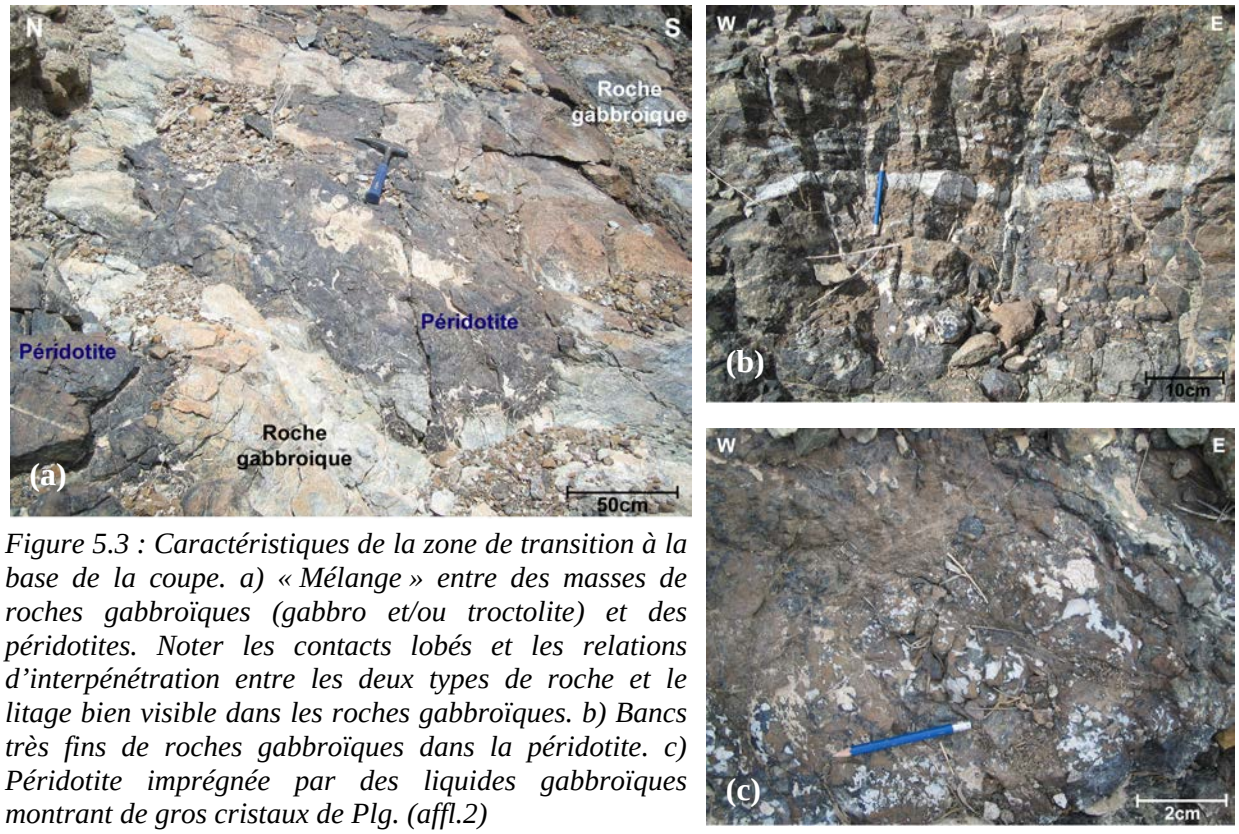


Figure 5.3 : Caractéristiques de la zone de transition à la base de la coupe. a) « Mélange » entre des masses de roches gabbroïques (gabbro et/ou troctolite) et des péridotites. Noter les contacts lobés et les relations d'interpénétration entre les deux types de roche et le litage bien visible dans les roches gabbroïques. b) Bancs très fins de roches gabbroïques dans la péridotite. c) Péridotite imprégnée par des liquides gabbroïques montrant de gros cristaux de Plg. (affl.2)

Dans le détail, les contacts entre les masses ou bancs de roches gabbroïques et les péridotites sont généralement soulignés par des bordures, *a priori*, réactionnelles *(fig.5.4a)* et/ou des faciès d'imprégnation (i.e. infiltration de liquide gabbroïque depuis les cumulats lités vers les péridotites) *(fig.5.4b)*. Les bordures réactionnelles sont de différentes natures : des bordures pegmatitiques gabbroïques ou troctolitiques s'observant entre les deux types de roches et, des bordures ou passées de clinopyroxénites (s.l.) se développant entre les deux types de roches ou entre ces dernières et les bordures pegmatitiques *(fig.5.4a)*.

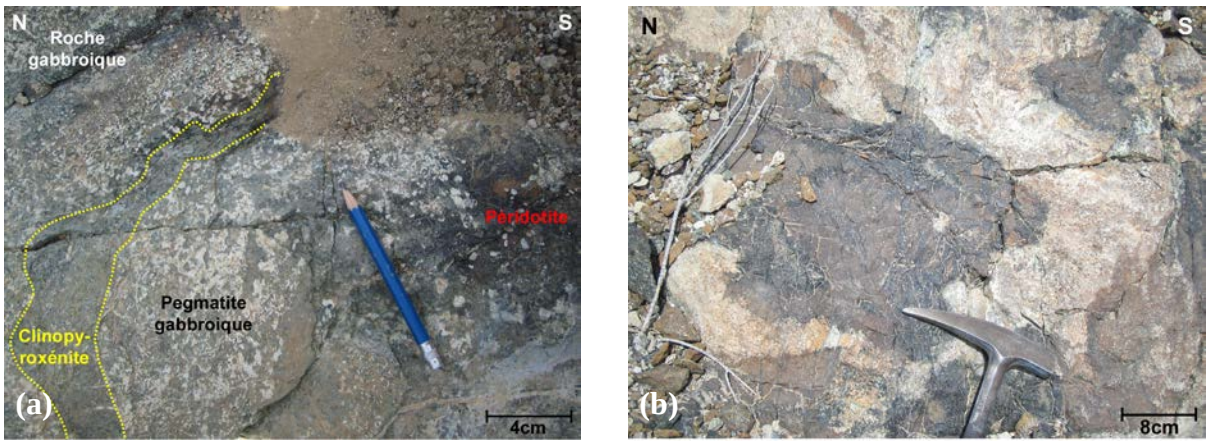


Figure 5.4 : a) Bordures réactionnelles se développant au contact entre les deux types de cumulats. Noter la bordure de clinopyroxénite (s.l.) en contact avec la bordure pegmatitique gabbroïque. b) Imprégnation de la péridotite par des cumulats gabbroïques et détail sur les relations d'interpénétration entre les deux types de roches. (affl.2)

Les relations d'interpénétration et les bordures réactionnelles observées entre les deux types de cumulats montrent que ces derniers ont interagi alors qu'ils n'étaient pas totalement solidifiés. Au sommet de la zone de transition, les bancs gabbroïques et/ou troctolitiques deviennent de plus en plus abondants dans les péridotites et on passe progressivement à la base de la séquence cumulative. On constate donc qu'il existe une évolution au sein de la zone de transition depuis le sommet du manteau jusqu'à la base de la section crustale.

Les premières occurrences de cumulats lités, à la base de la section crustale *(affl.3, fig.5.2)*, sont caractérisées par des alternances de bancs sombres wehrlitiques (wehrlite à Cpx précoce) et de bancs clairs troctolitiques (troctolites à Px (s.l.)) de tailles variées, centimétriques à pluri-centimétriques *(fig.5.5)*. Ces cumulats montrent donc, *a priori*, un litage d'ordre de cristallisation. Dans le détail, les bancs ou lits de wehrlites à Cpx précoce sont généralement homogènes mais présentent parfois de fins litages de phase post-cumulus marqués par l'apparition et/ou la disparition du Plg *(fig.5.5b)*. Les bancs ou lits de troctolites à Px sont, quant à eux, souvent finement lités et montrent des alternances de leucotroctolites à Cpx, de troctolites à Cpx (s.s.) et de troctolites à 2 Px très tardifs reflétant des litages de proportion et de phase post-cumulus *(fig.5.5b)*. Les lits et les bancs sont globalement orientés N130-25NE. Même si localement, à petite échelle, les litages apparaissent réguliers et les lits semblent parallèles *(fig.5.5b)*, on constate, à l'échelle de l'affleurement, que les litages dynamiques sont omniprésents dans ces cumulats lités *(fig.5.5a et 5.6)*.

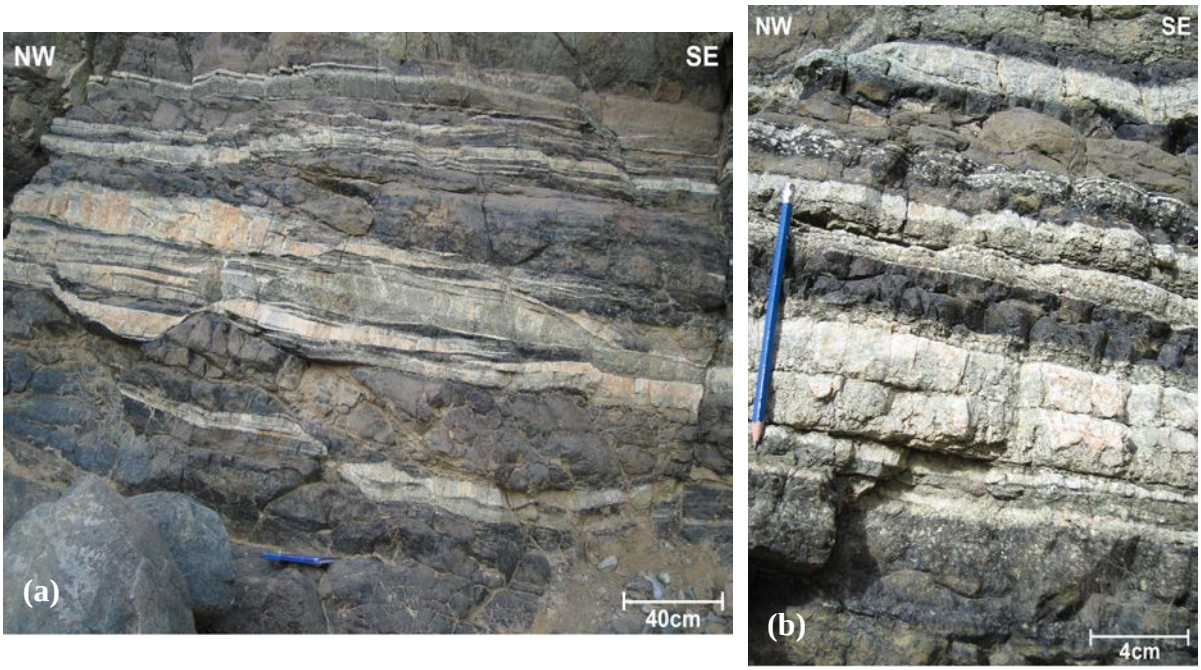


Figure 5.5 : Caractéristiques des cumulats lités à la base de la section crustale (affl.3). a) Affleurement montrant des alternances de bancs et/ou lits de wehrlite (s.l.) et de troctolite (s.l.) dans les cumulats. Noter les litages dynamiques abondants et bien marqués (détail cf. fig.5.6). b) Détail sur un intervalle dans les cumulats lités montrant une succession de lits de wehrlite (s.l.) et de troctolite (s.l.) présentant de fins litages internes. Noter la régularité des lits dans cette zone de l'affleurement.

Ces structures dynamiques, généralement bien marquées et de grande ampleur, sont principalement des boudinages, des plissements et des troncatures de lits *(fig.5.5a et 5.6b-c)*. On note qu'elles affectent aussi bien les fins lits au sein des bancs que les bancs épais de wehrlite (s.l.) et de troctolite (s.l.). Ces cumulats sont également recoupés par de nombreuses failles post-magmatiques qui décalent les bancs et/ou les lits *(fig.5.6a)*.

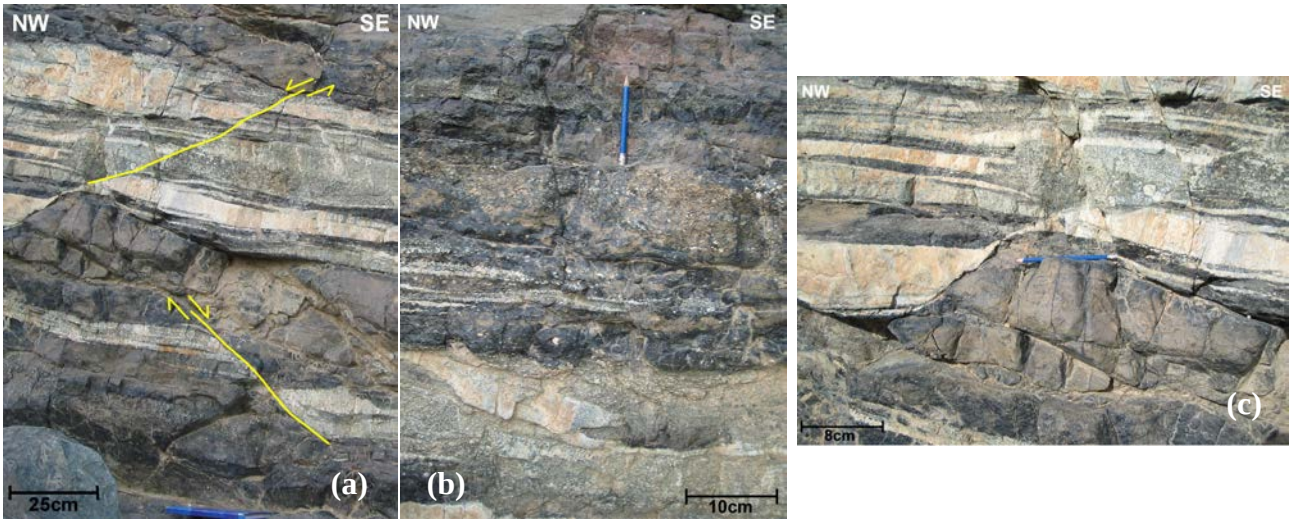


Figure 5.6 : Caractéristiques structurales des cumulats lités à la base de la coupe (détail sur les structures dynamiques observées dans la fig.5.5a). a) Failles post-magmatiques recoupant et décalant les bancs, b-c) Litages dynamiques dans les cumulats marqués par des plissements de lits (b), du boudinage (c) et des troncatures de bancs et/ou de lits (b-c). (affl.3)

En se déplaçant latéralement (et donc stratigraphiquement) et en observant les affleurements de cumulats dans le paysage, on constate que l'ensemble des cumulats lités de cette unité basale est affecté par ces structures dynamiques *(fig.5.7)*. On remarque également que la distribution des wehrlites et troctolites n'est pas régulière dans l'unité mais plutôt aléatoire avec des zones plus riches en wehrlite ou en troctolite *(fig.5.7)*. De la même manière, on constate que l'épaisseur des bancs est très variable avec des zones présentant des litages très fins (centimétriques à pluri-centimétriques) *(fig.5.5)* et des zones montrant des alternances de bancs métriques à pluri-métriques *(fig.5.7)*. Enfin, on note que les litages disparaissent localement pour laisser la place à des affleurements formés de bandes ou lentilles de troctolites dans des masses de wehrlites *(fig.5.7)*.

Figure 5.7 : Observation dans le paysage des cumulats lités de la base de la séquence cumulative (cet affleurement est stratigraphiquement au dessus de celui de la fig.5.5). Noter l'abondance des wehrlites à la base de la falaise par rapport au sommet, les différences dans l'épaisseur des bancs entre la base et le sommet et la disparition latérale du litage à la base de la falaise. (affl.3)

L'ensemble de ces observations témoigne d'une cristallisation de la base de la section crustale en contexte très dynamique. Dans cette unité, les wehrlites (s.l.) et les troctolites (s.l.) sont finement interlitées et leur cristallisation est donc, *a priori*, contemporaine.

Après cette zone cumulative fortement perturbée, on passe à une unité de cumulats purement gabbroïques/troctolitiques finement lités et montrant un litage plus régulier *(affl.5, fig.5.2 ; fig.5.8)*. Le contact entre les deux unités n'a pas pu être observé sur le terrain. Ces cumulats sont caractérisés par l'alternance relativement régulière de bancs sombres et de bancs clairs. Dans le détail, on observe soit un litage fin, souvent prédominant, marqué par la succession de lits très fins de quelques millimètres à 1 - 2 cm d'épaisseur, soit un litage plus grossier, généralement plus rare, marqué par l'alternance de lits plus épais de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur *(fig.5.8a)*. Ces cumulats sont formés d'une alternance de lits de gabbros à Ol (s.l.) (gabbro à Ol (s.s.), leucogabbro à Ol, mélagabbro à Ol, gabbro à Ol et à Opx tardif (s.l.)) et/ou de troctolites (s.l.) (troctolite à Cpx (s.l.), troctolite à 2 Px très tardifs (s.l.), leucotroctolite). Ces litages correspondent donc à des litages d'ordre de cristallisation, de phase post-cumulus et de proportion cumulus et post-cumulus *(fig.5.9a)*. Ainsi, les lits sombres sont riches en minéraux ferromagnésiens et les lits plus clairs sont enrichis en Plg *(fig.5.8 et 5.9a)*. Au sein de la pile de cumulats lités, on observe des variations du rapport d'abondance entre les lits ultramafiques et les lits mafiques qui donnent l'impression d'unités distinctes, plus sombres et plus claires, dans la séquence *(fig.5.8b)*.

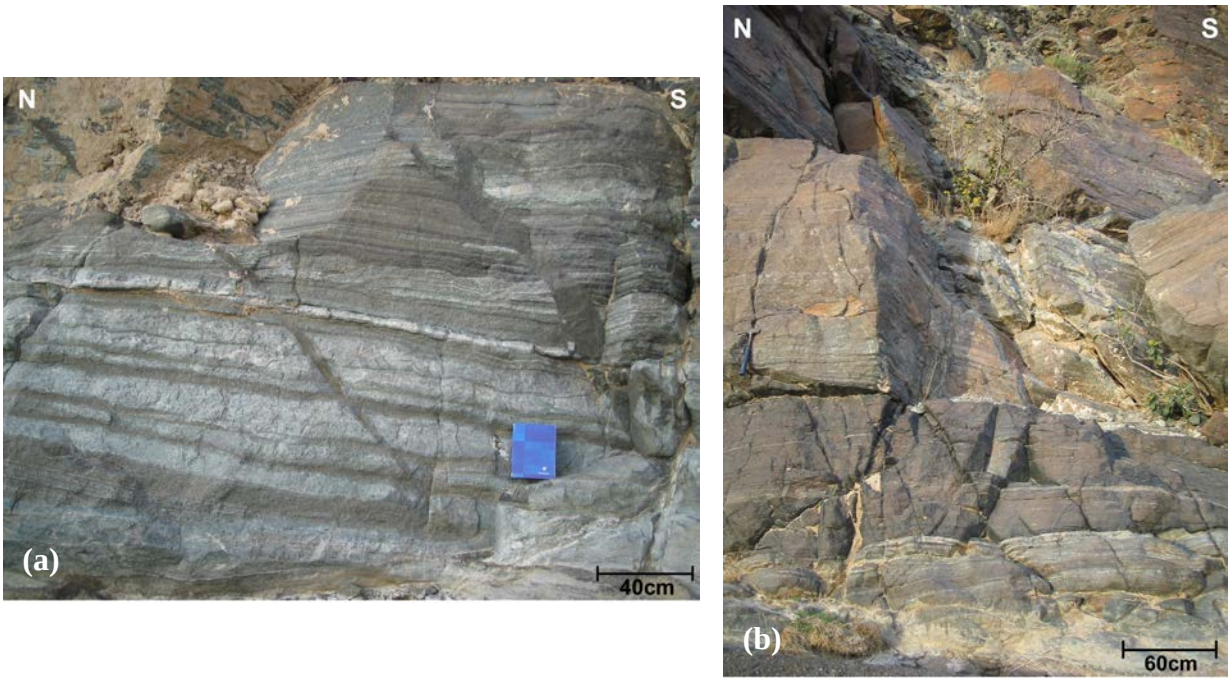


Figure 5.8 : Cumulats gabbroïques/troctolitiques finement lités montrant des alternances de bancs sombres et de bancs clairs au niveau de l'affl.4. a) Observation des deux types de litages, lits épais à la base, lit fins au sommet. Noter les injections de roches ultramafiques recoupant les bancs (détail cf. fig.5.10). b) Observation des variations du rapport d'abondance lits ultramafiques/lits mafiques dans la séquence.

A l'affleurement, les litages apparaissent relativement réguliers et les lits semblent parallèles mais, dans le détail, on observe des litages dynamiques qui sont cependant moins prononcés et plus locaux que dans l'unité précédente *(fig.5.8a et 5.9)*. Ces structures, s'observant à différentes échelles, correspondent à du cross-bedding, du boudinage et des plissements et troncatures de lits *(fig.5.9a-b)*. On peut noter que certaines de ces structures dynamiques sont particulièrement spectaculaires et sont remarquablement semblables aux structures de dépôt des roches sédimentaires *(fig.5.9b)*. Ces litages dynamiques témoignent de la présence d'instabilités magmatiques dans la chambre au cours de la solidification des cumulats.

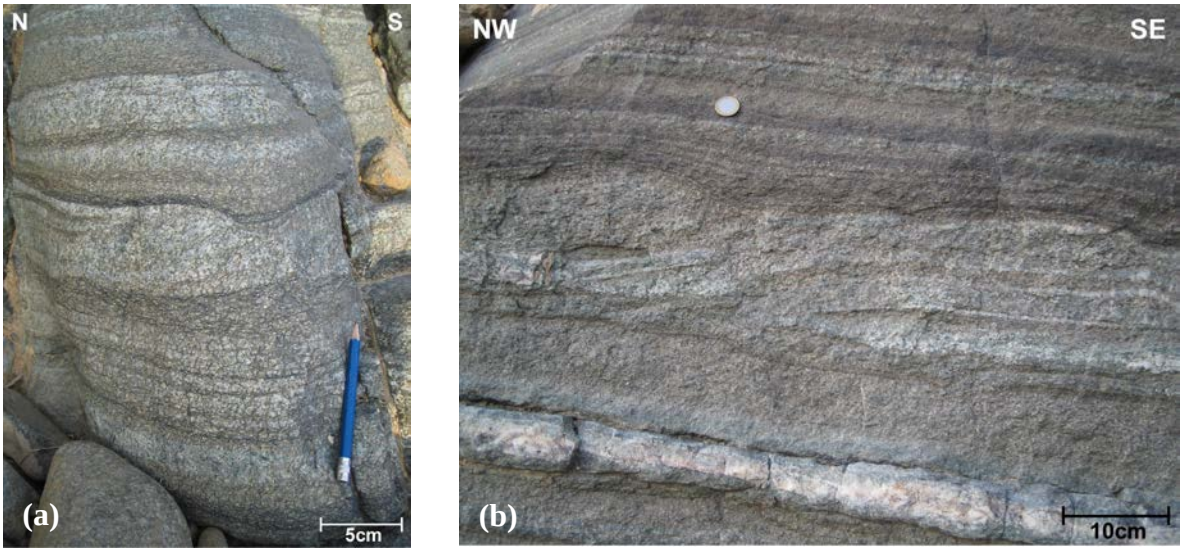


Figure 5.9 : a) Détail sur les fins litages observés dans les cumulats (zone riche en lits ultramafiques) montrant des litages de proportion entre les bancs clairs et les bancs sombres, et des litages dynamiques (i.e. plissement et troncature de lits). b) Structure de cross-bedding de relativement grande ampleur observée dans les cumulats lités. (affl.4)

Au niveau de cet affleurement, les cumulats lités sont localement recoupés par des injections de roches sombres à grains fins qui apparaissent homogènes (i.e. sans litage) et qui sont, *a priori*, ultramafiques (i.e. riches en minéraux ferromagnésiens) *(fig.5.8a et 5.10)*. Les bancs et les lits ne sont pas perturbés mais simplement recoupés par ces injections et, de plus, aucune zone réactionnelle ne se développe au contact de ces intrusions *(fig.5.10)*, ce qui témoigne de l'injection tardive de ces liquides ultramafiques dans les cumulats lités, à la fin ou après la cristallisation de ces derniers.

Dans cette unité, les litages sont globalement orientés N130-30NE mais cette orientation varie parfois, probablement du fait des phénomènes dynamiques.

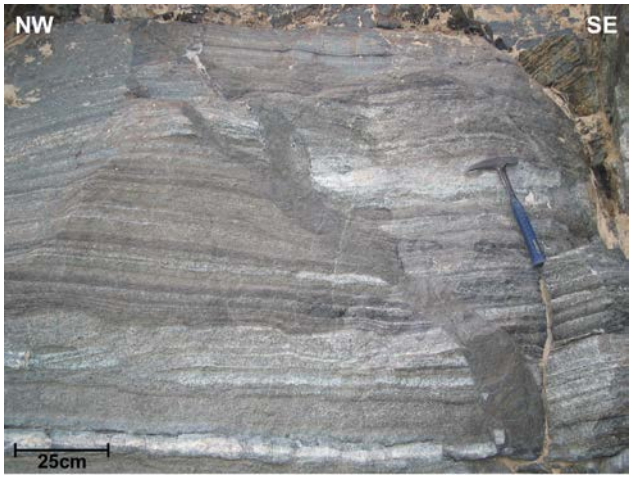


Figure 5.10 : Injection de roche sombre ultramafique à grains fins dans les cumulats lités (Détail de la fig.5.8a). Noter l'absence de perturbation dans les lits et le recoupement relativement franc de ces derniers au contact. (affl.4)

En montant dans la séquence, après cet affleurement de ~ 50 – 100 m d'épaisseur, on observe des cumulats lités essentiellement gabbroïques associés, à différents niveaux stratigraphiques, à de grandes masses de péridotites cumulatives *(affl.5, fig.5.2)*. Dans le paysage, les relations entre cumulats gabbroïques et cumulats péridotitiques sont totalement différentes de celles observées au niveau de l'*affl.3 (fig.5.5 et 5.7)* puisqu'ils n'apparaissent pas interlités mais qu'on observe de grandes masses de péridotites généralement localisées à la base de falaises constituées de cumulats lités. Les péridotites correspondent à des wehrlites à Cpx et Plg tardifs généralement homogènes mais montrant parfois des variations minéralogiques internes (apparition d'Opx, présence locale de Cpx précoce) *(fig.5.11)*. Les cumulats gabbroïques correspondent à des gabbros à Ol (s.l.) (gabbro à Ol et à Opx tardif (s.l.) et gabbro à Ol (s.s.)) montrant de fins litages de proportion et de phase post-cumulus *(fig.5.11a et 5.12)*. Dans ces cumulats, les litages sont globalement orientés N130-30NE.

A la base des falaises, on observe deux types de relations entre les cumulats wehrlitiques et les cumulats gabbroïques. Dans un premier temps, on observe des enclaves arrondies ou allongées de cumulats lités de tailles variables, de 1 - 2 cm à plusieurs dizaines de centimètres, dans les masses de wehrlites *(fig.5.11a)*. Les contacts entre les enclaves et les péridotites sont irréguliers et marqués par des injections de wehrlites dans les cumulats lités, parfois au sein des lits gabbroïques mais le souvent entre ces derniers *(fig.5.11b)*. On peut également noter que les Cpx précoces observés localement dans les péridotites correspondent, en lame mince, à de grands cristaux sub-automorphes (i.e. cumulus) présentant des indices de corrosion par des liquides intercumulus *(cf. échantillon 09HIL5C ZII, chap.1, paragraphe II.2.b.3.3)*. Ces Cpx cumulus s'observent par ailleurs à proximité de Cpx poecilitiques (i.e. post-cumulus). Ainsi, ces Cpx précoces correspondent vraisemblablement à des xénocristaux ayant migrés des cumulats lités vers la masse de wehrlite.

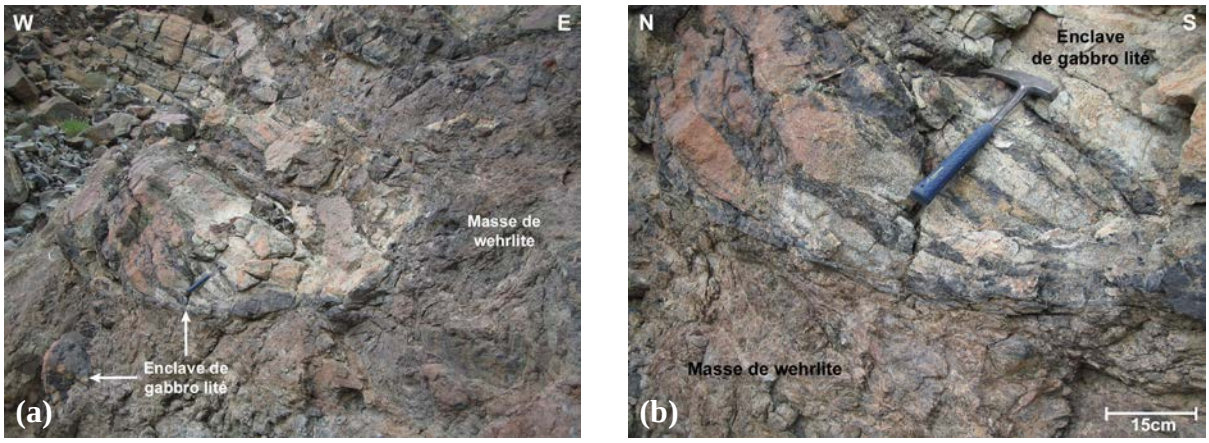


Figure 5.11 : a) Enclaves de cumulats gabbroïques lités dans une masse de wehrlite à Cpx et Plg tardifs. Noter les contacts irréguliers et les injections de wehrlite dans l'enclave. b) Détail de la figure (a) montrant les injections de wehrlites au sein et entre les lits gabbroïques. (affl.5)

Dans un second temps, à proximité des masses de péridotites, on observe des affleurements de cumulats lités fortement perturbés par de multiples injections de wehrlites de formes irrégulières et s'infiltrant généralement entre les lits de gabbros à Ol et les recoupant parfois *(fig.5.12)*. On peut noter que ces dernières occurrences sont également recoupées par de nombreuses failles tardives qui contribuent à l'aspect chaotique de l'affleurement *(fig.5.12)*. Ces relations intrusives observées, à différentes échelles, entre les masses péridotitiques et les cumulats gabbroïques montrent que les deux types de cumulats ont interagi à l'état magmatique. La présence de litages dans les enclaves de péridotites, l'injection préférentielle des péridotites entre les lits gabbroïques et la présence de xénocristaux de Cpx dans les péridotites indiquent que ces dernières se sont injectées dans les cumulats lités alors qu'ils étaient en cours de solidification.

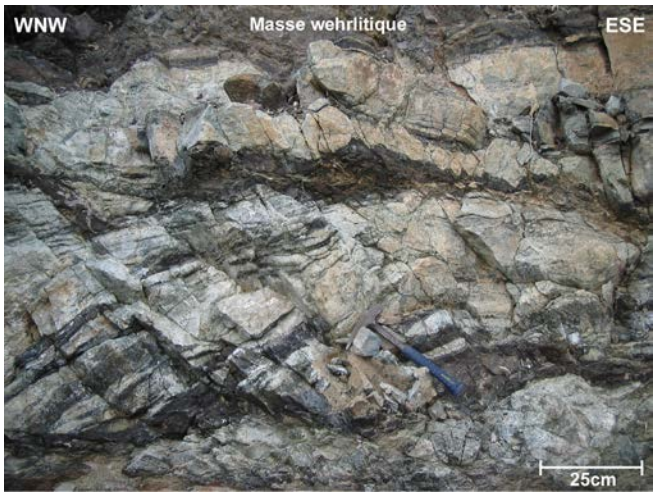


Figure 5.12 : Affleurement de cumulats lités à proximité d'une masse de wehrlite montrant de multiples injections de péridotite entre les lits gabbroïques. Noter le recoupement de certains lits par des injections de wehrlite en bas à gauche de la photo et les nombreuses failles tardives recoupant les cumulats donnant un contour en marche d'escalier aux lits. Remarquer également la présence de fins lits de wehrlite dans les cumulats lités. (affl.5)

Les cumulats situés à proximité des intrusions wehrlitiques présentent parfois de fins lits de wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif interlités avec les lits gabbroïques *(fig.5.12)*. Il est difficile de déterminer si ces lits marquent un litage d'ordre de cristallisation dans les cumulats lités ou s'ils correspondent à des injections de wehrlite entre les lits de ces derniers. En effet, les différences dans l'ordre de cristallisation des Cpx des deux occurrences wehrlitiques (Cpx précoce dans le lit vs. Cpx tardif dans la masse) peuvent soit refléter des cumulats distincts, soit montrer la migration des Cpx des cumulats gabbroïques vers les

péridotites *(cf. précédemment)*. Cependant, en lame mince, la présence d'une seule génération de Cpx et l'absence de couronnes réactionnelles et/ou d'indices de corrosion autour des Cpx dans les wehrlites à Cpx précoce (s.l.) suggèrent que ces dernières sont des cumulats différents de ceux des masses wehrlitiques. Je reviendrai plus en détail sur ces lits wehrlitiques dans l'étude géochimique.

En montant dans la séquence, on passe à une nouvelle unité relativement épaisse (~ 300 m d'épaisseur) de cumulats lités caractérisée par la présence de wehrlites interlitées avec les cumulats gabbroïques et l'absence de masses de péridotites *(affl.6-7, fig.5.2)*. Dans cette unité, les cumulats forment de grandes falaises de plusieurs mètres de haut montrant un litage particulièrement bien visible *(fig.5.13)*. Dans le paysage, la majorité des bancs apparaissent en relief et correspondent donc à des roches riches en Plg frais (i.e. cumulats mafiques) *(fig.5.13)*. Cependant, on observe localement des bancs sombres moins saillants qui correspondent, du fait de l'érosion différentielle, à des cumulats plus riches en Ol (i.e. cumulats ultramafiques) *(fig.5.13)*. On note que ces derniers s'observent majoritairement à la base des falaises, cependant cette observation est à utiliser avec précaution car nous n'avons pas étudié les cumulats au sommet de ces dernières *(fig.5.13)*.

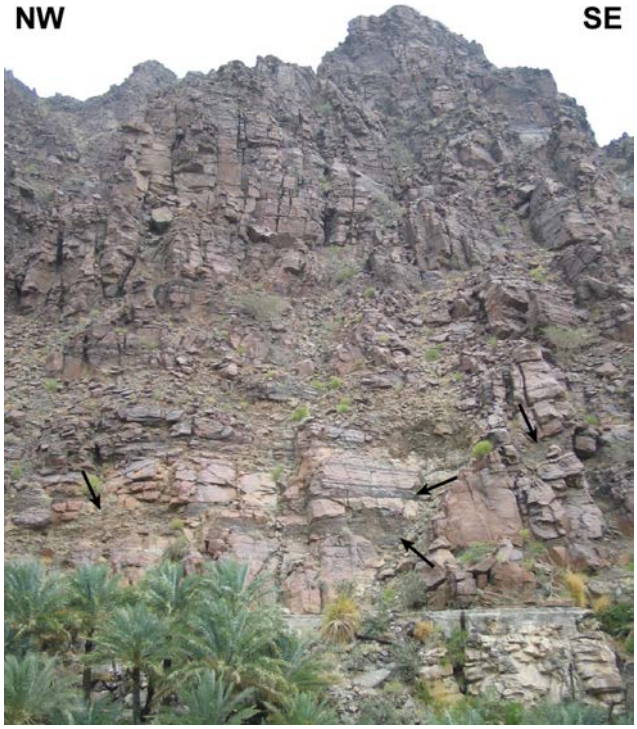


Figure 5.13 : Falaise formée de cumulats montrant un litage bien visible. Noter l'abondance de bancs mafiques en relief et la présence de bancs ultramafiques sombres et plus altérés à la base de la falaise (flèches). (affl.7)

Dans le détail, les cumulats mafiques sont, en effet, relativement abondants et correspondent essentiellement à des bancs métriques de gabbros à Ol (s.l.) montrant des litages de proportion *(fig.5.14a)*. A l'affleurement, les bancs altérés de cumulats riches en Ol, de 1 à 2 m d'épaisseur, sont, en réalité, formés d'une alternance de fins lits centimétriques de cumulats gabbroïques (gabbro à Ol et à Opx tardif, gabbro à Ol, mélagabbro à Ol) et de cumulats wehrlitiques (wehrlite à Cpx précoce et wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif) *(fig.5.14a-b)*. Dans ces bancs, les litages observés entre lits gabbroïques correspondent à des litages de proportion et de phase post-cumulus tandis que ceux examinés entre lits gabbroïques et lits wehrlitiques sont des litages de phase cumulus et d'ordre de cristallisation. L'abondance de l'Ol dans la majorité de ces lits (de 25 % à 90 % d'Ol) explique leur aspect sur le terrain *(fig.5.14a)*. On note que le contact entre les bancs de gabbros à Ol et les

bancs « ultramafiques » est continu, progressif et non intrusif *(fig.5.14b)*. Dans ces cumulats lités, les bancs et les lits montrent une orientation moyenne N140-25NE.

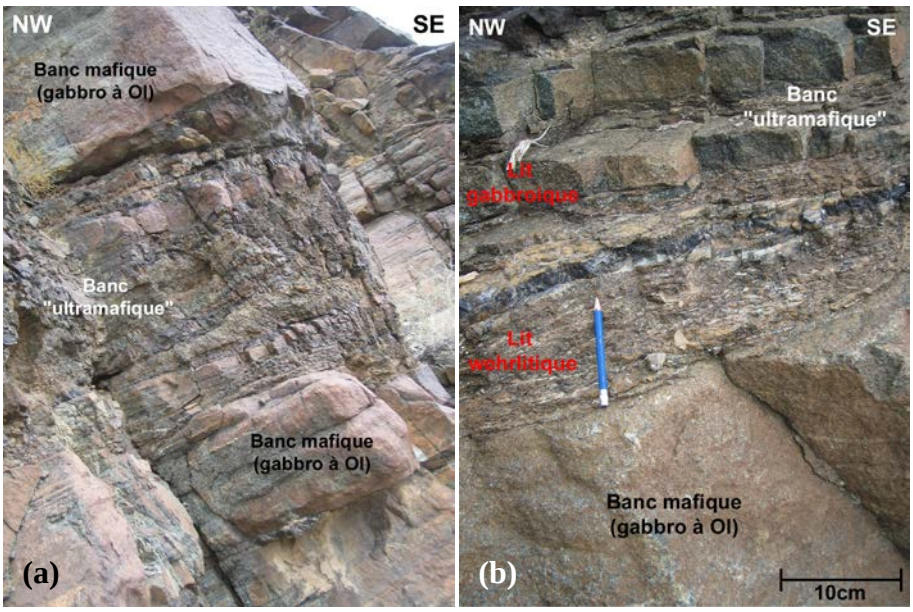


Figure 5.14 : a) Détail d'un banc « ultramafique » interlité avec des bancs mafiques dans les cumulats lités. Noter l'alternance de lits dans le banc « ultramafique », la présence d'un fin litage dans les bancs mafiques, et l'érosion différentielle entre les deux types de bancs. b) Détail sur les litages dans le banc « ultramafique » et sur le contact non intrusif entre ce dernier et le banc mafique sous-jacent. (affl.7)

Sur le terrain, les litages semblent réguliers et je n'ai pas observé de litages dynamiques dans ces cumulats. Il est cependant possible que ce type de litage existe dans les bancs riches en Ol mais qu'ils soient difficiles à observer du fait de l'altération des lits *(fig.5.11)*. Même si des litages dynamiques existent dans ces cumulats, ils doivent être relativement rares. On note, par contre, que de nombreuses failles tardives recoupent les bancs mafiques et « ultramafiques ».

En continuant la coupe, on observe deux importantes masses de péridotites dans les cumulats lités *(affl.8-9, fig.5.2 ; fig.5.15)*. Ces masses sont bien visibles sur le terrain car elles sont de couleur ocre et présentent un aspect altéré qui contraste avec les cumulats lités aux bancs saillants montrant des alternances de teintes (*fig.5.15)*. Ces deux masses sont très différentes entre elles, tant du point de vue minéralogique que du point de vue de leur relation avec les cumulats lités. Je vais donc les étudier séparément.

Figure 5.15 : Panorama (~ 200 m de long) montrant les deux masses de péridotites cumulatives dans les cumulats lités. Noter les différences de teintes et d'aspects entre les deux types de cumulats. (affl.8-9)

La masse de péridotite au niveau de l'*affl.8* s'étend sur environ 100 m d'épaisseur et est formée de harzburgites lherzolitiques cumulatives et homogènes. Les cumulats lités s'observent de part et d'autre ainsi qu'au dessus de cette masse ce qui lui confère une forme en dôme sur le terrain *(fig.5.16a)*. Au sein de cette masse de harzburgite lherzolitique, les enclaves de cumulats lités sont relativement rares, sauf lorsqu'on se rapproche de ces derniers.

En effet, le contact entre cette masse péridotitique et les cumulats lités est marqué par la présence de nombreuses enclaves de tailles variées, allant du « lambeau » centimétrique de gabbros (s.l.) *(fig.5.16a)* jusqu'aux bancs entiers métriques de cumulats lités *(fig.5.16b)*, dans la harzburgite lherzolitique. Ce contact est également caractérisé par l'injection de péridotite dans les cumulats lités environnants *(fig.5.16b)*.

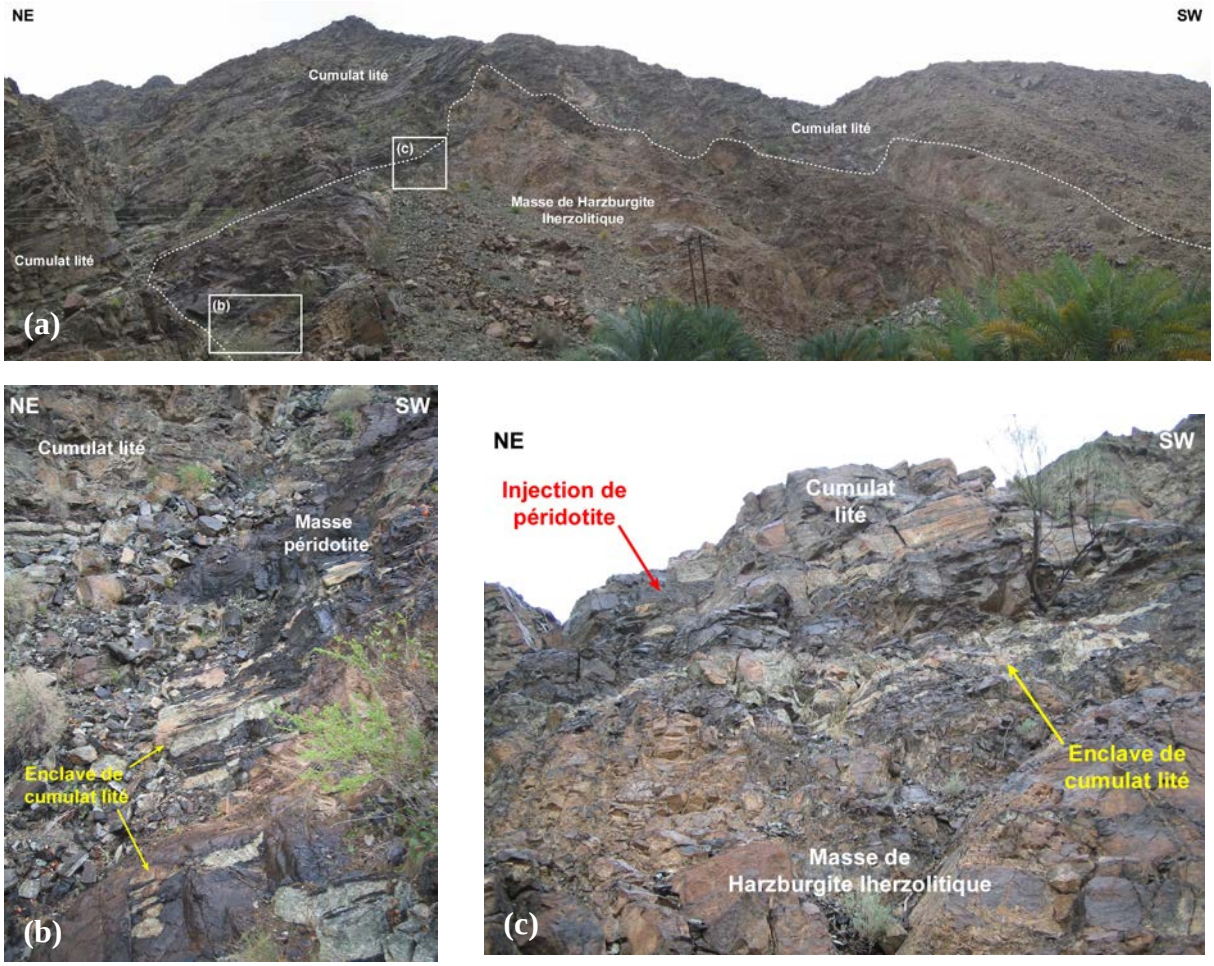


Figure 5.16 : a) Panorama au niveau de l'affl.8 (~ 100 m de long) montrant le « dôme » de harzburgite lherzolitique entouré de cumulats lités, b) Détail du contact latéral (cf. a) montrant des enclaves de tailles variées de cumulat lité dans la péridotite, c) Détail du contact supérieur (cf. a) montrant un banc entier métrique de cumulat lité en enclave dans la péridotite et des injections de harzburgite lherzolitique dans les cumulats lités sus-jacents.

Comme observé précédemment à l'*affl.5 (fig.5.11 et 5.12)*, les contacts entre la harzburgite lherzolitique et les enclaves de cumulats lités sont caractérisés par des relations d'interpénétration et d'injection. On remarque que ces contacts intrusifs varient selon le type d'enclaves *(fig.5.17 et 5.18)*. En effet, les enclaves centimétriques (i.e. lambeaux de gabbros (s.l.)), arrondies ou allongées, ont généralement des contacts lobés avec la harzburgite *(fig.5.17a-b)*.

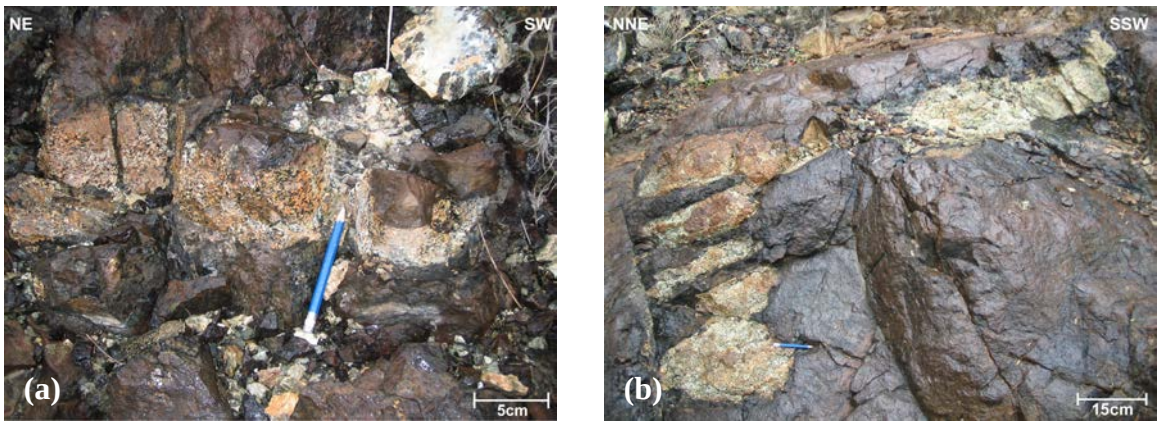


Figure 5.17 : Relations intrusives entre les enclaves de petite taille de cumulats lités et la harzburgite lherzolitique. a) Enclave allongée au niveau du contact supérieur (fig.5.16c), b) Enclaves arrondies au niveau du contact latéral (fig.5.16b). Noter les interfaces lobées entre les cumulats lités et les péridotites.

Par contre, les enclaves de grande taille et en particulier les bancs métriques de cumulats lités présentent généralement des enclaves de péridotites et/ou des injections de harzburgite lherzolitique au sein des lits ou entre les lits gabbroïques *(fig.5.18a-b)*. Lorsque les péridotites s'injectent dans les bancs de cumulats lités, on observe des faciès d'imprégnation au contact entre les deux types de cumulats *(fig.5.18a-b)*.

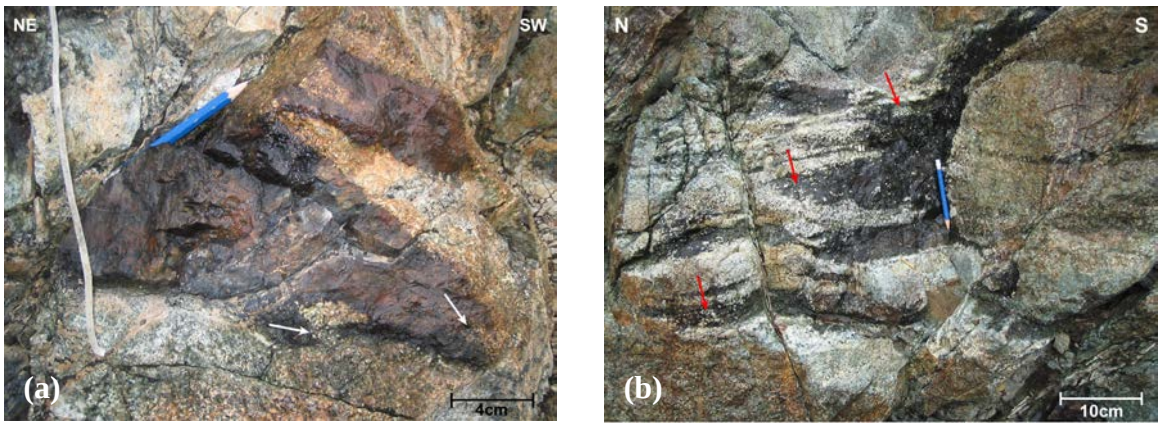


Figure 5.18 : Relations intrusives entre les bancs métriques de cumulats lités et la harzburgite lherzolitique. a) Enclave de péridotite dans les cumulats (haut) et injections de harzburgite lherzolitique dans les lits gabbroïques (bas) au niveau du contact supérieur (fig.5.16c), b) Injections multiples de harzburgite lherzolitique entre les lits gabbroïques des cumulats au niveau du contact latéral (fig.5.16b). Noter les faciès d'imprégnation dans la péridotite à l'interface avec les cumulats lités (cf. flèches).

A l'interface entre la masse de péridotite et l'unité des cumulats lités, on observe une évolution marquée par l'augmentation de la quantité et de la taille des enclaves dans la harzburgite lherzolitique et ensuite par la présence de nombreuses injections de péridotites dans les cumulats lités, qui témoigne d'un contact intrusif mais progressif entre les deux unités. Les relations d'interpénétration et d'injection entre les deux types de cumulats et la présence d'un contact graduel suggèrent qu'ils ont interagi à l'état magmatique. Comme précédemment, ces relations intrusives montrent que la péridotite s'est injectée dans les cumulats lorsque ces derniers étaient en cours de solidification.

Les affleurements de cumulats lités situés au dessus du dôme harzburgitique et entre les deux masses de péridotites montrent des alternances de bancs clairs et de bancs sombres particulièrement bien visibles dans le paysage *(fig.5.15 et 5.19)*.

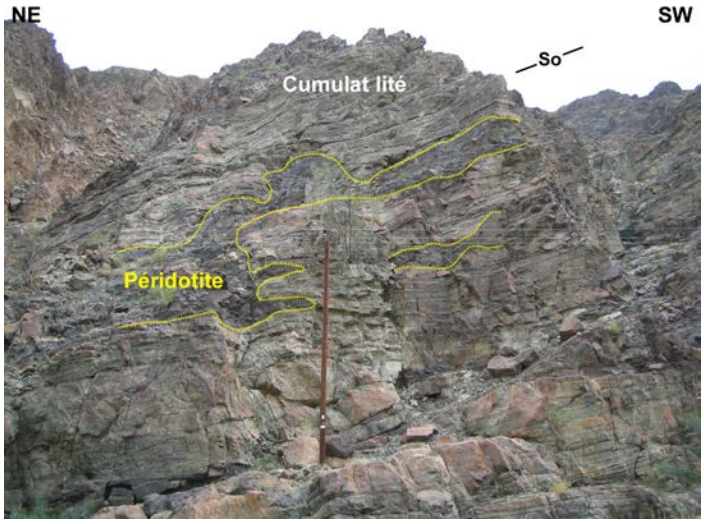


Figure 5.19 : Détail sur les cumulats lités situés entre les deux masses de péridotites (cf. fig.5.15). Noter les alternances de bancs dans les cumulats lités et les injections de péridotites dans ces derniers suivant l'orientation moyenne des litages (So). Remarquer également les petites variations locales de l'orientation du litage dans les cumulats.

Ces cumulats correspondent principalement à des gabbros à Ol et à Opx tardif montrant des litages de proportion (en lame mince), les bancs clairs correspondant à des leucogabbros et les bancs sombres à des mélagabbros. Ces bancs montrent de fins litages internes centimétriques à millimétriques correspondant à des litages de proportion (en lame mince). Dans ces cumulats, les litages ont une orientation moyenne N160-25/30E globalement parallèle à celle des cumulats lités précédents *(fig.5.15 et 5.19)*. On note cependant de petites variations locales de cette orientation *(fig.5.19)* et une légère augmentation du pendage des lits dans les cumulats situés au dessus de l'intrusion de harzburgite lherzolitique *(fig.5.15 et 5.16a)*. Dans l'ensemble, on constate cependant que les litages dans les cumulats ne sont pas fortement perturbés par la mise en place des deux masses de péridotite. Ces observations suggèrent que le dôme de harzburgite lherzolitique s'est mis en place alors que les cumulats lités étaient déjà bien consolidés. Dans les lits situés entre les deux masses péridotitiques, on observe de grandes injections de péridotites *(fig.5.19)*. Comme précédemment, les péridotites ont tendance à s'injecter préférentiellement entre les lits des cumulats et on constate d'ailleurs qu'elles s'injectent selon la même direction que celle des litages *(fig.5.19)*. Ces injections sont probablement issues de la masse de harzburgite lherzolitique, au vu des relations entre les cumulats lités et la masse de l'*affl.9* que nous allons étudier dans le paragraphe suivant.

La masse de péridotite de *l'affl.9* s'étend sur environ 250 m et est formée de cumulats homogènes de wehrlite à Cpx tardif. Cette wehrlite (s.l.) présente localement des variations minéralogiques marquées par l'apparition de Plg post-cumulus. Cette masse de péridotite est limitée de part et d'autres par des cumulats lités et présente des contacts faillés avec ces derniers *(fig.5.20a et 5.22)*. Ces contacts correspondent à des couloirs de faille de 2 à 3 mètres d'épaisseur *(fig.5.20a et 5.22)*.

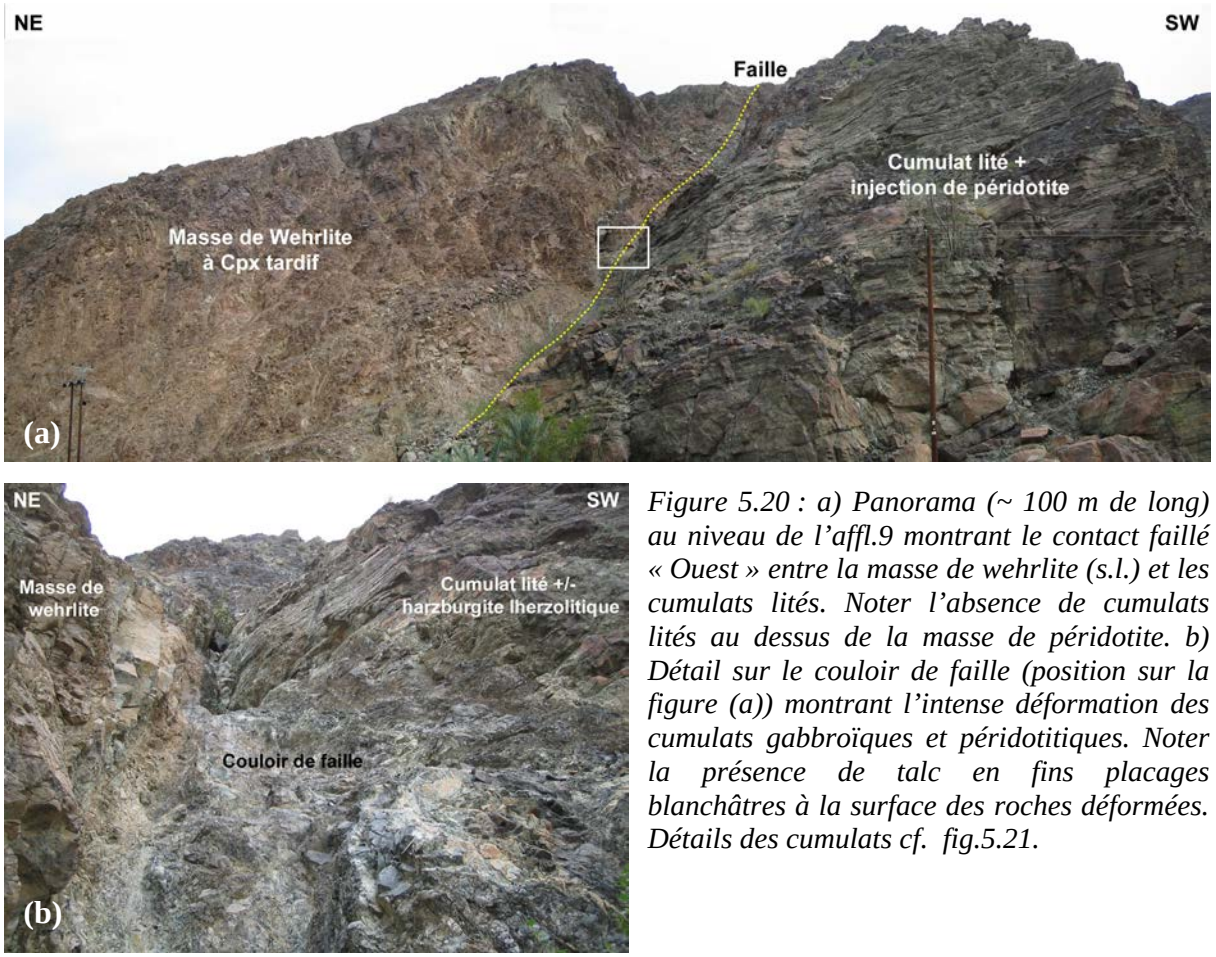


Figure 5.20 : a) Panorama (~ 100 m de long) au niveau de l'affl.9 montrant le contact faillé « Ouest » entre la masse de wehrlite (s.l.) et les cumulats lités. Noter l'absence de cumulats lités au dessus de la masse de péridotite. b) Détail sur le couloir de faille (position sur la figure (a)) montrant l'intense déformation des cumulats gabbroïques et péridotitiques. Noter la présence de talc en fins placages blanchâtres à la surface des roches déformées. Détails des cumulats cf. fig.5.21.

A l'Ouest *(affl.9, fig.5.15 et 5.20)*, ce couloir de faille de direction N140 est formé d'un « mélange » de péridotites fortement schistosées et serpentinisées et de cumulats lités intensément déformés *(fig.5.20b et 5.21a)*. Les péridotites déformées sont aussi bien les wehrlites à Cpx tardif de la masse de l'*affl.9* que les harzburgites lherzolitiques injectées dans les cumulats lités *(cf. précédemment, fig.5.19 et 5.20)*. Sur le terrain, les gabbros (s.l.) semblent avoir été déformés dans les conditions du faciès schiste vert du fait de leur teinte verdâtre, de la présence de minéraux caractéristiques de ce faciès tels que la chlorite, l'actinote et l'épidote, et de l'abondance de talc *(fig.5.20b et 5.21a)*. En lame mince, ces gabbros (s.l.) montrent des textures à grain fins et présentent d'abondants cristaux d'amphiboles et de chlorites. Ces cristaux sont généralement allongés et alignés et soulignent la foliation. Les chlorites forment également d'épaisses passées ou veines dans les gabbros (s.l.). On note aussi l'existence de porphyroclastes d'amphiboles et de reliques de Cpx présentant des déformations intracristallines telles que du bending et des extinctions roulantes. Ces roches correspondent donc à des mylonites de gabbros qui ont été déformées ductilement dans les conditions du faciès amphibolite puis dans celles du faciès schiste vert. Sur le terrain, les cumulats péridotitiques et gabbroïques montrent d'autres indices de déformation plastique tels que des bandes de cisaillement de type C/S dans les wehrlites *(fig.5.21b)* et le plissement de « lambeaux » de cumulats lités dans les harzburgites lherzolitiques *(fig.5.21a)*. Ces marqueurs de déformation associés à la présence d'une linéation perpendiculaire au plan de faille (N70-70N) indiquent un mouvement en faille inverse *(fig.5.21)*. Cette faille a donc initialement fonctionné à haute température dans les conditions du faciès amphibolite puis à plus basse température dans les conditions du faciès schiste vert.

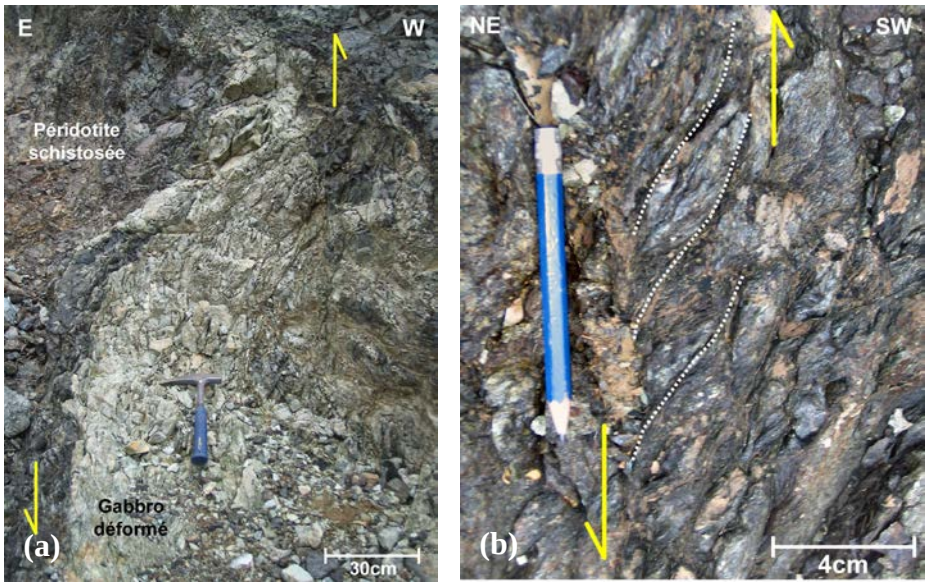


Figure 5.21 : Indices de déformation plastique dans les gabbros (s.l.) et les péridotites témoignant d'un mouvement en faille inverse. a) Plissement d'un lambeau de cumulats lités dans les harzburgites lherzolitiques. Noter la teinte verdâtre des gabbros (s.l.), b) Bandes de cisaillement de type C/S dans une wehrlite schistosée. (affl.9)

A l'Est *(affl.10, fig.5.18)*, le couloir de faille de direction N180-65E est formé de wehrlites (s.l.) fortement schistosées et serpentinisées, et de cumulats lités mylonitisés *(fig.5.22a)*. La mylonitisation des gabbros (s.l.) est facilement observable sur le terrain de part la présence d'une texture à grains fins (i.e. cristaux non visibles à l'œil nu) et le développement de lignes noires à la surface des roches reflétant l'allongement et l'alignement des minéraux *(fig.5.22b)*. Ces alignements définissent une linéation parallèle à la direction de la faille sur le plan de mylonitisation des cumulats. En lame mince, ces gabbros (s.l.) présentent, en effet, des grains très fins et une matrice majoritairement formée de petits cristaux d'amphiboles alignés et allongés selon la foliation. Des porphyroclastes d'amphiboles et de Cpx sont également observables et présentent des indices de déformation intracristalline tels que du bending, des extinctions roulantes et des rotations de cristaux avec formation d'ombres de pression. Ces roches correspondent donc à des ultramylonites de gabbros (s.l.) (> 90 % de matrice) qui ont été déformées ductilement à relativement haute température dans les conditions du faciès amphibolite. Sur le terrain, on observe également de nombreux marqueurs de déformation plastique tels que des plissements et des bandes de cisaillement de type C/S dans les mylonites *(fig.5.22c)*. Les structures de déformation en lame mince et sur le terrain, associées à la présence d'une linéation parallèle à la direction de la faille, indiquent un mouvement en cisaillement sénestre. Contrairement à la faille précédente, ce cisaillement n'a, *a priori*, fonctionné qu'à relativement haute température dans les conditions du faciès amphibolite.

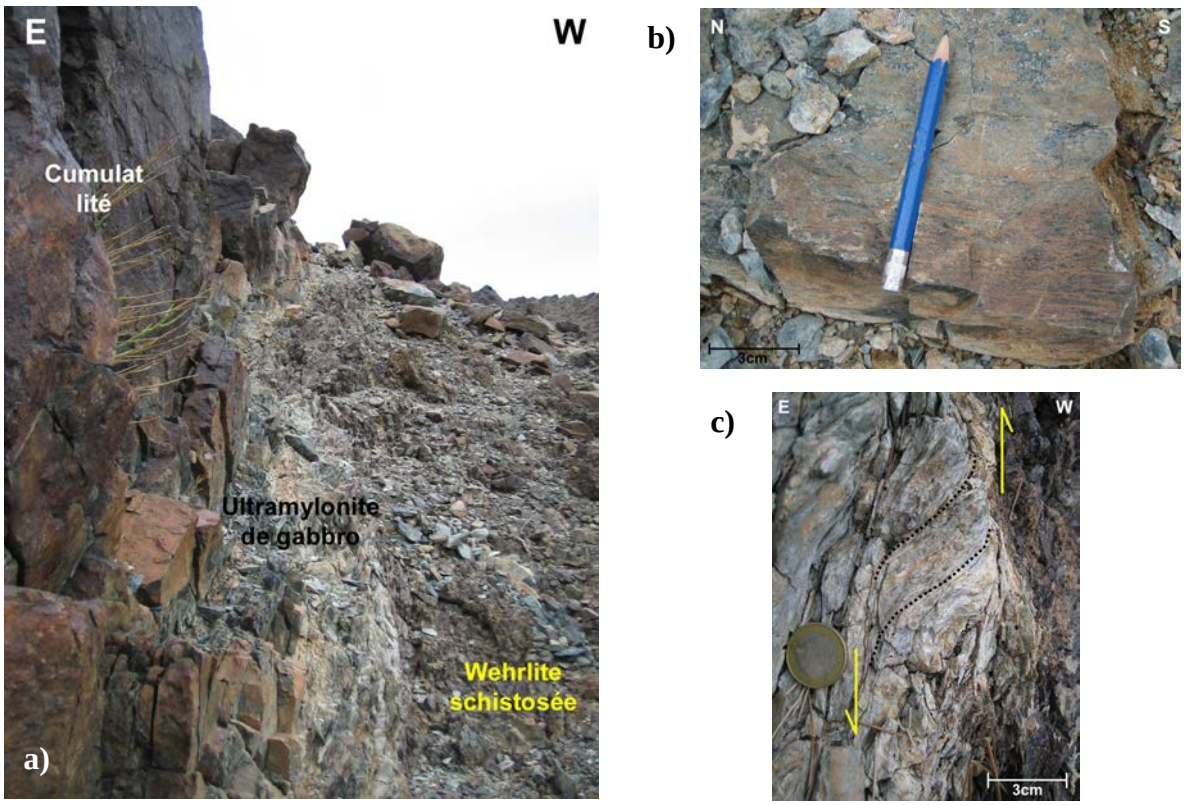


Figure 5.22 : Contact faillé à l'Est de la masse de wehrlite au niveau de l'affl.10. a) Faille orientée N180 (i.e. N-S) montrant des ultramylonites de gabbro et des wehrlites schistosées. b) Détail sur une ultramylonite de gabbros. Noter la texture à grains fins et les lignes noires à la surface de la roche. c) Bandes de cisaillement de type C/S dans une ultramylonite témoignant d'une déformation plastique et d'un mouvement en cisaillement sénestre.

Pour résumer, on constate que l'accident tectonique situé à l'Ouest de la masse de wehrlite (i.e. à la base stratigraphiquement, *cf. fig.5.2*) correspond à une faille inverse ayant fonctionné à haute température dans les conditions du faciès amphibolite (> ~ 600°C) puis à relativement basse température dans les conditions du faciès schiste vert (< ~ 500°C) tandis que celui à l'Est de la masse de péridotite (i.e. au sommet stratigraphiquement, *cf. fig.5.2*) correspond à un cisaillement sénestre ayant fonctionné uniquement à haute température dans les conditions du faciès amphibolite (> ~ 600°C). Ces failles sont donc sub-contemporaines de la mise en place des cumulats lités et des cumulats wehrlitiques, i.e. syn-accrétion. La présence d'une masse de péridotite « coincée » entre ces deux failles semble indiquer que le magma wehrlitique s'est injecté dans la section crustale à la faveur de ces failles, cette intrusion serait donc, *a priori*, syn-tectonique.

Les cumulats lités au contact avec la masse de wehrlite à l'Est *(affl.10-11, fig.5.2)* sont très différents des unités cumulatives observées jusqu'à présent dans la coupe. En effet, ces cumulats ne présentent pas de litages apparents *(fig.5.23)*. Ils sont, au contraire, relativement homogènes sur le terrain, et en lame mince, avec une teinte claire uniforme et ils affleurent sous forme d'une succession de bancs gabbroïques relativement fracturés *(fig.5.23)*. On note cependant que de fins litages sont localement observables *(fig.5.23a)*. Les bancs gabbroïques et les quelques litages observés ont une orientation N110-15NE à N75-10E et sont donc légèrement moins pentés que ceux des cumulats lités précédents *(cf. fig.5.2)*. Ces cumulats sont essentiellement des gabbros à Ol (s.s.) et des gabbros à Ol et à Opx tardif. Au niveau de ces affleurements *(affl.10-11)*, aucune intrusion de péridotites n'a été observée cependant, en

regardant dans le paysage, on constate que des injections de péridotites sont encore présentes à ce niveau de la séquence cumulative *(fig.5.23b)*.

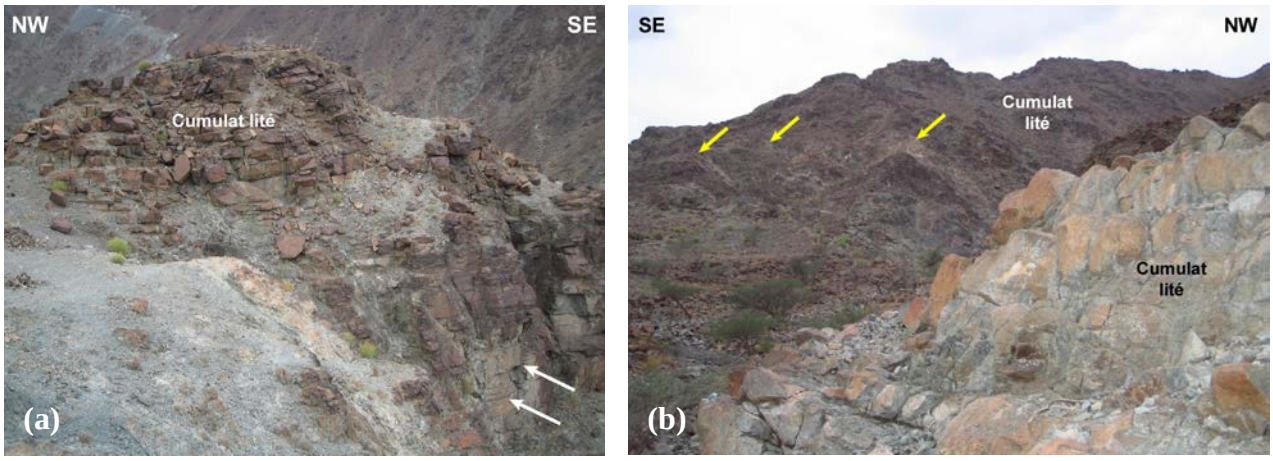


Figure 5.23 : a) Cumulats relativement homogènes au niveau de l'affl.10 présentant une succession de bancs gabbroïques fracturés montrant de fins litages locaux (flèches). b) Cumulats homogènes, sans litages apparents au niveau de l'affl.11 montrant une teinte claire uniforme. Noter la présence dans le paysage de masses de péridotites de couleur ocre (flèches) dans cette unité cumulative.

Après ces cumulats relativement homogènes, on retrouve une unité de cumulats lités présentant des alternances de bancs sombres et de bancs clairs ainsi que des successions de fins litages internes dans ces derniers *(affl.12-13, fig.5.2)*. Ces cumulats sont essentiellement gabbroïques et formés de bancs et/ou lits de gabbros à Ol, de gabbros à Ol et à Opx tardif et plus rarement de gabbros (s.s.) reflétant des litages de proportion et des litages de phase cumulus et post-cumulus. Les bancs et/ou lits sombres correspondent aux mélagabbros (s.l.) tandis que les bancs et/ou lits plus clairs correspondent aux gabbros (s.l.) et/ou aux leucogabbros (s.l.). Ces litages présentent une orientation moyenne N150-25NE équivalente à celle de la majorité des cumulats lités de cette coupe *(cf. fig.5.2)*. En montant dans cette unité (*affl.12)*, on observe une masse très altérée de wehrlite à Cpx et Plg tardifs d'environ 60 m de puissance entourée de part et d'autre par des cumulats lités. Comme dans les affleurements *5* et *8*, le contact entre cette masse et les cumulats lités est marqué par la présence d'enclaves de cumulats lités de tailles et de formes variées dans la wehrlite (s.l.) et par des injections de péridotites dans les cumulats lités et dans les enclaves gabbroïques. Comme précédemment, ces relations intrusives montrent que les wehrlites (s.l.) se sont injectées dans les cumulats lités au cours de la solidification de ces derniers. On remarque, comme dans l'*affl.5*, que les cumulats lités présentent parfois de fins lits de wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif interlités avec les lits gabbroïques. Comme précédemment, il est difficile, sur le terrain, de déterminer avec précision si ces lits marquent un litage d'ordre de cristallisation dans les cumulats lités ou s'ils correspondent à des injections de wehrlite entre les lits gabbroïques. Cependant, les différences dans l'ordre de cristallisation des Cpx entre les deux types d'occurrence wehrlitique sont plutôt en faveur de l'hypothèse de lits appartenant à la séquence des cumulats lités *(cf. précédemment affl.5)*. J'étudierai plus en détail ces lits wehrlitiques à la lumière des données géochimiques.

II.2. Synthèse de l'étude de terrain

Cette coupe de la base de la section crustale profonde du wadi Hilti est essentiellement formée de cumulats gabbroïques lités (s.l.) et de cumulats péridotitiques *(fig.5.2)*.

Les cumulats gabbroïques (s.l.) correspondent principalement à des cumulats riches en Ol de type gabbros à Ol (s.l.) et troctolites (s.l.) et présentent majoritairement des litages modaux (i.e. litage de proportion et litage de phase) soulignés par des alternances de bancs sombres et de bancs clairs. Des variations dans leur minéralogie et dans leur mode d'affleurement s'observent cependant le long de la coupe. En effet, on remarque que les cumulats troctolitiques sont concentrés à la base de la section crustale, à proximité de la zone de transition *(affl.3 et 4, fig.5.2)* et on note qu'au sommet de la coupe les cumulats gabbroïques (s.s.) montrent des alternances entre des unités cumulatives finement litées et des unités cumulatives plus homogènes *(affl.10 à 13, fig.5.2)*.

Le long de la coupe, dans la section crustale, les cumulats péridotitiques sont de différentes natures et présentent différents modes d'affleurement et diverses relations avec les cumulats gabbroïques. On les observe sous la forme *(cf. fig.5.2)* :

- De bancs et/ou de lits de wehrlite à Cpx précoce (± Plg tardif) grossièrement *(affl.3)* ou finement interlités *(affl.6 et 7 voire affl.5 et 12)* avec les cumulats gabbroïques.
- De masses de wehrlites à Cpx tardif (± Plg tardif) et de harzburgites lherzolitiques *(affl.5, 8, 12)* présentant des relations d'interpénétration et d'injection à différentes échelles (du xénocristal à l'enclave métrique) avec les cumulats lités.
- D'injections d'épaisseur et d'extension variées de péridotites dans les cumulats lités *(affl.8 et 11)*
- De masses de wehrlite à Cpx tardif (± Plg tardif) entourées de cumulats lités et limitées par des zones de faille *(affl.9 et 10)*

Les wehrlites à Cpx précoce (± Plg tardif) interlitées avec les cumulats gabbroïques témoignent, *a priori*, de la cristallisation contemporaine de ces deux types de cumulats et donc de l'appartenance de ces wehrlites à l'unité des cumulats lités. Les relations intrusives observées entre les cumulats lités et les masses/injections de péridotites (wehrlite à Cpx tardif (± Plg tardif), harzburgite lherzolitique) indiquent que ces deux types de cumulats ont interagi à l'état magmatique. La présence de failles syn-accrétion ayant fonctionné dans les conditions du faciès amphibolites (proche des conditions magmatiques) et ayant déformé les cumulats lités et les péridotites indique que ces deux types de cumulats ont subi le même épisode de déformation à relativement haute température, ce qui confirme leur mise en place plus ou moins contemporaine. Cependant, l'injection préférentielle des péridotites entre les lits gabbroïques, la présence d'un litage dans les enclaves de cumulats lités, l'existence de xénocristaux corrodés dans les péridotites et l'absence de litages dans ces dernières suggèrent que les magmas péridotitiques se sont injectés dans les cumulats lités lorsque ces derniers étaient en cours de solidification. La mise en place de ces masses et injections de péridotites est donc, *a priori*, sub-contemporaine mais légèrement plus tardive par rapport au début de la cristallisation des cumulats lités. A partir de l'étude de terrain, on constate donc qu'il existe, dans cette coupe, deux générations de péridotites génétiquement différentes. J'étudierai plus en détail les différents types de cumulats péridotitiques et leurs relations avec les cumulats gabbroïques dans l'étude géochimique.

Comme observé dans le massif de Sumail *(cf. chap.4)*, la zone de transition est formée d'un mélange de péridotites cumulatives et de cumulats lités présentant des relations d'interpénétration. Ces relations, associées au développement de bordures réactionnelles et à l'imprégnation des péridotites par des liquides gabbroïques, indiquent que les deux types de cumulats ont interagi à l'état magmatique alors que les cumulats lités n'étaient pas totalement solidifiés. Les péridotites dans cette zone de transition, correspondant à des wehrlites à Cpx tardifs et, en moindre proportion, à des dunites se rapprochent, du point de vue de leur minéralogie, de leur mode d'affleurement et de leurs relations avec les cumulats lités, de certaines masses péridotitiques observées dans la section crustale. Il est donc possible que les

péridotites cumulatives de la zone de transition et de la section crustale soient génétiquement liées. Je regarderai ceci en détail dans l'étude géochimique.

La présence de nombreux litages dynamiques à la base de la section crustale, au contact de la zone de transition, et la diminution de ces derniers vers le sommet de la séquence témoignent d'une importante zone d'instabilité magmatique à la base de la croûte.

III. Etude géochimique

Je vais maintenant m'intéresser à la composition en éléments majeurs et traces des différentes lithologies et unités décrites dans la coupe du wadi Hilti. Comme pour les massifs précédents, l'étude géochimique est réalisée à partir des moyennes par minéraux et par échantillons *(annexe 1D)*, et je me focaliserai, dans le cas des éléments majeurs, sur ceux relativement abondants dans les minéraux et présentant des variations chimiques significatives entre les échantillons.

Dans ce chapitre, je vais d'abord présenter les données géochimiques hors contexte stratigraphique et/ou de mode d'affleurement. Puis, du fait de la présence d'une zone de transition bien développée et de l'existence de plusieurs types de péridotites dans la coupe, je réaliserai une étude chimique comparative entre les échantillons de la zone de transition, les péridotites des masses et des injections, et les cumulats lités. Enfin, j'étudierai plus en détail les évolutions chimiques observées i) dans la section crustale, le long de la coupe (~ 2,3 km) et ii) dans les cumulats lités, à l'interface entre les lits, le long de profils réalisés en lame mince (~ 3 cm).

III.1. Etude de la composition des minéraux en éléments majeurs dans les différentes lithologies de la coupe du wadi Hilti

III.1.a. Composition des Clinopyroxènes

Dans l'ensemble des lithologies du wadi Hilti, les Cpx analysés sont des diopsides et des augites magnésiennes *(fig.5.24a)*. Les teneurs en enstatite et en ferrosilite sont comprises entre 46,7 % et 51,8 % et entre 1,4 % et 7,7% respectivement tandis que les teneurs en wollastonite s'échelonnent de 43,8 % à 49 %. Seuls deux wehrlites à Cpx tardif se distinguent de part la présence de Cpx plus riches en calcium avec des teneurs en Wo ~ 50,5 %. On note que la grande majorité des échantillons (~ 85 %) se situe dans le domaine des diopsides (45 % < Wo < 50 %), les augites magnésiennes ne s'observant que dans certains gabbros à Ol (s.l.), quelques gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) et dans deux wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif *(fig.5.24b)*.

Les gabbros à Ol (s.l.) et les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.), lithologies les plus abondantes, présentent globalement les mêmes gammes de composition et décrivent plus ou moins l'ensemble du spectre de composition des Cpx *(fig.5.24b)*. On note cependant que les Cpx les plus riches en fer (Fs > 6,7 %) s'observent essentiellement dans les gabbros à Ol (s.l.) et en particulier dans certains leucogabbros à Ol et gabbros à Ol (s.s.). Les Cpx des troctolites à Cpx (s.l.) et des troctolites à 2 Px très tardifs (s.l.) occupent la moitié inférieure du champ des diopsides et présentent des gammes de composition relativement restreintes avec des teneurs en enstatite et en ferrosilite comprises entre 47,7 % et 49,7 %, et entre 3,5 % et 5,7 % respectivement et des teneurs en wollastonite s'échelonnant de 45,4 % à 48,3 %. On note cependant que les Cpx de la troctolite à 2 Px tardifs sont plus riches en calcium (Wo ~ 48,9 %) et en magnésium (En ~ 46,7 %) que ceux des autres troctolites (s.l.) *(fig.5.24b)*. La plagioclasite contient, quant à elle, des Cpx de composition équivalente à ceux des troctolites (s.l.). Les Cpx du gabbro (s.s.) sont relativement pauvres en calcium (Wo ~ 45,4 %) et riches

en fer (Fs ~ 7,6 %) par rapport à la majorité des échantillons et présentent des compositions équivalentes à celles des Cpx les plus ferreux des gabbros à Ol (s.l.).

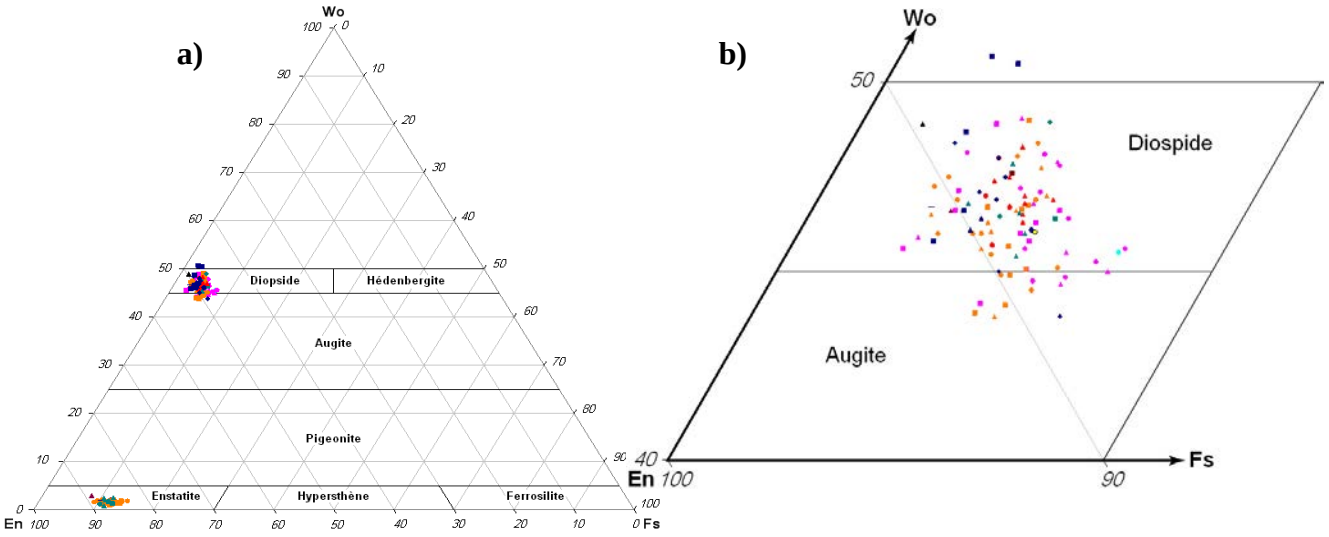


Figure 5.24 : a) Composition des Cpx dans les différentes lithologies du wadi Hilti (En : $Mg_2Si_2O_6$, Wo : $Ca_2Si_2O_6$, Fs : $Fe_2Si_2O_6$). La composition des Opx en équilibre avec les Cpx est également reportée. b) Détail du diagramme. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire (page 684).

A l'exception des Cpx anormalement calciques de certaines wehrlites (s.l.), les Cpx des péridotites/pyroxénites présentent globalement la même gamme de composition que ceux des roches gabbroïques avec des teneurs en enstatite comprises entre 48,3 % et 51 %, des teneurs en ferrosilite s'échelonnant de 1,4 % à 7,1 % et des teneurs en wollastonite comprises entre 43,8 % et 48,9 % *(fig.5.24b)*. Cependant, les Cpx de la plupart des péridotites/ pyroxénites ont une gamme de composition plus restreinte et forment un nuage de points décalé vers de plus fortes teneurs en magnésium (En > 48,3 %) et de plus faibles teneurs en fer (Fs < 4,1 %) par rapport à la majorité des roches gabbroïques. Parmi les péridotites/pyroxénites, les Cpx les plus pauvres en fer (Fs ~ 1,4 %) s'observent dans la dunite à Plg tandis que les plus ferreux (Fs ~ 7,1 %), qui sont également les moins calciques (Wo ~ 49,1 %), se trouvent dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif. Les Cpx les moins magnésiens (En ~ 46,7 % - 47,2 %) qui sont également les plus calciques (Wo ~ 50,5 %) et parmi les plus ferreux (Fs ~ 2,1 % - 2,8 %), s'observent dans certaines wehrlites à Cpx tardifs. Outre ces caractéristiques, on ne remarque pas, dans la famille des péridotites/pyroxénites, de variations significatives de composition entre les Cpx des différentes lithologies quoique ceux des wehrlites à Cpx tardifs (s.s) aient généralement de plus faibles teneurs en fer *(fig.5.24b)*. On peut également noter que, dans la gamme de composition définie par les péridotites/pyroxénites, les Cpx de la harzburgite lherzolitique sont relativement magnésiens (En ~ 50,2 %) tandis que ceux de la clinopyroxénite (s.l.) sont relativement pauvres en magnésium (En ~ 48,3 %).

Les Cpx de l'ensemble des échantillons du wadi Hilti sont moyennement magnésiens et présentent une gamme de composition en XMg plus restreinte que celle des autres massifs avec des valeurs comprises entre 84,7 % et 92,6 % *(fig.5.25)*. Contrairement aux diagrammes précédents *(fig.5.24)*, les Cpx les plus magnésiens s'observent dans la harzburgite lherzolitique et les moins magnésiens dans le gabbro (s.s.). Les roches gabbroïques décrivent quasiment l'ensemble du spectre de XMg des Cpx avec des teneurs comprises entre 84,7 % et 91,9 %, les Cpx les plus magnésiens s'observant dans une leucotroctolite à Cpx. Cet intervalle

de composition est majoritairement défini par les gabbros à Ol (s.l.) et les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) et on constate, comme précédemment, que les Cpx présentant les plus faibles XMg (XMg < 86,3 %) s'observent dans certains leucogabbros à Ol et gabbros à Ol (s.s.). Parmi ces lithologies, on note également que les Cpx de la plupart des mélagabbros à Ol et mélagabbros à Ol et à Opx tardif ont de forts XMg compris entre 89,2 % et 90,4 %. Les Cpx des troctolites (s.l.) et de la plagioclasite définissent un intervalle relativement restreint de composition compris entre 89 % et 91,9 %. Les Cpx des troctolites à 2 Px (s.l.) et des troctolites à Cpx (s.l.) ont globalement les mêmes XMg et présentent, dans cet intervalle, deux compositions distinctes : la plus magnésienne centrée sur la valeur XMg ~ 91,5 % et la plus ferreuse centrée sur la valeur XMg ~ 89,8 % *(fig.5.25)*. Les péridotites/pyroxénites présentent une gamme de XMg dans les Cpx relativement étendue comprise entre 85 % et 92,6 %. Cependant, la plupart des échantillons sont concentrés dans un intervalle de composition plus restreint avec des XMg_{cpx} > 89 %, les Cpx les plus ferreux ne s'observant que dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif. Les Cpx des péridotites/pyroxénites définissent, dans cet intervalle, deux compositions distinctes globalement équivalentes à celles décrites par les troctolites (s.l.), la plus magnésienne étant centrée sur la valeur XMg ~ 91,8 % et la plus ferreuse sur la valeur XMg ~ 89,6 % *(fig.5.25)*. Dans la famille des péridotites/pyroxénites, les différentes lithologies présentent globalement les mêmes gammes de XMg_{cpx}.

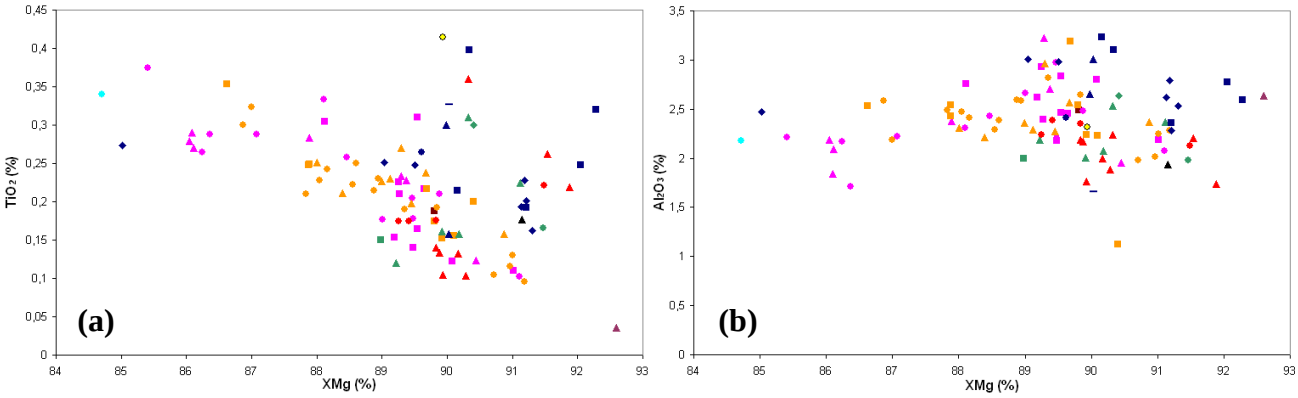


Figure 5.25 : Composition des Cpx en titane (a) et en aluminium (b) en fonction du XMg du Cpx dans les différentes lithologies du wadi Hilti. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Les Cpx de la majorité des lithologies présentent des teneurs en titane comprises entre 0,1 % et 0,42 %, les Cpx les moins titanifères s'observant dans un gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.) et dans une leucotroctolite à Cpx et les plus riches en titane se trouvant dans la plagioclasite *(fig.5.25a)*. Seule la harzburgite lherzolitique montre des Cpx anormalement pauvres en titane par rapport aux autres échantillons avec des valeurs de TiO_2 sous la limite de détection (~ 0,08 %, *annexe 1*). Les Cpx des gabbros à Ol (s.l.) et des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) présentent des gammes de composition en titane globalement équivalentes et relativement étendues comprises entre 0,1 % et 0,38 %. Parmi ces lithologies, on remarque que les Cpx des mélagabbros à Ol (s.l.) sont généralement concentrés vers de faibles teneurs en titane avec des valeurs de $TiO_2 \leq 0,23$ %. Les Cpx des troctolites (s.l.) présentent une gamme de composition en titane équivalente à celle de l'ensemble des gabbros à Ol (s.l.) et des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.). Cependant, comme précédemment, ils définissent trois nuages de points différents qui reflètent des compositions distinctes en titane. Le premier nuage défini par la majorité des troctolites (s.l.) est centré sur une valeur moyenne TiO_2 ~ 0,15 %, le second champ présente des Cpx moyennement titanifères avec une teneur moyenne en TiO_2 ~ 0,22 % et le dernier nuage de points montrant les Cpx les plus titanifères est centré sur une valeur moyenne TiO_2 ~ 0,33 % *(fig.5.25a)*. A l'exception des Cpx de la harzburgite

lherzolitique, ceux des péridotites/pyroxénites décrivent une gamme de composition en titane globalement équivalente à celle des roches gabbroïques mais légèrement plus restreinte avec des valeurs de TiO_2 s'échelonnant de 0,16 % à 0,4 %. Les Cpx les plus pauvres en titane se trouvent dans une wehrlite à Cpx et Plg tardif tandis que les plus titanifères s'observent dans une wehrlite à Cpx tardif. Contrairement aux Cpx des troctolites, ceux des péridotites/ pyroxénites ne définissent pas de champs distincts de composition en titane, comme précédemment observé avec les teneurs en XMg. Dans cette famille lithologique, on constate que les Cpx de la dunite à Plg et de la clinopyroxénite (s.l.) sont relativement pauvres en titane avec des valeurs de TiO_2 ~ 0,18 % - 0,19 % et que les wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif sont concentrées vers de faibles teneurs en titane avec des valeurs de $TiO_2 \leq$ 0,27 % *(fig.5.25a)*.

Dans le diagramme TiO_2 vs. XMg, on constate que l'ensemble des échantillons du wadi Hilti définit trois trends distincts *(fig.5.25a)*. Le premier, décrit par la majorité des roches gabbroïques, est marqué par une augmentation progressive de la teneur en titane des Cpx avec la diminution du XMg_{cpx}. Les deux autres trends, de plus faibles extensions et parallèles entre eux, sont définis par la majorité des péridotites/pyroxénites et certaines roches gabbroïques (troctolite (s.l.), gabbro à Ol (s.l.) et plagioclasite) et sont caractérisés par l'augmentation synchrone des valeurs de TiO_2 et de XMg dans les Cpx. On note que ces deux trends sont perpendiculaires au premier trend et « enracinés » dans ce dernier au niveau des valeurs XMg ~ 91 % et TiO_2 ~ 0,15 % et, XMg ~ 89,2 % et TiO_2 ~ 0,23 %.

Dans l'ensemble des échantillons, les teneurs en aluminium des Cpx sont comprises entre 1,12 % et 3,23 % (~ 2,4 % en moyenne) *(fig.5.25b)*. Les Cpx de la majorité des gabbros à Ol (s.l.) et des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) montrent une gamme de composition centrée sur la valeur moyenne avec des teneurs en Al_2O_3 comprises entre 1,71 % et 3,23 %. Seul un mélagabbro à Ol et à Opx tardif présente des Cpx anormalement pauvres en aluminium par rapport à l'ensemble des lithologies (Al_2O_3 ~ 1,12 %). Outre cet échantillon, les Cpx des mélagabbros à Ol (s.l.) ont généralement des teneurs en aluminium supérieures à la moyenne. Les Cpx des troctolites (s.l.) ont, au contraire, des teneurs en Al_2O_3 inférieures ou égales à la valeur moyenne (1,74 % < Al_2O_3 < 2,39 %), seuls les Cpx de deux troctolites à 2 Px (s.l.) présentent des teneurs légèrement supérieures (Al_2O_3 ~ 2,6 %). Les péridotites/ pyroxénites ont des teneurs en aluminium dans les Cpx supérieures ou égales à la valeur moyenne (2,28 % < Al_2O_3 < 3,23 %) à l'exception des Cpx de la dunite à Plg et de la wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs qui sont plus pauvres en aluminium (1,93 % et 1,66 % respectivement) *(fig.5.25b)*.

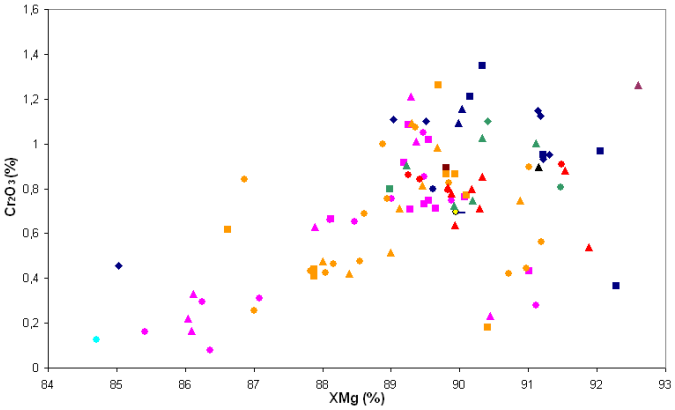


Figure 5.26 : Composition des Cpx en chrome en fonction du XMg du Cpx dans les différentes lithologies du wadi Hilti. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

L'ensemble des lithologies du wadi Hilti présente des teneurs en chrome dans les Cpx comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de ~ 0,09 %) et 1,35 %, les Cpx

les plus pauvres en chrome s'observant dans un gabbro à Ol (s.s.) et les plus chromifères se trouvant dans une wehrlite à Cpx tardif *(fig.5.26)*. Les Cpx des gabbros à Ol (s.l.) et des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) présentent globalement la même gamme de composition en chrome comprise entre 0 % et 1,26 %, cependant, on constate que les Cpx les moins chromifères (Cr_2O_3 < 0,4 %) s'observent préférentiellement dans les gabbros à Ol (s.l) et en particulier dans les leucogabbros à Ol et les gabbros à Ol (s.s.). On note que le gabbro (s.s.) présente des teneurs en chrome dans le Cpx équivalentes à ces derniers (Cr_2O_3 ~ 0,13 %). Dans ces lithologies gabbroïques, on constate que les mélagabbros à Ol et les mélagabbros à Ol et à Opx tardif ont majoritairement de fortes teneurs en chrome (Cr_2O_3 > 0,62 %). Les Cpx des troctolites (s.l.) sont également regroupées vers des teneurs élevées en chrome comprises entre 0,54 % et 1,10 %. La plupart des troctolites (s.l.) définissent un nuage de points centré sur une valeur moyenne Cr_2O_3 ~ 0,8 %, les Cpx les plus chromifères s'observant dans la troctolite à 2 Px tardifs et dans quelques leucotroctolites à 2 Px très tardifs et les plus pauvres en chrome se trouvant dans certaines leucotroctolites à Cpx *(fig.5.26)*. Dans la famille des péridotites/pyroxénites, les Cpx de la majorité des lithologies ont de fortes teneurs en Cr_2O_3 comprises entre 0,69 % et 1,35 % et présentent donc des compositions équivalentes à la plupart des mélagabbros à Ol (s.l.) et des troctolites (s.l.). Seules la wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif montrant les Cpx les plus ferreux, et la wehrlite à Cpx tardifs montrant les Cpx parmi les plus magnésiens, ont des Cpx anormalement pauvres en chrome (0,46 % et 0,37 % respectivement) *(fig.5.26)*. On note également que les Cpx de la harzburgite lherzolitique, pourtant pauvres en titane, sont aussi riches en chrome (~ 1,26 %) que ceux des autres lithologies. Dans cette même famille lithologique, on remarque que la dunite à Plg, la wehrlite à Cpx précoce (s.s.), la clinopyroxénite (s.l.) et la wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs présentent des Cpx relativement pauvres en chrome (0,7 % < Cr_2O_3 < 0,9 %) par rapport à la majorité des autres péridotites/pyroxénites. Dans le diagramme, Cr_2O_3 vs. XMg *(fig.5.26)*, on constate que la majorité des lithologies du wadi Hilti décrit un trend caractérisé par la diminution conjointe et progressive du XMg et des teneurs en Cr_2O_3 des Cpx. On note cependant que certaines roches gabbroïques (s.l.) et une wehrlite à Cpx tardif se situent en dehors de ce trend. On remarque enfin que les deux trends de faible extension observés dans le diagramme TiO_2 vs. XMg n'ont pas d'équivalent dans ce diagramme.

Comme expliqué pour les autres massifs *(chap.2 à 4)*, le XMg des Cpx reflète le degré de différenciation des magmas par cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes, les roches avec des XMg_{cpx} élevés étant en équilibre avec un magma plus « primitif » que celles avec des XMg_{cpx} faibles. Au cours de ce processus, la teneur en titane, relativement incompatible dans les pyroxènes, augmente et celle en chrome diminue dans le magma – et donc dans les Cpx issus de ces magmas – tant que les oxydes ferro-titanés ne sont pas apparus au liquidus et en l'absence de cristallisation massive de chromite. Dans les diagrammes précédents *(fig.5.25a et 5.26)*, les trends décrits par la majorité des échantillons et marqués par une augmentation de la teneur en titane et une diminution de la teneur en chrome avec la décroissance du XMg sont cohérents avec ce processus de cristallisation fractionnée. Par ailleurs, la présence de troctolites (s.l.), de wehrlites à Cpx et Plg tardifs et de dunite à Plg présentant des compositions relativement primitives (XMg et Cr_2O_3 élevés voire TiO_2 faible) et de gabbros à Ol (s.l.) montrant des compositions plus évoluées peut s'inscrire dans un schéma de cristallisation fractionnée d'un MORB primitif sec à basse pression caractérisée par la cristallisation précoce d'Ol puis de Plg et la cristallisation tardive du Cpx, et encore plus tardive de l'Opx. Cependant on constate, dans ces diagrammes, que l'échantillon le plus primitif est la harzburgite lherzolitique (Ol - Opx - Cpx) et le plus évolué le gabbro (Cpx - Plg), du moins pour ce qui est des teneurs en XMg et en TiO_2, ce qui n'est pas compatible avec ce schéma. De la même manière, la formation de wehrlites à Cpx précoce primitives

n'est pas envisageable dans le cas de la cristallisation fractionnée d'un MORB primitif sec à basse pression. De plus, la distribution des lithologies n'est pas toujours cohérente avec la séquence « classique » d'un MORB primitif sec à basse pression, certains gabbros à Ol (s.l.) présentant les mêmes degrés de différenciation que les troctolites (s.l.) et/ou les wehrlites à Cpx et Plg tardifs et, les teneurs en titane et/ou en chrome ne suivent pas toujours une logique de cristallisation fractionnée, certains échantillons primitifs riches en chrome étant anormalement riches en titane alors que d'autres échantillons primitifs pauvres en titane étant également pauvres en chrome. L'ensemble de ces observations montre que les trends définis par la majorité des échantillons ne reflètent pas uniquement la cristallisation fractionnée à basse pression d'un magma MORB primitif sec. Les deux trends définis par certaines roches primitives et caractérisés par une augmentation synchrone des valeurs de TiO_2 et de XMg sans variation significative de Cr_2O_3 *(fig.5.24a et 5.25)* témoignent de processus magmatiques plus complexes affectant la section crustale de cette zone. Nous verrons dans la suite de ce chapitre si ces deux trends existent dans les autres minéraux et s'ils sont préférentiellement définis par les cumulats lités, les intrusions péridotitiques ou les échantillons de la zone de transition.

III.1.b. Composition des Orthopyroxènes

Dans le diagramme de classification des pyroxènes (En - Fs - Wo), les Opx de l'ensemble des lithologies du wadi Hilti sont regroupés dans le domaine des enstatites, vers le coté En - Wo *(fig.5.24a et 5.27)*. Ils présentent, en effet, des compositions fortement magnésiennes avec des teneurs en enstatite et en ferrosilite comprises entre 83,5 % et 89,1 % et entre 8,15 % et 14,7 % respectivement, et pauvres en calcium avec des teneurs en wollastonite s'échelonnant de 0,8 % à 2,9 %. La majorité des échantillons est cependant concentrée dans la partie inférieure du champ des enstatites autour d'une valeur moyenne Wo ~ 1,6 % (0,8 % < Wo < 2,5 %), les Opx les plus calciques s'observant dans la harzburgite lherzolitique *(fig.5.27)*.

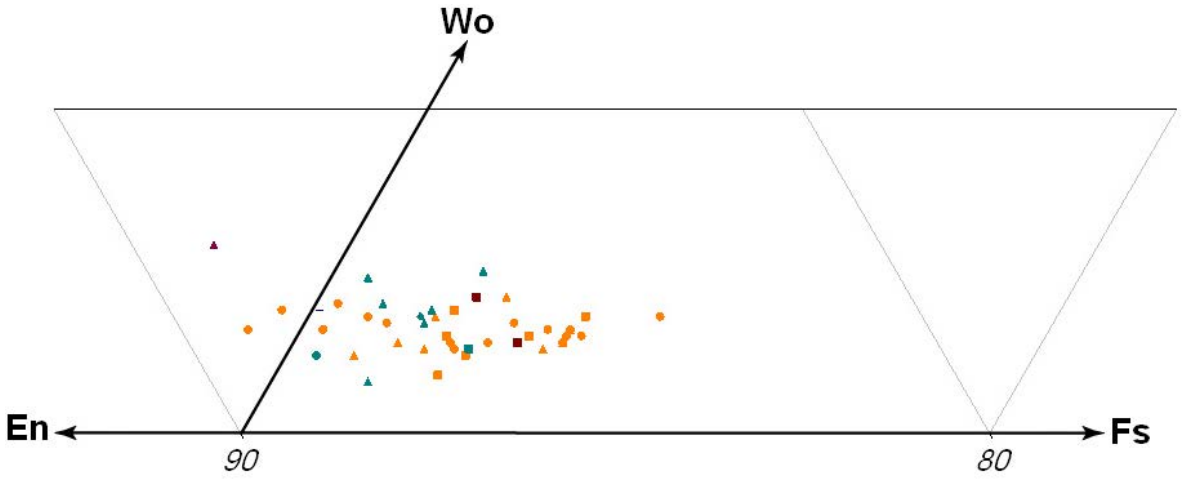


Figure 5.27 : Détail sur la partie inférieure du diagramme ternaire de la fig.5.24 montrant la composition des Opx dans les différentes lithologies du wadi Hilti. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Les Opx des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) décrivent l'ensemble du spectre de composition en enstatite et forment un nuage de points allongé parallèlement au coté En - Fs. Dans ces lithologies, les Opx les plus pauvres (Fs ~ 9,3 %) et les plus riches en fer (Fs ~ 14,7 %) s'observent dans des gabbros (s.s.) et les Opx des mélagabbros ont généralement de

fortes teneurs en fer avec des valeurs Fs > 11,9 % et En < 86,9 %. Les Opx des troctolites à 2 Px (s.l.) sont regroupés à l'extrémité la plus magnésienne du nuage décrit par les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) et montrent une gamme de composition en fer et en magnésium plus restreinte que celle de ces derniers avec des teneurs en enstatite et en ferrosilite comprises entre 85,5 % et 88,3 % et entre 10,4 % et 12,4 % respectivement. On note que certaines leucotroctolites à 2 Px très tardifs montrent des Opx relativement calciques par rapport à ceux des autres roches gabbroïques avec des valeurs Wo ~ 2,4 % - 2,5 %. Dans la famille des péridotites/pyroxénites, les Opx des différentes lithologies ont des compositions distinctes en fer et en magnésium. Les clinopyroxénites (s.l.) contiennent les Opx les plus ferreux (En ~ 85,7 %) et la harzburgite lherzolitique les Opx les plus magnésiens (En ~ 89 %) tandis que la wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs contient des Opx de composition intermédiaire (En ~ 88 %).

Comme observé précédemment *(fig.5.27)*, l'ensemble des échantillons présente des Opx relativement magnésiens avec des valeurs de XMg comprises entre 84,2 % et 91,2 % *(fig.5.28)*. La majorité des lithologies est cependant concentrée dans un intervalle de composition plus restreint (XMg < 89,5 %), les Opx les plus magnésiens ne s'observant que dans la harzburgite lherzolitique. Les Opx des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) présentent une gamme de composition relativement étendue en XMg comprise entre 84,2 % à 88,8 %. On constate cependant que les mélagabbros et les leucogabbros à Ol et à Opx tardif sont concentrés dans l'intervalle 85,2 % < XMg_{opx} < 87,8 %, les Opx les plus magnésiens et les plus ferreux ne s'observant que dans des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.). Au contraire, les Opx des troctolites à 2 Px (s.l.) montrent une gamme de composition relativement restreinte et magnésienne avec des XMg compris entre 87,4 % et 89,4 %, les Opx les plus ferreux s'observant dans une mélatroctolite à 2 Px très tardifs et les plus magnésiens se trouvant dans une troctolite à 2 Px très tardifs (s.s.) *(fig.5.28)*. Comme observé dans les diagrammes précédents *(fig.5.27)*, les Opx des différentes lithologies de la famille des péridotites/ pyroxénites montrent des teneurs en magnésium distinctes. La harzburgite lherzolitique contient les Opx les plus magnésiens (XMg ~ 91,2 %), la clinopyroxénite (s.l.) les Opx les plus riches en fer (85,5 % < XMg < 87,3 %) et la wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs des Opx de composition intermédiaire (XMg ~ 88 %) *(fig.5.28)*.

On note que les Opx de la clinopyroxénite (s.l.) présentent deux compositions distinctes en XMg qui reflètent deux générations d'Opx. De la même manière, on observe deux compositions différentes d'Opx dans un mélagabbro à Ol et à Opx tardif (XMg ~ 85,2 % et XMg ~ 87,4 %) et dans un gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.) (XMg ~ 84,2 % et XMg ~ 87,8 %) qui sont des échantillons relativement riches en Cpx (61 % et 55 % de Cpx respectivement) *(fig.5.28)*. Dans ces différents échantillons, on remarque que les Opx les plus magnésiens sont des cristaux interstitiels et les plus ferreux correspondent à de petits cristaux inclus dans les Cpx. Ces inclusions pourraient correspondre à des exsolutions, cependant, la morphologie de ces cristaux en lame mince et leur développement au cœur des Cpx transversalement au clivage de ces derniers suggèrent qu'elles correspondent à des cristaux d'Opx corrodés par un liquide magmatique puis inclus dans les Cpx ayant cristallisé à partir de ce dernier.

Les Opx des différentes lithologies du wadi Hilti présentent des teneurs en chrome relativement faibles, comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de ~ 0,08 %) et 0,74 % *(fig.5.28a)*. Comme précédemment, les Opx de la plupart des échantillons sont cependant regroupés vers de plus faibles valeurs en chrome, $Cr_2O_3 \leq$ 0,6 %, les Opx les plus chromifères ne s'observant que dans la harzburgite lherzolitique. Les Opx des gabbros à Ol et à Opx tardif décrivent l'ensemble du spectre de composition en chrome, les Opx les moins

chromifères (Cr_2O_3 ~ 0,08 %) s'observant dans un mélagabbro et les plus riches en chrome (Cr_2O_3 ~ 0,6 %) se trouvant dans un gabbro (s.s.). Les Opx des troctolites à 2 Px (s.l.) ont une gamme de composition en chrome globalement équivalente à celle des Opx de la majorité des gabbros Ol et à Opx tardif et sont regroupés dans l'intervalle 0 % < Cr_2O_3 < 0,42 %. Les péridotites/pyroxénites présentent des teneurs en chrome dans les Opx plus élevées que celles de la majorité des roches gabbroïques avec des valeurs de Cr_2O_3 > 0,39 % *(fig.5.28a)*. Les Opx les moins chromifères s'observent dans la wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs tandis que ceux de la clinopyroxénite (s.l.) montrent des compositions en chrome intermédiaires (Cr_2O_3 ~ 0,42 % - 0,54 %) entre la wehrlite (s.l.) et la harzburgite lherzolitique.

On constate que les deux générations d'Opx définies précédemment montrent également des teneurs en chrome distinctes avec des variations de l'ordre de 0,13 % *(fig.5.28a)*. On remarque cependant que les Opx en inclusion (i.e. faible XMg_{opx}) sont pauvres en chrome par rapport aux interstitiels dans la clinopyroxénite (s.l.) et dans le mélagabbro à Ol et à Opx tardif alors qu'ils sont riches en Cr_2O_3 par rapport aux interstitiels dans le gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.). On note également que les deux générations d'Opx dans ces trois échantillons ont de fortes teneurs en chrome (Cr_2O_3 > 0,42 %).

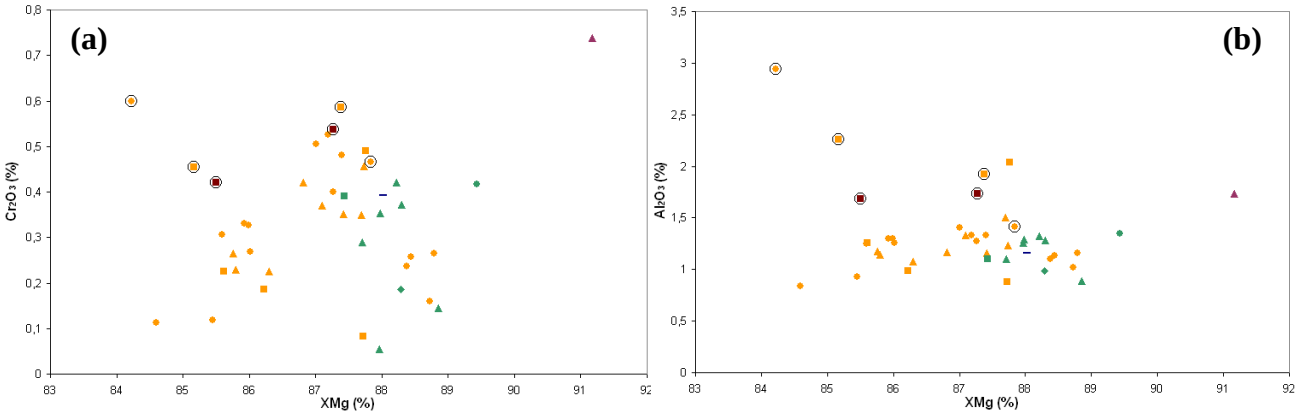


Figure 5.28 : Composition des Opx en chrome (a) et en aluminium (b) en fonction du XMg de l'Opx dans les différentes lithologies du wadi Hilti. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire. Les échantillons présentant deux générations d'Opx sont marqués d'un cercle noir.

Les Opx de l'ensemble des lithologies présentent une gamme de composition en aluminium relativement étendue comprise entre 0,84 % et 2,94 % *(fig.5.28b)*. Cependant, la plupart des échantillons sont regroupés dans un intervalle plus restreint de composition 0,84 % < Al_2O_3 < 1,5 %, les Opx plus alumineux s'observant dans la harzburgite lherzolitique (Al_2O_3 ~ 1,73 %), dans la clinopyroxénite (s.l.) (Al_2O_3 ~ 1,7 %) et dans certains gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) (1,92 % < Al_2O_3 < 2,94 %). On note que la plupart des échantillons présentant des Opx riches en aluminium sont ceux montrant deux générations d'Opx *(fig.5.28b)*. Parmi ces échantillons, on constate que les Opx en inclusion et interstitiels dans la clinopyroxénite (s .l) présentent des teneurs en aluminium globalement équivalentes avec des valeurs de Al_2O_3 de 1,69 % et de 1,73 % respectivement. Au contraire, les deux générations d'Opx dans les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) ont des teneurs en aluminium distinctes et les Opx en inclusion sont plus riches en Al_2O_3 que les interstitiels : le mélagabbro à Ol et à Opx tardif et le gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.) présentent des teneurs en aluminium dans les Opx en inclusion de 2,26 % et de 2,94 % et dans les Opx interstitiels de 1,92 % et de 1,41 % respectivement.

Dans les péridotites/pyroxénites, on peut noter que les Opx de la wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs sont appauvris en aluminium (Al_2O_3 ~ 1,16 %) par rapport aux autres lithologies de cette famille *(fig.5.28b)*. On remarque également que les Opx de cette

wehrlite (s.l.) sont anormalement riches en titane (TiO_2 ~ 0,27 %) par rapport à ceux de l'ensemble des autres lithologies de la coupe (0 % < TiO_2 < 0,19 %) *(cf. annexe 1D)*. Les faibles teneurs en chrome et en aluminium et les teneurs élevées en titane des Opx dans cette wehrlite par rapport à celles des Opx dans les autres lithologies péridotitiques/pyroxénitiques peuvent être liées au fait que ces minéraux ont cristallisé à partir d'un liquide intercumulus responsable de la corrosion de xénocristaux de Cpx *(cf. échantillon 09HIL5C ZII, chap.1, paragraphe II.2.b.3.3)*.

Au même titre que le XMg du Cpx, le XMg_{opx} est un traceur du degré de différenciation des magmas par cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes. On note donc, dans ces diagrammes, que la lithologie la plus primitive (i.e. fort XMg et Cr_2O_3) est la harzburgite lherzolitique et la plus évoluée (i.e. faible XMg et Cr_2O_3) est un gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.). On constate cependant que, dans le diagramme XMg vs. Cr_2O_3 *(fig.5.28b)*, les Opx des différentes lithologies du wadi Hilti ne décrivent pas de trend particulier comme dans le cas du Cpx. Enfin, dans les échantillons présentant deux générations d'Opx, on remarque que les Opx en inclusion sont plus évolués que les Opx interstitiels du point de vue du XMg et du Cr_2O_3 sauf dans le gabbro à Ol et à Opx tardif où les inclusions d'Opx sont plus évoluées du point de vue du XMg mais anormalement riches en chrome par rapport aux interstitiels.

III.1.c. Composition des Olivines

Les Ol de l'ensemble des échantillons du wadi Hilti sont moyennement à fortement magnésiennes avec des valeurs de Fo comprises entre 81,8 % et 90,8 % *(fig.5.29)*. La majorité du spectre de composition en Fo des Ol est porté par les roches gabbroïques qui ont toutes des teneurs inférieures à 89 %. Les Ol des gabbros à Ol (s.l.) sont majoritairement regroupées vers des compositions moyennes de Fo comprises entre 85,1 % et 88,5 %, seul un leucogabbro à Ol a des Ol plus ferreuses avec des valeurs Fo ~ 81,8 % *(fig.5.29)*. Dans cette lithologie, on constate que les mélagabbros à Ol ont de fortes valeurs de Fo > 87 %. Les gabbros à Ol et à Opx tardif ont une gamme de composition en Fo dans les Ol relativement étendue s'échelonnant de 83,7 % à 88,5 %. Ils présentent deux intervalles plus ou moins distincts de compositions, le premier centré sur la valeur moyenne Fo ~ 85 % et le second, défini par la majorité des échantillons, centré sur Fo ~ 87,3 % *(fig.5.29)*. Les Ol des troctolites (s.l.) ainsi que de la plagioclasite ont de fortes teneurs en Fo comprises entre 86 % et 89 % et présentent donc des compositions équivalentes à celles de la plupart des gabbros à Ol (s.l.) et des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.). Dans le détail, la majorité des troctolites (s.l.) décrit un intervalle de composition plus restreint 86,6 % < Fo < 87,6 %, les Ol les plus ferreuses s'observant dans une leucotroctolite à Cpx et les plus magnésiennes se trouvant dans certaines leucotroctolites à 2 Px très tardifs, dans la troctolite à 2 Px très tardifs et dans une troctolite à Cpx. Contrairement aux Cpx *(fig.5.25)*, les Ol des troctolites (s.l.) ne décrivent pas de champs de composition distincts. Les Ol des péridotites/pyroxénites sont majoritairement situées dans un intervalle de Fo compris entre 86,3 % et 89,3 % et présentent donc des compositions globalement équivalentes voire légèrement plus magnésiennes que celles de la majorité des roches gabbroïques *(fig.5.29)*. De part et d'autre de cet intervalle, les Ol les plus ferreuses (Fo ~ 82,6 %) s'observent dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardifs et les plus magnésiennes (Fo ~ 90,7 % - 90,8 %) dans la harzburgite lherzolitique et dans une wehrlite à Cpx et Plg tardifs. Au sein de la gamme majeure de composition, on constate que les Ol de la clinopyroxénite (s.l.) sont relativement pauvres en magnésium (Fo ~ 86,3 %) tandis que celles des wehrlite à Cpx tardifs (s.s.) et de la dunite à Plg ont des Fo élevés compris entre 88,2 % et 89 %.

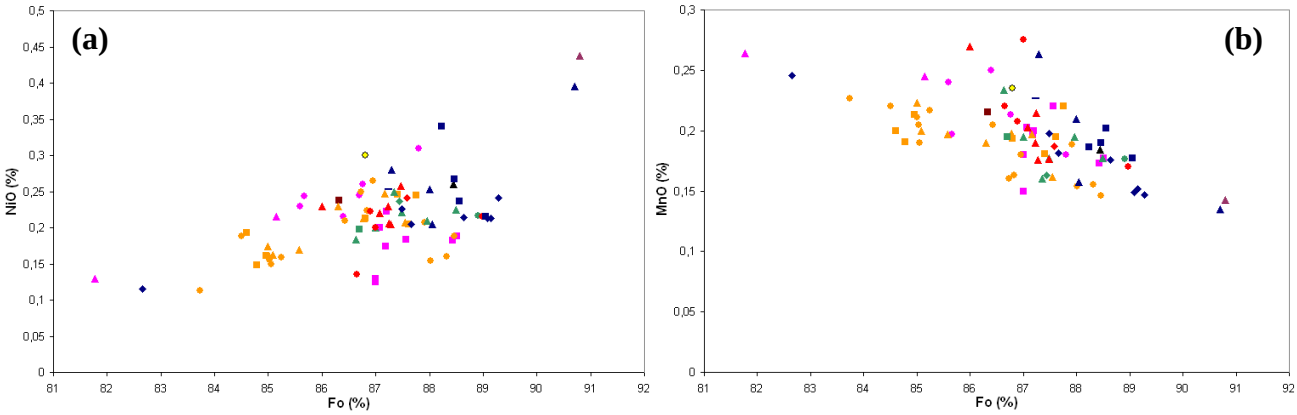


Figure 5.29 : Composition des Ol en nickel (a) et en manganèse (b) en fonction du Fo (100 (Mg / (Mg + Fe)) dans les différentes lithologies du wadi Hilti. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.*

Dans l'ensemble des échantillons, les teneurs en NiO dans les Ol sont comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection de la microsonde qui est de ~ 0,14 %) et 0,44 % *(fig.5.29a)*. Les Ol les plus pauvres en NiO (i.e. teneurs inférieures ou égales à la limite de détection) s'observent dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif, dans un gabbro à Ol et à Opx tardif, dans une troctolite à Cpx et dans certains leuco- et méla- gabbros à Ol tandis que les Ol les plus riches en nickel se trouvent dans la harzburgite lherzolitique et dans une wehrlite à Cpx et Plg tardifs. Les Ol de la plupart des échantillons, toutes lithologies confondues, sont concentrées dans un intervalle restreint de composition en nickel compris entre ~ 0,18 % et ~ 0,27 %. Parmi les roches gabbroïques, on constate cependant qu'une partie des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l) montrent des Ol plus pauvres en nickel (NiO ~ 0,15 % - 0,17 %). On note également que les mélagabbros à Ol présentent généralement des Ol plus pauvres en nickel (0,14 % < NiO < 0,22 %) que la majorité des autres gabbros à Ol (s.l.) (0,22 % < NiO < 0,31 %). On remarque enfin que les Ol de la plagioclasite sont relativement riches en nickel avec des valeurs de NiO ~ 0,3 %. Les Ol de la plupart des péridotites/pyroxénites ont de fortes teneurs en nickel (NiO > 0,21 %) *(fig.5.29a)*. A l'exception des compositions extrêmes, les Ol de la majorité des lithologies de cette famille sont regroupées dans l'intervalle décrit précédemment, seules une wehrlite à Cpx et Plg tardifs et une wehrlite à Cpx tardif ont des valeurs de NiO supérieures à celles de l'intervalle, (0,28 % et 0,34 % respectivement).

Dans les Ol de l'ensemble des lithologies, les teneurs en manganèse sont relativement faibles et comprises entre 0,14 % et 0,28 % *(fig.5.29b)*. Les Ol les plus pauvres en manganèse s'observent dans la harzburgite lherzolitique et dans une wehrlite à Cpx et Plg tardifs et les plus riches se trouvent dans une troctolite à Cpx (s.s.). Comme précédemment, les Ol de la plupart des échantillons, toutes lithologies confondues, sont regroupées dans un intervalle restreint de compositions 0,15 % < MnO < 0,23 % *(fig.5.28b)*. Les Ol présentant des teneurs élevées en manganèse, i.e. supérieures à 0,23 %, sont de deux types. Dans la wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif et dans un leucogabbro à Ol, elles sont pauvres en NiO (≤ 0,13 %, *fig.5.29a*) et en Fo (< 82,7 %). Cependant dans les troctolites (s.l.), dans les gabbros à Ol (s.l.), dans la wehrlite à Cpx et Plg tardifs et dans la plagioclasite, ces Ol sont, au contraire, relativement riches en nickel (0,2 % < NiO < 0,3 %, *fig.5.29a)* et en Fo (85,1 % < Fo < 87,3 %). Le nickel a tendance à se comporter comme le magnésium et le manganèse comme le fer lors de l'incorporation de ces éléments dans la structure de l'Ol. De ce fait, il est relativement illogique de trouver des Ol riches en NiO, en MnO et en Fo. En comparant les diagrammes NiO vs. Fo et MnO vs. Fo, on constate finalement que plusieurs échantillons ne présentent pas cette anti-corrélation entre le nickel et le manganèse.

La teneur en Fo des Ol permet, comme les XMg des pyroxènes, de déterminer le degré de différenciation des magmas par cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes. Au cours de ce processus, la teneur en nickel a tendance à diminuer et celle en manganèse à augmenter dans les Ol pour les raisons évoquées précédemment. Ainsi les échantillons les plus primitifs sont la harzburgite lherzolitique et une wehrlite à Cpx et Plg tardifs et les plus évolués sont un leucogabbro à Ol et une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif *(fig.5.29)*. Comme dans le cas des Cpx, l'ensemble des lithologies décrit des trends caractérisés par une diminution de la teneur en NiO et une augmentation de la teneur en MnO dans les Ol avec la décroissance du Fo *(fig.5.29)*. Comme précédemment, ces trends pourraient refléter un mécanisme de cristallisation fractionnée d'un MORB primitif sec à basse pression. Cependant, comme je l'ai expliqué dans le cas des Cpx, la présence de wehrlites à Cpx précoce primitives ainsi que la distribution de certaines lithologies en contradiction avec la séquence de cristallisation « classique » d'un MORB sec à basse pression montrent que ces trends ne résultent pas uniquement d'un tel mécanisme de cristallisation fractionnée. Contrairement aux Cpx, aucun autre trend ne s'observe dans les diagrammes de composition des Ol.

III.1.d. Composition des Feldspaths

L'ensemble des feldspaths analysés dans les échantillons du wadi Hilti sont des plagioclases moyennement calciques présentant une gamme de composition en anorthite relativement restreinte par rapport à celle des lithologies des autres massifs, comprise entre 82 % et 93,4 %. Les compositions d'anorthite les plus couramment observées dans l'ensemble des échantillons de ce massif (n ~ 41) sont situées dans les intervalles 88 % < An < 89 % et 89 % < An < 90 % *(fig.5.30)*. Ces pics de composition sont essentiellement portés par les gabbros à Ol (avec ou sans Opx) et les troctolites (s.l.).

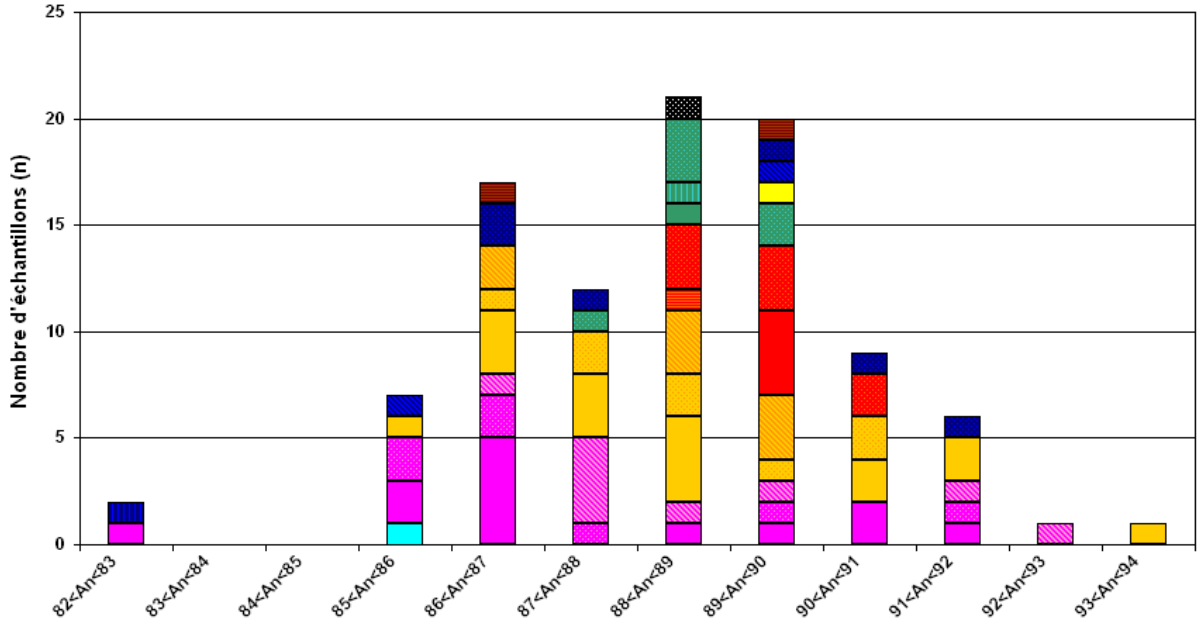


Figure 5.30 : Composition des Plg dans les différentes lithologies du wadi Hilti. Les intervalles sont définis à partir des pourcentages d'anorthite dans les Plg et selon un pas de 1 %. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Les Plg des gabbros à Ol (s.l.) et des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) décrivent l'ensemble du spectre de composition en anorthite. Cependant, les Plg les plus calciques (An

~ 93,4 %) ne s'observent que dans un gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.) tandis que les plus sodiques (An ~ 82,1 %) ne se trouvent que dans un gabbro à Ol (s.s.). On constate également que les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) ont des compositions globalement plus calciques que ceux des gabbros à Ol (s.l.) : la plupart des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) (n ~ 9) sont regroupés dans l'intervalle 88 % < An < 89 % alors que la majorité des gabbros à Ol (s.l.) (n ~ 8) se situe dans l'intervalle 86 % < An < 87 % *(fig.5.30)*. Les Plg des troctolites (s.l.) présentent une gamme de composition en anorthite très restreinte comprise entre 87,9 % et 90,1 %. Les troctolites à Cpx (s.l.) et la leucotroctolite ont des Plg globalement plus calciques (88,1 % < An < 90,1 %) que ceux des troctolites à 2 Px très tardifs (s.l.) (87,9 % < An < 89,1 %). Parmi les autres roches gabbroïques, les Plg du gabbro sont relativement sodiques (An ~ 85,4 %) tandis que ceux de la plagioclasite sont moyennement calciques (An ~ 89,6 %) *(fig.5.30)*.

Les péridotites/pyroxénites ont une gamme de composition en anorthite légèrement plus restreinte que celle des roches gabbroïques (82 % à 91,6 %) *(fig.5.30)*. Cet intervalle de composition est essentiellement porté par les wehrlites à Cpx précoce (s.l.), les Plg les plus sodiques s'observant dans la wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs et les plus calciques se trouvant dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif. Dans cette famille, les Plg de la dunite sont moyennement calciques avec une teneur en anorthite de ~ 88 %. La clinopyroxénite (s.l.) présente deux compositions distinctes de Plg, An86,2 et An89,8, qui reflètent deux générations de Plg dans l'échantillon *(fig.5.30)*. On constate que certains gabbros à Ol (mélagabbro à Ol, gabbro à Ol (s.s.) et gabbro à Ol et à Opx tardif) présentent également deux générations de Plg avec des variations d'anorthite de l'ordre de 2 % à 6 %. Dans ces échantillons, les deux types de Plg ne présentent pas de caractéristiques texturales particulières, à l'instar des Opx *(cf. précédemment)*.

III.1.e. Composition des Oxydes

Les oxydes analysés dans l'ensemble des lithologies du wadi Hilti appartiennent tous au groupe des spinelles, aucune ilménite n'a été observée dans ces échantillons.

Les magnétites sont relativement rares et n'ont été analysées que dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif. Dans cet échantillon, elles présentent des teneurs en FeO^T (FeO + Fe_2O_3) de ~ 98,3 % et des teneurs relativement faibles en aluminium, en titane et en magnésium comprises entre 0,1 % et 0,4 %. Les spinelles alumineux (65,6 % < Al_2O_3 < 66,7 %) sont aussi relativement rares et s'observent majoritairement dans les roches gabbroïques (gabbro à Ol (s.l.), gabbro à Ol et à Opx tardif (s.l.), troctolite (s.l.)). Leurs Cr# et Mg#* sont compris entre 0 % et 0,3 % et entre 72,6 % et 79,7 % respectivement et correspondent donc, dans la classification des spinelles *(fig.5.31)*, à des pléonastes relativement riches en magnésium. Les moins magnésiens (Mg#* < 74 %) s'observent dans les gabbros à Ol (s.l.) et les plus magnésiens (Mg#* ~ 79,7 %) dans la leucotroctolite à 2 Px très tardifs *(fig.5.31)*. Les pléonastes les plus riches en chrome et les plus pauvres en aluminium s'observent dans une wehrlite à Cpx tardif *(cf. annexe 1D)*. La plupart des spinelles analysés ont cependant des Cr# compris entre 35,4 % et 74,7 % et des Mg#* s'échelonnant de 5 % à 56,9 % et sont donc des Mg-Al chromites ou chromites (s.l.) riches en chrome et pauvres en aluminium et magnésium *(fig.5.31)*.

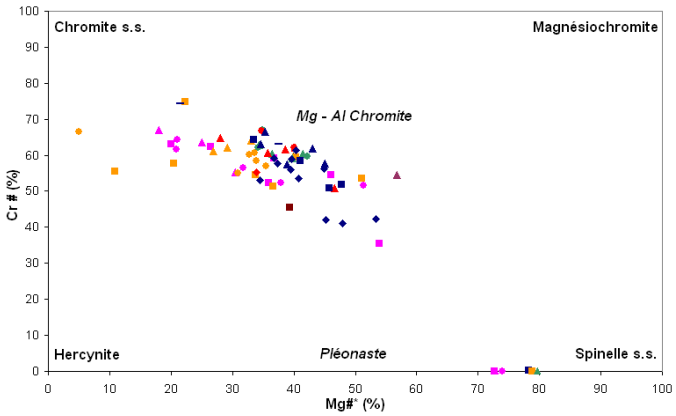


Figure 5.31 : Composition des spinelles dans les différentes lithologies du wadi Hilti. Pôles : Hercynite ($Fe^{2+}Al_2O_4$), Spinelle s.s. ($MgAl_2O_4$), Chromite s.s. ($Fe^{2+}Cr_2O_4$) et Magnésiochromite ($MgCr_2O_4$). Pléonaste : solution solide entre le pôle hercynite et le pôle spinelle, Mg-Al chromite = champ défini par les 4 pôles.

Dans l'ensemble des échantillons du wadi Hilti, les chromites sont, en effet, relativement riches en chrome avec des teneurs comprises entre 21,1 % et 45,8 % *(fig.5.32a)*. Les chromites les plus pauvres en Cr_2O_3 s'observent dans un gabbro à Ol et à Opx tardif et les plus riches dans une wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs. Les chromites des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) décrivent quasiment l'ensemble du spectre de composition en chrome (21,1 % < Cr_2O_3 < 43,6 %) alors que celles des gabbros à Ol (s.l.) présentent un intervalle de composition plus restreint s'échelonnant de 27,4 % à 40,7 %. Les chromites de la plupart des troctolites (s.l.) sont regroupées dans un intervalle de composition riche en chrome compris entre 38,2 % et 44,5 %, seule la leucotroctolite contient des chromites moins chromifères (Cr_2O_3 ~ 34,3 %). Les chromites des péridotites/pyroxénites ont des teneurs en chrome équivalentes à celles de la majorité des roches gabbroïques (29,9 % < Cr_2O_3 < 45,8 %) *(fig.5.32a)*. Parmi les lithologies de cette famille, on constate que les chromites des wehrlites à Cpx tardif (s.l.) ont essentiellement de fortes teneurs en chrome (> 36,5 %). On remarque également que la dunite à Plg et la harzburgite lherzolitique ont des chromites très riches en chrome avec des teneurs de 41,3 % et 43,3 % respectivement alors que la clinopyroxénite (s.l.) contient des chromites moins chromifères (Cr_2O_3 ~ 32,4 %).

Comme constaté dans la classification précédente *(fig.5.31)*, les chromites de l'ensemble des lithologies ont des teneurs en aluminium relativement faibles, par rapport à celles en chrome, comprises entre 5 % et 33,5 % *(fig.5.32a)*. Cette gamme de composition est principalement portée par les chromites des gabbros à Ol (s.l.) et des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.). Cependant la plupart de ces dernières sont regroupées dans un intervalle de composition plus restreint s'échelonnant de 10,6 % à 23,8 %, les chromites les plus alumineuses s'observant dans un mélagabbro à Ol et les plus pauvres en Al_2O_3 se trouvant dans des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.). Les chromites des troctolites (s.l.) présentent une gamme de composition en aluminium moyenne et restreinte comprise entre 14 % et 19 %, seule une leucotroctolite à Cpx contient des chromites plus alumineuses (Al_2O_3 ~ 26,3 %). Dans la famille des péridotites/pyroxénites, les chromites ont une gamme de composition en aluminium plus restreinte que celle des roches gabbroïques (10,7 % < Al_2O_3 < 31,2 %) *(fig.5.32a)*. La majorité des lithologies est regroupée dans l'intervalle 14,7 % < Al_2O_3 < 24,4 %, les chromites les moins alumineuses s'observant dans la wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs et les plus alumineuses se trouvant dans certaines wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif (Al_2O_3 ~ 28,4 % - 31,2 %) et dans la clinopyroxénite (s.l.) (Al_2O_3 ~ 26,2 %). On note que les chromites de la harzburgite lherzolitique sont relativement riches en aluminium (Al_2O_3 ~ 24,3 %) et que celles de la dunite à Plg présentent des teneurs moyennes en aluminium (Al_2O_3 ~ 18,8 %).

Dans le diagramme Cr_2O_3 vs. Al_2O_3, les chromites de l'ensemble des lithologies du wadi Hilti décrivent deux trends distincts *(fig.5.32a)*. Le premier, défini par la majorité des péridotites/pyroxénites et des troctolites (s.l.) et par certains gabbros à Ol et à Ol et Opx tardif

(s.l.) est caractérisé par l'augmentation de la teneur en aluminium des chromites associée à la diminution de la teneur en chrome de ces dernières. Le second trend, essentiellement défini par les gabbros à Ol (s.l.) et les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.), est marqué par la décroissance synchrone des teneurs en aluminium et en chrome dans les chromites. Comme dans le massif de Sumail *(cf. chap.4, paragraphe III.1.a.5)*, la diminution des teneurs en aluminium et en chrome des chromites dans les gabbros à Ol (s.l.) et à Ol et Opx tardif (s.l.) témoigne, *a priori*, d'une augmentation de la teneur en fer ferrique dans ces minéraux. Le second trend pourrait donc refléter une augmentation du degré d'oxydation dans le milieu où ont cristallisé ces roches gabbroïques.

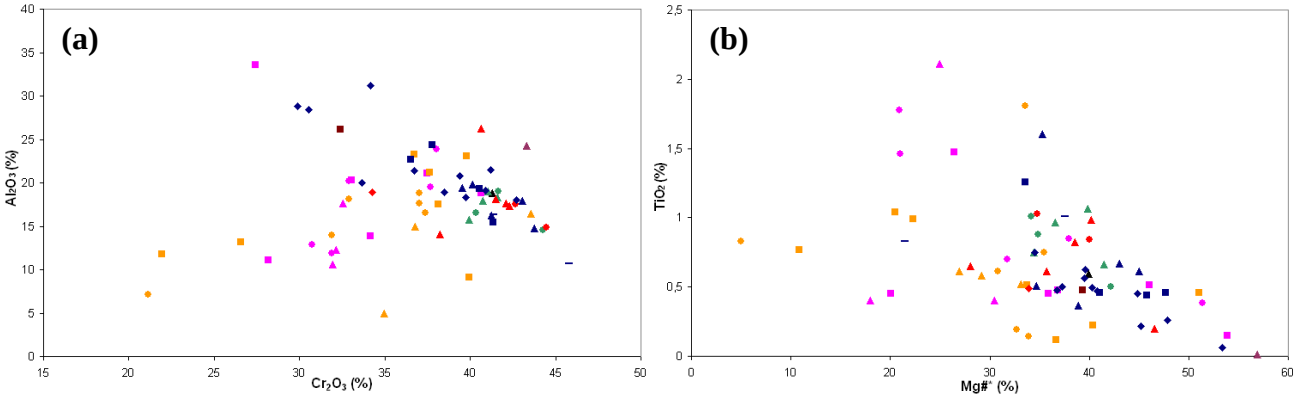


Figure 5.32 : Composition des chromites en chrome et en aluminium (a) ainsi qu'en magnésium (Mg#) et en titane (b) dans les échantillons du wadi Hilti. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.*

Comme observé précédemment *(fig.5.31)*, les chromites présentent, dans l'ensemble des lithologies, une gamme de composition en magnésium relativement étendue avec des valeurs de Mg#* comprises entre 5 % et 56,9 % *(fig.5.32b)*. Les chromites des gabbros à Ol (s.l.) et des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) décrivent quasiment l'ensemble du spectre de composition en magnésium. Dans ces lithologies gabbroïques, les chromites les plus ferreuses (Mg#* ~ 5 % - 10,9 %) s'observent dans un gabbro et un mélagabbro à Ol et à Opx tardif et les plus magnésiennes (Mg#* ~ 53,9 %) se trouvent dans un mélagabbro à Ol. On constate cependant que la plupart de ces échantillons gabbroïques sont regroupés dans l'intervalle 18 % < Mg#* < 38 %. Les chromites de la majorité des troctolites (s.l.) sont concentrées dans une gamme restreinte de compositions magnésiennes 33,9 % < Mg#* < 42,2 %. De part et d'autre de cet intervalle, des leucotroctolites à Cpx ont cependant des chromites plus magnésiennes (Mg#* ~ 46,6 %) et plus ferreuses (Mg#*~ 28 %). Les chromites des péridotites/pyroxénites présentent des compositions en magnésium équivalentes à celles de la plupart des roches gabbroïques et comprises entre 21,4 % et 56,9 %. La majorité des lithologies de cette famille est située dans un intervalle restreint de composition 33,5 % < Mg#* < 47,9 % *(fig.5.32b)*. Les chromites les plus pauvres en magnésium s'observent dans la wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs tandis que les plus magnésiennes se trouvent dans la harzburgite lherzolitique et dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif. Parmi ces péridotites/pyroxénites, les chromites de la dunite à Plg et de la clinopyroxénite (s.l.) ont des teneurs en magnésium équivalentes avec des valeurs de Mg#* de 39,9 % et 39,3 % respectivement.

Les chromites présentent une large gamme de teneurs en titane depuis des valeurs quasi nulles (i.e. sous la limite de détection qui est de ~ 0,07 %) jusqu'à des valeurs élevées (TiO_2 ~ 2,11 %) *(fig.5.32b)*. Les chromites les plus pauvres en titane s'observent dans la harzburgite lherzolitique et dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif. Les chromites de la plupart des échantillons, toutes lithologies confondues, sont cependant concentrées dans une

gamme plus restreinte de teneurs en titane (0,12 % < TiO_2 < 1,07 %). Dans cet intervalle, on constate que les chromites des troctolites (s.l.) sont majoritairement regroupées vers de fortes teneurs en titane supérieures à 0,5 %, seules celles d'une leucotroctolite à Cpx ont des valeurs plus faibles, TiO_2 ~ 0,2 % *(fig.5.32b)*. On remarque également que les chromites de la majorité des péridotites/pyroxénites sont concentrées à la base de l'intervalle vers des teneurs en titane inférieures à 0,75%, seules celles de la wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs présentent des valeurs plus élevées, TiO_2 ~ 0,83 % - 1,01 %. Les chromites les plus riches en titane s'observent dans plusieurs gabbros à Ol (s.l.) (1,46 % < TiO_2 < 2,11 %), dans un gabbro à Ol et à Opx tardif (TiO_2 ~ 1,81 %) et dans certaines wehrlites à Cpx tardif (s.l.) (1,26 % < TiO_2 < 1,6 %) *(fig.5.32b)*.

III.1.f. Composition des Amphiboles

A partir de l'étude pétrographique, on constate que, dans la majorité des échantillons du wadi Hilti, les amphiboles sont secondaires, c'est-à-dire issues de l'altération des pyroxènes et de réactions sub-solidus. Seule une wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs (échantillon 09HIL5C ZII) présente des amphiboles primaires, i.e. magmatiques, issues de la cristallisation d'un liquide intercumulus corrosif *(cf. chap.1, paragraphe II.2.b.3.3)*. Ces différents types d'amphiboles sont calciques ($(Ca+Na)_B \geq 1{,}00$ et $Ca_B \geq 1{,}50$, *Leake et al., 1997*) et ont des teneurs en CaO et en Na_2O comprises entre 10,45 % et 13,5 % et entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,12 %) et 3,1 % respectivement. L'ensemble de ces amphiboles est également fortement magnésiens avec des Mg / ($Mg+Fe^{2+}$) supérieures à 0,84 % *(fig.5.33)*. Comme pour les autres massifs, dans les diagrammes de classification *(fig.5.33)*, les différentes amphiboles au sein d'une même lithologie peuvent provenir de différents échantillons ou refléter la présence de plusieurs générations d'amphiboles au sein d'un même échantillon.

Les amphiboles primaires analysées dans la wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs sont pauvres en silice (Si < 6,5) et correspondent à des magnésio-hastingsites ($(Na+K)_A \geq 0{,}50$, *fig.5.33b*) et à des tschermakites ($(Na+K)_A < 0{,}50$, *fig.5.33a)*. Ces amphiboles sont caractérisées par de fortes teneurs en titane (TiO_2 ~ 3,6 %) par rapport aux amphiboles secondaires (TiO_2 < 1,9 %) *(cf. annexe 1D)*.

La majorité des péridotites/pyroxénites présente des amphiboles secondaires relativement pauvres en sodium ($(Na+K)_A < 0{,}50$) avec des compositions en silice s'échelonnant du domaine des trémolites (Si > 7,5) jusqu'au domaine des tschermakites (Si < 6,5) *(fig.5.33a)*. La plupart de ces amphiboles sont cependant relativement pauvres en silice et regroupées dans l'intervalle 6,08 < Si < 6,85, les trémolites et les magnésio-hornblendes enrichies en silice (Si > 7,4) ne s'observant que dans la dunite à Plg et dans certaines wehrlites à Cpx tardif (s.s.). Les quelques amphiboles riches en sodium ($(Na+K)_A \geq 0{,}50$) observées dans les péridotites/pyroxénites se trouvent majoritairement dans les wehrlites à Cpx et Plg tardifs et dans une wehrlite à Cpx tardif *(fig.5.33b)*. Ces amphiboles sont relativement pauvres en silice (6,18 < Si < 6,5) et correspondent à des pargasites ($^{VI}Al \geq Fe^{3+}$), des magnésio-hastingsites ($^{VI}Al < Fe^{3+}$) et des édénites. Les magnésio-hornblendes de la wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif et les tschermakites de certaines wehrlites à Cpx tardif (s.s.) sont relativement riches en chrome (Cr_2O_3 ~ 2,2 %) par rapport aux amphiboles secondaires des autres échantillons (Cr_2O_3 < 1,7 %) *(cf. annexe 1D)*. De la même manière, les magnésio-hastingsites d'une des wehrlites à Cpx et Plg tardifs montrent des teneurs en chrome et en titane très élevées (TiO_2 ~ 2,6 % et Cr_2O_3 ~ 2,2 %) par rapport aux amphiboles de la plupart des autres échantillons *(cf. annexe 1D)*. On note que certaines de ces amphiboles riches en chrome s'observent en inclusion dans les chromites et se rapprochent donc de celles

observées dans les péridotites du massif de Sumail *(cf. chap.4, paragraphe II.1.a.6)* et dans les « pods » de chromites de l'ophiolite *(Borisova et al., sous presse)*.

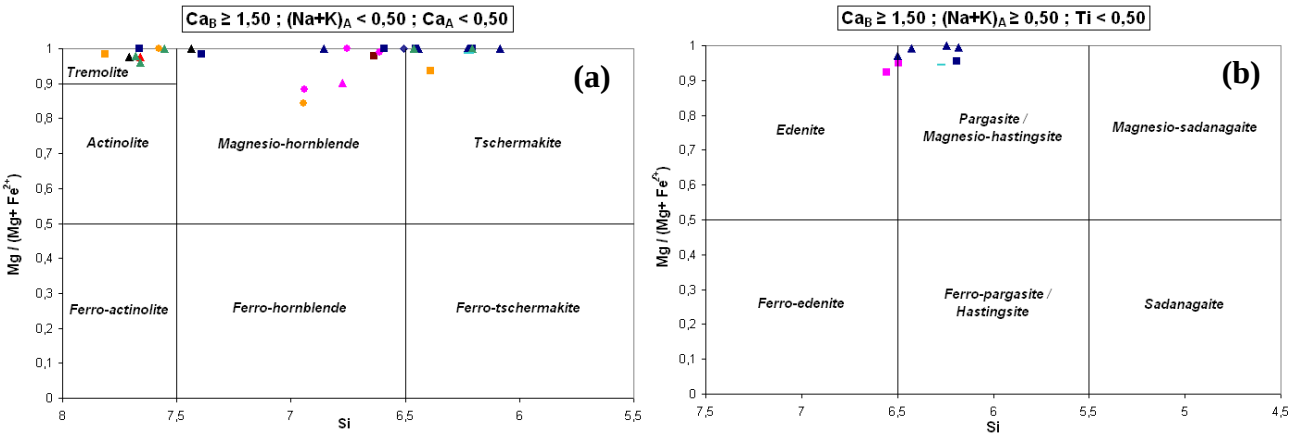


Figure 5.33 : Classification des amphiboles calciques ($(Ca+Na)_B \geq 1,00$ et $Ca_B \geq 1,50$) selon Leake (1978 et 1997) montrant la composition des amphiboles dans les échantillons du wadi Hilti. a) Amphiboles montrant un $(Na+K)_A < 0,50$ et un $Ca_A < 0,50$, b) Amphiboles montrant un $(Na+K)_A \geq 0,50$ et un $Ti < 0,50$. Pargasite/Ferro-pargasite ($^{VI}Al \geq Fe^{3+}$); Magnesio-hastingsite/Hastingsite ($^{VI}Al < Fe^{3+}$). Les éléments (Ca, Na, Si, Mg…) et les lettres (A, B) font respectivement référence aux nombres d'atomes et aux sites dans la formule structurale des amphiboles. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire. Pour une meilleure lisibilité, la wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs présente cependant un symbole différent et est marquée par un trait bleu clair.

Comme les péridotites/pyroxénites, les amphiboles secondaires des roches gabbroïques sont majoritairement appauvries en sodium ($(Na+K)_A < 0,50$) et présentent des compositions en silice allant du domaine des trémolites (Si > 7,5) jusqu'au domaine des tschermakites (Si < 6,5) *(fig.5.33a)*. Les amphiboles enrichies en silice de type trémolite (7,5 < Si < 7,8) sont cependant relativement abondantes et s'observent essentiellement dans les troctolites (s.l.) et dans quelques gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.). Les amphiboles appauvries en silice de type tschermakite et magnésio-hornblende (6,2 < Si < 6,9) se trouvent principalement dans certaines leucotroctolites à 2 Px très tardifs et certains mélagabbros à Ol et à Opx tardif, et, dans les gabbros à Ol (s.l.) et gabbros à Ol et Opx tardif (s.s.), respectivement *(fig.5.33a)*. Les amphiboles riches en sodium ($(Na+K)_A \geq 0,50$), relativement rares dans les roches gabbroïques, ne s'observent que dans des mélagabbros à Ol et correspondent à des pargasites et des édénites (Si ~ 6,4 - 6,6) *(fig.5.33b)*.

III.2. Etude chimique comparative en éléments majeurs des échantillons de l'unité des cumulats lités, de la zone de transition et des masses péridotitiques

Ce paragraphe a deux objectifs : dans un premier temps, de comparer la chimie des échantillons, toutes lithologies confondues entre l'unité des cumulats lités, la zone de transition et les masses péridotitiques, puis, dans un second temps, de comparer la chimie des péridotites dans et entre ces différentes unités. Pour cela, je vais reprendre plusieurs des diagrammes précédents, et en particulier ceux montrant des variations significatives de la composition des minéraux, en faisant la distinction entre ces différentes unités cumulatives.

III.2.a. Composition des Pyroxènes

On constate que les Cpx des échantillons de la zone de transition ont des XMg élevés (> 89,3 %) globalement équivalents à ceux des Cpx les plus magnésiens des cumulats lités *(fig.5.34)*. Les Cpx de la majorité des masses péridotitiques sont également magnésiens et montrent une composition constante en XMg autour de 90 %, seul un échantillon (la harzburgite lherzolitique, *cf. fig.5.25*) se distingue des autres par la présence de Cpx anormalement riches en magnésium (XMg ~ 92,6 %). Dans l'unité des cumulats lités, on constate que les Cpx de la plupart des péridotites interlitées présentent des XMg élevés (89 % < XMg < 91,3 %) mais équivalents à ceux des lithologies gabbroïques les plus magnésiennes. Seul un échantillon (une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif, *cf. fig.5.25*) se distingue des autres péridotites interlitées par la présence de Cpx anormalement pauvres en magnésium (XMg ~ 85 %). Au sein de la zone de transition, on note que les Cpx des péridotites sont globalement plus magnésiens (XMg > 90,1 %) que ceux des autres lithologies de cette unité. En conclusion, on constate que les Cpx des différentes lithologies de la zone de transition, de la majorité des masses péridotitiques et de la plupart des péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques ont des XMg équivalent aux Cpx les plus magnésiens des cumulats gabbroïques lités. La plupart des échantillons de ces différentes unités présentent donc des degrés de différenciation équivalents et sont issus de magmas primitifs. On remarque également qu'au sein de la zone de transition voire de l'unité des cumulats lités, les péridotites sont généralement plus primitives que les autres lithologies. Enfin on note que, du point de vue du XMg, il existe chimiquement deux types de masses de péridotites et deux types de péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques.

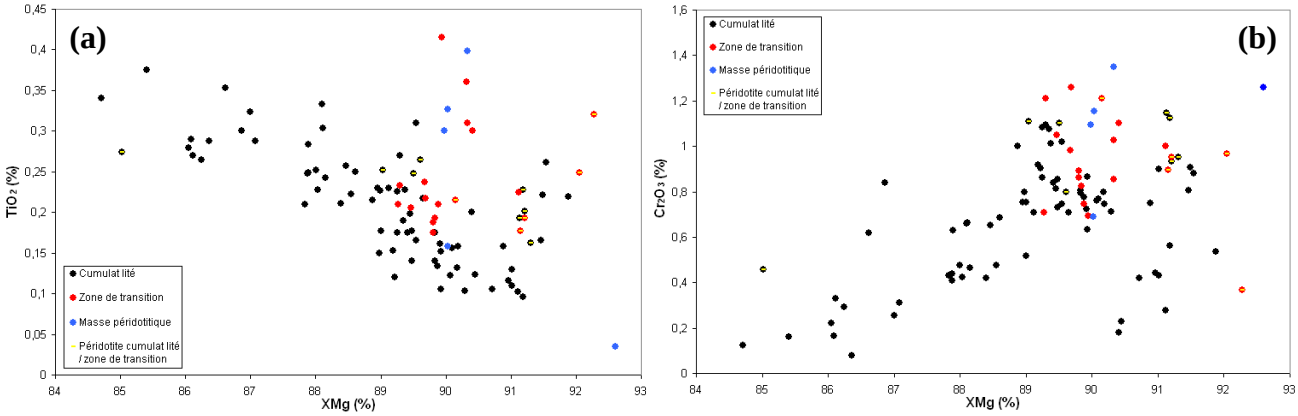


Figure 5.34 : Composition des Cpx en titane (a) et en chrome (b) en fonction du XMg du Cpx dans les différentes unités et dans les péridotites du wadi Hilti.

Les Cpx de la majorité des lithologies de la zone de transition présentent des teneurs en chrome et en titane relativement élevées avec des valeurs de Cr_2O_3 et de TiO_2 comprises entre 0,7 % et 1,26 % et entre 0,18 % et 0,42 % respectivement *(fig.5.34)*. Pour un même XMg, on constate que les Cpx des échantillons de la zone de transition présentent des teneurs globalement équivalentes voire légèrement plus riches en chrome que ceux de la plupart des cumulats lités (gabbroïques et péridotitiques) *(fig.5.34b)*. Par contre, ils présentent des teneurs en titane généralement supérieures à ceux de la majorité des cumulats gabbroïques lités mais souvent équivalentes à ceux des péridotites interlitées avec ces derniers *(fig.5.34a)*. On remarque, en effet, au sein de l'unité des cumulats lités que, pour des valeurs de XMg élevées, les Cpx des péridotites sont, sauf exception, plus riches en chrome et en titane que la plupart des roches gabbroïques. On note cependant que la péridotite présentant des Cpx faiblement magnésiens montre de plus faibles teneurs en titane mais de plus fortes teneurs en chrome dans les Cpx par rapport à celles des lithologies gabbroïques de même degré de différenciation. Dans les masses péridotitiques, les Cpx ont des teneurs en chrome élevées

(0,7 % < Cr_2O_3 < 1,35 %) mais des teneurs en titane variables s'échelonnant de 0% (i.e. sous la limite de détection) à 0,4 % *(fig.5.34)*. Pour un même XMg, ils présentent majoritairement des teneurs en titane et en chrome supérieures à ceux des cumulats lités mais équivalentes à ceux des échantillons de la zone de transition. De plus, la plupart des péridotites de ces masses décrivent un trend caractérisé par une variation de la teneur en chrome et en titane dans les Cpx pour un XMg constant *(fig.5.34)*. Dans ces masses de péridotites, deux échantillons se distinguent cependant des autres lithologies. La péridotite présentant les plus fortes valeurs de XMg_{cpx} (i.e. la harzburgite lherzolitique) contient des Cpx anormalement pauvres en titane par rapport à ceux des autres masses péridotitiques. Une des péridotites (la wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs, *cf. fig.5.25 et 5.26*) contient des Cpx appauvris en chrome et en titane par rapport à ceux des masses péridotitiques de même XMg_{cpx} et donc des compositions équivalentes aux cumulats lités *(fig.5.34)*. Il faut noter que cette péridotite est celle présentant des Cpx corrodés *(09HIL5C ZII, cf. étude de terrain, paragraphe II.1)* ; cette composition particulière semble confirmer que les Cpx de cet échantillon sont des xénocristaux issus des cumulats lités. En résumé, on remarque que les lithologies de la zone de transition et des masses de péridotites se distinguent généralement des cumulats lités, et en particulier des cumulats gabbroïques, par des teneurs en chrome et en titane globalement plus élevées. Comme précédemment, au sein de l'unité des cumulats lités, on constate que les Cpx des péridotites montrent des compositions légèrement différentes de celles des cumulats gabbroïques. De plus, on distingue chimiquement plusieurs types de péridotites au sein des masses péridotitiques.

Dans les diagrammes de composition des Cpx *(fig.5.25 et 5.34)*, on a constaté précédemment que les échantillons décrivaient des trends distincts. On remarque que le trend majeur caractérisé par la diminution de la teneur en chrome et l'augmentation de la teneur en titane avec la décroissance du XMg_{cpx} est essentiellement défini par les cumulats lités. Dans le diagramme Cr_2O_3 vs. XMg *(fig.5.34b)*, on note que les lithologies en dehors du trend correspondent principalement à des cumulats lités et que les échantillons de la zone de transition et des masses péridotitiques se situent globalement sur le trend à l'extrémité la plus magnésienne de ce dernier. Dans le diagramme TiO_2 vs. XMg *(fig.5.34a)*, on remarque que le trend est essentiellement défini par les cumulats gabbroïques, les péridotites interlitées avec ces derniers étant légèrement décalées par rapport à ce trend, et, on constate que certains échantillons des masses de péridotites et de la zone de transition se situent sur le trend ou dans le prolongement de ce dernier. Les deux trends parallèles et de faibles extensions caractérisés par l'augmentation conjointe des valeurs de TiO_2 et de XMg dans le Cpx ne sont pas uniquement définis par une seule unité et/ou une seule lithologie *(fig.5.34a)*. Le trend le plus « magnésien » est essentiellement décrit par les péridotites et les roches gabbroïques des cumulats lités et par les péridotites de la zone de transition. Le trend le plus « ferreux » est principalement défini par les échantillons de la zone de transition, les masses péridotitiques et certains cumulats lités gabbroïques et péridotitiques. En conclusion, on constate que le mécanisme de cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes (majoritairement responsable du trend majeur), a principalement affecté les cumulats gabbroïques lités et, en moindre mesure, la zone de transition et/ou les masses de péridotites. Les phénomènes magmatiques secondaires (i.e. perturbés par des mécanismes magmatiques « non standards » et/ou par l'injection précoce de fluides hydrothermaux) responsables des deux trends orthogonaux au trend principal ont, par contre, affecté l'ensemble des unités de la section crustale du wadi Hilti.

Dans le diagramme Al_2O_3 vs. XMg_{opx} *(fig.5.28b et 5.35)*, on constate que les échantillons montrant les Opx les plus riches en aluminium et/ou deux générations d'Opx

appartiennent à la zone de transition. Ces caractéristiques minéralogiques et géochimiques résultent donc probablement de processus complexes dans cette zone d'interface prédisposée aux processus d'interaction et de mélange. En effet, on note que les autres lithologies de cette unité ont des teneurs en aluminium dans les Opx équivalentes à celles des cumulats lités. Les Opx des masses péridotitiques présentent, quant à eux, des teneurs en aluminium équivalentes ou supérieures à ceux des cumulats lités. Il faut cependant noter que les Opx montrant des teneurs équivalentes à ces derniers s'observent dans la péridotite présentant des xénocristaux de Cpx corrodés *(wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs 09HIL5C ZII, cf. étude de terrain, paragraphe II.1)*, l'Opx reflétant, dans cet échantillon, la cristallisation du liquide de corrosion.

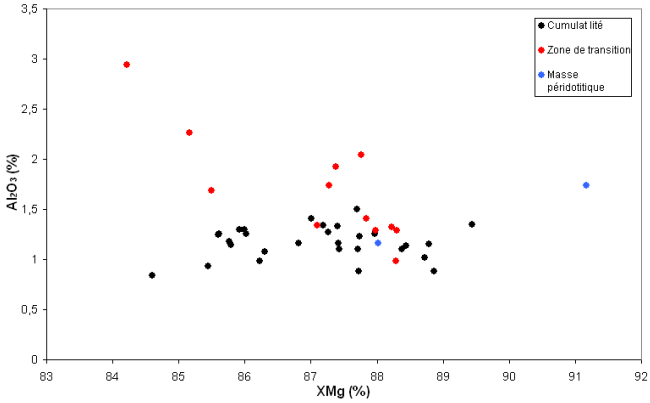


Figure 5.35 : Composition des Opx en aluminium en fonction du XMg de l'Opx dans les différentes unités et dans les péridotites du wadi Hilti.

Dans ce diagramme de composition des Opx *(fig.5.35)*, on constate que les cumulats lités et les échantillons de la zone de transition présentent les mêmes gammes de composition en XMg_{opx} et montrent donc des degrés de différenciation équivalents. Au sein de l'unité des masses péridotitiques, les Opx des deux échantillons présentent, comme pour le Cpx, des valeurs de XMg distincts, XMg ~ 88 % et XMg ~ 91,17 %, qui témoignent de deux types de péridotites montrant des degrés de différenciation différents.

III.2.b. Composition des Olivines, des Plagioclases et des Chromites

Dans le diagramme de composition des Ol, NiO vs. Fo *(fig.5.36)*, on constate que les Ol des échantillons de la zone de transition et de la majorité des masses péridotitiques ont des Fo élevés, de 86,3 % à 88,6 % et de 87,2 % à 89 % respectivement, équivalents à ceux des Ol les plus magnésiennes des cumulats lités. Seules la harzburgite lherzolitique et une wehrlite à Cpx et Plg tardifs des masses péridotitiques se distinguent des autres lithologies par la présence d'Ol fortement magnésiennes (Fo ~ 90,7 % - 90,8 %) (*fig.5.29a et 5.36*). Au sein de la zone de transition, on constate que les Ol des péridotites sont généralement plus magnésiennes que celles des autres lithologies de cette unité et présentent un Fo globalement constant ~ 88,4 % *(fig.5.36)*. De la même manière, dans l'unité des cumulats lités, la plupart des péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques ont des Fo élevés, s'échelonnant de 87,5 % à 89,3 %, un seul échantillon se distinguant des autres péridotites par la présence d'Ol plus ferreuses (Fo ~ 82,6 %). En conclusion, comme pour les Cpx, on constate que les Ol des échantillons de la zone de transition, de la plupart des masses péridotitiques et de la majorité des péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques présentent les mêmes gammes élevées de Fo, équivalentes à celles des Ol les plus magnésiennes des cumulats gabbroïques lités. Ainsi, comme précédemment, la plupart des lithologies de ces différentes unités présentent des degrés de différenciation équivalents et relativement primitifs. On note également que, dans la zone de transition, les péridotites sont souvent plus primitives (i.e. fort Fo) que les autres lithologies de cette unité. De plus, au sein de l'unité des cumulats lités, on

distingue chimiquement deux types de péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques présentant des degrés de différenciation distincts, ces péridotites étant généralement plus primitives que la majorité des lithologies gabbroïques. Enfin, dans les masses de péridotites, on observe, comme précédemment, deux types de péridotites montrant des Fo et donc des degrés de différenciation distincts.

Les Ol des échantillons de la zone de transition et des masses de péridotites montrent des teneurs en nickel globalement équivalentes à celles des Ol les plus magnésiennes des cumulats lités mais sont généralement regroupées vers de plus fortes teneurs en NiO (> 0,21 %) par rapport à la majorité de ces dernières *(fig.5.36)*. Comme précédemment, dans l'unité des masses péridotitiques, deux échantillons (la harzburgite lherzolitique et une wehrlite à Cpx et Plg tardifs *cf. fig.5.29a*) se distinguent des autres de part la présence d'Ol riches en nickel (NiO ≥ 0,4 %). Les péridotites de la zone de transition ont des teneurs en NiO dans les Ol équivalentes à celles des autres lithologies de l'unité et définissent un trend caractérisé par une variation des teneurs en nickel dans les Ol pour une valeur de Fo constante *(fig.5.36)*. Au sein de l'unité des cumulats lités, quelle que soit la valeur de Fo, les Ol des péridotites ont des teneurs en NiO équivalentes à celles des cumulats gabbroïques *(fig.5.36)*. En résumé, du point de vue de la teneur en NiO (et en MnO), les Ol des différentes unités et des différentes lithologies au sein des cumulats lités et de la zone de transition ont globalement les mêmes compositions. Seuls certains échantillons des masses péridotitiques se distinguent des autres lithologies par la présence d'Ol anormalement riches en nickel.

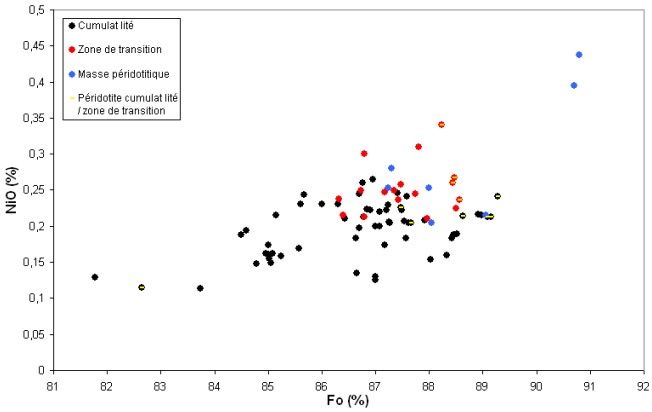


Figure 5.36 : Composition des Ol en nickel en fonction du Fo dans les différentes unités et dans les péridotites du wadi Hilti.

Les Plg dans les lithologies de la zone de transition présentent une gamme de composition moyenne en anorthite (86,2 % < An < 90,7 %) équivalente à celle de la majorité des cumulats lités *(fig.5.37a)*. Dans l'unité des cumulats lités, on constate que les Plg des péridotites ont des compositions moyennes (86,6 % < An < 91,6 %) équivalentes à celles des cumulats gabbroïques. De la même manière, on note qu'au sein de la zone de transition, les Plg des péridotites ont les mêmes compositions en anorthite que les autres lithologies de cette unité. Les Plg des masses péridotitiques présentent trois compositions distinctes, An ~ 82 %, An ~ 85,8 % et An ~ 89,9 % *(fig.5.37a)*. Cette gamme de composition en anorthite est équivalente à celle définie par les cumulats lités mais est significativement plus sodique que celle des péridotites de la zone de transition et de l'unité des cumulats lités. Il faut cependant noter que les différents échantillons de ces masses péridotitiques proviennent d'un même affleurement *(affl.5, cf. étude de terrain, paragraphe II.1)* et que les Plg An85,8 s'observent dans des échantillons récoltés au coeur de la masse de péridotite, les Plg les plus sodiques se trouvent dans l'échantillon présentant des xénocristaux de Cpx corrodés, et les plus calciques s'observent dans un échantillon récolté au contact des cumulats lités. En résumé, on constate que les échantillons de la zone de transition et de l'unité des cumulats lités ont des teneurs en anorthite équivalentes. De plus, au sein de ces unités, les Plg des péridotites présentent les

mêmes compositions que ceux des autres lithologies. Dans le cas des masses péridotitiques, les Plg n'ayant été analysés que dans les échantillons d'un même affleurement, il est difficile de réaliser une comparaison statistiquement représentative entre cette unité et les deux précédentes.

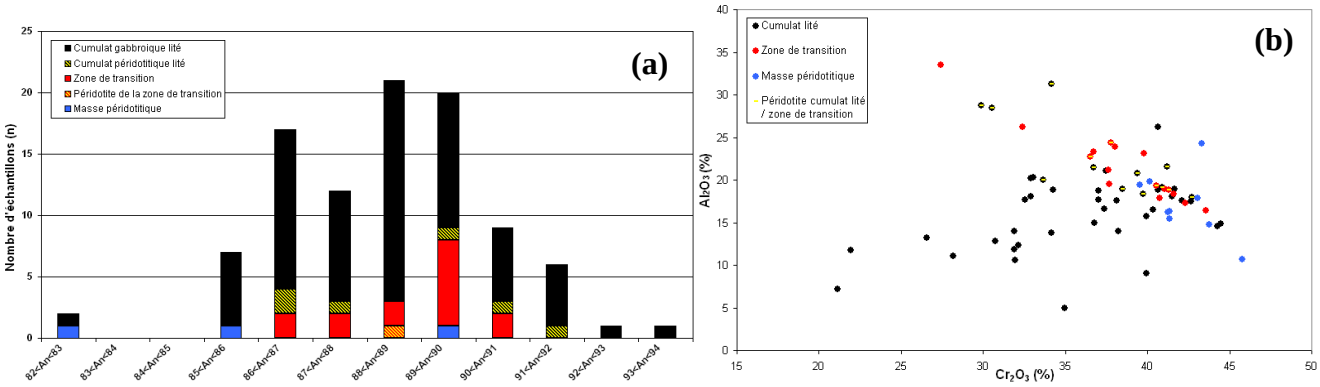


Figure 5.37 : a) Composition des Plg dans les différentes unités et dans les péridotites du wadi Hilti. Les intervalles sont définis à partir des pourcentages d'anorthite dans les Plg et selon un pas de 1 %. b) Composition des chromites en chrome et en aluminium dans les différentes unités et dans les péridotites du wadi Hilti.

En ce qui concerne la composition des chromites, on a remarqué dans le diagramme Cr_2O_3 vs. Al_2O_3 *(fig.5.32a et 5.37b)* que, dans l'ensemble des lithologies du wadi Hilti, elles décrivaient deux trends distincts. En comparant la composition des chromites dans les différentes unités, on constate que le premier trend caractérisé par l'augmentation de la teneur en aluminium et la diminution de la teneur en chrome est essentiellement défini par les échantillons de la zone de transition, les masses péridotitiques et les péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques *(fig.5.37b)*. Le second trend marqué par la décroissance synchrone des teneurs en aluminium et en chrome est, quant à lui, principalement défini par les cumulats gabbroïques lités *(fig.5.37b)*. Les cumulats gabbroïques lités pourraient donc avoir cristallisé dans un milieu plus oxydant que les cumulats péridotitiques interlités et que les lithologies des autres unités *(cf. paragraphe III.1.e)*.

III.2.c. Conclusion

L'étude comparative de la composition des minéraux entre les différentes unités du wadi Hilti a montré que la plupart des échantillons de la zone de transition et des masses de péridotites présentaient les mêmes degrés de différenciation (i.e. les mêmes valeurs de Fo, XMg_{cpx} et XMg_{opx}) que ceux des cumulats lités les plus primitifs (gabbroïques et péridotitiques). De plus, ces différentes unités présentent globalement les mêmes valeurs de An dans les Plg.

Les échantillons de la zone de transition et des masses de péridotites se distinguent cependant des cumulats gabbroïques lités par des teneurs en chrome et en titane dans les Cpx globalement plus élevées. De plus, ces cumulats gabbroïques lités ont majoritairement évolué par cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes dans un milieu, *a priori*, peu réducteur plus ou moins perturbé par d'autres processus magmatiques et/ou hydrothermaux alors que les échantillons de la zone de transition, les masses de péridotites et les péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques ont essentiellement été affectés par des processus magmatiques secondaires dans un milieu, *a priori*, plus réducteur.

Au sein de l'unité des cumulats lités, on observe deux types de cumulats péridotitiques interlités avec les cumulats gabbroïques : de rares péridotites évoluées (XMg_{cpx} ~ 85 % et Fo ~ 82,6 %) et de nombreuses péridotites primitives (XMg_{cpx} > 89 % et Fo > 87,5 %). On

constate que ces différentes péridotites présentent généralement des teneurs différentes en titane et en chrome dans les Cpx mais identiques en anorthite dans le Plg et en nickel dans l'Ol par rapport à celles des cumulats gabbroïques de même degré de différenciation. Les péridotites « primitives » ont des compositions globalement plus primitives (i.e. Fo et XMg_{cpx} plus élevés) que la plupart des cumulats gabbroïques et leurs Cpx sont généralement plus riches en titane et en chrome que ceux des cumulats gabbroïques de même degré de différenciation. De ce fait, ces cumulats péridotitiques « primitifs » se rapprochent chimiquement des lithologies de la zone de transition voire de celles des masses péridotitiques. La péridotite « évoluée » a, quant à elle, des Cpx appauvris en titane mais enrichis en chrome par rapport à ceux des cumulats gabbroïques de même degré de différenciation. Au sein de la zone de transition, on constate également que les cumulats péridotitiques sont généralement plus primitifs, du point de vue du Fo et du XMg_{cpx}, que les autres lithologies de cette unité mais présentent des teneurs en titane et en chrome dans les Cpx, des valeurs de An dans les Plg et des teneurs en nickel dans les Ol équivalentes à ces dernières.

Au sein des masses péridotitiques, on observe deux types de péridotites présentant des compositions chimiques distinctes. Certaines péridotites, les plus abondantes, sont relativement évoluées (XMg_{cpx} ~ 90 % et Fo ~ 87 – 89 %) et présentent des Ol pauvres en nickel et des Cpx riches en titane tandis que les autres, plus rares, sont plus primitives (XMg_{cpx} ~ 92,6 % et Fo ~ 90,7 %) et ont, au contraire, des Ol riches en nickel et des Cpx pauvres en titane. Des variations de composition s'observent également au sein d'une même masse de péridotite : la composition des Plg varie dans certaines masses péridotitiques et certaines de ces dernières présentent les deux types de péridotites décrits précédemment. Je reviendrai plus en détail sur ces observations dans la suite du chapitre *(cf. paragraphe III .4)*. Enfin, la présence, dans une masse de péridotite, de Cpx corrodés présentant des compositions équivalentes à celles des cumulats lités confirme que ces Cpx sont bien des xénocristaux qui proviennent des cumulats lités et qui ont été incorporés dans un magma péridotitique puis corrodés par ce dernier.

III.3. Etude de la composition des Cpx en éléments en traces dans les différentes lithologies et unités de la coupe du wadi Hilti

Les teneurs en éléments traces de plusieurs Cpx appartenant à des échantillons représentatifs des différentes lithologies et unités observées dans le wadi Hilti ont été analysées. Les Cpx n'étant pas chimiquement zonés et les teneurs en éléments en traces étant homogènes dans chaque échantillon, les spectres de terres rares *(fig.5.38)* et les spectres élargis *(fig.5.39)* ont été réalisés à partir des moyennes. Il faut noter que les Cpx analysés présentent des compositions relativement primitives avec des valeurs de XMg s'échelonnant de 87 % à 92,6 %.

L'ensemble des échantillons présente des spectres de terres rares caractérisés par un appauvrissement en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) *(fig.5.38)*. Cet appauvrissement est relativement important avec des rapports La/Yb compris entre 0,09 et 0,18. On remarque que certains échantillons, quelques wehrlites (s.l.), le gabbro à Ol (s.s.) et certains gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.), présentent également un léger appauvrissement en HREE par rapport aux MREE (Middle Rare Earth Elements, Gd-Nd) *(fig.5.38a)*. Dans l'ensemble, les spectres présentent une forme globalement identique, ils sont parfois parallèles au sein d'une même lithologie (gabbros à Ol et à Opx tardif par exemple) ou entre plusieurs lithologies (entre le gabbro à Ol et certaines wehrlites (s.l.) par exemple) mais peuvent se recouper les uns les autres. Dans ces différents spectres, aucune anomalie

significative n'est observable *(fig.5.38)*. Les faibles ondulations des spectres au niveau des MREE et des HREE, sont probablement liées à de légers problèmes analytiques.

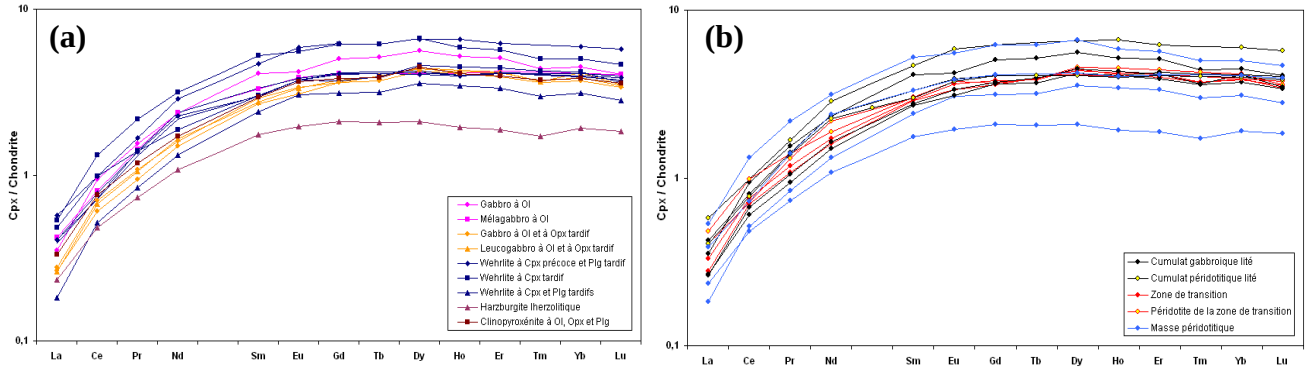


Figure 5.38 : Spectres de terres rares des Cpx dans les différentes lithologies (a) et dans les différentes unités et occurrences de péridotites (b) du wadi Hilti. Dans ces diagrammes, les valeurs sont normalisées aux chondrites d'après McDonough et Sun (1995) et les éléments sont classés par Z croissant, correspondant à une incompatibilité décroissante, de la gauche vers la droite.

Les Cpx des roches gabbroïques ont des concentrations relativement faibles en terres rares ([HREE] de 3,4 fois à 5,6 fois supérieures et [La] de 6,8 fois à 8,4 fois inférieures aux valeurs des chondrites) *(fig.5.38a)*. Dans cette famille, les gabbros à Ol (s.l.) sont généralement enrichis en terres rares par rapport aux gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l). On constate que les échantillons présentant les plus fortes et les plus faibles concentrations en terres rares correspondent aux lithologies gabbroïques les plus évoluées montrant des valeurs de XMg_{cpx} de 87 % et 88,6 % respectivement. Dans ces roches gabbroïques, on remarque également que les spectres des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) sont globalement homogènes en termes de forme et de niveau de concentration alors que ceux des gabbros à Ol (s.l.) se recoupent et ont des concentrations en terres rares plus hétérogènes. Les Cpx des péridotites/pyroxénites ont des concentrations en terres rares relativement variées ([HREE] de 1,8 fois à 6,6 fois supérieures et [La] de 5,3 fois à 9,2 fois inférieures aux valeurs des chondrites) *(fig.5.38a)*. Dans cette famille, on distingue globalement trois niveaux de concentration. Les Cpx de la harzburgite lherzolitique et d'une wehrlite à Cpx et Plg tardifs ont les concentrations les plus faibles ([HREE] de 1,8 fois à 3,6 fois supérieures à celles des chondrites). Une wehrlite à Cpx tardif et une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif contiennent les Cpx les plus riches en terres rares ([HREE] de 4,6 fois à 6,6 fois supérieures à celles des chondrites). Les Cpx des autres lithologies (wehrlite à Cpx tardif (s.l.), wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif et clinopyroxénite (s.l.)) ont des concentrations moyennes en terres rares équivalentes à celles des roches gabbroïques ([HREE] 3,6 fois à 4,6 fois supérieures à celles des chondrites). Ces différentes péridotites/pyroxénites ont des XMg_{cpx} compris entre 89 % et 92,6 % et on constate que l'échantillon le plus primitif, i.e. la harzburgite lherzolitique, est également le plus appauvri en terres rares alors que l'échantillon le plus évolué, i.e. une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif, montre des concentrations intermédiaires en terres rares. Au sein de cette famille, les spectres des différents échantillons sont parfois parallèles mais, le plus souvent, ils se recoupent *(fig.5.38a)*.

On va maintenant comparer les spectres de terres rares au sein et entre les différentes unités du wadi Hilti *(fig.5.38b)*. Les spectres des masses péridotitiques ont des formes globalement identiques mais présentent trois niveaux de concentrations distincts qui reflètent des lithologies et des niveaux stratigraphiques différents dans la section crustale *(cf. fig.5.38a-b et coupe lithologique fig.5.2)*. La péridotite appauvrie en terres rares correspond à une harzburgite lherzolitique échantillonnée au niveau de l'affl.8, celle enrichie en terres rares est

une wehrlite à Cpx tardif récoltée au niveau de l'affl.10 tandis que les péridotites ayant des teneurs intermédiaires sont les wehrlites à Cpx et Plg tardifs observées au niveau de l'affl.5. On note que ces dernières appartiennent à la même masse péridotitique mais que la plus appauvrie en terres rares reflète une injection de wehrlite dans une enclave de cumulats lités. On remarque que ces différents niveaux de concentrations ne sont pas corrélés au degré de différenciation, l'échantillon le plus évolué montrant des teneurs intermédiaires en terres rares. Les échantillons de la zone de transition montrent des concentrations restreintes et intermédiaires en terres rares, équivalentes à celles de certaines masses péridotitiques et de certains cumulats lités *(fig.5.38b)*. Au sein de cette unité, les Cpx des péridotites et des autres lithologies, montrent globalement les mêmes teneurs en terres rares, en particulier pour les HREE et les MREE, mais leurs spectres ne sont pas parallèles. On note que, dans cette zone de transition, les différentes lithologies présentent des degrés de différenciation globalement équivalents (XMg_{cpx} ~ 90 – 92 %). Au sein de l'unité des cumulats lités, les différents échantillons ont des formes de spectres et des niveaux de concentration relativement variés par rapport à ceux de la zone de transition *(fig.5.38b)*. La majorité des cumulats gabbroïques lités montre des spectres plus ou moins parallèles, seul celui du mélaggabbro à Ol recoupe tous les autres *(fig.5.38a-b)*. On note que les différents niveaux de concentration de ces cumulats gabbroïques ne sont pas corrélés à l'index XMg_{cpx} de différenciation, l'échantillon le plus évolué (XMg_{cpx} ~ 87 %) étant le plus riche en terres rares. Les péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques présentent des spectres globalement parallèles entre eux et de formes équivalentes à celle du mélagabbro à Ol *(fig.5.38a-b)*. Elles ont des concentrations en terres rares distinctes pour des degrés de différenciation équivalents (XMg_{cpx} ~ 89 %), une des wehrlites (s.l.) étant enrichie en terres rares par rapport à l'ensemble des cumulats lités et la seconde montrant des concentrations en terres rares globalement équivalentes à celles des cumulats gabbroïques. On note que les cumulats lités les plus appauvris en terres rares ont des teneurs équivalentes à celles des différentes lithologies de la zone de transition. On remarque également que certains cumulats lités gabbroïques et péridotitiques ont des spectres identiques avec les mêmes concentrations en terres rares que certaines masses péridotitiques et péridotites de la zone de transition.

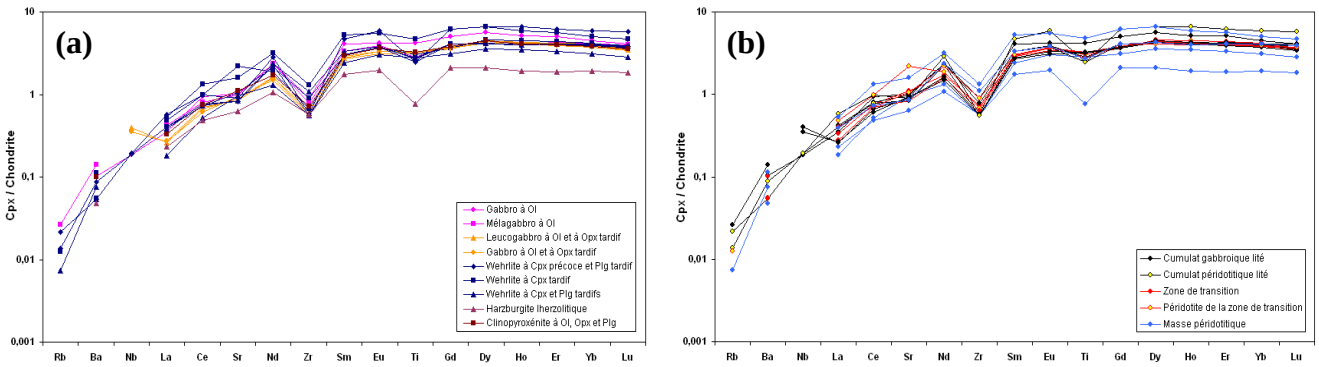


Figure 5.39 : Spectres élargis des Cpx dans les différentes lithologies (a) et dans les différentes unités et occurrences de péridotites (b) du wadi Hilti. Dans ces diagrammes, les valeurs sont normalisées aux chondrites d'après McDonough et Sun (1995) et les éléments sont classés par ordre d'incompatibilité décroissante de la gauche vers la droite.

Les spectres élargis des Cpx de l'ensemble des échantillons présentent une forme convexe caractérisée par un appauvrissement en éléments les plus incompatibles par rapport aux éléments les moins incompatibles *(fig.5.39)*. Dans l'ensemble des lithologies, les concentrations en éléments les moins incompatibles sont relativement élevées (0,8 fois et 6,6 fois supérieures à celles des chondrites) et les concentrations en éléments en traces fortement

incompatibles sont faibles avec des teneurs en Rb s'échelonnant de ~ 84 fois à 360 fois inférieures à celles des chondrites par exemple. Les différents échantillons présentent des formes de spectres globalement identiques mais dans le détail ils se recoupent régulièrement du fait des différentes « anomalies » observées *(fig.5.39)*. Ainsi, l'échantillon le plus pauvre en éléments les moins incompatibles est la harzburgite lherzolitique mais les plus pauvres en éléments les plus incompatibles sont des wehrlites à Cpx tardif (s.l.). De la même manière, les échantillons les plus riches en éléments faiblement incompatibles sont des wehrlites (s.l.) tandis que les plus riches en éléments fortement incompatibles sont des roches gabbroïques.

L'ensemble des échantillons présente une anomalie négative en titane sauf les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) et le gabbro à Ol (s.s.) *(fig.5.39a)*. Cette anomalie est plus ou moins bien marquée selon les échantillons ; elle est relativement importante dans la harzburgite lherzolitique et dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif (s.l.) mais est très faible dans la clinopyroxénite (s.l.) et dans certaines wehrlites à Cpx tardif (s.l.). L'ensemble des lithologies présente également une anomalie négative souvent très prononcée en Zr. Une très légère anomalie négative en Sr s'observe dans la majorité des échantillons et est sensiblement plus marquée dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif *(fig.5.39a)*. A l'exception de la clinopyroxénite (s.l.) et d'un gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.) qui ne présente aucune anomalie en Sr, seules quelques wehrlites à Cpx tardif (s.l.) se distinguent des autres échantillons par la présence d'une anomalie positive en Sr. Cette anomalie est particulièrement bien prononcée dans une wehrlite à Cpx tardif (s.s.). On note que ces diverses anomalies en Sr ne sont pas corrélées à des anomalies en Eu *(cf. fig.5.38)*. Dans la plupart des échantillons, les teneurs en Nb n'ont pas été correctement dosées du fait de problèmes analytiques. Néanmoins, on constate que le gabbro à Ol (s.s.) et la wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif ne présentent pas d'anomalie en Nb alors que les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) montrent des anomalies positives relativement bien prononcées en cet élément

Je vais maintenant comparer les spectres élargis au sein et entre les différentes unités du wadi Hilti. Les différents spectres des masses péridotitiques présentent des formes plus ou moins identiques avec des anomalies négatives en Zr et en Ti. Ils ont des anomalies en Zr plus ou moins de même ampleur mais se distinguent essentiellement les uns des autres par des anomalies en Ti de profondeurs variées *(fig.5.39b)*. La harzburgite lherzolitique provenant de l'affl.8 présente une forte anomalie en titane par rapport aux autres péridotites. Parmi ces autres lithologies, la wehrlite à Cpx et Plg tardifs de l'affl.5 présente une anomalie en Ti relativement bien marquée tandis que les wehrlites à Cpx tardif (s.l.) des affl.10 et 5 présentent des anomalies très faibles en Ti voire quasiment absentes dans le cas de la wehrlite à Cpx et Plg tardifs de l'affl.5 *(fig.5.2 et 5.38)*. Cette dernière péridotite présente également, contrairement aux autres échantillons, une très légère anomalie positive en Sr. On note que, dans l'affl.5, l'échantillon présentant la plus faible anomalie négative en titane et l'anomalie positive en Sr est celui se trouvant en injection dans une enclave de cumulats lités. Le gabbro à Ol et à Opx tardif et la clinopyroxénite (s.l.) de la zone de transition présentent des spectres élargis globalement parallèles et des anomalies quasiment identiques *(fig.5.39a-b)*. Les péridotites se différencient des autres lithologies de cette unité par la présence d'une faible anomalie en titane. Une des wehrlites à Cpx tardif se distingue également de l'autre péridotite et des autres lithologies de cette unité par une anomalie positive bien marquée en Sr *(fig.5.39a-b)*. A l'exception de cette wehrlite, les péridotites de la zone de transition ont des spectres similaires à ceux de certains cumulats lités (péridotitiques et gabbroïques) et d'une masse péridotitique tandis que les autres lithologies de cette zone de transition ont des spectres élargis identiques à ceux de certains cumulats gabbroïques lités et d'autres masses péridotitiques *(fig.5.39b)*. Au sein de l'unité des cumulats lités, les roches gabbroïques ont des concentrations en éléments en traces globalement équivalentes mais des formes de spectres distinctes du point de vue des anomalies *(fig.5.39b)*. Les gabbros à Ol (s.s.) et les gabbros à

Ol et à Opx tardif (s.l.) montrent des spectres globalement parallèles en ce qui concerne les éléments en traces les moins incompatibles avec l'absence d'anomalie en titane mais les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) se distinguent des autres par la présence d'une anomalie positive en Nb et d'une anomalie négative très faible voir absente en Sr *(fig.5.39a-b)*. Comme précédemment, le mélagabbro se différencie des autres lithologies gabbroïques par une forme de spectre distincte et une anomalie négative relativement bien marquée en titane. Les spectres des péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques présentent les mêmes anomalies négatives en Zr, en Ti et en Sr mais ne sont cependant pas parallèles. En effet, la wehrlite riche en éléments en traces a des anomalies généralement plus profondes et est appauvrie en Ba par rapport à l'autre péridotite. La wehrlite pauvre en éléments incompatibles présente donc une forme de spectre ainsi que des concentrations en éléments en traces équivalentes à celles du mélagabbro *(fig.5.39a-b)*. Comme noté précédemment, les cumulats lités présentent des concentrations en éléments en traces et des formes de spectres plus ou moins identiques à certaines masses péridotitiques et à certains échantillons de la zone de transition *(fig.5.39b)*.

En résumé, le fait que les différentes lithologies et les différents échantillons au sein d'un même groupe aient des spectres de traces globalement identiques mais généralement non parallèles ainsi que la quasi-absence de corrélation entre le degré de différenciation déduit du XMg_{cpx} et la concentration en éléments incompatibles indiquent, comme dans le cas des éléments majeurs, que les différents échantillons de cette coupe ne sont pas issus d'un simple mécanisme de cristallisation fractionnée.

Au sein des masses péridotitiques, on distingue trois signatures géochimiques distinctes qui sont corrélées à la nature pétrologique des péridotites et au positionnement magmato-stratigraphique de ces dernières dans la coupe *(cf. coupe lithologique, fig.5.2)*. Les wehrlites à Cpx et Plg tardifs, situées à la base de la coupe au niveau de l'affl.5 sont les plus évoluées du point de vue du XMg_{cpx} et montrent des concentrations intermédiaires en terres rares et des anomalies négatives plus ou moins prononcées en titane. Au sein de cette masse, on constate cependant que la wehrlite en injection dans une enclave de cumulats lités montre de plus faibles teneurs en éléments incompatibles, une très faible anomalie négative en titane et une légère anomalie positive en Sr par rapport à celle échantillonnée au cœur de l'intrusion. La harzburgite lherzolitique de l'affl.8, stratigraphiquement au dessus des péridotites précédentes, est l'échantillon le plus primitif du point de vue du XMg_{cpx} et est caractérisée par de faibles concentrations en terres rares et une forte anomalie négative en titane. Enfin, la wehrlite à Cpx tardif, échantillonnée au sommet de la coupe au niveau de l'affl.10 et présentant des degrés de différenciation moyens, est enrichie en terres rares et montre une faible anomalie en titane. Malgré des spectres globalement identiques, l'absence de corrélation entre le degré de différenciation et les niveaux de concentrations en éléments incompatibles ainsi que le recoupement de certains spectres entre ces différentes péridotites suggèrent qu'elles ne sont pas liées entre elles par un mécanisme de cristallisation fractionnée.

Au sein de la zone de transition, les péridotites montrent des concentrations en terres rares équivalentes à celles des autres lithologies (clinopyroxénite (s.l.) et gabbro à Ol et à Opx tardif) mais présentent, contrairement à ces dernières, des anomalies négatives bien marquées en titane. Une des wehrlites montre également une anomalie positive en Sr qui est possiblement liée à l'imprégnation de cette dernière par des liquides gabbroïques dans la zone de transition *(cf. étude de terrain, paragraphe II.1)*. Les échantillons de cette zone de transition présentent des concentrations en éléments en traces et des formes de spectres globalement équivalentes à celles de certains cumulats lités et de certaines masses péridotitiques.

Au sein de l'unité des cumulats lités, les cumulats gabbroïques présentent des niveaux de concentrations en terres rares globalement identiques mais des formes de spectres différents. Les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) ont des spectres de terres rares globalement parallèles au gabbro à Ol (s.s.) mais présentent, contrairement à ce dernier, une anomalie positive en Nb et une anomalie négative peu marqué en Sr tandis que le mélagabbro recoupe les spectres des autres lithologies gabbroïques et montre une anomalie négative en titane. Les péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques ont des formes de spectres quasiment identiques mais présentent des concentrations en éléments incompatibles et des profondeurs d'anomalie distinctes. L'une des wehrlites est riche en terres rares et présente une anomalie en Ti très prononcée tandis que l'autre montre des concentrations en éléments incompatibles plus faibles et des anomalies moins marquées, équivalentes à celles de certains cumulats gabbroïques. Enfin, on note que ces cumulats lités présentent des concentrations en éléments en traces et des formes de spectres plus ou moins identiques à certaines masses péridotitiques et à certains échantillons de la zone de transition. Dans ces cumulats lités, malgré des spectres quasiment identiques, les différents niveaux de concentration ne sont généralement pas corrélés au degré de différenciation ce qui implique que ces cumulats ne sont pas uniquement issus d'un mécanisme de cristallisation fractionnée.

III.4. Etude géochimique magmato-stratigraphique le long de la coupe

Dans cette partie, je vais étudier en détail les variations chimiques en éléments majeurs au sein et entre les différentes unités le long de la coupe *(fig.5.40)*. Je travaillerai ici avec des moyennes par unité lithologique et par niveau stratigraphique.

III.4.a. Etude des cumulats lités (zone de transition / section crustale)

Au sein des cumulats lités, pour un même niveau magmato-stratigraphique, on remarque que les péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques (i.e. wehrlite à Cpx précoce (s.l.), *cf. étude de terrain, paragraphe II.2*) présentent des compositions globalement équivalentes à celles des lithologies gabbroïques (s.l.), quels que soient le minéral et/ou l'élément considérés *(fig.5.40)*. Dans le détail, elles ont généralement des teneurs en Fo dans les Ol et en chrome dans les Cpx légèrement plus élevées que celles des cumulats gabbroïques associés. Cependant, ces différences sont souvent très faibles, comprises entre 0 % et 0,9 % pour le Fo et entre 0,02 % et 0,3 % pour le chrome et sont donc souvent situées dans la barre d'erreur analytique (~ 0,5 % pour le Fo et ~ 0,18 % pour le Cr_2O_3, *cf. annexe 1*). De la même manière, on note que les péridotites situées à la côte 716 m présentent des valeurs de XMg et de TiO_2 dans les Cpx légèrement plus élevées et celles situées à la côte 334 m des valeurs de XMg_{cpx} légèrement plus faibles que celles des cumulats gabbroïques du même niveau stratigraphique. Chimiquement parlant, ces péridotites appartiennent donc vraisemblablement à l'unité des cumulats lités.

Le long de la coupe, les valeurs de XMg_{cpx}, XMg_{opx}, Fo et An dans les cumulats lités décrivent des patterns en zig-zag dans lesquels on peut identifier au moins sept intervalles de compositions *(fig.5.40)*. Le premier intervalle, situé à la limite entre la zone de transition (200 m) et la base de la section crustale (334 m), est marqué par une croissance relativement rapide du XMg_{cpx} de ~ 89,9 % à ~ 91,5 %, du XMg_{opx} de ~ 87,6 % à ~ 89,4 % et du Fo dans les Ol de ~ 87,5 % à ~ 89,1 %. La seconde évolution, de 334 m à 496 m, est caractérisée par une diminution relativement brutale du XMg_{cpx}, du XMg_{opx} et du Fo de ~ 91,5 % à ~ 89,5 %, de ~ 89,4 % à ~ 87,7 % et de ~ 89,1 % à ~ 87,1 % respectivement. Dans ces deux intervalles, on n'observe aucune évolution significative de la composition des Plg. Le troisième intervalle, s'échelonnant de 496 m à 717 m, est marqué par une légère augmentation du XMg_{cpx} de ~

89,5 % à ~ 90,7 %, de XMg_{opx} de ~ 87,7 % à ~ 88,4 %, de Fo de ~ 87,1 % à ~ 88,1 % ainsi que de la teneur en anorthite des Plg de ~ 88,8 % à ~ 91,3 %. La quatrième évolution, plus importante que les précédentes, comprise entre 717 m et 1574 m, est caractérisée par une décroissance progressive et continue du XMg de ~ 90,7 % à ~ 87 % dans le Cpx et de ~ 88,4 % à ~ 84,6 % dans l'Opx et des teneurs en Fo dans l'Ol de ~ 88,1 % à ~ 83,7 %. Les teneurs de TiO_2 dans les pyroxènes sont anti-corrélées au XMg et au Fo avec des valeurs s'échelonnant de ~ 0,13 % à ~ 0,32 % dans le Cpx et de 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,07 %) à ~ 0,13 % dans l'Opx de la base au sommet de l'intervalle. Dans la partie supérieure de cet intervalle (985 m – 1574 m), les teneurs en chrome dans les pyroxènes sont, par contre, corrélées aux XMg et au Fo avec des valeurs de Cr_2O_3 diminuant de ~ 0,91 % à ~ 0,26 % dans le Cpx et de ~ 0,45 % à ~ 0,11 % dans l'Opx vers le sommet de l'intervalle. Le long de ce quatrième intervalle, le Plg décrit, quant à lui, trois évolutions distinctes de composition *(fig.5.40)*. La première, s'échelonnant de 717 m à 985 m, est marquée par une diminution relativement importante de An de ~ 91,3 % à ~ 86,9 %, la seconde, comprise entre 985 m et 1305 m, par une légère croissance de la teneur en An de ~ 86,9 % à ~88,4% et la dernière, s'observant de 1305 m à 1574 m, par une décroissance relativement importante de la teneur en anorthite de ~ 88,4 % à ~ 85 %. Le cinquième intervalle, compris entre 1574 m et 1825 m, est moins bien défini que les précédents et est essentiellement caractérisé par une légère augmentation de la teneur en An des Plg de ~ 85 % à ~ 86,8 % voire de la teneur en chrome dans le Cpx de ~ 0,26 % à ~ 0,31 % et une très faible décroissance de la teneur en titane dans le Cpx de ~ 0,32 % à ~ 0,29 %. La sixième évolution, située entre 1835 m et 2013 m, est principalement marquée par une diminution relativement brutale des valeurs de XMg_{cpx} de ~ 87,1 % à ~ 85,4 % et, en moindre mesure, par une légère décroissance des teneurs en An de ~ 86,8 % à ~ 86 %. Enfin, au sommet de la coupe, le dernier intervalle, s'observant de 2013 m à 2320 m, est caractérisé par une augmentation progressive des teneurs en XMg_{cpx} et en Fo de ~ 85,4 % à ~ 88,1 % et de ~ 82,2 % à ~ 85,1 % respectivement. La teneur en chrome dans le Cpx est plus ou moins corrélée au Fo et au XMg avec des valeurs de Cr_2O_3 s'échelonnant de ~ 0,2 % à ~ 0,66 % de la base au sommet de l'intervalle.

Ces patterns ondulés définis pas les cumulats lités témoignent de cycles de remplissage/cristallisation fractionnée dans la chambre magmatique. En effet, l'augmentation des index de cristallisation (XMg_{cpx}, XMg_{opx}, Fo et An) associée à la croissance des teneurs en chrome et à la décroissance des teneurs en titane dans les pyroxènes indique l'arrivée de magmas primitifs dans la chambre et leur mélange avec des magmas déjà présents dans cette dernière tandis que l'évolution inverse de ces différents index et teneurs reflètent la cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes. Dans le quatrième intervalle, le Plg présente plusieurs évolutions de composition alors que les autres éléments et/ou minéraux décrivent une unique évolution. De la même manière, le cinquième intervalle est caractérisé par l'absence d'évolution du XMg dans le Cpx en dépit de variations des teneurs en An dans le Plg et en titane et chrome dans le Cpx. Je discuterai de l'origine possible de ces évolutions découplées dans la discussion générale *(chap.7)*.

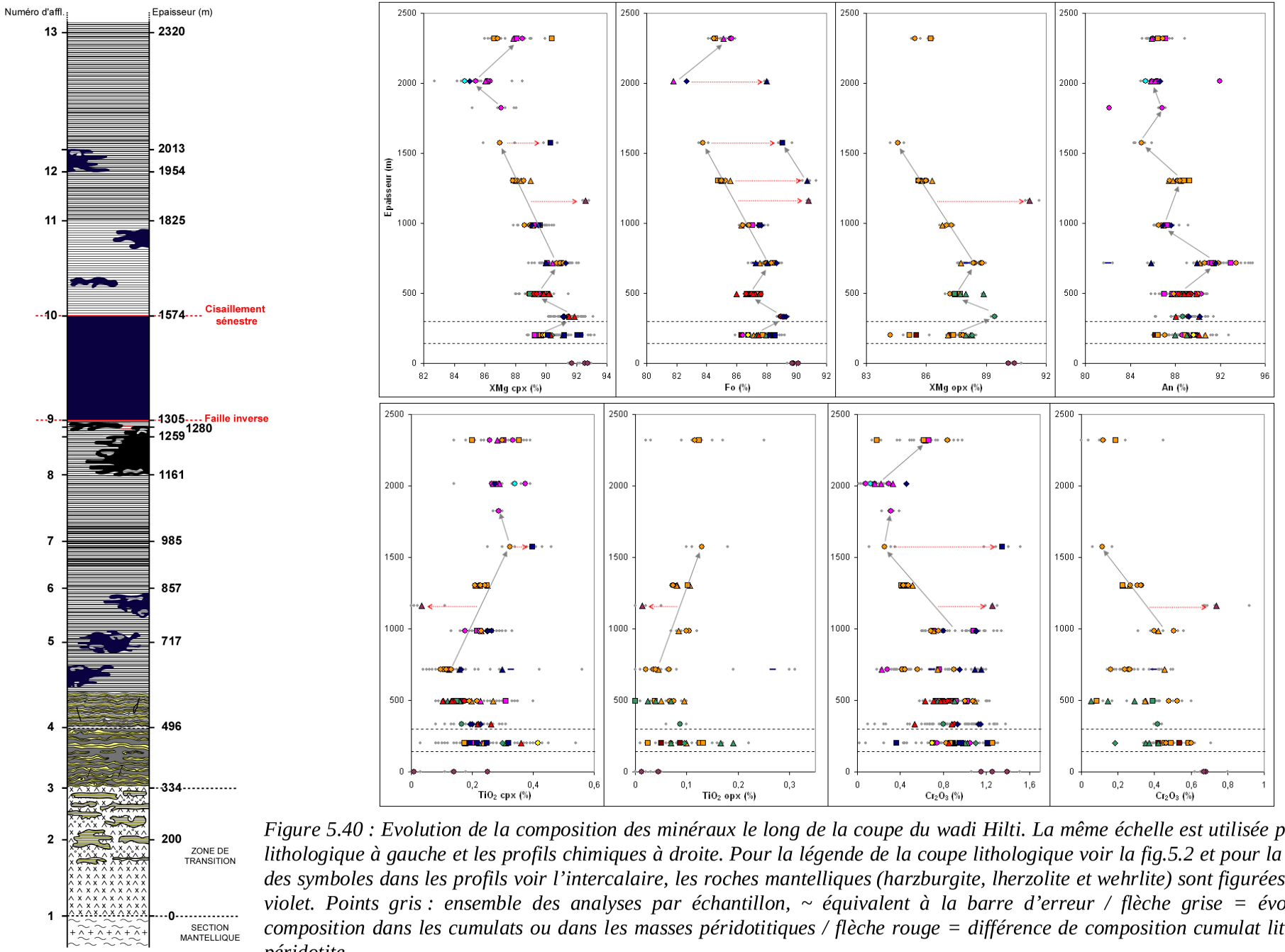


Figure 5.40 : Evolution de la composition des minéraux le long de la coupe du wadi Hilti. La même échelle est utilisée pour la coupe lithologique à gauche et les profils chimiques à droite. Pour la légende de la coupe lithologique voir la fig.5.2 et pour la signification des symboles dans les profils voir l'intercalaire, les roches mantelliques (harzburgite, lherzolite et wehrlite) sont figurées par un rond violet. Points gris : ensemble des analyses par échantillon, ~ équivalent à la barre d'erreur / flèche grise = évolution de la composition dans les cumulats ou dans les masses péridotitiques / flèche rouge = différence de composition cumulat lité - masse de péridotite.

III.4.b. Etude des masses péridotitiques (zone de transition / section crustale)

Le long de la coupe, on peut distinguer trois types de masses péridotitiques selon leurs relations avec les cumulats gabbroïques et/ou péridotitiques du même niveau stratigraphique.

Au niveau de la zone de transition (~ 200 m, *affl.2*), les masses de péridotites (wehrlite à Cpx tardif) associées aux bancs de cumulats lités sont plus primitives que la majorité de ces derniers *(fig.5.40)*. En effet, elles ont des XMg_{cpx} de 90,1 % à 92,3 % contre 89,3 % à 91,1 % dans les autres lithologies et des teneurs en Fo de 88,2 % à 88,6 % contre 86,4 % à 88,5 % dans les autres lithologies. Cependant, ces wehrlites (s.l.) ont des teneurs en chrome et en titane dans les Cpx globalement équivalentes à celles des autres lithologies de la zone de transition. On note également que ces wehrlites (s.l.) présentent des teneurs en XMg_{cpx} globalement équivalentes à celles des péridotites mantelliques (91,7 % < XMg_{cpx} < 92,7 %) mais des teneurs en Fo plus faibles (89,7 % < Fo < 90,1 %) *(fig.5.40)*.

Plus haut dans la séquence, à la cote 717 m *(affl.5, fig.5.40)*, les masses de péridotites (wehrlite à Cpx et Plg tardifs (s.l.)), montrent des compositions équivalentes à celles des cumulats lités (gabbroïques et péridotitiques) du même niveau stratigraphique pour ce qui est des index de cristallisation avec des teneurs en XMg_{cpx} de ~ 90 % versus (vs.) 90,1 % à 91,3 %, des valeurs de XMg_{opx} de 88 % vs. 87,7 % à 88,8 % et des teneurs en Fo de 87,2 % à 88,1 % vs. 87,5 % à 88,6 % dans les cumulats lités *(fig.5.40)*. Elles montrent cependant des teneurs en anorthite dans le Plg légèrement voire fortement inférieures à celles des cumulats lités associés avec des valeurs de 82 % à 89,9 % vs. 90,2 % à 93,4 % dans ces derniers. Ces wehrlites présentent également des teneurs en chrome et en titane dans les pyroxènes soit équivalentes soit supérieures à celles des cumulats lités associés avec des teneurs en Cr_2O_3 et TiO_2 dans le Cpx respectivement de ~ 0,69 % à ~ 1,15 % et de ~ 0,16 % à ~ 0,33 % vs. ~ 0,23 % à ~ 0,95 % et ~ 0,10 % à ~ 0,16 % dans les cumulats lités et des valeurs de Cr_2O_3 et de TiO_2 dans l'Opx de respectivement ~ 0,39 % et ~ 0,27 % vs. 0,16 % à 0,46 % et ≥ 0,07 % (i.e. sous la limite de détection) dans les cumulats lités.

On note que les échantillons récoltés au cœur de la masse wehrlitique (wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs et wehrlite à Cpx et Plg tardifs) ont les teneurs les plus faibles en anorthite et les plus élevées en titane dans les pyroxènes par rapport à celles des cumulats lités du même niveau stratigraphique *(fig.5.40)*. Par contre, ils ont des teneurs variées en chrome dans le Cpx, un des échantillons (wehrlite à Cpx et Plg tardifs) étant enrichi en Cr_2O_3 et l'autre (wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs) présentant des compositions équivalentes à celles des cumulats lités. Ce dernier, ayant également des teneurs en Cr_2O_3 dans les Opx identiques à celles des cumulats lités, correspond à la wehrlite présentant des xénocristaux corrodés de Cpx. La wehrlite à Cpx et Plg tardifs en injection dans une enclave de cumulats lités présente cependant les teneurs en anorthite les plus proches de celles des cumulats lités associés et des teneurs en titane et en chrome respectivement équivalentes et plus fortes que celles des cumulats lités *(fig.5.40)*. La composition particulière de cette wehrlite par rapport aux autres échantillons de cette masse résulte probablement de sa contamination par les cumulats lités.

Au niveau de cette position stratigraphique, il est important de noter que : 1) cette masse péridotitique est associée à un épisode de remplissage de la chambre *(cf. paragraphe précédent)* et 2) les péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques (i.e. wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif) montrent des compositions distinctes en XMg_{cpx}, Fo et An de celles des péridotites intrusives avec des différences de composition de l'ordre de 0,6 % à 1,7 % *(fig.5.40)*. On note enfin que cette masse de péridotite présente des degrés de différenciation équivalents voire légèrement plus forts que ceux des péridotites de la zone de transition.

Dans la suite de la coupe (> 985 m), les masses péridotitiques (harzburgite lherzolitique, wehrlite à Cpx tardif et wehrlite à Cpx et Plg tardifs) sont clairement plus primitives que les cumulats lités du même niveau stratigraphique et présentent des teneurs en Fo et en XMg et Cr_2O_3 dans les pyroxènes très élevées par rapport à ces derniers *(fig.5.40)*.

Au niveau de la cote 1161 m *(affl.8, fig.5.40)*, la masse de harzburgite lherzolitique montre, en effet, des Ol avec des teneurs en Fo de 90,8 % vs. 84,8 % à 87,7 % dans les cumulats lités environnants, des Cpx avec des teneurs en XMg et en Cr_2O_3 de respectivement 92,6 % et ~ 1,26 % vs. 87,8 % à 89,6 % et ~ 0,41 % à ~ 1,11 % et des Opx avec des teneurs en XMg et en Cr_2O_3 de respectivement 91,2 % et ~ 0,74 % vs. 85,6 % à 87,3 % et ~ 0,23 % à ~ 0,51 %. On note que les pyroxènes de cette harzburgite lherzolitique sont également appauvris en titane par rapport à ceux des cumulats lités voisins avec des valeurs de TiO_2 sous la limite de détection de la microsonde (~ 0,07 %) pour les deux pyroxènes *(fig.5.40)*. Ceci confirme le caractère primitif de cette masse péridotitique par rapport aux cumulats lités. On note enfin que cette péridotite présente un degré de différenciation identique voire plus faible que les roches mantelliques échantillonnées au sommet du manteau *(fig.5.40)*.

Au niveau de la cote 1305 m *(affl.9, fig.5.40)*, la wehrlite à Cpx et Plg tardifs montrent des teneurs élevées en Fo de 90,7 % versus (vs.) 84,8 % à 85,6 % dans les cumulats lités associés et présentent des compositions équivalentes à celles de la harzburgite lherzolitique précédente. A la cote 1574 m *(affl.10, fig.5.40)*, la wehrlite à Cpx tardif présente également des teneurs en Fo plus élevées que les cumulats lités associés avec des valeurs de 89 % vs. 83,7 % mais plus faibles que la péridotite précédente. Ces deux wehrlites (s.l.) appartiennent à la même masse péridotitique *(cf. fig.5.40 et étude de terrain, paragraphe II.1)* et de ce fait, cette dernière présente des variations pétrologiques et géochimiques internes marquées par la disparition du Plg et la diminution de la teneur en Fo des Ol, et donc une augmentation du degré de différenciation, de la base vers le sommet. On note que cette variation de composition en Fo est corrélée à celle observée dans les cumulats lités *(fig.5.40)*. Dans cette masse de péridotite cumulative, l'évolution de la teneur en Fo dans les Ol résulte très probablement d'un mécanisme de cristallisation fractionnée au sein de cette dernière *(fig.5.40)*. A la cote 1574 m, cette intrusion présente également des teneurs en XM_{cpx} et en Cr_2O_3 du Cpx plus élevées que les cumulats lités associés avec des valeurs de respectivement 90,3 % et ~ 1,35 % vs. 87 % et ~ 0,26 %. On constate cependant que, contrairement à la harzburgite lherzolitique, la partie sommitale de cette masse péridotitique montre des Cpx enrichis en titane par rapport à ceux des cumulats lités associés avec des valeurs de TiO_2 de ~ 0,4 % vs. ~ 0,32 % *(fig.5.40)*. Au vu du degré de différenciation de cette wehrlite, ses Cpx apparaissent donc anormalement riches en titane par rapport à ceux des cumulats lités et des autres intrusions péridotitiques. Finalement, on note que la partie supérieure de cette masse wehrlitique est plus évoluée que la masse harzburgitique précédente, du point de vue du XMg_{cpx}, du Fo et du TiO_2 dans le Cpx mais présente des teneurs en chrome dans le Cpx plus élevées que cette dernière *(fig.5.40)*. On peut enfin remarquer que la base de cette masse wehrlitique est associée à un épisode de remplissage de la chambre mais ce dernier est essentiellement marqué par la variation des teneurs en An dans le Plg *(cf. paragraphe III.4.a et fig.5.40)*.

La dernière masse péridotitique de la coupe, située à la cote 2013 m et formée de wehrlite à Cpx et Plg tardifs, est également plus primitive que les cumulats lités associés avec des Fo de 88 % vs. 81,7 % à 82,6 % *(fig.5.40)*. Cette masse péridotitique a également des Fo plus évolués que l'intrusion précédente. Il est important de noter qu'au niveau de cet affleurement, les péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques ont des compositions clairement différentes et beaucoup plus évoluées que celles de la masse wehrlitique *(fig.5.40)*. Enfin, on constate que, contrairement aux masses précédentes, cette dernière n'est pas

corrélée à un épisode de remplissage de la chambre mais, au contraire, à un épisode de cristallisation fractionnée *(cf. paragraphe II.4.a et fig.5.40)*.

En résumé, à la base de la coupe (≤ 985 m) les masses de wehrlites (s.l.) sont relativement primitives et présentent, dans la zone de transition, des compositions équivalentes voire légèrement moins différenciées et, à la base de la section crustale, des compositions identiques, à celles des cumulats lités du même niveau stratigraphique. En montant dans la section crustale, au centre de la coupe, (1161 m – 1305 m), ces masses wehrlitiques et harzburgitiques ont des compositions très peu différenciées, équivalentes à celles des péridotites du manteau supérieur, et présentent des compositions très primitives par rapport aux cumulats lités associés. En montant dans la séquence (> 1305 m) les masses wehrlitiques sont toujours de composition très primitive par rapport aux cumulats lités mais sont plus différenciées que les précédentes. On observe donc des injections, dans la section crustale, de magmas péridotitiques de compositions et de degrés de différenciation distincts. Le long de cette coupe, on remarque que ces masses péridotitiques sont souvent corrélées aux épisodes de remplissage de la chambre décrits par les cumulats lités mais ceci n'est pas systématique. On constate également que des mécanismes de cristallisation fractionnée affectent ces masses cumulatives. Enfin, on note que les péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques et les masses péridotitiques situées à un même niveau stratigraphique ont généralement des compositions distinctes ce qui confirme que ces premières sont génétiquement liées aux cumulats lités plutôt qu'aux intrusions.

III.5. Etude des évolutions chimiques dans les cumulats lités à l'échelle des lames minces

J'ai réalisé des profils chimiques détaillés dans quatre lames minces 09HIL4Ab, 09HIL9Db, 09HIL9Dh et 09HIL12Bh, de 3 – 4 cm d'épaisseur, représentatives des cumulats lités de la section crustale du wadi Hilti. La lame 09HIL4Ab, située à l'*affl.4*, est faite d'une alternance de fins lits gabbroïques et troctolitiques, les lames 09HIL9Db et 09HIL9Dh, localisées à l'*affl.9*, présentent des successions de lits gabbroïques tandis que la lame 09HIL12Bh, située à l'*affl.12*, montre une interface entre des lits gabbroïques et un lit péridotitique *(cf. coupe lithologique, fig.5.2)*. Dans ces différentes lames, je vais étudier les variations chimiques existant au sein des lits et à l'interface entre ces derniers afin de comprendre les mécanismes magmatiques agissant dans la chambre à petite échelle.

III.5.a. Lame 09HIL4Ab, alternance de lits gabbroïques et troctolitiques

Cette lame montre une succession de huit lits très fins, de 1,3 mm à 9,5 mm d'épaisseur, de mélagabbro à Ol et à Opx tardif, de leucotroctolite à 2 Px très tardifs, de leucotroctolite et de leucotroctolite à Cpx, présentant des litages de phase et de proportion cumulus et post-cumulus et des litages d'ordre de cristallisation *(fig.5.41)*.

Dans cette lame, malgré l'existence de nombreux lits de lithologies distinctes, la composition des minéraux ne présente pas d'évolution significative le long des profils mais est relativement dispersée.

Les Cpx ont une gamme relativement étendue de compositions primitives avec des valeurs de XMg comprises entre 88,3 % et 92,4 %. Le long du profil, ils présentent cependant une composition globalement constante avec une valeur moyenne autour de XMg ~ 90 % *(fig.5.41)*. On note que la dispersion des points dans le profil est plus ou moins symétrique par rapport à cette valeur moyenne. Les hiatus de composition observés dans le profil indiquent l'absence de Cpx dans certaines zones de la lame. Les Cpx présentent également des teneurs

en chrome relativement variées avec des teneurs en Cr_2O_3 comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,09 %) et ~ 1,13 %. Cette gamme de composition est globalement constante le long du profil et on peut estimer une valeur moyenne Cr_2O_3 ~ 0,78 %. Contrairement au XMg, on note que, dans le profil, la dispersion des points est asymétrique par rapport à cette composition moyenne, la majorité des données étant concentrée dans un intervalle plus restreint de composition décalé vers de fortes teneurs en chrome *(fig.5.41)*. En prenant en compte cette dispersion asymétrique, on constate que les Cpx sont légèrement plus pauvres en chrome, à la base du profil, dans les lits ZI-1 et ZII-1, avec des teneurs centrées sur une valeur moyenne Cr_2O_3 ~ 0,76 % par rapport au sommet de la lame (du lit ZI-2 à ZII-3) où les valeurs sont centrées sur Cr_2O_3 ~ 0,8 % *(fig.5.41)*. Cette distribution asymétrique des compositions résulte probablement des variations latérales de composition le long du profil, les analyses ayant été effectuées sur quelques millimètres de part et d'autre du trait de coupe.

Les Plg ont également une gamme de composition en anorthite relativement étendue s'échelonnant de 86,9 % à 90,9 %. Le long du profil, ils présentent cependant, comme pour le XMg_{cpx}, une composition globalement constante centrée sur une valeur moyenne An ~ 88,9 % et une dispersion des données relativement symétrique par rapport à cette dernière *(fig.5.41)*. Dans le détail, on note une légère augmentation de la teneur en anorthite des Plg de ~ 88,2 % à ~ 90 % dans le lit ZI-2, cependant, du fait de la dispersion des données, il est difficile de déterminer si cette variation est significative.

Dans cette lame, les Ol présentent une gamme de Fo relativement restreinte (de 86,5 % à 88,1 %), et de ce fait, une dispersion moins prononcée que celles du XMg_{cpx} et de l'An *(fig.5.41)*. Contrairement aux minéraux précédents, on observe une légère diminution de Fo le long du profil avec une valeur moyenne de ~ 87,6 % à la base (87,3 % < Fo < 88,1 %, lit ZI-1) et de ~ 87,1 % au sommet (86,5 % < Fo < 87,6 %, lit ZII-3) de ce dernier *(fig.5.41)*. Cette décroissance est progressive et continue à travers les différents lits le long du profil. Dans le détail, on note cependant de très légères augmentations de Fo de ~ 87,3 % à ~ 87,7 % dans le lit ZIII-1 et de ~ 87,1 % à 87,5 % dans le lit ZIII-2 mais, comme pour le Plg, du fait de la dispersion des données et des barres d'erreurs analytiques, on peut s'interroger sur la réalité de ces tendances. Le fait qu'elles soient corrélées à une augmentation de l'abondance d'Ol dans les lits porte à croire qu'il ne s'agit pas d'artefact.

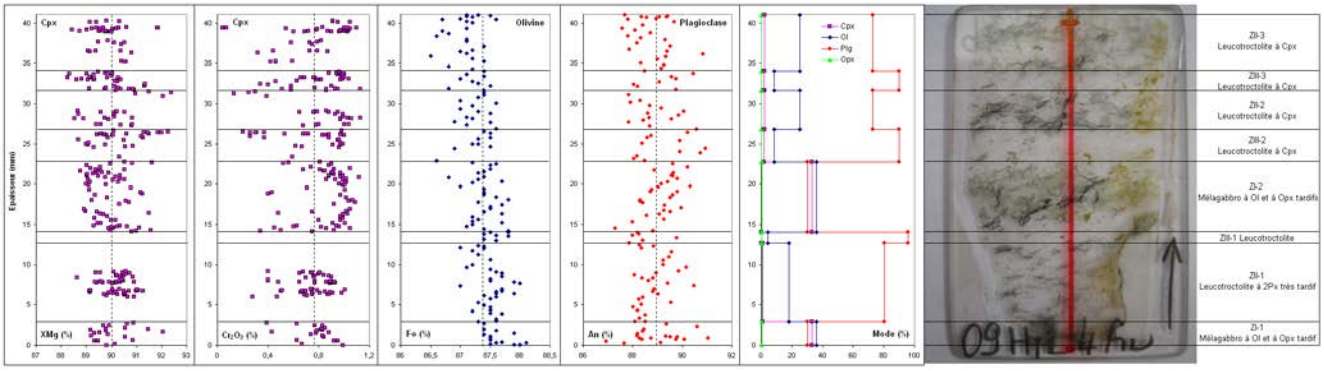


Figure 5.41 : Evolution de la composition des minéraux le long de la lame mince 09HIL4Ab montrant des alternances de lits gabbroïques et de lits troctolitiques. Dans les profils, les traits horizontaux limitent les différents lits et les traits verticaux en pointillés indiquent la composition moyenne des minéraux.

En résumé, on constate que, dans cette lame, malgré la présence de plusieurs lits de compositions modales distinctes ainsi que des litages de différents types, aucune évolution chimique significative n'est observable à l'interface entre les lits quels que soient le minéral et/ou l'élément considérés. Seule une très faible variation du Fo est observable le long du

profil. Ceci démontre, comme dans les massifs précédents *(cf. chap.3 et 4)*, qu'une évolution lithologique dans les cumulats lités ne va pas nécessairement de pair avec une évolution chimique.

III.5.b. Lames 09HIL9D, successions de lits gabbroïques dans les cumulats

Les lames 09HIL9Db et 09HIL9Dh sont faites de successions de lits de gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) d'épaisseurs variant de 2,3 mm à 1,5 cm. Ces alternances décrivent des litages de proportion cumulus *(fig.5.42)*. Stratigraphiquement la lame 09HIL9Dh se situe au dessus, directement dans le prolongement, de la lame 09HIL9Db.

III.5.b.1. Lame 09HIL9Db

Cette lame présente des compositions relativement évoluées par rapport à la précédente avec des XMg_{cpx} compris entre 85,7 % et 89,3 %, des XMg_{opx} entre 85,2 % et 87 %, et des Fo entre 84,1 % à 85,6 % *(fig.5.42b)*. Les pyroxènes ont des gammes de XMg globalement constantes le long des profils avec des valeurs moyennes centrées sur ~ 88 % pour le Cpx et sur ~ 85,8 % pour l'Opx. Dans le détail, on note cependant que la majorité des données à la base du profil des Cpx (lit ZI-1 et ZII-1) sont concentrées vers de forts XMg centrés sur 88,2 % par rapport aux lits sus-jacents présentant des XMg centrés sur 87,9 % *(fig.5.42b)*. Contrairement à la lame précédente, des évolutions chimiques significatives s'observent dans ce profil, mais sont essentiellement soulignées par la teneur en chrome des Cpx *(fig.5.42b)*. Quelques variations cryptiques sont également marquées par d'autres éléments et/ou minéraux mais sont généralement moins bien définies et ne sont pas continues sur l'ensemble du profil.

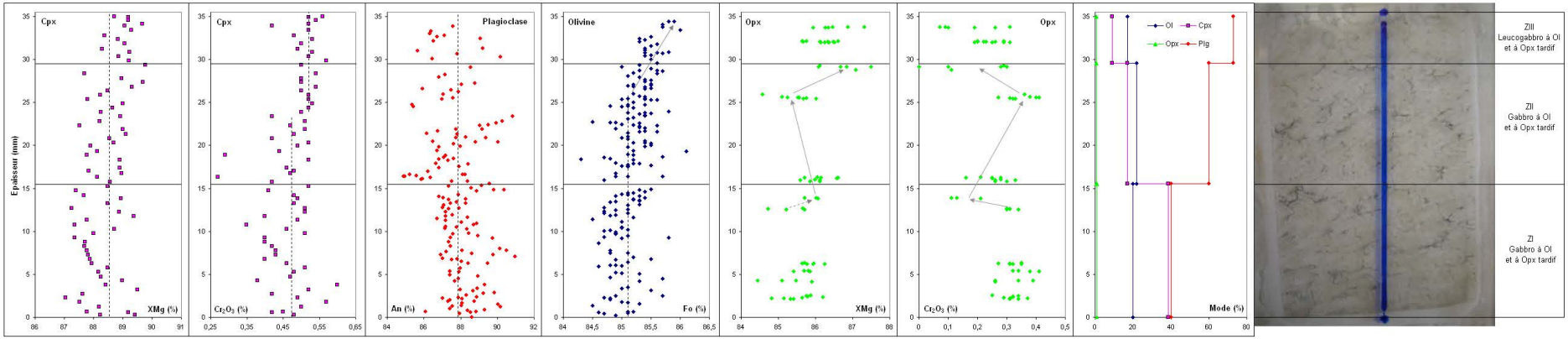
A la base du profil, du lit ZI-1 jusqu'au lit ZIII-1, la teneur en chrome dans les Cpx décrit un pattern en zig-zag dans lequel on peut définir 6 intervalles de composition *(fig.5.42b)*. Au sommet du profil, dans le lit ZIII-2, la teneur en chrome est constante avec une valeur moyenne centrée sur 0,44 %. Le long du profil, les différents intervalles de composition montrent des épaisseurs variables, de 2,2 mm à 6,5 mm, et sont caractérisés par une augmentation ou une diminution progressive de la teneur en chrome dans une gamme de composition relativement restreinte comprise entre ~ 0,32 % et ~ 0,49 %. On constate que les limites de ces intervalles ne coïncident généralement pas avec celles des lits et se situent le plus souvent au sein de ces derniers sauf exception à l'interface entre les lits ZI-2 et ZII-2 et entre les lits ZIII-1 et ZIII-2 *(fig.5.42b)*. De ce fait, on observe de une (lit ZII-2) à trois (lit ZII-1) évolutions chimiques au sein d'un même lit et, les interfaces entre les lits sont généralement marquées par des évolutions progressives de la composition des Cpx d'un banc à l'autre. Ainsi on remarque, dans ce profil, que les variations cryptiques ne sont pas superposables aux variations modales mais sont légèrement décalées par rapport à ces dernières, du moins pour les teneurs en chrome dans le Cpx. Dans ce profil, le pattern ondulé témoigne de cycles magmatiques de remplissage/cristallisation fractionnée, l'augmentation des teneurs en chrome montrant l'arrivée d'un magma dans la chambre et son mélange avec les magmas déjà présents et, la diminution de ces teneurs montrant la cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes. Les évolutions progressives, sur plusieurs millimètres d'épaisseurs, observées à l'interface entre les lits, et donc le décalage entre les variations cryptiques et les variations modales, résultent probablement, comme supposé pour les massifs précédents *(cf. chap.2 et 4)*, de mécanismes de diffusion et/ou d'advection entre les liquides interstitiels et/ou les magmas parents des cumulats dans ces zones de transition chimique.

A la base du profil, au niveau des deux premiers lits (ZI-1 et ZII-1), la teneur en anorthite des Plg est corrélée à celle en chrome des Cpx *(fig.5.42b)*. En effet, le Plg présente deux intervalles de composition caractérisés par une diminution de la teneur en anorthite de ~ 90 % à ~ 87 % suivie de son augmentation de ~ 87 % à ~ 90 %. Comme précédemment, le premier intervalle se termine au sein du second lit (ZII-1) mais le deuxième, contrairement au Cpx, semble s'arrêter au sommet du lit ZII-1. Par contre, à la base du profil, la teneur en aluminium dans le Cpx ne montre pas la même évolution que celle en chrome mais décrit une unique évolution marquée par la décroissance progressive de l'Al_2O_3 de ~ 2,5 % à ~ 2 % de la base du lit ZI-1 au sommet du lit ZII-1 *(fig.5.42b)*.

Au centre du profil, au niveau des lits ZII-2 et ZIII-1, la teneur en chrome de l'Opx est plus ou moins corrélée à celle du Cpx et définit deux intervalles de compositions marqués par une diminution de ~ 0,35 % à ~ 0,18 % de la base du lit ZII-2 à celle du lit ZIII-1 puis une augmentation du Cr_2O_3 de ~ 0,18 % à ~ 0,35 % au sein de ce dernier *(fig.5.42b)*. Dans le lit ZIII-1, les teneurs en aluminium dans le Cpx et le Fo de l'Ol sont également corrélés à la teneur en chrome du Cpx *(fig.5.42b)*. Les Cpx et les Ol décrivent, en effet, deux intervalles de composition caractérisés par une décroissance des teneurs en Al_2O_3 et en Fo de ~ 2,7 % à ~ 2,1 % et de ~ 85 % à ~ 84,5 % respectivement puis une augmentation de ces teneurs de ~ 2,1 % à ~ 2,5 % et de ~ 84,5 % à 85 % respectivement. Ces patterns sont cependant moins bien définis que ceux du chrome dans le Cpx et on constate que ces évolutions ne s'observent que dans le lit ZIII-1 mais ne se prolongent pas dans les lits sous et sus-jacents.

En conclusion, la corrélation entre An, Fo et les teneurs en chrome des Cpx et des Opx peut s'expliquer par des cycles magmatiques de remplissage/cristallisation fractionnée, ces éléments ayant un comportement globalement identique lors de ces mécanismes. Cependant, la corrélation entre les teneurs en chrome et celles en aluminium des Cpx n'est pas totalement cohérente avec ce processus, l'Al_2O_3 ayant tendance à se concentrer dans le magma au cours de la cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes. A la base du profil, la diminution de la teneur en aluminium dans les Cpx est associée à l'augmentation du pourcentage modal de Plg dans les lits *(fig.5.42b)* et pourrait donc s'expliquer par une abondante précipitation de Plg lors de la cristallisation fractionnée *(cf. massif de Bahla, chap.3)*. Cependant, les évolutions définies par l'aluminium au centre du profil ne sont pas corrélées à des variations modales du Plg et s'observent dans des lits riches en minéraux ferromagnésiens *(fig.5.42b)*. De ce fait, la corrélation entre les teneurs en chrome et celles en aluminium ainsi que la constance des compositions de certains éléments et/ou minéraux dans l'ensemble ou dans certaines zones du profil montrent que ces cycles de remplissage/cristallisation fractionnée sont perturbés par d'autres mécanismes magmatiques et/ou par des phénomènes hydrothermaux.

a) LAME 09HIL9Dh



b) LAME 09HIL9Db

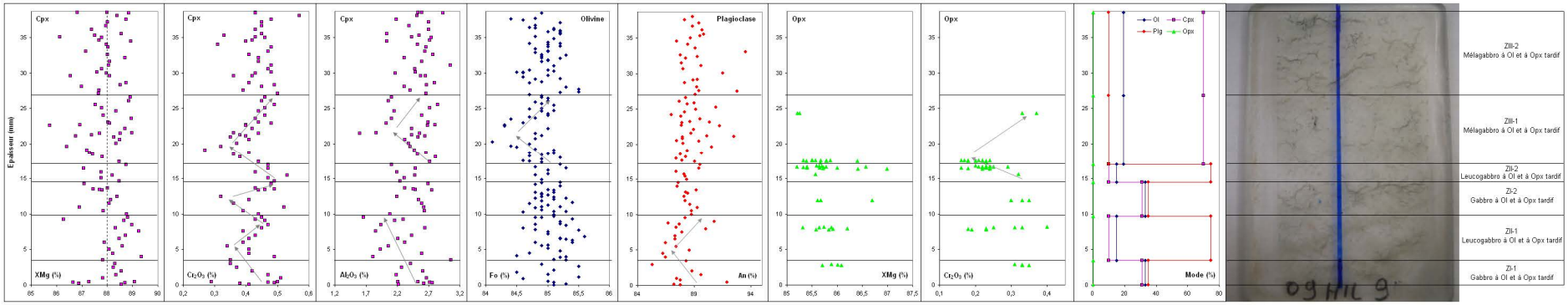


Figure 5.42 : Evolution de la composition des minéraux le long des lames minces 09HIL9Dh (a) et 09HIL9Db (b) montrant des alternances de lits gabbroïques. La lame 09HIL9Dh est stratigraphiquement située au dessus, directement dans le prolongement de la lame 09HIL9Db, comme disposé sur la figure. Dans les profils, les traits horizontaux limitent les différents lits, les traits verticaux en pointillés indiquent la composition moyenne des minéraux et les

III.5.b.2. Lame 09HIL9Dh

Cette lame présente des compositions équivalentes à celles de la lame 09HIL9Db avec des XMg compris entre 87 % et 89,8 % dans le Cpx et entre 84,4 % et 87,5 % dans l'Opx et des Fo s'échelonnant de 84,3 % à 86,1 % *(fig.5.42a)*. Le Cpx présente une gamme de XMg globalement constante le long du profil avec une valeur moyenne ~ 88,6 % *(fig.5.42a)*. Sa composition en chrome varie également dans une gamme relativement restreinte (~ 0,27 % < Cr_2O_3 < 0,6 %) mais, contrairement à la lame précédente, cette gamme de composition est globalement constante le long du profil avec une valeur moyenne centrée sur Cr_2O_3 ~ 0,49 %. La dispersion des teneurs en chrome est cependant plus importante dans la partie inférieure du profil (i.e. sous ~ 23,4 mm) qu'au sommet où elles sont décalées vers des valeurs plus élevées (~ 0,52 % en moyenne) *(fig.5.42a)*. On remarque que ces faibles dispersion et augmentation des teneurs en chrome dans le Cpx débutent au sein du lit ZII et qu'elles coïncident avec une diminution de la proportion modale des minéraux ferromagnésiens. Cette tendance est inverse de celle observée dans certains profils des autres massifs *(cf. massif de Bahla, chap.3)*. Cette lame étant située directement au dessus de 09HIL9Db et présentant globalement les mêmes lithologies et les mêmes types de litage que cette dernière, il est étonnant de ne pas y observer de variations cryptiques de la teneur en chrome du Cpx.

Le Plg présente une gamme de composition en anorthite relativement étendue (84,9 % < An < 91 %) et globalement constante le long du profil avec une teneur moyenne de An ~ 87,8 %. Dans le détail, on constate cependant que dans le lit ZI, la dispersion des données est relativement importante mais plus faible que dans le reste de la lame et la distribution des compositions par rapport à la valeur moyenne est relativement asymétrique *(fig.5.42a)*. Ainsi, contrairement au Cpx, la plus faible dispersion des compositions des Plg s'observe dans le lit ZI et est associée à une plus forte proportion modale de minéraux ferromagnésiens (~ 60 %).

Dans la partie inférieure du profil, l'Ol a une gamme de Fo relativement restreinte et centrée sur une valeur moyenne constante de ~ 85,1 %. A partir de ~ 2,6 cm, on observe une nette augmentation du Fo de 85,1 % à ~ 85,9 % vers le sommet de la lame *(fig.5.42a)*. Cette évolution de composition n'est pas restreinte à un seul lit mais s'observe à l'interface entre deux lits : elle débute au sein du lit ZII et se termine au sommet du profil au sein du lit ZIII. Cette croissance du Fo est associée à la légère augmentation de la teneur en chrome du Cpx décrite précédemment et à la diminution des proportions modales des minéraux ferromagnésiens *(fig.5.42a)*. L'augmentation de ces teneurs au sommet du profil indique probablement l'arrivée d'un « batch » de magma relativement primitif dans la chambre magmatique et son mélange avec les magmas déjà présents dans cette dernière. L'évolution progressive de la teneur en Fo à l'interface entre les lits ZII et ZIII reflète probablement un mécanisme de diffusion et/ou d'advection entre les différents liquides interstitiels et/ou magmas à l'origine des lits. Ce mécanisme est cependant difficile à contraindre du fait de l'absence d'évolution significative dans les autres minéraux et/ou éléments et de la présence de cette variation de composition des Ol au sommet du profil, les teneurs en Fo dans la suite du lit ZIII n'étant pas connues.

Malgré le peu de données acquises sur l'Opx, ce minéral étant peu abondant dans la lame, ses teneurs en XMg et en chrome décrivent des évolutions chimiques assez nettes *(fig.5.42a)*. A la base, au sein du lit ZI, les gammes de compositions sont relativement constantes avec des valeurs moyennes centrées sur XMg_{opx} ~ 85,6 % et Cr_2O_3 ~ 0,32 %. Au sommet de ce lit (> 12,5 mm), on observe une diminution rapide et relativement bien marquée de la teneur en chrome de ~ 0,32 % à ~ 0,16 % et, en moindre mesure, une légère augmentation du XMg, de ~ 85,2 % à ~ 86 %. Du sommet du lit ZI jusqu'au milieu du lit ZII, de ~ 13,8 mm à ~ 25,5 mm, on observe une décroissance progressive du XMg_{opx} de ~ 86 % à ~ 85,4 % associée à une augmentation de la teneur en chrome de ~ 0,16 % à ~ 0,36 %.

L'interface entre les lits ZI et ZII est donc marquée par une évolution progressive de la composition des Opx. Au sommet du lit ZII, de ~ 25,5 mm à ~ 29,3 mm, on observe ensuite une augmentation relativement brutale de XMg_{opx} de ~ 85,4 % à ~ 86,8 % et une diminution moins nette de la teneur en Cr_2O_3 de ~ 0,36 % à ~ 0,19 %. On note que cette dernière évolution est associée à l'augmentation du Fo et du Cr_2O_3 des Cpx. Enfin, au sommet du profil, les gammes de composition sont globalement constantes à l'interface entre les lits ZII et ZIII et au sein du lit ZIII avec des valeurs moyennes XMg_{opx} ~ 86,3 % et Cr_2O_3 ~ 0,23 %. Le pattern ondulé défini par l'Opx dans ce profil pourrait résulter de cycles magmatiques de remplissage/cristallisation fractionnée. L'anti-corrélation entre les teneurs en XMg et celles en chrome dans l'Opx est cependant incompatible avec une évolution de ce minéral par un seul mécanisme de cristallisation fractionnée. A ce titre, notons que les Opx dans ces lits sont des minéraux post-cumulus et que la présence, par rapport aux minéraux cumulus, d'évolutions chimiques significatives dans ce minéral et/ou d'une anti-corrélation entre le XMg et le Cr_2O_3 dans ce dernier pourraient également résulter de mécanismes magmatiques particuliers ayant lieu dans le liquide interstitiel en fin de cristallisation.

III.5.c. Lame 09HIL12Bh, interface lits gabbroïques / lit péridotitique

La lame 09HIL12Bh présente, à la base, une succession de lits de gabbros à Ol (s.l.), de 6,5 mm à 1,2 cm d'épaisseur, montrant des litages de proportion cumulus et, au sommet, un lit de wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif présentant un litage d'ordre de cristallisation avec le lit gabbroïque sous-jacent, le Plg passant d'une position cumulus à une position post-cumulus *(fig.5.43)*. Au sommet du profil, le contact entre le lit gabbroïque et le lit wehrlitique est relativement net à l'échelle macroscopique du point de vue de la minéralogie et de la taille des grains *(fig.5.43)*. Dans le détail, à l'échelle de la lame mince, le contact entre les deux lithologies n'est cependant pas franc mais contouré, épousant les limites de grains et, dans le leucogabbro à Ol, la taille des grains augmente significativement vers le contact.

Le long du profil, la gamme de teneur en anorthite du Plg est étendue (83,3 % < An < 89,9 %) mais globalement constante à travers les différents lits, avec une valeur moyenne An ~ 86,3 %. Dans le détail, on note cependant que la dispersion des An% est plus faible (~ 2,5 %) au centre du profil, de ~ 5 mm à ~ 23,5 mm, et plus forte (~ 5 – 6 %) à la base et au sommet de ce dernier *(fig.5.43)*. La zone présentant des compositions plus homogènes ne coïncide pas avec des limites de lits mais s'étend du milieu du lit ZI jusqu'au sein du lit ZIII. Au sommet, les compositions hétérogènes sont principalement concentrées au niveau de l'interface entre le lit gabbroïque ZIII et le lit wehrlitique ZIV. On constate cependant que la dispersion des compositions n'est pas corrélée aux proportions modales puisque la zone homogène est associée à des variations modales relativement importantes et les compositions hétérogènes s'observent dans des lits aussi bien enrichis qu'appauvris en minéraux ferromagnésiens *(fig.5.43)*.

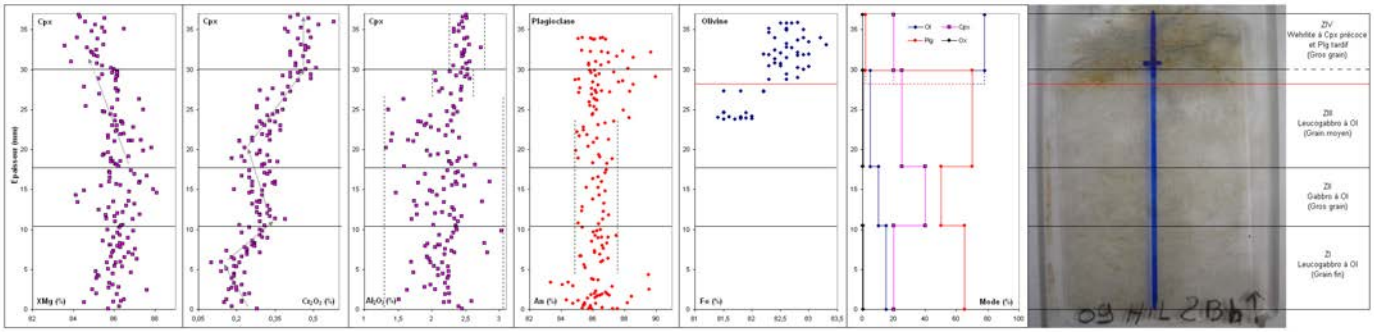


Figure 5.43 : Evolution de la composition des minéraux le long de la lame 09HIL12Bh montrant une succession de lits gabbroïques puis un lit wehrlitique. Le contact entre le lit gabbroïque ZIII et le lit wehrlitique ZIV est marqué par un trait rouge pour les Ol et un trait noir pour les autres minéraux car l'interface est ondulée et les Ol ont été analysées dans certaines zones moins altérées de la lame et non le long du trait de coupe. Dans les profils, les traits horizontaux limitent les différents lits, les traits verticaux en pointillés montrent la dispersion des données et les flèches grises soulignent les évolutions chimiques décrites dans le texte. Ox = Spinelles (s.l.) ± sulfures.

Les Cpx montrent, par contre, des évolutions chimiques significatives le long du profil. En particulier, les teneurs en chrome décrivent un pattern ondulé dans lequel on peut définir 5 intervalles de composition à travers les différents lits *(fig.5.43)*. Les deux premiers situés à la base du profil, de 0 mm à ~ 6 mm puis de ~ 6 mm à ~ 11,3 mm, sont caractérisés par une diminution de la teneur en chrome de ~ 0,25 % à ~ 0,14 % puis une augmentation de cette dernière de ~ 0,14 % à ~ 0,35 %. Ces deux intervalles s'observent principalement au sein du lit ZI et la seconde évolution se prolonge à la base du lit ZII. L'interface entre les lits gabbroïques ZI et ZII n'est donc pas chimiquement franche et est marquée par une augmentation progressive de la teneur en chrome des Cpx. Le troisième intervalle de composition, s'observant de ~ 11,3 mm à ~ 20,2 mm, est marqué par une décroissance légère et progressive de la teneur en chrome de ~ 0,35 % à ~ 0,23 %. Comme précédemment, cette évolution ne coïncide pas avec les limites des lits puisqu'elle débute à la base du lit ZII et se termine au sein du lit ZIII. L'interface entre les lits gabbroïques ZII et ZIII est donc marquée par une diminution graduelle de la composition des Cpx. La dernière évolution, la plus importante, s'échelonnant de ~ 20,2 mm à ~ 30 mm, montre une augmentation progressive de la teneur en chrome des Cpx de ~ 0,23 % à ~ 0,47 %. Cette évolution s'observe essentiellement au sein du lit ZIII et l'interface entre le lit gabbroïque ZIII et le lit wehrlitique ZIV apparaît relativement franche. Le dernier intervalle de composition s'observant dans le lit wehrlitique (30 mm – 37 mm) est caractérisé par la constance des teneurs en chrome dans le Cpx avec une valeur moyenne centrée sur Cr_2O_3 ~ 0,46 %. On remarque donc que, le long du profil, on observe une augmentation globale de la teneur en chrome du Cpx de la base vers le sommet et que les Cpx du lit wehrlitique sont enrichis en chrome par rapport aux lits gabbroïques *(fig.5.43)*.

A la base du profil, dans les deux premiers lits, le XMg_{cpx} est globalement constant avec une valeur moyenne centrée sur ~ 86,2 %. Par contre, il diminue progressivement de ~ 86,8 % à ~ 84,9 % de la base du lit ZIII jusqu'à, *a priori*, la base du lit ZIV *(fig.5.43)*. Dans ce dernier lit, le XMg est relativement constant et centré sur la valeur moyenne de ~ 84,9 %. Contrairement au profil du chrome, l'interface entre le lit gabbroïque et le lit wehrlitique n'est donc pas marquée par un contact franc mais par une évolution progressive du XMg dans le Cpx. En comparant les deux profils, on constate également que, dans le lit ZIII, les évolutions du XMg et du chrome dans le Cpx sont anti-corrélées et donc que les Cpx du lit wehrlitique sont appauvris en XMg mais enrichis en Cr_2O_3 par rapport aux lits gabbroïques *(fig.5.43)*.

La teneur en Al_2O_3 dans le Cpx ne présente pas d'évolution significative, contrairement à celles en XMg et en Cr_2O_3, mais la dispersion de cette teneur évolue le long

du profil *(fig.5.43)*. Dans la partie inférieure de la lame (< 26,3 mm), dans les lits ZI, ZII et la base du lit ZIII, les teneurs en aluminium dans les Cpx sont fortement dispersées avec des valeurs comprises entre ~ 1,3 % et ~ 3 % et une teneur moyenne Al_2O_3 ~ 2,1 %. Au sommet du lit ZIII, à l'interface avec le lit wehrlitique ZIV, la dispersion est beaucoup plus faible, de l'ordre ~ 0,5 %, et les teneurs sont centrées sur une moyenne en aluminium de ~ 2,3 %. Enfin, dans le lit ZIII, le degré de dispersion est encore plus faible, de l'ordre de ~ 0,4 % et les teneurs en aluminium sont centrées sur une valeur moyenne Al_2O_3 ~ 2,5 %. A l'interface entre le lit gabbroïque ZIII et le lit wehrlitique ZIV, on observe donc une homogénéisation progressive des compositions en aluminium dans les Cpx et une augmentation graduelle de la teneur en Al_2O_3 dans le Cpx *(fig.5.43)*. On note que les compositions les plus homogènes s'observent dans le lit le plus riche en minéraux ferromagnésiens et qu'il existe donc une certaine corrélation entre la dispersion des teneurs en aluminium dans le Cpx et les proportions modales dans les lits. En comparant les profils, on remarque que la dispersion de l'An% est grossièrement anti-corrélée, sauf à la base du profil, à celle des compositions en aluminium dans le Cpx *(fig.5.43)*.

Du fait du degré d'altération élevé des Ol dans la lame, ces dernières n'ont pu être analysées que dans la partie supérieure du profil *(fig.5.43)*. Le lit gabbroïque ZIII montre une gamme de Fo relativement restreinte (81,4 % < Fo < 82,2 %) et constante, avec une valeur moyenne centrée sur Fo ~ 81,7 %. Dans le lit wehrlitique ZVI, le Fo est plus élevé s'échelonnant de 82,2 % à 83,3 % et cette gamme est également constante, de la base au sommet du lit, avec une valeur moyenne Fo ~ 82,6 %. Aucune évolution de composition ne s'observe entre les deux lits et l'interface est donc marquée par un contact chimique franc.

En résumé, dans la partie inférieure du profil, le pattern en zig-zag décrit à travers les différents lits gabbroïques par les teneurs en chrome dans les Cpx est compatible avec des « micro cycles » de remplissage/cristallisation fractionnée, comme dans les lames précédentes. A cette échelle, on ne peut toutefois pas ignorer l'action des mécanismes de diffusion ou d'advection du liquide intercumulus, qui pourrait être, entre autres, responsable des évolutions progressives de compositions observées à l'interface entre les lits. Je reviendrai plus en détail sur l'interprétation de ces profils dans la discussion générale *(chap.7)*.

Au sommet du profil, l'interface entre le lit gabbroïque (ZIII) et le lit wehrlitique est marquée par des évolutions significatives des teneurs en chrome et en XMg du Cpx dans le lit ZIII. Ces évolutions concernent des épaisseurs variables selon les éléments, de ~ 1,5 cm pour le XMg et de ~ 1 cm pour le chrome et, dans le cas du XMg, l'évolution s'observe de part et d'autre du contact. Ces variations de compositions reflètent donc, *a priori*, des mécanismes de diffusion atomique et/ou d'advection entre les liquides intercumulus et/ou les magmas parents des deux lithologies *(cf. massif de Wuqbah, chap.2)*. Le fait que le contact minéralogique soit irrégulier à petite échelle et qu'un mécanisme de diffusion à l'état liquide ait lieu à l'interface dans le leucogabbro à Ol et/ou dans la wehrlite montre que ce contact n'est pas intrusif, au sens strict du terme, c'est-à-dire que l'on n'a pas ici affaire à un pseudo-litage issu de l'intrusion tardive d'un magma péridotitique dans une roche gabbroïque entièrement cristallisée. Les profils chimiques montrent, au contraire, des interactions entre des liquides au niveau de cette interface et témoignent donc de la cristallisation sub-contemporaine des lits gabbroïques et des lits wehrlitiques.

Dans ce profil, on note un certain nombre de comportements qui sont contradictoires avec une interprétation classique par remplissage et cristallisation fractionnée : 1) On n'observe pas d'évolution progressive du Fo et du chrome des Cpx à l'interface entre le lit gabbroïque et le lit wehrlitique alors qu'elle existe dans le cas du XMg_{cpx}, 2) le lit wehrlitique est, *a priori*, primitif par rapport aux cumulats gabbroïques de part sa richesse en Ol et ses

teneurs élevées en Fo dans l'Ol et en Cr_2O_3 dans le Cpx. Cependant il présente des valeurs de XMg_{cpx} inférieures et des teneurs en aluminium dans le Cpx supérieures à celles des lits gabbroïques ce qui reflète normalement des compositions plus évoluées, 3) on observe, dans le profil, une anti-corrélation évidente entre la teneur en chrome des Cpx et le XMg_{cpx} alors que ces deux éléments présentent normalement le même comportement lors de la cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes. Ces incohérences chimiques résultent probablement de mécanismes magmatiques et/ou hydrothermaux secondaires agissant en plus des phénomènes de diffusion, d'advection et des cycles magmatiques dans la chambre. Je reviendrai plus en détail sur ces problèmes dans la discussion générale *(chap.7)*.

Il est également important de noter, dans ce profil, que le degré de dispersion des données n'est pas toujours corrélé aux proportions modales et que l'homogénéisation des compositions dans un minéral n'induit pas nécessairement l'homogénéisation des compositions dans les autres minéraux.

IV. Conclusion générale sur le wadi Hilti

L'étude de terrain et l'étude géochimique réalisées dans le wadi Hilti montrent que la section crustale dans cette zone est particulièrement complexe.

La section crustale est majoritairement formée de cumulats gabbroïques présentant, à la base, des lits troctolitiques et, à différents niveaux dans la séquence, des « lits » péridotitiques. Le long de la séquence, de la zone de transition jusqu'au sommet de la coupe, les cumulats gabbroïques sont recoupés par de nombreuses masses de péridotites cumulatives qui présentent généralement des contacts intrusifs, parfois faillés avec ces derniers. Les relations de terrain montrent que ces intrusions se sont en mises en place lorsque les cumulats lités étaient en cours de solidification.

Sur le terrain, mises à part leurs relations variées avec les cumulats lités, ces masses péridotitiques ne montrent pas de caractéristiques particulières. Pétrologiquement, les péridotites de ces différentes intrusions présentent toujours des Cpx post-cumulus et correspondent à des wehrlites à Cpx tardif, des wehrlites à Cpx et Plg tardifs et des harzburgites lherzolitiques. L'étude des éléments majeurs et traces permet de distinguer deux grands types d'intrusion situés à des niveaux magmato-stratigraphiques distincts.

Dans la zone de transition et à la base de la section crustale, les masses de péridotites sont relativement primitives et globalement de même composition que les cumulats lités du même niveau stratigraphique. De plus, ces intrusions présentent également des teneurs en éléments en traces équivalentes à celles des cumulats lités.

Dans la partie supérieure de la coupe, les masses péridotitiques ont des compositions équivalentes ou moins différenciées que les intrusions basales et sont très primitives par rapport aux cumulats lités du même niveau stratigraphique. De plus, ces intrusions présentent des concentrations en éléments en traces relativement différentes de celles des cumulats lités et des intrusions basales. Du point de vue des éléments incompatibles, on peut d'ailleurs distinguer deux types d'intrusions dans ce groupe. L'intrusion de harzburgite lherzolitique, située au centre de la coupe et présentant un contact intrusif avec les cumulats lités, est appauvrie en terres rares et en éléments en traces et montre une forte anomalie négative en titane. Au contraire, l'intrusion de wehrlite à Cpx tardif (s.l.), localisée au dessus de cette dernière et montrant un contact faillé avec les cumulats lités, est enrichie en terres rares et en éléments en traces et ne présente qu'une faible anomalie négative en titane.

Ces variations de composition en éléments majeurs et en traces entre les différentes intrusions le long de la séquence cumulative témoignent de l'injection successive de magmas

primitifs de compositions (et probablement de sources) variées dans les cumulats lités. Ces observations montrent également que, contrairement à ce que l'on pouvait supposer à partir des études de terrain et minéralogiques, ces intrusions péridotitiques ne sont pas systématiquement plus primitives que les cumulats lités. Enfin, on note que ces intrusions péridotitiques ont été affectées par des mécanismes de cristallisation fractionnée.

Les relations intrusives marquées par l'injection de péridotites entre des lits gabbroïques amènent à s'interroger sur la nature des lits péridotitiques observés dans les cumulats lités : réel litage formé par cristallisation fractionnée et accumulation ou pseudo-litage issu de l'injection de péridotites dans des cumulats partiellement cristallisés ?

Dans un premier temps, on constate que les péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques sont toujours des wehrlites à Cpx précoce (s.l.) et présentent donc, contrairement aux intrusions, des Cpx en phase cumulus. De plus, pour un même niveau stratigraphique, on remarque que ces wehrlites ont généralement des compositions en éléments majeurs différentes de celles des intrusions péridotitiques. Dans un second temps, on constate que ces wehrlites ont des compositions en éléments majeurs équivalentes à celles des cumulats gabbroïques du même niveau stratigraphique. Elles sont cependant le plus souvent légèrement plus primitives que ces derniers et sont parfois plus riches en titane. Ensuite, ces wehrlites présentent également des concentrations en terres rares et en éléments en traces globalement identiques à celles des cumulats lités. On note cependant que certaines wehrlites montrent parfois des spectres différents de ceux des cumulats gabbroïques mais également de ceux des autres cumulats wehrlitiques. Enfin, à petite échelle, l'interface entre les lits gabbroïques et les lits péridotitiques est marquée par des évolutions progressives de la composition chimique des minéraux ce qui témoigne de mécanismes de diffusion atomique et/ou d'advection entre les liquides interstitiels et/ou les magmas parents à l'origine des deux types de cumulats et indique donc une cristallisation sub-contemporaine.

Ces observations minéralogiques, pétrologiques et géochimiques montrent que les wehrlites à Cpx précoce interlitées avec les cumulats gabbroïques, du moins celles échantillonnées sur le terrain, appartiennent à l'unité des cumulats lités.

CHAPITRE 6

LES MASSIFS DE SARAMI ET DE NAKHL

Dans ce chapitre, je vais étudier deux massifs situés dans la zone centrale de l'ophiolite, le massif de Sarami au Nord-Ouest et le massif de Nakhl au Sud-Est *(cf. fig.8 de l'introduction)*. Ces massifs, échantillonnés lors de la campagne de 2008, ont fait l'objet d'une étude moins détaillée que les massifs précédents puisque je me suis essentiellement concentrée sur quelques coupes significatives dans la section crustale.

I. Le massif de Sarami

I.1. Introduction

Le massif de Sarami est allongé dans la direction NNW - SSE sur environ 50 km et est large de ~ 20 km au Nord-Ouest et de ~ 5 km au Sud-Est *(fig.6.1)*. Il est délimité par deux accidents majeurs, la faille du wadi Ahin au Nord-Ouest, qui le sépare du massif de Hilti, et celle du wadi Hawasina au Sud-Est, qui le sépare du massif de Haylayn *(cf. fig.6.1 et fig.8 de l'introduction)*. Le massif de Sarami est également limité au Sud et au Sud-Ouest par la « fenêtre » d'Haybi, où affleurent principalement les formations sédimentaires et volcaniques d'âge permo-triasique à cénomanien des nappes d'Hawasina *(cf. introduction)*. La section crustale occupe environ la moitié de la superficie de ce massif et présente une séquence complète depuis la zone de transition jusqu'aux roches extrusives *(fig.6.1)*. La séquence extrusive (i.e. complexe filonien et laves) est épaisse et bien préservée, comme dans le massif de Hilti, alors que la séquence plutonique (i.e. gabbros isotropes et cumulats lités) est, au contraire, relativement peu développée *(fig.6.1)*. L'unité des cumulats lités est, en particulier, peu abondante par rapport à celle des massif précédents, présentant une épaisseur maximale de ~ 1 km, et la zone de transition dunitique est très fine voire absente *(fig.6.1)*. Dans l'ensemble du massif, le paléo-Moho a un pendage régional de 45° vers l'Est et le complexe filonien est en moyenne orienté NW-SE *(Ceuleneer, 1986 ; Nicolas et al., 1988b et 2000)*.

Les différentes unités de la séquence ophiolitique affleurant dans le massif de Sarami, reportées sur les cartes géologiques au 1 : 250 000ème du BRGM *(Béchennec et al., 1992 ; Le Métour et al., 1992)*, ont fait l'objet de quelques études généralement peu détaillées. Comparé au massif de Hilti, les travaux réalisés dans ce massif, sont en effet relativement peu nombreux probablement du fait de la présence de plusieurs failles et écailles tectoniques dans la section crustale qui rendent impossible la réalisation de coupes complètes du manteau jusqu'aux laves *(fig.6.1)*.

Comme dans les massifs précédents, quelques travaux ont été réalisés dans la section mantellique de ce massif, en particulier des études structurales sur les péridotites mantelliques (*Ceuleneer, 1986 ; Nicolas et al., 1988b)* et des études pétrologiques et géochimiques sur les filons recoupant ces dernières (*Python, 2002 ; Python et Ceuleneer, 2003)*. La séquence volcanique a également fait l'objet de plusieurs études pétrologiques, géochimiques, paléomagnétiques et géophysiques *(Einaudi et al., 2000 ; Perrin et al., 2000)*. Quelques études pétrologiques et géochimiques, généralement réalisées dans le cadre de travaux à l'échelle de l'ophiolite, ont également été effectuées sur la base du complexe filonien et sur les gabbros isotropes *(Stakes et Taylor, 1992 ; France, 2009)* ainsi que sur des intrusions acides localisées au niveau du complexe filonien *(Stakes et Taylor, 1992 ; Amri et al., 2004)*.

La plupart des travaux pétrologiques et géochimiques sur les cumulats lités se sont focalisés sur une même séquence cumulative, celle du wadi Shafan situé à l'Est du massif *(fig.6.1) (Smewing, 1981 ; Browning, 1982 ; Stakes et Taylor, 1992)*. Seule Michelle Ernewein *(1987)*, dans le cadre de sa thèse sur le massif de Hilti *(cf. chap.5)*, a étudié, en plus de celle du wadi Shafan, les séquences crustales du wadi Kanut et du wadi Sarami situés au centre du massif de Sarami *(fig.6.1)*. Comme pour le massif de Hilti, elle note que la séquence

crustale de ce massif est recoupée par de nombreuses intrusions ultramafiques qui sont de grandes ampleurs dans le wadi Kanut et dans le wadi Sarami mais de tailles plus modestes dans le wadi Shafan. Ceci explique pourquoi ce dernier, présentant une unité de cumulats lités peu perturbée par des intrusions ultramafiques, a été préférentiellement étudié par rapport aux autres wadis.

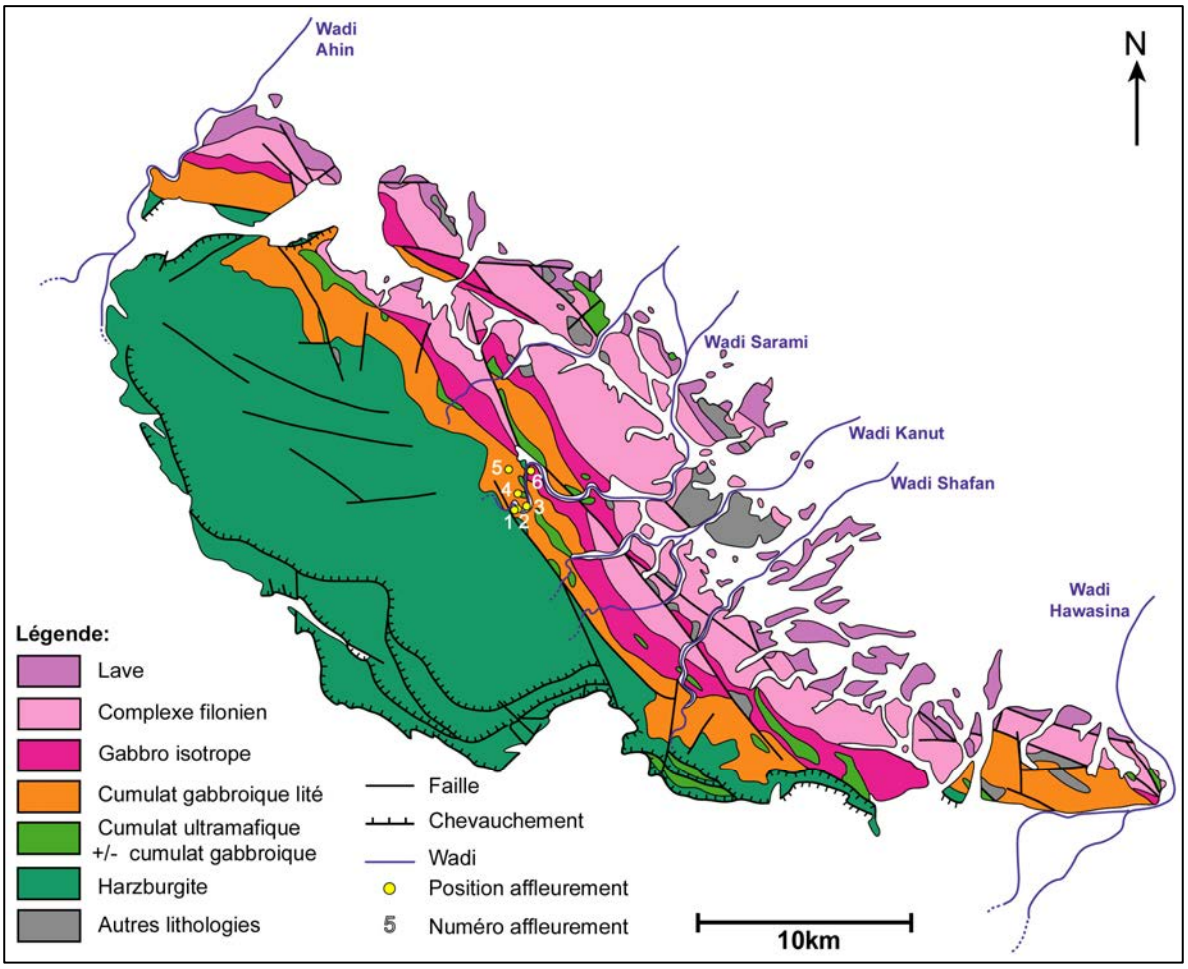


Figure 6.1 : Carte géologique simplifiée du massif de Sarami avec le positionnement de la coupe du wadi Sarami (affl.1 : 23°54'58"N – 56°42'48"E). Carte réalisée à partir des cartes du BRGM (Feuilles de Buraymi et d'Ibri au 1 : 250 000, Le Métour et al., 1992 et Béchennec et al., 1992).

J'ai réalisé, lors de la campagne de 2008, une coupe longue d'environ 2 km dans la section crustale profonde du wadi Sarami, de la base de la section crustale jusqu'aux gabbros isotropes *(fig.6.1)*. Comparé aux autres massifs, je n'ai pas étudié en détail l'ensemble de cette coupe, n'ayant réalisé que 6 points d'arrêt, mais je me suis focalisée sur l'étude détaillée des litages le long d'un profil de ~ 15 m dans les cumulats lités de la base de la section crustale *(affl.2, fig.6.1)*. De ce fait l'étude géochimique sera principalement basée sur ce profil.

I.2. Etude de terrain

Comme pour les autres massifs, je vais décrire cette coupe selon une logique stratigraphique de la section mantellique vers le sommet de la section plutonique.

La coupe débute *(affl.1)*, par une unité chaotique caractérisée par des phénomènes de « mélanges » entre des cumulats gabbroïques et péridotitiques et qui fait office, dans ce

massif, de zone de transition entre la section mantellique et la section crustale *(fig.6.2)*. Les cumulats gabbroïques sont des gabbros à Ol (s.l.) présentant localement des litages de proportion discrets, tandis que les péridotites sont des dunites (s.s.) et des wehrlites (s.l.) homogènes (i.e. sans litages) et à texture cumulative. Dans cette zone, on distingue deux types de relation entre ces cumulats : 1) De grandes masses, généralement métriques, de gabbros à Ol (s.l.) présentant des injections de péridotites *(fig.6.2a)* ; le contact entre les deux types de cumulat est lobé et des enclaves de péridotites s'observent fréquemment dans les masses gabbroïques, celles de gabbros étant plus rares voire absentes dans les injections péridotitiques ; 2) Des masses de péridotites lardées de nombreux filons gabbroïques d'épaisseur centimétrique *(fig.6.2b)* ; les interfaces entre les filons et les péridotites, observées en lame mince et sur le terrain, sont irrégulières et marquées par des relations d'interpénétration *(fig.6.2b et chap.1, fig.1.32b)*.

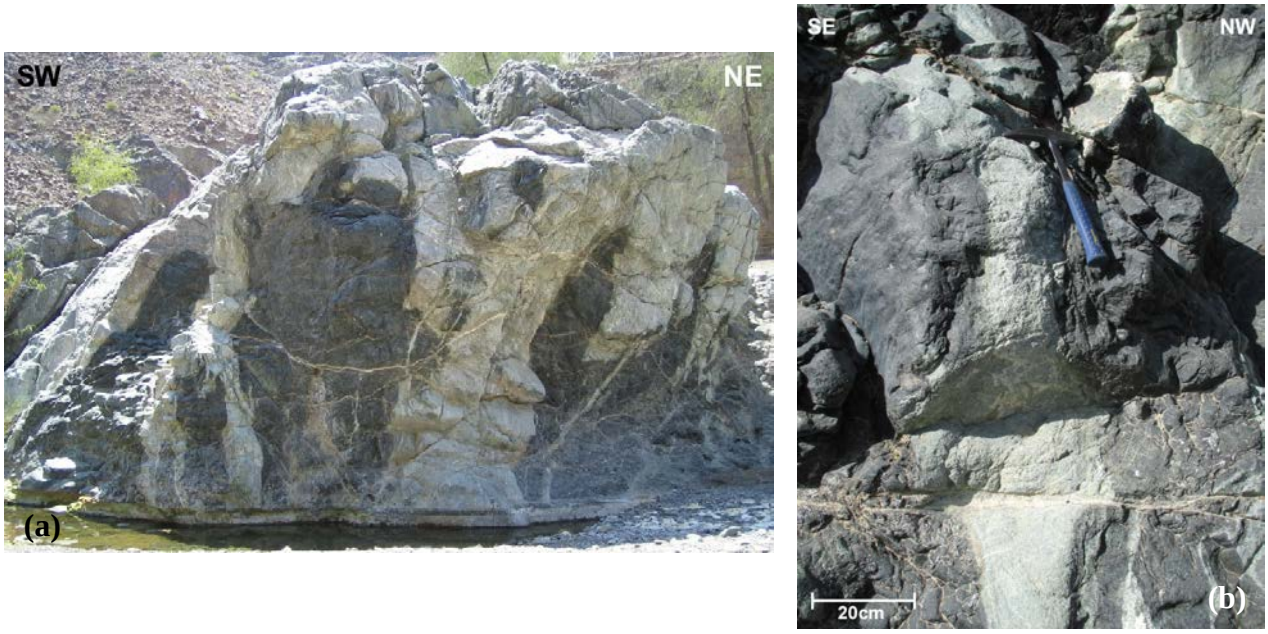


Figure 6.2 : Relations entre les gabbros à Ol (s.l.) et les péridotites dans la zone de transition (affl.1) : a) Masse de gabbros à Ol (s.l.) présentant des injections de péridotite, b) Filon de gabbro à Ol (s.l.) dans une masse de péridotite cumulative. Noter les contacts lobés et irréguliers ainsi que les relations d'interpénétration entre les deux types de cumulats. Remarquer également la présence d'enclaves de péridotite dans la masse gabbroïque (fig. a).

Les différentes relations observées entre ces deux types de cumulats montrent qu'ils ont interagi alors qu'ils n'étaient pas totalement solidifiés. De plus, le faible litage observé dans les gabbros à Ol (s.l.), l'existence d'enclaves de péridotite dans ces derniers et la présence de filons gabbroïques recoupant les péridotites indiquent que ces cumulats ont interagi lorsqu'ils étaient à l'état de magmas et/ou de « mush » (i.e. bouillie cristalline). On peut noter que, dans le détail, à l'exception des dunites (s.s.), les péridotites échantillonnées au niveau de cet affleurement correspondent à des wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif ou à des wehrlites à Cpx et Plg tardifs. Cependant ces échantillons ont été récoltés au contact des gabbros à Ol (s.l.), et de ce fait, les Plg voire les Cpx cumulus peuvent provenir de la contamination et/ou de l'imprégnation de ces wehrlites par les magmas gabbroïques.

A environ 5 m de cette zone chaotique, on observe les premières occurrences de cumulats lités *(affl.2)*. Ces derniers présentent des alternances régulières de lits de teintes variées de ~ 1 cm à ~ 10 cm d'épaisseur *(fig.6.3)*. Au sein de cette unité, on observe des zones

à litage fin et bien marqué *(fig.6.3a)* et des zones plus homogènes où le litage est plus discret (*fig.6.3b).*

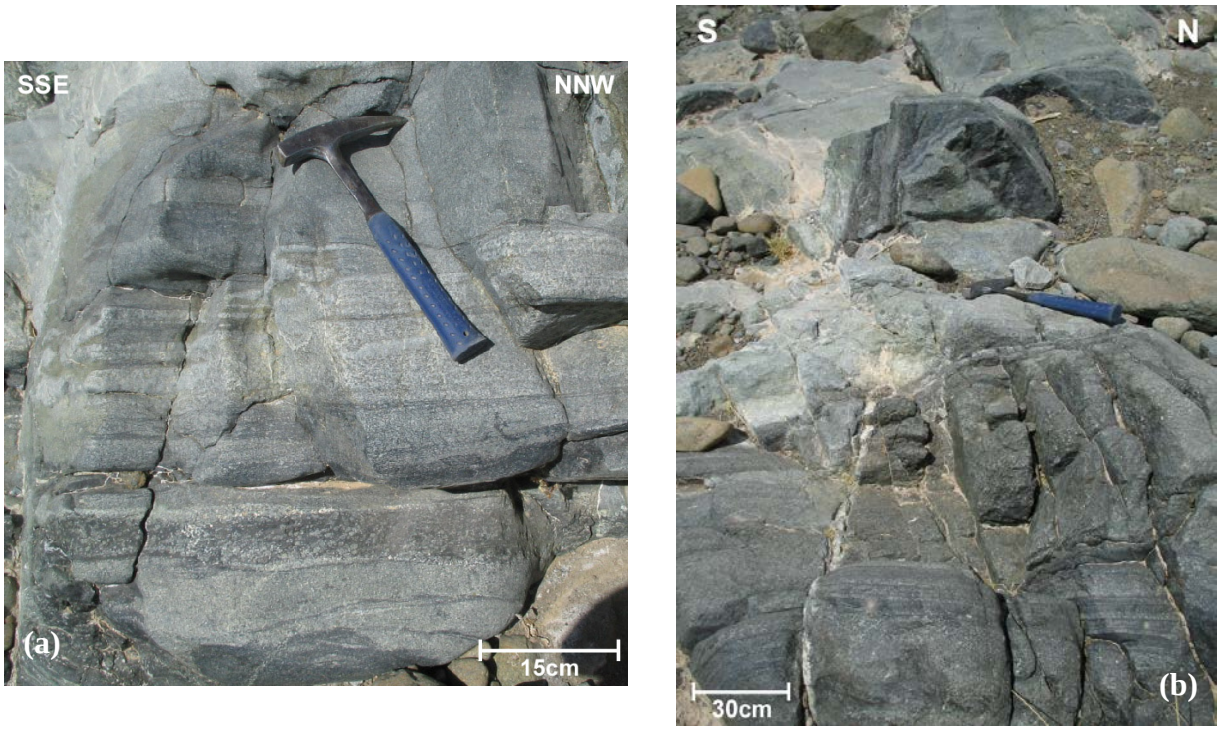


Figure 6.3 : Premières occurrences de cumulats lités à la base de la section crustale (affl.2). a) Zone à litage fin bien marqué par l'alternance de lits de teintes variées. Noter les litages dynamiques au sommet de la photo caractérisés par des boudinages et des troncatures de lits. b) Zone plus homogène où le litage est plus discret. Noter à la base de cette photo le retour d'une zone finement litée.

Dans cette unité cumulative, les lits présentent des lithologies très variées ; on observe des roches gabbroïques de type gabbro à Ol (s.s.), mélagabbro à Ol, leucogabbro et gabbro à Ol et à Opx tardif ainsi que des péridotites/pyroxénites de type wehrlite à Cpx tardif, wehrlite à Cpx et Plg tardifs, wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif, dunite à Plg et clinopyroxénite à Ol, Opx et Plg. Les lits gabbroïques sont prédominants, cependant les lits péridotitiques sont relativement abondants et les lithologies les plus couramment observées sont les gabbros à Ol (s.s.), les mélagabbros à Ol et les wehrlites (s.l.). Sur le terrain et en lame mince, les litages sont généralement progressifs *(fig.6.3a)* et correspondent principalement à des litages de proportion cumulus et d'ordre de cristallisation, et plus rarement à des litages de phase cumulus et post-cumulus. Au niveau de cet affleurement, les litages sont parallèles au Moho (i.e. pendage ~ 45°) *(fig.6.3)*.

A première vue, les litages apparaissent relativement réguliers mais, dans le détail, on observe de nombreux litages dynamiques marqués par du boudinage, du cross-bedding et des troncatures et coalescences de lits *(fig.6.3 et 6.4)*.

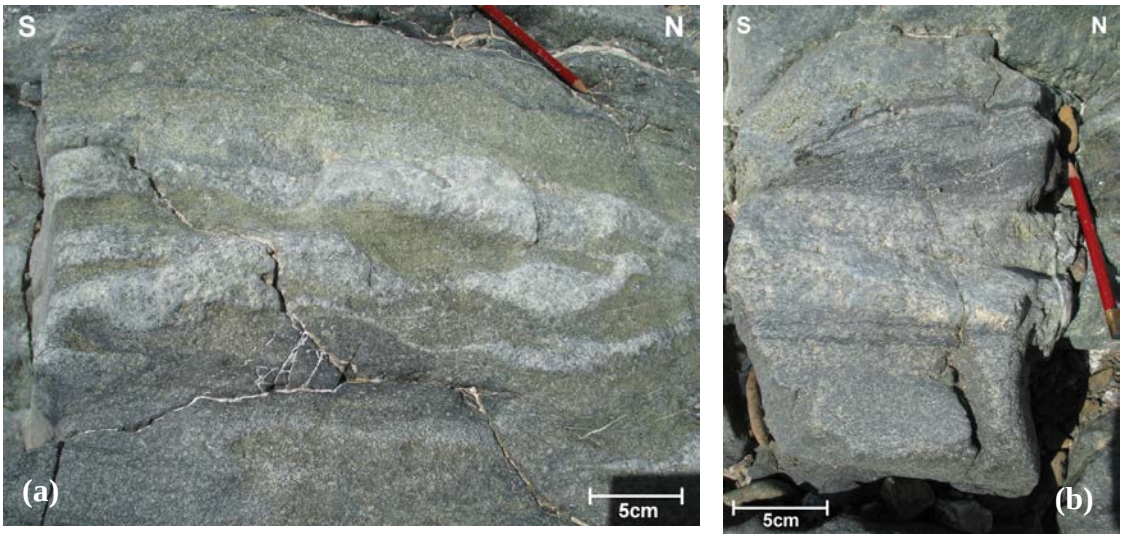


Figure 6.4 : Litages dynamiques dans les cumulats lités : a) Structure de boudinage associée à des phénomènes de coalescence de lits, b) Structure de cross-bedding marquée par l'aplatissement et la disparition des lits supérieurs sur le lit sous-jacent.

De plus on observe localement, dans les lits mafiques (i.e. riches en Plg), des injections de cumulats ultramafiques (i.e. péridotites et/ou mélagabbros à Ol) issues des lits sus- et/ou sous-jacents *(fig.6.5)*. Le contact entre ces injections ultramafiques et les lits mafiques est lobé et marqué par des relations d'interpénétration et des faciès d'imprégnation *(fig.6.5)*. Ces différentes structures (litages dynamiques, injections) témoignent d'une zone d'instabilité magmatique à la base de la section crustale.

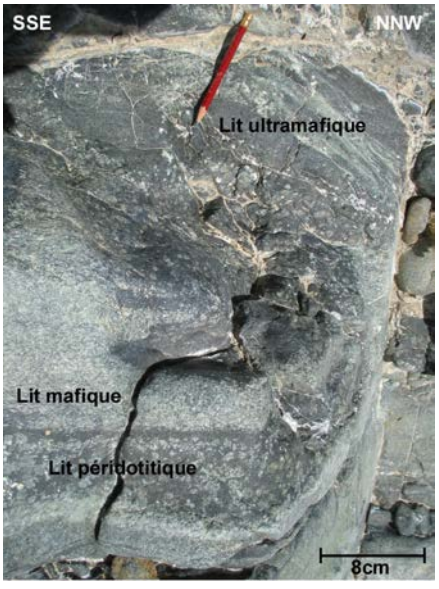


Figure 6.5 : Structure dynamique dans les cumulats lités marquée par l'injection de cumulats ultramafiques dans le lit mafique inférieur à partir du lit ultramafique sus-jacent. Noter les contacts lobés et les relations d'interpénétration entre les deux types de cumulats ainsi que les faciès d'imprégnation dans les roches ultramafiques.

En continuant la coupe le long du wadi *(affl.3)*, on observe de grandes falaises d'environ 50 m de haut montrant des alternances relativement grossières de bancs sombres et de bancs plus clairs de 2 m à 5 m d'épaisseur environ *(fig.6.6 et 6.7b)*.

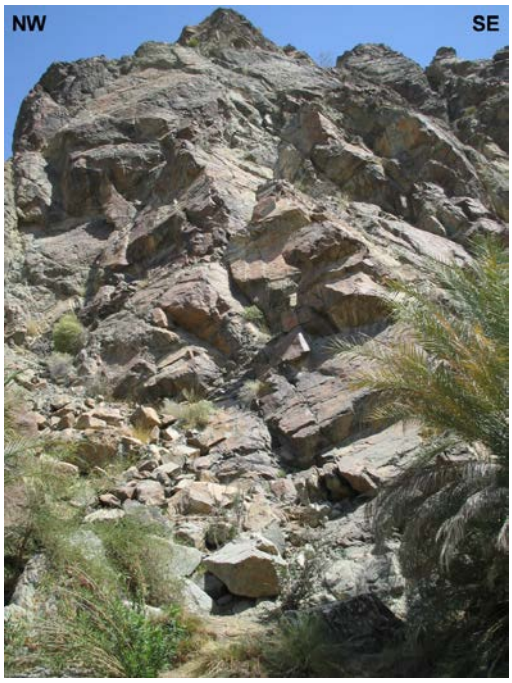


Figure 6.6 : Falaise montrant des alternances de bancs métriques de teintes variées au niveau de l'affl.3. Sur la photo, la présence de bancs sombres et de bancs clairs de différentes natures est assez bien observable mais ces derniers sont relativement difficiles à délimiter du fait de la patine d'altération.

Les bancs sombres *(fig.6.7a-b)* correspondent à des wehrlites cumulatives à Cpx tardif présentant parfois des Plg interstitiels et dont les Cpx poecilitiques sont particulièrement bien visibles macroscopiquement. Ces wehrlites sont localement recoupées par des filons blanchâtres de diopsidite de 1 cm à 20 cm d'épaisseur *(fig.6.7a)* qui témoignent de la circulation de fluides hydrothermaux de haute température dans ces cumulats *(Python et al., 2007)*. En lame mince, au sein de ces filons, on observe parfois des zones cataclastiques à grains très fins qui reflètent probablement des cisaillements locaux.

Figure 6.7 : a) Banc massif de wehrlite à la base de la falaise recoupé par un filon de diopsidite, b) Détail sur un contact entre un banc de wehrlite et un banc de clinopyroxénite au sommet de la falaise. Noter la difficulté à distinguer les deux types de cumulats du fait de la patine d'altération.

Les bancs clairs, visibles sur les falaises, montrent localement, des teintes relativement proches de celles des bancs wehrlitiques du fait de la patine d'altération *(fig.6.6 et 6.7b)*. Ces bancs, interprétés comme des roches gabbroïques riches en Cpx sur le terrain du fait de leur teinte et de leur aspect massif, sont en réalité des clinopyroxénites à Ol, Opx et Plg. Ces clinopyroxénites (s.l.) sont cependant fortement altérées et métamorphisées, les Cpx étant partiellement ou totalement transformés en amphiboles. On note que ces bancs péridotitiques et pyroxénitiques sont massifs et homogènes et qu'ils ne présentent pas de litages internes *(fig.6.7b)*. Ils sont, par contre, obliques par rapport au Moho, leur orientation moyenne étant N150-65E *(fig.6.6 et 6.7)*. Cet affleurement montre donc, *a priori*, une succession de bancs métriques de wehrlites (s.l.) et de clinopyroxénites (s.l.). Cependant, du fait de la difficulté à reconnaître les clinopyroxénites (s.l.) sur le terrain et de l'étude d'un unique échantillon récolté dans les lits clairs, on ne peut exclure la présence, dans cette zone, de cumulats gabbroïques interlités avec ces bancs péridotitiques/pyroxénitiques.

En montant dans la séquence *(affl.4)*, on observe une grande masse de péridotite qui s'étend sur environ 100 m le long du wadi et forme une falaise d'approximativement 100 m de haut. Cette masse péridotitique est constituée de wehrlite à Cpx et Plg tardifs et présente fréquemment des litages de proportion relativement bien marqués *(fig.6.8a)*. Ces litages sont progressifs et on observe localement du « graded-bedding » caractérisé par la diminution graduelle des proportions modales de Cpx de la base vers le sommet des lits *(fig.6.8a)*.

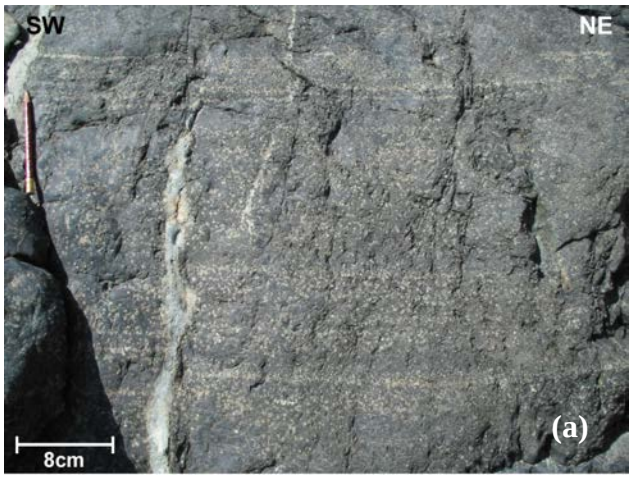


Figure 6.8 : a) Litage de proportion dans la wehrlite avec la présence de « graded-bedding » (au centre) marqué par la diminution des proportions modales de Cpx de la base vers le sommet du lit. b) Masse de wehrlite présentant des bancs de cumulats lités montrant un fin litage caractérisé par des alternances de lits de teintes variées. Détails des contacts voir fig.6.9a. (affl.4)

Au sein de cette masse de péridotite, on observe également de fins litages (1 – 10 cm d'épaisseur) marqués par des alternances de lits clairs (i.e. riches en Plg) et de lits sombres (i.e. riches en Ol) *(fig.6.8b)*. Dans le détail, ces litages montrent une succession de lits de gabbro à Ol (s.l.), de dunite (s.s.) et de wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif caractérisée par des litages de phase et de proportion cumulus et post-cumulus ainsi que par des litages d'ordre de cristallisation. Cependant, contrairement aux litages précédents, ces derniers n'appartiennent pas à la masse wehrlitique. En effet, dans le détail, on constate que ces fins

litages sont nettement recoupés par la wehrlite *(fig.6.9a)* et s'observent au sein de bancs discontinus, centimétriques à métriques, «noyés » dans la masse wehrlitique *(fig.6.8b et 6.9a)*. De plus, on remarque que les litages que l'on peut suivre d'un banc à l'autre présentent globalement la même orientation *(fig.6.8b)*. Enfin, on note qu'ils sont relativement proches, du point de vue des lithologies et des types de litages, de ceux observés à la base de la section crustale *(cf. affl .2)*. Ces bancs lités correspondent donc à des fragments de cumulats lités dans une intrusion wehrlitique et en aucun cas à un second type de litage dans cette dernière. Les contacts entre les enclaves litées et la wehrlite sont lobés et marqués par des relations d'interpénétration ce qui suggère que les deux types de cumulats ont interagi à chaud *(fig.6.9a)*. Cependant, il est difficile de déterminer si les lits péridotitiques observés dans les cumulats lités appartiennent à la séquence cumulative et/ou correspondent à des injections de wehrlites dans les lits gabbroïques *(fig.6.9a)*.

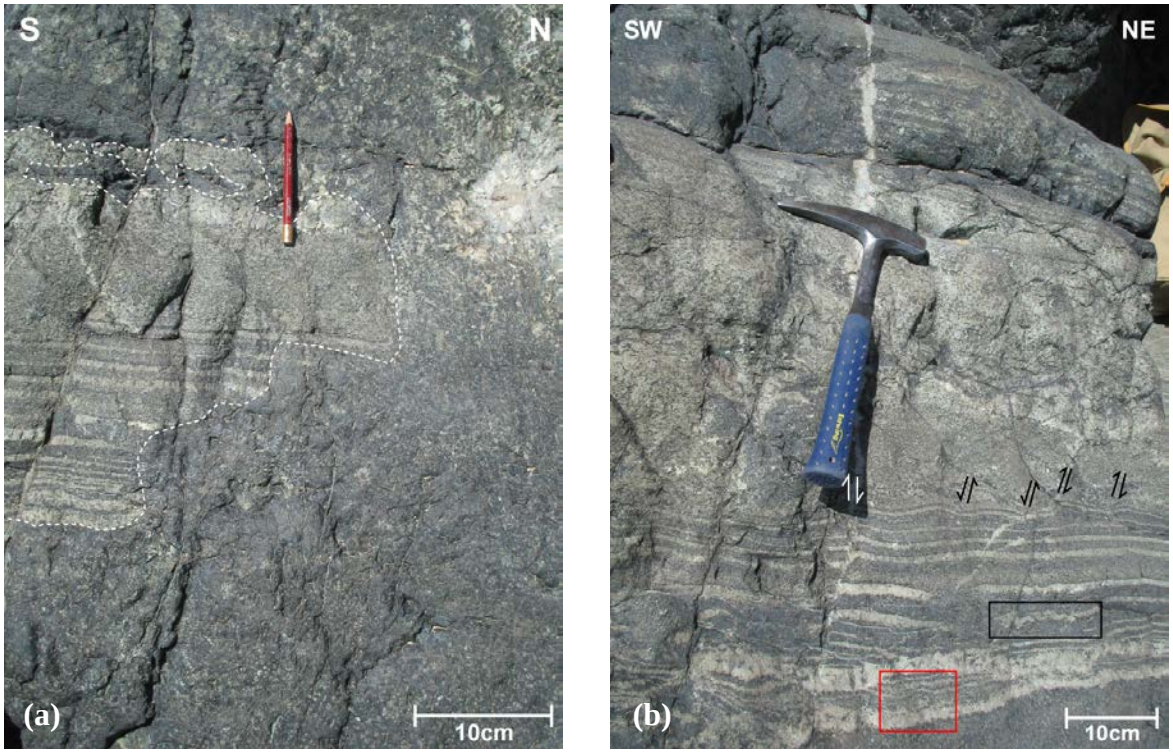


Figure 6.9 : a) Contact entre une enclave de cumulat lité et la masse wehrlitique montrant une interface lobée, des relations d'interpénétration entre les deux types de cumulats et un recoupement net des litages à l'interface. b) Structures dynamiques dans les bancs de cumulats lités (en bas de la photo) : litages dynamiques (voir texte) dont microplissements (rectangle noir), microfailles syn-magmatiques (flèches) parfois soulignés par du Plg et de la prehnite, structures semblables au « dropstones » (carré rouge), lits non déformés et tronqués « s'enfonçant » dans les lits sous-jacents (au dessus du carré rouge). (affl.4)

En regardant en détail les litages dans ces bancs, on observe de nombreuses structures dynamiques qui résultent très probablement de l'injection de cette masse wehrlitique dans les cumulats lités. Les litages dynamiques sont abondants et de type varié : boudinages, cross-bedding, microplis, interruptions et coalescences de lits *(fig.6.9b)*. Ces structures témoignent d'une instabilité magmatique dans cette zone et d'une déformation ductile dans les cumulats lités. Les lits sont recoupés par des microfailles syn-magmatiques qui sont bien visibles de part le décalage des lits et la présence de crochon de faille dans ces derniers conduisant à des contours en marches d'escalier *(fig.6.9b)*. Ces failles sont parfois soulignées par des accumulations de cristaux blanchâtres ou rosâtres correspondant à des Plg parfois transformés

en prehnites *(fig.6.9b)*. Ces failles témoignent d'une déformation à la transition fragile/ductile. Ensuite, on observe localement des lits clairs non déformés et tronqués par des lits péridotitiques qui sont globalement horizontaux mais qui « penchent » vers la zone tronquée *(fig.6.9b)*. Ces structures reflètent vraisemblablement l'enfoncement de lits solidifiés de gabbros (s.l.) dans des lits péridotitiques non consolidés (i.e. magma et/ou « mush »). Enfin, on observe également des structures particulières marquées par la déformation des lits autour de fragments arrondis de gabbros (s.l.) *(fig.6.9b)* qui sont semblables aux « dropstones » des sédimentologues correspondant à des fragments de roches déposés verticalement dans des sédiments meubles formant une dépression dans ces derniers puis recouverts par de nouveau dépôts. Ce type de structures que l'on peut nommer « dropstone magmatique » reflète, comme précédemment, la présence de fragments solidifiés de gabbros (s.l.) qui se déposent sur des lits gabbroïques et/ou péridotitiques en cours de solidification. L'ensemble de ces structures montre que, lors de l'injection de wehrlites dans les cumulats lités, ces derniers étaient en cours de cristallisation, certains lits étaient déjà solidifiés et ont donc subi une déformation cassante tandis que d'autres étaient encore à l'état de « mush » et ont alors été affectés par une déformation ductile.

On peut noter que les relations entre les cumulats lités et les masses wehrlitiques dans cette coupe du wadi Sarami sont très différentes de celles observées dans le wadi Hilti *(cf. chap.5, paragraphe II.1)*. En effet, dans la section crustale de ce dernier : 1) les relations d'interpénétration ne s'observent qu'au contact entre l'unité des cumulats lités et les masses péridotitiques, le cœur de ces dernières étant vierge de toute enclave, 2) les enclaves de cumulats lités présentent un litage bien développé et sont bien visibles dans les masses péridotitiques et 3) les intrusions de péridotites ne sont pas litées. La comparaison entre ces deux wadis suggère que, les intrusions de péridotites du wadi Sarami se sont mises en place dans les cumulats lités plus précocement que celles du wadi Hilti, au début de la cristallisation de ces derniers.

Après environ 250 m de cumulats lités, qui n'ont pas été étudiés en détail, on retrouve une masse de wehrlite intrusive qui présente des dimensions équivalentes à la précédente et montre globalement les mêmes caractéristiques que cette dernière. On note que le contact entre l'unité des cumulats lités et ces deux masses wehrlitiques est continu et jamais faillé.

Après cette seconde masse de wehrlite, on retrouve une unité de cumulats finement lités *(affl.5)*. Ces cumulats, relativement altérés, présentent des alternances de bancs clairs et de bancs sombres d'environ 3 cm à 30 cm d'épaisseur qui montrent de fins litages internes *(fig.6.10a-b et 6.11)*. Ils sont essentiellement gabbroïques, les bancs/lits sombres correspondant à des mélagabbros à Ol et parfois à des mélagabbros à Ol et à Opx tardif, et les bancs/lits clairs correspondant à des gabbros à Ol (s.s.) et plus rarement à des gabbros (s.s.) et à des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) *(fig.6.10b)*. Quelques lits wehrlitiques (wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif) s'observent parfois au sein des bancs sombres. Ces cumulats présentent donc le plus souvent des litages de proportion cumulus et parfois des litages de phase cumulus et post-cumulus et des litages d'ordre de cristallisation. Les litages de tailles de grain sont également fréquents dans ces cumulats et sont bien observables en lames minces et à l'affleurement *(fig.6.10b et 6.11)*.

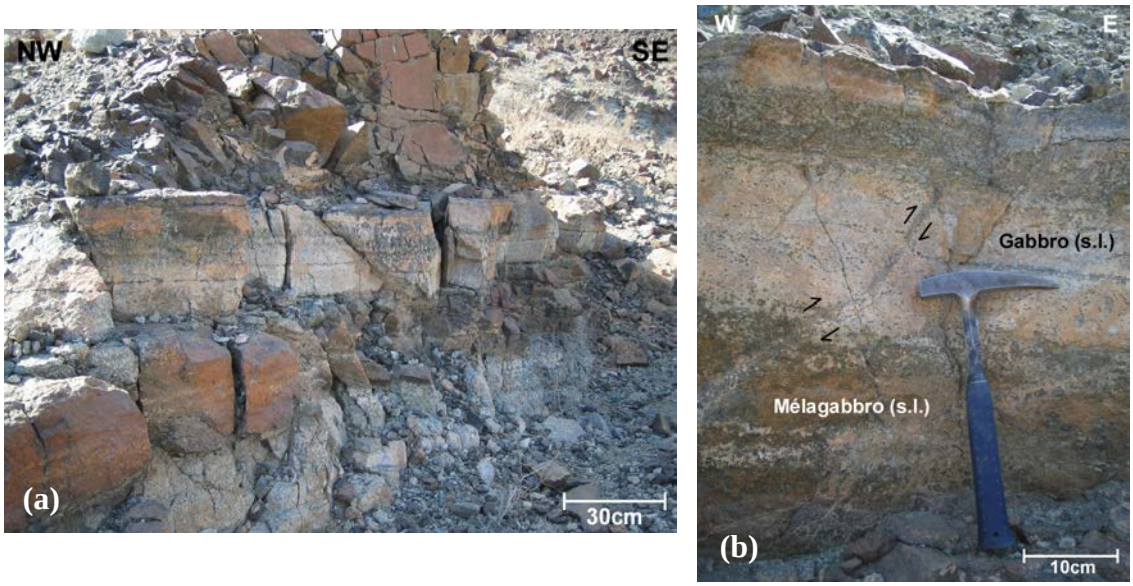


Figure 6.10 : a) Cumulats finement lités au niveau de l'affl.5 montrant des alternances de bancs sombres et de bancs clairs. Noter le degré d'altération relativement important de ces roches. b) Détail sur les alternances de bancs gabbroïques. Noter la présence de litages internes dans les bancs et de litages de taille de grain entre les bancs ainsi que le recoupement de ces derniers par une faille inverse (cf. détail fig.6.11)

Au sein des bancs, on observe localement du « graded-bedding » marqué par la diminution progressive de la quantité d'Ol de la base vers le sommet des bancs *(fig.6.11)*. Dans ces cumulats, les litages sont sub-horizontaux avec une orientation moyenne N60-10W et sont donc fortement obliques par rapport au Moho *(fig.6.10a)*. De ce fait, ils se distinguent des litages précédents fortement pentés et sub-parallèles au Moho (45°- 65°). Ces variations de pendage dans l'unité des cumulats lités résultent probablement du jeu de grands accidents tectoniques *(cf. fig.6.1)* qui n'ont cependant pas été observés sur le terrain. Ces cumulats sont recoupés par de nombreuses petites failles généralement inverses marquées par le décalage des bancs et le développement de crochons de faille *(fig.6.10b et 6.11)*. Ces failles, de tout évidence syn-magmatiques, sont généralement courbées (i.e. listriques).

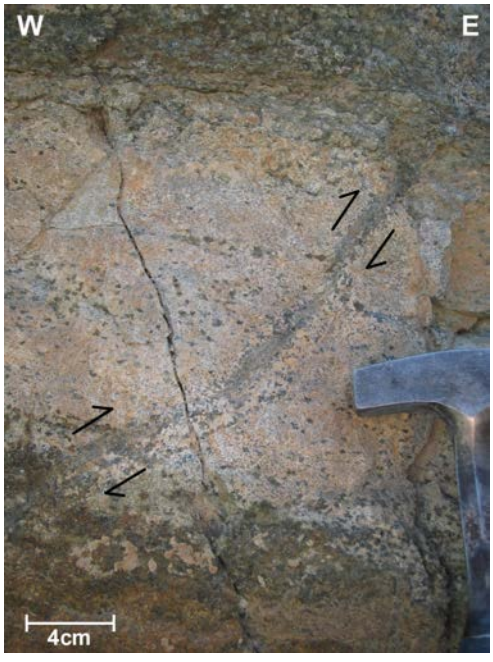


Figure 6.11 : Détail sur un des bancs de gabbro (s.l.) de la fig.6.10b montrant du « graded-bedding » caractérisé par la diminution de l'abondance en Ol (points verts) de la base (gabbro à Ol) vers le sommet du banc (gabbro) et détail sur la faille inverse courbée marquée par le décalage des bancs et le développement de crochons. Noter les variations de taille de grain entre le banc de gabbro (s.l.) et le banc sous-jacent.

Au sommet de la coupe *(affl.6)*, on passe à l'unité des gabbros isotropes. En effet, on observe des gabbros à Ol, homogènes et à grains fins qui se distinguent parfaitement bien des cumulats précédents par la présence de lattes de Plg zonées et l'abondance d'amphiboles et d'oxydes ferro-titanés en lame mince. Sur le terrain, ces gabbros sont également recoupés par de nombreuses diabases de 10 à 25 cm d'épaisseur présentant des épontes pegmatitiques.

I.3. Etude géochimique

Comme je l'ai dit précédemment, la plupart des échantillons analysés dans cette coupe proviennent des cumulats lités de l'*affl.2 (fig.6.1)*, cependant, plusieurs échantillons récoltés au niveau des *affl.1, 4 et 5 (fig.6.1)* ont également été étudiés chimiquement. Comme pour les autres massifs, je présente des moyennes par minéral et par échantillon *(cf. annexe 1E)* et je ne m'intéresse qu'aux éléments relativement abondants et montrant des variations chimiques significatives. Dans ce chapitre, je vais, dans un premier temps, étudier la composition en éléments majeurs des minéraux dans les différentes lithologies échantillonnées dans ce wadi, puis j'étudierai en détail les variations chimiques le long de deux coupes de ~ 15 m et de ~ 1 m réalisées dans les cumulats lités de *l'affl.2* puis le long de profils de ~ 3 cm effectués dans des lames minces montrant l'interface entre des lits.

I.3.a. Etude de la composition des minéraux en éléments majeurs

I.3.a.1. Composition des Clinopyroxènes

Dans le triangle de composition des pyroxènes (En - Fs - Wo), les Cpx de l'ensemble des lithologies du wadi Sarami forment un nuage de points à gauche du diagramme, vers le coté En - Wo, entre le domaine des augites magnésiennes et celui des diopsides *(fig.6.12a)*. Ces minéraux sont, en effet, riches en magnésium avec des teneurs en enstatite et en ferrosilite comprises entre 46,8 % et 51,5 % et entre 2,5 % et 8,5 % respectivement *(fig.6.12b)*. Ils sont également relativement riches en calcium, la majorité des échantillons étant regroupée dans le domaine des diopsides, et présentent des teneurs en wollastonite s'échelonnant de 42,3 % à 49,3 % *(fig.6.12a-b)*.

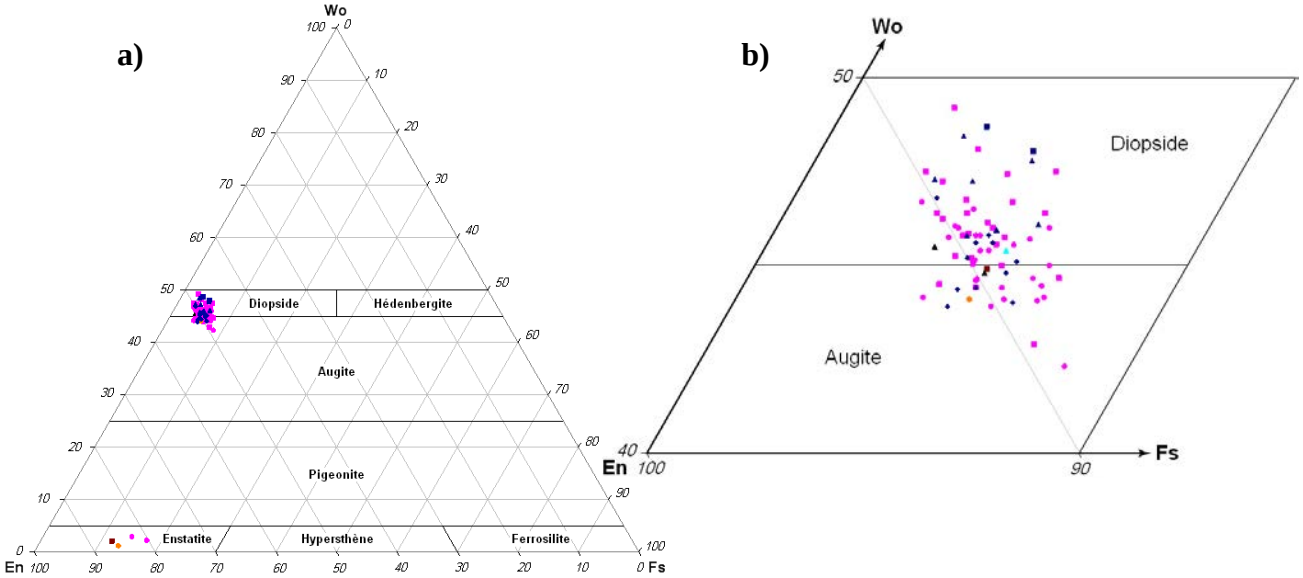


Figure 6.12 : a) Composition des Cpx dans les différentes lithologies du wadi Sarami (En : $Mg_2Si_2O_6$, Wo : $Ca_2Si_2O_6$, Fs : $Fe_2Si_2O_6$). La composition des Opx en équilibre avec les Cpx est également reportée. b) Détail du diagramme. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire (page 684).

Les gabbros à Ol (s.l.) décrivent l'ensemble du spectre de composition en éléments majeurs des Cpx *(fig.6.12b)*. Cependant, les Cpx de la plupart de ces échantillons sont regroupés dans un intervalle de composition plus restreint en fer (2,7 % < Fs < 7,1 %) et en calcium (43,9 % < Wo < 48,1 %), les Cpx les plus calciques (Wo ~ 49,2 %) et les moins ferreux (Fs ~ 2,5 %) se trouvant dans un mélagabbro à Ol et les Cpx les plus appauvris en calcium (Wo ~ 42,9 - 42,3 %) et les plus ferreux (Fs ~ 7,5 - 8,5 %) s'observant dans un mélagabbro à Ol et un gabbro à Ol (s.s.). Dans cette lithologie, on remarque également que les Cpx les plus calciques (Wo > 46,7 %) et les moins magnésiens (En < 48,2 %) s'observent majoritairement dans les mélagabbros à Ol tandis que les augites magnésiennes se trouvent principalement dans les gabbros à Ol (s.s.) *(fig.6.12a-b)*. Parmi les roches gabbroïques, on note que les Cpx du leucogabbro montrent des compositions intermédiaires et sont situés dans la partie inférieure du domaine des diopsides et ceux du gabbro à Ol et à Opx tardif sont relativement pauvres en calcium (Wo ~ 44,1 %) et riches en magnésium (En ~ 50,5 %) et sont situés, comme ceux de nombreux gabbros à Ol (s.s.), dans le domaine des augites magnésiennes.

Les Cpx des péridotites/pyroxénites montrent des gammes de compositions équivalentes à celles des roches gabbroïques mais légèrement plus restreintes en fer et en calcium avec des teneurs en ferrosilite et en wollastonite comprises entre 3 % et 6,5 % et entre 43,9 % et 48,7 % respectivement *(fig.6.12b)*. Ces intervalles de compositions sont portés par les wehrlites (s.l.) cependant, on note que les Cpx des wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif ont majoritairement de faibles teneurs en calcium (Wo < 46,8 %) et de fortes teneurs en magnésium (En > 48,9 %) tandis que ceux des wehrlites à Cpx tardif (s.l.) ont, au contraire, des valeurs élevées de wollastonite (Wo > 45,8 %) et de faibles valeurs d'enstatite (En < 49,7 %) *(fig.6.12b)*. Dans cette famille, les Cpx des dunites à Plg et des clinopyroxénites (s.l.) montrent les mêmes gammes de composition que ceux des wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif et sont donc relativement pauvres en calcium (Wo ~ 44,8 % - 45,5 %) mais riches en magnésium (En ~ 49,7 % - 50,6 %). On remarque enfin que les Cpx des deux dunites à Plg présentent des teneurs en calcium et en fer distinctes.

Comme observé dans le diagramme précédent *(fig.6.12)*, les Cpx de l'ensemble des lithologies du wadi Sarami sont moyennement à fortement magnésiens et présentent une gamme de XMg relativement restreinte (85,1 % à 92,7 %) *(fig.6.13)*. Les Cpx des gabbros à Ol (s.l.) décrivent quasiment l'ensemble du spectre de composition en XMg, les plus magnésiens (XMg ~ 91,3 %) s'observant dans un mélagabbro à Ol et les plus ferreux (XMg ~ 85,1 %) se trouvant dans un gabbro à Ol (s.s.). Au sein de cette lithologie, on remarque, comme précédemment, que les mélagabbros à Ol ont majoritairement des valeurs élevées de XMg_{cpx} (> 87,7 %) *(fig.6.13)*. Parmi les roches gabbroïques, les Cpx du leucogabbro et du gabbro à Ol et à Opx tardif montrent des compositions moyennement magnésiennes, équivalentes à celles des gabbros à Ol (s.l.), leur XMg étant de 89 % et 87,4 % respectivement. Les Cpx des péridotites/pyroxénites présentent une gamme de XMg équivalente à celle des Cpx de la plupart des roches gabbroïques (87,2 % à 92,7 %) *(fig.6.13)*. La majorité des échantillons est cependant concentrée dans un intervalle de composition plus restreint, 88,2 % < XMg_{cpx} < 90,7 %, les Cpx les plus magnésiens se trouvant dans une wehrlite à Cpx tardif (s.s.) et les plus ferreux s'observant dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif et dans une wehrlite à Cpx et Plg tardifs *(fig.6.13)*. Contrairement aux diagrammes précédents *(fig.6.12)*, aucune dualité ne s'observe entre les wehrlites à Cpx précoce (s.l.) et les wehrlites à Cpx tardif (s.l.) du point de vue du XMg_{cpx}. Dans cette famille, on remarque que les Cpx de la clinopyroxénite (s.l.) et d'une des dunites à Plg présentent des compositions identiques et relativement ferreuses par rapport aux autres lithologies avec un XMg autour de 88,4 %. Les Cpx de l'autre dunite à Plg montrent, par contre, des compositions plus magnésiennes (XMg

~ 89,4 %). Il est important de noter que les deux wehrlites à Cpx tardif (s.s.) présentant des XMg distincts (88,3 % et 92,7 %) ne correspondent pas à différents échantillons, comme dans le cas de la dunite, mais reflètent deux générations de Cpx au sein d'une même wehrlite (s.l.).

Les Cpx des masses péridotitiques *(affl.1 et 4, cf. paragraphe I.2)* présentent globalement les mêmes gammes de XMg que ceux des péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques (88,7 % < XMg < 90,7 %) *(fig.6.13)*. Au sein d'une même masse péridotitique, les Cpx présentent différents XMg. Dans les péridotites de l'*affl.1*, on observe deux générations de Cpx avec des valeurs relativement proches de 90,1 % et 90,3 %. Par contre, dans les wehrlites à Cpx et Plg tardifs de l'*affl.4*, on observe trois types de Cpx avec des XMg distincts de 88,7 %, 89,8 % et 90,7 %. *(fig.6.13)* Ces différentes valeurs reflètent, en réalité, la composition des Cpx dans différents lits wehrlitiques de cette masse de péridotite. Enfin, on note que ces masses de péridotites, observées à différents niveaux dans la coupe, montrent des gammes de XMg_{cpx} globalement équivalentes.

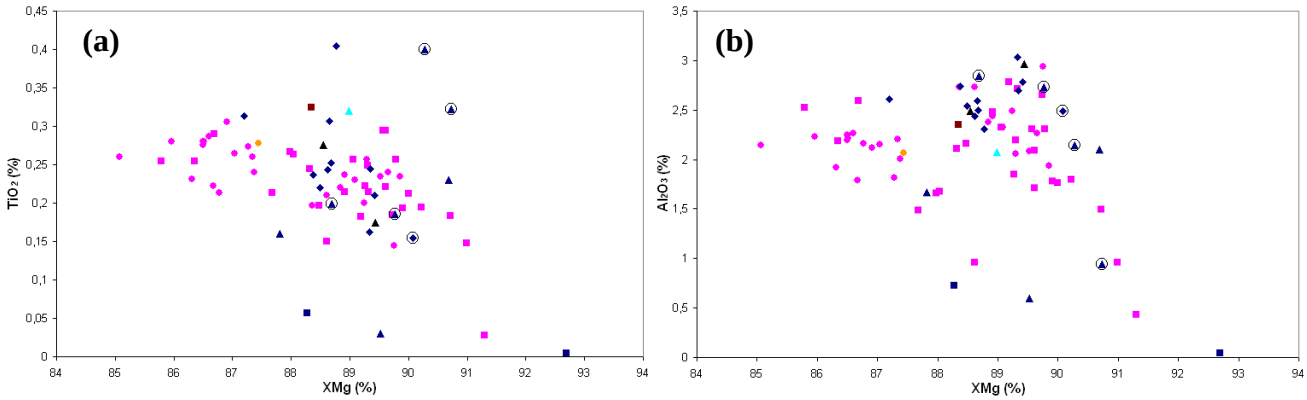


Figure 6.13 : Composition des Cpx en titane (a) et en aluminium (b) en fonction du XMg_{cpx} dans les différentes lithologies du wadi Sarami. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire. Les lithologies correspondant aux masses péridotitiques (affl.1 et 4) sont marquées d'un cercle noir.

Dans l'ensemble des lithologies du wadi Sarami, les Cpx présentent une gamme de composition en titane relativement étendue comprise entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,08 %, *cf. annexe 1*) et 0,41 % *(fig.6.13a)*. Les Cpx de la plupart des échantillons sont cependant regroupés dans un intervalle de composition plus restreint s'échelonnant de 0,15 % à 0,32 %, les plus pauvres en titane s'observant dans certaines wehrlites à Cpx tardif (s.l.) et un mélagabbro à Ol et les plus titanifères se trouvant dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif et dans une wehrlite à Cpx et Plg tardifs. Les Cpx des gabbros à Ol (s.l.) décrivent quasiment l'ensemble de cet intervalle restreint de composition en titane (0 % < TiO_2 < 0,31 %). Au sein de cette lithologie, les Cpx des gabbros à Ol (s.s.) et des mélagabbros à Ol montrent globalement les mêmes gammes de composition en titane quoique les moins titanifères (TiO_2 < 0,2 %) s'observent préférentiellement dans les mélagabbros à Ol *(fig.6.13a)*. Dans la famille des roches gabbroïques, le leucogabbro présente des Cpx légèrement plus titanifères (TiO_2 ~ 0,32 %) que ceux des gabbros à Ol (s.l.) et le gabbro à Ol et à Opx tardif montre des Cpx relativement riches en titane (TiO_2 ~ 0,28 %) de composition identique aux Cpx les plus titanifères des gabbros à Ol (s.l.). L'ensemble du spectre de composition en titane des Cpx est porté par les péridotites/pyroxénites. Au sein de cette famille, les Cpx de la wehrlite à Cpx tardif (s.s.) sont appauvris en titane avec des teneurs sous la limite de détection de la microsonde, tandis que ceux des wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif et des wehrlites à Cpx et Plg tardifs présentent des gammes de composition en titane globalement équivalentes et généralement supérieures à la limite de détection *(fig.6.13a)*. Dans cette famille, les Cpx de la clinopyroxénite (s.l.) et des dunites à Plg ont des

compositions en titane identiques à ceux des autres lithologies. Les Cpx de la clinopyroxénite (s.l.) ont des teneurs en TiO_2 relativement élevées de ~ 0,32 % et, comme précédemment, ceux des deux dunites à Plg des teneurs en titane distinctes, de 0,18 % et 0,28 %.

Les Cpx des masses de péridotites ont des teneurs en TiO_2 toujours supérieures à la limite de détection et présentent, comme pour le XMg_{cpx}, les mêmes gammes de composition en titane que ceux des péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques, en particulier celles à Cpx précoce et Plg tardif *(fig.6.13a)*. Comme précédemment, les Cpx au sein des masses péridotitiques montrent des teneurs en titane distinctes. Dans la masse de péridotite de l'*affl.1*, la wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif présente des Cpx moyennement titanifères (TiO_2 ~ 0,16 %) avec des teneurs équivalentes à celles des roches gabbroïques tandis que les Cpx de la wehrlite à Cpx tardif sont anormalement riches en titane (~ 0,40 %) *(fig.6.13a)*. Les teneurs en titane des Cpx de la wehrlite à Cpx précoce (s.l.) peuvent refléter une contamination par les magmas gabbroïques *(cf. paragraphe I.2)*. Dans l'intrusion de l'*affl.4*, les lits de wehrlites à Cpx et Plg tardifs montrent soit des Cpx moyennement titanifères (TiO_2 ~ 0,2 %) de compositions identiques à celles des roches gabbroïques, soit des Cpx anormalement riches en titane (TiO_2 ~ 0,32 %) *(fig.6.13a)*. On constate donc que les Cpx des deux masses péridotitiques présentent des gammes de compositions en titane globalement équivalentes.

Dans le diagramme TiO_2 vs. XMg *(fig.6.13a)*, les roches gabbroïques, et en particulier les gabbros à Ol (s.l.), sont globalement alignées suivant un trend caractérisé par l'augmentation de la teneur en titane des Cpx et la diminution du XMg_{cpx}. La plupart des péridotites/pyroxénites suivent également ce trend d'évolution. Cependant, si on prend en compte l'ensemble des péridotites/pyroxénites, on constate que les Cpx de ces lithologies décrivent globalement une évolution marquée par une variation de la teneur en titane pour une gamme de XMg constante.

Dans l'ensemble des lithologies, les Cpx présentent des teneurs en aluminium comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,07 %) et 3 % *(fig.6.13b)*. Les Cpx de la majorité des échantillons sont cependant concentrés dans un intervalle de composition plus restreint s'échelonnant de ~ 1,5 % à 2,9 %, les Cpx les plus alumineux (Al_2O_3 ~ 2,94 % - 3 %) s'observant dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif, dans une dunite à Plg et dans un gabbro à Ol (s.s.) et les moins alumineux (Al_2O_3 < 0,96 %) se trouvant dans certaines wehrlites à Cpx tardif (s.l.) et quelques mélagabbros à Ol. Dans les roches gabbroïques, les Cpx des différentes lithologies présentent globalement la même gamme de composition en aluminium mais on note que les Cpx les moins alumineux (Al_2O_3 < 1,8 %) s'observent majoritairement dans les mélagabbros à Ol. Les Cpx des péridotites/pyroxénites montrent globalement les mêmes teneurs en aluminium que ceux des roches gabbroïques. Dans cette famille, on observe plus ou moins deux intervalles distincts de compositions. Les Cpx de la majorité des échantillons sont regroupés vers des teneurs élevées en aluminium, supérieures à 2,1 %, et ceux de quelques péridotites sont faiblement alumineux avec des valeurs inférieures à ~ 1,67 % *(fig.6.13b)*. On remarque que les Cpx les plus alumineux s'observent dans la clinopyroxénite (s.l.), les dunites à Plg, les wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif et la plupart des wehrlites (s.l.) des masses péridotitiques tandis que les Cpx les moins alumineux se trouvent dans la majorité des wehrlites à Cpx tardif (s.l.) interlitées avec les cumulats gabbroïques.

Comme pour les autres éléments, les Cpx des masses péridotitiques montrent les mêmes gammes de composition en aluminium que ceux des péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques *(fig.6.13b)*. Les péridotites récoltées au niveau de l'*affl.1*, montrent des Cpx avec des teneurs en aluminium relativement élevées mais distinctes, de 2,15 % pour la wehrlite à Cpx et Plg tardifs et de 2,49 % pour la wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif. Parmi

les lits wehrlitiques échantillonnés dans l'intrusion de l'*affl.4*, deux lits ont des Cpx avec des teneurs en aluminium équivalentes (~ 2,8 %) tandis que le troisième lit présente des Cpx anormalement pauvres en aluminium (Al_2O_3 ~ 0,94 %) *(fig.6.13b)*.

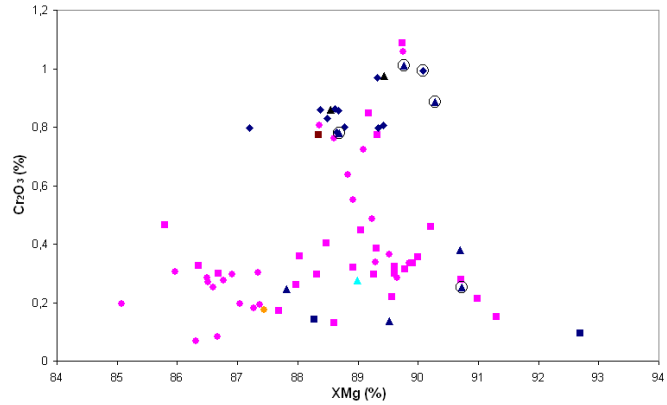


Figure 6.14 : Composition des Cpx en chrome en fonction de leur XMg dans les différentes lithologies du wadi Sarami. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire. Les lithologies correspondant aux masses péridotitiques (affl.1 et 4) sont marquées d'un cercle noir.

Les Cpx de l'ensemble des échantillons montrent des teneurs en chrome comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,09 %) et 1,09 % *(fig.6.14)*. Cet intervalle de composition est porté par les gabbros à Ol (s.l.), les Cpx les plus chromifères s'observant dans un mélagabbro à Ol et les plus pauvres en chrome se trouvant dans des gabbros à Ol (s.s.). Les Cpx de la majorité des gabbros à Ol (s.l.) sont cependant regroupés vers de faibles teneurs en chrome inférieures à ~ 0,5 %, les plus chromifères s'observant autant dans les mélagabbros à Ol que dans les gabbros à Ol (s.s.). On remarque que les gabbros à Ol (s.l.) présentant les Cpx les plus pauvres en Cr_2O_3 ont une gamme de XMg_{cpx} relativement étendue (85,1 % < XMg < 91,3 %) alors que ceux montrant les Cpx les plus chromifères se situent dans un intervalle restreint de XMg_{cpx} compris entre 88,3 % et 89,8 % *(fig.6.14)*. Les Cpx du leucogabbro et du gabbro à Ol et à Opx tardif présentent les mêmes compositions en chrome que ceux de la plupart des gabbros à Ol (s.l.) et sont donc relativement pauvres en Cr_2O_3 avec des teneurs de 0,28 % et 0,17 % respectivement. Les Cpx des péridotites/pyroxénites montrent une gamme de composition en chrome relativement étendue et globalement identique à celle des roches gabbroïques, comprise entre 0,1 % et 1 %. Dans le détail, on distingue cependant, comme pour l'aluminium, deux intervalles de composition différents séparés par un hiatus *(fig.6.14)*. La majorité des échantillons montre des Cpx enrichis en chrome avec des teneurs en Cr_2O_3 supérieures à ~ 0,77 % tandis que quelques péridotites présentent des Cpx appauvris en chrome avec des teneurs inférieures à ~ 0,38 %. On constate que les Cpx les moins chromifères s'observent préférentiellement dans les wehrlites à Cpx tardif (s.l.) interlitées avec les cumulats gabbroïques alors que les plus riches en Cr_2O_3 se trouvent dans la clinopyroxénite (s.l.), les dunites à Plg, les wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif et la plupart des wehrlites (s.l.) des masses péridotitiques *(fig.6.14)*. On constate donc que les lithologies présentant les Cpx les plus chromifères sont celles montrant les Cpx les plus alumineux et les échantillons présentant les Cpx les plus pauvres en chrome sont ceux dont les Cpx sont les moins alumineux *(fig.6.13b et 6.14)*. Seule une wehrlite à Cpx et Plg tardifs interlitée avec les cumulats gabbroïques a des Cpx relativement pauvres en chrome (Cr_2O_3 ~ 0,38 %) mais assez riches en aluminium (Al_2O_3 ~ 2,1 %). Dans cette famille, on note également que les Cpx des dunites à Plg montrent deux compositions en chrome relativement distinctes de respectivement 0,86 % et 0,98 %.

Comme précédemment, les Cpx des masses de péridotites présentent les mêmes gammes de composition en chrome que ceux des péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques, certains étant appauvris en chrome mais la plupart étant riches en Cr_2O_3 *(fig.6.14)*. Dans la masse péridotitique de l'*affl.1*, les différents Cpx sont riches en chrome et

présentent des teneurs relativement proches, de ~ 0,89 % dans la wehrlite à Cpx et Plg tardifs et de ~0,99 % dans la wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif. Dans les différents lits wehrlitiques de l'intrusion de l'*affl.4*, les Cpx ont, par contre, des teneurs en chrome distinctes de ~ 0,25 %, ~0,78 % et ~1,01 % *(fig.6.14)*. A l'exception des Cpx anormalement pauvres en chrome de certains lits de cette dernière intrusion, les Cpx des deux masses péridotitiques ont globalement les mêmes gammes de compositions en chrome.

Dans le diagramme Cr_2O_3 vs. XMg, aucun trend global ne semble ressortir à première vue *(fig.6.14)*. Dans le détail, on en distingue cependant deux globalement parallèles mais présentant des compositions en chrome différentes. Le premier trend, appauvri en chrome (Cr_2O_3 < ~ 0,5 %), est défini par la majorité des roches gabbroïques et quelques péridotites et est marqué par une légère diminution du chrome des Cpx avec la décroissance du XMg_{cpx} *(fig.6.14)*. Le second trend, enrichi en chrome (Cr_2O_3 > ~ 0,7 %) et de plus faible extension que le précédent, est décrit par la plupart des péridotites/pyroxénites et certains gabbros à Ol (s.l.) et est également caractérisé par une diminution conjointe des teneurs en Cr_2O_3 et en XMg des Cpx *(fig.6.14)*. La diminution en chrome dans ce second trend est cependant légèrement plus prononcée que dans le trend précédent.

Comme expliqué pour les autres massifs *(chap.2 à 5)*, le XMg_{cpx} est un index permettant de déterminer le degré de différenciation des magmas par cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes. Au cours de ce processus, la teneur en titane a tendance à augmenter et celle en chrome à diminuer dans les magmas et donc dans les Cpx issus de ces derniers.

Ainsi, dans le diagramme TiO_2 vs. XMg *(fig.6.13a)*, le trend défini par la majorité des échantillons et marqué par l'augmentation de la teneur en titane avec la décroissance du XMg_{cpx} pourrait refléter un mécanisme de cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes d'un magma parent unique. Ce magma pourrait correspondre à un MORB primitif sec cependant, comme pour les autres massifs, la présence de wehrlites à Cpx précoce, de clinopyroxénites et de gabbros, ainsi que l'absence de corrélation systématique entre le degré de différenciation des roches et le type lithologique, les dunites à Plg montrant par exemple des degrés de différenciation équivalents à ceux de certains gabbros à Ol (s.l.), ne sont pas en accord avec une cristallisation fractionnée à basse pression de ce type de magma caractérisée par la cristallisation précoce d'Ol puis de Plg et l'apparition tardive du Cpx, et encore plus tardive de l'Opx. Ce trend ne peut donc pas s'expliquer en totalité par la cristallisation fractionnée d'un MORB primitif sec à basse pression. Dans le diagramme Cr_2O_3 vs. XMg *(fig.6.14)*, les différentes lithologies ne définissent pas un trend unique mais deux trends distincts caractérisés par la diminution conjointe des teneurs en XMg et en chrome des Cpx. Dans ce second diagramme, les deux trends pourraient refléter des mécanismes de cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes dans des magmas parents de compositions différentes. Cependant, dans le cas de magmas parents différents, il est illogique de ne pas observer deux trends distincts dans le diagramme TiO_2 vs. XMg *(fig.6.13a)*, le titane étant un élément incompatible. De plus, on note que ces deux trends ne sont pas définis par une seule lithologie ou une seule famille lithologique. Ces deux trends résultent donc plus probablement de mécanismes magmatiques et/ou hydrothermaux qui ont affecté les magmas, en particulier la teneur en chrome de ces derniers, en plus de la cristallisation fractionnée des phases ferromagnésiennes. Dans le diagramme TiO_2 vs. XMg, les évolutions chimiques non cohérentes avec la cristallisation fractionnée d'un MORB primitif sec à basse pression sont probablement liées à ces mêmes mécanismes.

Dans ces différents diagrammes *(fig.6.13 et 6.14)*, on constate que les échantillons des masses péridotitiques sont relativement primitifs mais présentent des degrés de différenciation et des compositions globalement équivalents à ceux des péridotites interlitées avec les

cumulats gabbroïques. Au sein de l'intrusion de *l'affl.4*, les variations cryptiques (i.e. variation de la composition des Cpx) sont marquées par des patterns ondulés entre les lits wehrlitiques et sont donc en partie attribuables à la cristallisation fractionnée *(cf. annexe 1E)*. On note cependant une anti-corrélation entre le XMg et le Cr_2O_3 et une corrélation entre le XMg et le TiO_2 qui montrent que la cristallisation fractionnée n'est pas seule responsable de l'évolution de cette intrusion.

I.3.a.2. Composition des Orthopyroxènes

Parmi les échantillons récoltés dans le wadi Sarami, seuls une clinopyroxénite (s.l.) et un gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.) présentent des Opx magmatiques post-cumulus. Des exsolutions d'Opx, issues de la déstabilisation sub-solidus des Cpx ont également été analysés dans un gabbro à Ol (s.s.). Ces différents Opx sont des enstatites *(fig.6.12a)*. Les exsolutions d'Opx sont relativement riches en calcium et en fer, avec des valeurs de wollastonite et de ferrosilite comprises entre 2,2 % et 2,9 % et entre 14,7 % et 17,5 % respectivement, mais pauvres en magnésium (80,3 %< En < 82,4 %) par rapport aux Opx magmatiques des autres lithologies *(fig.6.12 et annexe 1E)*. Les Opx de la clinopyroxénite (s.l.) sont légèrement plus magnésiens et calciques que ceux du gabbro à Ol et à Opx tardif (En ~ 86,1 % contre 85,5 % et Wo ~ 2,1 % contre 1,2 % pour le gabbro à Ol et à Opx tardif) *(fig.6.12 et annexe 1E)*. Les exsolutions d'Opx dans le gabbro à Ol ont des XMg compris entre 82 % et 84,4 % tandis que la clinopyroxénite (s.l.) présente les Opx magmatiques les plus magnésiens (et les plus primitifs) avec des teneurs en XMg de 86,3 % contre de 85,6 % pour le gabbro à Ol et à Opx tardif *(annexe 1E)*.

Les Opx de la clinopyroxénite (s.l.) sont également les plus chromifères (Cr_2O_3 ~ 0,41 %) alors que ceux du gabbro à Ol (s.s) ont des teneurs inférieures à la limite de détection de la microsonde (~ 0,08 %). Les Opx magmatiques du gabbro à Ol et à Opx tardif sont plus pauvres en chrome que ceux de la clinopyroxénite (s.l.) (Cr_2O_3 ~ 0,1 %). Ceci confirme le caractère évolué du gabbro à Ol et à Opx tardif par rapport à la clinopyroxénite (s.l.). Les exsolutions d'Opx dans le gabbro à Ol ont des teneurs en aluminium variant de 1,1 % à 1,8 %. Les Opx magmatiques de la clinopyroxénite (s.l.) se situent dans l'intervalle de composition des exsolutions avec des teneurs en Al_2O_3 de ~ 1,56 % tandis que ceux du gabbro à Ol et à Opx tardif sont faiblement alumineux (Al_2O_3 ~ 0,8 %).

I.3.a.3. Composition des Olivines

Les Ol de la majorité des échantillons du wadi Sarami sont moyennement magnésiennes (82,3 % < Fo < 87,7 %), seul un mélagabbro à Ol présente des Ol fortement magnésiennes (Fo ~ 91,1 %) *(fig.6.15)*. Les Ol des différentes lithologies (i.e. gabbroïques et péridotitiques) s'organisent en deux groupes de compositions distinctes : un groupe dont les Ol ont des Fo > 85,6 % et un groupe dont les Ol ont des Fo < 84,9 % *(fig.6.15)*. Dans ce dernier groupe, la plupart des échantillons ont des Fo compris entre 82,3 % et 82,9 %.

Les gabbros à Ol (s.l.) s'observent dans les deux groupes et les délimitent généralement. Cependant, on constate que les gabbros à Ol (s.s.) sont majoritairement concentrés dans le groupe des Ol plus ferreuses tandis que la plupart des mélagabbros à Ol sont situés dans le groupe des Ol plus magnésiennes *(fig.6.15)*. Les quelques mélagabbros à Ol présentant des Ol plus ferreuses (Fo ~ 82,6 %) sont généralement concentrés dans l'intervalle très restreint de composition défini précédemment. Parmi les roches gabbroiques, le gabbro à Ol et à Opx tardif se situe dans le groupe des Ol plus ferreuses (Fo ~ 84,4 %). Les Ol des péridotites/pyroxénites présentent une gamme de composition en Fo globalement équivalente à celle des roches gabbroiques (82,6 % < Fo < 87,5 %). La majorité des

échantillons est cependant concentrée dans le groupe des Ol plus magnésiennes, seules quelques wehrlites à Cpx tardif (s.l.) présentent des Ol plus ferreuses *(fig.6.15)*. Ces dernières lithologies correspondant aux wehrlites à Cpx tardif et aux wehrlites à Cpx et Plg tardifs interlitées avec les cumulats gabbroiques sont concentrées dans l'intervalle restreint de composition du groupe des Ol plus ferreuses (Fo ~ 82,6 % - 82,8 %). Dans le groupe des Ol plus magnésiennes, les Ol de la clinopyroxénite (s.l.) sont appauvries en Fo par rapport aux autres lithologies (Fo ~ 85,7 %) tandis que celles des dunites à Plg ont des teneurs équivalentes à celles des wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif (86,6 % < Fo < 87,4 %) *(fig.6.15)*.

Les Ol des masses péridotitiques ont des Fo relativement élevés (84,9 % à 87,5 %) *(fig.6.15b)* équivalents à celles de la majorité des péridotites/pyroxénites interlitées avec les cumulats gabbroiques. Comme pour les Cpx, au sein d'une même masse péridotitique, les Ol montrent différentes valeurs de Fo. Dans les péridotites de l'*affl.1*, les Ol ont des Fo proches, de ~ 87,2 % pour la wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif et de ~ 87,5 % pour la wehrlite à Cpx et Plg tardifs. Dans l'intrusion de l'*affl.4*, deux lits wehrlitiques ont des Fo globalement équivalents de 86,4 % et 86,6 % tandis que le troisième lit présente des Fo plus faibles ~ 84,9 % *(fig.6.15b)*.

Les Ol de l'ensemble des échantillons ont des teneurs en nickel comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de ~ 0,14 %) et 0,39 %, les Ol les plus riches en NiO, qui sont également les plus magnésiennes, s'observent dans un mélagabbro à Ol *(fig.6.15a)*. On constate que les échantillons se situant dans le groupe des Ol plus magnésiennes ont généralement des Ol avec des teneurs en nickel supérieures ou égales à la limite de détection (0,14 % < NiO < 0,35 %), sauf celles d'une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif, alors que ceux du groupe des Ol plus ferreuses ont généralement des Ol avec des compositions en nickel inférieures ou égale à cette limite, sauf celles d'un mélagabbro à Ol (NiO ~ 0,23 %) *(fig.6.15a)*.

A l'exception du mélagabbro présentant des Ol riches en nickel, les Ol des gabbros à Ol (s.s.) et des mélagabbros à Ol présentent globalement les mêmes gammes de teneurs en nickel comprises entre 0 % et 0,32 %. Cependant, on constate que les Ol les plus pauvres en NiO s'observent préférentiellement dans les gabbros à Ol (s.s.), ainsi que dans le gabbro à Ol et à Opx tardif, et que les Ol de la majorité des mélagabbros à Ol ont des teneurs en nickel supérieures ou égales à la limite de détection *(fig.6.15a)*. Dans le groupe des Ol plus magnésiennes, on note également que celles de la plupart des gabbros à Ol (s.l.) ont de faibles valeurs de nickel (0,14 % < NiO < 0,21 %). Les Ol de la majorité des péridotites/pyroxénites ont des teneurs en nickel supérieures ou égales à la limite de détection, comprises entre 0,14 % et 0,35 %. Dans cette famille, les Ol les plus ferreuses des wehrlites à Cpx tardif (s.l.) interlitées avec les cumulats gabbroiques sont les plus pauvres en NiO (0,14 % - 0,15 %) *(fig.6.15a)*. Dans le groupe des Ol plus magnésiennes, celles de la majorité des péridotites/pyroxénites ont, comme celles des roches gabbroiques, de faibles teneurs en nickel (0,15 % et 0,23 %). Dans cet intervalle de composition, la clinopyroxénite contient les Ol les plus riches en NiO tandis que les Ol des dunites à Plg ont des teneurs en nickel équivalentes à celles des autres lithologies (NiO ~ 0,18 % - 0,2 %). Les Ol les plus riches en nickel (NiO ~ 3 % - 3,5 %) s'observent dans les wehrlites (s.l.) des masses péridotitiques de l'*affl.1 (fig.6.15a)*. On constate donc que les Ol des masses de péridotites ont des teneurs en nickel supérieures à celles des péridotites interlitées avec les cumulats gabbroiques mais équivalentes à celles de certains gabbros à Ol (s.l.) *(fig.6.15a)*.

Dans le diagramme NiO vs. Fo, à l'exception du mélagabbro à Ol très magnésiennes, les échantillons semblent décrire trois trends distincts. Le premier, défini par la majorité des échantillons, est caractérisé par la diminution conjointe des valeurs de Fo et de NiO dans les

Ol *(fig.6.15a)*. Les deux autres, parallèles et de plus faible extension, sont décrits par différentes lithologies gabbroïques et péridotitiques et sont marqués par l'augmentation de la teneur en nickel des Ol pour une légère augmentation de celles en Fo *(fig.6.15a)*. Ces deux trends sont « enracinés » dans le premier au niveau des valeurs NiO ~ 0 % et Fo ~ 82,6 % et NiO ~ 0,17 % et Fo ~ 86,7 %.

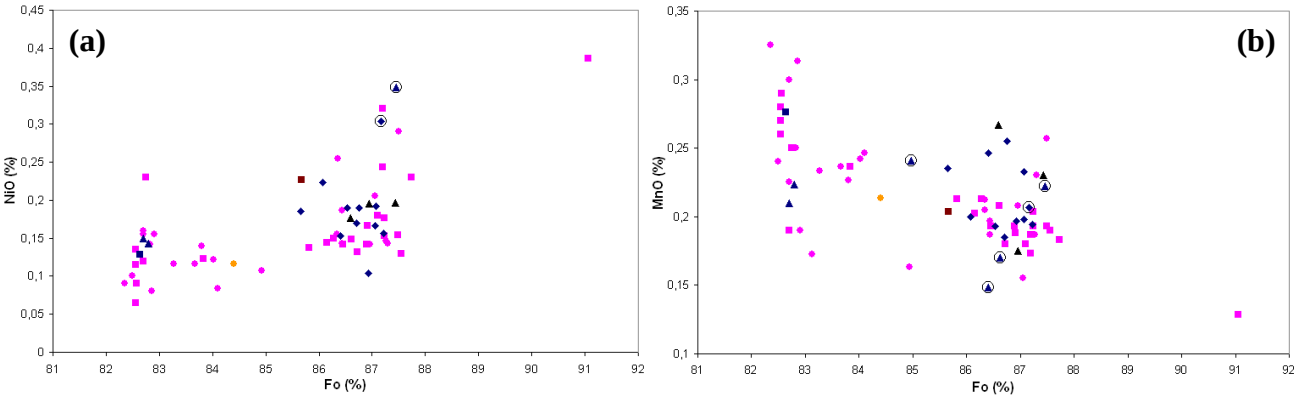


*Figure 6.15 : Composition des Ol en nickel (a) et en manganèse (b) en fonction du Fo (100 * (Mg / Mg + Fe)) dans les différentes lithologies du wadi Sarami. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire. Les lithologies correspondant aux masses péridotitiques (affl.1 et 4) sont marquées d'un cercle noir. Les teneurs en NiO des Ol de certains échantillons (gabbros à Ol (s.s.) et wehrlites à Cpx et Plg tardifs) n'ont pas été analysées (cf. annexe 1E).*

Les Ol des différentes lithologies du wadi Sarami montrent une gamme de composition relativement restreinte en manganèse comprise entre 0,13 % et 0,33 % *(fig.6.15b)*. Les Ol les plus pauvres en MnO, qui sont également les plus riches en NiO, s'observent dans un mélagabbro à Ol tandis que les Ol les plus riches en manganèse, qui sont également les plus pauvres en nickel, se trouvent dans un gabbro à Ol (s.s.) *(fig.6.15a-b)*. Contrairement au nickel, les Ol des deux groupes (i.e. Ol « plus magnésiennes » et « plus ferreuses ») ont la même gamme de teneurs en manganèse. Cependant, on constate que la majorité des Ol plus magnésiennes est pauvre en manganèse (MnO < ~ 0,21 %) alors que c'est l'inverse pour la plupart des Ol plus ferreuses (MnO > 0,22 %) *(fig.6.15b)*. Dans le groupe des Ol plus magnésiennes, les quelques Ol enrichies en MnO s'observent majoritairement dans les péridotites/pyroxénites.

Les gabbros à Ol (s.l.) décrivent l'ensemble du spectre de composition en manganèse des Ol. A l'inverse des teneurs en NiO, les Ol les plus riches en manganèse (MnO > 0,23 %) s'observent essentiellement dans les gabbros à Ol (s.s.) alors que celles de la plupart des mélagabbros à Ol sont appauvries en MnO (< 0,21 %) *(fig.6.15)*. Les Ol du gabbro à Ol et à Opx tardif présentent, quant à elles, des compositions intermédiaires en manganèse (MnO ~ 0,21 %). Les Ol des péridotites/pyroxénites ont globalement la même gamme de composition en manganèse que celles des roches gabbroïques (0,15 % < MnO < 0,28 %) *(fig.6.15b)*. Contrairement au NiO, on constate que les Ol plus ferreuses des wehrlites à Cpx tardif (s.l.) interlitées avec les cumulats gabbroïques montrent des teneurs en manganèse variées (0,21 % < MnO < 0,28 %) *(fig.6.15)*. Les péridotites/pyroxénites s'observant dans le groupe des Ol plus magnésiennes présentent un intervalle de composition en manganèse relativement étendu compris entre 0,15 % et 0,27 %. Comme pour le NiO et pour les roches gabbroïques, la majorité des échantillons est cependant concentrée vers de faibles valeurs de MnO inférieures à ~ 0,21 % *(fig.6.15)*. Alors que les Ol des différentes dunites à Plg montrent des teneurs en nickel équivalentes (NiO ~ 0,2 %), elles présentent des teneurs en manganèse variées comprises entre ~ 0,18 % et ~ 0,27 % *(fig.6.15a-b)*. Enfin on note que les Ol de la clinopyroxénite (s.l.) sont moyennement manganésifères (MnO ~ 0,2 %).

Les Ol des différents échantillons appartenant aux masses péridotitiques ont une gamme de composition en manganèse relativement étendue comprise entre 0,15 % et 0,24 % *(fig.6.15b)*. Les Ol des différentes péridotites intrusives de l'*affl.1* ont des teneurs identiques et intermédiaires en MnO (0,21 % - 0,22 %). De ce fait, contrairement au NiO, elles montrent des teneurs en manganèse équivalentes à celles des péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques *(fig.6.15a-b)*. Dans l'intrusion de l'*affl.4*, les Ol des lits wehrlitiques ont des teneurs en manganèse relativement distinctes, de 0,15 %, 0,17 % et 0,24 %, qui sont équivalentes ou légèrement inférieures à celles des péridotites interlitées.

Dans le diagramme MnO vs. Fo, il est relativement difficile de définir des trends d'évolution, par rapport au diagramme précédent, du fait de l'importante dispersion des données. Cependant les différents échantillons semblent plutôt décrire un unique trend, à partir du mélagabbro à Ol, montrant une dispersion importante des compositions et marqué par l'augmentation des teneurs en MnO dans les Ol avec la décroissance des teneurs en Fo *(fig.6.15b)*.

Comme expliqué pour les autres massifs *(chap.2 à 5)*, la teneur en Fo des Ol permet, comme le XMg des pyroxènes, de déterminer le degré de différenciation des magmas par cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes. Au cours de ce processus, la teneur en nickel a tendance à diminuer et celle en manganèse à augmenter dans les Ol. Les trends définis par la majorité des échantillons et marqués par la diminution des teneurs en NiO et l'augmentation des teneurs en MnO dans les Ol avec la décroissance des valeurs de Fo *(fig.6.15)* sont compatibles avec un mécanisme de cristallisation fractionnée à basse pression d'un magma MORB primitif sec. Cependant, la perte de corrélation entre le degré de différenciation et le type lithologique pour certains échantillons, nécessite d'invoquer d'autres mécanismes. L'existence de trends portés par certaines lithologies et caractérisés par l'augmentation de la teneur en nickel pour une légère croissance de la teneur en Fo pose également problème *(fig.6.15a)*. L' « enracinement » de ces trends à différents degrés de différenciation sur le trend majeur suggère que des processus secondaires ont affecté les magmas à différentes étapes de leur cristallisation. L'absence d'anti-corrélation systématique entre les teneurs en MnO et en NiO des Ol, ces éléments montrant des comportements distincts lors de leur incorporation dans la structure de ces dernières, témoigne également des perturbations lors de la cristallisation fractionnées de ces cumulats.

Enfin, on note que les masses de péridotites sont relativement primitives (Fo ~ 84,9 % - 87,5 %) mais présentent des degrés de différenciation et des compositions d'Ol globalement équivalents à ceux des péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques *(fig.6.15)*. Comme pour les Cpx, les variations cryptiques observées entre les lits wehrlitiques de l'*affl.4* sont caractérisées par des patterns en zig-zag *(cf. annexe 1E)*. Ces patterns reflètent un mécanisme de cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes dans cette intrusion wehrlitique. Dans ces patterns, on remarque que, la teneur en Fo est anti-corrélée à celles en MnO, ce qui est en accord avec ce type de mécanisme, cependant le Fo est également anti-corrélé avec le XMg_{cpx}, ce qui témoigne de perturbations par des processus annexes.

I.3.a.4. Composition des Feldspaths

Les différents feldspaths analysés dans les échantillons du wadi Sarami sont des plagioclases calciques présentant une gamme de composition très restreinte en anorthite comprise entre 85,7 % et 89,4 % *(fig.6.16 et annexe 1E)*. Seul un mélagabbro à Ol contient des Plg plus faiblement calciques (An 80,8 %), bien que des Plg calciques (An 87,1 %) soient également présents dans cet échantillon. Les compositions d'anorthite les plus couramment observées dans les échantillons (n ~ 28) sont situées dans l'intervalle 87 % < An < 88 %

(fig.6.16). Ce pic de composition est essentiellement porté par les gabbros à Ol (s.l.) (n ~ 26) et en particulier par les mélagabbros à Ol (n ~ 14).

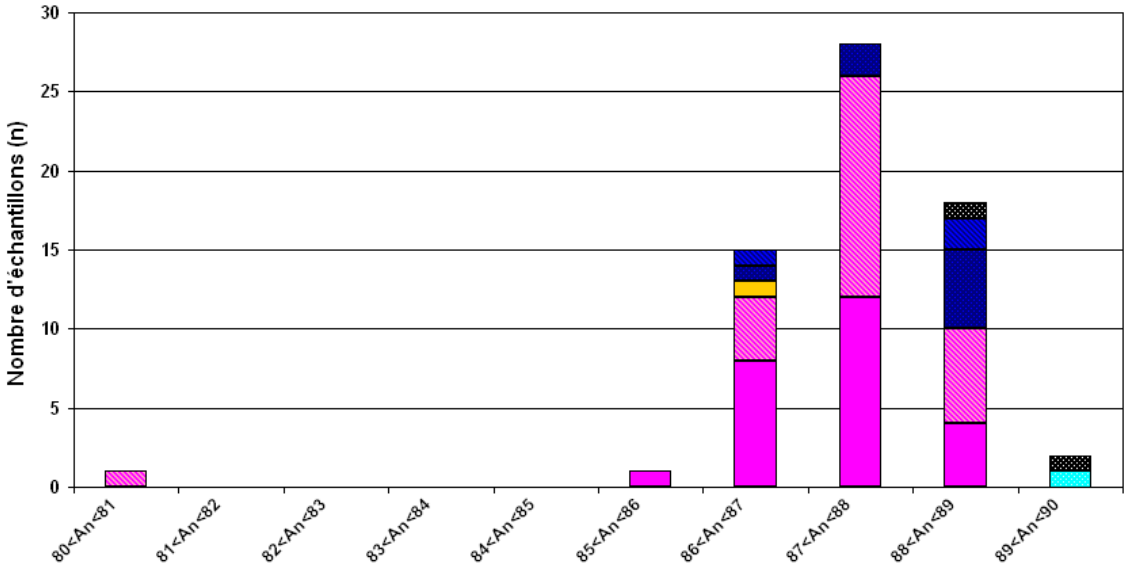


Figure 6.16 : Composition des Plg dans les différentes lithologies du wadi Sarami. Les intervalles sont définis à partir des pourcentages d'anorthite (An) dans les Plg et selon un pas de 1 %. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

A l'exception du mélagabbro à Ol, les roches gabbroïques présentent une gamme de composition moyenne en anorthite s'échelonnant de 85,7 % à 89,3 %, les Plg les plus calciques s'observant dans le leucogabbro et les plus pauvres en anorthite dans un gabbro à Ol (s.s.) *(fig.6.16)*. Au sein des gabbros à Ol (s.l.), les Plg des mélagabbros et des gabbros (s.s.) montrent globalement le même intervalle de composition en anorthite. Contrairement aux Plg du leucogabbro, ceux du gabbro à Ol et à Opx tardif présentent des teneurs en anorthite relativement faibles, An ~ 86,5 %, équivalentes à celles des gabbros à Ol (s.l.) *(fig.6.16)*.

Les Plg des péridotites/pyroxénites ont une gamme de composition équivalente à celle des roches gabbroïques, comprise entre 86 % et 89,4 %. La plupart des échantillons (n ~ 8) sont cependant concentrés dans un intervalle plus restreint (88 % < An < 89 %) *(fig.6.16)*. Les Plg des wehrlites (s.l.) de la masse péridotitique de l'*affl.1* sont concentrés dans cet intervalle de composition avec des valeurs de An 88,2 % pour la wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif et de An 88,3 % pour celle à Cpx et Plg tardifs, et présentent donc des teneurs en anorthite équivalentes à celles des péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques *(cf. fig.6.16 et annexe 1E)*. Dans cette famille, les Plg des wehrlites à Cpx tardif (s.l.) et ceux des wehrlites à Cpx précoce (s.l.) ont les mêmes gammes d'anorthite. Les Plg des dunites à Plg ont, quant à eux, des teneurs élevées en anorthite (88,5 % et 89,4 %).

I.3.a.5. Composition des Oxydes

Comme dans le wadi Hilti *(chap.5)*, les oxydes analysés dans les échantillons du wadi Sarami appartiennent tous au groupe des spinelles.

Les magnétites sont relativement abondantes et s'observent autant dans les péridotites/pyroxénites (wehrlite à Cpx tardif (s.l.), wehrlite à Cpx précoce (s.l.) et dunite à Plg) que dans les roches gabbroïques (gabbro à Ol et mélagabbro à Ol). Les magnétites les plus riches en magnésium s'observent majoritairement dans les péridotites tandis que les plus riches en aluminium se trouvent préférentiellement dans les roches gabbroïques *(cf. annexe 1E)*.

Les spinelles alumineux sont également très abondants dans les lithologies du wadi Sarami. Ils s'observent dans certaines péridotites (wehrlite à Cpx tardif (s.l.) et dunite à Plg) mais se trouvent majoritairement dans les roches gabbroïques (gabbro à Ol et mélagabbro à Ol). Dans ces différentes lithologies, ils présentent des teneurs en aluminium comprises entre 64,1 % et 67,7 % *(cf. annexe 1E)*. Leur Cr# est très faible (0 % à 0,15 %) et leur Mg#* élevé (61 % à 77,6 %) et de ce fait, ils correspondent à des pléonastes riches en magnésium *(fig.6.17)*. A l'exception d'un gabbro à Ol (s.s.), les pléonastes de l'ensemble des échantillons ont des Mg#* supérieurs à 69 % *(fig.6.17)*. Les pléonastes des péridotites présentent globalement les mêmes compositions que ceux des roches gabbroïques *(fig.6.17)*.

Les spinelles chromifères analysés dans les échantillons du wadi Sarami ont des teneurs en chrome très variables (38,3 % < Cr# < 74,2 %) et sont relativement pauvres en magnésium (18,3 % < Mg#* < 59,4 %). Ce sont donc des Mg-Al chromites ou chromites (s.l.) *(fig.6.17)*. Ces dernières ont majoritairement cristallisé dans les péridotites/pyroxénites et plus rarement dans certains gabbros à Ol (s.s.) et mélagabbros à Ol.

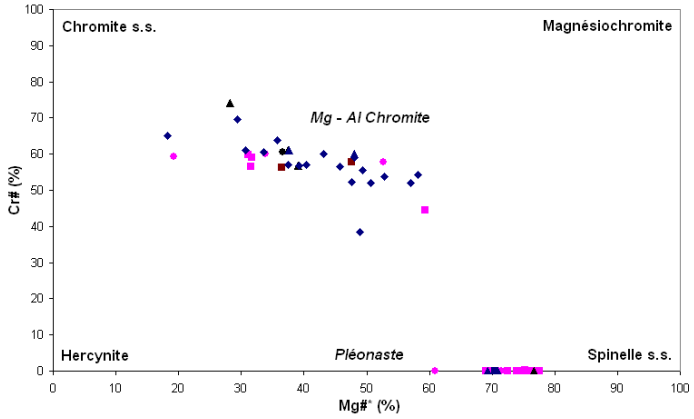


Figure 6.17 : Composition des spinelles dans les différentes lithologies du wadi Sarami. Pôles : Hercynite ($Fe^{2+}Al_2O_4$), Spinelle s.s. ($MgAl_2O_4$), Chromite s.s. ($Fe^{2+}Cr_2O_4$) et Magnésiochromite ($MgCr_2O_4$). Pléonaste : solution solide entre le pôle hercynite et le pôle spinelle, Mg-Al chromite = champ défini par les 4 pôles.

Les chromites des péridotites/pyroxénites décrivent l'ensemble du spectre de composition en chrome (29 % < Cr_2O_3 < 45,3 %) *(fig.6.18a)*. Les plus pauvres en chrome (Cr_2O_3 ~ 29 %) se trouvent dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif et les plus chromifères (Cr_2O_3 > 41,7 %) dans une dunite à Plg et dans certains wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif *(fig.6.18a)*. Les chromites des wehrlites à Cpx et Plg tardifs sont relativement riches en chrome (40,3 % à 40,9 %) tandis que celles de la clinopyroxénite (s.l.) sont plus pauvres en Cr_2O_3 (36,7 % à 38,5 %) *(fig.6.18a)*. Les chromites de la dunite et des dunites à Plg ont, quant à elles, des teneurs en chrome très variées comprises entre 37,1 % et 45,3 %. Les chromites des gabbros à Ol (s.l.) présentent une gamme de composition en chrome équivalente mais plus restreinte que celles des péridotites/pyroxénites (31,5 % < Cr_2O_3 < 40,9 %). Les chromites des mélagabbros à Ol sont concentrées dans un intervalle de composition intermédiaire en chrome compris entre 36 % et 39,3 % tandis que celles des gabbros à Ol (s.s.) montrent les teneurs les plus faibles (Cr_2O_3 ~ 31,5 %) et les plus élevées en chrome (Cr_2O_3 > 40,2 %) *(fig.6.18a)*. Enfin, les chromites des différentes péridotites de la masse de l'*aff.1* sont relativement riches en chrome (39,3 % à 40,8 %). Elles présentent donc une gamme de composition en Cr_2O_3 similaire à celle de la majorité des péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques.

Les chromites de l'ensemble des lithologies du wadi Sarami sont relativement pauvres en aluminium avec des teneurs comprises entre 10,5 % et 31,3 %. Ce spectre de composition en aluminium est porté par les chromites des péridotites/pyroxénites et la plupart de ces dernières sont regroupées dans un intervalle de composition plus restreint (16,6 % < Al_2O_3 < 24,1 %) *(fig.6.18a)*. Les chromites les plus alumineuses (Al_2O_3 ~ 31,3 %) s'observent dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif tandis que les moins alumineuses (Al_2O_3 < 15 %) se

trouvent dans une dunite à Plg et dans certaines wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif. Dans l'intervalle restreint de composition, les chromites des dunites (s.l.) et de la clinopyroxénite (s.l.) sont concentrées vers de faibles teneurs en aluminium, inférieures à 19 %. Les chromites des gabbros à Ol (s.l.) montrent globalement la même gamme de composition en aluminium que celles des péridotites/pyroxénites mais la majorité est regroupée dans un intervalle très restreint de composition s'échelonnant de 17,8 % à 20 % *(fig.6.18a)*. De part et d'autre de cet intervalle, les chromites les plus pauvres en aluminium (Al_2O_3 ~ 14,5 %) s'observent dans un gabbro à Ol (s.s.) et les plus alumineuses (Al_2O_3 ~ 30 %) se trouvent dans un mélagabbro à Ol. Les chromites des différentes péridotites de la masse de l'*affl.1* montrent des teneurs en aluminium, équivalentes à celles des clinopyroxénites (s.l.), des dunites (s.l.) et de quelques wehrlites (s.l.) interlitées avec les cumulats gabbroïques (17,2 % à 18,3 %) *(fig.6.18a)*. Les chromites des différentes lithologies observées dans cette masse péridotitique montrent donc des teneurs similaires en aluminium.

Dans le diagramme Cr_2O_3 vs. Al_2O_3 *(fig.6.18a)*, on note que la majorité des échantillons forme un trend caractérisé par l'augmentation de la teneur en aluminium des chromites avec la diminution de la teneur en chrome de ces dernières. Seul un gabbro à Ol (s.s.) se situe en dehors de ce trend.

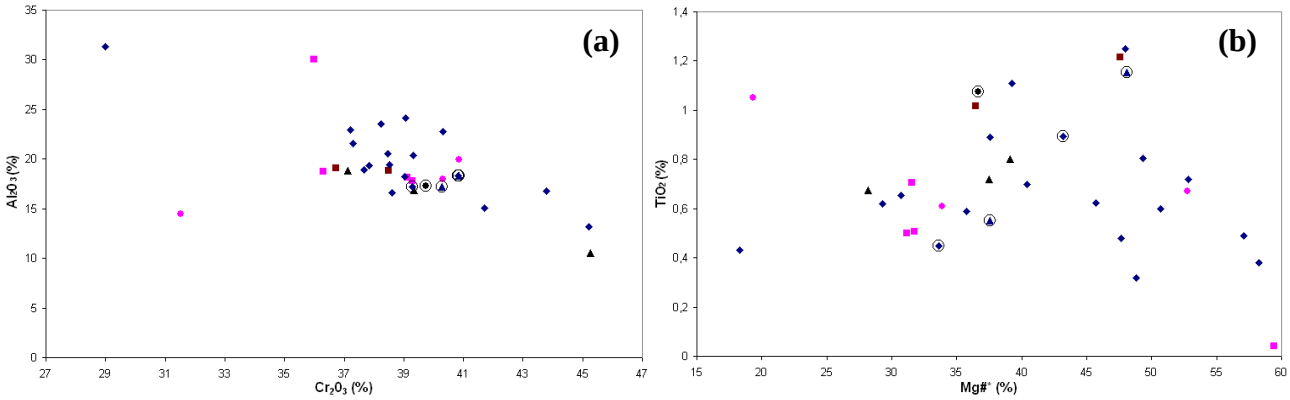


Figure 6.18 : Composition des chromites en chrome et en aluminium (a) ainsi qu'en magnésium (Mg#) et en titane (b) dans les échantillons du wadi Sarami. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire. Les lithologies correspondant aux masses péridotitiques (affl.1) sont marquées d'un cercle noir.*

Les chromites des péridotites/pyroxénites présentent une gamme de Mg#* étendue (18,3 % à 58,2 %). Ce spectre de composition est essentiellement porté par les chromites des wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif, celles des autres lithologies de cette famille étant regroupées dans un intervalle de composition plus restreint (28,2 % < Mg#* < 48,1 %) *(fig.6.18b)*. Dans cet intervalle, les chromites des dunites (s.l.) ont des Mg#* relativement faibles (< 39,1 %). Au sein de la clinopyroxénite (s.l.) et de la wehrlite à Cpx et Plg tardifs, les chromites ont des Mg#* distincts, autour de 37 % et de 48 %. Les chromites des gabbros à Ol (s.l.) montrent également une gamme de Mg#* relativement étendue et équivalente à celle des chromites des péridotites/pyroxénites (19,3 % à 59,4 %) *(fig.6.18b)*. La plupart des échantillons sont cependant regroupés dans un intervalle de Mg#* très restreint (31,2 % à 33,9 %), les chromites les moins magnésiennes (Mg#* ~ 19,3 %) s'observant dans un gabbro à Ol (s.s.) et les plus riches en magnésium dans un gabbro à Ol (s.s.) (Mg#* ~ 52,7 %) et un mélagabbro à Ol (Mg#* ~ 59,4 %). Au sein de la masse péridotitique de l'*affl.1*, les chromites présentent des teneurs en Mg#* très variées comprises entre 33, 6 % et 48,1 % *(fig.6.18b)*. Les chromites de ces péridotites ont donc une gamme de Mg#* équivalente à celles des péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques.

Les chromites de l'ensemble des échantillons ont des teneurs en titane relativement faibles comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,07 %) et 1,25 % *(fig.6.18b)*. Les chromites des péridotites/pyroxénites présentent une gamme de teneurs en titane relativement étendue (0,32 % < TiO_2 < 1,25 %) et, comme pour les autres paramètres, ces variations sont essentiellement portées par les wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif. Les chromites des dunites à Plg ont des teneurs intermédiaires en titane (TiO_2 ~ 0,67 % - 0,80 %) distinctes de celles de la dunite (s.s.) qui sont plus titanifères avec des valeurs de TiO_2 ~ 1,08 % *(fig.6.18b)*. Comme précédemment, au sein de la wehrlite à Cpx et Plg tardifs, les chromites ont des teneurs en titane distinctes (0,55 % et 1,16 %) mais, au sein de la clinopyroxénite, la différence de teneurs en titane entre les différents chromites est moindre (1,01 % et 1,21 %). Les chromites des gabbros à Ol (s.l.) ont une gamme de teneurs en titane identique à celle des péridotites/pyroxénites, comprise entre 0 % et 1,05 % *(fig.6.18b)*. Les chromites de la plupart des gabbros à Ol (s.l.) sont cependant regroupées dans un intervalle plus restreint de composition (0,5 % < TiO_2 < 0,71 %), les chromites les plus pauvres en TiO_2 se trouvant dans un mélagabbro à Ol et les plus titanifères dans un gabbro à Ol (s.s.). Comme précédemment, les chromites des échantillons de la masse péridotitique de l'*affl.1* ont une gamme de teneurs en titane très étendue mais équivalente à celles des péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques (0,45 % < TiO_2 < 1,16 %).

I.3.a.6. Composition des Amphiboles

L'étude pétrographique *(cf. chap.1)* montre que les amphiboles de l'ensemble des échantillons du wadi Sarami sont secondaires, généralement issues de l'altération des pyroxènes, mais provenant parfois de réactions sub-solidus. Ces amphiboles sont calciques ($(Ca+Na)_B \geq 1{,}00$ et $Ca_B \geq 1{,}50$, *Leake et al., 1997*) et présentent des teneurs en CaO comprises entre 9,9 % et 15,6 % et des teneurs en Na_2O s'échelonnant de 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,12 %) à 2,7 % *(cf. annexe 1E)*. Elles sont également fortement magnésiennes avec des valeurs de Mg / ($Mg+Fe^{2+}$) supérieures à ~ 0,83 *(fig.6.19)*. Comme dans les précédents massifs, il est courant d'observer plusieurs générations d'amphiboles au sein d'un même échantillon.

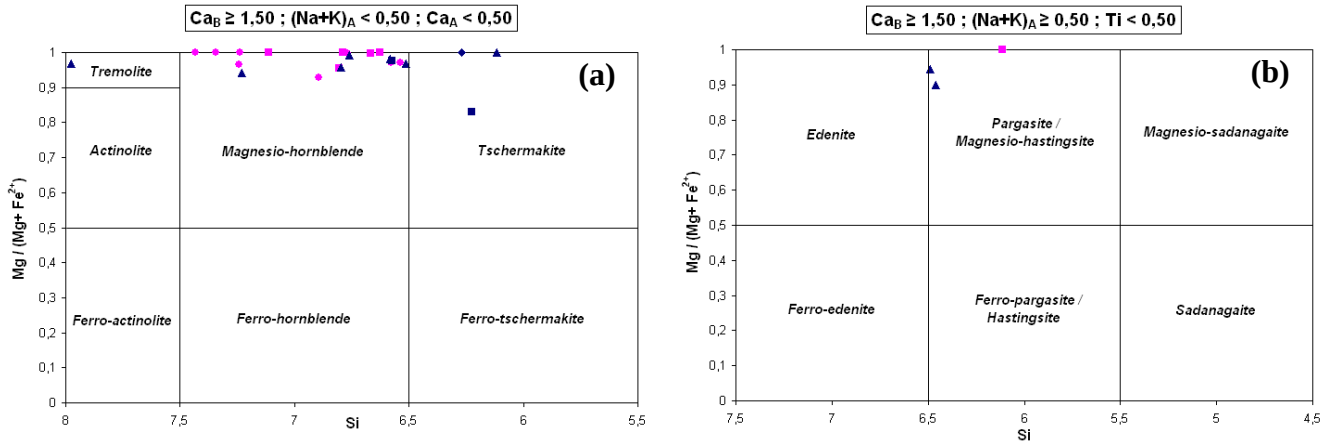


Figure 6.19 : Classification des amphiboles calciques ($(Ca+Na)_B \geq 1{,}00$ et $Ca_B \geq 1{,}50$) selon Leake et al., 1978 et 1997). a) Amphiboles montrant un $(Na+K)_A < 0{,}50$ et un $Ca_A < 0{,}50$ et b) Amphiboles montrant un $(Na+K)_A \geq 0{,}50$ et un $Ti < 0{,}50$. Pargasite / Ferro-pargasite ($^{VI}Al \geq Fe^{3+}$) ; Magnesio-hastingsite / Hastingsite ($^{VI}Al < Fe^{3+}$). Les éléments (Ca, Na, Si, Mg…) et les lettres (A, B) font respectivement référence aux nombres d'atomes et aux sites dans la formule structure des amphiboles. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Dans l'ensemble des lithologies, la majorité des amphiboles est pauvre en sodium ($(Na+K)_A < 0,50$) avec des compositions s'échelonnant du domaine des trémolites (Si > 7,5) au domaine des tschermakites (Si < 6,5). Cependant, la plupart sont regroupées dans le domaine des magnésio-hornblendes et présentent des teneurs en silice comprises entre 6,51 et 7,43 *(fig.6.19a)*. Les amphiboles les plus siliceuses (i.e. trémolites) s'observent dans une wehrlite à Cpx et Plg tardifs et les plus pauvres en silice (i.e. tschermakites) se trouvent dans certaines wehrlites à Cpx tardif (s.l.) et dans une wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif. Dans les gabbros à Ol (s.l.), les amphiboles sont donc principalement des magnésio-hornblendes et on constate que celles des mélagabbros à Ol sont majoritairement concentrées vers de faibles valeurs de Si inférieures à 6,8 tandis que les plus riches en silice (Si > 7,24) s'observent essentiellement dans les gabbros à Ol (s.s.) *(fig.6.19a)*. On note également qu'une wehrlite à Cpx tardif (s.s.) présente des amphiboles plus pauvres en magnésium ($Mg / (Mg+Fe^{2+}) \sim 0,83$ %) que celles des autres échantillons ($Mg / (Mg+Fe^{2+}) > 0,93$).

De rares amphiboles riches en sodium ($(Na+K)_A \geq 0,50$) s'observent aussi bien dans les péridotites/pyroxénites que dans les roches gabbroïques *(fig.6.19b)*. Dans les wehrlites à Cpx et Plg tardifs, ce sont des magnésio-hastingsites ($^{VI}Al < Fe^{3+}$) présentant des teneurs en silice équivalentes (Si ~ 6,5) *(fig.6.19b)*. On note que les amphiboles de ces péridotites sont riches en titane ($TiO_2 \sim 2,5$ %) par rapport à celles des autres lithologies présentant des teneurs en TiO_2 entre 0 % et 1,8 % *(cf. annexe 1E)*. Dans le mélagabbro à Ol (s.s.), les amphiboles sont appauvries en silice par rapport à celles des péridotites (Si ~ 6,1) et correspondent à des pargasites ($^{VI}Al \geq Fe^{3+}$) *(fig.6.19b)*.

I.3.b. Variations de la composition des minéraux en éléments majeurs le long de deux coupes d'échelle métrique dans les cumulats lités

A la base de la section crustale, au niveau de l'*affl.2*, j'ai réalisé une coupe de ~ 15 m dans les cumulats lités et effectué un profil détaillé sur ~ 1 m à la base de cette coupe *(cf. étude de terrain, paragraphe I.2 et fig.6.20)*. Dans cette partie, je vais, dans un premier temps étudier le profil à la base de la coupe puis je m'intéresserai à l'ensemble de cette dernière.

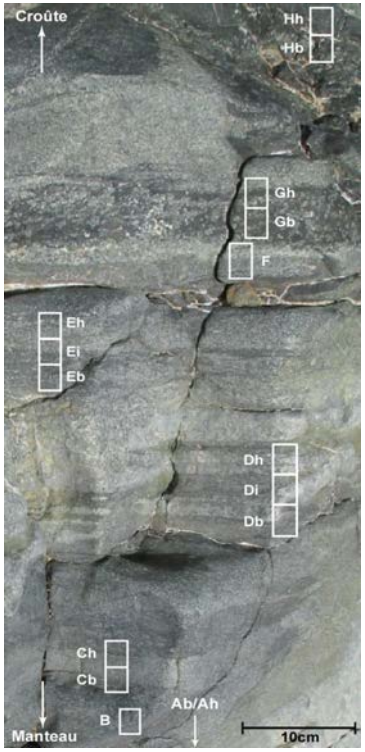
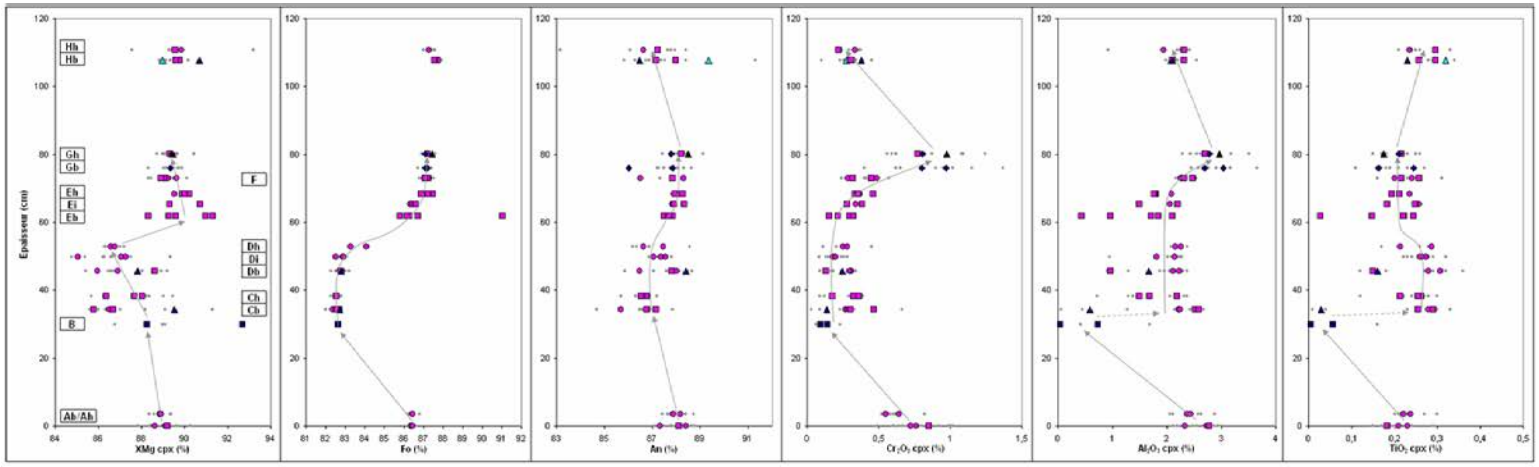
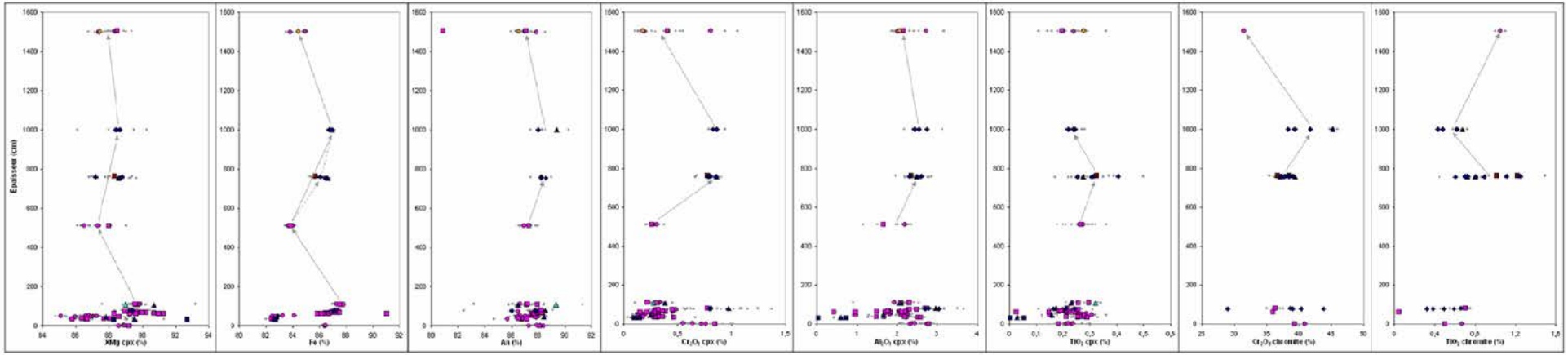


Figure 6.20 : Coupe et profil dans les cumulats lités à la base de la section crustale au niveau de l'affl.2 dans le wadi Sarami. a) Profil de ~ 1 m réalisé à la base de la coupe : profil lithologique sur le terrain montrant les alternances de lits gabbroïques et péridotitiques et profils chimiques montrant les variations de la composition des minéraux le long du profil. Les échantillons analysés sont notés sur le profil lithologique et les noms de ces derniers sont reportés sur le premier profil chimique qui sert de référence. b) Evolution chimique des minéraux le long de la coupe de ~ 15 m. Dans les profils chimiques, les flèches indiquent les évolutions décrites dans le texte et pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

(a)



(b)



I.3.b.1. Profil de 1 m dans les cumulats lités de la base de la section crustale

Ce profil montre des alternances de lits gabbroïques (gabbro à Ol, mélagabbro à Ol et leucogabbro) et/ou de lits péridotitiques (dunite à Plg, wehrlite à Cpx tardif (s.l.) et wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif), à différents niveaux ou le long d'un même niveau stratigraphique, et présente donc des litages de proportion cumulus, de phase cumulus et post-cumulus ainsi que d'ordre de cristallisation *(fig.6.20a)*. Le long de ce profil, la composition des minéraux et le degré de différenciation des échantillons sont relativement variés, les teneurs en Fo s'échelonnant de 82,3 % à 91,1 %, celles en XMg_{cpx} de 85 ,1 % à 92,7 % et celles en An de 85,7 % à 89,3 % *(fig.6.20a)*.

Dans ce profil, les péridotites interlitées avec les cumulats gabbroïques présentent des Fo équivalents à ceux des gabbros à Ol (s.l.) du même niveau stratigraphique *(fig.6.20a)*. Les péridotites situées entre 46 cm et 108 cm (dunite à Plg, wehrlite à Cpx et Plg tardifs, wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif) ont également des teneurs en An dans les Plg ainsi qu'en magnésium, en chrome, en titane et en aluminium dans les Cpx globalement identiques à celles des lits gabbroïques associés ou environnants. Cependant, dans le détail, on note que les wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif et/ou la dunite à Plg situées aux cotes 76 – 80 cm présentent souvent des Plg et des Cpx légèrement appauvris en anorthite et en titane respectivement, et des Cpx sensiblement plus riches en chrome et en aluminium par rapport à ceux des gabbros à Ol (s.l.) du même niveau stratigraphique, avec des différences de composition généralement inférieures à 0,5 % *(fig.6.20a)*. De la même manière, on remarque que la wehrlite à Cpx et Plg tardifs localisée au niveau de la cote 108 cm a des Plg et des Cpx sensiblement plus pauvres en An et en TiO_2 respectivement par rapport à ceux des cumulats gabbroïques associés avec des teneurs en anorthite de 86,5 % vs. 87,1 % à 89,3 % et des teneurs en titane de ~ 0,23 % vs. ~ 0,26 % à ~ 0,32 %, mais des Cpx sensiblement plus riches en magnésium (XMg ~ 90,7 % vs. 89 % à 89,8 % pour les roches gabbroïques). Les Cpx de la wehrlite à Cpx et Plg tardifs interlitée avec les cumulats gabbroïques à la base du profil (cote 34 cm) présentent, par contre, des compositions relativement distinctes de ceux des gabbros à Ol (s.l.) du même niveau stratigraphique *(fig.6.20a)*. En effet, ils sont enrichis en magnésium mais appauvris en chrome, en aluminium et en titane par rapport à ces derniers avec des XMg de 89,5 % vs. 85,8 % à 86,7 %, des teneurs en Cr_2O_3 de 0,14 % vs. 0,27 % à 0,47 % et des teneurs en Al_2O_3 et en TiO_2 sous la limite de détection alors que les lits gabbroïques montrent des teneurs de 2,22 % à 2,59 % et de 0,26 % à 0,29 % respectivement. On note que les Cpx de cette wehrlite ont, par contre, les mêmes compositions que ceux de la wehrlite à Cpx tardif (s.s.) sous-jacente, ce qui est normal vu que, dans le détail, ils appartiennent à un même lit wehrlitique relativement épais présentant un litage interne de phase post-cumulus *(cf. profil lithologique, fig.6.20a)*. Comme je l'ai dit précédemment, il faut noter que les deux wehrlites à Cpx tardif (s.s.) observées à la base du profil (cote 30 cm) correspondent, en réalité, à deux générations de Cpx au sein d'un même échantillon (*cf. paragraphe I.3.a.1*). Finalement, on constate que, dans l'ensemble, les lits péridotitiques présentent globalement les mêmes compositions et les mêmes degrés de différenciation que les lits gabbroïques du même niveau stratigraphique, ce qui confirme qu'ils appartiennent à l'unité des cumulats lités.

Le long de ce profil, les minéraux et/ou éléments décrivent globalement trois intervalles majeurs de composition *(fig.6.20a)*.

Le premier intervalle, s'observant de la base du profil à la cote 30 cm, est marqué par une importante diminution de Fo de 86,4 % à 82,6 % et une moindre décroissance des teneurs en XMg des Cpx et en An des Plg de 88,9 % à 88,3 % et de ~ 88,1 % à ~ 86,8 % respectivement *(fig.6.20a)*. Les teneurs en chrome, en aluminium et en titane des Cpx sont corrélées à celles en Fo et diminuent de ~ 0,7 % à ~ 0,1 %, de ~ 2,5 % à ~ 0,4 % et de ~ 0,22 % à 0 % (i.e. sous la limite de détection) respectivement de la base au sommet de

l'intervalle. On note que ces évolutions marquent le passage entre des lits gabbroïques et un lit wehrlitique.

Le second intervalle, compris entre 30 cm et 80 cm, montre différents patterns d'évolution selon l'élément et/ou le minéral considéré. Les Fo et, dans une moindre mesure, l'An et le TiO_2 des Cpx décrivent des patterns sigmoïdaux *(fig.6.20a)*. Dans le cas de l'Ol, ce pattern est bien défini et caractérisé par la constance des teneurs en Fo, à ~ 82,8 %, dans la partie inférieure de l'intervalle (30 cm – 50 cm) suivie par une augmentation progressive de ces teneurs de 82,8 % à 87,2 % entre 50 cm et 68 cm puis par une nouvelle constance de Fo, à ~ 87,2 %, dans la partie supérieure de l'intervalle (68 cm – 80 cm). Dans le cas du Plg et du Cpx, ces patterns sont moins bien définis, du fait de la dispersion des compositions, et sont globalement marqués par la constance des teneurs en An et en TiO_2, de 86,9 % et ~ 0,27 % respectivement, à la base de l'intervalle (34 cm – 53 cm) suivie par une légère augmentation de An de 86,9 % à 88,2 % entre 53 cm et 65 cm et d'une faible décroissance des teneurs en titane de ~ 0,27 % à ~ 0,21 % entre 53 cm et 62 cm, puis par une constance de An (88,2 %) et de TiO_2 (0,21 %) au sommet de l'intervalle (62 cm / 65 cm – 80 cm). Le XMg_{cpx} décrit un pattern en zig-zag caractérisé par une légère décroissance de 88,3 % à 86,7 % dans la partie inférieure du profil (30 cm – 53 cm) puis par une brutale augmentation de ce XMg de 86,7 % à 90 % entre 53 cm et 62 cm et enfin par une légère diminution de 90 % à 89,4 % dans la partie supérieure de l'intervalle (62 cm – 80 cm) *(fig.6.20a)*. On note que l'augmentation de Fo, An, et XMg_{cpx} et la décroissance de la teneur en titane des Cpx sont associées au passage entre des lits où prédominent des gabbros à Ol (s.s.) et des lits où prédominent des mélagabbros à Ol. Enfin les teneurs en chrome et dans une moindre mesure, celles en aluminium, dans le Cpx décrivent des patterns hyperboliques *(fig.6.20a)*. Ces patterns sont caractérisés par des teneurs en Cr_2O_3 et en Al_2O_3 constantes, de ~ 0,2 % et ~ 2 % respectivement, dans la partie inférieure de l'intervalle, de 30 cm à 62 cm pour le chrome et de 34 cm à 68 cm pour l'aluminium, suivies par une augmentation progressive de ces teneurs de 0,2 % à 0,9 % et de 2 % à 2,9 % au sommet de l'intervalle, de 62 / 68 cm à 80 cm. On note que la croissance des teneurs en chrome et en aluminium des Cpx est associée au passage entre des lits gabbroïques et des lits majoritairement péridotitiques. Le long de cet intervalle, on observe donc globalement une augmentation de Fo, de An, et du XMg, Cr_2O_3 et Al_2O_3 des Cpx ainsi qu'une diminution des teneurs en titane des Cpx. A la base de ce second intervalle, dans la zone 30 cm – 34 cm, on note également que les teneurs en titane et en aluminium des Cpx augmentent brutalement de 0 % à ~ 0,27 % et de ~ 0,4 % à ~ 2 % respectivement du lit wehrlitique *(cf. paragraphe précédent)* aux lits gabbroïques. Cette évolution ne s'observe pas dans les autres profils bien que l'on remarque, tout de même, une diminution du XMg_{cpx} de 89,1 % à 86,5 % entre ces lits, mais du fait de l'importante dispersion des données, il est difficile de déterminer si cette évolution est vraiment significative.

Le troisième intervalle, situé entre 80 cm et 111 cm, est marqué par une importante diminution des teneurs en chrome dans le Cpx de 0,9 % à ~ 0,25 % et une légère décroissance des teneurs en anorthite dans les Plg de 88,2 % à 86,9 % *(fig.6.20a)*. Les teneurs en aluminium des Cpx sont corrélées à cette évolution avec des valeurs variant de 2,9 % à 2,1 % de la base au sommet de l'intervalle tandis que la teneur en titane des Cpx est anti-corrélée à celle en chrome avec des teneurs augmentant ~ 0,21 % à ~ 0,28 % vers le sommet de l'intervalle. On constate cependant que le Fo et le XMg_{cpx} sont globalement constants dans cet intervalle. On note que ces évolutions s'observent entre des lits majoritairement péridotitiques et des lits essentiellement ultramafiques (i.e. péridotite et mélagabbro à Ol).

Le premier intervalle caractérisé par la décroissance de Fo, de An et de XMg et Cr_2O_3 des Cpx reflète un mécanisme de cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes. Cependant la corrélation entre les teneurs en Al_2O_3 et en TiO_2 des Cpx et celles des index de

cristallisation n'est pas logique si on considère un tel processus magmatique, l'aluminium et le titane étant des éléments incompatibles, ce qui semble indiquer une perturbation de ce processus. Le troisième intervalle marqué par la diminution des teneurs en An des Plg et en Cr_2O_3 des Cpx et l'augmentation des teneurs en titane des Cpx témoigne également d'un mécanisme de cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes. Comme précédemment, la décroissance des teneurs en aluminium ainsi que l'absence d'évolution du Fo et du XMg_{cpx} indiquent que ce mécanisme est perturbé par d'autres processus magmatiques et/ou hydrothermaux. Le second intervalle marqué par l'augmentation globale des teneurs en Fo des Ol, en An des Plg et en XMg et Cr_2O_3 des Cpx ainsi que par la décroissance des teneurs en titane des Cpx reflète l'arrivée d'un magma primitif dans la chambre et son mélange avec les magmas déjà présents. Dans le détail, les différents patterns définis et les découplages observés entre les minéraux et/ou les éléments, certains évoluant alors que d'autres restant constants, reflètent très probablement leurs comportements variés au cours du processus de mélange. Comme précédemment, la corrélation entre les teneurs en aluminium des Cpx et celles en Fo et en XMg_{cpx} suggère l'interférence de plusieurs processus. Les variations de composition des minéraux le long de ce profil résultent donc de cycles de remplissage/cristallisation fractionnée dans la chambre, plus ou moins perturbés par des processus magmatiques et/ou hydrothermaux secondaires.

I.3.b.2. Coupe de 15 m dans les cumulats lités de la base de la section crustale

Dans ce paragraphe, je ne m'intéresse qu'à la partie supérieure de la coupe, la base (< 120 cm) ayant été étudiée en détail précédemment *(fig.6.20b)*. Le sommet de cette coupe montre des alternances de bancs gabbroïques lités (gabbro à Ol (s.s.), mélagabbro à Ol, gabbro à Ol et à Opx tardif) et de bancs péridotitiques/pyroxénitiques lités (wehrlite à Cpx précoce et Plg tardif, dunite à Plg, clinopyroxénite (s.l.)) et présente donc des litages de proportion, de phase cumulus et post-cumulus et d'ordre de cristallisation. Contrairement au profil précédent, on constate qu'une seule famille lithologique s'observe à un même niveau stratigraphique le long de la partie supérieure de cette coupe *(fig.6.20b)*. Dans cette dernière, les minéraux montrent des gammes de compositions plus restreintes et équivalentes voire globalement plus évoluées que celles de la base de la coupe avec des Fo variant de 83,7 % à 86,9 %, des XMg_{cpx} de 86,5 % à 88,8 % et des An de 80,8 % à 89,4 %.

Le long de cette coupe, les Fo des Ol et les XMg des Cpx décrivent des patterns en zig-zag dans lesquels on peut définir au moins trois intervalles distincts de composition *(fig.6.20b)*. Le premier intervalle, s'observant de 111 cm à 511 cm, est essentiellement marqué par une diminution relativement importante du Fo et du XMg_{cpx} de 87,6 % à 83,8 % et de 89,6 % à 87,3 % respectivement. Le long de cet intervalle, les autres minéraux et/ou éléments montrent des compositions et/ou teneurs globalement constantes. On note que cette évolution est associée au passage entre deux bancs gabbroïques.

La seconde évolution, comprise entre 511 cm à 1000 cm, est caractérisée par l'augmentation graduelle et relativement importante du Fo de 83,8 % à 86,9 % et par la croissance progressive et plus modérée du XMg_{cpx} de 87,3% à 88,5 % *(fig.6.20b)*. Dans le détail, on note que le Fo augmente de manière importante, de 83,8 % à 86,1 %, à la base de l'intervalle (511 cm – 759 cm) puis croît plus lentement, de 86,1 % à 86,9 % au sommet de ce dernier (759 cm – 1000 cm). Dans la partie inférieure de cet intervalle (511 cm – 759 cm), les teneurs en An des Plg et celles en chrome et en aluminium des Cpx sont corrélées à celles en Fo et en XMg_{cpx} avec des valeurs augmentant de 87,3 % à 88,5 %, de ~ 0,27 % à ~ 0,86 % et de 2 % à 2,5 % respectivement *(fig.6.20b)*. Dans la partie supérieure de cet intervalle (759 cm – 1000 cm), alors que les teneurs précédentes sont constantes, celles en chrome et en titane

des chromites sont respectivement corrélées et anti-corrélées au Fo et au XMg avec des valeurs de Cr_2O_3 augmentant de 37,7 % à 41,7 % et des teneurs en TiO_2 diminuant de ~ 0,94 % à ~ 0,58 % *(fig.6.20b)*. Enfin, le long de cet intervalle, les teneurs en titane dans le Cpx définissent deux évolutions distinctes, la première, s'observant de 511 cm à 759 cm, est corrélée au Fo et au XMg_{cpx} et est caractérisée par une légère augmentation des teneurs en TiO_2 de ~ 0,27 % à ~ 0,32 % et, la seconde, comprise entre 759 cm et 1000 cm, est corrélée à la teneur en titane des chromites et est marquée par une décroissance plus importante des teneurs en TiO_2 de ~ 0,32 % à ~ 0,24 % *(fig.6.20b)*. On remarque que cette seconde évolution est associée au litage entre des bancs gabbroïques et des bancs péridotitiques/pyroxénitiques.

Le dernier intervalle, situé entre 1000 cm et 1505 cm, montre une forte décroissance de Fo de 86,9 % à 84,4 % et une faible diminution du XMg_{cpx} de 88,5 % à 87,9 % *(fig.6.20b)*. Cette évolution est associée à une importante diminution des teneurs en chrome dans les Cpx et dans les chromites de ~ 0,86 % à ~ 0,37 % et de 41,7 % à 31,5 % respectivement. Les teneurs en An des Plg et en Al_2O_3 des Cpx sont également corrélées au Fo et au XMg_{cpx} avec des valeurs décroissant légèrement de 88,5 % à 87,1 % et de 2,5 % à 2,2 % vers le sommet de l'intervalle. La teneur en titane des chromites est, par contre, anti-corrélée au Fo et au XMg_{cpx} avec des valeurs de TiO_2 variant de ~ 0,58 % à ~ 1,05 % *(fig.6.20b)*. On constate que cette troisième évolution est associée au passage entre un banc péridotitique et un banc gabbroïque.

Comme dans le profil précédent, ces patterns en zig-zag définissent des cycles de remplissage/cristallisation fractionnée dans la chambre magmatique. Ces cycles magmatiques sont également soulignés par des variations lithologiques qui définissent le litage et témoignent de processus de cristallisation fractionnée, d'injection et de mélange dans la chambre. Au sommet du second intervalle de composition, l'augmentation plus modérée de la teneur en Fo des Ol par rapport à la base de ce dernier et la constance de certains paramètres chimiques *(fig.6.20b)* indiquent probablement le tamponnage des compositions lors du mélange entre le(s) magma(s) primitif(s) et le(s) magma(s) plus évolué(s). Comme précédemment, certaines corrélations entre les éléments et/ou minéraux suggèrent la perturbation de ces cycles magmatiques.

I.3.c. Variations de la composition des minéraux en éléments majeurs le long de profils réalisés en lame mince à l'interface entre des lits

J'ai réalisé des profils chimiques dans trois lames minces 08SAR2Eb, 08SAR2Ei et 08SAR2Eh, de 3 – 4 cm d'épaisseur, qui ont été taillées dans des bancs gabbroïques à la base de la coupe précédente *(cf. fig.6.20)*. Ces lames montrent toutes des alternances de lits de mélagabbros à Ol et/ou gabbros à Ol (s.s.) et présentent des litages de proportion cumulus *(fig.6.21)*.

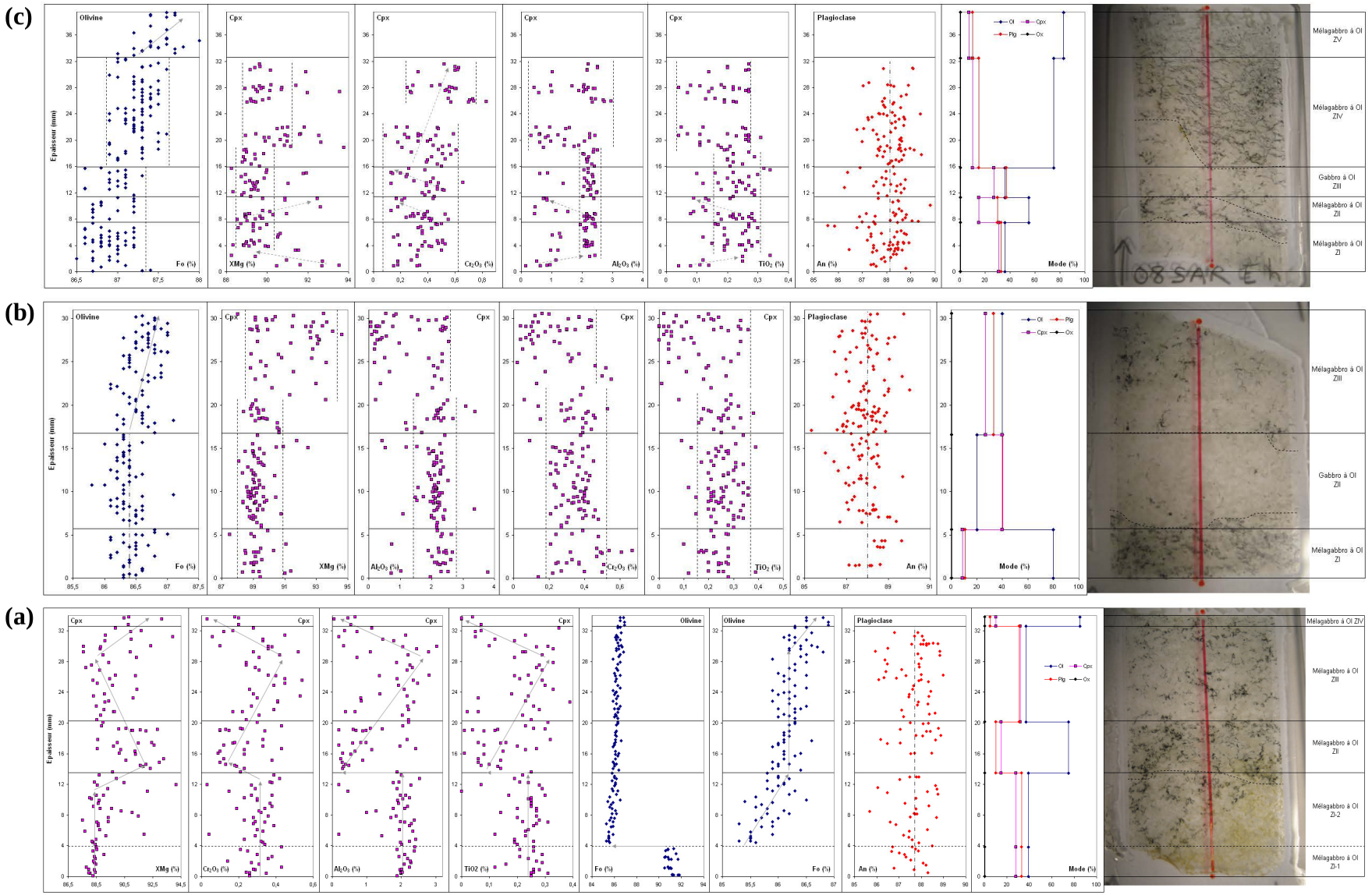


Figure 6.21 : Profils chimiques réalisés dans les lames minces 08SAR2Eb (a), 08SAR2Ei (b) et 08SAR2Eh (c) taillées dans des lits gabbroïques à la base de la section crustale (affl.2). Sur les photos des lames minces, les traits en pointillés indiquent les limites irrégulières des lits définies au microscope. Dans les profils, les flèches soulignent les évolutions décrites dans le texte, celles en trait plein montrent les évolutions significatives de composition et celles en pointillés indiquent les évolutions non significatives et/ou supposées, les traits en pointillés continus montrent la dispersion des données et ceux en pointillés discontinus indiquent les compositions moyennes. La disposition des lames dans la figure reflète leur position stratigraphique (cf. fig.6.20). Ox = chromites, magnétites, ± sulfures

I.3.c.1. Lame 08SAR2Eb *(fig.6.21a)*

Du point de vue pétrographique, cette lame montre une succession de quatre lits de mélagabbros à Ol d'épaisseur variée, de 1 mm à 1,3 cm, qui ont été définis, au microscope, à partir de leur texture et du pourcentage modal des phases. Dans le détail, on note que l'interface entre les lits est le plus souvent irrégulière et ondulée. A la base de la lame, le lit ZI, pétrographiquement uniforme et montrant des variations du degré d'altération des minéraux, a été découpé en deux lits, ZI-1 et ZI-2, sur des critères chimiques *(cf. fig.6.21a)*.

Dans cette lame, les Plg présentent une gamme d'An relativement restreinte (85,7 % à 89 %), et, malgré la présence de plusieurs lits pétrographiquement différents, cette gamme est constante le long du profil avec une valeur moyenne centrée sur An 87,7 %. Contrairement aux Plg, les Ol montrent d'importantes variations de Fo le long du profil. A la base du lit ZI, sur environ 3,6 mm, les Ol présentent des compositions très primitives par rapport au sommet du lit et au reste du profil : 90,5 % < Fo < 91,8 % contre 85,3 % < Fo < 86,9 % dans le reste de la lame. Au sein du lit ZI, la transition chimique entre ces deux zones est franche et bien marquée du fait de la très faible dispersion des données. Cet important contraste n'est souligné par aucune variation pétrographique. Compte tenu de cette différence de composition en Fo à la base du profil, j'ai dû individualiser deux lits ZI-1 et ZI-2 au sein du lit ZI. Il est important de noter que cette différence de composition ne reflète en aucun cas un problème analytique puisque : 1) la totalité des 22 analyses d'Ol définissant ce lit boucle entre 99,4 % et 101,2 % et, 2) les teneurs en NiO et MnO des Ol décrivent le même gap de composition.

A l'exception de cette zone particulière, le Fo des Ol le long du profil semble, à première vue, constant. Cependant, dans le détail, on observe des variations significatives. Dans le lit ZI-2 (i.e. partie supérieure du lit ZI), Fo augmente progressivement de 85,4 % à 86,2 % de la base au sommet (i.e. de 4,4 mm à 1,3 cm). On note que cette évolution est associée à l'augmentation du pourcentage modal d'Ol du lit ZI-2 au lit ZII. Dans le lit ZII et dans la partie inférieure du lit ZIII (< 2,9 cm), Fo est, par contre, globalement constant avec une valeur moyenne de 86,2 %. On remarque donc que le passage entre le lit ZI-2 et ZII est marqué par un contact chimique relativement franc tandis que celui entre le lit ZII et ZIII n'est pas souligné chimiquement, du moins en ce qui concerne le Fo. Enfin, au sommet du profil, de la partie supérieure du lit ZIII jusqu'au lit ZIV (2,9 cm - 3,4 cm), on observe une légère augmentation de Fo de 86,2 % à 86,7 %. L'interface entre le lit ZIII et le lit ZIV est donc marquée par une évolution progressive de la composition des Ol. On note que cette évolution est, comme précédemment, corrélée à une croissance du pourcentage modal d'Ol du lit ZIII au lit ZIV.

Les Cpx présentent également des variations significatives de leur teneur en magnésium, chrome, aluminium et titane le long du profil. De la base au sommet du lit ZI (0 cm - 1,3 cm), les Cpx ont une gamme de composition en aluminium et titane relativement étendue comprise entre ~ 0,19 % et ~ 2,54 % et entre 0 % (i.e. sous la limite de détection) et ~ 0,31 % respectivement. Cependant, la plupart des données sont concentrées dans des intervalles plus restreints et constants le long du lit, centrés sur les valeurs Al_2O_3 ~ 2 % et TiO_2 ~ 0,23 %. De la même manière, de la base du profil à la partie supérieure du lit ZI-2, i.e. jusqu'à 1,1 cm pour le XMg et 1,2 cm pour le Cr_2O_3, les Cpx présentent des gammes de composition en magnésium et chrome relativement étendues, 87,5 % < XMg < 91,9 % et 0 % < Cr_2O_3 < 0,43 %, mais sont majoritairement regroupés dans des intervalles plus restreints et constants le long du lit, centrés sur les valeurs XMg ~ 88,5 % et Cr_2O_3 ~ 0,3 %. On constate donc que l'importante variation des teneurs en Fo observée dans les Ol à la base du lit ZI n'est pas couplée à une variation des teneurs en XMg, Cr_2O_3, Al_2O_3, et/ou TiO_2 des Cpx.

Néanmoins, on note que, dans ce lit ZI-1, les teneurs en XMg et Al_2O_3 des Cpx sont respectivement deux fois et quatre fois moins dispersées que celles du lit sus-jacent (i.e. ZI-2) quoique, dans le détail, cette zone de plus faible dispersion des données n'est pas restreinte à ce lit et se prolonge à la base du lit ZI-2.

Après ces compositions constantes à la base du profil, les différents éléments dans les Cpx décrivent des patterns en zig-zag qui présentent des formes plus ou moins identiques pour le XMg et le Cr_2O_3 et pour l'Al_2O_3 et le TiO_2. Ces patterns sont relativement bien définis malgré la forte dispersion des données dans la partie supérieure.

Au sommet du lit ZI, le passage entre les lits ZI-2 et ZII est marqué par une diminution brutale des teneurs en aluminium et titane des Cpx, de ~ 2 % à ~ 0,31 % et de ~ 0,23 % à ~ 0,09 % respectivement, au niveau de l'interface pétrographique (~ 1,35 cm). Par contre, ce contact est caractérisé par une augmentation progressive du XMg_{cpx}, de ~ 88,5 % à ~ 92 %, et une diminution graduelle des teneurs en chrome des Cpx, de ~ 0,3 % à ~ 0,13 %, du sommet du lit ZI-2 (1,1 cm ou 1,2 cm) à la base du lit ZII (~ 1,45 cm). On remarque que, ces évolutions sont couplées à l'augmentation du pourcentage modal d'Ol du lit ZI-2 au lit ZII. On note également que les évolutions du XMg et du Cr_2O_3 des Cpx sont respectivement corrélées et anti-corrélées à celle du Fo des Ol dans la partie supérieure du lit ZI-2.

De la base du lit ZII (~ 1,35 cm pour Al_2O_3 et TiO_2 et ~ 1,45 cm pour XMg et Cr_2O_3), jusqu'au milieu du lit ZIII (~ 2,8 cm), on observe une augmentation graduelle des teneurs en chrome, aluminium et titane des Cpx de ~ 0,13 % à ~ 0,45 %, de ~ 0,31 % à ~ 2,7 %, et de ~ 0,09 % à ~ 0,31 % respectivement. Par contre, dans cet intervalle, le XMg_{cpx} décroît progressivement de ~ 92 % à ~ 88,3 %. On note que, contrairement aux Ol, le contact entre le lit ZII et ZIII est marqué par une évolution de la composition des Cpx quel que soit l'élément considéré.

Enfin, du milieu du lit ZIII (~ 2,8 cm) à la base du lit ZIV (3,4 cm, sommet du profil), les Cpx montrent une diminution rapide des teneurs en Cr_2O_3, de ~ 0,45 % à 0 % (i.e. sous la limite de détection), des teneurs en Al_2O_3, de ~ 2,7 % à 0 % (i.e. sous la limite de détection) et des teneurs en TiO_2, de ~ 0,31 % à 0 % (i.e. sous la limite de détection). Le XMg_{cpx} est encore anti-corrélé à ces évolutions avec des valeurs augmentant assez rapidement de ~ 88,3 % à ~ 92,3 %. On remarque que ces variations sont associées à l'augmentation du Fo et du pourcentage modal de l'Ol. Cependant, le début de l'évolution ne se situe pas au même niveau pour l'Ol et pour le Cpx. On note également, comme pour l'Ol, que le passage entre le lit ZIII et ZIV est marqué par une évolution graduelle de la composition des Cpx.

En résumé, on constate que, dans le lit ZI-1 situé à la base du profil, les Ol montrent des compositions distinctes et très primitives alors que les autres minéraux ne présentent aucune variation significative de composition. De plus, cette différence brutale de composition des Ol au sein du lit ZI n'est pas corrélée à des variations pétrographiques (e.g. textures, proportions modales). Cette composition particulière à la base du profil pourrait refléter l'injection d'un magma primitif dans la chambre, cependant il est difficile d'expliquer pourquoi l'arrivée d'un tel liquide entraînerait une variation de plus de 4 % du Fo et serait sans effet sur la composition des Cpx et/ou la composition modale du lit.

Les patterns en zig-zag décrit par les Ol et les Cpx dans la partie supérieure du profil sont, par contre, davantage compatibles avec des cycles de remplissage/cristallisation fractionnée. En effet, entre les lits ZI et ZII et entre les lits ZIII et ZIV, l'augmentation du Fo et du XMg_{cpx} et la diminution des teneurs en Al_2O_3 et TiO_2 dans le Cpx correspondraient à l'injection d'un magma primitif dans la chambre tandis qu'entre les lits ZII et ZIII, la décroissance du XMg_{cpx} et la croissance des teneurs en Al_2O_3 et TiO_2 dans le Cpx reflèteraient la cristallisation fractionnée. Comme dans la coupe précédente, les variations chimiques sont plus ou moins corrélées à des variations lithologiques, l'arrivée de magma primitif étant

marquée par une augmentation du pourcentage modal d'Ol et la cristallisation fractionnée étant, au contraire, caractérisée par une diminution de la proportion de minéraux ferromagnésiens d'un lit à l'autre. L'évidente anti-corrélation entre le XMg et les teneurs en Cr_2O_3 du Cpx ne répond pas à cette logique de cristallisation fractionnée.

Le long des différents profils, on observe généralement un découplage entre les variations chimiques et les variations lithologiques à l'interface entre les lits, le contact pétrographique relativement net étant le plus souvent marqué par des évolutions graduelles de la composition des minéraux. Entre les lits ZI et ZII et entre les lits ZIII et ZIV, les évolutions progressives observées à l'interface entre les lits et/ou au sein du lit ZI pour l'Ol pourraient refléter le mélange progressif entre le magma primitif et les magmas déjà présents dans la chambre associé à des processus de diffusion des atomes dans le liquide. Au contraire, entre les lits ZI et ZII, on observe des variations brutales des teneurs en aluminium et en titane qui sont corrélées aux variations lithologiques. Ceci suggère un comportement différent de ces éléments et peut être un rééquilibrage quasi-instantané de ces derniers lors du mélange.

I.3.c.2. Lame 08SAR2Ei *(fig.6.21b)*

Cette lame est stratigraphiquement située au dessus de la précédente *(cf. fig.6.20 et 6.21)*. Elle présente une alternance de lits de mélagabbros à Ol et de gabbros à Ol (s.s.), de ~ 5 mm à ~ 1,4 cm d'épaisseur, montrant des litages de proportion cumulus. Comme dans la lame précédente, le contact pétrographique entre les lits est généralement irrégulier et ondulé.

Contrairement à la lame précédente, malgré des lits lithologiquement distincts, la composition des minéraux et/ou des éléments est globalement constante le long des profils, cependant, dans le détail, des variations du degré de dispersion des données et de légères évolutions sont parfois observées. Le Plg a une gamme d'anorthite relativement étendue et équivalente à celle de la lame précédente avec des teneurs comprises entre 85,3 % et 90 %. Le long du profil, cette gamme est globalement constante avec une valeur moyenne centrée sur An 88 % et la dispersion des données est également constante avec des différences de composition de 2,5 % en moyenne. La faible quantité de données dans le lit ZI reflète les faibles proportions modales du Plg dans ce lit et son fort degré d'altération.

Le long du profil, les Cpx ne présentent pas d'évolution significative de leur teneur en XMg, Al_2O_3, Cr_2O_3 et TiO_2, au même titre que dans la lame précédente, mais montrent des variations du degré de dispersion des données et donc de leur composition *moyenne*.

A travers les différents lits, les gammes de composition en XMg et Al_2O_3 des Cpx sont relativement étendues avec des teneurs comprises entre 87,5 % et 94,6 % et entre 0 % (i.e. sous la limite de détection) et 3,8 % respectivement. Cependant, dans la partie inférieure des profils (ZI-ZIII, < 2 cm), ces teneurs sont généralement regroupées dans des intervalles très restreints de composition centrés autour des valeurs XMg ~ 89,3 % et Al_2O_3 ~ 2,1 % et présentant des degrés de dispersion (i.e. différences de composition) très faibles de l'ordre de ~ 2,7 % pour le XMg et de ~ 1,2 % pour l'aluminium. Au contraire, dans la partie supérieure des profils (ZIII, > 2 cm), ces teneurs sont plus hétérogènes, montrant des degrés de dispersion plus forts de l'ordre de ~ 5 - 6 % pour le XMg et de ~ 2,5 % pour l'Al_2O_3, et sont décalées vers des valeurs plus élevées pour le XMg (91,4 % en moyenne) et plus faibles pour l'aluminium (1,3 % en moyenne). Le long des profils, la dispersion des teneurs en Cr_2O_3 et TiO_2 est relativement forte et globalement constante, de 0 % à 0,67 % et de 0 % à 0,39 % respectivement. Dans le détail, on remarque, comme précédemment, des variations du degré de dispersion des données à travers les différents lits mais ces dernières sont plus ténues que celles observées pour le XMg et l'Al_2O_3. Dans la partie basale des profils (ZI-ZIII, < 2,1 cm - 2,2 cm), les teneurs en chrome et en titane des Cpx sont en moyenne de 0,36 % et de 0,25 %

et montrent des degrés de dispersion de ~ 0,3 % et de ~ 0,2 % respectivement. Cependant, dans la partie sommitale de la lame (ZIII, > 2,1 cm - 2,2 cm), ces teneurs sont légèrement plus dispersées avec des différences de composition de l'ordre de 0,4 % - 0,5 % pour le Cr_2O_3 et de ~ 0,36 % pour le TiO_2 et sont décalées vers des valeurs moyennes sensiblement plus faibles (0,22 % et 0,16 %, respectivement).

Ainsi, en regardant en détail les variations du degré de dispersion des compositions des Cpx, on constate que les teneurs en XMg ont tendance à augmenter tandis que celles en chrome, titane et aluminium ont tendance à diminuer au sommet du profil, au sein du lit ZIII. On note que, dans ce lit sommital, ces variations de compositions ne sont pas corrélées à une variation lithologique. De plus, on remarque que le degré de dispersion des données n'est pas couplé aux proportions modales puisque la zone présentant des compositions plus homogènes s'étend de la base du lit ZI jusqu'au milieu du lit ZIII et que d'importantes variations modales s'observent dans cet intervalle.

Le long du profil, les Ol présentent une gamme de Fo relativement restreinte (85,8 % à 87,1 %), équivalente à celle de la partie supérieure de la lame précédente. A la base du profil, dans les lits ZI et ZII (< 1,7 cm), elles ont des teneurs en Fo globalement constantes centrées sur Fo ~ 86,4 % quoiqu'une très légère diminution s'observe au sommet du lit ZII du fait de la dispersion plus asymétrique des données par rapport à la valeur moyenne et sensiblement décalée vers de plus faibles teneurs en Fo. Au sommet du profil, les Ol montrent, par contre, une augmentation progressive mais relativement faible du Fo de 86,4 % à la base à 86,9 % au sommet du lit ZIII. On note que cette croissance des teneurs en Fo dans les Ol est globalement associée aux variations de la composition moyenne des Cpx.

En résumé, quels que soient l'élément et/ou le minéral considérés, aucune évolution chimique importante ne s'observe le long de ce profil malgré la présence de lits pétrographiquement distincts. On observe cependant, au sommet de la lame, dans le lit ZIII, une augmentation progressive des teneurs en Fo associée à une légère croissance des valeurs de XMg_{cpx} et à une faible diminution des teneurs en aluminium, chrome et titane des Cpx. Ces variations étant très faibles et généralement mal définies, il est difficile de déterminer si elles ont une réelle signification et si elles reflètent l'injection d'un magma plus primitif ou des variations chimiques sub-solidus. On peut néanmoins noter que, comme dans la lame précédente, les teneurs en Cr_2O_3 montrent des comportements inverses de celles du XMg dans le Cpx. Enfin, dans ce profil, on constate que, contrairement au massif de Bahla *(cf. chap.3)*, l'hétérogénéité des compositions n'est pas corrélée aux pourcentages modaux des phases et, on note, que la dispersion des données n'est, *a priori*, pas liée à des variations latérales de composition au vu de la distribution non aléatoire des zones homogènes et hétérogènes le long de la lame. L'absence de variations chimiques significatives dans cette lame 08SAR2Ei est étonnante sachant qu'elle se situe directement dans le prolongement de la lame précédente, 08SAR2Eb, qui présentait de fortes variations.

I.3.c.3. Lame 08SAR2Eh *(fig.6.21a)*

Cette lame est stratigraphiquement située au dessus de la précédente *(cf. fig.6.20 et 6.21)*. Elle présente une succession de cinq lits de mélagabbros à Ol et de gabbros à Ol (s.s.), de ~ 3 mm à ~ 1,6 cm d'épaisseur, montrant des litages de proportion cumulus. Contrairement aux lames précédentes où les limites de lits étaient assez irrégulières mais relativement rectilignes, les interfaces pétrographiques entre les lits de cette lame sont très irrégulières et lobées. Cette lame est plus altérée que les précédentes, ceci expliquant les gaps dans les profils de composition.

Comme dans la lame précédente, malgré la présence de lits pétrographiquement différents, les minéraux et/ou éléments ne montrent pas d'évolutions chimiques significatives le long du profil, à l'exception de l'Ol. Dans cette lame, les Plg présentent une gamme de composition en anorthite relativement étendue et globalement équivalente à celle des deux lames précédentes (85,6 % à 89,8 %). Le long du profil, cette gamme de composition est plus ou moins invariante avec une valeur moyenne centrée sur An 88,1 % et la dispersion des données est également constante avec une différence de composition de l'ordre de 2,5 %.

Le long du profil, les Cpx ne montrent pas d'évolution significative de composition mais, dans le détail, ils présentent, comme dans la lame précédente, des variations dans le degré de dispersion des données et de très faibles variations de composition.

Dans l'ensemble de la lame, les teneurs en XMg, Al_2O_3 et TiO_2 des Cpx montrent des gammes de composition relativement importantes comprises entre 88,2 % et 93,8 %, ~ 0,16 % et ~ 2,95 % et 0 % (i.e. sous la limite de détection) et ~ 0,34 % respectivement. Dans la partie inférieure du profil (ZI-ZIV, < 1,9 cm), les teneurs en aluminium sont regroupées dans un intervalle très restreint centré autour de Al_2O_3 ~ 2,26 % et montrant un degré de dispersion très faible de l'ordre de ~ 0,6 %. Dans la partie supérieure du profil (ZIV, > 1,9 cm), ces teneurs sont cependant plus hétérogènes, présentant des degrés de dispersion de l'ordre de ~ 2,6 %, et sont décalées vers des valeurs plus faible avec une teneur moyenne de ~ 1,5 %. De la même manière, à la base du profil (ZI-ZIV, < 1,8 - 1,9 cm), les teneurs en magnésium et titane des Cpx sont majoritairement concentrées dans des intervalles relativement restreints de composition centrés sur des valeurs moyennes XMg ~ 89,4 % et TiO_2 ~ 0,24 % et montrant des degrés de dispersion de l'ordre de ~ 1,8 % pour le XMg et de ~ 0,14 % pour le titane. Au sommet du profil (ZIV, > 1,8 - 1,9 cm), ces teneurs sont légèrement (pour le XMg) ou fortement (pour le TiO_2) plus dispersées avec des différences de composition de l'ordre de ~ 2,3 % pour le XMg et de ~ 0,24 % pour le titane et sont décalées vers des valeurs plus élevées pour le XMg (90,1 % en moyenne) ou plus faibles pour le titane (0,16 % en moyenne). On constate que ces variations sont associées à une augmentation du pourcentage modal d'Ol du lit ZIII au lit ZIV. Outre ces observations générales le long des profils, on observe, dans le détail, quelques variations de compositions dans la partie inférieure de ces derniers. En effet, à la base du lit ZI, de ~ 0,9 mm à ~ 2,5 mm, on observe une décroissance du XMg_{cpx} de ~ 92,8 % à ~ 89,4 % associée à une augmentation des teneurs en aluminium et titane de ~ 0,51 % à ~ 2,26 % et ~ 0,08 % à ~ 0,24 % respectivement. Puis, au sein du lit ZII, de ~ 8,7 mm à ~ 1,1 cm, on observe une augmentation des valeurs de XMg_{cpx} de ~ 89,4 % à ~ 92,4 % associée à une diminution des teneurs en aluminium et titane de ~ 2,26 % et ~ 0,84 % et de ~ 0,24 % à ~ 0,09 %.

Dans l'ensemble du profil, les Cpx ont une gamme de composition en chrome relativement étendue comprise entre ~ 0,09 % et ~ 0,83 %. Cependant, contrairement aux éléments précédents, le degré de dispersion est constant le long du profil avec une valeur moyenne de l'ordre de ~ 0,5 %. Dans le détail, on constate qu'à la base du profil, du lit ZI au lit ZIV (< 2,2 cm), la gamme de composition en chrome est centrée sur une valeur moyenne 0,35 % alors que dans la partie supérieure du profil, au sommet du lit ZIV (2,6 cm - 3,1 cm), cette gamme est décalée vers des valeurs légèrement plus élevées centrées sur 0,53 %. On peut noter que cette variation pourrait correspondre à une évolution progressive de la teneur en chrome de la base au sommet du lit ZIV, cependant, il est impossible de le déterminer avec précision du fait de la présence d'un hiatus de composition au sein de ce dernier. Comme pour les autres éléments, outre ces observations générales, on remarque de légères variations de composition dans la partie inférieure du profil. En effet, dans les lits ZII (~ 8,7 mm - ~ 1,1 cm) et dans le lit ZIII (~ 1,3 cm - ~ 1,5 cm), on observe de légères décroissances des teneurs en

chrome des Cpx de ~ 0,4 % à ~ 0,17 % et de ~ 0,47 % à ~ 0,14 % respectivement. Dans le lit ZII, cette variation est corrélée à celles du titane et de l'aluminium.

A première vue, la composition des Cpx semble globalement constante le long du profil cependant, en examinant en détail la dispersion des données, on observe au sein du lit ZIV, une légère augmentation des teneurs en XMg et Cr_2O_3 associée à une faible décroissance des teneurs en Al_2O_3 et TiO_2. On remarque cependant que, dans ce lit, ces variations de composition ne sont pas couplées à une variation pétrographique. On note également que les Cpx montrent de petites variations de composition à la base du profil, quel que soit l'élément considéré, et que ces dernières s'observent généralement sur de très faibles distances de l'ordre de ~ 2 mm. Enfin, comme dans la coupe précédente, on constate que le degré de dispersion des données n'est pas couplé aux proportions modales des phases puisque la zone présentant des compositions plus homogènes s'étend de la base du lit ZI jusqu'à celle du lit ZIV et que des variations de modes s'observent dans cet intervalle. Cependant en considérant l'ensemble de la lame, on note que les compositions les plus homogènes s'observent préférentiellement dans des lits relativement pauvres en ferromagnésiens.

Le long du profil, les Ol présentent une gamme de Fo relativement restreinte, comprise entre 86,5 % et 88 %. A la base du profil, du lit ZI au lit ZIII (< 1,6 cm), la plupart des Ol sont concentrées dans un intervalle restreint de composition s'échelonnant de 86,5 % à 87,3 % et centré sur la valeur moyenne Fo ~ 86,9 %. Dans le lit sus-jacent (i.e. ZIV), les Ol sont regroupées dans un intervalle de même degré de dispersion que précédemment (~ 0,08 %) mais sont décalées vers de plus fortes valeurs de Fo (87,2 % en moyenne). On note que cette légère croissance de Fo est couplée à une augmentation du pourcentage modal d'Ol, du lit ZIII au lit ZIV et, est plus ou moins associée aux variations de composition des Cpx. Enfin, dans le lit ZV, les Ol montrent une évolution relativement significative de leur composition marquée par l'augmentation progressive du Fo de ~ 87,2 % à ~ 87,8 % de la base au sommet du lit. On constate, comme précédemment, que cette croissance est associée à une augmentation de la proportion d'Ol entre le lit ZIV et le lit ZV.

En résumé, dans ce profil, la seule variation significative de composition s'observe dans le lit ZV et est marquée par une légère augmentation de Fo. Cette évolution, associée à une augmentation des proportions modales d'Ol, pourrait refléter l'injection d'un magma relativement primitif dans la chambre, cependant, du fait de l'absence d'analyses dans les autres minéraux, on ne peut pas le déterminer avec précision.

Le long du profil, en considérant les compositions moyennes et les variations du degré de dispersion des données, on observe, entre les lits ZIII et ZIV ou au sein du lit ZIV, une augmentation des teneurs en Fo, XMg_{cpx} et Cr_2O_3 dans le Cpx couplée à une décroissance des teneurs en Al_2O_3 et TiO_2 dans le Cpx. On constate que ces variations sont associées à une augmentation du pourcentage d'Ol entre les lits ZIII et ZIV. Comme précédemment, les différences de composition étant très faibles et les variations n'étant pas toujours bien définies, il est difficile de déterminer si ces dernières ont une réelle signification et si elles reflètent l'injection d'un magma plus primitif ou des processus sub-solidus. Le fait que ces variations ne s'observent pas au même niveau dans les profils des différents minéraux et/ou éléments (interface ZIII-ZIV, base du lit ZIV, centre du lit ZIV) et qu'elles soient généralement associées à des variations du degré de dispersion est cependant plutôt en faveur de mécanismes sub-solidus de type diffusion par exemple.

Les faibles variations de compositions observées dans les Cpx sur de très petites distances (~ 2 mm) à la base du profil ont soit une réelle signification chimique, soit reflètent la dispersion des données et/ou l'irrégularité des interfaces pétrographiques. En considérant qu'elles soulignent de réelles variations chimiques, les distances sont trop faibles pour refléter

un mécanisme de cristallisation fractionnée puisqu'elles correspondent plus ou moins à la taille des grains dans la lame. De ce fait, ces variations témoignent plus probablement de la diffusion intracristalline sub-solidus.

Enfin, comme dans la lame précédente, on constate que, dans ces profils, l'hétérogénéité des compositions n'est pas réellement corrélée aux pourcentages modaux des phases quoique les compositions les plus homogènes s'observent préférentiellement dans les lits enrichis en Plg, contrairement aux profils étudiés dans le massif de Bahla *(cf. paragraphe III.4, chap.3).*

II. Le massif de Nakhl

II.1. Introduction

Le massif de Nakhl également appelé massif de Rustaq ou de Nakhl-Rustaq, situé dans la partie centrale de l'ophiolite, est allongé dans la direction E - W sur environ 35 km et est large d'environ 20 km *(fig.6.22)*. Il se situe dans le prolongement Est du massif de Haylayn, duquel il est séparé par le wadi Shatan *(cf. fig.8 de l'introduction)*. Il est limité au Sud et à l'Est par l'anticlinal du Jabal Akhdar qui le sépare des massifs de Bahla au Sud et de Sumail à l'Est *(cf. fig.1 et 8 de l'introduction)*.

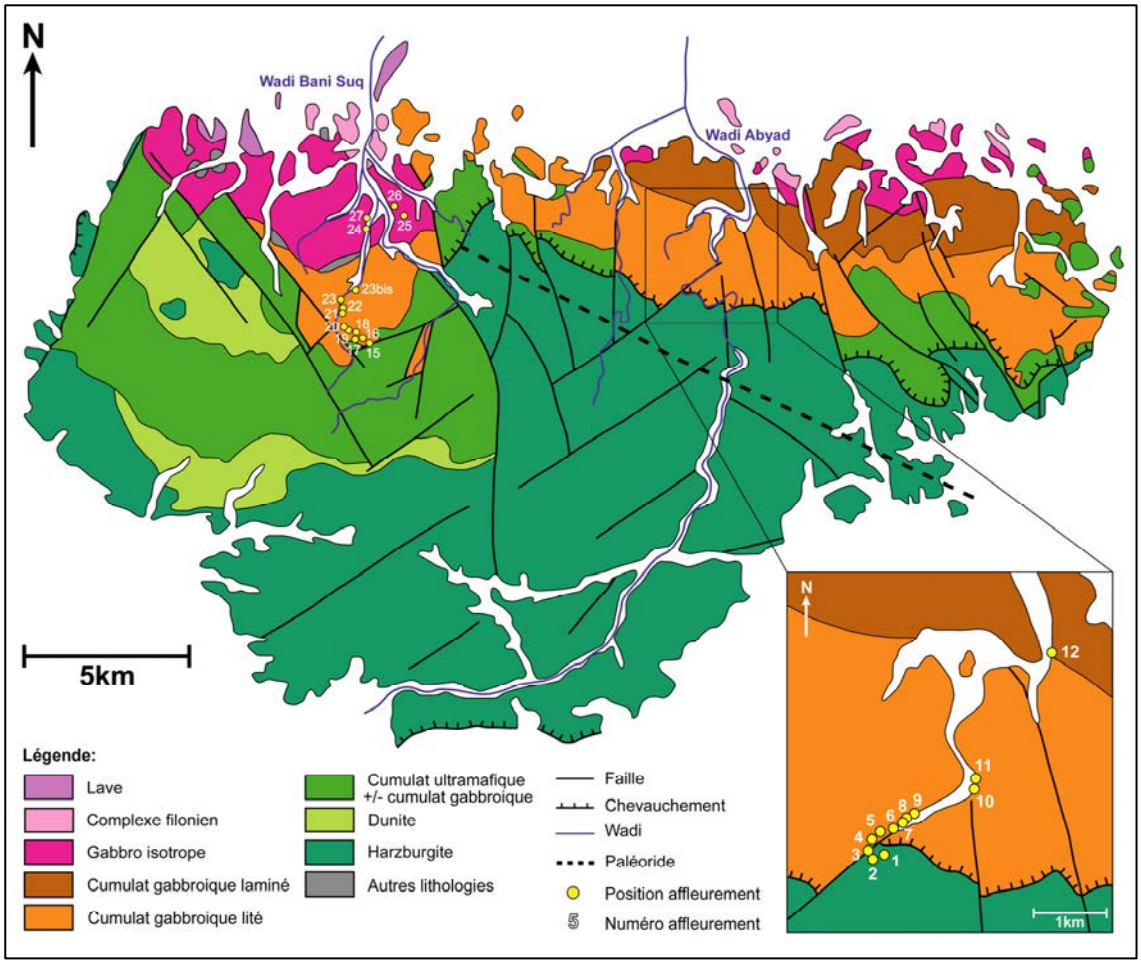


Figure 6.22 : Carte géologique simplifiée du massif de Nakhl avec le positionnement de la coupe du wadi Bani Suq et le détail de la coupe du wadi Abyad (affl.1 : 23°26'35"N – 57°39'19"E). Carte générale réalisée à partir de la feuille Seeb au 1 : 250 000 levée par le BRGM (Béchennec et al., 1992) et carte détaillée du wadi Abyad réalisée à partir de la feuille Nakhl au 1 : 100 000 dressée par le BRGM (Rabu et al., 1986). La position approximative de la paléo-ride déduite de la distribution des filons mantelliques (Python, 2002) est localisée par un trait pointillé.

Dans ce massif, la section crustale est relativement étendue, représentant quasiment la moitié de la superficie du massif. Elle est incomplète pour certains auteurs *(Browning, 1982 ; Yaouancq, 2001)*, les laves étant considérées comme absentes, mais complète pour d'autres *(Béchennec et al., 1992)*, quelques laves affleurant, en effet, au Nord-Ouest du massif *(fig. 6.22)*. Le complexe filonien est très peu développé contrairement à l'unité des cumulats lités et la zone de transition *(fig.6.22)*. L'épaisseur de cette dernière varie latéralement *(fig.6.22)* : très fine (30 – 70 m) au centre, elle atteint 300 – 400 m de part et d'autre du massif *(Browning, 1982)*. Dans la section mantellique, les filons sont particulièrement abondants et un important gisement de chromite s'observe au dessous du Moho à l'extrême Est du massif *(Nicolas et al., 1988b ; Python, 2002)*. Le paléo-Moho est moyennement penté (30°- 45° vers le NNE) et le complexe de dyke présente une orientation majoritairement NW - SE *(Ceuleneer 1986 ; Nicolas et al., 1988b, 1995 et 2000 ; Yaouancq, 2001).*

Plusieurs études structurales ont été consacrées au massif de Nakhl *(Boudier et al., 1983 ; Ceuleneer, 1986 ; Nicolas et al., 1988b et 2000 ; Nicolas et Boudier, 1995)* L'orientation des déformations plastiques de haute température (foliations, linéations, sens de cisaillements,…) principalement dans la section mantellique, mais également dans la zone de transition et à la base de la section crustale, a été interprétée comme l'empreinte de deux diapirs asthénosphériques situés respectivement à l'Ouest et à l'extrême Est du massif de Nakhl. Les épaisses zones de transition dans ces régions et la présence d'un important gisement de chromite à l'Est vont dans le sens de cette interprétation (i.e. importante activité magmatique). Le diapir à l'extrême Est du massif, présentant des structures de flux orientées NW-SE, parallèles à la direction de la paléo-ride médio-océanique *(fig.6.22)*, a été interprété comme une structure axiale *(Nicolas et Boudier, 1995)*. Le diapir à l'Ouest du massif a, quant à lui, été interprété comme une structure hors axe qui aurait alimenté un « seamount » océanique *(Nicolas et Boudier, 1995)*. L'étude des filons mantelliques *(Python, 2002 ; Python et Ceuleneer, 2003)* montre cependant que la partie Est du massif correspond à l'extrémité Nord-Ouest d'un couloir N130 riche en troctolites et en gabbros à Ol et centré sur le diapir de Maqsad *(cf. fig.7 de introduction et chap.4)*. Cette étude suggère que la zone Est du massif de Nakhl correspond à la partie distale d'une unique remontée asthénosphérique ayant drainé des magmas de type MORB et allongée parallèlement à la paléo-ride océanique et centrée sur la région de Maqsad.

En complément des cartes au 1 : 250 000ème et au 1 : 100 000ème dressées par le BRGM *(Béchennec et al., 1992 ; Rabu et al., 1986)*, plusieurs études pétrologiques et géochimiques ont été effectuées dans ce massif *(Browning, 1982 ; Juteau et al., 1988 ; MacLeod et Yaouancq, 2000 ; Yaouancq, 2001 ; Amri, 2004)*. La plupart de ces travaux se sont cependant focalisés sur une même séquence, celle du wadi Abyad ou wadi Bani Kharus située dans la partie centrale du massif *(fig.6.22)*. En particulier, la thèse de Paul Browning *(1982)* a consisté en une étude pétrologique, géochimique et structurale de la section plutonique (i.e. cumulats lités et gabbros isotropes) et de la section mantellique de ce wadi tandis que celle de Gaëlle Yaouancq *(2001)* est basée sur une étude pétrographique, géochimique, et structurale de la section plutonique. Plusieurs de ces études ont révélé, comme dans les massifs de Hilti et de Sarami, la présence d'intrusions ultrabasiques recoupant les cumulats lités. Elles sont toutefois relativement rares dans le wadi Abyad *(Juteau et al., 1988 ; MacLeod et Yaouancq, 2000)*. Les premières études de la section crustale dans ce massif se sont d'ailleurs focalisées sur le wadi Abyad pour cette raison.

Lors de la campagne de 2008, j'ai réalisé deux coupes dans la section crustale de ce massif : une coupe d'environ 3,5 km le long du wadi Abyad (~ 3 km d'épaisseur) situé dans la zone centrale du massif et une coupe d'environ 5 km (~ 2,5 km dans les cumulats lités) le long du wadi Bani Suq localisé à l'Ouest du massif *(fig. 6.22)*.

II.2. Etude de terrain

II.2.a. Le wadi Abyad

Comme pour les autres massifs, je vais décrire la coupe du wadi Abyad selon une logique stratigraphique, du manteau vers le sommet de la section plutonique. Je me suis focalisée sur les cumulats lités et n'ai pas étudié en détail les intrusions ultrabasiques comme j'ai pu le faire pour les coupes du wadi Hilti *(chap.5)* et du wadi Sarami *(paragraphe I)*.

Au sommet du manteau, à environ 200 m sous le Moho *(affl.1-2, fig.6.22)*, les harzburgites mantelliques sont recoupées par de nombreux filons et lentilles gabbroïques *(fig.6.23a)*.

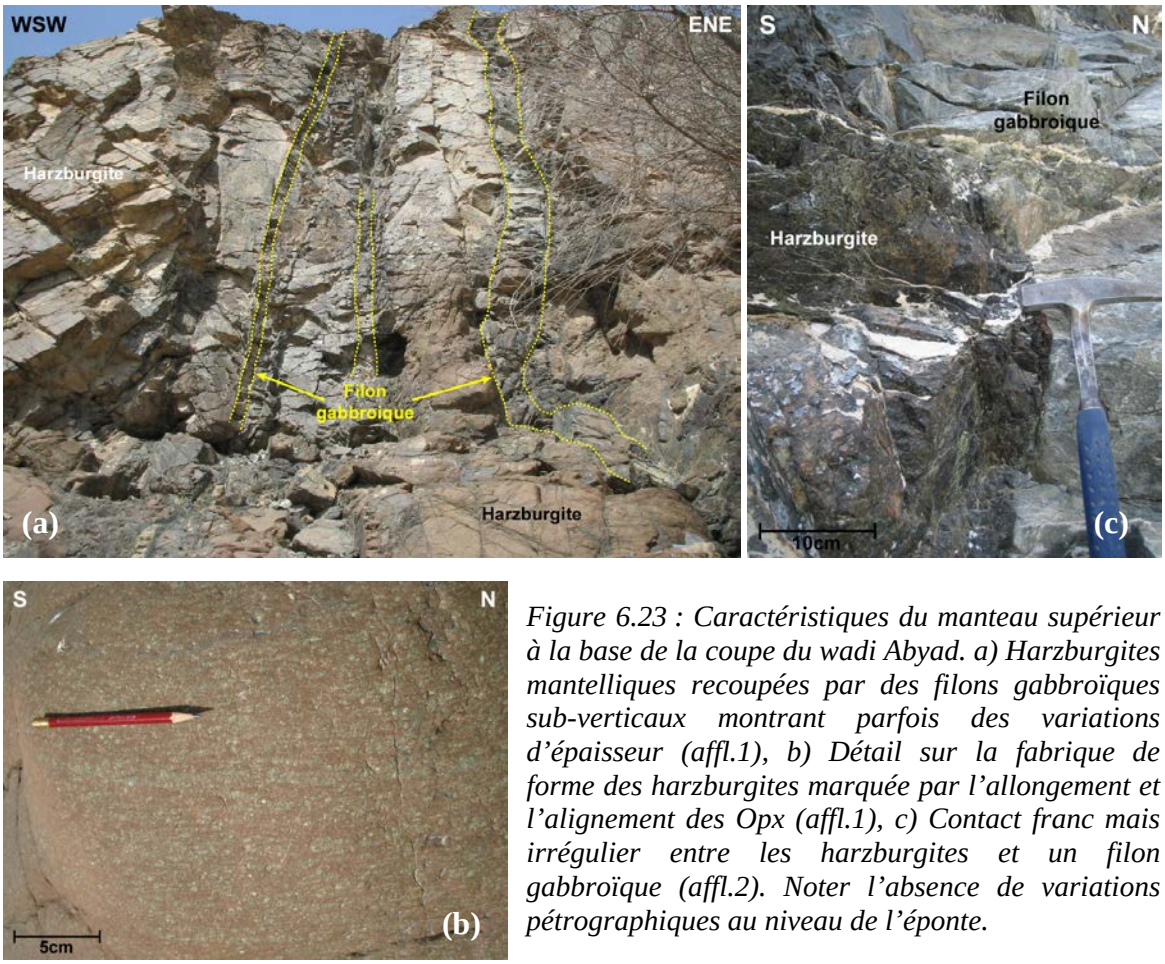


Figure 6.23 : Caractéristiques du manteau supérieur à la base de la coupe du wadi Abyad. a) Harzburgites mantelliques recoupées par des filons gabbroïques sub-verticaux montrant parfois des variations d'épaisseur (affl.1), b) Détail sur la fabrique de forme des harzburgites marquée par l'allongement et l'alignement des Opx (affl.1), c) Contact franc mais irrégulier entre les harzburgites et un filon gabbroïque (affl.2). Noter l'absence de variations pétrographiques au niveau de l'éponte.

Les péridotites présentent une fabrique de forme bien marquée, sur le terrain et en lame mince, par l'allongement et l'alignement des Opx et orientée N130-50/60NE *(fig.6.23b)*. Les filons gabbroïques, de ~ 20 cm à ~ 50 cm d'épaisseur, sont généralement sub-verticaux (75°- 80°SW) et présentent le même azimut mais pas le même pendage que ceux de la fabrique mantellique, ~ N130-140 *(fig.6.23a)*. Ces filons et lentilles gabbroïques montrent des contacts relativement francs mais irréguliers avec l'encaissant, les variations d'épaisseur étant relativement courantes dans ces intrusions, et aucune variation pétrographique ne s'observe au niveau des épontes *(fig.6.23a-c)*. Dans le détail, ces filons et lentilles sont formés de gabbros à amphiboles et/ou de gabbronorites à amphiboles et oxydes présentant des textures fluidales orientées à grains fins.

Le contact entre le manteau et la croûte (i.e. le Moho) est marqué par une importante zone de faille longue d'environ 100 m *(affl.3)*. Il s'agit d'un couloir de cumulats lités fortement déformés délimité de part et d'autre par des accidents plus localisés *(fig.6.24)*.

Figure 6.24 : Panorama montrant le contact entre le manteau supérieur et la base de la section crustale (i.e. le Moho) au niveau de l'affl.3 (~ 100 m). Noter le « couloir » de cumulats lités délimité au Sud par une faille normale/dextre de haute température et au Nord par une faille tardive de basse température. Noter également le rebroussement des litages dans les cumulats de cette zone de faille.

Au Sud, au contact avec les harzburgites mantelliques, une faille est bien visible dans le paysage de part le rebroussement du litage des cumulats qu'elle provoque *(fig.6.24)*. La verticalisation des litages dans les cumulats au contact de cette faille permet de déterminer un sens normal et/ou dextre. Cette faille est globalement orientée N45. Au Nord, au contact avec l'unité des cumulats lités, une autre faille est marquée par une zone de brèche relativement importante située dans un col entre deux falaises *(fig.6.24)*. Cette faille montre une orientation différente de la précédente, ~ N100. Le fait que la faille Sud induise une déformation plastique des cumulats lités alors que celle du Nord présente une brèche magmatique suggère que celle du Sud a fonctionné à plus haute température que celle du Nord.

Les cumulats lités situés dans le « couloir » entre ces deux failles sont principalement des gabbros à Ol (s.s.). En lame mince, ils présentent de nombreux indices de déformation plastique intracristalline principalement dans les Plg tels que du bending, des extinctions roulantes et des macles mécaniques *(cf. échantillon 08NA3, paragraphe II.1.c.2, chap.1)*. De plus, dans ces roches, les Plg montrent des sous-joints de grains, des variations de tailles de grain couplées à des variations de composition et sont associés à des amphiboles, ce qui suggère une recristallisation en présence d'eau *(cf. échantillon 08NA3, paragraphe II.1.c.2, chap.1)*. Ces caractéristiques pétrographiques associées aux observations de terrain montrent que la faille Sud a fonctionnée à relativement haute température et a conduit à la déformation plastique et à la recristallisation des cumulats alors que ces derniers étaient en fin de solidification.

Ainsi, la faille Sud est une faille de haute température sub-contemporaine de la cristallisation des cumulats tandis que celle du Nord a fonctionné à basse température et est donc, *a priori*, plus tardive. De ce fait, les gabbros déformés observés dans ce « couloir » soulignent la base de l'unité des cumulats lités et la faille Sud le Moho. Cette dernière a été cartographiée par le BRGM et se prolonge sur ~ 6 km dans la section mantellique depuis la base de la section crustale *(fig.6.22)*.

Après la faille de basse température *(affl.4)*, les cumulats lités montrent des alternances de bancs sombres et de bancs clairs de ~ 50 cm d'épaisseur présentant de fins litages internes. Ces derniers sont bien marqués sur le terrain par la succession régulière de lits gabbroïques et de lits ultrabasiques de teintes et de tailles variées (2 cm – 5 cm d'épaisseur) *(fig.6.25a)*. Les lits gabbroïques, relativement massifs, sont principalement des

gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) tandis que les lits ultrabasiques, fortement altérés, sont probablement des dunites (s.l.) et des wehrlites (s.l.) (ces lits n'ont pas pu être échantillonnés à cause de leur fort degré d'altération) *(fig.6.25a)*. Ces alternances reflètent donc, *a priori*, sur le terrain, des litages de phase cumulus. En lame mince, les cumulats gabbroïques montrent, comme précédemment, des indices de déformation intracristalline et de recristallisation qui s'observent majoritairement dans les Plg *(cf. chap.1)*.

En continuant dans la séquence vers le Nord, ces cumulats sont en contact avec une masse de roches sombres serpentinisées, probablement ultrabasiques, qui s'étend sur environ 70 m le long du wadi. A l'interface entre les deux types de cumulats, on observe des contacts intrusifs généralement caractérisés par la présence, dans le corps ultrabasique, de fragments allongés de cumulats lités présentant des contacts irréguliers et lobés avec l'encaissant. Ces contacts sont parfois marqués par la présence, dans les cumulats lités, d'enclaves arrondies de roche ultrabasique montrant des relations d'interpénétration avec ces derniers. Ces relations suggèrent que cette intrusion ultrabasique s'est mise en place dans des cumulats lités en cours de solidification.

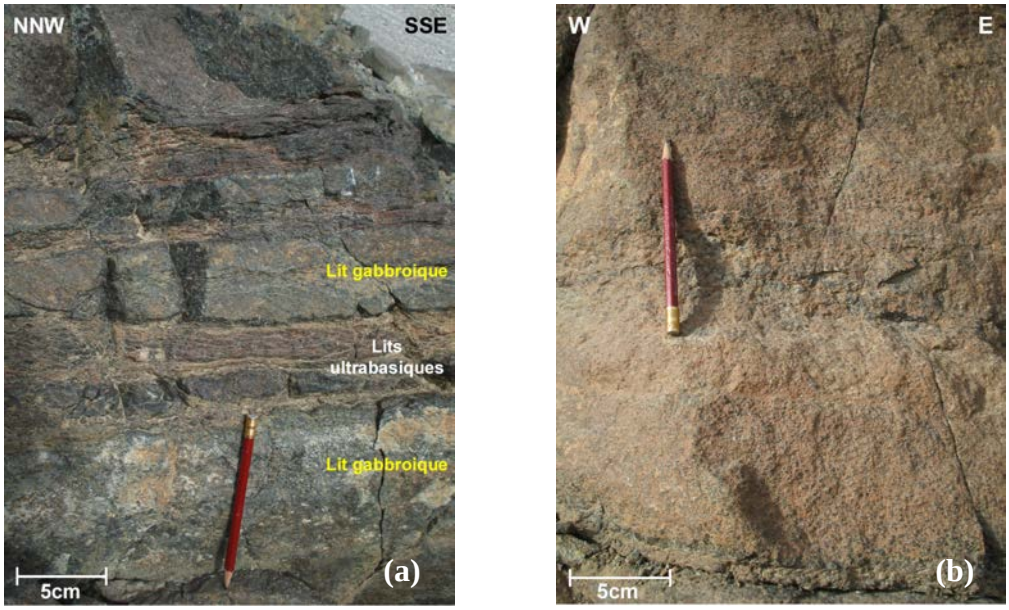


Figure 6.25 : Caractéristiques des cumulats lités à la base de la section crustale. a) Succession de lits gabbroïques et de lits ultrabasiques montrant des litages de phase au niveau de l'affl.4. Noter l'érosion différentielle entre les lits. b) Litage de proportion et de taille de grain dans un banc gabbroïque au niveau de l'affl.5.

Après cette intrusion, les cumulats lités sont essentiellement gabbroïques et présentent des alternances de bancs de gabbros à Ol et à Opx tardif de ~ 1 m d'épaisseur *(affl.5)*. Dans le détail, ces bancs montrent de fins litages internes centimétriques mais, contrairement à l'affleurement précédent, ils sont plus discrets et correspondent principalement à des litages de proportion et de taille de grain *(fig.6.25b)*. En lame mince, ces cumulats présentent, comme précédemment, des indices de recristallisation des Plg. Dans ces cumulats, les bancs et les lits sont globalement orientés N80-30E.

En continuant dans la séquence le long du wadi, on observe, sur plus d'une centaine de mètres, une zone très tectonisée montrant de nombreuses failles, des cumulats lités très altérés et des zones de brèches, avant de retrouver une unité peu faillée de cumulats lités « frais » *(affl.6)*. Ces derniers sont essentiellement gabbroïques et correspondent principalement à des

gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) et parfois à des gabbros (s.s.). Ces cumulats apparaissent relativement massifs mais, dans le détail, ils présentent de fins litages millimétriques à centimétriques de proportion cumulus, de phase cumulus et de taille de grain. Dans ces cumulats lités, on observe également, sur le terrain et en lame mince, une lamination bien marquée par l'alignement des minéraux. Comme dans les affleurements précédents, ces roches gabbroïques montrent des indices de recristallisation et de déformation plastique intracristalline qui s'observent majoritairement dans les Plg mais également dans les Cpx (extinctions roulantes, bending), dans les Ol (joints triples à 120°) et dans les Opx (chapelets de petits grains) *(cf. paragraphe II.1.c.5, chap.1)*.

Dans la suite de la séquence *(affl.7-8)*, on observe des cumulats purement gabbroïques présentant un très fin litage marqué par des alternances relativement régulières de lits clairs et de lits sombres d'épaisseur millimétrique à centimétrique (2 mm – 1 cm) *(fig.6.26a)*.

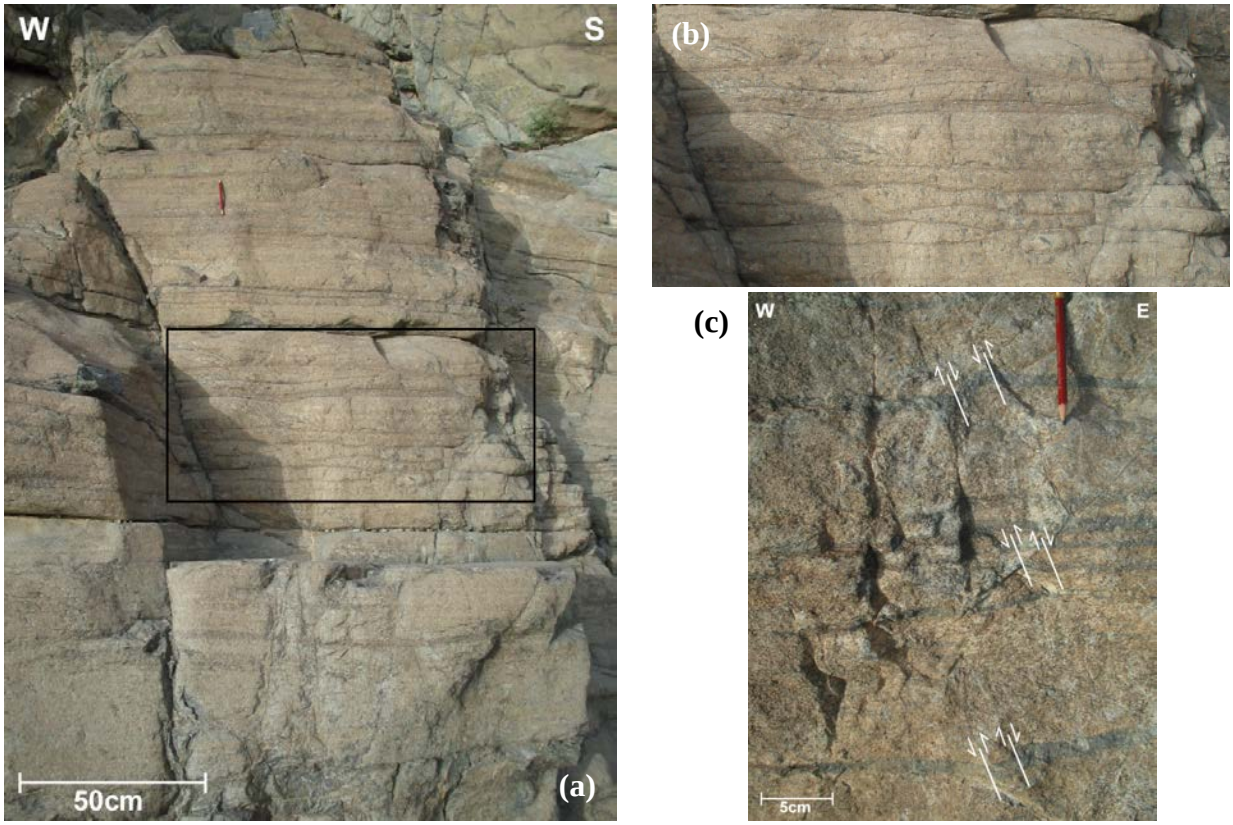


Figure 6.26 : a) Cumulats présentant un très fin litage marqué par des alternances de lits clairs et de lits sombres au niveau des affl.7 et 8. Noter la régularité des litages dans la partie supérieure de la photo. b) Détail sur les litages dynamiques (boudinage, cross-bedding, troncature de lit) observés dans les cumulats lités (rectangle noir sur la photo (a)). c) Lits présentant des contours en marches d'escalier du fait de la présence de microfailles syn-magmatiques.

Ces cumulats sont essentiellement des gabbros à Ol et à Opx tardif présentant des textures à grains fins et montrant des litages de proportions cumulus et de taille de grain *(fig.6.26a)*. Ces litages sont globalement orientés N120/130-45NE. En lame mince, on constate que ces gabbros (s.l.) sont également affectés par des mécanismes de recristallisation et de déformation plastique (Plg et Opx, *cf. chap.1*). A première vue, les litages dans ces cumulats semblent réguliers mais dans le détail, on observe localement des litages dynamiques marqués par du boudinage, du cross-bedding et des troncatures de lits *(fig.6.26a-*

b). On remarque également la présence de lits « plissés » présentant des contours en marches d'escalier qui résultent du jeu de microfailles syn-magmatiques *(fig.6.26c)*. Les litages dynamiques et les failles syn-magmatiques reflètent des instabilités en cours de cristallisation.

Plus haut dans la coupe, l'unité des cumulats lités est recoupée par des masses wehrlitiques métriques à décamétriques au niveau des *affl.9 et 10 (fig.6.27)*. Ces dernières forment généralement des « dômes » non lités constitués de wehrlites à Cpx et Plg tardifs présentant des textures cumulatives à gros grains. De nombreux « patches » et veines de pegmatites gabbroïques s'observent au contact entre les cumulats lités et les intrusions wehrlitiques et parfois au sein de ces dernières *(fig.6.27)*. Ces pegmatites reflètent probablement la migration de liquides gabbroïques par compaction, des cumulats lités vers les intrusions wehrlitiques, lors de la mise en place de ces corps intrusifs. Les interfaces entre les cumulats lités et les wehrlites (s. l.) sont de deux types, soit ce sont des contacts faillés caractérisés par la présence de zones broyées, soit des contacts d'interpénétration marqués par des « lobes » de wehrlite dans les cumulats lités *(fig.6.27)* et par des zones de « mélange » entre les wehrlites (s.l.), les cumulats lités et les pegmatites. Les pegmatites et les contacts d'interpénétration à l'interface entre les cumulats lités et les intrusions wehrlitiques suggèrent que ces dernières ont interagi à l'état magmatique alors que les cumulats lités n'étaient pas encore totalement solidifiés. Il est important de remarquer que, dans les wadis précédents *(chap.3, 5 et paragraphe 1)*, aucune zone pegmatitique n'a été observée au contact entre les cumulats lités et les intrusions wehrlitiques.

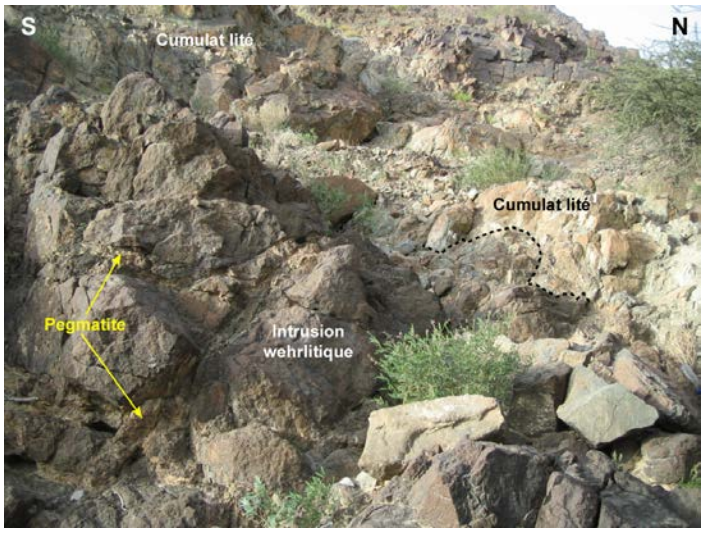


Figure 6.27 : Intrusion wehrlitique dans les cumulats lités au niveau de l'affl.9. Noter la présence de « patches» et veines de pegmatites dans la wehrlite à l'interface avec les cumulats lités et les contacts d'interpénétration marqués par des « lobes » de wehrlite dans les cumulats lités. Noter également la forme en « dôme » de cette intrusion avec la présence de cumulats lités de part et d'autre et au dessus de cette dernière.

Le long du wadi, depuis l'*affl.*9 jusqu'aux *affl.10-11*, les cumulats lités forment de grandes falaises de roches claires et massives qui apparaissent relativement homogènes sur le terrain *(fig.6.28a)*. Dans le détail, ces cumulats présentent cependant des litages discrets marqués par des alternances de fins lits de gabbros à Ol et à Opx tardif de teintes variées et d'épaisseur millimétrique à centimétrique *(fig.6.28b)*. Ces litages sont globalement orientés N130-50E et correspondent principalement à des litages de proportion cumulus. Sur le terrain et en lame mince, ces cumulats montrent également une nette lamination caractérisée par l'allongement des minéraux, en particulier les Plg, dans une direction préférentielle *(fig.6.28b)*. Comme dans l'ensemble des cumulats lités étudiés jusqu'à présent dans ce wadi, des indices de recristallisation et de déformation plastique intracristalline s'observent dans ces cumulats, principalement dans les Plg.

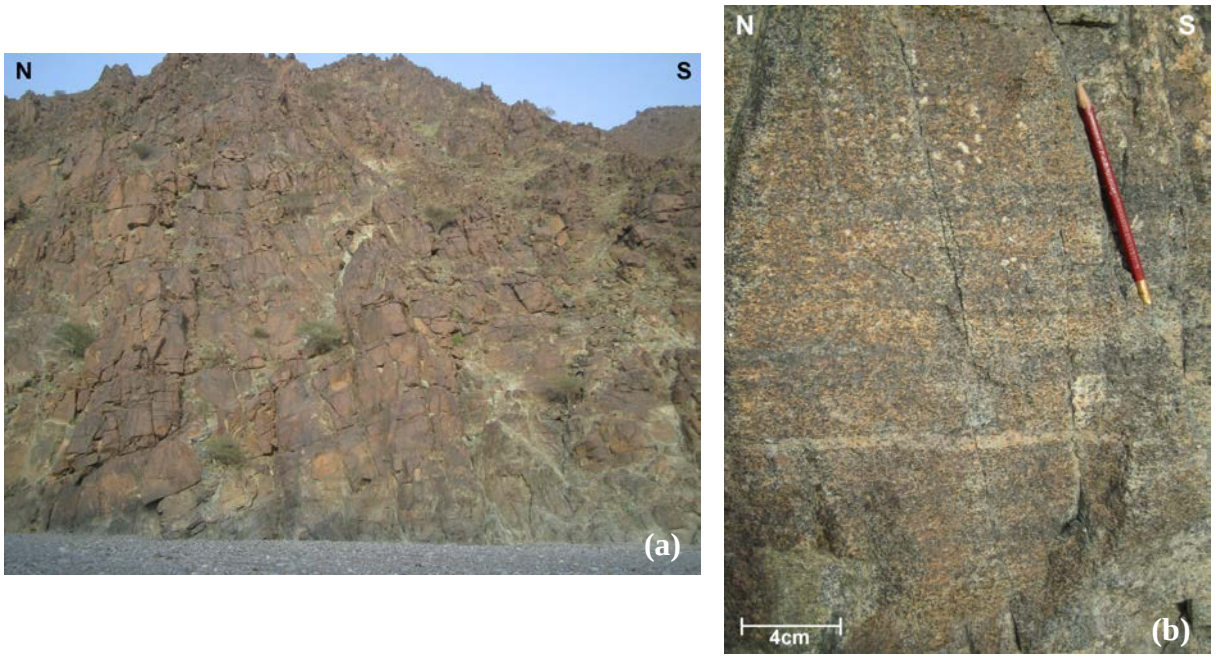


Figure 6.28 : a) Falaise de cumulats lités le long du wadi au niveau des affl.9-10-11. Noter l'aspect massif et homogène de ces cumulats dans le paysage et l'absence de litage apparent. b) Détail sur ces cumulats lités au niveau de l'affl.11 montrant un litage de proportion discret marqué par la succession de fins lits de teintes variées.

Au sommet de la coupe, au niveau de l'*affl.12*, on remarque un changement de faciès dans les cumulats. En effet, on observe des roches gabbroïques de type gabbronorite (s.l.) qui présentent généralement une texture à gros grains *(fig.6.29a-b)* et qui montrent localement des variations relativement nettes de taille de grain s'apparentant à des litages *(fig.6.29a)*. En lame mince, on observe, en effet, des successions de fins lits centimétriques dans ces cumulats qui reflètent des litages de taille de grain et de proportion cumulus. Sur le terrain et en lame mince, ces cumulats montrent également une lamination bien marquée par l'alignement des minéraux. Les litages et les laminations sont orientés parallèlement à la direction régionale N130-40E. Ces cumulats sont également recoupés par de nombreux dykes de diabases présentant des contacts francs avec leur encaissant *(fig.6.29b)*. Ces diabases présentent parfois des veines et « patches » leucocrates riches en Plg.

A partir de la littérature, l'abondance de diabase et la présence de gabbronorites (s.l.) à gros grains au niveau de ce dernier affleurement suggèrent que nous sommes situés dans des niveaux relativement élevés de la section plutonique *(cf. introduction, paragraphe III.3)*. Sur la carte du BRGM, cet affleurement *(affl.12)* est, en effet, localisé à l'interface entre l'unité des cumulats lités et celles des cumulats laminés *(fig.6.22)*. Les caractéristiques lithologiques et structurales des cumulats au niveau de cet affleurement semblent indiquer que nous sommes plus précisément situés dans l'unité des gabbros transitionnels (ou gabbros laminés) *(cf. Yaouancq, 2001 et paragraphe III.3.b de l'introduction)*.

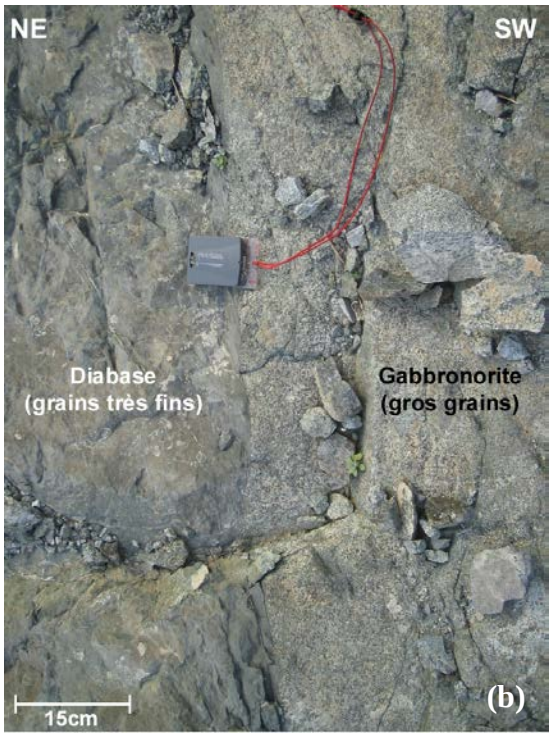


Figure 6.29 : a) Variation de taille de grain relativement nette dans les cumulats gabbronoritiques. b) Dyke de diabase s'injectant dans les cumulats gabbronoritiques. Noter la différence de taille de grain et le contact franc entre les deux types de roche. (affl.12)

En résumé, les points importants à retenir pour cette coupe du wadi Abyad sont les suivants :

- Le Moho et l'ensemble de l'unité des cumulats lités sont fortement tectonisés avec la présence de nombreuses failles, de zones de brèches et de cumulats lités affectés, dans la totalité de la séquence étudiée, par des phénomènes de recristallisation et de déformation plastique intracristalline des minéraux. Des textures de recristallisation et des structures de déformation ont également été mentionnées dans les cumulats à la base de la section plutonique dans les précédentes études réalisées dans ce wadi *(MacLeod et Yaouancq, 2000 ; Yaouancq, 2001).*
- Dans l'ensemble de la séquence, les cumulats lités sont essentiellement gabbroïques, principalement des gabbros à Ol et à Opx tardif, et présentent généralement de fins litages de proportion cumulus et de taille de grain. Seuls les cumulats lités situés à la base de la section crustale *(affl. 4)* montrent des litages de phase marqués par des alternances de lits gabbroïques et ultrabasiques. Les Opx sont omniprésents dans les cumulats à la base de la séquence bien que généralement en faible abondance (0,5 % - 3 %). Ils sont en position post-cumulus sauf dans les gabbronorites de l'unité des « gabbros transitionnels » où ils sont également plus abondants (4 % - 23 %). L'abondance de ces minéraux a été sous-estimée dans les études précédentes *(Browning, 1982 ; Yaouancq, 2001).*
- Contrairement à ce qui était mentionné dans la littérature, l'unité des cumulats lités est recoupée par de nombreuses intrusions wehrlitiques. Ces dernières sont cependant de plus faible extension que dans d'autres wadis (Sarami et Hilti, par exemple, *cf. paragraphe I et chap.5*).
- Des veines et «patches» de pegmatites gabbroïques s'observent à l'interface entre les cumulats lités et les intrusions wehrlitiques. Ce type de lithologie n'a pas été trouvé dans les précédents wadis.

II.2.b. Le wadi Bani Suq

Du fait de la présence de nombreuses failles à l'Ouest du massif *(fig.6.22)*, nous n'avons pas pu réaliser, dans cette zone, de coupe complète dans la section plutonique, à partir du Moho jusqu'au sommet de la séquence. La coupe du wadi Bani Suq débute, en effet, au sein de l'unité des cumulats lités et, selon la carte du BRGM, elle commence à proximité d'un contact faillé (non étudié) entre l'unité des cumulats lités et celle des cumulats ultramafiques associés à des cumulats gabbroïques *(fig.6.22)*. L'intérêt de cette coupe est, avant tout, de comparer les faciès de cette unité des cumulats lités avec celles du wadi Abyad. Je vais étudier cette coupe du wadi Bani Suq à partir du contact faillé vers le sommet de la section plutonique (i.e. gabbros isotropes) pour suivre une logique stratigraphique.

Au début de la coupe *(affl.15, fig.6.22)*, les cumulats lités sont essentiellement gabbroïques et correspondent à des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) présentant une texture à grains fins. Ils montrent un litage très discret marqué par la présence locale de fins lits clairs témoignant de litages de proportion.

En montant dans la coupe *(aff.16)*, ces cumulats présentent un litage plus prononcé caractérisé par des alternances de lits de teintes et de textures variées d'épaisseur centimétrique *(fig.6.30a)*. Ces cumulats correspondent principalement à des gabbronorites (s.l.) à grains fins présentant des litages de proportion cumulus et des litages de taille de grain (i.e. de grains très fins à grains moyens) *(fig.6.30a)*. Dans ces cumulats les litages sont globalement orientés N90-80/85N.

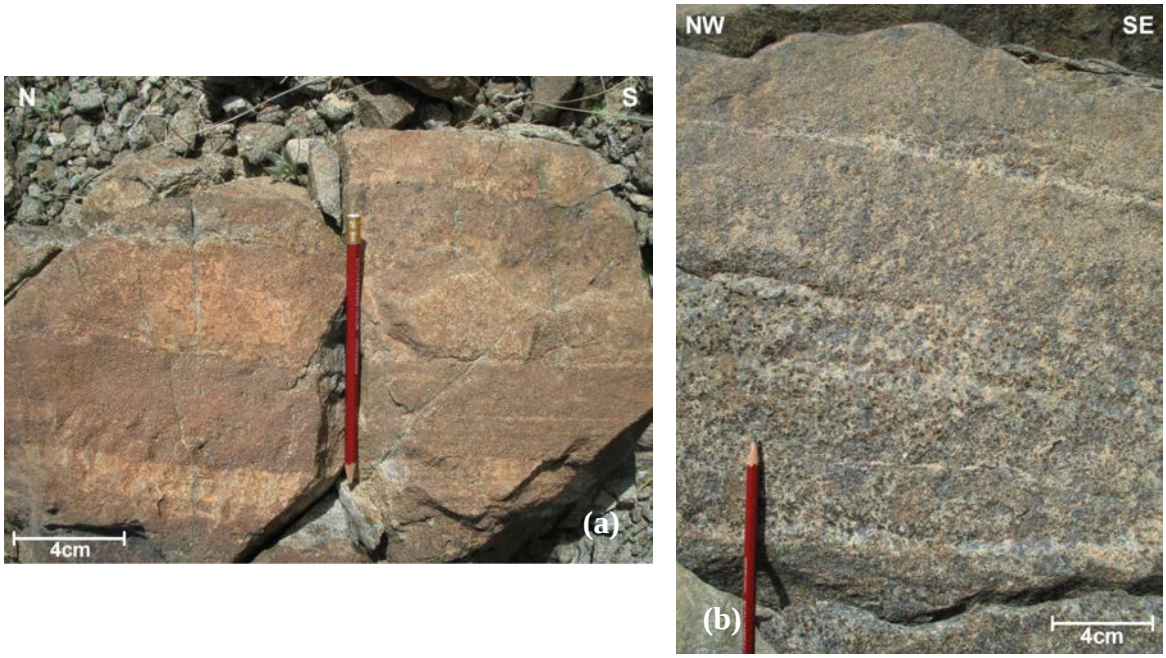


Figure 6.30 : Caractéristiques des cumulats lités à la base de la coupe du wadi Bani Suq : Gabbronorite à grains fins (a) et Gabbro à Ol et à Opx tardif à grains moyens (b) présentant des litages de taille de grain et des alternances de lits clairs et de lits sombres reflétant des litages de proportion cumulus au niveau des affl.16 (a) et 19 (b).

La suite de la séquence est caractérisée par des cumulats gabbroïques relativement homogènes, sans litages apparents sur le terrain et en lame mince. Ils présentent généralement une texture à grains moyens et correspondent à des gabbros à Ol et à Opx tardif au niveau de l'*affl.17* puis à des gabbronorites à Ol (s.l.) au niveau de l'*affl.18*. Ces cumulats affleurent

généralement sous la forme de blocs arrondis présentant une patine d'altération et sont, dans certaines zones, fortement altérés.

Au niveau de l'*affl.19*, on observe, de nouveau, un litage bien prononcé dans les cumulats marqué par l'alternance de lits d'épaisseur centimétrique, de teintes et de tailles de grain variées *(fig.6.30b)*. Ces cumulats correspondent à des gabbros à Ol et à Opx tardif à grains moyens présentant des litages de proportion, essentiellement cumulus, et des litages de taille de grain *(fig.6.30b)*. Ces derniers sont moins pentés que dans les cumulats précédents avec une orientation moyenne N120-65NE.

Depuis le début de la coupe (~ 800 m le long du wadi), on observe globalement une alternance entre des gabbros à Ol et à Opx tardif et des gabbronorites (s.l.) plus ou moins lités. Cette alternance pourrait refléter un litage de grande ampleur entre des bancs gabbroïques et des bancs gabbronoritiques présentant parfois des litages internes. Dans ce cas, on observerait des litages de phase cumulus et d'ordre de cristallisation entre ces bancs.

En poursuivant la coupe, au niveau de l'*affl.20*, on observe d'importantes masses de wehrlites cumulatives à Cpx précoce et Plg tardif qui forment une succession de monts dans le paysage *(fig.6.31)*. Localement, au sein de ces wehrlites (s.l.), on observe des injections de roches gabbroïques qui forment des « dômes » à la base des masses wehrlitiques *(fig.6.31a)*. Ces cumulats gabbroïques correspondent à des gabbros à Ol et à Opx tardif homogènes et montrent, en lame mince, une intense recristallisation marquée par la présence de sous-joints de grains, de contacts suturés et de macles mécaniques dans les Plg ainsi que des variations de tailles de grain et des sous-joints de grains dans les Ol et les Cpx. Ces « dômes » gabbroïques sont recoupés par de nombreuses veines pegmatitiques *(fig.6.31a)*. Le contact entre les péridotites et les cumulats gabbroïques est marqué par une zone bréchique formée de fragments de wehrlites (s.l.) dans une matrice de clinopyroxénite à Ol et Opx *(fig.6.31b)*.

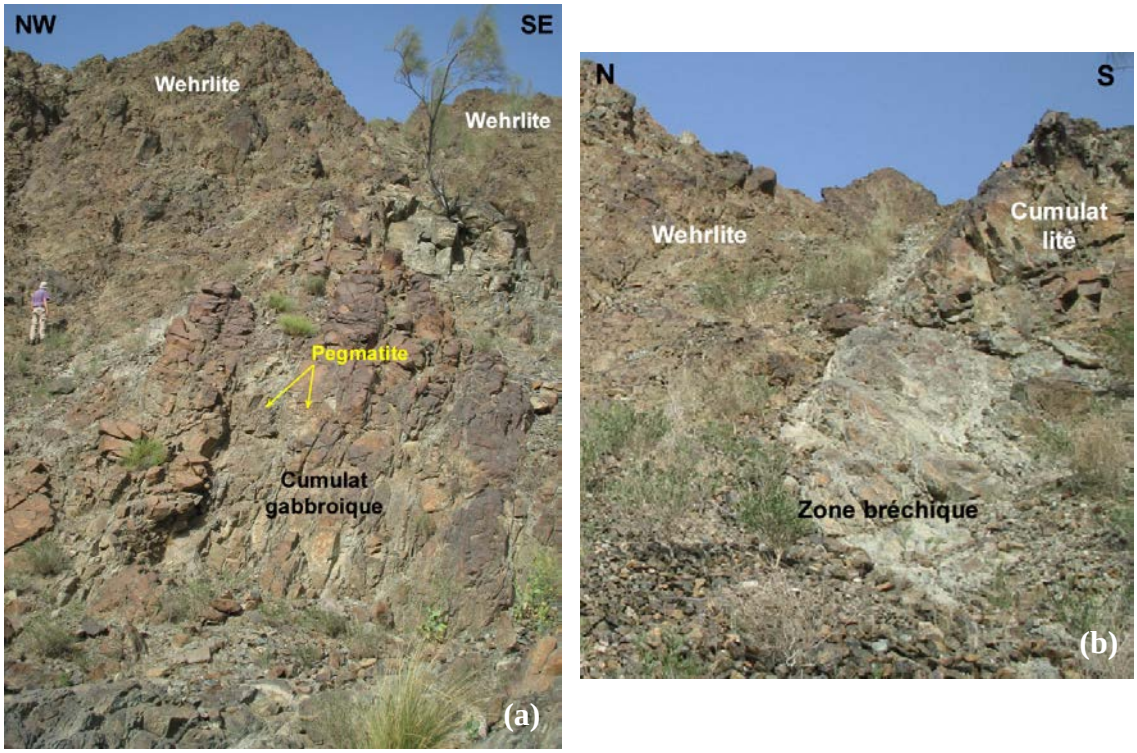


Figure 6.31 : a) Injection d'un « dôme » de cumulats gabbroïques dans des masses wehrlitiques. Noter la présence de pegmatites dans les cumulats gabbroïques. b) Détail sur la zone bréchique (wehrlite + clinopyroxénite) au contact entre l'intrusion gabbroïque et les wehrlites (s.l.). Noter les monts formés de péridotites en arrière plan sur les photos. (affl.20)

La présence d'une zone de clinopyroxénite présentant des enclaves de wehrlites à l'interface entre les deux types de cumulats pourrait refléter la fusion hydratée des péridotites lors de l'injection du magma et/ou « mush » gabbroïque. Ceci montrerait que les wehrlites étaient déjà solidifiées lors de la mise en place de l'intrusion gabbroïque. Cependant, l'intense recristallisation observée dans les cumulats gabbroïques indique que ces derniers ont subi un réchauffement lorsqu'ils étaient déjà cristallisés et ce phénomène semble lié à l'injection. Aucune relation d'interpénétration n'a été observée au contact entre les wehrlites (s.l.) et les cumulats gabbroïques suggérant qu'ils n'ont pas interagi à l'état magmatique *(fig.6.31b)*. Finalement, dans cette zone, on observe des injections de cumulats gabbroïques dans des cumulats wehrlitiques mais il est difficile de déterminer dans quelles conditions et à quel moment ces intrusions se sont mises en place.

Dans la suite de la séquence cumulative *(affl.21)*, on observe, au centre du wadi, une importante zone de faille globalement orientée Nord-Sud. On note que, sur la carte du BRGM, cet affleurement se situe plus ou moins dans le prolongement d'une faille majeure s'enracinant dans l'unité des cumulats ultramafiques associés à des cumulats gabbroïques *(fig.6.22)*. La faille observée sur le terrain correspond donc probablement à cet accident majeur. Au niveau de cette faille, on observe une zone de brèches constituée de blocs anguleux de gabbro à Ol et à Opx tardif à grains fins et de blocs arrondis de clinopyroxénite à Ol, Plg et Opx à grains moyens. Sur certains fragments, ces deux faciès cumulatifs sont en contact et, on remarque que l'interface n'est pas franche mais progressive. Ces cumulats étant situés dans une zone de brèches au centre du wadi (i.e. sans contact direct avec d'autres affleurements), il est difficile de déterminer s'ils reflètent un litage dans les cumulats lités ou s'ils correspondent, comme précédemment, à une zone de contact entre une masse wehrlitique et une intrusion gabbroïque.

Plus haut dans la coupe *(affl.22)*, on retrouve des cumulats finement lités présentant des alternances pas toujours régulières de lits clairs et de lits sombres d'épaisseur millimétrique à centimétrique *(fig.6.32)*. Ponctuellement, on observe de fins lits formés de gros cristaux de pyroxènes *(fig.6.32)*. Ces cumulats correspondent, comme au début de la coupe, à des gabbronorites à grains fins montrant des litages de proportion cumulus et des litages de taille de grain (i.e. de gros grains à grains fins) *(fig.6.32)*. Ces derniers sont, en moyenne, orientés N110-50E et sont donc moins pentés qu'aux niveaux des affleurements précédents.

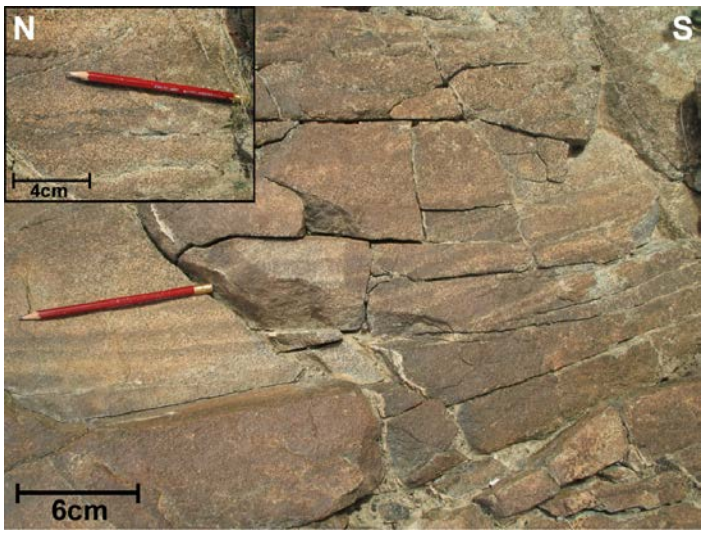


Figure 6.32 : Gabbronorite à grains fins montrant des alternances de lits clairs et de lits sombres. Noter la ressemblance de ces cumulats lités avec ceux de l'affl.16, fig.6.30a. En haut à gauche : détail sur les litages et en particulier sur un lit constitué de gros cristaux de pyroxènes. (affl.22)

Localement, dans ces cumulats gabbronoritiques, on observe des « pods », généralement de faible extension (~ 4 m * 2 m), de wehrlites à Cpx et Plg tardifs *(fig.6.33a)*. Le contact entre ces « pods » et les cumulats lités est relativement franc et n'est pas marqué par des relations d'interpénétration *(fig.6.33a-b)*. A l'interface, on observe, tout de même, une zone d'environ 10 cm d'épaisseur formée de roches verdâtres fracturées contenant probablement des Plg, des Cpx et des amphiboles (elles n'ont pas été étudiées en lame mince) *(fig.6.33b)*. Le mode de mise en place de ces wehrlites (s.l.) et l'absence de relations d'interpénétration au contact entre les deux types de roches suggèrent que les péridotites se sont injectées dans les cumulats gabbroïques lorsque ces derniers étaient totalement solidifiés. La zone de contact observée entre les intrusions et les cumulats lités peut correspondre à une zone réactionnelle entre les deux types de cumulats et/ou à une petite zone de faille qui se serait développée lors de la mise en place de l'intrusion wehrlitique.

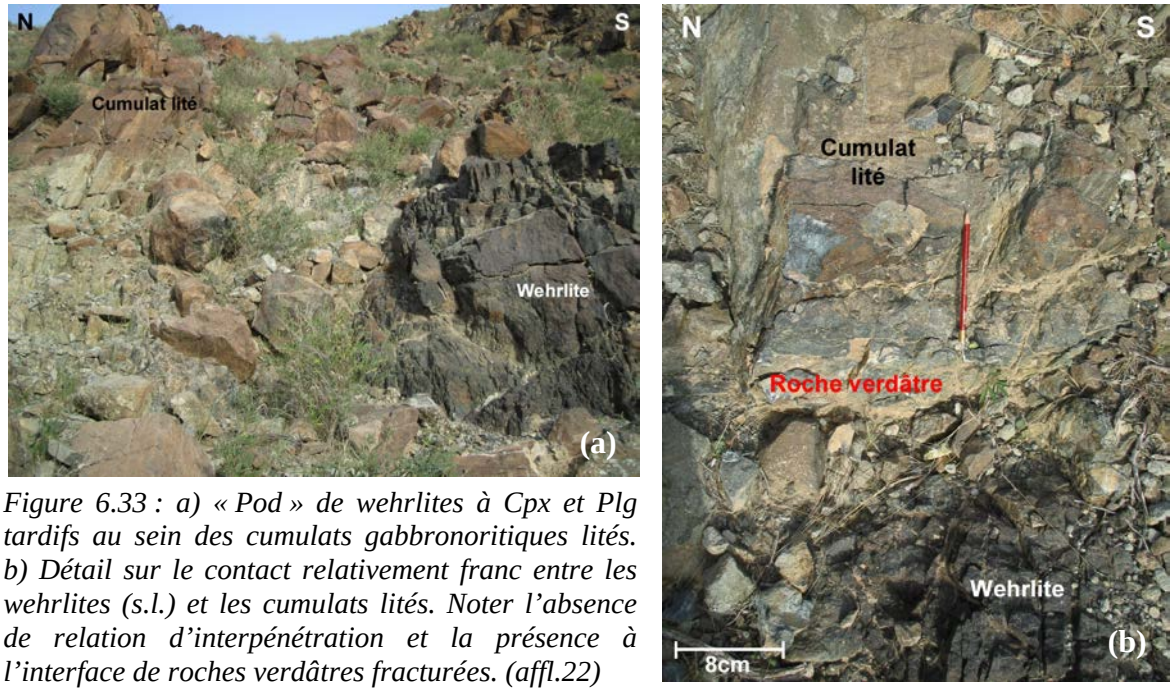


Figure 6.33 : a) « Pod » de wehrlites à Cpx et Plg tardifs au sein des cumulats gabbronoritiques lités. b) Détail sur le contact relativement franc entre les wehrlites (s.l.) et les cumulats lités. Noter l'absence de relation d'interpénétration et la présence à l'interface de roches verdâtres fracturées. (affl.22)

Au niveau de ce même affleurement *(affl.22)* mais au centre du wadi, les gabbronorites litées sont en contact avec des cumulats gabbroïques qui apparaissent relativement homogènes sur le terrain, qui présentent une texture relativement grossière et qui affleurent sous la forme de blocs arrondis *(fig.6.34)*. Dans le détail, ces cumulats montrent un fin litage caractérisé par des alternances de lits de gabbronorite à Ol à grains moyens et de lits de gabbro à Ol et à Opx tardif à grains fins et présentent donc des litages de taille de grain et d'ordre de cristallisation. Le contact entre les deux types de cumulats gabbroïques (gabbronorite litée et gabbronorite à Ol + gabbro à Ol et à Opx tardif) n'est pas toujours évident à observer sur le terrain et apparaît parfois franc et parfois progressif. Ce sont probablement des alternances de bancs et/ou de lits de gabbronorite, de gabbronorite à Ol et de gabbro à Ol et à Opx tardif reflétant des litages de phase cumulus et/ou d'ordre de cristallisation.

Figure 6.34 : Cumulats gabbroïques à Ol au niveau de l'affl.22. Noter le caractère homogène et la texture grossière de ces cumulats sur le terrain par rapport aux cumulats gabbronoritiques précédents (à comparer avec la fig.6.32)

En continuant dans la séquence *(affl.23)*, on observe une grande masse de roches sombres formant la majorité de la falaise et s'étendant sur environ 100 m le long du wadi entre deux affleurements de cumulats lités. Dans le détail, cette masse est formée de péridotites et présente des litages bien marqués par l'alternance, pas toujours régulière, de lits noirs et de lits marron et/ou verdâtres d'épaisseur centimétrique *(fig.6.35)*. Ces lits correspondent principalement à des wehrlites à Cpx précoce, des wehrlites à Cpx précoce et Plg tardif, des wehrlites à Cpx précoce et à Plg et Opx tardifs, des wehrlites à Cpx et Plg tardifs et des dunites à Plg et décrivent donc des litages de proportion cumulus, de phase cumulus et post-cumulus, et d'ordre de cristallisation. Dans ces corps péridotitiques, les litages présentent globalement la même orientation que ceux des cumulats lités environnants N110-65E.

Figure 6.35 : Litage dans une masse de péridotite caractérisé par l'alternance de lits noirs et de lits marron. Noter le caractère relativement irrégulier de ces litages en bas de la photo. (affl.23)

Au sein de cette masse péridotitique, on observe localement des injections gabbroïques (gabbros à Ol et à Opx tardif) sous la forme de «patches» ou de bancs présentant des contacts diffus avec l'encaissant et des relations d'interpénétration (enclaves, contacts lobés,…) *(fig.6.36a)*. Ces injections s'observent également sous la forme de lits centimétriques irréguliers, rarement continus et souvent boudinés et déformés ductilement *(fig.6.36a-b)*. A proximité de ces injections, les péridotites montrent souvent des faciès d'imprégnation marqués par la présence de gros cristaux de Plg *(fig.6.36b)*. Sur le terrain, les « lits » gabbroïques sont plus ou moins parallèles entre eux, présentent des contacts diffus avec les péridotites et suivent généralement les litages de ces dernières, ce qui forme un « pseudo-

litage » entre des lits gabbroïques et des lits péridotitiques dans la masse de péridotite *(fig.6.36a-b)*. On note que les litages dans les péridotites sont boudinés et déformés plastiquement au contact de ces « lits » gabbroïques *(fig.6.36b)*. En regardant en détail, les « pseudo-litages » en lame mince, on remarque que les contacts entre les « lits » gabbroïques et péridotitiques sont généralement progressifs, irréguliers et parfois lobés. Localement, on observe également des passées de clinopyroxénite (clinopyroxénite à Ol, Opx et Plg) ou de webstérite (webstérite à Ol et Plg) dans les « lits » péridotitiques, au contact avec les « lits » gabbroïques, ainsi que des passées de gabbronorites dans les « lits » de gabbros à Ol (s.l.), au contact avec les « lits » péridotitiques. Ceci suggère la migration des cristaux entre les « lits ». L'étude, en lame mince et sur le terrain, des relations entre les deux types de cumulat suggère que les « liquides » gabbroïques se sont injectés dans les péridotites lorsque ces dernières étaient à l'état de magma et/ou de « mush ».

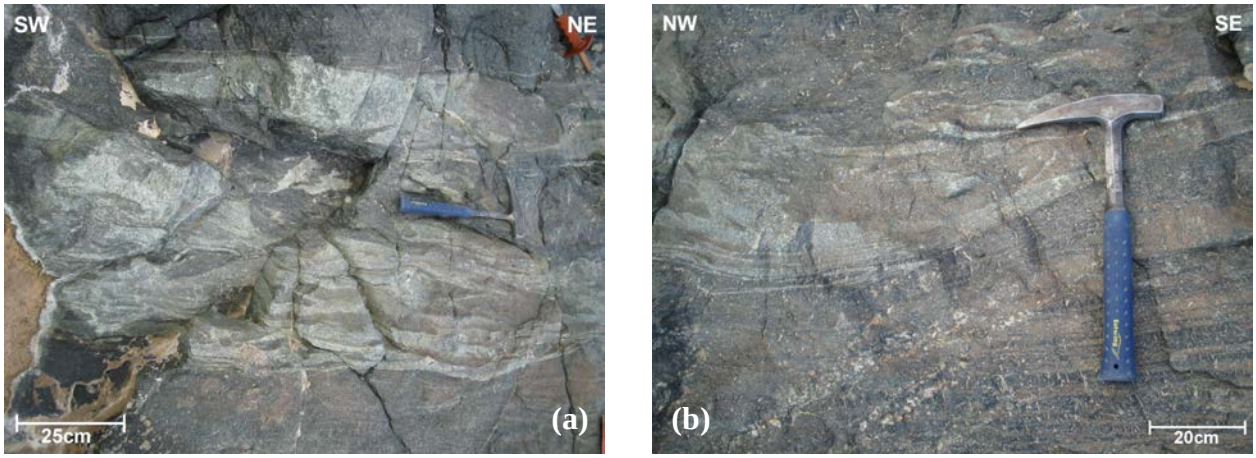


Figure 6.36 : Injections gabbroïques au sein de la masse péridotitique (affl.23). a) Injections sous la forme de « patches » (à gauche) et de bancs (en haut) présentant des enclaves de péridotites et des contacts diffus et lobés avec cette dernière, et sous la forme de lits (à droite) plus ou moins parallèles, irréguliers, boudinés et déformés. Noter la présence d'un « pseudo-litage » formé par la succession de lits gabbroïques et péridotitiques. b) Détail sur les «lits» gabbroïques dans la péridotite. Noter la déformation ductile et le boudinage des lits gabbroïques et péridotitiques ainsi que l'injection des lits gabbroïques suivant le litage des péridotites. Noter également la présence de faciès d'imprégnation dans la péridotite en haut et en bas de la photo.

Ces injections gabbroïques sont probablement issues des cumulats lités environnants mais, à l'affleurement, nous n'avons pas observé de connexion évidente entre les deux. En effet, le contact entre la masse péridotitique et les cumulat lités est, sur le terrain, marqué par une zone de pegmatite. Comme dans la coupe précédente, cette zone pegmatitique reflète vraisemblablement la migration de liquides gabbroïques par compaction lors de la mise en place de l'intrusion péridotitique. L'ensemble de ces observations suggère donc que les péridotites se sont injectées dans les cumulats lités lorsque ces derniers étaient à l'état de « mush ». Cette intrusion est donc, *a priori*, contemporaine de la cristallisation des cumulats lités. Les cumulats lités échantillonnés à proximité de cette intrusion wehrlitique correspondent à des gabbronorites à Ol montrant une texture à grains moyens et présentant des litages globalement orientés N130-65E.

A environ 900 m de cet affleurement *(aff.23bis)*, on observe une autre intrusion péridotitique de grande extension, représentant plus de la moitié d'une falaise, qui forme un « dôme » dans les cumulats lités *(fig.6.37)*. Cette intrusion présente les mêmes caractéristiques que la précédente, le contact entre cette dernière et les cumulats lités semble

relativement franc à l'affleurement mais on observe des injections gabbroïques qui forment un « pseudo-litage » dans la masse péridotitique *(fig.6.37)*.

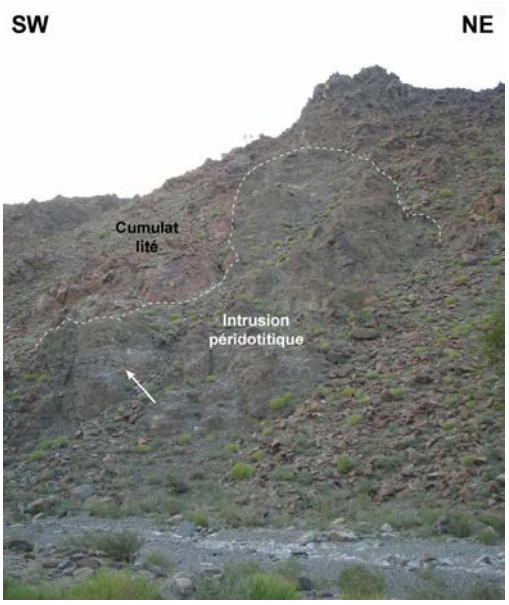


Figure 6.37 : « Dôme » intrusif de péridotite dans les cumulats lités (affl.23bis). Noter le contact relativement franc entre les deux types de cumulats et la présence d'injections gabbroïques (flèche) formant un « pseudo-litage » dans la masse péridotitique.

Cet affleurement est le dernier étudié dans l'unité des cumulats lités de cette coupe du wadi Bani Suq. Nous avons cependant décidé de prolonger l'exploration de cette coupe dans l'unité des gabbros isotropes *(fig.6.22)*. Cependant, la croûte supérieure n'étant pas l'objet d'étude de cette thèse, je ne m'y attarderai guère.

Les roches de cette unité sont essentiellement des gabbronorites à oxyde et/ou amphibole présentant parfois des textures à grains fins. Ces roches gabbroïques sont souvent homogènes (i.e. non litées) et montrent fréquemment des variations de taille de grain et de proportions modales. Localement, elles présentent cependant des litages discrets et des laminations *(affl.24 et 27, fig.6.22)*. Ces gabbronorites sont recoupées par de nombreux filons de nature et d'épaisseur variées : des filons de pegmatites à amphibole + Plg ± Px de 1 – 2 cm à 25 cm d'épaisseur *(affl.24-25-27)*, des filons de plagiogranite de ~ 50 cm d'épaisseur *(affl.24)* et des filons de diabase (amphibole + Plg + Px) sub-verticaux de 15 – 20 cm d'épaisseur *(affl.27)*. Au niveau de l'*affl.26*, on observe également une zone de brèches caractérisée par la présence de blocs anguleux de gabbronorite et de diabase englobés dans une matrice blanchâtre dioritique. Au sein de cette unité gabbroïque, deux masses de péridotites/pyroxénites de grande extension ont été observées. Au niveau de l'*affl.26*, on observe une masse de wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs d'environ 100 m de long qui est délimitée de part et d'autre par des failles qui la mettent en contact avec les gabbronorites. Au niveau de l'*affl.27*, on observe une masse de webstérite à Plg et amphibole tardifs englobant des blocs de gabbronorite et de pegmatite. On constate que les différentes roches de cette unité sont, comme celles de l'unité des cumulats lités, riches en Opx et recoupées par des intrusions ultrabasiques. Cependant, contrairement à l'unité des cumulats lités, le contact observé entre l'intrusion wehrlitique et les roches gabbroïques est faillé et on observe un corps intrusif de webstérite.

En conclusion, les points importants à retenir pour cette coupe du wadi Bani Suq sont les suivants :

– Les Opx sont omniprésents dans cette coupe en tant que phase cumulus ou post-cumulus que ce soit dans l'unité des cumulats lités (i.e. croûte inférieure) ou dans

l'unité des gabbros isotropes (i.e. croûte supérieure). Seules certaines intrusions wehrlitiques dans l'unité des cumulats lités en sont dépourvues.

- Les amphiboles magmatiques post-cumulus sont également omniprésentes dans les lithologies gabbroïques de l'unité des cumulats lités.
- Cette coupe est relativement tectonisée avec la présence d'une faille majeure au sein de l'unité des cumulats lités et, on note également que, comme dans le wadi Abyad, la majorité des échantillons présente des indices de déformation plastique intracristalline plus ou moins importants tels que du bending, des extinctions roulantes et des macles mécaniques.
- A différents niveaux stratigraphiques, les roches gabbroïques sont recoupées par de nombreuses intrusions péridotitiques de tailles variées, s'échelonnant de ~ 5 m à ~ 100 m de long. On observe différents types de contacts entre ces deux types de roches. Dans l'unité des gabbros isotropes, il est faillé et l'intrusion est, *a priori*, plus tardive que la cristallisation des roches gabbroïques. Dans l'unité des cumulats lités, il peut être relativement franc indiquant l'injection de péridotites dans des cumulats lités déjà solidifiés *(affl.22)*, ou souligné par des pegmatites et associé à des injections gabbroïques dans les péridotites suggérant l'intrusion de ces dernières lors de la cristallisation des cumulats lités *(affl.23-23bis)*.
- Dans cette coupe, on observe des intrusions de cumulats lités dans des masses péridotitiques. Ce type de relation entre les cumulats lités et les cumulats péridotitiques est assez exceptionnel ; il n'a pas été observé dans les autres massifs étudiés dans cette thèse et n'a pas été mentionné dans la littérature.

II.3. Etude géochimique

Dans cette étude géochimique, comme pour celle des autres massifs, j'ai travaillé avec des compositions par minéraux et par échantillons *(annexe 1F)* et, je n'ai considéré que les éléments relativement abondants et montrant des variations chimiques significatives. Je vais, dans un premier temps, présenter la composition des minéraux en éléments majeurs dans les différents échantillons de la coupe du wadi Abyad puis j'étudierai les évolutions chimiques au sein des cumulats lités à la base de cette dernière. Enfin, je présenterai les résultats chimiques préliminaires obtenus sur les échantillons de la coupe du wadi Bani Suq.

II.3.a. Composition des minéraux en éléments majeurs dans les échantillons de la coupe du wadi Abyad

II.3.a.1. Composition des Clinopyroxènes

Dans l'ensemble des échantillons du wadi Abyad, les Cpx sont des augites magnésiennes et des diopsides *(fig.6.38a)*. Leurs teneurs en enstatite et wollastonite sont comprises entre 44,2 % et 48,9 % et entre 43,4 % et 47,9 % respectivement. Les Cpx les plus magnésiens (En ~ 48,9 %, Fs ~ 4,2 %) s'observent dans la wehrlite à Cpx et Plg tardifs *(fig.6.38a-b)*, seule représentante, dans cette coupe, de la famille des péridotites/pyroxénites et correspondant à une intrusion dans les cumulats lités *(affl.9, paragraphe II.2.a)*. Les Cpx de cette péridotite présentent des teneurs en calcium équivalentes à celles des roches gabbroïques, Wo ~ 46,8 %. Les Cpx des lithologies gabbroïques forment un nuage de point allongé parallèlement au coté En - Wo *(fig.6.38b)*. Ceux des gabbronorites (s.l.) sont tous des diopsides, avec des valeurs de Wo supérieures à 45,5 % et des valeurs d'En inférieures à 46,3 % *(fig.6.38b)*. Les Cpx les plus calciques (Wo ~ 47,9 %) s'observent dans une leucogabbronorite et les moins magnésiens (En ~ 44,2 %) dans une gabbronorite (s.s.). Au

contraire, les Cpx de la plupart des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) sont des augites magnésiennes, avec des valeurs de Wo et d'En respectivement inférieures à 44,6 % et supérieures à 47,1 % *(fig.6.38b)*. Les Cpx les moins calciques (Wo ~ 43,4 %) s'observent dans un mélagabbro à Ol et à Opx tardif et les plus magnésiens (En ~ 48,2 %) se trouvent dans ce même mélagabbro et dans un gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.). Seuls quelques gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) montrent des Cpx plus calciques et moins magnésiens situés dans la partie inférieure du domaine des diopsides (45,2 % < Wo < 46,4 % et 46,6 % < En < 45,6 %). Enfin, les Cpx du gabbro (s.s.) et du gabbro à Ol sont des diopsides et montrent des teneurs en magnésium et en calcium intermédiaires entre celles des gabbronorites (s.l.) et celles des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l), avec des valeurs d'enstatite de 45,4 % et de 45,6 % et des valeurs de wollastonite de 46,4 % et de 45,9 % respectivement *(fig.6.38b)*.

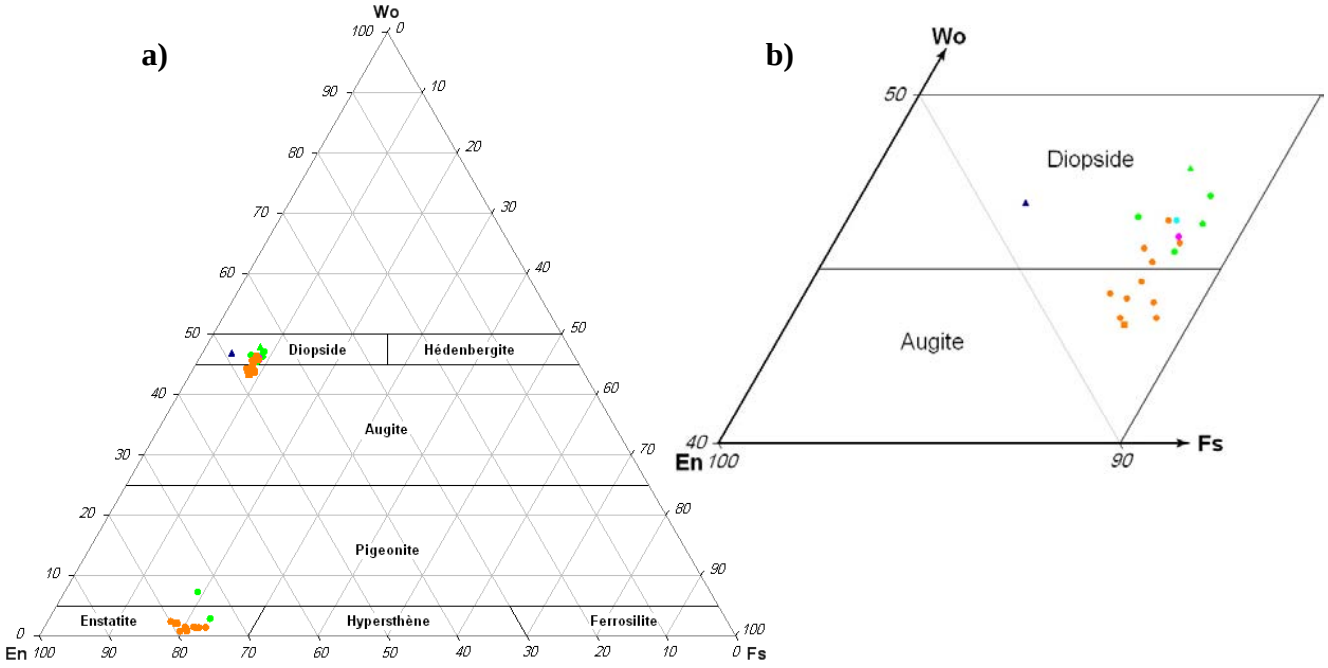


Figure 6.38 : a) Composition des pyroxènes dans les échantillons du wadi Abyad (En : $Mg_2Si_2O_6$, Wo : $Ca_2Si_2O_6$, Fs : $Fe_2Si_2O_6$), b) Détail du diagramme. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire (page 684).

Les Cpx des différents échantillons du wadi Abyad montrent une gamme de fractionnement relativement restreinte par rapport à celle des autres massifs (80 % < XMg < 87,3 %) *(fig.6.39)*. Comme observé précédemment *(fig.6.38)*, les Cpx les plus magnésiens s'observent dans la wehrlite à Cpx et Plg tardifs alors que ceux des roches gabbroïques ont des XMg plus faibles (< 84,8 %). Dans cette dernière famille, les Cpx de la majorité des échantillons sont regroupés dans un intervalle restreint de composition, 80 % < XMg < 82,3 %, les plus magnésiens (XMg > 83,9 %) ne s'observant que dans certains gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) et dans le mélagabbro à Ol et à Opx tardif *(fig.6.39)*. Dans cet intervalle, les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) décrivent l'ensemble du spectre de XMg_{cpx}. Les gabbronorites (s.l.) montrent, quant à elles, des teneurs en XMg_{cpx} identiques mais moins variées que celles des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.), comprises entre 80,6 % et 81,8 % *(fig.6.39)*. Les Cpx du gabbro (s.s.) et du gabbro à Ol (s.s.) ont de faibles teneurs en XMg de 80,8 % et 80,5 % respectivement, compositions équivalentes à celles des Cpx les moins magnésiens des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) et des gabbronorites (s.l.).

Les Cpx de l'ensemble des échantillons décrivent un trend caractérisé par l'augmentation de la teneur en titane avec la diminution du XMg_{cpx} *(fig.6.39a)*. Ces teneurs sont relativement élevées comprises entre 0,18 % et 0,57 %, les Cpx les moins titanifères s'observant dans la wehrlite à Cpx et Plg tardifs et les plus riches en TiO_2 se trouvant dans une gabbronorite (s.s.) *(fig.6.39a)*. La teneur en titane des Cpx des roches gabbroïques s'échelonne de 0,26 % à 0,57 %. Les Cpx des gabbronorites (s.s.) ont des teneurs en titane supérieures à 0,47 %, et sont globalement plus titanifères que ceux des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) qui contiennent entre 0,26 % et 0,49 % de TiO_2 *(fig.6.39a)*. Les Cpx de la leucogabbronorite ont, par contre, des teneurs en titane distinctes et plus faibles que ceux des gabbronorites (s.s.) (TiO_2 ~ 0,33 %), avec des compositions équivalentes aux Cpx les moins titanifères des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.). Le gabbro (s.s.) et le gabbro à Ol (s.s.) ont des Cpx moyennement titanifères, 0,37 % et 0,4 % de TiO_2 respectivement, équivalents à ceux de certains gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) et du mélaggabbro à Ol et à Opx tardif.

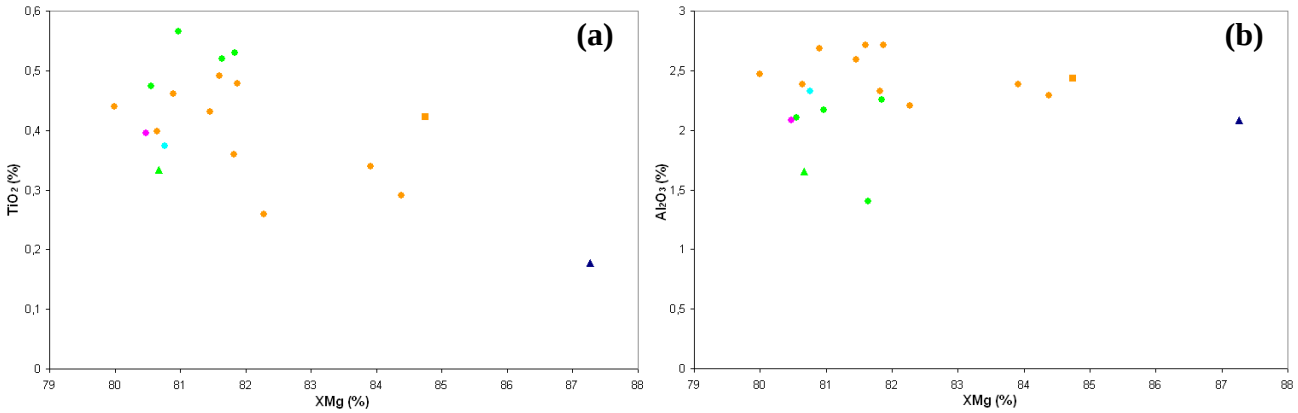


Figure 6.39 : Composition des Cpx en titane (a) et en aluminium (b) en fonction du XMg du Cpx dans les différents échantillons du wadi Abyad. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire

Dans l'ensemble des lithologies du wadi Abyad, les Cpx présentent une gamme de composition en aluminium comprise entre 1,41 % et 2,72 % *(fig.6.39b)*. Les Cpx de la majorité des échantillons ont des teneurs en Al_2O_3, supérieures à 2,08 %, seules une gabbronorite (s.s.) et la leucogabbronorite ont des Cpx faiblement alumineux (Al_2O_3 ~ 1,41 % - 1,65 %). Contrairement aux teneurs en titane et magnésium, l'ensemble du spectre de composition en aluminium des Cpx est décrit par les roches gabbroïques. Dans cette famille, les Cpx des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) sont concentrés dans un intervalle très restreint de composition compris entre 2,20 % et 2,72 % alors que ceux des gabbronorites (s.l.) sont regroupés vers de faibles valeurs de Al_2O_3 s'échelonnant de 1,41 % à 2,26 % *(fig.6.39b)*. Les Cpx des gabbronorites (s.l.) sont donc généralement pauvres en aluminium par rapport à ceux des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.). Parmi ces lithologies gabbroïques, les Cpx du gabbro à Ol ont des teneurs en aluminium équivalentes à celles des Cpx des gabbronorites (s.l.) (Al_2O_3 ~ 2,08 %) tandis que les Cpx du gabbro (s.s.) sont légèrement plus alumineux et présentent des teneurs identiques à celles des Cpx des gabbros à Ol et à Opx tardif, (Al_2O_3 ~ 2,33 %) *(fig.6.39b)*. Dans la famille des péridotites/pyroxénites, les Cpx de la wehrlite à Cpx et Plg tardifs sont moyennement alumineux (2,08 % d'Al_2O_3), équivalents à ceux de certaines gabbronorites (s.s.) et du gabbro à Ol (s.s.) *(fig.6.39b)*.

L'ensemble des Cpx présente des teneurs en chrome relativement faibles par rapport à ceux des autres massifs, s'échelonnant de 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de ~ 0,09 %, *cf. annexe 1*) à 0,58 % *(fig.6.40)*. Les Cpx les plus chromifères s'observent dans la wehrlite à Cpx et Plg tardifs tandis que les plus pauvres en chrome se trouvent dans certains

gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.), dans le gabbro (s.s.) et dans le gabbro à Ol (s.s.). Parmi les lithologies gabbroïques, les Cpx des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) ont une gamme de composition en chrome relativement étendue, comprise entre 0 % et 0,44 %, mais sont cependant regroupés dans deux intervalles distincts. Certains échantillons, dont le mélagabbro à Ol et à Opx tardif, ont des Cpx riches en chrome avec des teneurs supérieures à 0,3 % tandis que d'autres présentent des Cpx pauvres en chrome avec des valeurs de Cr_2O_3 inférieures à 0,17 % *(fig.6.40)*. Les Cpx des gabbronorites (s.l.) sont, quant à eux, concentrés vers de faibles valeurs de Cr_2O_3, proches de la limite de détection, comprises entre 0,1 % et 0,15 % et présentent donc des compositions équivalentes aux Cpx les moins chromifères des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.). Dans le diagramme Cr_2O_3 vs. XMg *(fig.6.40)*, l'ensemble des échantillons décrit globalement un trend caractérisé par la décroissance conjointe des valeurs de XMg et de Cr_2O_3 dans les Cpx. On remarque cependant que les Cpx de certains gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.), anormalement riches en chrome, se situent en dehors de ce trend.

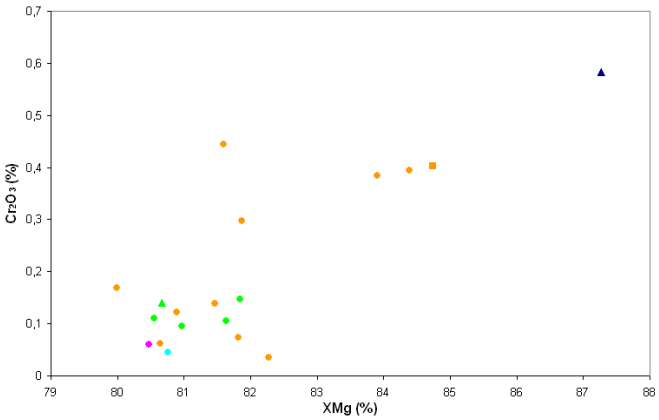


Figure 6.40 : Composition des Cpx en chrome en fonction du XMg du Cpx dans les différents échantillons du wadi Abyad. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Dans les diagrammes TiO_2 vs. XMg et Cr_2O_3 vs. XMg *(fig.6.39a et 6.40)*, on constate que la wehrlite à Cpx et Plg tardifs est l'échantillon le plus primitif (i.e. fortes valeurs de XMg et de Cr_2O_3 et faibles teneurs en TiO_2), tandis que les lithologies les plus évoluées sont essentiellement le gabbro à Ol, certains gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) et quelques gabbronorites (s.l.). On note également que les gabbronorites (s.s.) sont généralement plus évoluées que les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.). Dans ces diagrammes, les trends définis par l'ensemble des échantillons et marqués par l'augmentation des teneurs en titane et la diminution des teneurs en chrome dans les Cpx avec la décroissance du XMg_{cpx} (*fig.6.39a et 6.40)* pourraient, comme dans les massifs précédents, refléter un mécanisme de cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes d'un magma parent unique, et en particulier d'un magma de type MORB primitif sec. En effet, la cristallisation d'un tel magma à basse pression est caractérisée par l'apparition précoce de l'Ol puis du Plg et la cristallisation relativement tardive du Cpx et très tardive de l'Opx, ce qui expliquerait, dans les trends, la formation précoce de gabbros à Ol et à Opx tardif relativement primitifs suivie de la cristallisation de gabbronorites évoluées. Cependant la présence de wehrlites (s.l.) et de gabbros (s.s.) parmi les échantillons, les degrés de différenciation équivalents entre les gabbronorites (s.l.) et certains gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) et l'existence de gabbros à Ol montrant des compositions plus évoluées que celles des lithologies à Opx suggèrent que ces trends ne peuvent s'expliquer en totalité par un tel mécanisme de cristallisation fractionnée. De plus, dans ces diagrammes, les évolutions du titane et du chrome ne suivent pas systématiquement une logique de cristallisation fractionnée puisque les Cpx les plus titanifères observés dans les gabbronorites (s.s.) ne sont pas les moins chromifères et à l'inverse, les Cpx les plus pauvres en chrome observés dans certaines roches gabbroïques ne

sont pas les plus riches en titane (*fig.6.39a et 6.40)*. De ce fait, des mécanismes magmatiques et/ou hydrothermaux secondaires ont dû affecter la cristallisation des magmas.

Il est important de noter que l'intrusion wehrlitique montre des compositions moins différenciées que les cumulats lités mais relativement évoluées pour une roche ultrabasique puisqu'elle présente des XMg_{cpx} ~ 87 %.

II.3.a.2. Composition des Orthopyroxènes

Les Opx de la plupart des échantillons du wadi Abyad sont des enstatites relativement riches en fer (74 % < En < 79,8 %) *(fig.6.38 et 6.41)*. Ces enstatites sont cependant relativement pauvres en calcium avec des valeurs de wollastonite s'échelonnant de 0,8 % à 2,9 %, seule une gabbronorite (s.s.) présentant des pyroxènes de type pigeonite (Wo ~ 7,3 %) *(fig.6.41)*. Les Opx de la plupart des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) forment un nuage de points parallèle au côté En - Fs et présentent des teneurs en enstatite comprises entre 75,4 % et 79,4 % pour des teneurs en wollastonite globalement constantes Wo ~ 1,2 % (0,8 % < Wo < 1,5 %) *(fig.6.41)*. Seuls quelques gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) et le mélagabbro à Ol et à Opx tardif ont des Opx plus calciques et moins ferreux présentant des teneurs en wollastonite comprises entre 2,1 % et 2,4 % et des teneurs en ferrosilite s'échelonnant de 17,7 % à 18,8 %. Parmi les autres lithologies, les enstatite de la gabbronorite sont enrichies en calcium mais appauvries en magnésium par rapport à celles des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) et présentent une composition moyenne En ~ 74 %, Fs ~ 23,1 % et Wo ~ 2,9 % *(fig.6.41)*. Les pigeonites sont également pauvres en magnésium par rapport aux Opx des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) mais montrent des teneurs en fer équivalentes à ces derniers avec des valeurs d'enstatite et de ferrosilite de 73,6 % et de 19 % respectivement *(fig.6.41)*.

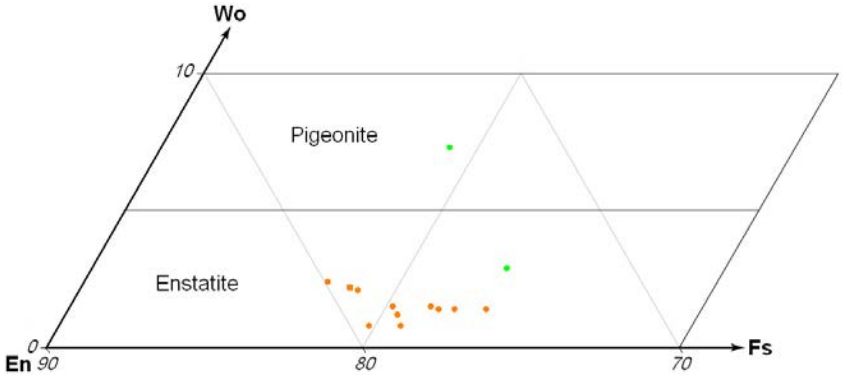


Figure 6.41 : Détail sur la partie inférieure du diagramme ternaire En ($Mg_2Si_2O_6$) - Wo($Ca_2Si_2O_6$) - Fs ($Fe_2Si_2O_6$) de la fig.6.38 montrant la composition des Opx dans les différents échantillons du wadi Abyad. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Les Opx de l'ensemble des échantillons du wadi Abyad sont, en effet, relativement pauvres en magnésium avec des valeurs de XMg comprises entre 75,4 % et 81,5 % *(fig.6.42)*. Comme pour les Cpx, on note que ces valeurs sont relativement faibles par rapport à celles des Opx étudiés dans les autres massifs *(cf. chap.2 à 5 et paragraphe I)*. Les Opx des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) décrivent quasiment l'ensemble du spectre de composition en XMg et montrent, comme précédemment, deux intervalles distincts de composition *(fig.6.42)*. Dans la majorité des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.), les Opx sont relativement pauvres en magnésium avec des XMg compris entre 75,9 % et 79,3 % tandis que dans le mélagabbro à Ol et à Opx tardif et dans certains gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.), ils sont plus riches en magnésium (80,7 % < XMg < 81,5 %). Dans les gabbronorites (s.s.), on observe deux compositions différentes : les enstatites sont relativement ferreuses avec des valeurs de XMg ~ 75,4 %, plus faibles que celles des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.), alors que les pigeonites sont plus magnésiennes avec des teneurs en XMg ~ 78,8 %, équivalentes à celles des Opx les plus ferreux des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) *(fig.6.42)*.

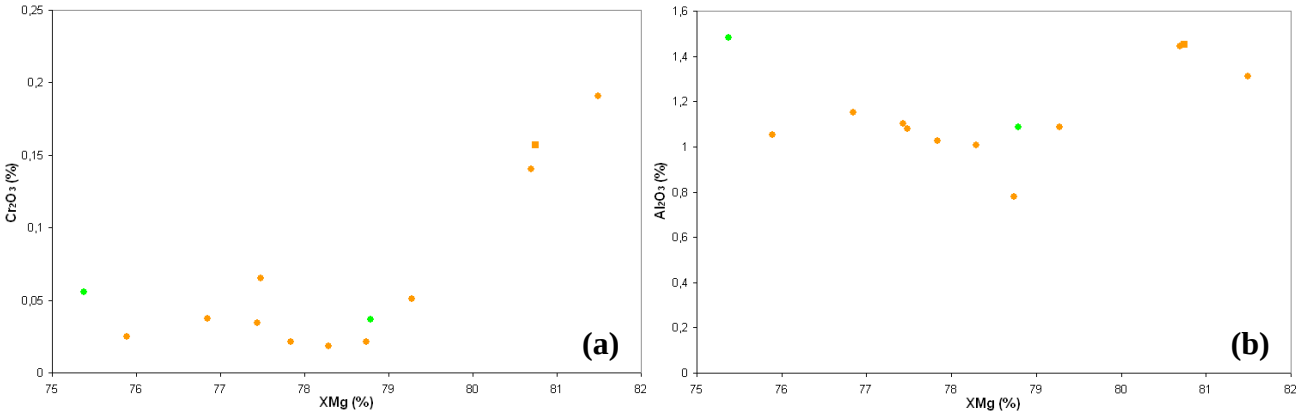


Figure 6.42 : Composition des Opx en chrome (a) et en aluminium (b) en fonction du XMg de l'Opx dans les différents échantillons du wadi Abyad. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Dans la majorité des échantillons, les Opx présentent des teneurs en chrome très faibles situées sous la limite de détection de la microsonde (Cr_2O_3 ~ 0,08 %) *(fig.6.42a)*. Seuls deux gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) et le mélagabbro à Ol et à Opx tardif ont des Opx relativement riches en chrome avec des valeurs de Cr_2O_3 comprises entre 0,14 % et 0,19 %. On note que les Opx les plus chromifères se trouvent dans un des gabbros à Ol et à Opx tardif *(fig.6.42a)*.

Les Opx ont, par contre, des teneurs en aluminium toujours supérieures à la limite de détection, comprises entre 0,78 % et 1,48 % *(fig.6.42b)*. Les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) portent quasiment l'ensemble de ce spectre de composition cependant, les Opx de la plupart de ces derniers sont concentrés dans un intervalle très restreint de composition centré sur la valeur moyenne Al_2O_3 ~ 1,1 %. Les Opx les moins alumineux (Al_2O_3 ~ 0,78 %) s'observent dans un gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.) tandis que les plus riches en aluminium (Al_2O_3 > 1,31 %) se trouvent dans les gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) et dans le mélagabbro à Ol et à Opx tardif présentant les Opx les plus magnésiens et les plus chromifères *(fig.6.42a-b)*. On note que, parmi ces lithologies, les Opx les plus alumineux (Al_2O_3 ~ 1,45 %) s'observent dans le mélagabbro à Ol et à Opx tardif. Comme précédemment, les deux types d'Opx dans les gabbronorites (s.s.) présentent des teneurs en Al_2O_3 distinctes, l'enstatite est riche en aluminium avec des valeurs de Al_2O_3 ~ 1,48 % tandis que la pigeonite est plus pauvre avec des teneurs en Al_2O_3 ~ 1,09 % *(fig.6.42b)*. Dans ces gabbronorites (s.s.), on remarque donc que les enstatites sont plus riches en aluminium que celles de l'ensemble des échantillons mais présentent des compositions globalement équivalentes à celles des Opx les plus alumineux des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) alors que les pigeonites montrent des teneurs en aluminium identiques à celles de la plupart des Opx des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.).

Dans ces diagrammes *(fig.6.42)*, l'échantillon le plus évolué (i.e. faibles valeurs de XMg_{opx} et de Cr_2O_3) est une gabbronorite (s.s.) tandis que le plus primitif est un gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.). On note que, du fait des très faibles teneurs en chrome dans les Opx de ces échantillons, aucun trend d'évolution n'est identifiable dans le diagramme Cr_2O_3 vs. XMg.

II.3.a.3. Composition des Olivines

Dans l'ensemble des échantillons du wadi Abyad, les Ol sont moyennement magnésiennes avec des Fo compris entre 72,1 % et 81 % *(fig.6.43)*. On remarque que cette gamme de composition est plus faible que celle des Ol analysées dans les cumulats des autres massifs *(cf. chap.2 à 5 et paragraphe I)*. Les Ol des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) présentent deux intervalles distincts de composition en Fo. La majorité des échantillons ont des Ol relativement pauvres en magnésium avec des teneurs comprises entre 72,1 % et 75,6 %

(fig.6.43). Dans cet intervalle, on remarque cependant que la plupart des échantillons sont regroupés dans une gamme de composition plus restreinte supérieure à 73,6 %. Comme pour les pyroxènes, le mélagabbro à Ol et à Opx tardif et certains gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) présentent des Ol relativement riches en magnésium (78,8 % < Fo < 80,7 %) *(fig.6.43)*. Dans cet intervalle, les Ol les moins magnésiennes s'observent dans le mélagabbro à Ol et à Opx tardif. La wehrlite à Cpx et Plg tardifs présente les Ol les plus magnésiennes (Fo ~ 81 %) cependant leurs Fo sont globalement équivalents à ceux des Ol les plus riches en magnésium des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.).

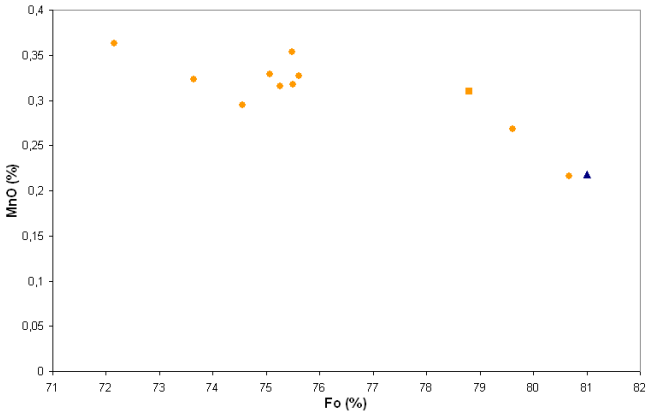


*Figure 6.43 : Composition des Ol en manganèse en fonction du Fo (100 * (Mg / (Mg + Fe)) dans les différents échantillons du wadi Abyad. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.*

Dans ces échantillons, les teneurs en nickel des Ol n'ont pas été mesurées (du fait des conditions analytiques), par contre, celles en manganèse sont relativement faibles et comprises entre 0,22 % et 0,36 % *(fig.6.43)*. Les Ol les plus riches en MnO s'observent dans un gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.) tandis que les plus pauvres en manganèse se trouvent dans la wehrlite à Cpx et Plg tardifs et dans un gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.). On note que les Ol de la majorité des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.), dont celles du mélagabbro, sont regroupées vers des valeurs élevées de MnO supérieures à 0,3 % *(fig.6.43)*.

Les lithologies les plus primitives en termes de Fo sont un gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.) et la wehrlite à Cpx et Plg tardifs tandis que l'échantillon le plus évolué est un gabbro à Ol et à Opx tardif (s.s.). On note que, contrairement au XMg_{cpx}, l'intrusion wehrlitique présente globalement le même degré de différenciation que celui de certains cumulats lités, du point de vue du Fo, et qu'elle montre une composition relativement évoluée pour une roche ultrabasique puisqu'elle présente des Fo ~ 81 %. Dans le diagramme de la *fig.6.43*, on remarque également que l'ensemble des échantillons définit un trend caractérisé par l'augmentation des teneurs en MnO des Ol avec la décroissance du Fo. Ce trend pourrait refléter, comme précédemment, un mécanisme de cristallisation fractionnée d'un magma MORB primitif sec à basse pression. La présence de wehrlite à Cpx et Plg tardifs serait plutôt en contradiction avec un tel processus. Cependant, il est difficile de contraindre le mécanisme à l'origine de ce trend de part le peu d'échantillons et de lithologies étudiés dans cette coupe.

II.3.a.4. Composition des Feldspaths

Les feldspaths analysés dans les échantillons du wadi Abyad sont moyennement à fortement calciques et présentent une gamme de composition en anorthite très étendue comprise entre 61,7 % et 92,6 % *(fig.6.44)*. Les Plg les plus riches en calcium s'observent dans une leucogabbronorite tandis que les plus sodiques se trouvent dans le gabbro (s.s.). Dans l'ensemble des échantillons, les compositions d'An les plus couramment observées (n ~ 8) se situent dans l'intervalle 78 % < An < 80 % *(fig.6.44)*. Ce pic de composition est porté par les roches gabbroïques et principalement par les gabbronorites (s.l.).

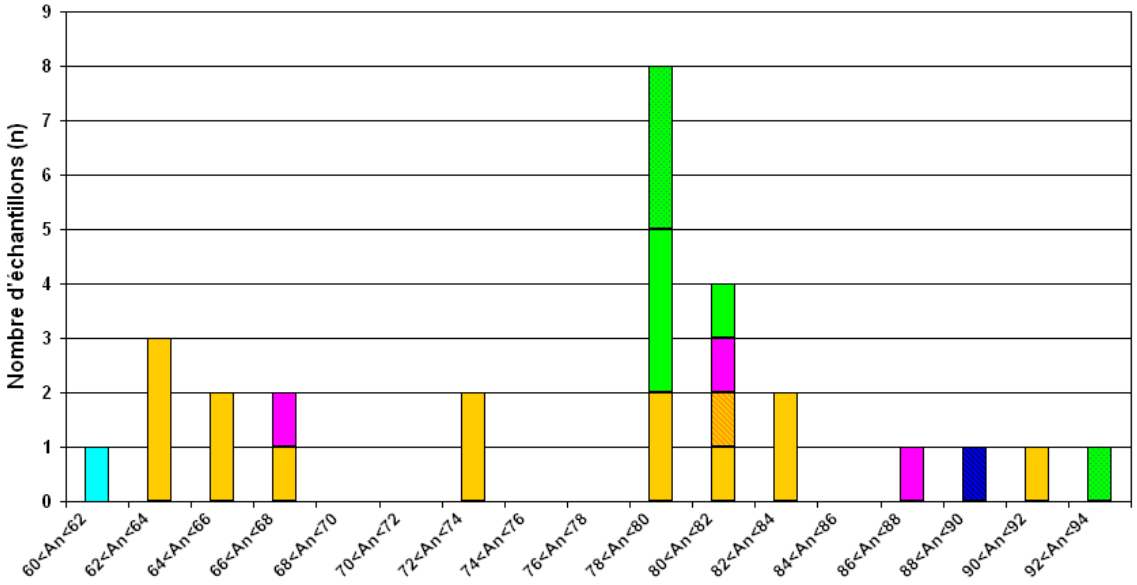


Figure 6.44 : Composition des Plg des différents échantillons du wadi Abyad. Les intervalles sont définis à partir des pourcentages d'anorthite dans les Plg et selon un pas de 2 %. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

Les Plg des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) montrent une gamme de composition en anorthite très étendue s'échelonnant de 62,4 % à 91,4 %. Cette gamme est cependant discontinue et on distingue deux intervalles principaux : un intervalle « sodique » 62 % < An < 68 % et un intervalle « calcique » 78 % < An < 84 % *(fig.6.44)*. On note que les Plg du mélagabbro à Ol et à Opx tardif se situent dans ce second intervalle (An ~ 81,1 %). Les Plg des gabbronorites (s.l.) ont une gamme de composition plus restreinte et décalée vers de fortes teneurs en anorthite, supérieures à 78 % *(fig.6.44)*. On constate cependant que, la plupart des gabbronorites (s.l.) sont regroupées dans l'intervalle 78 % < An < 80,7 %. Le gabbro à Ol présente trois compositions distinctes de Plg : An66,7, An81,9 et An87,6 *(fig.6.44)*. Ces compositions reflètent différentes générations de Plg directement issues de processus de recristallisation, les Plg les plus calciques s'observant localement dans l'échantillon sous la forme d'amas de petits cristaux arrondis et les Plg les plus sodiques s'observant, dans l'ensemble de l'échantillon, sous la forme de cristaux sub-automorphes de relativement grande taille *(cf. chap.1, paragraphe II.1.c.2)*. Au sein des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) et des leucogabbronorites, de nombreux échantillons présentent également plusieurs générations de Plg *(cf. annexe 1F)*. Ces différents Plg sont, comme précédemment, probablement liés à l'omniprésence des processus de recristallisation dans ces cumulats. Dans ces lithologies, entre deux générations de Plg, les teneurs en anorthite varient de 3 % à 13 % ce qui explique, en partie, la forte dispersion des compositions dans la famille des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.l.) et, dans une moindre mesure, dans celle des gabbronorites (s.l.). Enfin, les Plg de la wehrlite à Cpx et Plg tardifs sont relativement riches en calcium avec des teneurs en anorthite de ~ 89,8 % et montrent donc des compositions équivalentes aux Plg les plus calciques des roches gabbroïques *(fig.6.44)*.

II.3.a.5. Composition des Oxydes

Dans l'ensemble des échantillons du wadi Abyad, les oxydes les plus couramment observés sont les magnétiques. Elles s'observent dans l'ensemble des lithologies de la famille des roches gabbroïques (gabbro à Ol et à Opx tardif (s.l.), gabbronorite (s.l.), gabbro (s.s.) et gabbro à Ol) mais sont par contre absentes dans la wehrlite à Cpx et Plg tardifs. Du fait de

problèmes analytiques et du degré d'altération parfois important de ces oxydes dans les échantillons, aucune magnétite n'a cependant pu être analysée.

La wehrlite à Cpx et Plg tardifs est, par contre, le seul échantillon présentant des spinelles alumineux (Al_2O_3 ~ 63,4 %) et des spinelles chromifères (Cr_2O_3 ~ 27,5 % - 35 %). Les premiers présentent des teneurs en Cr# et en Mg#* de 0 % et de 66,9 % respectivement, et correspondent donc, dans la classification des spinelles *(fig.6.45)*, à des pléonastes relativement riches en magnésium tandis que les spinelles riches en chrome montrent des valeurs de Cr# et de Mg#* comprises entre 49,6 % et 58,8 % et entre 20,9 % et 35,5 % respectivement, et correspondent donc, dans cette même classification, à des Mg-Al chromites *(fig.6.45)*. On note que les différentes chromites (s.l.) observées dans cet échantillon montrent des teneurs en aluminium et en titane comprises entre 13 % et 20,2 % et entre 0,2 % et 1,5 % respectivement *(cf. annexe 1F)*.

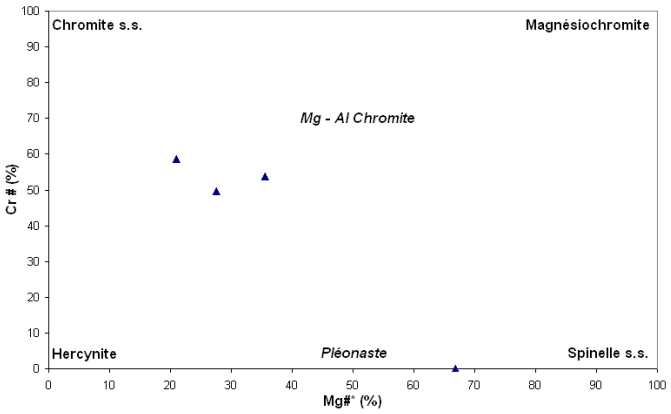


*Figure 6.45 : Diagramme de classification des spinelles ferreux, alumineux et magnésiens **Cr#** (100 * (Cr / (Cr+Al)) vs. **Mg#*** (100 * (Mg / (Mg+Fe^{2+})) montrant la composition des spinelles dans la wehrlite à Cpx et Plg tardifs échantillonnée dans le wadi Abyad. Pôles : Hercynite ($Fe^{2+}Al_2O_4$), Spinelle s.s. ($MgAl_2O_4$), Chromite s.s. ($Fe^{2+}Cr_2O_4$) et Magnésiochromite ($MgCr_2O_4$). Pléonaste : solution solide entre le pôle hercynite et le pôle spinelle, Mg-Al chromite = champ défini par les 4 pôles.*

A l'exception de quelques magnétites, les oxydes les plus abondants (0,25 % - 2 %) dans les gabbronorites (s.s.) et les leucogabbronorites sont les ilménites. Ces dernières présentent des teneurs en titane comprises entre 45,2 % et 53,8 % et des teneurs en MgO s'échelonnant de 0,65 % à 1,49 % *(cf. annexe 1F)*. On note également que, dans certaines leucogabbronorites, ces ilménites sont associées à de rares rutiles.

La présence de chromites (s.l.) dans la wehrlite à Cpx et Plg tardifs confirme le caractère relativement primitif de cet échantillon par rapport aux autres lithologies, ces oxydes se formant précocement dans la séquence de cristallisation, alors que l'abondance d'oxydes ferro-titanés dans les gabbronorites (s.l.) souligne au contraire le caractère évolué de ces dernières, ces minéraux cristallisant tardivement dans la séquence. On note que la présence d'oxydes riches en titane (ilménite, rutile,…) dans les gabbronorites (s.l.) pourrait expliquer les faibles teneurs relative en TiO_2 mesurées dans les Cpx de la leucogabbronorite mais est plutôt contradictoire avec les valeurs élevées de TiO_2 observées dans les Cpx des gabbronorites (s.s.) *(cf. fig.6.39)*.

II.3.a.6. Composition des Amphiboles

L'étude pétrologique réalisée sur les échantillons du wadi Abyad *(cf. chap.1)* montre que la plupart des amphiboles sont secondaires et issues de l'altération des Cpx et/ou des Opx, les amphiboles sub-solidus étant relativement rares. Seul le gabbro à Ol *(08NA3)* présente des amphiboles magmatiques s'observant sous la forme de fines bordures se développant autour des autres minéraux. On note que, dans ce même échantillon, les amphiboles s'observent également sous la forme de petits grains associés à des amas de petits cristaux de Plg dont la

nature (sub-solidus vs. magmatique) est difficile à contraindre *(cf. chap.1, paragraphe II.1.c.2)*.

Dans l'ensemble des échantillons, ces différentes amphiboles sont calciques ($(Ca+Na)_B \geq 1,00$ et $Ca_B \geq 1,50$; *Leake et al., 1997)* et présentent des valeurs de CaO et de Na_2O comprises entre 10,7 % et 16,3 % et entre 0,2 % et 2,7 % respectivement *(cf. annexe 1F)*. Elles sont également riches en magnésium avec des rapports $Mg / (Mg + Fe^{2+})$ supérieurs à ~ 0,73 *(fig.6.46)*. Comme pour les massifs précédents, les différentes analyses d'amphiboles au sein d'une même lithologie dans les diagrammes peuvent refléter divers échantillons ou plusieurs générations d'amphiboles au sein d'un même échantillon.

Les amphiboles magmatiques observées dans le gabbro à Ol sont relativement pauvres en sodium et en silice, avec des valeurs de $(Na+K)_A$ et de Si comprises entre 0,24 et 0,48 et entre 6,5 et 7,1, respectivement et correspondent à des magnésio-hornblendes et des tschermackites *(fig.6.46a)*. Les petits grains d'amphiboles observés dans cet échantillon sont, quant à eux, soit relativement pauvres en sodium ($(Na+K)_A < 0,50$) avec des compositions tschermakitiques légèrement plus riches en magnésium ($(Mg / (Mg + Fe^{2+}) \sim 0,85$) mais plus pauvres en silice (Si ~ 6,4) par rapport à celles des amphiboles magmatiques ($(Mg / (Mg + Fe^{2+}) < 0,84$) *(fig.6.46a)*, soit relativement riches en sodium ($(Na+K)_A \geq 0,50$) avec des compositions de magnésio-hastingsites ($(Mg / (Mg + Fe^{2+}) \sim 0,87$ et Si ~ 6,3) *(fig.6.46b)*. On note également que certains grains d'amphiboles sont relativement riches en titane (TiO_2 ~ 2,2 %) par rapport à l'ensemble des amphiboles analysées ($TiO_2 < 1,8$ %) *(cf. annexe 1F)*. Ce gabbro à Ol présente également une troisième génération d'amphibole correspondant à des amphiboles secondaires issues de l'altération des pyroxènes. Ces dernières, relativement peu sodiques ($(Na+K)_A < 0,50$), sont riches en silice par rapport aux précédentes avec des valeurs de Si ~ 7,75 et correspondent à des actinolites *(fig.6.46a)*.

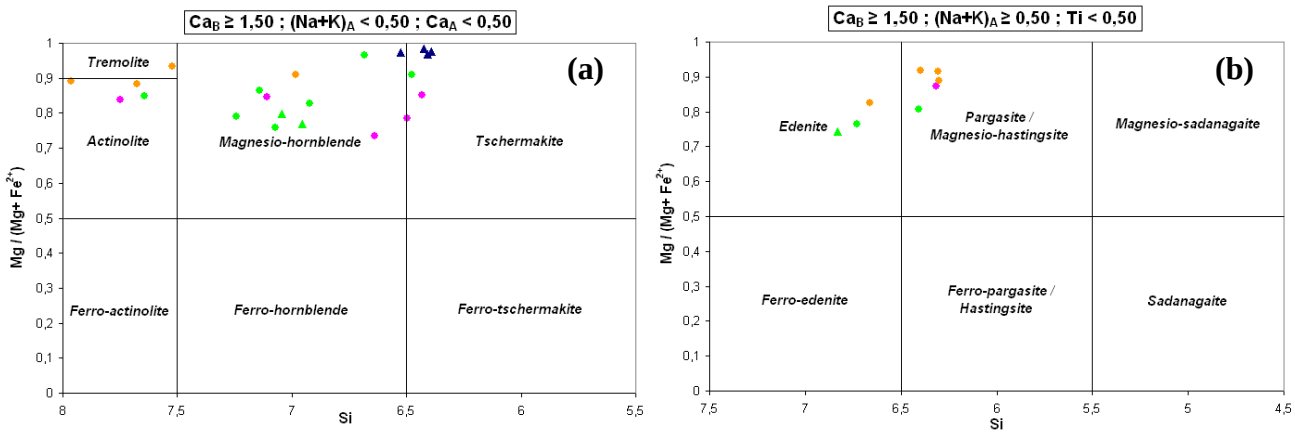


Figure 6.46 : Classification des amphiboles calciques ($(Ca+Na)_B \geq 1,00$ et $Ca_B \geq 1,50$) selon Leake et al. (1978 et 1997) montrant la composition des amphiboles dans les échantillons du wadi Abyad. a) Amphiboles montrant un $(Na+K)_A < 0,50$ et un $Ca_A < 0,50$ et b) Amphiboles montrant un $(Na+K)_A \geq 0,50$ et un $Ti < 0,50$. Pargasite / Ferro-pargasite ($^{VI}Al \geq Fe^{3+}$); Magnesio-hastingsite / Hastingsite ($^{VI}Al < Fe^{3+}$). Les éléments (Ca, Na, Si, Mg…) et les lettres (A, B) font respectivement référence aux nombres d'atomes et aux sites dans la formule structure des amphiboles. Pour la signification des symboles voir l'intercalaire.

La plupart des amphiboles secondaires des échantillons du wadi Abyad sont relativement pauvres en sodium ($(Na+K)_A < 0,50$) et présentent des teneurs variées en silice, s'échelonnant des domaines des trémolites/actinolites (Si > 7,5) au domaine des tschermakites (Si < 6,5) *(fig.6.46a)*. Celles de la majorité des gabbros à Ol et à Opx tardif (s.s.) ont de fortes teneurs en silice avec des valeurs de Si supérieures à 7,5 et correspondent à des trémolites et à des actinolites *(fig.6.46a)*. Seul un échantillon contient des amphiboles appauvries en silice de type magnésio-hornblende (Si ~ 6,98). Au contraire, les amphiboles secondaires faiblement

sodiques de la plupart des gabbronorites (s.l.) sont regroupées dans le domaine des magnésio-hornblendes et présentent des gammes de composition en silice et en magnésium relativement étendues avec des valeurs de Si et de Mg / (Mg + Fe^{2+}) comprises entre 7,24 et 6,68 et entre 0,76 et 0,97 respectivement *(fig.6.46a)*. Seules deux gabbronorites (s.s.) contiennent des amphiboles respectivement enrichies et appauvries en silice de type actinolite (Si ~ 7,6) et tschermakite (Si ~ 6,5). Les amphiboles secondaires de la wehrlite à Cpx et Plg tardifs ont de faibles valeurs de Si (< 6,5) mais de forts rapports Mg / (Mg + Fe^{2+}) (> 0,97) et correspondent principalement à des tschermackites et à quelques magnésio-hornblendes *(fig.6.46a)*. Les amphiboles secondaires de cette wehrlite (s.l.) sont donc moins siliceuses et plus magnésiennes que celles de la plupart des roches gabbroïques. On note également que, dans cette wehrlite (s.l.), certaines amphiboles ont des teneurs en chrome relativement élevées (Cr_2O_3 ~ 1,96 %) par rapport à celles de l'ensemble des amphiboles analysées (Cr_2O_3 < 1 %) *(cf. annexe 1F)*.

Les amphiboles secondaires relativement riches en sodium ($(Na+K)_A \geq 0,50$), analysées dans les échantillons de ce wadi, ne s'observent que dans des roches gabbroïques *(fig.6.46b)*. Celles de la plupart des gabbros à Ol et à Opx tardif sont relativement pauvres en silice (Si < 6,4) et correspondent à des magnésio-hastingsites ($^{VI}Al < Fe^{3+}$) *(fig.6.46b)*. Seul un échantillon contient des amphiboles plus riches en silice (Si ~ 6,7) de type édénite. Les amphiboles secondaires relativement sodiques observées dans les gabbronorites (s.l.) sont généralement plus siliceuses que celles des gabbros à Ol et à Opx tardif (6,4 < Si < 6,8) et correspondent à des pargasites ($^{VI}Al \geq Fe^{3+}$) et à des édénites *(fig.6.46b)*. On note que les édénites les plus riches en silice s'observent dans une leucogabbronorite.

II.3.b. Evolution chimique dans les cumulats lités à la base de la coupe du wadi Abyad

Je vais maintenant étudier l'évolution de la composition des minéraux le long de la coupe, à partir du sommet de la section mantellique *(affl.1)* jusqu'au dernier affleurement situé dans l'unité des cumulats lités *(affl.11) (cf. fig.6.22 et 6.47)*.

Dans l'ensemble des profils, que ce soit à la base ou au sommet de la séquence cumulative, on constate que les cumulats lités montrent toujours des compositions très évoluées par rapport à celles des harzburgites mantelliques avec des XMg_{cpx} de 80 % - 84,8 % versus (vs.) 93,4 % - 93,6 %, des Fo de 72,1 % - 80,7 % vs. 91 % - 91,3 %, des XMg_{opx} de 75,9 % - 81,5 % vs. ~ 91,1 % et des teneurs en Cr_2O_3 dans les Cpx de 0 % - 0,44 % vs. 0,83 % - 0,96 % *(fig.6.47)*. Le passage entre la section mantellique et la section crustale, i.e. le Moho, est donc, ici, marqué par un changement brutal de la composition des minéraux *(fig.6.47)*. Cette coupe diffère donc de celles du wadi Dima *(massif de Sumail, chap.4)* et du wadi Hilti *(massif de Hilti, chap.5)* qui montrent des évolutions chimiques relativement progressives au niveau du Moho. Ces variations brutales de composition sont peut être liées à la présence d'un Moho faillé et/ou à l'absence d'une zone de transition dunitique dans cette coupe contrairement à celles mentionnées ci-dessus.

L'intrusion wehrlitique observée au sein de la séquence cumulative (cote 466 m), présente également des compositions très évoluées par rapport à celles des harzburgites mantelliques avec, par exemple, des différences de l'ordre de ~ 6 % pour le XMg_{cpx} et de ~ 10 % pour le Fo *(fig.6.47)*. En effet, on a précédemment noté que la wehrlite (s.l.) présentait des compositions globalement équivalentes à celles de certaines roches gabbroïques litées *(cf. paragraphe II.3.a)*. Dans les profils, on constate cependant que cette intrusion péridotitique montre des compositions plus primitives que les cumulats lités du même niveau

stratigraphique (424 m – 466 m) avec des XMg_{cpx} de ~ 87,3 % vs. ~ 80 %, des Fo de ~ 81 % vs. ~ 72,1 % et des An de ~ 89,8 % vs. ~ 65,2 % *(fig.6.47)*. Cette masse wehrlitique présente également des teneurs en chrome ainsi que des teneurs en aluminium et en titane des Cpx respectivement supérieures et inférieures à celles des cumulats lités environnants avec des valeurs de Cr_2O_3 de 0,58 % vs. 0,17 %, des valeurs de Al_2O_3 de 2,08 % vs. 2,47 % et des valeurs de TiO_2 de 0,18 % vs. 0,44 %. Dans ce profil, on constate donc que ces wehrlites intrusives sont « anormalement » évoluées, si on considère leur minéralogie (i.e. Ol cumulus), mais qu'elles sont tout de même plus primitives que les cumulats lités associés.

Le long de cette coupe, les évolutions chimiques au sein des cumulats lités ne sont pas évidentes à définir, comparées aux coupes étudiées dans les précédents massifs, en particulier du fait de la dispersion relativement importante des données pour certains éléments (ex. Al_2O_3, TiO_2, …), de variations de composition assez faibles d'un niveau stratigraphique à l'autre pour certains minéraux et/ou éléments, du peu d'échantillons récoltés avec un pas régulier dans cette coupe et de la présence de différentes générations de Plg dans les échantillons *(fig.6.47)*. En se basant sur les éléments montrant le moins de dispersion et/ou sur les index de cristallisation (ex. Fo, XMg, …), il est plus ou moins possible de définir trois intervalles de composition dans ces profils *(fig.6.47)*.

Le premier intervalle s'observant du Moho (i.e. 0 m) jusqu'à la cote 118 m est marqué par une légère augmentation du XMg_{cpx} de 80,5 % à 81,9 % *(fig.6.47)*. A la base de cet intervalle (0 m – 70 m), les teneurs en chrome et aluminium des Cpx sont plus ou moins corrélées au XMg_{cpx} avec des valeurs de Cr_2O_3 et d'Al_2O_3 augmentant de 0 % (i.e. sous la limite de détection) à ~ 0,44 % et de ~ 2,08 % à ~ 2,72 % respectivement. La seconde évolution s'échelonnant globalement de 118 m à 424 m est caractérisée par une diminution progressive du XMg_{cpx} de ~ 81,9 % à ~ 80 % *(fig.6.47)*. Au sommet de l'intervalle (293 m – 424 m), cette évolution est associée à une décroissance de Fo de ~ 74,5 % à ~ 72,1 %. A la base de l'intervalle (118 m – 293 m), les teneurs en An des Plg et celles en aluminium et en titane des Cpx sont corrélées au XMg_{cpx} avec des An variant de ~ 78,8 % à ~ 62,6 % et des teneurs en Al_2O_3, et TiO_2 décroissant de ~ 2,71 % à ~ 2,33 % et de ~ 0,48 % à ~ 0,36 % respectivement. Par contre, de la cote 118 m à la cote 293 m, les teneurs en titane dans les Opx sont anti-corrélées au XMg_{cpx} et donc à celles du Cpx avec des valeurs de TiO_2 augmentant assez nettement de 0 % (i.e. sous la limite de détection) à ~ 0,12 %. Du milieu du premier intervalle (70 m) jusqu'au sommet du second (424 m), on constate, par contre, que le XMg_{opx} décrit une unique évolution caractérisée par une diminution graduelle de ~ 79,3 % à ~ 75,9 % *(fig.6.47)* tandis que le chrome dans le Cpx montre deux évolutions distinctes, une diminution relativement importante de sa teneur de ~ 0,44 % à 0 % (i.e. sous la limite de détection) entre 70 m et 293 m puis une faible augmentation de sa teneur de 0 % à ~ 0,17 % entre 293 m et 424 m. Le dernier intervalle, s'observant entre 424 m et 1118 m (ou 1184 m selon les éléments), montre une augmentation relativement importante du XMg_{cpx} de ~ 80 % à ~ 84,5 %, du Fo de ~ 72,1 % à ~ 80,7 %, du XMg_{opx} de ~ 75,9 % à ~ 81,5 % et de An de ~ 65,2 % à ~ 81,8 % *(fig.6.47)*. Les teneurs en chrome du Cpx ainsi que celles en aluminium et en titane de l'Opx sont corrélées aux index de cristallisation avec des valeurs de Cr_2O_3 variant de ~ 0,17 % à ~ 0,38 % et des teneurs en Al_2O_3 et TiO_2 augmentant de ~ 1,05 % à ~ 1,44 % et de ~ 0,09 % à ~ 0,19 % respectivement de la base au sommet de l'intervalle.

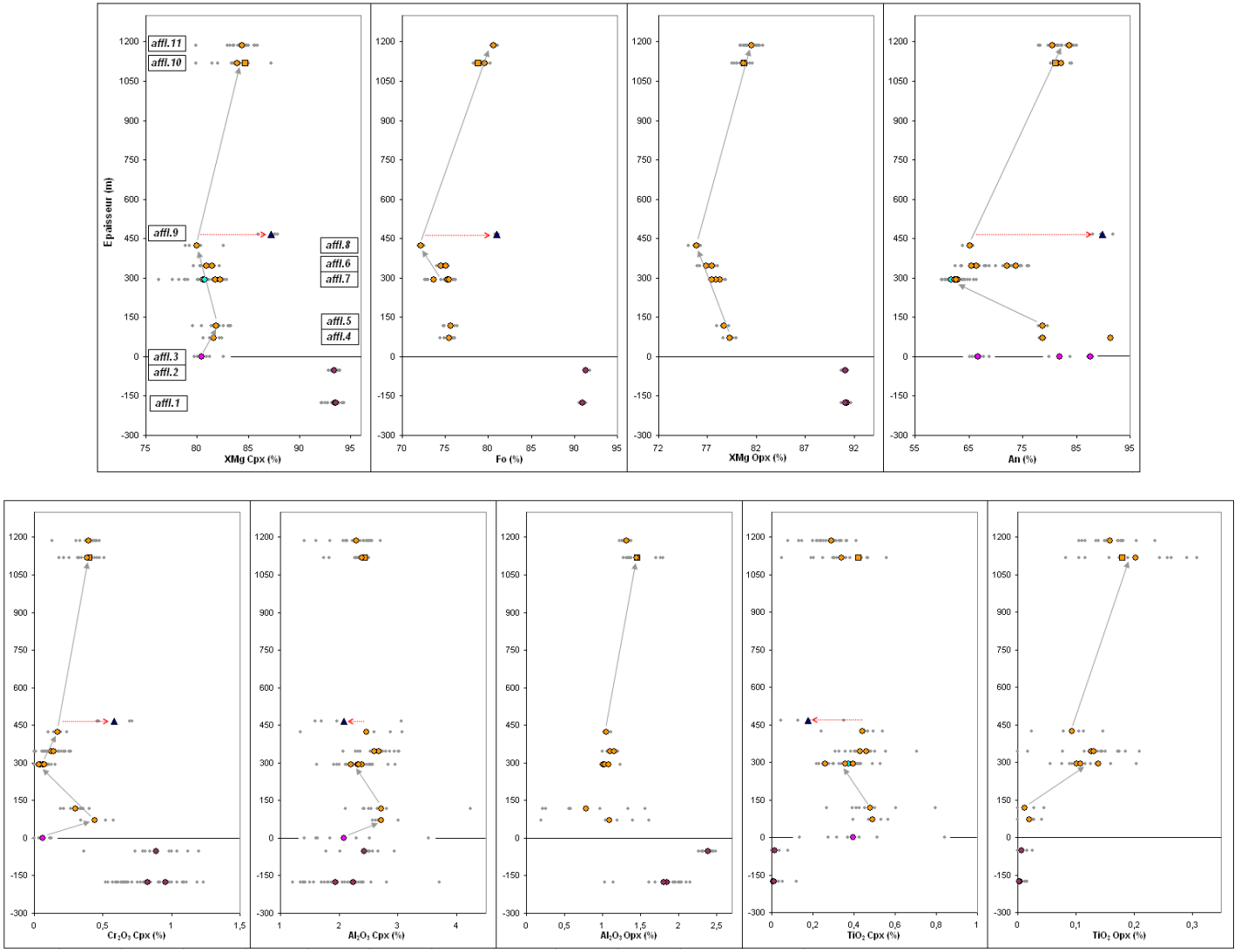


Figure 6.47 : Evolution de la composition des minéraux dans les cumulats lités situés à la base de la coupe du wadi Abyad (affl.1 à 11). Sur le premier profil, chimique, le numéro des affleurements mentionnés dans l'étude de terrain est noté. Sur les différends profils, les points gris indiquent l'ensemble des analyses par échantillon, (~ équivalent à la barre d'erreur), les traits pleins à 0 m indiquent le Moho, les flèches grises soulignent les évolutions dans les cumulats lités et les flèches rouges en pointillés montrent les différences de compositions entre l'intrusion wehrlitique et les cumulats lités. Pour la signification des symboles voire l'intercalaires sauf pour les harzburgites mantelliques qui sont figurées par un rond violet.

Finalement, on constate que les différents éléments et/ou minéraux montrent des comportements relativement variés dans ce profil, surtout à la base de la coupe et qu'il est donc difficile de déterminer précisément des trends globaux d'évolution *(fig.6.47)*. Néanmoins les patterns en zig-zag bien définis par certains éléments et/ou minéraux suggèrent des cycles magmatiques de remplissage/cristallisation fractionnée. Cependant le comportement différent des index de cristallisation (XMg_{cpx}, XMg_{opx}, Fo, An) et l'absence de corrélation systématique entre ces derniers, la présence d'anti-corrélations entre les teneurs en chrome du Cpx et les index de cristallisation et au contraire de corrélations entre ces derniers et les teneurs en aluminium et en titane des pyroxènes ainsi que les évolutions contraires décrites par les teneurs en titane dans le Cpx et l'Opx indiquent que ces cycles sont fortement perturbés par des processus secondaires magmatiques et/ou hydrothermaux et/ou tectoniques. La perturbation de ces cycles est, en effet, probablement liée à l'intense déformation et recristallisation observées dans les cumulats lités de ce wadi.

En résumé, dans cette coupe, l'intense déformation des cumulats lités (Moho faillé, zone de brèche et de faille, déformation plastique et recristallisation des cumulats), la présence d'intrusion wehrlitiques dans la séquence cumulative, le caractère très évolué des cumulats lités et des intrusions, et la présence d'évolutions chimiques relativement chaotiques indiquent que la construction de la section crustale profonde dans ce wadi Abyad a été fortement perturbée par des mécanismes de différentes natures : magmatiques, hydrothermaux et tectoniques. On constate finalement que, contrairement à ce que l'on pouvait penser à partir des précédentes études, le wadi Abyad est loin d'être " une coupe type d'une croûte primitive non tectonisée et dénuée de toute intrusion ultrabasique " *(Juteau et al., 1988)*.

Il est intéressant de comparer cette coupe chimique du wadi Abyad avec celles déjà réalisées dans les précédentes études *(Browning, 1982 ; MacLeod et Yaouancq, 2000 ; Yaouancq, 2001)*. Avant toute comparaison, il faut noter que des différences d'épaisseurs assez importantes s'observent entre ma coupe et celles des travaux antérieurs. J'ai déterminé une épaisseur de ~ 2700 m entre le Moho et la base des cumulats laminés *(affl.3 à 12)*, alors que les autres auteurs ont déterminé une épaisseur équivalente pour l'ensemble de la section gabbroïque, du Moho au complexe filonien. Ces différences sont, en fait, liées au pendage du litage et/ou du Moho pris comme référence pour le calcul des épaisseurs ; j'ai pris un angle de 45° à partir de mes observations de terrain tandis que Yaouancq et Browning ont retenu un angle de ~ 30°. Ainsi, pour faciliter les comparaisons, j'ai recalculé les épaisseurs de ma coupe en utilisant un angle de 30° et mis ces diagrammes en annexe *(annexe 1F)*. Dans un premier temps, les gammes de compositions relativement évoluées que j'ai mesurées dans les minéraux sont équivalentes à celles des précédentes études. Ensuite, j'observe les mêmes évolutions globales de composition que celles observées à la base des coupes de MacLeod et Yaouancq *(2000)* et de Yaouancq *(2001)* et caractérisées par la diminution du Fo et des teneurs en XMg et en Cr_2O_3 du Cpx suivie par l'augmentation de ces teneurs vers le sommet de la coupe. Par contre, la coupe détaillée réalisée à la base de la section crustale (0 – 600 m) par Browning *(1982)* montre, contrairement à mon étude, des variations cryptiques assez nettes marquées par un couplage relativement systématique entre les index de cristallisation et les éléments compatibles et/ou incompatibles. Cependant, à l'inverse de mon étude, celle de Browning est basée sur un échantillonnage dense et régulier le long de cette coupe, ce qui lui a permis de définir des variations cryptiques sur 5 m à 100 m d'épaisseur. Pour interpréter correctement les petites évolutions décrites dans ma coupe et pour déterminer si les anti-corrélations/corrélations observées ont une réelle signification chimique, un échantillonnage plus important serait donc nécessaire. On note, tout de même, que, comme dans mon étude, Browning a mentionné, quelques incohérences géochimiques à la base de cette coupe,

caractérisées par le « découplage » entre le XMg_{cpx} et les teneurs en chrome, en titane et en sodium des Cpx.

II.3.c. Composition des minéraux en éléments majeurs dans les échantillons de la coupe du wadi Bani Suq

Je n'ai pas étudié les échantillons de la coupe du wadi Bani Suq avec le même niveau de détail que ceux de la coupe précédente principalement du fait de l'analyse tardive de ces roches, lors de la rédaction de ce manuscrit. Je présente donc ici les résultats chimiques préliminaires de cette coupe du wadi Bani Suq *(cf. annexe 1F)*.

II.3.c.1. Composition des Clinopyroxènes

Dans l'ensemble de la coupe du wadi Bani Suq, de la base des cumulats lités à l'unité des gabbros isotropes, les Cpx analysés correspondent essentiellement à des diopsides et à quelques augites magnésiennes. Ils présentent des teneurs en enstatite comprises entre 40,2 % et 51,1 % (3,6 % < Fs < 14,4 %) et des teneurs en wollastonite s'échelonnant de 42,7 % à 48,6 % *(cf. annexe 1F)*. Ces Cpx présentent donc une gamme de XMg très étendue comprise entre 71,1 % et 91,7 % *(fig.6.48)*. Les Cpx des cumulats gabbroïques lités (gabbro à Ol et à Opx tardif, gabbronorite et gabbronorite à Ol) ont une gamme de composition relativement magnésienne (79,3 % < XMg < 89,9 %) tandis que ceux des gabbros isotropes présentent les compositions les plus ferreuses (71,1 % < XMg < 77,3 %). Les cumulats péridotitiques/ pyroxénitiques, affleurant sous la forme d'intrusion dans les cumulats lités et les gabbros isotropes *(cf. paragraphe II.2.b)*, sont regroupés vers de forts XMg_{cpx} compris entre 83,9 % et 91,7 % *(fig.6.48)*. On note cependant que les Cpx les plus pauvres en magnésium s'observent préférentiellement dans les péridotites/pyroxénites injectées dans la croûte supérieure.

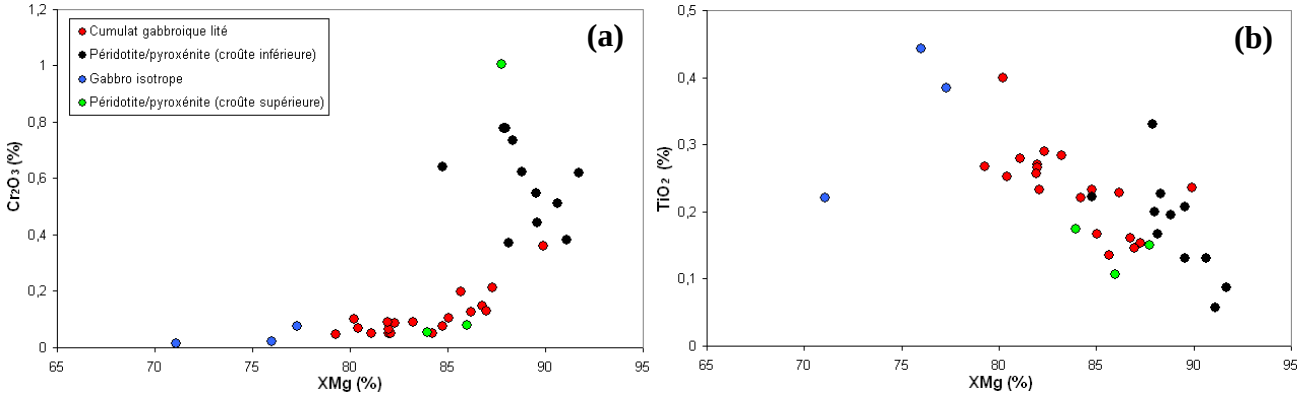


Figure 6.48 : Composition des Cpx en chrome (a) et en titane (b) en fonction du XMg du Cpx dans les différents échantillons du wadi Bani Suq. Pour la légende voir (a).

Dans l'ensemble des échantillons, les Cpx présentent des teneurs en titane comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de ~ 0,08 %, *cf. annexe 1*) et 0,44 % *(fig.6.48b)*. Les Cpx de la plupart des péridotites/pyroxénites sont pauvres en titane (TiO_2 < 0,23 %) tandis que ceux des cumulats lités et des gabbros isotropes sont généralement plus riches en TiO_2 avec des valeurs comprises entre 0,13 % et 0,4 % et entre 0,22 % et 0,44 % respectivement *(fig.6.48b)*. Dans l'ensemble des lithologies, les teneurs en aluminium dans les Cpx s'échelonnent de 0,6 % à 2,6 % mais sont globalement centrées autour d'une valeur moyenne Al_2O_3 ~ 1,9 % *(cf. annexe 1F)*. On note que les Cpx les moins alumineux ($Al_2O_3 \leq$ 0,7 %) s'observent dans les intrusions pyroxénitiques situées dans la croûte supérieure. Enfin

les teneurs en chrome dans les Cpx sont comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,09 %) et 1 % *(fig.6.48a)*. Les Cpx de la majorité des cumulats péridotitiques/ pyroxénitiques sont concentrés vers de fortes teneurs en chrome supérieures à 0,37 %, seuls ceux des intrusions pyroxénitiques injectées dans les gabbros isotropes montrent des teneurs en Cr_2O_3 sous la limite de détection. Les Cpx des cumulats lités sont, au contraire, majoritairement regroupés vers de faibles teneurs en chrome, inférieures à 0,21 %, et ceux des gabbros isotropes présentent des teneurs en Cr_2O_3 sous la limite de détection *(fig.6.48a)*.

En résumé, dans cette coupe, on constate que les « gabbros isotropes » sont plus évolués (i.e. faible XMg_{cpx} et Cr_2O_3 et fort TiO_2) que les cumulats lités, et, que les intrusions péridotitiques/pyroxénitiques sont généralement plus primitives que les roches gabbroïques *(fig.6.48)*. Les échantillons décrivent dans les diagrammes de la *fig.6.48* des trends s'apparentant à des trends de cristallisation fractionnée, i.e. augmentation puis diminution de la teneur en titane des Cpx avec la décroissance du XMg_{cpx} et diminution de la teneur en chrome des Cpx avec la décroissance du XMg_{cpx}, mais présentant cependant, comme dans la coupe du wadi Abyad, quelques incohérences géochimiques par rapport à ce processus (e.g. péridotites/pyroxénites avec des degrés de différenciation équivalents à ceux de certains cumulats gabbroïques lités). Enfin, on remarque que les Cpx analysés dans les échantillons de ce wadi présentent des gammes de composition plus étendues mais globalement équivalentes à celles observées dans les échantillons du wadi Abyad *(cf. paragraphe II.3.a.1)*.

II.3.c.2. Composition des Orthopyroxènes

Dans les échantillons de cette coupe, les Opx sont essentiellement des enstatites relativement riches en fer présentant des teneurs en wollastonite globalement constantes, centrées sur la valeur moyenne Wo ~ 1,6 %, et des gammes de composition en enstatite et en ferrosilite très étendues comprises entre $En_{70,9}Fs_{27}$ et $En_{86,2}Fs_{12,2}$ *(cf. annexe 1F)*, un gabbro isotrope contenant même des hypersthènes ($En_{60}Fs_{38}Wo_{1,9}$). Les Opx ont donc une gamme de XMg relativement étendue dans cette coupe, comprise entre 60,6 % et 87,3 % *(fig.6.49)*. Comme précédemment, les Opx les plus ferreux (XMg ~ 60,6 % - 71,8 %) s'observent dans les gabbros isotropes tandis que les Opx des cumulats lités montrent un intervalle de XMg moyennement magnésien et relativement étendu s'échelonnant de 73,4 % à 86,4 %. Les Opx des intrusions de péridotite/pyroxénite sont, comme précédemment, généralement concentrés vers de forts XMg, supérieurs à 82,6 %, seuls ceux des pyroxénites injectées dans la croûte supérieure et d'une péridotite en intrusion dans les cumulats lités sont plus ferreux avec des teneurs en XMg de 78,6 % - 80,2 % et de 74,2 % respectivement *(fig.6.49)*.

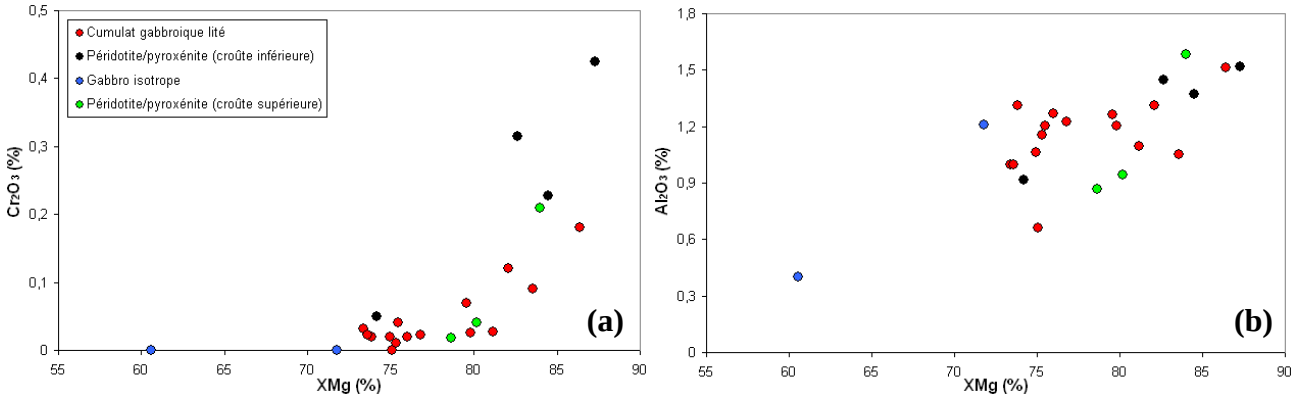


Figure 6.49 : Composition des Opx en chrome (a) et en aluminium (b) en fonction du XMg de l'Opx dans les différents échantillons du wadi Bani Suq. Pour la légende voir (a).

Dans l'ensemble des échantillons, les Opx présentent une gamme de composition en chrome relativement étendue comprise entre 0 % et 0,43 % *(fig.6.49a)*. Les Opx des gabbros isotropes ne contiennent pas de chrome tandis que ceux de la majorité des cumulats lités montrent des teneurs inférieures ou équivalentes à la limite de détection de la microsonde (i.e. $Cr_2O_3 \leq 0{,}08$ %). Les Opx de la plupart des péridotites/pyroxénites ont des teneurs élevées en chrome, supérieures à 0,21 %, seuls les Opx les plus ferreux s'observant dans certaines intrusions péridotitiques/pyroxénitiques montrent des teneurs en Cr_2O_3 sous la limite de détection *(fig.6.49a)*. Enfin, les Opx présentent des teneurs en aluminium relativement élevées, comprises entre 0,4 % et 1,6 %, et globalement centrées sur la valeur moyenne $Al_2O_3 \sim 1{,}2$ % *(fig.6.49b)*. On note cependant que les Opx les plus alumineux ($Al_2O_3 > 1{,}37$ %) se trouvent préférentiellement dans certaines péridotites/pyroxénites tandis que les moins alumineux ($Al_2O_3 \sim 0{,}4$ %) s'observent dans un gabbro isotrope.

Comme précédemment, on constate que les gabbros isotropes sont plus évolués (i.e. faibles XMg_{opx} et Cr_2O_3) que les cumulats lités. De plus, on remarque que les cumulats péridotitiques/pyroxénitiques sont généralement plus primitifs que les roches gabbroïques dans lesquelles ils s'injectent (e.g. les intrusions pyroxénitiques sont plus primitives que les gabbros isotropes) mais que ces intrusions montrent cependant des compositions relativement évoluées pour des roches ultrabasiques ($74{,}2\ \% < XMg_{opx} < 87{,}3\ \%$) *(fig.6.49)*. Comme pour les Cpx, on remarque également que, dans les échantillons du wadi Bani Suq, les Opx ont des gammes de composition plus étendues mais globalement similaires à celles des Opx observés dans les échantillons du wadi Abyad *(cf. paragraphe II.3.a.2)*.

II.3.c.3. Composition des Olivines

Dans l'ensemble des échantillons de cette coupe, les Ol sont moyennement magnésiennes et montrent une gamme de Fo relativement étendue comprise entre 69,9 % et 87,2 % *(fig.6.50)*. Les Ol des cumulats lités décrivent quasiment l'ensemble de ce spectre de composition et présentent des Fo s'échelonnant de 69,9 % à 85,8 %. Les Ol des intrusions péridotitiques/pyroxénitiques s'observant dans les cumulats lités et les gabbros isotropes ont, par contre, des Fo relativement élevés, compris entre 76,9 % et 87,2 % *(fig.6.50)*. Les Ol des péridotites/pyroxénites sont donc généralement plus riches en Fo que celles de la majorité des cumulats lités.

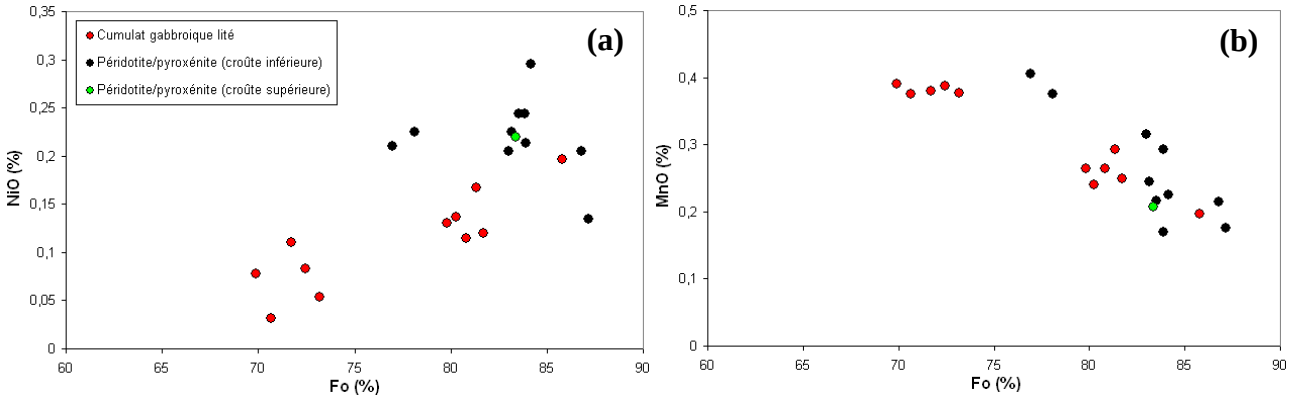


*Figure 6.50 : Composition des Ol en nickel (a) et en manganèse (b) en fonction du Fo (100 * (Mg / (Mg + Fe))) dans les différents échantillons du wadi Bani Suq. Pour la légende voir (a).*

Dans l'ensemble des échantillons, les Ol présentent des teneurs en NiO relativement faibles comprises entre 0 % (i.e. sous la limite de détection qui est de 0,14 %) et 0,29 % *(fig.6.50a)*. Les Ol de la majorité des cumulats lités montrent des teneurs en nickel très faibles

équivalentes ou inférieures à la limite de détection de la microsonde (i.e. NiO < 0,17 %). Au contraire, les Ol des péridotites/pyroxénites sont essentiellement situées au dessus de la limite de détection et présentent des teneurs en nickel généralement supérieures à 0,2 % *(fig.6.50a)*. Enfin, les teneurs en manganèse dans les Ol sont comprises entre 0,17 % et 0,41 % et, contrairement à celles en nickel, elles sont globalement équivalentes dans les deux familles d'échantillons *(fig.6.50b)*.

Comme pour les pyroxènes, on constate que les intrusions de péridotites/pyroxénites ont généralement des compositions plus primitives (i.e. Fo et NiO élevés) que celles des cumulats lités *(fig.6.50)*. On note également, comme précédemment, que les Ol analysées dans cette coupe ont une gamme de composition plus étendue mais globalement équivalente à celle des Ol des échantillons du wadi Abyad *(cf. paragraphe II.3.a.3)*. Enfin, on remarque que certains cumulats lités ont des compositions très évoluées (Fo < 73 %) par rapport à celles observées dans les autres massifs *(cf. chap.2 à 5 et paragraphe I)* et, que les péridotites/ pyroxénites présentent également des compositions singulièrement évoluées (e.g. Fo ~ 76,9 % - 78 %) pour des roches ultrabasiques *(fig.6.50)*.

II.3.c.4. Composition des Feldspaths

Dans la majorité des échantillons récoltés dans la coupe du wadi Bani Suq, les Plg sont fortement calciques présentant des teneurs en anorthite comprises entre 84 % et 96,6 % *(fig.6.51)*. Ce spectre de composition en anorthite est essentiellement porté par les cumulats lités. Certains gabbros isotropes contiennent des Plg plus sodiques $An_{51,2}$ et $An_{66,4}$ mais d'autres des Plg relativement calciques ($An_{87,5}$ et $An_{88,8}$) de compositions équivalentes à ceux des cumulats lités, *(cf. annexe 1F et fig.6.51)*. Les Plg des intrusions de péridotite/pyroxénite injectées dans les cumulats lités ont des teneurs en anorthite exceptionnellement élevées, comprises entre 93,4 % et 96,4 % alors que ceux des intrusions webstéritiques observées dans la croûte supérieure ont des Plg plus sodiques, de compositions équivalentes à ceux des gabbros isotropes encaissants (85,6 % < An < 87,1 %) *(fig.6.51)*.

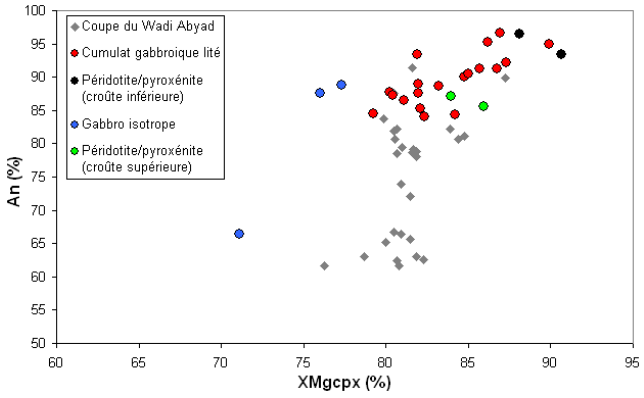


Figure 6.51 : Composition des Plg en Anorthite (An) en fonction du XMg_{cpx} dans les différents échantillons du wadi Bani Suq et comparaison avec ceux de la coupe de wadi Abyad.

Les Plg de la coupe du wadi Bani Suq sont globalement plus calciques (i.e. plus anorthitiques) que ceux de la coupe du wadi Abyad *(cf. paragraphe II.3.a.4 et fig.6.51)*. Au vu des compositions relativement évoluées des échantillons en XMg_{cpx}, XMg_{opx} et Fo, ces Plg apparaissent anormalement calciques, cette richesse reflétant normalement un caractère primitif *(fig.6.51)*. La présence de Plg fortement calciques dans ces échantillons peut être un reflet de la forte teneur en eau du magma parent *(cf. chap.7)*.

II.3.c.5. Composition des minéraux opaques

Dans cette coupe, les minéraux opaques observés dans les cumulats lités sont essentiellement des sulfures et en particulier des sulfures de fer, de nickel et de cuivre (pyrite, pentlandite et chalcopyrite).

Quelques échantillons de cumulats lités ainsi que les intrusions de péridotite/ pyroxénite injectées dans la croûte inférieure présentent cependant des spinelles chromifères de type Mg-Al chromites. Ces dernières ont des teneurs en Cr# et Mg#* comprises entre 44,1 % et 52,4 % et entre 26,7 % et 46,5 % respectivement *(cf. annexe 1F)* et sont globalement plus pauvres en chrome et plus riches en magnésium que celles des échantillons de la coupe du wadi Abyad *(cf. paragraphe II.3.a.5).* Ces chromites (s.l.) ont des teneurs en aluminium et titane s'échelonnant de 18,8 % à 28,2 % et de 0,09 % à 1,13 % respectivement. Enfin, les minéraux opaques analysés dans les gabbros isotropes (i.e. gabbronorites à oxyde et/ou amphibole) sont majoritairement des oxydes ferro-titanés de type magnétite et ilménite. Les ilménites ont des teneurs en titane comprises entre 46,3 % et 50,4 % et sont relativement pauvres en magnésium avec des teneurs en MgO s'échelonnant de 0 % à 1,6 % *(cf. annexe 1F).*

Comme dans la coupe du wadi Abyad, la présence de chromites dans les intrusions de péridotite/pyroxénite confirme le caractère primitif de ces échantillons par rapport aux roches gabbroïques *(cf. paragraphe II.3.a.5).* De la même manière, la présence d'oxydes ferro-titanés dans les gabbros isotropes souligne leur caractère évolué.

II.3.c.6. Composition des Amphiboles

Les amphiboles analysées sont des amphiboles primaires (i.e. magmatiques). En effet, elles s'observent, au microscope, sous la forme de cristaux xénomorphes interstitiels se développant en bordure des autres minéraux ou en grands cristaux poecilitiques englobant les autres phases minérales ou encore sous la forme de cristaux automorphes. Dans les cumulats lités, ces amphiboles sont relativement abondantes, représentant jusqu'à 10 % du mode de la roche, mais s'observent essentiellement sous la forme de cristaux xénomorphes interstitiels, seules de rares veines de gabbros montrant des amphiboles automorphes. Ces amphiboles primaires sont relativement rares dans les péridotites/pyroxénites s'injectant dans la croûte inférieure mais, par contre, relativement abondantes dans les lithologies de la croûte supérieure, que ce soit dans les roches gabbroïques que dans les péridotites/pyroxénites, pouvant représenter jusqu'à 50 % de la roche.

Ces amphiboles magmatiques sont calciques ($(Ca+Na)_B \geq 1,00$ et $Ca_B \geq 1,50$; *Leake et al., 1997)*, présentant des teneurs en CaO et en Na_2O comprises entre 11 % et 12,3 % et entre 0,5 % et 2,5 % respectivement, et magnésiennes avec des rapports $Mg / (Mg + Fe^{2+})$ supérieurs à 0,77 *(cf. annexe 1F et fig.6.52).* La plupart de ces amphiboles sont pauvres en sodium ($(Na+K)_A < 0,50$) et correspondent à des magnésio-hornblendes relativement riches en magnésium ($(Mg / (Mg + Fe^{2+}) > 0,99$) mais présentant des teneurs en silice variées *(fig.6.52a).* Les plus siliceuses (Si ~ 7,4 - 7,5) se trouvent dans les intrusions webstéritiques s'observant dans les gabbros isotropes, alors que les moins siliceuses ($6,7 < Si < 6,5$) se trouvent dans certains cumulats lités et dans les péridotites/pyroxénites s'injectant dans la croûte inférieure. Dans les cumulats lités, on observe également des amphiboles de type tschermakite (Si ~ 6,4) ainsi que des amphiboles plus sodiques ($(Na+K)_A$ ~ 0,51 - 0,54) mais moins magnésiennes ($0,77 < (Mg / (Mg + Fe^{2+}) < 0,83$) de type édénite et magnésio-hastingsite *(fig.6.52a-b).* On note que les magnésio-hornblendes analysées dans les péridotites de la croûte inférieure sont relativement riches en chrome (Cr_2O_3 ~ 1,6 %) et les édénites et magnésio-hastingsites analysées dans les cumulats lités sont relativement riches en titane (TiO_2 ~ 1,9 % - 2,3 %) par rapport aux amphiboles observées dans l'ensemble des échantillons ($Cr_2O_3 < 0,17$ % et $TiO_2 < 1,5$ %) *(cf. annexe 1F).*

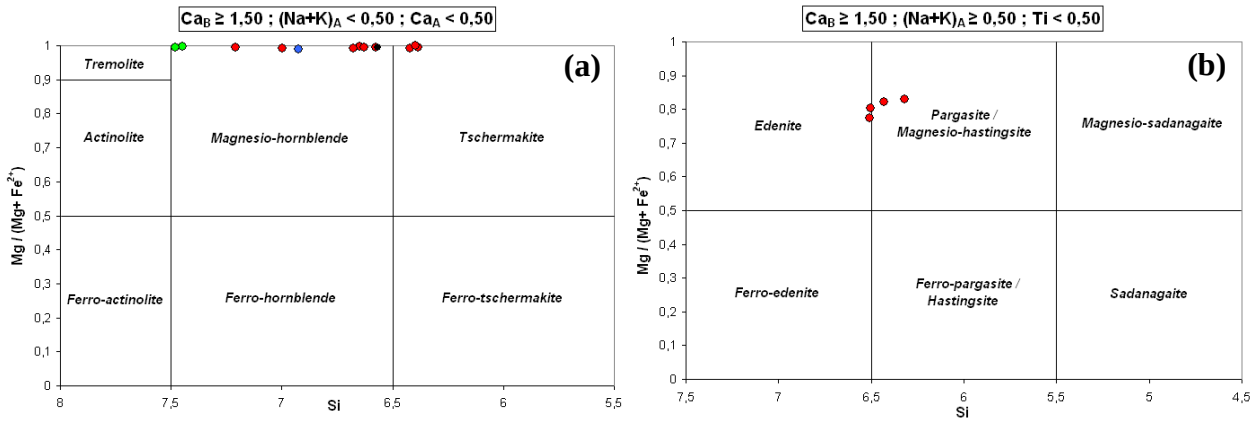


Figure 6.52 : Classification des amphiboles calciques ($(Ca+Na)_B \geq 1,00$ et $Ca_B \geq 1,50$) selon Leake et al. (1978 et 1997) montrant la composition des amphiboles dans les échantillons du wadi Bani Suq. a) Amphiboles montrant un $(Na+K)_A < 0,50$ et un $Ca_A < 0,50$ et b) Amphiboles montrant un $(Na+K)_A \geq 0,50$ et un $Ti < 0,50$. Pargasite / Ferro-pargasite ($^{VI}Al \geq Fe^{3+}$) ; Magnesio-hastingsite / Hastingsite ($^{VI}Al < Fe^{3+}$). Les éléments (Ca, Na, Si, Mg…) et les lettres (A, B) font respectivement référence aux nombres d'atomes et aux sites dans la formule structure des amphiboles. Pour la signification des symboles voir figures précédentes.

CHAPITRE 7

DISCUSSION

I. Points essentiels à retenir de cette étude

L'étude pétrologique, géochimique et structurale réalisée au niveau de la section crustale profonde de plusieurs massifs de l'ophiolite d'Oman (Sumail, Hilti, Sarami, Nakhl, bloc Ouest du massif de Wuqbah), dont certains restaient totalement inexplorés (Bahla, bloc Est du massif de Wuqbah), m'a permis de préciser (sur une base statistiquement plus solide) certains points déjà connus et surtout d'en mettre en évidence plusieurs autres, non ou mal connus.

Etude pétrologique

- La section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman est constituée d'une très grande diversité de lithologies : des roches gabbroïques (gabbro, gabbro à Ol, troctolite, gabbronorite, plagioclasite,…) et des péridotites/pyroxénites (dunite, wehrlite, clinopyroxénite, webstérite, lherzolite,…) présentant diverses séquences de cristallisation. Cette diversité au sein de l'unité des cumulats lités a nécessité la réalisation d'une classification détaillée et rigoureuse basée en premier lieu sur l'occurrence et l'ordre d'apparition des minéraux constitutifs puis sur l'abondance de ces derniers *(cf. chap.1)*. Ce travail n'avait jamais été réalisé avec un tel niveau de détail dans les études publiées jusqu'à ce jour.

- Les cumulats gabbroïques forment la majorité de la séquence crustale profonde (76 % des échantillons récoltés). Les cumulats péridotitiques/pyroxénitiques sont relativement abondants et affleurent soit sous forme de bancs et/ou de lits interlités avec les cumulats gabbroïques, soit sous forme d'intrusions homogènes voire litées généralement de grande taille recoupant les cumulats gabbroïques à différents niveaux de la section crustale. De rares séquences cumulatives (200 – 400 m) formées presque exclusivement de péridotites/pyroxénites litées s'observent dans certaines zones de la section crustale profonde du massif de Sumail (Coupe Sud et wadi Sayjani, *chap.4*).

- Les intrusions de péridotites/pyroxénites montrent des lithologies variées mais sont généralement wehrlitiques et présentent divers degrés de différenciation.

- Dans cette unité des cumulats lités, l'orthopyroxène est quasi ubiquiste et s'observe à la fois dans les roches gabbroïques et dans les péridotites/pyroxénites, aussi bien en position cumulus que post-cumulus.

- De nombreux indices pétrographiques (pléonastes, amphiboles magmatiques et sub-solidus, symplectites d'augites, inclusions fluides,…) et géochimiques (Plg anorthitiques, Cpx hydrothermaux, chromites riches en fer ferrique, perturbation des cycles magmatiques,…) témoignent de la circulation de fluides hydrothermaux de haute température (magmatiques à sub-solidus) dans la section crustale profonde.

Etude géochimique

- Tous les cumulats échantillonnés dans la section crustale profonde ont des compositions relativement primitives avec des valeurs de XMg_{cpx} et de Fo comprises respectivement entre 75 % et 98 % et entre 70 % et 92 %.

- Dans l'ensemble des massifs, la diversité lithologique et géochimique (éléments majeurs et traces) de la séquence crustale profonde ne peut s'expliquer en totalité par un mécanisme « classique » de cristallisation fractionnée à basse pression d'un magma parent unique de type MORB primitif anhydre.

- Les évolutions chimiques étudiées à différentes échelles (i.e. de plusieurs centaines de mètres à quelques centimètres) dans les cumulats lités indiquent que la séquence crustale profonde s'est principalement construite au cours de cycles successifs de remplissage/cristallisation fractionnée associés à des phénomènes de diffusion et/ou d'advection à différents niveaux dans la (les) chambre(s) magmatique(s). L'intégralité du spectre de variabilité géochimique ne peut toutefois s'expliquer dans ce simple cadre, d'autres mécanismes magmatiques et/ou hydrothermaux secondaires doivent être invoqués.

Etude structurale

- Plusieurs failles syn-magmatiques et syn-accrétions de grande ampleur, contemporaines ou sub-contemporaines de la cristallisation des cumulats et s'enracinant en profondeur dans la (les) chambre(s) magmatique(s) voire dans le manteau ont été mises en évidence dans les massifs de Bahla et de Sumail *(cf. chap.3 et 4)*. L'abondance de litages dynamiques, de microfailles syn-magmatiques et d'indices de déformation intracristalline et de recristallisation au sein de la séquence cumulative (en dehors de la zone basale de la section) témoigne également de l'importance des processus tectoniques lors de la construction de la séquence cumulative.

- Dans la plupart des coupes étudiées, le contact entre le manteau (ou la zone de transition) et la croûte, i.e. le Moho, est faillé. Seules certaines coupes levées dans les massifs de Sumail et de Hilti montrent un contact « normal » caractérisé par un passage progressif du manteau vers la croûte par l'intermédiaire d'une zone de transition *(cf. chap.4 et 5)*. Lorsqu'elle est présente, cette dernière est soit formée de cumulats wehrlitiques/dunitiques homogènes recoupés par des filons/lentilles gabbroïques lités ou homogènes et parfois par des « pods » de chromites (Sumail (Tuff), Sarami, bloc Ouest du massif de Wuqbah ; *cf. chap.2, 4 et 6*), soit constituée d'un « mélange » entre des bancs ou masses de cumulats gabbroïques lités ou homogènes et des masses de péridotites présentant des contacts intrusifs (Hilti, bloc Ouest du massif de Wuqbah, Sarami ; *cf. chap.2, 5 et 6*). A l'interface avec la zone de transition, la section crustale est généralement fortement perturbée. Cette zone basale est caractérisée par des alternances et/ou des relations intrusives entre des cumulats lités wehrlitiques et gabbroïques associées à des structures dynamiques souvent de grande ampleur (e.g. Sumail (Wadi Dima), Hilti ; *cf. chap. 4 et 5*).

Variabilité géographique

- Dans l'ensemble des massifs, la section crustale profonde est formée de cumulats gabbroïques interlités avec des cumulats péridotitiques/pyroxénitiques. Ces intervalles ultramafiques sont cependant peu fréquents dans la séquence cumulative de certains massifs du centre de l'ophiolite (Nakhl, bloc Ouest du massif de Wuqbah ; *cf. chap.2 et 6*) mais ils sont relativement abondants dans celle des massifs

situés au front de la nappe ophiolitique (Bahla, bloc Est du massif de Wuqbah ; *cf. chap.2 et 3*).

- Les intrusions de péridotites/pyroxénites affleurent dans la plupart des massifs. Elles sont particulièrement abondantes dans la croûte inférieure des massifs du Nord et du centre de l'ophiolite : Sarami, Hilti et Nakhl mais également Fizh et Haylayn, mais sont plus rares voire absentes ou essentiellement localisées dans la zone de transition dans les massifs du Sud et de l'Ouest : Wuqbah (bloc Est et Ouest), Sumail et Bahla mais également Wadi Tayin.

II. Diversité des lithologies dans la séquence crustale profonde

Un des résultats inattendus de l'étude exhaustive de nombreuses coupes réparties tout au long de l'ophiolite, et qui a donc une valeur statistique, est la très grande diversité de lithologies observée dans la séquence crustale profonde de l'ophiolite *(fig.7.1 et chap.1)*. En effet, en se basant sur l'ordre d'apparition des minéraux dans la séquence de cristallisation puis sur l'abondance de ces derniers dans environ 720 échantillons récoltés dans plusieurs massifs, j'ai pu définir une cinquantaine de lithologies présentant une quinzaine de séquences de cristallisation différentes (*cf. classification, chap.1)*. Cette diversité, et ses conséquences, ont peu été mises en exergue dans la littérature sur l'ophiolite d'Oman. De la lecture des travaux de mes prédécesseurs, il ressort que la section crustale profonde est relativement homogène : majoritairement constituée de cumulats gabbroïques (~ les trois quarts de la séquence), et en particulier de gabbros à Ol, et présentant des intervalles mineurs et des intrusions éparses de cumulats péridotitiques essentiellement de type dunite et wehrlite *(Pallister et Hopson, 1981 ; Smewing, 1981 ; Browning, 1982 ; Dahl, 1984 ; Lippard et al., 1986 ; Ernewein, 1987 ; Juteau et al., 1988)*. C'est cette vision schématique qui lui vaut fréquemment le nom d'unité des gabbros lités (ou cumulate layered gabbro) dans la littérature dite de "vulgarisation" ainsi que dans la plupart des cartes géologiques de l'ophiolite (e.g. cartes du BRGM). Au vu de mon travail sur cette section crustale, le terme d'unité des cumulats lités (ou layered cumulate) souvent employé dans la littérature plus spécialisée est mieux adapté pour décrire la complexité lithologique de cette séquence.

Dans cette étude, parmi les diverses lithologies définies, les roches gabbroïques sont malgré tout les plus abondantes ; elles constituent 76 % des échantillons récoltés. Les faciès les plus fréquemment observés à l'échelle de l'ophiolite sont les gabbros à Ol (s.l.) (54 % des échantillons) puis les wehrlites/dunites (tous faciès confondus) (19 % des échantillons) *(fig.7.1)*. Cette distribution statistique des lithologies est globalement en accord avec les coupes réalisées antérieurement dans la section crustale profonde de l'ophiolite *(Browning, 1982 ; Smewing, 1981 ; Pallister et Hopson, 1981 ; Ernewein, 1987 ; Dahl, 1984 ; Juteau et al., 1988)*. Parmi les roches gabbroïques, les troctolites, les gabbronorites et les gabbros/plagioclasites sont relativement abondants puisqu'ils représentent de 5 % à 9 % des échantillons récoltés *(fig.7.1a)*. Ces lithologies ne sont cependant pas réparties équitablement entre les différents massifs étudiés ce qui pourrait expliquer leur abondance négligeable voire leur absence dans les coupes étudiées antérieurement dans la littérature *(fig.7.1a)*. Les gabbronorites ont principalement été échantillonnées dans les massifs de Bahla, de Sumail, de Nakhl et dans le bloc Est du massif de Wuqbah dans lesquels elles constituent de 7 % à 45 % des échantillons gabbroïques. Les troctolites s'observent majoritairement dans les massifs de Hilti et de Bahla où elles représentent respectivement 27 % et 18 % des lithologies gabbroïques. Enfin les gabbros/plagioclasites ont principalement été échantillonnés dans la séquence crustale des massifs situés au front de la nappe ophiolitique (i.e. Bahla et bloc Est du massif de Wuqbah) dans laquelle ils représentent plus de 5 % des roches gabbroïques. Dans la

famille des péridotites/pyroxénites, les lherzolites/harzburgites et les pyroxénites (i.e. clinopyroxénite et webstérite) ne constituent, à l'échelle de l'ophiolite, que 2 % à 3 % des échantillons récoltés mais représentent environ 10 % des lithologies péridotitiques/ pyroxénitiques échantillonnées *(fig.7.1b)*. Les pyroxénites s'observent dans la plupart des massifs étudiés mais sont particulièrement abondantes dans les massifs de Sumail, de Bahla et de Nakhl où elles représentent plus de 10 % des péridotites/pyroxénites échantillonnées. Les lherzolites/harzburgites affleurent essentiellement dans les massifs situés au front de la nappe ophiolitique et sont particulièrement abondantes dans le bloc Est du massif de Wuqbah dans lequel elles représentent 63 % des péridotites/pyroxénites échantillonnés dans cette zone *(fig.7.1b)*.

Les gabbronorites, les pyroxénites et les lherzolites/harzburgites sont des lithologies relativement fréquentes dans mes échantillons *(fig.7.1)* alors qu'elles sont relativement rares dans les coupes étudiées dans la littérature, sauf exception dans certaines sections des massifs du Nord *(cf. paragraphe suivant)*.

Certains types de lithologie comme les clinopyroxénites (i.e. Cpx cumulus seul), les webstérites (i.e. Opx + Cpx seuls), les lherzolites (i.e. sans Plg) et les orthopyroxénites (Opx cumulus seul), sont totalement absents de mon échantillonnage *(cf. chap.1)*. Ceci n'est pas vraiment étonnant car seules de rares occurrences de ces lithologies ont été mentionnées dans certaines coupes de la section crustale de l'ophiolite et les orthopyroxénites sont totalement absentes de la croûte, ces dernières ne s'observant que sous forme de « pods » ou de filons dans le manteau *(Browning, 1982 ; Python, 2002)*.

En comparant les lithologies de la section crustale profonde avec celles des filons observés dans la section mantellique, qui correspondent aux chenaux d'alimentation de la croûte *(Python, 2002 ; Python et Ceuleneer, 2003)*, on constate que les gabbros à Ol et les wehrlites sont beaucoup plus abondants dans la section crustale (~ 54 % et ~ 17 % respectivement) que dans les filons mantelliques (~ 28 % et ~ 1 % respectivement). Par contre les gabbronorites (et norites) et les pyroxénites (i.e. webstérites, clinopyroxénites) sont beaucoup plus fréquentes parmi les lithologies filoniennes (~ 23 % pour les deux lithologies) que parmi les lithologies de la croûte profonde (~ 7,5 % et ~ 3 % respectivement). Je reviendrai plus en détail sur les différences entre la section crustale et les filons mantelliques dans la suite de ce chapitre.

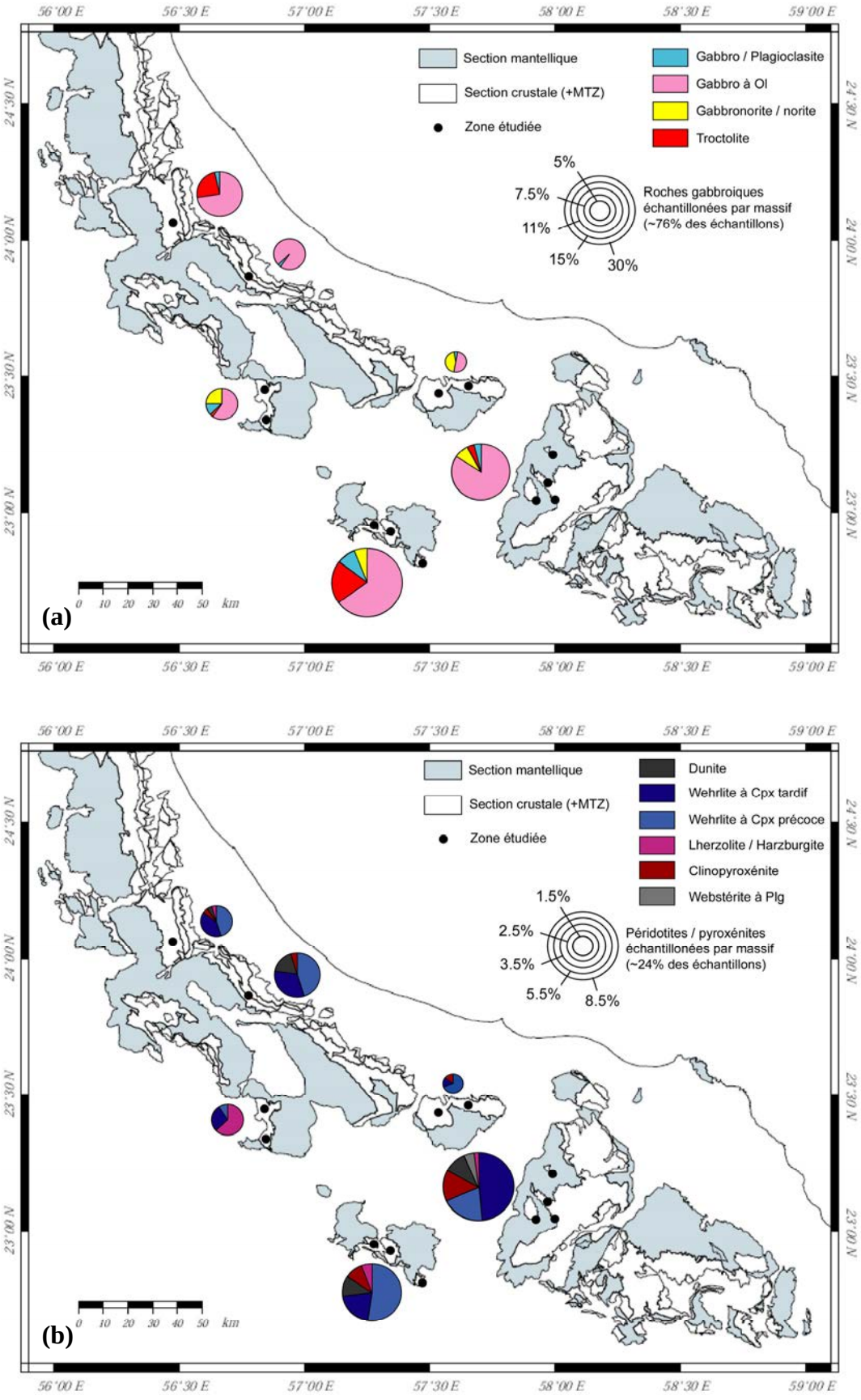


Figure 7.1 : Répartition des lithologies de la famille des roches gabbroïques (a) et de la famille des péridotites/pyroxénites (b) dans les différents massifs étudiés dans l'ophiolite d'Oman. La dimension des cercles souligne la quantité d'échantillons récoltés dans chaque massif. Pour le nom des massifs se référer à la fig.8 dans le chapitre d'introduction. MTZ = Mantle Transition Zone.

III. Abondance de l'orthopyroxène dans les cumulats de la section crustale profonde

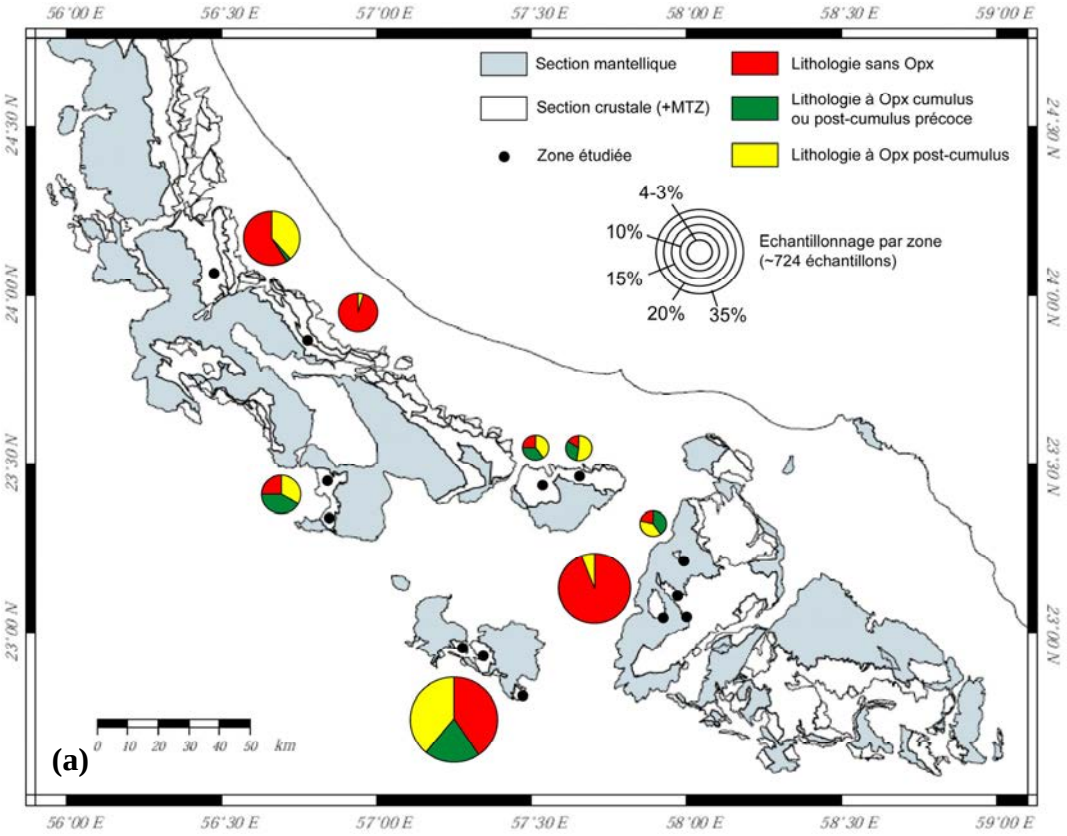
Du point de vue minéralogique, une des observations étonnantes et majeures de cette étude est l'abondance de l'Opx dans la section crustale profonde : ~ 29 % des échantillons récoltés présentent des Opx en phase post-cumulus et ~ 14 % des échantillons possèdent des Opx en phase cumulus ou post-cumulus précoce *(fig.7.2a et chap.1)*. En effet, bien que cette phase minérale soit relativement fréquente dans les gabbros isotropes et à la base du complexe filonien *(e.g. France, 2009)*, elle est réputée, suite à l'étude de Pallister et Hopson *(1981)* comme particulièrement inhabituelle dans la séquence des cumulats lités de l'ophiolite d'Oman. Paul Hess, se basant sur cet article, déclare dans son ouvrage Origins of Igneous Rocks *(1989) :*

"*It is noteworthy that orthopyroxene does not appear in any of the cumulate layers (in the Samail ophiolite)*".

Dans la littérature, de rares occurrences d'Opx post-cumulus ont été décrites dans les roches gabbroïques et parfois dans les péridotites et pyroxénites de la section crustale profonde de certains massifs de l'ophiolite : Hilti (*Ernewein, 1987 ; Reuber, 1991*), Fizh *(Adachi et al., 2003)*, Wadi Tayin *(Pallister et Hopson, 1981)*, Haylayn *(Dahl, 1984)* et Nakhl *(Browning, 1982) (fig.7.2b)*. Quelques occurrences d'Opx cumulus ont également été reportées dans de rares intervalles de gabbronorite et/ou de gabbronorite à Ol dans le massif de Nakhl et dans le bloc Ouest du massif de Wuqbah *(Browning, 1982 ; Quatrevaux, 1995) (fig.7.2c)*. Dans ces différentes études, l'Opx a donc généralement été considéré comme un minéral accessoire dans la section crustale profonde et a donc rarement été intégré dans les réflexions et les modèles centrés sur la formation de la croûte océanique au niveau des dorsales. Seules deux coupes exceptionnelles réalisées dans la section crustale de deux massifs du Nord de l'ophiolite ont révélé une grande abondance d'Opx post-cumulus et cumulus : le wadi Ragmi dans le massif de Fizh *(Smewing, 1981)* et le wadi Haymiliyah dans le massif de Haylayn *(Dahl, 1984 ; Juteau et al., 1988 ; Lachize, 1993) (fig.7.2c)*. On peut noter que la coupe du wadi Haymiliyah se distingue des autres par la présence d'environ 1,5 km de gabbronorites laminées associées à une brèche magmatique. De ce fait, de nombreuses études ont été réalisées sur cette section et la présence inhabituelle de l'Opx a été interprétée comme liée à des conditions particulières de fractionnement dues à la fermeture progressive de la chambre magmatique *(Juteau et al., 1988 ; Lachize, 1993)* ou à des interactions magmas / fluides hydrothermaux dans cette chambre *(Boudier et al., 2000)*, cette dernière étant située à l'extrémité d'un segment d'accrétion. Contrairement à la coupe précédente, celle du wadi Ragmi présente, outre l'abondance d'Opx, une section crustale « classique » et n'a donc pas été étudiée en détail. On note que des intrusions kilométriques de gabbronorites et de rares intrusions de lherzolites/harzburgites cumulatives ont également été observées à la base de la section crustale respectivement au Nord du massif de Fizh *(Reuber, 1988 ; MacLeod et Rothery, 1992)* et dans le massif de Hilti *(Ernewein, 1987) (fig.7.2c)*. Mon étude sur les cumulats lités de plusieurs massifs de l'ophiolite, associée à ces précédents travaux, démontre que l'Opx est en réalité un minéral quasi ubiquiste dans la séquence crustale profonde de l'ophiolite, les coupes levées par Pallister et Hopson *(1981)* représentant plus l'exception que la règle.

Les lithologies à Opx post-cumulus (i.e. à Opx très tardifs) sont ubiquistes dans l'ophiolite et généralement abondantes dans les massifs étudiés, représentant de 35 % (bloc Est du massif de Wuqbah) à 53 % (wadi Abyad, massif de Nakhl) des roches échantillonnées au sein d'un massif et/ou d'une coupe *(fig.7.2a)*. Ces lithologies sont cependant relativement

rares (3 % à 6 % des échantillons récoltés) dans la séquence cumulative du wadi Sarami (massif de Sarami) et dans la majorité des coupes levées dans le massif de Sumail. Ces lithologies à Opx post-cumulus appartiennent principalement (~ 26 % des échantillons) à la famille des roches gabbroïques (gabbro à Opx tardif, gabbro à Ol et à Opx tardif, troctolite à 2 Px très tardifs et plagioclasite à Ol et 2 Px) et plus rarement (~ 3 % des échantillons) à celle des péridotites/pyroxénites (wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs, wehrlite à Cpx et Opx tardifs et clinopyroxénite à Opx (s.l.)) *(fig.7.2b)*. Parmi ces lithologies, les plus fréquentes sont les gabbros à Ol et à Opx tardif qui représentent plus de la moitié des échantillons dans les massifs/coupes étudiés. Seule la séquence cumulative du wadi Sayjani (massif de Sumail) ne présente pas cette lithologie. Les clinopyroxénites à Opx (s.l.) s'observent dans l'ensemble des massifs, à l'exception du bloc Est du massif de Wuqbah, et montrent des abondances variées au sein de ces derniers, de 2 % dans le massif de Hilti à 50 % dans la coupe du wadi Sayjani (massif de Sumail) *(fig.7.2b)*.



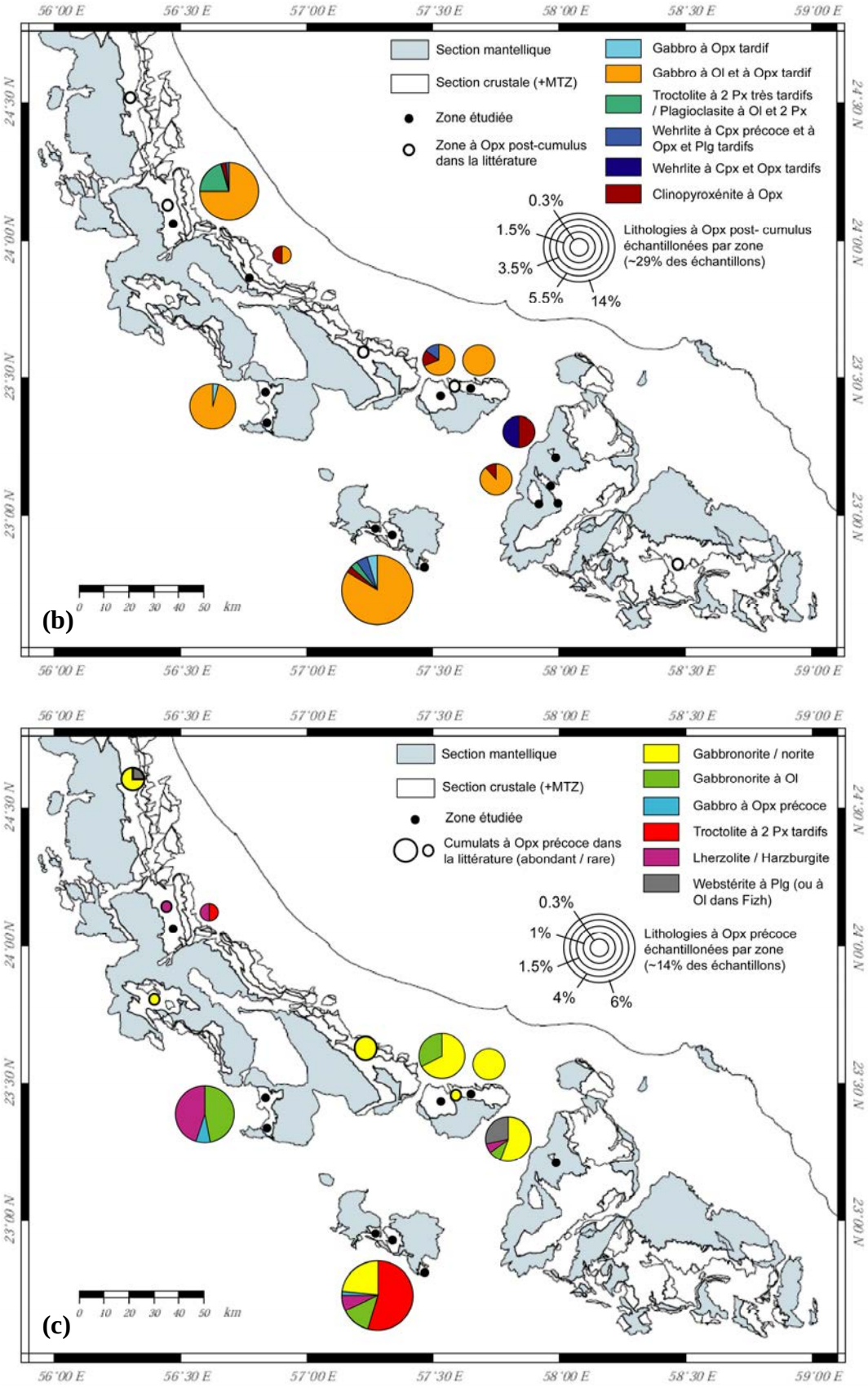


Figure 7.2 : a) Répartition des lithologies à Opx post-cumulus et à Opx cumulus ou post-cumulus précoce dans les différents massifs et/ou coupes étudiés dans l'ophiolite. b-c) Répartition des différents types de lithologies à Opx post-cumulus (b) et à Opx cumulus et post-cumulus précoce (c) dans les différents massifs et/ou coupes étudiés dans l'ophiolite. La dimension des cercles souligne la quantité d'échantillons récoltés dans chaque massif et/ou coupe. Pour le nom des massifs et des coupes se référer aux cartes dans le chapitre d'introduction (fig.8) et dans les chapitres par massif.

Les lithologies à Opx cumulus et à Opx post-cumulus précoce s'observent préférentiellement dans les massifs situés au front de la nappe ophiolitique (i.e. Bahla, bloc Est du massif de Wuqbah), dans le massif de Nakhl et au Nord du massif de Sumail (wadi Sayjani) *(fig.7.2a)*. Dans ces zones, elles représentent entre 20 % (massif de Bahla) et 40 % (wadi Sayjani) des échantillons récoltés. Ces lithologies sont cependant rares (< 2 %) ou absentes dans les massifs de Sarami et de Hilti et dans les coupes levées au centre du massif de Sumail *(fig.7.2a)*. Contrairement aux coupes étudiées dans la littérature dans lesquelles les lithologies à Opx cumulus sont principalement des gabbronorites, on observe une étonnante diversité de roches à Opx précoce dans les massifs étudiés : gabbro à Opx précoce, troctolite à 2 Px tardifs, gabbronorite, gabbronorite à Ol, norite, lherzolite à Plg, harzburgite à Cpx et Plg, harzburgite lherzolitique, et webstérite à Plg *(fig.7.2c et chap.1)*. Néanmoins, les lithologies les plus abondantes sont les gabbronorites (s.l.) qui s'observent dans la majorité des massifs, à l'exception de celui de Hilti, et y représentent souvent plus de la moitié des lithologies à Opx précoce *(fig.7.2c)*. La répartition de ces lithologies dans l'ophiolite met en évidence certaines caractéristiques. Le massif de Nakhl est essentiellement formé de gabbronorites à Ol et de gabbronorites, ces dernières lithologies étant les plus abondantes *(fig.7.2c)*. La coupe du wadi Sayjani, dans le massif de Sumail, est la seule zone dans laquelle des webstérites ont été échantillonnées (~ 27 % des lithologies à Opx précoce). La séquence cumulative du bloc Est du massif de Wuqbah est caractérisée par une forte abondance de lherzolites cumulatives (~ 43 % des échantillons à Opx précoce) ainsi que de gabbros à Opx tardif (~ 11 % des échantillons) par rapport aux autres massifs présentant ces lithologies *(fig.7.2c)*. Enfin, le massif de Bahla montre une grande diversité de lithologies à Opx précoce et est caractérisé par l'abondance de troctolites à 2 Px tardifs (~ 58 % des échantillons à Opx précoce), lithologies absentes voire très rares dans la séquence crustale des autres massifs *(fig.7.2c)*.

IV. Occurrence des « wehrlites » dans la section crustale profonde : Intrusion vs. Litage

Dans la littérature, du moins celle sur l'ophiolite d'Oman, le terme « wehrlite » est ambigu puisqu'il est aussi bien employé pour décrire des cumulats à Ol cumulus et Cpx ± Plg post-cumulus que des cumulats à Ol et Cpx cumulus ± Plg post-cumulus ou encore des cumulats à Ol, Cpx et Plg cumulus présentant de faibles proportions de Plg *(e.g. Pallister et Hopson, 1981 ; Koga et al., 2001 ; Adachi et Miyashita, 2003 ; Koepke et al., 2009)*. Ces différentes « wehrlites » présentent des séquences de cristallisation distinctes et se sont donc formées dans des conditions de cristallisation (e.g. nature du magma parent, degrés d'oxydation, présence de fluides,…) différentes. L'utilisation non rigoureuse de ce terme rend donc difficile la lecture et l'interprétation de la plupart des études précédentes. C'est pour ces raisons que, dans ma classification, j'ai clairement fait la distinction entre les wehrlites à Cpx tardif, les wehrlites à Cpx précoce et les mélagabbros (i.e. Ol, Cpx et Plg cumulus) *(cf. chap.1)*. On peut par ailleurs noter que ce n'est pas le seul terme ambigu employé dans la littérature, e.g. Ol-clinopyroxénite vs. wehrlite à Cpx précoce ou gabbro à 2 pyroxènes vs. gabbronorite, et c'est en partie pour remédier à ces problèmes de terminologie que j'ai établi une classification principalement basée sur la séquence de cristallisation des minéraux plutôt que sur l'abondance et/ou la présence de telle ou telle phase minérale.

Des études réalisées sur les intrusions ultrabasiques recoupant la séquence cumulative dans l'ophiolite d'Oman *(Ernewein, 1987 ; Juteau et al., 1988)* ont montré que ces dernières étaient essentiellement constituées de « wehrlites », c'est-à-dire, dans ce cas, de péridotites à Ol cumulus et à Cpx post-cumulus souvent poecilitiques. Dans la plupart de ces études, le terme d' « intrusions wehrlitiques » a donc été employé pour définir ces corps intrusifs. Depuis ces travaux, le terme « wehrlite » fait souvent référence, dans la littérature sur

l'ophiolite d'Oman, à ce type de lithologie et le terme d' « intrusions wehrlitiques » est couramment utilisé pour définir les corps ultrabasiques recoupant la séquence crustale *(e.g. Benn et al., 1988 ; Reuber, 1991 ; Adachi et Miyashita, 2003 ; Koepke et al., 2009).* Les diverses études réalisées sur ces intrusions mentionnent cependant la présence, en moindre proportion, d'autres lithologies comme des dunites, des lherzolites, etc…, et mon étude de ces corps intrusifs montre qu'ils ne sont pas uniquement constitués de cumulats à Ol cumulus et Cpx post-cumulus *(voir la suite du chapitre).* Du fait de la présence de lithologies variées dans ces intrusions et de l'ambiguïté du terme « wehrlite » dans la littérature, il semble donc plus approprié d'utiliser un terme plus général tel que « intrusion ultrabasique » ou « intrusion péridotitique/pyroxénitique » pour définir ce type de corps intrusif.

J'ai échantillonné plus d'une quinzaine d'intrusions ultrabasiques recoupant la section crustale (inférieure et supérieure) dans plusieurs massifs de l'ophiolite d'Oman (Nakhl, Bahla, Hilti et Sarami). La plupart de ces échantillons sont des cumulats wehrlitiques à Cpx tardif (± Plg) présentant le plus souvent des Cpx poecilitiques. Des intrusions de wehrlite à Cpx précoce (± Plg), de harzburgite lherzolitique, de dunite (s.s.) et de webstérite à Plg et amphibole tardifs ont également été échantillonnées. Ces corps intrusifs affleurent à différents niveaux dans la section crustale, de la zone de transition jusqu'à l'unité des gabbros isotropes. Ce sont généralement des masses homogènes de quelques mètres (e.g. massif de Nakhl, *chap.6*) à plusieurs centaines de mètres (e.g. massif de Hilti, *chap.5*) d'extension qui présentent localement des litages modaux (i.e. de proportion et de phase) et des litages d'ordre de cristallisation (e.g. massif de Sarami et de Nakhl, *chap.6*). Ces observations sont en accord avec les précédentes études réalisées sur ces intrusions (*Ernewein, 1987 ; Juteau et al., 1988 ; Koepke et al., 2009).*

Dans la croûte inférieure, les intrusions ultrabasiques et les cumulats lités montrent différents types de relation témoignant de la mise en place de ces corps péridotitiques/ pyroxénitiques à différentes étapes de la cristallisation des cumulats lités *(fig.7.3 et 7.4)* :

1. Intrusion litée de péridotite présentant des injections gabbroïques sous forme de patchs et/ou de lits déformés et non réguliers montrant des contacts diffus et des relations d'interpénétration avec l'encaissant. Les lits gabbroïques et péridotitiques sont parallèles entre eux, déformés plastiquement et présentent des contacts progressifs en lame mince (i.e. migration des cristaux entre les lits). Ces relations indiquent que les cumulats lités et la péridotite ont interagi à l'état de « mush » (i.e. bouillie cristalline) et suggèrent que cette intrusion ultrabasique s'est injectée dans des cumulats lités en cours de cristallisation dans la chambre magmatique. *(Wadi Bani Suq, Massif de Nakhl, chap.6).*

2. Enclaves de cumulats finement lités au sein d'une intrusion litée de péridotite. Ces enclaves présentent des contacts lobés et des relations d'interpénétration avec l'encaissant ainsi que de nombreuses structures dynamiques (e.g. boudinage, microfaille syn-magmatique, « dropstone magmatique »,…) témoignant d'une déformation à la transition fragile/ductile. Ces relations indiquent la mise en place de l'intrusion dans les cumulats lités au début de la solidification de ces derniers, certains lits étant déjà cristallisés et d'autres étant encore à l'état de « mush ». Cette intrusion s'est donc probablement injectée dans les cumulats lités en bordure de la chambre magmatique. *(Massif de Sarami, chap.6)*

3. Intrusions ultrabasiques homogènes montrant diverses relations d'interpénétration avec les cumulats lités environnants témoignant de l'injection des péridotites au cours de la solidification de ces derniers : 1) enclaves allongées et/ou arrondies de cumulats lités montrant des contacts lobés avec les péridotites et s'observant uniquement à l'interface entre les corps intrusifs et la séquence cumulative, 2) injection de péridotite entre les lits de cumulats lités (ceux en enclaves et ceux appartenant à la séquence cumulative) formant un « pseudo-litage » dans ces derniers, 3) péridotites montrant des imprégnations de liquides gabbroïques et des xénocristaux de Cpx au contact des cumulats lités, 4) filons et veines de pegmatites se développant à l'interface et au sein des intrusions péridotitiques, 5) litages des cumulats localement déformés plastiquement au contact des intrusions. C'est ce type de relation entre les intrusions ultrabasiques et les cumulats lités qui est le plus couramment observé. *(Bloc Ouest du massif de Wuqbah et massifs de Bahla, de Hilti et de Nakhl, chap.2, 3, 5 et 6).*

4. « Pod » homogène de péridotite recoupant les cumulats lités et montrant un contact franc souligné par une bordure réactionnelle et/ou bréchique sans relation d'interpénétration avec ces derniers. Ces relations indiquent la mise en place de l'intrusion dans un encaissant totalement solidifié. *(Massif de Nakhl, chap.6).*

5. Intrusion homogène de péridotite séparée des cumulats lités par des failles syn-accrétions de haute température (> ~ 600°C) qui déforment les cumulats gabbroïques et les cumulats péridotitiques. Ces relations indiquent la mise en place de cette intrusion à la faveur de failles lors de l'accrétion océanique dans des cumulats lités entièrement cristallisés. *(Massif de Hilti, chap.5).*

Localement, on observe des relations « inversées » entre les deux types de cumulats marquées par l'injection de corps de cumulats lités dans des masses de péridotites cumulatives *(Wadi Bani Suq, Massif de Nakhl, chap.6).* Le contact n'est pas souligné par des relations d'interpénétration mais par une zone de brèche formée d'enclaves de péridotite dans une matrice de clinopyroxénite qui pourrait refléter la fusion hydratée des péridotites à l'interface. Ce type de relation est rare puisqu'il n'a été observé que dans une coupe et n'est pas mentionné dans la littérature. Cette relation particulière entre les péridotites et les cumulats lités est difficile à interpréter mais indique que des magmas et/ou « mush » péridotitiques et gabbroïques étaient présents quasiment au même moment dans la chambre magmatique.

Dans la croûte supérieure, les contacts entre les gabbros isotropes et les intrusions ultrabasiques (wehrlite à Cpx précoce et à Opx et Plg tardifs et webstérite à Plg et amphibole tardifs) sont principalement marqués par des relations d'interpénétration (type 3) et des contacts faillés (type 5) *(Wadi Bani Suq, Massif de Nakhl, chap.6).*

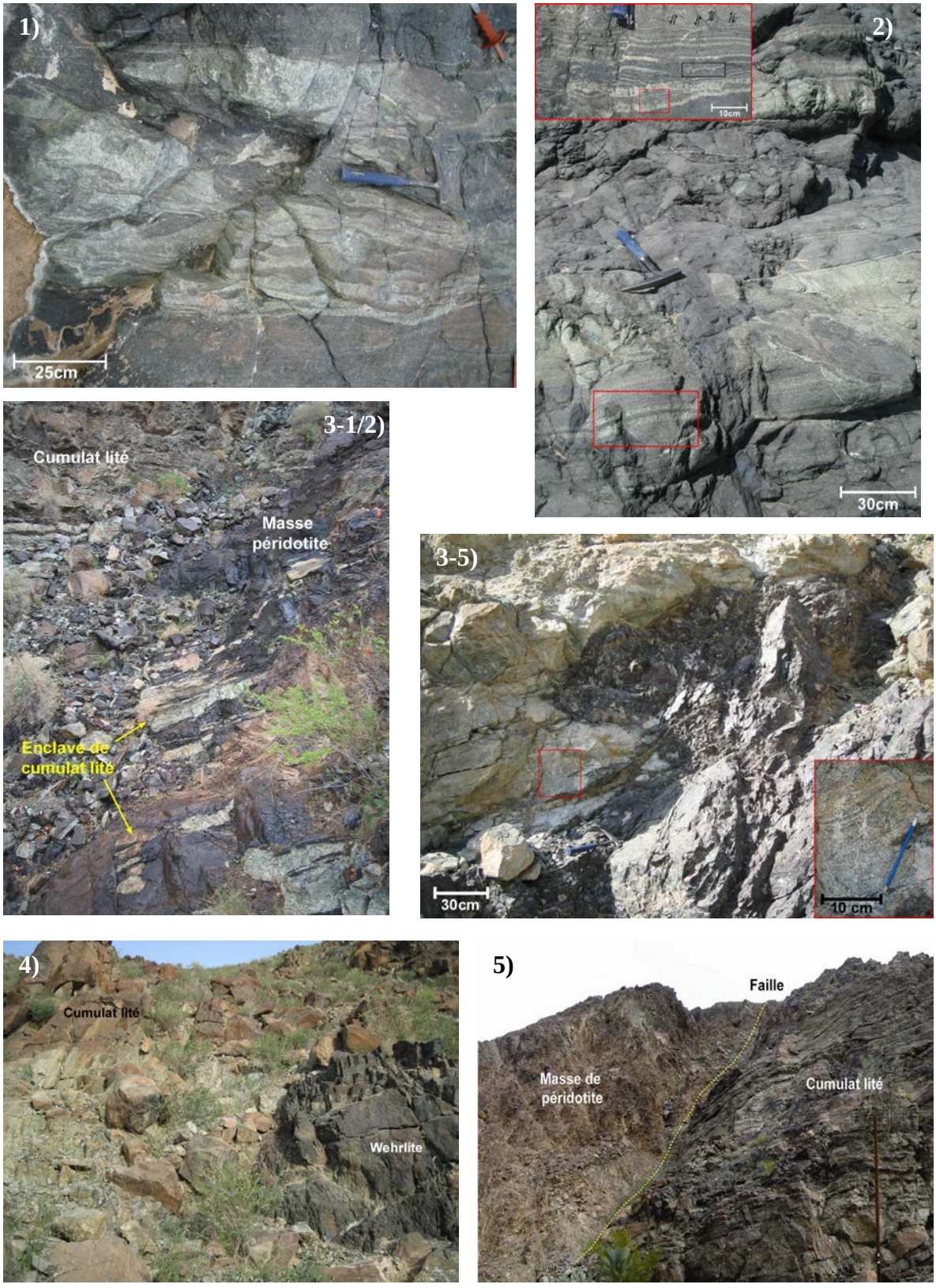


Figure 7.3 : Les différents types de relation observés entre les intrusions ultrabasiques et les cumulats lités dans la séquence crustale des massifs de Nakhl (1, 4), de Sarami (2), de Hilti (3-1/2 et 5) et de Bahla (3-5). Le numéro des photos fait référence aux différents types de relation décrits dans le texte et illustrés dans la fig.7.4. Pour la description des contacts voir le texte et les études de terrain réalisées dans chaque massif (cf. chapitres précédents).

La plupart des relations entre les intrusions et les cumulats lités décrites en détail dans les études antérieures *(Ernewein, 1987 ; Juteau et al., 1988 ; Reuber, 1991)* appartiennent au troisième type de relation défini ci-dessus. Ce type de contact indique la mise en place des intrusions ultrabasiques dans des cumulats lités partiellement consolidés présentant des degrés de solidification différents. De ce fait, dans la plupart de ces précédentes études, les intrusions ultrabasiques ont été considérées comme témoignant d'un deuxième épisode magmatique légèrement postérieur à la mise en place de la séquence cumulative. L'ensemble de mes observations de terrain suggère, au contraire, que les péridotites/pyroxénites cumulatives recoupant la section crustale ne correspondent pas à un unique épisode d'injection mais à des injections successives de magmas dans les cumulats lités à différents moments de leur cristallisation au cours de l'accrétion océanique *(fig.7.4)*. Les intrusions ultrabasiques seraient donc syn-accrétions et contemporaines ou sub-contemporaines de la cristallisation des cumulats lités.

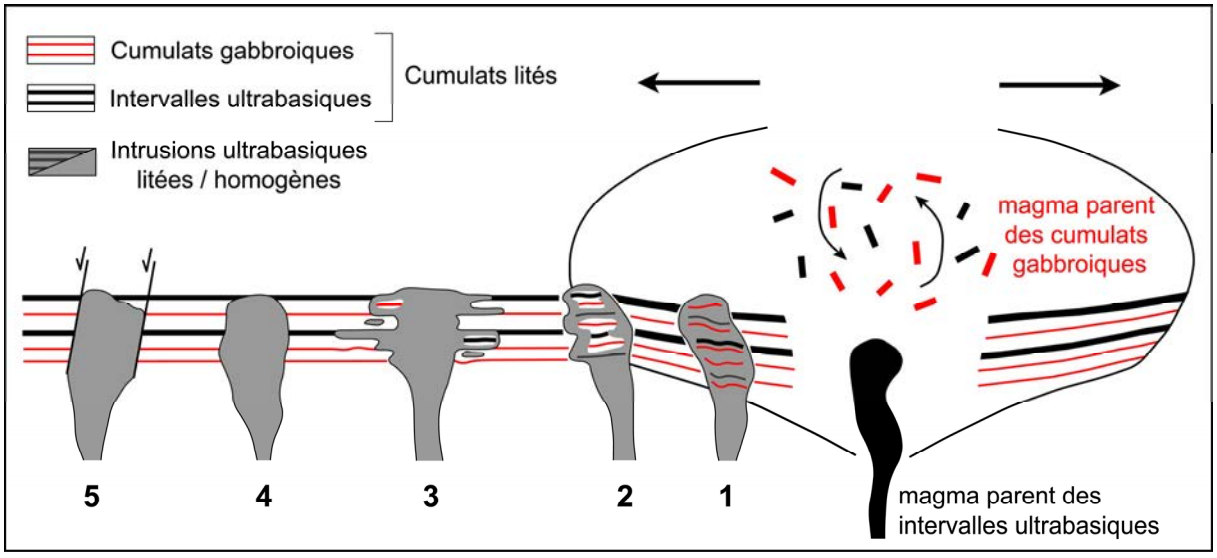


Figure 7.4 : Croquis simplifié montrant la mise en place des intrusions et des intervalles ultrabasiques (cf. suite du chapitre) dans la séquence cumulative lors de l'accrétion océanique. Les numéros sous les intrusions font référence aux différents types de relation intrusions/cumulats lités décrits dans le texte et illustrés dans la fig.7.3. Les flèches épaisses indiquent l'accrétion et les fines la convection dans la chambre magmatique.

Les intrusions ultrabasiques étudiées dans ce travail montrent des degrés de différenciation variés avec des Fo compris entre 77 % et 90,8 %, des XMg_{cpx} entre 84 % et 92,6 % et des XMg_{opx} entre 74,2 % et 91,2 % *(fig.7.5a)*. Les plus évoluées s'observent aussi bien dans la croûte inférieure que dans la croûte supérieure. Malgré leur minéralogie « primitive », i.e. Ol cumulus et Plg absent ou post-cumulus, ces intrusions peuvent donc être issues de magmas évolués. Dans l'ensemble de l'ophiolite, les intrusions ultrabasiques ont des degrés de différenciation équivalents à ceux des cumulats lités *(e.g. fig.7.5a)*. Au sein d'une même séquence cumulative *(e.g. wadi Hilti, chap.5)*, elles présentent généralement des degrés de différenciation équivalents à ceux des cumulats lités les plus primitifs de la séquence et elles ne sont pas systématiquement plus primitives que les cumulats lités du même niveau stratigraphique. Du point de vue des éléments traces incompatibles, à l'échelle de l'ophiolite, les Cpx des intrusions ultrabasiques présentent des teneurs en HFSE (High Field Strength Elements) variées (e.g. 0 % < TiO_2 < 0,4 %) équivalentes à celles des Cpx des cumulats lités *(fig.7.5a)*. Au sein d'une même séquence cumulative *(e.g. wadi Hilti, chap.5)* et, pour un même degré de différenciation, les Cpx de ces intrusions ne sont pas systématiquement plus

déprimés en HFSE et en REE (Rare Earth Elements) que ceux des cumulats lités et sont même parfois enrichis en ces éléments par rapport à ces derniers *(fig.7.5b)*.

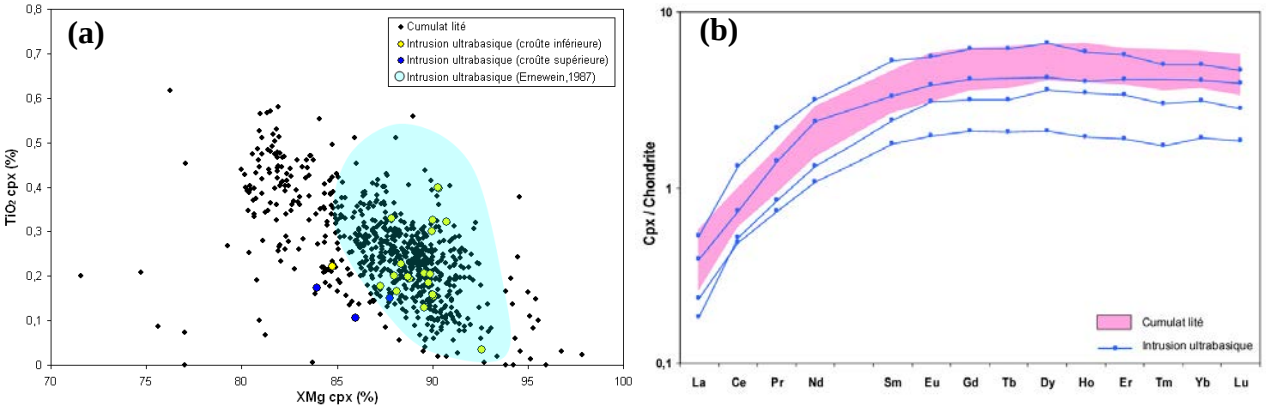


Figure 7.5 : a) Composition en XMg et en titane (HFSE) des Cpx dans les intrusions ultrabasiques comparée à celle des Cpx dans l'unité des cumulats lités de l'ensemble des massifs étudiés et à celle des Cpx dans les intrusions ultrabasiques étudiées par Ernewein (1987). b) Spectres de REE des Cpx dans les intrusions ultrabasiques comparés au champ de composition des Cpx de même degré de différentiation dans les cumulats lités, dans la séquence cumulative du wadi Hilti (chap.5). (Valeurs normalisées aux chondrites d'après McDonough et Sun, 1995).

La composition des minéraux en éléments majeurs dans ces intrusions ultrabasiques est en accord avec les études antérieures dans lesquelles ces corps intrusifs ont des gammes de Fo et de XMg_{cpx} relativement étendues comprises respectivement entre ~ 84 % et ~ 94 % et entre ~ 82 % et ~ 90 % *(Ernewein, 1987 ; Ernewein et al., 1988 ; Juteau et al., 1988 ; Koepke et al., 2009) (fig.7.5a)*. Dans ces précédentes études, l'absence de variations significatives en éléments majeurs entre les minéraux des cumulats lités et ceux des intrusions ultrabasiques a également été démontrée à l'échelle d'une séquence cumulative. Par contre, dans ces études, il est admis que les intrusions ultrabasiques sont toujours plus primitives que les cumulats lités de même niveau stratigraphique et qu'elles sont généralement déprimées en éléments traces incompatibles par rapport aux cumulats lités *(Ernewein et al., 1988 ; Yamasaki et al., 2006 ; Yamasaki et Miyashita, 2008)*. Mon étude sur ces intrusions ultrabasiques montre que, contrairement à l'idée couramment admise dans la littérature, ces caractéristiques chimiques ne sont pas systématiques *(fig.7.5)*. Du point de vue des éléments traces incompatibles, mes résultats sont en accord avec l'étude de Koga et al. *(2001)* réalisée sur des intrusions « wehrlitiques » de la zone de transition dans la région de Maqsad (massif de Sumail) qui montre que les Cpx dans ces corps intrusifs n'ont pas nécessairement de plus faibles concentrations en éléments en traces que ceux des cumulats gabbroïques, pour un même XMg_{cpx}.

A partir des observations de terrain et des caractéristiques pétrologiques et géochimiques de ces intrusions ultrabasiques, deux hypothèses majeures ont été émises dans les études précédentes pour expliquer leur origine :

1) Ces intrusions s'injectent dans des cumulats lités partiellement consolidés et sont donc postérieures à la mise en place de ces derniers. Elles ont une composition chimique différente des cumulats lités de même niveau stratigraphique. Leur séquence de cristallisation contraste avec celle des cumulats lités. Elles sont déprimées en éléments traces incompatibles ce qui les rapprochent des laves d'affinité andésitique V2 observées dans la séquence extrusive de l'ophiolite. De ce fait, les magmas parents de ces intrusions ultrabasiques

seraient soit issus de la fusion anhydre d'une source mantellique déjà appauvrie et s'injecteraient dans la croûte par un mécanisme de « filter press » en fin d'accrétion, lors de l'initiation du charriage intra-océanique *(Ernewein et al., 1988 ; Juteau et al., 1988)*, soit issus de la fusion hydratée du manteau à l'aplomb d'une zone de subduction juvénile initiée par le détachement intra-océanique *(Yamasaki et al., 2006 ; Yamasaki et Miyashita., 2008 ; Koepke et al., 2009).*

2) Ces intrusions ont des compositions primitives et des textures proches de celles des dunites imprégnées de la zone de transition (i.e. Ol cumulus et Cpx ± Plg post-cumulus). Elles s'enracinent dans la zone de transition et aucune occurrence de telles intrusions ne s'observe dans le manteau. Enfin, elles ont une séquence de cristallisation différente de celles des cumulats gabbroïques mais ne sont pas systématiquement plus appauvries en éléments en traces que les cumulats lités. De ce fait, les magmas parents de ces intrusions pourraient correspondre à des magmas de type N-MORB ayant interagi avec des péridotites résiduelles et/ou de l'eau de mer au niveau de la zone de transition et qui seraient remontés par compaction dans la croûte pendant l'accrétion du fait de flux mantelliques divergents au niveau du centre d'expansion océanique *(Nicolas et al., 1988b ; Benn et al., 1988 ; Jousselin et Nicolas, 2000 ; Koga et al., 2001)*. Dans cette hypothèse, l'extraction des magmas wehrlitiques est considérée comme un processus « normal » ayant lieu lors de l'accrétion océanique, en contexte légèrement hors-axe.

Dans mon étude, les différents types de relations entre ces corps intrusifs et les cumulats lités suggèrent que les magmas à l'origine de ces intrusions ultrabasiques se sont injectés dans la séquence cumulative au cours de la cristallisation des cumulats lités lors de l'accrétion océanique *(fig.7.4)*. Les magmas parents des cumulats lités et des cumulats ultrabasiques se sont donc formés au même moment et dans le même contexte tectonique. L'étude géochimique de ces intrusions montre qu'elles ont des degrés de différenciation et des compositions en éléments majeurs et en HFSE équivalents à ceux des cumulats lités et qu'au sein d'une même séquence, elles ne sont pas systématiquement plus primitives que les cumulats lités de même niveau stratigraphique. De plus, ces intrusions ne sont pas systématiquement plus déprimées en REE que les cumulats lités de mêmes degrés de différenciation. Ces observations indiquent que les magmas parents à l'origine de ces deux types de cumulats ont des compositions globalement identiques et qu'ils sont donc probablement issus de la même source mantellique. L'ensemble de ces observations serait donc en faveur de la seconde hypothèse, à savoir que les magmas parents des intrusions ultrabasiques ont des compositions équivalentes à ceux des cumulats lités et qu'ils s'injectent dans la chambre magmatique et/ou dans la séquence cumulative lors de l'accrétion océanique. Je reviendrai plus en détail sur le contexte géodynamique de l'ophiolite dans la suite de cette discussion *(paragraphe IX)*.

A partir de mon étude détaillée de la composition des minéraux (éléments majeurs et traces) dans les intrusions ultrabasiques de différents massifs de l'ophiolite, j'ai pu distinguer trois types de corps intrusifs chimiquement différents : 1) De nombreuses intrusions plus primitives que les cumulats lités de même niveau stratigraphique et présentant des concentrations en HFSE et en REE plus faibles que ces derniers, 2) de nombreuses intrusions montrant des degrés de différenciation et des concentrations en HFSE et en REE équivalents à ceux des cumulats lités associés, 3) de rares intrusions plus primitives que les cumulats lités de même niveau stratigraphique et présentant des concentrations en HFSE et en REE plus élevées que ces derniers. Ces variations chimiques entre les différentes intrusions sont indépendantes de leurs minéralogies et de leurs relations avec les cumulats lités. Par contre

ces différents types d'intrusion sont parfois situés à des niveaux stratigraphiques distincts dans certaine séquence cumulative *(cf. Wadi Hilti, chap.5)*. Comme déduit précédemment de l'étude des relations intrusions/cumulats lités, ces corps intrusifs chimiquement distincts témoignent de l'injection multiple de magmas de compositions différentes dans la section crustale. Ces différents types d'intrusion pourraient refléter l'injection de magmas dans les deux contextes décrits précédemment : au cours de l'accrétion, l'injection de magmas de compositions équivalentes à ceux des cumulats lités ou légèrement plus enrichis en éléments en traces et, en fin d'accrétion, l'injection de magmas déprimés en éléments incompatibles par rapport à ceux des cumulats lités. Cependant, l'absence de corrélation entre les types de contacts intrusions/cumulats lités et la composition des intrusions va à l'encontre de cette hypothèse puisque des intrusions ultrabasiques ayant des concentrations en éléments en traces équivalentes à celles des cumulats lités peuvent présenter des relations d'interpénétration (type 4, *fig.7.4*) (i.e. injection au cours de la solidification des cumulats lités) ou des relations de « mush » (type 1-2, *fig.7.4*) (i.e. injection dans ou en bordure de la chambre magmatique) avec les cumulats lités. De ce fait, ces différents types d'intrusion proviennent, *a priori*, de magmas parents de compositions légèrement différentes mais équivalentes à ceux des cumulats lités et s'injectent dans la séquence cumulative lors de l'accrétion. Je reviendrai plus en détail sur les magmas à l'origine de ces cumulats dans la suite de cette discussion *(paragraphe VI)*.

Les horizons ultramafiques isotropes ou lités concordant avec les lits gabbroïques dans la section crustale profonde sont généralement interprétés comme le remplissage périodique de la (les) chambre(s) magmatique(s) par des magmas primitifs *(e.g. Pallister et Hopson, 1981 ; Smewing, 1981)*. Les contacts intrusifs entre les cumulats lités et les intrusions ultrabasiques sont souvent marqués par l'injection de péridotite entre les lits des cumulats lités conduisant à la formation d'un « pseudo litage » entre des « sills » ultrabasiques et des lits et/ou bancs gabbroïques *(cf. relation 4, fig.7.4)*. De ce fait, *Juteau et al. (1988)* et *Ernewein (1987)* ont émis l'hypothèse qu'à l'exception de certains niveaux ultrabasiques s'observant à la base des lits gabbroïques du fait d'un litage modal, la plupart des horizons ultramafiques interlités avec les cumulats gabbroïques n'appartiennent pas à la séquence cumulative mais correspondent à des sills intrusifs co-génétiques avec les intrusions « wehrlitiques ».

Mon étude des litages et des relations intrusions/cumulats lités dans la séquence cumulative montre, en effet, que certains lits ultrabasiques observés dans les cumulats lités à proximité de corps ultrabasiques correspondent à des injections de péridotites/pyroxénites entre des lits de cumulats lités. Ce type de relation est particulièrement bien visible à la base de la section crustale dans la coupe du wadi Dima *(massif de Sumail, chap.4)*. On peut également avoir des doutes sur la nature des lits et/ou bancs ultrabasiques interlités avec les cumulats gabbroïques à la base de certaines séquences cumulatives très dynamiques au dessus de la zone de transition (zone riche en corps ultrabasiques) *(e.g. massif de Hilti, chap.5)*. Mon étude détaillée des litages dans la séquence cumulative de plusieurs massifs de l'ophiolite démontre cependant que la plupart de ces horizons ultrabasiques correspondent à des lits et/ou bancs appartenant à l'unité des cumulats lités et réfute donc l'hypothèse émise par *Juteau et al. (1988)* et *Ernewein (1987)*. En effet, dans un premier temps, les lits de péridotites/ pyroxénites interlités avec les cumulats gabbroïques ne s'observent pas systématiquement à proximité d'intrusions ultrabasiques et sont, d'ailleurs, très abondants dans des massifs où ces intrusions sont rares ou absentes *(e.g. massif de Bahla, bloc Est du massif de Wuqbah ; chap.2 et 3)*. De plus, des séquences litées de plusieurs centaines de mètres constituées exclusivement de péridotites et de pyroxénites s'observent parfois dans le prolongement de séquences

gabbroïques *(cf. massif de Sumail, chap.4)*. Les cumulats ultrabasiques ne sont donc pas systématiquement interlités avec les cumulats gabbroïques et peuvent former, à eux seuls, des séquences cumulatives. Ensuite, les intervalles de péridotites/pyroxénites interlités avec les cumulats gabbroïques montrent des compositions en éléments majeurs et traces (i.e. HFSE et REE) identiques ainsi que des degrés de différenciation globalement équivalents voire légèrement plus primitifs que ceux des cumulats gabbroïques, de l'ensemble de l'ophiolite et de même niveau stratigraphique (*fig.7.6)*. De plus, dans des sections crustales riches en intrusions ultrabasiques, ces intervalles de péridotites/pyroxénites n'ont pas systématiquement des compositions en éléments majeurs et traces équivalentes à celles des intrusions ultrabasiques de même niveau stratigraphique *(cf. massif de Hilti, chap.5)*. Ensuite, dans les différentes séquences cumulatives étudiées, les cumulats péridotitiques/pyroxénitiques s'intègrent parfaitement dans les trends d'évolution et parfois dans les cycles magmatiques de remplissage/cristallisation fractionnée définis par les cumulats gabbroïques *(fig.7.6a)*. Enfin, l'interface entre les lits gabbroïques et les lits ultrabasiques est marquée par des contacts pétrographiques contourés, suivant les limites de grains, et par des évolutions chimiques progressives témoignant de mécanismes de diffusion atomique et/ou d'advection entre les liquides interstitiels et/ou les magmas parents à l'origine des deux types de cumulats et indique donc une cristallisation sub-contemporaine de ces lits *(cf. profils chimiques dans les massif de Wuqbah et de Hilti, chap.2 et 5 et paragraphe XI de cette discussion)*.

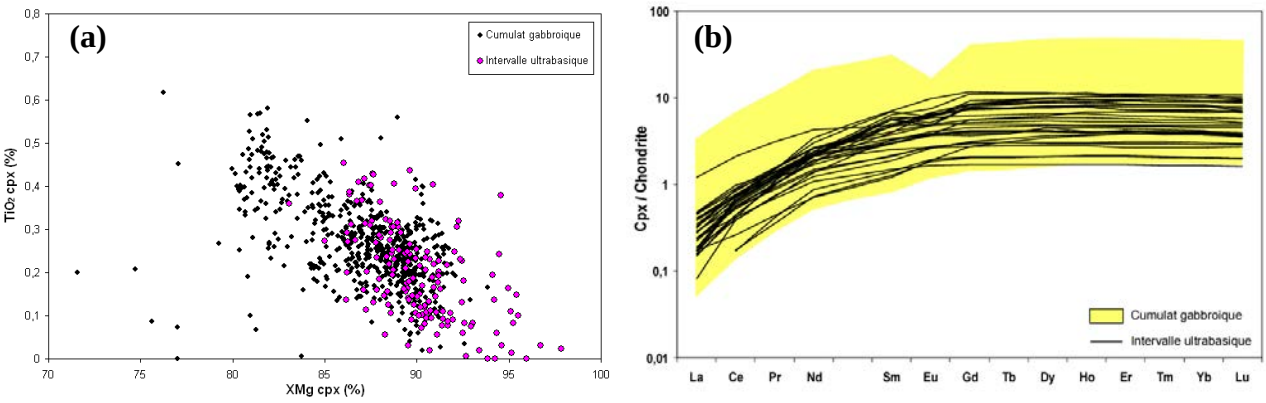


Figure 7.6 : a) Composition des Cpx en XMg et en titane (HFSE) dans les intervalles ultrabasiques et dans les cumulats gabbroïques de la séquence cumulative. b) Spectres de REE des Cpx dans les intervalles ultrabasiques comparés au champ de composition des Cpx dans les cumulats gabbroïques. (Valeurs normalisées aux chondrites d'après McDonough et Sun, 1995).

L'ensemble de ces observations montre que la plupart des intervalles ultrabasiques observés dans la séquence crustale profonde ne correspondent pas à des sills intrusifs issus de corps ultrabasiques mais correspondent à des lits/bancs de péridotites/pyroxénites appartenant à l'unité des cumulats lités et formés, au même titre que les cumulats gabbroïques, par des processus de cristallisation fractionnée et d'accumulation dans la (les) chambre(s) magmatique(s) *(fig.7.4)*. Au vu de la composition de ces cumulats ultrabasiques *(fig.7.6)* et de leur appartenance à la séquence cumulative, ils présentent le même type de magma parent que celui des cumulats gabbroïques. Cependant, leur minéralogie (i.e. abondance de minéraux ferromagnésiens) et/ou leur séquence de cristallisation suggèrent que les magmas à l'origine de ces cumulats sont plus primitifs et/ou ont des compositions légèrement différentes et/ou ont cristallisé dans des conditions différentes de ceux à l'origine des cumulats gabbroïques. Je reviendrai plus en détail sur ce point dans la suite de la discussion *(paragraphe V)*.

En conclusion, dans la section crustale profonde, on distingue deux types d'occurrence de cumulats ultrabasiques :

– Des intrusions ultrabasiques présentant des lithologies et des degrés de différenciation variés et s'injectant dans la séquence cumulative à différents moments de la cristallisation des cumulats lités lors de l'accrétion. Ces intrusions cristallisent à partir de magmas parents de compositions légèrement différentes mais identiques, pour ce qui est du degré de déplétion en éléments traces incompatibles, à ceux des cumulats lités.

– Des intervalles de péridotites/pyroxénites interlités avec les cumulats gabbroïques et appartenant à la séquence cumulative. Les magmas à l'origine de ces cumulats dérivent du même type de magma parent que celui des cumulats gabbroïques mais montrent des degrés de différenciation et/ou des compositions et/ou des conditions de cristallisation légèrement différents de ceux à l'origine des cumulats gabbroïques.

V. Séquences de cristallisation distinctes au sein de la séquence cumulative : implication pour la nature des magmas parents à l'origine des différentes lithologies

Les premiers travaux de référence sur la section crustale de l'ophiolite d'Oman menés par Pallister et Hopson en 1981 ont montré que la séquence cumulative était essentiellement gabbroïque et caractérisée par la séquence de cristallisation Ol – Plg – Cpx (i.e. dunite – gabbro à Ol). A basse pression (e.g. 1 atm), cette séquence peut s'expliquer par la cristallisation d'un magma tholéiitique primitif sec *(fig.7.7a)*. De ce fait, dans les conditions de base de croûte océanique (~ 6 km, 200 MPa), la formation des cumulats gabbroïques et de certains cumulats ultrabasiques (i.e. dunites) peut s'expliquer par la cristallisation d'un magma tholéiitique primitif sec de type N-MORB (Normal Mid-Ocean Ridge Basalt). Dans ce cas, les cumulats dunitiques interlités avec les cumulats gabbroïques s'expliquent par l'arrivée de magmas primitifs dans la chambre et par leur mélange avec les magmas déjà présents dans cette dernière qui conduit au déplacement de la composition du liquide vers le pôle forstérite *(fig.7.7a)*.

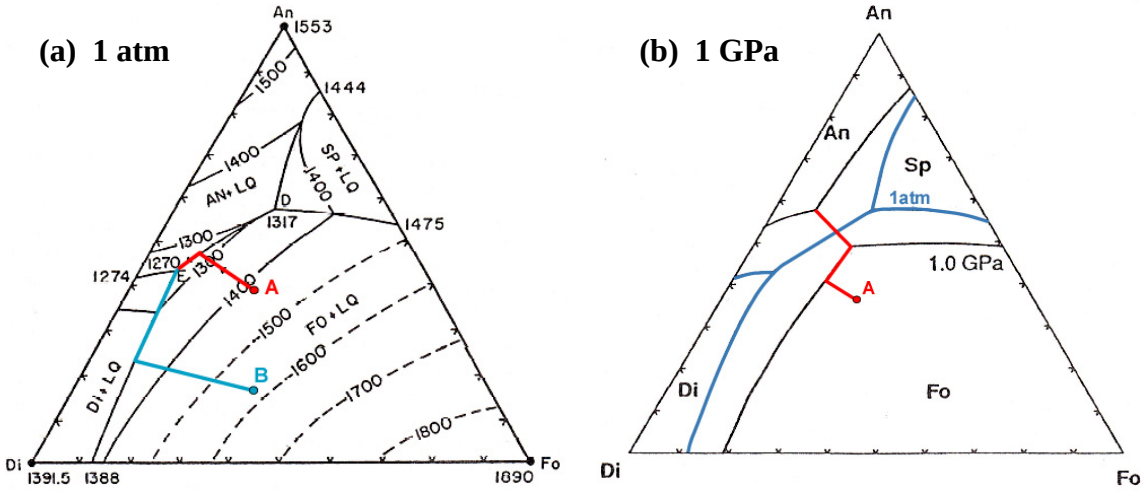


Figure 7.7 : Système simplifié Mg_2SiO_4 - $CaMgSi_2O_6$ - $CaAl_2Si_2O_8$ à 1 atm (~ 200 MPa) (a) et à 1 GPa (b) décrivant la cristallisation des pôles purs de l'Ol (Fo), du Plg (An) et du Cpx (Di), analogue de la cristallisation des MORB. Le fer est absent dans ce système donc les températures sont plus élevées d'environ 100°C par rapport à un système Mg-Fe et ce système se base sur des pôles purs et non des solutions solides donc le point eutectique (E) n'existe pas dans la nature. A = magma tholéiitique, B = magma plus alumineux et magnésien qu'un magma tholéiitique. Modifié d'après Hess, 1992.

Dans la séquence cumulative, la présence de cumulats wehrlitiques (i.e. cumulats à Ol cumulus et Cpx cumulus ou post-cumulus) interlités avec les cumulats gabbroïques implique la cristallisation précoce du Cpx par rapport au Plg à partir de leur magma parent. Cette séquence de cristallisation n'est pas envisageable à basse pression à partir d'un magma tholéiitique primitif sec *(fig.7.7a)*. Par contre, à plus haute pression (e.g. 1 GPa), du fait de l'augmentation du champ de stabilité du Cpx, l'ordre de cristallisation Ol – Cpx – Plg est réalisable à partir d'un tel magma *(fig.7.7b)*. Cependant, dans le cas de l'ophiolite d'Oman, la cristallisation de ces cumulats wehrlitiques, comme celle des cumulats gabbroïques, a lieu au niveau de la base de la croûte océanique et donc à relativement faible pression (~ 200 MPa). Ces cumulats péridotitiques ne peuvent donc pas s'expliquer par la cristallisation d'un magma de type MORB primitif sec. Dans ce cas, pour expliquer la présence de ces cumulats, on peut envisager la cristallisation à basse pression d'un magma de composition différente de celle d'un magma tholéiitique. En effet, la cristallisation d'un magma primitif moins alumineux et plus magnésien (et siliceux) qu'un magma tholéiitique permettrait la cristallisation précoce de l'Ol puis du Cpx et la cristallisation tardive du Plg et donc la formation de cumulats wehrlitiques *(fig.7.7a)*. Dans ce cas, les cumulats gabbroïques et les cumulats ultrabasiques seraient issus de la cristallisation de magmas parents de compositions distinctes. Cependant, comme je l'ai dit précédemment, dans l'ensemble de la section crustale, les cumulats péridotitiques interlités avec les cumulats gabbroïques présentent des compositions en éléments majeurs et traces (HFSE, REE) globalement équivalentes à celles des cumulats gabbroïques et suivent les mêmes trends d'évolution que ces derniers. De ce fait, l'hypothèse de deux magmas parents distincts peut difficilement être invoquée. Des études expérimentales ont été conduites récemment sur des systèmes tholéiitiques hydratés à basse pression afin de déterminer, entre autre, l'effet de l'eau sur l'ordre de cristallisation des minéraux *(Feig et al., 2006)*. Ces études montrent que, dans un tel système, une faible quantité d'eau (> 3 %) retarde l'apparition du Plg dans le magma et permet la cristallisation du Cpx avant celle du Plg *(fig.7.8)*. Les cumulats wehrlitiques interlités avec les cumulats gabbroïques pourraient donc être issus de la cristallisation à basse pression d'un magma tholéiitique primitif hydraté. De ce fait, les deux types de cumulats auraient un même type de magma parent, i.e. tholéiitique, mais de composition légèrement différente (magma sec vs. magma hydraté), l'inversion de la séquence de cristallisation et la présence d'eau ayant une influence sur la composition des phases minérales et des liquides interstitiels *(cf. Feig et al., 2006)*. Ce résultat peut être extrapolé aux intrusions wehrlitiques (i.e. cumulats à Ol cumulus et Cpx cumulus ou post-cumulus) ; ces dernières, présentant des magmas parents de compositions équivalentes à ceux des cumulats lités, seraient donc issues de la cristallisation de magmas tholéiitiques hydratés.

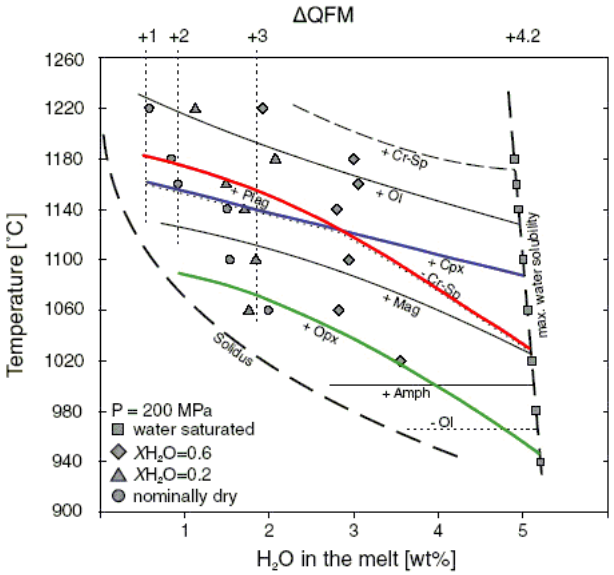


Figure 7.8 : Diagramme de phase d'un basalte tholéiitique hydraté à 200 MPa (modifié d'après Feig et al., 2006). Les limites de phases montrant l'apparition du Cpx, du Plg et de l'Opx ont été soulignées en couleur. Noter l'inversion de l'ordre de cristallisation du Plg et du Cpx pour de fortes teneurs en eau (> 3 %) et la cristallisation tardive (< 1100°C) de l'Opx quelle que soit la teneur en eau dans le magma.

L'hydratation d'un magma tholéiitique permet de rendre compte de la présence de cumulats wehrlitiques dans la séquence crustale profonde mais ne permet pas d'expliquer la diversité des lithologies ultrabasiques. En effet, des clinopyroxénites (i.e. Cpx cumulus) ne peuvent cristalliser à partir d'un tel magma puisque l'Ol est une phase cumulus pérenne dans le système tholéiitique hydraté *(fig.7.8)*. De la même manière, des lherzolites et/ou harzburgites cumulatives (i.e. Ol et Opx/Cpx cumulus) ne peuvent se former à partir d'un magma tholéiitique hydraté puisque l'Opx est toujours une phase tardive dans ce type de système *(fig.7.8)*.

L'abondance de l'Opx en phase cumulus et post-cumulus dans les cumulats lités de base de croûte, révélée par mon étude, a été, jusqu'à présent, sous-estimée et n'a donc jamais été prise en compte dans les réflexions sur la genèse des magmas et les processus magmatiques à l'origine de l'ensemble de la section crustale de l'ophiolite d'Oman *(cf. paragraphe III)*. Le problème majeur que pose l'omniprésence de l'Opx dans les cumulats lités de base de croûte est que la cristallisation de ce minéral, n'est possible, à basse pression (~ 200 MPa), qu'à partir d'un magma suffisamment riche en silice (typiquement > 53 %). Dans des magmas tholéiitiques de type N-MORB primitifs (~ 49 % - 50 % SiO_2), à basse pression, seuls des Opx post-cumulus peuvent cristalliser dans des cumulats relativement peu évolués, l'Opx cumulus n'apparaissant que dans des roches différenciées du fait de l'enrichissement du liquide en silice au cours de la cristallisation fractionnée. En effet, la plupart des gabbronorites (i.e. Ol, Cpx, Opx et Plg cumulus) draguées/forées au niveau des dorsales océaniques, et donc *a priori* issues de la cristallisation de magmas de type N-MORB, présentent des compositions évoluées avec des XMg_{cpx} < 77 % *(fig.7.9)*. Or la section crustale profonde de l'ophiolite est formée de roches relativement primitives, avec des XMg_{cpx} principalement compris entre 80 % et 95 %, et les cumulats à Opx cumulus et/ou Opx post-cumulus précoce sont relativement peu différenciés avec des XMg_{cpx} généralement supérieurs à 80 % et atteignant jusqu'à 93 % pour les plus primitifs *(fig.7.9)*. De ce fait, dans la séquence cumulative, l'abondance d'Opx post-cumulus tardif peut facilement s'expliquer par la simple cristallisation, à basse pression, d'un magma de type MORB primitif sec mais la cristallisation d'Opx post-cumulus plus précoce et, *a fortiori*, cumulus n'est pas envisageable à partir d'un tel magma.

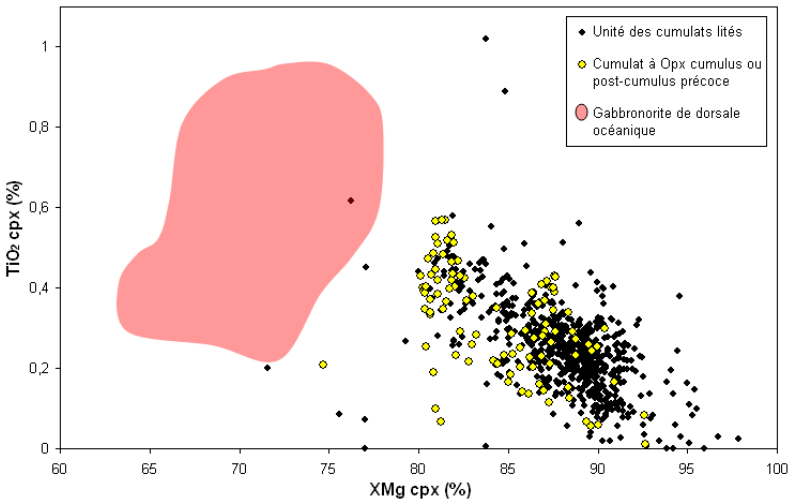


Figure 7.9 : Teneurs en XMg et en TiO_2 des Cpx dans les cumulats à Opx cumulus et/ou post-cumulus précoce de la séquence cumulative de l'ophiolite d'Oman et dans les gabbronorites de certaines dorsales océaniques actuelles (EPR, SWIR, MAR). Données : Meyer et al., 1989 ; Ozawa et al., 1991 ; Natland et Dick, 1996 ; Ceuleneer (comm. perso.).

De nombreuses études expérimentales (e.g. *Grove et Baker, 1984 ; Feig et al., 2006*), ont démontré que le champ de stabilité de l'Opx s'élargissait du fait de la croissance de l'activité de la silice dans le système mais également du fait de l'augmentation de la pression dans le milieu de cristallisation. En effet, un magma tholéiitique primitif présentant ~ 49 % de

SiO_2 sera saturé en Opx à une pression d'environ 1 GPa *(Leg 209, Shipboard Scientific Party, 2004)*. Cependant, comme je l'ai dit précédemment, mes cumulats à Opx cumulus appartiennent à la séquence cumulative et ont donc cristallisé à faible pression en base de croûte (~ 200 MPa). De plus, les Cpx et les Opx de ces cumulats, ainsi que de l'ensemble des cumulats lités, sont relativement pauvres en aluminium, $Al_2O_{3\ cpx} < 3{,}2$ % et $Al_2O_{3\ opx} < 1{,}7$ %, ce qui confirme une faible pression de cristallisation. Ceci est illustré par les fortes teneurs en aluminium de certaines pyroxénites draguées le long de la dorsale Sud-Ouest Indienne, qui sont des cumulats de haute pression issus de magmas tholéiitiques ($Al_2O_{3\ cpx} > 7$ % et $Al_2O_{3\ opx} > 5$ % à 0,6 - 0,7 GPa, *Dantas et al., 2007*). Comme dans le cas des cumulats ultrabasiques, la présence d'Opx cumulus ou post-cumulus précoce dans les cumulats lités pourrait s'expliquer par la cristallisation à basse pression d'un magma N-MORB primitif hydraté. En effet, l'augmentation de la fugacité d'oxygène dans le milieu de cristallisation, directement liée à l'augmentation de la teneur en eau, entraîne une augmentation de la teneur en silice dans le magma et favorise la précipitation de l'Opx *(Grove et Baker, 1984 ; Grove et Juster, 1989 ; Lachize et al., 1996 ; Boudier et al., 2000)*. C'est d'ailleurs la forte fugacité d'oxygène dans le magma parent et/ou dans la chambre magmatique qui est invoqué pour expliquer la présence de gabbronorite dans la séquence cumulative d'Haymiliyah (massif de Haylayn) *(Lachize et al., 1996 ; Boudier et al., 2000 ; cf. paragraphe III)*. Cependant de récentes études sur des systèmes tholéiitiques hydratés à basse pression montrent que l'Opx est toujours une phase tardive (i.e. cristallise à T° < 1100°C) quelle que soit la quantité d'eau dans le magma *(Feig et al., 2006 ; fig.7.8)*. La présence de lithologies à Opx cumulus ou post-cumulus précoce dans la séquence cumulative ne peut donc pas s'expliquer, ou du moins pas seulement, par la cristallisation d'un magma tholéiitique hydraté. Finalement, dans les conditions de base de croûte, pour former des cumulats primitifs à Opx précoce, il faut faire intervenir un magma parent plus siliceux, i.e. plus « andésitique », qu'un magma de type N-MORB *(cf. Nonnotte et al., 2005)*.

En conclusion, la formation de cumulats gabbroïques et dunitiques sans Opx précoce peut s'expliquer par la cristallisation d'un magma tholéiitique de type N-MORB primitif sec, la présence de cumulats wehrlitiques peut s'expliquer par la cristallisation de magma tholéiitique de type N-MORB primitif hydraté et la formation de cumulats à Opx précoce peut s'expliquer par la cristallisation d'un magma plus siliceux qu'un magma tholéiitique. Cependant, l'ensemble de ces cumulats présente globalement les mêmes compositions en éléments majeurs et traces (i.e. HFSE et REE) ainsi que les mêmes évolutions chimiques *(fig.7.5, 7.6 et 7.9)*. Ces résultats supposent que les magmas à l'origine de ces différents cumulats sont issus d'un même type de magma parent mais présentent des compositions légèrement différentes probablement du fait de processus magmatiques et/ou hydrothermaux secondaires.

VI. Caractérisation de l'affinité des magmas parents à l'origine de la diversité lithologique de la section crustale profonde

En comparant les cumulats crustaux (i.e. cumulats lités et intrusions ultrabasiques) de l'ophiolite d'Oman avec ceux des rides océaniques actuelles, issus d'une source N-MORB, on constate qu'ils présentent des compositions chimiques distinctes. Pour un même degré de différenciation (i.e. XMg_{cpx}), la plupart des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman présentent des Cpx plus pauvres en aluminium et des Plg plus riches en anorthite (An = $CaAl_2Si_2O_8$) que ceux des cumulats des rides océaniques *(fig.7.10b-c)*. Soit ces différences résultent de conditions de cristallisation distinctes, soit les magmas parents des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman sont globalement plus pauvres en aluminium et plus riches en calcium par rapport à des magmas tholéiitiques. De la même manière, pour un même degré de

différenciation, ces cumulats présentent des Cpx globalement plus pauvres en titane (i.e. HFSE) par rapport à ceux des cumulats des rides océaniques actuelles *(fig.7.10a)*. De ce fait, l'ensemble des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman ne suit pas les trends d'évolution/de cristallisation fractionnée décrits par les cumulats des rides océaniques (*fig.7.10a-b*). De plus, la plupart des Cpx des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman ont des concentrations en REE (i.e. Terres Rares) équivalentes à ceux des cumulats les plus déprimés des rides océaniques actuelles voire même plus faibles que ces derniers pour des gammes de XMg_{cpx} globalement identiques (i.e. 71 % < XMg_{cpx} < 92 % pour les cumulats des rides médio-océaniques et 75 % < XMg_{cpx} < 93 % pour les cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman) *(fig.7.10c)*. Ceci est confirmé par le calcul des liquides à l'équilibre avec les Cpx qui montre que les magmas à l'origine des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman ont des concentrations en REE équivalentes ou plus faibles que les magmas de type N-MORB des rides actuelles *(fig.7.11a)*. Les spectres de ces liquides montrent des formes identiques à ceux des N-MORB caractérisées par un léger appauvrissement en LREE (Light Rare Earth Elements) par rapport aux HREE (Heavy Rare Earth Elements) *(fig.7.11a)*.

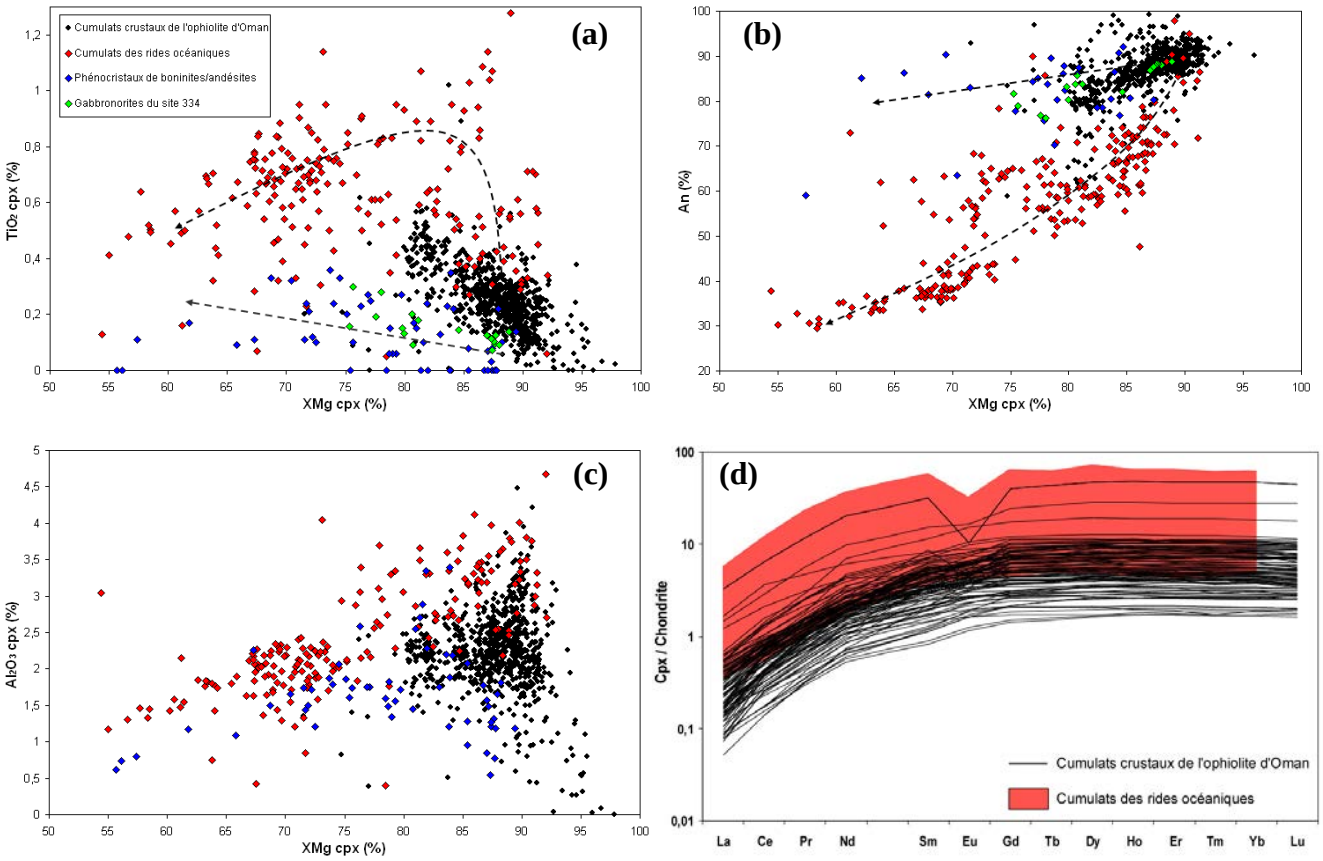


Figure 7.10 : Comparaison de la composition des minéraux (Cpx/Plg) en éléments majeurs (a-b-c) et en REE (d) entre les cumulats de base de croûte de l'ophiolite d'Oman (cette étude) et les cumulats des rides océaniques (i.e. N-MORB) (Elthon, 1987 ; Meyer et al., 1989 ; Ozawa et al., 1991 ; Natland and Dick, 1996 ; Dick and Natland, 1996 ; Ross and Elthon, 1997 ; Ceuleneer (comm. perso.) ; Coogan et al., 2000 ; Perk et al., 2007 ; Gao et al., 2007), les phénocristaux de boninites/andésites (Izu-Bonin (ODP 786), Murton et al., 1992 et Tonga/Lau Basin, Falloon et al., 2007) et les gabbronorites du site DSDP 334 (Nonnotte et al., 2005). La légende pour l'ensemble des diagrammes est donnée dans (a). Les flèches dans (a) et (b) montrent les trends d'évolution des magmas tholéiitiques (N-MORB) et des magmas boninitiques. Spectres de REE normalisés aux chondrites d'après McDonough et Sun, 1995.

En résumé, les magmas parents des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman sont enrichis en silice (cristallisation d'Opx) et éventuellement en calcium, appauvris en aluminium et globalement plus déprimés en HFSE et REE par rapport à des magmas tholéiitiques de type N-MORB et se rapprochent donc de magmas de type andésite/boninite. La prédominance des lithologies à Cpx cumulus par rapport à celles à Opx cumulus dans la séquence cumulative et éventuellement les fortes teneurs en calcium des Plg suggèrent que les magmas parents des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman se rapprochent de magmas de type "high-Ca boninite", magmas boninitiques pauvres en silice (SiO_2 ~ 53 – 54 %) et riches en calcium (CaO ~ 9 – 12 %) *(cf. Falloon et al., 1991 ; Murton et al., 1992)*. Les boninites ou "high-Mg andesites" sont des andésites primitives (SiO_2 ~ 53 - 60 % ; MgO ~ 8 – 15 % ; Al_2O_3 ~ 8 – 16 %) qui se forment généralement au niveau des avant-arcs volcaniques en contexte de subduction (e.g. Izu-Bonin, Tonga, Basin de Lau, etc…, *cf. Crawford et al., 1989 ; Juteau et Maury, 2008*). Cependant une étude géochimique récente menée sur des gabbronorites forées au niveau du site DSDP 334 a mis en évidence la présence de magmas d'affinité boninitique/andésitique au niveau de la ride médio-Atlantique *(Nonnotte et al., 2005 ; cf. fig.7.10a-b)*.

Pour un même degré de différenciation (i.e. XMg_{cpx}), les Plg des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman ont globalement les mêmes teneurs en anorthite que ceux des boninites d'avant-arc océanique et des gabbronorites du site DSDP 334 *(fig.7.10b)*. Néanmoins, dans le diagramme XMg_{cpx} vs. An, les cumulats crustaux décrivent un trend d'évolution globalement moins « anorthitique », i.e. plus penté, que ceux définis par les boninites d'arcs et les gabbronorites du site DSDP 334. De plus, pour un même degré de différenciation, les Cpx des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman présentent des teneurs en aluminium globalement plus élevées que celles des Cpx des boninites d'Izu-Bonin et de Tonga/Lau basin *(fig.7.10c)*. Pour ce qui est des éléments majeurs, on constate donc que les Cpx et Plg des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman ont des compositions plus proches de celles des boninites d'arcs que de celles des cumulats des rides médio-océaniques (à l'exception du site DSDP 334). Par contre, pour un même XMg_{cpx}, les Cpx des cumulats lités et des intrusions ultrabasiques de l'ophiolite d'Oman ont des teneurs en HFSE (i.e. titane) plus élevées que ceux des boninites d'arcs volcaniques et des gabbronorites du site DSDP 334 *(fig.7.10a)*. Ils décrivent donc un trend d'évolution très différent et beaucoup plus enrichi en éléments incompatibles que ceux définis par les roches d'affinité boninitique *(fig.7.10a)*.

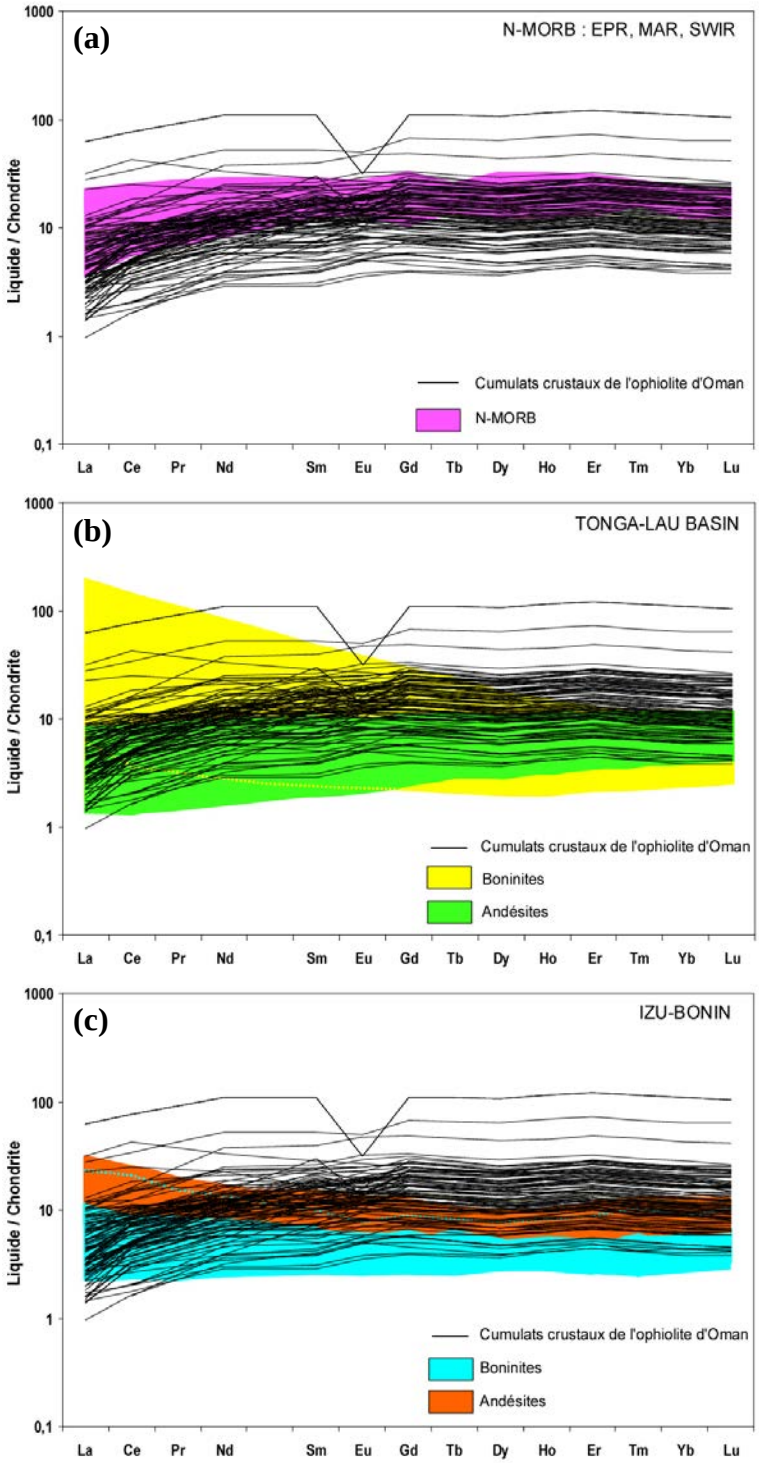


Figure 7.11 : Spectres de REE des liquides à l'équilibre avec les Cpx des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman comparés aux champs de concentrations des N-MORB (a) et des boninites/andésites des arcs volcaniques de Tonga/Lau Basin (b) et d'Izu-Bonin (c). Liquides à l'équilibre calculés à partir des coefficients de partage Cpx/liquide de Bédard (1994). Valeurs normalisées aux chondrites d'après McDonough et Sun (1995). Données MORB : GERM database, données boninites/andésites : Falloon et Crawford, 1991 ; Pearce et al., 1992 ; Murton et al., 1992 ; Sobolev et Danyushevsky, 1994 ; Falloon et al., 2007 et 2008.

Les concentrations en REE des liquides à l'équilibre avec les Cpx ont été calculées et comparées à celles des boninites et des andésites des arcs volcaniques d'Izu-Bonin et de Tonga/Lau Basin. Ces deux arcs ont été choisis pour comparaison car de nombreuses données

sont disponibles et que leurs boninites/andésites montrent des concentrations en éléments en traces contrastées *(fig.7.11b-c)* ce qui permet de comparer mes données avec des compositions représentatives de l'ensemble des laves boninitiques et andésitiques d'avant-arc. Les liquides à l'équilibre avec les Cpx des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman ont des spectres de REE de forme globalement identique à ceux des andésites de Tonga/Lau Basin qui sont caractérisés par un très léger appauvrissement en LREE par rapport aux HREE *(fig.7.11b)*. Cependant, ces andésites ont généralement un appauvrissement en LREE moins marqué que celui des magmas à l'origine des cumulats crustaux. Par contre, ces derniers ont des spectres de forme très différente de ceux de la plupart des boninites de Tonga/Lau Basin qui sont généralement marqués par un enrichissement en LREE et en MREE (Middle Rare Earth Elements) par rapport aux HREE *(fig.7.11b)*. Les magmas parents des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman ont des concentrations en REE équivalentes ou plus élevées que celles des andésites de Tonga/Lau Basin *(fig.7.11b)*. Les liquides à l'équilibre avec les Cpx des cumulats crustaux présentent des formes de spectres de REE globalement identiques à celles des boninites/andésites d'Izu-Bonin en ce qui concerne les HREE et les MREE mais légèrement différentes pour ce qui est des LREE, ces laves d'arcs montrant généralement un enrichissement en LREE *(fig.7.11c)*. Comme pour les andésites de Tonga/Lau Basin, à l'exception des LREE, les magmas à l'origine des cumulats crustaux ont des concentrations en REE équivalentes ou plus élevées que celles des boninites/andésites d'Izu-Bonin *(fig.7.11c)*. Finalement, on constate que les liquides à l'équilibre avec les Cpx des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman sont globalement plus enrichis en REE que les boninites/andésites d'arc et présentent généralement des formes de spectres différentes de ces dernières. Les magmas parents des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman ont donc certains caractères qui les rapprochent des magmas boninitiques du point de vue des éléments majeurs, quoiqu'ils soient légèrement plus riches en aluminium que ces derniers, mais sont globalement plus enrichis en HFSE et en HREE/MREE et appauvris en LREE que des magmas andésitiques/boninitiques.

En conclusion, les magmas parents des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman sont différents des magmas tholéiitiques de type N-MORB et se rapprochent des magmas boninitiques de type "high-Ca boninite" du point de vue de leurs compositions en éléments majeurs (i.e. SiO_2 et CaO élevé et faible Al_2O_3) et en éléments en traces (i.e. déprimé en HFSE et en REE). Cependant ces magmas montrent également des différences avec les magmas boninitiques puisque les liquides à l'équilibre avec les cumulats crustaux sont légèrement plus riches en aluminium par rapport aux boninites/andésites d'arcs mais sont surtout enrichis en HFSE et en MREE/HREE et appauvris en LREE par rapport à ces dernières.

Finalement, dans l'ensemble des diagrammes *(fig.7.10 et 7.11)*, on constate que les cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman présentent des compositions en éléments majeurs et traces et des trends d'évolutions intermédiaires entre ceux des magmas tholéiitiques de type N-MORB et ceux des magmas boninitiques/andésitiques. A partir de ces comparaisons chimiques on peut aisément émettre l'hypothèse que les magmas parents des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman sont des magmas hybrides issus d'un mélange entre un pôle tholéiitique de type N-MORB et un pôle boninitique de type "high-Ca boninite". Dans cette hypothèse, les différentes lithologies observées dans la section crustale seraient issues de magmas de compositions légèrement différentes car provenant de mélanges, dans des proportions variables, des deux pôles (i.e. N-MORB et "high-Ca boninite"). Les contributions variables de chaque pôle dans les magmas à l'origine de l'ensemble des cumulats crustaux expliqueraient, en partie, la variabilité des compositions observée dans les diagrammes

chimiques, et en particulier au niveau des spectres de REE, certains magmas se rapprochant du pôle N-MORB et d'autres du pôle boninite *(fig.7.10 et 7.11)*.

Cette hypothèse d'un mélange entre deux composants à l'origine des magmas hybrides parents des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman est appuyée par les études réalisées sur les filons mantelliques par Mathieu Benoit *(1997)* et Marie Python *(2002)*. Ces filons recoupant la section mantellique dans l'ensemble de l'ophiolite correspondent à d'anciens chenaux d'alimentation permettant la migration des magmas du manteau vers la chambre magmatique. Ces études ont mis en évidence la présence, au sein des filons, de deux séries de cumulats issues de la cristallisation de magmas parents distincts : une série tholéiitique de type N-MORB (filons de troctolite, gabbro à olivine, gabbronorite pauvre en Opx et de rares gabbros à oxydes) et une série provenant d'un magma parent plus siliceux et déprimé en éléments incompatibles de type andésitique (filons de pyroxénite, gabbronorite riche en Opx, diorite et tonalite-trondhjémite) *(comparaison fig.7.10 et 7.12)*. De nouvelles données sur les filons mantelliques *(Python et al., soumis)* montrent la présence d'une troisième série regroupant exclusivement des filons d'orthopyroxénite et provenant d'une source hydratée ultra-déprimée en éléments incompatibles.

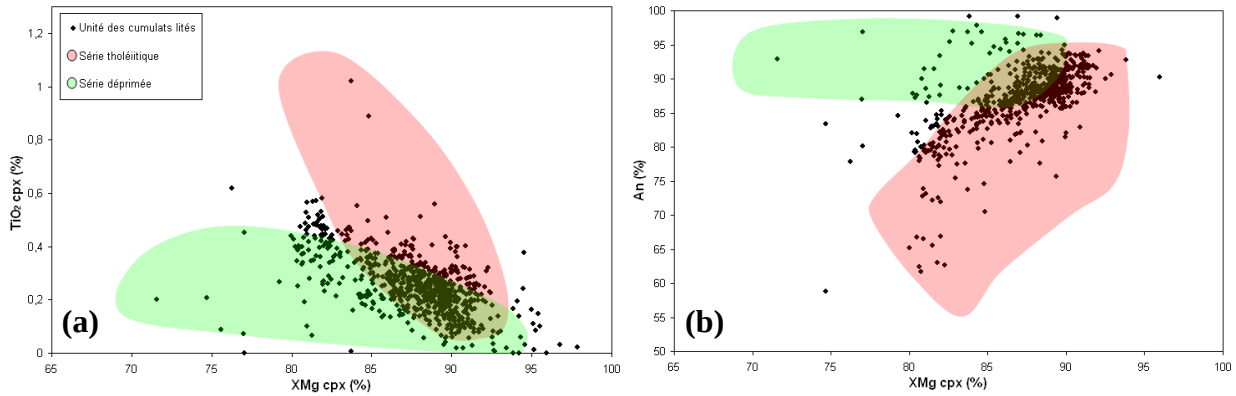


Figure 7.12 : Composition des Cpx en XMg et en TiO_2 et des Plg en An dans les cumulats crustaux (cette étude) et dans les filons mantelliques (Python, 2001) de l'ophiolite d'Oman. La légende pour les deux diagrammes est donnée dans (a). Noter les compositions et trends d'évolutions identiques des filons de la série tholéiitique et des filons de la série déprimée avec respectivement ceux des cumulats des rides océaniques et, ceux des gabbronorites du site DSDP 334 et des boninites/andésites d'arc de la fig.7.10.

En comparant la chimie des filons d'alimentation et des cumulats crustaux, on constate que les Cpx et/ou Plg de ces derniers présentent des compositions en éléments majeurs et en titane (i.e. HFSE) et des trends d'évolutions intermédiaires entre ceux de la série tholéiitique et ceux de la série déprimée *(fig.7.12)*. Cette absence de dichotomie chimique dans la section crustale profonde suggère que les magmas parents à l'origine de ces deux séries filoniennes se sont mélangés dans la (les) chambre(s) magmatique(s) pour former les magmas hybrides parents des cumulats crustaux *(fig.7.13)*.

Les études sur les filons mantelliques montrent qu'une grande variabilité chimique existe au sein de ces cumulats. Leurs compositions sont principalement concentrées dans les deux séries décrites précédemment mais pas uniquement puisque certains filons présentent des compositions intermédiaires (*Thèse de Marie Python, 2002 ; Benoit, comm. perso.)*. De ce fait, il est possible que des processus d'hybridation entre le magma N-MORB et le magma déprimé aient également lieu dans le manteau et conduisent à la formation de magmas « mantelliques » hybrides. Dans ce cas, ces derniers alimenteraient également la chambre magmatique et se mélangeraient avec les deux magmas parents (i.e. N-MORB et "high-Ca

boninite") pour former les magmas hybrides à l'origine des cumulats crustaux *(fig.7.13)*. Du fait de la présence de filons N-MORB et de filons déprimés contemporains dans la section mantellique, il est en effet difficile de ne pas envisager des processus d'hybridation entre ces deux magmas dans le manteau. Néanmoins, la faible proportion de filons de composition intermédiaire et la dichotomie chimique relativement bien marquée entre les deux séries filoniennes *(fig.7.12)* suggèrent que de tels processus sont relativement rares et/ou locaux dans la section mantellique de l'ophiolite d'Oman.

La séquence de cristallisation à basse pression d'un magma tholéiitique sec de type N-MORB est Ol – Plg – Cpx *(cf. paragraphe V)* tandis que celle d'un magma boninitique/ andésitique est Ol – Px – Plg *(e.g. Dobson et al., 2006)*. De ce fait, les différentes séquences de cristallisation à l'origine des cumulats gabbroïques, ultrabasiques et à Opx précoce peuvent aisément s'expliquer par les proportions variables de chaque pôle dans les magmas hybrides. Un magma hybride « plus tholéiitique » conduira à la cristallisation précoce de Plg et un magma « plus boninitique » à celle du Cpx et/ou de l'Opx. Dans ce cas, l'hydratation des magmas (dans des proportions excédant les teneurs en eau classiques de ces magmas, i.e. de l'ordre de 0,1 - 0,5 % pour les MORB *(Moore, 1970 ; Dixon et al., 1988)* et de 2 – 3 % pour les boninites *(Dobson et al., 1995)*) n'est, *a priori*, pas nécessaire pour expliquer la formation des cumulats wehrlitiques dans la séquence crustale *(cf. paragraphe V)*. Cependant il est difficile de déterminer si la contribution du pôle boninitique dans les mélanges est suffisante pour inverser la séquence de cristallisation dans les magmas hybrides puisque qu'aucune étude expérimentale n'a été réalisée jusqu'à présent sur de tels systèmes hybrides *(cf. chap.8)*. De nombreux indices pétrographiques et géochimiques témoignent de l'interaction des cumulats lités avec des fluides hydratés de relativement haute température (magmatique à sub-solidus, i.e. > ~ 700°C) dans ou à proximité de la chambre magmatique *(cf. chap.1 et 4)* : présence d'amphiboles magmatiques post-cumulus, cristallisation de Cpx hydrothermaux et de Plg anorthitiques, présence de chromites riches en fer ferrique témoignant d'un milieu plus oxydant, structures d'intéraction fluides/roches de haute température, indices de recristallisation et de fusion en présence de fluides et réactions sub-solidus en présence d'eau (i.e. cristallisation de spinelles alumineux de type pléonaste, développement de couronnes à amphibole ou amphibole + pléonaste). De ce fait, la cristallisation de cumulats wehrlitiques et surtout la quasi omniprésence d'indices directs et indirects de la présence de fluides hydrothermaux de haute température dans la séquence cumulative suggèrent l'hydratation des magmas dans la chambre magmatique. Un troisième pôle, i.e. une phase fluide, doit donc être ajouté au système précédent, i.e. mélange de deux pôles magmatiques, pour expliquer l'ensemble des caractéristiques minéralogiques et chimiques des cumulats de la section crustale profonde. Dans la chambre magmatique, l'hydratation des magmas peut avoir lieu à différents moments *(fig.7.13)* : 1) avant l'hybridation : soit le magma N-MORB et le magma boninitique (voire les magmas hybrides « mantelliques ») sont tous deux hydratés soit seulement l'un des deux est hydraté, par des fluides hydrothermaux dans la chambre magmatique et se mélangent pour former les magmas hybrides, 2) après l'hybridation : les magmas hybrides issus du mélange entre un magma N-MORB et un magma boninitique tout deux « anhydres » (i.e. non affectés par des fluides) sont hydratés par des fluides hydrothermaux, 3) pendant l'hybridation, les trois pôles se mélangent au sein de la chambre magmatique pour former les magmas hybrides.

La présence de magmas d'affinité boninitique/andésitique à l'origine des cumulats de l'ophiolite d'Oman (i.e. filons mantelliques et cumulats crustaux) suggère immédiatement une genèse par fusion partielle d'un coin mantellique hydraté dans un environnement de subduction. Cependant, l'étude des filons mantelliques montre que les cumulats de la série

déprimée et ultra-déprimée n'ont pas une franche signature d'arc en éléments en traces, i.e. absence d'enrichissement en LREE et en LILE due aux fluides produits par la déshydratation du « slab », et qu'elles ont une signature isotopique (εNd) de type N-MORB *(Benoit et al., 1999 et Marie Python, soumis.)*. De plus, ces magmas boninitiques étant contemporains de l'activité de la ride océanique, ils ne peuvent pas être liés à l'initiation d'une zone de subduction lors du détachement intra-océanique comme proposé par plusieurs auteurs pour expliquer les laves d'affinité andésitique V2 affleurant au Nord de l'ophiolite *(e.g. Yamasaki et al., 2006 ; Ishikawa et al., 2002)*. La coexistence d'une source MORB et d'une source déprimée pourrait être envisagée dans un contexte d'arrière-arc océanique (i.e. ride océanique à l'arrière d'une zone de subduction). Cependant, contrairement à d'autres ophiolites, e.g. l'ophiolite de Joséphine *(Harper, 1980)* ou l'ophiolite de Trinity *(Ceuleneer et le Sueur, 2008)*, aucun indice ne suggère l'existence d'un arc volcanique dans le cas de l'ophiolite d'Oman. Les magmas boninitiques à l'origine des magmas parents des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman, ne se forment donc pas, *a priori*, dans un contexte de subduction *(voir paragraphe IX)*. Comme je l'ai dit précédemment, une étude menée sur des gabbronorites forées au niveau de la ride médio-Atlantique *(Nonnotte et al., 2005)* montre que des magmas d'affinité boninitique peuvent être produits en contexte de « pure » dorsale océanique (i.e. sans influence d'une zone de subduction). De plus, l'étude d'inclusions fluides dans des phénocristaux d'Ol dans des basaltes produits au niveau de la ride médio-Atlantique suggère l'existence de liquides riches en silice et pauvres en éléments incompatibles dans un tel contexte océanique *(Sobolev et Shimizu, 1993)*. A partir de l'étude des filons mantelliques de l'ophiolite d'Oman, le phénomène envisagé pour expliquer la formation de magmas d'affinité boninitique/andésitique en contexte de dorsale océanique est la fusion hydratée de la lithosphère formée de péridotites serpentinisées lors de la remontée des diapirs asthénosphériques (magma N-MORB) *(Benoit, 1997 ; Benoit et al., 1999 ; Clénet et al., 2009, annexe 3)*. Je reviendrai plus en détail sur la genèse de ces magmas et le contexte géodynamique de l'ophiolite d'Oman dans la suite de cette discussion *(paragraphes VII-3 et IX)*.

L'existence d'une lithosphère serpentinisée à l'origine des magmas d'affinité boninitique et l'hydratation des magmas dans la chambre nécessitent la pénétration de fluides hydrothermaux dans la chambre magmatique et dans le manteau lors de l'accrétion *(fig.7.13)*. L'étude de plusieurs failles de grande extension dans les sections crustale et mantellique ainsi qu'au niveau du Moho dans les massifs de Bahla et de Sumail montre que cette circulation hydrothermale profonde et l'interaction entre les fluides hydrothermaux et les magmas parents des cumulats peuvent, en partie, s'expliquer par l'initiation lors de l'accrétion de failles syn-magmatiques et syn-accrétions qui s'enracinent dans la (les) chambre(s) magmatique(s) et dans la lithosphère *(cf. chap.3, 4 et Abily et al., 2011, annexe 2)*. Le caractère syn-magmatique et syn-accrétion de ces failles et l'existence d'une intense circulation hydrothermale au niveau de ces dernières sont déduits des observations suivantes : intense déformation ductile de haute température dans les cumulats lités et/ou les péridotites mantelliques (mylonite, « flaser » gabbro, déformation à l'état de « mush »), intrusions granitiques et filons mantelliques contemporains de la déformation, indices de circulation de fluides hydrothermaux de haute température (e.g. diopsidite, métamorphisme dans le faciès amphibolite voire granulite) et de basse température (e.g. rodingitisation, cataclase, métamorphisme dans le faciès schiste vert, dépôt métallique de fumeurs noirs).

En conclusion, la diversité lithologique et géochimique des cumulats dans la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman résulte de processus complexes d'hybridation et d'hydratation lors de l'accrétion océanique *(fig.7.13)*. L'hybridation a lieu dans la chambre

magmatique entre un pôle tholéiitique de type N-MORB et un pôle boninitique de type “high-Ca boninite” (voire un magma « mantellique » hybride) et conduit à la formation de plusieurs magmas hybrides parents présentant des proportions variées des deux pôles magmatiques et donc des compositions légèrement différentes. L’hydratation par des fluides hydrothermaux a initialement lieu dans la lithosphère et conduit à la formation de magmas boninitiques par fusion de péridotites serpentinisées (i.e. fusion hydratée) puis dans la chambre magmatique et produit des magmas boninitiques et/ou tholéiitiques et/ou hybrides plus ou moins hydratés.

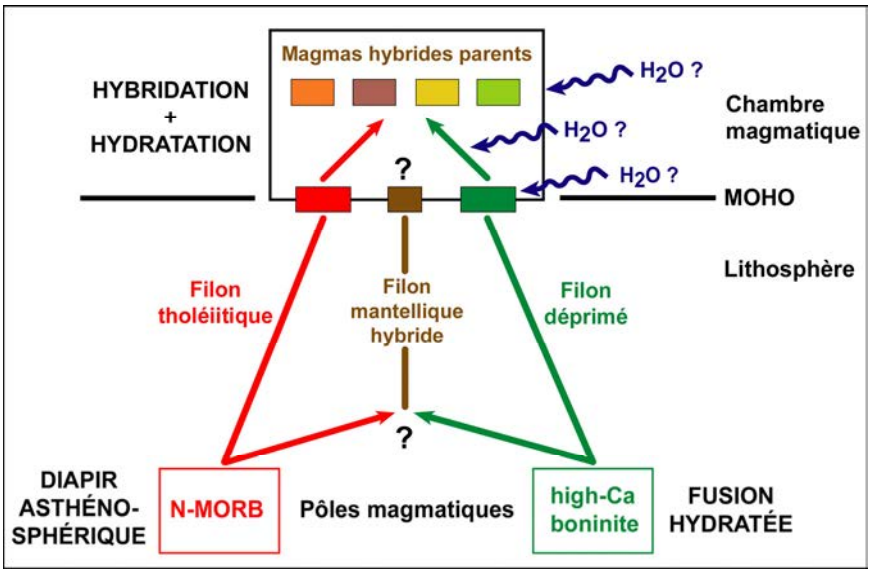


Figure 7.13 : Schéma simplifié de la base de la section crustale montrant les différents processus à l’origine de la diversité lithologique et chimique des cumulats crustaux de l’ophiolite d’Oman. Pôle N-MORB ou tholéiitique ; pôle “high-Ca boninite” ou déprimé ou boninitique.

L’étude expérimentale préliminaire que j’ai réalisée sur un système boninitique hydraté *(cf. chap.8)* montre que la cristallisation d’un magma de type “high-Ca boninite” permet la formation de wehrlite, de webstérite, de clinopyroxénite, de gabbronorite voire de lherzolite et que son hydratation favorise la formation de wehrlite et de clinopyroxénite. Cette étude confirme donc que des processus d’hybridation et d’hydratation sont à l’origine de la diversité des lithologies et de l’abondance des cumulats ultrabasiques dans la séquence cumulative. Dans l’ensemble des massifs étudiés *(cf. chapitres précédents)*, les trends d’évolutions « anormaux » en éléments majeurs et mineurs décrits par les cumulats crustaux par rapport aux trends « classiques » de cristallisation fractionnée à basse pression d’un MORB primitif sec (i.e. distribution contre-intuitive des lithologies, absence de corrélation systématique entre la lithologie et le degré de différenciation et perte de corrélation/anti-corrélation entre les éléments chimiques pour une même phase minérale), l’absence de corrélation systématique entre le degré de différenciation des cumulats et leurs concentrations en éléments en traces et en REE et, la perturbation des cycles magmatiques de remplissage/cristallisation fractionnée au sein des séquences cumulatives et/ou à l’interface entre plusieurs bancs, s’expliquent par et confirment l’existence de processus d’hybridation et d’hydratation dans la chambre magmatique, l’eau agissant sur la composition des magmas, des phases minérales et des conditions de cristallisation.

VII. Contributions des deux pôles magmatiques (N-MORB et boninite) dans la séquence crustale des différents massifs et comparaison avec la répartition des filons mantelliques

Les magmas hybrides à l’origine des cumulats crustaux de l’ensemble des massifs étudiés présentent majoritairement des compositions en éléments majeurs et traces

intermédiaires entre un pôle N-MORB et un pôle boninite *(fig.7.10, 7.11 et 7.12)*. Néanmoins, certains cumulats ont des compositions plus proches du champ de composition des magmas tholéiitiques et d'autres de celui des magmas déprimés. Dans le cas d'éléments comme les HFSE, on peut raisonnablement supposer que cette variabilité est principalement attribuable au processus d'hybridation, i.e. la contribution plus importante d'un pôle magmatique par rapport à l'autre. Le processus d'hydratation, va par contre plus fortement influencer des paramètres comme les teneurs en An des Plg et en XMg des Cpx *(cf. Feig et al., 2006 et chap.8)*. Il est intéressant de comparer la composition des cumulats crustaux entre les différents massifs afin de déterminer si cette variabilité suit une logique géographique *(fig.7.14)*.

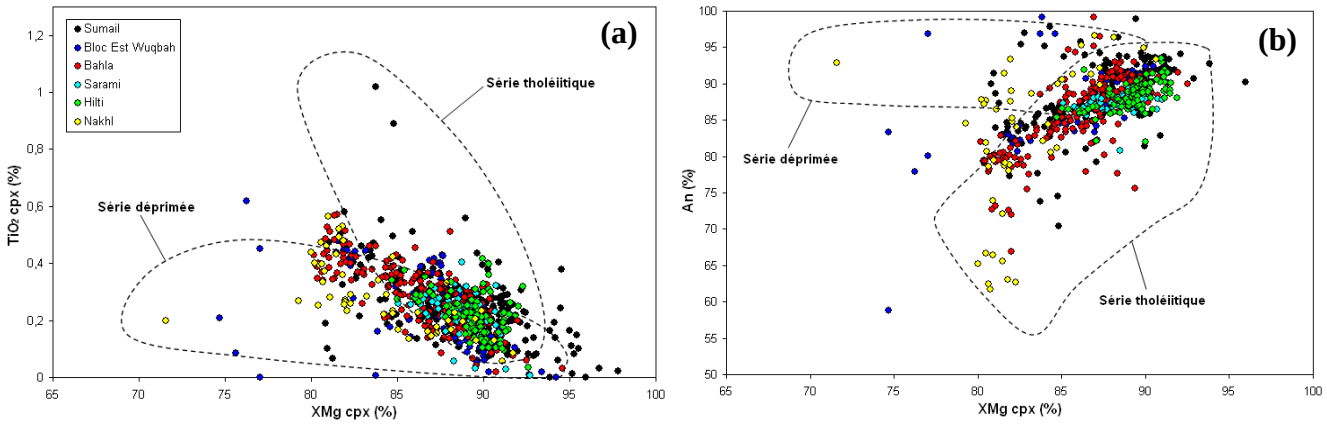


Figure 7.14 : Teneur en titane des Cpx (b) et en Anorthite (An) des Plg (c) en fonction du XMg_{cpx} dans les cumulats crustaux des différents massifs étudiés dans l'ophiolite. Les deux séries définies par les filons mantelliques sont notées pour comparaison (données d'après Python, 2002). La légende des diagrammes est donnée dans (a). Pour la position des massifs dans l'ophiolite se référer à la figure 8 dans le chapitre d'introduction.

Malgré une homogénéité d'ensemble, les trends de différenciation des cumulats de chaque massif présentent certaines spécificités. Ceux des massifs de Sarami et de Hilti (au centre Nord de l'ophiolite) sont parmi les plus tholéiitiques *(fig.7.14b-c)*. Ceux des massifs de Bahla et du bloc Est de Wuqbah (au front de la nappe) sont intermédiaires entre les séries déprimée et tholéiitique *(fig.7.14b-c)*. Dans ces derniers massifs, quelques échantillons se situent préférentiellement dans le champ de composition de la série déprimée ou tholéiitique. Ces échantillons peuvent refléter une contribution plus importante d'un des pôles (magmatique et/ou fluide) mais également la cristallisation d'oxydes ferro-titanés et/ou un degré plus important d'altération des cumulats (c'est le cas notamment de certains échantillons montrant des Cpx pauvres en titane et des Plg riches en An dans le bloc Est du massif de Wuqbah, *cf. chap.2*).

Dans les massifs de Sumail et de Nakhl (au Sud de l'ophiolite), les cumulats décrivent plusieurs trends de différenciation *(fig.7.14b-c)*. Dans Sumail, la plupart des échantillons sont regroupés entre les deux séries définies par les filons mantelliques. Cependant, dans le détail, certains secteurs du massif sont plus franchement tholéiitiques et d'autres boninitiques. Dans Nakhl, certains cumulats suivent le trend boninitique tandis que d'autres ont des compositions intermédiaires voire tholéiitiques. Ces observations suggèrent une faible contribution du pôle boninitique dans les magmas parents hybrides des cumulats crustaux des massifs de Hilti et de Sarami contrairement à ceux des massifs de Nakhl et de Sumail.

Il est cependant difficile, en prenant en compte l'ensemble des échantillons, de bien contraindre la contribution des deux pôles magmatiques dans chacun des massifs puisque les cumulats crustaux ont des compositions relativement homogènes entre les différents massifs

et, qu'au sein d'un même massif, pour un même degré de différenciation (i.e. XMg_{cpx}), les cumulats montrent des variations de composition parfois très importantes *(fig.7.14b-c)*. Mises à part certaines variations attribuables à la cristallisation de certaines phases minérales et/ou à l'altération *(cf. Bloc Est de Wuqbah)*, ces variations suggèrent des hétérogénéités de composition dues à la contribution variable des deux pôles magmatiques voire du pôle fluide dans les magmas hybrides au sein de la séquence cumulative d'un même massif.

Dans la suite de ce chapitre, je vais étudier les variations de composition des cumulats au sein de certains massifs montrant une grande diversité de trends de différenciation (Hilti, Sumail et Nakhl). Dans les massifs de Sumail et de Nakhl, on a la chance de pouvoir interpréter cette diversité dans un cadre paléo-tectonique *(cf. chap.4 et 6)*. Je vais donc, dans ces massifs, déterminer si une corrélation existe entre le positionnement des coupes par rapport à l'ancienne dorsale et la contribution des pôles magmatiques. J'extrapolerai ensuite ces résultats à l'échelle de l'ophiolite.

VII.1. Variation et répartition des compositions dans les massifs de Hilti et de Nakhl

Au sein du massif de Hilti, les Cpx des cumulats crustaux décrivent trois trends d'évolution distincts *(cf. chap.5)* : un trend principal marqué par une augmentation de la teneur en titane avec une décroissance du XMg_{cpx} (i.e. trend de cristallisation fractionnée) et deux trends secondaires caractérisés par l'augmentation conjointe des teneurs en TiO_2 et en XMg_{cpx} *(fig.7.15a)*. Dans le diagramme An vs. XMg_{cpx}, le trend principal est bien marqué par la diminution conjointe des teneurs en An et en XMg_{cpx} mais les deux autres trends sont moins bien définis *(fig.7.15b)*. Ils sont globalement caractérisés par une légère diminution des teneurs en An et une faible augmentation du XMg_{cpx}. Le trend principal présente des compositions intermédiaires entre la série tholéiitique et la série déprimée avec un décalage préférentiel vers le domaine tholéiitique *(fig.7.15a-b)*. Les magmas hybrides parents des cumulats crustaux décrivant ce trend ont donc des proportions globalement équivalentes des deux pôles magmatiques, N-MORB et boninite, avec cependant une large prédominance du pôle tholéiitique. Dans le diagramme TiO_2 vs. XMg_{cpx} *(fig.7.15a)*, les deux trends secondaires pourraient s'expliquer par le décalage de la composition des cumulats vers des XMg plus élevés par rapport au trend principal du fait de l'augmentation de la teneur en eau dans leurs magmas hybrides parents *(cf. Feig et al., 2006)*. Cependant, dans ces cumulats, la diminution de la teneur en An dans les Plg par rapport au trend principal est en désaccord avec cette hypothèse puisque l'eau entraîne, au contraire, une augmentation de la teneur en An. Ces trends secondaires ne peuvent pas non plus être attribuables à une proportion plus importante du pôle tholéiitique dans les magmas hybrides parents de ces cumulats par rapport à ceux du trend principal puisque qu'ils sont très différents d'un trend tholéiitique *(fig.7.15a-b)*. Par contre, l'effet conjoint de ces deux processus pourrait expliquer ces deux trends secondaires : la contribution plus importante du pôle N-MORB dans les magmas hybrides conduirait à la formation de trends tholéiitiques (i.e. plus riche en titane et plus pauvre en An) et l'hydratation de ces magmas plus tholéiitiques entraînerait un décalage des compositions vers des XMg et des An plus élevés. On note que les échantillons de ce massif n'ont été récoltés que dans une seule coupe (wadi Hilti) indiquant que des variations dans la contribution des deux pôles magmatiques peuvent exister au sein d'une même séquence cumulative continue. La prédominance du pôle N-MORB dans les magmas hybrides parents des cumulats de ce massif est en accord avec la répartition des filons mantelliques dans l'ophiolite *(cf. fig.7.20b)*. En effet, dans la section mantellique de ce massif les filons sont majoritairement des troctolites et des gabbros à Ol, lithologies caractérisant la série tholéiitique.

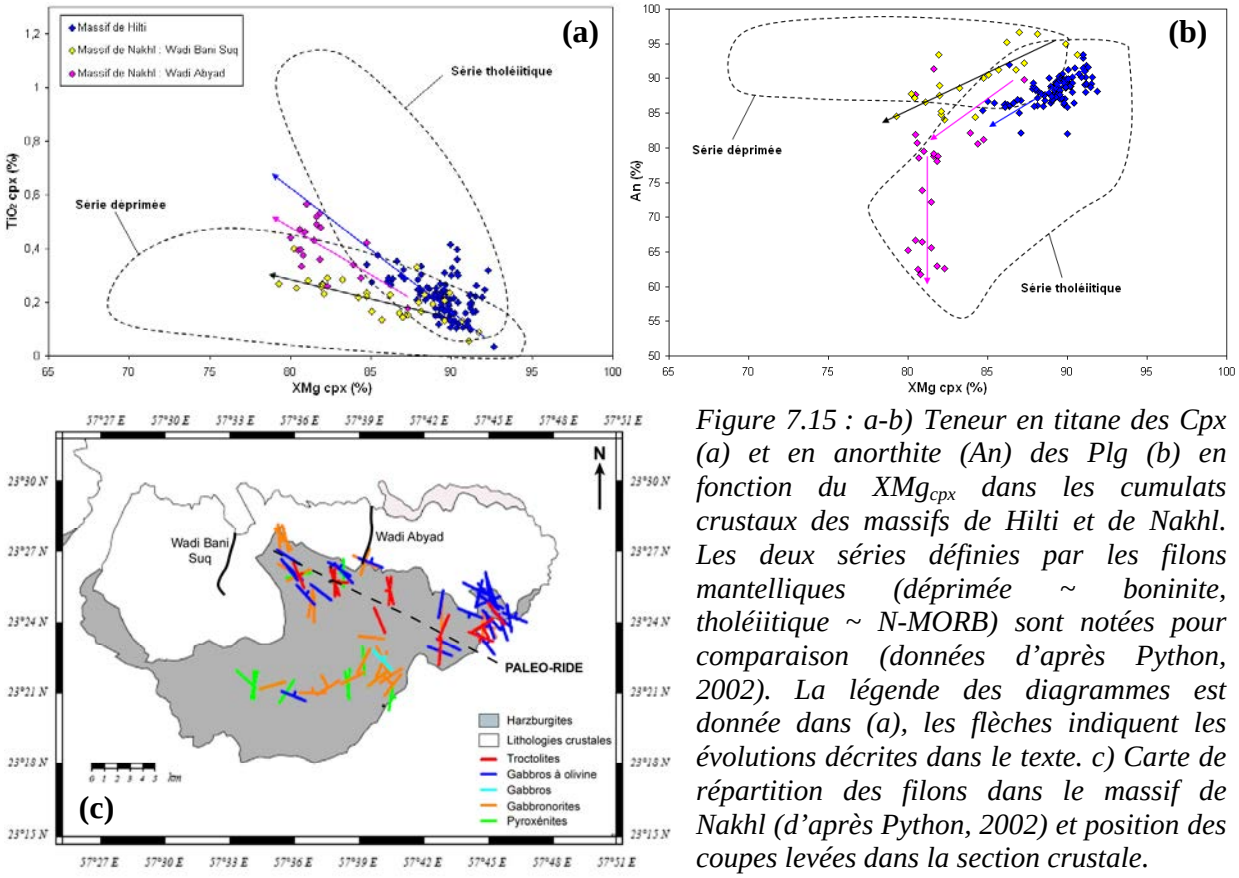


Figure 7.15 : a-b) Teneur en titane des Cpx (a) et en anorthite (An) des Plg (b) en fonction du XMg_{cpx} dans les cumulats crustaux des massifs de Hilti et de Nakhl. Les deux séries définies par les filons mantelliques (déprimée ~ boninite, tholéiitique ~ N-MORB) sont notées pour comparaison (données d'après Python, 2002). La légende des diagrammes est donnée dans (a), les flèches indiquent les évolutions décrites dans le texte. c) Carte de répartition des filons dans le massif de Nakhl (d'après Python, 2002) et position des coupes levées dans la section crustale.

Au sein du massif de Nakhl, les deux trends d'évolution décrits par les cumulats crustaux correspondent aux deux coupes levées, le wadi Abyad et le wadi Bani Suq, qui ont des positions paléo-tectoniques distinctes dans ce massif *(fig.7.15 et chap.6)*. Dans le diagramme TiO_2 vs. XMg_{cpx}, les cumulats du wadi Bani Suq décrivent clairement un trend de type boninitique, i.e. diminution du XMg_{cpx} pour de faibles teneurs en TiO_2, et sont regroupés dans la partie supérieure du domaine déprimé défini par les filons mantelliques *(fig.7.15a)*. Ceux du wadi Abyad décrivent, par contre, un trend intermédiaire entre la série déprimée et la série tholéiitique mais leurs compositions sont préférentiellement décalées vers le domaine des filons déprimés *(fig.7.15a)*. On remarque une nette différence entre le trend principal du massif de Hilti qui montre une contribution plus importante du pôle tholéiitique et celui du wadi Abyad qui montre une plus grande influence du pôle déprimé. Dans le diagramme An vs. XMg_{cpx} *(fig.7.15b)*, la plupart des cumulats du wadi Bani Suq sont situés dans le domaine des boninites et décrivent un trend déprimé, très différent d'un trend tholéiitique. Ce trend est cependant marqué par une diminution relativement importante de la teneur en An des Plg au cours de la différenciation (i.e. décroissance du XMg_{cpx}) et n'est donc pas équivalent à celui défini par les filons déprimés. Dans ce même diagramme, les cumulats du wadi Abyad sont essentiellement regroupés dans le domaine tholéiitique mais décrivent deux trends distincts *(fig.7.15b)*. Le premier, marqué par la diminution conjointe du XMg_{cpx} et de la teneur en An du Plg, correspond à un trend de cristallisation fractionnée. Les cumulats décrivant ce trend ont des compositions intermédiaires entre les filons mantelliques de la série déprimée et ceux de la série tholéiitique et se situent dans la partie supérieure du domaine N-MORB. Le second trend est caractérisé par une importante diminution de la teneur en anorthite du Plg (de An80 à An60) pour un XMg_{cpx} constant. Les cumulats décrivant cette seconde évolution présentent généralement des Cpx relativement pauvres en titane. L'origine de cette seconde évolution est difficile à expliquer ; elle ne résulte ni d'une augmentation de la teneur en eau dans les

magmas hybrides parents des cumulats puisque la teneur en An diminue, ni d'une contribution plus importante du pôle tholéiitique dans les magmas hybrides puisque cette évolution n'affecte pas ou peu la teneur en titane des Cpx, ni d'un effet conjoint de ces deux processus. On note que ce type d'évolution est également décrit par certains cumulats du massif de Bahla *(fig.7.14b et chap.3)*.

En conclusion, dans le massif de Nakhl, les magmas hybrides parents des cumulats du wadi Bani Suq ont une plus forte proportion du pôle déprimé que ceux des cumulats du wadi Abyad. De plus, les cumulats de ces deux coupes ont des magmas hybrides parents plus boninitiques que ceux des cumulats crustaux du massif de Hilti. On remarque que la coupe montrant une plus grande contribution du pôle tholéiitique (i.e. Wadi Abyad) est essentiellement constituée de gabbros à Ol et à Opx tardif tandis que celle montrant une plus grande contribution du pôle boninitique (i.e. Wadi Bani Suq) est principalement formée de gabbros à Ol et à Opx tardif et de gabbronorites (± cumulats ultramafiques). Une corrélation existe donc entre la contribution des pôles magmatiques et les lithologies observées dans la section crustale, ce qui nous conforte dans l'idée que le phénomène d'hybridation joue un rôle essentiel dans la construction de la croûte omanaise.

Cette répartition des lithologies crustales dans le massif de Nakhl est en parfait accord avec celle des filons mantelliques *(fig.7.15c)*. En effet, dans la section mantellique du wadi Abyad ces filons sont majoritairement des troctolites et des gabbros à Ol, lithologies caractérisant la série tholéiitique tandis que, dans le prolongement de la coupe du wadi Bani Suq, ces filons sont essentiellement des gabbronorites et des pyroxénites, lithologies caractérisant la série déprimée *(fig.7.15c)*. On note aussi que la séquence cumulative présentant une signature plus tholéiitique (i.e. wadi Abyad) est plus proche de la paléo-ride (définie par la répartition des filons mantelliques) que celle montrant une signature plus déprimée. Je reviendrai plus en détail sur cette observation dans la suite de la discussion *(paragraphe VII.3)*.

VII.2. Variation et répartition des compositions dans le massif de Sumail

Le massif de Sumail se distingue des autres massifs de l'ophiolite par la présence avérée d'un diapir asthénosphérique fossile centré sur la région de Maqsad et mis en évidence par l'étude des structures dans les péridotites mantelliques et l'étude des filons mantelliques *(cf. introduction et chap.4)*. Ce diapir est allongé parallèlement à la direction de la paléo-ride médio-océanique (~ N125). Dans ce massif, j'ai réalisé plusieurs coupes à différentes distances du diapir de Maqsad et donc de la paléo-ride océanique *(fig.7.16d)*. Ces différentes coupes présentent des trends d'évolution distincts *(cf. chap.4 et fig.7.16a-b)*. Je vais comparer ces trends avec les séries définies par les filons mantelliques puis déterminer si des corrélations existent entre la contribution des pôles magmatiques dans les cumulats, la répartition des filons mantelliques et la distance des coupes à la paléo-ride.

La coupe de Tuff est située dans l'axe de la paléo-ride, à l'aplomb du diapir de Maqsad (*fig.7.16*). Les cumulats de cette coupe décrivent des trends de différenciation tholéiitiques caractérisés par une forte augmentation de la teneur en titane dans les Cpx et une importante diminution de la teneur en anorthite dans les Plg associées à une décroissance du XMg_{cpx} (trends avec de fortes pentes) *(fig.7.16a-b)*. La forte contribution du pôle N-MORB dans les magmas hybrides parents de ces cumulats est confirmée par les concentrations plus élevées en REE de leurs Cpx (en particulier en MREE et HREE) par rapport à celles des Cpx des autres coupes *(fig.7.16c)*.

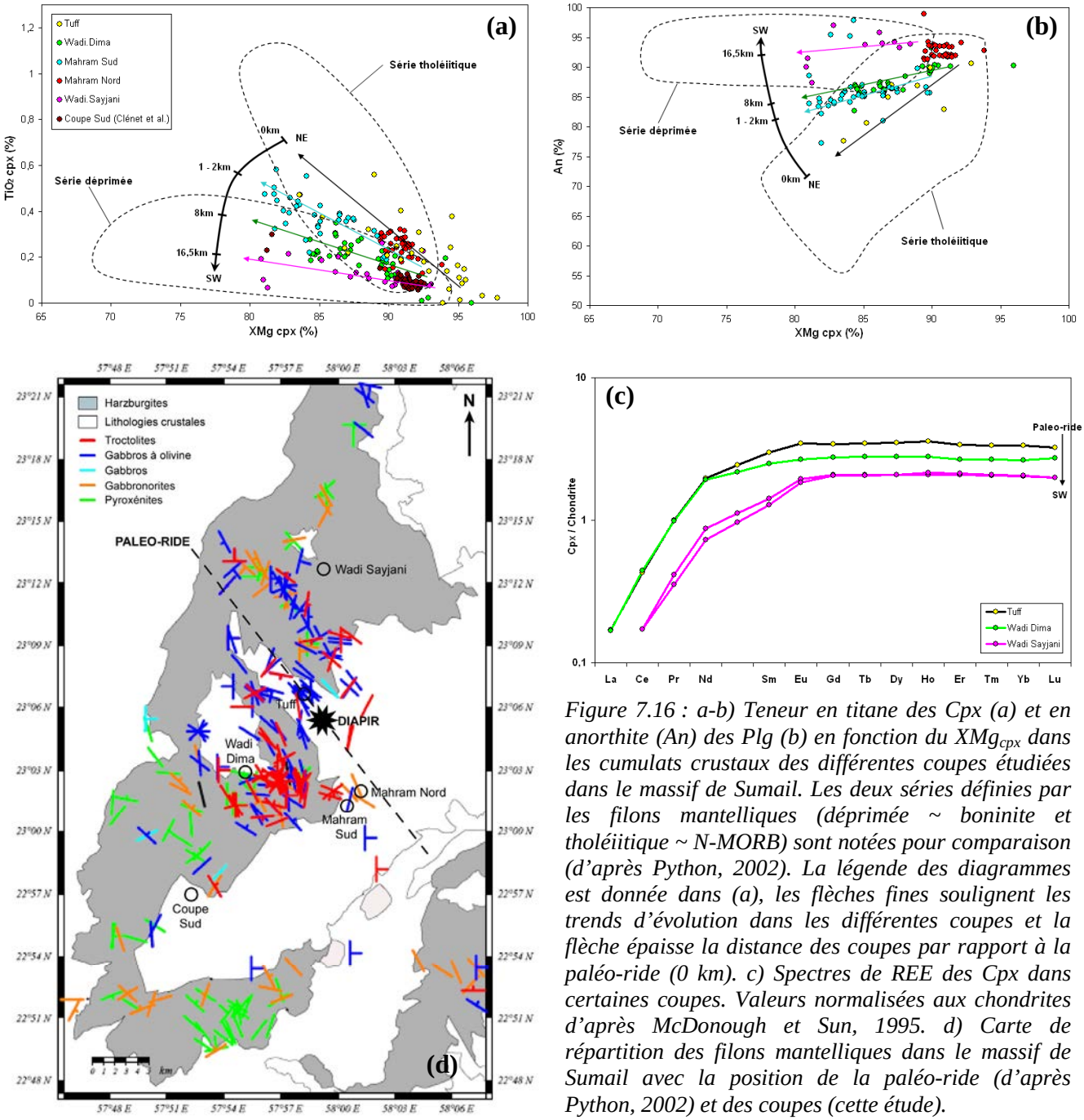


Figure 7.16 : a-b) Teneur en titane des Cpx (a) et en anorthite (An) des Plg (b) en fonction du XMg_{cpx} dans les cumulats crustaux des différentes coupes étudiées dans le massif de Sumail. Les deux séries définies par les filons mantelliques (déprimée ~ boninite et tholéiitique ~ N-MORB) sont notées pour comparaison (d'après Python, 2002). La légende des diagrammes est donnée dans (a), les flèches fines soulignent les trends d'évolution dans les différentes coupes et la flèche épaisse la distance des coupes par rapport à la paléo-ride (0 km). c) Spectres de REE des Cpx dans certaines coupes. Valeurs normalisées aux chondrites d'après McDonough et Sun, 1995. d) Carte de répartition des filons mantelliques dans le massif de Sumail avec la position de la paléo-ride (d'après Python, 2002) et des coupes (cette étude).

Les coupes de Mahram Nord et Sud ont été levées à 1 – 2 km au Sud-Ouest de la paléo-ride *(fig.7.16d)*. Dans le diagramme TiO_2 vs. XMg_{cpx}, les cumulats de ces deux coupes décrivent un trend intermédiaire entre la série tholéiitique et la série déprimée *(fig.7.16a)*. Ce trend reste cependant caractérisé par une augmentation relativement importante de la teneur en titane dans les Cpx associée à une décroissance du XMg_{cpx} à l'instar de la série tholéiitique (i.e. trend avec une pente relativement forte). Les magmas hybrides à l'origine de ces cumulats sont donc issus du mélange des deux pôles magmatiques dans des proportions globalement équivalentes avec cependant une prédominance du pôle N-MORB (si l'on suppose que la teneur en titane dépend linéairement des proportions dans lesquelles les deux magmas se mélangent). Dans le diagramme An vs. XMg_{cpx}, les cumulats crustaux de la coupe de Mahram Sud décrivent également un trend intermédiaire entre les deux domaines définis par les filons mantelliques et décalé vers la série tholéiitique *(fig.7.16b)*. Cependant, on

remarque que certains échantillons de cette coupe se situent dans la série déprimée et que l'ensemble des cumulats de la coupe de Mahram Nord est décalé vers de fortes teneurs d'An par rapport au trend décrit par les cumulats de la coupe de Mahram Sud *(fig.7.16b)*. L'augmentation des teneurs en anorthite dans ces cumulats est probablement liée à l'hydratation de leurs magmas hybrides parents. Cette hypothèse est confirmée par le décalage des XMg_{cpx} des cumulats de Mahram Nord vers de plus fortes valeurs par rapport à ceux de la coupe de Mahram Sud *(fig.7.16a-b)* et, par les études de terrain et pétrographique réalisées sur ces cumulats *(cf. chap.4)*.

La coupe du wadi Dima a été levée à environ 8 km au Sud-Ouest de la paléo-ride océanique *(fig.7.16d)*. Comme les cumulats crustaux de Mahram Sud, ceux du wadi Dima décrivent des trends intermédiaires entre la série N-MORB et la série boninitique *(fig.7.16a-b)*. Ils sont, par contre, légèrement à fortement décalés vers la série déprimée (i.e. trends avec des pentes relativement faibles). Les magmas hybrides à l'origine des cumulats de cette coupe ont donc des proportions globalement équivalentes du pôle N-MORB et du pôle boninite avec cependant une contribution plus importante de ce dernier. Le mélange de ces deux pôles en proportion équivalente dans les magmas hybrides parents de ces cumulats est confirmé par les concentrations en REE de leurs Cpx (en particulier en MREE et HREE) qui sont intermédiaires entre celles des Cpx des coupes de Tuff et du wadi Sayjani *(fig.7.16c)*.

La coupe du wadi Sayjani est située à environ 8 km au Nord-Est de la paléo-ride et la coupe Sud à environ 16,5 km au Sud-Ouest de cette dernière *(Clénet et al., 2010, annexe 3 et fig.7.16d)*. Ces coupes sont lithologiquement très semblables, i.e. essentiellement formées de cumulats riches en Cpx, à la seule différence que la séquence du wadi Sayjani présente des lithologies gabbronoritiques ainsi que des Plg et de l'Opx dans ses cumulats péridotitiques et pyroxénitiques *(cf. chap.4)*. Chimiquement ces coupes sont également très semblables et leurs cumulats sont regroupés dans la série déprimée définie par les filons mantelliques *(fig.7.16a-b)*. Ces cumulats crustaux décrivent des trends d'évolution boninitiques marqués par une très faible augmentation de la teneur en titane dans les Cpx et une très faible diminution de la teneur en anorthite dans le Plg associées à une décroissance du XMg_{cpx} (trends avec de très faibles pentes). Dans le diagramme TiO_2 vs. XMg_{cpx}, les cumulats de la coupe Sud décrivent un trend légèrement moins déprimé en éléments incompatibles que celui du wadi Sayjani *(fig.7.16a)*. La plus forte contribution du pôle boninite dans les magmas hybrides parents de ces cumulats (du moins ceux du wadi Sayjani) est confirmée par les plus faibles concentrations en REE de leurs Cpx par rapport à celles des Cpx des autres coupes *(fig.7.16c)*.

En conclusion, dans le massif de Sumail, en se rapprochant de la paléo-ride, les magmas hybrides parents des cumulats crustaux sont de plus en plus tholéiitiques *(fig.7.16a-b)*. Le caractère progressif de cette évolution est bien établi vers le Sud-Ouest *(fig.7.15)*. On peut supposer qu'une évolution symétrique existe vers le Nord-Est. Ce résultat indique qu'une corrélation existe entre les processus profonds (« maturation » d'un diapir mantellique) sous la ride et l'alimentation magmatique, en l'occurrence la contribution relative des pôles magmatiques aux caractéristiques très contrastées dans la constitution de magmas hybrides. En marge de cette observation fondamentale, on constate que l'accrétion à partir du diapir de Maqsad fut asymétrique puisque la coupe Sud située à 16,5 km au Sud-Ouest de la paléo-ride présente les mêmes caractéristiques chimiques que celle du wadi Sayjani localisée à 8 km au Nord-Est de cette dernière *(fig.7.16a-d)*.

Comme dans le massif de Nakhl, la répartition de la composition des cumulats crustaux dans le massif de Sumail est parfaitement corrélée à celle des filons mantelliques ce

qui indique que les magmas qui ont contribué à la constitution des filons sont bien les mêmes que ceux qui ont réussi à atteindre la chambre magmatique. En effet, les troctolites et les gabbros à Ol (série tholéiitique) sont prédominants à l'aplomb de la ride au niveau de la coupe de Tuff tandis que les péridotites/pyroxénites (série déprimée) deviennent de plus en plus abondantes en s'éloignant de la ride et sont prédominants au Sud-Ouest (~ au niveau de la Coupe Sud) et au Nord-Est (~ au niveau du wadi Sayjani) de cette dernière *(fig.7.16d)*. L'accrétion asymétrique au niveau de la paléo-ride, déterminée à partir de la composition des cumulats crustaux, est confirmée par la distribution asymétrique des filons mantelliques de part et d'autre de la paléo-ride dans ce massif *(fig.7.16d)*.

Enfin, comme pour le massif de Nakhl, il existe une corrélation entre la contribution des pôles magmatiques dans les magmas hybrides parents des cumulats et les lithologies observées dans les séquences cumulatives *(cf. chap.4)*. En effet, à l'exception de la coupe de Tuff qui correspond à la zone de transition dunitique au-dessus du diapir, les coupes de Mahram présentant une contribution plus importante du pôle tholéiitique sont majoritairement constituées de cumulats gabbroïques (± cumulats ultrabasiques), la coupe de wadi Dima montrant des proportions globalement équivalentes des deux pôles magmatiques avec une contribution plus importante du pôle déprimé est formée d'une alternance de cumulats gabbroïques et de cumulats ultrabasiques avec cependant une prédominance de ces derniers et, la coupe Sud et la coupe de Sayjani qui présentent une contribution plus importante du pôle boninitique sont presque exclusivement constituées de cumulats péridotitiques/ pyroxénitiques.

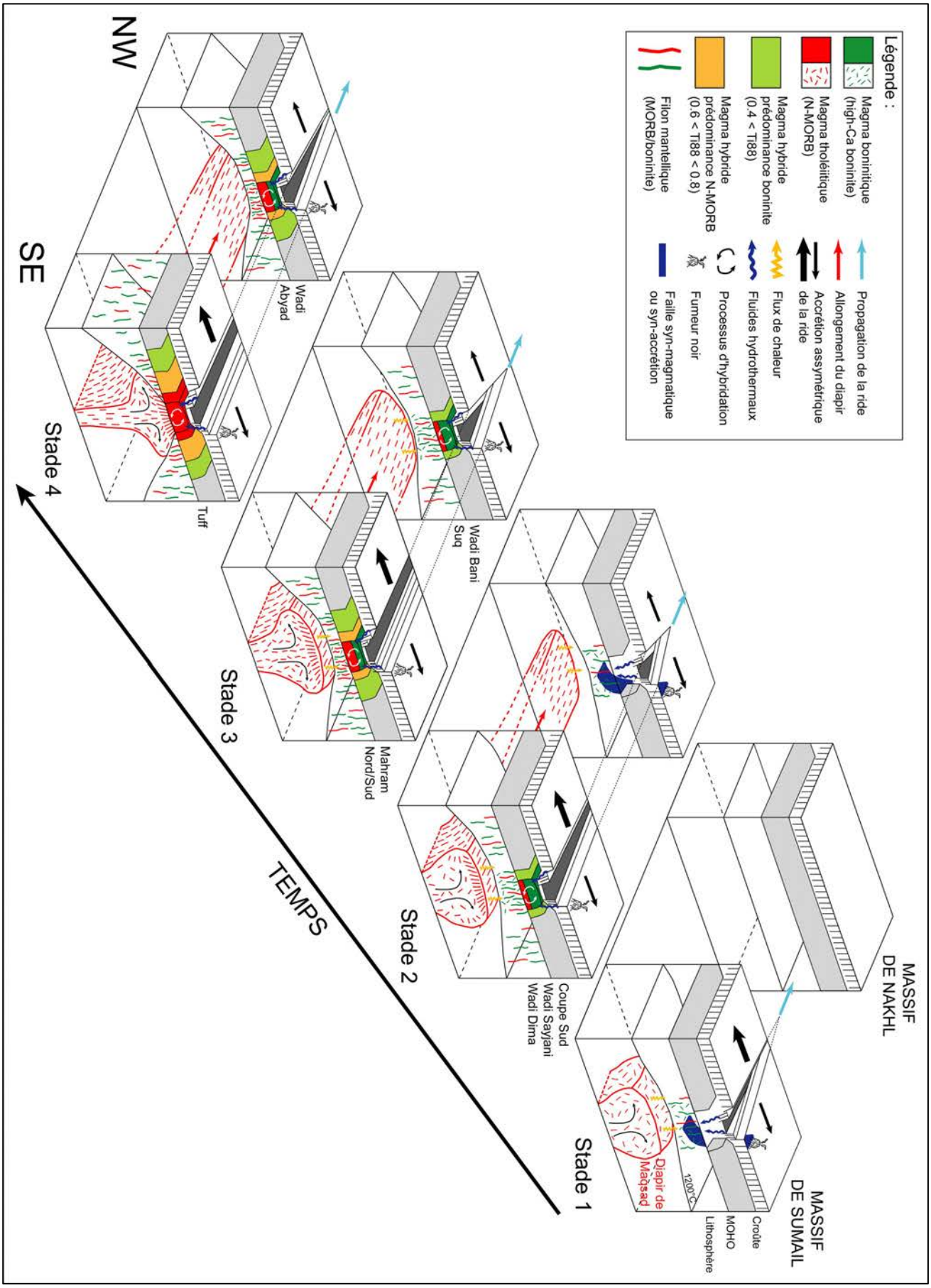
VII.3. Origine de la répartition des compositions des cumulats crustaux dans les massifs de Sumail, de Nakhl et de Hilti

Dans le massif de Sumail, la répartition de la composition des cumulats crustaux par rapport à la paléo-ride reflète la plus forte contribution de pôle tholéiitique à l'aplomb de la paléo-ride et du pôle boninitique loin de cette dernière. Ceci est en accord avec l'hypothèse émise par Benoit *(1997)* pour expliquer la répartition des filons mantelliques dans la zone de Maqsad *(cf. paragraphe VI)*. La distribution de la composition des cumulats crustaux et des filons mantelliques dans ce massif peut donc s'expliquer comme suit *(fig.7.16 et 7.17)* :

Après une période de faible alimentation de la chambre magmatique (épisode dit « amagmatique »), un diapir asthénosphérique imprégné de magmas tholéiitiques (le diapir de Maqsad) atteint la base de la lithosphère, à l'aplomb de la ride (Stade 1, *fig.7.17*). Cette lithosphère, formée de péridotites résiduelles (i.e. appauvries), est fortement serpentinisée du fait d'une intense activité hydrothermale. Cette circulation hydrothermale est soit distribuée le long de failles héritées de l'intense fracturation de la croûte lors de la période amagmatique, soit focalisée le long de grandes failles syn-magmatiques ou syn-accrétions s'enracinant dans le manteau lors de l'accrétion *(cf. paragraphe VI)*. La remontée du diapir asthénosphérique (~ 1300°C) entraîne la fusion hydratée de cette lithosphère, l'eau abaissant la température de fusion des péridotites, et conduit à la formation de magmas d'affinité boninitique. Ces magmas déprimés en éléments incompatibles et riches en silice et en magnésium cristallisent initialement sous forme de filons pegmatitiques de gabbronorites et de pyroxénites dans le manteau du fait des faibles températures et de la forte pression d'eau existant dans cet environnement lithosphérique. Au cours de cet épisode, une fraction mineure de magmas tholéiitiques issus du diapir s'injecte dans la lithosphère et forme également quelques filons de troctolites et de gabbros à Ol. La remontée progressive du diapir entraîne l'augmentation graduelle de la température dans la lithosphère et conduit à la formation d'une chambre magmatique au niveau du Moho, qui est alimentée via des chenaux mantelliques par les deux

magmas parents : les magmas boninitiques issus de la fusion hydratée de la lithosphère et les magmas tholéiitiques provenant du diapir (Stade 2). Dans un premier temps, les magmas boninitiques sont prédominants ce qui conduit à la formation de cumulats crustaux à signature déprimée comme ceux observés au niveau de la coupe Sud et de la coupe du wadi Sayjani (Stade 2). Au fur et à mesure de l'accrétion et de l'alimentation de la chambre par le diapir, les magmas de type N-MORB deviennent progressivement dominants et conduisent à la formation de cumulats à signature intermédiaire comme ceux observés au niveau des coupes de wadi Dima et de Mahram (Nord et Sud) (Stade 2 - 3). Dans le stade final, celui actuellement fossilisé au niveau de la paléo-ride de l'ophiolite, les magmas tholéiitiques sont prédominants dans la chambre conduisant à la formation de cumulats crustaux montrant une forte contribution du pôle tholéiitique (Stade 4). Au cours de l'accrétion, de grandes failles syn-magmatiques s'enracinent dans la chambre permettant la pénétration de fluides hydrothermaux en profondeur et entraînant l'hydratation des magmas hybrides dans cette dernière.

Figure 7.17 (ci-après) : Modèle d'accrétion et de propagation de la ride dans la région de Sumail–Nakhl, permettant d'expliquer la distribution des filons et la construction de la séquence cumulative dans cette zone. Dans les stades 2 à 4, les fumeurs noirs et les fluides hydrothermaux (flèches bleues) soulignent la pénétration de fluides hydrothermaux de haute température dans ou à proximité de la chambre magmatique, préférentiellement le long de grandes failles syn-magmatiques ou syn-accrétions ; ces dernières n'ont pas été illustrées comme dans les stades 1 et 2 pour une meilleur lisibilité.


Légende :
Magma boninitique (high-Ca boninite)
Magma tholéiitique (N-MORB)
Magma hybride prédominance boninite (0.4 < Ti88)
Magma hybride prédominance N-MORB (0.6 < Ti88 < 0.8)
Filon mantellique (MORB/boninite)
Propagation de la ride
Allongement du diapir
Accrétion assymétrique de la ride
Flux de chaleur
Fluides hydrothermaux
Processus d'hybridation
Fumeur noir
Faille syn-magmatique ou syn-accrétion
NW
SE
TEMPS
Stade 1
Stade 2
Stade 3
Stade 4
MASSIF DE NAKHL
MASSIF DE SUMAIL
Diapir de Maqsad
1200°C
Croûte
MOHO
Lithosphère
Coupe Sud Wadi Sayjani Wadi Dima
Mahram Nord/Sud
Wadi Bani Suq
Wadi Abyad
Tuff

La répartition des filons dans la section mantellique à l'échelle de l'ophiolite a mis en évidence que la zone à troctolites et gabbros à Ol (série tholéiitique) centrée sur la région de Maqsad dans le massif de Sumail se prolonge au Sud-Est et au Nord-Ouest vers les massifs de Samad et de Nakhl respectivement *(cf. Python, 2002 et fig.7.18a)*. La distribution de ces filons, i.e. abondance des filons troctolitiques au cœur du diapir et diminution de ces derniers vers le Sud-Est et le Nord-Ouest *(fig.7.18a)*, suggère la présence d'un seul diapir asthénosphérique allongé parallèlement à l'axe de la ride (N125) et plus vigoureux dans sa partie centrale (Maqsad) que dans ces parties distales (Samad et Nakhl) *(Python et Ceuleneer, 2003 ; cf. fig.7.17)*.

Mes observations sur la section crustale profonde du massif de Nakhl sont en accord avec cette hypothèse. En effet, comme dans le massif de Sumail, les cumulats crustaux montrant la plus forte contribution du pôle tholéiitique sont proches de la paléo-ride (i.e. wadi Abyad) et ceux présentant une signature plus déprimée sont en position hors-axe (wadi Bani Suq) *(cf. paragraphe VII-1 et fig.7.18b)* ce qui suggère, au vu de l'étude du massif de Sumail, l'influence d'une remontée asthénosphérique dans cette zone. En comparant la composition des cumulats crustaux du massif de Sumail et de celui de Nakhl, on constate que les cumulats du wadi Bani Suq se rapprochent de ceux présentant les signatures les plus déprimées (coupes Sud et wadi Sayjani) tandis que les cumulats du wadi Abyad ont des compositions intermédiaires entre ceux présentant une prédominance du pôle boninitique (wadi Dima) et ceux montrant une prédominance du pôle tholéiitique (Mahram Sud) *(fig.7.17 et 7.18b)*. La contribution moins importante du pôle tholéiitique au niveau de la paléo-ride (i.e. wadi Abyad) dans le massif de Nakhl suggère que seuls les premiers stades d'accrétion ont été fossilisés dans ce dernier puisque le dernier stade (Stade 4 du massif de Sumail, *fig.7.17*), i.e. alimentation de la chambre par des magmas essentiellement tholéiitiques, n'est ni enregistré par les cumulats crustaux, ni par les filons mantelliques. Ces observations confirment la propagation de la paléo-ride vers le Nord-Ouest *(fig.7.17)*.

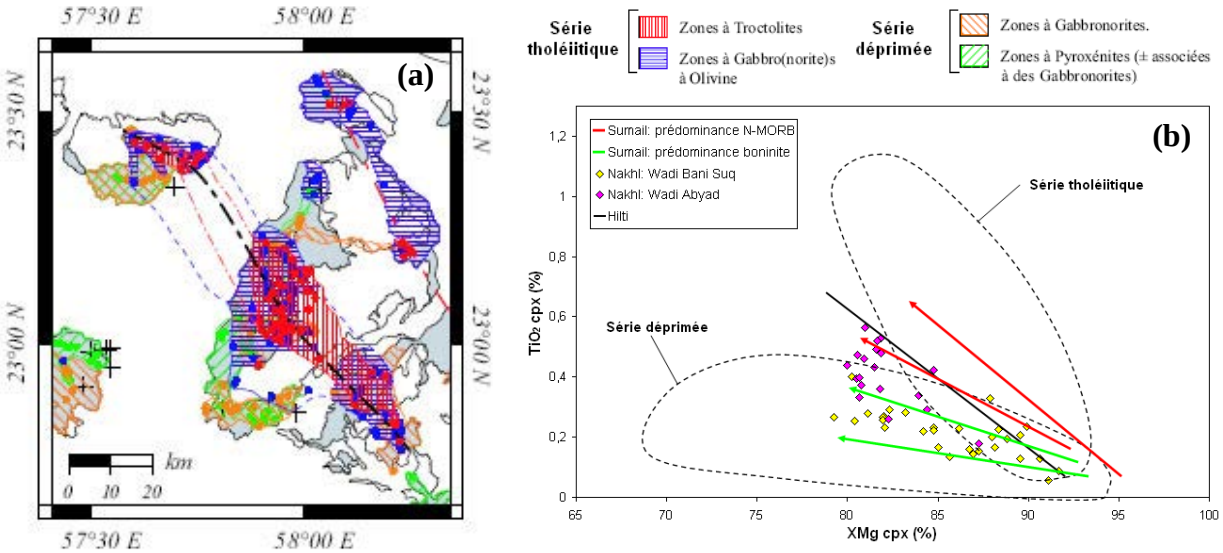


Figure 7.18 : a) Carte de répartition des filons mantelliques montrant la zone à troctolites et gabbros à Ol centrée sur la région de Maqsad (Sumail) et se prolongeant vers les massifs de Nakhl (Nord-Ouest) et de Samad (Sud-Est) témoignant de la propagation de la paléo-ride (Carte de Python, 2002). b) Composition des Cpx dans les cumulats crustaux du massif de Nakhl et trend principal du massif de Hilti comparés aux trends d'évolutions définis par les cumulats des différentes coupes du massif de Sumail et montrant des proportions variées des deux pôles magmatiques (cf. fig.7.16). Les deux séries définies par les filons mantelliques sont notées pour comparaison (d'après Python, 2002).

L'étude de la section crustale dans le massif de Samad serait intéressante à réaliser afin de déterminer si la propagation de la ride est également enregistrée dans les cumulats crustaux de ce massif et si une symétrie par rapport au diapir existe entre la séquence crustale du massif de Nakhl et celle du massif de Samad.

Dans le paragraphe précédent *(VII-1)*, on a noté que les magmas hybrides parents des cumulats crustaux du massif de Hilti présentaient une contribution plus importante du pôle tholéiitique par rapport à ceux du massif de Nakhl *(fig.7.18b)*. En comparant le trend d'évolution principal de ce massif avec ceux du massif de Sumail, on constate que les cumulats du massif de Hilti présentent des compositions globalement équivalentes à ceux des coupes de Mahram Nord et Sud montrant une prédominance du pôle N-MORB *(fig.7.18b)*. Au vu des précédents résultats, cette prédominance du pôle tholéiitique dans la section crustale du massif de Hilti suggère l'influence d'une remontée asthénosphérique dans cette zone. Dans le modèle précédent, le massif de Hilti présenterait un stade d'alimentation magmatique intermédiaire entre celui actuellement fossilisé au niveau du massif de Sumail et celui enregistré au niveau du massif de Nakhl (Stade 4, *fig.7.17*), i.e. une chambre magmatique principalement alimentée par des magmas tholéiitiques. Ces résultats sont en parfait accord avec la répartition des filons dans l'ophiolite qui montre une forte abondance de filons de troctolites et de gabbros à Ol dans cette zone *(fig.7.20b)*. A partir de ses observations sur les filons mantelliques, Marie Python a d'ailleurs émis l'hypothèse dans sa thèse que "la présence d'une zone d'alimentation tholéiitique de faible extension latérale (dans le massif de Hilti) pourrait être liée à un faible développement du courant ascendant associé qui s'oppose à la maturité de celui du massif de Sumail".

VII.4. Répartition de la contribution des deux pôles magmatiques dans la séquence crustale profonde de l'ophiolite

L'étude détaillée des massifs de Hilti, Nakhl et Sumail, indique qu'il est nécessaire d'étudier séparément les différents massifs afin de comparer l'influence des deux pôles magmatiques dans leurs séquences cumulatives. L'étude de la contribution de ces pôles dans les cumulats au sein des massifs et entre les massifs n'est, pour l'instant, que qualitative puisqu'elle ne permet de déterminer que la prédominance de l'un des pôles magmatiques par rapport à l'autre en comparant graphiquement les trends d'évolution définis par les cumulats crustaux dans un massif (ou zone de massif) avec ceux définis par les cumulats dans un autre massif (ou zone de massif) et/ou avec ceux définis par les deux types de filons mantelliques *(cf. paragraphes précédents)*. Pour étudier la répartition de la contribution des pôles magmatiques dans les cumulats crustaux à l'échelle de l'ophiolite, il est nécessaire d'estimer quantitativement les proportions de chaque pôle dans les différents massifs et/ou coupes étudiés.

Pour quantifier ces proportions je vais travailler avec le diagramme TiO_2 vs. XMg_{cpx} puisque la teneur en titane du Cpx n'est pas influencée par la teneur en eau des magmas, contrairement à la teneur en anorthite du plagioclase. Dans ce diagramme, les cumulats crustaux des différents massifs ou coupes décrivent des trends de pente variée selon l'influence des deux pôles magmatiques *(fig.7.15, 7.16 et 7.18)*. La pente de ces droites ne peut cependant pas être utilisée pour quantifier la proportion de chaque pôle dans les massifs ou les coupes puisque ces trends présentent des origines différentes en XMg_{cpx} et en TiO_2 *(e.g. fig.7.18)*. Par contre, la teneur en titane étant représentative de la contribution des deux pôles, le pôle boninitique et le pôle tholéiitique étant respectivement déprimé et enrichi en titane, on peut déterminer pour chaque trend une valeur de TiO_2 distincte pour un XMg_{cpx} donné *(fig.7.19)* (même principe que l'approche du Na8 et Fe8 de *Klein et al., 1987*). Afin de couvrir la gamme de composition des différents massifs et de mesurer des teneurs en titane

relativement différentes, j'ai choisi un XMg_{cpx} de 88 % (Ti88) *(fig.7.19)*. Pour les différents massifs étudiés dans cette thèse ainsi que pour les massifs étudiés dans la littérature et présentant des données sur les cumulats crustaux, j'ai calculé des droites de régression linéaire dans le diagramme TiO_2 vs. XMg_{cpx}, en excluant certains points aberrants probablement liés à des processus secondaires, et déterminé un ou plusieurs Ti88 par massif *(fig.7.19)*. Pour les deux types de filons mantelliques, j'ai également déterminé deux Ti88 : 0,1 pour la série déprimée et 0,4 pour la série tholéiitique, que je considère comme représentatifs des deux pôles magmatiques *(fig.7.19)*. Afin de déterminer les proportions de chaque pôle, les différents Ti88 obtenus dans les massifs ont été normalisés par rapport aux Ti88 des deux séries de filons *(fig.7.19)*. Le résultat de cette quantification à l'échelle de l'ophiolite est présenté dans la *figure 7.20*. Cette estimation de la contribution des pôles magmatiques dans les cumulats crustaux est relativement précise puisque les droites de régression sont généralement contraintes par de nombreuses analyses.

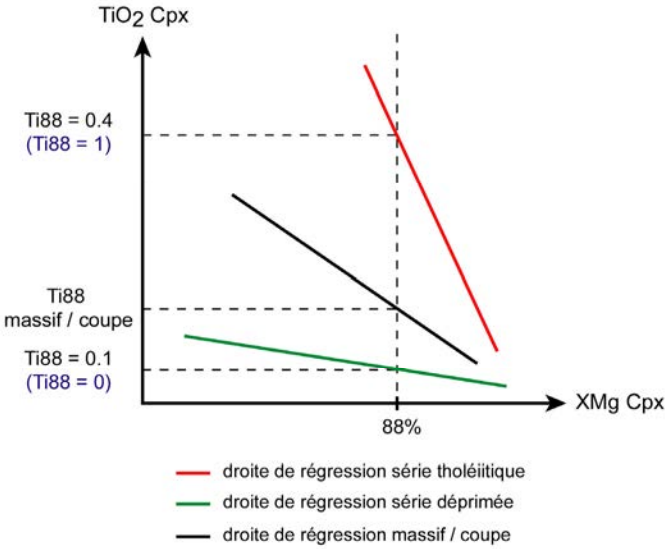


Figure 7.19 : Procédure de quantification des proportions de chaque pôle magmatique dans les différents massifs et/ou coupes. Les valeurs de Ti88 pour les deux séries de filons mantelliques sont représentatives des pôles magmatiques. Valeurs mesurées en noirs, valeurs servant à la normalisation en bleu : Ti88 = 1 eq. 100 % de magma tholéiitique ; Ti88 = 0 eq. 100 % de magma déprimé.

En étudiant la contribution du pôle N-MORB dans les magmas hybrides à l'origine des cumulats crustaux à l'échelle de l'ophiolite *(fig.7.20a)*, on distingue plusieurs zones présentant une forte proportion de ce dernier (i.e. Ti88 > 0,75) et reflétant, au vu de l'étude détaillée du massif de Sumail, l'influence d'une remontée asthénosphérique.

Au niveau du massif de Sumail, comme constaté précédemment à partir de l'étude qualitative, la plus forte contribution du pôle tholéiitique s'observe au niveau de la coupe de Tuff située à l'aplomb du diapir mantellique *(fig.7.16 et 7.20a)*. On constate que, dans cette coupe, les magmas parents à l'origine des cumulats ne présentent, *a priori*, aucune influence de magma déprimé (Ti88 ~ 1) et reflètent donc le pôle tholéiitique. Ceci confirme que, dans cette zone, la lithosphère a été complètement érodée et le diapir asthénosphérique a atteint le Moho *(cf. fig.7.17)*. La répartition des Ti88 dans la région Sumail-Nakhl confirme également la propagation de la paléo-ride centrée sur le diapir de Maqsad. En effet, à partir du diapir, on observe une diminution progressive de la contribution du pôle tholéiitique vers le Nord-Ouest dans le massif de Nakhl (Ti88 < 0,8) et vers le Sud-Est au niveau des coupes de Mahram (Ti88 ~ 0,7) *(fig.7.20a)*. La distribution des Ti88 suggère que la propagation est plus importante vers le Nord-Ouest. Cette étude semi-quantitative confirme également que, de part et d'autre de la paléo-ride, la contribution du pôle tholéiitique dans les cumulats crustaux diminue progressivement, reflétant ainsi l'accrétion océanique *(cf. fig.7.17 et 7.20a)*.

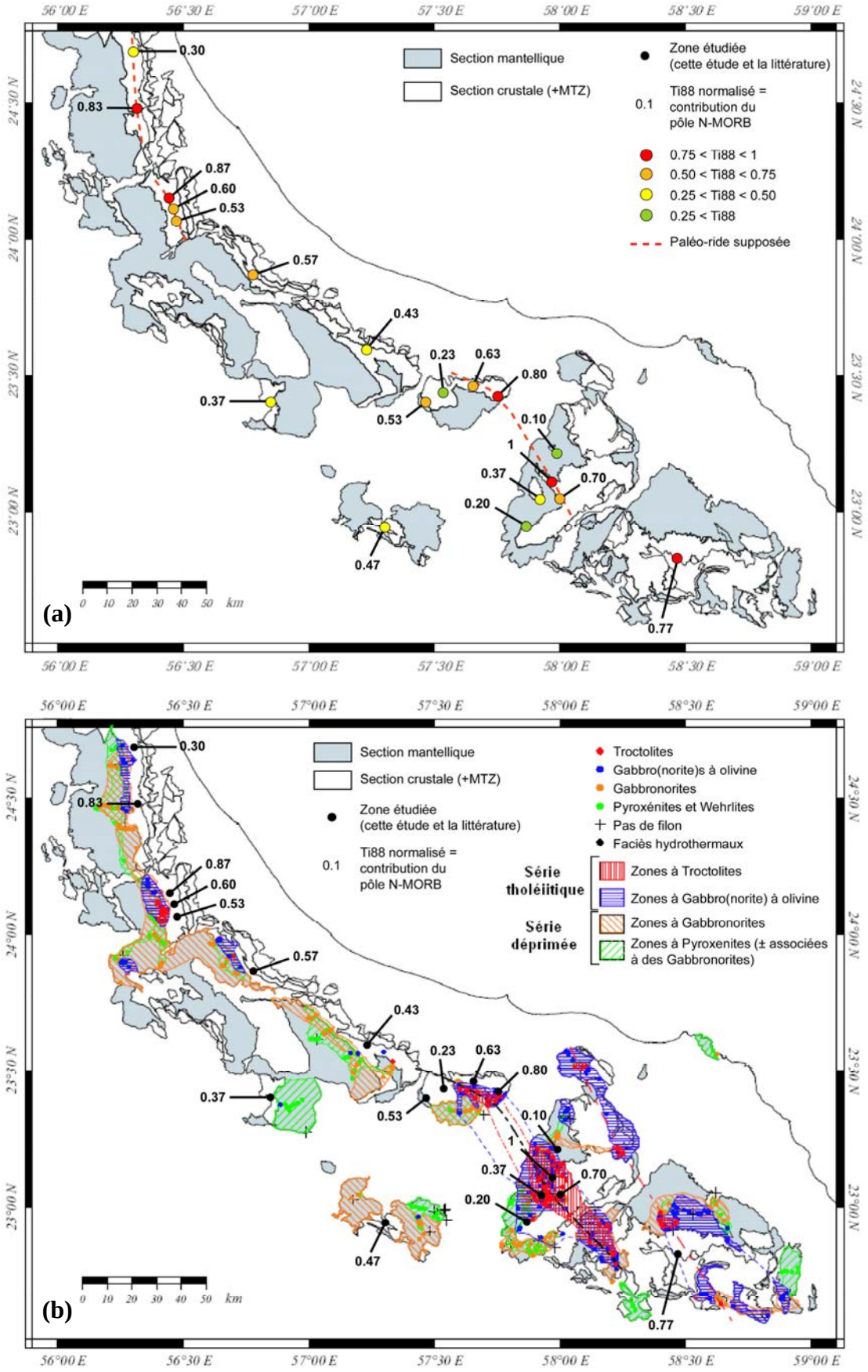


Figure 7.20 : a) Carte montrant la contribution du pôle tholéiitique (Ti88) dans la section crustale des différents massifs et/ou zones de l'ophiolite d'Oman. Données de la littérature utilisées en complément de cette étude : Wadi Tayin (Pallister et Hopson, 1981), Nakhl (Browning, 1982), Haylayn (Lachize, 1993 ; Yamasaki et al., 2006), Sarami (Ernewein, 1987 ; Browning, 1982), Hilti (Ernewein, 1987) et Fizh (Adachi et Miyashita, 2003 ; Stage de Master recherche de Léo Muller, 2010). b) Carte de répartition des filons mantelliques d'après Python, 2002 comparée à la répartition des Ti88 dans la section crustale de l'ophiolite.

A l'extrême Ouest du massif de Nakhl, on remarque cependant une augmentation de la contribution du pôle N-MORB (Ti88 ~ 0,53, *fig.7.20a*) qui pourrait être attribuable à une remontée asthénosphérique « off-axis » (i.e. loin de la paléo-ride et conduisant à la formation de « seamounts ») comme supposé par Nicolas et Boudier *(1995) (cf. chap.6)*. Cette répartition des Ti88 est en parfait accord avec la distribution des filons mantelliques dans cette zone de Sumail-Nakhl, et confirme la propagation de la paléo-ride vers le Nord-Ouest et le Sud-Est déjà supposée à partir de l'étude qualitative et de l'étude des filons *(fig.7.20b)*.

Au niveau du massif de Wadi Tayin, les cumulats crustaux étudiés par Pallister et Hopson *(1981)* montrent également une forte contribution du pôle tholéiitique (Ti88 ~ 0,77) *(fig.7.20a)* reflétant une remontée asthénosphérique relativement « mature » à faible profondeur (Stade 3 du diapir de Maqsad, *fig.7.17)*. Par comparaison avec la répartition des filons mantelliques *(fig.7.20b)*, on constate que cette zone se situe à l'aplomb d'une section mantellique riche en filons de troctolite et dans le prolongement d'un alignement parallèle à la paléo-ride de Sumail-Nakhl et défini par les filons troctolitiques et gabbroïques (série tholéiitique) ; cet alignement pouvant être significatif d'un saut de dorsale *(Python, 2002)*. La forte influence du pôle N-MORB dans les magmas hybrides à l'origine des cumulats crustaux de cette zone expliquerait la prédominance de la séquence Ol – Plg – Cpx, la rareté des cumulats ultrabasiques et l'absence d'Opx cumulus dans la séquence cumulative de cette zone *(cf. Pallister et Hopson, 1981 et paragraphes précédents)*.

Au niveau du massif de Hilti, la plus forte influence du pôle tholéiitique (Ti88 ~ 0,87) s'observe dans la séquence cumulative du wadi Salahi étudiée par Ernewein *(1987)* et située au Nord du massif *(fig.7.20a et chap.5)*. La distribution des Ti88 dans ce massif montre, à partir de ce wadi, une augmentation progressive de la contribution du pôle déprimé vers le Sud dans les cumulats du wadi Suhayli (Ti88 ~ 0,60) puis du wadi Hilti (Ti88 ~ 0,53). Ces observations suggèrent, comme précédemment, la présence d'un diapir asthénosphérique relativement proche du Moho (Stade 3-4 du diapir de Maqsad, *fig.7.17*) à l'aplomb d'une paléo-ride qui se propagerait vers le Sud. Ces résultats sont en accord avec la répartition des filons mantelliques dans l'ophiolite *(fig.7.20b)*. En effet, dans ce massif, on observe une forte abondance de filons troctolitiques et gabbroïques et leur distribution pourrait s'expliquer par une remontée asthénosphérique qui n'aurait pas atteint le Moho *(cf. Python et Ceuleneer, 2003)*. Cependant aucune paléo-ride n'a pu être définie dans ce massif à partir de l'étude des filons *(fig. 7.20b)* et aucun diapir n'y a été décrit à partir des études structurales *(Nicolas et al., 2000 ; fig.7.21)*.

Enfin, au niveau du massif de Fizh, une importante contribution du pôle N-MORB (XMg ~ 0,83) s'observe dans la séquence cumulative du wadi Fizh *(fig.7.20a)* et pourrait s'expliquer par la présence d'un diapir asthénosphérique encore moins « mûr » (i.e. ayant été figé à plus grande profondeur) que celui du massif de Hilti (~ Stade 3 du diapir de Maqsad, *fig.7.17*). Aucun diapir n'a cependant été défini dans ce massif à partir de l'étude des filons mantelliques puisque le manteau de ce massif est vierge de tout filon troctolitique (témoin de la présence d'un diapir, *cf. Python, 2002 et Python et Ceuleneer, 2003*) *(fig.7.20b)*. Néanmoins, les filons gabbroïques (série tholéiitique) sont abondants ce qui confirme que la chambre magmatique est fortement alimentée par des magmas tholéiitiques *(fig.7.20b)*. Les études structurales n'ont également révélé aucun indice de la présence d'un diapir mantellique dans ce massif *(fig. 7.21)*. Au Nord du massif, la séquence crustale du wadi Fayd montre, contrairement à celle du wadi Fizh, une forte contribution du pôle boninitique (Ti88 ~ 0,30) *(fig.7.20a)*. La diminution de la contribution du pôle tholéiitique vers le Nord du massif suggère la présence d'un segment de ride dans cette zone, centré sur le wadi Fizh et se propageant vers le Nord (wadi Fayd). L'étude des cumulats crustaux dans les autres zones de ce massif serait cependant nécessaire pour confirmer la présence d'une telle ride. Cependant, cette hypothèse est plus ou moins confirmée par les études structurales menées sur les

péridotites mantelliques et le complexe filonien dans l'ophiolite qui suggèrent la présence d'un segment de ride dans les massifs du Nord de l'ophiolite *(cf. Nicolas et al., 2000 ; fig.7.21)*.

La répartition des Ti88 dans les massifs de Hilti et de Fizh indique une diminution progressive de l'influence du pôle tholéiitique dans les cumulats crustaux au Sud et au Nord du diapir supposé centré sur le wadi Salahi *(fig.7.20a)*. Cette distribution pourrait refléter, comme dans la zone Sumail-Nakhl, la présence d'une seule et même paléo-ride qui se propagerait au Nord (massif de Fizh) et au Sud (wadi Suhayli et wadi Hilti) et dont le diapir asthénosphérique serait plus vigoureux au niveau du wadi Salahi. Cette hypothèse semble cependant peu probable du fait de l'absence d'un « couloir » continu de filons mantelliques appartenant à la série tholéiitique entre les massifs de Hilti et de Fizh, comme dans le cas de la zone Sumail-Nakhl *(fig.7.20b)*.

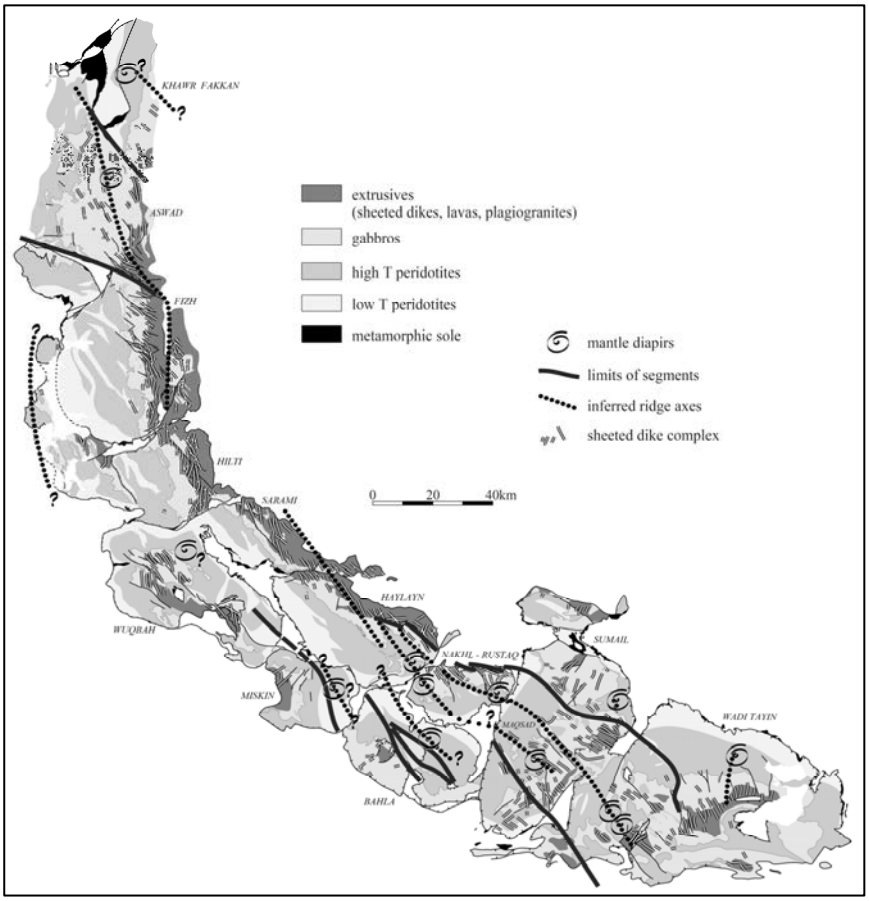


Figure 7.21 : Principales structures d'accrétion dans l'ophiolite d'Oman (d'après Nicolas et al., 2000). Cette représentation est destinée à faire ressortir les structures internes de l'ophiolite avant son démembrement en massifs après l'obduction.

Les magmas hybrides à l'origine des cumulats crustaux du massif de Sarami ont des proportions quasiment équivalentes des deux pôles (Ti88 ~ 0,57) *(fig.7.20a)*. Ceci est en accord avec la distribution des filons mantelliques dans l'ophiolite qui montre la présence des deux types de filons, gabbroïques et pyroxénitiques/gabbronoritiques, dans la section mantellique de ce massif *(fig.7.20b)*. Les séquences cumulatives des massifs de Bahla, Wuqbah (bloc Est) et Haylayn montrent une contribution relativement importante du pôle déprimé ($0{,}37 \leq Ti88 \leq 0{,}47$) *(fig.7.20a)*. Le fait qu'elles présentent toutefois une contribution mineure du pôle tholéiitique est en désaccord avec la répartition des filons mantelliques. En effet, dans la section mantellique de ces massifs, les filons appartiennent presque exclusivement à la série déprimée alors que la section crustale montre une contribution significative du pôle N-MORB *(fig.7.20b)*. Autrement dit, dans ces massifs, les filons qui ont été fossilisés dans le manteau ne sont pas représentatifs des magmas ayant alimentés la (les)

chambre(s) magmatique(s). Dans le massif de Haylayn, les données sur la section crustale proviennent exclusivement du wadi Haymiliyah (données de la littérature). Ce dernier se situe dans le prolongement de la paléo-ride définie par les filons mantelliques dans la région Sumail-Nakhl *(fig.7.20b)*. La faible proportion du pôle tholéiitique dans la séquence cumulative de ce wadi pourrait refléter la propagation de cette ride vers le Nord-Ouest, au delà, du massif de Nakhl. Ceci serait globalement en accord avec les études structurales qui suggèrent l'existence d'un segment de ride d'environ 200 km dans les massifs du Sud de l'ophiolite *(cf. Nicolas et al., 2000 ; fig.7.21)* et les études pétrologiques, géochimiques et structurales réalisées sur la chambre magmatique Haymiliyah qui montrent que cette dernière est située à l'extrémité d'un segment d'accrétion *(e.g. Juteau et al., 1988)*. Cependant, cette possible propagation de la ride vers le massif de Haylayn n'a pas de contrepartie dans les filons mantelliques (i.e. absence de filons de la série tholéiitique dans le massif de Haylayn) *(fig.7.20b)*. Une étude plus détaillée de la séquence cumulative dans ce massif est nécessaire pour confirmer ou infirmer cette hypothèse. L'existence de diapirs et de segments d'accrétion dans le massif de Bahla et dans le bloc Est du massif de Wuqbah déduite des études structurales *(cf. Nicolas et al., 2000 ; fig.7.21)* n'est ni confirmée par les filons mantelliques (i.e. absence de filons troctolitiques), ni par les cumulats crustaux (i.e. pas de forte contribution du pôle tholéiitique). La forte proportion du pôle boninitique dans les cumulats crustaux des massifs situés au front de la nappe ophiolitique (Bahla, bloc Est du massif de Wuqbah) résulte probablement de l'accrétion, i.e. de leur éloignement par rapport au(x) paléo-ride(s) océanique(s) *(cf. fig.7.17)*.

En conclusion, à l'exception des massifs situés au centre de l'ophiolite et au front de la nappe ophiolitique (Haylayn, Bahla, bloc Est de Wuqbah), on observe une bonne corrélation entre la répartition des filons mantelliques qui reflètent les chenaux d'alimentation de la (des) chambre(s) magmatique(s) et la contribution des deux pôles magmatiques dans les cumulats crustaux qui correspondent aux produits de cristallisation des magmas dans la (les) chambre(s) magmatique(s) *(fig.7.20b)*. Par contre, on observe une moins bonne corrélation entre les structures d'accrétion déterminées à partir des études structurales et la répartition des pôles magmatiques et des filons mantelliques à l'échelle de l'ophiolite *(fig.7.20 et 7.21)*.

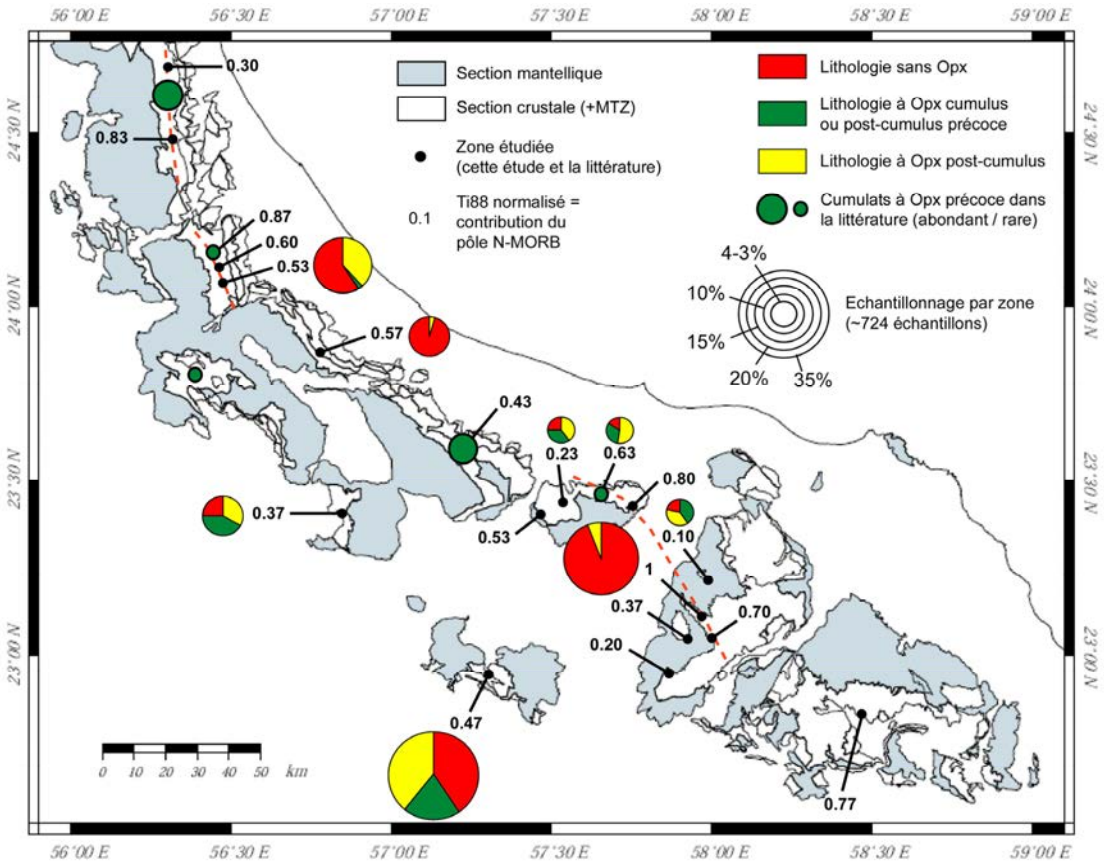


Figure 7.22 : Contribution du magma tholéiitique (Ti88) dans la section crustale des différents massifs et/ou zones de l'ophiolite d'Oman comparée à la répartition des lithologies à Opx post-cumulus et à Opx cumulus ou post-cumulus précoce dans cette dernière.

En comparant la contribution du pôle tholéiitique dans la séquence cumulative des différents massifs et/ou coupes et la répartition des lithologies à Opx dans cette dernière, on constate que les lithologies à Opx cumulus ou post-cumulus précoce s'observent préférentiellement dans la section crustale des massifs montrant une forte contribution du pôle déprimé (0,10 ≤ Ti88 ≤ 0,47) *(fig.7.22)*. Au contraire, dans la séquence cumulative des massifs présentant une plus forte contribution du pôle N-MORB (Ti88 > 0,5), ces lithologies sont généralement rares ou absentes et les lithologies sans Opx (cumulus et post-cumulus) sont prédominantes *(fig.7.22)*. A l'exception de quelques coupes (wadi Abyad, wadi Dima), on remarque donc qu'il existe une certaine corrélation entre la présence d'Opx cumulus dans les cumulats crustaux et la proportion du pôle boninitique dans les magmas hybrides *(fig.7.22)*. Il est plus difficile de comparer la contribution du pôle tholéiitique dans la séquence cumulative des différents massifs et/ou coupes avec la répartition des lithologies péridotitiques/pyroxénitiques du fait de la présence de ces lithologies dans les différents massifs et de leur abondance directement liée à l'échantillonnage. Néanmoins, au sein du massif de Sumail, on constate que les coupes montrant la plus forte contribution du pôle boninitique (Ti88 ~ 0,10 - 0,20) sont celles formées presque exclusivement de cumulats péridotitiques/pyroxénitiques (Coupe Sud et wadi Sayjani, *chap.4*). Par contre, dans le massif de Hilti, les différentes coupes montrant des proportions relativement importantes du pôle tholéiitique (Ti88 > 0,5) sont riches en intrusions ultrabasiques *(cf. chap.5)*. De ce fait, il est difficile de déterminer si une corrélation existe entre la présence de péridotites/pyroxénites dans la séquence cumulative et la proportion du pôle déprimé dans les magmas hybrides. La difficulté à établir une relation entre la contribution des pôles magmatiques et la répartition des lithologies péridotitiques/pyroxénitiques à l'échelle de l'ophiolite est également

probablement liée au fait que ces lithologies peuvent aussi se former à partir de magmas hydratés *(cf. paragraphe VI)*.

VIII. Rapport d'éléments en traces : confirmation du mélange ?

Certains rapports d'éléments en traces permettent de tracer les sources (c'est-à-dire ici les magmas parents) et d'autres de quantifier les processus magmatiques (cristallisation fractionnée, fusion partielle, mélange, ...) à l'origine d'une séquence cumulative *(e.g. Alabarède, 2001)*. L'avantage de travailler avec ces rapports, dans le cas de mon étude, est qu'ils ne sont pas affectés par les phénomènes d'hydratation qui ont lieu dans la chambre magmatique et sont indépendants des bilans de masse, n'étant pas des éléments constitutifs majeurs du réseau cristallin.

Dans le diagramme $[La]_n/[Yb]_n$ vs. $[La]_n$, les Cpx des cumulats crustaux des différents massifs décrivent des trends de cristallisation fractionnée marqués par une augmentation du rapport $[La]_n/[Yb]_n$ en fonction du $[La]_n$ *(fig.7.23a)*. Pour une valeur de $[La]_n$ donnée, ces trends présentent cependant des rapports $[La]_n/[Yb]_n$ distincts ce qui témoigne de magmas parents (i.e. sources) différents à l'origine de la séquence cumulative des différents massifs. Le trend des Cpx du massif de Wuqbah (bloc Est) présente un faible rapport $[La]_n/[Yb]_n$ témoignant d'une source déprimée tandis que celui des Cpx du massif de Hilti est caractérisé par un fort rapport $[La]_n/[Yb]_n$ reflétant une source plus enrichie *(fig.7.23a)*. Le trend décrit par les Cpx du massif de Bahla présente un rapport $[La]_n/[Yb]_n$ intermédiaire entre les deux précédents et témoigne d'un magma parent de composition intermédiaire entre ceux des massifs de Wuqbah et de Hilti. Dans le détail, on constate que certains échantillons du massif de Wuqbah suivent les trends définis par les autres massifs et que quelques cumulats du massif de Bahla se situent sur le trend décrit par le massif de Wuqbah *(fig.7.23a)*. Une étude plus détaillée de ces échantillons serait nécessaire pour expliquer leurs rapports $[La]_n/[Yb]_n$ distincts des autres cumulats de la séquence au sein de ces massifs.

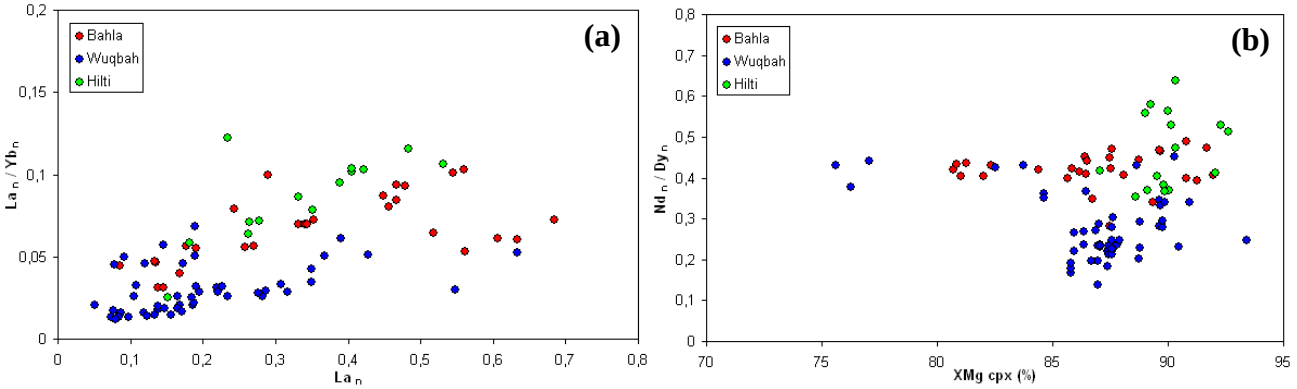


Figure 7.23 : a) Rapport $[La]_n$ / $[Yb]_n$ des Cpx dans les cumulats crustaux des massifs de Bahla, Wuqbah (bloc Est) et Hilti en fonction de leurs concentrations en La_n. b) Rapport $[Nd]_n$ / $[Dy]_n$ des Cpx dans les cumulats crustaux des massifs de Bahla, Wuqbah (bloc Est) et Hilti en fonction de leurs teneurs en XMg (i.e. index de différenciation). Valeurs normalisées aux chondrites (n) d'après McDonough et Sun, 1995.

Dans le diagramme $[Nd]_n/[Dy]_n$ vs. XMg_{cpx}, pour de faibles degrés de différenciation (XMg > 85 %), les Cpx des cumulats crustaux dans les différents massifs montrent des rapports $[Nd]_n/[Dy]_n$ distincts *(fig.7.23b)*. Comme précédemment, la plupart des Cpx du massif de Wuqbah (bloc Est) montrent un faible rapport $[Nd]_n/[Dy]_n$ (~ 0,25 en moyenne) témoignant d'une source déprimée tandis que ceux du massif de Hilti présentent un plus fort rapport $[Nd]_n/[Dy]_n$ (~ 0,5 en moyenne) reflétant une source plus enrichie. Les Cpx du massif de Bahla montrent, quant à eux, des rapports $[Nd]_n/[Dy]_n$ intermédiaires entre ceux des Cpx

précédents (~ 0,42 en moyenne) et témoignent d'un magma parent de composition intermédiaire entre ceux des massifs de Wuqbah et de Hilti. Pour de plus forts degrés de différenciation (XMg < 85 %), cette grande variabilité des rapports $[Nd]_n/[Dy]_n$ disparaît brusquement et les Cpx des cumulats crustaux de l'ensemble des massifs montrent des rapports $[Nd]_n/[Dy]_n$ équivalents et intermédiaires (~ 0,41 en moyenne) *(fig.7.23b)*. Cette abrupte « homogénéisation » des rapports d'éléments en traces avec l'augmentation du degré de différenciation (i.e. la diminution du XMg_{cpx}) s'observe également dans les diagrammes $[La]_n/[Yb]_n$, $[La]_n/[Sm]n$ ou $[Zr]_n/[Sm]_n$ vs. XMg_{cpx}. Comme ce sont des rapports d'éléments en traces dans des Cpx de roches cumulatives et non de laves, cette homogénéisation des compositions pour de faibles XMg_{cpx} pourrait être attribuable à l'incorporation de certains éléments dans les phases co-cristallisant avec le Cpx. Elle n'est cependant pas liée à la cristallisation du Plg puisque l'ensemble des Cpx analysés dans les cumulats montre des rapports $[Ce]_n/[Ti]_n$ globalement constants et que le Ce est un élément relativement compatible dans le Plg. De plus, ces cumulats évolués ne montrent pas de caractéristiques pétrographiques particulières par rapport aux cumulats primitifs (abondance de Plg, présence d'amphibole ou d'Opx,…) qui pourraient influencer les rapports d'éléments en traces de leurs Cpx. Cette homogénéisation des rapports pour de faibles XMg_{cpx} ne reflète donc pas un effet minéralogique. Comme précédemment, une étude plus approfondie de ces échantillons serait nécessaire pour comprendre le processus à l'origine de cette homogénéisation.

Ces rapports d'éléments en traces confirment la présence de plusieurs magmas parents à l'origine des cumulats crustaux des différents massifs et suggèrent indirectement des processus de mélange à l'origine de ces magmas. Cette étude basée sur les rapports d'éléments en traces est en parfait accord avec l'étude précédente reposant sur les teneurs en titane dans les Cpx des cumulats crustaux. En effet, les magmas parents des cumulats crustaux du bloc Est du massif de Wuqbah sont plus déprimés en éléments en traces car ils montrent une plus grande contribution du pôle boninitique (Ti88 ~ 0,37) tandis que ceux du massif de Hilti sont plus enrichis en éléments en traces car ils présentent une plus grande contribution du pôle N-MORB (Ti88 ~ 0,53) *(fig.7.20 et 7.23)*. Enfin, les magmas à l'origine des cumulats crustaux du massif de Bahla ont des rapports d'éléments en traces intermédiaires car ils ont des proportions globalement équivalentes des deux pôles magmatiques (Ti88 ~ 0,47) *(fig.7.20 et 7.23)*. Une modélisation géochimique plus poussée, contrainte par les minéralogies respectives de nos faciès, sera certainement à même d'expliquer ces différents trends, indépendamment des compositions de départ. Cela pourra être entrepris à la suite de ce travail de thèse.

IX. Contexte géodynamique de l'ophiolite d'Oman : un mystère non résolu

Le contexte géodynamique précis dans lequel s'est formée l'ophiolite d'Oman est un sujet fortement débattu depuis les années 1980 *(cf. Warren et al., 2007 ; Boudier et Nicolas, 2007)*. Deux écoles de pensées s'affrontent : les partisans d'une ride médio-océanique (MOR pour Mid-Oceanic Ridge) et les partisans d'une zone de supra-subduction (SSZ pour Supra-Subduction Zone). Au sein de la première communauté un autre sujet commence également à faire débat : l'ophiolite représente-elle réellement une dorsale rapide ? Dans cette partie, je vais exposer les différents arguments qui ont conduit à considérer divers modèles géodynamiques pour la formation de l'ophiolite et j'expliquerai comment, à partir de mon étude et des autres travaux récents réalisés sur l'ophiolite, j'ai supposé que l'ophiolite d'Oman représentait une ride médio-océanique présentant une intense activité magmatique et des caractéristiques pétrologiques et structurales proches de celles des rides lentes et intermédiaires actuelles.

Les premiers travaux pétrologiques et géochimiques menés par Pallister et Hopson *(1981)* sur la section plutonique du massif de Wadi Tayin au Sud de l'ophiolite, ont suggéré que l'ophiolite d'Oman représentait une ride médio-océanique alimentée par des magmas de type MORB. Les études pétrologiques et géochimiques menées à la même époque sur la séquence extrusive par Pearce *(1981)* et Alabaster *(1982)* dans les massifs situés au Nord de l'ophiolite (i.e. du massif de Sarami au massif de Fizh) ont mis en évidence la présence de laves d'affinité andésitique (unités Lasail, Alley et Clinopyroxene-phyric ou unité V2, *cf. introduction*) associées à des laves d'affinité tholéiitique (unité Geotimes ou V1, *cf. introduction*) et ont donc supposé que l'ophiolite d'Oman représentait un bassin arrière-arc formé en contexte de subduction. A l'époque, ces deux hypothèses ont fait débat pour les deux raisons suivantes : 1) Des laves andésitiques ne peuvent s'expliquer dans un contexte de « pure » ride médio-océanique et 2) Aucun arc insulaire ou indice d'édifice volcanique, e.g. formations volcano-sédimentaires, ne permet de relier l'ophiolite d'Oman à un contexte de subduction.

La présence de caractéristiques géochimiques d'arc insulaire mais l'absence d'édifices associés ou de sédiments dérivés d'un arc dans l'ophiolite d'Oman ainsi que dans d'autres ophiolites, en particulier celle de Troodos (Chypre), a conduit Pearce et al. *(1984)* à proposer le concept d'ophiolite de « supra-subduction zone » (SSZ) pour définir les ophiolites "présentant des caractéristiques géochimiques d'arcs insulaires mais une structure de croûte océanique et supposées s'être formées par expansion du plancher océanique directement au dessus d'une lithosphère océanique subductée". Dans ce concept, la majorité des ophiolites se formerait dans les premiers stades de la subduction ce qui expliquerait l'absence d'arc insulaire. Dans ce contexte de SSZ, deux principaux modèles peuvent être envisagés pour expliquer la formation de l'ophiolite d'Oman *(Pearce, 2003)* : 1) le plongement et le retrait d'une plaque jeune et/ou ancienne par un effet de « Roll-back » conduiraient à l'expansion de la zone à l'aplomb de la subduction juvénile *(fig.7.24a, cf. Dilek et Furnes, 2009)*, 2) l'initiation d'une subduction au niveau d'une ride, i.e. subduction d'une plaque lithosphérique sous une ride préexistante *(fig.7.24b)* ou subduction d'une ride active sous une plaque lithosphérique *(cf. Crawford et al., 1989).*

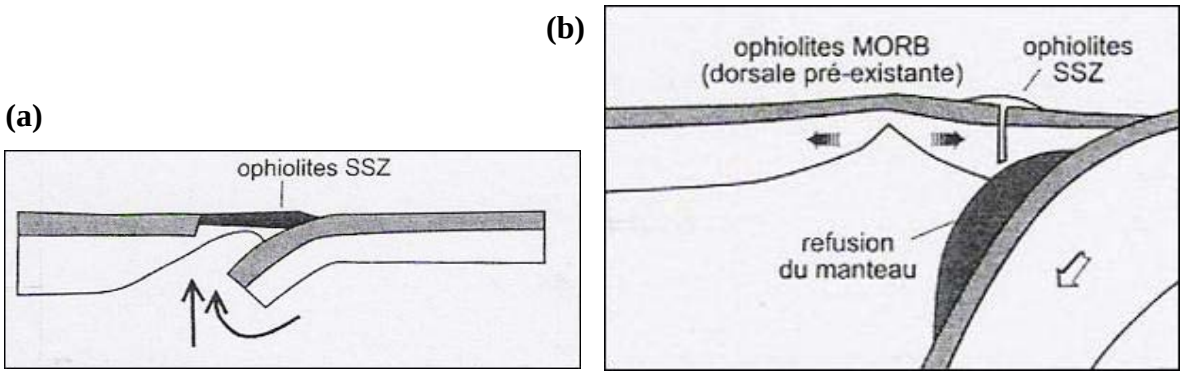


Figure 7.24 : Modèles de formation des ophiolites SSZ en environnement d'avant-arc dans les premiers stades de la subduction (Pearce, 2003) : a) Expansion de la zone à l'aplomb de la subduction du fait du retrait (roll-back) de la plaque plongeante et de la remontée de l'asthénosphère chaude dans cette zone. b) Initiation d'une subduction sous une ride médio-océanique préexistante et fusion hydratée du manteau à faible profondeur entraînant la formation de boninites. Pour plus d'informations sur ces modèles se référer à l'article de Pearce (2003).

Ces environnements d'avant-arc sont les lieux privilégiés de genèse des boninites, la forte fusion hydratée (taux de fusion > 5 %, T°C > 1250°C, H_2O > 0,2 %) à faible profondeur (< 30 km) d'un manteau appauvri au niveau du coin mantellique entraînant la formation de

ces magmas particuliers *(cf. fig.7.24b ; Crawford et al., 1989 ; Van Der Laan et al., 1989 ; Pearce et al., 1992)*. Selon la définition de Pearce *(1984)*, ces ophiolites de type SSZ se distinguent principalement de celles de type MOR (i.e. formées en contexte de ride océanique) par leur géochimie, la nature plus appauvrie de leur section mantellique et la cristallisation précoce du Cpx avant le Plg conduisant à une forte abondance de wehrlite par rapport aux troctolites dans leur séquence cumulative. Actuellement, le modèle d'ophiolite SSZ (en environnement d'avant-arc voire d'arrière-arc) pour l'Oman est principalement porté par les études géochimiques réalisées sur les laves *(e.g. Pearce et al., 1981 ; A'Shaikh et al., 2005 ; Godard et al., 2006 ; Dilek et Furnes, 2009)* et par certaines études structurales, pétrologiques, géochronologiques et thermobarométriques effectuées sur la semelle métamorphique et sur les roches métamorphisées dans les conditions de haute pression - basse température *(Searle et Cox, 1999 et 2002 ; Warren et al., 2005 et 2007 ; cf. introduction)*. Les modèles les plus récents, principalement basés sur l'étude des laves de l'ophiolite et leur comparaison avec celles du système d'avant-arc Izu – Bonin – Mariannes *(Shervais, 2001 ; Dilek et Furnes, 2009 et 2011 ; Reagan et al., 2010)*, proposent que l'ophiolite d'Oman s'est formée en contexte d'avant-arc au niveau d'une zone d'expansion à l'aplomb d'une subduction juvénile (cas 1 précédent *fig.7.24a* et *fig.7.25*). Dans ces modèles de SSZ, les premiers magmas produits au niveau de cette zone d'expansion seraient d'affinité tholéiitique, du fait de la faible influence des fluides issus du « slab » au début de la subduction, et les magmas d'affinité andésitique puis boninitique seraient générés plus tardivement par la fusion hydratée d'un manteau appauvri par l'extraction de magmas tholéiitiques du fait de la déshydratation progressive du « slab » au niveau du coin mantellique *(fig.7.25)*.

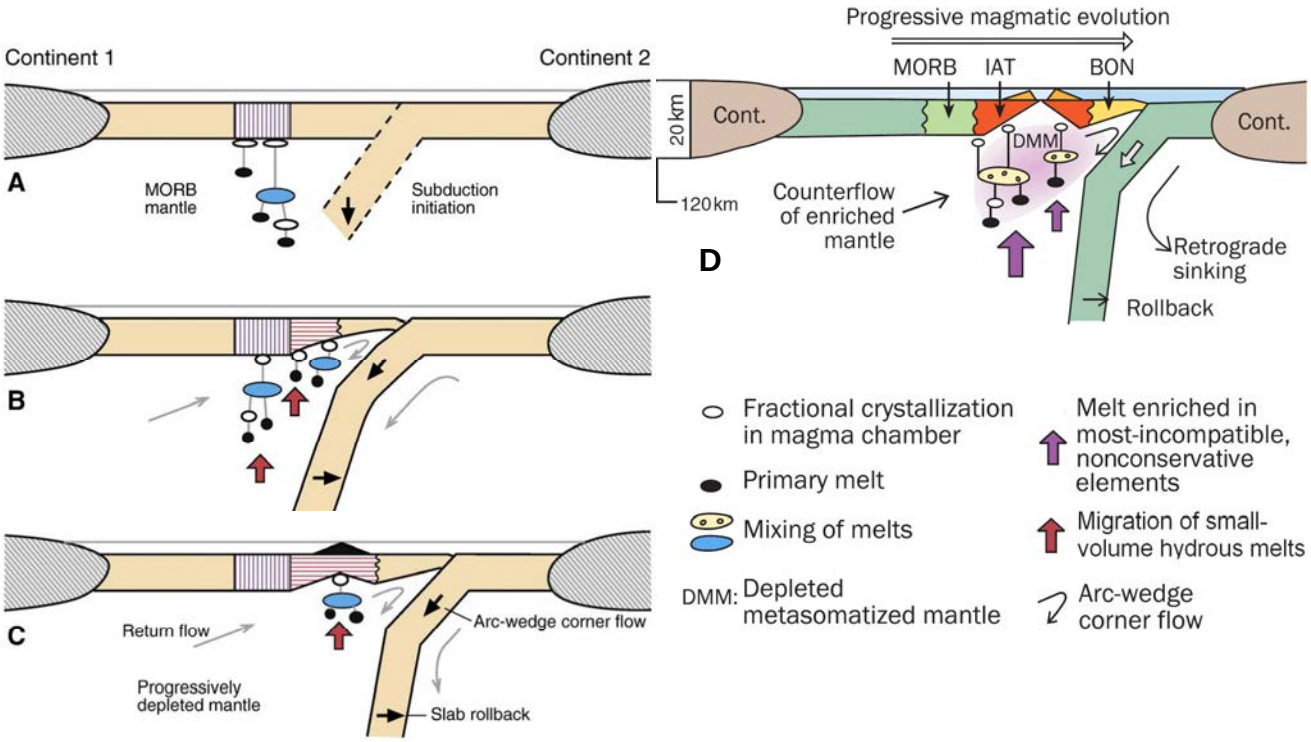


Figure 7.25 : Modèle de formation de l'ophiolite d'Oman en contexte de « supra-subduction zone » (d'après Dilek et Furnes, 2009 et 2011). A – D : expansion progressive de la zone à l'aplomb de la subduction du fait de l'enfoncement et du « roll-back » régulier de la plaque plongeante entraînant l'évolution du magmatisme dans le temps et l'espace depuis des magmas tholéiitiques (hachures bleus verticales, MORB) jusqu'à des magmas andésitiques (IAT) puis boninitiques (BON) (hachures rouges horizontales) du fait de la fusion continue du manteau et de l'influence croissante des fluides issus du « slab » au niveau du coin mantellique. Pour plus de détail sur ce modèle, voir les articles de Dilek et Furnes (2009 et 2011).

Les partisans de la formation de l'ophiolite d'Oman dans un contexte de ride médio-océanique (MOR) proposent un modèle alternatif pour expliquer la présence de laves d'affinité andésitique : l'ophiolite se formerait principalement dans un contexte de ride médio-océanique, conduisant à la production abondante de magmas de type N-MORB (i.e. laves d'affinité tholéiitique, séquence crustale épaisse essentiellement formée de cumulats gabbroïques), puis évoluerait, lors de l'obduction, dans un contexte de SSZ par l'initiation d'un détachement intra-océanique à l'axe de la ride ou à proximité de cette dernière et la subduction d'une jeune plaque lithosphérique, conduisant à la formation de laves d'affinité andésitique *(fig.7.26)*. Ce modèle a initialement été proposé par Boudier et al. *(1988)* à partir de l'étude des relations entre la semelle métamorphique et les zones de cisaillements recoupant les péridotites mantelliques *(fig.7.26a)*. Dans ce contexte, les laves d'affinité andésitique, les boninites *(Ishikawa et al., 2002 et 2005)* et le plutonisme supposé associé (i.e. intrusions « wehrlitiques », gabbroïques et granitiques) pourraient se former selon divers mécanismes : 1) fusion de la croûte subductée par fusion hydratée ou par l'action d'un diapir résiduel *(Boudier et al., 1988 ; fig.7.26a)*, 2) second épisode de fusion d'une source mantellique appauvrie et extraction des liquides par un mécanisme de « filter press » lors d'un régime de compression qui initie le détachement océanique *(Ernewein et al., 1988 ; Juteau et al., 1988)*, 3) fusion hydratée du coin mantellique à faible profondeur à partir de fluides dérivés du « slab » *(fig.7.26b) (Nicolas et al., 2000 ; Ishikawa et al., 2002 et 2005 ; Rollinson, 2009 ; Koepke et al., 2009)*. Ce modèle de MOR pour l'ophiolite d'Oman est principalement basé sur l'étude des péridotites mantelliques, de la semelle métamorphique, des laves (et magmatisme associé) et de certaines coupes levées dans la section crustale. Actuellement, la communauté scientifique travaillant sur l'ophiolite d'Oman est majoritairement en faveur du modèle MOR. On note d'ailleurs que dans la littérature dite de "vulgarisation", dans la plupart des « textbooks », et dans les projets de forage océanique, l'ophiolite d'Oman est considérée comme une dorsale rapide analogue à la ride Pacifique.

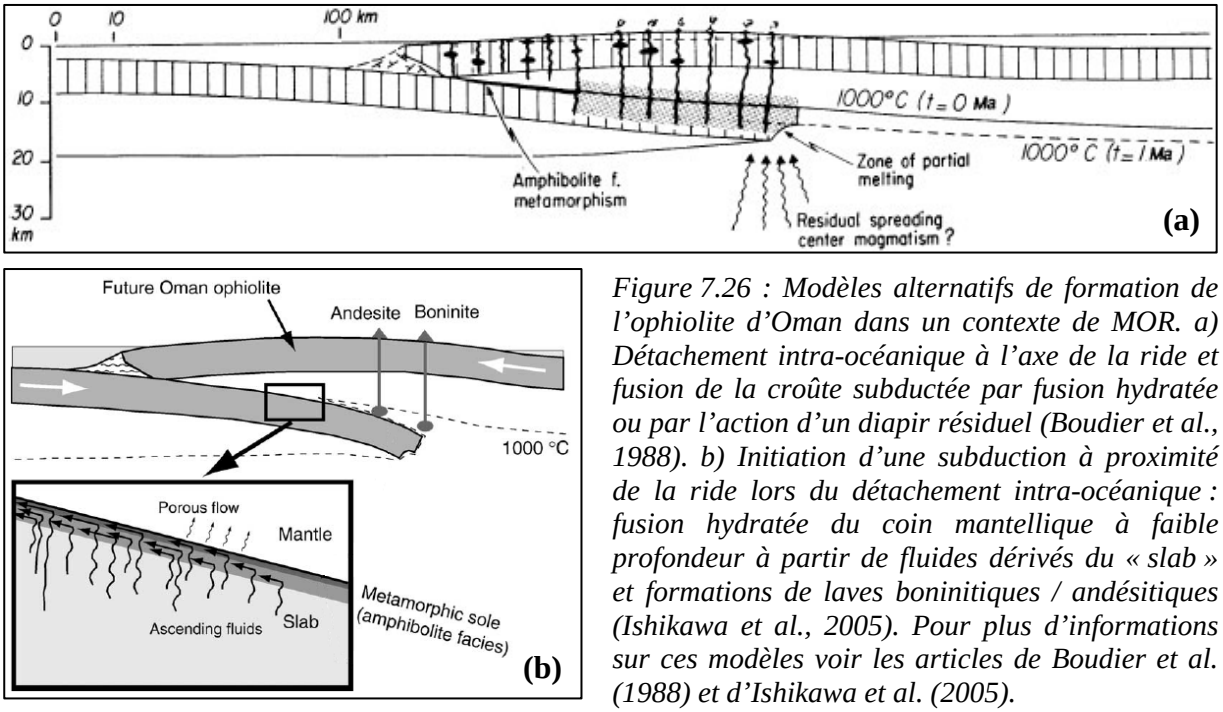


Figure 7.26 : Modèles alternatifs de formation de l'ophiolite d'Oman dans un contexte de MOR. a) Détachement intra-océanique à l'axe de la ride et fusion de la croûte subductée par fusion hydratée ou par l'action d'un diapir résiduel (Boudier et al., 1988). b) Initiation d'une subduction à proximité de la ride lors du détachement intra-océanique : fusion hydratée du coin mantellique à faible profondeur à partir de fluides dérivés du « slab » et formations de laves boninitiques / andésitiques (Ishikawa et al., 2005). Pour plus d'informations sur ces modèles voir les articles de Boudier et al. (1988) et d'Ishikawa et al. (2005).

Mon étude réalisée sur la séquence cumulative dans différents massifs de l'ophiolite d'Oman associée aux travaux menés, à l'échelle de l'ophiolite, par Mathieu Benoit *(1997 et Benoit et al, 1999)* et Marie Python *(2002 ; Python et Ceuleneer, 2003 et Python et al., 2008)*

sur les filons mantelliques démontre que des magmas d'affinité andésitique/boninitique et des magmas tholéiitiques de type N-MORB sont générés au même moment dans le manteau et alimentent la (les) chambre(s) magmatique(s) au cours de l'accrétion. *Ces nouvelles données indiquent que les magmas d'affinité andésitique/boninitique ne sont pas uniquement produits lors du détachement intra-océanique mais qu'ils sont générés tout au long de l'histoire océanique de l'ophiolite.* Le caractère contemporain et ubiquiste de ces deux magmas parents serait donc plutôt en faveur d'un modèle de SSZ : un magma appauvri issu de la fusion hydratée du coin mantellique au dessus de la plaque plongeante et un magma MORB provenant d'une remontée asthénosphérique au niveau de la zone d'expansion océanique. Cependant, dans les modèles récents de type SSZ *(fig.7.25)*, la genèse des magmas d'affinité tholéiitique précède légèrement celle des magmas d'affinité andésitique/boninitique et ces deux types de magmas sont donc plutôt sub-contemporains *(Dilek et al., 2009 et 2011 ; Reagan et al., 2010)*. De plus, dans ces modèles, les premiers magmas produits à l'aplomb de la subduction sont d'affinité tholéiitique et évoluent progressivement vers des magmas d'affinité andésitique puis boninitique au cours de l'expansion *(cf. fig.7.25)*. Pourtant, la répartition des deux séries de filons mantelliques et la contribution des deux pôles magmatiques dans la séquence cumulative à l'échelle de l'ophiolite indiquent, au contraire, que les premiers magmas formés au niveau du centre d'expansion sont boninitiques et qu'ils deviennent de plus en plus tholéiitiques au cours de l'accrétion *(cf. fig.7.17 et 7.20)*. La datation précise (résolution << Ma) des différentes unités volcaniques et plutoniques de l'ophiolite devrait, à l'avenir, permettre de réellement trancher entre ces deux scénarios. Cependant, la distribution de la contribution des deux pôles magmatiques à l'origine de la genèse des cumulats crustaux est symétrique par rapport aux structures d'accrétion, ce qui est difficilement envisageable dans ce type de modèle de SSZ *(cf. fig.7.25)*. De plus, les magmas parents des filons mantelliques de la série déprimée (gabbronorites et pyroxénites) et ultra-déprimée (orthopyroxénites) ont des concentrations en éléments en traces différentes de celles des laves d'arc et en particulier des boninites ; ils ne présentent pas d'enrichissements en LILE et en LREE classiquement attribués aux fluides issus de la déshydratation des sédiments lors de la subduction *(Benoit et al., 1999 ; Marie Python, soumis. ; cf. fig.7.11)*. Enfin, l'étude isotopique des deux séries de filons démontre qu'ils ont une origine mantellique avec des valeurs de εNd typiques des MORB, et en particulier des basaltes de la ride indienne *(Benoit et al., 1999)*. Ces résultats indiquent que les magmas d'affinité andésitique ne sont, *a priori*, pas issus de la fusion hydratée d'un coin mantellique en contexte de SSZ mais ont été générés au niveau d'une ride médio-océanique. Néanmoins, les filons de la série déprimée ont des compositions plus radiogéniques en strontium que ceux de la série tholéiitique indiquant le rôle d'une phase fluide avec une signature d'eau de mer dans la genèse de leurs magmas parents *(Benoit et al., 1999)* et ont des chromites avec de fortes valeurs de Cr# et de Fe^{3+} suggérant un processus de fusion hydratée *(Python et al., 2008)*. C'est à partir de l'ensemble de ces observations que les magmas andésitiques/boninitiques peuvent être interprétés comme les produits de la fusion hydratée d'une lithosphère altérée (par hydrothermalisme) et appauvrie (du fait de l'extraction des magmas tholéiitiques) en contexte de MOR. L'étude de gabbronorites forées au niveau de la ride médio-Atlantique *(Nonnotte et al., 2005)* et d'inclusions fluides dans des basaltes de cette même ride *(Sobolev et Shimizu, 1993)* confirment que des magmas d'affinité andésitique/boninitique peuvent être générés en contexte de « pure » dorsale océanique. L'ensemble de ces observations est donc compatible avec la formation de l'ophiolite d'Oman dans un contexte de MOR.

A partir de l'étude des filons mantelliques et de la section crustale profonde, il ne fait aucun doute que deux pôles magmatiques (i.e. magma de type MORB et magma déprimé) alimentent la (les) chambre(s) lors de l'accrétion et forment des magmas hybrides dans cette

dernière. Cependant, il est généralement admis que les laves d'affinité tholéiitique V1 (ou unité Geotimes), contemporaines de l'accrétion, ont des compositions en éléments majeurs et traces équivalentes aux N-MORB *(Ernewein et al., 1988 ; Nicolas et al., 2000 ; Godard et al., 2003 et 2006)*. Ce consensus est bien accepté dans la communauté scientifique travaillant sur l'ophiolite d'Oman puisque ces laves sont contemporaines de l'activité de la ride et co-génétiques de la séquence cumulative considérée, jusqu'à présent, comme le produit de cristallisation de magmas MORB. Mes résultats sur la section crustale profonde amènent à se poser des questions sur la nature de ces laves V1. Les premiers travaux effectués sur ces laves ont montré qu'elles avaient des caractéristiques géochimiques proches de magmas de type MORB mais intermédiaires entre des laves de ride océanique et des tholéiites d'arc insulaire *(Pearce et al., 1981 ; Alabaster et al., 1982)*. De récentes études géochimiques menées sur la séquence extrusive montrent également que les laves V1 présentent des caractéristiques en éléments en traces qui les distinguent des MORB (e.g. anomalie négative en Nb et Ta) et ont des concentrations en certains éléments en traces intermédiaires entre celles des N-MORB et celles des laves d'arc (i.e. arrière-arc ou arc insulaire) *(A'Shaikh et al., 2005 ; Godard et al., 2003 et 2006 ; Dilek et Furnes, 2009)*. Ces études montrent donc que les laves V1 ont, en réalité, des compositions « hybrides » entre des magmas de type N-MORB et des magmas à signature d'arc, comme les cumulats de la section crustale profonde. En comparant les laves V1 et les liquides à l'équilibre avec les deux séries de filons mantelliques, on constate que ces laves ont des compositions intermédiaires entre la série tholéiitique représentant les magmas N-MORB et la série déprimée reflétant les magmas d'affinité andésitique/boninitique issus de la fusion hydratée de la lithosphère *(fig.7.27)*. De plus, on remarque que les laves V1 suivent parfaitement le trend général décrit par les liquides à l'équilibre avec les cumulats crustaux et présentent globalement la même dispersion des compositions que celle de ces liquides *(fig.7.27)*. Les laves V1 sont donc co-génétiques des cumulats crustaux et représentent les magmas hybrides formés dans la (les) chambre(s) magmatique(s) par mélange entre un pôle N-MORB et un pôle boninite et éruptés au niveau du plancher océanique. Ceci confirme, en plus de l'étude des filons mantelliques et de la séquence cumulative, que des magmas déprimés sont générés lors de l'accrétion et que les processus d'hybridation ont lieu majoritairement dans la chambre magmatique (i.e. la chambre a un rôle de mélangeur).

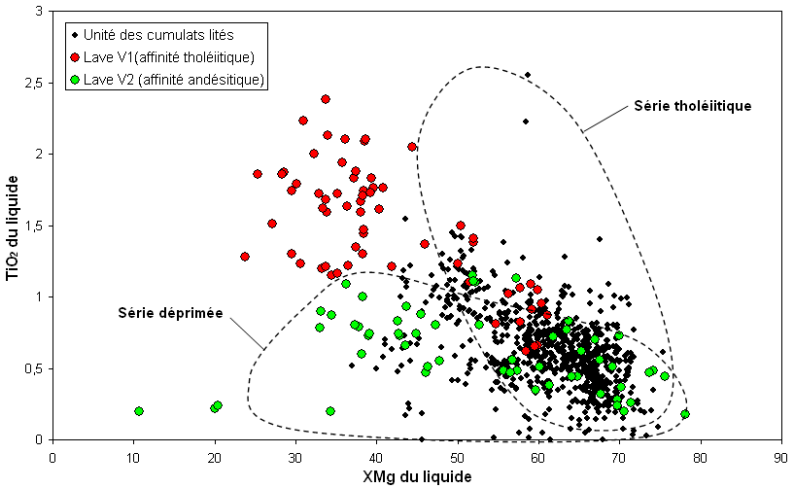


Figure 7.27 : Teneurs en titane en fonction du XMg des liquides à l'équilibre avec les cumulats crustaux et des laves V1 et V2. Les liquides à l'équilibre avec les deux séries de filons mantelliques sont donnés pour comparaison (d'après Python, 2002). Le calcul des liquides à l'équilibre avec les cumulats est réalisé selon la méthode décrite par Python (2002). Données des laves : Lippard et al., 1986 ; Einaudi et al., 2000 ; Ishikawa et al., 2002 ; A'Shaikh et al., 2005 ; Godard et al., 2003 et 2006).

Les laves V1 ne reflètent cependant que les magmas hybrides présentant une contribution relativement importante du pôle MORB (i.e. trends intermédiaires entre les deux séries définies par les filons mantelliques) *(fig.7.27)*. Par contre, on constate que les laves V2 (Unités Alley, Lasail et Clinopyroxene-phyric) d'affinité andésitique et déprimées en

éléments en traces par rapport aux MORB *(e.g. Alabaster et al., 1982 ; Ernewein et al., 1988)* suivent les trends les plus appauvris des cumulats crustaux et pourraient donc correspondre aux magmas hybrides présentant une contribution plus importante du pôle boninitique (*fig.7.27)*. Le problème majeur dans cette hypothèse est que, dans ce cas, les laves V1 et V2 seraient contemporaines ou sub-contemporaines alors que les études stratigraphiques et géochronologiques (publiées) réalisées sur la séquence extrusive montrent que les laves V2 se mettent en place après les laves V1 et qu'elles affleurent essentiellement au Nord de l'ophiolite *(cf. introduction ; Pearce et al., 1981 ; Tippit et al., 1981 ; Godard et al., 2003)*. Des études de terrain montrent cependant que des laves en coussins appartenant à l'unité V2 sont parfois interstratifiées avec des coulées de laves appartenant à l'unité V1 *(Benoit, comm. perso.)*, ce qui indique que la genèse de ces deux types de laves pourrait être contemporaine. A la lumière des nouvelles données obtenues sur les cumulats crustaux et de leurs relations chimiques avec les laves, il serait intéressant de réaliser des études comparatives plus détaillées entre la section crustale inférieure et supérieure, et d'étudier la distribution des caractéristiques chimiques des laves à l'échelle de l'ophiolite afin de la comparer avec les cartes de répartition des filons mantelliques et de la composition des cumulats crustaux.

Le fait que des magmas déprimés puissent être générés en contexte de MOR et que les laves V2 aient des compositions équivalentes à celles des magmas hybrides parents de certains cumulats crustaux montre que l'extrusion de ces laves d'affinité andésitique peut avoir lieu lors de l'accrétion et que leur formation ne nécessite pas l'intervention d'un détachement intra-océanique ou d'une subduction. De la même manière, les magmatismes « wehrlitique » et granitique généralement associés à ces laves V2 dans la littérature peuvent s'expliquer dans un contexte de « pure » MOR. Mon étude des intrusions « wehrlitiques » *(cf. paragraphe IV)* montre que ces corps intrusifs ont des compositions en éléments majeurs et traces équivalentes à celles des cumulats lités, et ont donc le même type de magma parent que ces derniers, et s'injectent dans la séquence cumulative et/ou dans la chambre magmatique lors de l'accrétion océanique. Certaines intrusions de plagiogranites recoupant la section mantellique dans l'ophiolite peuvent représenter les magmas trondhjémitiques (i.e. riches en silice) se formant dans les premiers stades de la fusion hydratée de la lithosphère, avant la formation des magmas andésitiques/boninitiques à l'origine des filons mantelliques gabbronoritiques et pyroxénitiques *(Amri et al., 1996 ; Clénet et al., 2010, annexe 3)*. Ces observations ne remettent pas en doute le détachement intra-océanique et l'initiation d'une subduction au niveau de la ride ou à proximité de cette dernière lors de l'obduction de l'ophiolite mais montrent que les laves V2, les intrusions « wehrlitiques » et les intrusions de plagiogranites ne peuvent pas être utilisées comme des arguments en faveur de ce modèle puisque ces magmas peuvent être générés dans un contexte de « pure » ride médio-océanique.

L'ophiolite d'Oman est considérée par beaucoup comme l'exemple type d'une ride médio-océanique rapide équivalente à la dorsale Est-Pacifique actuelle. Pourtant, en partie du fait de l'imprécision des techniques actuelles de datation, son taux d'expansion n'a jamais été mesuré. Cette hypothèse est, en fait, principalement basée sur le fait que, dans l'ophiolite, la croûte est bien développée et continue (i.e. complexe filonien bien formé et séquence cumulative épaisse, *cf. introduction*) et que la section mantellique est exclusivement formée de harzburgites relativement pauvres en Cpx (ophiolite de type HOT, *Boudier et Nicolas, 1985 ; Nicolas, 1989*) reflétant un fort taux de fusion du manteau sous la ride supposé caractéristique des dorsales rapides actuelles. La géométrie du flux mantellique diagnostique d'une lithosphère peu épaisse et d'une limite lithosphère/asthénosphère sub-horizontale est un autre argument pour un régime thermique chaud supposé typique des dorsales à fort taux d'expansion *(Ceuleneer et al., 1988)*.

Le fait que l'ophiolite d'Oman ait évolué dans un environnement de forte alimentation magmatique est une évidence incontestable aux yeux de l'ensemble de la communauté scientifique. Cependant, au vu des études menées sur les rides médio-océaniques actuelles, cette importante activité magmatique n'implique pas nécessairement que l'ophiolite d'Oman représente une dorsale rapide. En effet, dans certains bassins marginaux, e.g. Lau Basin *(Martinez et al., 2006)* et East Scotia Ridge *(Leat et al., 2000)*, et certaines rides lentes à ultra-lente, e.g. Mid-Atlantic Ridge *(Gente et al., 1995)* et South-West Indian Ridge *(Cannat et al., 2006 ; fig.7.28)*, des segments océaniques montrent des évidences de forte alimentation magmatique (e.g. croûte épaisse, plancher océanique dominé par les roches volcaniques, vallée axiale bombée, faible développement du rift,…, *cf. fig.7.28A*). De plus, certaines rides actuelles présentant un fort taux d'expansion (~ 70 mm/an), e.g. Australian-Antarctic Discordance *(Okino et al., 2004)* et Parece Vela Basin *(Okino et al., 1998 ; Ohara et al., 2003 et 2006)*, ont des caractéristiques morpho-tectoniques généralement attribuables aux rides lentes indiquant une faible activité magmatique (e.g. croûte amincie, profonde vallée axiale, développement d' « Oceanic Core Complexes » (OCC),…). Ces exemples montrent qu'il n'y a pas systématiquement de lien de cause à effet entre l'activité magmatique et le taux d'expansion au niveau de la ride comme expliqué par Karson *(1998)* : " (…) a more fundamental parameter than spreading rate in controlling oceanic crustal structure is the magma budget. (…) At high magma budgets even slow-spreading settings like the Reykjanes Ridge probably produce a more or less continuous magmatic crust on the order of 5 – 7 km thick. At lower magma budgets, even at intermediate- or fast-spreading rates, tectonic extension could possibly result in stretching and thinning of rock units and the exhumation of deep crustal or even upper mantle rocks".

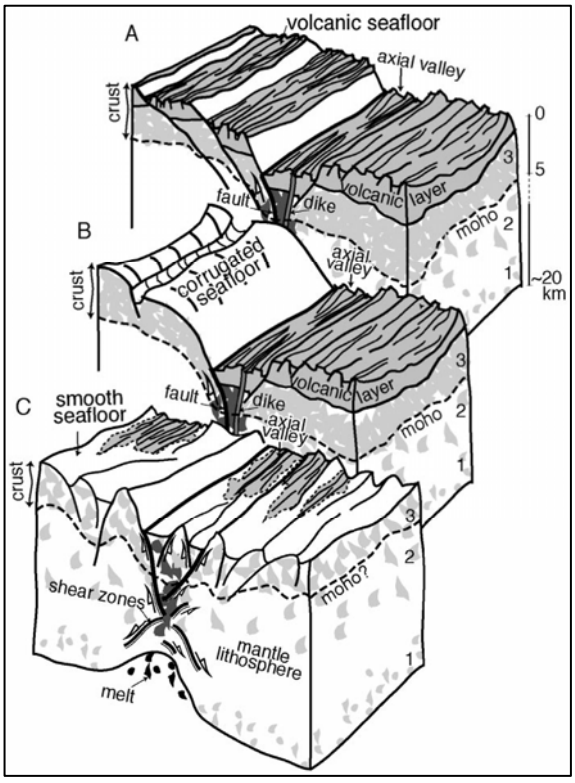


Figure 7.28 : Différentes morphologies du plancher océanique au niveau de la ride ultra-lente Sud-Ouest Indienne (SWIR) reflétant des variations du taux d'alimentation magmatique et de l'épaisseur de la croûte au cours de l'accrétion dans la région axiale (d'après Cannat et al., 2006). Par taux d'alimentation magmatique décroissant, A : surface volcanique (volcanic seafloor), B : surface corruguée (corrugated seafloor) produit par le jeu d'une faille de détachement et C : surface régulière (smooth seafloor). Les morphologies A et B s'observent également au niveau des rides lentes (e.g. ride médio-Atlantique) mais la morphologie C, caractérisée par un volcanisme rare voire absent, semble spécifique aux rides ultra-lentes. Les magmas sont représentés en noir dans l'asthénosphère et en gris foncé dans la lithosphère et les roches magmatiques cristallisées sont indiquées en gris clair. Les chiffres 1-2-3 indiquent l'abondance croissante des roches magmatiques à différents niveaux dans le manteau lithosphérique et dans la croûte.

Les failles syn-magmatiques et syn-accrétions de grande extension observées dans les massifs de Bahla et de Sumail *(chap.3 et 4)* présentent des caractéristiques pétrologiques et structurales proches de celles des failles de détachement à l'origine des « Oceanic Core Complexes » (OCC) (structures en dôme issues de l'exhumation de la croûte inférieure et du

manteau supérieur par l'intermédiaire d'une faille de détachement) *(cf. fig.7.28B ; Tucholke et al., 1998 ; Ohara et al., 2001 ; Escartin et al., 2003 ; Dick et al., 2000 et 2008).* Actuellement ce type de structure n'a été observé qu'au niveau des dorsales lentes à ultra-lentes, e.g. MAR (Kane Megamullion) et SWIR (Atlantis Bank ; *fig.7.28B*), et des rides à taux d'expansion intermédiaire, e.g. Parece Vela Basin (Godzilla Megamullion), et aucune occurrence n'est mentionnée au niveau des dorsales rapides. Cependant, comme expliqué par Karson *(cf. précédemment)*, le développement d'OCC au niveau des rides rapides est concevable en supposant qu'elles présentent des épisodes et/ou des segments d'accrétion montrant une faible activité magmatique.

Le modèle proposé pour générer des magmas d'affinité boninitique en contexte de ride océanique *(cf. paragraphe VII.3)* nécessite une période de sous-alimentation de la chambre entre deux remontées diapiriques afin de former une épaisse lithosphère axiale fortement serpentinisée *(Amri et al., 1996 ; Benoit et al., 1999).* L'existence d'une lithosphère axiale formée de péridotites hydratées est bien documentée dans les rides lentes *(e.g. Cannat et al., 1993 ; Mével et al., 2003)* et les quelques évidences de magmas d'affinité boninitique en contexte de MOR ont été observées au niveau de la ride médio-Atlantique (~ 10 – 30 mm/an) *(Sobolev et Shimizu, 1993 ; Nonnotte et al., 2005).* En résumé, l'ophiolite d'Oman est une dorsale présentant une forte activité magmatique mais, lors de son accrétion, elle forme des magmas boninitiques qui nécessitent une faible alimentation magmatique. De ce fait, soit un autre mécanisme que celui proposé par Benoit et al. *(1999)* permet de former des magmas boninitiques dans un environnement de forte alimentation magmatique, soit des épisodes amagmatiques de relativement faible durée ont lieu au cours de l'activité de la ride. Selon les propos de Karson *(cf. précédemment)*, cette dernière hypothèse pourrait être envisageable dans un contexte de ride rapide cependant, actuellement, aucune évidence d'épisodes amagmatiques (e.g. variation importante de l'épaisseur de la croûte) n'a été mentionnée au niveau de ces dernières. Par contre, le long des rides lentes et intermédiaires, des variations dans l'épaisseur de la section crustale et/ou dans la morphologie de la vallée axiale ou du plancher océanique sont fréquentes et témoignent de variations dans le taux d'alimentation de la croûte *(Gente et al., 1995, Leat et al., 2000 ; Martinez et al., 2006 ; Cannat et al., 2006 ; fig.7.28).*

Cette étude comparative entre l'ophiolite d'Oman et les rides océaniques actuelles montre qu'il est difficile de déterminer précisément si l'ophiolite représente une dorsale rapide, lente ou intermédiaire. Au vu des connaissances actuelles sur les rides océaniques, des résultats sur les filons mantelliques et de mon étude sur la section crustale, l'ophiolite d'Oman apparaît cependant comme une dorsale océanique présentant une alternance de phases magmatiques intenses et d'épisodes amagmatiques et ayant des caractéristiques pétrologiques et structurales proches de celles des rides lentes ou intermédiaires actuelles.

X. Zone de transition : Percolation vs. Cristallisation fractionnée

La zone de transition entre la section mantellique et la section crustale (MTZ pour Moho Transition Zone) est le lieu d'une intense circulation magmatique *(cf. introduction, paragraphe III.2)*. Elle est principalement composée de dunites renfermant de nombreuses ségrégations magmatiques (gabbro, troctolite, pyroxénite,…) dont des corps de chromite de structures variées (stratiforme, dyke de chromite nodulaire,… ; *Ceuleneer et Nicolas, 1985*). Dans l'ophiolite d'Oman, elle varie en épaisseur d'une dizaine de mètres à plusieurs centaines de mètres ; au niveau de certains sites comme Maqsad, on a pu montrer une corrélation entre son épaisseur et la proximité d'un diapir *(Ceuleneer, 1991 ; Boudier et Nicolas, 1995).* La signification pétrogénétique de la zone de transition a fait débat dans les années 1980 : elle a été interprétée par certains comme la base de la section crustale composée de dunites

cumulatives « transitionnelles » *(e.g. Hopson et al., 1981 ; Pallister et Hopson, 1981 ; Lippard et al., 1986)* et par d'autres comme un manteau résiduel (dunites issues d'une réaction entre les harzburgites mantelliques et des magmas percolants) riche en imprégnations, dykes et sills magmatiques (gabbro, wehrlite, chromitite,…) *(e.g. Nicolas et Prinzhofer, 1983 ; Benn et al., 1988 ; Koga et al., 2001 ; Akizawa et Arai, 2009).* Ces dunites sont souvent appelées « dunites imprégnées » (i.e. contenant des Plg et/ou des Cpx interstitiels).

Dans le massif de Sumail, j'ai levé une coupe d'environ 300 m dans la zone de transition située à l'aplomb du diapir de Maqsad *(coupe de Tuff, chap.4, paragraphe II.1.a.1)*. Cette coupe est essentiellement formée de dunites (s.l.) et de wehrlites à Cpx tardif (appelées dunites dans la littérature), présentant parfois des « imprégnations » de Plg, associées à des filons de gabbro et de troctolite. Elle renferme également un dyke de chromite nodulaire. L'ensemble de ces roches présente des textures de cumulats. Si elles furent déformées, l'intense circulation magmatique en a gommé toute trace.

J'ai établi des profils chimiques le long de cette coupe afin de mieux comprendre l'origine de cette zone de transition *(fig.7.29a et chap.4, paragraphe III.3.a)*. Pour simplifier la lecture de ce paragraphe, le terme général de « dunite » sera utilisé pour décrire toutes les péridotites de la zone de transition.

A la base de la zone de transition, sur une centaine de mètres (entre les cotes 50 m et 150 m), la teneur en forstérite (Fo) des Ol et la teneur en titane des chromites augmentent progressivement dans les dunites *(fig.7.29a)*. Cette évolution n'est pas envisageable dans le cas d'un simple mécanisme de cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes dans lequel la teneur en titane des chromites augmenterait progressivement avec la décroissance du Fo. Une des hypothèses permettant d'expliquer l'augmentation conjointe de ces teneurs dans les dunites est de faire intervenir, en plus de la cristallisation fractionnée, un mécanisme de percolation du magma dans le manteau. On considère l'arrivée d'un « batch » de magma dans un manteau harzburgitique relativement froid situé à la base d'une ancienne croûte fortement hydrothermalisée *(fig.7.29b)*. Ce magma présentant une composition primitive et cristallisant des Ol magnésiennes dont le Fo ~ 88,5 % est équivalent à celui des troctolites migrant dans le manteau profond de cette région *(Ceuleneer et al., 1996 ; Python et Ceuleneer, 2003)*, percole dans le manteau constitué de harzburgites dont les Ol ont une composition Fo ~ 91,5 % *(cf. péridotites mantelliques à la base de la zone de transition dans la coupe du wadi Dima, chap.4, paragraphe III.3.b)*. A la base de cette zone (cote 50 m), le manteau est riche en liquide percolant et le rapport magma/roche est donc relativement important (> 20 %). De ce fait, les Ol cristallisant dans le magma percolant peuvent difficilement se rééquilibrer avec celles des harzburgites mantelliques et présentent des compositions moyennes de Fo ~ 88,5 % *(fig.7.29a)*. Au cours de leur migration dans le manteau, les liquides percolants vont cristalliser des Ol et des chromites et progressivement s'enrichir en titane, ce qui explique l'augmentation graduelle de la teneur en TiO_2 dans les chromites vers le sommet de cette zone *(fig.7.29)*. La percolation de ces liquides va également entraîner la dissolution des Opx dans les harzburgites et conduire à la formation d'Ol réactionnelles de compositions équivalentes à celles des harzburgites *(fig.7.29b)*. Au fur et à mesure de la percolation des liquides dans le manteau, le rapport magma/roche va diminuer (i.e. le rapport magma/roche va diminuer vers le sommet de la zone) *(fig.7.29b)*. Les Ol cristallisant dans les liquides percolants seront donc progressivement en contact avec les Ol des harzburgites et les Ol réactionnelles présentant des compositions Fo ~ 91,5 %. De ce fait, au cours de la migration de ces liquides, leurs Ol vont se rééquilibrer avec celles du manteau (et avec les Ol réactionnelles), processus quasi-instantané du fait de la diffusion rapide du Fe et du Mg dans l'Ol à haute température (> 900°C). Ce rééquilibrage explique donc l'augmentation progressive de la teneur en forstérite des Ol vers le sommet de cette zone de percolation *(fig.7.29a)*. En résumé, au niveau de la

zone de percolation, le tamponnage des teneurs en forstérite des liquides percolants avec celles des harzburgites du manteau couplé à la cristallisation fractionnée de ces liquides explique l'augmentation conjointe de la teneur en forstérite des Ol et de la teneur en titane des chromites dans les dunites. Les évolutions chimiques décrites par les autres éléments et/ou minéraux dans cet intervalle (i.e. 50 m – 150 m) sont en accord avec ce mécanisme de percolation. La dissolution des Opx au cours de la migration des liquides dans les harzburgites explique l'augmentation progressive de la teneur en chrome des chromites voire des Cpx dans les dunites, les Opx présentant ~ 0,7 % de Cr_2O_3 dans les péridotites mantelliques (*cf. coupe du wadi Dima, chap.4, paragraphe III.3.b) (fig.7.29a)*. L'augmentation du XMg_{cpx} dans les dunites de cette zone reflète, comme le Fo, le rééquilibrage des teneurs en fer et en magnésium des Cpx avec celles du manteau *(fig.7.29a)*. La croissance du XMg_{cpx} est cependant moins prononcée que celle du Fo probablement du fait de la plus lente diffusion intracristalline de ces éléments dans le Cpx par rapport à l'Ol. La faible décroissance des teneurs en titane et en aluminium des Cpx ne résulte cependant ni du mécanisme de cristallisation fractionnée, ni de la dissolution des Opx au cours de la percolation. Le fait que les Cpx magmatiques soient interstitiels et que des Cpx « hydrothermaux » s'observent dans ces dunites *(cf. chap.1 et 4)* suggère que ces évolutions particulières résultent de processus magmatiques et/ou hydrothermaux plus complexes affectant les liquides lors de ce mécanisme de percolation/cristallisation fractionnée.

A la base de la zone de transition (< 50 m), les différents minéraux dans les dunites décrivent des évolutions chimiques variables qui ne suivent ni une logique de cristallisation fractionnée, ni une logique de rééquilibrage au cours de la percolation *(fig.7.29a)*. Pour expliquer ces évolutions chaotiques, on peut émettre l'hypothèse suivante : dans la lentille magmatique située à l'interface avec le manteau, le magma commence à cristalliser ; sa cristallisation est cependant fortement perturbée par l'injection successive de magmas primitifs, ce qui expliquerait l'augmentation du Fo, du XMg_{cpx} et du $Cr_2O_{3\,cpx}$ dans les dunites, et/ou par l'incorporation de fluides hydrothermaux dans les magmas, qui affecterait la composition des minéraux et permettrait l'abondante cristallisation de Cpx hydrothermaux *(fig.7.29a-b)*. Ce processus formerait donc un niveau de dunite à dominante cumulative à la base de la zone de transition *(fig.7.29b)*.

Au sommet de la zone de transition, sur une centaine de mètres (entre les cotes 200 m et 300 m), la teneur en forstérite des Ol diminue et la teneur en titane des chromites augmente *(fig.7.29a)*. Cette anti-corrélation est, cette fois, compatible avec un mécanisme de cristallisation fractionnée de phases ferromagnésiennes. Ce processus est confirmé par l'augmentation de la teneur en titane et en aluminium des Cpx et la décroissance du XMg_{cpx} dans ce même intervalle *(fig.7.29a)*. Ces évolutions chimiques indiquent la création d'une proto-chambre magmatique au dessus du manteau percolé dans laquelle les magmas primitifs cristallisent progressivement *(fig.7.29b)*. A la base de cette zone d'accumulation (150 – 200 m), certains minéraux décrivent cependant des évolutions plus complexes : la teneur en Fo des Ol augmente légèrement et les teneurs en titane des Cpx et des chromites diminuent brutalement *(fig.7.29a)*. De plus, à l'interface entre la zone de percolation et la zone d'accumulation (cote 150 m), la composition des chromites et des Cpx (à l'exception de la teneur en titane) évolue de façon progressive alors que le Fo connaît une importante diminution corrélée à une forte augmentation de la teneur en titane du Cpx. Ces évolutions chaotiques à l'interface entre les deux zones et à la base de la zone d'accumulation pourraient refléter des instabilités magmatiques à la base de la proto-chambre : les mécanismes de cristallisation fractionnée seraient perturbés par l'arrivée progressive des liquides percolants dans la chambre, par des processus de mélange, ainsi que par l'hydratation des magmas, à l'instar de ce que nous avons proposé pour les cumulats crustaux *(fig.7.29b)*. Dans les dunites de cette zone d'accumulation, l'anti-corrélation observée entre le Fo (ou le XMg_{cpx}) et la

teneur en chrome des Cpx et des chromites résulte probablement de ces mêmes mécanismes magmatiques et/ou hydrothermaux secondaires *(fig.7.29a)*.

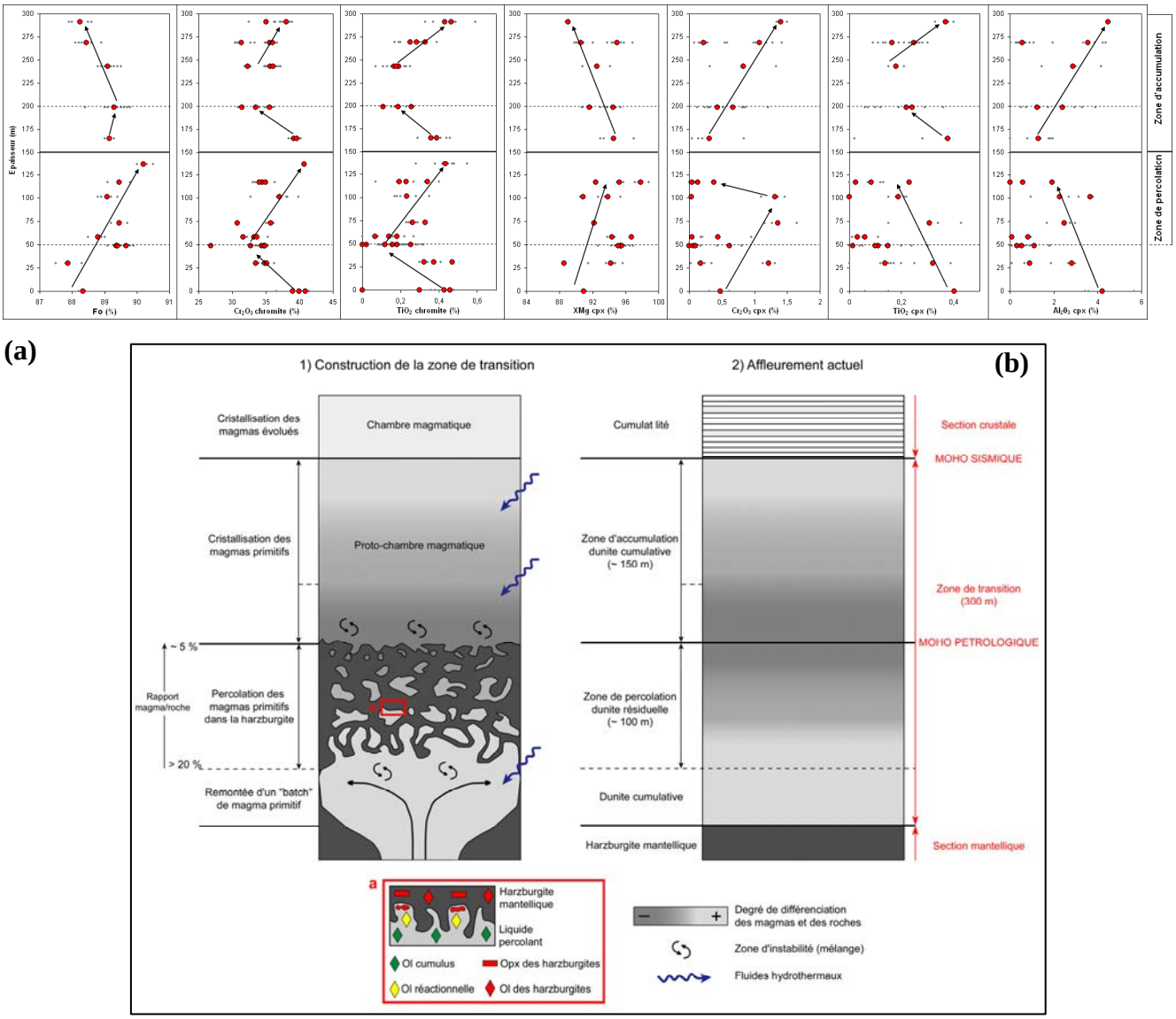


Figure 7.29 : a) Evolution de la composition des minéraux (Ol, Cpx, chromites) dans les dunites de la zone de transition située à l'aplomb du diapir de Maqsad. Les flèches indiquent les trends d'évolution décrits dans le texte. Les Cpx « hydrothermaux » sont ceux présentant de forts XMg et de faibles teneurs en TiO_2, Cr_2O_3 et Al_2O_3 et qui se situent en dehors des trends d'évolution. Pour plus de détail sur ces profils voir le chap.4 (paragraphe III.3.a). b) Schéma interprétatif simplifié résumant la construction de la zone de transition. Le rectangle rouge (a) montre les processus réactionnels ayant lieu à l'interface entre les harzburgites mantelliques et les liquides percolants. Les limites entre les zones illustrées dans ce schéma sont celles notées dans les profils chimiques.

Aucune relique d'Opx n'a été observée dans les dunites échantillonnées et aucune harzburgite n'a été récoltée dans cette coupe *(cf. chap.4, paragraphe II.1.a.1)*. La densité d'échantillonnage est relativement faible (~ 22 échantillons sur 300 m) ; il est donc possible que des Opx existent mais leur abondance est certainement très faible puisque nous avons effectué des observations en continu le long de la coupe. Bien que lithologiquement homogène, cette épaisse zone de transition dunitique est constituée de deux principaux niveaux présentant des évolutions chimiques distinctes *(fig.7.29b)*. Dans la moitié inférieure

de la coupe, les évolutions chimiques sont très cohérentes avec une origine réactionnelle des dunites (i.e. transformation totale des harzburgites en dunites) ; il s'agirait donc d'une zone de percolation au sommet d'un manteau percolé par des magmas primitifs. Dans la moitié supérieure, les évolutions chimiques sont cohérentes avec une origine cumulative des dunites ; il s'agirait donc d'une zone d'accumulation de liquides primitifs dans une lentille magmatique (proto-chambre magmatique). De fortes instabilités magmatiques existent à la base de cette proto-chambre. Cette proto-chambre magmatique située dans la zone de transition pourrait correspondre aux lentilles magmatiques imagées par sismique réflexion au niveau de la discontinuité du Moho dans certaines rides océaniques actuelles *(Nedimović et al., 2005 ; Canales et al., 2009)*.

Le Moho (notion de sismologue) est généralement considéré, par les pétrologues, comme la limite entre le manteau résiduel et les cumulats à dominance gabbroïque. Dans mon modèle *(fig.7.29b)*, il est donc difficile de le positionner puisqu'il peut se situer soit à l'interface entre la zone de percolation et la zone d'accumulation, si on considère que cette dernière marque le début de la section crustale des pétrologues, soit à l'interface entre la zone d'accumulation et les cumulats lités, si on considère que les dunites n'appartiennent pas réellement à la section cumulative. L'utilisation du terme général « Moho » est en fait un abus de langage puisque deux types de Moho ont été définis dans les ophiolites : le Moho sismique (ou géophysique) et le Moho pétrologique *(Christensen et Smewing, 1981 ; Lippard et al., 1986)*. Le terme général « Moho » employé dans la littérature fait habituellement référence à sa définition originelle c'est-à-dire au Moho sismique (discontinuité sismique de Mohorovičić), qui est caractérisé par une augmentation abrupte de la vitesse de propagation des ondes sismiques entre les roches ultrabasiques (i.e. péridotite, harzburgite, dunite) (~ 8 km/s pour la vitesse de propagation des ondes P) et les roches mafiques (i.e. gabbros lités) (~ 7 km/s). Le Moho pétrologique représente, quant à lui, la limite pétrologique et structurale entre le manteau résiduel (i.e. harzburgites et dunites résiduelles) et les péridotites et gabbros cumulatifs. Dans la zone de transition étudiée à l'aplomb du diapir de Maqsad, ces deux types de Moho sont bien discernables *(fig.7.29b)*, le Moho pétrologique est situé entre la zone de percolation et la zone d'accumulation tandis que le Moho sismique est localisé entre les dunites cumulatives et les cumulats lités majoritairement gabbroïques. L'étude détaillée de la coupe de Tuff montre que la réalité est certainement plus complexe, en témoigne l'existence probable d'un niveau de dunite cumulative à la base de la zone de transition, sous le Moho pétrologique.

Ce modèle de construction de la zone de transition est donc, selon mes données, alternatif entre les deux hypothèses émises dans les années 1980 (i.e. origine purement cumulative vs. origine purement réactionnelle). Il est important de noter que ce modèle permet d'expliquer la formation de la zone de transition située au dessus du diapir de Maqsad mais n'est pas nécessairement transposable à l'ensemble des zones de transition observées dans l'ophiolite d'Oman, des travaux précédents ayant montré que des variations pétrologiques et structurales existaient entre les différentes zones de transition principalement en fonction de leur épaisseur *(Benn et al., 1988 ; Boudier et Nicolas, 1995)*.

Afin d'améliorer et de mieux contraindre ce modèle préliminaire de construction d'une zone de transition à l'aplomb d'un diapir mantellique, il serait intéressant de réaliser un échantillonnage plus détaillé, une étude géochimique détaillée en éléments en traces voire une étude pétrophysique (e.g. texture des roches, fabriques,…).

XI. Construction de la séquence cumulative : cycles magmatiques de remplissage / cristallisation fractionnée ?

Dans les intrusions litées (Skaergaard, Bushveld, Muskox,…) et les ophiolites (Sumail, Troodos,…), il est généralement admis que les cumulats lités se construisent selon des cycles successifs de remplissage/cristallisation fractionnée dans la (les) chambre(s) magmatique(s) *(e.g. Irvine, 1980 ; Pallister et Hopson, 1981)*. L'existence de ces cycles dans les cumulats lités est démontrée par l'alternance périodique de bancs de lithologies variées et par la présence de variations cryptiques (i.e. variation de la composition des minéraux) qui décrivent des patterns en « zig-zag » et qui sont couplées aux variations pétrographiques *(fig.7.30)*. Dans une séquence cumulative théorique analogue à celles observées dans l'intrusion litée de Muskox *(Irvine, 1980 ; fig.7.30)*, une décroissance abrupte du degré de différenciation (i.e. une augmentation rapide du XMg) associée à la cristallisation de l'Ol et de la chromite reflètent l'injection d'un magma primitif dans la chambre et une augmentation progressive du degré de différenciation associée à la cristallisation de Cpx et de Plg indique la cristallisation fractionnée du magma dans la chambre. La décroissance abrupte du degré de différenciation suivie de son augmentation progressive définit un cycle magmatique *(fig.7.30)*.

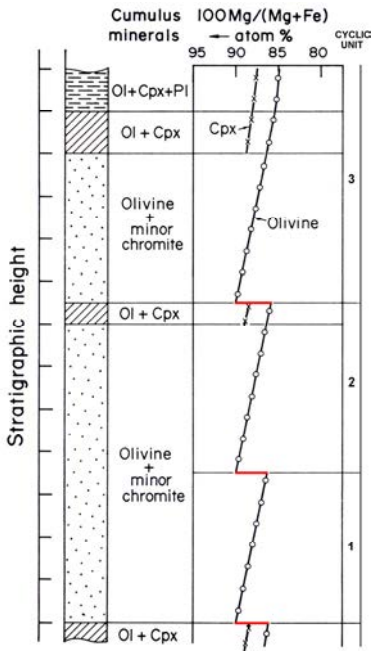


*Figure 7.30 : Séquence cumulative théorique analogue à celles observées dans l'intrusion litée de Muskox dans laquelle trois unités cycliques (i.e. cycles de remplissage/cristallisation fractionnée) peuvent être définies à partir de la lithologie des bancs et des variations cryptiques en zig-zag définies par le XMg (i.e. (Mg / (Mg+Fe) * 100)) des Ol et des Cpx. Sur le profil chimique, les trends rouges reflètent le remplissage de la chambre et les trends noirs la cristallisation fractionnée. Modifié d'après Irvine, 1980.*

Les variations cryptiques observées dans les séquences cumulatives des ophiolites et des intrusions litées décrivent des patterns beaucoup plus complexes que celui illustré dans ce modèle théorique, ce qui implique que, dans la réalité, la notion de cycle magmatique recouvre un ensemble de processus pétrologiques *(fig.7.30 et 7.31)*. En étudiant les cumulats lités dans l'intrusion de Muskox, Irvine *(1980)* a montré qu'à la base des cycles, les variations cryptiques n'étaient pas systématiquement abruptes et corrélées aux interfaces lithologiques *(fig.7.31a)*. Pour expliquer ces différences par rapport au modèle théorique, il a invoqué un processus post-cumulus « d'infiltration métasomatique » ayant lieu lors de la compaction de la série litée : l'extraction d'un liquide intercumulus évolué dans un lit en cours de compaction et sa migration dans le lit sus-jacent conduirait à un rééquilibrage de la composition des minéraux dans ce dernier et donc à un décalage de la transition chimique par rapport à l'interface lithologique. En étudiant une séquence cumulative dans l'ophiolite d'Oman (Coupe Sud du massif de Sumail), Clénet et al. (*2010)* ont également montré que,

contrairement au modèle théorique, les variations cryptiques n'étaient pas calquées sur les variations lithologiques et que des trends de « remplissage » marqués par une diminution progressive du degré de différenciation existaient également *(fig.7.31b et annexe 3)*. Dans cet article, nous avons proposé une hypothèse alternative pour expliquer ces patterns. Lorsque les magmas primitifs s'injectent dans la chambre, ils se mélangent progressivement avec les magmas évolués déjà présents dans cette dernière. Ceci conduit à l'évolution progressive de la composition des phases et au décalage entre les limites chimiques et lithologiques, l'assemblable cotectique ne variant pas lors de l'arrivée du magma primitif mais changeant brutalement pour une composition donnée (i.e. pour une certaine proportion de mélange).

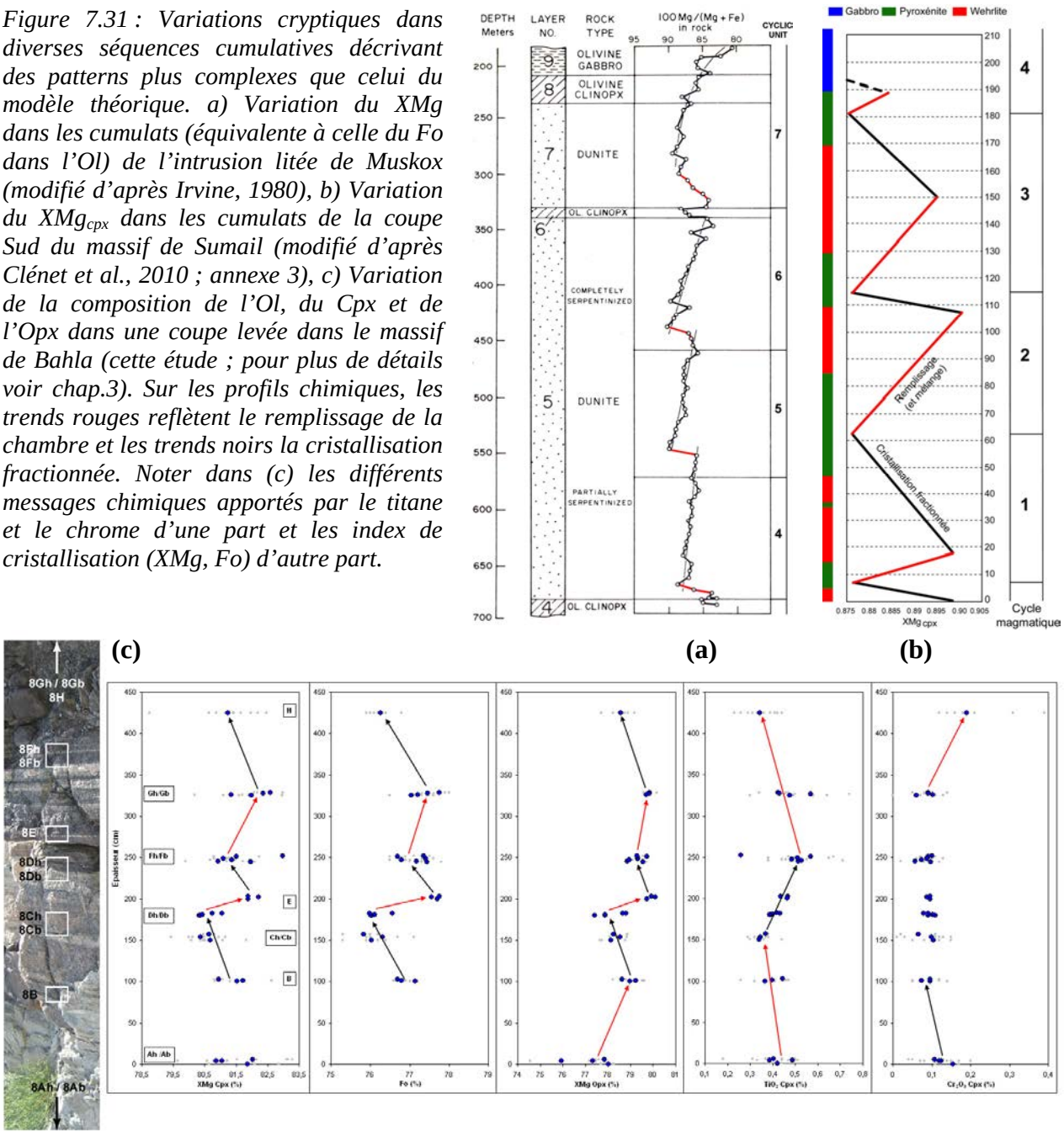


Figure 7.31 : Variations cryptiques dans diverses séquences cumulatives décrivant des patterns plus complexes que celui du modèle théorique. a) Variation du XMg dans les cumulats (équivalente à celle du Fo dans l'Ol) de l'intrusion litée de Muskox (modifié d'après Irvine, 1980), b) Variation du XMg_{cpx} dans les cumulats de la coupe Sud du massif de Sumail (modifié d'après Clénet et al., 2010 ; annexe 3), c) Variation de la composition de l'Ol, du Cpx et de l'Opx dans une coupe levée dans le massif de Bahla (cette étude ; pour plus de détails voir chap.3). Sur les profils chimiques, les trends rouges reflètent le remplissage de la chambre et les trends noirs la cristallisation fractionnée. Noter dans (c) les différents messages chimiques apportés par le titane et le chrome d'une part et les index de cristallisation (XMg, Fo) d'autre part.

Dans la dizaine de coupes que j'ai levées dans la séquence cumulative de l'ophiolite d'Oman (plusieurs mètres à plusieurs centaines de mètres de puissance), les minéraux et/ou éléments décrivent également des patterns en zig-zag différents de celui illustré dans le

modèle théorique *(cf. coupes dans les chapitres précédents et exemple dans la fig.7.31c)*. A partir des exemples décrits précédemment, ces variations cryptiques reflètent des cycles de remplissage/cristallisation fractionnée perturbés par des mécanismes de mélange magmatique voire de compaction/migration post-cumulus. L'étude détaillée de ces coupes a cependant mis en évidence plusieurs incohérences chimiques par rapport à ces cycles magmatiques : 1) les différents éléments et/ou minéraux ne décrivent pas systématiquement les mêmes patterns d'évolution ce qui conduit à définir des cycles magmatiques différents selon les éléments considérés (e.g. XMg_{opx} et $TiO_{2\ cpx}$, *fig.7.31c*), ce qui est physiquement incohérent, 2) certains éléments et/ou minéraux montrent des variations cryptiques significatives dans la séquence cumulative tandis que d'autres ont des compositions constantes (e.g. XMg_{cpx} et $Cr_2O_{3\ cpx}$, *fig.7.31c*), 3) des éléments présentant généralement les mêmes comportements lors de la cristallisation fractionnée décrivent des trends d'évolution inverses et vice-versa (e.g. Fo/XMg et $Cr_2O_{3\ cpx}$, *fig.7.31c*). Ces incohérences chimiques sont probablement liées aux processus d'hybridation et d'hydratation agissant dans la chambre magmatique en plus de la cristallisation fractionnée, ces processus affectant aussi bien la composition des minéraux que leur ordre de cristallisation.

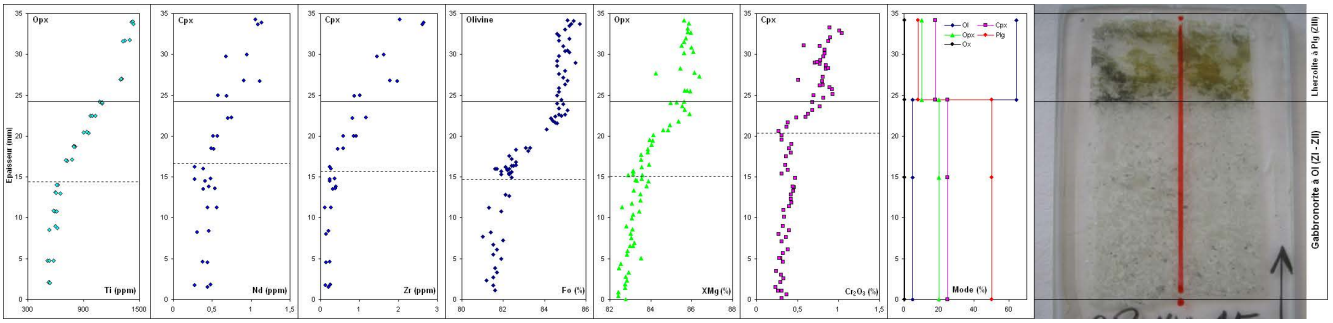
En complément de ces coupes métriques et pluri-métriques, j'ai réalisé une vingtaine de profils chimiques à l'échelle d'une ou plusieurs lames minces (~ 3 – 6 cm) afin d'étudier les variations cryptiques à l'interface entre les lits. En débutant cette étude, je m'attendais à observer, dans l'ensemble de ces profils détaillés, les mêmes cycles de remplissage/ cristallisation fractionnée que ceux décrits à plus grande échelle *(fig.7.31c)*. Finalement, contre toute attente, je me suis retrouvée face à une grande diversité de profils chimiques, ces derniers étant quasiment spécifiques à chaque lame, ne suivant que rarement une « pure » logique de cycle magmatique (e.g. incohérences chimiques par rapport à la cristallisation fractionnée, absence surprenante de variations cryptiques dans certaines lames finement litées, variations cryptiques chaotiques,…). Ce travail de détail sur les cumulats lités étant à bien des égards novateur, je ne peux m'appuyer sur la littérature pour l'interprétation de ces profils chimiques. Ce qui est néanmoins certain dans ce type de profil, c'est, qu'au vu de l'échelle d'étude, la perturbation des variations cryptiques ne peut s'expliquer uniquement par des processus d'hybridation entre des magmas de composition et/ou de degré de différenciation distincts ou par des processus d'hydratation mais qu'il faut aussi prendre en compte certains mécanismes intra- ou inter- cristallins tels que la diffusion à l'état solide ou la diffusion différentielle d'éléments dans le liquide interstitiel qui peuvent affecter la composition des minéraux sur de petites distances. Comme il est impossible de déterminer une évolution type, chaque profil étant différent, je vais discuter succinctement de quatre profils chimiques montrant des évolutions remarquables *(fig.7.32)*. Pour plus de détails sur l'ensemble des profils chimiques réalisés dans les cumulats lités des différents massifs, vous pouvez vous reporter aux derniers paragraphes des précédents chapitres *(chap.2 à 6)*.

La lame 08WU1E *(fig.7.32a, massif de Wuqbah, chap.2)* montre un contact bien tranché, mais contouré au microscope, entre un lit péridotitique (lherzolite à Plg) et un lit gabbroïque (gabbronorite à Ol). Dans le profil chimique, un découplage évident existe entre les éléments majeurs et les éléments en traces : le lit gabbroïque a une composition évoluée en éléments majeurs (Fo 82 %) mais est pauvre en éléments en traces incompatibles (Ti, Nd, Zr) alors que le lit ultramafique présente une composition plus primitive en éléments majeurs (Fo 85 %) mais est enrichi en éléments en traces incompatibles. Ce découplage indique que les variations cryptiques observées le long de ce profil ne reflètent ni un mécanisme de cristallisation fractionnée, ni le remplissage de la chambre par un magma primitif mais résultent de l'intéraction entre des magmas parents de compositions différentes. Dans le lit gabbroïque, la composition des minéraux évolue progressivement vers le contact. L'épaisseur

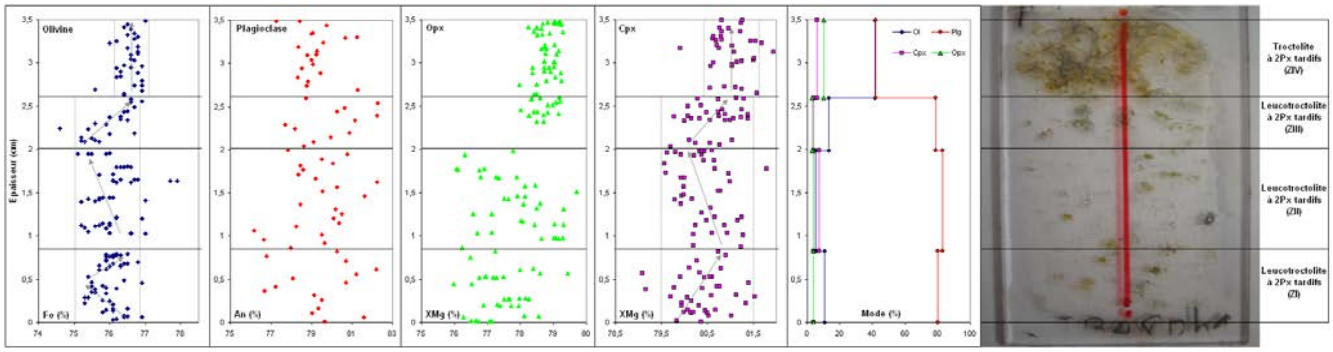
de cette zone de transition chimique varie selon les éléments et minéraux considérés et est toujours supérieure à la taille des grains (3,5 mm à 1 cm). Cette évolution chimique au sommet du lit gabbroïque résulte donc de processus de diffusion atomique et, dans une moindre mesure, d'advection, entre les liquides intercumulus et/ou les magmas parents des deux cumulats. L'absence d'évolution chimique significative dans le lit péridotitique, malgré ces mécanismes de diffusion/advection au niveau de l'interface, pourrait s'expliquer par des processus dynamiques dans la chambre magmatique et/ou par la nature discontinue des limites de phase *(cf. explications paragraphe III.3.b.1, chap.2)*. En conclusion, les variations cryptiques et lithologiques observées dans ce profil résultent de processus d'hybridation, i.e. présence de magmas hybrides de compositions différentes dans la chambre, associés à des processus de diffusion/advection à l'interface entre les lits mais ne peut être diagnostique d'un cycle de remplissage/cristallisation fractionnée. Comme je l'ai précédemment noté *(paragraphe IV)*, ce type de profil prouve que la cristallisation des lits péridotitiques/pyroxénitiques est contemporaine de celle des lits gabbroïques, ce qui est une conclusion majeure pour comprendre la formation de l'ophiolite d'Oman. Ces processus de diffusion à l'état liquide et d'advection sont relativement courants à l'interface entre les lits cumulatifs puisqu'ils ont été observés dans plusieurs profils chimiques, soit entre des lits de lithologie différente *(lame 7.32a)*, soit entre des lits de même lithologie *(lame 7.32c)*.

La lame 08BA8Dh *(fig.7.32b, massif de Bahla, chap.3)* montre une succession de lits troctolitiques présentant des compositions relativement évoluées (Fo 76 %) et décrivant des litages de proportion. A la base du profil, les Ol et les Cpx décrivent des patterns en zig-zag qui pourraient refléter des cycles de remplissage/cristallisation fractionnée dans la chambre magmatique. Cependant, on constate que les Ol et les Cpx ne décrivent pas le même nombre de cycles, que leurs trends d'évolution sont mal définis du fait de la forte dispersion des données et que ces cycles ne sont pas décrits par les Opx et les Plg. Ces observations semblent indiquer que ces cycles magmatiques sont perturbés par des processus secondaires dont l'origine est cependant difficile à contraindre. Le long de ce profil, l'ensemble des minéraux décrit, par contre, une nette variation dans le degré de dispersion des données : les compositions sont hétérogènes à la base de la lame et s'homogénéisent au sommet. Cette dispersion des compositions n'est pas liée à un problème analytique et est fortement corrélée aux pourcentages modaux des lits et aux degrés de différenciation des minéraux : les lits présentant des compositions hétérogènes sont riches en Plg et ont des compositions évoluées tandis que les lits montrant des compositions homogènes sont riches en minéraux ferromagnésiens et ont des compositions généralement plus primitives. Plusieurs processus peuvent être invoqués pour expliquer ces variations non aléatoires dans le degré de dispersion des données *(cf. explications paragraphe II.4.a, chap.3)* : 1) à la base du profil, la succession de cycles magmatiques empêcherait l'homogénéisation des compositions alors qu'au sommet, l'injection d'un magma primitif dans la chambre sans mécanisme de cristallisation fractionnée expliquerait la faible dispersion des données, 2) l'hétérogénéité des compositions à la base du profil pourrait résulter de mécanismes particuliers affectant la composition des minéraux lors de la nucléation/germination des cristaux, 3) l'homogénéisation des compositions au sommet du profil pourrait s'expliquer par un rééquilibrage de la composition des minéraux par diffusion intracristalline sub-solidus. Ce type de variation dans le degré de dispersion des compositions a été observé dans plusieurs profils, cependant, contrairement à cette lame, ces variations ne sont pas systématiquement corrélées aux proportions modales des lits et/ou à la composition des minéraux et ne sont pas nécessairement définies par l'ensemble des minéraux.

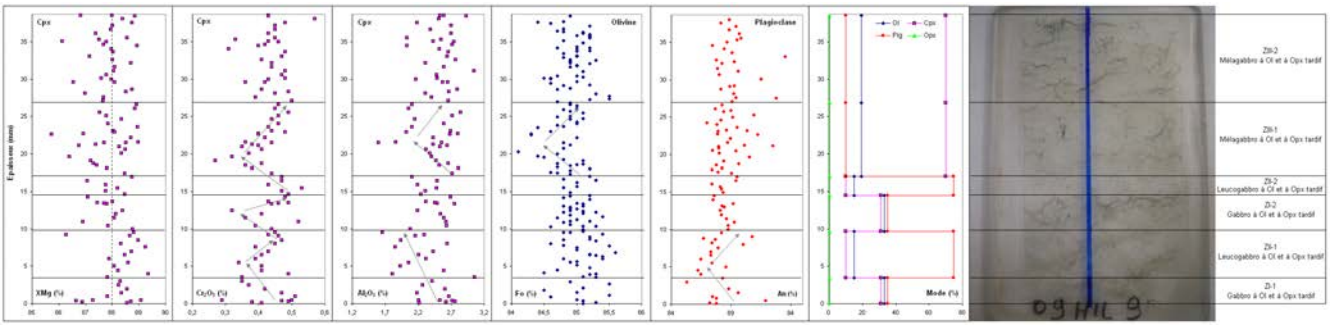
a) Lame 08WU1E (massif de Wuqbah)



b) Lame 08BA8Dh (massif de Bahla)



c) Lame 09HIL9Db (massif de Hilti)



d) Lame 08MA48AH (massif de Sumail)

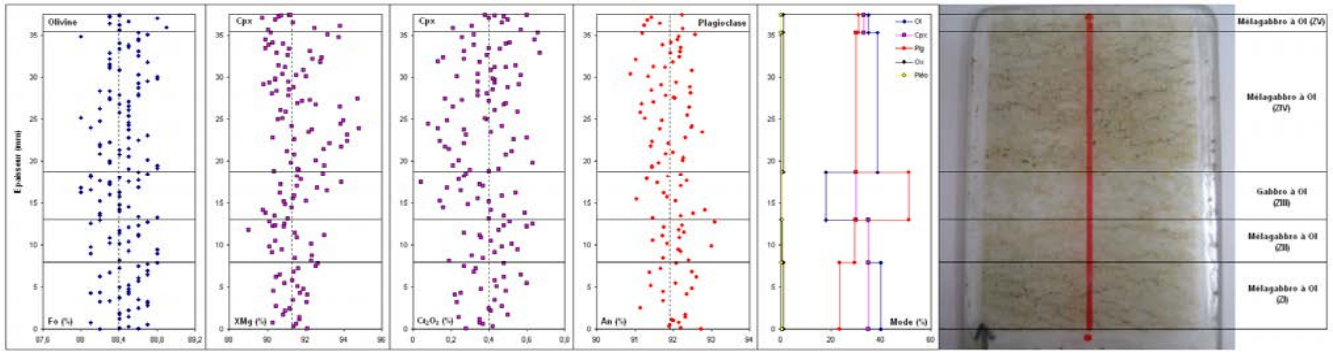


Figure 7.32 : Profils chimiques montrant des évolutions remarquables dans des lames minces taillées dans les cumulats lités des différents massifs de l'ophiolite d'Oman. a) Lame 08WU1E (chap.2), les pointillés représentent la zone de transition chimique. b) Lame 08BA8Dh (chap.3), les pointillés montrent les variations du degré de dispersion et les flèches les évolutions décrites dans le texte. c) Lame 09HIL9Db (chap.5), les pointillés indiquent les compositions moyennes et les flèches soulignent les évolutions chimiques décrites dans le texte. d) Lame 08MA48AH (chap.4), les pointillés indiquent les compositions moyennes. Pour plus de détail voir les précédents chapitres.

La lame 09HIL9Db *(fig.7.32c, massif de Hilti, chap.5)* présente un litage de proportion marqué par l'alternance de lits gabbroïques relativement primitifs (Fo 85 %). Son profil chimique est caractérisé par des variations cryptiques totalement chaotiques dans le sens où chaque élément et/ou minéral décrit des patterns d'évolution différents. Le long du profil, seule la teneur en chrome des Cpx définit un pattern continu en zig-zag qui semble refléter des cycles successifs de remplissage/cristallisation fractionnée. Ce pattern n'est cependant pas corrélé aux variations modales et les interfaces entre les lits sont marquées par des évolutions chimiques progressives ce qui suggère des mécanismes de diffusion atomique et/ou d'advection entre des liquides intercumulus et/ou des magmas parents distincts *(cf. lame 7.32a)*. On constate que seuls certains de ces cycles sont décrits par les autres minéraux et/ou éléments. En résumé, les litages dans cette lame résultent probablement de cycles magmatiques qui ont été fortement perturbés par des processus magmatiques et/ou hydrothermaux secondaires et dont l'empreinte est encore observable pour certains éléments chimiques. Une observation surprenante dans ce profil est l'absence totale de corrélation entre le XMg_{cpx} et la teneur en chrome des Cpx, ces éléments ayant pourtant le même comportement lors de la cristallisation fractionnée. On remarque que, dans de nombreux profils, ces deux paramètres ne sont pas corrélés voire sont totalement anti-corrélés c'est-à-dire qu'ils présentent des trends d'évolutions inverses. Les mécanismes à l'origine de cette incohérence chimique sont difficiles à contraindre et correspondent peut être aux processus d'hybridation et d'hydratation affectant les magmas dans la chambre.

La lame 08MA48AH *(fig.7.32d, massif de Sumail, chap.4)* présente une succession de lits de gabbros à Ol décrivant des litages de proportion et montrant des compositions relativement primitives (Fo 88,5 %). Malgré l'alternance de plusieurs lits présentant des variations modales distinctes, aucune variation chimique ne s'observe le long du profil quels que soient le minéral et/ou l'élément considérés. Cette absence totale de variations cryptiques dans plusieurs profils de cumulats finement lités n'est actuellement pas explicable.

Ces quelques exemples illustrent la difficulté à expliquer ce type de profil puisqu'ils montrent des évolutions chimiques distinctes, et la complexité des processus affectant les cumulats lités dans la chambre magmatique. Cette étude exploratoire permet finalement de faire un « inventaire » des différents profils chimiques pouvant exister à l'interface entre des lits cumulatifs. La compréhension des processus à l'origine de ces différents profils nécessite maintenant un travail plus détaillé : étude de l'ensemble des profils en éléments en traces, cartographie chimique des lames, étude précise de la pétrographie le long des profils (texture, comptage des cristaux,…), travaux expérimentaux pour étudier les processus d'hybridation/ d'hydratation ainsi que les mécanismes de diffusion et d'advection, etc…En conclusion, on constate que l'étude de ces profils est essentielle pour comprendre les mécanismes à l'origine de la construction de la séquence cumulative de l'ophiolite d'Oman.

L'étude de coupes pluri-métriques et de profils détaillés dans les cumulats lités de l'ophiolite d'Oman démontre que la séquence cumulative ne se construit pas uniquement selon des cycles de remplissage/cristallisation fractionnée, éventuellement perturbés par des intrusions « wehrlitiques », comme supposé depuis les années 1980, mais par le jeu de nombreux processus magmatiques et/ou hydrothermaux et/ou post-cumulus intervenant à différentes échelles dans la (les) chambre(s) magmatique(s). A partir de ces résultats, les litages observés dans les cumulats pourraient représenter : 1) des cycles de remplissage/cristallisation fractionnée, 2) des cycles de mélange, 3) des cycles hydrothermaux, 4) des cycles très complexes faisant intervenir les différents processus.

Comme les litages observés dans la séquence cumulative ne reflètent pas nécessairement des cycles de remplissage/cristallisation fractionnée, on ne peut donc plus interpréter les variations lithologiques/pétrographiques observées sur le terrain ou en lame

mince en termes d'évolution chimique et inversement. Ce découplage entre la lithologie et la chimie est particulièrement bien visible dans les profils détaillés *(fig.7.32)* et est illustré dans la *figure 7.33*.

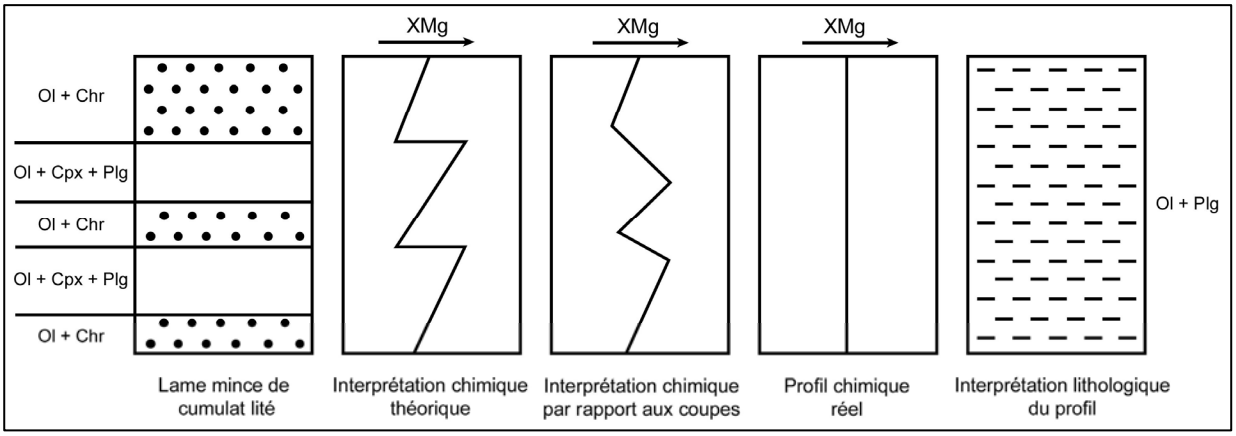


Figure 7.33 : Schéma simplifié montrant le découplage existant entre la lithologie et la chimie dans les cumulats lités à l'échelle d'une lame mince (la flèche indique la diminution du XMg). Le profil chimique attendu à partir de l'étude des variations lithologiques est différent du profil chimique réel. De la même manière, le litage attendu à partir de l'étude du profil chimique est différent du litage réel.

En conclusion, pour étudier correctement une séquence cumulative, du moins dans l'ophiolite d'Oman, et pour comprendre les processus à l'origine de sa construction, il est primordial de coupler une étude lithologique à une étude géochimique détaillée.

CHAPITRE 8

THE EXPERIMENTAL STUDY OF HYBRIDIZATION AND HYDRATION PROCESSES:

A key to the understanding of the lithological diversity of the Oman ophiolite lower crust

I. Introduction

In the previous chapter, I proposed that one option to account for the whole petrological and geochemical characteristics of the Oman ophiolite lower oceanic crust was to invoke both: 1) Mixing between N-MORB extracted from asthenospheric upwelling and silica enriched melts, such as high-Ca boninite melts, produced by hydrated re-melting of the lithosphere in response to the deep circulation of hydrothermal fluids and 2) Interaction at different scales between hydrothermal fluids and MORB melts, boninite melts and/or related hybridized melts in magma(s) chamber(s). In this frame, the amount of mixing between the two magmatic end-members (MORB and high-Ca boninite) and the amount of water in the different melts would influence the composition of the resulting melts and of their crystallisation products, and would explain the lithological diversity of the Oman ophiolite lower crustal sequence.

In order to test this assumption and thus to explore the effects of hydration and hybridization processes on the crystallisation sequence of these melts (MORB, high-Ca boninite and hybridized melts), I performed crystallisation experiments at shallow pressure. Currently, the MORB + water system is already well explored *(e.g. Berndt et al., 2005 and Feig et al., 2006)* and therefore, I decided to conduct experiments on high-Ca boninite + water and (MORB + high-Ca boninite) + water systems. As nothing is currently known about the phase relations in a hydrous high-Ca boninite at shallow pressure and as the behaviour of the end-member systems (MORB + water and boninite + water) should be well constrained before performing crystallisation experiments on hydrous hybridized melts, I first focalized experiments on boninites. A few experiments on "hybrid" system were nevertheless performed. Due to many analytical and technical problems, I only present here the very preliminary results from these crystallisation experiments.

The experiments have been performed at the "Institut für Mineralogie" within the framework of a collaboration with the Leibniz University Hannover (Germany).

II. Experimental techniques

II.1. Experimental conditions and starting materials

To link the experiments directly with the corresponding investigated natural cumulates, the experimental conditions were selected to mimic physical conditions supposed to prevail in the deep oceanic crust. I therefore performed crystallisation experiments in an internally heated pressure vessel equipped with hydrogen membrane and rapid quench facility at a pressure of 200 MPa, corresponding to about ~ 6 km depth, and at temperatures ranging from 1,100°C to 1,150°C. The water contents in the experiments were systematically varied: nominally dry, XH_2O = 0.4, XH_2O = 0.6 and water-saturated conditions, where different XH_2O values were established via H_2O - CO_2 mixtures (see below). Regarding the "hybrid" system, only dry experiments were performed. The goal of the experiments was the investigation of the phase relations in hydrous boninitic or "hybrid" systems, i.e. the crystallisation path of the main cumulate minerals: olivine, clinopyroxene, orthopyroxene and plagioclase. The temperature range of interest was established (e.g. the estimation of the dry and wet liquidus temperatures of the systems) with the help of modelling using the COMAGMAT Software *(Ariskin, 1999)*. Depending on water activity, the oxygen fugacity (fO_2) of the experiments varies between ~ QFM+0.5 (i.e. dry condition) and QFM+3 (i.e. water-saturated condition) corresponding to relatively oxidizing conditions.

The starting material corresponds to two synthesized glasses characterised by primitive high-Ca boninite and primitive MORB compositions, respectively *(Table 8.1)*. The

high-Ca boninite reference composition corresponds to a natural boninitic lava from the Oman ophiolite volcanic sequence *(OM2-73B, Ishikawa et al., 2002)*. This composition is primitive (XMg_{melt} ~ 69.5 %) and close to those of typical boninites from the Izu-Mariana forearc (Bonin Islands). The MORB reference composition, used in preliminary experiments on hybridized melts, corresponds to a synthetic primitive MORB (XMg_{melt} ~ 66.87 %) *(MORB B1, Berndt et al., 2005)* reflecting the average composition of natural primitive MORB. The interest of this MORB composition is that it was already used for experimental studies performed at the same conditions than those I used for the present study. Therefore, the MORB + water system is very well experimentally constrained.

Table 8.1: Compositions of primitive MORB and high-Ca boninite synthetic glasses used as starting materials and of the reference synthetic or natural compositions. Calculated synthetic "hybrid" composition is also shown.

	n[a]	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO^T	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total	XMg_{melt} [b]
Synthetic MORB B1*		49.64	0.87	16.07	8.63	9.77	12.44	2.28	0.08	99.78	66.87
Synthetic MORB	23	50.29 *(0.26)*	0.94 *(0.04)*	15.55 *(0.13)*	8.59 *(0.22)*	9.67 *(0.13)*	12.59 *(0.18)*	2.26 *(0.13)*	0.09 *(0.02)*	99.97	66.75 *(0.61)*
Natural high-Ca boninite*		53.94	0.28	12.89	8.19	10.47	12.93	0.91	0.2	99.81	69.50
Synthetic high-Ca boninite	26	54.83 *(0.31)*	0.30 *(0.02)*	12.33 *(0.11)*	8.08 *(0.28)*	10.20 *(0.16)*	13.09 *(0.15)*	0.94 *(0.07)*	0.21 *(0.02)*	99.97	69.24 *(0.79)*
Synthetic hybrid (50/50)[c]		52.56	0.62	13.93	8.34	9.94	12.84	1.60	0.15	99.97	66.99

Numbers in brackets are one standard deviation

* Normalized to 100 wt % with all Fe as FeO^T (total iron) from *Berndt et al., 2005* and *Ishikawa et al., 2002*

[a] Number of analyses

[b] $XMg_{melt} = (Mg / (Mg + Fe^T)) * 100$

[c] Mixture with ~ 50 % of synthetic MORB and ~ 50 % of synthetic high-Ca boninite, Calculated composition.

Synthetic glasses were produced by two step fusions at 1,600°C and 1 atm, of firstly oxide powder mixtures and then of the resulting glasses, previously ground, in order to have a good homogenization. Pieces of synthetic glasses were then analysed with the electron microprobe Cameca SX100 of the "Institut für Mineralogie" (analytical conditions: 15 keV, 10 nA beam current and 20 μm defocused beam) to confirm that glasses compositions are homogeneous and close to theoretical compositions *(Table 8.1)*.

For hybridized melt, the plan was to use as starting materials mixtures of the two synthetic end-member glasses from above in corresponding proportions. The calculated composition (50/50 %) used for my preliminary experiments on "hybrid system" is presented in *Table 8.1*. So, for hybridized melt, no glass was synthesized but a mixture, in the same proportions, of the powders of the two end-member synthetic glasses was prepared *(see details on paragraph II.2)*.

II.2. Samples preparation

Each synthetic glass was ground to powder and sieved to obtain a coarse fraction (~ 200 μm) and a fine fraction (~ 100 μm) in the same proportion. The mixing of these two fractions allows us to reduce the porosity of the glass powder and favours melt homogenization during experiments. The glass powders are then filled into noble metal

capsules. For high temperatures and to avoid iron loss toward capsules wall, Au_{80}-Pd_{20} (gold-palladium) capsules were used. Protocol for capsule preparation is described below.

Firstly, ~ 4 cm long Au_{80}-Pd_{20} tubes were cut and cleaned using an acetone bath plunged in an ultrasonic cleaner (~ 10 min) *(fig.8.1-1).* Then, tubes were softened in a furnace at ~ 800°C and 1 atm (~ 15 min) and cut in two pieces of ~ 2 cm long each *(fig.8.1-1).* One side of those 2 cm pieces was then pinched *(fig.8.1-2)* and welded *(fig.8.1-3)*; capsules were then ready to be filled. For each sample, 50 mg of starting glass powder, i.e. 50 mg of boninite powder or 25 mg of boninite powder + 25 mg of MORB powder (for synthetic hybrid composition), were transferred into the capsule. For water-saturated experiments, ~ 5 µl of distilled water was added into the capsule by using a micro syringe while for dry experiments, only glass powder was transferred into the capsule. For experiments with XH_2O = 0.4 and XH_2O = 0.6, respectively ~ 0.5 µl and 3.8 µl of distilled water mixed with ~ 7 mg of silver oxalate ($Ag_2C_2O_4$), used to fix water activity (because $XH_2O = H_2O / (H_2O+CO_2)$), was added into the capsule. Finally, capsules were closed by squashing and welding the other side *(fig.8.1-4).* During each protocol step, capsules were weighed to prevent component loss and to determine the real amount of each component in the capsule before experiments.

For theses experiments, 15 capsules were prepared: 12 capsules of high-Ca boninite glass powder with different water contents and 3 capsules of dry MORB+boninite mixture.

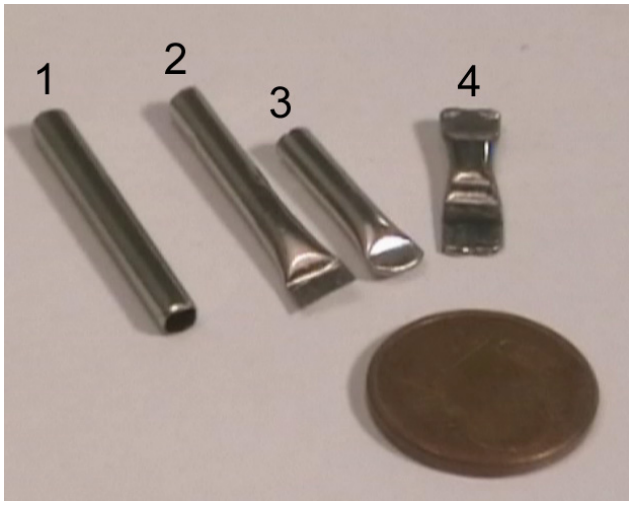


Figure 8.1 : Capsule preparation : 1) Cutting of ~ 2 cm long Au_{80}-Pd_{20} tube, 2) Pinched of one tube side , 3) Wielded of one tube side = capsule, 4) Filling and closure of the capsule. Capsule is closed by squashing and welding the other tube side. Diameter of the coin used as the scale ~ 1.6 cm.

II.3. Apparatus : Internally heated pressure vessel

All experiments were performed in a vertical Internally Heated Pressure Vessel (IHPV) using pure argon (Ar) as pressure medium *(fig.8.2a).* This apparatus is equipped with a hydrogen sensor membrane made of platinum (Pt) (H_2-membrane or Shaw membrane) to measure fH_2 for estimating the fO_2 of the run, and a rapid-quench system to prevent the formation of quench crystals during the cooling down of the experiment. This apparatus is used to perform high-pressure (i.e. up to 800 MPa) and relatively high temperature (maximum temperature is 1,250°C) experiments on basaltic, low-viscosity, volatile- and Fe-bearing systems. A detailed description of the apparatus is given by *Berndt et al. (2002).* I describe below the experimental steps *(fig.8.2).*

First, a package of five capsules was fixed in an inner ceramic tube (part of the sample holder) by hanging on a thin Pt-wire (quench wire) *(fig.8.2c).* This tube was surrounded by four S-type thermocouples (Pt-$PtRh_{10}$) controlling furnace and capsule temperatures, and the H_2-membrane controlling fH_2 and fO_2 *(fig.8.2c).* Then the sample holder was introduced horizontally in the vessel and capsules were placed into the hot zone of the furnace *(fig.8.2b).*

The vessel was moved to vertical position and quench system, thermocouples, H_2-membrane and gas system were connected *(fig.8.2a-b)*.

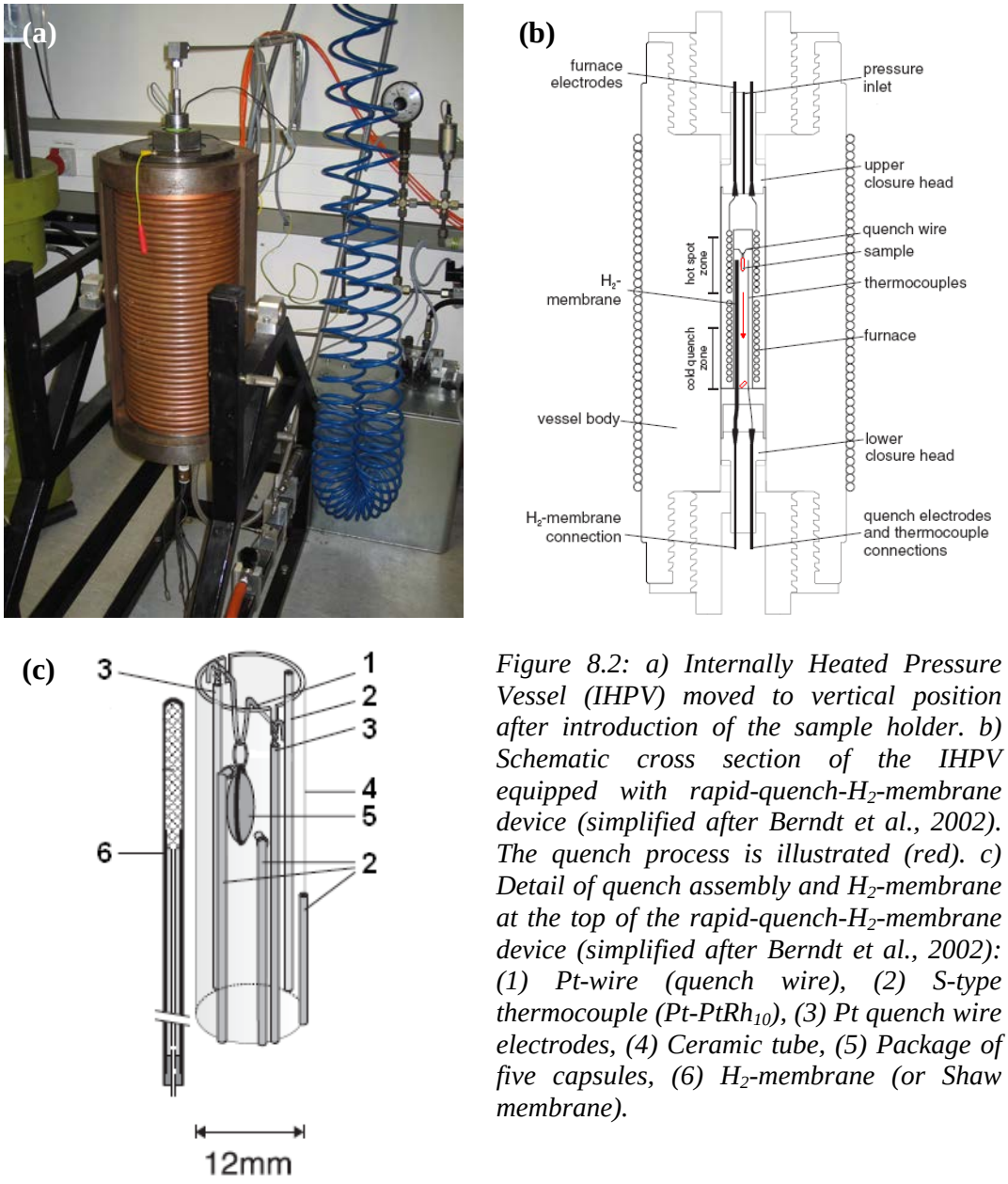


Figure 8.2: a) Internally Heated Pressure Vessel (IHPV) moved to vertical position after introduction of the sample holder. b) Schematic cross section of the IHPV equipped with rapid-quench-H_2-membrane device (simplified after Berndt et al., 2002). The quench process is illustrated (red). c) Detail of quench assembly and H_2-membrane at the top of the rapid-quench-H_2-membrane device (simplified after Berndt et al., 2002): (1) Pt-wire (quench wire), (2) S-type thermocouple (Pt-PtRh$_{10}$), (3) Pt quench wire electrodes, (4) Ceramic tube, (5) Package of five capsules, (6) H_2-membrane (or Shaw membrane).

Then, the vessel was air-evacuated with the help of a vacuum pump, flushed with pure hydrogen, and then charged with hydrogen to reach the initial H_2 pressure for achieving a desired fO_2, since this initial H_2 pressure controls the redox conditions of the runs. For my experiments, an initial H_2 was chosen to reach redox conditions corresponding to QFM+3 under water-saturated conditions, and to lower values at water activity < 1. After isolation from the H_2-reservoir, the vessel was charged with argon, using an Ar bottle and a pressure intensifier, until about 50 % of the final pressure was reached, i.e. ~ 90 MPa for my experiments (final pressure 200 MPa). Only ~ 50 % of final pressure was loaded because of gas expansion due to the increase of the temperature during the run. Then, the vessel was isolated from the argon pressure line for heating up the vessel.

Temperature increased progressively during about 30 min until the temperature of the run was reached (1,000°C, 1,125°C or 1,500°C). During the heating up, the pressure was controlled to a final value of ~ 200 MPa. During the experiment, temperatures varied between ± 10°C and pressures between ± 1 – 5 MPa *(Berndt et al., 2002)*. The run duration varied between 1.5 to 3 hours depending on temperature. During the heating phase and the run, all experimental parameters were recorded. At the end of the experiment, samples were quenched by fusing electrically the Pt-wire holding the capsules that then fell on a copper block in the cold quench area (~ 25°C) at the bottom of the sample holder *(fig.8.2b)*.

For my experiments, three runs were performed with the following experimental parameters *(Tables 8.2a-b, at the end of this chapter)*:

- **Run 1** : 5 capsules, P = 200 MPa, T = 1,200°C, QFM+3, time ~ 1.5 h
- **Run 2** : 5 capsules, P = 200 MPa, T = 1,150°C, QFM+3, time ~ 2 h
- **Run 3** : 5 capsules, P = 200 MPa, T = 1,100°C, QFM+3, time ~ 3 h

The chosen run durations are normally sufficient to reach equilibrium, according to the kinetic study of Freise et al. *(2009)* performed in the same vessel in a similar system (basaltic). Short experiment durations permit also to minimize iron loss toward the capsule. However, iron loss is normally negligible in Au_{80}-Pd_{20} capsule material for experiments with H_2O bearing compositions at magmatic temperature and pressure and under relatively oxidizing conditions (> ~ QFM) *(Kawamoto et Hirose, 1994; Berndt et al., 2005; Botcharnikov et al., 2008)*. The composition of the glasses of those runs performed at highest temperatures, where iron diffusion into the capsule material is most pronounced, does not show any sign of iron loss from the system *(cf. paragraph III.2)*.

In reality, the duration of the whole experiment is considerably longer due to the need of achieving an osmotic equilibrium of H_2 between oven atmosphere and Shaw membrane. This needs about 40 hours (at 1,150°C and 205.7 MPa, *Berndt et al., 2002*), so much longer than the run itself. However, since the quenched capsules are placed at the bottom of the sample holder at room temperature, the phase assemblages frozen under high-temperature conditions are not affected during the H_2-equilibration.

II.4. Analytical method and problems

Electron microprobe analysis of glasses and minerals were performed with a Cameca SX100 at the "Institut für Mineralogie", Hannover and with a Cameca SX50 at the "Observatoire Midi-Pyrénées", Toulouse *(Table 8.3, at the end of this chapter and annex 1)*. All data were obtained using 15 keV acceleration potential. However, minerals were analysed using a focused beam with a 20 nA beam current while glasses were analysed with a defocused beam (~ 20 μm) and a 10 nA beam current to minimize migration and volatilisation of the alkali elements, particularly of sodium. Few backscattered electron (BSE) images of the experimental products were also realised with the Cameca SX100 microprobe *(fig.8.3)*.

The water content of experimental glasses was estimated with the "by-difference" method of Devine et al. *(1995)* (i.e. H_2O = 100 wt % minus the total of the measured major elements) *(Tables 8.2a-b)*. However, it is important to note that this method leads to relatively large analytical errors (> ~ 0.5 wt %). The estimation of the water content in glasses reveals two major problems: 1) "dry" glasses often present few percents of water (H_2O ~ 0.25 % - 1.5 %, *Tables 8.2a-b*) and 2) the water content of glasses in fluid-bearing experiments is often over- or under-estimated. Indeed, previous experimental studies performed under the same conditions (*Berndt et al., 2005; Feig et al., 2006)*, demonstrated that, for example, water-saturated glasses (XH_2O ~ 1) present ~ 5 % of water (4.5 % < H_2O < 5.2 %, with by-difference method) while in my own water-saturated glasses, the water contents measured by-

difference are between 5.6 % and 7 % (*Table 8.2a)*. Except for the sample B14 (XH_2O ~ 0.4 equal to H_2O ~ 2.5 %, *Table 8.2a*), the water content in my experimental glasses is 0.5 % to 3 % over- or under-estimated compared to those of the previous studies (for indication XH_2O ~ 0.6 is normally equal to H_2O ~ 3 % - 3.5 %). This over- or under-estimation of the water content is related to the non-calibration of my experimental glasses by using standard glasses with well-known water contents. Otherwise, the presence of water in "dry" experiments can be due to the generation of water when using starting glasses synthesized at higher oxygen fugacity in runs where the prevailing oxygen fugacity is lower, which is the case for my experiments (for details see *Berndt et al., 2005* and *Feig et al., 2006*). Thus, the "dry" experiments should be rather called "nominally dry" experiments.

The uncertainties in estimation of the water contents of the experimental glasses do not affect significantly the main experimental results, e.g. the phase relations or the topology of the mineral saturation curves *(see below, paragraph III.2)*. However, due to this severe analytical problem, water activity and oxygen fugacity could not be calculated for experimental glasses. Thus, in *Tables 8.2a-b*, only supposed water activity (~ XH_2O) and redox conditions (QFM) are mentioned.

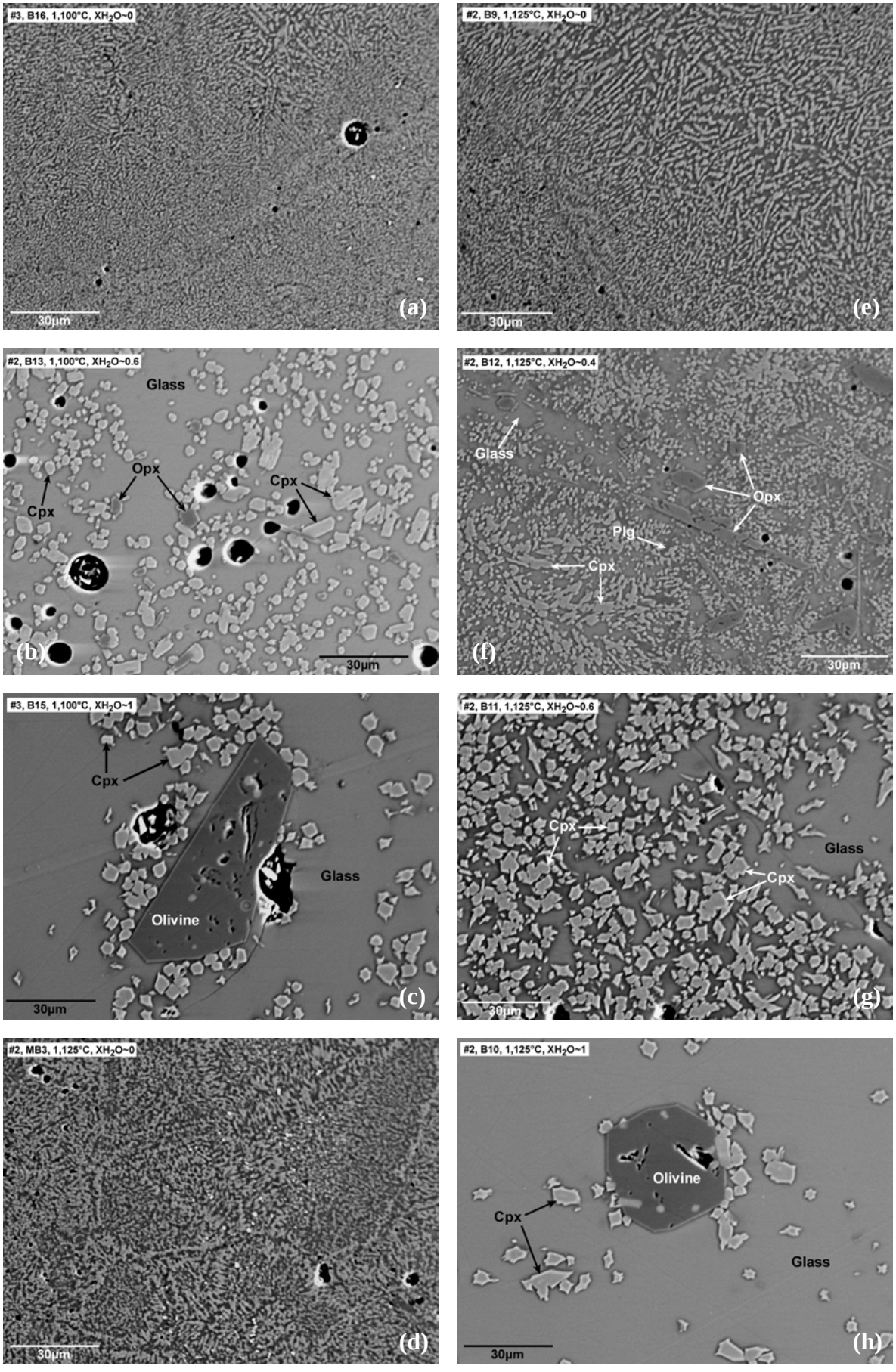
Oxides standard deviation in glass composition is often relatively high (e.g. MgO standard deviation ranging from 0.2 to 1.8) *(see Table 8.3 and paragraph III.3.d)* probably due to both the lack of calibration and to the difficulty to analyse none-contaminated glasses in highly crystallised experimental products. Thus, due to these large analytical errors, I have not calculated phase proportion by mass balance calculation and I only describe samples in *Table 8.2* to report qualitatively phase proportion.

III. Results

III.1. Achievement of equilibrium and general observations

Experimental studies performed in the same IHPV, under similar conditions but for tholeiitic systems *(Berndt et al., 2002 and 2005; Feig et al., 2006 and 2010; Freise et al., 2009; Botcharnikov et al., 2008)* show that chemical equilibrium is reached after about 1.5 h – 5 h at temperatures > 1,000°C. As no experimental data are available on high-Ca boninites and related "hybrid" systems at shallow pressure, run durations are based on the observations made in studies cited above and I applied short run durations (1.5 h – 3 h) for my experiments in order to reach equilibrium and to minimize the effect of iron loss of the system (see above).

Figure 8.3 (right): Back-scattered electron (BSE) images of the experimental products (P = 200 MPa, QFM +0.5 to +3). a-c) High-Ca boninite composition at 1,100°C (run #3) with different water contents, e-h) High-Ca boninite composition at 1,125°C (run #2) with different water contents, d) "Hybrid" composition (MORB + high-Ca boninite) at 1,125°C (run #2) and in "nominally dry" conditions. Cpx = clinopyroxene, Opx = orthopyroxene, Plg = plagioclase. Images illustrate the effects of water content and temperature on phase stability and modal proportion in the different experiments. Note the difference in texture between the "nominally dry" experiments (recrystallised glass) and the hydrous experiments (euhedral crystals surrounded by melt).


#3, B16, 1,100°C, XH2O~0
30µm
(a)
#2, B9, 1,125°C, XH2O~0
30µm
(e)
#2, B13, 1,100°C, XH2O~0.6
Glass
Opx
Cpx
Cpx
(b)
30µm
#2, B12, 1,125°C, XH2O~0.4
Glass
Opx
Plg
Cpx
(f)
30µm
#3, B15, 1,100°C, XH2O~1
Cpx
Glass
Olivine
30µm
(c)
#2, B11, 1,125°C, XH2O~0.6
Cpx
Glass
Cpx
30µm
(g)
#2, MB3, 1,125°C, XH2O~0
30µm
(d)
#2, B10, 1,125°C, XH2O~1
Olivine
Cpx
Glass
30µm
(h)

In "nominally dry" experiments, whatever the temperature and the starting material considered (i.e. high-Ca boninite or "hybrid" composition), experimental products systematically consist of abundant small and anhedral to sub-euhedral grains with, *a priori*, no evidence of melt *(Table 8.2a-b and fig.8.3a-d-e)* and correspond to typical recrystallised glasses *(Koepke, pers. comm.)*. Grains probably represent metastable minerals but it is difficult to analyse them due to the extremely fine-grained texture of these experimental products. This sub-solidus recrystallisation indicates that the "nominally dry" experiments are situated below or near the solidus temperature. I notice that in "nominally dry" experiments conducted in the same conditions (QFM+0.5 to +3, 200 MPa, < 1,200°C), solidus temperature is not reached or reached below ~ 950°C in tholeiitic system *(Berndt et al., 2005; Feig et al., 2006)* and is reached below ~ 1,050°C in Fe-rich tholeiitic system (*Botcharnikov et al., 2008).* Unfortunately, the only experiments performed on "hybrid" system are below the solidus *(Table 8.2b)*.

In the "nominally dry" experiments, I noticed the presence of scattered Cr-rich particles reflecting likely contamination of the glass source prior to my experiments, as no chromium was added to the synthetic starting materials *(Koepke, pers. comm.)*. However, this contamination has no significant influence on the experimental results.

Except for the "nominally dry" cases, the following observations indicate that near-equilibrium conditions prevailed during the water-bearing experiments: 1) Newly formed crystals are generally euhedral *(fig.8.3)*, 2) Glass and crystals are most often homogeneously distributed within the capsule, 3) Phase compositions are also generally homogeneous *(Table 8.3)*, 4) Chemical composition of glass and crystals vary systematically with experimental conditions such as temperature (*Table 8.3 and paragraph III.3).*

III.2. Phase relations

The phase relations for high-Ca boninite composition at 200 MPa are summarized in *Table 8.2a* and shown in the following T-H_2O diagram *(fig.8.4)*.

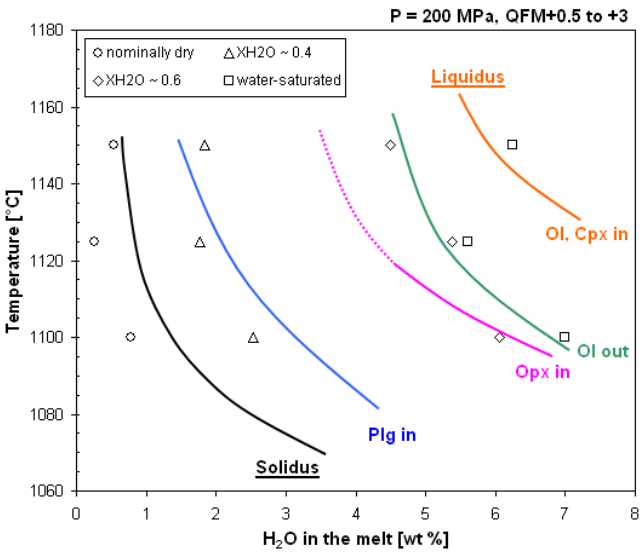


Figure 8.4: Phase relations in a high-Ca boninite system at 200 MPa and at oxygen fugacities corresponding to values between QFM+0.5 and QFM+3. The water content was determined with the "by-difference" method (cf. Table 8.2a). Solid lines underline phase boundaries showing the appearance (in) and the disappearance (out) of the phases. Dotted lines indicate extrapolations of the phase boundary for orthopyroxene. Ol = olivine, Cpx = clinopyroxene, Opx = orthoyroxene, Plg = plagioclase.

The water-saturated experiment in run #1 at 1,150°C (B19) consists essentially of glass and is thus located above the liquidus *(fig.8.4)*. I note that glass composition is close to the starting synthetic high-Ca boninite composition *(cf. Tables 8.1 and 8.3)* indicating negligible iron loss. In this boninitic system, olivine and clinopyroxene are the liquidus phases (i.e. the first phases crystallising from the melt). At about 40°C - 45°C below the

liquidus, for a given water content, olivine disappears *(fig.8.4)*. This disappearance occurs at lower temperature (1,095°C – 1,115°C) in water-saturated conditions (XH_2O ~ 1) than at XH_2O ~ 0.6 (1,110°C – 1,155°C), so olivine destabilisation is delayed by increasing the water content in the system. After olivine disappearance, a small domain, wherein only clinopyroxene crystallised, develops before orthopyroxene saturation *(fig.8.4)*. This domain is very narrow at high water content, stretching over only few degrees at H_2O ~ 7 % (XH_2O ~ 1), and presumably enlarges at lower water content over ~ 40°C at H_2O ~ 4.49 % (XH_2O ~ 0.6). So, at high water content (XH_2O ~ 1), orthopyroxene crystallisation occurs almost in the same temperature interval (1,095°C to 1,105°C) than the olivine disappearance. However, at lower water content (XH_2O ~ 0.6), orthopyroxene crystallises later after olivine destabilisation, between 1,100°C and 1,120°C. Olivine and orthopyroxene are thus never observed together in experimental products *(Table 8.2a, fig.8.3)* but according to the evolution of the phase boundaries at high water content, the olivine disappearance curve and the orthopyroxene saturation one could cross-over at temperatures lower than 1,100°C allowing their co-crystallisation *(fig.8.4)*. More experiments at lower temperature in water-saturated conditions are necessary to confirm this assumption. In all experimental products, at lower water activity (XH_2O ~ 0.4), clinopyroxene and orthopyroxene are stable *(fig.8.3)*. Plagioclase crystallises only at lower water activity (XH_2O ~ 0.4), between 1,140°C (H_2O ~ 1.78 %) and 1,100°C (H_2O ~ 2.53 %) *(fig.8.4)*. By increasing the water content in the system, plagioclase crystallisation is delayed from 1,140°C – 1,100°C at XH_2O ~ 0.4 to less than ~ 1,080°C at XH_2O ~ 0.6 - 1. However more experiments at lower temperature and higher water activity (i.e. XH_2O > 0.4) would be necessary to establish the precise topology of the plagioclase saturation curve. The "nominally dry" experiments (XH_2O ~ 0) consist essentially of recrystallised glasses and are thus situated near or below the solidus *(fig.8.4)*. The solidus curve is reached at higher temperature (> 1135°C) in "nominally dry" conditions (H_2O ~ 0.78 %) than in XH_2O ~ 0.4 (1,090°C – 1,080°C). So, as expected, by increasing the water content in the system, the solidus is reached at lower temperature.

Finally, a typical crystallisation sequence of high-Ca boninite at high water content (XH_2O ~ 1, H_2O ~ 5.60 %) is: olivine + clinopyroxene (1,160° (liquidus) – 1,115°C); clinopyroxene (1,115°C – 1,105°C); clinopyroxene + orthopyroxene (1,105°C – 1,070°C); clinopyroxene + orthopyroxene + plagioclase (below 1,070°C). These phase relations demonstrate also that the crystallisation of plagioclase and orthopyroxene and the destabilisation of olivine are delayed by increasing the water content in the system (i.e. they crystallise and/or disappear at lower temperature at higher water content than at lower one).

III.3. Phase chemistry

Before starting the description of the effect of water and/or temperature on phase composition, I must remember that, due to the non-calibration of experimental glasses, I consider that all experiments with a same XH_2O present approximately the same water content. Phase compositions are listed in *Table 8.3*.

III.3.a. Olivine and plagioclase

Olivines are only observed in experiments performed at relatively high water content (XH_2O ~ 0.6 - 1) and therefore at high oxygen fugacity (QFM+2 to +3).They are highly magnesian with Fo content ranging from 89.8 % to 93.2 % *(fig.8.5a)*. At XH_2O ~ 1 (i.e. water-saturated conditions), Fo content of olivine decreases with decreasing temperatures, from 93.2 % at 1,125°C to 92.1 % at 1,110°C, which is a well known consequence of fractional crystallisation of ferromagnesian phase *(fig.8.5a)*. At 1,125°C, Fo content in olivine

increases of about 3.3 % with increasing water content in the system *(fig.8.5a)*. This effect could be partly explained by the increase of oxygen fugacity that is directly dependant of water activity. In fact, an increase of oxygen fugacity leads to an increase of Fe^{3+} (and thus a decrease of Fe^{2+}) content in the melt and thus to an increase of Fo content in olivine (i.e. (Mg / (Mg + Fe^{2+})) * 100). However, this effect could be also partly attributed to the decrease of olivine liquidus and solidus temperatures with increasing water content. Indeed, for a given melt composition, during olivine equilibrium crystallisation, the first olivine crystals formed at liquidus are magnesium-rich. Subsequently olivine solid solutions crystallising with decreasing temperature contain less and less magnesium until reaching an equilibrium composition corresponding to the composition of the initial melt. Therefore, during equilibrium crystallisation, for a given temperature below liquidus (~ 1,125°C in this case), olivine crystals formed on the dry solidus present a lower Fo content, because of a higher degree of fractional crystallisation compared to olivines formed in hydrous systems (i.e. on wet solidus). This increase of olivine Fo content at high water content is also observed in experimental studies performed in the same conditions for tholeiitic and alkaline starting compositions *(Bernd et al., 2005; Feig et al., 2006; Freise et al., 2009)*.

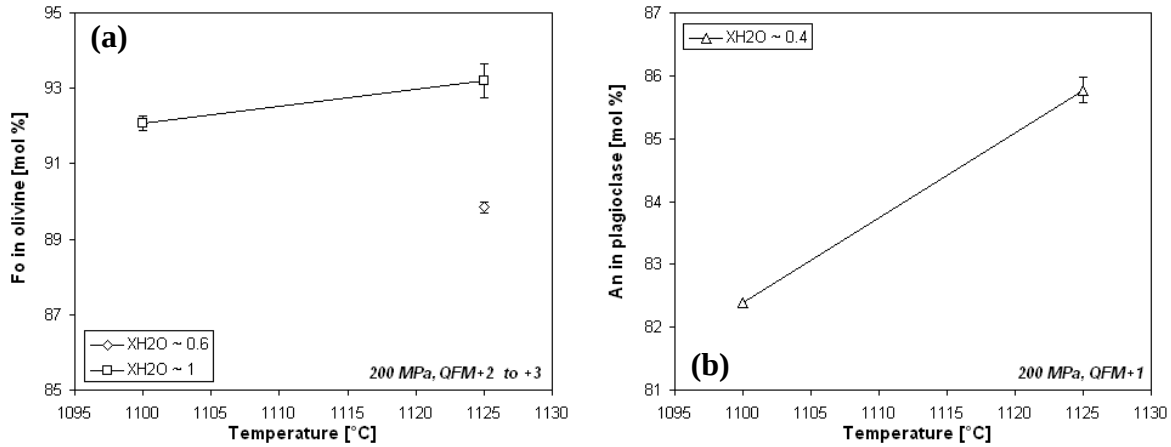


Figure 8.5: Forsterite (Fo) content of experimental olivine (a) and anorthite (An) content of experimental plagioclase (b) as a function of temperature for different water contents at 200 MPa and at an oxygen fugacity corresponding to QFM between +1 and +3. Error bars correspond to the standard deviation of average olivine and plagioclase compositions (cf. Table 8.3).

Plagioclases are only observed, contrary to olivine, in experiments with low water content (XH_2O ~ 0.4). They have anorthite contents ranging from 82.4 % to 85.8 % *(fig.8.5b)*. We note a slight decrease of An content with decreasing temperature with a variation of ~ 3.4 % over 25°C, reflecting crystallisation *(fig.8.5b)*. Unfortunately, as I have only two data points at the same XH_2O, I cannot determine the effect of water on plagioclase composition for this boninitic system.

III.3.b. Clinopyroxene

Clinopyroxenes are observed in almost all the water-bearing experiments. They are magnesium-rich augites with enstatite content ranging from 48.1 % to 53.8 % and wollastonite content from 38.2 % to 42.65 % *(fig.8.6a)*. When the water content increases in the system, clinopyroxenes become higher in enstatite and wollastonite components but lower in ferrosilite component with an average composition varying from $En_{49.6}Fs_{11.3}Wo_{39.1}$ at XH_2O ~ 0.4 to $En_{52.8}Fs_{4.7}Wo_{42.5}$ at XH_2O ~ 1 (i.e. water-saturated condition) *(fig.8.6a)*. Thus,

water shifts clinopyroxenes composition to higher magnesium and calcium contents. We note that, in the pyroxene classification *(fig.8.6a)*, the experimental clinopyroxene-orthopyroxene pairs plot more or less on parallel lines confirming equilibrium conditions *(Lindsley, 1983)*.

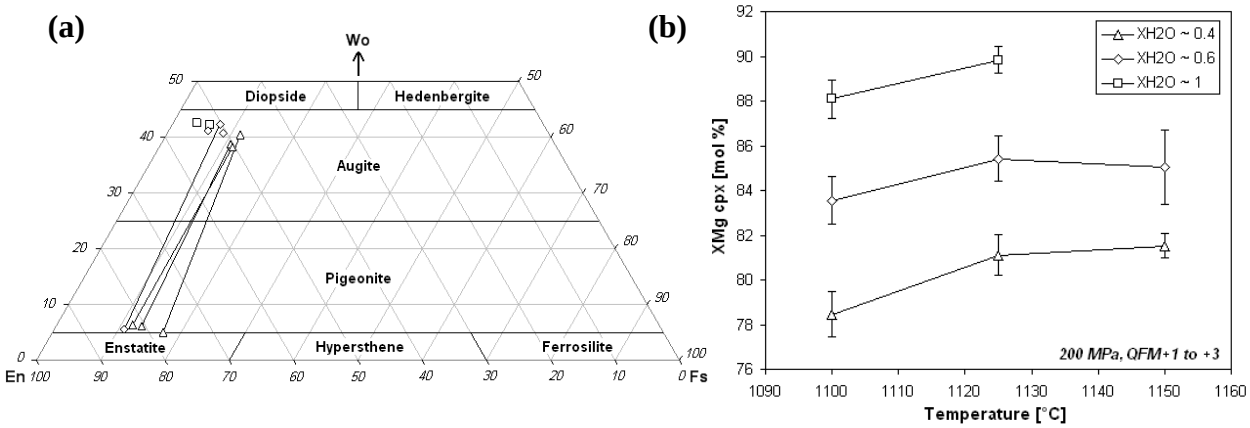


*Figure 8.6 : a) Composition of experimental pyroxenes (En: $Mg_2Si_2O_6$, Wo: $Ca_2Si_2O_6$, Fs: $Fe_2Si_2O_6$). The lines link the clinopyroxene-orthopyroxene pairs in a single sample. Symbols as in (b). b) XMg (i.e. (Mg / (Mg+Fe^T)) * 100) in experimental clinopyroxenes as a function of temperature for different water contents at 200 MPa and at an oxygen fugacity corresponding to QFM between +1 and +3. Error bars correspond to the standard deviation of average clinopyroxene compositions (cf. Table 8.3).*

The XMg of experimental clinopyroxenes ranges from 78.5 % to 89.8 % *(fig.8.6b)*. As previously described, we observe a drastic increase of XMg_{cpx} when the water content in the system increases. For example, at 1,125°C, the XMg_{cpx} increases from 81.1 % at XH_2O ~ 0.4 to 89.8 % in water-saturated conditions (XH_2O ~ 1) *(fig.8.6b)*. The increase of XMg and enstatite contents in clinopyroxenes with increasing water content is, as for olivine, partly attributed to the increase of water activity, and thus oxygen fugacity, and partly to the decrease of the clinopyroxene liquidus and solidus temperatures. These observations are in agreement with other experimental studies conducted in the same conditions for tholeiitic and alkaline systems *(Feig et al., 2006; Freise et al., 2009*). During crystallisation (i.e. for decreasing temperature), whatever the XH_2O considered, the XMg_{cpx} responds in the same way: it is more or less constant between 1,150°C and 1,125°C and it decreases abruptly by ~ 1.7 % at XH_2O ~ 1 and by ~ 2.6 % at XH_2O ~ 0.4 between 1,125°C and 1,100°C *(fig.8.6b)*.

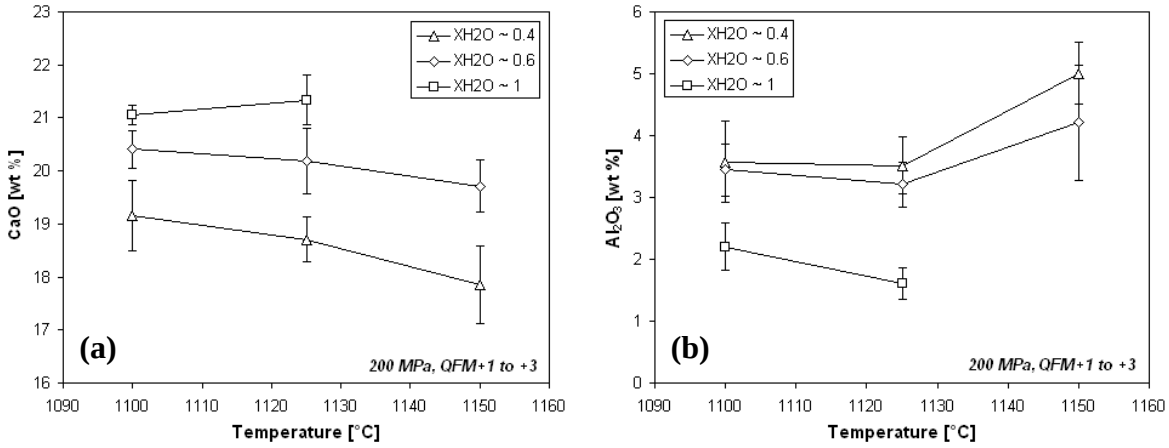


Figure 8.7: Calcium (a) and aluminium contents (b) in experimental clinopyroxenes as a function of temperature for different water contents at 200 MPa and at an oxygen fugacity corresponding to QFM between +1 and +3. Error bars correspond to the standard deviation of average clinopyroxene compositions (cf. Table 8.3).

By increasing the amount of water in the system, for given temperature and pressure, the calcium content of clinopyroxenes increases, as previously observed with the wollastonite component, while the aluminium content decreases (*fig.8.7)*. Indeed, at 1,125°C, the CaO content rises from 18.7 % at XH_2O ~ 0.4 to 21.3 % at XH_2O ~ 1 while the Al_2O_3 content decreases from 3.5 % at XH_2O ~ 0.4 to ~ 1.6 % at XH_2O ~ 1 *(fig.8.7a-b)*. Thus, the increase of the water content in the system leads to an increase of calcium content and to a decrease of aluminium content in clinopyroxenes. The effect of water on calcium and aluminium contents of clinopyroxenes has also been noticed by other studies performed in same experimental conditions but for tholeiitic systems *(Feig et al., 2006; Freise et al., 2009)*. I notice that, in experiments characterised by lower water contents (XH_2O ~ 0.4 and XH_2O ~ 0.6), clinopyroxenes display globally the same aluminium contents particularly at lower temperatures (1,100°C – 1,125°C) *(fig.8.7b)*.

III.3.c. Orthopyroxene

Orthopyroxenes mostly occur in low water content experiments (XH_2O ~ 0.4). They are magnesium-rich with enstatite contents ranging from 77.8 % to 83.5 %, and plot near the boundary between pigeonite and enstatite domains in the pyroxene classification diagram with wollastonite content varying from 4.9 % to 6.3 % *(fig.8.6a)*. Such as for clinopyroxene, by increasing water content in the system, orthopyroxenes become higher in enstatite component and, accordingly lower in ferrosilite, with an average composition varying from $En_{80.1}Fs_{14.1}Wo_{5.8}$ at XH_2O ~ 0.4 to $En_{83.5}Fs_{10.9}Wo_{5.5}$ at XH_2O ~ 0.6 *(fig.8.6a)*.

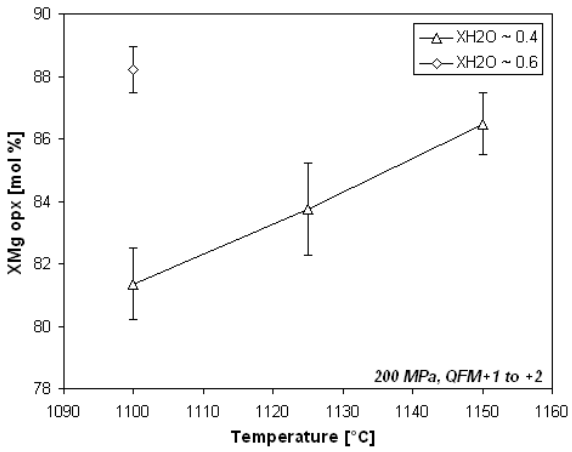


*Figure 8.8: XMg (i.e. (Mg / (Mg+Fe^T)) * 100) in experimental orthopyroxenes as a function of temperature for different water contents at 200 MPa and at an oxygen fugacity corresponding to QFM between +1 and +2. Error bars correspond to the standard deviation of average orthopyroxene compositions (cf. Table 8.3).*

Such as Fo and XMg_{cpx}, XMg_{opx} increases with the increase of water content in the system. For instance, at 1,100°C, XMg_{opx} shows a drastic increase from 81.3 % at XH_2O ~ 0.4 to 88.2 % at XH_2O ~ 0.6 *(fig.8.8)*. I note that, at a given temperature and for a same range of XH_2O, the increase of XMg_{opx} is wider than that of XMg_{cpx} reflecting a more significant effect of water on orthopyroxene composition *(fig.8.6b and 8.8)*. These variations of XMg and enstatite contents in orthopyroxene with the increase of water content in the system could be again attributed to both the increase of oxygen fugacity and the decrease of the orthopyroxene liquidus and solidus temperatures. Contrary to my experiments, in the studies on tholeiitic and alkaline systems performed in the same experimental conditions, orthopyroxene is always a late phase and is often rare or even absent. However, when it crystallises, it also shows a shift of XMg to higher values with increasing water content in the system *(Berndt et al., 2005; Feig et al., 2006; Freise et al., 2009*). During crystallisation process, at XH_2O ~ 0.4, the XMg_{opx} falls progressively from 86.5 % at 1,150°C to 81.3 % at

1,100°C *(fig.8.8)*. For a same XH_2O, the crystallisation trend described by XMg_{opx} is relatively different that the one defined by XMg_{cpx} *(fig.8.6b and 8.8)*. Indeed, at XH_2O ~ 0.4, XMg decreases of about 3 % for clinopyroxene and of about 5 % for orthopyroxene from 1,150°C to 1,100°C. Finally, it is important to note that, at given XH_2O and temperature, XMg_{opx} is always higher than XMg_{cpx}. This observation is at the opposite of natural samples in which XMg_{opx} is generally lower than XMg of the associated clinopyroxenes *(cf. previous chapters)*.

III.3.d. Glass composition

Silica content of all experimental glasses ranges from ~ 52.1 % to ~ 55.1 % *(fig.8.9a)*. At a given temperature, SiO_2 concentration decreases with the increase of water content in the system. For example, at 1,150°C, silica content in glasses falls from ~ 54.4 % at XH_2O ~ 0.4 to ~ 52.2 % at XH_2O ~ 1 *(fig.8.9a)*. Thus, the residual melts are less siliceous in water-saturated conditions explaining the later crystallisation of orthopyroxene in these conditions *(cf. fig.8.4, paragraph III.2)*. With falling temperature, SiO_2 concentration in glasses is globally constant, however, in details, it first slightly increases of about 0.6 % for XH_2O ~ 0.4 or is constant for XH_2O ~ 0.6 - 1, from 1,150°C to 1,125°C, and then slightly decreases by about 0.3 % - 0.4 %, whatever the XH_2O, from 1,125°C to 1,100°C *(fig.8.9a)*.

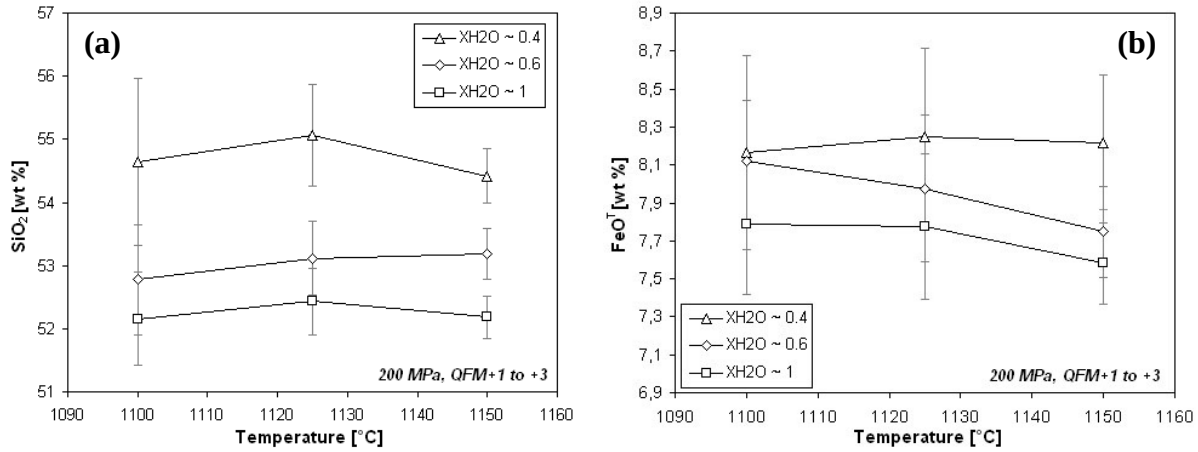


Figure 8.9: SiO_2 (a) and FeO^T (i.e. total iron) (b) concentrations in experimental glasses as a function of temperature for different water contents at 200 MPa and at an oxygen fugacity corresponding to QFM between +1 and +3. Error bars correspond to the standard deviation of average glass compositions (cf. Table 8.3).

Overall, the FeO^T concentration of experimental glasses ranges from ~ 7.6 % to ~ 8.3 % *(fig.8.9b)*. Despite large analytical errors, I note that, at a given temperature, FeO^T concentration in glasses decreases with increasing water content in the system. For instance, at 1,150°C, iron content decreases from ~ 8.2 % at XH_2O ~ 0.4 to ~ 7.6 % at XH_2O ~ 1 *(fig.8.9b)*. Thus, the residual melts are poorer in iron at water-saturated conditions. The decrease of FeO^T content in melts at water-saturated conditions is probably linked to the preferred crystallisation of Fe-Mg silicates at the expense of plagioclase in hydrous experiments *(cf. fig.8.4, paragraph III.2)*. This was also shown by Berndt et al. *(2005)* in a tholeiitic system. Independently of XH_2O, the FeO^T content in glasses does not vary drastically (within ~ 0.1 wt % - 0.4 wt %, *fig.8.9b*) which is probably due to the absence of magnetite crystallisation at lower temperature, which is known to have a significant effect on the FeO^T content in the melt *(e.g. Sisson and Grove, 1993; Botcharnikov et al., 2008)*.

Due to high standard deviation values *(see above and Table 8.3)*, It is impossible to evaluate properly the effect of water and/or temperature on glass composition for the other major elements. In fact, all the values vary within the analytical errors. However, I notice that TiO_2 content in glasses is generally very low, ranging from ~ 0.22 % to ~ 0.30 % and slightly increases with decreasing temperature at a given XH_2O due to the absence of Fe-Ti oxide crystallisation at lower temperature.

IV. Discussion and conclusion on high-Ca boninite system

Experiments performed at 200 MPa and at oxygen fugacities corresponding to QFM +0.5 to +3, in a high-Ca boninite system with different water contents demonstrate firstly that the typical crystallisation sequence of high-Ca boninite at shallow pressure is *(fig.8.4, paragraph III.2)*:

Ol + Cpx / Cpx / Cpx + Opx / Cpx + Opx + Plg

This result is in agreement with investigations on corresponding natural high-Ca boninites from oceanic setting and from the Oman ophiolite. Indeed, these lavas often display clinopyroxene + orthopyroxene or olivine + clinopyroxene + orthopyroxene phenocrystic assemblages associated with pyroxene + plagioclase groundmass, although they could also display olivine + clinopyroxene + orthopyroxene + plagioclase or olivine + orthopyroxene phenocrystic assemblages *(Crawford et al., 1989; Falloon and Crawford, 1991; Pearce et al., 1992; Ishikawa et al., 2002; Dobson et al., 2006)*. In our experimental products, the absence of Ol (± Cpx) - Opx parageneses compared to natural samples could be related to the composition of the system *(Koepke, pers. comm.)*. In fact, a higher SiO_2 concentration in the starting material would favour orthopyroxene stabilisation, which is eventually a way to push orthopyroxene to the liquidus for producing Ol - Opx parageneses.

The compositional range of experimental minerals is also close to the one of natural phenocrysts of boninites from oceanic setting *(fig.8.10a-b)*. For example, the XMg_{cpx} and An of experimental products range from 78.5 % to 89.8 % and from 82.4 % to 85.8 % respectively while those of natural oceanic boninites (e.g. Izu-Bonin and Tonga/Lau Basin forearcs) vary between 70.4 % and 89.4 % and between 63.5 % and 87.3 % respectively. Moreover, experimental plagioclases and clinopyroxenes describe evolution trends characterised by the decrease of An and the increase of $TiO_{2\ cpx}$ with decreasing XMg_{cpx} which corresponds to the typical depleted trends defined by the natural boninites from oceanic setting *(fig.8.10a-b and chap.7)*. However, I notice that my experimental pyroxenes are slightly less magnesian (77.8 % < XMg_{opx} < 83.5 %) and my experimental olivines are gently more magnesian (89.8 % < Fo < 93.2 %) than phenocrysts of the primitive high-Ca boninite used as reference for starting material (olivines with Fo ~ 88 % - 89 %, clinopyroxenes with $Wo_{39–45}En_{49–54}$ and XMg_{cpx} ~ 87 % - 91 % and orthopyroxenes with $Wo_{3.1–4.6}En_{82–86}$ and XMg_{opx} ~ 86 % - 90 %, *Ishikawa. et al., 2002)*. In my experimental products, the variation of magnesium content in Fe-Mg phases compared to natural reference sample could be related to the composition of the system because the Mg/Fe ratio of these minerals is very dependent on the Mg/Fe ratio of the starting material *(Koepke, pers. comm.)*.

Comparing with the Oman ophiolite, I notice that experimental pyroxenes and glasses described the same evolution trends than those defined by the pyroxenes of the depleted mantle dykes and the melts in equilibrium with the latter *(fig.8.10a-c)*. However, in the An vs. XMg_{cpx} diagram *(fig.8.10b)*, the experimental minerals describe a distinct evolution trend compared to the one defined by the depleted mantle dykes. Indeed, this trend presents a stronger slope and plagioclases are more depleted in An for a given XMg_{cpx}. Moreover, experimental glasses follow the evolution trend described by the high-Ca boninitic lavas and

the more depleted V2 lavas (andesitic affinity) from the Oman ophiolite *(fig.8.10c)*. Thus, with the exception of its anorthite content, the starting material used in these experiments appears to be a good analogous to the melt produced by melting of a depleted mantle source which is likely the parental melt of the depleted mantle dykes and one of the magmatic end-members at the origin of the lower crust cumulates (*cf. chap.7).*

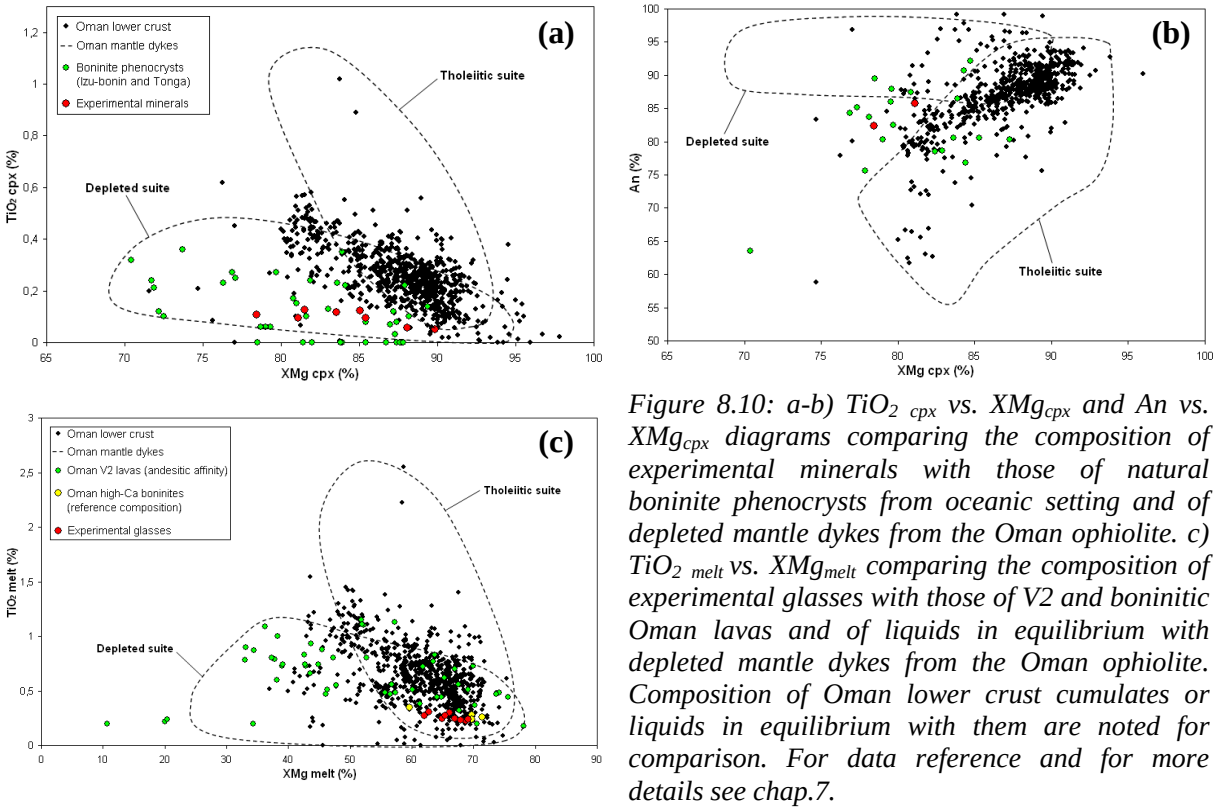


Figure 8.10: a-b) $TiO_{2\ cpx}$ vs. XMg_{cpx} and An vs. XMg_{cpx} diagrams comparing the composition of experimental minerals with those of natural boninite phenocrysts from oceanic setting and of depleted mantle dykes from the Oman ophiolite. c) $TiO_{2\ melt}$ vs. XMg_{melt} comparing the composition of experimental glasses with those of V2 and boninitic Oman lavas and of liquids in equilibrium with depleted mantle dykes from the Oman ophiolite. Composition of Oman lower crust cumulates or liquids in equilibrium with them are noted for comparison. For data reference and for more details see chap.7.

Secondly, our experiments show that water may influence the phase relations and the phase composition in a high-Ca boninitic system at shallow pressure. First, the crystallisation of plagioclase and orthopyroxene as well as the destabilisation of olivine are delayed by increasing water content in the system. These delays lead to the increase of iron or even a decrease of silica in the residual melts in water-saturated conditions. Then, both olivine and pyroxene (clinopyroxene and orthopyroxene) show an increase of forsterite content and XMg respectively with rising water content in the system. Unfortunately, the effect of water on the anorthite content of plagioclase could not be assessed in these experiments. This water effect on Fe-Mg phase composition has been also observed for tholeiitic systems studied in the same experimental conditions *(e.g. Berndt et al., 2005; Feig et al., 2006).* As XMg_{cpx} increases with increasing water content in the system, the occurrence of natural clinopyroxenes with abnormally high XMg_{cpx} ($\geq$ ~ 95 %) in the Oman ophiolite lower crust, such as in Sumail massif for example *(cf. fig.8.10 and chap.4)*, suggests their crystallisation from a hydrous melt. The effect of water on the XMg_{cpx} is also confirmed by the study of *Python et al. (2007)* on hydrothermal clinopyroxenes from Oman diopsidite mantle dykes.

Finally, the preliminary results on phase relations in high-Ca boninite system at shallow pressure *(fig.8.4)*, demonstrate that the peculiar cumulates lithologies observed in the lower crust of the Oman ophiolite such as wehrlites (olivine + clinopyroxene), clinopyroxenites (clinopyroxene), websterites (clinopyroxene and orthopyroxene) and gabbronorites (clinopyroxene, orthopyroxene and plagioclase) could be produced by fractional crystallisation of high-Ca boninitic melts. Moreover, high water content in the melts

favours the crystallisation of clinopyroxene-bearing cumulates (i.e. wehrlite and clinopyroxenite) because of the delayed precipitation of orthopyroxene or even plagioclase. I notice that, in the phase relation diagram, lherzolite cumulates, also observed in the Oman ophiolite lower crust, cannot be produced in a high-Ca boninite system *(fig.8.4)*. However, at water-saturated conditions, if at decreasing temperature the olivine destabilisation curve and the orthopyroxene saturation one is crossed, olivine and orthopyroxene could co-crystallise with Cpx and lherzolite cumulates could be produced *(fig.8.4)*. This assumption needs, however, to be confirmed by further experiments.

To conclude, these preliminary experimental results present some arguments supporting the hypothesis expressed from petrological and geochemical study on natural samples to explain the lithological diversity of the Oman ophiolite lower crust. Further experiments need to be performed in the investigated system at higher and lower temperature as well as the experimental series in the "hybrid" system (MORB + high-Ca boninite) in order to study the effect of melt hybridization on phase relations and compositions.

V. Perspectives

From these preliminary results, it will be interesting to perform new experiments on high-Ca boninite system to better constrain phase relations diagram and water and temperature effects on phase relations and compositions, particularly at higher and lower temperatures than the ones studied in the experiments performed during this Ph.D. thesis. Thanks to these experimental preliminary results, the behaviour of high-Ca boninite + water system are better constrained and thus, experiments on "hybrid" system (i.e. MORB + high-Ca boninite) could be conducted using different water contents but also different mixing proportions. However, for this system, if experiments are not conclusive using a powder mixture of high-Ca boninite and MORB synthetic products *(cf. paragraph II.1)*, a "hybrid" synthetic glass should be produced by the fusion, in various proportions, of synthetic MORB and high-Ca boninite glasses.

Table 8.2a: Experimental conditions and sample descriptions for the high-Ca boninite composition:

Run	Sample	Pressure (MPa)[a]	Temperature (°C)[a]	H_2O (µl)[b]	H_2O (%)[c]	XH_2O[d]	ΔQFM[e]	Phases	Description *(cf. fig.8-3)*	
# 1	B17	200	1150	0	0.54	0	+ 0.5	recrystallised glass	Abundant and very small grains	-
	B20	200	1150	0.62	1.84	0.4	+ 1	glass + Cpx + Opx	Px: small and big lath	glass > Opx >> Cpx
	B18	200	1150	3.83	4.49	0.6	+ 2	glass + Cpx	Cpx: variable grain size	glass > Cpx
	B19	200	1150	4.95	6.25	1	+ 3	glass	-	-
# 2	B9	200	1125	0	0.25	0	+ 0.5	recrystallised glass	Abundant and very small grains	-
	B12	200	1125	0.61	1.78	0.4	+ 1	glass + Cpx + Opx + Plg	Opx: big and small lath, Cpx/Plg: small lath and grain	glass ≥ Opx + Cpx ≥ Plg
	B11	200	1125	3.94	5.37	0.6	+ 2	glass + Cpx + Ol	Cpx: small grain, Ol: big grain	glass > Cpx >> Ol
	B10	200	1125	4.97	5.60	1	+ 3	glass + Cpx + Ol	Cpx: big and small lath, Ol: big grain	glass >> Cpx + Ol
# 3	B16	200	1100	0	0.78	0	+ 0.5	recrystallised glass	Abundant and very small grains	-
	B14	200	1100	0.55	2.53	0.4	+ 1	glass + Cpx + Opx + Plg	Opx: big and small lath, Cpx/Plg: small lath and grain	glass > Opx + Plg > Cpx
	B13	200	1100	3.83	6.06	0.6	+ 2	glass + Cpx + Opx	Opx: big and small lath, Cpx: small lath and grain	glass > Cpx > Opx
	B15	200	1100	4.96	7.00	1	+ 3	glass + Cpx + Ol	Cpx: medium grain size, Ol: big grain	glass >> Cpx >> Ol

Table 8.2b: Experimental conditions and sample descriptions for the "hybrid (50/50)" composition (MORB + boninite):

Run	Sample	Pressure (MPa)[a]	Temperature (°C)[a]	H_2O (µl)[b]	H_2O (%)[c]	XH_2O[d]	ΔQFM[e]	Phases	Description *(cf. fig.8-3)*	
# 1	MB5	200	1150	0	1.09	0	+ 0.5	recrystallised glass	Abundant and very small grains	-
# 2	MB3	200	1125	0	-0.10	0	+ 0.5	recrystallised glass	Abundant and very small grains	-
# 3	MB4	200	1100	0	1.53	0	+ 0.5	recrystallised glass	Abundant and very small grains	-

Ol = olivine, Cpx = clinopyroxene, Opx = orthopyroxene, Px = pyroxene, Plg = plagioclase

Standard deviation on water content: 0.8 % (average)

[a] Initial conditions (i.e. not experimental measurement)

[b] Precise amount of H_2O added into the capsule before experiment

[c] Water content determined with the "by-difference" method *(Devine et al.,1995)*

[d] Initial mole fraction of H_2O into the capsule, XH_2O is close to aH_2O

[e] Estimated values by considering results of experiments performed in the same conditions on tholeiitic systems *(e.g. Berndt et al., 2005 ; Feig et al., 2006 ; Botcharnikov et al., 2008)*

Table 8.3: Composition of the experimental phases in wt %, starting material : Synthetic high-Ca boninite

Run	T°C	Sample	Phase	n[a]	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO[b]	Fe_2O_3[c]	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total	X_{Ph}[d]
# 1	1150	B20	glass	21	54.42 *(0.44)*	0.24 *(0.06)*	12.37 *(1.03)*	8.22 *(0.36)*		9.43 *(1.19)*	12.39 *(0.91)*	0.90 *(0.11)*	0.20 *(0.04)*	98.23 *(0.68)*	66.92 *(3.27)*
			Cpx	7	52.92 *(0.59)*	0.13 *(0.03)*	5.01 *(0.50)*	6.82 *(0.16)*		16.90 *(0.40)*	17.85 *(0.73)*	0.12 *(0.09)*	0.04 *(0.02)*	99.80 *(0.31)*	81.53 *(0.54)*
			Opx	9	55.30 *(0.26)*	0.05 *(0.04)*	3.70 *(0.80)*	7.64 *(0.71)*	0.69 *(0.70)*	29.77 *(2.02)*	3.17 *(0.87)*	0.02 *(0.05)*	0.02 *(0.03)*	100.41 *(0.50)*	86.47 *(0.99)*
		B18	glass	13	53.18 *(0.40)*	0.22 *(0.05)*	11.76 *(0.21)*	7.75 *(0.24)*		9.56 *(0.21)*	12.02 *(0.22)*	0.85 *(0.07)*	0.17 *(0.03)*	95.58 *(0.64)*	68.74 *(0.74)*
			Cpx	11	52.93 *(0.51)*	0.12 *(0.04)*	4.21 *(0.93)*	5.40 *(0.71)*	0.13 *(0.38)*	17.63 *(0.69)*	19.71 *(0.49)*	0.09 *(0.06)*	0.03 *(0.03)*	100.33 *(0.19)*	85.03 *(1.67)*
		B19	glass	22	52.18 *(0.33)*	0.24 *(0.05)*	11.49 *(0.18)*	7.58 *(0.21)*		9.51 *(0.13)*	11.73 *(0.21)*	0.84 *(0.07)*	0.18 *(0.03)*	93.83 *(0.59)*	69.12 *(0.60)*
# 2	1125	B12	glass	31	55.07 *(0.80)*	0.30 *(0.07)*	13.48 *(1.10)*	8.25 *(0.47)*		7.95 *(1.37)*	11.95 *(1.16)*	0.99 *(0.16)*	0.23 *(0.04)*	98.22 *(0.94)*	62.79 *(4.79)*
			Cpx	7	52.34 *(0.25)*	0.09 *(0.04)*	3.51 *(0.46)*	6.70 *(0.81)*	0.62 *(0.63)*	17.50 *(0.40)*	18.70 *(0.42)*	0.11 *(0.07)*	0.02 *(0.02)*	99.62 *(0.34)*	81.11 *(0.89)*
			Opx	17	54.42 *(0.41)*	0.07 *(0.04)*	3.07 *(0.68)*	8.58 *(1.61)*	1.61 *(1.35)*	29.14 *(1.83)*	3.03 *(0.98)*	0.003 *(0.007)*	0.01 *(0.01)*	99.94 *(0.55)*	83.75 *(1.47)*
			Plg	2	50.01 *(0.17)*	0.12 *(0.04)*	26.75 *(0.21)*		3.91 *(0.18)*	1.77 *(0.05)*	15.84 *(0.06)*	1.34 *(0.06)*	0.13 *(0.003)*	99.97 *(0.11)*	85.77 *(0.20)*
		B11	glass	57	53.12 *(0.59)*	0.24 *(0.05)*	12.66 *(0.59)*	7.98 *(0.39)*		8.37 *(1.06)*	11.23 *(0.99)*	0.85 *(0.13)*	0.19 *(0.03)*	94.63 *(1.06)*	64.96 *(3.15)*
			Cpx	11	52.72 *(0.52)*	0.09 *(0.05)*	3.21 *(0.36)*	3.87 *(0.98)*	1.99 *(1.07)*	18.60 *(0.29)*	20.19 *(0.63)*	0.04 *(0.05)*	0.01 *(0.01)*	100.71 *(0.52)*	85.42 *(1.03)*
			Ol	5	41.29 *(0.13)*	0.00	0.00	9.92 *(0.10)*		49.35 *(0.32)*	0.13 *(0.02)*			100.68 *(0.27)*	89.84 *(0.13)*
		B10	glass	8	52.43 *(0.52)*	0.23 *(0.07)*	11.92 *(0.24)*	7.77 *(0.39)*		9.21 *(0.31)*	11.81 *(0.24)*	0.84 *(0.10)*	0.19 *(0.03)*	94.40 *(1.17)*	*67.87 (0.92)*
			Cpx	7	53.74 *(0.51)*	0.05 *(0.03)*	1.61 *(0.26)*	2.30 *(0.39)*	1.78 *(0.42)*	19.34 *(0.45)*	21.34 *(0.47)*	0.03 *(0.05)*	0.01 *(0.01)*	100.19 *(0.64)*	89.83 *(0.60)*
			Ol	8	41.39 *(0.30)*	0.003 *(0.009)*	0.01 *(0.02)*	6.71 *(0.48)*		51.58 *(0.37)*	0.25 *(0.03)*			99.94 *(0.42)*	93.20 *(0.46)*
# 3	1100	B14	glass	19	54.64 *(1.32)*	0.30 *(0.06)*	11.41 *(2.07)*	8.16 *(0.51)*		9.17 *(1.78)*	12.75 *(1.81)*	0.84 *(0.25)*	0.21 *(0.08)*	97.97 *(0.66)*	66.17 *(4.68)*
			Cpx	5	52.16 *(1.09)*	0.11 *(0.05)*	3.57 *(0.66)*	7.02 *(1.19)*	1.12 *(1.60)*	16.41 *(0.60)*	19.16 *(0.66)*	0.11 *(0.06)*	0.04 *(0.02)*	99.70 *(0.66)*	78.46 *(1.02)*
			Opx	9	54.46 *(0.67)*	0.05 *(0.03)*	2.38 *(0.46)*	11.18 *(0.86)*	0.42 *(0.63)*	28.30 *(0.49)*	2.51 *(0.25)*	0.004 *(0.01)*	0.01 *(0.01)*	99.32 *(0.46)*	81.35 *(1.14)*
			Plg	1	49.62	0.04	28.38		2.29	1.06	15.59	1.77	0.06	98.81	82.40
		B13	glass	29	52.78 *(0.87)*	0.27 *(0.05)*	13.70 *(0.65)*	8.12 *(0.32)*		7.50 *(0.89)*	10.43 *(0.70)*	0.94 *(0.10)*	0.21 *(0.04)*	93.94 *(1.24)*	62.02 *(3.04)*
			Cpx	12	51.90 *(0.34)*	0.12 *(0.03)*	3.44 *(0.43)*	4.59 *(1.03)*	1.71 *(1.03)*	17.47 *(0.36)*	20.41 *(0.36)*	0.05 *(0.04)*	0.01 *(0.01)*	99.71 *(0.48)*	83.55 *(1.07)*
			Opx	10	56.03 *(0.25)*	0.05 *(0.03)*	2.30 *(0.62)*	7.25 *(0.42)*	0.16 *(0.18)*	31.09 *(1.11)*	2.86 *(0.52)*	0.00	0.02 *(0.01)*	99.76 *(0.67)*	88.21 *(0.75)*
		B15	glass	18	52.15 *(0.74)*	0.27 *(0.06)*	12.66 *(0.20)*	7.79 *(0.37)*		8.25 *(0.33)*	10.83 *(0.60)*	0.86 *(0.16)*	0.19 *(0.03)*	93.00 *(0.97)*	65.38 *(1.22)*
			Cpx	9	53.46 *(0.46)*	0.06 *(0.05)*	2.20 *(0.39)*	3.68 *(0.57)*	0.88 *(0.76)*	18.57 *(0.35)*	21.05 *(0.18)*	0.03 *(0.04)*	0.01 *(0.01)*	99.95 *(0.53)*	88.09 *(0.86)*
			Ol	8	41.82 *(0.30)*	0.002 *(0.004)*	0.004 *(0.01)*	7.72 *(0.17)*		50.39 *(0.57)*	0.22 *(0.06)*			100.15 *(0.76)*	92.08 *(0.18)*

Numbers in brackets are one standard deviation
Ol = olivine, Cpx = clinopyroxene, Opx = orthopyroxene, Plg = plagioclase
For detection limits and error bars see annex 1
[a] Number of analyses
[b] FeO equals FeO^T for glasses but corresponds to Fe^{2+} for minerals
[c] Fe_2O_3 corresponds to Fe^{3+} in mineral, different from FeO^T
[d] Compositional parameter for phases: XMg_{melt} for glass (Mg / (Mg + Fe^T) * 100), Forsterite content (Fo) for olivine (Mg / (Mg + Fe^{2+}) * 100), XMg_{cpx} and XMg_{opx} for pyroxenes (Mg / (Mg + Fe^T) * 100) and An content for plagioclase

CONCLUSION GENERALE

I. Conclusions

Au début de cette thèse, l'étude bibliographique que j'ai réalisée sur l'ophiolite d'Oman a révélé que, malgré le fait que cette ophiolite soit parmi les plus étudiées au monde, sa section crustale profonde (unité des cumulats lités) avait été relativement délaissée par rapport à sa section mantellique. Elle n'avait, en effet, été étudiée que localement dans certains massifs et restait partiellement à totalement inexplorée dans d'autres (e.g. Bahla, Sumail, bloc Est de Wuqbah). La rareté des études consacrées à la section crustale profonde du massif de Sumail m'avait paru particulièrement étonnante du fait de la présence exceptionnelle d'une structure diapirique dans ce massif *(e.g. Ceuleneer, 1986 ; Ceuleneer et al., 1988)*. L'absence d'étude dans le massif de Bahla et dans le bloc Est du massif de Wuqbah était plus compréhensible car leurs séquences crustales, parfois incomplètes, sont recoupées par de nombreuses failles, ce qui pouvait, *a priori*, être attribué à leur position au front de la nappe ophiolitique et qui justifiait le peu d'intérêt que ces massifs avaient suscité auprès des pétrologues. Les sections crustales profondes de ces différents massifs ont pourtant apporté des informations essentielles dans ce travail de thèse, en particulier celles des massifs de Bahla et Wuqbah qui présentent des caractéristiques pétrographiques (abondance de lithologies à Opx cumulus) et/ou structurales (failles syn-accrétions) particulières. Si ces massifs avaient été étudiés en détail dans les travaux antérieurs, la vision que l'on a actuellement de la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman serait toute autre et cette thèse aurait certainement été très différente…

J'ai procédé à l'étude pétrographique, géochimique et structurale de cette section crustale profonde au niveau de plusieurs massifs de l'ophiolite et à différentes échelles, depuis celle de l'ophiolite jusqu'à celle du cristal en lame mince. Ce travail remet en question un certain nombre de paradigmes observationnels et interprétatifs solidement ancrés dans la littérature. Elle apporte de nouvelles contraintes sur les processus pétrologiques et tectoniques ayant pour siège les « chambres magmatiques », et donc sur les processus d'accrétion au niveau d'un centre d'expansion océanique, ainsi que sur le contexte géodynamique dans lequel l'ophiolite a évolué, sujet toujours âprement débattu par la communauté scientifique.

D'un point de vue minéralogique et pétrographique, la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman est considérée, dans la littérature « classique », comme une séquence de cumulats lités relativement homogène composée en très grande majorité de gabbros à olivine *(e.g. Pallister et Hopson, 1981 ; Lippard et al., 1986)*. Mon étude exhaustive de nombreuses coupes réparties tout au long de l'ophiolite montre, au contraire, que cette séquence cumulative présente une très grande diversité de lithologies. En utilisant des critères minéralogiques et texturaux rigoureux, j'ai défini une cinquantaine de lithologies aussi bien gabbroïques qu'ultrabasiques (péridotites/pyroxénites), ce qui est révélateur d'une grande variabilité des paramètres intensifs (P, T°, P_{H2O}…) et extensifs (composition) au sein des chambres magmatiques. J'ai montré en particulier que la cristallisation d'orthopyroxène, post-cumulus mais aussi cumulus, est beaucoup plus commune dans ces cumulats que ce qui était supposé jusqu'à présent *(e.g. Pallister and Hopson, 1981 ; Hess, 1989)*, ce qui remet en cause un certain nombre d'*a priori* concernant l'origine de la croûte omanaise.

Les nombreuses intrusions ultrabasiques (péridotites/pyroxénites) (ou « intrusions wehrlitiques », terme quelque peu minimaliste employé dans la littérature) recoupant l'ensemble de la section crustale dans l'ophiolite sont généralement interprétées, compte tenu de leurs relations avec les cumulats lités, comme des injections relativement tardives de

magmas primitifs dans des cumulats partiellement à complètement solidifiés *(e.g. Ernewein, 1987 ; Juteau et al., 1988)*. Elles sont également considérées par certains auteurs *(e.g. Ernewein et al., 1988 ; Juteau et al., 1988)* comme les produits d'un magmatisme secondaire d'affinité andésitique lié au détachement intra-océanique de l'ophiolite. Mes études de terrain et pétrologique d'une quinzaine d'intrusions ultrabasiques montrent que les magmas à l'origine de ces corps intrusifs sont de types assez variés et se mettent en place dans la séquence cumulative à différents moments de la cristallisation des cumulats lités mais essentiellement au cours du processus d'accrétion. Dans certains cas, leur cristallisation est synchrone de celle des cumulats gabbroïques, dans d'autres ils s'injectent après la solidification complète de ces derniers, probablement, en contexte hors-axe. Mon étude géochimique des éléments majeurs et traces de ces intrusions indique, et c'est un point important, qu'elles ne sont pas systématiquement plus primitives que les cumulats gabbroïques lités du même niveau stratigraphique et qu'elles présentent le même type de magma parent que celui de l'ensemble des cumulats lités pour ce qui est des compositions en HFSE et REE, ce qui confirme leur appartenance à l'épisode magmatique à l'origine de la séquence cumulative.

Les horizons ultrabasiques interlités avec les cumulats gabbroïques dans la section crustale profonde de l'ophiolite sont interprétés par certains auteurs *(e.g. Ernewein et al., 1988 ; Juteau et al., 1988)* comme des sills intrusifs s'injectant, à partir des intrusions ultrabasiques, entre les lits des cumulats gabbroïques. La plupart de ces cumulats ultrabasiques sont donc considérés comme n'appartenant pas à la séquence cumulative. Mon étude détaillée des litages démontre, au contraire, que la majorité de ces horizons ultrabasiques correspondent à des lits de péridotites/pyroxénites appartenant à l'unité des cumulats lités et formés, au même titre que les cumulats gabbroïques, par des processus de cristallisation et d'accumulation dans la (les) chambre(s) magmatique(s). Par exemple, ces lits péridotitiques/pyroxénitiques ne s'observent pas systématiquement à proximité d'intrusions ultrabasiques, peuvent être très abondants dans des massifs où ces intrusions sont rares et, peuvent former à eux seuls des séquences cumulatives *(cf. Clénet et al., 2010, annexe 3)*. La composition en éléments majeurs et traces de ces lits ultrabasiques indique qu'ils dérivent du même type de magma parent que celui à l'origine des cumulats gabbroïques.

J'ai donc mis en évidence la coexistence, dans la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman, de cumulats co-génétiques (i.e. ayant le même type de magma parent) présentant des séquences de cristallisation distinctes : cristallisation du Plg avant le Cpx (roches gabbroïques), cristallisation du Cpx avant le Plg (péridotites/pyroxénites) et cristallisation précoce d'Opx. Ce résultat ne peut s'expliquer par la simple cristallisation à basse pression (~ 200 MPa) d'un magma tholéiitique primitif sec de type N-MORB dans le (les) réservoir(s) magmatique(s). Cette conséquence est primordiale puisque, l'un des consensus sur l'ophiolite d'Oman est que sa séquence cumulative résulte de la cristallisation de magmas tholéiitiques de type N-MORB et que, l'ensemble des réflexions sur la genèse des magmas et les processus magmatiques à l'origine de l'ensemble de cette section crustale profonde est basé sur ce consensus.

L'étude géochimique que j'ai réalisée sur plus de 700 échantillons confirme cette conclusion: les magmas parents de la croûte omanaise sont rarement d'affinité purement N-MORB mais peuvent se rapprocher, plus ou moins selon les massifs ou portions de massifs, de magmas boninitiques de type "high-Ca boninite". Cette conclusion est supportée par leur

composition en éléments majeurs (i.e. SiO_2 et CaO élevé et faible Al_2O_3 par rapport aux N-MORB) et en traces (i.e. déprimé en HFSE et en REE par rapport aux N-MORB). Ces magmas parents sont cependant moins appauvris en HFSE et en MREE/HREE et plus appauvris en LREE que les boninites/andésites des arcs insulaires actuels. Autrement dit, les magmas parents des cumulats crustaux (i.e. cumulats lités et intrusions ultrabasiques) d'Oman présentent des compositions en éléments majeurs et traces intermédiaires entre des magmas tholéiitiques et boninitiques.

L'hypothèse invoquée dans cette étude pour expliquer l'ensemble des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman est donc que leurs magmas parents sont des magmas "hybrides" issus d'un mélange de deux pôles magmatiques dans la (les) chambre(s), un pôle tholéiitique de type N-MORB provenant des remontées asthénosphériques à l'aplomb de la ride et un pôle boninitique (i.e. déprimé en éléments incompatibles et riche en silice) de type "high-Ca boninite" produit par la fusion d'une lithosphère mantellique altérée par des fluides hydrothermaux (i.e. fusion hydratée). La présence de certaines lithologies ultrabasiques telles que les wehrlites et l'abondance d'indices pétrographiques et géochimiques de la circulation de fluides de haute température (> ~ 700°C) dans la séquence cumulative suggèrent également l'intervention, dans la (les) chambre(s) magmatique(s), d'un troisième pôle de mélange : des fluides hydrothermaux. J'ai montré en certains sites que la pénétration de ces fluides dans des niveaux profonds de la lithosphère océanique se faisait, en partie, par l'intermédiaire de grandes failles syn-magmatiques et syn-accrétions qui s'enracinaient dans le manteau et dans la (les) chambre(s) au cours de l'accrétion *(Abily et al., 2011, annexe 2)*. Cette hypothèse a plusieurs conséquences majeures pour le fonctionnement du centre d'expansion océanique à l'origine de l'ophiolite d'Oman : 1) des magmas boninitiques sont générés au cours de l'accrétion, 2) les cumulats crustaux résultent de processus complexes d'hybridation et d'hydratation dans la (les) chambre(s) magmatique(s) et/ou dans le manteau supérieur, 3) la tectonique et l'hydrothermalisme jouent des rôles essentiels dans la construction de la section crustale profonde. Il est probable que ces processus opèrent également le long des centres d'expansions océaniques actuels. Etant donné le peu d'informations directes dont on dispose sur la croûte océanique profonde actuelle, en particulier en contexte de forte production magmatique, cette extrapolation demande cependant à être confirmée ou infirmée par des campagnes de forage comme celle qui va bientôt permettre d'approfondir le "hole" ODP-1256D (dorsale Est-Pacifique ; IODP Expedition 335, Superfast Spreading Rate Crust 4).

Cette hypothèse d'un mélange de deux pôles magmatiques à l'origine des magmas parents des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman a été formulée lors d'études antérieures réalisées sur les filons mantelliques *(Benoit, 1997* et *Python, 2002)*. Ces filons correspondent à d'anciens chenaux d'alimentation permettant la migration des magmas du manteau vers la (les) chambre(s) magmatique(s). Dans ces études, deux séries de filons présentant des magmas parents distincts ont été définies : une série tholéiitique de type N-MORB et une série provenant d'un magma parent plus siliceux et déprimé en éléments incompatibles de type andésitique-boninitique. Du fait de leurs compositions isotopiques et en éléments en traces distinctes de celles des laves d'arcs, les magmas parents d'affinité andésitique à l'origine de la série filonienne déprimée ont été interprétés comme des magmas issus de la fusion hydratée à basse pression de la lithosphère lors des remontées diapiriques. Mon étude comparative entre ces filons mantelliques et les cumulats crustaux montre que ces derniers présentent des compositions chimiques en éléments majeurs et en HFSE intermédiaires entre celles de ces deux séries filoniennes. Cette absence de dichotomie chimique dans la croûte inférieure comparée aux filons mantelliques indique que les magmas parents à l'origine de ces

deux séries filoniennes pourraient correspondre aux deux pôles magmatiques qui se seraient mélangés dans la (les) chambre(s) pour générer les magmas hybrides parents des cumulats crustaux.

Dans le but de tester cette hypothèse, j'ai conduit des expériences de cristallisation à basse pression (200 MPa) et relativement haute température (1100°C à 1150°C) sur un système boninitique hydraté. Aucune donnée expérimentale n'existait jusqu'à présent sur un tel système à basse pression. Les résultats préliminaires de cette étude montrent que la séquence de cristallisation d'une "high-Ca boninite" à basse pression est : Ol + Cpx / Cpx / Cpx + Opx / Cpx + Opx + Plg. En conséquence, certaines lithologies particulières (i.e. présentant une séquence de cristallisation différente d'un magma N-MORB) que j'ai échantillonnées dans la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman (wehrlite, webstérite, clinopyroxénite, gabbronorite voire lherzolite) peuvent être produites par la cristallisation fractionnée d'un magma de type "high-Ca boninite". Ces résultats démontrent également que l'hydratation de ce magma boninitique favorise la cristallisation de cumulats riches en Cpx (i.e. wehrlites et clinopyroxénites) et, dans mon « inventaire » des lithologies de la séquence cumulative, les wehrlites et les clinopyroxénites sont les lithologies ultrabasiques les plus abondantes. Cette étude expérimentale apporte donc des arguments en faveur de mon hypothèse à savoir que des processus d'hybridation entre un pôle N-MORB, un pôle boninite et un pôle fluides hydrothermaux sont à l'origine de la diversité lithologique et de l'abondance des cumulats péridotitiques/pyroxénitiques dans la section crustale profonde.

A partir de cette hypothèse et des études géochimiques réalisées, dans cette thèse et dans les études antérieures, sur de nombreuses coupes réparties dans les différents massifs de l'ophiolite d'Oman, j'ai pu déterminer qualitativement, voire semi-quantitativement la contribution des deux pôles magmatiques à l'origine des magmas parents des cumulats crustaux de ces différentes coupes. Ceci a permis d'étudier la répartition de la contribution des deux pôles magmatiques à l'échelle de l'ophiolite et au sein de certains massifs clés et, de la comparer à celle des deux séries de filons mantelliques établie à l'échelle de l'ophiolite et dans les différents massifs par Marie Python *(2002)*.

Dans les massifs de Sumail et de Nakhl, situés respectivement au Sud et au centre Sud de l'ophiolite, cette répartition a pu être interprétée dans un cadre paléo-tectonique. De précédentes études basées sur les structures dans les péridotites mantelliques et sur la pétrologie/géochimie des filons mantelliques *(Ceuleneer et al., 1988 et 1996 ; Python, 2002 ; Python et Ceuleneer, 2003)* ont, en effet, mis en évidence la présence d'un diapir asthénosphérique fossile (diapir de Maqsad) allongé parallèlement à la paléo-ride et plus vigoureux dans sa partie centrale (massif de Sumail) que dans ses parties distales (massif de Nakhl et de Samad) témoignant d'un système de propagation de la ride vers le Nord-Ouest et le Sud-Est. La répartition de la composition des cumulats crustaux dans ces massifs souligne des évolutions progressives et symétriques de la contribution des deux pôles magmatiques par rapport au centre d'expansion océanique : les magmas hybrides parents des cumulats crustaux sont de plus en plus tholéiitiques en se rapprochant de la ride, perpendiculairement à cette dernière et en se rapprochant du diapir asthénosphérique, le long de la ride. Les magmas parents des cumulats crustaux situés dans l'axe de la paléo-ride à l'aplomb du diapir de Maqsad correspondent au pôle tholéiitique défini à partir de l'étude des filons et sont donc, *a priori*, non hybrides (ou du moins pas plus que ne le seraient les magmas parents des filons si tant est qu'ils le fussent) ; ceci est cohérent avec le fait que le diapir asthénosphérique a atteint la base de la chambre. Cette répartition de la contribution des pôles magmatiques dans la

section crustale profonde de ces massifs est parfaitement corrélée à celle des deux séries de filons mantelliques. Cette étude indique que, dans ces massifs, les magmas parents des filons mantelliques sont indubitablement les mêmes que ceux qui ont alimenté la (les) chambre(s) magmatique(s) et qu'une corrélation existe entre les processus profonds (« maturation » et « propagation » d'un diapir mantellique) sous la ride et l'alimentation magmatique. Ces nouvelles données sur la section crustale profonde apportent des arguments indépendants en faveur de l'existence d'un diapir mantellique dans la région de Maqsad et d'un système de propagation de la paléo-ride dans la région Sumail-Nakhl déduite de l'étude des péridotites et des filons mantelliques. Cette étude comparative entre la position paléo-tectonique des coupes et la composition des cumulats crustaux et des filons mantelliques a permis de proposer un modèle d'accrétion et de propagation de la paléo-ride au niveau de la région de Sumail-Nakhl *(chap.7, fig.7.17)*.

La répartition de la composition des cumulats crustaux à l'échelle de l'ophiolite a mis en évidence l'existence d'autres secteurs au Sud et au Nord de l'ophiolite présentant une forte contribution du pôle tholéiitique (massifs de Wadi Tayin, de Hilti et de Fizh). Conformément à notre hypothèse de travail, ces zones reflèteraient, à l'instar du diapir de Maqsad, des diapirs asthénosphériques fossiles présentant des degrés de « maturation » variables (i.e. situés à différentes profondeurs sous le Moho), mais toujours plus faibles que celui du diapir de Maqsad, et éventuellement localisés à l'aplomb de segments d'accrétion. Ces séquences crustales montrant une forte contribution du pôle N-MORB surmontent des sections mantelliques riches en filons appartenant à la série tholéiitique. Par contre, dans les massifs situés au centre et au front de la nappe ophiolitique (massifs de Haylayn, de Bahla et bloc Est du massif de Wuqbah), les magmas hybrides parents des cumulats crustaux ont une forte contribution du pôle boninitique qui peut être mise en relation avec leur éloignement des segments d'accrétion « MORB » cartographiés à l'aide des filons mantelliques. Dans ces massifs, les filons mantelliques appartiennent presque exclusivement à la série déprimée alors que la section crustale montre une contribution, certes mineure, du pôle tholéiitique. Dans ces massifs, les filons qui ont été fossilisés dans le manteau ne sont donc pas représentatifs de tous les types de magmas ayant alimenté la (les) chambre(s) magmatique(s).

Les laves V1 contemporaines de l'accrétion océanique et co-génétiques de la séquence cumulative sont généralement considérées comme des laves d'affinité tholéiitique *(e.g. Ernewein et al., 1988)*. L'étude comparative que j'ai réalisée entre la composition des laves et celle des magmas parents des filons mantelliques et des cumulats crustaux montre que les laves V1 ont, en réalité, des compositions intermédiaires entre les deux types de magmas parents des filons mantelliques et suivent parfaitement les trends décrits par les magmas hybrides parents des cumulats crustaux. Ces laves pourraient donc représenter les magmas hybrides formés dans la (les) chambre(s) magmatique(s) par mélange entre un pôle N-MORB et un pôle boninite et éruptés au niveau du plancher océanique. Cette hypothèse est appuyée par certaines études géochimiques réalisées sur ces laves *(Pearce et al., 1981 ; Alabaster et al., 1982 ; A'Shaikh et al., 2005 ; Godard et al., 2006)*. Mon étude comparative entre les laves et les magmas parents des cumulats crustaux et des filons mantelliques confirme que les processus d'hybridation ont lieu majoritairement dans la (les) chambre(s) magmatique(s) (i.e. confirme le rôle de mélangeur souvent attribué à la chambre magmatique) et indique l'existence d'une continuité chimique entre les différents niveaux de la lithosphère océanique : la genèse des deux magmas parents des filons dans le manteau, le mélange de ces deux pôles magmatiques dans le(s) réservoir(s) magmatique(s) puis l'éruption des magmas hybrides au niveau du plancher océanique.

Mon étude de la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman démontre que des magmas boninitiques et tholéiitiques sont générés simultanément dans le manteau et alimentent la (les) chambre(s) magmatique(s) au cours de l'accrétion océanique. Ce résultat, bien que d'importance majeure pour la compréhension du fonctionnement du centre d'expansion océanique, ne permet guère de contraindre le contexte géodynamique de l'ophiolite d'Oman puisque ces deux types de magmas peuvent être générés aussi bien dans un environnement de subduction (SSZ), en contexte d'arrière-arc dans le cas d'une subduction mature ou d'avant-arc dans le cas d'une subduction juvénile *(e.g. Pearce et al., 1984 et 2003 ; Crawford et al., 1989 ; Juteau et Maury, 2008)*, que dans un environnement de dorsale océanique (MOR). En effet, on sait que des magmas déprimés peuvent aussi être générés dans ce dernier type de contexte extensif *(Sobolev et Shimizu, 1993 ; Nonnotte et al., 2005)*. Aucun indice géologique dans l'ophiolite d'Oman, ni à proximité du bassin dans lequel elle a évolué *(cf. introduction)*, ne supporte toutefois l'existence d'un arc insulaire. Du fait des compositions isotopiques et en éléments en traces des filons mantelliques de la série déprimée différentes de celles des laves d'arc *(Benoit et al., 1999)*, le développement de l'ophiolite dans un environnement d'avant-arc semble également peu probable. Les nouvelles données acquises sur la section crustale profonde apportent un nouvel argument à l'encontre d'un environnement de subduction : la répartition de la contribution des pôles magmatiques N-MORB et boninite corrélée à celle des deux séries de filons mantelliques est intimement liée aux structures d'accrétion et suit une logique paléo-tectonique par rapport au centre d'expansion océanique différente de celle observée au niveau des zones de subduction *(cf. Dilek et al., 2009 et 2011 par exemple)*. Ce dernier argument est, par contre, très fortement en faveur de l'hypothèse émise par Mathieu Benoit *(1997)* pour expliquer les filons mantelliques de la série déprimée à savoir que le magma boninitique est généré par la fusion hydratée d'une lithosphère altérée lors de la remontée, au cours de l'accrétion, d'un diapir asthénosphérique imprégné de magma tholéiitique. C'est pour ces différentes raisons que dans mon modèle d'accrétion, j'ai intégré cette hypothèse et pris le parti de considérer l'ophiolite d'Oman comme le témoin d'une dorsale océanique.

Il est incontestable, en partie du fait de son épaisse section crustale continue, de la nature harzburgitique de son manteau et de la géométrie de ses structures mantelliques que l'ophiolite d'Oman a évolué dans un environnement à forte alimentation magmatique. Elle est donc généralement considérée comme l'exemple type d'une dorsale océanique rapide analogue à la ride Est-Pacifique, bien que son taux d'expansion n'ait jamais été mesuré. Cependant, au vu des études menées depuis de nombreuses années sur les rides médio-océaniques actuelles, cette importante activité magmatique dans l'ophiolite n'implique pas nécessairement un fort taux d'expansion puisque certaines rides lentes à ultra-lentes montrent des évidences de forte alimentation magmatique *(e.g. Gente et al., 1995)* et, au contraire, certaines rides intermédiaires à rapides présentent des caractéristiques morpho-tectoniques attribuables à une faible activité magmatique *(e.g. Okino et al., 2004)*. Les failles syn-magmatiques et syn-accrétions de grande extension que j'ai étudiées dans les sections crustale et mantellique de certains massifs de l'ophiolite d'Oman montrent des caractéristiques pétrologiques et structurales analogues à celles des failles de détachement à l'origine des « Oceanic Core Complexes » (OCC). Actuellement, ce type de structure n'a été mis en évidence qu'au niveau des dorsales et bassins marginaux à taux d'expansion faibles à intermédiaires et aucune occurrence n'est mentionnée au niveau des rides rapides à forte production magmatique *(e.g. Tucholke et al., 1998 ; Ohara et al., 2001 ; Escartin et al., 2003 ; Dick et al., 2000 et 2008)*. Le modèle d'accrétion proposé dans cette étude pour générer des magmas boninitiques en contexte de dorsale océanique nécessite une période de sous-alimentation de la (les) chambre(s) (ou période « amagmatique ») entre deux remontées

diapiriques pour permettre le développement d'une épaisse lithosphère axiale serpentinisée à l'aplomb de la ride. Ce modèle nécessite donc des variations dans le taux d'alimentation de la (les) chambre(s) magmatique(s) au cours de l'accrétion. Ces différentes caractéristiques : développement d'une épaisse lithosphère axiale serpentinisée, périodes amagmatiques, variation du taux d'alimentation de la croûte, genèse de magmas déprimés, sont actuellement documentées au niveau des dorsales lentes et/ou intermédiaires *(e.g. Gente et al., 1995 ; Mével et al., 2003 ; Nonnotte et al., 2005 ; Cannat et al., 2006)*. Cette étude comparative entre les rides actuelles et l'ophiolite d'Oman démontre que cette dernière ne représente pas nécessairement une dorsale rapide. En considérant l'état actuel des connaissances sur les rides océaniques et mon modèle d'accrétion, l'ophiolite d'Oman représenterait une ride médio-océanique ayant connu une alternance de phases magmatiques intenses et d'épisodes amagmatiques et ayant des caractéristiques pétrologiques et structurales proches de celles des rides lentes ou intermédiaires actuelles.

En complément de cette étude globale sur la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman, j'ai réalisé une coupe pétrologique et géochimique de la zone de transition dunitique située entre la section mantellique et la section crustale à l'aplomb du diapir de Maqsad. Malgré une homogénéité apparente, les dunites de cette zone de transition présentent des évolutions chimiques complexes qui définissent deux principaux niveaux : une zone de percolation à la base constituée de dunites résiduelles issues de la percolation de magmas primitifs au sommet d'un manteau harzburgitique et une zone d'accumulation au sommet formée de dunites cumulatives issues de la cristallisation de magmas primitifs dans une proto-chambre magmatique. Cette proto-chambre localisée entre le "Moho pétrologique" et le "Moho sismique" pourrait représenter les lentilles magmatiques imagées par sismique réflexion au niveau de la discontinuité du Moho dans certaines rides océaniques actuelles *(e.g. Nedimović et al., 2005 ; Canales et al., 2009)*. Le modèle de construction de la zone de transition proposé dans cette étude n'est pas nécessairement transposable à l'ensemble des zones de transition observées dans l'ophiolite d'Oman. Il est, en outre, alternatif entre les deux modèles extrêmes : origine purement réactionnelle *(e.g. Nicolas et Prinzhofer, 1983 ; Akizawa et Arai, 2009)* vs. origine purement cumulative *(e.g. Pallister et Hopson, 1981 ; Lippard et al., 1986)*.

Dans cette thèse, j'ai étudié en détail une dizaine de coupes (plusieurs mètres à plusieurs centaines de mètres) dans la séquence cumulative de l'ophiolite d'Oman. Le long de ces coupes, les variations cryptiques (i.e. variation de la composition des minéraux) décrivent généralement des patterns en « zig-zag » caractéristiques des cycles magmatiques de remplissage/cristallisation fractionnée ayant lieu dans la (les) chambre(s) magmatique(s). Dans le détail, ces patterns sont cependant beaucoup plus complexes que les patterns théoriques et indiquent que ces cycles sont perturbés par des processus post-cumulus d' « infiltration métasomatique » (i.e. expulsion et migration de liquide intercumulus lors de la compaction des cumulats) et/ou des mécanismes de mélange magmatique (i.e. mélange entre des magmas évolués résidant dans la chambre et des magmas primitifs s'y injectant) *(cf. Irvine, 1980 ; Clénet et al., 2010, annexe 3)*. De nombreuses incohérences chimiques par rapport à ces cycles magmatiques ont également été observées dans ces coupes et ont été interprétées comme résultant des processus d'hybridation et d'hydratation agissant dans la (les) chambre(s) magmatique(s) en plus de la cristallisation fractionnée.

En complément de ces coupes métriques et pluri-métriques, j'ai réalisé une vingtaine de profils chimiques dans les cumulats lités à l'échelle d'une ou plusieurs lames minces (~ 3 -

6 cm). Le résultat exceptionnel de cette étude réside dans le fait que les différents profils étudiés sont quasiment spécifiques à chaque lame, une évolution type ne pouvant pas être établie, et qu'ils ne suivent que très rarement une « pure » logique de cycle magmatique. Un exemple particulièrement surprenant : certaines lames finement litées ne présentent aucune variation cryptique alors que d'autres lames et/ou lits minéralogiquement homogènes en présentent. L'étude des cumulats lités à ce niveau de détail étant totalement novatrice, je n'ai pas pu m'appuyer sur la littérature pour interpréter ces profils chimiques. Néanmoins, dans l'ensemble de ces profils, j'ai constaté que la perturbation des variations cryptiques par rapport aux cycles magmatiques était aussi bien attribuable aux processus d'hybridation et d'hydratation dans la (les) chambre(s) magmatique(s) qu'aux mécanismes inter- et intra-cristallins tels que la diffusion à l'état solide ou la diffusion différentielle d'éléments dans les liquides interstitiels qui peuvent affecter la composition des minéraux à cette échelle de travail.

Au travers de l'étude de ces coupes et profils détaillés, j'ai montré que la séquence crustale profonde ne se construisait pas uniquement selon des cycles magmatiques de remplissage/cristallisation fractionnée mais par le jeu de plusieurs processus magmatiques et/ou hydrothermaux et/ou post-cumulus agissant à différentes échelles dans la (les) chambre(s) magmatique(s). Ce résultat a trois conséquences majeures pour l'étude des séquences litées dans l'ophiolite d'Oman : 1) les litages observés dans les cumulats lités peuvent avoir différentes origines ; ils peuvent représenter des cycles de remplissage/ cristallisation fractionnée, des cycles de mélange, des cycles hydrothermaux ou des cycles complexes faisant intervenir ces divers processus ; 2) les variations lithologiques et/ou pétrographiques observées sur le terrain ou en lame mince ne peuvent s'interpréter directement en terme d'évolution chimique et inversement ; 3) il est primordial de coupler une étude lithologique avec une étude géochimique pour étudier correctement une séquence cumulative.

II. Prospectives

Cette étude a porté sur six massifs de l'ophiolite d'Oman et a mis l'accent sur certains massifs non étudiés dans la littérature (Bahla, Wuqbah) ou s'inscrivant dans le cadre paléo-tectonique de la dorsale océanique (Sumail, Nakhl). Pour mieux contraindre la contribution des deux pôles magmatiques dans la section crustale profonde à l'échelle de l'ophiolite et de réaliser une carte de répartition plus détaillée facilement comparable à celle des filons, il est maintenant nécessaire de travailler sur les autres massifs de l'ophiolite et d'étudier plus en détail certains massifs déjà étudiés dans cette thèse (Sarami, Hilti). Les prochaines études devront cependant porter en priorité sur les zones présentant une forte contribution du pôle tholéiitique (Fizh, Hilti, Wadi Tayin) pour infirmer ou confirmer la présence de remontées asthénosphériques et/ou de segments d'accrétion et sur les massifs qui restent non étudiés (Samad, Kawad, Ibra).

L'étude comparative que j'ai réalisée entre les cumulats crustaux et les laves V1 montre que ces dernières sont issues des mêmes magmas hybrides que les liquides parents des cumulats crustaux. Une étude chimique détaillée de ces laves V1 serait donc intéressante à entreprendre afin de déterminer si, comme dans le cas des cumulats crustaux, la contribution relative des pôles magmatiques peut être estimée dans ces laves et, dans ce cas, d'étudier la répartition de leur composition à l'échelle de l'ophiolite dans le but de la comparer avec celles des cumulats crustaux et des filons mantelliques. Cette étude comparative a également montré que les laves V2 avaient des compositions proches de celles des magmas hybrides parents des cumulats crustaux (pas nécessairement ultrabasiques, comme il est trop souvent supposé dans

la littérature) présentant une forte contribution du pôle boninitique. Il serait donc intéressant d'étudier plus en détail les relations chimiques entre ces laves V2 et les cumulats crustaux.

La genèse de magmas boninitiques nécessite des conditions particulières (taux de fusion > 5 %, température > 1250°C, H_2O > 0,2 %, pression < 10 kbar ; *e.g. Van Der Laan et al., 1989 ; Pearce et al., 1992*) qui sont généralement atteintes en contexte de subduction (*cf. Crawford et al., 1989 ; Juteau et Maury, 2008).* Une modélisation, notamment thermique, permettrait de déterminer si, en contexte de ride médio-océanique, le flux de chaleur induit par un diapir asthénosphérique et la quantité de fluides hydrothermaux atteignant la lithosphère sont suffisants pour permettre une intense fusion partielle hydratée de la lithosphère et la production de magmas d'affinité boninitique, dont les volumes restent à évaluer. Ce type de modélisation permettra de tester mon modèle d'accrétion et de propagation d'une ride océanique et de faire avancer le débat sur le contexte géodynamique de l'ophiolite d'Oman.

L'étude pétrologique et géochimique de la zone de transition située à l'aplomb du diapir de Maqsad a permis de proposer un modèle alternatif de construction d'une zone de transition. Ce modèle préliminaire demande cependant à être confirmé par un échantillonnage plus détaillé de cette zone, une étude pétrophysique (e.g. texture des roches, fabrique, déformation,…) et une étude géochimique détaillée des éléments en traces. Des coupes pétrologiques et géochimiques, semblables à celle levée à Maqsad, seraient également intéressantes à réaliser dans plusieurs zones de transition présentant des épaisseurs variables et/ou localisées dans différents massifs de l'ophiolite afin de déterminer si ce modèle alternatif s'observe dans d'autres zones de transition et si une corrélation existe entre l'épaisseur et/ou la localisation de ces zones et la nature des dunites (i.e. origine réactionnelle et/ou origine cumulative).

L'étude des profils chimiques réalisée à l'échelle des lames minces a été un travail exploratoire permettant principalement de faire un inventaire des types d'évolution chimique pouvant exister à l'interface entre des lits de cumulats. Comprendre les processus à l'origine des différentes formes de profils chimiques nécessitera des études plus spécifiques (pétrographiques, expérimentales, théoriques, isotopiques, idéalement in situ, …).

Une étude des isotopes du strontium et du néodyme des Cpx a été initiée au début de cette thèse sur les filons mantelliques du massif de Nakhl *(Echantillons de la thèse de Marie Python, 2002)* dans le but de déterminer les sources mantelliques à l'origine des deux séries de filons, l'étude isotopique réalisée par *Mathieu Benoit (1997)* sur les filons mantelliques étant essentiellement focalisée sur la région de Maqsad (massif de Sumail). Cette étude n'a cependant pas été finalisée principalement du fait de problèmes techniques en partie liés aux très faibles concentrations en strontium et néodyme de certains échantillons. Ce problème technique est aujourd'hui résolu et de nouvelles études isotopiques pourraient donc être entreprises sur ces filons mantelliques ainsi que sur les cumulats crustaux.

Une étude géochronologique serait intéressante à entreprendre sur les différentes unités volcaniques et plutoniques de la séquence ophiolitique et en particulier sur les laves V1 et V2, les cumulats lités, les intrusions ultrabasiques et les filons mantelliques. En effet, ces lithologies n'ont été que très rarement datées *(cf. fig.3 de l'introduction)* alors qu'elles sont sans ambiguïté les témoins des magmas générés lors de l'accrétion océanique et/ou les clés du débat sur le contexte géodynamique de l'ophiolite d'Oman. Ce type d'étude, couplé aux études géochronologiques antérieures, permettra de mieux contraindre l'âge de la formation

de l'ophiolite et la chronologie des événements magmatiques. Ceci permettra également de confirmer ou d'infirmer mon modèle de MOR pour l'ophiolite d'Oman.

Dans cette thèse, seuls ~ 80 échantillons de cumulats crustaux ont été analysés en terme d'éléments en traces (contre ~ 720 en éléments majeurs et mineurs). Ils proviennent essentiellement des massifs de Hilti, Sumail, Bahla et du bloc Est du massif de Wuqbah. Les deux pôles magmatiques à l'origine des magmas hybrides parents des cumulats crustaux présentent des concentrations en éléments en traces (HFSE, REE) distinctes. Les éléments en traces (hors titane) pourraient être un autre outil pour étudier la contribution des deux pôles magmatiques dans les cumulats crustaux à l'échelle de l'ophiolite. En effectuant une étude des traces plus complète, on pourrait réaliser des cartes de répartition de la contribution des pôles magmatiques en utilisant les REE par exemple. Pour valoriser les données acquises pendant ma thèse, il serait également intéressant d'effectuer des modélisations géochimiques plus poussées.

Finalement, il serait également important de conduire de nouvelles expériences de cristallisation à basse pression sur le système boninitique hydraté dans le but de mieux contraindre ce système actuellement peu connu. Des expériences de cristallisation à basse pression sur des systèmes hybrides hydratés devront également être réalisées en utilisant différentes quantités d'eau et différents niveaux de mélange entre les deux pôles magmatiques, afin de confirmer expérimentalement mon hypothèse de l'hybridation et de l'hydratation des magmas à l'origine des cumulats crustaux de l'ophiolite d'Oman.

Enfin, la dernière prospective de ma thèse est de comparer mes observations sur la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman avec celles effectuées au niveau des dorsales actuelles, en particulier au niveau des rides rapides dont la section plutonique, hors contexte très particulier comme par exemple le Hess Deep *(cf. introduction)*, reste totalement inexplorée. Je vais pouvoir commencer ce travail très prochainement puisque je participe à l'expédition IODP 335 (Superfast Spreading Rate Crust 4) qui a pour but d'approfondir le puit 1256D situé au niveau de la ride Est-Pacifique. Le forage a, lors des trois expéditions précédentes (ODP Leg 206 et expéditions IODP 309 et 312), atteint le sommet de la section plutonique (i.e. les gabbros isotropes). L'approfondissement prochain de ce puit devrait notamment permettre de tester la validité de l'équation « Oman = dorsale rapide » très répandue dans la littérature.

BIBLIOGRAPHIE

Abily, B., Ceuleneer, G., and Launeau, P., (2011). Synmagmatic normal faulting in the lower oceanic crust: Evidence from the Oman ophiolite. *Geology*, v. 39, no. 4, p. 391-394.

Adachi, Y., and Miyashita, S., (2003). Geology and petrology of the plutonic complexes in the Wadi Fizh area: Multiple magmatic events and segment structure in the northern Oman ophiolite. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4, no. 9, p. 8619.

Agard, P., Jolivet, L., Vrielynck, B., Burov, E., and Monié, P., (2007). Plate acceleration: The obduction trigger? *Earth and Planetary Science Letters*, v. 258, no. 3-4, p. 428-441.

Akizawa, N., and Arai, S., (2009). Petrologic profile of peridotite layers under a possible Moho in the northern Oman ophiolite: an example from Wadi Fizh. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, v. 104, no. 6, p. 389-394.

Alabaster, T., Pearce, J. A., and Malpas, J., (1982). The Volcanic Stratigraphy and Petrogenesis of the Oman Ophiolite Complex. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 81, no. 3, p. 168-183.

Albarède, F., (2001). La Géochimie. Gordon and Breach (Eds), 200 pp.

Allemann, F., and Peters, T., (1972). The ophiolite radiolarite belt of the North Oman mountains. *Eclogae Geol. Helv.*, no. 65, p. 657-697.

Amri, I., Ceuleneer, G., Benoit, M., Python, M., Puga, E., and Targuisti, K., (2007). Genesis granitoids by interaction between mantle peridotites and hydrothermal fluids oceanic spreading setting in the Oman ophiolite. *Geogaceta*, v. 42, p. 23-26.

Amri, I., (2004). Pétrologie et Géochimie des intrusions acides de l'ophiolite d'Oman : Implication pour la genèse des granites océaniques. *Thèse de doctorat*, Université Cadi Ayyad, Semlalia – Marrakech, 239 pp.

Amri, I., Benoit, M., and Ceuleneer, G., (1996). Tectonic setting for the genesis of oceanic plagiogranites: Evidence from a paleo-spreading structure in the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 139, no. 1-2, p. 177-194.

Amri, I., (1995). Etude pétrologique et structurale d'une dorsale océanique fossile, massif de Sumail (ophiolite d'Oman) : Implication pour les mécanismes d'accrétion océanique. *Thèse de doctorat*, Université Paul Sabatier, Toulouse, 199 pp.

Anonymes, (1972). Penrose Field Conference on Ophiolite. *Geotimes*, no. 17, p. 24-25

Arai, S., Uesugi, J., and Ahmed, A., (2004). Upper crustal podiform chromitite from the northern Oman ophiolite as the stratigraphically shallowest chromitite in ophiolite and its implication for Cr concentration. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 147, no. 2, p. 145-154.

Ariskin, A. A., (1999). Phase equilibria modeling in igneous petrology: use of COMAGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 90, no. 1-2, p. 115-162.

A'Shaikh, D., Miyashita, S., and Matsueda, H., (2005). The petrological and geochemical characteristics of an ophiolite volcanic suite from the Ghayth area of Oman. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, v. 100, no. 5, p. 202-220.

Bach, W., and Klein, F., (2009). The petrology of seafloor rodingites: Insights from geochemical reaction path modelling. *Lithos*, v. 112, no. 1-2, p. 103-117.

Béchennec, F., Roger, J., Le Métour, J., and Wyns, R., (1992). Explanatory notes to the Geological Map of Seeb, Sheet NF40-03, Scale: 1:250,000. *Rap. tech., Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals*.

Béchennec, F., Le Métour, J., Roger, J., Chevrel, S., and Wyns, R., (1992). Explanatory notes to the Geological Map of Ibri, Sheet NF40-02, Scale : 1:250,000. Rap. tech., Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.

Béchennec, F., Le Metour, J., Rabu, D., Beurrier, M., Bourdillon Jeudy-DeGrissac, C., De-Wever, P., Tegyey, M., and Villey, M., (1989). Geology of a Tethyan Mountain Belt - the Oman Mountains. *Bulletin De La Société Géologique De France*, v. 5, no. 2, p. 167-188.

Béchennec, F., Le Metour, J., Rabu, D., Villey, M., and Beurrier, M., (1988). The Hawasina Basin: A fragment of a starved passive continental margin, thrust over the Arabian Platform during obduction of the Sumail Nappe. *Tectonophysics*, v. 151, no. 1-4, p. 323-343.

Bédard, J. H., (1994). A Procedure for Calculating the Equilibrium Distribution of Trace-Elements among the Minerals of Cumulate Rocks, and the Concentration of Trace-Elements in the Coexisting Liquids. *Chemical Geology*, v. 118, no. 1-4, p. 143-153.

Benn, K., Nicolas, A., and Reuber, I., (1988). Mantle - crust transition zone and origin of wehrlitic magmas: Evidence from the Oman Ophiolite. *Tectonophysics*, v. 151, no. 1-4, p. 75-85.

Benoit, M., Ceuleneer, G., and Polve, M., (1999). The remelting of hydrothermally altered peridotite at mid-ocean ridges by intruding mantle diapirs. *Nature*, v. 402, no. 6761, p. 514-518.

Benoit, M., (1997). Caractérisation géochimique (traces, isotopes) d'un système de drainage magmatique fossile dans l'ophiolite d'Oman. *Thèse de Doctorat*, Université Paul Sabatier, Toulouse, 257 pp.

Benoit, M., Polvé, M., and Ceuleneer, G., (1996). Trace element and isotopic characterization of mafic cumulates in a fossil mantle diapir (Oman ophiolite). *Chemical Geology*, v. 134, no. 1-3, p. 199-214.

Berberian, F., and Berberian, M., (1981). Tectono-plutonic episodes in Iran. In "Zagros, Hindu Kush, Himalaya Geodynamic evolution", H. K., Gupta, and F. M., Delany, (Eds), *American Geophysical Union, Geodynamics Series*, no. 3, p. 5-32.

Berndt, J., Koepke, J., and Holtz, F., (2005). An Experimental Investigation of the Influence of Water and Oxygen Fugacity on Differentiation of MORB at 200 MPa. *Journal of Petrology*, v. 46, no. 1, p. 135-167.

Berndt, J., Liebske, C., Holtz, F., Freise, M., Nowak, M., Ziegenbein, D., Hurkuck, W., and Koepke, J., (2002). A combined rapid-quench and H-2-membrane setup for internally heated pressure vessels: Description and application for water solubility in basaltic melts. *American Mineralogist*, v. 87, no. 11-12, p. 1717-1726.

Borisova, A. Y., Ceuleneer, G., Arai, S., Béjina, F., Kamenetsky, V. S., Polvé, M., De Parseval, P., Aigouy, T., and Pokrovski, G., (sous presse). Inclusions in Chromian Spinel of Chromitites from the Oman ophiolite: Evidence for Open-System Interaction of MORB with Oceanic Boninites and Hydrothermal Fluid. *Journal of Petrology*.

Bosch, D., Jamais, M., Boudier, F., Nicolas, A., Dautria, J. M., and Agrinier, P., (2004). Deep and high-temperature hydrothermal circulation in the Oman ophiolite - Petrological and isotopic evidence. *Journal of Petrology*, v. 45, no. 6, p. 1181-1208.

Boschi, C., Früh-Green, G. L., and Escartin, J., (2006). Occurrence and significance of serpentinite-hosted, talc- and amphibole-rich fault rocks in modern oceanic settings and ophiolite complexes: An overview. *Ofioliti*, v. 31, no. 2, p. 129-140.

Botcharnikov, R. E., Almeev, R. R., Koepke, J., and Holtz, F., (2008). Phase relations and liquid lines of descent in hydrous ferrobasalt - Implications for the Skaergaard intrusion and Columbia River flood basalts. *Journal of Petrology*, v. 49, no. 9, p. 1687-1727.

Boudier, F., and Nicolas, A., (2007). Comment on "Dating the geologic history of Oman's Semail ophiolite: insights from U-Pb geochronology" by C. J., Warren, R. R., Parrish, D. J., Waters and M. P., Searle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 154, no. 1, p. 111-113.

Boudier, F., Godard, M., and Armbruster, C., (2000). Significance of gabbronorite occurrence in the crustal section of the Semail ophiolite. *Marine Geophysical Researches*, v. 21, no. 3-4, p. 307-326.

Boudier, F., Nicolas, A., and Ildefonse, B., (1996). Magma chambers in the Oman ophiolite: Fed from the top and the bottom. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 144, no. 1-2, p. 239-250.

Boudier, F., and Nicolas, A., (1995). Nature of the Moho Transition Zone in the Oman Ophiolite. *Journal of Petrology*, v. 36, no. 3, p. 777-796.

Boudier, F., Ceuleneer, G., and Nicolas, A., (1988). Shear Zones, Thrusts and Related Magmatism in the Oman Ophiolite: Initiation of Thrusting on an Oceanic Ridge. *Tectonophysics*, v. 151, no. 1-4, p. 275-296.

Boudier, F., and Nicolas, A., (1985). Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 76, no. 1-2, p. 84-92.

Boudier, F., Bouchez, J. L., Nicolas, A., Cannat, M., Ceuleneer, G., Misseri, M., and Montigny, R., (1985). Kinematics of Oceanic Thrusting in the Oman Ophiolite - Model of Plate Convergence. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 75, no. 2-3, p. 215-222.

Boudier, F., Nicolas, A., Bouchez, J.L., Crambert, S., Dahl, R., and Juteau, T., (1983). Les ophiolites des nappes de Semail (Oman) : structures internes des massifs de Nakhl et de Rustaq. *Sci. Geol. Strasb.*, v. 36, no. 1, p. 17-33.

Boudier, F., and Coleman, R. G., (1981). Cross-Section through the Peridotite in the Samail Ophiolite, Southeastern Oman Mountains. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, no. B4, p. 2573-2592.

Breton, J.-P., Béchennec, F., Le Métour, J., Moen-Maurel, L., and Razin, P., (2004). Eoalpine (Cretaceous) evolution of the Oman tethyan continental margin: insights from a structural field study in Jabal Akhdar (Oman Mountains). *GeoArabia* , v. 9, no. 2, p. 1-18.

Brongniart, A., (1813). Essai de classification minéralogique des roches mélanges. *Journal des mines*, v. XXXIV, p. 190-199

Browning, P., (1982). The petrology, geochemistry and structure of the plutonic rocks of the Oman ophiolite. *Ph.D. thesis*, The Open University, 404 pp.

Canales, J. P., Nedimović, M. R., Kent, G. M., Carbotte, S. M., and Detrick, R. S., (2009). Seismic reflection images of a near-axis melt sill within the lower crust at the Juan de Fuca ridge. *Nature*, v. 460, no. 7251, p. 89-92.

Cannat, M., Sauter, D., Mendel, V., Ruellan, E., Okino, K., Escartin, J., Combier, V., and Baala, M., (2006). Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge. *Geology*, v. 34, p. 605-608.

Cannat, M., (1993). Emplacement of Mantle Rocks in the Sea-Floor at Mid-ocean Ridges. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, v. 98, no. B3, p. 4163-4172.

Caress, D. W., Burnett, M. S., and Orcutt, J. A., (1992). Tomographic Image of the Axial Low-Velocity Zone at 12°50'N on the East Pacific Rise. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, v. 97, no. B6, p. 9243-9263.

Ceuleneer, G., and Le Sueur, E., (2008). The Trinity ophiolite (California): the strange association of fertile mantle peridotite with ultra-depleted crustal cumulates. *Bulletin De La Société Géologique De France*, v. 179, no. 5, p. 503-518.

Ceuleneer, G., Monnereau, M., and Amri, I., (1996). Thermal structure of a fossil mantle diapir inferred from the distribution of mafic cumulates. *Nature*, v. 379, no. 6561, p. 149-153.

Ceuleneer, G., (1991). Evidence for a paleo-spreading center in the Oman ophiolite: mantle structures in the Maqsad area.. In "Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere", Tj., Peters, A., Nicolas, et R. G., Coleman, (Eds), *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht – Boston – London, p. 149-175.

Ceuleneer, G., Nicolas, A., et Boudier, F., (1988). Mantle Flow Patterns at an Oceanic Spreading Center - the Oman Peridotites Record. *Tectonophysics*, v. 151, no. 1-4, p. 1-26.

Ceuleneer, G., (1986). Structure des ophiolites d'Oman : flux mantellaire sous un centre d'expansion océanique et charriage à la dorsale. *Thèse de doctorat*, Université de Nantes, 338 pp.

Ceuleneer, G., and Nicolas, A., (1985). Structures in Podiform Chromite from the Maqsad District (Sumail Ophiolite, Oman). *Mineralium Deposita*, v. 20, no. 3, p. 177-185.

Chauvet, F., Dumont, T., and Basile, C., (2009). Structures and timing of Permian rifting in the central Oman Mountains (Saih Hatat). *Tectonophysics*, v. 475, no. 3-4, p. 563-574.

Christensen, N. I., and Smewing, J. D., (1981). Geology and Seismic Structure of the Northern Section of the Oman Ophiolite. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, no. B4, p. 2545-2555.

Clénet, H., Ceuleneer, G., Pinet, P., Abily, B., Daydou, Y., Harris, E., Amri, I., and Dantas, C., (2010). Thick sections of layered ultramafic cumulates in the Oman ophiolite revealed by an airborne hyperspectral survey: Petrogenesis and relationship to mantle diapirism. *Lithos*, v. 114, no. 3-4, p. 265-281.

Coleman, R. G., (1981). Tectonic Setting for Ophiolite Obduction in Oman. *Journal of Geophysical Research.*, v. 86, no. B4, p. 2497-2508.

Coleman, R. G., (1971). Plate Tectonic Emplacement of Upper Mantle Peridotites along Continental Edges. *Journal of Geophysical Research*, v. 76, no. 5, p. 1212-1222.

Combe, J. P., Launeau, P., Pinet, P., Despan, D., Harris, E., Ceuleneer, G., and Sotin, C., (2006). Mapping of an ophiolite complex by high-resolution visible-infrared spectrometry. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 7.

Coogan, L. A., Kempton, P. D., Saunders, A. D., and Norry, M. J., (2000). Melt aggregation within the crust beneath the Mid-Atlantic Ridge: evidence from plagioclase and clinopyroxene major and trace element compositions. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 176, no. 2, p. 245-257.

Crawford, A. J., Falloon, T. J., Green, D. H., (1989). Classification petrogenesis and tectonic setting of boninites. In A. J., Crawford, (Eds), "Boninites and Related Rocks", *Unwin Hyman, London*, p. 1-49.

Cruciani, G., Franceschelli, M., Groppo, C., Brogioni, N., and Vaselli, O., (2008). Formation of clinopyroxene plus spinel and amphibole plus spinel symplectites in coronitic gabbros from the Sierra de San Luis (Argentina): a key to post-magmatic evolution. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 26, no. 7, p. 759-774.

Dahl, R., (1984). Etude géométrique, pétrologique et géochimique de la séquence crustale de l'ophiolite d'Oman. Massif de Rustaq (Bloc d'Haylayn). Un modèle tridimensionnel de zone d'accrétion. *Thèse de doctorat*, Université de Clermont-Ferrand, 264 pp.

Dantas, C., Ceuleneer, G., Gregoire, M., Python, M., Freydier, R., Warren, J., and Dick, H. J. B., (2007). Pyroxenites from the Southwest Indian Ridge, 9-16°E: Cumulates from incremental melt fractions produced at the top of a cold melting regime. *Journal of Petrology*, v. 48, no. 4, p. 647-660.

Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J., (1992). An introduction to the rock-forming minerals. United Kingdom, Longman Scientific Technical : Harlow, United Kingdom, 696 pp.

Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I. M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P., and Biju-Duval, B., (1986). Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS. *Tectonophysics*, v. 123, no. 1-4, p. 241-315.

Detrick, R. S., Buhl, P., Vera, E., Mutter, J., Orcutt, J., Madsen, J., and Brocher, T., (1987). Multichannel Seismic Imaging of a Crustal Magma Chamber Along the East Pacific Rise. *Nature*, v. 326, no. 6108, p. 35-41.

Devine, J. D., Gardner, J. E., Brack, H. P., Layne, G. D., and Rutherford, M. J., (1995). Comparison of Microanalytical Methods for Estimating H_2O Contents of Silicic Volcanic Glasses. *American Mineralogist*, v. 80, no. 3-4, p. 319-328.

Dick, H. J. B., Tivey, M. A., and Tucholke, B. E., (2008). Plutonic foundation of a slow-spreading ridge segment: Oceanic core complex at Kane Megamullion, 23°30'N, 45°20'W. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 9.

Dick, H. J. B., Natland, J. H., Alt, J. C., Bach, W., Bideau, D., Gee, J. S., Haggas, S., Hertogen, J. G. H., Hirth, G., Holm, P. M., Ildefonse, B., Iturrino, G. J., John, B. E., Kelley, D. S., Kikawa, E., Kingdon, A., LeRoux, P. J., Maeda, J., Meyer, P. S., Miller, D. J., Naslund, H. R., Niu, Y. L., Robinson, P. T., Snow, J., Stephen, R. A., Trimby, P. W., Worm, H. U., and Yoshinobu, A., (2000). A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 179, no. 1, p. 31-51.

Dick, H. J. B., and Natland, J. H., (1996). Late-stage melt evolution and transport in the shallow mantle beneath the East Pacific Rise. In College Station, TX (Ocean Drilling Program), Mével, C., Gillis, K.M., Allan, J.F., and Meyer, P.S. (Eds), *Proc. ODP, Sci. Results*, 147, p. 103-134.

Dijkstra, A. H., Drury, M. R., and Frijhoff, R. M., (2002). Microstructures and lattice fabrics in the Hilti mantle section (Oman Ophiolite): Evidence for shear localization and melt weakening in the crust-mantle transition zone? *Journal of Geophysical Research.*, v. 107, no. B11, p. 2270.

Dilek, Y., and Furnes, H., (2011). Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, v. 123, no. 3-4, p. 387-411.

Dilek, Y., and Furnes, H. (2009). Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. *Lithos*, v. 113, no. 1-2, p. 1-20.

Dilek, Y., (2003). Ophiolite concept and its evolution. In "Ophiolite Concept and the geological Thought", Dilek, Y., and Newcomb, S., (Eds), *Geological Society of America, Special Paper*, v. 373, p. 1-16.

Dixon, J. E., Stolper, E., and Delaney, J. R., (1988). Infrared Spectroscopic Measurements of CO_2 and H_2O in Juan-De-Fuca Ridge Basaltic Glasses. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 90, no. 1, p. 87-104.

Dobson, P. F., Blank, J. G., Maruyama, S., and Liou, J. G., (2006). Petrology and geochemistry of boninitic-series volcanic rocks, Chichi-Jima, Bonin Islands, Japan. *International Geology Review*, v. 48, no. 8, p. 669-701.

Dobson, P. F., Skogby, H., and Rossman, G. R., (1995). Water in Boninite Glass and Coexisting Ortho-Pyroxene - Concentration and Partitioning. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 118, no. 4, p. 414-419.

Einaudi, F., Pezard, P. A., Cocheme, J. J., Coulon, C., Laverne, C., and Godard, M., (2000) Petrography, geochemistry and physical properties of a continuous extrusive section from the Sarami Massif, Semail Ophiolite. *Marine Geophysical Researches*, v. 21, no. 3-4, p. 387-407.

El-Shazly, A. K., Brocker, M., Hacker, B., and Calvert, A., (2001). Formation and exhumation of blueschists and eclogites from NE Oman: new perspectives from Rb-Sr and ^{40}Ar / ^{39}Ar dating. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 19, no. 3, p. 233-248.

Elthon, D., (1987). Petrology of Gabbroic Rocks from the Mid-Cayman Rise Spreading Center. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth and Planets*, v. 92, no. B1, p. 658-682.

Ernewein, M., Pflumio, C., and Whitechurch, H., (1988). The Death of an Accretion Zone as Evidenced by the Magmatic History of the Sumail Ophiolite (Oman). *Tectonophysics*, v. 151, no. 1-4, p. 247-274.

Ernewein, M., (1987). Histoire magmatique d'un segment de croûte océanique téthysienne : pétrologie de la séquence plutonique du massif ophiolitique de Salahi (nappe de Semail, Oman). *Thèse de doctorat*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 205 pp.

Escartin, J., Mével, C., MacLeod, C. J., and McCaig, A. M., (2003). Constraints on deformation conditions and the origin of oceanic detachments: The Mid-Atlantic Ridge core complex at 15°45'N. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4.

Expedition 304/305 Scientist Site 1309 (2006). In 304/305: College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.), Blackman, D. K., Ildefonse, B., John, B. E., Ohara, Y., Miller, D. J., MacLeod, C. J., and the Expedition 304/305 Scientists, *Proc. IODP*.

Falloon, T. J., Danyushevsky, L. V., Crawford, A. J., Meffre, S., Woodhead, J. D., and Bloomer, S. H., (2008). Boninites and adakites from the northern termination of the Tonga trench: Implications for adakite petrogenesis. *Journal of Petrology*, v. 49, no. 4, p. 697-715.

Falloon, T. J., Danyushevsky, L. V., Crawford, T. J., Maas, R., Woodhead, J. D., Eggins, S. M., Bloomer, S. H., Wright, D. J., Zlobin, S. K., and Stacey, A. R., (2007). Multiple mantle plume components involved in the petrogenesis of subduction-related lavas from the northern termination of the Tonga Arc and northern Lau Basin. Evidence from the geochemistry of arc and backarc submarine volcanics. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 8.

Falloon, T. J., and Crawford, A. J., (1991). The Petrogenesis of High-Calcium Boninite Lavas Dredged from the Northern Tonga Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 102, no. 3-4, p. 375-394.

Feig, S. T., Koepke, J., and Snow, J. E., (2010). Effect of oxygen fugacity and water on phase equilibria of a hydrous tholeiitic basalt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 160, no. 4, p. 551-568.

Feig, S. T., Koepke, J., and Snow, J. E., (2006). Effect of water on tholeiitic basalt phase equilibria: an experimental study under oxidizing conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 152, no. 5, p. 611-638.

Fournier, M., Lepvrier, C., Razin, P., and Jolivet, L., (2006). Late Cretaceous to Paleogene post-obduction extension and subsequent Neogene compression in the Oman Mountains. *Geoarabia*, v. 11, no. 4, p. 17-40.

France, L., (2009). Interactions entre processus magmatiques et hydrothermaux aux dorsales océaniques à expansion rapide : implications pour la dynamique de la lentille magmatique axiale. *Thèse de doctorat*, Université de Montpellier, 203 pp.

Freise, M., Holtz, F., Nowak, M., Scoates, J. S., and Strauss, H., (2009). Differentiation and crystallization conditions of basalts from the Kerguelen large igneous province: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 158, no. 4, p. 505-527.

Gao, Y., Hoefs, J., Hellebrand, E., von der Handt, A., and Snow, J., (2007). Trace element zoning in pyroxenes from ODP Hole 735B gabbros: diffusive exchange or synkinematic crystal fractionation? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 153, no. 4, p. 429-442.

Gente, P., Pockalny, R. A., Durand, C., Deplus, C., Maia, M., Ceuleneer, G., Mével, C., Cannat, M., and Laverne, C., (1995). Characteristics and Evolution of the Segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 20°N and 24°N during the Last 10-Million Years. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 129, no. 1-4, p. 55-71.

Gerbert-Gaillard, L., (2002). Caractérisation géochimique des péridotites de l'ophiolite d'Oman : processus magmatiques aux limites lithosphère/asthénosphère. *Thèse de Doctorat*, Université de Montpellier.

Girardeau, J., Monnier, C., Launeau, P., and Quatrevaux, F., (2002). Kinematics of mantle flow beneath a fossil Overlapping Spreading Center: The Wuqbah massif case, Oman Ophiolite. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 3.

Girardeau, J., Monnier, C., Le Mée, L., and Quatrevaux, F., (2002). The Wuqbah peridotite, central Oman Ophiolite: Petrological characteristics of the mantle in a fossil overlapping ridge setting. *Marine Geophysical Researches*, v. 23, no. 1, p. 43-56.

Glennie, K. W, Boeuf, M. G., Hughes Clarke, M. W., Moody-Stuart, M., Pilaar, W. F. H., and Reinhardt, B. M., (1974). Geology of the Oman Mountains. *Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap*, deel (v.) 31 , 423 pp.

Gnos, E., and Peters, T., (1993). K-Ar Ages of the Metamorphic Sole of the Semail Ophiolite: Implications for Ophiolite Cooling History. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 113, no. 3, p. 325-332.

Godard, M., Bosch, D., and Einaudi, F., (2006). A MORB source for low-Ti magmatism in the Semail ophiolite. *Chemical Geology*, v. 234, no. 1-2, p. 58-78.

Godard, M., Dautria, J. M., and Perrin, M., (2003). Geochemical variability of the Oman ophiolite lavas: Relationship with spatial distribution and paleomagnetic directions. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4.

Goodenough, K. M., Styles, M. T., Schofield, D., Thomas, R. J., Crowley, Q. C., Lilly, R. M., McKervey, J., Stephenson, D., and Carney, J. N., (2010). Architecture of the Oman-UAE ophiolite: evidence for a multi-phase magmatic history. *Arabian Journal of Geosciences*, v. 3, no. 4, p. 439-458.

Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G., (2005). A Geologic Time Scale 2004. *Cambridge University Press*, 610 pp.

Grantham, G. H., Thomas, R. J., Eglington, B. M., Debruin, D., Atanasov, A., and Evans, M. J., (1993). Corona Textures in Proterozoic Olivine Melanorites of the Equeefa Suite, Natal Metamorphic Province, South-Africa. *Mineralogy and Petrology*, v. 49, no. 1-2, p. 91-102.

Gramont de, X., Le Métour, J., and Villey, M., (1986). Geological map of Samad, Sheet NF 40-7C, Scale 1 :100,000, Explanatory Notes. *Rap. tech., Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals*.

Gray, D. R., Hand, M., Mawby, J., Armstrong, R. A., Miller, J. M., and Gregory, R. T., (2004a). Sm-Nd and Zircon U-Pb ages from garnet-bearing eclogites, NE Oman: constraints on High-P metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 222, no. 2, p. 407-422.

Gray, D. R., Miller, J. M., Foster, D. A., and Gregory, R. T., (2004b). Transition from subduction- to exhumation-related fabrics in glaucophane-bearing eclogites, Oman: evidence from relative fabric chronology and ^{40}Ar / ^{39}Ar ages. *Tectonophysics*, v. 389, no. 1-2, p. 35-64.

Gregory, R. T., Gray, D. R., and Miller, J. M., (1998). Tectonics of the Arabian margin associated with the formation and exhumation of high-pressure rocks, Sultanate of Oman. *Tectonics*, v. 17, no. 5, p. 657-670.

Grove, T. L., and Juster, T. C., (1989). Experimental Investigations of Low-Ca Pyroxene Stability and Olivine Pyroxene Liquid Equilibria at 1-Atm in Natural Basaltic and Andesitic Liquids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 103, no. 3, p. 287-305.

Grove, T. L., and Baker, M. B., (1984). Phase-Equilibrium Controls on the Tholeiitic Versus Calc-Alkaline Differentiation Trends. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, no. B5, p. 3253-3274.

Hacker, B. R., Mosenfelder, J. L., and Gnos, E., (1996). Rapid emplacement of the Oman ophiolite: Thermal and geochronologic constraints. *Tectonics*, v. 15, no. 6, p. 1230-1247.

Hacker, B. R., (1994). Rapid Emplacement of Young Oceanic Lithosphere - Argon Geochronology of the Oman Ophiolite. *Science*, v. 265, no. 5178, p. 1563-1565.

Harper, G. D., (1980). The Josephine Ophiolite - Remains of a Late Jurassic Marginal Basin in Northwestern California. *Geology*, v. 8, no. 7, p. 333-337.

Hekinian, R., Bideau, D., Francheteau, J., Cheminee, J. L., Armijo, R., Lonsdale, P., and Blum, N., (1993). Petrology of the East Pacific Rise Crust and Upper Mantle Exposed in Hess Deep (Eastern Equatorial Pacific). *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, v. 98, no. B5, p. 8069-8094.

Henstock, T. J., Woods, A. W., and White, R. S., (1993). The Accretion of Oceanic-Crust by Episodic Sill Intrusion. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, v. 98, no. B3, p. 4143-4161.

Hess, P., (1992). Phase equilibria constraints on the origin of ocean floor basalts. In "Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges", Phipps Morgan, J., Blackman, D., and Sinton, J., (Eds) , Geophysical Monograph 71, *American Geophysical Union*, p. 67.

Hess, P., (1989). Origins of Igneous Rocks. *Harvard University Press*, 336 pp.

Hess, H.H., (1962). History of the ocean basins. In "Petrologic Studies: a volume in honor of A. F. Buddington", A. E. J., Engel, Harold L., James, and B. F., Leonard, (Eds), *Geological Society of America*, p. 599-620.

Hopson, C. A., Coleman, R. G., Gregory, R. T., Pallister, J. S., and Bailey, E. H., (1981). Geologic Section through the Samail Ophiolite and Associated Rocks Along a Muscat-Ibra Transect, Southeastern Oman Mountains. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, no. B4, p. 2527-2544.

Holmes, A., (1945). Principles of Physical Geology. Edinburgh: Thomas Nelson and Sons, 1944 and New York: Ronald Press, 1945.

Hutin, G., Béchennec, F., Beurrier, M., and Rabu, D., (1986). Geological map of Birkat al Mawz, Sheet NF 40-7B, Scale 1:100,000, Explanatory Notes. *Rap. tech., Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals*.

Irvine, T. N., (1982). Terminology for Layered Intrusions. *Journal of Petrology*, v. 23, no. 2, p. 127-162.

Irvine, T. N., (1980). Magmatic infiltration metasomatism, double-diffusive fractional crystallization, and adcumulus growth in the Muskox intrusion and other layered intrusions. In "Physics of Magmatic Processes", Hargraves, R.B., (Eds), *Princeton, NJ (Princeton Univ. Press)*, p. 325-384.

Ishikawa, T., Fujisawa, S., Nagaishi, K., and Masuda, T., (2005). Trace element characteristics of the fluid liberated from amphibolite-facies slab: Inference from the metamorphic sole beneath the Oman ophiolite and implication for boninite genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 240, no. 2, p. 355-377.

Ishikawa, T., Nagaishi, K., and Umino, S., (2002). Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: Implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc. *Geology*, v. 30, no. 10, p. 899-902.

Jackson, E. D., (1967). Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke, and Bushveld intrusions. In "Ultramafic and Related Rocks", P. J., Wyllie (Eds), John Wiley and Sons, Inc, New York – London – Sydney, p. 20-38

Jousselin, D., and Nicolas, A., (2000). The Moho transition zone in the Oman ophiolite-relation with wehrlites in the crust and dunites in the mantle. *Marine Geophysical Researches*, v. 21, no. 3-4, p. 229-241.

Jousselin, D., and Nicolas, A., (2000). Oceanic ridge off-axis deep structure in the Mansah region (Sumail massif, Oman ophiolite). *Marine Geophysical Researches*, v. 21, no. 3-4, p. 243-257.

Juteau, T., and Maury, R.C., (2008). La croûte océanique. Pétrologie et dynamique endogènes. Vuibert, Paris, 455 pp.

Juteau, T., Manac'h, G., Moreau, O., Lécuyer, C., and Ramboz, C., (2000). The high temperature reaction zone of the Oman ophiolite: new field data, microthermometry of fluid inclusions, PIXE analyses and oxygen isotopic ratios. *Marine Geophysical Researches*, v. 21, no. 3, p. 351-385.

Juteau, T., Beurrier, M., Dahl, R., and Nehlig, P., (1988). Segmentation at a Fossil Spreading Axis - the Plutonic Sequence of the Wadi Haymiliyah Area (Haylayn Block, Sumail Nappe, Oman). *Tectonophysics*, v. 151, no. 1-4, p. 167-197.

Juteau, T., Ernewein, M., Reuber, I., Whitechurch, H., and Dahl, R., (1988). Duality of Magmatism in the Plutonic Sequence of the Sumail Nappe, Oman. *Tectonophysics*, v. 151, no. 1-4, p. 107-135.

Karson, J. A., (1998). Internal structure of oceanic lithosphere: A perspective from tectonic Windows. In "Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges", W. R., Buck, P. T., Delaney, J. A., Karson, and Y., Lagabrielle, (Eds), Geophysical Monograph 106, *American Geophysical Union*, Washington DC, p.117-218.

Karson, J. A., and Rona, P. A., (1990). Block-Tilting, Transfer Faults, and Structural Control of Magmatic and Hydrothermal Processes in the Tag Area, Mid-Atlantic Ridge 26°N. *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, no. 12, p. 1635-1645.

Kawamoto, T., and Hirose, K., (1994). Au-Pd Sample Containers for Melting Experiments on Iron and Water-Bearing Systems. *European Journal of Mineralogy*, v. 6, no. 3, p. 381-385.

Kelemen, P. B., and Aharonov, E., (1998). Periodic formation of magma fractures and generation of layered gabbros in the lower crust beneath oceanic spreading ridges. In "Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges", W. R., Buck, P. T., Delaney, J. A., Karson, and Y., Lagabrielle (Eds), Geophysical Monograph 106, *American Geophysical Union*, Washington DC, p. 267-289.

Kelemen, P. B., Koga, K., and Shimizu, N., (1997). Geochemistry of gabbro sills in the crust-mantle transition zone of the Oman ophiolite: Implications for the origin of the oceanic lower crust. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 146, no. 3-4, p. 475-488.

Kimball, K. L., (1990). Effects of hydrothermal alteration on the compositions of chromian spinels. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 105, no. 3, p. 337-346.

Klein, E. M., and Langmuir, C. H., (1987). Global Correlations of Ocean Ridge Basalt Chemistry with Axial Depth and Crustal Thickness. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, v. 92, no. B8, p. 8089-8115.

Koepke, J., Schoenborn, S., Oelze, M., Wittmann, H., Feig, S. T., Hellebrand, E., Boudier, F., and Schoenberg, R., (2009). Petrogenesis of crustal wehrlites in the Oman ophiolite: Experiments and natural rocks. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 10.

Koepke, J., Feig, S., Snow, J., and Freise, M., (2004). Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 146, no. 4, p. 414-432.

Koga, K. T., Kelemen, P. B., and Shimizu, N., (2001). Petrogenesis of the crust-mantle transition zone and the origin of lower crustal wehrlite in the Oman ophiolite. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 2.

Korenaga, J., and Kelemen, P. B., (1998). Melt migration through the oceanic lower crust: a constraint from melt percolation modeling with finite solid diffusion. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 156, no. 1-2, p. 1-11.

Korenaga, J., and Kelemen, P. B., (1997). Origin of gabbro sills in the Moho transition zone of the Oman ophiolite: Implications for magma transport in the oceanic lower crust. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, v. 102, no. B12, p. 27729-27749.

Lachize, M., Lorand, J. P., and Juteau, T., (1996). Calc-alkaline differentiation trend in the plutonic sequence of the Wadi Haymiliyah section, Haylayn massif, Semail ophiolite, Oman. *Lithos*, v. 38, no. 3-4, p. 207-232.

Lachize, M., (1993). La chambre magmatique fossile d'Haymiliyah (massif de Haylayn, ophiolite de Semail) (Sultanat d'Oman) : Un cas de précipitation de sulfures magmatiques dans la couche 3 de la lithosphère océanique. *Thèse de doctorat*, Université de Bretagne Occidentale (Brest), 314 pp.

Lanphere, M. A., (1981). K-Ar Ages of Metamorphic Rocks at the Base of the Samail Ophiolite, Oman. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, no. B4, p. 2777-2782.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Birch, W. D., Burke, E. A. J., Ferraris, G., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Schumacher, J. C., Stephenson, N. C. N., and Whittaker, E. J. W., (2003). Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's 1997 recommendations. *Canadian Mineralogist*, v. 41, p. 1355-1362.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Guo, Y. Z. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*, v. 35, p. 219-246.

Leake, B. E., (1978). Nomenclature of Amphiboles. *American Mineralogist*, v. 63, no. 11-1, p. 1023-1052.

Leat, P. T., Livermore, R. A., Millar, I. L., and Pearce, J. A., (2000). Magma supply in back-arc spreading centre segment e2, east Scotia Ridge. *Journal of Petrology*, v. 41, no. 6, p. 845-866.

Leblanc, M., and Ceuleneer, G., (1991). Chromite Crystallization in a Multicellular Magma Flow - Evidence from a Chromitite Dike in the Oman Ophiolite. *Lithos*, v. 27, no. 4, p. 231-257.

Lees, G. M., (1928). The geology and tectonics of Oman and of parts of southern Arabia. *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, v. 84, n. 336, p. 585-670.

Le Mée, L., Girardeau, J., and Monnier, C., (2004). Mantle segmentation along the Oman ophiolite fossil mid-ocean ridge. *Nature*, v. 432, no. 7014, p. 167-172.

Le Métour, J., Béchennec, F., Chèvremont, P., Roger, J., and Wyns, R., (1992). Explanatory notes to the Geological Map of Buraymi, Sheet NG40-14, Scale: 1:250,000. *Rap. tech., Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals*.

Lindsley, D. H., (1983). Pyroxene Thermometry. *American Mineralogist*, v. 68, no. 5-6, p. 477-493.

Lippard, S. J., Shelton, A. W., and Gass, I. G., (1986). The ophiolite of Northern Oman. *Geol. Soc. London Memoir, Blackwell Scientific Publication*, no. 11, 178 pp.

Lippard, S. J., (1983). Cretaceous High-Pressure Metamorphism in NE Oman and Its Relationship to Subduction and Ophiolite Nappe Emplacement. *Journal of the Geological Society*, v. 140, no. Jan, p. 97-104.

Lorand, J. P., (1988). Fe-Ni-Cu sulfides in tectonite peridotites from the Maqsad district, Sumail ophiolite, southern Oman: Implications for the origin of the sulfide component in the oceanic upper mantle. *Tectonophysics*, v. 151, no. 1-4, p. 57-73.

Maclennan, J., Hulme, T., and Singh, S. C., (2004). Thermal models of oceanic crustal accretion: Linking geophysical, geological and petrological observations. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 5.

MacLeod, C. J., and Yaouancq, G., (2000). A fossil melt lens in the Oman ophiolite: Implications for magma chamber processes at fast spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 176, no. 3-4, p. 357-373.

MacLeod, C. J., and Rothery, D. A., (1992). Ridge axial segmentation in the Oman ophiolite: evidence from along-strike variations in the sheeted dyke complex. In "Ophiolites and their Modern Oceanic Analogues", Parson, L. M., Murton, B. J., & Browning, P., (Eds), *Geological Society Special Publication*, v. 60, no. 1, p. 39-63.

Martinez, F., Taylor, B., Baker, E. T., Resing, J. A., and Walker, S. L., (2006). Opposing trends in crustal thickness and spreading rate along the back-arc Eastern Lau Spreading Center: Implications for controls on ridge morphology, faulting, and hydrothermal activity. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 245, no. 3-4, p. 655-672.

McCulloch, M. T., Gregory, R. T., Wasserburg, G. J., and Taylor, H. P., (1981). Sm-Nd, Rb-Sr, and ^{18}O / ^{16}O Isotopic Systematics in an Oceanic Crustal Section: Evidence from the Samail Ophiolite. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, no. B4, p. 2721-2735.

McDonough, W. F., and Sun, S. S., (1995). The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, v. 120, no. 3-4, p. 223-253.

Mével, C., (2003). Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. *Comptes Rendus Geoscience*, v. 335, no. 10-11, p. 825-852.

Meyer, P. S., Dick, H. J. B., and Thompson, G., (1989). Cumulate Gabbros from the Southwest Indian Ridge, 54°S-7°16'E: Implications for Magmatic Processes at a Slow Spreading Ridge. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 103, no. 1, p. 44-63.

Michibayashi, K., and Mainprice, D., (2004). The Role of Pre-existing Mechanical Anisotropy on Shear Zone Development within Oceanic Mantle Lithosphere: an Example from the Oman Ophiolite. *Journal of Petrology*, v. 45, no. 2, p. 405-414.

Michibayashi, K., Gerbert-Gaillard, L., and Nicolas, A., (2000). Shear sense inversion in the Hilti mantle section (Oman ophiolite) and active mantle uprise. *Marine Geophysical Researches*, v. 21, no. 3, p. 259-268.

Miller, J. M., Gregory, R. T., Gray, D. R., and Foster, D. A., (1999). Geological and geochronological constraints on the exhumation of a high-pressure metamorphic terrane, Oman. In "Exhumation processes: normal faulting, ductile flow and erosion", Ring, U., Brandon, M. T., Lister, G. S., Willett, S. D., (Eds), *Geological Society of London, Special Publications*, v. 154, no. 1, p. 241-260.

Miyashita, S., Adachi, Y., and Umino, S., (2003). Along-axis magmatic system in the northern Oman ophiolite: Implications of compositional variation of the sheeted dike complex. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4, no. 9, p. 8617.

Montigny, R., Lemer, O., Thuizat, R., and Whitechurch, H., (1988). K-Ar and ^{40}Ar / ^{39}Ar study of Metamorphic Rocks Associated with the Oman Ophiolite: Tectonic Implications. *Tectonophysics*, v. 151, no. 1-4, p. 345-362.

Moore, J. G., (1970). Water Content of Basalt Erupted on the ocean floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 28, no. 4, p. 272-279.

Moores, E. M., (2003). A personal history of the ophiolite concept. In "Ophiolite Concept and the geological Thought", Dilek, Y., and Newcomb, S., (Eds), *Geological Society of America*, Special paper, v. 373, p. 17-29.

Müller, L., (2010). Origine des cumulas ultrabasiques dans la croûte océanique : sources multiples vs. processus de différentiation. La coupe de wadi Fayd dans l'ophiolite d'Oman. Stage de Recherche - M2R ST, Université Paul Sabatier, Toulouse.

Murton, B. J., Peate, D. W., Arculus, R. J., Pearce, J. A., and Van Der Laan, S., (1992). Trace-element geochemistry of volcanic rocks from Site 786: the Izu-Bonin forearc. In 125: College Station, TX (Ocean Drilling Program), Fryer, P., Pearce, J. A., Stokking, L. B., et al., (Eds), *Proc. ODP, Sci. Results*, , p. 211-235.

Natland, J. H., and Dick, H. J. B., (1996). Melt migration through high-level gabbroic cumulates of the East Pacific Rise at Hess Deep: the origin of magma lenses and the deep crustal structure of fast-spreading ridges. In 147: College Station, TX (Ocean Drilling Program), Mével, C., Gillis, K. M., Allan, J. F., and Meyer, P. S., (Eds), *Proc. ODP, Sci. Results*, p. 21-58.

Nedimović, M. R., Carbotte, S. M., Harding, A. J., Detrick, R. S., Canales, J. P., Diebold, J. B., Kent, G. M., Tischer, M., and Babcock, J. M., (2005). Frozen magma lenses below the oceanic crust. *Nature*, v. 436, no. 7054, p. 1149-1152.

Nehlig, P., Juteau, T., Bendel, V., and Cotten, J., (1994). The Root Zones of Oceanic Hydrothermal Systems: Constraints from the Samail Ophiolite (Oman). *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, v. 99, no. B3, p. 4703-4713.

Nehlig, P., and Juteau, T., (1988). Deep Crustal Seawater Penetration and Circulation at Ocean Ridges: Evidence from the Oman Ophiolite. *Marine Geology*, v. 84, no. 3-4, p. 209-228.

Nehlig, P., and Juteau, T., (1988). Flow Porosities, Permeabilities and Preliminary Data on Fluid Inclusions and Fossil Thermal Gradients in the Crustal Sequence of the Sumail Ophiolite (Oman). *Tectonophysics*, v. 151, no. 1-4, p. 199-221.

Nicolas, A., Boudier, F., and France, L., (2009). Subsidence in magma chamber and the development of magmatic foliation in Oman ophiolite gabbros. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 284, no. 1-2, p. 76-87.

Nicolas, A., Boudier, F., Koepke, J., France, L., Ildefonse, B., and Mével, C., (2008). Root zone of the sheeted dike complex in the Oman ophiolite. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 9.

Nicolas, A., Boudier, E., Ildefonse, B., and Ball, E., (2000). Accretion of Oman and United Arab Emirates ophiolite - Discussion of a new structural map. *Marine Geophysical Researches*, v. 21, no. 3-4, p. 147-179.

Nicolas, A., Boudier, F., and Ildefonse, B., (1996). Variable crustal thickness in the Oman ophiolite: Implication for oceanic crust. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, v. 101, no. B8, p. 17941-17950.

Nicolas, A., and Boudier, F., (1995). Mapping Oceanic Ridge Segments Oman Ophiolite. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, v. 100, no. B4, p. 6179-6197.

Nicolas, A., and Boudier, F., (1991). Rooting of the sheeted dike complex in the Oman ophiolite. In "Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere", Tj., Peters, A., Nicolas, et R. G., Coleman, (Eds), *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht – Boston – London, p. 39-54.

Nicolas, A., (1989). Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht – Boston – London, 367 pp.

Nicolas, A., Ceuleneer, G., Boudier, F., and Misseri, M., (1988a). Structural Mapping in the Oman Ophiolites: Mantle Diapirism Along an Oceanic Ridge. *Tectonophysics*, v. 151, no. 1-4, p. 27-56.

Nicolas, A., Reuber, I., and Benn, K., (1988b). A New Magma Chamber Model Based on Structural Studies in the Oman Ophiolite. *Tectonophysics*, v. 151, no. 1-4, p. 87-105.

Nicolas, A., and Prinzhofer, A., (1983). Cumulative or Residual Origin for the Transition Zone in Ophiolites - Structural Evidence. *Journal of Petrology*, v. 24, no. 2, p. 188-206.

Nonnotte, P., Ceuleneer, G., and Benoit, M., (2005). Genesis of andesitic-boninitic magmas at mid-ocean ridges by melting of hydrated peridotites: Geochemical evidence from DSDP Site 334 gabbronorites. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 236, no. 3-4, p. 632-653.

Ogg, J. G., Ogg, G, and Gradstein, F. M. (2008). The Concise Geologic Time Scale. *Cambridge University Press*, 184 pp.

Ohara, Y., (2006). Mantle process beneath Philippine Sea back-arc spreading ridges: A synthesis of peridotite petrology and tectonics. *Island Arc*, v. 15, no. 1, p. 119-129.

Ohara, Y., Fujioka, K., Ishii, T., and Yurimoto, H., (2003). Peridotites and gabbros from the Parece Vela backarc basin: Unique tectonic window in an extinct backarc spreading ridge. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4.

Ohara, Y., Yoshida, T., Kato, Y., and Kasuga, S., (2001). Giant megamullion in the Parece Vela Backarc Basin. *Marine Geophysical Researches*, v. 22, no. 1, p. 47-61.

Okino, K., Matsuda, K., Christie, D. M., Nogi, Y., and Koizumi, K., (2004). Development of oceanic detachment and asymmetric spreading at the Australian-Antarctic Discordance. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 5.

Okino, K., Kasuga, S., and Ohara, Y., (1998). A new scenario of the Parece Vela Basin genesis. *Marine Geophysical Researches*, v. 20, no. 1, p. 21-40.

Ozawa, K., Meyer, P. S., and Bloomer, S. H., (1991). Mineralogy and textures of iron-titanium oxide gabbros and associated olivine gabbros from Hole 735B. In 118: College Station, TX (Ocean Drilling Program), Von Herzen, R., Robinson, P. T., et al., (Eds), *Proc. ODP, Sci. Results*, p. 41-73.

Pallister, J. S., and Hopson, C. A., (1981). Samail Ophiolite Plutonic Suite - Field Relations, Phase Variation, Cryptic Variation and Layering, and a Model of a Spreading Ridge Magma Chamber. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, no. B4, p. 2593-2644.

Pallister, J. S. (1981). Structure of the sheeted dike complex of the Samail ophiolite near Ibra, Oman. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, no. NB4, p. 2673-2697.

Pearce, J. A., (2003). Supra-subduction zone ophiolites: The search for modern analogues. In "Ophiolite Concept and the geological Thought", Dilek, Y., and Newcomb, S., (Eds), *Geological Society of America, Special Paper*, v. 373, p. 269-293.

Pearce, J. A., Van Der Laan, S. R., Arculus, R. J., Murton, B. J., Ishii, T., Peate, D. W., and Parkinson, I. J., (1992). Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana forearc): a case study of magma genesis during the initial stages of subduction. In 125: College Station, TX (Ocean Drilling Program), Fryer, P., Pearce, J. A., Stokking, L. B., et al., (Eds), *Proc. ODP, Sci. Results*, p. 623–659.

Pearce, J. A., Thirlwall, M. F., Ingram, G., Murton, B. J., Arculus, R. J., and Van Der Laan, S. R. (1992). Isotopic evidence for the origin of boninites and related rocks drilled in the Izu-Bonin (Ogasawara) forearc, Leg 125. In 125: College Station, TX (Ocean Drilling Program), Fryer, P., Pearce, J. A., Stokking, L. B., et al., (Eds), *Proc. ODP, Sci. Results*, p. 237-261.

Pearce, J. A., Lippard, S. J., and Roberts, S., (1984). Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 16, no. 1, p. 77-94

Pearce, J. A., Alabaster, T., Shelton, A. W., and Searle, M. P., (1981). The Oman Ophiolite as a Cretaceous Arc-Basin Complex: Evidence and Implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series a - Mathematical Physical and Engineering Sciences*, v. 300, no. 1454, p. 299-317.

Perk, N. W., Coogan, L. A., Karson, J. A., Klein, E. M., and Hanna, H. D., (2007). Petrology and geochemistry of primitive lower oceanic crust from Pito Deep: implications for the accretion of the lower crust at the Southern East Pacific Rise. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 154, no. 5, p. 575-590.

Perrin, M., Plenier, G., Dautria, J. M., Cocuaud, E., and Prevot, M., (2000). Rotation of the Semail ophiolite (Oman): Additional Paleomagnetic data from the volcanic sequence. *Marine Geophysical Researches*, v. 21, no. 3-4, p. 181-194.

Pflumio, C., (1991). Evidences for polyphased oceanic alteration of the extrusive sequence of the Semail ophiolite from the Salahi block (Northern Oman), in Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere. *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht – Boston – London, p. 313- 352

Pflumio, C., (1988). Histoire volcanique et hydrothermale du massif de Salahi: implications sur l'origine et l'évolution de l'ophiolite de Semail (Oman). *Thèse de doctorat*, Ecole Nat. Sup. des Mines de Paris.

Phipps Morgan, J., and Chen, Y. J., (1993). The Genesis of Oceanic Crust: Magma Injection, Hydrothermal Circulation, and Crustal Flow. *Journal of Geophysical Research*, v. 98, no. B4, p. 6283-6297.

Python, M., Ceuleneer, G., Tamura, A., and Arai, S., (soumis). Marginal – but non subduction – setting of the Oman ophiolite inferred from orthopyroxenite dykes distribution.

Python, M., Ceuleneer, G., and Arai, S., (2008). Chromian spinels in mafic-ultramafic mantle dykes: Evidence for a two-stage melt production during the evolution of the Oman ophiolite. *Lithos*, v. 106, no. 1-2, p. 137-154.

Python, M., Ceuleneer, G., Ishida, Y., Barrat, J. A., and Arai, S., (2007). Oman diopsidites: a new lithology diagnostic of very high temperature hydrothermal circulation in mantle peridotite below oceanic spreading centres. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 255, no. 3-4, p. 289-305.

Python, M., et Ceuleneer, G., (2003). Nature and distribution of dykes and related melt migration structures in the mantle section of the Oman ophiolite. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4.

Python, M., (2002). Nature et répartition des filons basiques dans la section mantellaire de l'ophiolite d'Oman : Implications pour la genèse des MORBs. *Thèse de doctorat*, Université Paul Sabatier, Toulouse, 346 pp.

Quatrevaux, F., (1995). Etude pétrologique des péridotites des massifs de Maqsad et de Wuqbah, ophiolite d'Oman. *Thèse de Doctorat*, Université Paris VII, 536 pp.

Quick, J. E., and Denlinger, R. P., (1993). Ductile Deformation and the Origin of Layered Gabbro in Ophiolites. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, v. 98, no. B8, p. 14015-14027.

Rabu, D., Nehlig, P., and Roger, J., (1986). Geological map of Nakhl, Sheet NF 40-3E, Scale 1:100,000, Explanatory Notes. *Rap. tech., Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.*

Reagan, M. K., Ishizuka, O., Stern, R. J., Kelley, K. A., Ohara, Y., Blichert-Toft, J., Bloomer, S. H., Cash, J., Fryer, P., Hanan, B. B., Hickey-Vargas, R., Ishii, T., Kimura, J. I., Peate, D. W., Rowe, M. C., and Woods, M., (2010). Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 11.

Regba, M., Agrinier, P., Pflumio, C., and Loubet, M., (1991). A geochemical study of a fossil oceanic hydrothermal discharge zone in the Oman ophiolite (Zuha sulphide prospect): Evidence for apolyphased hydrothermal history. In "Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere", Tj., Peters, A., Nicolas, et R. G., Coleman, (Eds), *Kluwer academic publishers*, Dordrecht – Boston – London, p. 352-384.

Reuber, I., (1991). Geometry and flow pattern of the plutonic sequence of the Salahi Massif (northern Oman Ophiolite) - a key to decipher successive magmatic events. In "Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere", Tj., Peters, A., Nicolas, et R. G., Coleman, (Eds), *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht – Boston – London, p. 83-103.

Reuber, I., (1988). Complexity of the Crustal Sequence in the Northern Oman Ophiolite (Fizh and Southern Aswad Blocks): the Effect of Early Slicing. *Tectonophysics*, v. 151, no. 1-4, p. 137-165.

Reynolds, R. C., Jr., and Frederickson, A. F., (1962). Corona development in Norwegian hyperites and its bearing on the metamorphic facies concept. *Geological Society of America Bulletin*, v. 73, p. 59-71.

Ricou, L. E., (1971). Le croissant ophiolitique péri-Arabe, une ceinture de nappes mises en place au crétacé supérieur. *Rev. Geogr. phys. Geol. dyn. Paris*, v. 13, no. 4, p. 327–50.

Roelofse, F., and Ashwal, L. D., (2008). Symplectitic augite from the Platreef - textural evidence for fluid/rock interaction in the Northern Sector of the Northern Limb of the Bushveld Complex? *South African Journal of Geology*, v. 111, no. 1, p. 21-26.

Rollinson, H., (2009). New models for the genesis of plagiogranites in the Oman ophiolite. *Lithos*, v. 112, no. 3-4, p. 603-614.

Rollinson, H., (2005). Chromite in the mantle section of the Oman ophiolite: A new genetic model. *Island Arc*, v. 14, no. 4, p. 542-550.

Ross, K., and Elthon, D., (1997). Cumulus and postcumulus crystallization in the oceanic crust: major- and trace-element geochemistry of Leg 153 gabbroic rocks. In 153: College Station, TX (Ocean Drilling Program), Karson, J. A., Cannat, M., Miller, D. J., and Elthon, D. (Eds), *Proc. ODP, Sci. Results*, p. 333-350.

Rothery, D. A., (1983). The Base of a Sheeted Dyke Complex, Oman Ophiolite - Implications for Magma Chambers at Oceanic Spreading Axes. *Journal of the Geological Society*, v. 140, p. 287-296.

Rothery, D. A., (1982). The evolution of the Wuqbah block and the applications of remote sensing in the Oman ophiolite. *Ph.D. thesis*, The Open University, 417 pp.

Roy, R., Launeau, P., Carrère, V., Ceuleneer, G., Clénet, H., Pinet, P., Daydou, Y., Girardeau, J. and Amri, I., (2008). Geological mapping strategy using VNIR hyperspectral remote sensing: application to the Oman ophiolite (Sumail Massif). *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 10 (2).

Salisbury, M. H., and Keen, C. E., (1993). Listric Faults Imaged in Oceanic-Crust. *Geology*, v. 21, no. 2, p. 117-120.

Searle, M. P., Warren, C. J., Waters, D. J., and Parrish, R. R., (2003). Subduction zone polarity in the Oman Mountains: implications for ophiolite emplacement. In "Ophiolites in Earth History", Dilek, Y., Robinson, P. T., (Eds), *Geological Society of London, Special Publications*, v. 218, no. 1, p. 467-480.

Searle, M. P., and Cox, J., (2002). Subduction zone metamorphism during formation and emplacement of the Semail ophiolite in the Oman Mountains. *Geological Magazine*, v. 139, no. 3, p. 241-255.

Searle, M., and Cox, J., (1999). Tectonic setting, origin, and obduction of the Oman ophiolite. *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, no. 1, p. 104-122.

Shaw, P. R., and Lin, J., (1993). Causes and Consequences of Variations in Faulting Style at the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, v. 98, no. B12, p. 21839-21851.

Shervais, J. W., (2001). Birth, death and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 2.

Shipboard Scientific Party (2004). Drilling mantle peridotites along the mid-atlantic ridge from 14° to 16°N. In Ocean Drilling Program, College Station, TX, Kelemen, P. B., Kikawa, E., Miller, D. J., et al., (Eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, initial reports*, vol. 209, p. 1-139.

Sisson, T. W., and Grove, T. L., (1993). Experimental Investigations of the Role of H_2O in Calc-Alkaline Differentiation and Subduction Zone Magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 113, no. 2, p. 143-166.

Smewing, J. D., (1981). Mixing Characteristics and Compositional Differences in Mantle-Derived Melts beneath Spreading Axes: Evidence from Cyclically Layered Rocks in the Ophiolite of North Oman. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, no. B4, p. 2645-2659.

Sobolev, A. V., and Danyushevsky, L. V., (1994). Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas. *Journal of Petrology*, v. 35, no. 5, p. 1183-1211.

Sobolev, A. V., and Shimizu, N., (1993). Ultra-Depleted Primary Melt Included in an Olivine from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, v. 363, no. 6425, p. 151-154.

Stakes, D. S., and Taylor, H. P., (1992). The Northern Samail Ophiolite: an Oxygen Isotope, Microprobe, and Field-Study. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, v. 97, no. B5, p. 7043-7080.

Streckeisen, A., (1976). To Each Plutonic Rock Its Proper Name. *Earth-Science Reviews*, v. 12, no. 1, p. 1-33.

Tilton, G. R., Hopson, C. A., and Wright, J. E., (1981). Uranium-Lead Isotopic Ages of the Samail Ophiolite, Oman, with Applications to Tethyan Ocean Ridge Tectonics. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, no. B4, p. 2763-2775.

Tippit, P. R., Pessagno, E. A., and Smewing, J. D., (1981). The Biostratigraphy of Sediments in the Volcanic Unit of the Samail Ophiolite. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, no. B4, p. 2756-2762.

Toomey, D. R., Purdy, G. M., Solomon, S. C., and Wilcock, W. S. D., (1990). The 3-Dimensional Seismic Velocity Structure of the East Pacific Rise near Latitude 9°30'N. *Nature*, v. 347, no. 6294, p. 639-645.

Tucholke, B. E., Lin, J., and Kleinrock, M. C., (1998). Megamullions and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the mid-Atlantic ridge. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, v. 103, no. B5, p. 9857-9866.

Umino, S., Miyashita, S., Hotta, F., and Adachi, Y., (2003). Along-strike variation of the sheeted dike complex in the Oman Ophiolite; insights into subaxial ridge segment structures and the magma plumbing system. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 4, no. 9, p. 8618.

Van Der Laan, S. R., Flower, M. F. J., and Van Groos, A. F. K., (1989). Experimental evidence for the origin of boninites: near-liquidus phase relations to 7.5 kbar. In “Boninites and Related Rocks”, A. J., Crawford, (Eds), *Unwin Hyman, London*, p.112-147.

Vine, F. J., and Matthews, D. H., (1963). Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature* v. 199, p. 947–949

Villey, M., Le Métour, J., and De Gramont, X., (1986). Geological map of Fanjah, Sheet NF 40-3F, Scale 1:100,000, Explanatory Notes. *Rap. tech., Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.*

Warren, C. J., Searle, M. P., Parrish, R. R., and Waters, D. J., (2007). Reply to comment by F. Boudier and A. Nicolas on "Dating the geologic history of Oman's Semail ophiolite: Insights from U-Pb geochronology" by C. J., Warren, R. R., Parrish, M. P., Searle and D. J., Waters. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 154, no. 1, p. 115-118.

Warren, C. J., Parrish, R. R., Waters, D. J., and Searle, M. P., (2005). Dating the geologic history of Oman's Semail ophiolite: insights from U-Pb geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 150, no. 4, p. 403-422.

Wegener, A., (1929). Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig, F. Vieweg & Sohn. *(La genèse des continents et des océans. réédition, Paris, C. Bourgois, 1990, p. XIII-XIV)*

White, R. S., and Ross, D. A., (1979). Tectonics of the Western Gulf of Oman. *Journal of Geophysical Research.*, v. 84, no. B7, p. 3479-3489.

Wyns, R., Béchennec, F., Chevrel, S., Le Métour, J., and Roger, J., (1992). Explanatory notes to the Geological Map of Nazwa, Sheet NF40-07, Scale: 1:250,000. *Rap. tech., Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.*

Yamazaki, S., and Miyashita, S., (2008), Geochemistry of high-Ca boninite dike swarms and the related plutonic rocks in the Oman ophiolite. *AGU Fall Meeting*, v. T21A-193

Yamasaki, T., Maeda, J., and Mizuta, T., (2006). Geochemical evidence in clinopyroxenes from gabbroic sequence for two distinct magmatisms in the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 251, no. 1-2, p. 52-65.

Yaouancq, G., (2001). Structure of the axial magma chamber and magmatic processes at fast-spreading ridges: constraints from the Oman ophiolite. *Ph.D. thesis*, University of Wales, Cardiff, 196 pp.

ANNEXES

***ANNEXE 1* : Techniques et résultats analytiques**

1. Description pétrographique et résultats analytiques (Annexe CD-ROM)

La description pétrographique des échantillons (lithologies et compositions modales) et les analyses en éléments majeurs et traces de leurs phases minérales sont présentées dans le CD-ROM joint à ce manuscrit. Ces données sont classées par massif pour suivre la logique de cette thèse.

Annexe 1A : massif de Wuqbah (Bloc Est)
Annexe 1B : massif de Bahla
Annexe 1C : massif de Sumail
Annexe 1D : massif de Hilti (wadi Hilti)
Annexe 1E : massif de Sarami (wadi Sarami)
Annexe 1F : massif de Nakhl

La formule structurale de la plupart des minéraux a été calculée suivant les procédures de calcul décrites dans le livre « The rock-forming minerals » de W. Deer, R.A. Howie et J. Zussman, *1992*. La formule structurale des amphiboles a, par contre, été calculée selon la procédure de calcul de Leake et al., *1978 et 1997*.

2. Précision et technique de la microsonde

Les compositions en éléments majeurs et mineurs des minéraux et des verres ont été obtenues en utilisant les microsondes électroniques : CAMECA SX50 de l'Observatoire Midi-Pyrénées, Université Paul Sabatier (Toulouse III) et CAMECA SX100 de l'IFREMER (Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer), Brest, pour la majorité des analyses, et CAMECA SX100 de l'Institut für Mineralogie, Leibniz Universität Hannover, pour certaines analyses des produits expérimentaux *(chap.8)*.
Les conditions analytiques sont les suivantes :

- Pour les minéraux anhydres : tension d'accélération de 15 keV, intensité du faisceau de 20 nA et faisceau focalisé.
- Pour les minéraux hydratés et les verres : tension d'accélération de 15 keV, intensité du faisceau de 10 nA et faisceau défocalisé (20 μm).

Les limites de détection analytiques des oxydes dans les principaux minéraux sont les suivantes :

Minéral	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO
Cpx	0,070	0,077	0,070	0,088	0,109	0,101	0,058	0,052	0,088	0,039	-
Opx	0,073	0,074	0,072	0,081	0,102	0,097	0,054	0,044	-	0,038	-
Ol	0,071	0,068	-	0,080	0,106	0,103	0,057	0,043	0,000	-	0,136
Plg	0,071	0,069	0,069	-	0,098	-	0,076	0,050	0,059	0,039	-
Chr	0,072	0,074	0,069	0,101	0,128	0,121	0,082	-	-	-	0,158
Pléo	0,063	0,063	0,072	0,080	0,104	0,096	0,092	-	-	-	0,138
Mt	0,074	0,075	0,069	0,076	0,144	0,111	0,080	-	-	-	0,166
Ilm	0,068	0,096	0,065	0,092	0,132	0,114	0,071	0,047	0,099	0,040	0,159
Amph	0,100	0,224	0,100	0,142	0,153	0,145	0,080	0,069	0,119	0,058	0,194

Cpx = clinopyroxène, Opx = orthopyroxène, Ol = olivine, Plg = plagioclase, Chr = chromite, Pléo = pléonaste, Mt = magnétite, Ilm = ilménite, Amph = amphibole

Les barres d'erreurs analytiques des oxydes dans les principaux minéraux sont les suivantes :

Minéral	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO
Cpx	0,919	0,144	0,208	0,179	0,514	0,180	0,523	0,607	0,149	0,049	-
Opx	0,965	0,122	0,179	0,153	0,731	0,193	0,694	0,156	-	0,048	-
Ol	0,816	0,075	-	0,089	0,879	0,196	0,900	0,061	-	-	0,246
Plg	0,873	0,071	0,671	-	0,204	-	0,098	0,537	0,219	0,051	-
Chr	0,097	0,147	0,542	0,923	1,263	0,232	0,417	-	-	-	0,238
Pléo	0,092	0,062	1,063	0,092	0,914	0,171	0,574	-	-	-	0,241
Mt	0,112	0,118	0,107	0,113	2,346	0,167	0,155	-	-	-	0,259
Ilm	0,081	1,034	0,084	0,155	1,616	0,312	0,156	0,069	0,080	0,058	0,175
Amph	1,242	0,344	0,427	0,189	1,050	0,228	0,733	0,664	0,246	0,088	0,266

Cpx = clinopyroxène, Opx = orthopyroxène, Ol = olivine, Plg = plagioclase, Chr = chromite, Pléo = pléonaste, Mt = magnétite, Ilm = ilménite, Amph = amphibole

3. Précision et technique de l'ICP-MS

Les concentrations en élément traces dans les clinopyroxènes ont été obtenues par la technique LA - ICP - MS (Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometer) de l'Observatoire Midi Pyrénées, Université Toulouse III. L'instrument "ICP-MS Agilent 7500 ce" est couplé au module d'ablation laser "Cetac LSX-200".

Le principe de cette technique est de placer l'échantillon, sous forme d'une lame épaisse de roche (120 μm), dans la cellule d'ablation. Le minéral sélectionné subit une ablation à l'aide d'un faisceau laser Nd:YAG (λ = 266 nm, Energie = 6 mJ). A la sortie de la cellule, un flux d'argon et d'hélium permet l'acheminement des particules ablatées vers le plasma. Des standards externes, qui sont des verres certifiés, (NIST 610 et 612) sont analysés à intervalles réguliers.

Chaque analyse a été normalisée en utilisant la concentration de CaO déterminée à la microsonde électronique. Un diamètre du faisceau laser de 50 - 100 μm a été utilisé. Les limites théoriques de détection sont comprises entre 10 et 20 ppb pour les terres rares, Ba, Th, U, Zr et 2 ppm pour Ti. La précision d'une analyse laser typique se situe entre 1 et 10 %.

***ANNEXE 2* : Article publié en premier auteur**

Synmagmatic normal faulting in the lower oceanic crust: Evidence from the Oman ophiolite

Bénédicte Abily[1], Georges Ceuleneer[1], and Patrick Launeau[2]
[1]Toulouse University, OMP (Observatoire Midi-Pyrénées), CNRS–UMR 5562, 14 avenue E. Belin, 31400 Toulouse, France
[2]Nantes University, CNRS-UMR 6112, 2 Chemin de la Houssinière, BP 92208, Nantes 44322, France

ABSTRACT

Structural and petrological study of the Oman ophiolite shows that normal faults at oceanic spreading centers can root in incompletely crystallized cumulates and form at the same time as melt is being supplied to the magma chamber. In the vicinity (≤200 m) of a ridge-facing normal fault located a couple of kilometers off a former axial mantle diapir, blocks of layered cumulates were tilted at high angles relative to the Moho. Block rotation was accommodated by a swarm of anastomosed fault planes connected to the main fault. These planes are underlain by screens of gabbroic micropegmatites (former melt layers) and by ptygmatic folds, pointing to viscous deformation of a compacting crystal mush. Flat-lying, undeformed cumulate layers from the same parent melts as the deformed ones settled directly over the tilted blocks. Water introduction into the melt is evidenced by the crystallization of anomalously high anorthite (An 90%–95%) cumulus plagioclase, regardless of the degree of evolution of the magma. Shearing continued at subsolidus temperatures along some, but not all, fault planes, attested to by the local development of plastic deformation structures. The subsolidus development of amphibole-spinel coronas around olivine grains points to pervasive percolation of high-temperature hydrothermal fluids through the cumulates. As the crust cooled further, water penetration progressively focused within the main fault zone, where the crust was fractured and eventually altered in greenschist facies conditions.

INTRODUCTION

Crustal construction at oceanic spreading centers is traditionally attributed to the interplay of tectonic, magmatic, and alteration processes. Monitoring of present-day ridges demonstrates that faulting, melt eruption, and hydrothermal circulation interfere in the shallow crust (e.g., Johnson et al., 2000; Escartin et al., 2007). Such direct evidence of the interplay of processes does not exist, however, for deeper horizons. Plastic deformation textures of gabbros drilled in young slow spreading oceanic crust reveal that normal faulting may affect still very hot (close to solidus) lower crust (Bloomer et al., 1991; Cannat et al., 1997). The fact that some oceanic core complexes have a gabbroic rather than a peridotitic basement also suggests that detachment faults may nucleate in magma bodies (Ildefonse et al., 2007; Dick et al., 2008; Tucholke et al., 2008; MacLeod et al., 2009). However, whether deep-seated deformation, igneous, and alteration processes can be strictly synchronous at oceanic spreading centers, or always succeed one another cyclically, remains unknown. Nothing is known concerning the depth extent of normal faults and about water penetration in contexts of high melt supply characteristic of fast spreading ridges, and of some slow spreading ridge segments and some marginal basins.

Here we report on structural and petrological data from the Al Asih area of the Oman ophiolite, where exceptionally well preserved field relationships allow us to address these questions. To understand how tectonic, magmatic, and hydrothermal processes interfere at oceanic spreading centers has important implications for many problems in the Earth sciences, i.e., rheology and rate of cooling of the oceanic lithosphere, tectonic control of melt injection into the crust, interaction between high-temperature hydrothermal processes and magmatic differentiation, and global geochemical cycles sensitive to the interaction between the fluid and solid envelopes of the Earth.

GEOLOGICAL SETTING

The Oman ophiolite is an ~100 m.y. old fragment of the Tethys obducted on the Arabian continental margin during Late Cretaceous time (Tippit et al., 1981). Its precise context of genesis and of emplacement (suprasubduction basin versus mid-ocean ridge) is debated (e.g., Warren et al., 2007). The ambiguity results in part from the fact that both mid-oceanic ridge basalt (MORB)–like tholeiites and arc-like andesites contributed to its evolution (e.g., Python et al., 2008). There is a general consensus, however, that the Oman ophiolite evolved in an environment of high melt supply, as attested to by its well-developed and nearly continuous crustal section. Python and Ceuleneer (2003) used the distribution and the petrological characteristics of mantle dikes to delineate the few areas of the ophiolite that were fed by MORB. The Al Asih outcrop (Wadi Maharam, Sumail massif, 23°01′33″N, 58°00′34″E) is located in the largest of these MORB provinces of Oman, i.e., a former spreading segment ~80 km in length parallel to the local strike of the paleo-spreading axis (N125°E) and centered on a former axial mantle upwelling (the Maqsad diapir) (Fig. 1). The position of the Maqsad spreading ridge axis has been determined through the analysis of the mantle flow lines diverging from the diapir and from the distribution of mantle dikes (Ceuleneer et al., 1996; Jousselin et al., 1998; Benoit et al., 1999). The Al Asih outcrop is ~2 km southwest of this former ridge. It exposes layered gabbros from the lower oceanic crust, ~100 m above the mantle-crust boundary.

FIELD RELATIONSHIPS

In the Sumail massif, the mantle-crust boundary (considered here as a proxy of the paleohorizontal, and referred to as the Moho) has a

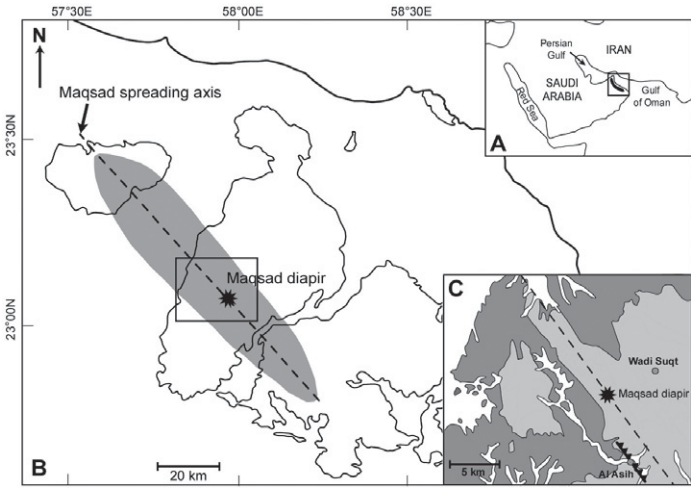


Figure 1. Schematic map of Sumail massif showing position of Al Asih fault zone relative to Maqsad paleo-spreading ridge. A: Location of the Oman ophiolite. B: Dark gray—Maqsad MORB province. C: Dark gray—mantle section; light gray—mantle-crust transition zone and crustal section.

© 2011 Geological Society of America. For permission to copy, contact Copyright Permissions, GSA, or editing@geosociety.org.

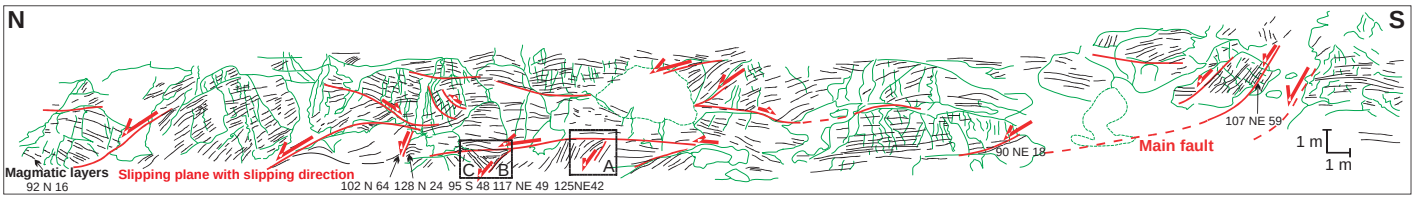


Figure 2. Cross section along Al Asih outcrop, which is roughly perpendicular to strike of faults. Magmatic layering is shown by thin black lines. Faults are thick red lines; arrows show shear sense. Main fault, affected by greenschist facies hydrothermal alteration, is at right of section. Green lines delineate rotated blocks. Two rectangles indicate location of photograph in Figure 3. Numbers are strike and dip of the structural elements.

regional dip of ~10° southeast. The magmatic layering in the overlying cumulates is generally parallel to the Moho. The attitude of the layered gabbros in the studied area is consistent with this regional orientation. Along the Al Asih outcrop, however, the dip of the layering exhibits extreme small-scale variations ranging from subhorizontal to subvertical. A swarm of normal faults striking N120°E, on average, is clearly responsible for this chaotic pattern (Fig. 2). Most faults have a northward dip ranging from 65° to 10°. Some fault planes are clearly curved, presenting a northward (i.e., ridgeward) facing concavity. Downdip relative movement along these faults is deduced from refraction of the layering along the fault planes indicating normal shear sense (Fig. 3A). A few antithetic faults of smaller extent, dipping ≤25° southward, also contributed to accommodate block rotation.

The zone of tilted layered gabbros is bound to the south by the most developed normal fault exposed at Al Asih (referred to herein as the main fault). Aerial photographs reveal that the fault has a lateral extent of at least several kilometers, dips 60° northeast and flattens downward. To the northeast, the transition between the zone of tilted blocks and cumulates with a regular flat-lying layering is masked by wadi deposits. A few hundred meters north of Al Asih, layered gabbros have a regional 10° southeast dip and are not deformed. Accordingly, the thickness of the chaotic zone does not exceed ~200 m.

Along the main fault, gabbros are extensively altered. Primary igneous minerals are replaced by minerals characteristic of greenschist facies and below (epidote, chlorite, serpentine, actinolite, and prehnite). Patches of copper sulfates and altered sulfides postdating shearing are scattered along the fault. Such an intense low-temperature alteration is, surprisingly, restricted to the vicinity (≤10 m) of the main fault and does not affect the gabbros along the other fault planes. Away from the main fault, contacts between rotated blocks are purely igneous (Fig. 3). Refraction and stretching of gabbro layers as faults are approached are commonly observed (Figs. 2 and 3). Some blocks are separated by septa, a few centimeters thick, of coarse-grained gabbros containing magmatic amphiboles (Ti-rich pargasites). The texture of these micropegmatites contrasts with the medium-grained cumulate texture of the layered gabbros (Fig. 3). These septa are generally subhorizontal, and lateral gradations to flat-lying faults can be observed (Fig. 2). Ptygmatic folds developed in the underlying gabbros while they were still incompletely crystallized (Fig. 3B). Further below, an ~20-cm-thick layer of pure anorthosite (100% plagioclase) is stretched parallel to the pegmatitic screen, and has lateral continuity of only a few meters (Fig. 3B). In some places, tilted blocks are capped with subhorizontal layered cumulates with no evidence of shearing or alteration between (Fig. 3C).

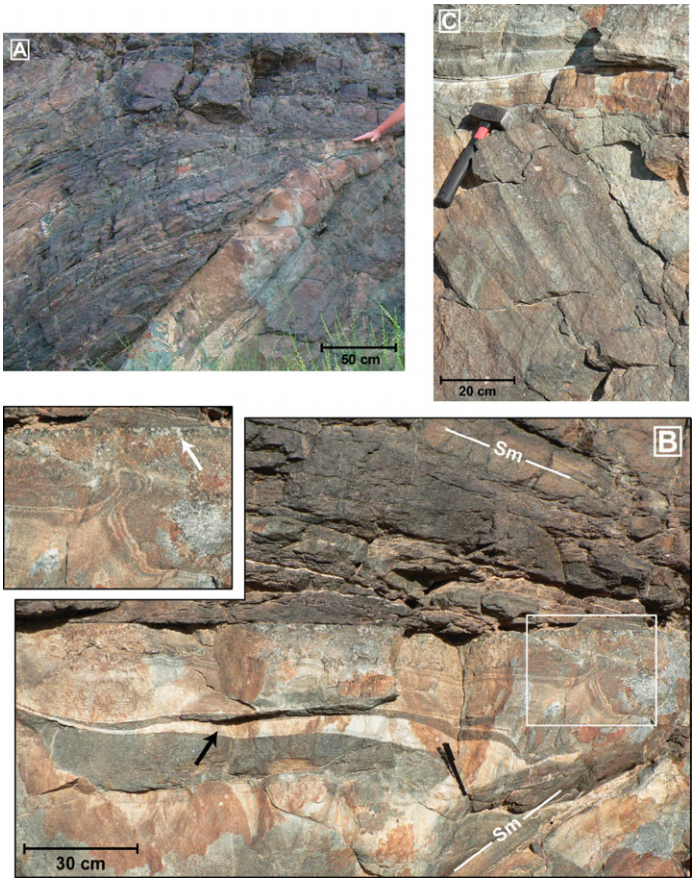


Figure 3. A: Refraction of magmatic layering along normal fault. B: Ptygmatic fold and other structures pointing to deformation of former crystal mush. Deformation affects cumulates pinched between lower block with northward-dipping layers (lower right) and upper, dark block with southward-dipping layers richer in melagabbro. Septa of micropegmatite (white arrow) separate lower deformed block from upper undeformed block. Micropegmatite and its contact with overlying melagabbros are not sheared or altered. Transition between micropegmatite and lower deformed gabbros is transitional, pointing to compaction during shearing. Stretched layer of anorthosite (black arrow) is sandwiched between layers of melagabbros. Sm—magmatic layering. C: Detail on magmatic discordance between steeply dipping layered cumulates and overlying horizontal layers. Both blocks are made of alternating gabbros and melagabbros (i.e., pyroxene rich).

PETROGRAPHY AND PHASE CHEMISTRY

Al Asih gabbros are olivine + clinopyroxene + plagioclase mesocumulates and adcumulates. The magmatic layering results from variations in the relative abundance of plagioclase and mafic minerals. Referring to the Mg# of the mafic minerals, their parent melts range from slightly to moderately fractionated (e.g., forsterite, Fo, content of olivine ranging from 89 to 82) (Fig. 4). Gabbros from the tilted blocks present the same variation in range in modal composition and degree of fractionation as the overlying flat-lying cumulates, pointing to common parent melts.

The absence of orthopyroxene and the relatively high TiO_2 content of clinopyroxene (0.26% on average; Fig. 4) are consistent with a MORB affinity, characteristic of the melts issued from the Maqsad diapir (cf.

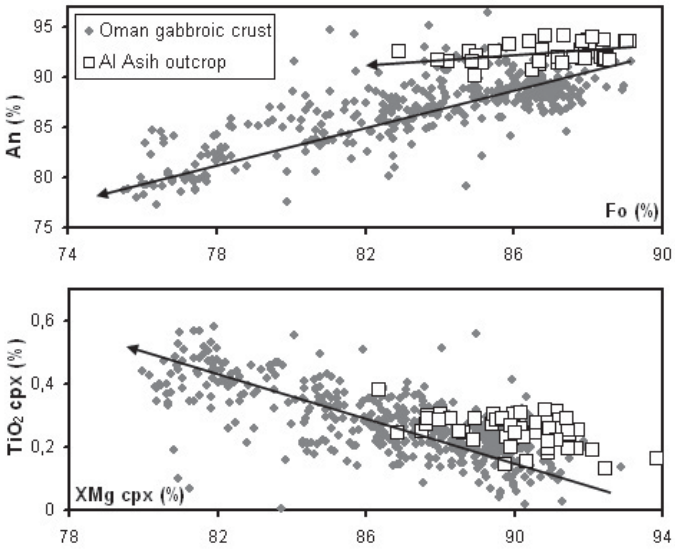


Figure 4. Comparison between composition of Al Asih cumulates and other gabbroic cumulates from lower crustal section of Oman ophiolite (see the GSA Data Repository[1]). An—anorthite content of plagioclase; Fo—forsterite content of olivine; cpx—clinopyroxene.

Benoit et al., 1999). Any relationship of Al Asih cumulates with the late, depleted intrusions attributed to the V2 episode (Ernewein et al., 1988) can be excluded on those grounds. However, some characteristics of the Al Asih cumulates cannot be explained by fractional crystallization of a dry MORB at pressures typical of the oceanic Moho (200 MPa). In some layers, clinopyroxene is the most abundant cumulus mineral, while olivine is found in interstitial position relative to plagioclase and clinopyroxene. The anorthite percent of the plagioclase remains anomalously high (>90%) whatever the degree of fractionation of the cocrystallizing mafic minerals (Fig. 4). Another peculiarity of Al Asih gabbros is the presence of green spinel [$(Mg_{0.76}\ Fe_{0.24})\ (Al_{0.97}\ Fe_{0.03})_2O_4$] scattered in the rocks or forming, with amphibole, coronas around olivine grains. Green spinel is ubiquitous in those samples from Al Asih that are located north of (i.e., above) the main fault. Fe, Ni, and Cu sulfides are common in Al Asih gabbros, while Cr-spinel is, surprisingly, almost absent.

DISCUSSION

The structures observed at Al Asih and their orientations are consistent with evolution of this area along a former ridge-facing normal fault zone parallel to the Maqsad spreading ridge. Away from the main fault that eventually underwent low-temperature hydrothermal alteration, the block-to-block relationships point to rotation and deformation restricted to a high-temperature, including magmatic, stage. The micropegmatitic septa of pargasitic gabbros are not cumulates, but former hydrated basaltic melts that underwent crystallization in conditions of rapid crystal growth. These septa accommodated part of the shearing while they were still essentially liquid. Some of them are not plastically deformed, showing that movement along the blocks stopped before they were fully crystallized. A clear continuity is observed between steeply dipping faults and these flat-lying septa, suggesting refraction of normal faults into a crystal mush. Folding and compaction of barely crystallized cumulates were induced by those faults that rooted in the magma chamber. Monomineralic layers of pure anorthosite like those found at Al Asih are not common in Oman, and their formation is not predicted by experiments on fractional crystallization of MORB (e.g., Grove et al., 1992). Mechanical sorting (flow segregation) contemporaneous with fractional crystallization is clearly responsible for the formation of this lithology. Crystal settling also obviously occurred on the blocks after their rotation, producing perfect magmatic discordance, indicating that batches of primitive melts were injected into the magma chamber after tilting of formerly crystallized cumulates. Close to the main fault, shearing continued in subsolidus conditions, as evidenced by boudinage and thinning of some gabbro layers, and by the high-temperature plastic deformation texture of these gabbros.

Most faults at Al Asih were not affected by low-temperature (<<600 °C) hydrothermal alteration. However, cumulate compositions record evidence of water introduction at a magmatic stage. The composition of plagioclase is buffered in very high anorthite values, whatever the degree of differentiation of their parent melt. This behavior contrasts with the general evolution of Oman and oceanic deep-crustal cumulates, where a clear correlation exists between Mg# and An% (e.g., Python and Ceuleneer, 2003; Dick et al., 2010). Buffering of plagioclase composition in anomalously high anorthite values has been reported for mantle dikes (Benoit et al., 1999), in some specific areas of the crust (Lachize et al., 1996), and in some peculiar gabbronorites drilled off present-day mid-ocean ridges (Nonnotte et al., 2005). It is a well-documented effect of water introduction in silicate melts (e.g., Berndt et al., 2005). Isotopic arguments demonstrate that seawater affected the crystallization of these gabbros (Benoit et al., 1999; Nonnotte et al., 2005). The inversion of a crystallization sequence with early clinopyroxene relative to plagioclase and olivine is not predicted by experiments in dry MORB at low pressure, but can be explained in the frame of crystallization of hydrated tholeiites (e.g., Berndt et al., 2005). Early and abundant crystallization of clinopyroxene (Cr-diopsides) accounts for the quasi-absence of chromite in Al Asih cumulates.

Water introduction at high temperature affected the crystallization of gabbros over a wide area, a few hundred meters away and above (currently to the north) the main fault of Al Asih. Water was likely introduced at depth along the main fault, where it was incorporated into the crystal mush and modified fractional crystallization paths.

Figure 5 illustrates a possible scenario for the evolution of normal faults along oceanic spreading centers in conditions of a high rate of melt supply to the crust. At stage 1 (t1 in Fig. 5), deformation induced by the stretching of the lithosphere focused in a melt lens stagnating above the Moho and acting as a zone of minimum yield strength. Shearing was initially distributed along anastomosed weakly dipping planes rooted in a crystal mush horizon. As this embryonic fault propagated upward in a colder environment, it progressively steepened, and shearing became focused along a restricted amount of fault planes (stage 2). Water was introduced, initially, in a diffuse way along the fault planes and infiltrated the melt lens above the main fault plane only. Spinel-amphibole

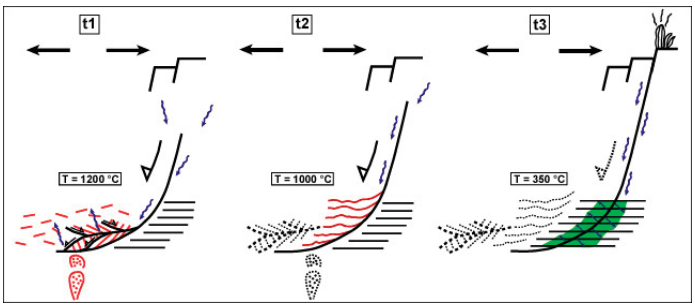


Figure 5. Scenario for evolution of Al Asih fault zone (see text for explanations; t—time, T—temperature). Red is magma, blue is hydrothermal water, green is low-temperature alteration.

[1]GSA Data Repository item 2011125, electron microprobe data, is available online at www.geosociety.org/pubs/ft2011.htm, or on request from editing@geosociety.org or Documents Secretary, GSA, P.O. Box 9140, Boulder, CO 80301, USA.

coronas developed at 700–800 °C (Cruciani et al., 2008), showing that water percolation through the cumulate pile continued after their complete solidification. As temperature further decreased (stage 3), deformation became brittle along the main fault, where water circulation was eventually restricted, leading to greenschist facies alteration of the gabbros close to the fault, and preserving the higher temperature structures and mineral assemblages farther away. A connection between the deep crust and the seafloor (i.e., black smokers) is suggested by the abundance of copper sulfides scattered in the Al Asih gabbros.

In Oman, the attitude of the layering of the gabbroic cumulates is, at a regional scale, parallel to the Moho. Block rotation, resulting in locally steeper cumulate layers, has been frequently reported but has been traditionally attributed to secondary processes related to late tectonic events, including obduction, rather than to processes contemporaneous with oceanic spreading. Observations at Al Asih show that this is not the rule, and that normal faults may root in magma bodies. Note that we observed similar structures along southward-facing normal faults located to the north of the Maqsad diapir in the Wadi Suqt area. Accordingly, synmagmatic normal faults may be a more common feature than previously expected.

Our study indicates that crystallization of magma bodies, faulting, and water introduction at depth may work together at the same place and at the same time as the formation of oceanic layer 3 in a context of high melt supply, possibly similar to present-day fast-spreading ridges. This interaction may profoundly influence the physico-chemical evolution of the lower oceanic crust; it will trigger its cooling, influence liquid lines of descent of magmas, and weaken the rheology along major faults. We infer that these processes acting synchronously will also affect the global geochemical budget, because the reaction surface between the inner and outer envelopes of the Earth is increased significantly.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank F. de Parseval, P. de Parseval, J.-F. Ména, and L. Mengot for technical support. Financial support was provided by the Centre National de la Recherche Scientifique. Constructive comments by C. MacLeod and two anonymous reviewers improved the paper.

REFERENCES CITED

Benoit, M., Ceuleneer, G., and Polvé, M., 1999, The remelting of hydrothermally altered peridotite at mid-ocean ridges by intruding mantle diapir: Nature, v. 402, p. 514–518, doi: 10.1038/990073.

Berndt, J., Koepke, J., and Holtz, F., 2005, An experimental investigation of the influence of water and oxygen fugacity on differentiation of MORB at 200 MPa: Journal of Petrology, v. 46, p. 135–167, doi: 10.1093/petrology/egh066.

Bloomer, S.H., Meyer, P.S., Dick, H.J.B., Ozawa, K., and Natland, J.H., 1991, Textural and mineralogical variations in gabbroic rocks from Hole 735B, *in* Von Herzen, R.P., et al., eds., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, Volume 118: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, p. 21–39, doi: 10.2973/odp.proc.sr.118.136.1991.

Cannat, M., Ceuleneer, G., and Fletcher, J., 1997, Localization of ductile strain and the magmatic evolution of gabbroic rocks drilled at the Mid-Atlantic Ridge, *in* Karson, J.A., et al., eds., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, Volume 153: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, p. 77–98, doi: 10.2973/odp.proc.sr.153.006.1997.

Ceuleneer, G., Monnereau, M., and Amri, I., 1996, Thermal structure of a fossil mantle diapir inferred from the distribution of mafic cumulates: Nature, v. 379, p. 149–153, doi: 10.1038/379149a0.

Cruciani, G., Franceschelli, M., Groppo, C., Brogioni, N., and Vaselli, O., 2008, Formation of clinopyroxene+spinel and amphibole+spinel symplectites in coronitic gabbros from the Sierra de San Luis (Argentina): A key to post-magmatic evolution: Journal of Metamorphic Geology, v. 26, p. 759–774, doi: 10.1111/j.1525-1314.2008.00786.x.

Dick, H.J.B., Tivey, M.A., and Tucholke, B.E., 2008, Plutonic foundation of a slow-spreading ridge segment: Oceanic core complex at Kane Megamullion, 23°30′N, 45°20′W: Geochemistry Geophysics Geosystems, v. 9, Q05014, doi: 10.1029/2007GC001645.

Dick, H.J.B., Lissenberg, C.J., and Warren, J.M., 2010, Mantle melting, melt transport, and delivery beneath a slow-spreading ridge: The paleo-MAR from 23°15′N to 23°45′N: Journal of Petrology, v. 51, p. 425–467, doi: 10.1093/petrology/egp088.

Ernewein, M., Pflumio, C., and Whitechurch, H., 1988, The death of an acretion zone as evidenced by the magmatic history of the Sumail ophiolite (Oman): Tectonophysics, 151, p. 247−274.

Escartin, J., Soule, S.A., Fornari, D.J., Tivey, M.A., Schouten, H., and Perfit, M.R., 2007, Interplay between faults and lava flows in construction of the upper oceanic crust: The East Pacific Rise crest 9°25′–9°58′N: Geochemistry Geophysics Geosystems, v. 8, Q06005, 20 p., doi: 10.1029/2006GC001399.

Grove, T.L., Kinzler, R.J., and Bryan, W.B., 1992, Fractionation of mid-ocean ridge basalt, *in* Morgan, J.P., et al., eds., Mantle flow and melt generation at Mid-Ocean Ridges: American Geophysical Union Geophysical Monograph 71, p. 281–311.

Ildefonse, B., Blackman, D.K., John, B.E., Ohara, Y., Miller, D.J., MacLeod, C.J., and Integrated Ocean Drilling Program Expeditions 304/305 Science Party, 2007, Oceanic core complexes and crustal accretion at slow-spreading ridges: Geology, v. 35, p. 623–626, doi: 10.1130/G23531A.1.

Johnson, H.P., Hutnak, H., Dziak, R.P., Fox, C.G., Urcuyo, I., Fisher, C., Cowen, J.P., and Nabelek, J., 2000, Earthquake-induced changes in a hydrothermal system at the Endeavour Segment, Juan de Fuca Ridge: Nature, v. 407, p. 174–177, doi: 10.1038/35025040.

Jousselin, D., Nicolas, A., and Boudier, F., 1998, Detailed mapping of a mantle diapir below a paleo-spreading center in the Oman ophiolite: Journal of Geophysical Research, v. 103, p. 18,153–18,170, doi: 10.1029/98JB01493.

Lachize, M., Lorand, J.-P., and Juteau, T., 1996, Calc-alkaline differentiation trend in the plutonic sequence of the Wadi Haymiliyah section, Haylayn massif, Semail ophiolite, Oman: Lithos, v. 38, p. 207–232, doi: 10.1016/0024-4937(96)00009-6.

MacLeod, C.J., Searle, R.C., Murton, B.J., Casey, J.F., Mallows, C., Unsworth, S.C., Achenbach, K.L., and Harris, M., 2009, Life cycle of oceanic core complexes: Earth and Planetary Science Letters, v. 287, p. 333–344, doi: 10.1016/j.epsl.2009.08.016.

Nonnotte, P., Ceuleneer, G., and Benoit, M., 2005, Genesis of andesitic-boninitic magmas at mid-ocean ridges by melting of hydrated peridotites: Geochemical evidence from DSDP Site 334 gabbronorites: Earth and Planetary Science Letters, v. 236, p. 632–653, doi: 10.1016/j.epsl.2005.05.026.

Python, M., and Ceuleneer, G., 2003, Nature and distribution of dykes and related melt migration structures in the mantle section of the Oman ophiolite: Geochemistry Geophysics Geosystems, v. 4, 8612, doi: 10.1029/2002GC000354.

Python, M., Ceuleneer, G., and Arai, S., 2008, Cr-spinel in mafic-ultramafic mantle dykes: Evidence for a two-stage melt production during the evolution of the Oman ophiolite: Lithos, v. 106, p. 137–154, doi: 10.1016/j.lithos.2008.07.001.

Tippit, P.R., Pessagno, E.A., and Smewing, J.D., 1981, The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Samail ophiolite: Journal of Geophysical Research, v. 86, p. 2756–2762, doi: 10.1029/JB086iB04p02756.

Tucholke, B.E., Behn, M.D., Buck, W.R., and Lin, J., 2008, Role of melt supply in oceanic detachment faulting and formation of megamullions: Geology, v. 36, p. 455–458, doi: 10.1130/G24639A.1.

Warren, C.J., Searle, M.P., Parrish, R.R., and Waters, D.J., 2007, Dating the geologic history of Oman's Semail ophiolite: Insights from U-Pb geochronology: Reply: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 154, p. 115–118, doi: 10.1007/s00410-007-0182-z.

Manuscript received 7 August 2010
Revised manuscript received 22 November 2010
Manuscript accepted 24 November 2010

Printed in USA

Table DR1 : Composition of clinopyroxene from Al Asih outcrop

Sample	Lithology	Mode of outcrop	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MnO	Na2O	XMg
06OM3A(1)	Olivine gabbro	tilted block	0,252	2,862	0,473	0,109	0,079	0,875
06OM3A(2)	Olivine gabbro	tilted block	0,273	2,963	0,453	0,070	0,167	0,876
06OM3B	Olivine gabbro	tilted block	0,245	2,842	0,452	0,080	0,062	0,868
06OM3C(1)	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,307	2,913	0,380	0,150	0,080	0,880
06OM3C(2)	Anorthosite	Anorthosite	0,243	2,610	0,283	0,093	0,040	0,886
06OM3C(3)	Gabbro	flat-lying cumulate	0,250	2,805	0,350	0,148	0,050	0,885
06OM3C(4)	Anorthosite	Anorthosite	0,300	2,590	0,250	0,110	0,140	0,877
06OM3C(5)	Gabbro	flat-lying cumulate	0,223	2,620	0,337	0,087	0,080	0,889
06OM3D	Plg-Wehrlite	flat-lying cumulate	0,225	1,550	0,220	0,085	0,000	0,911
06OM3E	Olivine gabbro	micro-pegmatite	0,290	2,475	0,380	0,145	0,050	0,883
06OM3G	Olivine gabbro	micro-pegmatite	0,270	2,163	0,417	0,123	0,087	0,899
06OM3H	Gabbro	micro-pegmatite	0,220	2,790	0,470	0,080	0,070	0,909
06OM03J(1)	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,243	2,147	0,243	0,107	0,115	0,900
06OM03J(2)	Gabbro	micro-pegmatite	0,198	1,606	0,244	0,076	0,051	0,899
06OM3K(1)	Plg-Wehrlite	tilted block	0,289	2,837	0,531	0,147	0,086	0,876
06OM3K(2)	Olivine gabbro	tilted block	0,287	2,786	0,473	0,119	0,121	0,880
06OM3L	Olivine gabbro	tilted block	0,290	1,950	0,285	0,085	0,095	0,889
06OM3M	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,290	2,290	0,110	0,060	0,080	0,914
06OM3N	Wehrlite	flat-lying cumulate	0,380	3,070	0,895	0,015	0,075	0,864
08MA44A	Plg-Wehrlite	flat-lying cumulate	0,220	2,948	1,008	0,048	0,110	0,909
08MA44B ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,243	3,157	0,763	0,097	0,063	0,906
08MA44B ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,180	3,005	0,755	0,075	0,063	0,909
08MA44B ZIII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,242	2,856	0,530	0,064	0,052	0,911
08MA44B ZIV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,195	3,003	0,718	0,068	0,048	0,909
08MA44B ZV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,198	2,338	0,563	0,108	0,055	0,917
08MA45A ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,155	3,055	0,580	0,080	0,065	0,903
08MA45A ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,165	0,740	0,105	0,060	0,000	0,938
08MA45A ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,197	2,017	0,483	0,033	0,070	0,914
08MA45B ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,258	3,315	0,830	0,108	0,093	0,902
08MA45B ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,227	3,110	0,723	0,067	0,090	0,900
08MA45B ZIII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,230	3,210	0,655	0,085	0,050	0,898
08MA46A	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,230	2,000	0,403	0,068	0,037	0,903
08MA46B	Plg-Wehrlite	flat-lying cumulate	0,147	2,503	0,527	0,073	0,053	0,897
08MA47A ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,234	2,150	0,314	0,089	0,043	0,912
08MA47A ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,192	1,323	0,265	0,105	0,020	0,921
08MA47B	Wehrlite	flat-lying cumulate	0,130	1,682	0,386	0,054	0,038	0,924
08MA48AH ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,257	1,821	0,388	0,080	0,061	0,914
08MA48AH ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,284	2,246	0,441	0,079	0,073	0,910
08MA48AH ZIII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,242	1,732	0,326	0,107	0,036	0,915
08MA48AH ZIV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,256	1,880	0,378	0,093	0,058	0,917
08MA48AH ZV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,313	2,486	0,435	0,090	0,097	0,912
08MA48AB ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,279	2,004	0,358	0,083	0,071	0,906
08MA48AB ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,278	2,125	0,397	0,089	0,074	0,909
08MA48AB ZIII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,287	1,928	0,419	0,099	0,066	0,912
08MA48AB ZIV-1	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,261	1,869	0,363	0,095	0,077	0,911
08MA48AB ZIV-2	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,320	2,164	0,451	0,099	0,106	0,908
08MA48AB ZV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,253	2,068	0,328	0,095	0,035	0,915
08MA48B	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,271	2,146	0,466	0,079	0,084	0,894
08MA48CH ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,305	1,950	0,350	0,035	0,080	0,900
08MA48CH ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,305	2,405	0,375	0,070	0,105	0,895
08MA48CH ZIII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,285	2,150	0,325	0,055	0,035	0,895
08MA48CH ZIV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,290	2,710	0,405	0,060	0,135	0,897
08MA48CH ZV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,310	2,697	0,450	0,073	0,103	0,902
08MA48CB	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,257	1,790	0,371	0,112	0,061	0,910

Table DR2 : Composition of plagioclase from Al Asih outcrop

Sample	Lithology	Mode of outcrop	Fe2O3	MgO	K2O	An	Or
06OM3A(1)	Olivine gabbro	tilted block	0,530	0,099	0,004	92,551	0,022
06OM3A(2)	Olivine gabbro	tilted block	0,338	0,000	0,003	92,102	0,018
06OM3B	Olivine gabbro	tilted block	0,376	0,000	0,004	92,510	0,024
06OM3C(1)	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,312	0,118	0,004	90,162	0,025
06OM3C(2)	Anorthosite	Anorthosite	0,280	0,000	0,000	91,695	0,008
06OM3C(3)	Gabbro	flat-lying cumulate	0,267	0,000	0,003	91,290	0,012
06OM3C(4)	Anorthosite	Anorthosite	0,360	0,020	0,004	90,424	0,019
06OM3C(5)	Gabbro	flat-lying cumulate	0,193	0,000	0,010	93,757	0,078
06OM3D	Plg-Wehrlite	flat-lying cumulate	0,400	0,000	0,005	92,562	0,017
06OM3E	Olivine gabbro	micro-pegmatite	0,220	0,000	0,005	91,420	0,028
06OM3F	Anorthosite	Anorthosite	0,377	0,000	0,003	90,817	0,023
06OM3G	Olivine gabbro	micro-pegmatite	0,282	0,000	0,008	90,746	0,042
06OM3H	Gabbro	micro-pegmatite	0,270	0,000	0,010	91,579	0,047
06OM03J(1)	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,222	0,000	0,001	93,311	0,008
06OM03J(2)	Gabbro	micro-pegmatite	0,418	0,032	0,010	91,209	0,059
06OM3K(1)	Plg-Wehrlite	tilted block	0,295	0,000	0,000	91,640	0,000
06OM3K(2)	Olivine gabbro	tilted block	0,288	0,198	0,005	91,631	0,029
06OM3L	Olivine gabbro	tilted block	0,256	0,022	0,008	91,715	0,050
06OM3M	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,303	0,103	0,000	91,553	0,003
08MA44B ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,337	0,000	0,010	93,544	0,049
08MA44B ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,373	0,000	0,010	93,511	0,074
08MA44B ZIII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,284	0,000	0,008	93,773	0,054
08MA44B ZIV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,353	0,000	0,013	93,506	0,069
08MA45A ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,310	0,000	0,007	92,733	0,045
08MA45A ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,263	0,000	0,010	93,331	0,076
08MA45B ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,335	0,000	0,018	93,752	0,096
08MA45B ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,307	0,000	0,020	93,476	0,107
08MA45B ZIII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,250	0,000	0,010	93,561	0,050
08MA46A	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,360	0,000	0,012	93,555	0,079
08MA46B	Plg-Wehrlite	flat-lying cumulate	0,443	0,000	0,013	94,204	0,080
08MA47A ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,278	0,000	0,006	93,402	0,033
08MA47A ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,298	0,000	0,008	94,043	0,048
08MA48AH ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,358	0,000	0,015	92,037	0,089
08MA48AH ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,408	0,000	0,012	92,161	0,072
08MA48AH ZIII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,359	0,000	0,006	91,948	0,033
08MA48AH ZIV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,368	0,000	0,010	91,876	0,062
08MA48AH ZV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,363	0,000	0,008	91,691	0,050
08MA48AB ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,295	0,000	0,005	91,880	0,035
08MA48AB ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,342	0,000	0,009	91,876	0,054
08MA48AB ZIII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,359	0,001	0,007	91,997	0,044
08MA48AB ZIV-1	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,376	0,000	0,011	91,753	0,062
08MA48AB ZIV-2	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,334	0,000	0,007	91,791	0,039
08MA48AB ZV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,363	0,000	0,020	91,659	0,119
08MA48B	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,115	0,000	0,010	98,901	0,061
08MA48B	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,248	0,000	0,008	91,460	0,044
08MA48CH ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,295	0,000	0,010	92,026	0,055
08MA48CH ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,345	0,000	0,030	91,233	0,186
08MA48CH ZIII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,250	0,000	0,020	92,689	0,129
08MA48CH ZIV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,390	0,000	0,025	91,365	0,137
08MA48CH ZV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,370	0,000	0,015	91,790	0,065
08MA48CB	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,308	0,000	0,008	92,025	0,052

Table DR3 : Composition of olivine from Al Asih outcrop

Sample	Lithology	Mode of outcrop	Cr2O3	MnO	CaO	NiO	Fo
06OM3A(1)	Olivine gabbro	tilted block	0,028	0,242	0,044	0,119	0,848
06OM3A(2)	Olivine gabbro	tilted block	0,028	0,203	0,010	0,123	0,850
06OM3B	Olivine gabbro	tilted block	0,005	0,280	0,038	0,168	0,829
06OM3C(1)	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,013	0,227	0,017	0,127	0,849
06OM3D	Plg-Wehrlite	flat-lying cumulate	0,033	0,263	0,030	0,098	0,855
06OM3E	Olivine gabbro	micro-pegmatite	0,020	0,220	0,025	0,140	0,852
06OM3G	Olivine gabbro	micro-pegmatite	0,015	0,265	0,020	0,000	0,865
06OM03J(1)	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,013	0,298	0,023	0,023	0,859
06OM3K(1)	Plg-Wehrlite	tilted block	0,000	0,217	0,020	0,037	0,849
06OM3K(2)	Olivine gabbro	tilted block	0,013	0,255	0,040	0,048	0,842
06OM3L	Olivine gabbro	tilted block	0,020	0,270	0,040	0,105	0,840
06OM3M	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,015	0,235	0,043	0,050	0,867
08MA44A	Plg-Wehrlite	flat-lying cumulate	0,030	0,123	0,033	0,247	0,886
08MA44B ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,015	0,215	0,045	0,195	0,891
08MA44B ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,007	0,167	0,033	0,147	0,890
08MA44B ZIII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,017	0,177	0,030	0,103	0,884
08MA44B ZIV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,013	0,213	0,040	0,153	0,890
08MA44B ZV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,013	0,205	0,033	0,150	0,891
08MA45A ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,013	0,260	0,013	0,127	0,878
08MA45A ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,013	0,257	0,023	0,087	0,879
08MA45B ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,004	0,208	0,028	0,128	0,880
08MA45B ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,040	0,175	0,010	0,075	0,881
08MA45B ZIII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,000	0,200	0,025	0,095	0,879
08MA46A	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,013	0,130	0,005	0,158	0,864
08MA46B	Plg-Wehrlite	flat-lying cumulate	0,010	0,238	0,043	0,118	0,874
08MA46B	Plg-Wehrlite	flat-lying cumulate	0,020	0,215	0,055	0,065	0,869
08MA47A ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,012	0,200	0,070	0,160	0,881
08MA48AH ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,016	0,202	0,028	0,131	0,885
08MA48AH ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,017	0,192	0,024	0,131	0,884
08MA48AH ZIII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,014	0,189	0,026	0,149	0,884
08MA48AH ZIV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,019	0,195	0,027	0,151	0,885
08MA48AH ZV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,005	0,202	0,027	0,170	0,885
08MA48AB ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,013	0,208	0,035	0,166	0,879
08MA48AB ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,018	0,206	0,023	0,136	0,878
08MA48AB ZIII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,012	0,189	0,026	0,144	0,884
08MA48AB ZIV-1	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,017	0,189	0,015	0,158	0,884
08MA48AB ZIV-2	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,017	0,179	0,024	0,149	0,885
08MA48AB ZV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,013	0,195	0,022	0,157	0,886
08MA48B	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,021	0,196	0,191	0,137	0,872
08MA48CH ZI	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,007	0,140	0,043	0,187	0,872
08MA48CH ZII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,013	0,217	0,043	0,177	0,867
08MA48CH ZIII	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,010	0,205	0,005	0,135	0,868
08MA48CH ZIV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,050	0,225	0,020	0,170	0,873
08MA48CH ZV	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,000	0,220	0,020	0,195	0,879
08MA48CB	Olivine gabbro	flat-lying cumulate	0,017	0,202	0,059	0,129	0,876

ANNEXE 3 : Article publié en co-auteur

Lithos 114 (2010) 265–281

Contents lists available at ScienceDirect

Lithos

journal homepage: www.elsevier.com/locate/lithos

Thick sections of layered ultramafic cumulates in the Oman ophiolite revealed by an airborne hyperspectral survey: Petrogenesis and relationship to mantle diapirism

Harold Clénet [a,*], Georges Ceuleneer [a], Patrick Pinet [a], Bénédicte Abily [a], Yves Daydou [a], Esther Harris [a], Isma Amri [a,b], Céline Dantas [a]

[a] Toulouse University, Observatoire Midi-Pyrénées, Centre National de la Recherche Scientifique, UMR 5562 14 av. E. Belin, 31400 Toulouse, France
[b] Université Abdelmalek Assaadi, Faculté des Sciences, Département de Géologie, BP 2121, Tétouan, Morocco

ARTICLE INFO

Article history:
Received 5 February 2009
Accepted 9 September 2009
Available online 24 September 2009

Keywords:
Oman ophiolite
Clinopyroxenite
Wehrlite
Ocean crust
Spectroscopy
Remote sensing

ABSTRACT

Using the *HyMap* instrument, we have acquired visible and near infrared hyperspectral data over the Maqsad area of the Oman ophiolite (~15×60 km). This survey allowed us to identify and map the distribution of clinopyroxene-rich cumulates (inter-layered clinopyroxenites and wehrlites) whose occurrence was previously undocumented in this area. The cumulates reach several hundred meters in thickness and crop out at distances exceeding 15 km on both sides of the Maqsad former spreading centre. They occur either in mantle harzburgites, as km-sized layered intrusions surrounded by fields of pegmatitic dykes consisting of orthopyroxene-rich pyroxenite and gabbronorites, or at the base of the crustal section where they are conformably overlain by cumulate gabbros. These ultramafic cumulates crystallized from silica- and Mg-rich melts derived from a refractory mantle source (e.g. high Cr#, low [Al_2O_3], low [TiO_2]). These melts are close to high-Ca boninites, although, strictly speaking, not perfect equivalents of present-day, supra-subduction zone, boninites. Chemical stratigraphy reveals cycles of replenishment, mixing and fractional crystallization from primitive (high Mg#) melts, typical of open magma chambers and migration of inter-cumulus melts. The TiO_2 content of clinopyroxene is always low (≤0.2 wt.%) but quite variable compared to the associated pegmatites that are all derived from a source ultra-depleted in high field strength elements (HFSE). This variability is not caused by fractional crystallization alone, and is best explained by hybridization between the ultra-depleted melts (parent melts of the pegmatites) and the less depleted mid-ocean ridge basalts (MORB) parent of the dunitic–troctolitic–gabbroic cumulates making up the crustal section above the Maqsad diapir.

We propose that, following a period of magma-starved spreading, the Maqsad mantle diapir, impregnated with tholeiitic melts of MORB affinity, reached shallow depths beneath the ocean ridge. This diapir induced melting of the formerly accreted and hydrothermally altered lithosphere. At this stage, these boninitic-like lithospheric melts crystallized as pegmatitic dykes. As the diapir continued to rise, the amount of MORB reaching shallow depths increased, together with the surrounding temperature, leading to the formation of magma chambers where the crystallization of layered cumulates became possible. These cumulates remained rich in pyroxene and devoid of plagioclase as long as the contribution of MORB-derived melts was moderate relative to the lithospheric-derived melts. As the contribution of MORB to the refilling of the magma chamber increased, gabbroic cumulates started to crystallize.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The Oman ophiolite is one of the best natural laboratories for the detailed study of magma chamber processes related to oceanic spreading (e.g. Pallister and Hopson, 1981; Lippard et al., 1986; Juteau et al., 1988; Nicolas et al., 1988; Browning, 1990; Reuber et al., 1991; Kelemen et al., 1997; MacLeod and Yaouancq, 2000; Adachi and Miyashita, 2003). Schematic models, widely reviewed in textbooks, consider the deep crustal section of Oman as essentially made of layered gabbroic cumulates crystallized from olivine tholeiites similar to mid-ocean ridge basalts (MORB). Occurrences of ultramafic lithologies associated with these gabbros have been recognized throughout the ophiolite (Pallister and Hopson, 1981; Ernewein and Whitechurch, 1986; Hutin et al., 1986; Rabu et al., 1986; Ernewein et al., 1988; Juteau et al., 1988; Benn et al., 1988; Reuber, 1988; Amri, 1995; Koga et al., 2001). They are collectively referred to as "wehrlites" (strictly speaking, assemblages of olivine and clinopyroxene) by field geologists, although they may contain high amounts of plagioclase, pargasitic amphibole and, less frequently, orthopyroxene. They show large variations in their modal composition, especially in the olivine/clinopyroxene ratio. The origin of these ultramafic lithologies remains a topic of discussion. Their occurrence in an ophiolitic massif where most other lithologies are

* Corresponding author. Tel.: +33 5 61 33 29 60; fax: +33 5 61 33 29 00.
E-mail address: clenet@dtp.obs-mip.fr (H. Clénet).

0024-4937/$ – see front matter © 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.lithos.2009.09.002

clearly derived from MORB is quite puzzling. In fact, MORB crystallization does not occur along the dry olivine–clinopyroxene (+/− orthopyroxene) cotectic at the low pressures typical of the base of the ocean crust (<0.2 MPa) (e.g. Grove et al., 1992). The observed phenocryst assemblage is more typical of high-Ca boninites and magnesian andesites erupted in present-day subduction zones. Clinopyroxene-rich ultramafic cumulates are, as a matter of fact, commonly found in supra-subduction zone ophiolites (e.g. Falloon and Crawford, 1991; Varfalvy et al., 1997; Ceuleneer and le Sueur, 2008).

A popular view is that the ultramafic crustal rocks of Oman occur as "late intrusions" cross-cutting previously crystallized gabbros, a situation actually documented in many outcrops. Wehrlites may also be inter-layered with gabbros and in some places, it can be demonstrated that they are rooted in a nearby intrusion (Reuber, 1988). Where no intrusions are observed, tectonic transposition is commonly invoked to explain the interlayering (e.g. Nicolas et al., 1988).

Different models have been proposed for the genesis of Oman wehrlites. Koga et al. (2001) have deduced from geochemical data that ultramafic cumulates and layered gabbros share a common, MORB-like, parental melt but that the crystallization order of clinopyroxene and plagioclase was inverted due to the introduction of water into the system, in the case of wehrlites. Some authors, following Benn et al. (1988), consider that wehrlitic rocks were actually mixtures between residual mantle olivine and interstitial melts squeezed out from the mantle/crust transition zone in an off-axis setting due to a 'rolling mill effect' (Rabinowicz et al., 1984, 1987) and intruded in the overlying layered gabbros in a mushy state. This mechanism was also invoked to account for the formation of olivine-rich "cumulate looking" rocks drilled along present-day mid-ocean ridges (Suhr et al., 2008).

In contrast to these views, wehrlitic intrusions have been related to boninitic magmas derived from hydrated melting of a depleted mantle (Ernewein and Whitechurch, 1986; Lippard et al., 1986; Ernewein et al., 1988). The recent discovery of boninites among the Oman volcanics (Ishikawa et al., 2002) indicates that this hypothesis is plausible, even if the link between the upper crustal boninites and the deep crustal wehrlites is not demonstrated. Early compressive tectonics (intra-oceanic thrusting) have been invoked to account for water introduction and for the intrusion of Oman wehrlites (Ernewein et al., 1988) while other authors argue that a supra-subduction zone setting is a simpler way to explain their field and geochemical characteristics (Lippard et al., 1986).

There is thus clearly a wide diversity of models for the genesis of Oman crustal ultramafic rocks collectively referred to as "wehrlites". In the present study, we reconsider the origin of Oman crustal ultramafic rocks in light of a field and petrological study of new occurrences discovered during an airborne hyperspectral mapping project over the Sumail massif, in the southeastern part of the ophiolite (Fig. 1). The evolution of this massif is well constrained by detailed structural and petrological studies (Ceuleneer et al., 1988; Amri, 1995; Ceuleneer et al., 1996; Benoit et al., 1996; Jousselin et al., 1998; Benoit et al., 1999; Python and Ceuleneer, 2003). In particular, a former mantle diapir has been mapped in the central part of the survey area, which is crucial to understand the sequence of events that led to the formation of ultramafic cumulates in this area.

2. Geological setting

2.1. The Oman ophiolite

The Oman ophiolite is a fragment of Cretaceous oceanic lithosphere accreted in the Tethys ocean about 100 Ma ago (Tilton et al., 1981; Tippit et al., 1981). The early detachment event (intra-oceanic thrusting) occurred soon after the accretion (95–98 Ma) (Boudier et al., 1985, 1988; Montigny et al., 1988). Its final obduction onto the

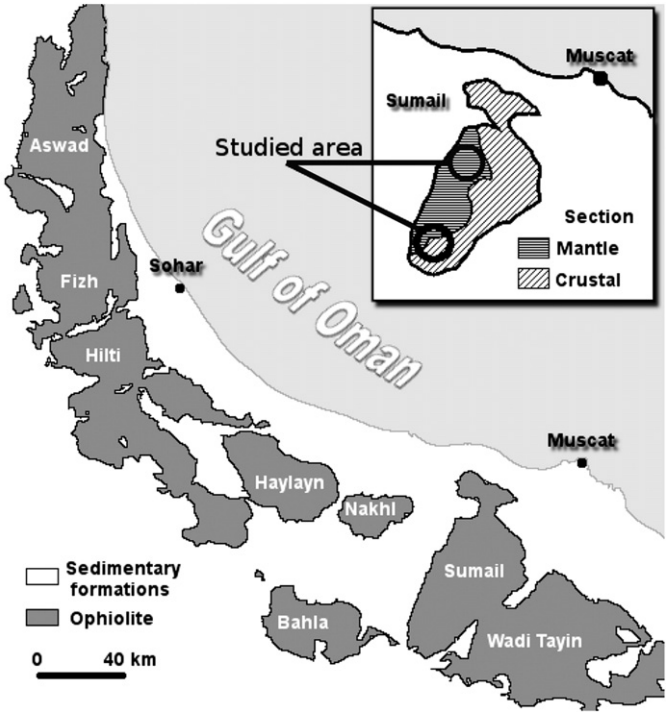


Fig. 1. Locations of the different ophiolitic massifs (dark gray) in the North Oman mountains (adapted from Lippard et al. (1986)). Our study areas are in the Sumail massif, located in the southeastern part of the ophiolite.

Arabian margin was completed during the Maastrichtian (circa 70 Ma) (Glennie et al., 1973; Coleman, 1981; Searle and Cox, 1999). The uplift of the Oman Mountains started during the Miocene (Glennie et al., 1973) and resulted in the present-day exposure of the ophiolite.

The precise context of genesis and emplacement of the Oman ophiolite is still debated: hypotheses range from a mid-ocean ridge setting (e.g. Coleman, 1981; Nicolas, 1989) to a subduction zone setting (e.g. Pearce et al., 1981, Ishikawa et al., 2002). This ambiguity is due to the presence of many lithologies within the ophiolite having an "arc-like" geochemistry, whereas there is a lack of geological evidence for the development of a volcanic arc in the southern Tethyan domain during the Mesozoic era. In order to explain this, it has been proposed that some petrogenetic processes at ocean ridges may mimic those classically attributed to the subduction factory (Amri et al., 1996; Benoit et al., 1999; Python and Ceuleneer, 2003; Godard et al., 2006) or that the Oman ophiolite recorded a polygenetic history (Umino et al., 1990; Arai et al., 2006; Python et al., 2008).

2.2. The Sumail massif

The Sumail massif is located in the southeastern part of the Oman ophiolite (Fig. 1), where a former axial mantle diapir (the Maqsad diapir) can be mapped through the study of high-temperature plastic deformation structures in mantle harzburgites (Ceuleneer et al., 1988; Ceuleneer, 1991) (Fig. 2). Mantle flow planes and lines perpendicular to the mantle–crust transition (whose regional attitude is assumed to mark the paleo-horizontal plane) define a paleo-upwelling zone about 8 km in cross-section. The massif is surrounded by zones of horizontal flow diverging from the upwelling to the NNE on the northern side of the upwelling and to the SSW on its southern side. These directions are perpendicular to the azimuth of the sheeted dyke complex, i.e. to the strike of the paleo-spreading ridge. Diverging mantle flow is observed for distances of about 15 km away from the upwelling. To the North, diverging flow reaches mantle peridotites bearing E–W trending lineations, i.e. accreted from a N–S ridge. To the

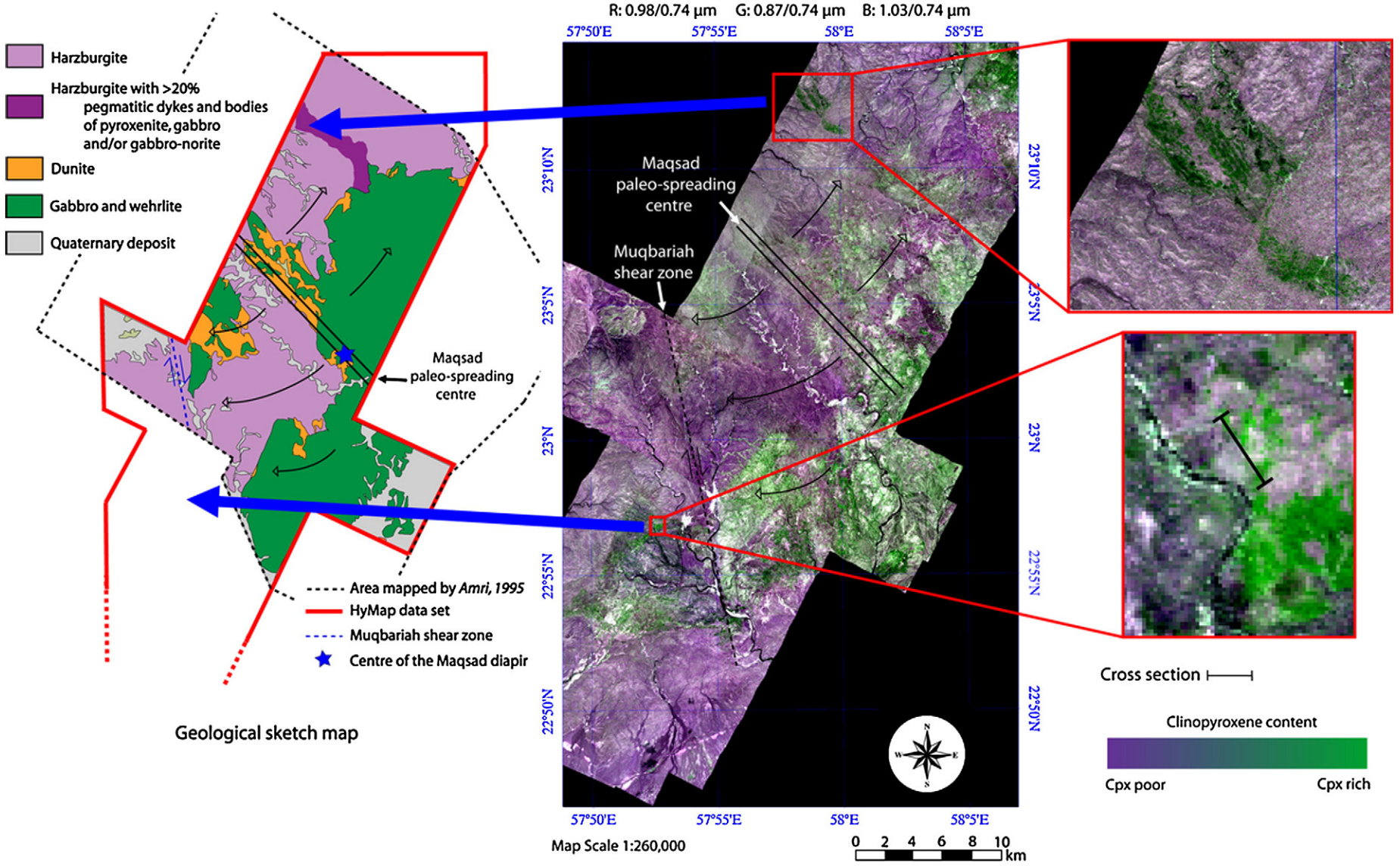


Fig. 2. Global RGB composition over the Sumail massif (central part of the picture). Red, Green and Blue correspond respectively to 0.98 µm, 0.87 µm and to 1.03 µm channels. All the values are normalized to the 0.74 µm channel which essentially shows albedo variations. This colored composite enhances the clinopyroxene absorption; clinopyroxene-rich rocks appear in green. On the right of the picture, the two highlighted areas correspond respectively to north cumulates (at the top) and south cumulates (at the bottom). Our detailed cross-section is localized in this second area. The geological sketch (left side of the picture), based on I. Amri (1995) field work, allows a direct comparison between the main geological lithologies and hyperspectral variations.

south, diverging flow abuts a mylonitic shear zone (the Muqbariah shear zone). A clear zoning in the nature of the melt migration structures mirrors this structural map: in the upwelling itself, former porous flow channels made of troctolites are observed, while in the zone of diverging flow, the dominant melt migration structures are olivine gabbro dykes. Further away from the upwelling, dykes are made of olivine gabbronorites. This zoning reflects the thermal structure of the area at the time of cooling (Ceuleneer et al., 1996): troctolites crystallize on the high temperature cotectic of MORB (>1190 °C), while pyroxene bearing lithologies are lower temperature crystallization products from MORB.

On a regional scale, the Maqsad diapir constitutes the centre of a much larger structure: a former spreading segment, about 80 km in length parallel to the paleo-spreading axis (N130°E) (Python and Ceuleneer, 2003). This segment is characterized by the abundance, in the mantle peridotites, of former melt channels and dykes made of cumulates of MORB petrological and geochemical affinity (Benoit et al., 1996). This contrasts markedly with the more common situation observed in Oman where mantle dykes essentially consist of crystallization products from magma depleted in Al and the high field strength elements (HFSE) but richer in both MgO and SiO_2 than MORB, being therefore closer to boninites or magnesian andesites than to MORB (Benoit et al., 1999; Python and Ceuleneer, 2003). At the southern and northern boundaries between the spreading segment centred on the Maqsad diapir and the surrounding peridotites, dykes and intrusions made of such depleted pyroxenitic and gabbronoritic pegmatites are particularly abundant (Benoit et al., 1999). Deformation in the Muqbariah mylonitic shear zone is contemporaneous with the injection of these pegmatites.

3. Contribution of hyperspectral remote sensing to lithological discrimination and mapping of the Sumail massif

3.1. Previous maps

Several geological maps of the Sumail massif have been published during the last thirty years. The map by Glennie et al. (1974) covers all of the Oman Mountains at a 1:500 000 scale. Following this pioneering work, the BRGM (French geological survey) has produced more detailed maps, at a 1:100 000 scale, of the central part of the ophiolite, including the Sumail massif (Villey et al., 1986; Rabu et al., 1986). These authors accurately mapped the mantle/crust transition zone (the "Moho"), which is peculiarly contoured in the Sumail massif. More recently, we produced a map at a 1:40 000 scale (Amri, 1995) that represented a significant improvement in the definition and mapping of the different, frequently complex, lithological units making up the crustal section of the Sumail massif. This work was essentially field-based but used the Landsat and JERS-1 SWIR satellite multispectral data processed by Denniss et al. (1994). The poor spectral resolution of JERS-1 and Landsat did not allow us at the time to spectrally discriminate all the lithologies exposed in the field. In the present study, we show how an airborne hyperspectral survey (combining both high spatial and spectral resolutions (Pinet et al., 2006a,b)) improves the detection of the various lithologies making up the Oman ophiolite in the Sumail massif. In addition, this study includes the southernmost part of the Sumail massif which was not covered by our earlier work (Fig. 2).

3.2. Method

3.2.1. Principle of spectroscopy

Field geology has limitations, particularly when the covered area is quite large. Geologists need to extrapolate detailed observations conducted in different outcrops and this can potentially lead to errors or omissions. However, the interaction between the sunlight and Earth surface materials means that spectroscopy in visible and infrared wavelengths can be a powerful tool (Williams, 1995), particularly when used in support of field work. It is particularly useful for the Oman ophiolite because rock outcrops are almost devoid of vegetation due to the semi-arid climatic conditions.

In the case of mafic and ultramafic minerals, spectrometry permits the detection of mineralogical variations due to electronic transition processes (Hunt, 1977; Burns, 1993). For the detection of olivine and pyroxenes, the absorptions due to cation Fe^{2+} in visible and near-infrared wavelengths are used (Hunt and Salisbury, 1970; Hunt et al., 1973; Adams, 1974; Adams, 1975). Both pyroxenes have two distinct absorption bands: the first one in the 1 µm domain (around 0.9 µm for the low-Ca pyroxene [orthopyroxene] and 1.0 µm for the high-Ca pyroxene [clinopyroxene]) and the second one in the 2 µm domain (around 1.9 µm for orthopyroxene and 2.2 µm for clinopyroxene). In the case of olivine, there is only one feature in 1 µm domain but this feature is composed of three characteristic absorption bands (at 0.85, 1.05 and 1.25 µm). As these absorptions are specific to each mineral, it is possible to extract information from spectra of natural rocks, to detect the different minerals and to estimate their relative proportions.

Imaging spectrometers are able to detect and record reflectance spectra with both sufficient spatial and spectral resolutions to be used as tools for geological mapping (Goetz et al., 1985; Pinet et al., 2006a,b). Different studies using hyperspectral remote sensing have been carried out on the Oman ophiolite (Pinet et al., 2003, 2006a,b; Jean-Philippe Combe et al., 2006; Clenet et al., 2008; Roy et al., 2008) and on other peridotitic massifs (Chabrillat et al., 2000; Launeau et al., 2002, 2004). These studies are generally based on the analysis of the spectral shape (i.e. band position, depth and width).

3.2.2. Microprobe analytical method

Major and minor element concentrations in individual mineral phases were determined with a CAMECA SX50 electron microprobe with SAMX automation at the Paul Sabatier University, Toulouse, France, using wavelength-dispersive spectrometry (WDS). Analyses were performed with an accelerating voltage of 15 kV, beam current of 20 nA and a spot size of 4 μm^2. The following synthetic and natural minerals standards were used: albite (Na), periclase (Mg), corundum (Al), sanidine (K), wollastonite (Si, Ca), pyrophanite (Mn, Ti), hematite (Fe), chromium oxides (Cr), and nickel oxides (Ni). Nominal concentrations were corrected by the PAP data reduction method (Pouchou and Pichoir, 1985). Counting time was 10 s on the peak and 5 s on the background. The detection limits are 0.07% for Al_2O_3, 0.02% for TiO_2 and 0.09% for Cr_2O_3 and Na_2O, for all mineral phases analysed. Our full data set is available as supplementary electronic files.

3.3. Data set

We used the airborne HyMap instrument to acquire hyperspectral data over the Sumail Massif. The detector has 128 channels between 0.45 and 2.48 µm. The total data set covers a ~15×60 km area and has a spatial resolution of 6 m/pixel. It covers the mantle section (essentially harzburgitic) and the crustal section (dunitic to gabbroic) of the massif. The HyMap data were atmospherically corrected by HyVista using the atmosphere removal radiative transfer model (ATREM, Gao et al., 1993, CIRES, 1999) and the Empirical Flat Field Optimal Reflectance Transformation (EFFORT, Boardman, 1998).

A first order approach is to use spectral ratios to estimate relative variation in a spectrum. Wavelengths which can highlight the different minerals are chosen. For olivine and pyroxene mixtures, we used 0.98 µm, 0.87 µm and 1.03 µm channels to enhance clinopyroxene absorption features. To minimize the contribution of non-mineralogical effects (e.g. arising from photometric effects induced by the topography and/or sun direction), we normalized those three channels to that of 0.74 µm, which essentially shows variations in albedo (e.g. Chevrel and Pinet, 1992; Cord et al., 2005).

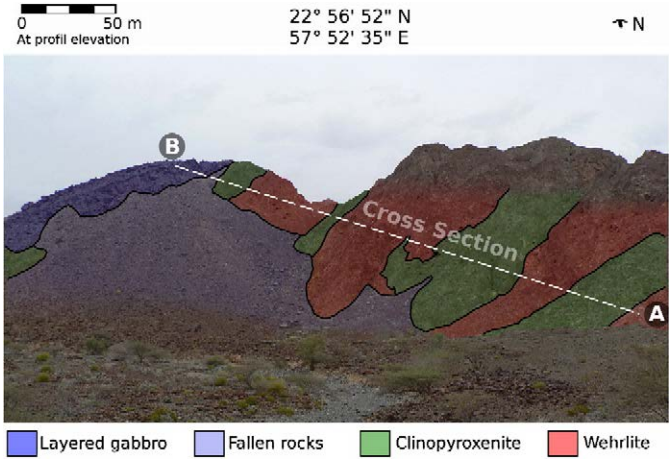


Fig. 3. Field view of the southern area. Picture is taken from the southern side of the outcrop. Clinopyroxenites and wehrlites crop out below layered gabbros (highlighted in blue [or white] on the picture) which are the most abundant in this massif. Samples have been taken on sections A–B, which has a stratigraphic thickness of about 200 m. One can see alternations of two contrasting rock types: grayish outcrops are principally composed of clinopyroxenites (highlighted in green [or light gray] on the picture) while reddish ones are mostly olivine-rich rocks (wehrlites; highlighted in red [or dark gray]).

The three ratios are then represented respectively in Red, Green and Blue to obtain a false color composite to show the relative contribution of the clinopyroxene component. The resulting colors of the map in Fig. 2 are interpreted in the following way: where the contributions of olivine and orthopyroxene are weak, and that of clinopyroxene is dominant, the absorption feature is strong in the 0.98 μm and 1.03 μm channels resulting in high 0.87/0.74 μm ratio values, low 0.98/0.74 and 1.03/0.74 μm ratio values. Consequently, high green values correspond to lithologies with the highest clinopyroxene content.

A limitation of our airborne hyperspectral data is, however, the difficulty in mapping the distribution of plagioclase with 0.4–2.5 μm spectrometers. Despite the fact that plagioclase is abundant and fresh, it is spectrally featureless in the visible-near infrared (VNIR) and in the short wavelength infrared (SWIR) spectral range (Hunt and Salisbury, 1970). This issue has been addressed in a recent paper by Roy et al. (2008). A dedicated survey in the thermal infrared (8–12 μm) would be the most appropriate to help resolve this issue but is logistically beyond the scope of this study. Nevertheless, the plagioclase contributes to the overall albedo and this can be used as an indirect indication of its presence, keeping in mind however that albedo can be increased in a number of different ways. Accordingly, the hyperspectral survey was useful in mapping areas where olivine, orthopyroxene or clinopyroxene (but also alteration products like carbonates and serpentines) are the dominant minerals but did not allow us to discriminate between clinopyroxene-rich gabbros (clinopyroxene + plagioclase) and clinopyroxenites. The present work is thus based both on the airborne survey and on field checks of numerous outcrops.

Application of the colored composition techniques, such as described above, on the overall data set allowed us to distinguish areas showing a very strong signature of clinopyroxene. One of these areas is located in the crustal section in the southern part of the massif, outside the area mapped by Amri (1995) (Figs. 2 and 3). The other area is located in the northern part of the massif, in the mantle section (Figs. 2 and 4).

4. Description of the studied outcrops

Given the focus of the present study, we have highlighted two areas characterized by an enhancement of the spectral signature of clinopyroxene with a red–green–blue (RGB) ternary image (Fig. 2).

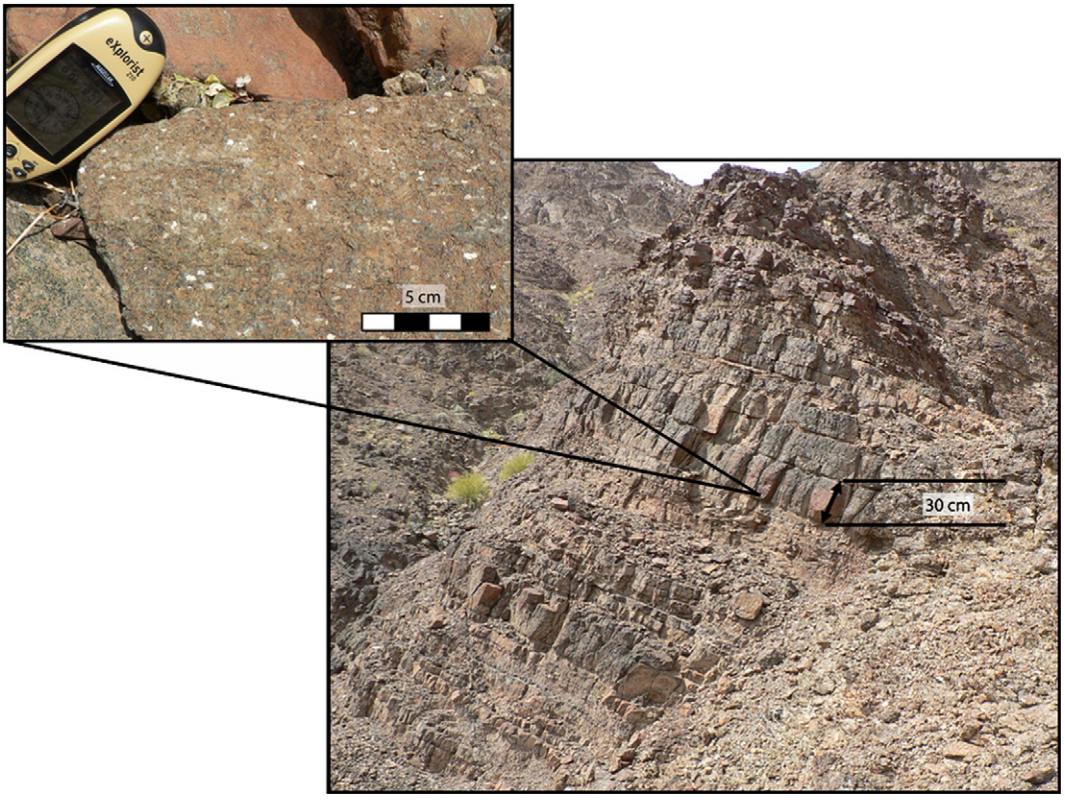


Fig. 4. Field view of layered pyroxenites in the northern field area. Layer is typically tens of meters thick. The upper left picture shows that these rocks have a medium-grained (grain size ranging from a few mm to 1 cm) adcumulate texture.

Field checks allowed us to demonstrate that both areas are exceptionally rich in clinopyroxene and are composed of interlayered clinopyroxenitic and wehrlitic ultramafic cumulates (Figs. 3 and 4). The first area lies at the base of the crustal section in the southern part of the massif, the second area is found in the mantle section in the north. Both sites are located in an off-axis position relative to the Maqsad paleo-ridge (Fig. 2).

The northern outcrop is the most spectacular in the RGB image due to the contrast between the spectral signature of the host mantle harzburgites and that of clinopyroxene-rich lithologies. The hyperspectral survey reveals alternating greenish and purplish bands a few hundred meters wide. In the field, this spectral variation corresponds to the alternation of outcrops with layers of olivine clinopyroxenites, clinopyroxene-rich wehrlites, olivine websterites in the greenish bands and with clinopyroxene-poor cumulates (dunites and clinopyroxene-poor wehrlites) in the purplish bands. All these lithologies contain minor amounts of Cr-spinel. Close examination of the RGB composition reveals a thinner layering composed of bands a few tens of meters in thickness. Our field survey has shown that even smaller-scale (typically meters) alternations of clinopyroxene-rich and clinopyroxene-poor layers also exist but are not resolved by our airborne data. It appears that the relationships between the lithologic succession and the topographic surface are quite complicated in this northern outcrop. Accordingly the construction of an accurate stratigraphic log of this area is not possible.

Thin section examination reveals rocks with adcumulate textures, devoid of any deformation features, contrasting with the host harzburgites that have deformation textures inherited from solid-state mantle flow (Ceuleneer et al., 1988). This outcrop of layered ultramafic cumulates has a lateral extent of about 4 km in a direction parallel to the strike of the layering. It grades progressively into mantle harzburgites that are intruded by abundant pegmatite dykes which are up to several meters thick and are composed of pyroxenites and pyroxene rich gabbronorites equivalent to the ones studied by Benoit et al. (1999). These pegmatites were the only features identified during our previous mapping work (dark purple band on the map of Amri (1995), Fig. 2). However, their abundance relative to the host harzburgites is too low (<10% of the exposed surfaces), to be identified in our spectral map due, in part, to the pixel size.

The southern outcrop is a 150 m wide band extending for more than 1 km in a SW direction. This clinopyroxene-rich band is part of the base of the crustal section (Fig. 3). Higher up, this crustal section is essentially composed of layered gabbros extending to the summits of the massif. The Moho is faulted in this area, resulting in local tilting of the magmatic layering, but its regional attitude is almost horizontal, as in the whole Sumail massif. In the outcrop we sampled in detail (Fig. 3), the exposed section of ultramafic cumulates has a stratigraphic thickness of 190 m below the layered gabbros. Mantle peridotites are observed about 1 km to the NE. The total thickness of the ultramafic sequence (down to the Moho) cannot be measured due to complex tectonics and so a 200 m thickness is the minimum value. The contact between the ultramafics and the overlying gabbros strikes N 170° with a 40° dip to the SW and is parallel to the magmatic layering. It indicates a clear-cut magmatic discontinuity. Plagioclase is totally absent from the ultramafics, and no evolution in the modal composition of the gabbros is observed when the contact with the ultramafics is approached.

Two contrasting rock types characterize the ultramafic cumulates and have either a gray or reddish aspect. The gray rocks are clinopyroxene-rich (olivine clinopyroxenites) while reddish rocks are olivine-rich (dunites and wehrlites). Alternations of these two lithologies define a mega-layering: a total of 8 mega-layers several meters to a few tens of meters in thickness can be observed (Figs. 3 and 5). Smaller-scale modal variations also exist, the thinnest features being lenses a few centimeters thick with a low lateral extension (a few meters). Lenses of clinopyroxenite are observed in dunites and, conversely, dunitic lenses are observed in clinopyroxene-rich intervals. Most of these lenses are located close to transitions between the two main rock types. Features as modal graded bedding can be observed and also seem to be more frequent close to the transitions. The transition between clinopyroxene-rich and clinopyroxene-poor cumulates is not always clear and does not necessarily correspond to a planar structure. This is illustrated in Fig. 3 where, in the central part of the section, clinopyroxenites and wehrlites seem to be mutually intrusive. In some places, especially in the lower part of the section, the modal variations appear rather chaotic and the layering can be difficult to follow.

Our petrographic study has shown that olivine–clinopyroxenites can contain up to 14% olivine, but that the average value for the whole section is close to 6.5%. These rocks have medium-grained adcumulate textures (millimetric to centimetric grains). Olivine and minor spinels are subhedral while clinopyroxene is generally anhedral. Clinopyroxenes are particularly fresh, contrasting with the more altered olivine. The other dominant rock type is wehrlite with an average clinopyroxene content of 17% but with more variable modal proportions than in clinopyroxenites. The clinopyroxene content of wehrlites can be very low (actually a continuum exists with dunites) and reach a maximum of 43%. The rocks have a medium-grained (up to 10 mm) adcumulate texture with subhedral olivine crystals surrounded by anhedral to poikilitic clinopyroxene. In a few samples, clinopyroxene can be subhedral and reach more than 60 mm. Small euhedral grains of Cr-spinel are relatively abundant (2.5%). Orthopyroxene is quite uncommon in this cumulate sequence: a single interstitial orthopyroxene crystal has been observed in a clinopyroxenite (sample Pyr 14A). Gabbros from the top of the section are composed of very fresh plagioclase and clinopyroxene in approximately equal proportions. The two gabbros we have sampled are devoid of olivine or orthopyroxene. They have a medium grained adcumulate texture, without any deformation overprinting.

5. Phase chemistry and chemical stratigraphy

The vertical evolution of the composition of clinopyroxene, olivine and Cr-spinel, and its relationship with the lithostratigraphy is shown in Figs. 6, 7 and 8. The Mg# of clinopyroxenes and olivines are always high and vary within a narrow interval, ranging from 0.93 to 0.89 and from 0.90 to 0.87 respectively (Fig. 6). Although the lowest Mg# values tend to be associated with the clinopyroxenites, the variation ranges of clinopyroxenites and wehrlites largely overlap. In other words, there is no dichotomy in phase chemistry mirroring the bimodal distribution in modal composition (dichotomy between clinopyroxene-rich and clinopyroxene-poor cumulates). On the contrary, variations in mineral chemistry define smooth vertical undulating patterns that are essentially not affected by the rather abrupt lithological transitions. It is worth noting (1) that the "half-wavelength" of the chemical pattern is of the same order of magnitude as the thickness of the mega-layering, i.e. ranging from several meters to a few tens of meters but (2) that the minimum and maximum values of the chemical parameters do not correspond to the major lithological transitions.

The same undulating pattern can be observed for the elements plotted in Figs. 7 and 8. The concentration of the compatible elements is correlated with the Mg#, the one of the incompatible elements is anti-correlated with the Mg#. The concentration of TiO_2 in spinel is quite scattered.

There is no general evolution of the phase chemistry along the 200 m sequence of ultramafic cumulates superimposed on the undulating variation pattern (i.e. no overall increase or decrease in the average values of any chemical parameters down- or up-section). A major shift in all these parameters is, however, observed in the

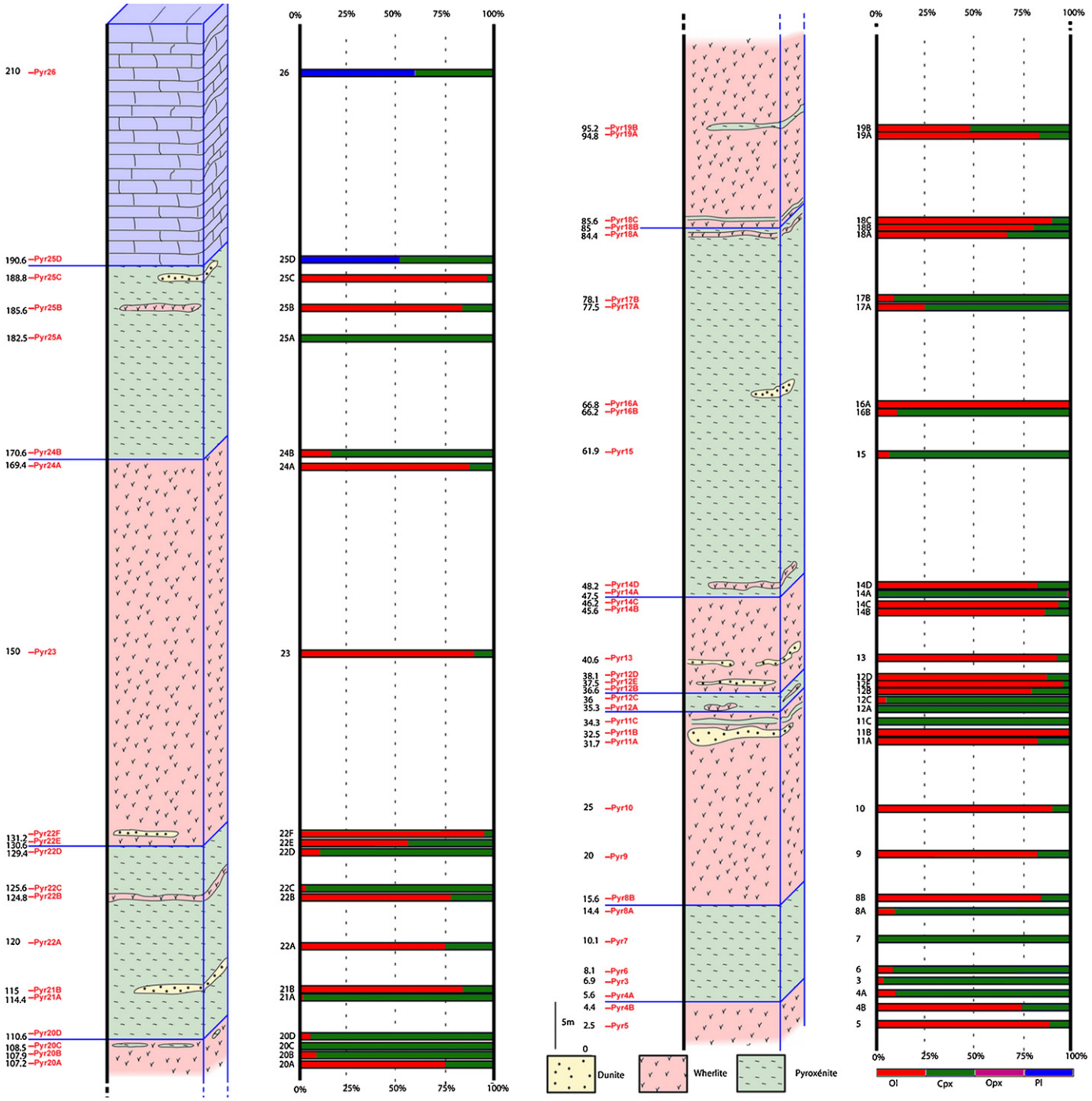


Fig. 5. Lithological log of the outcrop from the southern area. The left half of the picture corresponds to the upper part. Stratigraphic heights (in meters) are counted from the bottom of the cross-section (altitude zero is at point Pyr5 corresponding to point A in Fig. 3). Sample numbers are next to the altitude. Lithologies showing alternations of wehrlite and clinopyroxenite are overlain by gabbro. Variations in modal composition (ignoring alteration) for each collected sample are shown with the following color code: red [or dark gray] for olivine, green [or light gray] for clinopyroxene, purple [or white] for orthopyroxene and blue [or black] for plagioclase.

gabbros which contain clinopyroxenes with low Mg# (0.80 to 0.83), a Cr_2O_3 content below detection limit and with significantly higher TiO_2 contents ranging from 0.15 to 0.40 wt.% (Figs. 10 and 11).

Clinopyroxenes are poor in aluminum, with Al_2O_3 contents ranging from 0.5 to 2.5 wt.%. In an Al_2O_3 vs Mg# diagram, clinopyroxenes from our ultramafic cumulates define a field almost identical to that of Trinity ophiolite crustal cumulates. This field is included in the much wider variation domain of Oman pyroxenitic mantle dykes (Fig. 9). The Cr_2O_3 content of clinopyroxenes is consistently high, reaching 1.2 wt.% (Fig. 10). Clinopyroxenes in wehrlites and in dunitic lenses tend to be richer in Cr than clinopyroxenes from clinopyroxenites, but the variation fields of these lithologies largely overlap. In terms of Cr_2O_3 content, the clinopyroxenes from our ultramafic cumulates is identical to clinopyroxenes from primitive pyroxenitic mantle dykes of Oman (Fig. 10).

The TiO_2 content of Cr-spinel (Fig. 7) and of clinopyroxene (Fig. 11) is also quite low, but rather variable, ranging from 0.1 to 0.4 in Cr-spinel and from below detection limit to 0.2 wt.% in clinopyroxene. Their Cr# ranges from 58 to 74. Cr-spinel from wehrlites tends to have a higher Cr# than Cr-spinel from pyroxenites.

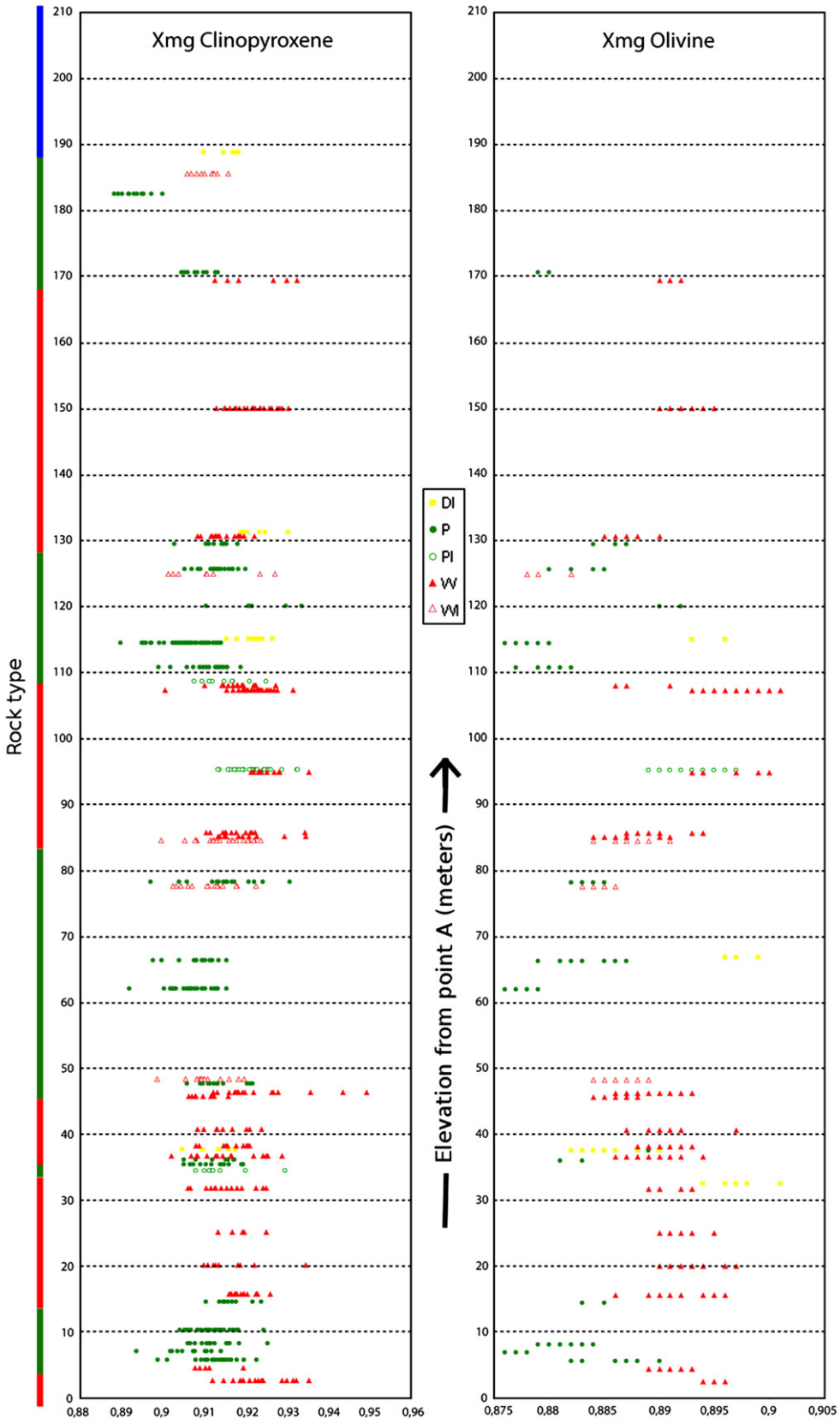


Fig. 6. Stratigraphic variations of Mg# [$100 \times Mg/(Mg + Fe_{tot})$] in clinopyroxene (left) and olivine (right) from the southern outcrop. The color scale on the left shows the end-member rock types (green [or light gray]: clinopyroxenite; red [or dark gray]: wehrlite; blue [or white]: gabbro). Circles, triangles and squares correspond to pyroxenites, wehrlites and dunite lens samples respectively.

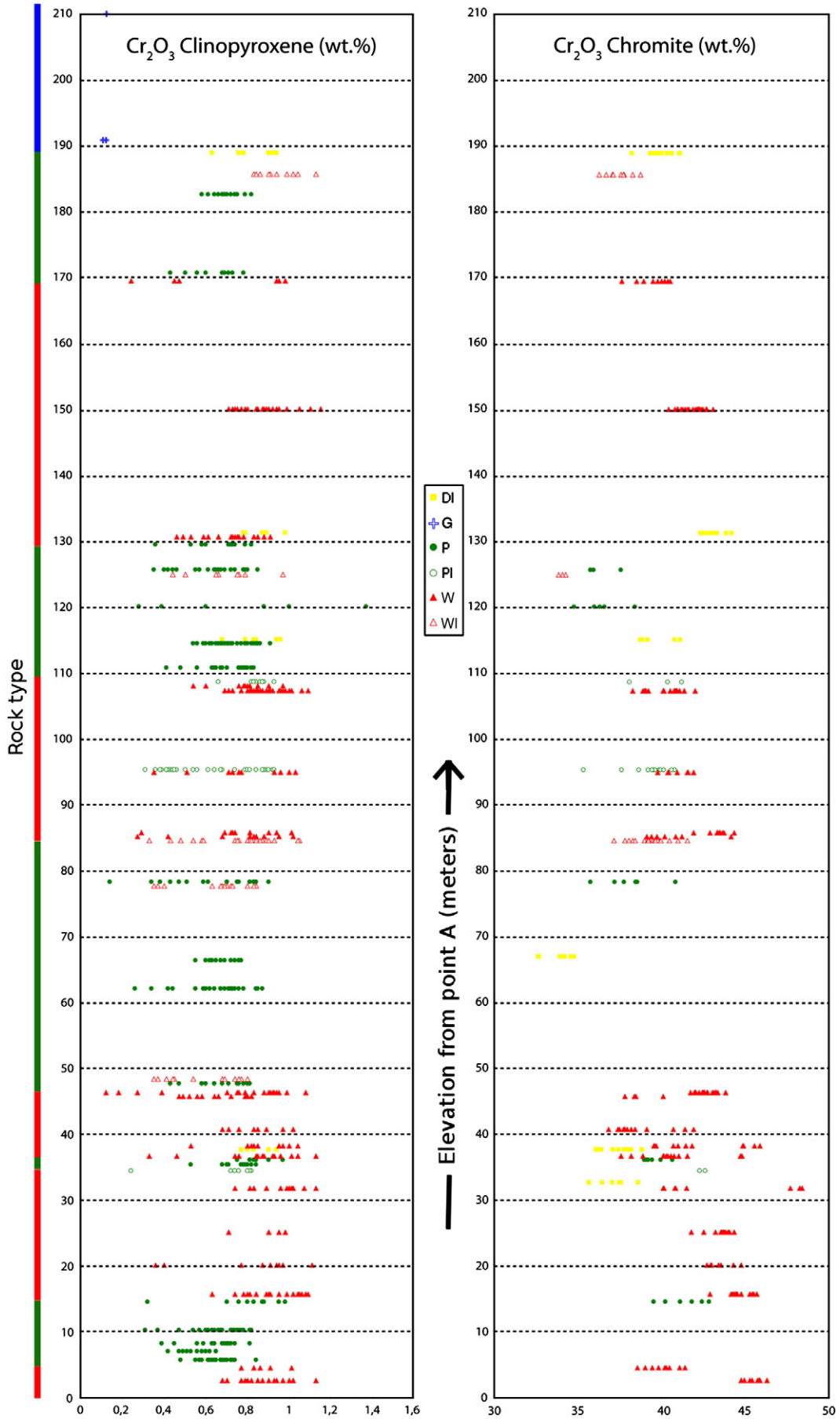


Fig. 7. Stratigraphic variations of Cr_2O_3 (wt.%) in clinopyroxene (left) and Cr-spinel from the southern outcrop (symbol signification is the same as Fig. 6).

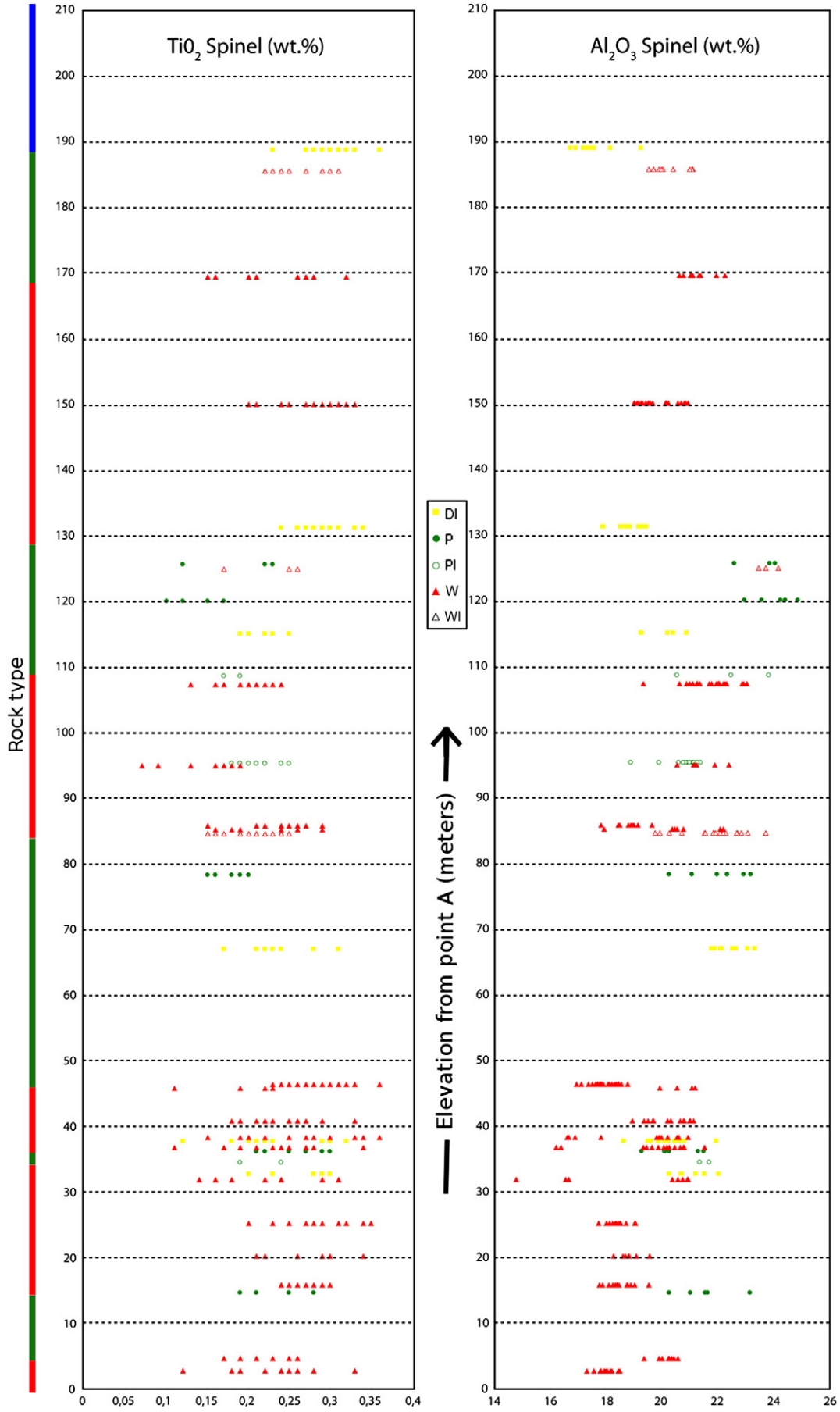


Fig. 8. Stratigraphic variations of TiO_2 (left) and of Al_2O_3 (right) in Cr-spinel from the southern outcrop (symbol signification is the same as Fig. 6).

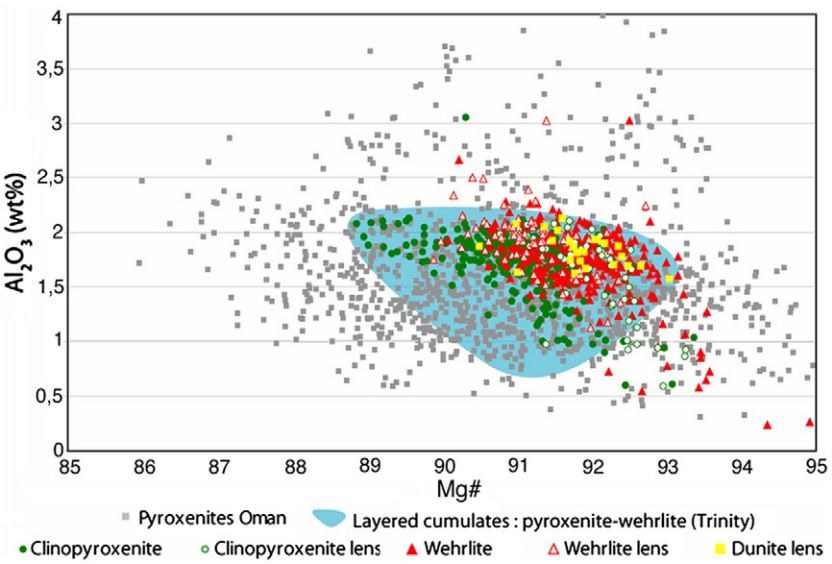


Fig. 9. Variations of Al_2O_3 versus Mg# [100 × Mg/(Mg + Fe_{tot})] in clinopyroxene from the southern outcrop compared to those of ultramafic crustal cumulates and pyroxenite mantle dykes of the Trinity ophiolite (Ceuleneer and le Sueur, 2008) and to pyroxenitic mantle dykes of Oman (Python and Ceuleneer, 2003). Gabbros have lower Mg# and so do not appear in the diagram (Al_2O_3 contained between 1.49 and 2.28, Mg# between 80 and 82.7. See Appendix).

The Cr# is broadly correlated with the Fo of olivine, although the scatter in this diagram (not shown) is quite high.

6. Discussion and conclusions

This study has shown that visible and near-infrared reflectance data are of great help in detecting lithologies that may be overlooked during the geological mapping of large areas (~1000 km^2) due to their resemblance to other, more common, rock types. An airborne hyperspectral survey of the Maqsad area has allowed us to establish the presence of clinopyroxene-rich ultramafic cumulates — an occurrence which has not been previously documented, nor expected, in this essentially gabbroic environment. These ultramafic cumulates are distributed in off-axis positions on both sides of the Maqsad paleo-ridge axis.

6.1. Crystallization history

The Maqsad ultramafic cumulates have primitive compositions as attested by the high Mg# (i.e. Fo) of their olivines and by the high Mg# and Cr content of their clinopyroxenes. The 0.02–0.03 difference in the Mg# of clinopyroxene and olivine is typical of cumulate phases in equilibrium with the same melt (e.g. Grove et al., 1992). The most primitive among these melts were close to equilibrium with mantle

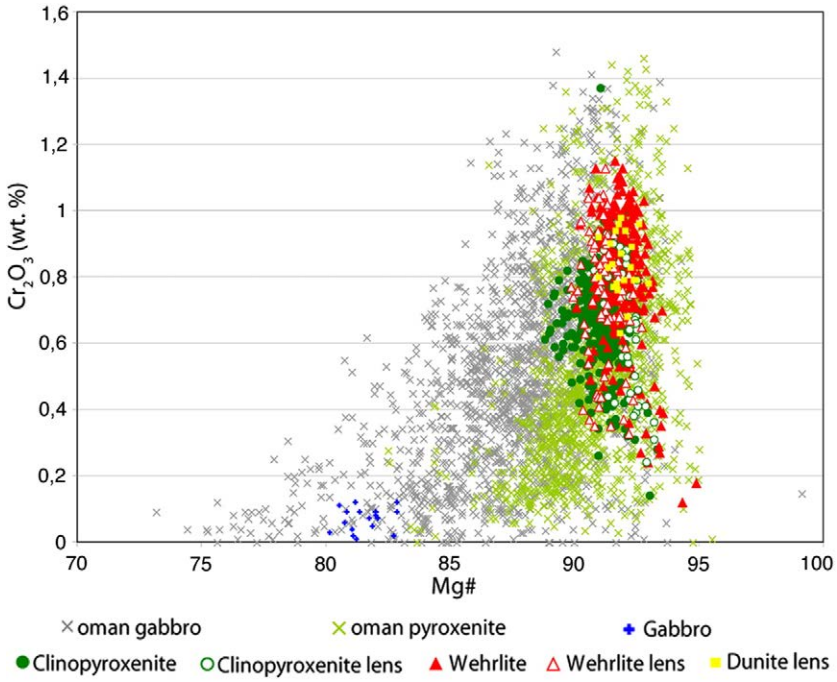


Fig. 10. Variations of Cr_2O_3 versus Mg# [100 × Mg/(Mg + Fe_{tot})] in clinopyroxene from the southern outcrop compared to Oman pyroxenite mantle dykes and Oman gabbros (layered gabbros and mantle dykes) (Python and Ceuleneer, 2003; Abily and Ceuleneer, unpub. data).

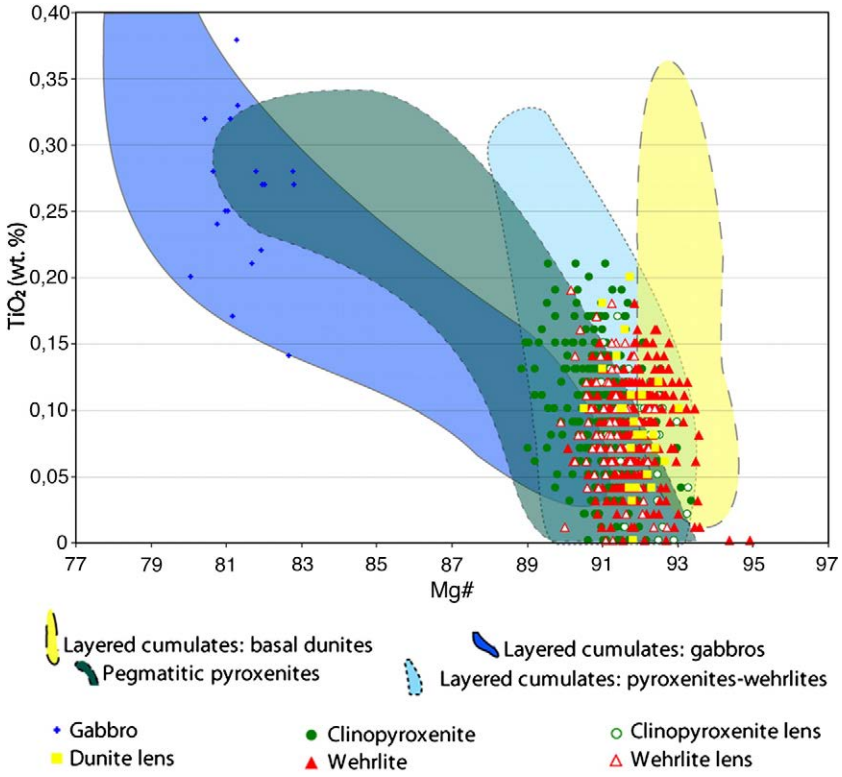


Fig. 11. Variations in TiO_2 versus Mg# [$100 \times Mg/(Mg + Fe_{tot})$] in clinopyroxene from the southern outcrop compared to various lithologies from the Trinity ophiolite (Ceuleneer and le Sueur, 2008).

peridotite, while the most evolved ones have undergone only moderate degrees of fractional crystallization. The degree of fractional crystallization is, on average, slightly higher in the cumulates from the northern outcrop than in those from the southern outcrop (Fig. 12).

The construction of thick, continuous sequences of primitive cumulates implies frequent refilling of a magma chambers with melts extracted from the mantle. The alternation of mega-layers of clinopyroxene-poor and clinopyroxene-rich cumulates is most likely related to complex cycles of refilling, compaction–migration, and/or fractional crystallization (Fig. 13). The maximum Mg# values are not found at the base of the olivine-rich (wehrlitic) mega-layers nor are the minimum values located at the top of clinopyroxenite mega-layers, as might be expected from fractional crystallization models. The most evolved cumulates are preferentially found in the middle of

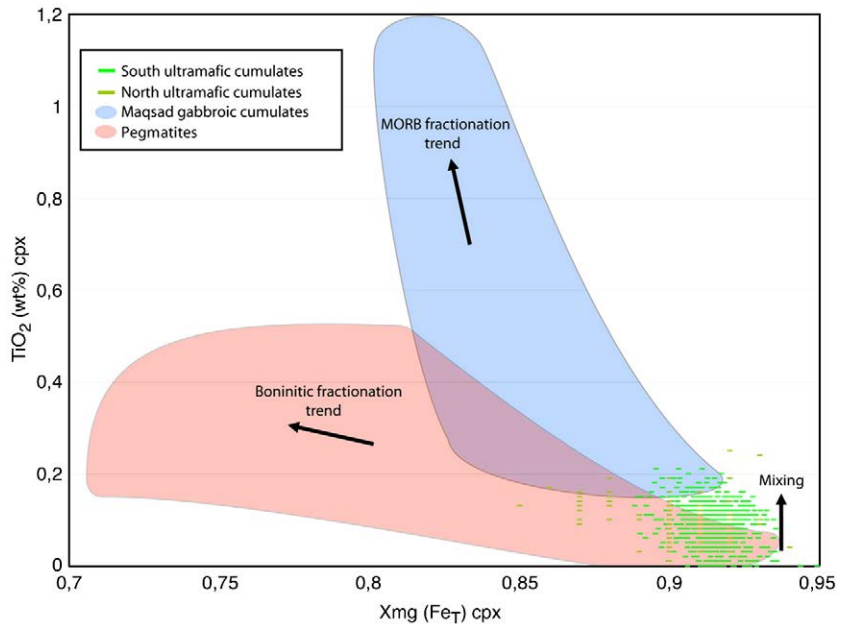


Fig. 12. Variations of TiO_2 versus Mg# [$100 \times Mg/(Mg + Fe_{tot})$] in clinopyroxene from the southern and northern outcrops. Values are compared to those of the pegmatitic dykes surrounding the northern outcrop (defining the "boninitic fractionation trend") and to those of layered gabbroic cumulates cropping out in along the axis of the Maqsad paelo-spreading structure (defining the "MORB fractionation trend"). The fields were constructed with data from Benoit et al. (1999) and with as yet unpublished data.

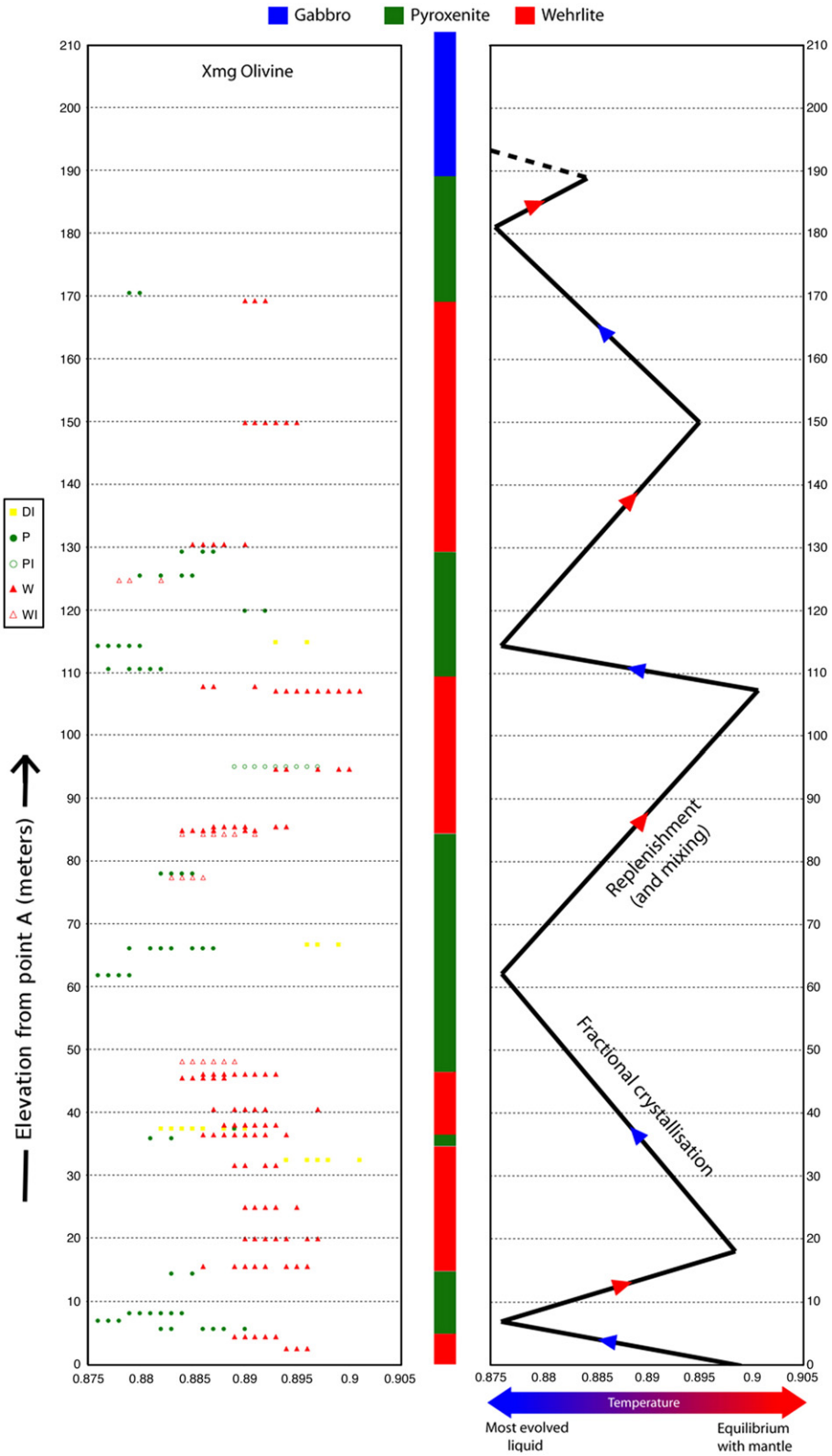


Fig. 13. Left column: Mg#/100 variations in olivine along the cross-section. Right column: interpretation of this trend (together with those presented in Figs. 6–8) in terms of successive stages of replenishment, mixing and fractional crystallization.

clinopyroxenite mega-layers. The most primitive cumulates do not systematically occur at uniform distances from the lithological transitions, and can occur at the base, at the top or in the middle of wehrlitic mega-layers. This may be due to progressive mixing between evolved and primitive melts: although the chemical parameters like Mg# and Cr# evolve gradually as the mixing progresses. The introduction of a primitive melt batch does not immediately affect the proportions of crystallizing phases; this change occurs later on, when the melt, evolving on a given cotectic line of the phase diagram, reaches a new cotectic line. In addition to variations in major element

composition, the water activity in the magma is another parameter that may influence the position and nature of the cotectic lines.

The number of these refilling episodes can be deduced from the undulating patterns observed in the geochemical log (Fig. 6). In Fig. 13, we propose an interpretation of this "stratigraphic" evolution in terms of cycles of replenishment and fractional crystallization. It appears that four cycles contributed to the formation of the 200 m section exposed in this outcrop. As mentioned above, the refilling events do not induce an abrupt kink in Mg# and in other chemical parameters diagnostic of fractional crystallization. The resetting to primitive values occurs progressively in a transition zone of up to 50 m. A simple explanation for this observation would be that the refilling is not a sudden event. The delivery of primitive melts into the magma chamber could be more or less continuous, although its rate would not be constant. Intervals of decreasing Mg# would correspond to low rates of injection, i.e. periods where the low melt supply cannot balance the overall cooling of the magma chamber. Conversely, intervals of increasing Mg# would correspond to periods of higher rates of melt supply with efficient mixing leading to progressive resetting of the magma composition to primitive values. Alternatively, the delivery of primitive melts may be quite sudden but the mixing between these melts and the more evolved melt, stagnating in the magma chamber, may not be instantaneous. Another and more complex way to account for the observed systematic shift between the mineralogical transitions and the discontinuities in the geochemistry is to invoke compaction of the cumulus minerals (olivine + clinopyroxene), extraction of the evolved inter-cumulus melt from the compacting layers and the migration of this melt in the less compacted overlying layers leading to what has been called "infiltration metasomatism" (cf. Irvine, 1980).

Whatever the details of the petrological processes, the first order, robust conclusion remains: several large batches of primitive melt extracted from the mantle were injected in the shallow lithosphere and in the lower crust around the Maqsad diapir. Fractional crystallization of these melts has led to the formation of ultramafic, essentially wehrlitic–clinopyroxenitic cumulates. The degree of fractional crystallization was moderate (less than 10%) as indicated by the slight evolution of the Mg/(Mg + Fe) ratio of the cumulus minerals. Consequently, the total volume of melt that was injected exceeds, by at least one order of magnitude, the volume of the presently exposed rocks. Although an accurate quantitative determination of this volume would be difficult given the number of unknowns and poorly constrained parameters, a few cubic kilometres of melt looks a realistic estimate.

6.2. Nature of the parent melt of the ultramafic cumulates

The abundant crystallization of wehrlites and clinopyroxenites at low pressure requires parental melts rich in MgO, CaO and SiO_2 and poor in Al_2O_3, and possibly water, relative to tholeiitic melts of MORB affinity. Primitive high-Ca boninite is the best present-day analog of these parental melts. These lavas have been sampled along the Tonga trench, i.e. in an intra-oceanic subduction zone environment (Falloon and Crawford, 1991). Their phenocryst assemblage is composed of olivine + clinopyroxene + orthopyroxene + Cr-spinel; high-An plagioclase is present in the most evolved lavas. The analogy is also supported by similarities in the mineral composition of Oman ultramafic cumulates and phenocrysts of high-Ca boninites indicating that they are derived from a refractory mantle source. Oman Cr-spinel that crystallized in equilibrium with olivine and clinopyroxene to form the ultramafic cumulates has Cr# values ranging from 0.6 to 0.7 which are high compared to typical values for Cr-spinel crystallizing from MORB, that have Cr# scattered around an average value of ~0.5 (e.g. Arai et al., 2006; Python et al., 2008). However the compositional fields of Cr-spinel from MORB and boninites largely overlap and the high Cr# values of our ultramafic cumulates are in the intersection between these two fields; accordingly the value of Cr# alone is not sufficient to infer the composition of their source. However, other parameters (e.g. the low concentrations of Ti in both clinopyroxene and Cr-spinel and the low concentration of Al in clinopyroxene) point to parental melts derived from quite depleted peridotites. These depleted compositions are much closer to those encountered in cumulates from supra-subduction zone ophiolites and in phenocrysts of present-day boninites than in MORB cumulates or phenocrysts (e.g. Dick et al., 1991; Falloon and Crawford, 1991; Murton et al., 1992; van der Laan et al., 1992; Ross and Elthon, 1997; Natland and Dick, 2001, Dantas et al., 2007; Python et al., 2008; Ceuleneer and le Sueur, 2008).

A puzzling difference between the Maqsad ultramafic cumulates and supra-subduction zone boninites is the lack of orthopyroxene in the cumulates, in contrast to its ubiquitous occurrence in boninites. Orthopyroxene, frequently associated with high-An plagioclase is, however, abundant in the pegmatites surrounding the ultramafic cumulates. Trace element and isotopic evidence led us to propose that the parent melts of these pegmatites are derived from hydrated melting of a thin, altered lithospheric lid triggered by the rise of a hot asthenospheric diapir to a shallow depth (Benoit et al., 1999). The absence of orthopyroxene from the wehrlitic–clinopyroxenite cumulates indicates subtle but significant differences between their parent melts and those of the pegmatites, although the two are certainly co-genetic given their close association in the field. We consider that the pegmatites (websterites and gabbronorites) crystallized from a "pure" boninite-like endmember while the wehrlites and clinopyroxenites are cumulates from hybrid melts formed by mixing between lithospheric melts and MORB extracted from the Maqsad diapir. MORB are poorer in silica than boninites, which would contribute to the displacement of the crystallization path away from a cotectic involving orthopyroxene. As long as the contribution of MORB remains moderate, it will not significantly affect the generally depleted characteristic of the resulting melt. Trace element and isotopic data are necessary to further constrain the exact nature of the melts and of the mantle source that led to the formation of Maqsad ultramafic cumulates, and to test and quantify the validity of the mixing hypothesis.

The abrupt, but magmatic, transition to the gabbros capping the ultramafic sequence records a drastic and sudden change in the nature of the melt supplying the magma chamber. These gabbros are formed from a much more evolved melt than the parent melts of ultramafic cumulates in terms of Mg# and Cr contents, and crystallized along the plagioclase + clinopyroxene cotectic, typical of evolved MORB (Dick et al., 1991; Ross and Elthon, 1997; Natland and Dick, 2001).

6.3. Tectonic setting for the genesis of the ultramafic cumulates

It may be tempting to relate the occurrence of thick sequences of clinopyroxenite and wehrlites to petrological processes developing in the subduction factory. A simple interpretation would be to consider that their genesis is independent of the formation of the gabbroic Oman crust, and to interpret them as "late intrusive", following classical views concerning the genesis of ultramafic crustal lithologies of Oman (e.g., Lippard et al., 1986; Reuber, 1988; Ernewein et al., 1988). In these models, the Oman ophiolite would have recorded a polygenetic history, form an early accretion stage along an ocean-spreading centre (mid-ocean ridge or back-arc basin), to a late stage where water introduction into the mantle and the production of boninitic melts was a natural consequence of subduction and/or thrusting (e.g. Ernewein et al., 1988; Umino et al., 1990; Ishikawa et al., 2002).

In the case considered in the present study, however, it clearly appears that the ultramafic crustal lithologies are not randomly located relative to a former mantle diapir containing MORB melts. This strongly supports the view that the formation of the cumulate clinopyroxenites and wehrlites is related to the emplacement of this diapir, and that the ultramafic cumulates and the gabbroic cumulates forming the bulk of the crustal section in the Maqsad area are co-genetic.

The ultramafic cumulates cropping out in mantle peridotites (Northern outcrop) lack a high-temperature plastic deformation overprint. This indicates that they crystallized after the accretion of the asthenospheric (i.e. flowing) mantle into the lithosphere. On the other hand, they are presently restricted to an off-axis setting on both sides of the Maqsad paleo-ridge — although these structural relationships are complicated by the Muqbariah shear zone in the case of the southern outcrop. These structural observations, together with the petrological constraints, can be used to propose a possible scenario illustrated in Fig. 14. Following a period of magma-starved spreading, the Maqsad asthenospheric diapir reached shallow depths beneath the ridge and impinged on a formerly accreted and hydrothermally altered lithospheric lid. Evidence for penetration of very high temperature hydrothermal fluids at mantle depths is abundant in this area (Leblanc et al., 1991; Python et al., 2007). The temperature in partially molten asthenospheric diapirs beneath mid-ocean ridges is classically estimated around 1300 °C. This is significantly above the low pressure (~0.2 MPa) wet solidus of residual peridotites that would be refractory in dry conditions (≤~1000 °C, e.g. Wyllie, 1988). Hydrated melting of the lithosphere will lead to the formation of melts ultra-depleted in incompatible elements but enriched in silica and water. Low-degree melting will produce trondhjemitic melts (e.g. Koepke et al., 2007) while higher degrees of melting will lead to the formation of melts rich in both silica and MgO, similar to boninites (e.g. Falloon and Crawford, 1991). The trondhjemitic pods with high-An% plagioclase scattered in the mantle section of the Maqsad area have been attributed to such processes and may record the stage of incipient hydrated melting of the altered, depleted peridotites (Amri et al., 1996). As melting proceeded, the lithospheric melts became boninitic-like in composition (Benoit et al., 1999). At this stage, the melt production was high enough to trigger hydraulic fracturing of the surrounding mantle rocks; however, due to the low ambient temperature, these melts were not able to migrate over long distances and crystallized *in situ* as pegmatitic dykes (cf. O'Driscoll et al., 2007).

The Maqsad diapir was saturated with MORB melts. As it continued to rise, the amount of MORB delivered at shallow depth increased, together with the surrounding temperature, leading to the formation of magma chambers when melt delivery occurred at a higher rate than crystallization. At this stage, the formation of layered cumulates became possible. The cumulates remained rich in pyroxene and devoid of plagioclase as long as the contribution of MORB was moderate relative to the one of the boninitic melts. Mixing between MORB and boninitic-like melts may account for the pronounced scatter in the incompatible elements content of clinopyroxene in the ultramafic cumulates. This is supported by the Ti content of these clinopyroxenes which are intermediate between the ultra-depleted values characterizing the most primitive pegmatites and the higher values typical of primitive MORB cumulates (Fig. 12).

As spreading continued, the contribution of MORB to the refilling of the magma chamber increased and gabbros started to crystallize. The magmatic discordance between the primitive ultramafic cumulates and the quite evolved gabbro observed in the southern outcrop, likely results from complex interactions between the dynamics of melt delivery and petrological evolution in the magma chamber and/or in the underlying mantle plumbing system. The Maqsad asthenospheric diapir eventually reached Moho level and at this stage, the lithospheric lid was fully eroded and the axial magma chamber only contained MORB-type melts. Although they formed in the lithosphere in an axial position, the ultramafic cumulates were passively transposed to off-axis positions, where they can be observed at present. This transposition does not imply plastic deformation since these ultramafic cumulates crystallized in the shallowest part of the mantle and at the base of the crust where the mantle was quickly cooled by hydrothermal circulation and this thin lithospheric lid was passively rafted away from axial position.

The hypothesis described above provides a possible explanation for the puzzling observation that although cumulates derived from andesitic melts are not common features along present-day mid-ocean ridges, they do exist (e.g. Nonnotte et al., 2005). Models of oceanic spreading need to take this observation into account.

Acknowledgments

We are very indebted to Dr. Hilal Al Azri from the Ministry of Commerce and Industry of Oman for his support for the organization of our airborne survey and to Dr. Sabine Chabrillat for her invaluable contribution to the initiation of the project. The interpretation of the hyperspectral data has benefited from collaboration with Patrick Launeau, Serge Chevrel, Christine Rosemberg, Regis Roy and Jean-Philippe Combe. Thin sections were produced by Fabienne de Parseval

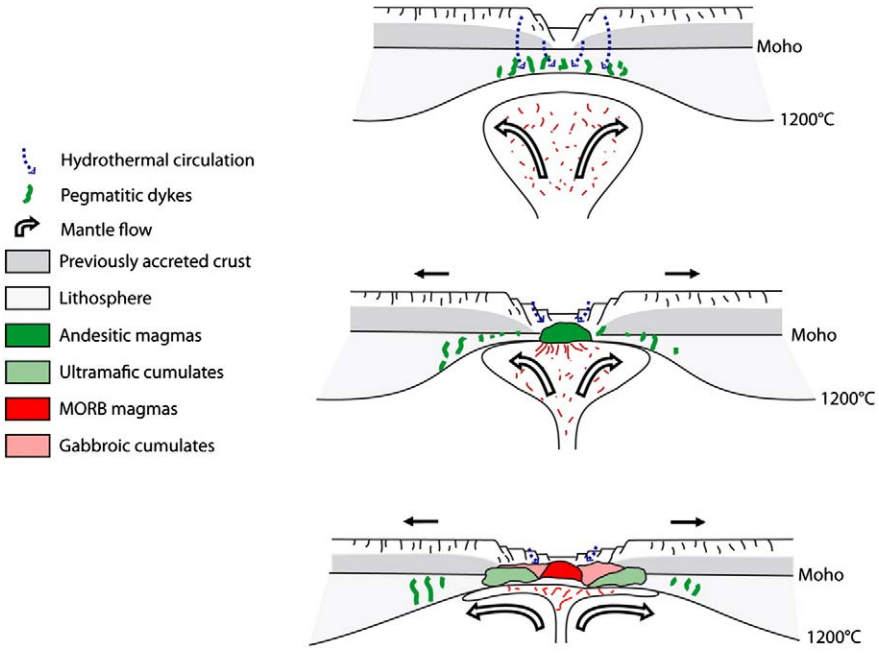


Fig. 14. Simplified sketch illustrating the proposed scenario for the formation of the Maqsad ultramafic cumulates in relation to mantle diapirism.

and Jean-François Ména. Philippe de Parseval was of great help in performing the microprobe analyses. Constructive comments by Laurence Coogan and by an anonymous reviewer contributed to improve our manuscript. Financial support was provided by the Centre National de la Recherche Scientifique (France).

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at doi:10.1016/j.lithos.2009.09.002.

References

Adachi, Y., Miyashita, S., 2003. Geology and petrology of the plutonic complexes in the wadi Fizh area: multiple magmatic events and segment structure in the northern Oman ophiolite. Geochemistry Geophysics Geosystems 4 (9), 8619. doi:10.1029/2001GC000272.

Adams, J.B., 1974. Visible and near IR diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system. Journal of Geophysical Research 79 (32), 4829–4836.

Adams, J.B., 1975. Infrared and Raman Spectroscopy of Lunar and Terrestrial Materials. Ch. Interpretation of Visible and Near-infrared Diffuse Reflectance Spectra of Pyroxenes and Other Rock Forming Minerals. New York Academic Press, pp. 91–116.

Amri, I., 1995. Etude pétrologique et structurale d'une dorsale océanique fossile, Massif de Sumail (ophiolite d'Oman). Implications pour les mécanismes d'accrétion océanique, Ph.D. thesis, 199 p., Toulouse University, France.

Amri, I., Benoit, M., Ceuleneer, G., 1996. Tectonic setting for the genesis of oceanic plagiogranites: evidence from a paleo-spreading structure in the Oman ophiolite. Earth and Planetary Science Letters 139, 177–194.

Arai, S., Kadoshima, K., Morishita, T., 2006. Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels. Journal of the Geological Society of London 163, 1–11.

Benn, K., Nicolas, A., Reuber, I., 1988. Mantle-crust transition zone and origin of wehrlitic magmas: evidence from the Oman ophiolite. Tectonophysics 151, 75–85.

Benoit, M., Ceuleneer, G., Polvé, M., 1999. The remelting of hydrothermally altered peridotite at mid-ocean ridges by intruding mantle diapirs. Nature 402, 514–518.

Benoit, M., Polvé, M., Ceuleneer, G., 1996. Trace element and isotopic characterization of mafic cumulates in a fossil mantle diapir (Oman ophiolite). Chemical Geology 134, 199–214.

Boardman, J.W., 1998. Post-ATREM polishing of AVIRIS apparent reflectance data using EFFORT: a lesson in accuracy versus precision. Summaries of the Seventh JPL Airborne Earth Science Workshop 1, 53.

Boudier, F., Bouchez, J.-L., Nicolas, A., Cannat, M., Ceuleneer, G., Misseri, M., Montigny, M., 1985. Kinematics of oceanic thrusting in the Oman ophiolite. Model of plate convergence. Earth and Planetary Science Letters 75, 215–222.

Boudier, F., Ceuleneer, G., Nicolas, A., 1988. Shear zones, thrusts and related magmatism in the Oman ophiolite: initiation of thrusting on an oceanic ridge. Tectonophysics 151, 275–296.

Browning, P., 1990. Cryptic variation within the cumulate sequence of the Oman ophiolite: magma chamber depth and petrological implication. In: Malpas, et al. (Ed.), Ophiolites — Oceanic crustal analogue. Geol. Surv. Dep., Cyprus, Nicosia, pp. 71–82.

Burns, R.G., 1993. Mineralogical Applications of Crystal Field Theory, 2nd Edition. Cambridge University Press.

Ceuleneer, G., 1991. Evidence for a Paleo-spreading Center in the Oman Ophiolite: Mantle Structures in the Maqsad Area. In: Peters, Tj., et al. (Ed.), Ophiolite Genesis and Evolution of Oceanic Lithosphere. Kluwer Academic Press, pp. 149–175.

Ceuleneer, G., le Sueur, E., 2008. The Trinity ophiolite (California): the strange association of fertile mantle peridotite with ultra-depleted crustal cumulates. Bulletin de la Société Geolique de France 179 (5), 503–518.

Ceuleneer, G., Monnereau, M., Amri, I., 1996. Thermal structure of a fossil mantle diapir inferred from the distribution of mafic cumulates. Nature 379, 149–153.

Ceuleneer, G., Nicolas, A., Boudier, F., 1988. Mantle flow patterns at an oceanic spreading centre: the Oman peridotites record. Tectonophysics 151, 1–26.

Chabrillat, S., Pinet, P.C., Ceuleneer, G., Johnson, P.E., Mustard, J.F., 2000. Ronda peridotite massif: methodology for its geological mapping and lithological discrimination from airborne hyperspectral data. International Journal of Remote Sensing 21 (12), 2363–2388.

Chevrel, S., Pinet, P., 1992. Revisited geology of Gassendi crater from earth-based near-infra-red multispectral solid-state imaging. Proceedings of the Lunar and Planetary Science Conference XXII, 249–258.

Clenet, H., Pinet, P.C., Daydou, Y., Heuripeau, F., Rosemberg, C., Ceuleneer, G., 2008. A sytematic testing approach using the Modified Gaussian Model (MGM) for mafic mineralogy mapping in natural conditions (Earth, Mars). Proceedings of the Lunar and Planetary Science Conference XXXIX.

Coleman, R.G., 1981. Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. Journal of Geophysical Research. 86, 2497–2508.

Combe, J.-P., Launeau, P., Pinet, P., Despan, D., Harris, E., Ceuleneer, G., Sotin, C., 2006. Mapping of an ophiolite complex by high-resolution visible-infrared spectrometry. Geochemistry Geophysics Geosystems 7, Q08001.

Cord, A., Pinet, P.C., Daydou, Y., Chevrel, S.D., 2005. Experimental determination of the surface photometric contribution in the spectral reflectance deconvolution processes for a simulated Martian regolithic target. Icarus 175, 78–91.

Dantas, C., Ceuleneer, G., Grégoire, M., Python, M., Freydier, R., Warren, J., Dick, H.J.B., 2007. Pyroxenites from the southwest Indian ridge, 9–16 E: cumulates from incremental melt fractions produced at the top of a cold melting regime. Journal of Petrology 48, 647–660.

Denniss, A.M., Rothery, D.A, Ceuleneer, G., Amri, I., 1994. Lithological Discrimination Using Landsat and JERS-1 SWIR Data in the Oman Ophiolite. Tenth Thematic Conference on Geological Remote Sensing. Environmental Research Institute of Michigan, San Antonio, Texas.

Dick, H.J.B., Meyer, P.S., Bloomer, S., Kirby, S., Stakes, D., Mawer, C., 1991. Lithostratigraphic Evolution of an In-situ Section of Oceanic Layer 3. In: Von Herzen, R.P., Robinson, P.T., et al. (Eds.), Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results, 118, College Station, Texas, U.S.A, pp. 439–538.

Ernewein, M., Whitechurch, H., 1986. Les intrusions ultrabasiques de la séquence crustale de l'ophiolite d'Oman: un évènement témoin de l'extinction d'une zone d'accrétion océanique? Compte Rendu de l'Académie des Sciences Paris 303, 379–383.

Ernewein, M., Pflumio, C., Whitechurch, H., 1988. The death of an acretion zone as evidenced by the magmatic history of the Sumail ophiolite (Oman). Tectonophysics 151, 247–274.

Falloon, T.J., Crawford, A.J., 1991. The petrogenesis of high-calcium boninite lavas dredged from the northern Tonga ridge. Earth and Planetary Science Letters 102, 375–394.

Gao, B.-C., Heidebrecht, K.B., Goetz, A.F., 1993. Derivation of scaled surface reflectances from AVIRIS data. Remote Sensing of Environment 44, 165–178.

Glennie, K.W., Boeuf, M.G.A., Hughes-Clark, M.W., Moody-Stuart, M., Pilaar, W.F.H., Reinhardt, B.M., 1973. Late cretaceous nappes in Oman mountains and their geologic evolution. American Association of Petroleum Geologist Bulletin 57, 5–27.

Glennie, K.W., Boeuf, B.G., Hugues Clarke, M.W., Moody-Stuart, M., Pilaar, W.F., Reinhard, T.M., 1974. Geology of the Oman mountains. Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap 31, 423.

Goetz, A.F., Vane, G., Solomon, J.E., Rock, B.N., 1985. Imaging spectrometry for Earth remote sensing. Science 228 (4704), 1147–1153.

Godard, M., Bosch, D., Einaudi, F., 2006. A MORB source for low-Ti magmatism in the Semail ophiolite. Chemical Geology 234, 58–78.

Grove, T.L., Kinzler, R.J., Bryan, W.B., 1992. Fractionation of Mid-ocean Ridge Basalt. In: Morgan, J.P., Blackman, D.K., Sinton, J.M. (Eds.), Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges: Washington D.C: American Geophysical Union Monograph, vol. 71, pp. 281–311.

Hunt, G.R., 1977. Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. Geophysics 42, 501–513.

Hunt, G.R., Salisbury, J.W., 1970. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks, I, silicate minerals. Modern Geology 1, 283–300.

Hunt, G.R., Salisbury, J.W., Lenhoff, C.J., 1973. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks, IV, additional silicates. Modern Geology 4, 65–106.

Hutin, G., Bechennec F., Beurrier M. and Rabu D., 1986. Geological map of Birkat al Mawz, Sheet NF 40-7B, Scale 1:100,000, Explanatory Notes, Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.

Irvine, T.N., 1980. Magmatic infiltration metasomatism, double-diffusive fractional crystallization, and adcumulus growth in the Muskox intrusion and other layered intrusions. In: Hargraves, R.B. (Ed.), Physics of Magmatic Processes. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, p. 325-283.

Ishikawa, T., Nagaishi, K., Umino, S., 2002. Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc. Geology 30, 899–902.

Jousselin, D., Nicolas, A., Boudier, F., 1998. Detailed mapping of a mantle diapir below a paleo-spreading center in the Oman ophiolite. Journal of Geophysical Research 103, 18153–18170.

Juteau, T., Beurrier, M., Dahl, R., Nehlig, P., 1988. Segmentation at a fossil spreading axis: the plutonic sequence of the wadi Haymiliyah area (Haylayn block, Sumail nappe, Oman). Tectonophysics 151, 167–197.

Kelemen, P.B., Koga, K., Shimizu, N., 1997. Geochemistry of gabbro sills in the crust/mantle transition zone of the Oman ophiolite: implications for the origin of the oceanic lower crust. Earth and Planetary Science Letters 146, 475–488.

Koepke, J., Berndt, J., Feig, S.T., Holtz, F., 2007. The formation of SiO_2-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros. Contributions to Mineralogy and Petrolology 153, 67–84.

Koga, K.T., Kelemen, P.B., Shimizu, N., 2001. Petrogenesis of the crust-mantle transition zone and the origin of lower crustal wehrlite in the Oman ophiolite. Geochemistry Geophysics Geosystems 2 2000GC0000132.

Lippard, S.J., Shelton, A.W. et Gass, I.G., 1986. The ophiolite of Northern Oman, Geological Society of London Memoir, 11, 178 p.

Launeau, P., Sotin, C., Girardeau, J., 2002. Cartography of the Ronda peridotite (Spain) by hyperspectral remote sensing. Bulletin de la Société Géologique de France 173 (6), 491–508.

Launeau, P., Girardeau, J., Sotin, C., Tubia, J.M., 2004. Comparison between field measurements and airborne visible and infrared mapping spectrometry (AVIRIS and HyMap) of the Ronda peridotite massif (south-west Spain). International Journal of Remote Sensing 25 (14), 2773–2792.

Leblanc, M., Ceuleneer, G., Al Azri, H., Jedwab, J., 1991. Concentration hydrothermale de Pd et de Pt dans les péridotites mantellaires du complexe ophiolitique d'Oman. Compte Rendus Académie des Sciences 312 (II), 1007–1012.

MacLeod, C.J., Yaouancq, G., 2000. A fossil melt lens in the Oman ophiolite: implications for magma chamber processes at fast spreading ridges. Earth and Planetary Science Letters 176, 357–373.

Montigny, R., Le Mer, O., Thuizat, R., Whitechurch, H., 1988. K–Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ study of metamorphic rocks associated with the Oman ophiolite: tectonic implications. Tectonophysics 151, 345–362.

Murton, J.B., Peate, D.W., Arculus, R.J., Pearce, J.A., van der Laan, S., 1992. Trace-element Geochemistry of Volcanic Rocks from Site 786: The Izu–Bonin Forearc. In: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B., et al. (Eds.), Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125, College Station, Texas, U.S.A, pp. 211–235.
Natland, J.H., Dick, H.J.B., 2001. Formation of the lower ocean crust and crystallization of gabbroic cumulates at a very slowly spreading ridge. Journal of Volcanology and Geothermal Research 110, 191–233.
Nicolas, A., 1989. Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Kluwer.
Nicolas, A., Reuber, I., Benn, K., 1988. A new magma chamber model based on structural studies in the Oman ophiolite. Tectonophysics 151, 87–105.
Nonnotte, P., Ceuleneer, G., Benoit, M., 2005. Genesis of andesitic–boninitic magmas at mid-ocean ridges by melting of hydrated peridotites: geochemical evidence from DSDP Site 334 gabbronorites. Earth and Planetary Science Letters 236, 632–653.
O'Driscoll, B., Donaldson, C.H., Troll, V.R., Jerram, D.A., Emeleus, H., 2007. An origin for harrisitic and granular olivine in the Rum layered suite, NW Scotland: a crystal size distribution study. Journal of Petrology 48, 253–270.
Pallister, J.S., Hopson, C.A., 1981. Samail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variations, cryptic variation and layering, and a model of a spreading Ridge magma chamber. Journal of Geophysical Research 86, 2593–2644.
Pearce, J.A., Alabaster, T., Shelton, A.W., Searle, M.P., 1981. The Oman ophiolite as a cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. Philosophical Transactions of the Royal Society of London 300, 299–317.
Pinet, P.C., Kaufmann, C., Hill, J., 2006a. Imaging spectroscopy of changing Earth's surface: a major step toward the quantitative monitoring of land degradation and desertification. Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, C.R. Geosciences. doi:10.1016/ j.crte.2006.09.012.
Pinet, P., Harris, E., Python, M., Ceuleneer, G., Launeau, P., Daydou, Y., Cord, A., Al Azri, H., Chabrillat, S., Lenot, X., Chevrel, S., 2003. Hyperspectral Remote Sensing Approach for Rock Surface Mineralogy Mapping in Arid Environment. IUGG XXXIII General Assembly, International Union of Geodesy and Geophysic, Sapporo, Japan.
Pinet, P.C., Clenet, H., Rosemberg, C., Ceuleneer, G., Heuripeau, F., Harris, E., Daydou, Y., Baratoux, D., Chevrel, S., Launeau, P., Combes, J-P, LeMouelic, S, Sotin, C., 2006b. Mantle Rock Surface Mineralogy Mapping in Arid Environment from Imaging Spectroscopy: The Case of the Maqsad Peridotitic Massif in Oman and Implications for the Spectroscopic Study of Exposed Mafic Units on Mars, LPSC 37th, Houston, # 1346.
Pouchou, J.-L., Pichoir, F., 1985. "PAP" phi-rho-Z Procedure for Improved Quantitative Microanalysis. In: Armstrong, J. (Ed.), Microbeam Analysis. San Francisco Press, San Francisco, pp. 104–106.
Python, M., Ceuleneer, G., 2003. Nature and distribution of dykes and related melt migration structures in the mantle section of the Oman ophiolite. Geochemistry Geophysics Geosystems 4 (7), 8612. doi:10.1029/2002GC000354.
Python, M., Ceuleneer, G., Ishida, Y., Barrat, J.-A., Arai, S., 2007. Oman diopsidites: a new lithology diagnostic of very high temperature hydrothermal circulation in mantle peridotite below oceanic spreading centres. Earth and Planetary Science Letters 255, 289–305.
Python, M., Ceuleneer, G., Arai, S., 2008. Cr-spinel in mafic–ultramafic mantle dykes: evidence for a two-stage melt production during the evolution of the Oman ophiolite. Lithos 106, 137–154.
Rabinowicz, M., Nicolas, A., Vigneresse, J.-L., 1984. A rolling mill effect in asthenosphere beneath oceanic spreading centers. Earth and Planetary Science Letters 67, 97–108.
Rabinowicz, M., Ceuleneer, G., Nicolas, A., 1987. Melt segregation and asthenospheric flow in diapirs below spreading centers: evidence from the Oman ophiolite. Journal of Geophysical Research 92, 3475–3486.
Rabu D., Bechennec F., Beurrier M. and Hutin, G., 1986. Geological map of Nakhl, Sheet NF 40-3E, Scale 1:100,000, Explanatory Notes, Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.
Reuber, I., 1988. Complexity of the crustal sequence in northern Oman ophiolite (Fizh and southern Aswad block): the effect of early slicing? Tectonophysics 151, 137–165.
Reuber, I., Nehlig, P., Juteau, T., 1991. Axial segmentation at a fossil oceanic spreading centre in the Haylayn block (Semail nappe, Oman): off-axis mantle diapir and advancing ridge tip. Journal of Geodynamics 13, 253–278.
Ross, K., Elthon, D., 1997. Cumulus and Post-cumulus Crystallization in the Oceanic Crust: Major- and Trace-element Geochemistry of Leg 153 Gabbroic Rocks. In: Karson, J.A., Cannat, M., Miller, D.J., Elthon, D. (Eds.), Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results, 153, College Station, Texas, pp. 333–350.
Roy, R., Launeau, P., Carrère, V., Pinet, P.C., Ceuleneer, G., Clénet, H., Daydou, Y., Girardeau, J., Amri, I., 2008. Geological mapping strategy using VNIR hyperspectral remote sensing: application to the Oman ophiolite (Sumail Massif). Geochemistry Geophysics Geosystems 10, Q02004. doi:10.1029/2008GC002154.
Searle, M., Cox, J., 1999. Tectonic setting, origin, and obduction of the Oman ophiolite. Geological Society of America Bulletin 111, 104–122.
Suhr, G., Hellebrand, E., Johson, K., Brunelli, D., 2008. Stacked gabbro units and intervening mantle: a detailed look at a section of IODP Leg 305, Hole U1309D. Geochemisty, Geophysics, Geosystems 9. doi:10.1029/2008GC002012.
Tilton, G.R., Hopson, C.A., Wright, J.E., 1981. Uranium–Lead isotopic ages of the Samail ophiolite, Oman with applications to Tethyan ocean ridge tectonics. Journal of Geophysical Research 86, 2763–2775.
Tippit, P.R., Pessagno, E.A., Smewing, J.D., 1981. The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Samail ophiolite. Journal of Geophysical Research 86, 2756–2762.
Umino, S., Yaai, S., Jaman, A.R., Nakamura, Y., Iiyama, J.T., 1990. The transition from spreading to subduction: evidence from the Semail ophiolite, northern Oman mountains. Geol. Surv. Dep., Cyprus, Nicosia, pp. 375–384.
van der Laan, S.R., Arculus, R.J., Pearce, J.A., Murton, B.J., 1992. Petrography, Mineral Chemistry, and Phase Relations of the Basement Boninites Series of Site 786, Izu-Bonin Forearc. In: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B., et al. (Eds.), Proc. Ocean Drilling Progam, Scientific Results, 125, College Station, Texas, U.S.A, pp. 171–201.
Varfalvy, V., Hébert, R., Bédard, J.H., Laflèche, M.R., 1997. Occurrence of primitive boninitic intrusive magmas in upper mantle rocks of the North Arm Mountain massif, Bay of Islands, Newfoundland, Canada: evidence for an arc environment. Canadian Mineralogist 35, 543–570.
Villey, M., J. Le Metour, and X. de Gramont, 1986. Geological map of Fanjah, Sheet NF 40-3F, Scale 1:100,000, Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.
Williams, Q., 1995. Mineral physics and crystallography. American geophysical union, Ch. infrared. Raman and Optical Spectroscopy of Earth Materials 291–302.
Wyllie, P.J., 1988. Magma genesis, plate tectonics and chemical differentiation of the Earth. Review of Geophysics 26, 370–404.

Title: Petrographic, geochemical and structural characteristics of the Oman ophiolite lower crust: *Implication for magmas genesis and magma chamber processes at an oceanic spreading centre.*

Abstract

My work consisted in (1) a fieldwork focused on Oman ophiolite layered cumulates, particularly in several massifs wherein this unit was largely unexplored, (2) a petrographic and geochemical study (electron microprobe and LA-ICP-MS) of about 700 samples and (3) crystallisation experiments on hydrous boninitic melts. The fifty petrographic facies defined, gabbroic and ultrabasic, are essential to scrupulously describe the Oman ophiolite lower crust. This lithological diversity is indicative of the high variability of intensive (P, T°, P_{H2O} …) and extensive (composition) parameters during magmas crystallisation within magma chambers at an oceanic spreading centre. Early orthopyroxene in primitive cumulates (XMg > 80 %) is more common that proposed by previous works and undermines some present-day ideas concerning the origin of the Oman ophiolite. I demonstrate that this lithological diversity, the orthopyroxene abundance and other petrographic and geochemical characteristics of Oman cumulates can be explained by the mixing in various proportions of two main magmas: one with tholeiitic affinity related to the partial melting of an asthenospheric source and one with andesitic to boninitic affinity related to the hydrous partial melting of a depleted lithospheric mantle source. These two magmas migrated in mantle channels ("dykes") before feeding magma chambers. The "shaker" function of magma chambers is proved in this way. The relative contribution of these two magmas evolved during the upwelling of asthenospheric diapirs within the lithosphere. Abrupt variations of the water partial pressure are also essential to explain all the observations. I evidence that syn-accretion faults, whose role in the building of the Oman ophiolite was largely underestimated, are a main vector for the penetration of hydrothermal fluids down to the crystallizing lower crust. My study also allows to better constraint the origin, still strongly discussed, of the "wehrlitic" intrusions and of the dunitic mantle/crust transition zone.

Keywords

Petrography, geochemistry, experimental petrology, electron microprobe, LA-ICP-MS, Oman ophiolite, layered cumulates, oceanic spreading centre, magma chamber, N-MORB, boninite, hydrothermal fluid, syn-accretion fault, wehrlitic intrusion, mantle/crust transition zone.

Auteur : Bénédicte ABILY
Titre : Caractéristiques pétrographique, géochimique et structurale de la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman : *Implications pour la genèse des magmas et le fonctionnement des chambres magmatiques à l'aplomb d'un centre d'expansion océanique.*
Directeurs de Thèse : Georges CEULENEER et Michel GRÉGOIRE
Date et Lieu de soutenance : Le 16 mars 2011 à la Délégation Midi-Pyrénées – CNRS

Résumé

Ce travail repose sur (1) une étude de terrain des cumulats lités de l'ophiolite d'Oman, notamment dans plusieurs massifs où cette unité restait largement inexplorée, (2) une étude pétrographique et géochimique (microsonde électronique et LA-ICP-MS) d'environ 700 échantillons et (3) une simulation en laboratoire de la cristallisation de magmas boninitiques en présence d'eau. La cinquantaine de faciès pétrographiques définie, gabbroïques et ultrabasiques, est indispensable pour décrire rigoureusement la croûte profonde omanaise. Cette variété lithologique est révélatrice de la très grande variabilité des paramètres intensifs (P, T°, P_{H2O} …) et extensifs (composition) lors de la cristallisation des magmas au sein des chambres magmatiques à l'aplomb d'un centre d'expansion océanique. L'orthopyroxène précoce dans les cumulats primitifs (XMg > 80 %) est beaucoup plus commun que ce qui était proposé jusqu'à présent, ce qui remet en cause certaines idées reçues concernant l'origine de l'ophiolite. Je démontre que cette variété lithologique, l'abondance d'orthopyroxène, et d'autres caractéristiques pétrographiques et géochimiques des cumulats d'Oman s'expliquent par le mélange, dans des proportions variables, de deux principaux magmas : un d'affinité tholéiitique issu de la fusion d'une source asthénosphérique « N-MORB », et un d'affinité andésitique à boninitique issu de la fusion hydratée d'une source lithosphérique déprimée. Ces deux magmas ont circulé dans des chenaux mantelliques (« filons ») avant d'alimenter les chambres. Le rôle de « mélangeur » des chambres magmatiques est ainsi confirmé. La contribution relative de ces deux magmas évolue au cours de l'ascension de diapirs asthénosphériques dans la lithosphère. Des variations abruptes de la pression partielle d'eau sont également indispensables pour rendre compte de l'ensemble de mes observations. Je montre aussi que les failles syn-accrétions, dont l'importance en Oman restait largement sous-évaluée, sont un vecteur principal de la pénétration de fluides hydrothermaux jusque dans la croûte profonde en cours de cristallisation. Mon étude me permet également de mieux contraindre l'origine, encore très discutée, des intrusions « wehrlitiques » et de la zone de transition dunitique.

Mots clés

Pétrographie, géochimie, pétrologie expérimentale, microsonde électronique, LA-ICP-MS, ophiolite d'Oman, cumulats lités, centre d'expansion océanique, chambre magmatique, N-MORB, boninite, fluide hydrothermal, faille syn-accrétion, intrusion wehrlitique, zone de transition.

Discipline administrative : Pétrologie - Géochimie
Laboratoire : Laboratoire Dynamique Terrestre et Planétaire (DTP) (2007 - 2010) puis Laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (GET) (début 2011) – Observatoire Midi-Pyrénées, 14 avenue Edouard Belin, 31400 TOULOUSE