



HAL
open science

Les dômes de socles HP-BT dans le domaine Pennique des Alpes nord-occidentales (massifs d'Ambin et de Vanoise Sud) : modalités de leur exhumation

Jérôme Ganne

► **To cite this version:**

Jérôme Ganne. Les dômes de socles HP-BT dans le domaine Pennique des Alpes nord-occidentales (massifs d'Ambin et de Vanoise Sud) : modalités de leur exhumation. Géologie appliquée. Université de Savoie, 2003. Français. NNT: . tel-00006944

HAL Id: tel-00006944

<https://theses.hal.science/tel-00006944>

Submitted on 22 Sep 2004

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.

THESE

Présentée devant l'UNIVERSITE de SAVOIE
Pour l'obtention du DIPLOME DE DOCTORAT



Les dômes de socles HP-BT dans le domaine Pennique des Alpes nord-occidentales (massifs d'Ambin et de Vanoise Sud) : modalités de leur exhumation

Présentée et soutenue publiquement le 27 mars 2003
Par **Jérôme GANNE**



Le massif d'Ambin

Jury

Jean-Michel Bertrand	Directeur de Thèse
Serge Fudral	Co-directeur de Thèse
Bruno Goffé	Rapporteur
Gordon Lister	Rapporteur
Jean-Marc Lardeaux	Examineur
Bruno Lombardo	Examineur
Didier Marquer	Examineur
Olivier Vidal	Examineur

- Tables des matières -

INTRODUCTION	2
1. Buts de l'étude	2
2. Organisation de ce travail	3
I. CADRE GEOLOGIQUE DE L'ETUDE ET BILAN DES CONNAISSANCES	5
1. Les différents domaines des Alpes occidentales	5
2. Les étapes majeures de l'évolution des Alpes occidentales et problèmes en suspens	7
3. Bref historique des travaux géologiques réalisés entre Vanoise Sud et Gran Paradiso	11
3.1. Le premier travail d'ensemble	11
3.2. Le premier levé au 50 000e des feuilles Modane, Tignes, Petit St-Bernard, Lanslebourg	11
3.3. La thèse de F. Ellenberger	13
3.4. Le levé de la deuxième édition des feuilles au 50 000e de la Vanoise	13
4. Limites géographiques et zones structurales	13
II. EVOLUTION LITHOSTRATIGRAPHIE - entre Vanoise Sud et Gran Paradiso	17
1. Les unités liguro-piémontaises	17
1.1. Les unités Inférieures	17
1.2. Les unités Médiannes	17
1.3. Les unités Supérieures	18
2. Les unités de la paléomarge européenne	18
2.1. Les unités piémontaises (s.s)	19
2.2. Le Briançonnais externe	19
2.3. Le Briançonnais interne ou zone Vanoise- Ambin	21
3. Le cas du massif d'Ambin	23
3.1. Le cadre géographique	23
3.2. Le cadre géologique, objectifs et méthodes	23
3.3. Lithostratigraphique	25
3.3.1. Le Groupe de la Claréa	28

3.3.2. Le contact Groupe de la Claréa - Groupe d'Ambin	28
3.3.3. Les formations B et C du Groupe d'Ambin	28
3.3.4. La formation D ou groupe d'Etache	29
3.3.5. La couverture méso-cénozoïque, supposée autochtone, du massif	31
3.3.6. Conclusions	31
4. Le cas du massif de Vanoise Sud	32
4.1. Cadre géographique et intérêt du site d'étude	32
4.2. Bref aperçu lithostratigraphique	32
5. Conclusions	33
III. EVOLUTION TECTONIQUE - entre Vanoise Sud et Grand Paradiso	34
1. Introduction : approches et méthodes	34
<u>2. Le massif d'Ambin</u>	36
2.1. Stratégie adoptée et définitions	36
2.2. Les phases majeures ductiles	38
2.2.1. Les évènements anté-D2	38
Traits d'ensembles	38
Le problème de l'héritage anté-alpin	38
Caractères généraux de la déformation D1	40



Mont Giusalet, vu depuis le versant sud de la Pointe Droset (massif d'Ambin)

2.2.2. L'évènement D2	42
Foliation et hétérogénéité de la déformation des roches	42
La linéation d'allongement régionale	42
Les cisaillements ductiles	44
Les plissements	44
Le régime de déformation	48
2.2.3. Les déformations D3 à vergence Est et Ouest	48
2.3. Conclusions relatives aux phases de la déformation alpine reconnues sur le massif d'Ambin	50
<u>3. Le massif de Vanoise Sud</u>	52
3.1 . Présentation et résumé des travaux antérieurs	52
3.2 . Objectifs et méthodes	58
3.3. Structure du secteur de Fond d'Aussois	58
3.3.1. Evolution structurale des unités anté-triasiques	62
Deux grands stades de déformation ductile	62
Une déformation ductile-cassante post-écaillage	64
3.3.2. Evolution structurale dans les couvertures mésozoïques : la déformation D1	64
Structure en écailles et nature des contacts	66
Les plis P1 d'échelle cartographique	68
A l'échelle de l'affleurement et de la lame mince	68
Vergence de la phase D1	69
En résumé	69
3.3.3. Evolution structurale dans les couvertures mésozoïques : La déformation « D2 » des auteurs	70
3.3.4. Evolution structurale dans les couvertures mésozoïques : La déformation D2 à vergence Est, telle que nous la définissons	72
3.3.5. La déformation D3 ductile-fragile	74
3.3.6. Conclusions concernant le secteur de Fond d'Aussois	76
3.4. Grands traits structuraux du massif de Vanoise Sud	76
3.4.1. Les stades ductiles D1 et D2	76
3.4.2. Le stade ductile-fragile D3	77
3.5. Conclusions : Evolution tectonique des massifs d'Ambin et de Vanoise Sud	77
<u>4. Les domaines Piémontais et Liguro-piémontais</u>	78
4.1. Rappels bibliographiques	78
4.2. Zones à cisaillement Est dominant	82
4.3. Zones à cisaillements Ouest dominant	84

4.4. Zones à cisaillements conjugués	84
5. Conclusions	86
IV. EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE - entre Vanoise Sud et Gran Paradiso	89
<u>1. Les massifs d'Ambin et Vanoise Sud</u>	89
1.1. Etude pétrographique de quelques faciès anté-triasiques	89
1.1.1. Le Groupe de la Claréa	89
Les niveaux basiques	89
Les micaschistes alumineux	89
1.1.2. Les Groupes siliceux d'Ambin et d'Etache	91
1.2. Caractéristiques cristallographiques et chimiques des minéraux	93
1.2.1. Les minéraux anté-alpins dans le Groupe de la Claréa	95
1.2.2. Les phases minérales alpines dans les Groupes de la Claréa et d'Ambin	97
1.2.3. Conclusions : les associations minérales	113
1.3. Estimations thermobarométriques	113
1.3.1. Choix des méthodes	113
1.3.2. La thermobarométrie 'traditionnelle'	114
A. Utilisation de baromètres et des assemblages critiques couplés aux baromètres classiques	115
Utilisation de l'assemblage Jadéite + quartz	115
Utilisation de la phengite	115
Utilisation de l'amphibole	115
B. Utilisation de géothermomètres	116
Méthode géothermométrique appliquée pour contraindre le pic de température lié aux événements hercyniens : le Géothermomètre Grenat - Biotite	116
Méthodes géothermométriques utilisées pour documenter les différentes phases du métamorphisme Alpin	117
C. Résultats thermobarométriques	118
Chemins Pression - Température dans les roches 'acides'	118
Comparaison des chemins P.T entre roches 'acides' et 'semi-basiques'	120
D. Conclusions préliminaires obtenues en utilisant l'approche traditionnelle	120
1.4. La thermobarométrie 'revisitée'	121
1.4.1. Méthodes	121
1.4.2. Chemin Pression-Température alpin dans les socles d'Ambin et Vanoise Sud	123
1.4.3. Discussion - perspectives : Validité des estimations Pression-température	129

1.4.4. Vers une approche plus intégrée	130
<u>Article.1</u> « Multi-stage garnet in the internal Briançonnais basement (Ambin massif, Savoy) : new petrological constraints on the blueschist-facies in the Western Alps and tectonic implications»	132
<u>2. Le complexe des Schistes Lustrés</u>	168
2.1. Rappels bibliographiques -	168
2.2. Buts de cette étude	168
2.3. Objectifs et méthodes	169
2.4. Résultats	169
<u>Article.2</u> « No significant element transfer from the oceanic plate to the mantle wedge during subduction and exhumation of the Tethys lithosphere (Western Alps)»	170
3. Conclusions : Evolution tectono-métamorphique des dômes de socle entre Vanoise Sud et Gran Paradiso	208
V. EVOLUTION GEOCHRONOLOGIQUE - entre Vanoise Sud et Gran Paradiso	213
1. La méthode Rb-Sr sur le couple calcite - phengite	213
2. La méthode de datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	215
2.1. La méthode Argon et la phengite	215
2.2. Paramètres critiques	216
2.2.1. Température de fermeture	216
2.2.2. Contamination	216
2.3. Choix des approches et procédures analytique	216
2.4. L'échantillonnage	218
2.4.1. Zone de cisaillement à vergence Est	218
2.4.2. Zone de cisaillement à vergence Ouest	219
2.5. Les résultats	219
2.5.1. Les métapélites des Unités de Schistes Lustrés	221
2.5.2. Les micaschistes des socles d'Ambin et de Vanoise Sud	221
3. Discussion et conclusions	225
3.1. Age de D1 et D2 dans les Alpes Graies méridionales	225
3.2. Quelques considérations à propos de la signification des âges de métamorphisme	226
3.3. En résumé	227

VI. SYNTHÈSE	228
<u>Article.3</u> « Structural evolution of the Ambin massif (French and Italian Western Alps) : a late, post-high-pressure metamorphism dome	247
CONCLUSIONS - PERSPECTIVES	281
Références bibliographiques	283
Table des Figures	306
Table des Annexes	309

Abréviation et conventions utilisées dans le texte et les figures

Abréviations pour les minéraux et associations minérales –

Ab : albite	Act : actinote
Bio (1) : biotite anté-alpine	
Bio (2) : biotite Alpine	
Chl : chlorite	
Cld (1) : chloritoïde associée à la déformation D1	
Cld (2) : chloritoïde associée à la déformation D2	
Car : carpholite	
Czo : clinozoïsite	
Ep : Epidote (famille des Epidotes au sens large : clinozoïsite, épidote ferro-calcique sensu stricto ...)	
Gln (1) : glaucophane associée à la déformation D1	
Gln (2) : glaucophane associée à la déformation D2	
Grt : grenat	
Hbl : hornblende anté-alpine	Jd : jadéite
Ky : disthène	
Lws : lawsonite	Mus : muscovite anté-alpine
Par : paragonite	
Phe (1) : phengite associée à la déformation D1 – fortement subsituée ($Si^{4+} > 3.35$)	
Phe (2) : phengite associée à la déformation D2 – moyennement à faiblement subsituée ($Si^{4+} < 3.35$)	
Pum : pumpellyite	
Rieb : riebeckite	St : staurotide

micaschistes du Groupe de la Claréa caractérisée par leur richesse en :

albite et biotite	= Albite – (Biotite) - Bearing Micaschists ou ABM
amphibole sodique	= Glaucophane-Bearing Micaschists ou GBM
clinozoïsite	= Epidote-Bearing-Micaschists ou GBM

Abréviations pour les structures –

Légendes en Français

Légendes en Anglais

Φ1 : contact tectonique D1 scellé par des minéraux de Haute-Pression	
Φ2 : contact tectonique D2 généralement sub-horizontale et d'extension kilométrique (autres appellations utilisées: zone de cisaillement majeure ou shear-zone majeure)	
Φ3 : faille normale semi-ductile, fortement pentée, associée à la déformation D3	
P1 : pli P1 associé à la déformation D1	F1
P2 : pli P2 associé à la déformation D2	F2
P3 : pli P3 associé à la déformation D3	F3
S-1 : fabrique anté-alpine	
S1 : foliation S1 associée à la déformation D1	
S2 : foliation S2 associée à la déformation D2	
S2/C2 : structures cisailantes S/C localisées dans les contacts tectoniques Φ2	
S3 : crénulation S3 associée à la déformation D3	

Renvois –

Figures, tableaux et annexes : ils sont numérotés dans l'ordre d'apparition, sauf pour ceux des articles : la figure C.1d correspond à la figure 1d du troisième article

Paragraphes : § partie III chap.2 : renvoie au chapitre 2 de la troisième partie

Divers –

Ech : échantillon ; mol% : pourcentage molaire ; An% : pourcentage en anorthite ; LN : lumière 'naturelle' (polarisée) ; LP : lumière polarisée et analysée ; MEB : image microsonde

« Plus délicates que difficiles » à gravir, nos montagnes sont remarquables par la variété des sites, des architectures, et des roches. Dans un puissant désordre apparent, les aiguilles, les pyramides, les obélisques de quartzite et de calcaires dolomitiques voisinent avec les coupoles massives ou les crêtes aériennes de schistes cristallins permo-houillers. Les gypses et les cargneules s'accumulent parfois en montagnes entières, aux flancs crevés d'entonnoirs innombrables. Des calcschistes variés s'empilent en formidables murailles stratifiées grises, hostiles, balayées de chutes de pierre : ainsi la Grande-Casse (l'une des plus hautes montagnes sédimentaires des Alpes).

Ces formations lithologiques si variées ne sont pourtant guère déchiffrables; les masses minérales apparaissent comme entassées au hasard, brassées par les caprices d'une tectonique incohérente. A la différence des belles architectures subalpines et helvétiques, nous n'avons ici qu'un chaos apparent qui décourage tout essai de systématisation tectonique. Interpolation et extrapolation structurales sont vouées à l'échec.

François Ellenberger, 1958
Introduction à "Etude géologique du pays de Vanoise (Savoie)"

INTRODUCTION

1 - Buts de l'étude

Les nombreuses études concernant la chaîne des Alpes (s.l) - la chaîne la plus étudiée au monde (e.g. Coward & Dietrich, 1989) - ont fourni depuis près d'un siècle (Argand, 1916) une masse considérable de données dans tous les domaines des Sciences de la Terre. A partir de ces données, de nombreux essais d'interprétation, 'forgés' dans le cadre de la tectonique des plaques par le concept de raccourcissement horizontal (procharriage et rétrocharriage), ont été formulés puis traduits sous forme de modèles évolutifs. Pendant plus de 30 ans, ces modèles ont dominé le monde de la géodynamique, rendant compte avec succès des mécanismes globaux de la convergence continentale et permettant d'expliquer, à l'échelle d'un orogène, l'empilement et l'agencement des grandes nappes crustales (Laubscher, 1971 ; Mattauer & Proust, 1976 ; Mattauer & Tapponnier, 1978 ; Le Pichon et al, 1988).

Au cours des 15 dernières années, une idée majeure s'est pourtant peu à peu imposée dans l'étude des domaines orogéniques, ébranlant considérablement la représentation 'plaquiste' (e.g. Ménard et al, 1991) que l'on pouvait avoir d'une chaîne de collision (Burg & Ford, 1997) : les chaînes de montagne sont affectées par une tectonique en raccourcissement vertical syn- à post-convergence susceptible de restructurer et d'exhumer de larges volumes de croûte préalablement épaissie (e.g. Platt, 1986, Dewey et al, 1993 ou Jolivet et al, 1998 ; Lister et al, 2001). Les Calédonides (Andersen et al., 1992-94 ; Krabbendam & Dewey, 1999), les syntaxes himalayennes (de Sigoyer, 1998), la chaîne paléozoïque d'Europe occidentale (Gardien et al., 1997 ; Conti et al, 1999 ; Shelley & Bossière, 1999 ; Soula & al, 2001), les Cyclades (Gautier et al., 1993 ; Jolivet et al, 1994 ; Foster & Lister, 1999 ; Brunet et al, 2000 ; Trotet et al, 2001a ; Ring & Reischmann, 2002) sont autant d'exemples de ce processus. Dans les Alpes, et en particulier les Alpes occidentales, l'importance et la chronologie de cette tectonique font encore l'objet de nombreuses controverses (Behrmann, 1988 ; Selverstone, 1985-88 ; Ratschbacher et al, 1989-91 ; Philippot, 1990 ; Ballèvre & Merle, 1993 ; Froitzheim, 1992 ; Avigad et al, 1993 ; Michard et al, 1993 ; Ring, 1995 ; Butler & Freeman, 1996 ; Rolland et al, 2000 ; Frisch et al, 2000 ; Wheeler et al, 2001 ; Schwartz, 2002).

L'objectif de ce travail est de caractériser et de discuter les mécanismes d'exhumation des roches alpines de HP-BT grâce à l'acquisition détaillée de données de terrain sur la transversale Vanoise Sud – Gran Paradiso.

La cible retenue est située dans les Alpes Graies méridionales, en Haute Maurienne, un peu plus au Sud du profil sismique ECORS-CROP. La re-découverte d'unités 'éclogitiques' à grenat-jadéite dans les socles d'Ambin et de Vanoise Sud offre de nouvelles perspectives pour mieux comprendre la dynamique d'exhumation des roches de HP-BT.

Les méthodes d'investigation sont de quatre ordres: au cours de ce travail nous avons cherché à acquérir des données structurales et microstructurales, sous contrôle de la pétrographie, du métamorphisme et de la géochronologie, afin de construire des trajets P-T-t-déformation. Dans un contexte géologique bien défini, ces trajets sont une des clés de la compréhension des processus d'exhumation.

Cette étude a débuté dans le cadre du projet GéoFrance 3D-Alpes.

2 - Organisation de ce travail

La présentation de la chaîne alpine et celle de la zone étudiée correspond à la partie I du manuscrit.

La deuxième partie dresse un aperçu des différents ensembles stratigraphiques et lithostratigraphiques reconnus au cours de ce travail.

L'analyse des déformations enregistrées pendant les différents stades de l'évolution des dômes de socles est présentée dans la partie III : l'exemple géologique retenu pour bâtir notre modèle structural est le massif d'Ambin. Le modèle sera affiné et testé à partir de levés structuraux obtenus entre les massifs de Vanoise Sud et du Gran Paradiso : les indices qui permettront de comprendre les mécanismes d'exhumation, se trouvent non seulement dans les massifs 'éclogitiques' mais également dans les unités juxtaposées à ces domaines de HP-BT.

Le modèle proposé sera complété par des estimations thermobarométriques développées dans la partie IV du manuscrit.

L'étude géochronologique, axée sur l'évolution des dômes de socles (Ambin, Vanoise Sud et Gran Paradiso) et la dynamique de l'exhumation est présentée dans la partie V.

La synthèse des résultats, acquis sur les dômes de Haute Maurienne et sur les unités adjacentes à ces dômes, permet dans la partie VI d'amorcer une discussion sur les mécanismes d'exhumation des roches alpines de HP-BT. Cette discussion s'insère dans une perspective de recherche post-doctorale.

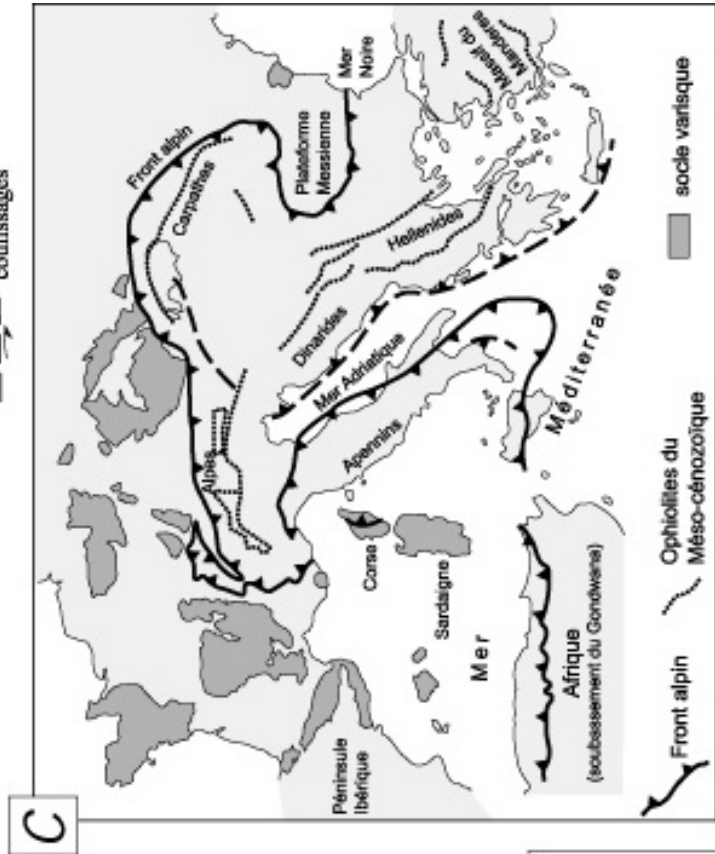
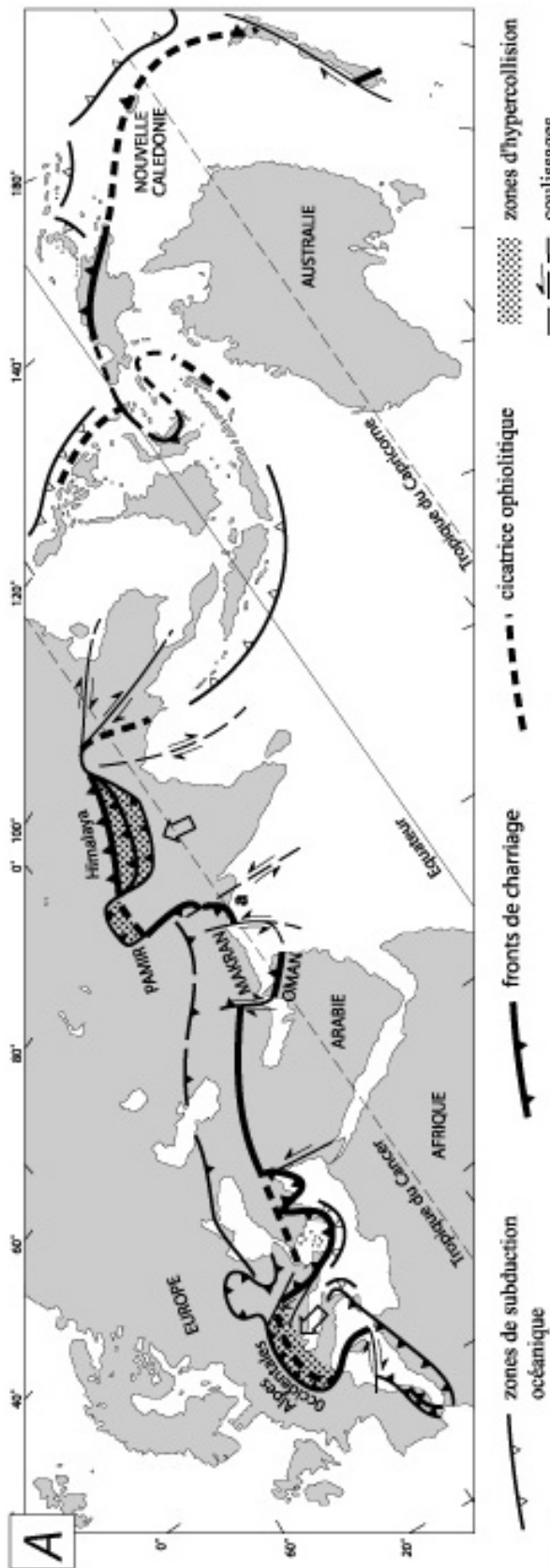


Figure.1 - (A) Les chaînes alpines (s.l.) issues de la Téthys forment l'une des plus grandes ceintures orogéniques du monde, courant d'une manière latitudinale des Caraïbes à l'Indonésie par les chaînes de l'Eurasie méridionale (d'après Aubouin et al., 1980, modifié). (B) Géométrie anti-subduction du domaine alpin (s.s.) à la fin du Jurassique (modifié d'après un dessin original de Ballèvre, 1988 synthétisant les travaux de Lemoine, 1984). Les domaines océaniques Atlantique central, Liguro-piémontais (LP), Téthys (T) et Valaisan (V) sont limités par les zones transformantes Caraïbe (Car) et Gibraltar (G) et Nord-Pennique (NP). (C) Géométrie du domaine alpin collé : terminaison méridionale de la chaîne alpine (s.s), inspirée des travaux et cartes de Stampfli (1993) et Stampfli et al (1995-98).

1^{ère} PARTIE : CADRE GEOLOGIQUE DE L'ETUDE ET BILAN DES CONNAISSANCES

La chaîne des Alpes apparaît à bien des égards comme un exemple modèle de chaîne de subduction/collision (e.g Coward & Dietrich, 1989) : les étapes de rifting, d'océanisation, de subduction, et de collision forment semble t'il un cadre interprétatif commun à l'ensemble des chaînes Tertiaires péri-téthysiennes joignant d'Ouest en Est le domaine Caraïbe aux Alpes de Nouvelle-Zélande (Fig.1A). La géométrie actuelle de la chaîne alpine (s.s) est le résultat d'un long processus de collision entre deux paléo-marges, Europe et Apulie, après disparition des domaines océaniques liguro-piémontais et valaisan (voir les travaux de Stampfli & Marchant, 1995 ou Bousquet, 1998 pour plus de détails). La géométrie initiale du système (Fig.1B) a contrôlé en partie les modalités de cette collision. Le domaine océanique principal d'orientation NE-SO (Téthys Ligure), séparant les croûtes continentales européenne et africaine, était alors limité par deux zones transformantes (Gibraltar au Sud et Nord-Pennique au Nord). Si les données géophysiques ont permis une reconstitution précise du mouvement relatif Europe-Afrique (voir Dewey et al, 1973 ou Rosenbaum et al, 2002 pour une interprétation légèrement différente), des incertitudes demeurent sur le mouvement de l'Ibérie par rapport aux deux plaques Europe et Afrique et sur l'existence éventuelle d'une ou plusieurs microplaques « apulo-adriatiques » (Stampfli, 1993). Ce processus de collision a développé, à la fin du Mésozoïque et au Cénozoïque, un vaste segment orogénique qui s'étend aujourd'hui au delà de l'Europe de l'Est (Alpes orientales et Carpathes) et s'incurve à l'Ouest vers le littoral méditerranéen pour former les Alpes occidentales franco-italiennes (Fig.1C).

1 - Les différents domaines des Alpes occidentales

Les principales unités des Alpes occidentales sont présentées sur la figure 2A. On y distingue, d'Ouest en Est, les unités externes dauphinoises (ou helvétiques), les unités penniques valaisannes, briançonnaises et sub-briançonnaises (que l'on peut aussi désigner sous le terme d'unités penniques externes et intermédiaires, Fig.A.1a) et enfin les unités penniques internes, ces dernières constituées par les unités piémontaises (massifs cristallins internes), liguro-piémontaises (sutures océaniques) et austro-alpines. Le Front Pennique souligne une suture majeure au sein de l'arc alpin :

- A l'Ouest du Front s'étend le domaine externe, constitué uniquement de matériel de la paléomarge européenne, faiblement déformé durant les événements alpins. La disposition concentrique des unités dauphinoises et des structures associées se superpose à la géométrie d'ensemble de l'arc alpin d'une façon saisissante.

- A l'Est du Front s'étendent les domaines internes constitués de matériel océanique et continental d'origine extrêmement variée (Stampfli & Marchant, 1995). Le motif cartographique d'ensemble dessiné par ces unités lithologiques d'âges variés (e.g. Bertrand et al, 1996 pour revue) devient fondamentalement différent des structures quasi-cylindriques observées plus à l'Ouest. Dômes et ensellements de grande longueur d'onde apparaissent prédominants surtout lorsque l'on considère les enveloppes du métamorphisme HP-BT (Fig.3A). La géométrie en dômes et bassins est généralement soulignée par de grands contacts tectoniques, ou zones de cisaillement, opérant dans le faciès des Schistes Verts (Fig.3B). Signalées depuis longtemps dans la littérature, les zones de cisaillement sont interprétées de diverses façons : à vergence Est et/ou Ouest selon les secteurs étudiés, elles marquent selon les auteurs des phases de chevauchement (Platt & Lister, 1985a,b) ou d'extension (Behrmann, 1988 ; Selverstone, 1988 ; Wheeler & Butler, 1993 ; Cartwright & Barnicoat, 2002 ; Agard, 1999), des processus de rétro-chevauchement (Roure et al, 1989), d'extrusion (Caby, 1996), voir de poinçonnement vertical (Ballèvre et al, 1990 ; Rolland et al, 2000). Pour compliquer le schéma,

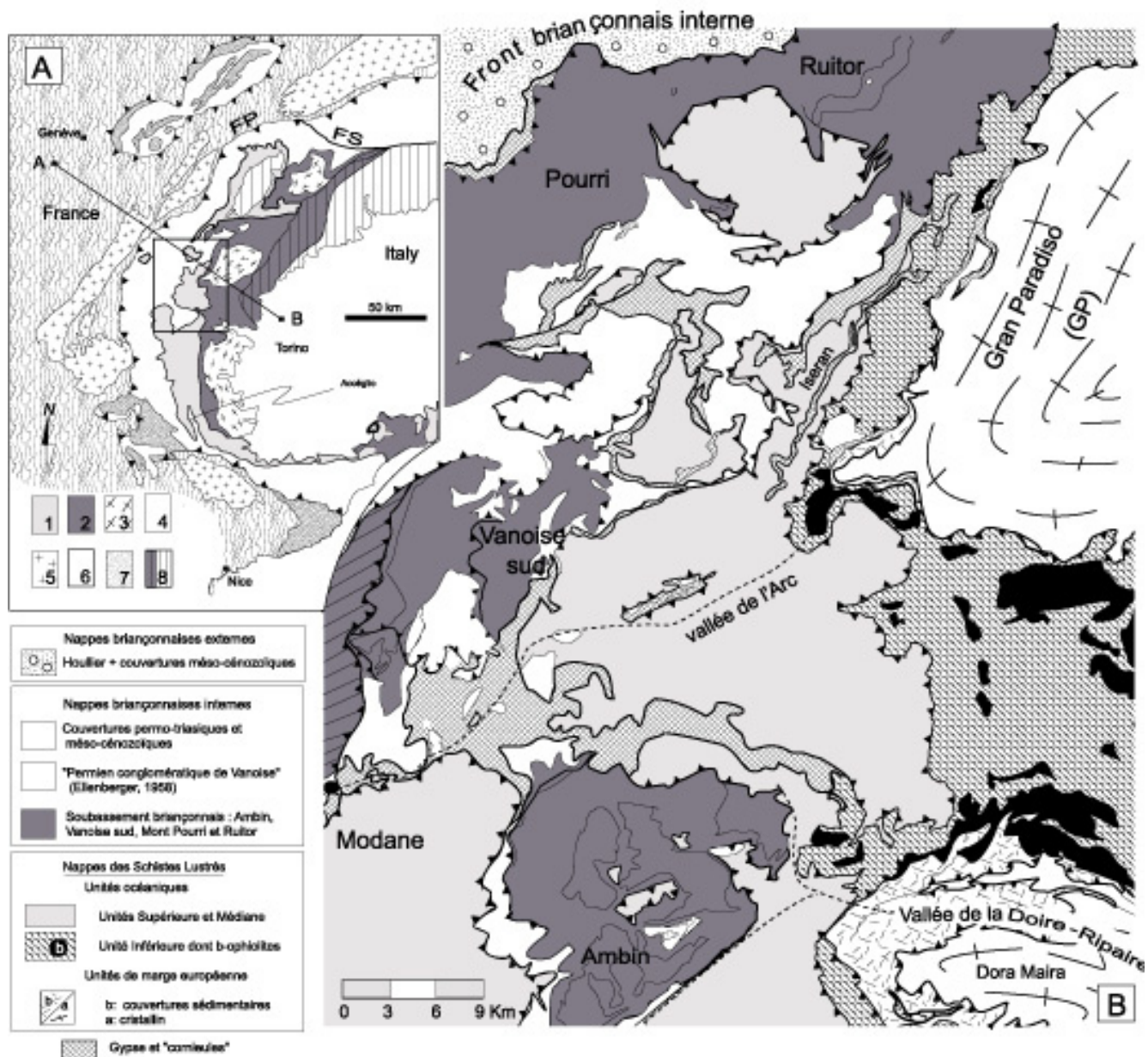


Figure.2 - (A) Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales (d'après Deville et al, 1992 - modifié par Agard, 1999) et localisation de la région étudiée : les Alpes Graies méridionales (encadré). 1 : Unités Médiane et Supérieure des Schistes Lustrés ; 2 : Unité Inférieure des Schistes Lustrés ; 3 : massifs cristallins internes (du sud au nord : Dora Maira, Gran Paradiso, Monte Rosa) ; 4 : domaines Valaisan, Sub-briançonnais et Briançonnais ; 5 : massifs cristallins externes (du sud au nord : Mercantour, Pelvoux, Belledonne, Aiguilles Rouges, Aar-Gothard). 6 : unités dauphinoises ; 7 : flyschs ; 8 : unités austro-alpines et sud-alpines. Le transect [AB] correspond à la localisation du profil sismique ECORS-CROP (§ Fig.6). F.P. : Front Pennique, F.S. : Faille du Simplon. (B) Situation géologique des socles cristallins Briançonnais (Ambin, Vanoise Sud, Mt Pourri et Rutor) et de leurs homologues plus internes (Gran paradiso - Dora-Maira). Les barbules noires soulignent la présence de grands contacts cisailants. La plupart de ces contacts tectoniques ont été signalés dans la littérature, leur signification géologique sera discutée au cours de cette étude.

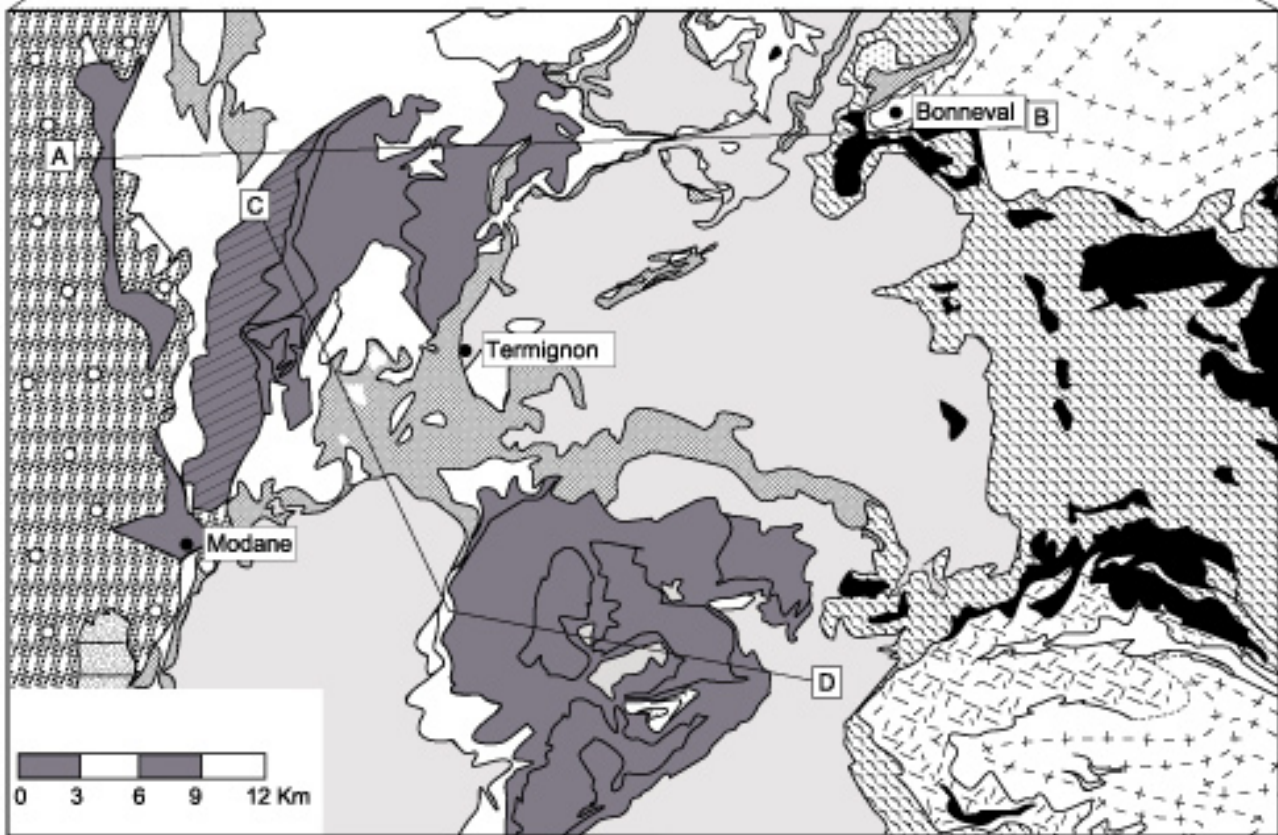
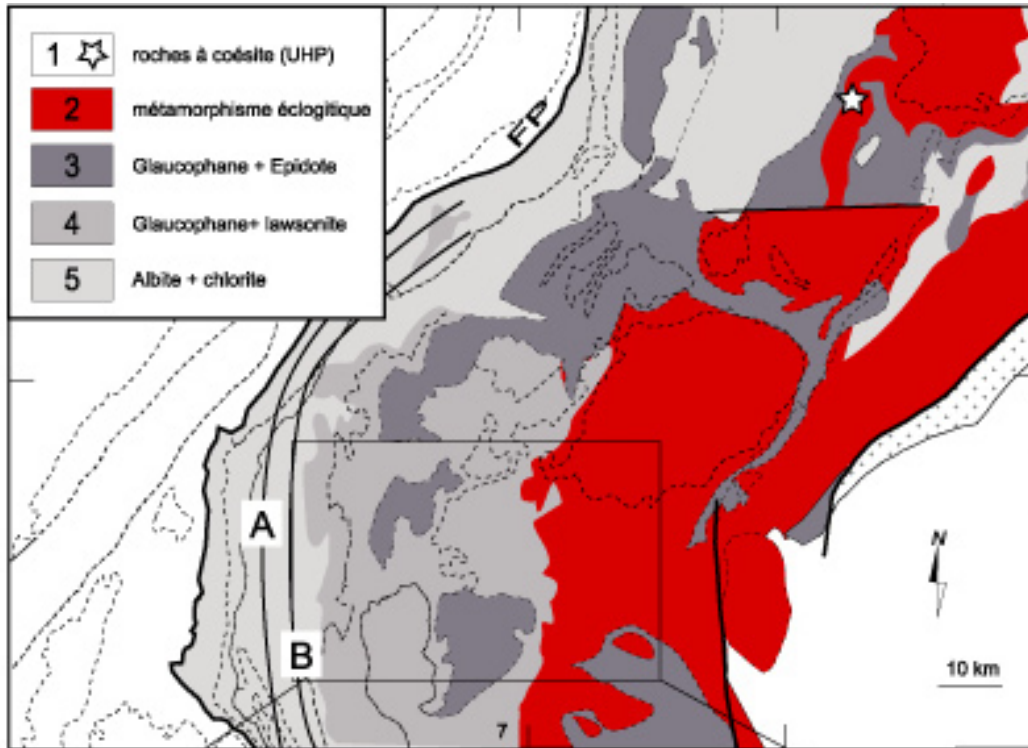
des contacts de nappes précoces, scellés par des minéraux de HP-BT, apparaissent par endroits sous la forme d'ombilics complexes difficilement représentables en trois dimensions.

Au sein du 'puzzle' structural et métamorphique que représente le domaine interne, peut-on globalement reconstituer une chronologie cohérente des différents stades de la déformation alpine ? De nombreuses études géologiques portant sur le domaine Pennique, aussi bien dans les Alpes occidentales que dans les Alpes centrales et orientales (Fig.4), ont été réalisées ces dernières années (e.g. Platt & Lister, 1985a,b ; Ballèvre, 1988 ; Phillipot, 1988 ; Roure et al, 1989 ; Henry et al, 1993 ; Baudin & Marquer, 1993 ; Cannic et al, 1996 ; Bousquet et al, 1998 ; Fügenschuh et al, 1999 ; Ceriani et al, 2001 parmi d'autres) : ces études démontrent, d'une part, le caractère compressif des déformations ductiles marquées par une tectonique polyphasée de nappes en « pro- et rétrocharriage », d'autre part, le caractère précoce (Paléogène, voir Crétacé sup.) de cette tectonique qui prend fin à la transition Oligocène-Miocène (données traces de fission, Fig.5 ; § Fig. 47-48). De telles caractéristiques sont encore à l'heure actuelle largement débattues. Plusieurs travaux récents soulignent et documentent en effet, dans ces mêmes zones internes, l'existence d'une importante tectonique extensive syn-convergence, d'âge Eocène (Ballèvre et al, 1990 ; Merle & Ballèvre, 1992 ; Rolland et al, 2000 ; Agard et al, 2001a ; Schwartz, 2002) à sub-actuelle (Lazarre et al, 1994 ; Sue, 1998 ; Bistacchi et al, 2000). Pour l'instant, cette déformation n'est pas intégrée dans les schémas classiques d'évolution des Alpes que nous rappelons ci-dessous. De nombreuses questions concernant l'importance, la répartition et l'initiation de ce phénomène ainsi que sa relation avec la déformation actuelle, restent encore en suspens.

2 – Les étapes majeures de l'évolution des Alpes occidentales et problèmes en suspens.

Cette partie retrace succinctement les étapes fondamentales de l'histoire alpine et rappelle les subdivisions litho-structurales majeures de l'arc alpin occidental. Pour une description plus détaillée, le lecteur pourra consulter les synthèses exhaustives de Lemoine et de Graciansky (1988), Vuichard (1989), Fudral (1996) ou bien encore Schwartz (2002).

Convergence et subduction : selon les concepts géodynamiques classiques, on considère que les Alpes occidentales sont nées de la fermeture progressive d'un paléodomaine océanique d'âge Jurassique-Crétacé (Néotéthys), lors de la convergence entre les paléomarges continentales européenne et apulienne, initiée au Crétacé moyen-supérieur (Dal Piaz, 1971, 1974 ; Ernst, 1971). Le raccourcissement graduel des zones internes du dispositif (le domaine Pennique métamorphique) s'effectue suivant un processus d'épaississement crustal, par obduction/subduction (e.g. Stampfli et al, 1998). Ce processus intéresse progressivement les différents éléments d'affinité continentale apuliens (unités austro-alpines de Sesia et de la Dent Blanche), européens (unités piémontaises : massifs cristallins internes du Gran Paradiso et de Dora-Maira), briançonnais et océaniques (unités piémontaises et liguro-piémontaises de Schistes Lustrés à ophiolites et unités valaisannes), en y développant localement un métamorphisme de HP-BT. L'âge de ce métamorphisme, déterminé à partir de données radiométriques variées (Fig.5) fait actuellement l'objet de grandes controverses. En quelques années seulement, l'âge de la haute pression dans certains massifs cristallins internes (Mont Rose, Dora Maira) est ainsi passé d'environ 90-110 Ma (voir Scaillet, 1990) à 50-35 Ma (e.g. Duchêne et al, 1997a,b ; Cliff et al, 1998 ; Gebauer et al, 1997). Cette étape d'accrétion-subduction a généré, selon certains auteurs (e.g. Lagabrielle, 1987 ; Deville et al, 1992), un important détritisme qui alimente les bassins de Flyschs (Crétacé moyen à Eocène) et les parties des bassins océaniques non-encore impliqués dans la subduction (Valaisan et/ou Liguro-piémontais). Ce

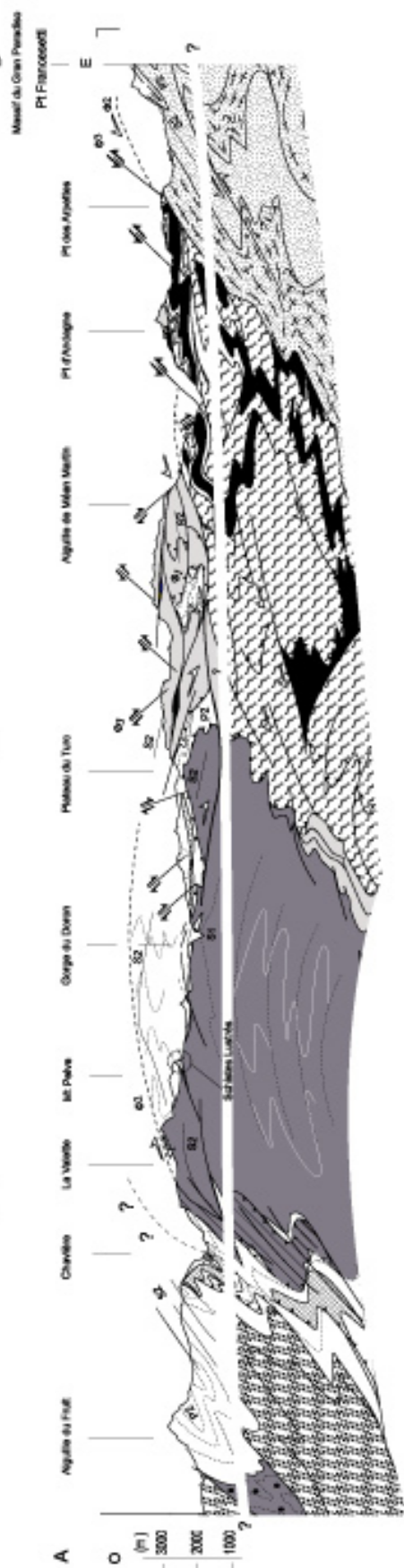


détritisme est issu de l'érosion des éléments supérieurs de l'édifice alpin en cours d'édification.

L'espace océanique finalement résorbé (liguro-piémontais et valaisan) le domaine Pennique connaît alors de vastes translations en climat rétro-morphique, culminant dans le faciès des Schistes Verts (Marquer et al, 1996), et responsables de la superposition d'unités de grade métamorphique contrasté (Compagnoni et al., 1977 ; Dal Piaz & Lombardo, 1986 ; Wheeler & Butler, 1993). La remontée des unités internes se réalise apparemment de façon rapide à l'échelle du domaine Pennique interne, comme en témoigne la convergence de nombreuses données radiométriques qui situe cet événement métamorphique 'Schiste Vert' autour de 40 Ma (Bocquet [Desmons] et al, 1974 ; Chopin & Maluski, 1980 ; Scaillet et al, 1992 ; Markley et al, 1998 ; Reddy et al, 1999 ; Cartwright & Barnicoat, 2002 ; Agard et al, 2002). A cette même époque, Eocène sup – Oligocène inf, les effets de ces vastes translations se propagent vers l'extérieur de la chaîne avec le dépôt des séries dites 'molassiques' remaniant déjà les produits du métamorphisme de HP-BT (de Graciansky et al, 1971 ; Bonhomme et al, 1980) et le transport des unités de flysch à Helminoïdes vers l'avant-pays delphino-provençal (domaine helvétique). Un magmatisme limité apparaît à l'Oligocène moyen-supérieur dans les zones internes - avec les intrusions de Biella-Traversella de la Zone Sesia (30 Ma, Krummenacher & Everden, 1960) et de Bergell dans les Alpes centrales (30 Ma, Gulson & Krogh, 1973) – et dans les zones externes (métabasites remaniées des Grès de Taveyannaz : 32 Ma ; Boyet et al, 2001)

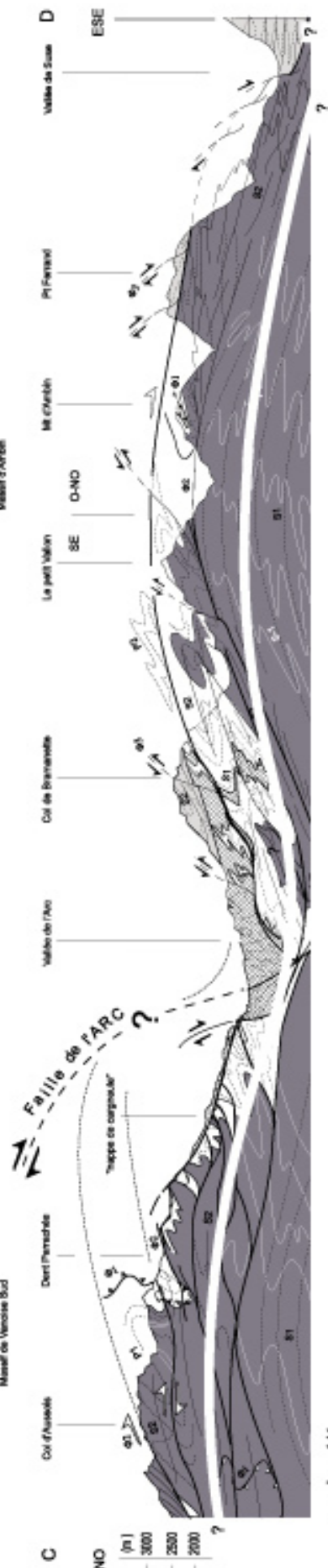
Convergence et collision : lors de la transition Oligocène sup – Miocène inf, une tectonique clairement compressive affecte l'avant-pays dauphinois et déforme les molasses oligocènes (Debelmas, 1977 ; Milnes et al, 1981 ; Doudoux et al, 1982 ; Spiegel et al, 2001). Une importante tectonique affecte alors le socle paléozoïque des massifs cristallins externes (Mt Blanc, Aiguilles Rouges, Argentera-Mercantour) et sa couverture. A la limite des deux plaques (Afrique-Apulie), une tectonique transpressive accompagne cet événement Miocène (linéament périadriatiques, Schärer et al, 1996 ; Prosser, 2000). Cette tectonique tardive détermine la configuration actuelle des zones internes par de vastes translations horizontales ('lateral continental escape', Ratschbacher et al, 1989 ; Schmid et al, 1989)

Figure.3A – Carte simplifiée du métamorphisme alpin dans les Alpes penniques (inspirée des travaux de Goffé et Chopin, 1986 ; Pognante, 1991 et Demons et al, 1999b). Chaque domaine est représentatif du maximum métamorphique enregistré pendant les stades de subduction de la plaque européenne sous la plaque adriatique. Ces traces précoces du métamorphisme basse-température sont généralement obliérées par les stades métamorphiques ultérieurs [phase méso-alpine des auteurs avec développement d'assemblages à chlorite-albite ± lawsonite, phase Lépontine (Engi et al, 1995-2001), ect...]. Cinq grands domaines métamorphiques sont à signaler : 1 - domaine à métamorphisme de très haute-pression (UHP) avec apparition d'éclogites à disthène (faciès des Schistes Blancs à coésite et pyrope) ; 2 - domaine des Schistes Bleus de haute-température (domaine éclogitique) avec développement d'assemblages à grenat-glaucophane et paragonite-clinozoisite ; 3 - domaine des Schistes Bleus de moyenne température avec développement d'assemblage à glaucophane-épidote ; 4 - domaine des Schistes Bleus de basse-température avec développement d'assemblage à glaucophane-lawsonite ± carpholite ; 5 - domaine des Schistes Verts à chlorite-albite. Les isogrades métamorphiques A- lawsonite⁺ et B – carpholite⁺ sont discutés par Goffé et Chopin (1986). On notera pour la région des Alpes Graies méridionales, secteur intéressant plus spécifiquement notre étude, que beaucoup de limites métamorphiques correspondent également à des limites tectoniques entre grandes unités lithologiques (§ Fig.3B : Unité Inférieure éclogitique des Schistes Lustrés et Unité Médiane Schiste Bleu de BT). Certains de ces contacts tectono-métamorphiques apparaissent moins prononcés (socles Briançonnais métamorphisés dans le faciès des Schistes Bleus à Epidote et unités Médianes de Schistes Lustrés à lawsonite). [AB] et [CD] : emplacement des coupes géologiques présentées dans la Fig.3B ; PF : Front Pennique.



scale : 1/1

Massif de Venosc Sud



scale : 1/1

Figure.3B - coupes géologiques détaillées à travers le domaine des Alpes Grises méridionales (données personnelles). La ligne blanche marque la profondeur limite au delà de laquelle la géométrie des structures devient hautement hypothétique. Cette géométrie profonde est extrapolée d'après les observations de surface. L'ensemble de nos données structurales a été reportée sur ces coupes : les explications concernant la géométrie des structures et la chronologie des déformations seront détaillées au fur et à mesure (S1, $\Phi 1$, S2, $\Phi 2$, $\Phi 3$).

Nappes Briançonnaises externes

- couvertures mésozoïques
- zone houillère
- socle du Saipy

Nappes Briançonnaises internes

- (Venosc Sud et massif d'Arbin)
 - couvertures méso-ozoïques et Permio-Trias
 - Permien de Venosc
 - socle paléozoïque d'Arbin et Venosc Sud dont A: corps basiques et carbonatés du Groupe inférieure à Claret
- Evaporites et congruës

Nappes des Schistes Lustrés

- Unités ophiolitiques (en noir : paléo-panache ophiolitique)
- Unités Supérieures
- Unités Mésènes
- Unités Inférieures
- Unités de la préorogène européenne
 - b: couverture alpine
 - a: socle prétriasique (ortho & paragneiss)

Un tel schéma géodynamique, cohérent à l'échelle des Alpes, cache en fait nombre de problèmes et/ou d'inconnues parmi lesquels :

- les relations paléogéographiques entre les océans Liguro-piémontais et Valaisan (Dercourt et al, 1993 ; Stampfli et al, 1998), la position palinspatique des différentes unités avant la fermeture des océans, le nombre de subduction (s) et leur pendage (Caby, 1996), autant de paramètres mal contraints qui expliquent la diversité des reconstitutions géodynamiques (Mattauer et al, 1987 ou Monié & Philippot, 1989 pour une interprétation différente)

- L'épaisseur des unités à l'affleurement et leur extension en profondeur (Polino et al, 1990 ; Roure et al, 1990 ; Tardy et al, 1990 ; Marchant, 1993 ; Valasek & Mueller, 1996 ; Schmid et al, 1996 ; Schmid & Kissling, 2000), seulement partiellement élucidées par le profil sismique E.C.O.R.S.-C.R.O.P.-Alpes (Fig.6)

- La datation du métamorphisme de HP-BT des différentes unités penniques, objet de grandes controverses puisqu'elle influence directement l'estimation des paléo-vitesses d'exhumation (e.g. Rubatto, 1998 ou Agard et al, 2002 pour une interprétation différente)

- Les modalités de cette exhumation (Platt, 1993 ; Duchêne et al, 1997b) : existe t'il un ou plusieurs processus indépendants et comment s'enchaînent ils dans le temps ?

- Enfin quelle est l'origine des cisaillements en conditions des 'Schistes Verts' affectant les unités penniques autour de 40 Ma (Wheeler & Butler, 1993 ; Ring, 1995 ; Butler & Freeman, 1996) ? Existe t'il une ou plusieurs générations de cisaillements 'Schistes Verts' ? quelle est leur origine ? et finalement quel rôle jouent-ils au sein de l'orogène alpin : accommodent-ils un régime de déformation globalement compressif (Roure et al, 1989) ou purement extensif (Selverstone, 1988) ou bien les deux à la fois, de façon espacée dans le temps ? (Platt, 1986 ; Lister et al, 2001).

Ces problèmes concernent tous, à des degrés divers, notre secteur d'étude.

3 - Bref historique des travaux géologiques réalisés entre Vanoise Sud et Gran Paradiso

L'étude géologique de la Vanoise, qui débute vers 1890, s'étend sur un peu plus d'un siècle. Quatre étapes peuvent y être distinguées, en reprenant pour l'essentiel la synthèse exhaustive proposée par Debelmas & Desmons (1998) et en y apportant quelques précisions et nouveautés bibliographiques.

3-1 - *Le premier travail d'ensemble* date de la fin du siècle dernier et du levé des cartes à l'échelle du 80 000e (Albertville, Tignes, St-Jean-de-Maurienne et Bonneval), cartes entre lesquelles se partagent la Vanoise et ses abords immédiats. Les levés sont dus à Termier (1890) et Bertrand (1894). Les grands ensembles structuraux apparaissent pour la première fois. Le métamorphisme est reconnu, mais la stratigraphie reste très fruste. Termier pense que les Schistes Lustrés sont d'âge Primaire et que la couverture Secondaire de la Vanoise est entièrement triasique. Le métamorphisme est considéré comme anté-tectonique et dû au poids de l'énorme série triasique (métamorphisme « géosynclinal »). L'existence des nappes y est alors inconnue : il faudra attendre 10 ans pour que Termier l'admette, ainsi que l'âge mésozoïque des Schistes Lustrés (ceci au vu des découvertes paléontologiques des géologues Italiens dans les Alpes Cottiennes).

3-2 - *Le premier levé au 50 000e des feuilles Modane, Tignes, Petit St-Bernard, Lanslebourg*, par E. Raguin vient ensuite en 1930-31. Grâce aux travaux antérieurs de Gignoux (1929)

Alpes Cottiennes Caron, 1977	Schistes Lustrs (Agard et al, 2001)	Vanoise Sud (Platt and Lister, 1985)	Conditions P.T proposes
<p>D0 :</p> <ul style="list-style-type: none"> - premier caillage de nappes sans foliation reconnue 		<p>ant-D1 subduction Pic de pression</p>	<p>12 Kb, 300°C Lws + Jd (champ de stabilit)</p>
<p>D1 :</p> <ul style="list-style-type: none"> - foliation rgionale - vergence ouest (?) des plis P1 d'axe NS, hecto à kilomtriques - rgime compressif 	<p>D1</p> <ul style="list-style-type: none"> - plis d'axe E-O - foliation initiale - rgime compressif à extensif ? 	<p style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">processus d'exhumation</p> <p>D1</p> <ul style="list-style-type: none"> - chevauchements Φ1 sub-horizontaux à vergence O associés à une foliation S1 horizontale - rgime compressif 	<p>Facis des Schistes Bleus de BT (11Kb - <400°C)</p>
<p>D2 : Eocene-Oligocene ?</p> <ul style="list-style-type: none"> - rtroplissement à vergence NE (axe des plis NO-SE) associ au rtrocharriage des nappes D1 - foliation principale - rgime compressif 	<p>D2</p> <ul style="list-style-type: none"> - foliation principale - plis d'axe NS - cisaillements à vergence Est - rgime extensif ? - mtamorphisme de HP dans le domaine Brianonnais 	<p>D2</p> <ul style="list-style-type: none"> - foliation S2 sub-horizontale - cisaillements à vergence O à NO associés à des plis P2 - rgime compressif 	<p>Facis des Schistes Verts à pldote</p>
			<p>Pic de température (croissance Albite) 400°C</p>
<p>D3 :</p> <ul style="list-style-type: none"> - plissement secondaire à vergence Est (axe des plis NS et EO) - cmulation de fracture-dissolution - lination rgionale - chevauchements tardifs à vergence Est (poursuite et fin du rtrocharriage) - rgime compressif 	<p>D3</p> <ul style="list-style-type: none"> - ductile à fragile - cisaillements à vergence Ouest - cmulation de fracture - rgime extensif - rtro-charriage 	<p>D3</p> <p>Rtroplissement et rtrocharriage :</p> <ul style="list-style-type: none"> - chevauchements Φ2 à vergence E - replissement des nappes D1 (Dent Parrache, Schistes Lustrs) - cmulation S3 associe - rgime compressif 	<p>Facis des Schistes Verts</p>
<p>D4 :</p> <ul style="list-style-type: none"> - structures secondaires cassantes 	<p>histoire cassante</p>		

Figure 4 - Modèles d'évolution géodynamique proposés pour différentes unités des Alpes Graies méridionales. Le caractère polyphasé de la déformation pennique est unanimement reconnu. En marge des modèles classiques pour lesquels prime la notion de " nappes " à vergence Ouest - Nord-ouest (Platt et al, 1989), noter l'importance donnée par Agard et al (2001a) aux structures à vergence Est.

et à ses propres découvertes, Raguin établit une stratigraphie de la Vanoise déjà proche de l'actuelle : il reconnaît l'existence du Jurassique et du Crétacé au sein de l'énorme Trias de Termier, sans parler des Schistes Lustrés presque unanimement considérés comme une série stratigraphique recouvrant tout le Mésozoïque. Pour la tectonique, Gignoux montre le rôle lubrifiant des gypses triasiques à la base des nappes ou leur injection dans les grands accidents. Il affirme aussi l'âge anté-Houiller des socles.

3-3 - La thèse de F. Ellenberger -« Etude géologique du pays de Vanoise »- publiée en 1958 au terme de plus de 10 ans de recherches, apporte une stratigraphie précise de la zone briançonnaise et démontre le caractère syntectonique du métamorphisme alpin. La méconnaissance de la mécanique des déformations profondes ne lui permet pas de proposer un schéma valable pour expliquer la tectonique des unités penniques. Parallèlement à l'œuvre de Ellenberger, celle de Fabre (1961) aboutit au déchiffrement du Houiller briançonnais et à la reconnaissance du caractère polyphasé des métamorphismes alpins et anté-alpins. Les premiers âges radiométriques sont publiés (Bocquet [Desmons] et al., 1974a,b).

3-4 - Le levé de la deuxième édition des feuilles au 50 000e de la Vanoise (Modane, Moûtiers, Tignes, Lanslebourg, Ste-Foy-Tarentaise, Bourg-St-Maurice), entre 1984 et 1995, constitue la dernière étape de cette histoire du déchiffrement géologique du massif de la Vanoise. Leurs auteurs sont :

- pour l'Université de Savoie : Marion (1984), Deville (1987), Fudral (1996),
- pour l'Université de Grenoble : Détraz (1984), Jaillard (1984), Dondey (1986), Landès (1988),
- pour l'Université de Lille : Raoult (1980), Broudoux (1985), Guillot (1987)
- pour l'Université de Paris : Robert (1979), Goffé (1975), Peruccio-Parison (1984).

Ces auteurs utilisent naturellement les résultats stratigraphiques d'Ellenberger pour le Mésozoïque, en les précisant localement. La grande nouveauté est l'âge des Schistes Lustrés reconnus comme Crétacé supérieur pour leur plus grande part. Pour ce qui est des socles, Guillot et al (1986, 1993), dans le massif de Bellocôte et Desmons, dans celui de Chasseforêt, proposent qu'il s'agisse de deux ensembles différents, le premier Paléozoïque ancien, le second Précambrien- tardif, le canevas structural anté-mésozoïque restant toutefois inconnu.

En même temps que s'effectuaient ces levés, le métamorphisme alpin était progressivement déchiffré (Bocquet [Desmons], 1974b; Saliot, 1973; Chopin, 1979 ; Goffé & Velde, 1984 ; Goffé & Chopin, 1986) et ses liaisons avec les structures précisées (Platt & Lister, 1978, 1985a,b ; Platt et al, 1989), le tout donnant un cadre beaucoup plus précis pour l'étude du développement géodynamique de la Vanoise. On découvre ainsi une tectonique polyphasée contemporaine de ce métamorphisme Desmons et al, 1999b) analogue à celle mise en évidence au même moment dans les Alpes penniques suisses et italiennes (Steck & Hunziker, 1994). La quantification des conditions de température et de pression, associée à quelques datations isotopiques, impose désormais des conditions très strictes aux hypothèses évolutives envisagées, mais dépend, évidemment, de la fiabilité des chiffres proposés (e.g. Agard et al, 2002 ; Fig.5).

4 - Limites géographiques et zones structurales recoupées

Le territoire étudié intéresse les feuilles au 50 000e Modane, Tignes et Lanslebourg (Anx.1B). Il s'étend entre le cours supérieur de l'Arc (Haute Maurienne), son affluent, le torrent d'Ambin, au Sud, et celui de l'Isère (Haute Tarentaise) au Nord. A l'Est, nous nous limiterons en principe à la frontière italienne, bien que pouvant en déborder localement en Val Cenischia (versant italien du col du Mt-Cenis). A l'Ouest, nous ne dépasserons pas le contact zone briançonnaise interne-zone houillère, c'est-

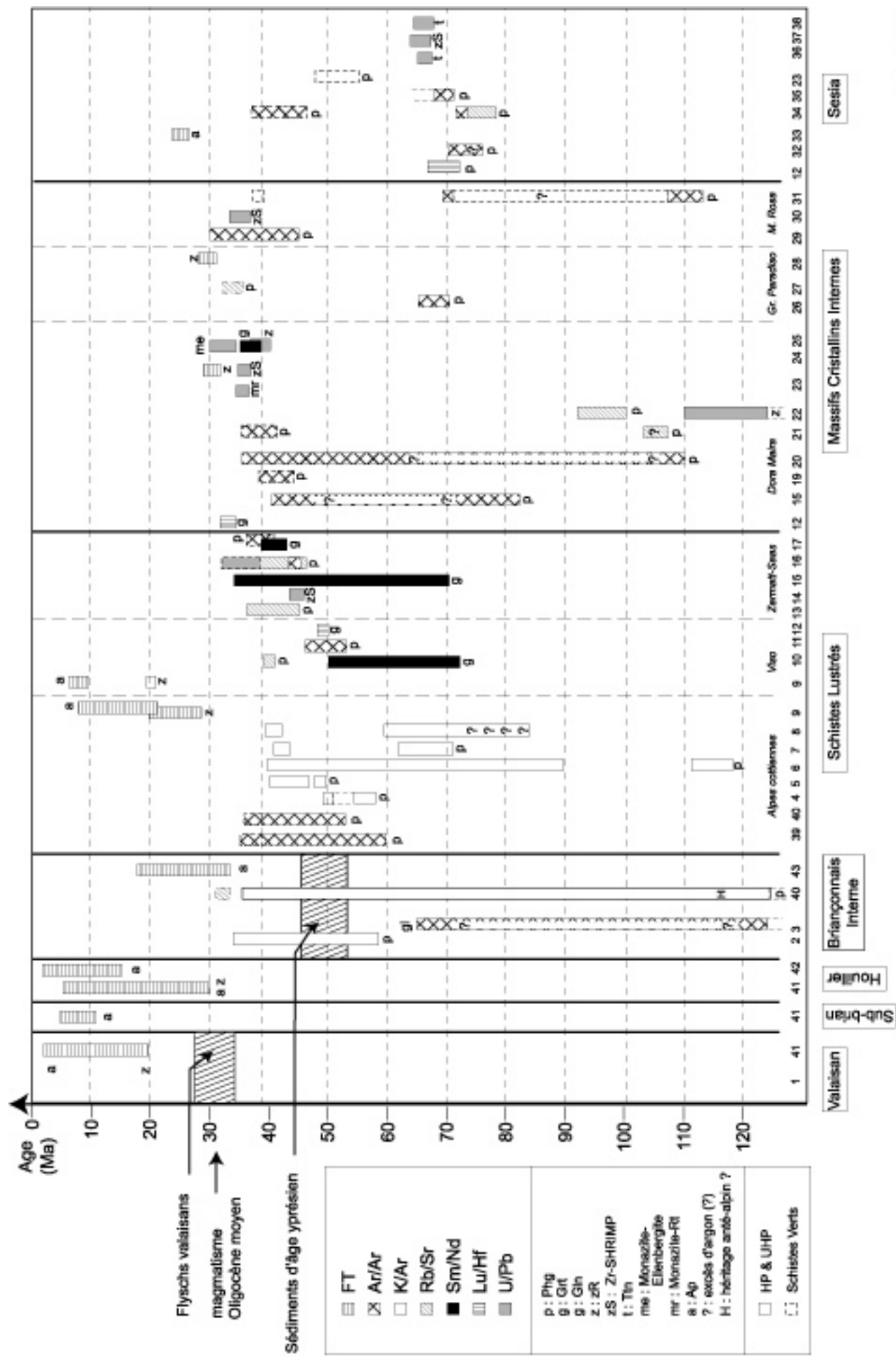


Figure 5

à-dire que nous ne traiterons pas des zones, sub-briançonnaises et valaisannes de la région de Moûtiers, ni du chevauchement frontal de la zone Houillère.

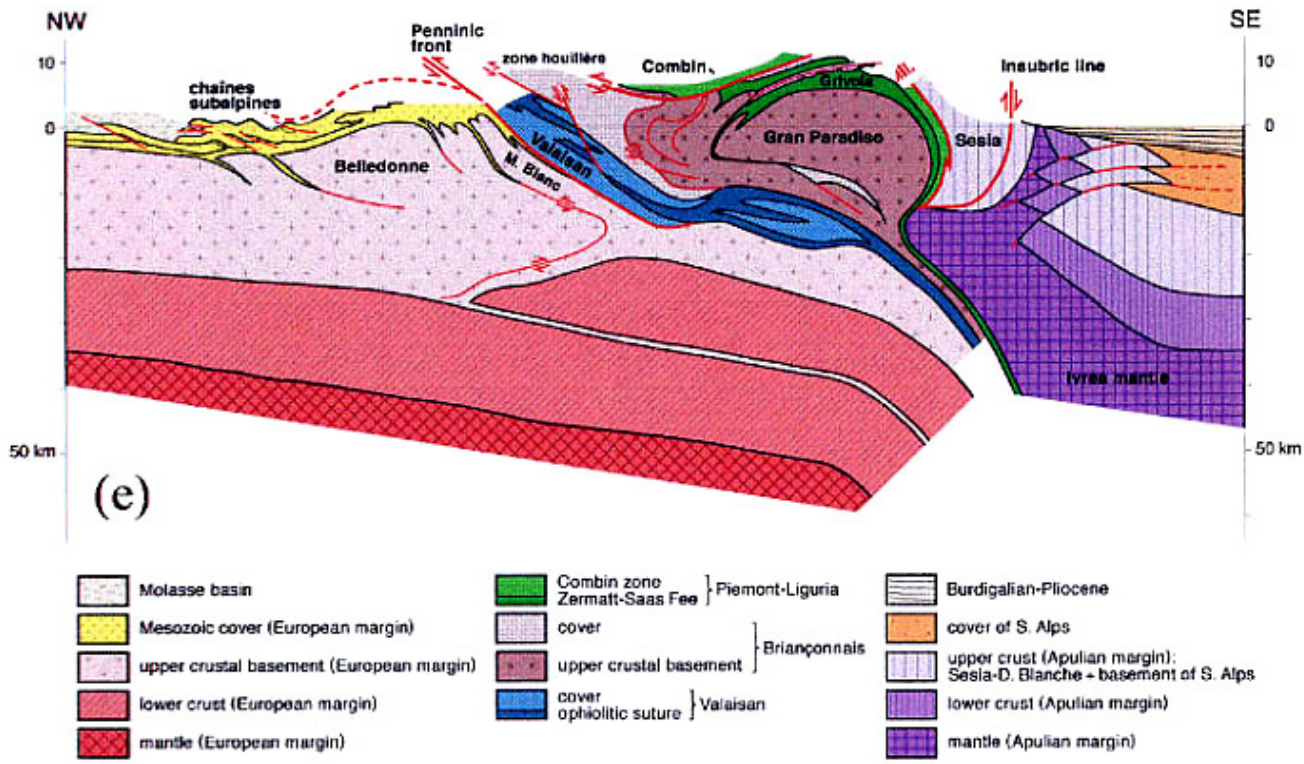
Dans ce cadre (Fig.2B), trois grandes zones structurales se succèdent d'Ouest en Est :

- La zone Houillère briançonnaise (ou Nappes briançonnaises externes)
- La zone briançonnaise interne (ou Nappes briançonnaises internes)
- La zone du complexe des Schistes Lustrés (regroupant les zones dites piémontaise et liguro-piémontaise, cette dernière étant la seule à posséder du matériel océanique).

De cet ensemble émergent des coupoles ou dômes de surrection où affleure le socle ancien de la zone briançonnaise interne (Vanoise Sud, Ambin) et celui de la zone piémontaise (massif du Gran Paradiso). Seuls échappent à cette règle le socle de Vanoise Nord (Mont Pourri) et ses prolongements en Val d'Aoste et en Suisse qui forment plutôt des écaillés imbriqués avec les couvertures mésozoïques à la faveur d'une tectonique complexe.

Figure.5 – *Compilation de données radiochronologiques récentes sur différents domaines des Alpes occidentales par Agard et al, (2002), modifiée d'après les synthèses exhaustives de Hunziker et al, 1992 et Von Blanckenburg et Davis, 1995. Des âges stratigraphiques et radiochronologiques concernant les domaines valaisans, briançonnais et liguro-piémontais ont été incorporées au tableau. Pour chacune des études, les méthodes utilisées, les minéraux analysés et les domaines géologiques concernés sont donnés. Les études sont listées comme suit : (1) Cerianni et al (2001), (2) Bocquet[Desmons] et al (1974), (3) Desmons (1989), (4) Liewig et al (1981), (5) Bonhomme et al (1980), (6) Takeshita et al (1994), (7) Delaloye et Desmons (1976), (8) Caby et Bonhomme (1982), (9) Schwartz (2002), (10) Cliff et al (1998), (11) Monié et Philippot (1989), (12) Duchêne et al (1997a), (13) Reddy et al (1999), (14) Rubatto (1998), (15) Bowtell et al (1994), (16) Barnicoat et al (1995), (17) Amato et al (1999), (18) Arnaud et Kelley (1995), (19) Scaillet et al (1990), (20) Scaillet et al (1992), (21) Monié et Chopin (1991), (22) Paquette et al (1989), (23) Schärer et al (1999), (24) Gebauer et al (1997), (25) Tilton et al (1989), (26) Chopin et Maluski (1980), (27) Freeman et al (1997), (28) Hurford et al (1990), (29) Monié (1985), (30) Rubatto et Gebauer (1999), (31) Chopin et Monié (1984), (32) Ruffet et al (1995), (33) Hurford et al (1989), (34) Cortiana, et al (1998), (35) Reddy et al (1996), (36) Inger et al (1996), (37) Rubatto et Gebauer (1999), (38) Ramsbotham et al (1994), (39) Agard et al, 2002 ; (40) cette étude ; (41) Fügenschuh et Schmid (soumis) ; (42) Ménard et Sabil (1998) ; (43) Balestrieri (1999). Noter, dans le cas du massif de Dora Maira, l'ambiguïté radiochronologique entre les âges 'Schistes Verts' très vieux - obtenus par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - et les âges de la haute pression très jeunes – obtenue par les méthodes Lu/Hf, Sm/Nd et U/Pb. De même les âges argon concernant la HP dans les socles de Vanoise Sud et Ambin ont-ils réellement une signification géologique ? si oui comment peuvent-ils être antérieurs aux derniers dépôts briançonnais d'âge yprésien à avoir été subductés ?*

Figure.6 - Image sismique ECORS-CROP et coupes crustales interprétatives correspondantes des Alpes occidentales. L'accès aux structures profondes des Alpes occidentales a été obtenu dès la fin des années 80 avec l'aboutissement du programme ECORS-CROP-Alpes et les premiers profils sismiques réflexions bruts (Bayer et al, 1987 ; Nicolas et al, 1990). Le profil sismique passe au niveau du massif du Gran paradiso suivant une géotransverse NO-SE entre le massif subalpin des Bornes et la plaine du Pô, recoupant perpendiculairement l'ensemble des structures de la zone externe et des zones internes (Fig.2A). Le profil (a) présente les résultats simplifiés des pointés migrés suivant une coupe NO-SE (Tardy et al, 1990). Les réflecteurs sismiques permettent d'imager sans ambiguïté le moho européen à 37 Km de profondeur à l'aplomb du massif de Belledonne. Ce moho se localise sous une croûte inférieure fortement litée sismiquement. La partie apulienne du profil est caractérisée par un ensemble de réflecteurs correspondant aux épais dépôts molassiques de la plaine du Pô, faisant écran au moho. Sous les zones internes où les réflecteurs sismiques sont plus diffus et moins bien orientés (exception faite de la série de réflecteurs rattachés au front penninque), la position du moho est sujette à discussion. Elle dépend à l'heure actuelle des modèles et interprétations utilisés. Ainsi dans le modèle proposé par Tardy et al (1990) ou par Polino et al (1990), le moho sous les zones internes se localise à une trentaine de kilomètres de profondeur sous les nappes penniques inférieures (écailles de croûte européenne). Il s'agit alors du toit d'une écaille mantellique charriée sur la marge européenne et rattachée soit (A) au corps d'Ivrée pour Tardy et al (1990), soit (B) rattachée au manteau d'affinité européenne pour Polino et al (1990). (C) Un troisième modèle plus récent proposé par Roure et al (1990) interprète cette zone comme un ensemble de " duplex " de croûte inférieure poinçonnée par le manteau apulien. Ce modèle est très proche de celui proposé par Schmid et Kissling (2000) : (e) ci-dessous. Noter pour ce dernier modèle le sous-placage d'unités valaisannes à la base des nappes penniques, comme cela est couramment représenté sur le profil sismique des Alpes centrales (Pffiffer et al, 1997). Cette différence à une importance capitale lorsqu'on touche aux problèmes d'exhumation des roches alpines de HP-BT. Dans la plupart de modèles géodynamiques cette exhumation se produit de façon synthétique à la subduction, mais laquelle : valaisanne (Bousquet, 1998) ou liguro-piémontaise (Schwartz, 2002) ?



Toutes ces coupes interprétatives montrent clairement de vastes écaillages crustaux permettant un épaississement crustal de plus de 50 km d'épaisseur à l'aplomb du Gran Paradiso. De plus, la structure profonde, asymétrique, se caractérise par le sous-charriage vers l'Est (subduction continentale) de l'ensemble de la marge passive européenne sous les unités métamorphiques des zones internes. La géométrie profonde de la chaîne alpine, telle que nous pouvons l'imager actuellement, est incontestablement celle d'une chaîne de collision.

II^{ème} PARTIE : EVOLUTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE - entre Vanoise Sud et Gran Paradiso

Le secteur étudié fait partie de l'ensemble pennique : il intéresse, plus précisément, deux grandes entités lithostratigraphiques de significations paléogéographiques différentes ; ce sont :

- un ensemble d'unités issues de l'ancien domaine océanique téthysien (i.e. le domaine liguro-piémontais) ;

- un ensemble d'unités issues de l'ancienne marge continentale européenne, où l'on distingue deux domaines différents : le domaine piémontais (s.s) et le domaine Briançonnais (s.l).

Par souci de simplification, certains auteurs réunissent le domaine piémontais (s.s) et le domaine liguro-piémontais sous une seule et même appellation : « nappe » ou « complexe des Schistes Lustrés ».

Notre présentation des unités lithostratigraphiques et paléogéographiques s'inspire largement des travaux, compilations et synthèses bibliographiques réalisés par Fudral et al (1987, 1996) et Deville et al (1992).

1 - Les unités liguro-piémontaises

Ce sont les unités d'origine océanique, issues de la Téthys. Sur la base d'arguments lithologiques, Fudral et al (1987) puis Deville et al (1992) ont scindé ces dernières en deux ensembles. Les plus basses possèdent un substratum ophiolitique indiscutable ; les plus hautes ne montrent un tel substratum que dans leur semelle tectonique.

1-1 - les unités Inférieures : ce sont les unités de type *Villaron-Gran Uja* (Anx.1B). Elles reposent sur les unités de la marge européenne avec lesquelles elles sont déformées. Elles affleurent près de *Bonneval*. La base stratigraphique de ces unités est formée de roches basiques et ultrabasiques provenant du paléo-plancher océanique téthysien. Ce sont généralement des péridotites serpentinisées. Elles supportent une couverture dont les premiers termes sont de nature variable : localement des brèches ophiolitiques polygéniques ou des éléments ophiolitiques. Vient ensuite une épaisse formation de marbres et de calcschistes à intercalations détritiques nombreuses (prasinites rubanées à éléments de laves en coussins, quartzites clairs, paragneiss). Pour Pognante (1983), certaines intercalations gneissiques pourraient n'être que de gigantesques blocs. L'ensemble de ce matériel a donc une origine mixte (océanique et continentale). Aucun indice paléontologique ne permet actuellement de dater cette couverture ; les marbres adhérant au paléo-plancher océanique sont attribués au Jurassique supérieur, par comparaison avec ceux décrits dans le Queyras (Wever & Caby, 1981). Le reste de la série se limiterait au Crétacé (Fudral, 1996).

1-2 - les unités Médiannes : ce sont les unités du type *Charbonnel-Rocciamelone* (Anx.1B). Elles forment l'essentiel des versants de l'*Arc* en Haute-Maurienne. La base stratigraphique originelle de ces unités n'est pas connue avec certitude. On peut cependant leur rattacher les écaillés à matériel basique et ultrabasique qui jalonnent leur contact basal. Ces éléments de semelle tectonique sont formés de serpentines attribuables au Jurassique supérieur.

Deux formations constituent de bas en haut l'essentiel de ces unités. La première correspond à des

calcschistes sombres et des marbres pouvant passer à un olistostrome. On y

note en effet des intercalations de matériel détritique grossier varié, de nature ophiolitique (méta-blocs, graviers, sable de basaltes, de gabbros ou de serpentinites) et continentale (méta-arkoses ou grès micacés dont les « gneiss du *Charbonnel* » (Michel, 1953) et quelques éléments dolomitiques). La seconde est faite essentiellement de puissantes assises de marbres clairs, à interlits calcschisteux, pauvres en apports détritiques grossiers. Dans ces deux formations, des restes de foraminifères planctoniques ont été découverts. Ils caractérisent un âge recouvrant le Cénomaniens et le Turonien.

1-3 - Les unités Supérieures : l'unité de la pointe du *Grand Vallon* (Anx.1B), la mieux connue actuellement, couronne l'édifice structural des Schistes Lustrés de Haute Maurienne (Deville, 1986). Elle est constituée exclusivement de termes métasédimentaires. Il s'agit d'anciens dépôts turbiditiques où le matériel détritique est essentiellement quartzo-feldspathique. Ces niveaux ont livré des sections de Globotruncanidés caractérisant le Maastrichtien supérieur (Deville, 1986).

2 - Les unités de la paléomarge européenne: présentation d'ensemble d'après Deville, 1991, modifié

Ces unités sont constituées de terrains provenant du bas de l'ancienne marge continentale européenne. Leur évolution est marquée par les trois principaux stades du rifting téthysien :

- le stade pré-rift (Trias) est caractérisé par une sédimentation de plate-forme subsidente (grès et carbonates de plate-forme) ;
- le stade du rifting téthysien (Lias-Dogger) est à l'origine d'importantes érosions sur des points hauts (horsts ou sommet de blocs basculés) et du dépôt de sédiments liasiques dans différents fossés ;
- le stade post-rift (fin du Dogger-Crétacé inférieur) correspond à l'effondrement de la marge menant à la généralisation de la sédimentation pélagique.

A partir du Crétacé supérieur, cette portion de la marge se différencie en deux domaines distincts

:

- le domaine le plus externe (i.e. le Briançonnais interne et externe) demeure dans une ambiance de sédimentation pélagique jusqu'à l'Eocène inférieur ;
- le domaine le plus interne (i.e. le Piémontais s.s.) est gagné par une sédimentation syn-orogénique probablement dès la base du Crétacé supérieur.

Du point de vue de la géochronologie, le soubassement de ces domaines internes a été scindé en deux entités : (1) les socles anté-alpins les plus jeunes, exempts de reliques anté-alpines, sont recoupés par des intrusions permianes. (2) les plus vieux documentent une évolution métamorphique anté-alpine rétrograde du faciès Eclogite au faciès Schiste Vert. Cette structuration anté-alpine est à rapporter soit aux événements varisques (Gran Paradiso, Monte Rosa), soit à des événements anté-ordoviciens (Vanoise Sud, Ambin). L'origine de ces terrains (affinité panafricaine, apulienne, européenne ?) et l'âge exact de leur accréation au continent européen (orogène varisque, alpine ?) sont encore discutés (e.g. Guillot et al, 1987 ; Guillot et Devilles, 1988 ; Bertrand & Leterrier, 1997 ; Bertrand et al., 1998-2000 ; Guillot et al, 2002).

2-1 - Les unités piémontaises (s.s)

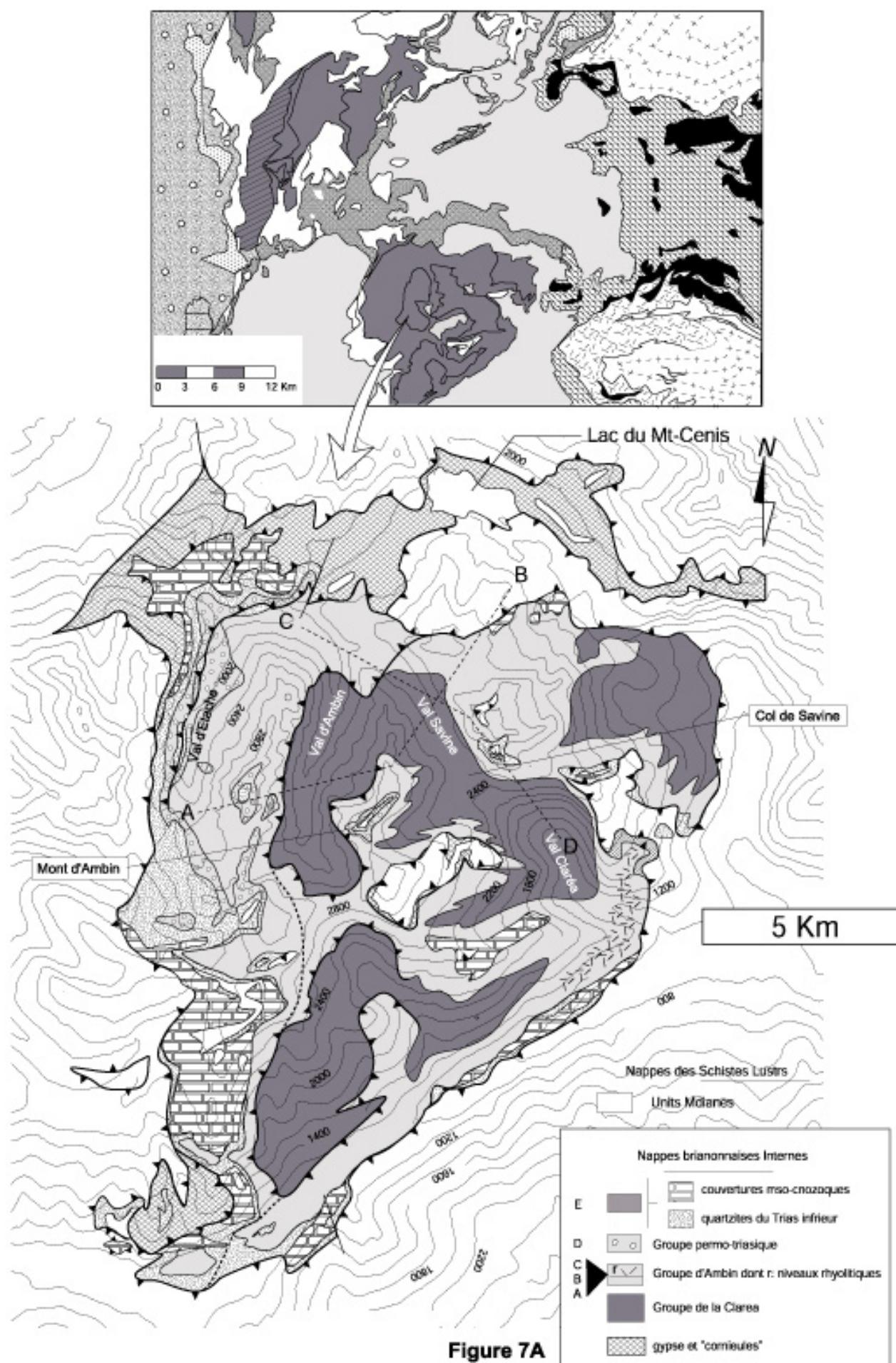
Les massifs cristallins internes correspondent aux massifs du Gran Paradiso et de Dora Maira qui affleurent respectivement sous la forme de dômes symétriques et asymétriques dans la partie Est de notre secteur d'étude. Ces massifs et leurs couvertures sont surmontés par les unités océaniques et plissés avec elles. L'origine de ces massifs est encore discutée (bord de marge apulienne : Escher et al, 1993 ; ou européenne : Froitzheim, 2001). Ces massifs cristallins internes sont constitués d'un vieux socle polymétamorphique complexe (micaschistes, metabasites, ect...) intrudé par des orthogneiss et d'une enveloppe monocyclique du paléozoïque supérieur (paragneiss, série volcano-détritique et méta-conglomérat). Le massif de Dora Maira présente dans la région de Pinerolo des schistes graphiteux attribués au Carbonifère, parfois considérés comme du matériel plus externe de type Briançonnais, apparaissent en fenêtre.

Les unités de couverture piémontaise représentent généralement la première enveloppe métasédimentaire décollée des massifs cristallins internes. Aussi les considère-t-on comme les couvertures alpines décollées de ces massifs. Elles ont donc également pour origine la bordure de la marge européenne.

Les séries débutent par des quartzites et des carbonates de plate-forme d'âge triasique. Certains termes de ces séries sont localement envahis par un détritisme ophiolitique (Michard, 1967 ; Schumacher, 1972 ; Elter, 1971-75 ; Caron, 1977). Marthaler et al, (1986) ont montré que la première enveloppe métasédimentaire du massif de Dora Maira, près de Susa en Italie, présente jusqu'au 'milieu' du Crétacé une évolution sédimentaire comparable à celle du domaine Briançonnais interne, alors que la base du Crétacé supérieur y est représentée par des séquences flyschoides de calcschistes datées par des Globotruncanidés. Il est donc envisageable que le domaine Piémontais corresponde, au Crétacé supérieur, à la bordure occidentale du « bassin des Schistes Lustrés » (Fudral, 1996), contigüe au domaine océanique et située au bord de la marge continentale européenne. On ne connaît pas dans ces séries de terme plus récents que la base du Crétacé supérieur.

2-2 - Le Briançonnais externe

D'un point de vue lithologique et paléogéographique, l'ensemble des sédiments constitutifs de la zone Briançonnaise a enregistré une évolution depuis un environnement stable de plate-forme, correspondant alors au dépôt des sédiments peu profonds du Trias inférieur et moyen, jusqu'à une période de rifting responsable de la formation de failles normales et de blocs basculés au Trias supérieur et au Jurassique inférieur. Cette phase de rifting produit un important soulèvement des parties internes de la plate-forme, qui se traduit par le dépôt de brèches et la fréquente érosion des carbonates du Trias moyen et supérieur. Les dépôts jurassiques dans la zone Briançonnaise sont fréquemment érodés et d'épaisseur réduite. Cette phase de rifting et d'émersion est suivie par le dépôt des calcschistes du Crétacé supérieur et du Paléocène associés à des fréquents « hard ground » témoins d'un environnement marin peu profond (Debelmas, 1983), des flysch noirs dès l'Eocène (Bartonien inférieur – 40 Ma - près de Briançon) suivi par l'arrivée des flyschs à helminthoïdes du Crétacé supérieur qui marquent l'arrêt de la sédimentation Briançonnaise. L'ensemble des sédiments de la plate-forme Briançonnaise repose sur un soubassement composite comportant un socle et des formations permo-carbonifères. Cet ensemble correspond à la zone houillère qui affleure à l'extrémité Ouest de notre secteur d'étude. Il s'agit de bassins tardi-orogéniques de la chaîne Varisque, remplis par des dépôts puissants de matériel terrigène et continental, daté du Namurien au Permien inférieur. Associée à cette sédimentation monotone, se développe dès le Stéphanien, une importante activité magmatique calco-alkaline suivie par un volcanisme rhyolitique



daté du Permien moyen (Bussy, com. pers.).

2-3 - Le Briançonnais interne ou zone Vanoise - Ambin (d'après Deville, 1987, modifié)

Le terme de « Briançonnais interne » est classiquement utilisé (Debelmas & Lemoine, 1957 ; Lefèvre & Michard, 1976 ; Lefèvre, 1982 ; Michard & Henry, 1988) pour désigner les unités d'affinité briançonnaise les plus orientales. En Savoie, elles sont rassemblées en une zone Vanoise-Mont Pourri ou Vanoise-Mont-Pourri-Ambin d'Ellenberger (1958) ou enfin Vanoise-Ambin (Ellenberger, 1958 ; Bocquet [Desmons], 1974b ; Debelmas & Kerckhove, 1980). La zone Vanoise-Ambin se prolonge, vers le Nord, dans la « nappe du Grand Saint Bernard » en *Valgrisanche* et *Valsavaranche* (Caby, 1968) et, de là, se suit en Valais dans les zones de *Siviez-Mischabel* et du *Barrhorn* (Burri, 1983). Vers le Sud, lui font suite les unités briançonnaises internes (au sens large) des Alpes Cottiennes et de Ligurie (y compris les unités ultrabriançonnaises de la bande d'Acceglio).

Ils sont caractérisés lithologiquement par la transgression de sédiments pélagiques condensés du Malm-crétacé (post-rift) sur les quartzites d'âge Scythien ou sur des termes plus anciens (anté-rift). Au sein de la marge européenne de la Téthys, les séries briançonnaises internes très réduites caractérisent la partie orientale, la plus soulevée et la plus profondément érodée, du bloc briançonnais (Lemoine & de Graciansky, 1988). Ce domaine « ultrabriançonnais » est séparé du domaine piémontais (bas de marge) par des escarpements de failles normales dont témoignent des écailles à méga-brèches d'écroulement.

Contrairement au Briançonnais externe de Savoie, la couverture carbonatée mésozoïque et cénozoïque est bien représentée dans la zone Vanoise-Ambin. Elle est en général décollée à sa base, au-dessus des quartzites du Trias inférieur (Ellenberger, 1958 ; Dondey, 1986) ; en quelques endroits pourtant (correspondant notamment à des parties où celle-ci est très réduite) la couverture est restée adhérente au substratum siliceux (Raoult et al, 1984).

Cette couverture débute par une épaisse série siliceuse à calcaréo-dolomitique, du Trias inférieur, moyen et supérieur, déposée en milieu lagunaire à néritique, se poursuivant au Lias par une sédimentation détritique. Une émergence (généralisée ?) mise en évidence localement par des bauxites, affecte le domaine pendant la période Lias supérieur – Dogger inférieur. Une transgression d'abord limitée à certaines parties du domaine au Bathonien ('couche à *Mytilus*') se généralise au Callovo-Oxfordien. Elle conduit au dépôt d'une série pélagique peu épaisse, marquée par plusieurs lacunes de sédimentation en particulier au Crétacé inférieur. Les apports détritiques éocènes constituent le dernier terme observable de cette couverture. La transition entre les terrains du Secondaire et ceux du Tertiaire

Figure. 7 – (A) Carte géologique du massif d'Ambin. Cette unité briançonnaise se présente comme une 'fenêtre' tectonique sous l'Unité Médiane des Schistes Lustrés (les barbules noires soulignent le contact entre ces deux unités). L'information concernant les différentes lithologies reconnues sur ce massif est issue d'une compilation des travaux cartographiques de Gay (1971), Polino et al (1999) et de données personnelles. Approche nouvelle : les contacts intra-socle Groupe de la Claréa – Groupe d'Ambin ont fait l'objet d'une étude systématique sur l'ensemble du massif. Cette étude a été particulièrement détaillée dans la partie nord du massif (voir Logs présentés en annexe). Noter que ce contact est cisailé dans la partie ouest du massif (barbules noires) et intensément replissé dans la partie est. Les coupes [AB] et [CD] sont présentées sur les figures 8 et 9. (B) Log synthétique des différents Groupes reconnus dans le massif d'Ambin. (C) synopsis stratigraphique d'après Gay (1971).

Log synthétique des séries mtasdimentaires constituant la couverture, suppose autochtone, du Groupe de la Clarea - puissance des formations non fournie

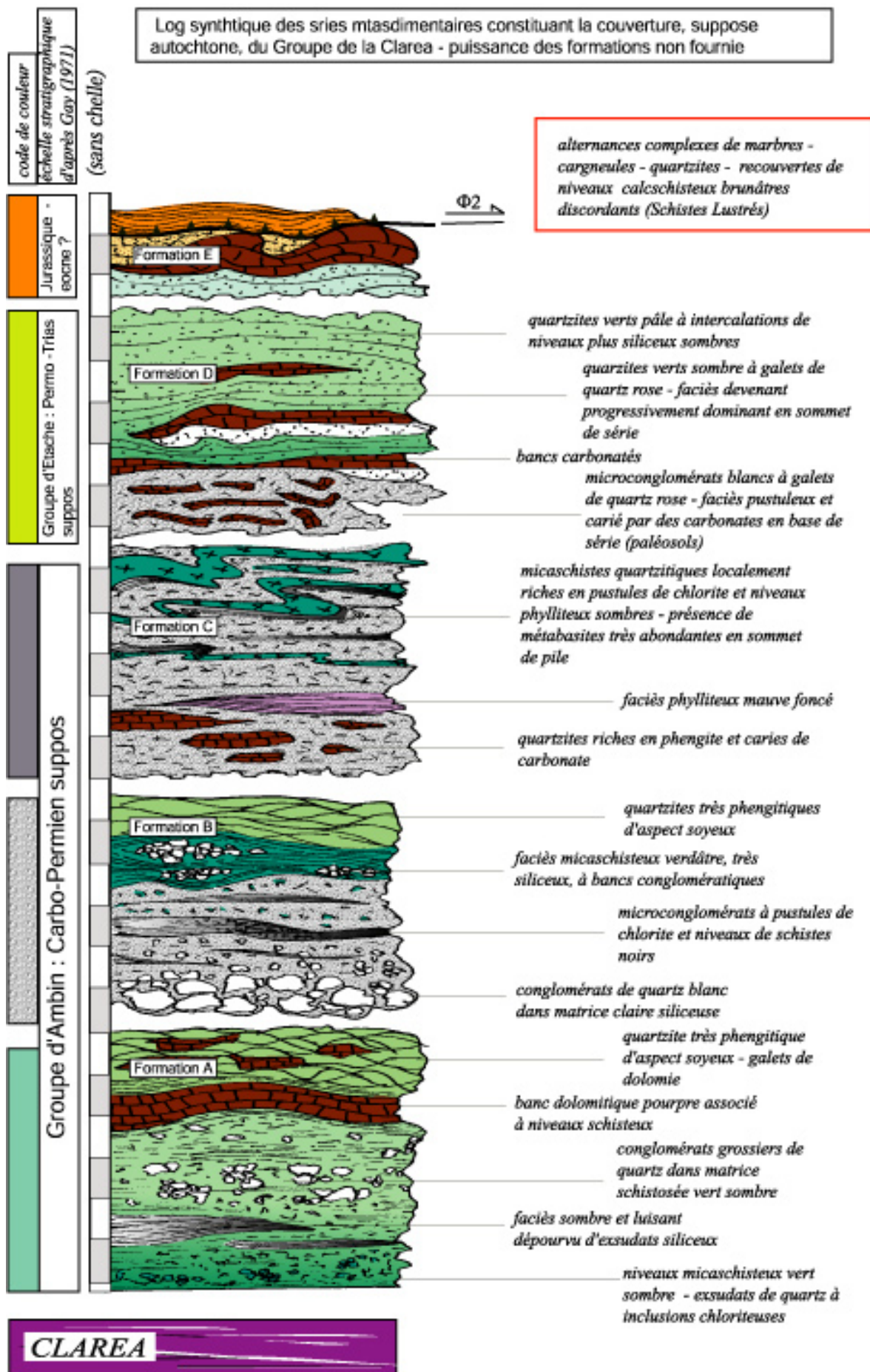


Figure 7B

est marquée par des méta-tufs volcaniques. Les terrains tertiaires sont peu préservés, seul l'Eocène est représenté par des Schistes noirs et des calcschistes (d'âge Yprésien).

Les cargneules ont été distinguées sur la carte lithologique (Fig.2B), afin de montrer qu'elles sont présentes en intercalations entre les différentes écailles de Schistes Lustrés. La transformation en cargneule des terrains évaporitiques provient du glissement des nappes qui s'est localisé dans ces terrains ductiles.

Contrairement à la zone houillère où les termes post-Carbonifère reposent sur les dépôts continentaux d'un bassin houiller, la zone 'Vanoise-Ambin' ne montre pas de Carbonifère. Le substratum paléozoïque y est représenté par un vieux socle polymétamorphique anté-carbonifère (voir Bertrand et al, 2000 pour revue) encore très peu étudié d'un point de vue lithologique. Ce socle est pourtant remarquablement bien exposé dans les massifs d'Ambin et de Vanoise Sud.

3 -Le cas du massif d'Ambin

3-1 - Le cadre géographique

Le massif d'Ambin est situé à la frontière franco-italienne dans la partie Sud des Alpes Graies. Il est limité au Nord par la vallée de l'Arc et le col du Mont Cenis, au Sud par la vallée de la Doire entre les localités de Bardonnèche à l'Ouest et de Suse à l'Est (Fig.2B ; Anx.1B). Sans unité géographique à proprement parler le massif d'Ambin tire son nom du Mont d'Ambin (3378 m). Les retombées Nord et Sud du massif sont creusées par plusieurs profondes entailles N-S, où coulent les torrents d'*Etache*, d'*Ambin*, de *Savine* et de *La Claréa* (Fig.7A ; Anx.2). Vers l'Ouest, la barre de quartzites verdâtres qui forme le *Col de la Rognosai d'Etache* sépare deux domaines à morphologie contrastée:

- à l'Ouest, les Schistes Lustrés sont caractérisés par des reliefs mous aux crêtes instables,
- à l'Est, les barres rocheuses du tégument siliceux et du socle micaschisteux alternent avec des vires herbeuses.

3-2 - Le cadre géologique, objectifs et méthodes

Le massif d'Ambin appartient au domaine Pennique des Alpes Nord-occidentales et plus particulièrement à la zone briançonnaise, regardée par l'ensemble des auteurs comme issue d'une portion de marge continentale passive (Lemoine & de Granciansky, 1988 ; Stampfli et al, 1995). Il apparaît au coeur d'une fenêtre, supportant des enveloppes métasédimentaires d'origine variée dont les plus hautes (Schistes Lustrés) sont allochtones : couvertures briançonnaise, piémontaises (s.s) et liguro-piémontaises. Le massif est composé d'un socle polymétamorphique anté-alpin supportant une couverture sédimentaire post-hercynienne, à cachet briançonnais (série condensée d'âge Jurassique à Crétacé-Eocène).

Le massif d'Ambin apparaît comme le dôme le plus parfait du domaine Briançonnais. Situé à moins de 20 Km du massif cristallin interne de Dora-Maira (Fig.2B), il représente avec Accéglgio (Fig.2A) l'unité briançonnaise la plus interne de l'Arc alpin. Les conditions d'affleurement remarquables permettent des levés de coupes litho-stratigraphiques et litho-structurales détaillées à travers toute la série briançonnaise (socle et couvertures). La cartographie structurale de détail que nous présentons constitue la base de travail incontournable pour discuter les modèles d'exhumation existants.

Le premier objectif de cette thèse était de dresser un inventaire complet des différentes lithologies

Lithologie actuelle		stratigraphie initiale - faciès -		Age proposé
Série des Schistes Lustrés et saillière	Fond de calcschistes. Micaschistes albitiques. Métabasites, prasinites et glaucophanites. Serpentinites.	Marnes. Tufs acides. Gabbros, dolérites et laves en coussins. Péridotites et serpentinites		Tertiaire
	Discordance			
Ensemble calcaréo-dolomitique	Fond d'anhydrite, gypse et cargneules. Métagrès, schistes sériciteux et dolomies	Anhydrite. Grès fins, pérites et dolomies.		Keuper
	Discordance			
Groupe d'Etache	Calcschistes noirs. Marbres chloriteux. Brèches blanches. Calcaires marmoréens phylliteux et brèches noires. Calcaires et dolomies massives Schistes verts, dolomies gréseuses, calcschistes et brèches noires.	Marnes. Calcaires marneux. Brèches calcaréo-dolomitiques. Calcaires marneux et brèches calcaréo-dolomitiques Calcaires et dolomies. Argillites, dolomies gréseuses, calcaires et brèches calcaréo-dolomitiques		Éocène. Crétacé sup - Paléocène Malm. Lias. Trias moyen. Werfénien supérieur.
	quartzites ayant accidentellement à leur sommet un ciment d'aegyriine.	Grès quartzeux localement cimentés par du sel, à leur sommet.		Werfénien
Groupe d'Ambin	Faible discordance Alternance de métaconglomérats et de schistes sériciteux.		D saallienne Néopermien	
	Faible discordance Fond de micaschistes albitiques à horizons de métaconglomérats (à la base notamment). Leptymites alcalines Prasinites et glaucophanites.	Grès et conglomérats grossiers. Tufs rhyolitiques. Tufs ou sillis basiques		D palatine Stéphano-Permien
Groupe de la Clarée	Forte discordance Fond de micaschistes albitiques et de gneiss relictuels. Amphibolites partiellement transformées en glaucophanites et prasinites. (facies polymétamorphique)	Grauwackes. Tufs ou coulées basiques		D Asturienne ou Sudète Antié-Namurien

Figure.7c - synopsis stratigraphique d'après GAY, 1971 (modifié)

reconnues dans le soubassement d'Ambin (Fig.7B). Ce travail de reconnaissance nous a conduit à caractériser la nature des contacts séparant les différentes unités lithologiques (stratigraphiques ou tectoniques ?). Pour cela, nous avons consacré trois saisons de terrain à analyser en détail les contacts lithologiques dans les vallées de Savine, d'Ambin et de la Claréa, à en suivre les continuités latérales et les successions verticales (log). Cette approche classique de terrain a permis d'établir des coupes lithologiques détaillées du massif que nous présentons en annexe.

3-3 - Lithostratigraphie

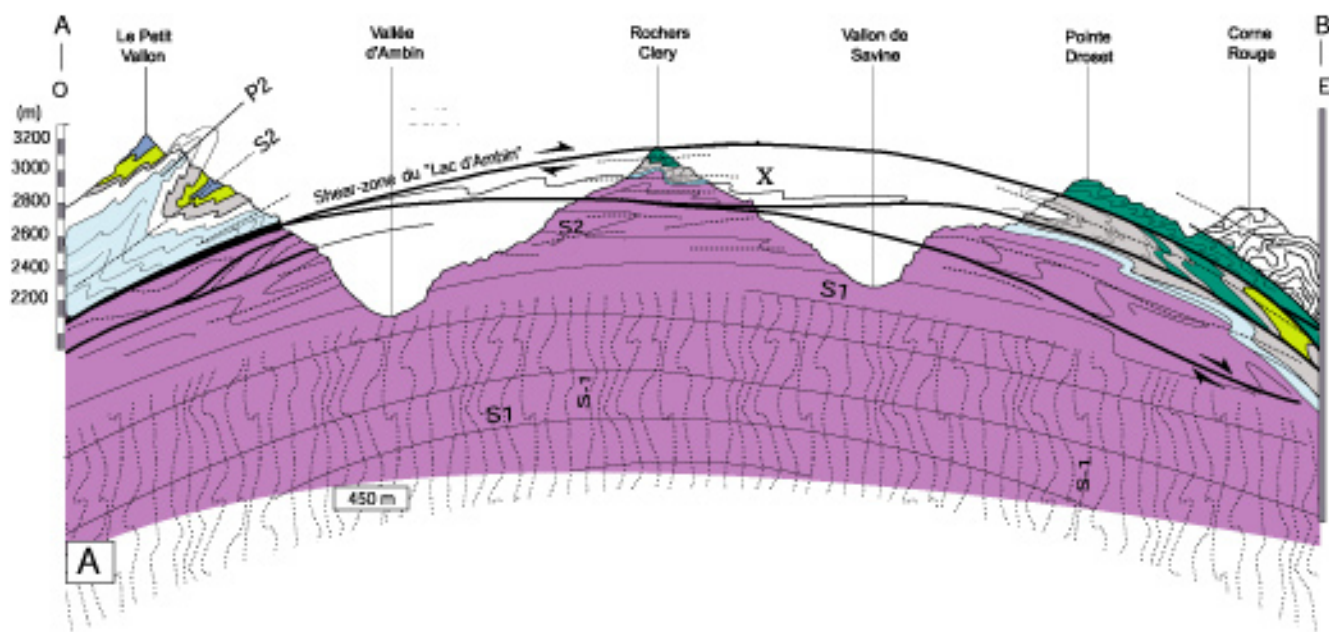
Un historique complet des travaux effectués sur le massif d'Ambin, antérieurement à la tectonique des plaques, a été présenté par Lorenzoni (1965-68) dans son étude du versant italien du massif d'Ambin. Reflet des grandes controverses de la géologie alpine, l'histoire des travaux géologiques sur le massif d'Ambin débute avec le percement du tunnel de Fréjus et les études dues à de Mortillet (1872). Les travaux ultérieurs, très descriptifs, de Hermann & Raguin (1930), Ellenberger (1952), Laffite (1952), Goguel (1955), avaient permis à Michel (1957) de subdiviser le socle cristallin en deux groupes :

- le Groupe de la Claréa, à la base, est constitué essentiellement de gneiss albitiques dans lesquels s'intercalent des lentilles de micaschistes,
- le Groupe d'Ambin, au-dessus, est représenté par des gneiss albitiques à phengite et chlorite dont la base, marquée par des métaconglomérats blancs, soulignerait le contact stratigraphique avec le Groupe de la Claréa (Anx.17). Viennent au-dessus, le Groupe d'Etache, classiquement attribué au Permo-trias puis les quartzites blancs du Werfenien.

Le Groupe des Schistes Lustrés repose en contact anormal sur cet ensemble par l'intermédiaire d'un coussin d'évaporites et de cargneules ; sa position allochtone, maintenant clairement établie, a été longtemps discutée. La voûture d'ensemble du massif d'Ambin est expliquée par Lorenzoni (1965-68) par un soulèvement tardif affecté par des fractures à rejeux normaux associées à une distension terminale. La figure 7C résume la lithostratigraphie complète du massif proposée par Gay (1971), ainsi que son interprétation en termes d'évolution sédimentaire et tectonique. Ce sont ces données de base et les coupures que cet auteur avait proposées, qui ont été utilisées pour le dessin de la partie Nord du secteur d'Ambin intéressant la feuille Lanslebourg-Mont d'Ambin (Fudral et al., 1994).

A la suite de Gay, les auteurs Italiens (Borghi et al., 1999) interprètent le groupe de la Claréa comme un socle polymétamorphique représentant les restes de la chaîne hercynienne. L'âge des Groupes d'Ambin et de la Claréa est mal connu ; les seuls éléments discriminants sont (1) la présence de paragénèses métamorphiques réputées anté-alpines dans le Groupe de la Claréa (type barrowien, Gay, 1974 ; Bocquet [Desmons], 1974a,b), confirmée par un âge Ar/Ar à 360 Ma (Monié, 1990) et (2) l'âge à 500 Ma des métarhyolites situées au sommet géométrique du Groupe d'Ambin (Guillot et al., 1998 ; Bertrand et al, 2000).

La colonne litho-stratigraphique présentée dans ce qui suit a été établie à l'aide d'un ensemble de six coupes réelles (Anx. 11 à 16) et d'une dizaine de logs synthétiques (Anx. 3 à 10) réalisés le long des contacts Ambin - Claréa. La position des coupes et des logs est précisée sur l'annexe.2. Le Groupe de la Claréa est maintenu dans son intégrité. En revanche le Groupe d'Ambin est décomposé en trois formations A, B, C, sur la base d'arguments lithologiques. La formation D représente une partie du Groupe d'Etache (Gay, 1971) alors que notre formation E regroupe les reliques de couverture méso-cénozoïque autochtone. Les données relatives à chacune de ces formations sont synthétisées sur la figure



coupe générale 1

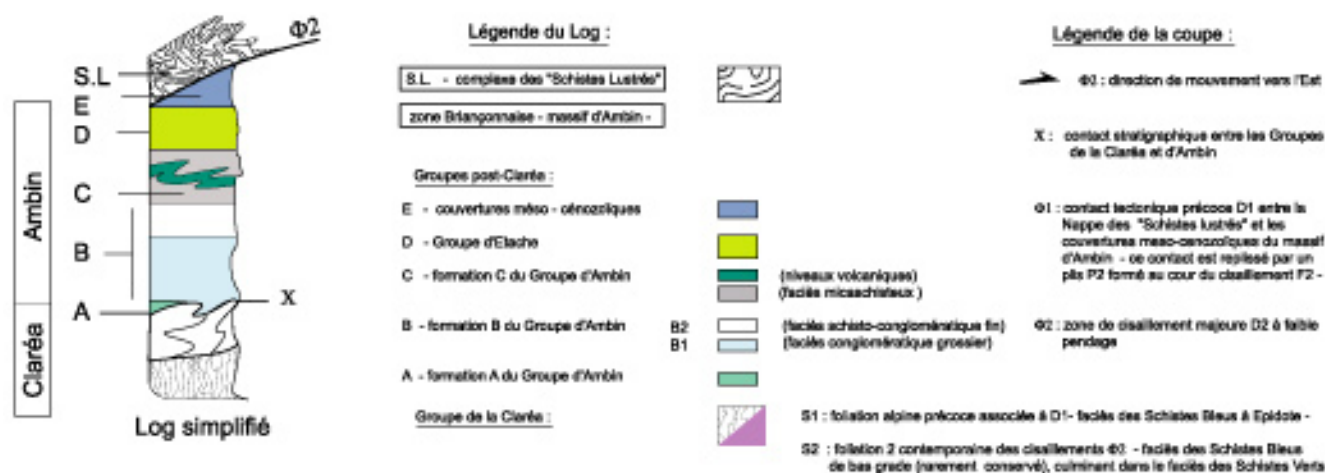
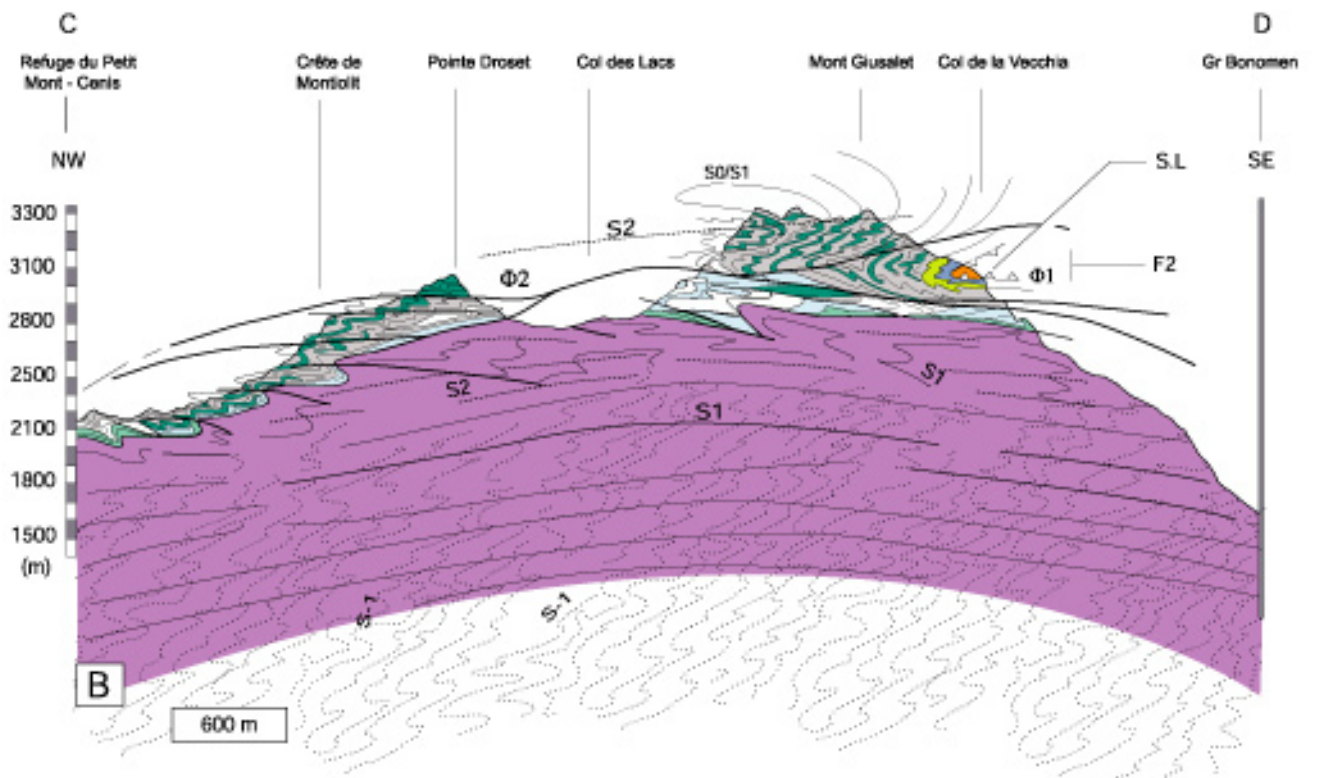


Figure 8

Figures.8 et 9 – Coupes géologiques Est-Ouest et Nord-Sud à travers le massif d'Ambin. Observer la structure en 'oignon' du massif.

1. Le cœur est marqué par une déformation D1 de HP-BT associée à un cisaillement vers le Nord. La vergence des structures D1 est illustrée sur la figure.9 par un déversement apparent des plis P1 vers le Nord. Ces plis isoclinaux déforment une fabrique anté-alpine S_1 totalement relictuelle. Des niveaux basiques et carbonatés pouvant s'apparenter à une S0/S1 soulignent parfois ces plis précoces.
2. A l'approche du contact Groupe de la Clarée - Groupe d'Ambin, les fabriques D1 sont transposées par une déformation D2 majeure. Cette déformation opère par cisaillement simple vers l'Est et affecte toute la partie supérieure du massif (Schistes Lustrés, couvertures briançonnaises et unités de socle sont mélangés



general cross-section 2

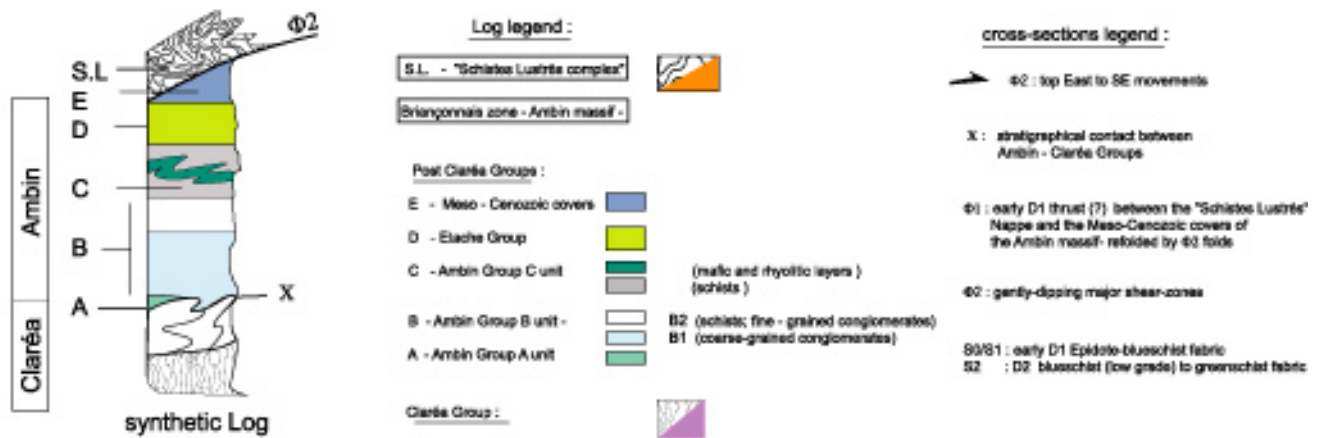


Figure 9

tectoniquement). On notera que ces cisaillements $\Phi 2$ (shear-zone du « Lac d'Ambin ») sont extrêmement concentrés dans la partie ouest du massif. Ces cisaillements se ramifient à l'est laissant place à une déformation plicative intense. Fait nouveau, la reconnaissance des différentes unités constituant le Groupe d'Ambin nous a permis de faire figurer sur les coupes ces replis intra-socle. (voir figure.8 : le plis P2 du Petit Vallon ou figure.9 : les plis P2 du Mont Giusalet et du Col de la Vecchia replissant les fabriques D1 - S0/S1 et $\Phi 1$ -). Le déversement apparent vers le nord des plis P2, marqué dans l'unité C par des niveaux basiques, est trompeur : il s'agit en fait de plis d'interférences P1-P2, le déversement principal se faisant vers l'Est (figure.8).

Pour plus de lisibilité, les fabriques D3 (failles normales $\Phi 3$ semi-ductiles, plans de crénulation S3) n'ont pas été représentés sur les coupes.

7B.

3-3-1 - Le Groupe de la Claréa

Le Groupe de la Claréa se distingue du Groupe d'Ambin par sa teinte très sombre et souvent bleutée, due à l'abondance d'amphiboles sodiques. Les parties profondes, bien qu'elles puissent apparaître massives et totalement dénuées de stratification, présentent un débit tectonique très régulier. L'aspect «zébré» des roches de ce Groupe est dû aux exsudats de quartz.

A l'approche du contact avec le Groupe d'Ambin, la teinte des roches s'assombrit davantage alors qu'une foliation beaucoup plus pénétrative vient donner un aspect feuilleté aux micaschistes. Quelques filons basiques, où ne subsiste souvent qu'une paragenèse du faciès Schiste Vert à amphiboles vertes, chlorite et pustules d'albite, sont interstratifiés dans ces niveaux. Généralement, dans les derniers mètres de la série, la roche devient véritablement très phylliteuse et luisante (schistes noirs luisants) ; les ségrégations de quartz se font de plus en plus rares et discontinues, alors qu'apparaissent très sporadiquement quelques galets de quartz verdâtres à aiguilles de chlorite.

3-3-2 - Le contact Groupe de la Claréa - Groupe d'Ambin

De tous les contacts visités, et signalés comme tels, ressort une double conclusion :

- Dans les secteurs intensément cisailés (Fig.8 et 9 ; Anx.3, log1 et Anx.4, log4), la déformation se concentre exclusivement dans un niveau repère (§ partie III) qui souligne le contact. Le faciès de type 'schistes noirs luisants' de la Claréa n'existe alors pratiquement plus, ou demeure très réduit et cisailé (Fig.10). Sur quelques centimètres à dizaines de centimètres s'individualise un faciès verdâtre, mylonitique, où la circulation intense de fluides a développé une paragenèse de type Schiste Vert. Sur les plans de cisaillement, la chlorite est associée au quartz et à des oxydes et hydroxydes variés, et se présente en placages, en gerbes ou en aiguilles très orientées. Il est actuellement impossible d'établir à partir de la minéralogie de ce faciès un lien génétique formel avec l'un ou l'autre des deux groupes. Ce qui est probable, c'est que la déformation a été préférentiellement accomodée dans ces niveaux, peu résistants à l'origine. Le Groupe d'Ambin avec ses conglomérats clairs apparaît immédiatement au-dessus.

- Dans les secteurs faiblement cisailés (Anx.3, log2 ; Anx 5 à 10), souvent difficiles d'accès, le contact nous livre une lithologie plus diversifiée que nous rassemblerons sous le terme de '**formation A du Groupe d'Ambin**'. Au-dessus du faciès «schistes noirs luisants» de la Claréa, où s'individualisent quelques galets de quartz, nous passons à un faciès beige à brunâtre, toujours phylliteux, qui prend peu à peu une teinte verdâtre. Les galets de quartz, toujours légèrement verdâtres, se multiplient et forment par endroits de véritables micro-conglomérats. Ce dernier faciès, indiscutablement sédimentaire, disparaît de façon progressive au profit de niveaux très fins riches en phyllites. Verts sombre, noirs, gris luisants, parsemés ou non de petits cristaux de silice ou de carbonates, ces micaschistes rappellent étonnement certains niveaux inférieurs de la Claréa. Généralement la matrice des micro-conglomérats, devenant progressivement plus siliceuse, s'éclaircit alors que les galets de quartz deviennent beaucoup plus abondants sinon plus volumineux. Dans certains secteurs apparaît quelquefois un niveau dolomitique rougeâtre discontinu, décimétrique par endroits, que l'on retrouve emballé dans un faciès pourpre et schistosé. Des galets de dolomie se retrouvent parfois individualisés dans cette gangue phylliteuse qui constitue le toit de notre formation A.

3-3-3 - Les formations B et C du Groupe d'Ambin

La formation (B) à la particularité d'apparaître distinctement sur toutes les coupes, en particulier au Lac noir (Anx.11 et 12). Elle débute par des bancs très massifs de conglomérats, parfois intensément

cisaillés, où alternent sporadiquement des niveaux micro-conglomératiques plus fins, voire même des lentilles de phyllites vertes ou sombres. L'existence de chenaux assigne indiscutablement à ces conglomérats une origine sédimentaire. Les niveaux siliceux, qui ne présentent en fait aucune réelle continuité latérale, apparaissent souvent criblés de tâches chloriteuses au point de prendre par endroits une teinte vert sombre. Généralement, ces zones chloritisées où se localise préférentiellement la déformation, se concentrent au sein des niveaux les plus fins. Les niveaux supérieurs, toujours très siliceux, deviennent alors progressivement plus fins et phylliteux. Ici et là réapparaissent, au milieu de faciès devenus sombres, quelques bancs conglomératiques blancs. L'évolution se fait ensuite vers un faciès soyeux où abonde la phengite.

La formation (C) passe en continuité parfaite avec le faciès soyeux précédent. Au toit de ces niveaux phengitiques apparaît ainsi un faciès similaire mais carié par des pustules de carbonate. Ce niveau s'apparente, au moins par la typologie de ses zircons, à d'anciens tufs volcano-sédimentaires. Il peut parfois être recouvert par un banc métrique de micaschistes quartzitiques, de couleur mauve à ocre, assez discontinu. Généralement, en s'appauvrissant en carbonate, ce niveau évolue progressivement vers un ensemble assez monotone de micaschistes quartzitiques. Ce faciès gris blanc, parfois ponctué de tâches chloriteuses, de pustules d'albites, peut se montrer très riche en petits grains de rutile ; cette concentration en oxydes lui donne localement un aspect piqueté. Au sein de cet ensemble, s'individualisent également des niveaux phylliteux de couleur vert sombre à noire, parfois rose ôcre, (coupe.14 du Lac d'Ambin ; Anx.14) assez abondants vers le sommet de cette unité. On remarquera l'apparition progressive des niveaux basiques, probablement stratiformes, au sein du dernier ensemble décrit. Quand elle apparaît complète ou suffisamment puissante, cette formation présente à son sommet un banc basique décimétrique reposant sur un épais niveau phylliteux rougeâtre (Anx.15 et 16). Cette chape très imposante, vraisemblablement d'origine volcanique, peut aussi se présenter sous forme d'une multitude de petits niveaux basiques alternants avec les micachistes ocres (Anx.14). Ce niveau repère continu, facilement repérable le long de la vallée de *Savine*, présente une puissance très hétérogène. Le dédoublement tectonique semble être un argument insuffisant pour expliquer à lui seul ces variations latérales; très probablement existait-il déjà dès l'origine des discontinuités volcano-sédimentaires. Aucun niveau méta-rhyolitique du type de ceux connus sur le versant italien (toujours associés à des faciès basiques) n'a été retrouvé dans les coupes et logs effectués.

3-3-4 - La formation D ou groupe d'Etache

La formation suivante (D), dite Groupe d'Etache, est particulièrement bien documentée sur les coupes 1 et 2 du Lac noir (Anx.11 et 12). Totalement azoïque, elle renferme au sein de faciès siliceux, des dragées de quartz rose ; cette particularité a jusqu'ici permis de rapporter cette formation au Permo-trias. Cette série débute par des bancs décimétriques de carbonates associés très irrégulièrement avec de fins niveaux siliceux, assez phengitiques. Progressivement la tendance s'inverse et les carbonates, devenant minoritaires, n'apparaissent plus qu'en galets, graviers ou caries brunâtres. Ce faciès, devenu blanc sale, prend un aspect crevassé, pulvérulent même, par dissolution des carbonates. Succède alors la trilogie typique d'Etache avec tout d'abord des niveaux siliceux, assez purs, souvent micro-conglomératiques, n'excédant pas deux-trois mètres de puissance quand la tectonique ne les a pas dédoublés. Puis vient un banc décimétrique à métrique de carbonate assez massif. Ce dernier disparaît aussi rapidement qu'il est apparu au profit d'un faciès vert foncé, très siliceux, de puissance relativement variable. Dans certains secteurs, et probablement par transposition tectonique, la répétition de ces niveaux semble totalement anarchique. Le faciès blanc pouvant même totalement manquer par endroits, ou au contraire apparaître très imposant. L'étude de la coupe.2 du *Lac Noir* (Anx.12) révèle effectivement des phénomènes de

Figure. 10 - Nature stratigraphique et tectonique du contact Groupe de la Claréa - Groupe d'Ambin



Shear-zone $\Phi 2$ majeure du Lac d'Ambin soulignant le contact entre les Groupes Ambin et Claréa (secteur du Lac Noir, partie Ouest du massif d'Ambin)



Contact stratigraphique entre les Groupes Ambin et Claréa. Le contact S0/S1 est verticalisé par les plissements D2 (Fond d'Aussols, massif de Vanoise Sud)



Affleurement du Groupe de la Claréa situé 100 m sous le contact tectonique décrit à gauche. Une crénulation S2, associée au cisaillement $\Phi 2$, vient se surimposer à la fabrique Schiste Bleu (fabrique S1 très pénétrative marquée par des niveaux sombres à glaucophane)

bourrage de certains faciès au sein d'un grand synforme. D'un point de vue lithologique, on remarquera une composante accrue du faciès vert et des carbonates au sommet de la pile. Nous passons alors progressivement à un faciès vert pâle rapporté au Trias où s'immiscent encore quelques bancs siliceux très verts à quartz rose.

3-3-5 - La couverture méso-cénozoïque, supposée autochtone, du massif

La dernière formation (E), elle aussi azoïque, est bien représentée sur la retombée Ouest du massif (*Pointe de Bellecombe, Col d'Etache* et *Grand Cordonnier* pour le versant français ; *Mont Seguret* pour le versant italien) mais reste difficile d'accès. Sa ressemblance lithologique avec d'autres séries briançonnaises a jusqu'ici permis d'interpréter cette dernière comme l'équivalent d'une couverture méso-cénozoïque autochtone et réduite (Goguel & Ellenberger, 1952 ; Ellenberger, 1958 ; Caron, 1977 ; Allenbach, 1982). Il s'agit, une fois de plus, d'un empilement assez complexe de niveaux siliceux, carbonatés et phylliteux. Une coupe litho-stratigraphique complète a pu être réalisée au *Col de la Vecchia* (Anx.8), dans la vallée de *Savine*. Le long de cette coupe, la formation d'Etache demeure très réduite, et comme au *Lac Noir*, passe en continuité avec les quartzites du Trias. L'apparition du faciès carbonaté (marbres, cargneules, calcaires beiges...) se fait brutalement par l'intermédiaire d'un niveau de schistes noirs cisailés. Il est donc impossible de préciser si ces deux niveaux, très différents du point de vue lithologique, présentent ou non une continuité stratigraphique. Le sommet de ces carbonates passe ensuite avec une certaine continuité à des niveaux schisteux sombres. L'existence de petits bancs phylliteux ocres à noirs au sein des calcaires documente cette progression sédimentaire vers un faciès plus détritique. L'apparition brutale d'une écaille de Schistes Lustrés en sommet de pile constitue (contact cisailant $\Phi 2$, § partie III), pour le massif d'Ambin, à la fois une limite stratigraphique et tectonique.

3-3-6 - Conclusions

Pour la lithologie, il existe une opposition entre le Groupe pélitique de la Claréa et les sédiments siliceux fins à grossiers des Groupes d'Ambin et d'Etache.

Pour ce qui concerne les cycles sédimentaires observés dans le Groupe d'Ambin : (1) la signification stratigraphique de la formation A n'est pas claire : sa remarquable monotonie lithologique ne permet effectivement de la rattacher ni au Groupe d'Ambin, ni au Groupe de la Claréa. Ce n'est qu'à la base et au sommet de cette formation que des éléments bien spécifiques à chacun des deux groupes apparaissent : à sa base des filonets de quartz typiques des micaschistes de la Claréa, à son toit quelques galets de quartz annonçant les métaconglomérats d'Ambin. Si discordance il y a entre nos deux Groupes, seul ce niveau localement peu transposé par les déformations pourrait correspondre à un contact stratigraphique mais nous n'excluons pas que ce faciès puisse être purement tectonique, à valeur de mylonite (phyllonite). (2) les formations B, C, D semblent correspondre à des cycles sédimentaires débutant par des formations grossières, voire conglomératiques s'achevant avec des faciès plus fins, localement carbonatés surtout dans la formation d'Etache. (3) La formation E est caractéristique des séries méso-cénozoïques réduites du domaine briançonnais (Fudral et al., 1994).

Pour ce qui concerne les contacts entre les groupes : (1) suivant la nature du contact Claréa – Ambin observé, nous avons séparé le terrain en deux zones distinctes. A l'Ouest le contact apparaît cisailé par une zone de cisaillement décamétrique ($\Phi 2$) qui délamine totalement la formation A d'Ambin. La nature de ce contact tectonique sera discutée dans la partie III du manuscrit. A l'Est il est difficile de se prononcer sur la nature de ce contact ; la zone de cisaillement se ramifie et localement des relations stratigraphiques originelles pourraient être préservées entre Claréa et Ambin sans que nous ayons réellement pu observer de discordance. Les métaconglomérats blancs contenus dans la formation B ne représentent pas de toute façon la limite inférieure du Groupe d'Ambin. Ils ne marquent pas non plus l'éventuelle discordance

avec la Claréa. (2) Le contact Ambin-Etache nous est apparu continu.

4 - Le cas du massif de Vanoise Sud

4-1 - Cadre géographique et intérêt du site d'étude

La Vanoise méridionale (Ellenberger, 1958), ou Vanoise Sud (Fig.2B), marque une frontière naturelle entre la Maurienne et la Tarentaise et apparaît à bien des égards comme un site d'étude géologique privilégié.

Facile d'accès et remarquablement bien desservi par les sentiers de grandes randonnées, ce massif a fait depuis longtemps l'objet de nombreuses études de terrain, plus particulièrement consacrées aux problèmes de stratigraphie (Dambrine & Langaney, 1979 ; Détraz, 1984 ; Jaillard, 1984 ; Broudoux, 1985 ; Dondey, 1986 ; Broudoux & Raoult, 1990) et de pétrographie-structurale (Bocquet [Desmons], 1974a,b ; Goffé, 1975-77 ; Platt & Lister, 1978-1985a,b). Pour un historique complet, le lecteur pourra utilement consulter la synthèse exhaustive proposée par Dondey (1986) dans son travail de thèse. Rappelons simplement qu'à travers toutes ces études, transparait le travail précurseur d'Ellenberger (1958), à qui l'on doit la première description litho-structurale du massif, et surtout la distinction des différentes unités briançonnaises précédemment citées. L'étude lithologique que nous y avons sommairement réalisé porte sur trois secteurs (*Fond d'Aussois*, *La Valette* et *Plan du Lac – Entre-deux-Eaux*) couvrant au total une cinquantaine de km². Le choix de ces secteurs, guidé par des problèmes de microtectonique, est explicité dans la partie III du manuscrit.

Vers le Sud et l'Est, la Vanoise Sud est bordée par la profonde vallée de l'*Arc* et par le *Doron de Termignon*. Au Nord et à l'Ouest, la ligne de crête du *Glacier de la Vanoise*, où culmine la *Pointe de Labby*, la *Dent Parrachée*, le *Dôme de Chasseforêt* et le *Mont Pelve* (Anx.1B), forme l'ossature du massif. D'un point de vue morphologique, le contraste est saisissant entre les pentes relativement faibles des terrains constitués par les séries cristallophyliennes du socle et les falaises calcaires, souvent ruiniformes, du massif de la *Dent Parrachée*.

4-2 - Bref aperçu lithostratigraphique

En ce qui concerne le socle anté-permien, les faciès litho-stratigraphiques rencontrés dans les massifs d'Ambin et de Vanoise Sud nous sont apparus absolument identiques : le massif de Vanoise Sud représente un prolongement Nord du massif d'Ambin. Le contact entre le Groupe siliceux d'Ambin et micaschisteux de la Claréa, intensément cisailé dans le massif d'Ambin, nous est apparu stratigraphique et continu dans le secteur de *Fond d'Aussois*. Les trois sous-unités caractérisant le Groupe d'Ambin ont été observées mais non cartographiées : A (faciès transitionnel entre Groupe Claréa et Ambin), B (conglomératique à microconglomératique) et C (gneissique à bancs basiques et/ou rhyolitiques). Dans le massif de Vanoise Sud (1) l'unité A est très développée alors que l'unité C est inexistante (2) l'unité B ne présente que des faciès micro-conglomératiques. Ces variations latérales de faciès entre Vanoise Sud et Ambin sont conformes à l'idée d'une mise en place torrentielle des dépôts de type Ambin dans les deux massifs. Le Groupe d'Etache, classiquement attribué au Permo-Trias, les quartzites blancs du Werfénien et les lambeaux de couvertures briançonnaises, localement très développés (« nappes de la *Grande Motte* et de la *Grande Casse* ») viennent surmonter ces deux Groupes. Le Permien de Vanoise (Fig.2B) occupe quant à lui une position stratigraphique particulière. Sans ressemblance directe avec les Groupes d'Ambin et d'Etache, entre lesquels il devrait stratigraphiquement se positionner, il borde tectoniquement du Nord au Sud la retombée Ouest du massif. Non reconnu dans la partie Est du massif de Vanoise Sud, totalement inexistant dans le massif d'Ambin, ce Groupe apparaît de plus en plus

comme une écaille tectonique totalement déracinée de son contexte stratigraphique originel.

5 - Conclusions

Les dômes de socles d'Ambin et de Vanoise Sud appartiennent au domaine Pennique des Alpes occidentales et plus précisément à la zone briançonnaise, géométriquement recouverte par le complexe des Schistes Lustrés (Caron 1977).

La zone briançonnaise comprend une partie externe - la zone houillère - dépourvue de couverture mésozoïque, et une partie interne - la zone Vanoise-Ambin - montrant un socle anté-carbonifère métamorphique directement surmonté de Permien et d'une série Trias-Eocène largement décollée.

Le complexe des Schistes Lustrés comprend également un ensemble externe - dit Piémontais - à série mésozoïque complexe appartenant encore, selon beaucoup d'auteur, à la marge européenne de la Téthys et un ensemble interne franchement océanique, dit Liguro-piémontais, qui début seulement à la fin du Jurassique et comprend surtout des calcshistes néocrétacés, le tout associé à des lames d'ophiolites.

La juxtaposition des différentes unités lithologiques constituant ces deux ensembles, tout comme leur géométrie actuelle, résulte des événements orogéniques alpins qui se sont déroulés entre le Crétacé et le Tertiaire, liés à la fermeture successive des domaines océaniques Liguro-Piémontais et Valaisan. Notre objectif est de décomposer l'histoire tectono-métamorphique de cet orogène, en nous focalisant plus spécifiquement sur les stades liés à l'exhumation.

Le travail de reconnaissance litho-stratigraphique réalisé dans les massifs d'Ambin et Vanoise Sud constitue une précieuse base de travail nous permettant de débiter directement notre étude tectonique à partir des unités de socles. Cette approche n'est pas courante dans la mesure où elle ne donne pas la priorité, comme cela est d'usage en tectonique alpine (Tricart, 1984), à l'étude des 'couvertures' carbonatées et siliceuses recouvrant les socles anté-triasiques (Caron, 1977 ; Allenbach, 1982 ; Dondey, 1986 ; Deville, 1987 ; Fudral, 1996).

III^{ème} PARTIE : EVOLUTION TECTONIQUE - entre Vanoise Sud et Gran Paradiso

1 – Introduction : approches et méthodes

Un des problèmes fondamentaux inhérent à la tectonique réside dans le choix de marqueurs structuraux permettant le dénombrement des phases de déformation. Communément, le dénombrement des phases s'effectue en considérant la géométrie des structures plicatives, de petite ou de grande échelle, et en analysant leurs relations d'interférence par le biais de projections stéréographiques. Cette méthode analytique donne d'excellents résultats en tectonique superficielle de couverture, mais trouve ses limites dans les terrains ductiles que sont les Alpes internes : fluage et figures complexes d'écoulement (cf. Lias de *La Dent Parrachée*) sont autant d'obstacles qui rendent hasardeux ce type de raisonnement. A cela s'ajoute les problèmes d'inhomogénéité dans l'expression de la déformation, d'une part entre les grands ensembles lithologiques (socle – couvertures) et d'autre part à cause des transferts d'échelle. Cette méthode doit donc s'appuyer en parallèle sur l'étude minéralogique et métamorphique des microstructures associées (linéations, bandes de cisaillement, foliations de plan axial).

La pauvreté (relative) des marqueurs minéralogiques contenus dans les couvertures mésozoïques des massifs d'Ambin et de Vanoise Sud ne nous permettait pas de dresser une chronologie fiable et cohérente de la déformation (i.e. si l'on considère qu'une association minérale peut signer une étape de déformation, alors il devient possible d'établir une chronologie relative de ces étapes). L'étude microtectonique de ces unités exclusivement carbonatées et siliceuses réclamait par ailleurs une connaissance fine des systèmes chimiques correspondant aux assemblages minéralogiques à carpholite-lawsonite-phengite (minéraux critiques du métamorphisme de basse température, permettant de mieux discriminer les microstructures entre elles et de caler ces dernières dans leurs champs P-T respectifs : e.g. Goffé, 1977 ; Agard, 1999). Nous avons donc concentré notre étude tectonique sur les unités micaschisteuses des socles Briançonnais (Groupe de la Claréa et d'Ambin essentiellement), unités minéralogiquement très riches dans lesquelles plusieurs grands stades de déformation-cristallisation ont pu être documentés.

Le problème de l'héritage anté-alpin et donc d'une évolution polymétamorphique représente une difficulté majeure pour l'étude microtectonique des socles Briançonnais. Du point de vue des assemblages métamorphiques en présence, il n'est en effet pas facile de faire la part de ce qui revient aux événements alpins et anté-alpins, d'où une grande ambiguïté sur la reconnaissance et la caractérisation des microstructures alpines. Le choix d'un minéral comme marqueur fiable du métamorphisme et de la structuration alpine est donc primordial puisque c'est par le biais de ses relations chimiques et texturales avec les différentes fabriques de la roche que nous pourrions caractériser ces dernières.

Dans le cas du massif d'Ambin, et plus précisément des micaschistes du Groupe de la Claréa, ce choix demeurerait classiquement restreint aux assemblages métamorphiques du faciès des Schistes Bleus comprenant Jadéite-glaucophane-phengite \pm chloritoïde (Bocquet [Desmons], 1974b ; Desmons et al, 1999b), assemblage que l'on connaît également dans les couvertures mésozoïques du massif (Gay, 1974, Bocquet [Desmons], 1974b) et dans les unités sus-jacentes de Schistes Lustrés (Caron, 1977 ; Allenbach, 1982). Si le caractère syntectonique de ces minéraux (du moins pour ce qui est du glaucophane, de la phengite et du chloritoïde) apparaît facilement démontrable dans les parties superficielles du socle intensément tectonisées avec les couvertures Briançonnaises (Ellenberger, 1958 ; Goffé, 1977 ; Malavieille, 1982 ; Allenbach, 1982 ; Platt & Lister, 1985a), il n'en va pas de même pour les parties profondes. D'après les travaux de Gay (1974) et Borghi et al (1999) sur le massif d'Ambin, ces minéraux représentent des marqueurs statiques du métamorphisme alpin venant sceller des structures anté-alpines.

Les linéations à glaucophane ou chloritoïde dans le Groupe de la Claréa étant interprétées comme des pseudomorphoses parfaites d'associations à staurotide et sillimanite originellement orientées dans une fabrique anté-alpine (assemblages métamorphiques de type barrowien comprenant également le grenat, la biotite et la muscovite, Borghi et al, 1999). Ce postulat, aussi crédible soit-il, soulève un problème de fond qui est celui du caractère possiblement statique de certains minéraux alpins dans le socle comme le glaucophane et la jadéite (Platt & Lister, 1985a,b). Dans un tel schéma, toute discussion concernant les relations entre fabriques alpines et anté-alpines et se basant uniquement sur ces minéraux, devient alors délicate voir sujet à caution.

Pour éviter cet écueil, nous avons porté notre choix sur un minéral syntectonique autre que le glaucophane, un minéral a-priori inattendu dans l'étude du métamorphisme alpin, mais pour lequel les liens entre cristallisation et déformation sont généralement évidents, fiables et donc difficilement contestables : le grenat. Une part importante de notre travail de pétrographie a donc été consacrée à un ré-examen de l'idée selon laquelle tous les grenats des socles briançonnais sont de génération anté-alpine (voir Desmons et al, 1999a,b pour revue des articles rapportant cette conclusion). Comme l'avait déjà suspecté Termier (1927), Ellenberger (1958), puis plus tard Goffé (1975-77) et Caby (1996), nous avons pu démontrer au cours de ce travail, l'existence de grenat alpin dans le Groupe de la Claréa. Cette approche est explicitée dans l'article 1 du manuscrit : elle se base sur l'étude des relations chimiques et texturales entre grenats alpins et anté-alpins, sur leurs inclusions respectives et sur les différentes fabriques de la roche. Le point de départ de notre étude est la découverte de glaucophane en inclusion dans la couronne de très gros grenats échantillonnés dans la partie la plus profonde du Groupe de la Claréa (Vallon de la Claréa, versant Italien du massif d'Ambin, Fig. 7A).

Ce travail nous a permis (1) de documenter pour la première fois, données pétrographiques à l'appui, les stades précoces de la déformation alpine (événement D1) dans les socles briançonnais d'Ambin et de Vanoise Sud, (2) de discuter, toujours sur la base d'arguments pétrographiques, les relations géométriques entre structures anté-alpines (stade D₁) alpines précoces (D1) et alpines tardives (D2, D3) et donc (3) de proposer, à l'échelle des piles tectoniques d'Ambin et de Vanoise Sud, une zonalité continue et cohérente des microstructures. A partir de ces bases pétro-structurales nous avons pu, de proche en proche et par recoupement des microstructures entre elles, étendre notre domaine d'étude jusque dans les unités de Schistes Lustrés avoisinant ces massifs et acquérir une vision cohérente de la déformation entre Vanoise Sud et Gran Paradiso.

Pour en simplifier la lecture, nous consignons uniquement dans cette troisième partie les données de l'analyse structurale en nous limitant aux données pétrostructurales indispensables. Ces dernières seront développées en détail dans la quatrième partie. Cette présentation mono-thématique n'est pas rigoureusement représentative de la façon dont nous avons abordé les problèmes de microtectonique : la chronologie de la déformation que nous exposons ci-dessous est en effet le résultat de trois ans de mesures structurales sur les socles d'Ambin et de Vanoise Sud, couplées avec une analyse détaillée des microstructures en lame mince et à des centaines d'analyses chimiques sur les minéraux du métamorphisme associés à ces microstructures.

2 - Le massif d'Ambin

Contrairement au massif de Vanoise Sud (Goffé, 1975-77 ; Platt & Lister, 1985a,b ; Dondey 1986 ; Deville et al, 1992), Ambin demeure le massif le moins bien connu du domaine Briançonnais. Peu d'études géologiques récentes relatives au métamorphisme alpin (Ellenberger, 1958 ; Gay, 1972 ; Bocquet [Desmons], 1974b ; Caby, 1996 ; Desmons et al, 1999b) et aux déformations ductiles associées ont été entreprises dans ce massif. Les dernières études structurales en date sont celles de Malavieille (1982-84), Allenbach (1982) ou Siddans & Ouazzani (1984) mais elles ne concernent que la partie tout à fait supérieure de l'édifice structural (Groupe d'Ambin, couvertures briançonnaises et Schistes Lustrés).

Malavieille (1982-84), sur la base de critères microstructuraux, avait conclu par exemple à l'existence d'une seule et même phase de cisaillement synmétamorphe à l'origine de toute la structuration ductile du massif. Ce grand cisaillement ductile, décrit comme associé au charriage de la « nappe des Schistes Lustrés » sur le socle autochtone du massif, présenterait pour cet auteur une vergence vers l'Ouest. Le sens de ce cisaillement avait été déterminé grâce à une étude sur la pétrofabrication du quartz, méthode que nous n'avons pas utilisée à cause du caractère polyphasé de la déformation. Les déformations tardives du massif, marquées par des structures beaucoup plus froides (crénulation, plis ouverts déversés au SE) seraient imputables à un phénomène de rétrocharriage alpin à vergence Est. Cette chronologie de la déformation est assez proche de celle mise en évidence par Allenbach (1982) sur la partie SO du massif, de celle de Caron (1977) dans les Schistes Lustrés piémontais adjacents, ou enfin celles de Dondey (1986) et Platt & Lister (1985a,b) dans le massif de Vanoise Sud (Fig.4).

2-1 - Stratégie adoptée et définitions

La stratégie que nous avons adoptée a consisté à déterminer l'évolution cinématique globale du massif à partir de la description du champ de déformation finie. L'analyse de la déformation finie est basée sur la cartographie des directions de schistosité ou de foliation (plan d'aplatissement principal), des linéations d'étirement, des cisaillements et des structures plicatives qui ont fait l'objet de mesures systématiques. Il nous est apparu intéressant de réaliser cette première synthèse structurale en partant des parties profondes du massif (i.e. Groupe de la Claréa). Le dénombrement des phases tectoniques liées aux événements alpins implique un référentiel de base à partir duquel il est possible de 'remonter' jusqu'aux dernières déformations (via l'analyse des relations d'interférence entre phases). Dans le socle polymétamorphique d'Ambin, ce référentiel correspond tout naturellement aux fabriques anté-alpines et il est curieux que peu d'études géologiques s'y soient intéressé (Borghi et al (1999)).

Les différentes lithologies du massif d'Ambin sont marquées par un débit sub-horizontal, souvent extrêmement pénétratif, que l'on peut suivre de façon continue depuis les parties les plus profondes du Val Claréa jusqu'aux sommets escarpés marquant la crête frontière franco-italienne (Fig.8 et 9). Dans le détail, cette continuité n'est qu'apparente. Selon les niveaux structuraux auxquels nous ferons référence (partie profonde ou superficielle du massif), cette fabrique planaire n'a pas la même signification et renvoie à différents stades de déformation (D1 ou D2). Dans ce qui suit, les schistosités et/ou foliations seront définies de la façon suivante :

- S-1 : c'est un rubanement lithologique (S0) mais il correspond également dans le socle d'Ambin à l'organisation relique de muscovite et de biotite métamorphiques anté-alpines selon des plans sub-verticaux ;

- S1 : c'est une foliation métamorphique, surface axiale de plis, soulignée dans le groupe de la

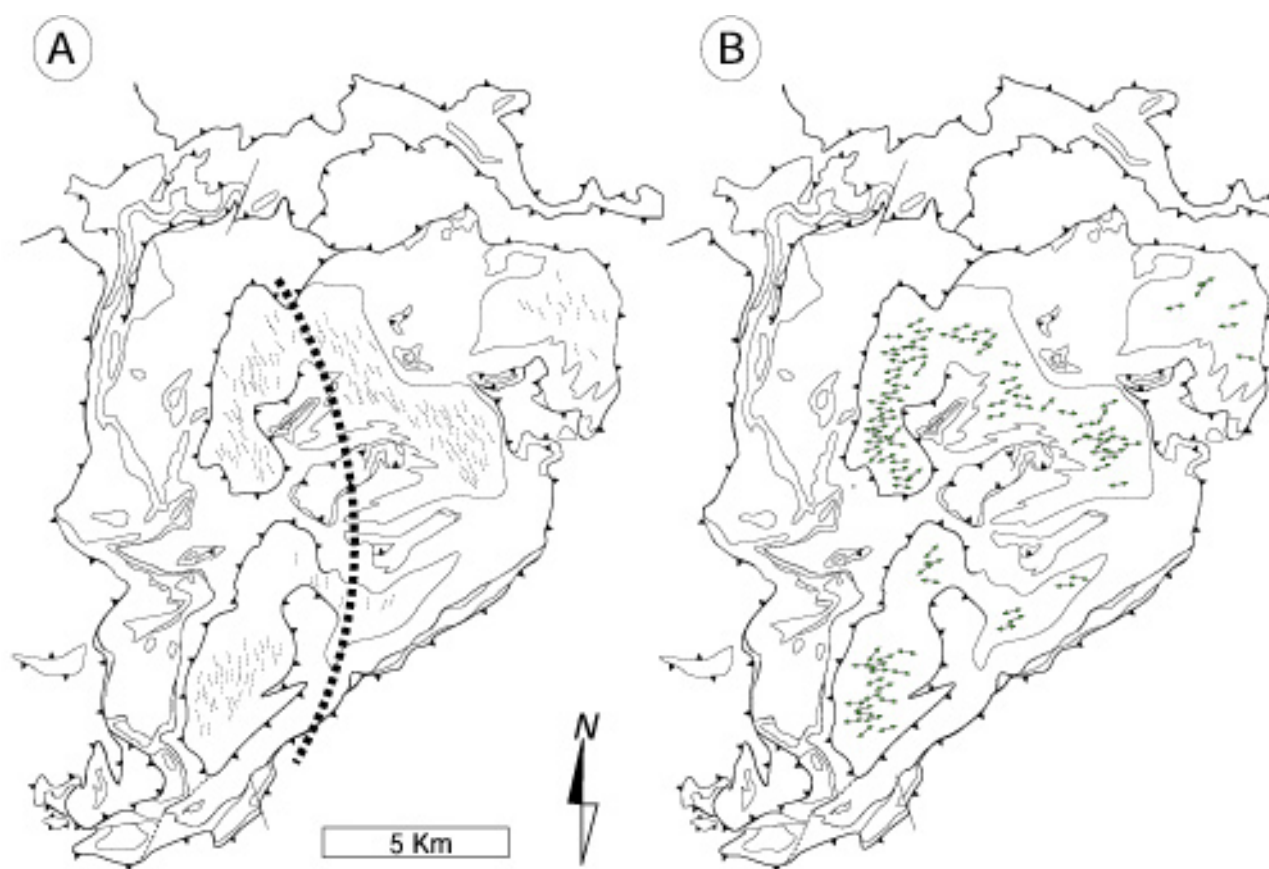


Figure 11 - Carte structurale relative aux structures précoces D1 observables dans le Groupe de la Claré (données personnelles). (A) la carte des linéations minérales Schistes Bleus (glaucophane et chloritoïde associé au plan sub-horizontaux S1) révèle une très légère dispersion, entre le nord et le sud du massif, de la direction de transport D1 (ligne en pointillés gras). (B) Cette dispersion n'apparaît pas sur la carte des axes de pli P1 (plis isoclinaux d'axe B déversés vers le nord). L'axe des plis, en moyenne E-O est compatible avec une direction de contrainte N-S.

Claréa par des minéraux de haute-pression, qui déforme la S-1. Elle comporte des phengites fortement substituées, du glaucophane, du chloritoïde, du grenat, et des pyroxènes jadéitiques) ;

- S2 : c'est également une foliation métamorphique, plan axial de plis déformant S1 et soulignée dans le Groupe d'Ambin et dans les Schistes Lustrés par des phyllites de basse à moyenne pression ou des glaucophanes ;

- S3 : correspond à une schistosité de crénulation associée localement à des plis ouverts et tardifs.

La justification de ces choix sera précisée au fur et à mesure du texte, sur la base d'arguments pétrographiques et microstructuraux.

2-2 - Les phases majeures ductiles

Deux grands stades de déformation ductile, associés aux événements alpins, ont donc été identifiés dans le massif d'Ambin : D1 et D2.

2-2-1 - Les événements anté-D2

Traits d'ensemble - On regroupera ici un certain nombre de structures, manifestement antérieures à la phase de cisaillement ductile D2 définie plus bas. Afin de s'affranchir des effets d'interférence avec cette phase de cisaillement, l'étude des structures anté-D2 a été préférentiellement menée dans le Groupe de la Claréa. L'homogénéité lithologique de ce Groupe ne permet pas la description de méga-structures. Nous nous sommes donc limités à l'analyse des micro-structures observables à l'échelle de l'affleurement et de la lame mince.

Une déformation majeure affecte l'unité profonde de la Claréa. Elle s'exprime par une foliation métamorphique sub-horizontale (S1) extrêmement pénétrative, donnant aux roches de la Claréa leur aspect lité caractéristique. Cette fabrique planaire transpose une foliation antérieure S_{-1} , soulignée à l'échelle de l'affleurement par des bandes de quartz statistiquement sub-verticales et intensément microplissotées. Chacune de ces fabriques est caractérisée par une minéralogie particulière qui est aussi fonction du chimisme de la roche.

Le problème de l'héritage anté-alpin - Les micaschistes constituant le Groupe de la Claréa sont caractérisés par deux minéraux symptomatiques qui sont le glaucophane (GBM : glaucophane-bearing micaschists) et la biotite (ABM : albite-biotite-bearing micaschists) (§ article 1). Le passage d'un pôle à l'autre est généralement très progressif, avec néanmoins une tendance à la diminution du pôle glaucophane lorsqu'on évolue vers les parties profondes du Groupe de la Claréa (Vallée de *La Claréa*). La biotite devient alors prépondérante, constituant avec l'abondant feutrage de muscovite plus de 60 % du volume minéral de la roche. Cet assemblage métamorphique de type barrowien (Gay, 1974) souligne les microstructures S1 et S_{-1} de la roche. L'absence (apparente !) de minéraux caractéristiques du métamorphisme alpin explique pourquoi Borghi et al (1999) et d'autres auteurs avant lui (Gay, 1974 ; Monié, 1990) ont interprété ces microstructures comme des témoins évidents des stades anté-alpins (Gattiglio, com. pers.).

La fraîcheur remarquable des paragenèses à biotite-muscovite ceinturant les grenats du socle explique également pourquoi ces derniers ont été, dès le début (Gignoux, 1929), considérés comme anté-alpins (Bocquet [Desmons], 1974a,b). Cette idée préconçue, entretenue par de nombreux auteurs (Platt & Lister, 1985a ; Debelmas & Desmons, 1998 ; Desmons et al, 1999a,b et com. pers), a longtemps constitué un frein à l'hypothèse audacieuse d'Ellenberger (1958) qui voyait en ces grenats les marqueurs

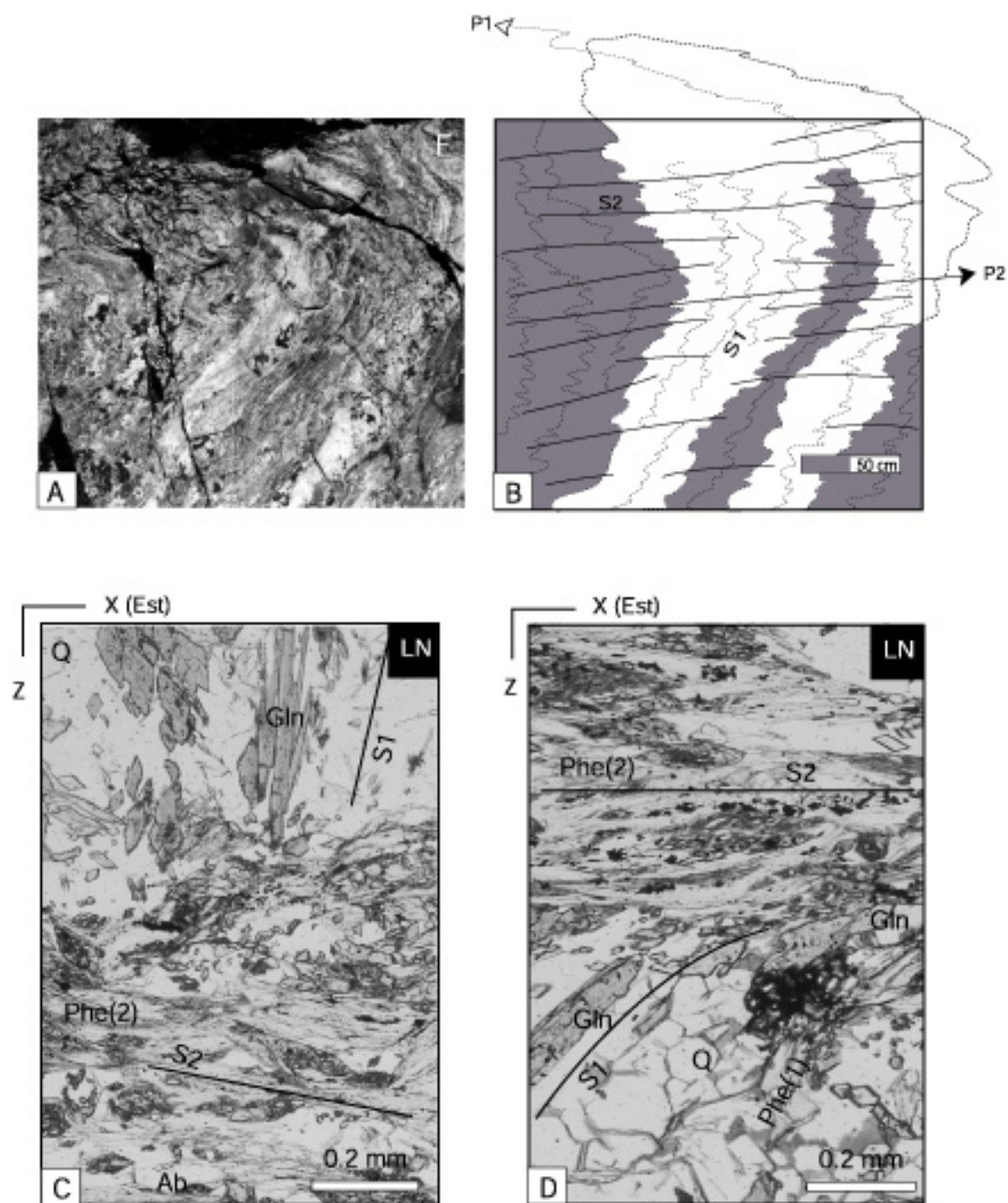


Figure.12 - (A,B) Interférence de plis P1-P2 à proximité du contact Groupe de la Claréa - Groupe d'Amblin (micaschistes de la Claréa, Vallon d'Amblin). La foliation S1, marquée par des minéraux de HP-BT (essentiellement grenat-glaucophane-phengite) apparaît sub-v verticale et microplissotée par des plis P2. (C,D) Une foliation S2 sub-horizontale se développe dans le plan axial de ces microplis. A l'échelle d'une lame mince orientée, nous observons cette fabrique S2 sécante sur la foliation S1 verticalisée. La plupart des assemblages Schistes Bleus sont réorientés mécaniquement dans la foliation S2 où se développe couramment des minéraux du faciès des Schistes Verts (phengite faiblement substituée, chlorite, albite). Le glaucophane ou le chloritoïde recristallisent parfois directement dans cette foliation S2 (voir Fig.13), généralement dans les plans axiaux des microplis P2 déformant la S1. La déformation D2 semble opérer à travers un champ métamorphique assez large (Schiste Bleu à Schiste Vert).

d'une structuration alpine. Cinquante ans après, et sur la base d'arguments microstructuraux nouveaux concernant ces mêmes grenats, nous sommes amenés à réinterpréter la foliation S1 comme une fabrique indiscutablement alpine.

Les données microstructurales, couplées à une étude détaillée concernant les zonations chimiques et minéralogiques observées dans ce minéral 'bouclier' (inclusions de glaucophane, de phengite et d'Épidote), ont permis d'identifier deux générations de grenats (alpin et anté-alpin).

Le grenat alpin est syntectonique par rapport au développement de la fabrique S1 qu'il scelle au cours de sa croissance. Les trainées d'oxydes titanés, qui soulignent la foliation S1, se disposent entre les baguettes de muscovite et de biotite ; elles ne s'observent jamais en inclusion à l'intérieur de ces minéraux (à l'exception de quelques rares biotites qui pourraient être de génération alpine - Bio2 - § partie IV). Ces trainées d'oxydes sont progressivement déformées à l'approche des grenats alpins, puis incorporées de façon hélicitique dans la structure de ces derniers (déformation rotationnelle) : aucune discontinuité n'est observée au niveau du passage matrice-grenat.

Muscovite et biotite apparaissent donc comme des marqueurs anté-alpins passifs, réorientés et cisailés au cours d'une déformation alpine précoce dans la fabrique S1 sub-horizontale. Cette déformation, que nous désignerons sous le terme de D1, correspond à la toute première structuration alpine HP-BT reconnue et documentée dans le socle lui-même.

La cartographie rayon-X révèle une déstabilisation des baguettes de muscovite par des fibres de phengite hautement-substituées croissant à leurs épontes (§ Fig.39D). Cette croissance se produit d'une façon orientée, qui est celle de la linéation minérale Schiste Bleue des micaschistes à glaucophane. C'est à partir de ces unités (i.e. les GBM), les plus intéressantes du point de vue de la diversité des assemblages métamorphiques alpins en présence, que nous avons été le mieux à même de préciser les caractères de la déformation D1.

L'évolution du chimisme des roches nous offre par ailleurs la possibilité de corréler latéralement les microstructures entre elles et donc de vérifier rétrospectivement la cohérence de nos observations dans les micaschistes à biotite.

Caractères généraux de la déformation D1 - Dans les micaschistes à glaucophane, S1 correspond aux plans axiaux de plis P1 isoclinaux, d'axe moyen E-O (Fig.11B), déformant la S_{-1} . La foliation S1 est marquée par l'organisation planaire des minéraux de HP (grenats, phengites fortement substituées, chloritoïde, glaucophane, pyroxène jadéitique ; Fig.C.8). La lawsonite, signalée sous forme de pseudomorphoses dans le socle de Vanoise Sud (Platt & Lister, 1985a) n'a jamais été observée dans le socle d'Ambin. Les plans S1 portent une linéation minérale bien marquée à glaucophane-phengite +/- chloritoïde d'orientation moyenne NNO-SSE dans la partie Nord du massif, et NNE-SSO dans la partie Sud du massif (Fig.11A). La linéation L1 est souvent dispersée par D2 ($\pm 40^\circ$) au sommet du Groupe de la Claréa.

La déformation D1 est non-coaxiale dans les roches de la Claréa ainsi que le montrent sur le terrain et en lame mince les critères qui suivent : cisaillement simple à vergence Nord (cristallisation de minéraux fibreux comme le glaucophane et la phengite dans les bandes S1/C1), boudinage dissymétrique de la foliation S1 associé à ces cisaillements, cristallisation hélicitique de grenat alpin (Fig.A.9-10), croissance dissymétrique en ombres de pression autour de grenats ou de rods de quartz contournés par S1 (Fig.C.3), micas phengitiques d'aspect sigmoïde. La linéation d'allongement L1 peut être considérée comme la projection, sur le plan S1, de la direction de mouvement lors des cisaillements ductiles Φ 1.

A l'approche du contact Groupe de la Claréa – Groupe d'Ambin, la fabrique planaire S1 est affectée par de larges ondulations dues aux interférences avec la phase de cisaillement D2. Cette

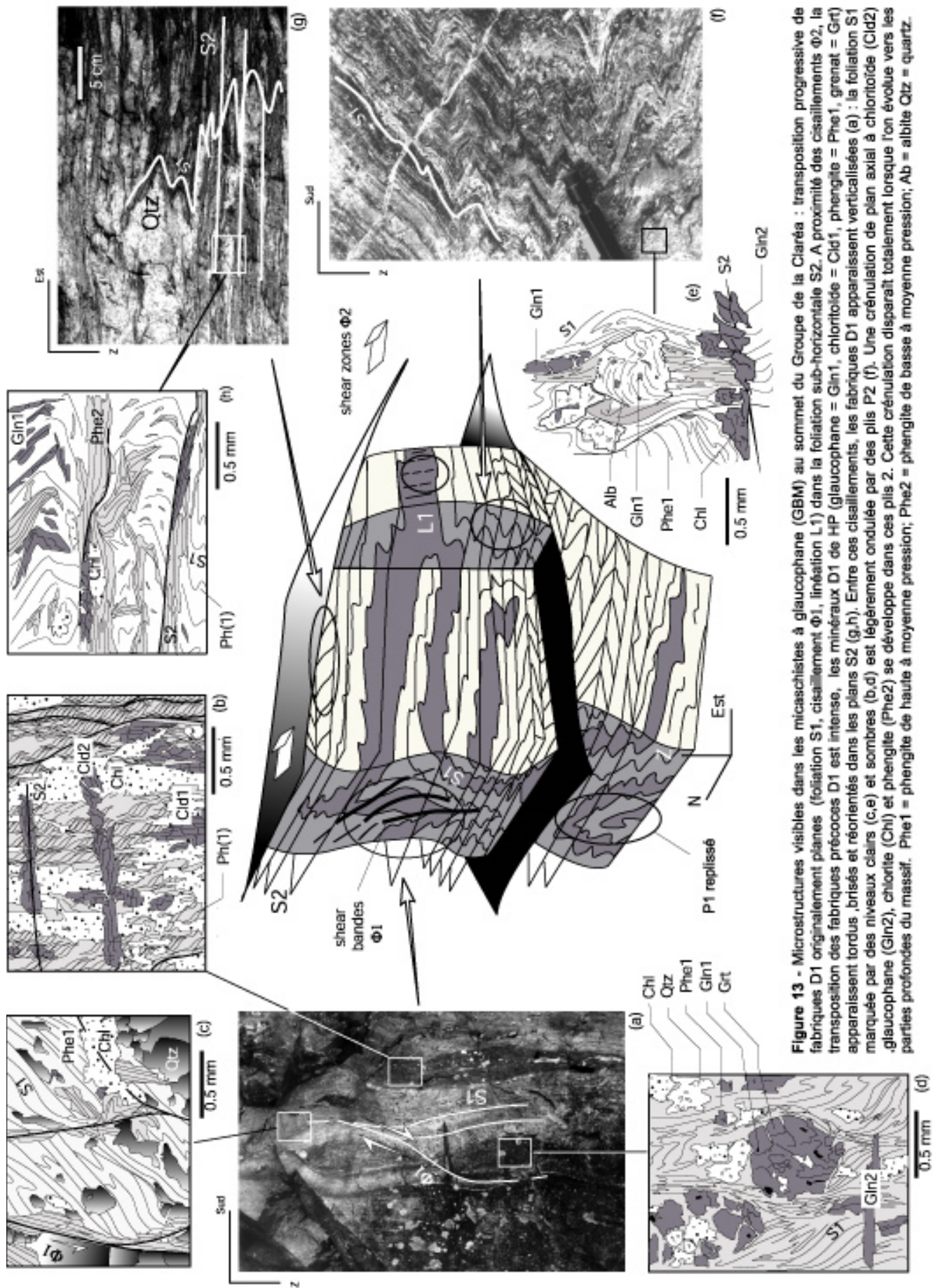


Figure 13 - Microstructures visibles dans les micaschistes à glaucophane (GBM) au sommet du Groupe de la Clarié : transposition progressive de fabriques D1 originellement planes (foliation S1, cisaillement Φ_1 , linéation L1) dans la foliation sub-horizontale S2. A proximité des cisaillements Φ_2 , la transposition des fabriques précoces D1 est intense, les minéraux D1 de HP (glaucophane = Gln1, chloritoid = Cld1, phengite = Phe1, grenat = Grt) apparaissent tordus, brisés et réorientés dans les plans S2 (g,h). Entre ces cisaillements, les fabriques D1 apparaissent verticalisées (a) : la foliation S1 marquée par des niveaux clairs (c,e) et sombres (b,d) est légèrement ondulée par des plis P2 (f). Une crénulation de plan axial à chloritoid (Cld2) glaucophane (Gln2), chlorite (Chl) et phengite (Phe2) se développe dans ces plis 2. Cette crénulation disparaît totalement lorsque l'on évolue vers les parties profondes du massif. Phe1 = phengite de haute à moyenne pression; Phe2 = phengite de basse à moyenne pression; Ab = albite Qtz = quartz.

déformation augmente progressivement jusqu'à développer localement des plis isoclinaux P2 d'échelles pluri-décamétriques (*Col de Savine*) : les minéraux de HP sont alors recoupés et/ou transposés dans une foliation S2 sub-horizontale (Fig.10C), surface composite où se développent les minéraux du faciès des Schistes Bleus de bas grade et du faciès des Schistes Verts (phengites moyennement substituées, albite, glaucophane, chloritoïde ; Fig.12 et 13). Cette S2 est plan axial des plis P2 replissant, dans le secteur du *Mont d'Ambin*, le contact Ambin-Claréa (Fig.7A).

2-2-2 - L'évènement D2

La déformation D2 affecte intensément les parties hautes du massif, là où la diversité lithologique est mieux marquée. Les méga-structures D2, facilement observables, se prêtent à une bonne description.

Foliation et hétérogénéité de la déformation des roches - La déformation ductile des roches est matérialisée dans les parties hautes du massif (Groupe d'Ambin, couvertures briançonnaises et Schistes Lustrés), par une schistosité de flux sub-horizontale S2, plus ou moins développée selon la nature des matériaux et leur position structurale. Il semble, en effet, exister un gradient de déformation décroissant lorsque l'on s'éloigne vers le bas des contacts majeurs Claréa - Ambin et surtout [Ambin, couvertures] - Schistes Lustrés. On observe aussi une hétérogénéité dans le style de déformation des roches lorsque l'on passe d'une formation à une autre de lithologie différente. Par exemple, les quartzites du Trias, dans les secteurs où leur épaisseur est importante (*Rognosai d'Etache*), ne sont pas partout intensément déformées et schistosées. La déformation, extrêmement importante à leur sommet (c.a.d près du contact tectonique Schistes Lustrés – quartzite), diminue progressivement quand on descend dans la série (ne s'exprimant plus que sous forme d'une simple crénulation S2 en l'espace d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur de roche) puis augmente de nouveau à l'approche du contact tectonique avec les quartzites d'*Etache* (extrêmement schistosées, Anx.13). Malavieille (1982) signale ainsi au *Col Sommeiller* l'existence de figures sédimentaires (rides, stratifications obliques, granoclassement...) remarquablement bien conservées, et que nous avons aussi observé au sommet de la coupe du *Lac noir*. Inversement, les unités calcaréo-siliceuses (roches par essence peu compétentes) situées directement sous le contact des Schistes Lustrés sont déformées et schistosées de façon intense. Elles peuvent même disparaître localement par laminage (lentilles calcaréo-dolomitiques du secteur de la *Corne Rousse* ; Fig.15G).

Les minéraux observés dans les plans S2 sont également fonction des niveaux structuraux étudiés : (1) au sommet du Groupe de la Claréa, là où la déformation D2 est faiblement exprimée, S2 est parallèle aux plans axiaux des plis P2 qui déforment la foliation S1; dans les plans S2 cristallisent des minéraux du faciès des Schistes Bleus de bas grade à Schistes Verts (voir paragraphe précédent) (2) à l'inverse, dans les secteurs où la déformation D2 est très importante, c'est à dire au toit du massif d'Ambin et à proximité des grands contacts tectoniques D2 intra-socle, S2 correspond à une surface composite résultant de la transposition tectonique de S1 et du rubanement lithologique. Dans ce cas, la S1 est préservée sous forme de microplis entre les plans S2 dans lesquels sont réorientés mécaniquement des minéraux de HP-BT (glaucophane, chloritoïde). A l'échelle du massif, S2 correspond donc à une surface tectonique majeure et résulte pour une large part d'une réactivation de surfaces tectoniques anciennes métamorphisées à HP-BT. Nos mesures systématiques des plans de foliations S2 (Fig.16A), comparées à celles de Gay (1971), permettent d'imager la géométrie en dôme du massif d'Ambin (Fig.8 et 9).

La linéation d'allongement régionale - C'est sans doute la structure la plus représentative de la déformation majeure. Elle est présente en effet, dans tous les matériaux et en tous les points du massif. Sa direction, régionalement constante, est globalement Est-Ouest (Fig.14A) et se matérialise différemment suivant les faciès :

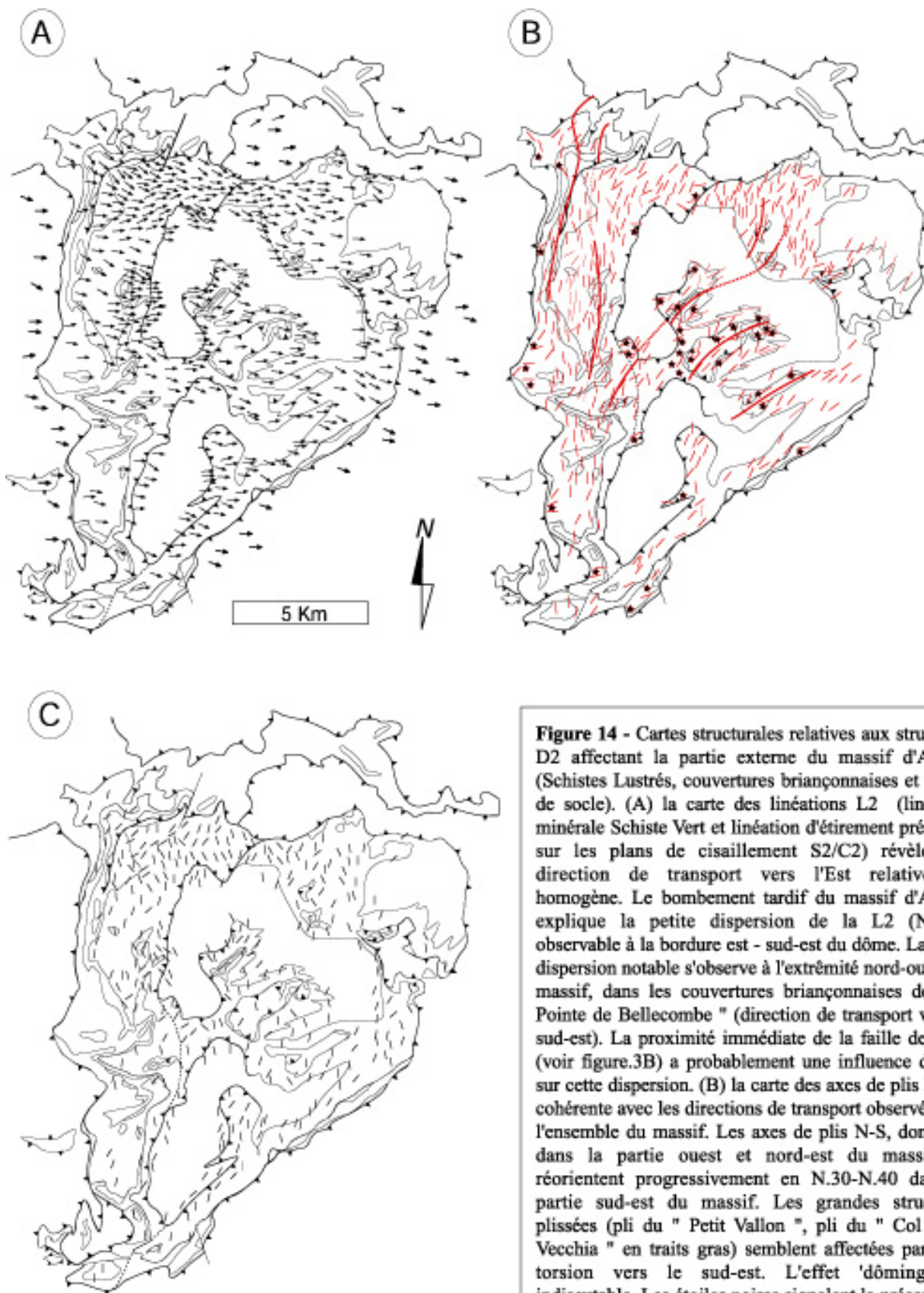


Figure 14 - Cartes structurales relatives aux structures D2 affectant la partie externe du massif d'Ambin (Schistes Lustrés, couvertures Briançonnaises et unités de socle). (A) la carte des linéations L2 (linéation minérale Schiste Vert et linéation d'étirement présentes sur les plans de cisaillement S2/C2) révèle une direction de transport vers l'Est relativement homogène. Le bombement tardif du massif d'Ambin explique la petite dispersion de la L2 (N.115) observable à la bordure est - sud-est du dôme. La seule dispersion notable s'observe à l'extrémité nord-ouest du massif, dans les couvertures Briançonnaises de " la Pointe de Bellecombe " (direction de transport vers le sud-est). La proximité immédiate de la faille de l'Arc (voir figure.3B) a probablement une influence directe sur cette dispersion. (B) la carte des axes de plis P2 est cohérente avec les directions de transport observées sur l'ensemble du massif. Les axes de plis N-S, dominant dans la partie ouest et nord-est du massif, se réorientent progressivement en N.30-N.40 dans la partie sud-est du massif. Les grandes structures plissées (pli du " Petit Vallon ", pli du " Col de la Vecchia " en traits gras) semblent affectées par cette torsion vers le sud-est. L'effet 'dôming' est indiscutable. Les étoiles noires signalent la présence de plis d'axe A. La direction d'allongement de ces plis - est ou sud-est - dépend également de leur position sur le dôme. (C) carte des linéations d'intersections présentes sur les plans S2/C2 (intersection S1/S2).

- elle apparaît très nettement au niveau du contact cisailant Ambin - Claréa (shear-zone du 'Lac d'Ambin', généralement sous la forme de lamelles de chlorite orientées. Associée en plaquage à la phengite sur les plans S2/C2, elle donne à ces niveaux mylonitiques un aspect 'serpentineux' ;

- dans les micaschistes du Groupe de la Claréa situés sous le contact cisailant, elle se marque par le développement de chlorite-phengite-amphibole bleue et chloritoïde sur les surfaces S2, plans axiaux des plis P2 transposant la foliation S1 ;

- dans les micaschistes quartzitiques (formation C du Groupe d'Ambin), elle est soulignée macroscopiquement par des tâches minérales allongées et des micro-galets de quartz étirés. Les cristallisations minérales, orientées sur les plans de foliation S2, correspondent comme précédemment à des aiguilles de phengite et d'amphiboles sodiques mais également à des aiguilles de chlorite et d'actinote ;

- dans les quartzites verts du groupe d'Etache, par des cristallisations minérales orientées dans le plan de foliation, et, pour les niveaux conglomératiques blancs par des galets qui peuvent prendre une forme allongée ;

- dans les calcaires, dolomies et cargneules, par l'allongement orienté de leurs éléments (Col de la Vecchia, et quelquefois dans les calcaires siliceux par leur aspect tréfilé spectaculaire (mullions du *Col d'Etache* signalés par Malavieille, 1982) ;

- dans les Unités Médiannes des Schistes Lustrés ceinturant le massif, par une cristallisation orientée de chlorite, de phengite et d'amphibole bleue sur les plans de cisaillement S2/C2.

La linéation d'allongement est souvent associée à un boudinage des niveaux compétents, l'axe des boudins étant le plus souvent perpendiculaire à la direction de celle-ci. Ces structures sont également significatives d'un allongement suivant la direction Est-Ouest.

Les cisaillements ductiles - A toutes les échelles d'observation des cisaillements ductiles C2 de faible pendage, opérant pour l'essentiel dans le faciès des Schistes Verts, se développent parallèlement à la S2. Conformément à la forme en dôme du massif d'Ambin, ces cisaillements se présentent avec des pendages vers l'Ouest à l'extrémité Ouest du massif et des pendages vers l'Est sur la retombée orientale de ce même massif. A l'échelle de l'affleurement, les shear-band et structures C2/S2 en forme de poisson (Fig.15E) indiquent toujours une direction de mouvement «top» vers l'Est (Fig.8 et Anx.31). Lorsqu'elles sont concentrées sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur, elles définissent des contacts tectoniques majeurs, nommés $\Phi 2$ pour les différencier des contacts précoces $\Phi 1$ replissés. Les données de terrain confirment la continuité géométrique entre les méga-cisaillements à pendage Est et Ouest d'un bout à l'autre du massif. Il est intéressant de remarquer une intensification de la déformation quand on approche la partie Ouest du massif. L'unité A d'Ambin, parce qu'elle accommode préférentiellement la déformation entre les méta-conglomérats du Groupe d'Ambin et les micaschistes du Groupe de la Claréa, est alors totalement délaminée par une zone de cisaillement décamétrique à pendage Ouest (Fig.10A : zone de cisaillement du 'Lac d'Ambin'). Cette zone de cisaillement décamétrique, qui s'enracine profondément dans la partie Ouest du massif, a vraisemblablement été repérée en sismique de puit dans un forage de reconnaissance Alpetunnel (Menard : com. pers.). Plus à l'Est, cette épaisse zone de cisaillement se diverticule en un ensemble de petits cisaillements de moindre importance affectant plus largement les unités du massif (Fig.8).

Les plissements - Les deux événements ductiles alpins D1 et D2 se traduisent également par des structures plicatives d'aspect bien spécifique. Le style de ces structures est aussi fonction de la lithologie des niveaux affectés.

Le premier type 'P1' (Anx.35) est représenté sur le terrain par de nombreux plis, généralement

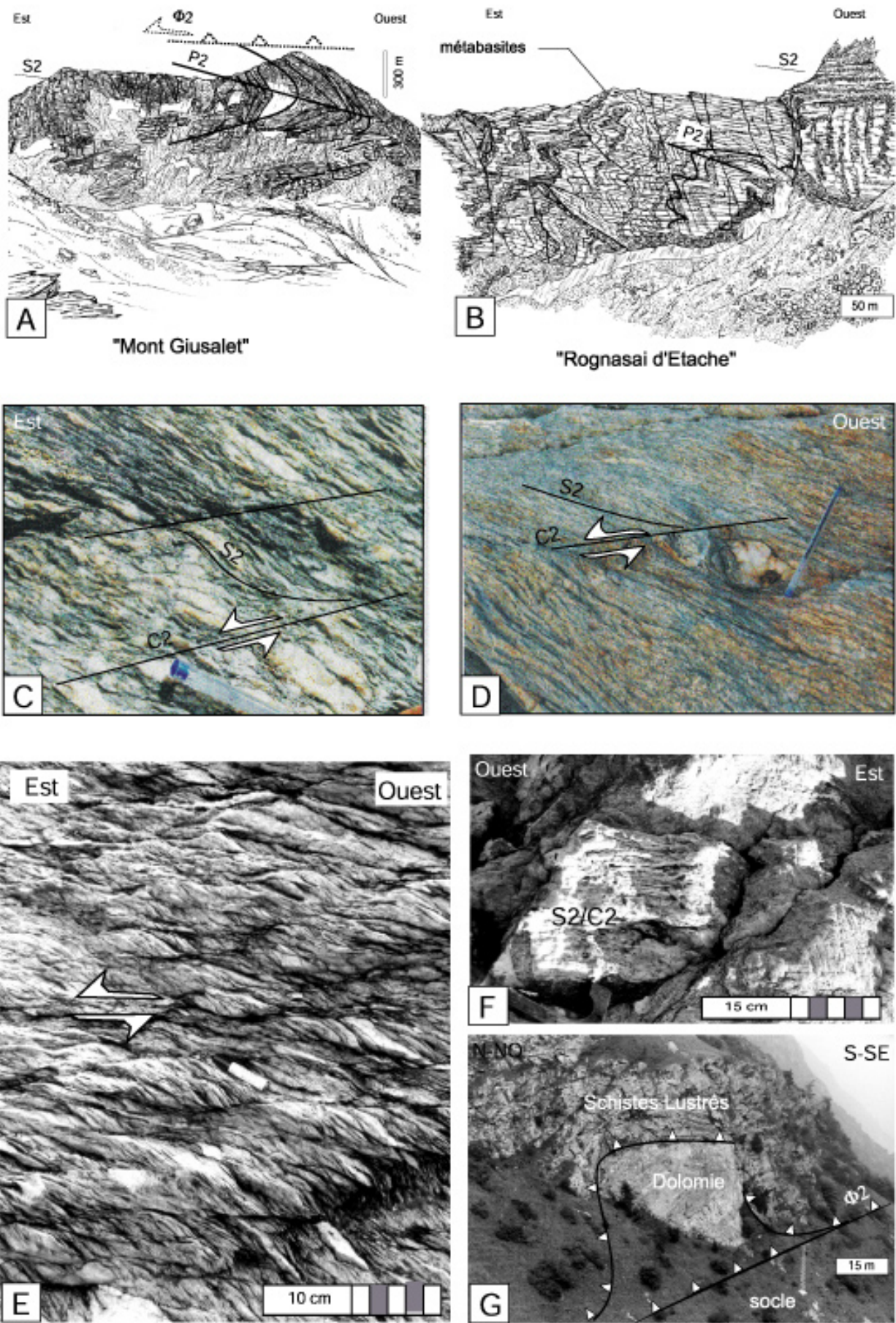


Figure 15

isoclinaux, présentant systématiquement des charnières courbes. De toutes tailles, ils admettent la foliation S2 pour plan axial et leurs axes, orientés en moyenne NO-SE, tendent parfois à se paralléliser à la linéation régionale E-O (plis en fourreaux de Malavieille, 1982-84). Rares dans les quartzites, ils sont abondants dans les micaschistes situés à proximité du contact tectonique Claréa-Ambin, sous forme d'exsudats de quartz. Ils demeurent associés à une linéation E-O et à un cisaillement ductile (D2) vers l'Est.

Le deuxième type P2 (Fig.C.4a) est représenté par des plis isoclinaux d'axe en moyenne perpendiculaire à la linéation E-O. Leur sens de déversement se faisant systématiquement vers l'Est, ou le SE, a fait l'objet d'une cartographie de détail (Fig.14B). Il est probable que le sens des déversements soit guidé par des mégastructures plissées de grande ampleur englobant ces plis. A l'échelle du secteur étudié, de grands plis P2 (Anx.33) forment effectivement une succession de grands synformes et antiformes toujours déversés vers l'Est ou le SE. On remarquera, d'autre part, que les plis P2 affectent les niveaux compétents et cela à toutes les échelles. Par exemple, dans le secteur du *Ruisseau d'Etache*, la formation C du Groupe d'Ambin, entraînée par l'épais niveau de quartzites sus-jacents, est impliquée dans un système de têtes plongeantes d'axe Nord-Sud (Anx.32b). Les flancs normaux de ces plis P2, intensément cisailés, présentent sur leurs plans S2/C2, une linéation minérale Est-Ouest (chlorite-phengite). En règle générale, tous ces plis P2 affectent indifféremment l'ensemble de la série lithologique (Anx.32a), et même localement un contact tectonique D1 entre la 'nappe des Schistes Lustrés' et le toit du massif d'Ambin. Ce contact $\Phi 1$ précoce est scellé par des minéraux de HP-BT dont le glaucophane et le chloritoïde (Fig.9, Anx.34).

Nous avons essayé de comprendre la signification de cette succession de déformations plicatives. Les plis courbes du premier type -'P1'- peuvent être interprétés de plusieurs façons:

- ils sont associés à un seul épisode de cisaillement. Dans ce cas les plis seraient nés très obliquement par rapport aux cisaillements D2 à vergence Est. Progressivement réorientés (Quinquis et al, 1978) au cours de la déformation, ils acquièrent leur géométrie courbe. Cette hypothèse implique qu'un nombre considérable de plis, et ceci à toutes les échelles d'observation, soient nés très obliquement par rapport au cisaillement majeur Est-Ouest, ce qui est peu probable ;

- ils sont associés à une géométrie de type plis en fourreaux (Malavieille, 1982). Ceci implique qu'à toutes les échelles d'observations et sur l'ensemble du massif, il se produit une déformation constrictive très intense vers le NE. Cette hypothèse n'est bien sûr pas compatible avec l'étude des microfabriques S2/C2 qui documentent un régime de déformation D2 en cisaillement simple vers l'Est (voir ci-dessous et Fig.14A) ;

- ces structures plicatives représentent la superposition de deux générations de cisaillements. Le premier à vergence Nord (D1) est parfaitement compatible avec l'existence de marqueurs linéaires précoces N-S dans les parties profondes du massif (Groupe de la Claréa). Le deuxième cisaillement (D2), majeur cette fois, provoque un déversement des structures vers l'Est et la réorientation systématique des premières générations de plis. Les figures plicatives d'interférence apparaissent à toutes les échelles

Figure.15 – Marqueurs de la déformation ductile D2 dans le massif d'Ambin. (A) et (B) : déformation plicative à vergence Est associée aux grands cisaillements $\Phi 2$. Ces plis P2, métriques à hectométriques, s'observent fréquemment dans le Groupe d'Ambin (lithologies variées). (C) et (D) : les structures cisailantes S2/C2, quand elles se développent parallèlement au plan axial et sur les flancs des grands plis P2, nous renseignent sur la direction de mouvement associé au plissement. Du flanc droit au flanc inverse de ces plis, les directions de cisaillement ne s'inversent pas. (E, F) Structures S2/C2 associées à la shear-zone du « Lac d'Ambin ». (G) boudin de tégument triasique (dolomie) 'arraché' au toit du massif d'Ambin lors des cisaillements D2 et 'emballé' dans l'Unité Médiane des Schistes Lustrés (retombée est du dôme, Plan Saint Nicolas).

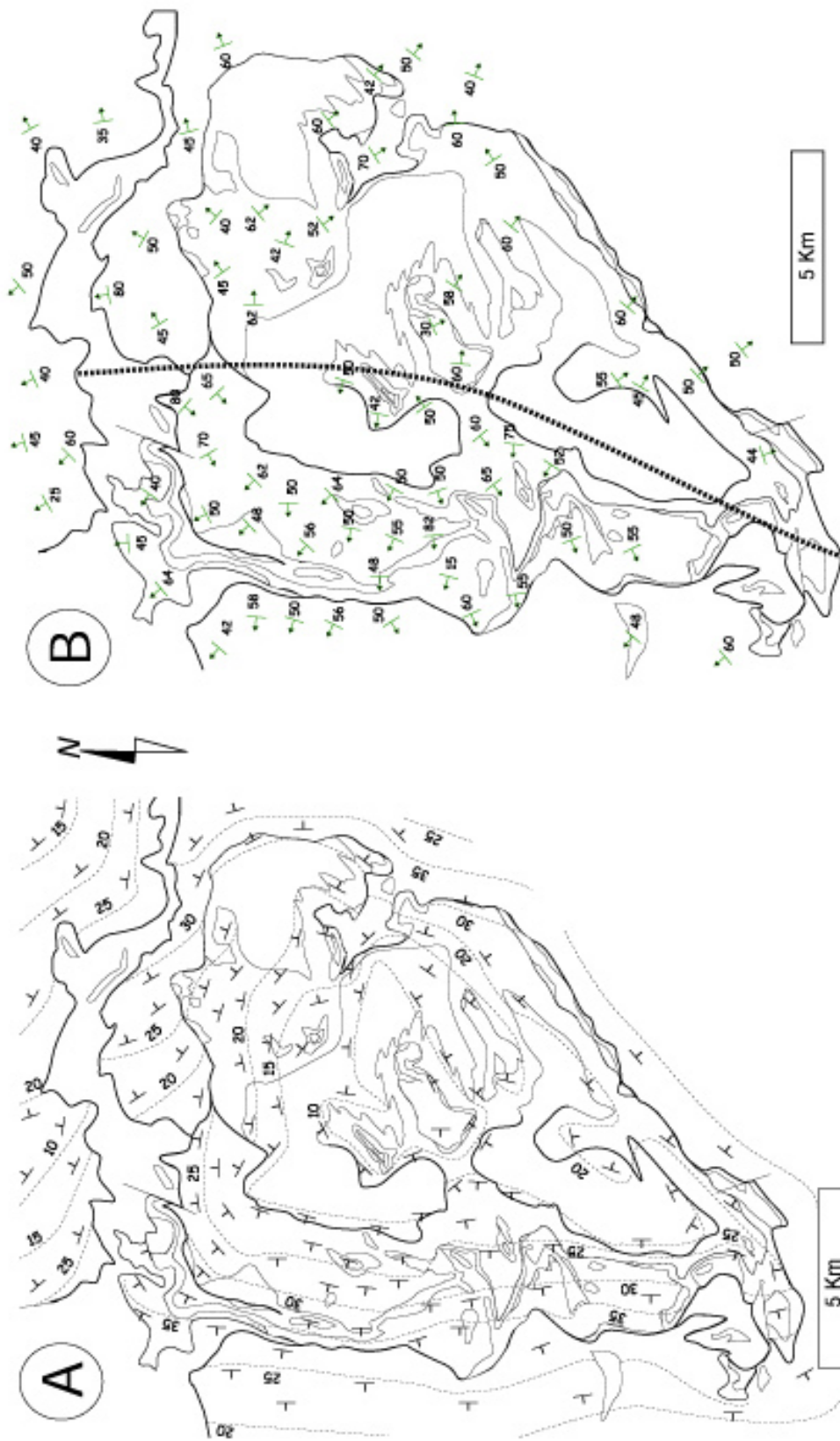


Figure 16 - Déformation post-D2 du massif d'Ambin. (A) carte des plans de foliation S2 (données personnelles) : une géométrie en dôme ressort très nettement de cette cartographie. Du cœur à la bordure, les fabriques S2 présentent un pendage de plus en plus fort. L'unité de Schistes Lustrés présente dans la partie nord du dôme montre néanmoins des irrégularités dans ses valeurs de plongement S2. Cette géométrie en 'marches d'escalier' est provoquée par des ondulations P3 de grande longueur d'onde. Ces irrégularités s'observent également, à plus petite échelle, dans les unités de socles du 'Petit Mont-Cenis' (retombée nord du dôme). L'axe de ce dôme est orienté grossièrement suivant la direction SSO-N. (B) un cisaillement ductile-cassant accompagne ce 'dôming' : des plans de cisaillements $\Phi 3$ fortement penchés et à jeux normaux se développent suivant la direction d'Ambin. Ils sont à vergence Ouest dans la partie ouest du dôme et à vergence Est dans la partie est du dôme. Ces cisaillements $\Phi 3$ n'affectent que la partie supérieure du massif et très rarement les parties profondes. La ligne en pointillés marque la frontière entre ces domaines à vergence opposée. On notera que l'orientation de cette ligne correspond approximativement à celle de l'axe du dôme.

d'observation et justifient plutôt cette hypothèse (Fig. 9).

Les plis du deuxième type - P2 - sont ensuite nés perpendiculaires à la direction du cisaillement E-O. Parce que les niveaux dans lesquels ils se forment demeurent généralement compétents, leur état de déformation apparaît peu évolué sur le terrain. Ils restent donc perpendiculaires à la direction de mouvement. Ils peuvent néanmoins présenter parfois des charnières courbes (Fig.14B et Fig.C.4b). Ceci pourrait signifier que la déformation cisailante E-O a localement pu donner des plis d'axe A (Quinquis et al, 1978).

En conclusion nous pouvons considérer que les deux générations de plis ('P1' et P2) présentes dans le Groupe d'Ambin représentent deux phases orthogonales et diachrones de déformation. Toutes deux sont créés par des cisaillements à vergence très oblique, et les différents styles de plis P2 sont simplement dus à la nature des matériaux qu'ils affectent. Une analyse microtectonique est donc indispensable pour attribuer à un style de plis, un type de déformation. Malheureusement, peu de critères cinématiques microstructuraux, associés à la phase D1, ont été conservés. Nous nous intéresserons donc exclusivement à la deuxième phase de cisaillement vers l'Est (D2).

Le régime de déformation - Le style des plis, la présence de critères de rotation (rotation de galets dans les microconglomérats, micas sigmoïdes dans les quartzites), nous sont apparus suffisamment nombreux et significatifs pour qualifier macroscopiquement la déformation de non coaxiale (Choukroune, 1971, Lagarde, 1978) et clairement représentative d'un cisaillement vers l'Est.

C'est par l'étude statistique de critères de cisaillement, effectuée pour 130 lames minces taillées dans le plan (E-O), que nous avons été le mieux à même de définir le mécanisme de la déformation majeure. Malgré quelques données divergentes, les résultats cinématiques (bandes C2, queues d'enroulement, ombres de pression, minéraux syntectoniques...) plaident majoritairement en faveur d'un cisaillement simple vers l'Est (Anx.31). En ce qui concerne la phase précoce (D1) l'examen dans les plans (N-S) de quartzites faiblement affectés par D2 (quartzites du Lac Noir) nous donne des résultats contradictoires. La complexité des critères microcinématiques N-S résulte en fait de l'interférence systématique entre deux phases de déformation ductile de directions différentes. Cette interférence rend délicate l'interprétation des marqueurs précoces (D1) dans le Groupe d'Ambin (Fig.14C).

En résumé la phase ductile D2 correspond à une déformation non coaxiale, associée à un cisaillement majeur vers l'Est. Les effets de cette phase transposent une première génération de plis P1 associés à une déformation cisailante alpine précoce de vergence Nord.

2-2-3 - La déformation D3 à vergence Est et Ouest (continuum de D2 en régime ductile-fragile ?)

Elle est bien représentée cartographiquement par une grande structure antiformale d'orientation NNE-SSO, qui affecte tout le massif et lui donne sa forme en dôme. Sur le terrain, cette déformation ou voussure tardive affecte préférentiellement les parties les plus hautes du massif qu'elle découpe en failles normales diversement pentées (20 à 60°). Ces accidents en conditions ductile-fragile présentent des jeux normaux à vergence Est sur le versant oriental du dôme, et Ouest sur le versant occidental (Anx.37). Quelques plis P3 métriques, très ouverts, ont parfois été observés dans la formation C du Groupe d'Ambin et dans les couvertures briançonnaises. Comme pour les plans de failles Φ_3 , les plis orientés en moyenne N-S ou NE-SO sont déversés vers l'Ouest-NO ou vers l'Est-SE selon leur position sur le dôme (Fig.16B). Ils possèdent une schistosité de plan axial très grossière S3 (Anx.28), plus ou moins exprimée suivant les matériaux (bien marquée dans les micaschistes, elle est plus rare dans

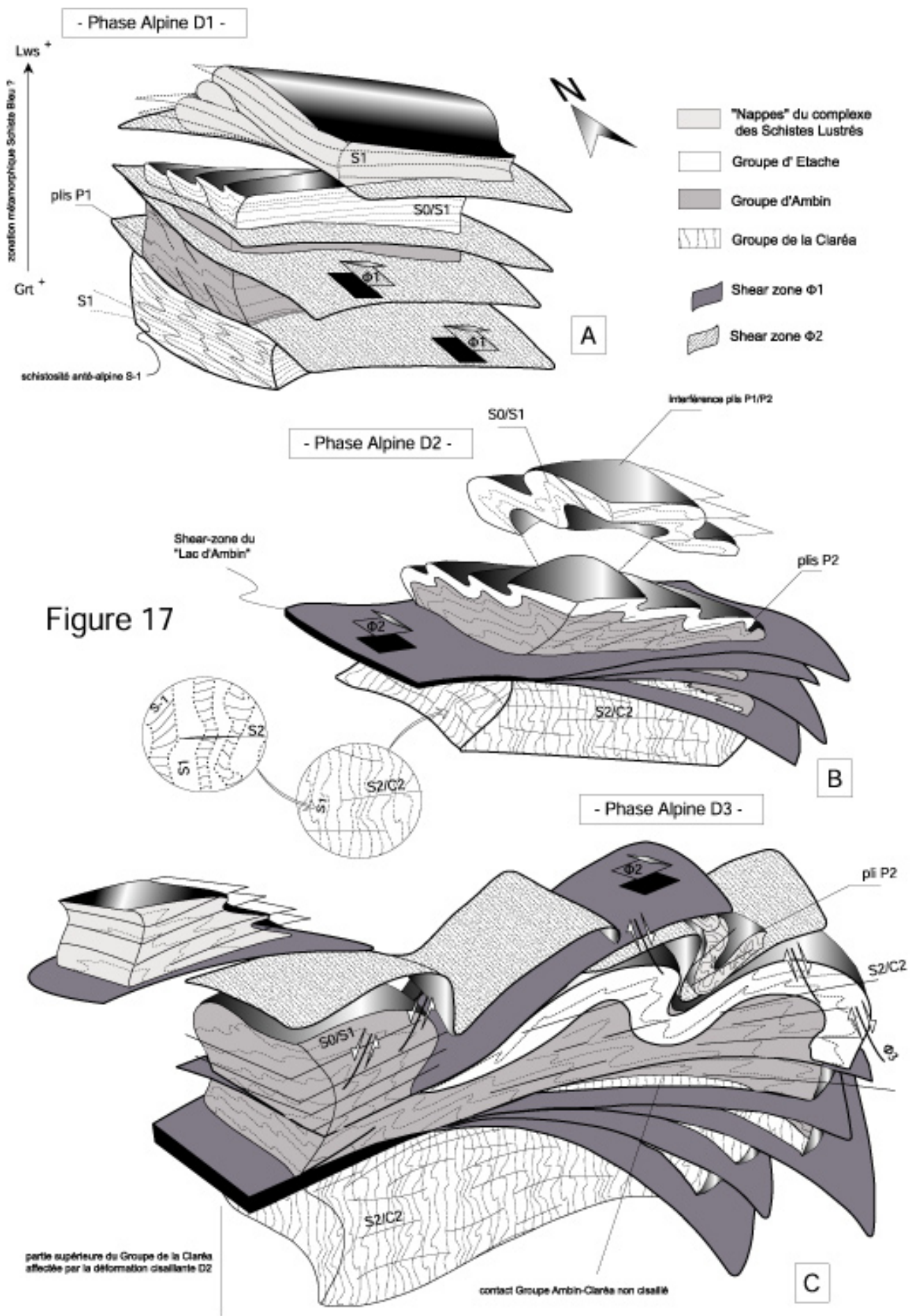


Figure 17

les quartzites et les calcaires), ainsi qu'une linéation d'intersection ou de crénulation, visible sur les charnières de plis P3 (Anx.36).

2-3 - Conclusions relatives aux phases de la déformation alpine reconnues dans le massif d'Ambin

La cartographie détaillée des structures nous a permis de mettre en évidence les grands traits structuraux du massif, notamment l'existence de deux phases principales de déformation ductiles alpines (D1 et D2) bien distinctes, caractérisées à toutes les échelles par des foliations et des vergences bien spécifiques (Fig.17).

Ces déformations caractérisent plus particulièrement certains groupes :

- Le cœur du massif, constitué exclusivement par le Groupe de la Claréa, préserve une déformation alpine précoce D1 de HP-BT (stabilité de l'association minérale grenat-Jadéite-glaucophane-clinozoïsite-chloritoïde), très fortement pénétrative, associée à un cisaillement vers le Nord. Les structures précoces D1 n'avaient encore jamais été décrites dans le cœur réputé anté-alpin du massif d'Ambin.

- Les différentes enveloppes du massif (Groupe d'Ambin, couvertures briançonnaises et Schistes Lustrés) sont intensément affectées par une déformation cisailante D2 à vergence Est, synmétamorphe depuis les conditions de cristallisation du glaucophane jusqu'au faciès des Schistes Verts. Seule la partie supérieure du Groupe Claréa est impliquée dans cette déformation cisailante, les parties profondes du massif préservent leurs structures alpines précoces D1.

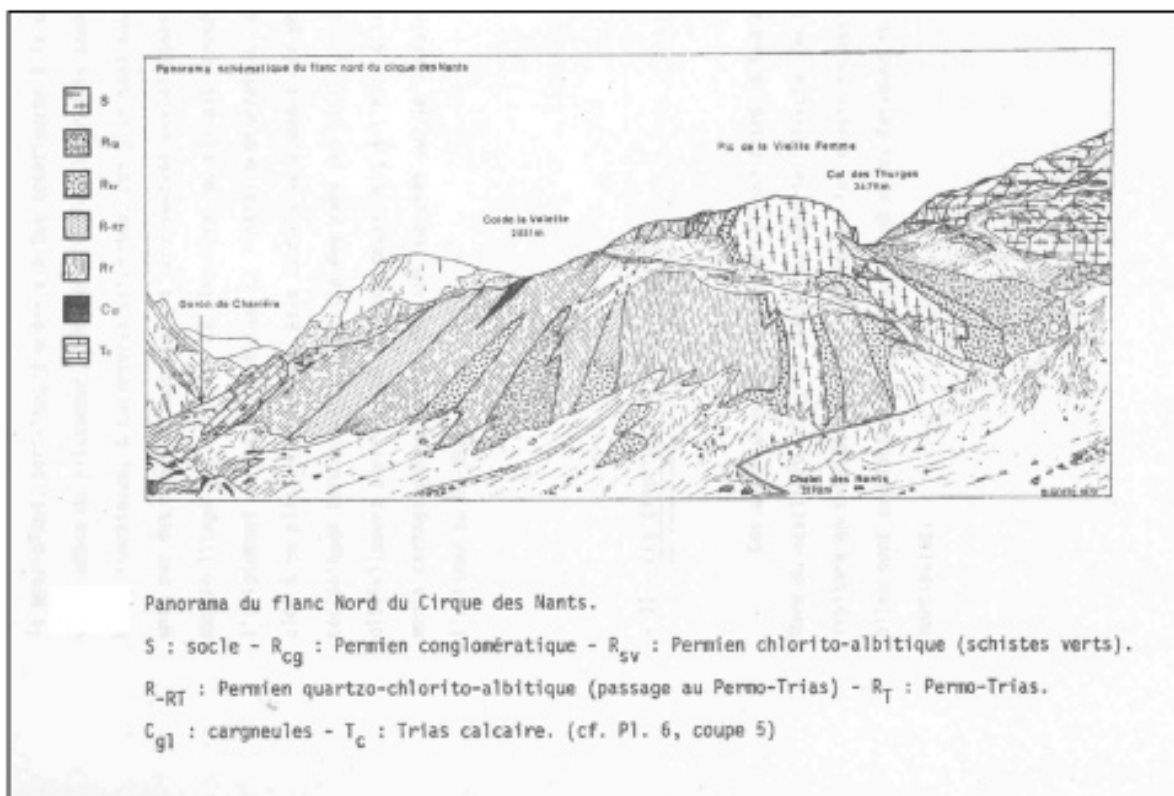
La fin (?) de la deuxième phase alpine, que nous nommerons D3, est caractérisée par des structures beaucoup plus froides. Cette structuration extensive accompagne la voussure tardive du massif.

Figure.17 – Blocs diagrammes très schématiques récapitulants, à l'échelle d'une portion du massif d'Ambin, les différents stades de déformation alpine. Les relations géométriques entre fabriques alpines et fabriques anté-alpines sont explicitées sur chaque dessin.

- A. Episode D1** : fin de la subduction, début de l'exhumation du massif associée à un cisaillement majeur vers le Nord – développement d'une foliation S1 dans le faciès des Schistes Bleus de haut grade, reconnue dans la totalité du massif (stabilité de l'association grenat-glaucophane-chloritoïde-jadéite-clinozoïsite au cœur du Groupe de la Claréa et de l'association glaucophane-chloritoïde-lawsonite-jadéite dans les parties plus superficielles du massif : couverture briançonnaises et Unité Médiane des Schistes Lustrés : zonation métamorphique ?, Anx. 39). Premier édifice tectonique alpin : « nappes penniques » classiques ?
- B. Episode D2** : poursuite de l'exhumation – premiers grands cisaillements Φ 2 vers l'Est, opérant dans le faciès des Schistes Bleus de plus bas degré (absence de l'association grenat-clinozoïsite-jadéite). Ces cisaillements provoquent une transposition généralisée des structures précoces D1 (figures plicatives d'interférence P1-P2). Au cours de ce cisaillement, qui se ramifie vers l'est, acquisition de structures S2/C2 sub-horizontales recoupant à l'emporte-pièce unités briançonnaises (socle et couvertures) et unités piémontaises de Schistes Lustrés. Cette déformation D2, dont l'intensité culmine dans le faciès des Schistes Verts, n'affecte pas les parties profondes du massif d'Ambin (i.e. le cœur du Groupe de la Claréa).
- C. Episode D3** : derniers stades de la déformation ductile. Bombement du dôme associé à une crénulation locale (S3) de l'édifice tectonique. Des cisaillements ductiles-cassants, opérant avec des jeux normaux se développent de part et d'autre du dôme : ils permettent d'accommoder un échappement de matière lors de la surrection tardive du massif. Les directions de mouvement (Est et ouest) sur ces plans sont grossièrement perpendiculaires à l'axe d'allongement du dôme (Nord-Sud). La Shear-zone du « Lac d'Ambin » présente actuellement un jeu apparent en chevauchement vers l'Est : fonctionnait-elle en faille normale ductile avant le bombement du massif ?



Vue sur la Vallée de Pralognan depuis le col d'Aussois. Observez au deuxième plan les structures D2 verticalisées (schistosité S2 et cisaillement $\Phi 2$) dans les unités Permienne (col du Genepy)



Panorama géologique (Goffé, 1975) du flanc Nord du Cirque des Nants, situé sous le col de la Valette. Observez les plis isoclinaux P2, à flancs verticaux, constitués pour l'essentiel d'unités de socle et de couverture permo-triasique.

Figure 18 - le massif de Vanoise Sud (secteur NO)

3 - Le massif de Vanoise Sud

3-1 - Les travaux antérieurs

A l'image du massif d'Ambin, la Vanoise Sud se présente comme une fenêtre de socle polymétamorphique, ceinturée par un certain nombre d'unités métasédimentaires (Permien à Eocène) intensément déformées. Plusieurs études basées essentiellement sur des observations macro et microstructurales dans les couvertures métasédimentaires, ou le long des contacts tectonisés socle-couverture, avaient dégagé les principaux traits de la structure et de l'histoire tectono-métamorphique de cet édifice.

Ellenberger (1958) avait reconnu sur l'ensemble de la Vanoise, (1) le décollement généralisé de la couverture carbonatée au niveau des cargneules werféniennes, (2) l'importance de la phase de rétrocharriage des structures vers l'Est et du basculement des éléments de couverture dans la partie NO du massif, (3) le caractère allochtone de la « nappe de la *Dent Parrachée* ».

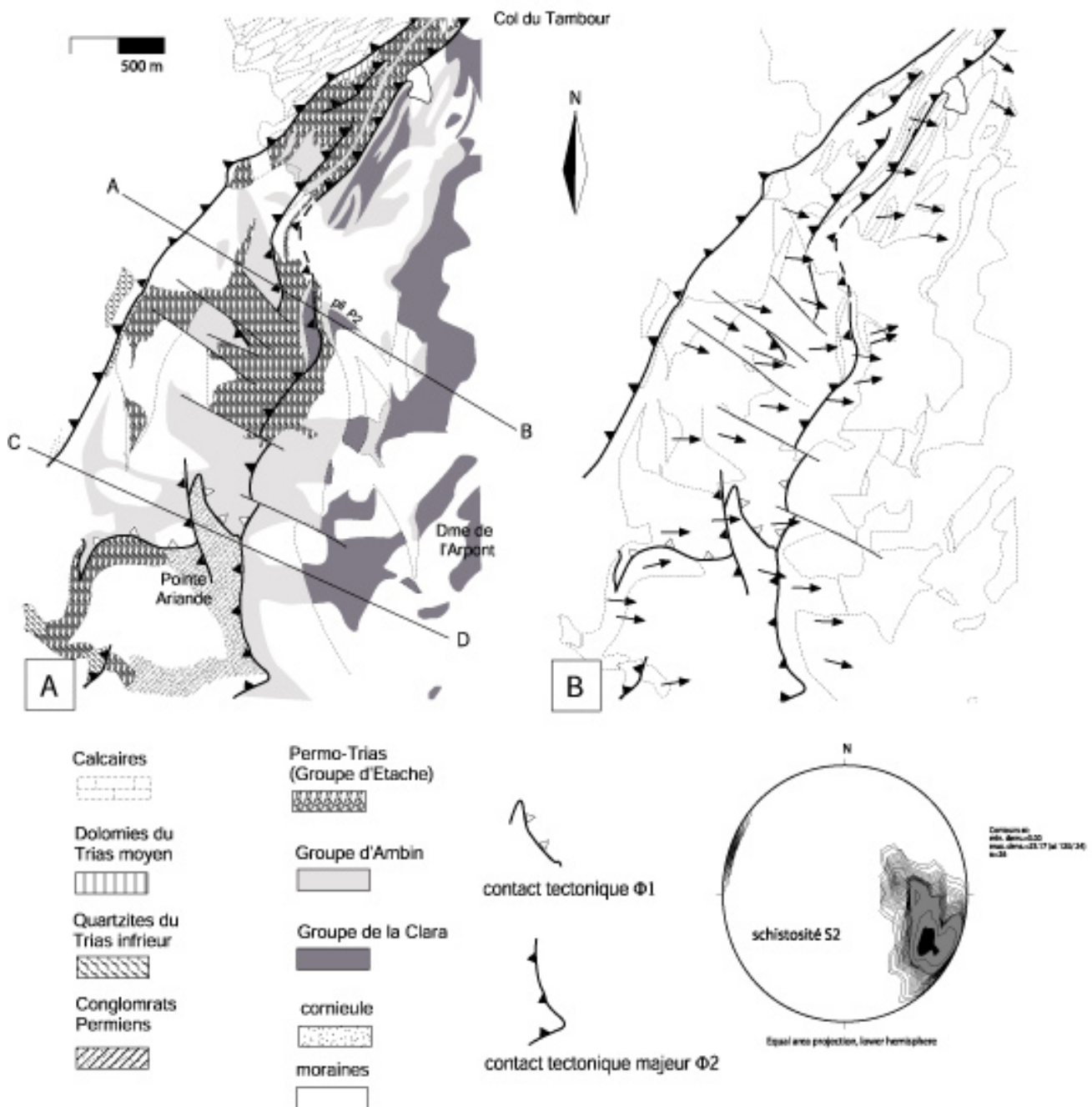
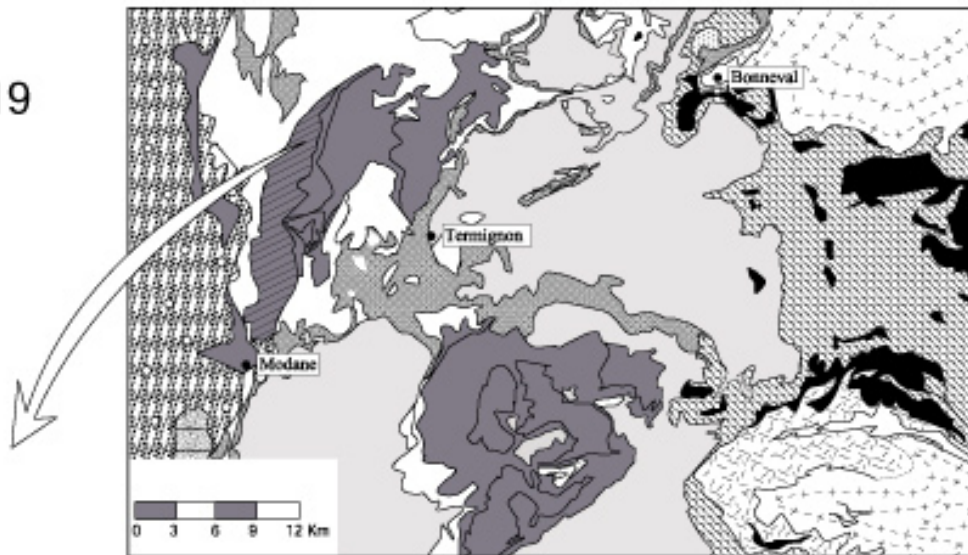
Plus récemment, des études localisées ont proposé une chronologie plus fine des événements tectoniques et métamorphiques.

Goffé (1975-77), à l'issue d'une étude sur les terrains paléozoïques de la retombée Nord et Ouest de Vanoise Sud, avait distingué dans les couvertures permiennes et permo-triasiques deux phases principales de plissement. La première (« phase 1 ») donne lieu à des plis isoclinaux d'axe NO-SE probablement déversés vers le SO. La seconde (« phase 2 »), synmétamorphique dans les conditions de cristallisation du glaucophane, correspond à des mouvements de charriage vers l'Est et se traduit par une forte linéation minérale à glaucophane et par des plis d'axe NE-SO. Cette dernière phase serait responsable de l'écaillage généralisé de la couverture sur les sommets du massif et sur ses versants orientaux.

Platt & Lister (1978 ; 1985a,b) ont étudié la partie Est et Sud-Est du massif, dans le secteur du *Refuge de l'Arpont* et de la *Dent Parrachée*. L'inventaire des microstructures et leurs relations avec les événements métamorphiques avait conduit ces auteurs à proposer la chronologie suivante (Fig.4) :

- « Anté-D1 » : cristallisation des paragenèses de haute pression à quartz, micas blancs, glaucophane, lawsonite ± Jadéite ;
- « D1 » : déformation associée aux derniers stades du métamorphisme Schiste Bleu qui se traduit par des plis serrés, une foliation régionale S1 et une linéation à glaucophane L1 de direction Ouest à NO-SE. Selon ces mêmes auteurs, les structures D1 sont probablement à relier à la formation des plis couchés majeurs et des chevauchements qui accompagnent la mise en place des « nappes », comme celle de la *Dent Parrachée* ;
- « D2 » : plis « post-nappes » P2 d'orientation variable mais grossièrement E-O à foliation de plan axial S2 plongeante vers le Sud. Cette phase s'effectue dans des conditions de pression plus faible que pour D1 (faciès des Schistes Verts) ;
- « Inter D2-D3 » : métamorphisme de type Schiste Vert caractérisé par la croissance de porphyroblastes d'albite et la rétro-morphose des paragenèses antérieures en chlorite et épidote(s.s) ;
- « D3 » : plis P3 d'axe NE-SO et schistosité S3 de plan axial affectant l'empilement des nappes avec des cisaillements locaux vers l'Est ou le SE. Cet événement correspond à la phase classique de « rétrocharriage » ;
- « D4 » : bombement du dôme de Vanoise Sud suivant un axe N-S, associé à une fracturation, qui

Figure 19



provoque le redressement de la bordure Ouest du massif.

Le travail de Dondey (1986) apporte une synthèse structurale du massif. L'étude cartographique (prenant en compte les travaux de Jaillard, 1984 ; Broudoux, 1985 ; Dambrine & Langaney, 1979 ; Détraz, 1984) et l'analyse structurale des différents chaînons de couverture lui ont permis de reconnaître (comme Platt & Lister, 1985a,b) quatre phases principales de déformation synchisteuse :

- « D1 » : charriage et substitution localisée de la couverture briançonnaise classique par l'unité de la *Dent Parrachée* sur le socle de Vanoise Sud ;
- « D2 » : plissement d'ensemble de la couverture et du socle paléozoïque suivant un axe grossièrement Est-Ouest et déversé vers le Nord ;
- « D3 » : « rétrocharriage » et plissement déversé vers l'E-SE . Cet événement détermine un charriage d'ampleur probablement pluri-kilométrique de l'unité du *Mont Pelve* sur l'empilement d'écaillés d'origine plus interne (« nappe de la *Grande Motte* et nappe des Schistes Lustrés », Fig.3B et § Fig.26B) rabotant le socle paléozoïque ;
- « D4 » : surrection et chevauchement du socle paléozoïque vers le NO.

Citons également pour la retombée Est du massif (secteur de *Plan du Lac*) le travail de Deville (1987), où l'évolution structurale proposée est très proche de celle reconnue par Marion (1984) pour la région de *Tignes* et *Val d'Isère*. Quatre phases successives de déformation, principalement documentées dans les unités de Schistes Lustrés, ont été distinguées :

- une phase de chevauchements cisailants précoces provoquant la mise en place de la « nappe des Schistes Lustrés » et l'écaillage de la bordure interne de la zone Briançonnaise (i.e. le socle de Vanoise Sud) ;
- une phase de plissement des surfaces de cisaillement précoces, selon une direction axiale E-O à ONO-ESE. Ce plissement, syn-métamorphe du faciès des Schistes Bleus et à vergence Ouest-NO, a formé des

Figure.19– Etude du massif Vanoise Sud. Secteur *La Valette*. (A) Carte géologique des formations (d'après une compilation de travaux antérieurs : Ellenberger, 1958 ; Goffé, 1975, Dondey, 1986 et de levés géologiques personnels). La reconnaissance des contacts, Groupe de la *Claréa* – Groupe d'*Ambin*, nous a permis de souligner dans la partie sud-est de la carte la présence de grands plis isoclinaux intra-socle. Ces plis décamétriques sub-verticaux, d'axe grossièrement nord-sud remplissent une fabrique S1 soulignée par des minéraux de HP (grenat-glaucophane-jadéite-chloritoïde-clinozoïsite). Ces observations corroborent l'interprétation de B. Goffé suivant laquelle deux épisodes majeurs de déformation ductile se sont succédés dans les unités permo-triasiques, la deuxième déformation étant à l'origine des plis isoclinaux P2. A l'image du massif d'*Ambin*, la déformation cisailante D2 individualise localement de grands contacts tectoniques $\Phi 2$ à vergence Est transposant un édifice de nappes D1 précoces. Noter dans la partie sud-ouest de la carte, le contact $\Phi 1$ entre l'unité conglomératique permienne et le Groupe d'*Ambin*. Ce contact, scellé par des minéraux de HP (glaucophane) est remplissé par des plis P2 et cisailé. Associée à ces cisaillements, une foliation fortement pénétrative se développe dans le plan axial des plis P2. Les associations minérales portées par les plans S2/C2 montrent que la déformation cisailante D2 opère depuis le faciès des Schistes Bleus et culmine dans le faciès des Schistes Verts. Certaines fabriques D2 'Schiste Bleu' apparaissent tronquées par les fabriques 'Schiste Vert' plus tardives - La shear-zone 'La Valette', qui ne porte que des associations minérales 'Schiste Vert' sur ses plans S2/C2, vient cisailier un pli P2 à coeur de *Claréa* (voir coupe [AB]). Du point de vue de la chronologie de la déformation D2, nous pouvons donc parler de cisaillements $\Phi 2$ à jeux précoces 'Schiste Bleu' et tardifs 'Schiste Vert'. Les directions de mouvement se font toujours vers l'Est comme le montre la carte des linéations D2 (B). Les flèches noires indiquent la direction de mouvement observée sur les plans S2/C2. Les coupes [AB] et [CD] explicitent les relations géométriques entre fabriques D1 et D2 (S1/S2, P1/P2, $\Phi 1/\Phi 2$). La retombée brutale vers l'Ouest des fabriques D2 ne permet malheureusement pas d'imager cartographiquement la notion de plis d'interférences : ces derniers apparaissent seulement par la tranche. En coupe, la justification concernant la géométrie profonde des structures sera apportée par l'étude du secteur de *Fond d'Aussois*.

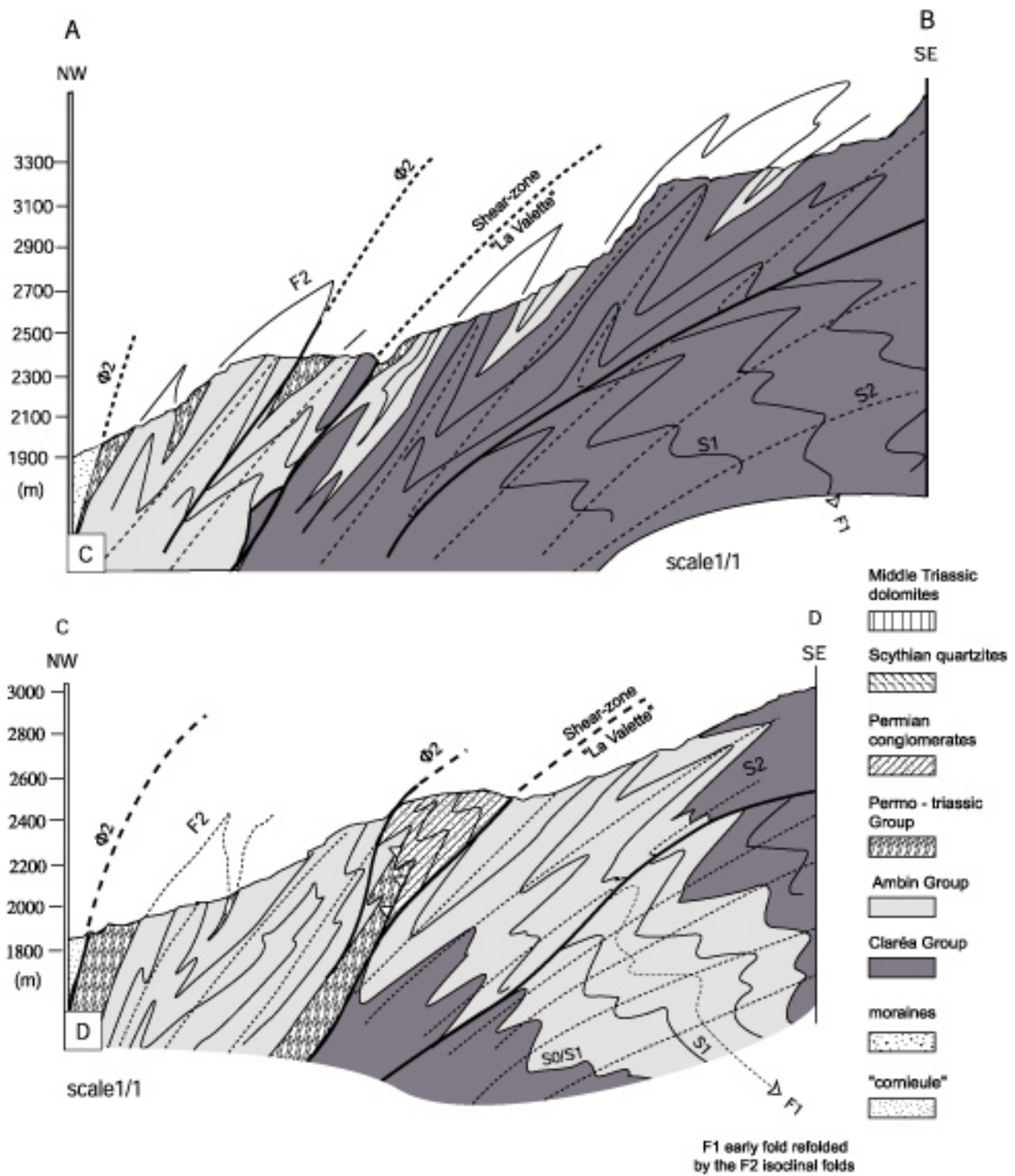


Figure 19

vastes « plis en fourreaux de nappes » ;

- une phase de chevauchements cisailants tardifs associés à des plis ouverts et dissymétriques, à déversement SE ;
- une ultime phase de bombement provoquant des ondulations à grand rayon de courbure.

A travers toutes ces études, se dégage une histoire structurale apparemment cohérente, en deux ou trois étapes principales, dont la phase de cisaillement à vergence Est-SE, ou « rétrocharriage » des auteurs, est la plus communément reconnue. Cependant, à l'échelle microstructurale, deux de ces études menées sur des secteurs restreints de Vanoise Sud (NO et SE) conduisent à des interprétations différentes de la linéation minérale à glaucophane de direction NO-SE. Pour les uns (Platt & Lister, 1978, 1985a,b), il s'agit d'une structure précoce marquant la direction de déplacement des nappes, pour les autres (Goffé, 1975-77) elle est considérée comme une linéation de glissement liée aux structures de rétrocharriage. Dondey (1986) puis Platt et al (1989) ont ré-interprété par la suite les observations de Goffé en considérant cette linéation Schiste Bleu comme un marqueur précoce réorienté dans les fabriques « D3 » associées au « rétrocharriage ». Les cisaillements à vergence Est sont alors définitivement considérés comme tardifs et associés à un métamorphisme de bas degré.

A l'issue de cette revue bibliographique, plusieurs points nous semblent néanmoins discutables :

Pour les couvertures métasédimentaires

- La multiplicité des phases de déformation concernant les stades dits « précoces » à vergence Ouest-NO. Déduites pour l'essentiel de l'étude des figures plicatives d'interférence observées dans les couvertures carbonatées et siliceuses (Platt & Lister, 1985b, Dondey, 1986), les phases « D1 » et « D2 » des auteurs pourraient n'être qu'un simple continuum. Par ailleurs la notion de figures d'écoulements ductile - phénomène extrêmement courant dans les niveaux liasiques des « nappes » de la *Grande Motte* – *Grande Casse* et *Dent Parrachée* - est rarement prise en compte dans le dénombrement des phases plicatives.
- l'absence de marqueur minéralogique dans beaucoup de structures décrites rend souvent délicate, voire aléatoire l'attribution des termes « D1, D2 et D3 » à telle ou telle structure plissée ou cisailante. Le pli du *Mont Pelve*, décrit comme un exemple de plis précoce rétrodéversé (Lister, cartes et coupes inédites, Dondey, 1986 ; de Roo & Lister, 1987 ; Platt et al, 1989) est sujet à discussion (§ Fig.26B).

Pour le socle

- La vergence NO associée à la phase « D2 » des auteurs est uniquement déduite du pendage des foliations S2 vers le Sud-Est (Platt & Lister, 1985a). Cette affirmation est à relativiser dans la mesure où ces mêmes auteurs montrent que le massif de Vanoise Sud est un dôme tardif.
- l'hypothèse selon laquelle les cisaillements à vergence Est ont fonctionné depuis le faciès des Schistes Bleus (Goffé, 1975-77) n'est pas incompatible avec nos observations recueillies dans le massif d'Ambin. Certaines fabriques Schiste Bleu (fabrique « D1 » des auteurs) décrites entre les secteurs de *Plan du Lac* et le *Refuge de l'Arpont* (Platt & Lister, 1985a,b) pourraient être réinterprétées comme des marqueurs du « rétrocharriage » (linéation N.140 des auteurs).
- L'interprétation systématique du grenat comme minéral marqueur du métamorphisme anté-alpin (Bocquet [Desmons], 1974b ; Platt & Lister, 1985a) rend délicate, voire controversée, l'attribution du terme « D1 » aux microstructures transposant ce minéral (Dondey, 1986). Selon nous, il s'agit déjà de fabriques D2.

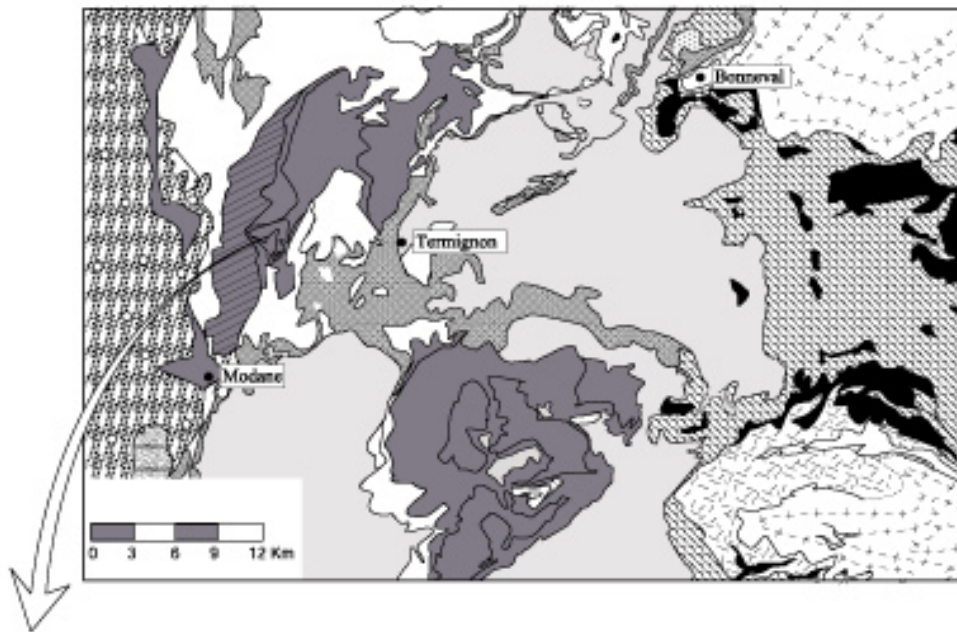
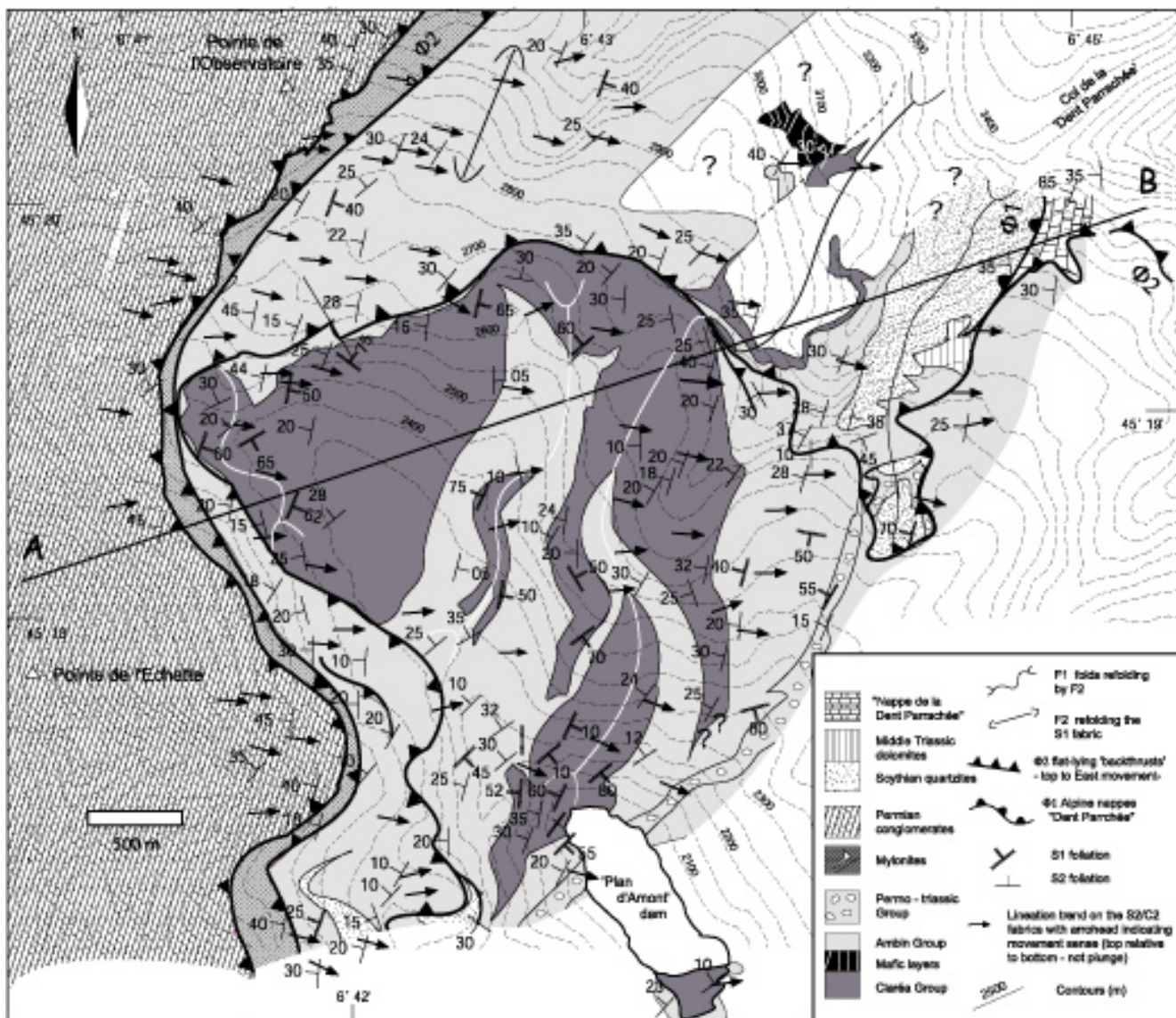


Figure 20



Face à ces interrogations, il nous est apparu intéressant de repartir de la réalité du terrain pour établir notre propre chronologie de la déformation, tout en confrontant notre analyse et notre vision des structures avec celles des travaux antérieurs.

3-2 - Objectifs et méthodes

Contrairement au massif d'Ambin, nous ne reprendrons pas une étude détaillée de l'ensemble de la Vanoise Sud. L'objectif de ce chapitre est de vérifier la cohérence du modèle tectonique 'Ambin' avec les observations réalisées en Vanoise Sud. Nous avons pour cela sélectionné trois secteurs clés :

- (i) le secteur du refuge de *La Valette*, qui correspond à la retombée Nord-Ouest du dôme de Vanoise Sud et marque le contact avec les couvertures briançonnaises carbonatées (Fig.18 et 19). Il constitue donc une cible idéale pour vérifier l'enracinement vers l'Ouest des grands zones de cisaillement $\Phi 2$. La cartographie des structures entreprise par Ellenberger (1958), Goffé (1975), Dondey (1986) puis de Roo & Lister (1987) laissait présager une tectonique plicative et cisailante D2 très intense affectant les unités de socle et de couverture. Le redressement tardif des structures pourrait également correspondre à notre phase D3.

- (ii) le secteur de *Fond d'Aussois*, qui correspond à la retombée Sud-Ouest du dôme (Fig.20 à 25). La cartographie des couvertures carbonatées du type « *Dent Parrachée* » par Dondey (1986) avaient mis en évidence des contacts de nappe replissés. Des figures d'interférences D1-D2 affectant les unités de socle étaient par ailleurs fortement suspectées.

- (iii) Le secteur de *Plan du Lac – Entre-deux-Eaux*, qui correspond à la retombée Est du dôme (Fig.26). Étudié localement par Platt et al (1986) puis par Deville (1987), ce secteur fait actuellement l'objet d'une cartographie de détail (travail en collaboration avec l'équipe de l'Université Monash). La dénudation du socle sur ce secteur laissait présager une intense tectonique cisailante D2.

Nous avons choisi de détailler l'étude structurale réalisée sur le secteur de *Fond d'Aussois*. Cette présentation constitue le préambule géologique à un article en préparation « *HP-LT 'backthrusting' : a case study in the Eastern basements (Ambin and South Vanoise massifs, Savoie)* »,

3-3 - Structure du secteur de Fond d'Aussois

L'architecture régionale du massif de Vanoise Sud est contrôlée par une tectonique cisailante à vergence Est (ou phase de « rétrodéversement D3 » des auteurs, Platt & Lister, 1985a,b ; Dondey, 1986) dont le résultat est un empilement complexe de « nappes ». Le secteur de *Fond d'Aussois* (et ses environs immédiats) montre ainsi la superposition de plusieurs grandes écailles limitées par des zones de forte déformation.

Etude du massif de Vanoise Sud. Secteur de Fond d'Aussois.

Figure.20 – Carte géologique des formations (d'après la compilation des travaux de Platt et Lister, 1985b, Dondey, 1986 et de levés géologiques personnels). Ce fond de vallée est faiblement affecté par la retombée vers l'Ouest des fabriques D2. Les plans de cisaillement S2/C2 s'observent dans toutes les unités lithologiques reconnues. Ils portent une linéation Est-Ouest très homogène. Comme le laissaient présager les données structurales obtenues sur le secteur *La Valette*, la cartographie des contacts Groupe de la Claréa – Groupe d'Ambin révèle à l'échelle de la carte de grandes structures d'interférence D1-D2 n'ayant encore jamais été signalées dans les unités de socle. Observer en carte la dispersion des axes de plis P1, ondulant entre NO-SE et SO-NE.

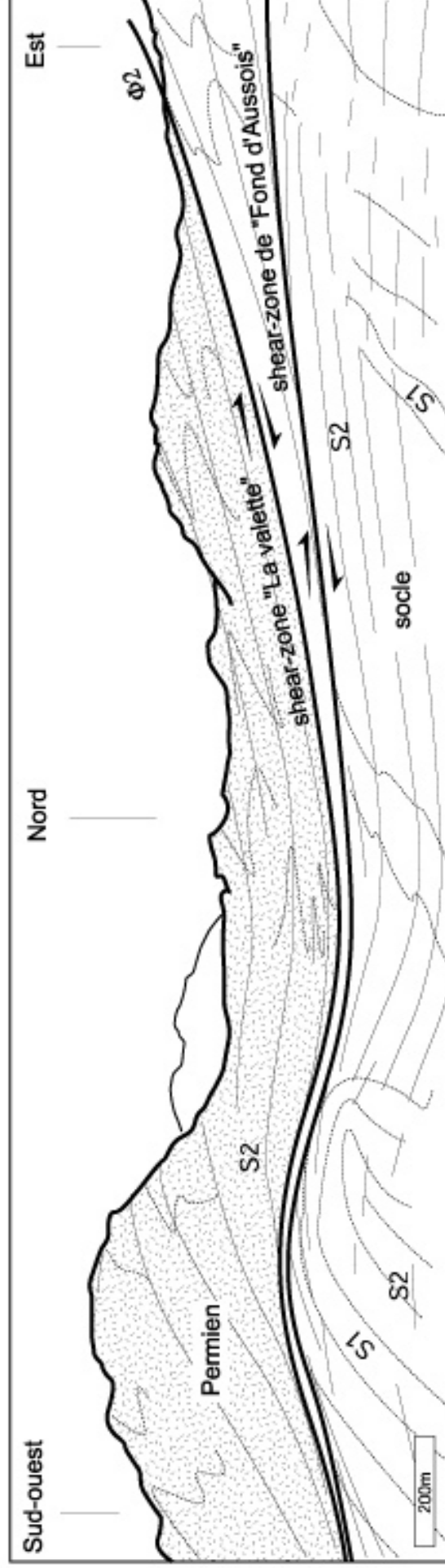
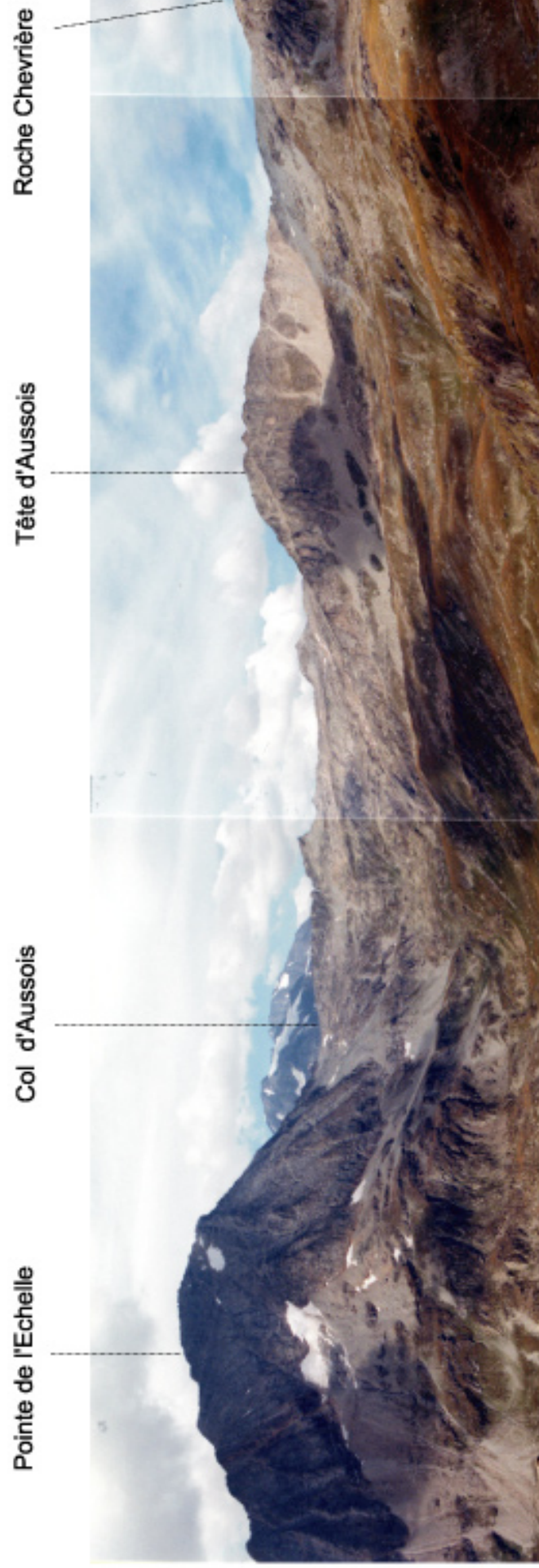


Figure.21 - Panorama géologique sur le Fond d'Aussois: ramification vers l'Est des plans de cisaillement $\Phi 2$.

La zone de cisaillement de 'Fond d'Aussois', faiblement pentée vers l'Ouest-NO, recoupe à l'emporte pièce des unités de socle et de couvertures briançonnaises qu'elle individualise en deux écailles :

- (i) une écaille inférieure constituée majoritairement d'unités de socle paléozoïque (Groupe de la Claréa et d'Ambin) auxquelles sont associés quelques lambeaux extrêmement réduits de couverture mésozoïque (Permo-Trias à Trias moyen au Nord du barrage de Plan d'Amont). La limite inférieure de cette écaille n'est pas connue ;
- (ii) une écaille médiane où se mêlent, d'Ouest en Est, unités de socle, unités de couverture triasique et unités liasiques appartenant à la « nappe de la *Dent Parrachée* ». Cette dernière est constituée par une série type « Grande Motte – Grande Casse » (Deville, 1987), d'âge triasique supérieur (Norien) à Eocène. Cette zone de cisaillement se prolonge vers l'Est dans le vallon de la Fournache sous les quartzites de *l'Arête de l'Eché* (NO du vallon).

La zone de cisaillement de 'La Valette', avec un pendage plus accentué vers l'Ouest, correspond au « chevauchement » (Dondey, 1986) de *La Pointe de l'Echelle – Rateau d'Aussois* (écaille supérieure constituée exclusivement par le Permien conglomératique de Vanoise) sur l'écaille médiane. Ce « chevauchement » s'effectue par l'intermédiaire d'un coussinet ductile de schistes chlorito-albitiques gris-sombre (probables mylonites de socle) que l'on suit depuis la base du *Col de la Masse* au Sud, jusqu'au *Col de la Valette* (Fig.19A) au Nord en passant par le *Col du Génépy* (Anx.1B). Ce contact mylonitique marque la limite d'extension vers l'Est du Permien conglomératique de Vanoise ou Permien du col d'Aussois (Ellenberger, 1958 ; Détraz, 1984). Cette zone de cisaillement passe géométriquement au dessus des unités carbonatées de la *Dent Parrachée*. Son prolongement vers l'Est (ou une de ses ramifications) passe probablement sous l'importante masse plissée de quartzites du *Mont Pelve – plateau de la Réchasse* et de calcaires liasiques de *La Grande Casse* (§ Fig.29, travail en cours).

L'écaille ou « nappe de cargneules » formant les contreforts du massif de Vanoise Sud en rive droite de l'Arc, notamment dans la région de *Sardières*. Cette « nappe », qui n'apparaît pas sur notre carte, est signalée sur la Fig.3B sous la forme d'une vaste étendue (une vingtaine de Km² environ) de carbonates ruiformes polygéniques et vacuolaires à patine jaunâtre, pouvant atteindre localement une centaine de mètres d'épaisseur. Les contours cartographiques de ces cargneules (voir carte géologique 1/50 000 de Debelmas et al, 1989) montrent, grâce à plusieurs chevrons topographiques, que le contact de base de cette unité est toujours sub-parallèle à la pente topographique du versant. Selon Fudral (1996) la formation de cette « croûte calcaire » a une double origine : il s'agirait d'abord des gypses et cargneules de base de la « nappe des Schistes Lustrés (voir ci-dessous), jalonnant initialement le pro-charriage vers le N-NO, reprises ensuite (cataclasites) le long d'un grand accident pluri-kilométrique à jeu normal vers le Sud-SE (« faille de l'Arc »). Cet horizon est recoupé en plusieurs points par des pitons de cargneules bréchiques, expression selon Fudral (1996) de mouvements très récents en faille normale.

Enfin l'écaille ou « nappe des Schistes Lustrés » (Fudral, 1996) constitue géométriquement, au dessus de sa semelle évaporitique (« nappe des gypses »), l'unité structurale la plus élevée. Elle n'apparaît que dans la partie orientale du massif de Vanoise Sud (secteur de *Plan du Lac – Entre-deux-Eaux*).

Les études structurales de Platt & Lister (1978, 1985a, b) et de Dondey (1986) ont mis en évidence trois phases de déformation synschisteuses responsables de la structuration de la « nappe de la *Dent Parrachée* » et de son substratum paléozoïque. Dans ce secteur, nous nous sommes surtout attachés aux déformations ductiles affectant le socle. Les déformations superposées affectant l'édifice calcaire n'ont pas fait l'objet d'une étude détaillée de cartographie structurale. A la lumière des travaux déjà

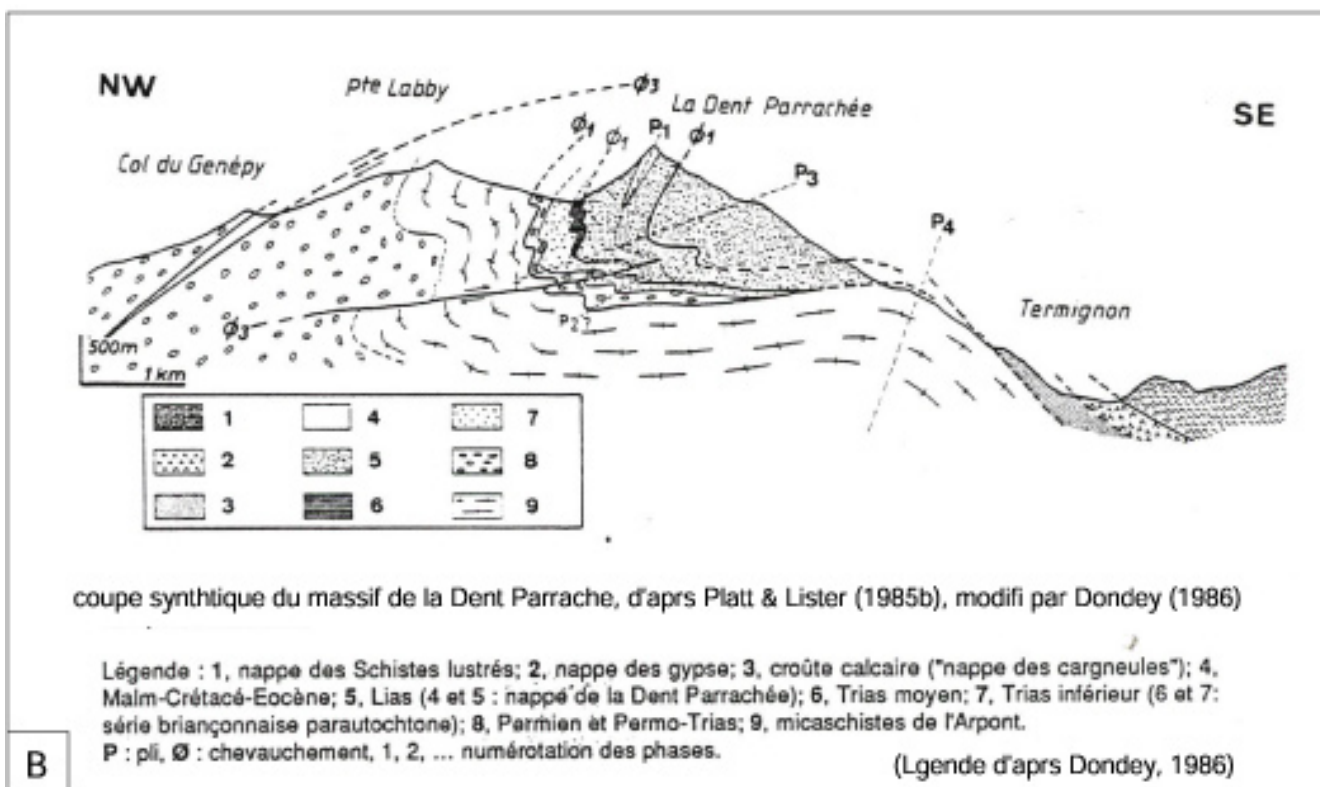
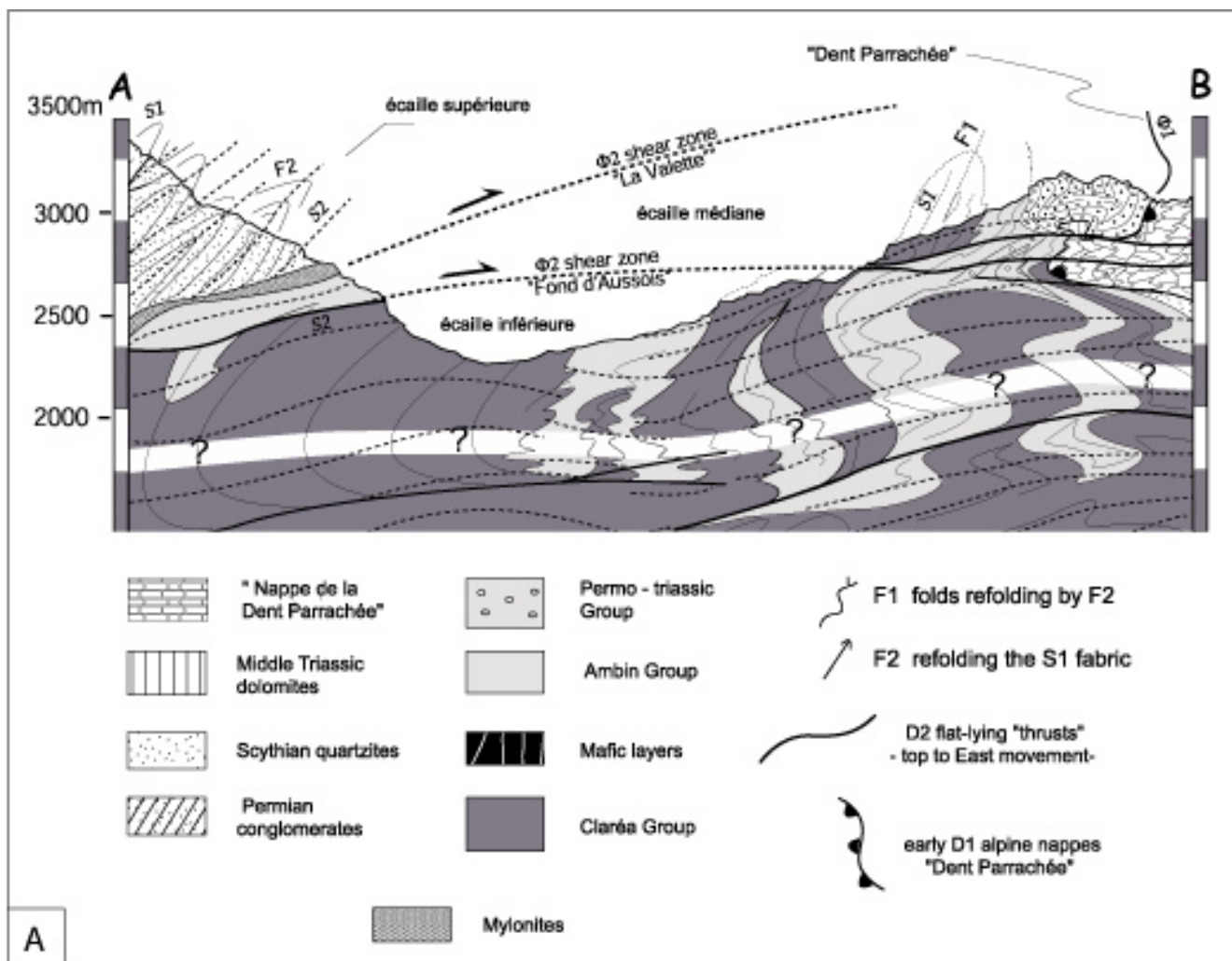


Figure 22

réalisés sur cet édifice, nous nous sommes limités à vérifier la cohérence des données existantes avec nos observations sur le socle, parfois à compléter ou corriger ces dernières par le biais de nouvelles données microstructurales et minéralogiques.

3-3-1 - Evolution structurale des unités anté-triasiques

Deux grands stades de déformation ductile ont été mis en évidence dans les écailles de *Fond d'Aussois*. L'expression et le style des structures associées est fonction des ensembles lithologiques affectés.

Le Groupe de la Claréa est marqué par une déformation extrêmement pénétrative D1, non-coaxiale, synmétamorphique dans les conditions de cristallisation du grenat alpin (croissance rotationnelle de ce dernier). La foliation S1, à pendage toujours fort, est soulignée par l'allongement de baguettes de glaucophane et de chloritoïde entre lesquelles se développent des minéraux en grains comme la clinozoïsite, la jadéite ou le sphène. La phengite en fibre cristallise parallèlement à ces baguettes ; elle frange parfois directement les muscovites anté-alpines réorientées dans la foliation S1. La fabrique anté-alpine S₁ est rarement préservée : elle s'observe généralement sous forme de microlithons entre les plans S1, soulignés par de la muscovite ou de la biotite brune, parfois par des pseudomorphoses de staurotide (§ Fig. 35A et B). La foliation alpine précoce S1 correspond au plan axial des plis P1, d'échelle métrique à pluri-décamétrique, affectant les contacts entre Groupe de la Claréa et Groupe d'Ambin. Les axes de ces plis ondulent entre N.160 et N.35. Cette dispersion, que l'on peut suivre cartographiquement dans l'écaille inférieure (Fig.20 et 22A), est le résultat d'une interférence avec la phase de déformation D2. La déformation D2 s'exprime intensément dans le Groupe d'Ambin, développant à toutes les échelles d'observation des structures cisailantes S2/C2 dans les plans axiaux de plis P2 isoclinaux. La S1, matérialisée par des fibres de phengite, n'est conservée qu'à l'état de microlithons entre les plans S2/C2 sub-horizontaux. Les stries L2 portées par ces plans indiquent une direction de mouvement vers l'Est-SE (N.100 en moyenne). Il s'agit en général de stries d'étirement à quartz ou de stries minérales marquées par une association de type Schistes Verts à chlorite-phengite ± chloritoïde. Cette déformation cisailante se concentre localement dans des bandes de cisaillement d'échelle métrique à décimétrique dont les deux principales correspondent aux zones de cisaillement $\Phi 2$ de 'Fond d'Aussois' et de 'La Valette'. Ces deux accidents ductiles opèrent vraisemblablement dans des conditions métamorphiques et à des niveaux structuraux différents :

- Le fonctionnement de la zone de cisaillement de 'Fond d'Aussois' est contemporain de la mise en place des grandes structures plissées intra-écailles. Le pli d'interférence de 'Fond d'Aussois' affleurant en rive droite du vallon du même nom (écaille inférieure de *Fond d'Aussois*, Fig.22A), en est l'exemple le plus spectaculaire. Ce pli à fermeture complexe (Fig.23A) correspond originellement à une tête de pli P1, à cœur de micaschistes gris de type Claréa, qui a été ultérieurement rebroussée et tronçonnée

Figure. 22 – En coupe ces plis isoclinaux P1, à flanc très raides, sont replissés et tronçonnés par la déformation cisailante D2 (Fig.22A). On notera sur la coupe [AB] la tête de pli P1 décalée vers l'Est par la shear-zone « Fond d'Aussois ». Cet édifice tectonique D1 est associé à des contacts cisailants $\Phi 1$ scellés par des minéraux de HP-BT : ces contacts précoces sont recoupés par les zones de cisaillement $\Phi 2$ (voir coupe [AB] : contact replissé « Nappe de la Dent Parrachée » – socle). La Fig.22B, à titre de comparaison, permet de rendre compte des différences apportées par notre travail de cartographie structurale dans les unités de socle de la fenêtre de Fond d'Aussois (Groupe Claréa et Ambin). A l'échelle du massif, la géométrie des grandes structures plissées reconnue par Platt et Lister, 1985a,b ou Dondey, 1986 dans les couvertures métasédimentaires (couvertures que nous n'avons pas ou très peu étudiées), est maintenue dans son intégrité : seul diffère le dénombrement des phases tectoniques, 3 au lieu de 4. Le pli 'P3' affectant l'édifice de La Dent Parrachée devint ainsi un pli P2 transporté par un cisaillement $\Phi 2$.

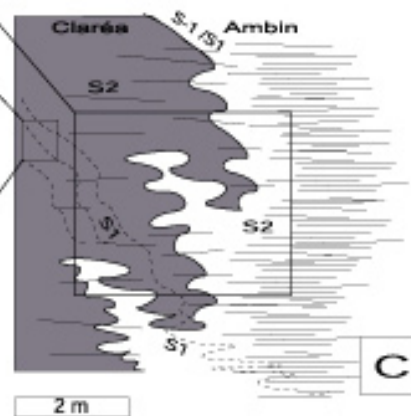
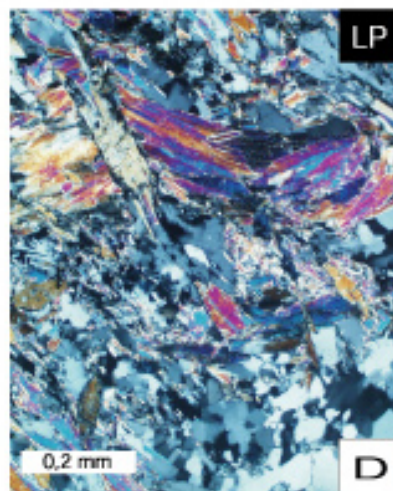
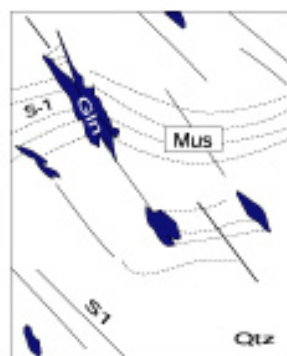
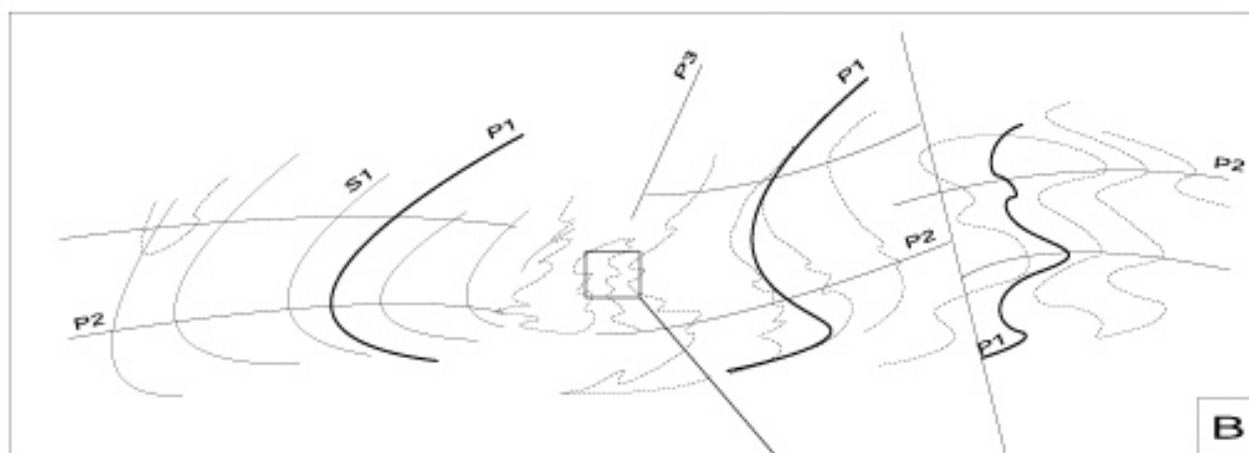
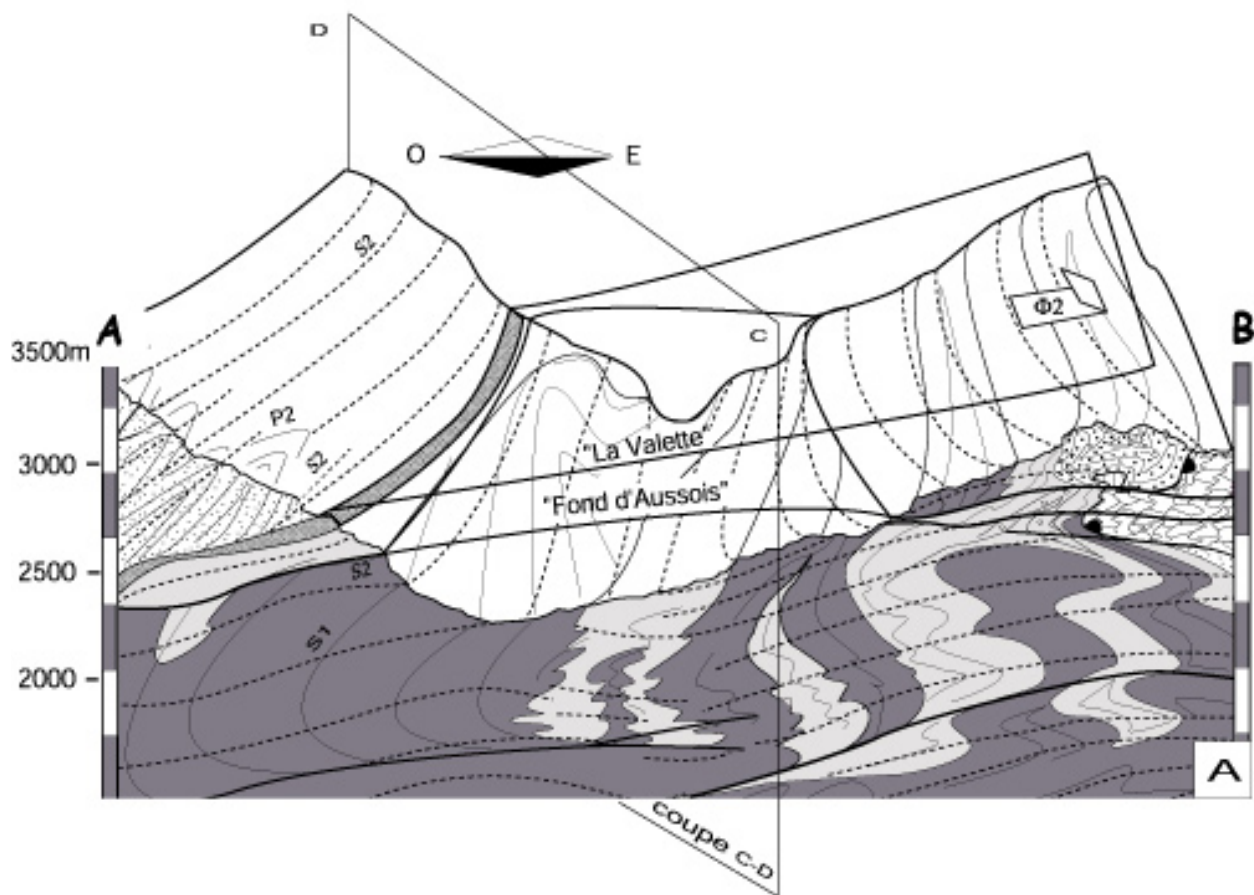


Figure 23

à son sommet par le fonctionnement de la zone de cisaillement de 'Fond d'Aussois'. Les structures S2/C2 s'expriment très difficilement dans ce cœur de Claréa : elles se matérialisent par un alignement très discret de glaucophane, de chlorite, de phengite et de chloritoïde dans les plans axiaux de plis P2 très ouverts faisant onduler la S1. La linéation N.095 associée à ces plans axiaux est à glaucophane-chloritoïde et phengite. Nous pouvons donc considérer cette zone de cisaillement comme D2 précoce, synmétamorphe dans les conditions de cristallisation du glaucophane.

- Le fonctionnement de la zone de cisaillement de 'La Valette' semble légèrement postérieur aux grandes structures plissées intra-écailles. Les flancs étirés des plis isoclinaux P2, soulignés dans l'écaille supérieure par des alternances régulières entre bancs carbonatés sombres et niveaux conglomératiques verdâtres, apparaissent légèrement sécants sur le plan de décollement $\Phi 2$. Ce caractère tardif est confirmé par l'étude plus au Nord du secteur de *La Valette* où cette même zone de cisaillement vient tronquer en totalité un pli P2 à cœur de Claréa (Fig.19C). L'étude chimique des phengites ayant cristallisé dans cet accident ductile a mis en évidence des pressions beaucoup plus basses que pour celles de la zone de cisaillement de 'Fond d'Aussois'. Nous pouvons donc parler ici de zone de cisaillement tardive, synmétamorphe dans les conditions de cristallisation du faciès des Schistes Verts de bas grade.

Une déformation post-écaillage affecte tardivement l'édifice structural D2. Elle se matérialise dans le secteur de *Fond d'Aussois* par des ondulations locales à grand rayon de courbure déformant les plans de cisaillement $\Phi 2$. Des failles normales semi-ductiles s'associent localement à cette déformation plicative, ainsi qu'une crénulation, ou schistosité de type dissolution (S3), qui augmente progressivement dans la partie Sud du secteur (région de *Plan d'Aval*, Vallon de *La Fournache*, « nappe des cargneules »). Les structures D2 pré-existantes dessinent alors une géométrie en 'marches d'escalier' : alternance entre paliers sub-horizontaux, ou faiblement pentés vers le Sud-SE, et ressauts brutaux associés à une crénulation intense. Près de *Termignon*, ces structures D2 finissent par 'plonger' verticalement, s'ennoyant sous les gypses de la Vallée de l'*Arc*. L'origine de cette voussure tardive du massif est encore très mal comprise et sujette à discussion (régime extensif ou compressif ?) ; un lien direct, ou indirect, est fortement envisagé avec la faille supposée de l'*Arc*.

3-3-2 - Evolution structurale dans les couvertures mésozoïques: la déformation D1

On regroupera ici un certain nombre de structures, manifestement antérieures à la phase de plissement transverse D2 qui replisse la « nappe de la *Dent Parrachée* » en un vaste synforme (Fig.23B et 25A).

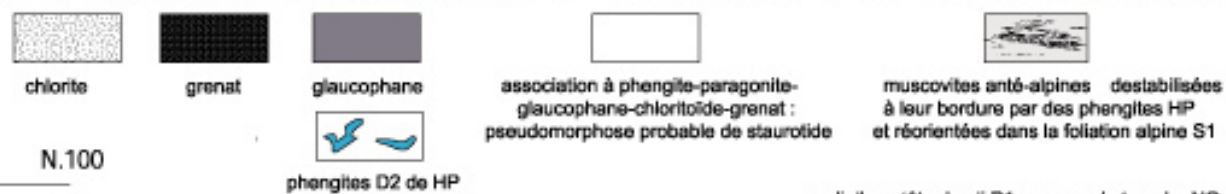
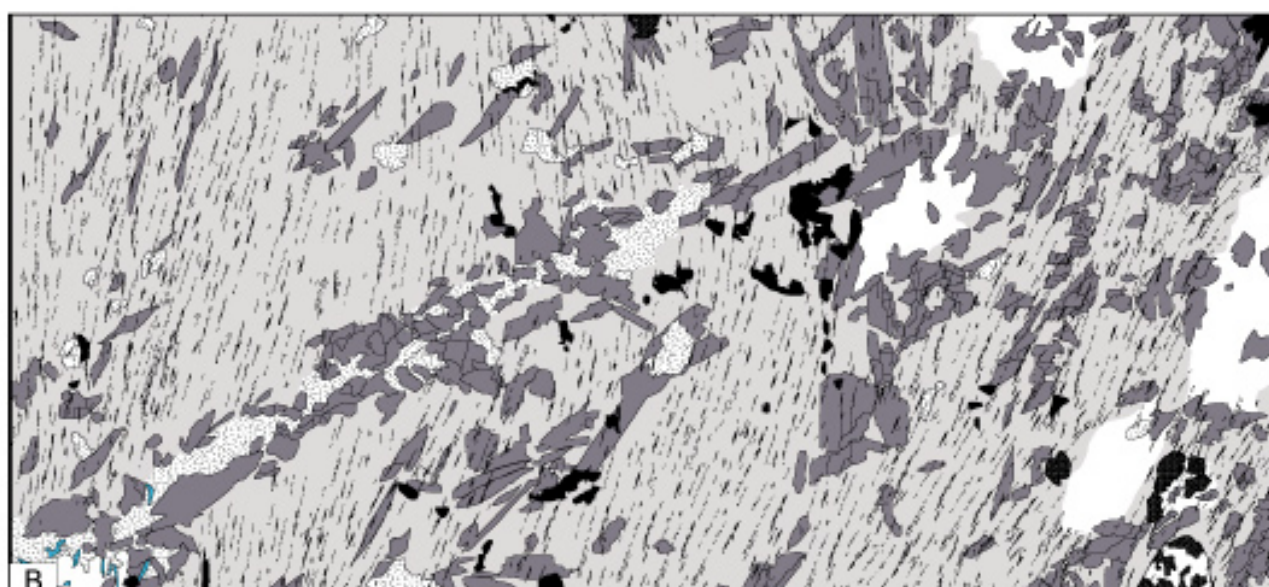
La structure précoce la plus reconnaissable à l'échelle cartographique est l'empilement des différentes unités de la « nappe de la *Dent Parrachée* ». Le panorama du versant Nord de la *Dent Parrachée* proposé par Dondey (1986) permet de distinguer quatre écailles de dimensions variables

Figure.23 – (A) Bloc 3-D simplifié du secteur de *Fond d'Aussois* permettant d'imager la transposition vers l'Est des plis P1 décimétriques (plans axiaux statistiquement verticaux) par la déformation cisailante D2 (plans axiaux sub-horizontaux des plis P2). Observer par exemple dans la partie ouest de la coupe [AB] le rebroussement d'une tête de pli P1 (\pm tronçonnée) par le cisaillement $\Phi 2$ 'Fond d'Aussois'. Ce même rebroussement vu par la tranche NO-SE (coupe [CD] du pli d'interférence de 'Fond d'Aussois') permet de discuter dans la figure.24 les relations géométriques entre foliation S1 et foliation S2 sécante (plan axial des plis P2 associés au rebroussement). Dans le détail, ces têtes de plis précoces présentent de nombreux petits replis P1 parasites. L'étude plus précise des fabriques S1 associées à ces petits plis permet d'observer des structures reliques anté-alpines. Ces plis P1 sont eux-même microplissotés par des plis P2. On notera que la foliation S2 associée à ces plis 2 s'exprime très mal dans le Groupe Claréa, alors qu'elle apparaît très pénétrative dans le Groupe Ambin. La reconnaissance 'de-visu' des structures, sans contrôle précis des assemblages minéralogiques en présence, est trop souvent source d'erreur et de grandes controverses entre géologues de terrain. L'ondulation de la S2 à très grande longueur d'onde (plis P3), associée à une crénulation locale S3, s'explique par la voussure tardive du dôme de Vanoise Sud.

N.100

1,5 mm

LN



N.100

repli d'une tête de pli P1 - vue par la tranche NO-SE
(massif de Vanoise Sud)

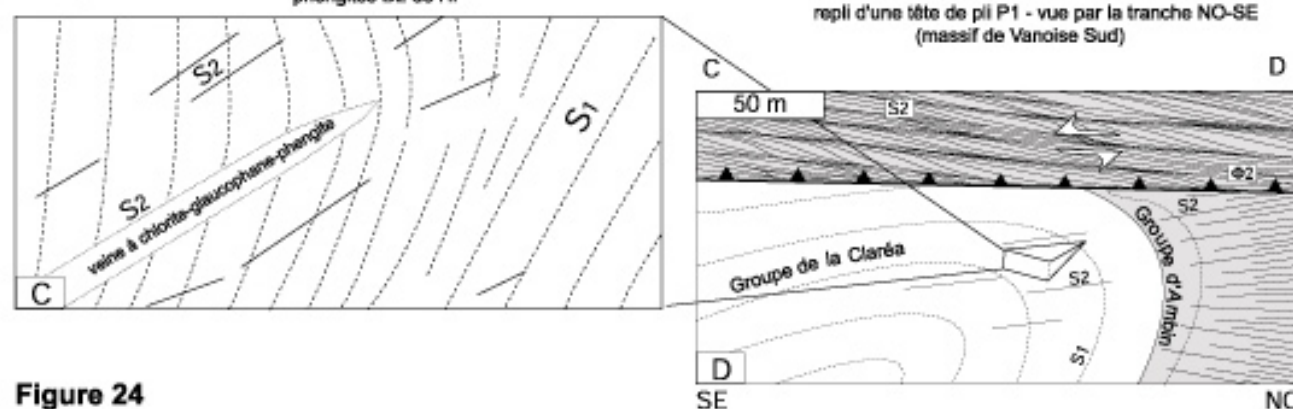


Figure 24

(notées U1 à U4 sur la Fig.25A) dont les deux principales, l'unité du *Petit Mont – Dent Parrachée* (U1) et l'unité de *Belle Place* (U2) sont constituées d'un pli couché majeur responsable des inversions de la polarité stratigraphique. La première (unité du *Petit Mont – Dent Parrachée*) repose tectoniquement au Nord sur le socle micaschisteux alors qu'au Sud elle surmonte une écaille parautochtone de la série briançonnaise. La seconde (unité de la *Belle Place* ou unité de *Pas Rosset* de Platt & Lister, 1985b) repose sur la précédente par l'intermédiaire des cargneules des *Rochers de la Ferrière* et du *Col de la Faculta*).

Structure en écaïlles et nature des contacts - Le contact entre les différentes unités est visible en plusieurs points et les roches qui le jalonnent sont de composition variable selon la nature des unités en présence, à savoir :

- (1) Le contact unité du *Petit Mont – Dent Parrachée* / quartzite de l'*Arête de l'Eché* (versant NO du vallon de *La Fournache*) se fait par un niveau de cargneule d'épaisseur métrique (Fig.25B), incorporant de fines lames extrêmement bréchifiées de calcaire siliceux (liasiques ?). Ce contact, microplissoté par des plis P2 d'échelle centimétrique à métrique, est parallèle à la foliation subverticale S1 observée de part et d'autre du contact. Cette fabrique précoce est scellée dans l'unité liasique de la *Dent Parrachée* par des baguettes de glaucophane et de lawsonite actuellement pseudomorphosées (voir ci-dessous). S1 est tronçonnée par les structures cisailantes S2/C2 à vergence Est, symmétamorphes dans les conditions de cristallisation de la chlorite et de la phengite (voir également ci-dessous). Conformément aux écrits de Dondey (1986), ou Platt & Lister avant lui (1985b), nous interprétons ce contact Φ 1 comme un contact tectonique précoce de phase D1. Cette structuration D1 se produit néanmoins dans des conditions métamorphiques différentes de celles caractérisant le Groupe de la Claréa (stabilité du grenat).

- (2) Le contact unité du *Petit Mont – Dent Parrachée* / socle se fait par un niveau métrique à pluri-métrique de calc-mylonites dans lesquelles s'intercalent de fins niveaux de micaschistes à glaucophane du Groupe de la Claréa. Ce contact tectonisé est marqué par une intense foliation planaire, elle même soulignée par des lits de phyllites orientées. Cette foliation porte une intense linéation d'étirement, d'orientation N.105, marquée par des fibres de calcite étirées et par l'allongement parallèle des baguettes d'amphiboles bleues. En lame mince, ces dernières apparaissent brisées et réorientées dans une foliation composite que nous nommerons S2. Dans l'unité de socle sous-jacente, cette même foliation moule des grenats alpins tronçonnés par les bandes de cisaillement C2 à vergence Est. Contrairement à Platt & Lister (1985b) et Dondey (1986), nous interprétons ce contact socle-couverture comme un ancien contact Φ 1 réactivé lors de la déformation D2. Ces structures S2/C2 sont localement recoupées par une schistosité de fracture S3.

- (3) les contacts des écaïlles entre elles sont généralement soulignés dans la « nappe de la *Dent Parrachée* » par d'épais niveaux de cargneules de teinte jaunâtre (visibles en parois). Ces bandes tectoniques apparaissent toujours parallèles au débit principal S0/S1 (surface composite litage sédimentaire-foliation) de la roche. La présence de ces cargneules, exclusivement au sein de l'édifice calcaire d'une part, et leurs relations systématiques avec les affleurements du Trias supérieur (Norien) d'autre part, confirment l'existence, dans la série stratigraphique, de niveaux d'évaporites (Carniens

Figure.24 – lame mince orientée (Ga-(va)-78), échantillonnée dans le pli d'interférence P1-P2 de 'Fond d'Aussois'. Ce pli complexe à axe courbe correspond à une tête de pli P1 rebroussée et tronçonnée par le cisaillement Φ 2 de 'Fond d'Aussois'. Une foliation S2, marquée par la croissance du glaucophane, se développe 'discrètement' dans le plan axial de cette charnière composite P1-P2. Cette structuration D2, parfois matérialisée par des veines S2 à chlorite-phengite-glaucophane, opère à ses débuts dans des conditions métamorphiques d'assez haut grade. Des phengites de moyenne pression ont en effet été analysées dans la shear-zone 'Fond d'Aussois'. La foliation S1, fortement pénétrative, est quant à elle marquée par des associations minéralogiques à grenat-glaucophane -phengite-chlorite \pm clinzoïsite \pm jadéite \pm chloritoïde.

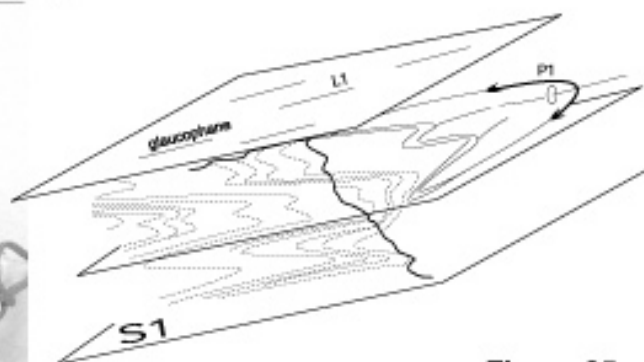
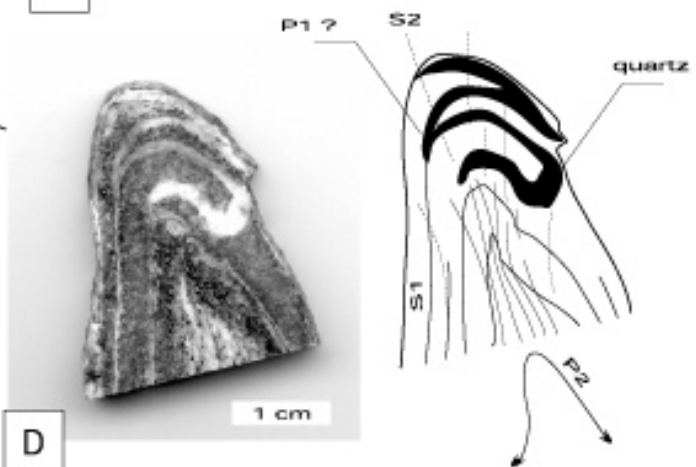
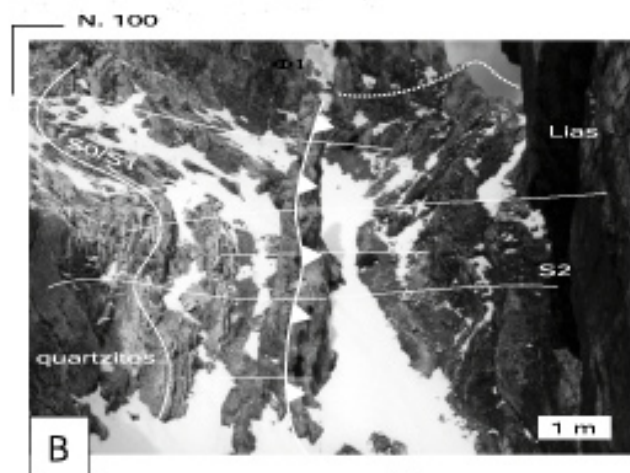
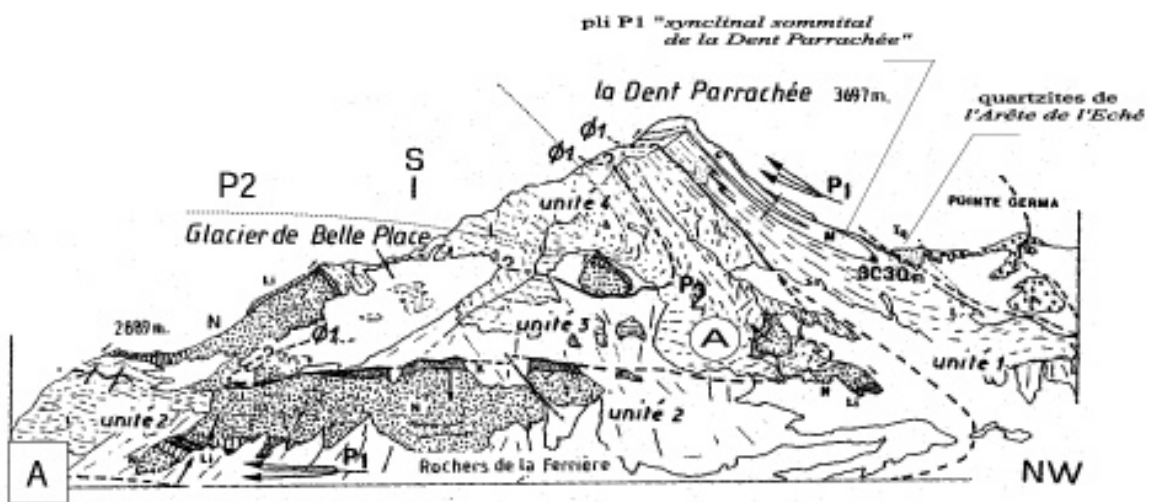


Figure 25

probablement). Ces évaporites sont responsables des décollement et de la formation des cargneules. En ce qui concerne la « nappe de la *Dent Parrachée* », on doit admettre une origine locale des évaporites dont les cargneules sont actuellement les témoins.

Les plis P1 d'échelle cartographique - Deux grands plis P1 d'échelle hectométrique à kilométrique peuvent être observés dans l'édifice calcaire (Dondey, 1986). Il s'agit du pli des *Rochers de la Ferrière* et du synclinal sommital de la *Dent Parrachée* (Fig.25A). Ils provoquent le redoublement des différentes unités lithologiques dans les deux principales écailles de la *Dent Parrachée*. Cette structuration s'exprime par de vastes synclinaux isoclinaux dont les plans axiaux sont matérialisés par la foliation S0/S1 extrêmement pénétrative. Pour des raisons d'accessibilité (affleurements en falaise délitée), les charnières de ces plis n'ont pu être mesurées directement. Les échantillons prélevés en éboulis proviennent selon toute vraisemblance des flancs du pli de la *Dent Parrachée* : les plis de type « écoulement » (Ramsay, 1967) d'axes courbes présents dans ces roches laissent supposer que l'axe de ces grands plis est également courbe.

A l'échelle de l'affleurement et de la lame mince, D1 est caractérisé par une fabrique cisailante S1/C1 extrêmement pénétrative, plan axial de plis isoclinaux serrés à charnières courbes et flancs extrêmement étirés, voire laminés (Fig.25E). Ces plis d'écoulement P1, considérés par Dondey comme des plis d'interférence « P1-P2 », portent sur leurs flancs une forte linéation d'étirement à quartz-calcite. Dans le Lias gréseux de la *Dent Parrachée*, la foliation S1 est en partie définie par des veines de silice orientées mais aussi, dans les horizons calcaires, par une schistosité de type dissolution sous pression (« *pressure solution* », avec concentration de matériel carbonneux insoluble - Platt & Lister, 1985b). La foliation S1 supporte localement une linéation minérale L1 très nette à glaucophane, de direction N.35 à N.175. Les baguettes de glaucophane sont localement associées à des petits prismes rectangulaires et orientés de lawsonite (actuellement rétrotransformée en épidote s.s, chlorite et albite ; Ellenberger, 1960). Cette fabrique est fortement dispersée par les plis P2 transverses (voir ci-dessous). Dans les calcaires liasiques, l'étirement pénétratif lié à D1 se reconnaît également sous la forme d'ombres de pression autour de grains de pyrite anté-tectonique, par l'allongement de clastes dolomitiques (microbrèche de la base du Lias) et par le boudinage dissymétrique de nodules calcaires présentant un important contraste de compétence avec les bancs gréseux. C'est sans doute à l'étirement D1 que l'on doit le boudinage (pluri-décamétrique) des dolomies triasiques signalé par Dondey (1986) dans le secteur du *Petit Mont* ou à la

Figure.25– *Etude du massif Vanoise Sud. Secteur Fond d'Aussois – Dent Parrachée* (A) Panorama de la face nord-ouest de la « nappe de la *Dent Parrachée* » d'après Dondey (1986), légèrement modifiée : mise en évidence d'un ensemble d'écailles précoces replissées. (B) Le contact basal (Φ 1) d'une de ces écailles, marquant une limite tectono-stratigraphique entre d'une part la série parautochtone de plan d'Amont (quartzites de l'Arête de l'Eché) et d'autre part l'unité liasique 'Dent parrachée – Petit Mont' (unité 1), a été étudié en rive droite du vallon de la Fournache. Φ 1 est \pm parallèle à la fabrique S1, scellée dans les niveaux liasiques par des fibres orientées de glaucophane et de lawsonite (foliation S1). Cette fabrique précoce est tronçonnée par la déformation cisailante D2 à vergence Est (B : plans S2/C2 sécants sur le contact Φ 1) qui structure la « nappe de la *Dent Parrachée* » en un vaste synclinal P2. (C et D) L'étude des microstructures, observables à l'échelle de l'affleurement de quartzite, rend également compte de ces deux phases de déformation superposées. La fabrique précoce S1 - généralement parallèle à la stratification (surface composite S0/S1) - s'observe localement dans la charnière des microplis P2, sous forme de petites veines de silice S1 (\pm remplies de chlorite) transposées. La fabrique S2/C2, synmétamorphe dans les conditions de cristallisation de la chlorite, est plan axial de ces microplis. L'échantillon photographié (E) a été échantillonné à l'ouest du glacier de Belle Place (point A sur la Fig.25A), dans les unités liasiques constituant le flanc inverse du synforme de la *Dent Parrachée*. La S1 porte, en plus de la linéation d'étirement à quartz-calcite, une linéation minérale à glaucophane très peu rétrotransformée en chlorite. Cette fabrique HP est plan axial de plis P1 à axe courbe, soulignée par des alternances de petits niveaux calcaires et siliceux intensément imbriqués. Certains auteurs verront peut-être dans cette structure complexe 'd'écoulement', deux phases plicatives superposées.

base de la « nappe », au SO du col de la *Dent Parrachée*. On note également dans les calcaires du Lias inférieur (vallon de *La Mahure*) ou dans les marbres chloriteux (*Col de la Faculta*) une rare linéation minérale N.45 marquée par du glaucophane et ses produits de rétro-morphose (chlorite, albite).

Dans les quartzites de l'unité parautochtone de la série briançonnaise (secteur de *Plan d'Amont* et de l'*Arête de l'Eché*), la déformation D1 se traduit par le débit des bancs en boudins métriques et par l'orientation parallèle de lentilles ankéritiques et gréseuses visibles sur la stratification. Localement, de minces interbancs plus ductiles (sans doute légèrement pélitiques) et de teinte verdâtre présentent la superposition de deux foliations dont l'une, sub-parallèle à la stratification, correspond à la S1. Ces microstructures montrent que les lithologies très compétentes ont subi une déformation interne beaucoup plus importante que ne le suggèrent les foliations S1 et S2 peu visibles à l'affleurement (Fig.25D). Le mécanisme de déformation dominant pour D1 est probablement, un glissement couche-sur-couche conduisant (1) à un boudinage (déformation discontinue) des bancs de quartzite et (2) à un cisaillement synschisteux S1/C1 (déformation continue) des interbancs pélitiques. Cependant, la rétro-morphose et la recristallisation postérieures (essentiellement chlorite-phengite) des fibres minérales syntectoniques remplissant les fentes de tension et les inter-boudins, ne permettent pas de reconnaître si cette déformation D1 est, comme pour le Lias, symmétamorphe dans les conditions de cristallisation du glaucophane.

Vergence de la phase D1 - L'étude des structures plicatives, en particulier celles relatives aux figures d'écoulement (Fig.25E), ne nous a pas permis de déterminer la vergence de la phase D1. L'absence de déversement significatif de ces structures plissées rend hautement hypothétique leur interprétation cinématique.

C'est grâce à l'étude statistique des critères de cisaillements, effectuée pour 12 lames minces taillées dans le plan (N-S), que nous avons pu préciser le mécanisme de la déformation D1. Les roches étudiées ont été échantillonnées à l'Ouest du glacier de *Belle Place* (point A sur la Fig.25A), dans les unités liasiques constituant le flanc inverse du synforme de la *Dent Parrachée* (le flanc le moins affecté par la déformation cisailante D2, voir ci-dessous). Malgré quelques données divergentes, les résultats cinématiques (bandes S1/C1, queues d'enroulement et ombres de pression autour de grains de pyrite et de quartz) plaident majoritairement en faveur d'un cisaillement vers le Nord. Nous ne confirmons donc pas les conclusions de Dondey (1986), qui limitaient l'aspect cisailant de cette déformation D1 aux seules zones de contact $\Phi 1$ limitant les écaïlles (ou à leur environnement immédiat).

Nous démontrons par cette étude microtectonique, réalisée au cœur de l'unité 3 (U3, Fig.25A), que la composante cisailante existe en dehors des zones de contact entre les écaïlles. A l'échelle de l'affleurement, les structures D1 montrent d'ailleurs, elles aussi, des signes évidents de rotation (bandes siliceuses liasiques d'épaisseur pluri-centimétrique tronçonnées 'en jeux de damier' portant une forte linéation à quartz-phengite N.155). Les structures de boudinage en « tablette de chocolat » (Ramsay, 1967 ; Ramsay et Huber, 1983 ; Nicolas, 1984), caractéristiques selon Dondey (1986) d'un régime de déformation par aplatissement, n'ont pas été observées dans ces niveaux gréseux.

En résumé, la phase D1, pénétrative à l'échelle du massif, structure la « nappe de la *Dent Parrachée* » en vastes écaïlles constituées, pour les deux principales, par un synclinal isoclinal majeur. Ces structures sont sans doute contemporaines des grands mouvements qui ont abouti à la mise en place des « nappes » vers le Nord. Le caractère non-coaxial de cette déformation est compatible avec le régime de cisaillement simple généralement invoqué pour la mise en place des « nappes » (Tricart, 1984). La vergence de cette déformation est compatible avec les données de Platt & Lister (1985a), qui, à partir de l'analyse cartographique des cisaillements D1 (ou analysés comme tel) dans le socle (secteur du

Refuge de l'Arpont), proposent une direction de transport vers le Nord-NO (N.140). Cette direction est relativement proche de la linéation Schiste Bleu que nous avons observé dans les parties profondes du massif (*Gorges d'Entre-deux-Eaux*, L1 : N.165).

3-3-3 - Evolution structurale dans les couvertures mésozoïques : la déformation « D2 » des auteurs antérieurs (continuum de D1 ?)

Ces structures « post-nappes » n'ont jamais été observées dans le socle de Vanoise Sud et nous sommes tentés de les qualifier de fantômes. En l'absence de critères microstructuraux (linéation minérale ou d'étirement, bande de cisaillement ...) concernant cette phase « D2 », la distinction entre les fabriques « D2-D3 » dans le socle est extrêmement discutable. Elle se base uniquement sur l'hypothèse que les porphyroblastes d'albite, scellant la fabrique « S2 » des auteurs, sont postérieurement cisailés par « D3 ». Nous montrons dans cette étude que l'albite n'est pas toujours un critère minéralogique fiable : ce minéral scelle très souvent les structures tardives associées au rétrocharriage « D3 » des auteurs (Fig.27).

Selon Platt & Lister, 1985b ou Dondey, 1986, ces structures s'observent également dans les couvertures mésozoïques, où elles correspondent à des plis synschisteux d'orientation variable, grossièrement Est-Ouest. Elles se développent principalement dans la partie Sud de la « nappe de *Dent Parrachée* » (Vallon de *La Fournache*) et dans les quartzites de *Plan d'Aval*. Selon Lister (com. pers.), ces plis, d'échelle parfois kilométrique, présentent une géométrie caractéristique où alternent synclinaux larges et anticlinaux pincés. A l'affleurement, ils provoqueraient le redressement de la foliation S1 et des structures d'étirement visible dans les quartzites du Trias inférieur. Les microstructures et la forme des plis mésostructuraux associés à cette déformation résulteraient d'une contrainte cisailante non coaxiale (Dondey, 1986) vers le Nord (ou le NO) identique à celle de la D1.

L'étude de terrain que nous avons effectuée avec G.S.L. Lister dans le secteur de *Plan d'Aval* a permis d'obtenir un 'premier lever de voile' sur cette phase fantôme et, au moins localement, un début de consensus entre nos travaux. Ces structures plissées, à plan axiaux extrêmement raides, correspondent dans ce secteur à des ressauts P3 (§ cette partie, chap.3-3-1) accommodant la retombée des fabriques D2 vers la vallée de l'*Arc*. La crénulation S3, plan axial de ces plis P3, est caractérisée par des recristallisations de type « pressure solution » avec circulation d'oxyde de fer.

Le cas des plis « P2 » dans la « nappe de la *Dent Parrachée* » (Platt & Lister, 1985b ; Dondey, 1986) est plus difficilement contestable en raison du peu de données structurales dont nous disposons sur cette unité. Soulignons simplement le caractère insolite de cette déformation « anté-rétrodéversement » qui :

- n'affecte apparemment pas les contacts $\Phi 1$ intra-«nappe de la *Dent Parrachée* » ;
- s'exprime au contraire par une déformation plicative extrêmement intense au sein même des différentes écaillés de cette «nappe ». Elle y développerait notamment, à toutes les échelles d'observation, des plis d'interférence « P1-P2 » à charnières courbes (l'équivalent de nos plis d'écoulement) associées à une foliation « S2 » sub-parallèle au litage stratigraphique (l'équivalent de notre S1).

Nous proposons de voir dans cette phase « D2 » des auteurs - si elle existe - un simple continuum de la déformation D1. Les rejeux cisailants à vergence N-NO (Platt & Lister, 1985b ; Dondey, 1986) sont accommodés :

- d'une part, par une réactivation au niveau des zones de contact entre les écaillés, qui ne se déforment donc pas sur elles mêmes ;

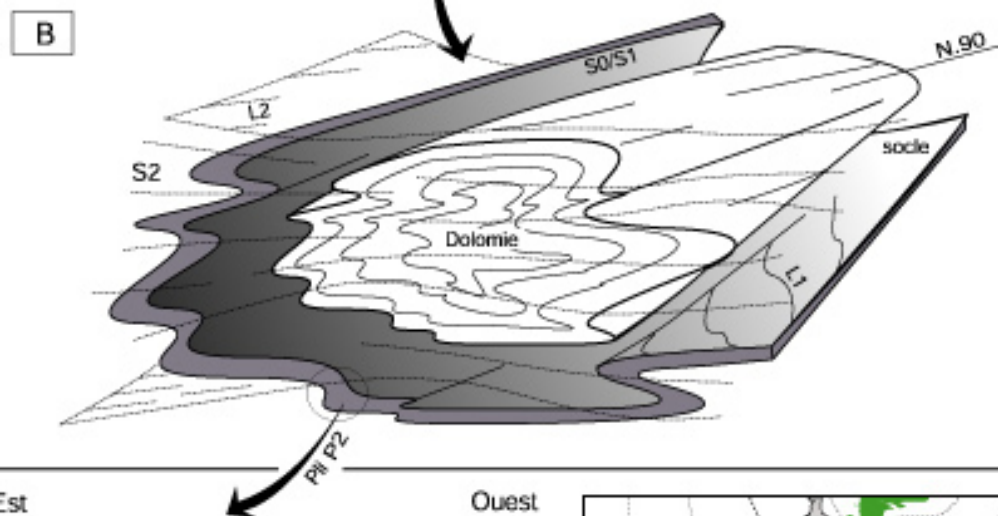
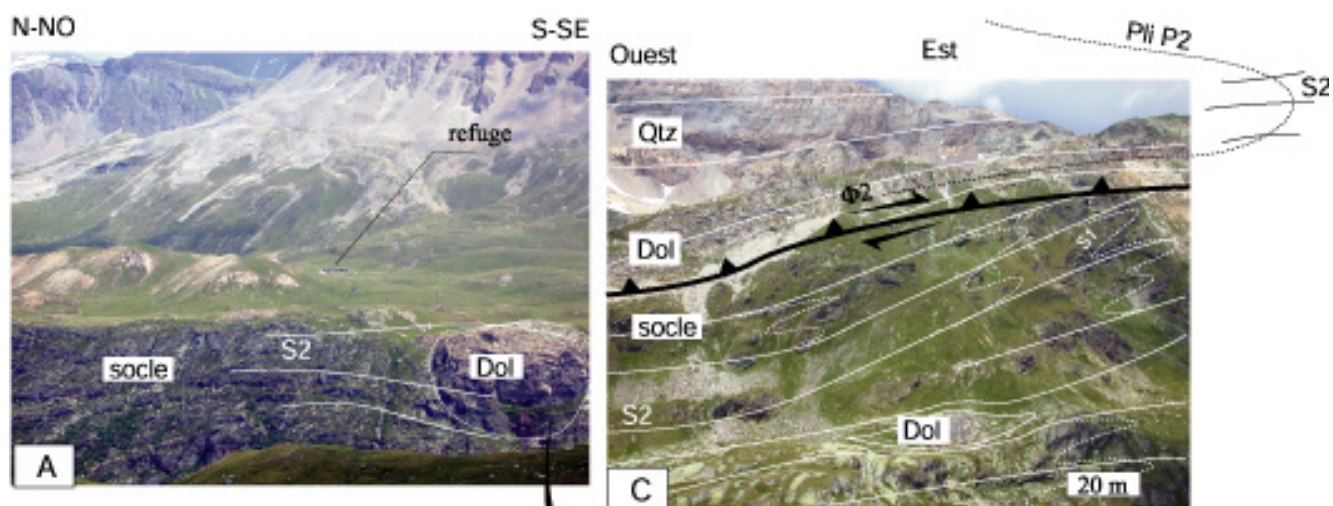
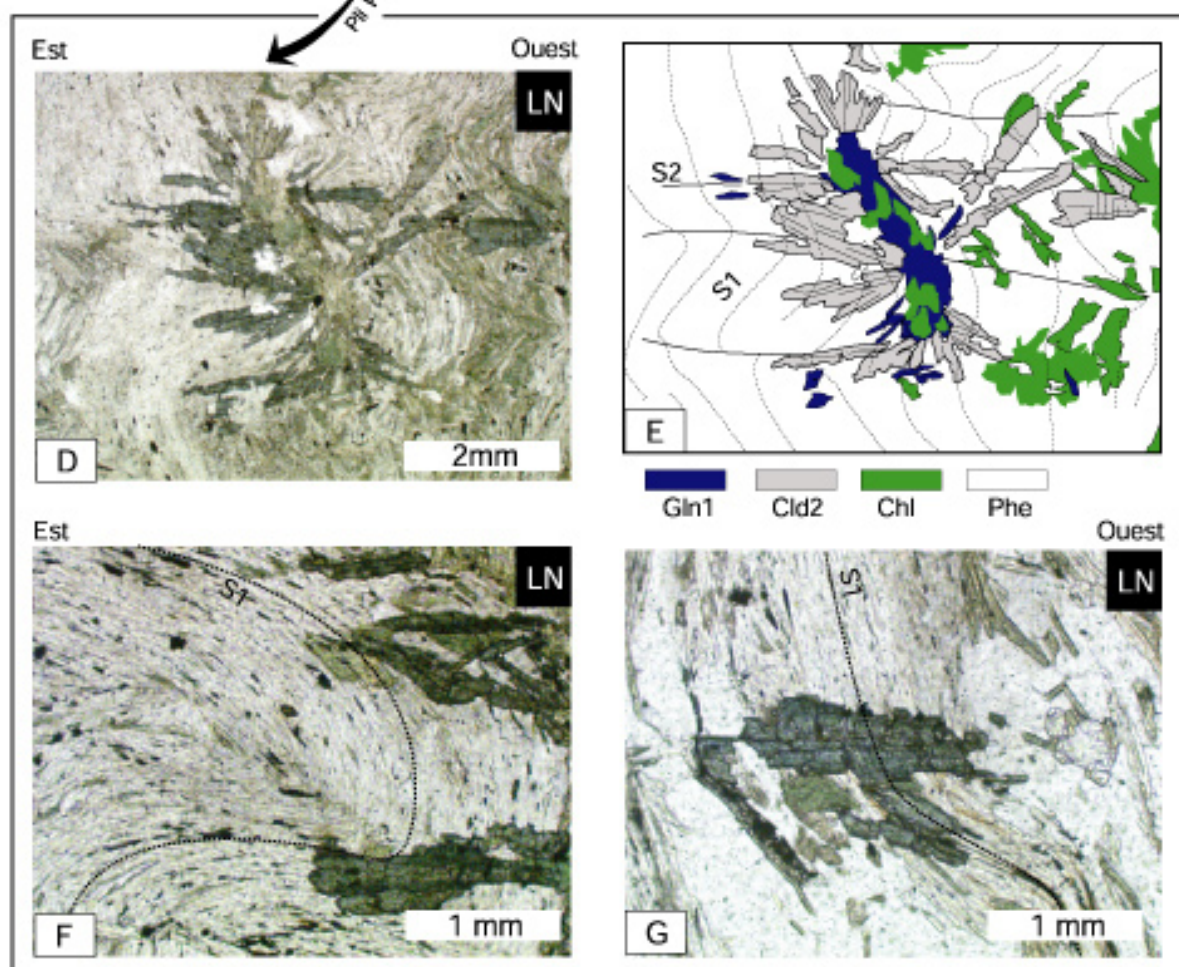


Figure 26



- et d'autre part, par un fluage de masse entre ces contacts. En raison du caractère particulièrement ductile des roches liasiques (alternances de niveaux peu épais, carbonatés et siliceux), ces incréments de déformations peuvent produire une déformation progressive des structures D1 néoformées, voire un enroulement des structures plicatives sur elles mêmes.

Ce caractère évolutif de la déformation cisailante s'exprime également dans le socle, non pas par une déformation progressive des microstructures D1, mais par une évolution dans le chimisme de minéraux syntectoniques comme le grenat ou la phengite. Cette déformation comprendrait ainsi un stade métamorphique prograde suivi par un pic de pression et par un début de rétro-morphose (§ partie IV, chap.1-4-2) : ces trois stades peuvent être mis en évidence à partir des différents assemblages métamorphiques présents dans les microstructures D1.

Les structures « D2 » du socle (Platt & Lister, 1985a) ne peuvent, en revanche, être comparées à celles décrites par ces même auteurs dans les couvertures carbonatés de *la Dent Parrachée* (Platt & Lister, 1985b). Selon nous, elles appartiennent déjà à la phase de « rétro-déversement » à vergence Est.

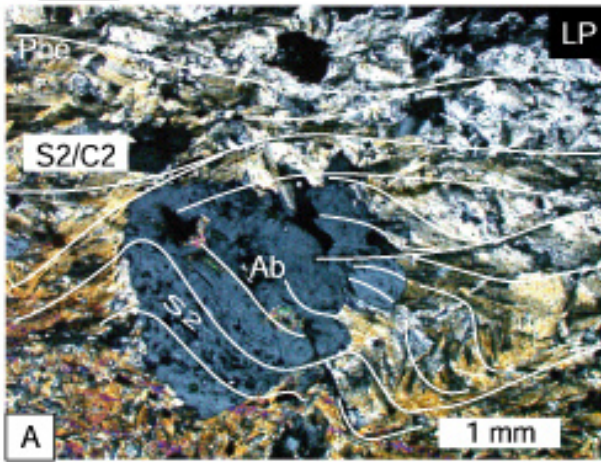
3-3-4 - Evolution structurale dans les couvertures mésozoïques : la déformation D2 à vergence Est, telle que nous la définissons

La déformation D2 correspond à la phase de rétro-déversement « D3 » des auteurs (Platt & Lister 1985a,b ; Dondey, 1986). Elle se traduit par des plis d'échelle kilométrique d'axe Sud-SO – Nord-NE, déversés vers l'Est ou le SE, qui transforment le secteur de *Fond d'Aussois* en un vaste « synclinal de nappes » d'échelle pluri-kilométrique. La trace axiale de cette vaste synforme est jalonnée du Sud au Nord par les quartzites de l'*Arête de l'Eché* (rive droite du vallon de *La Fournache*, Fig.25B et C), par le *Petit Mont* et par les klippes de terrains mésozoïques conservées à la base Sud-Est du *Dôme de Chasseforêt* (voir feuille géologique *Modane* ; Debelmas et al, 1989). C'est au cours de ce plissement que le synclinal sommital de la *Dent Parrachée* est redressé à la verticale, ainsi que le contact *Dent Parrachée* / socle dans sa partie NO (*Col de la Dent Parachée*, versant Ouest du vallon de *La Mahure*).

Les plis P2 de grande ampleur montrent une direction axiale, moyennement bien réglée N.20 à N.30. Leur style, induit par la compétence des roches qu'ils affectent, évolue des plis concentriques dans les quartzites à des plis semblables dans les calcaires liasiques. Les structures S2/C2 et l'asymétrie des plis d'entraînement visibles dans les flancs du vaste synforme attestent du déversement vers l'Est-SE des grandes structures D2.

Figure.26 – Etude du massif Vanoise Sud. Mise en évidence d'un cisaillement ductile majeur 'Schiste Bleu', à vergence Est, sur la retombée orientale du massif de Vanoise Sud : boudins de dolomie triasique cisailés au cours de cette déformation D2 (photo G.S. Lister) – (A) vue en coupe (YZ) d'un boudin dolomitique (secteur de Plan du Lac, rive gauche d'Entre deux Eaux). Ces corps carbonatés, d'échelle métrique à pluri-décamétrique, apparaissent souvent entièrement emballés (B) dans les unités de socle (Groupe Claréa ou Ambin) – (C) vue en coupe (XZ) d'un autre boudin dolomitique (secteur du Mont Pelve, rive droite d'Entre deux Eaux). L'axe d'allongement de ces boudins, grossièrement Est-Ouest, est parallèle à la linéation minérale L2 (glaucophane, chloritoïde, phengite, chlorite) portée par les plans S2/C2. Ces fabriques cisailantes S2/C2 se développent dans le plan axial des plis P2 d'axe-A associés au boudin carbonaté. Ces plans S2/C2 s'expriment très 'discrètement' dans l'unité de socle Claréa cisailée et plissée avec le boudin. (D,E,F,G) Ces derniers recourent une foliation S1 extrêmement pénétrative, marquée par un alignement de minéraux HP comme le glaucophane, le grenat ou la jadéite. Les glaucophanes recristallisés avec le chloritoïde dans la fabrique S2 ont la même composition que ceux des fabriques S1. Observer sur la photographie (B) le flanc inverse cisailé d'un pli P2 à cœur de quartzite triasique. Ce pli pluri-décamétrique est connecté à tout un édifice de plis P2 à vergence Est affectant unités de socle, unités de couvertures briançonnaises et écaillés de Schistes Lustrés. La cartographie des structures est en cours (projet Lister).

N. 270



N. 085

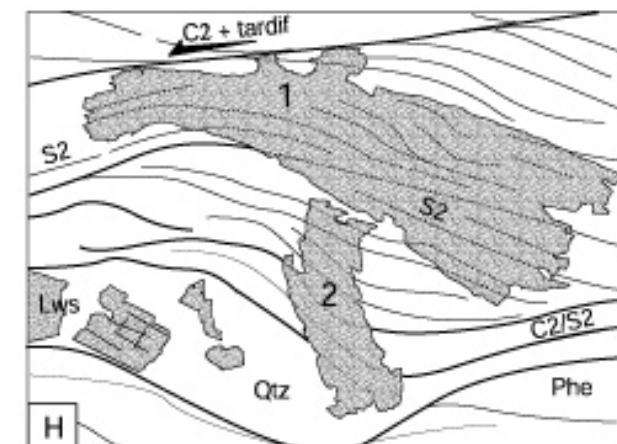
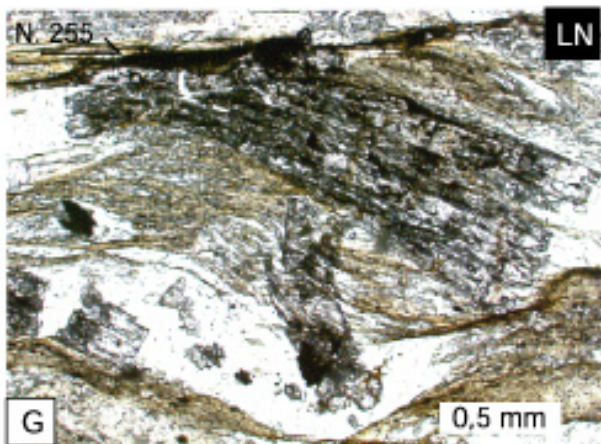
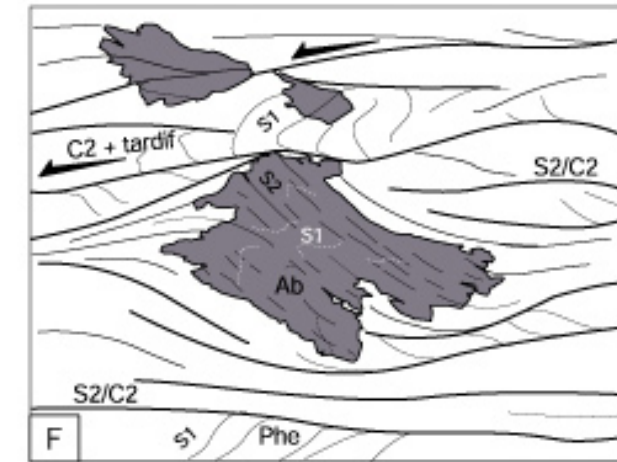
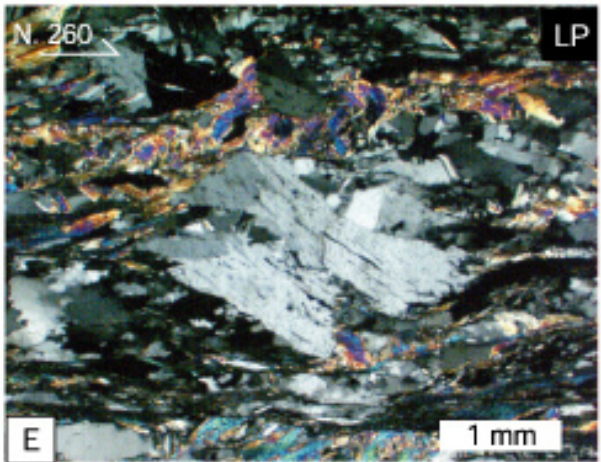
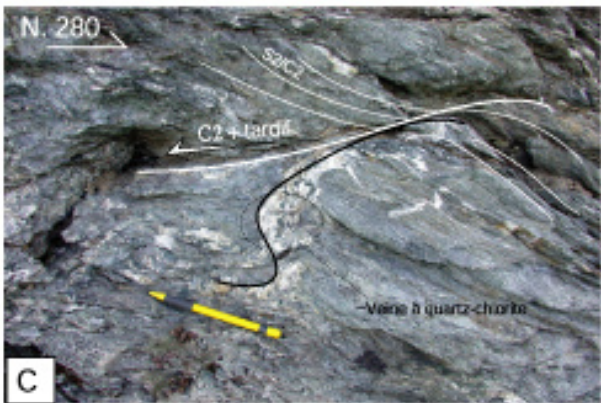
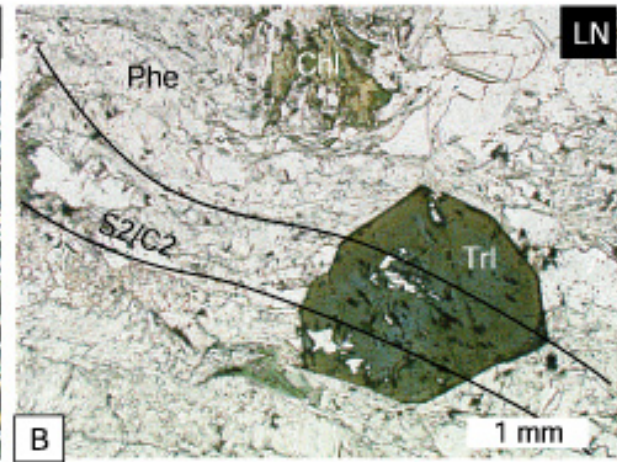


Figure 27

Structuralement, ce pli repose en grande partie sur une importante zone de cisaillement Φ_2 , ou zone de « rétrocharriage » des auteurs, qui affleure le long de la bordure Sud-Est du massif (voir ci-dessus : contact unité du *Petit Mont – Dent Parrachée* / socle) et à laquelle se rattachent plus ou moins les zones de cisaillement anastomosées de ‘Fond d’Aussois’ de ‘La Valette’, Fig.22A).

Dans les schistes argilo-calcaires du Rhétien des *Rochers de la Ferrière* (Fig.25A), la déformation D2 se traduit principalement par une foliation de flux sub-horizontale, associée à une linéation d’intersection extrêmement bien marquée sur la fabrique S1 microplissée. Dans les lithologies plus compétentes (dolomies et calcaires du Lias inférieur), la S2 se dispose en éventail autour du plan axial des plis décimétriques (N.05 à N.55). En lame mince, la foliation S2 provoque la rotation de porphyroblastes de lawsonite et de cristaux de glaucophane. Leur rotation est accompagnée par une cristallisation, en ombre de pression, de l’assemblage Schiste Vert caractéristique à chlorite-phengite-quartz fibreux. L’allure sigmoïde de cette cristallisation indique un sens de cisaillement vers l’Est. Du glaucophane anté-D2 peut être observé dans cette fabrique S2, généralement sous la forme de fines baguettes brisées ou tronçonnées.

Comme nous l’avons montré pour les unités du socle, les structures cisailantes D2 sont également caractérisées à l’affleurement par de brusques variations d’intensité de la déformation. Presque nulle dans le flanc horizontal du synforme de la *Dent Parrachée*, la déformation D2 augmente progressivement dans la charnière et dans le flanc redressé (Nord-Ouest) du pli (Platt & Lister, 1985b, Dondey, 1986). Ainsi, à l’Ouest du glacier de *Belle Place* (flanc horizontal de la synforme P2, point A sur la Fig.25A), la foliation S2, définie par un clivage espacé de type dissolution (« pressure solution »), est à fort pendage NO sans plissement visible associé. Par contre, au Nord-Ouest (charnière et flanc redressé de la synforme P2), la foliation s’intensifie et devient progressivement sub-horizontale. Les plis P2, d’échelle centimétrique à métrique, apparaissent ici particulièrement développés. Ils sont orientés entre N.50 et N.110. Nous interprétons préférentiellement les plis d’axe parallèle à la direction d’étirement L2 (plis en fourreau de Dondey, 1986) comme des plis d’interférence P1-P2. La linéation L2, de direction moyenne N.110 à N.120 est, quant à elle, définie par des fibres étirées de calcite et de quartz recristallisés et, dans les éléments dolomitiques de la brèche liasique, par des ombres de pression autour de porphyroblastes ou de petits grains de quartz. Contrairement aux observations de Dondey (1986), la cristallisation de l’albite nous est apparu tardive par rapport à la foliation S2 (microstructures S2/C2 scellées par ce minéral).

3-3-5 - La déformation D3 ductile-fragile

La déformation tardive correspond à la phase « D4 » des auteurs précédemment cités. Comme cela a déjà été évoqué ci-dessus, cette déformation affecte préférentiellement les retombées NO (secteur *La Vallette*) et SE (« nappe des cargneules ») du massif. Elle se traduit dans le secteur du *Petit Mont* par de très faibles ondulations du contact tectonique Φ_2 entre l’unité du *Petit Mont – Dent Parrachée* et le socle (ancien contact Φ_1 réactivé par D2, § chap.3-3-2). Ces ondulations sont associées à une légère

Figure.27 – L’albite poecilitique représente un minéral marqueur du métamorphisme Schiste Vert dans les unités de socle. (A) Elle se développe généralement tardivement par rapport à la déformation D2 et scelle couramment les fabriques S2/C2 dans les shear-zones Φ_2 décimétriques. Elle est associée fréquemment à la tourmaline (B). Certaines de ces shear-zones, comme celle de ‘La Valette’ présentent des rejeux tardifs sur leurs plans de cisaillement. Observer sur la photographie (C,D) la veine à quartz-chlorite, sécante sur les plans S2/C2, replissée et tronçonnée par un plan de cisaillement tardif C2. A l’échelle microscopique (E,F) ces rejeux peuvent induire un cisaillement des albites, postérieurement à leur cristallisation. La S1, relictuelle entre les plans S2/C2, est soulignée par des phengites de HP. (G,H) Dans les Unités Médiannes des Schistes Lustrés (secteur du Vallon de Bramanette), la cristallisation de lawsonite remplace celle de l’albite. La croissance de ce minéral de basse température est étroitement associée avec le développement des fabriques S2/C2. Ces dernières apparaissent souvent scellées par la lawsonite. Des rejeux tardifs sur les plans C2 peuvent tronçonner ce minéral.

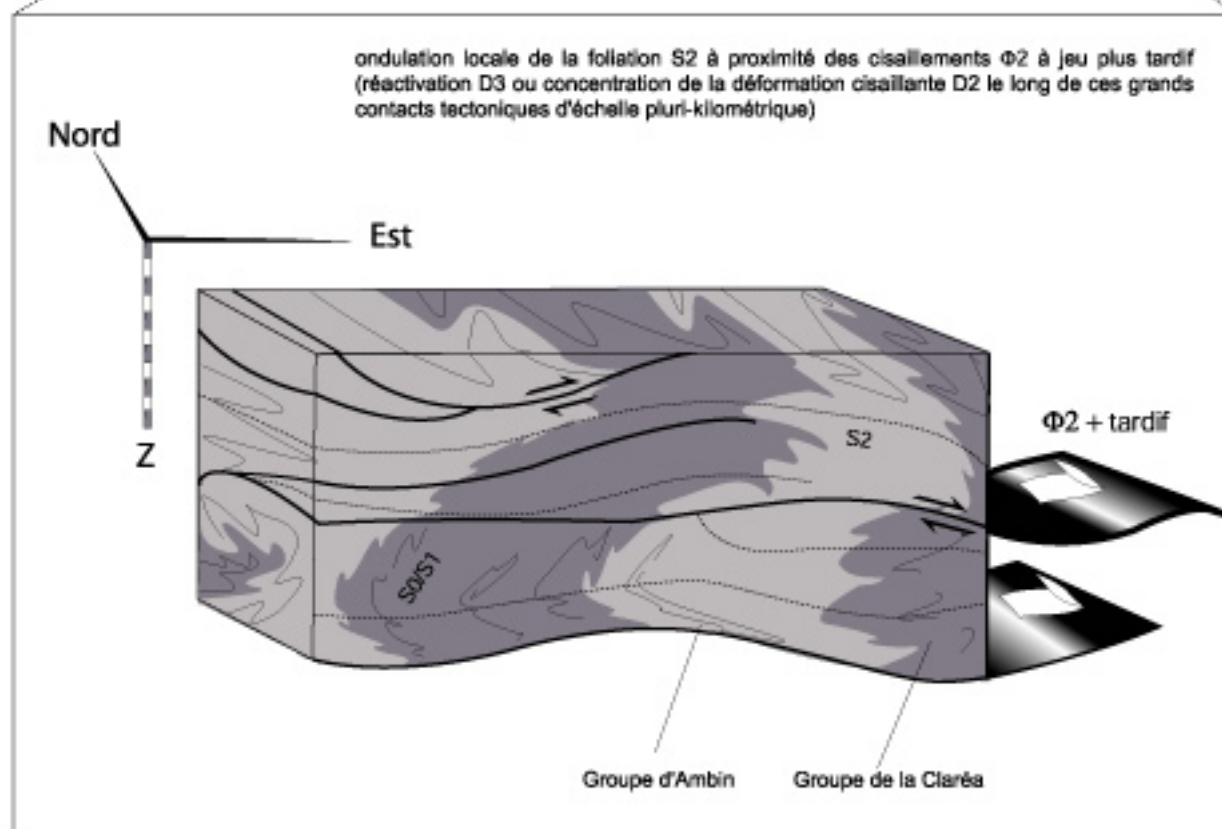
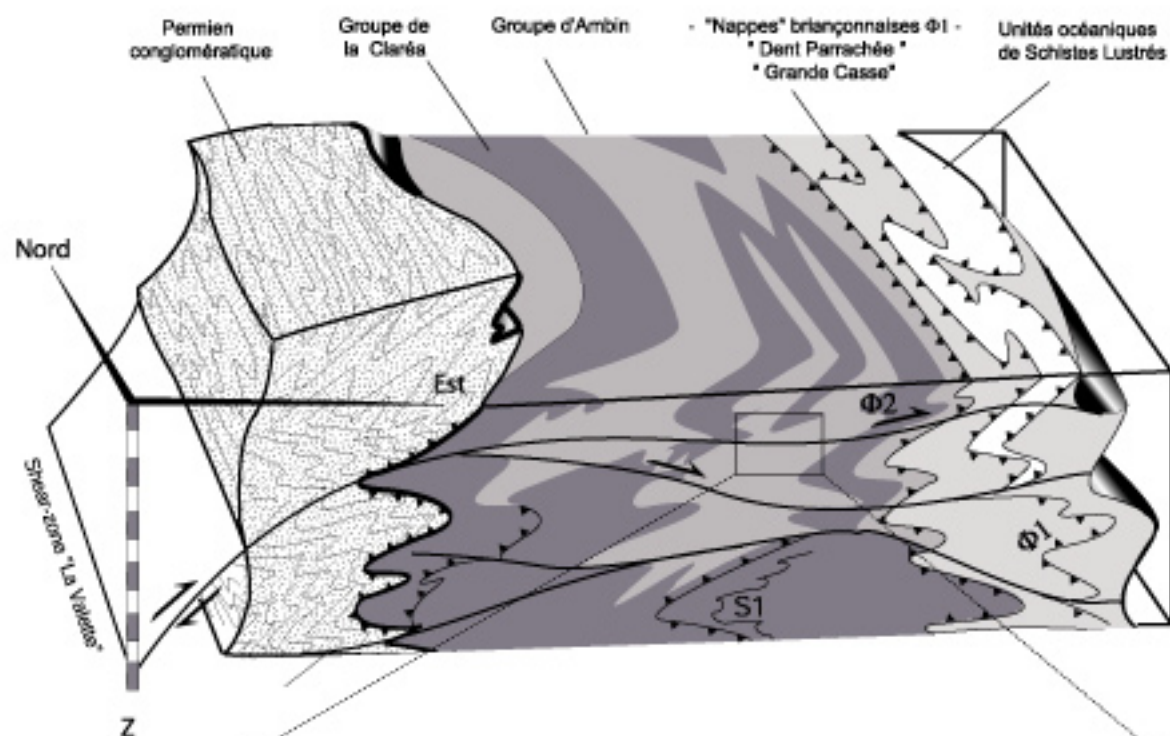


Figure 28 - Blocs 3D simplifiés de la structuration D2 (massif de Vanoise sud) : transposition par cisaillement simple vers l'Est d'un édifice précoce de "nappes" D1

crénulation S3, parfois à des failles normales ($\Phi 3$) semi-ductiles fortement pentées au SE.

3-3-6 - Conclusions concernant le secteur de Fond d'Aussois

L'étude structurale du secteur de *Fond d'Aussois* permet, grâce à la diversité des terrains qui le composent (du socle paléozoïque siliceux aux unités à calcaires du Lias), de mettre en évidence deux grandes phases de déformation synschisteuses, marquées à toutes les échelles d'observation par des vergences et des structures bien spécifiques.

La première phase (D1) est caractérisée par l'association complexe d'écailles $\Phi 1$ de vaste extension et de grands plis P1 à foliation S1 de plan axial. Cette phase est également caractérisée par une évolution (continue ?) du style des structures plicatives et des conditions métamorphiques associées à ces structures :

- le socle, structuré par D1 en vastes plis isoclinaux, dans les conditions de cristallisation du grenat
- les couvertures mésozoïques de la « nappe de la *Dent Parrachée* », marquées par une déformation plicative complexe de type écoulement (Ramsay, 1967), synmétamorphe dans les conditions de cristallisation de la lawsonite.

La deuxième phase (D2) correspond à la phase classique de « rétrodéversement » des structures vers l'Est-SE. Elle se traduit par la création d'une vaste synforme de « nappes » D1, comprenant en son cœur l'édifice plissé de la « nappe de la *Dent Parrachée* » (Fig.22B). C'est au cours de ce « rétroplissement » que les plis P1 intra-socle de *Fond d'Aussois* ont été redressés à la verticale et cisailés. Ce cisaillement simple à vergence Est-SE se concentre localement dans des bandes dites de « rétrochevauchement », en écailles imbriquées (zone de cisaillement de 'Fond d'Aussois' et de 'La Valette'), synmétamorphes depuis les conditions de cristallisation du glaucophane jusqu'au faciès des Schistes Verts.

3-4 - Grands traits structuraux du massif de Vanoise Sud

Les détails concernant les coupes de terrain sont donnés en légende de figure. Nous ne soulignerons, ci-dessous, que les idées fortes qui se dégagent de notre étude de terrain.

L'analyse structurale menée dans les secteurs de *La Valette*, *Fond d'Aussois* et *Plan du Lac – Entre-deux-Eaux* confirme l'existence, à toutes les échelles d'observation, de trois phases de plissement (D1, D2 et D3) semblables à celles que nous avons déjà identifiées dans le massif d'Ambin.

3-4-1 - Les stades ductiles D1 et D2

L'ensemble des Groupes Claréa – Ambin – Etache ± couvertures briançonnaises ± Schistes Lustrés a connu la même évolution structurale à l'alpin. Un premier cisaillement ductile D1 est accompagné de plis synschisteux vers le Nord-NO; il a été défini d'après la géométrie des structures D1 conservées dans le cœur du dôme de Vanoise Sud : fabriques cisailantes S1/C1, shear-zones $\Phi 1$, plis P1, structures anté-alpines transposées par ces mêmes fabriques D1 (Fig.3B). Cette déformation, correspondant à des conditions HP-BT, est associée au développement d'associations minérales à Grt-Gln-Cld-Jd-Phe dans le socle Claréa. Elle est suivie par un second épisode de cisaillement ductile $\Phi 2$ vers l'Est associé à des structures S2/C2 régionalement sub-horizontales (§ cette partie, chap.4). Les fabriques D2 apparaissent sécantes sur les édifices de nappes $\Phi 1$ de type « *Dent Parrachée* » (Fig.28). Les coupes présentées dans les figures 19 et 22 permettent d'imager à grande échelle :

- l'importance de cisaillements décamétriques $\Phi 2$ (associée à une tectonique plicative intense) et

leur cinématique en chevauchement vers l'Est ;

- des structures d'interférences remarquables entre Claréa et Ambin, Ambin et Etache qui ont permis de déduire et de reconstituer cartographiquement des structures plissées P1 (Fig.23 et 29) ;

- des édifices de nappes précoces replissés, cisailés et transportés le long de grandes zones de cisaillement affectant les unités de socle sur des kilomètres (Fig.3B). Ces zones de cisaillement $\Phi 2$, très concentrées dans la partie Ouest du massif, se ramifient dans la partie Est. La plupart des cisaillements $\Phi 2$ sont caractérisés par des assemblages métamorphiques Schistes Verts. Par opposition avec les cisaillements D2 'précoces' opérant dans le faciès des Schistes Bleus de bas grade, nous les désignerons sous le terme de 'tardifs'.

Ces deux phases majeures de plissement sont déduites de l'étude des structures et microstructures affectant les unités de socle (Groupe de la Claréa et Groupe d'Ambin) seules unités pour lesquelles nous avons un référentiel minéralogique fiable nous permettant de caler la déformation D1 (association grenat-glaucophane-jadéite).

3-4-2 - Le stade ductile-fragile D3

La structuration finale du massif de Vanoise Sud correspond, comme pour Ambin, à un antiforme de grande longueur d'onde. Cette géométrie en dôme est associée à une crénulation tardive S3 recoupant l'édifice complexe de « nappes » D1-D2.

L'origine du « doming » reste énigmatique : quel que soit le mécanisme retenu, cette tectonique « post-nappes » doit localement satisfaire un régime de déformation en extension. Aucune structure compressive postérieure aux fabriques D2 n'a encore été reconnue dans les deux massifs étudiés. Au contraire, une tectonique cassante, associée à des plans de cisaillement semi-ductiles fortement pentés ($\Phi 3$) et à jeux normaux, affecte de part et d'autre les deux massifs. Deux solutions sont envisagées :

- « roll over » des structures D2 (Fig.29B) du type de ce qui a déjà été proposé par Fudral (1996) pour expliquer la voussure du dôme d'Ambin au front de la faille 'supposée' de 'l'Arc' (Fig.3B). Cette hypothèse est intéressante car elle expliquerait la retombée brutale des fabriques D2 du massif de Vanoise Sud en rive droite de l'Arc.

- grand plis tardifs rebroussant les structures D2. Cette tectonique plicative post-nappe, déjà proposée par Argand (1916) sur la transversale Sub-Briançonnais-Grand Saint Bernard – Monte Rosa / Gran Paradiso, semble confirmée depuis quelques années par l'équipe de Stefan Schmid (Fügenshuh et al, 1999 ; Ceriani et al, 2001 Bucher et al, 2001, Fügenshuh & Schmid, soumis). Une étude récente concernant les phénomènes de « buckling » associés au stade de collision mature de la chaîne alpine (Burg et al, 2002) pourrait expliquer l'origine de cette tectonique plicative tardive : les modèles analogiques présentés (§ Fig.46F) démontrent que extension et tectonique crustale en raccourcissement ne sont pas forcément incompatibles. En supposant que le secteur de *La Valette* corresponde bien à la charnière d'un immense pli P3 déversé vers l'Ouest (Dondey, 1986, Platt et al, 1989, Lister, com. pers.), nous pouvons nous attendre, d'après ce type de modèle, à une tectonique extensive plus à l'Est dans les flancs de ce même pli (secteurs Vanoise Sud – Ambin, voire même dans les Schistes Lustrés).

3-5 – Conclusions : Evolution tectonique des massifs d'Ambin et de Vanoise Sud

1. Les massifs d'Ambin et de Vanoise Sud sont affectés par une déformation cisailante D2 à vergence exclusivement vers l'Est. La déformation D2, extrêmement concentrée dans la partie supérieure des dômes (écaillés de socle, de couvertures briançonnaises et de Schistes Lustrés), n'affecte

pas les parties profondes de ces massifs. Ces dernières préservent les marques d'une déformation D1 précoce associée au développement d'une paragenèse HP-BT à grenats alpins.

2. Les grands «chevauchements» vers l'Est (Tricart et al, 1977 ; Caron, 1977 ; Debelmas et Kerckove, 1980 ; Malavieille, 1982 ; Roure et al, 1989 ; Allenbach, 1982 ; Henry et al, 1993 ; Michard et al, 1996 ; Tricart et al, 2001) ne doivent plus être interprétés comme de simples rétrocharriages tardifs venant recouper localement un édifice précoce de «nappes» penniques à vergence Ouest. Nous montrons que ces cisaillements $\Phi 2$ sont l'expression directe de la déformation D2 et qu'ils se développent de façon concomitante avec la fabrique principale S2 reconnue dans la partie supérieure des massifs. L'évolution rétromorphique des paragenèses minérales portées par ces grands cisaillements (faciès Schiste Bleu à Schiste Vert) leur assigne une origine profonde et un lien évident avec le processus d'exhumation. La notion même de «chevauchement» est erronée : la voussure tardive des dômes déforme ce qui à l'origine pouvait être interprété (géométriquement) comme de grands détachements vers l'Est.

La vergence Ouest des structures penniques (Fig.5), classiquement admise dans beaucoup de modèles géodynamiques (Laubscher et al, 1985 ; Beaumont, 1994 ; Escher & Beaumont, 1997 ; Escher et al, 1997 ; Beaumont et al, 1999) doit par là même être relativisée. A l'échelle des dômes Briançonnais, la seule structuration alpine anté-D2 pouvant prétendre au titre de « pro-charriage » pennique à vergence Ouest est la D1. Cette affiliation est hautement hypothétique : d'une part les exemples d'unité tectonique D1 suffisamment bien préservée pour qu'il soit possible de parler de « nappes » sont peu nombreux et d'une façon générale restreints au cœur des dômes, d'autre part la vergence Nord-NO de leurs structures est difficilement interprétable en terme de paléo-contraintes alpines (Malavieille, 1984 ; Choukroune et al, 1986 ; Le Pichon et al, 1988) : les noyaux de socle préservant ces marqueurs D1 ont probablement subi des rotations au cours de la déformation D2 (§ Fig.43E)

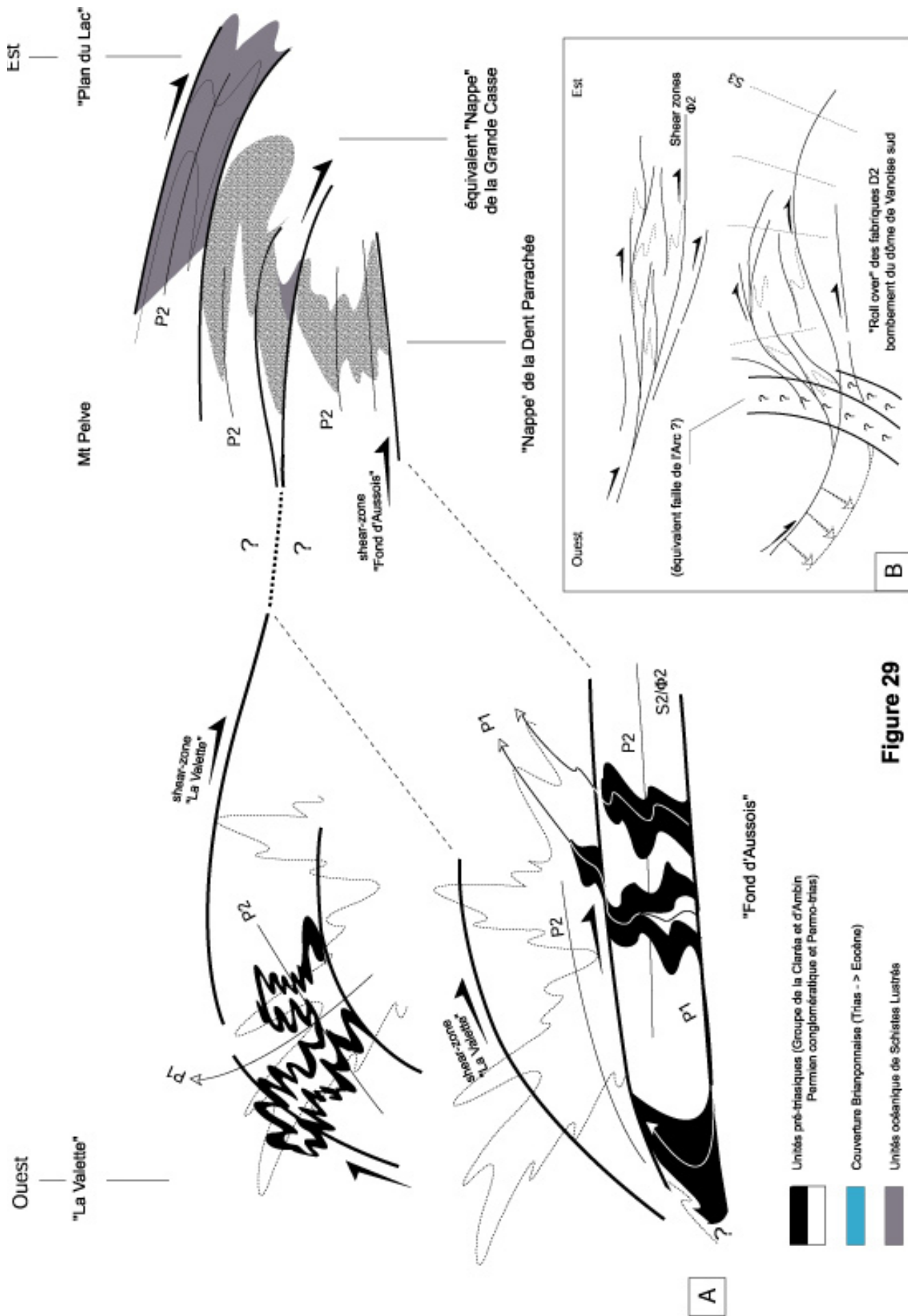
A l'échelle d'une portion aussi étroite de la chaîne alpine (s.s), par définition chaîne de collision à vergence Nord - Nord-Ouest (e.g. Le Pichon et al, 1988), comment expliquer l'origine et l'importance de cette structuration D2 vers l'Est. Cette cinématique Briançonnaise apparaît en total porte-à-faux avec de nombreuses études structurales réalisées plus à l'Est, dans les domaines piémontais et liguro-piémontais. Une intense tectonique en cisaillement simple vers l'Ouest, opérant tardivement dans le faciès des Schistes Verts, est en effet signalée depuis longtemps dans la littérature (Chopin, 1979).

Existe il une ou plusieurs générations de cisaillements 'Schistes Verts' ? quel est leur origine ? et finalement quel rôle jouent ils dans l'orogène alpin : accommodent il un régime de déformation globalement compressif ou purement extensif ou bien les deux à la fois de façon espacée dans le temps ?

4 - Les domaines Piémontais et Liguro-piémontais (ou complexe des Schistes Lustrés)

4-1 - Rappels bibliographiques

Les secteurs auxquels nous allons faire maintenant référence sont constitués d'unités continentales issues de la paléomarge européenne et d'unités océaniques issues du domaine océanique piémontais (Deville, 1987, Fudral, 1996). Les unités continentales sont les paragneiss et les orthogneiss du Gran Paradiso, revêtus localement de couvertures mésozoïques réduites en épaisseur et généralement décollées. Ces unités continentales apparaissent en fenêtre sous l'ensemble des unités océaniques des Schistes Lustrés. Les Schistes Lustrés sont constitués de lambeaux de croûte océanique (métagabbro et



métabasaltes) et de manteau associés à des métasédiments marins d'âge Jurassique et Crétacé (pour une synthèse, voir les travaux de Deville et al, 1992). Les Schistes Lustrés sont subdivisés en deux sous-ensembles : celui qui est situé structurellement le plus bas dans l'édifice contient une forte proportion de metabasites (Unité Inférieure) ; celui situé le plus haut est beaucoup plus pauvre en metabasites. Ce dernier est lui-même scindé en deux sous-unités (l'Unité Médiane et l'Unité Supérieure dont nous ne parlerons pas). Cette subdivision s'appuie sur des arguments lithologiques, l'Unité Inférieure (UI) étant principalement constituée de serpentine et de metabasaltes avec peu de schistes pélitiques alors que l'Unité Médiane (UM) est principalement constituée de Schistes Lustrés pélitiques avec peu de metabasaltes. Ces deux unités, qui se distinguent également par leur pic de pression respectif (épisode D1 symmétamorphe dans le faciès des Schistes Bleus –UM- et des Eclogites -UI-; Fig.3), sont affectées par une déformation ductile post-HP culminant dans les conditions du faciès des Schistes Verts (Deville et al, 1992) et que l'on peut corréliser avec la phase D2 définie précédemment. Cette déformation a souvent été interprétée comme le résultat d'une compression à vergence Ouest - «nappes penniques» des auteurs (Caron, 1977 ; Platt et al, 1986, Deville et al, 1992). Certains auteurs ont récemment proposé d'associer cette déformation D2 au fonctionnement de grands détachements ductiles à vergence Ouest (Rolland et al, 2000) ou Est (Agard, 2001a et 2002).

En supposant que tous ces cisaillements aient une origine commune, quel modèle structural

Figure.29 – coupe structurale Est-Ouest extrêmement simplifiée à travers le massif de Vanoise Sud. Cette coupe synthétise les informations géologiques recueillies sur les secteurs La Valette, Fond d'Aussois et Entre-deux-Eaux. Une déformation ductile majeure -D2 - commune à l'ensemble des trois secteurs étudiés, affecte intensément la partie supérieure du massif de Vanoise Sud.

1. La déformation D2 opère par cisaillement simple vers l'Est depuis le faciès des Schistes Bleus de bas grade (glaucophane-chloritoïde) jusqu'au faciès des Schistes Verts (albite-chlorite). Des plans de cisaillement $\Phi 2 \pm$ anastomosés, d'extension pluri-kilométrique, s'individualisent au cours de cette déformation rétro-morphique. Les plis P2 à vergence Est, associés aux cisaillements $\Phi 2$, mélangent unités de socle, unités de couvertures briançonnaises et Unité Médiane des Schistes Lustrés.
2. La déformation D2 se surimpose à un édifice précoce de « nappes » D1 scellées par des minéraux de haute-pression (grenat-glaucophane-jadéite-clinozoïsite-chloritoïde au cœur du massif et glaucophane-jadéite-lawsonite \pm carpholite et/ou \pm chloritoïde dans les couvertures briançonnaises et océaniques – Gay, 1971, Goffé, 1977). L'étude comparée des figures d'interférences D1-D2 observées sur les secteurs La Valette et Fond d'Aussois permettent de reconstituer des méga-structures plissées P1 associées à cet événement précoce (structure en fleur soulignée par des pointillés). Ces plis P1, transposés par la déformation D2, possèdent des flancs sub-verticaux et des axes courbes. La géométrie initiale de cet édifice (anté-D2) n'a pu être reconstituée à partir des données cartographiques. La vergence nord des structures D1 est déduite des observations structurales réalisées dans les parties profondes du massif de Vanoise Sud (Gorges d'Entre-deux-Eaux).
3. La déformation D2 est suivie par un bombement généralisé du massif de Vanoise Sud. Les fabriques D2 (plans de cisaillement $\Phi 2$ et structures plicatives P2 associées) soulignent actuellement la géométrie d'ensemble du massif : un dôme dissymétrique grossièrement orienté N-NO – S-SE. L'origine de ce bombement est encore mal comprise : « roll over » tardif le long de l'accident de Chavière-Modanne (B) ? Les fabriques post-D2 qui semblent être associées à ce 'dôming' (plans de cisaillement $\Phi 3$ à jeux normaux, associés à une crénulation S3 très locale) n'accréditent pas vraiment l'idée d'une compression tardive du massif (phénomène de 'serrage' ; Dondey, 1986).
4. La déformation D2, par son ampleur, ses fabriques extrêmement pénétratives et les associations minérales mises en jeu, représente plus qu'un simple rétrochevauchement tardif vers l'Est des unités penniques. La notion même de chevauchement doit être relativisée : le bombement du dôme de Vanoise Sud a transposé la géométrie d'ensemble de ce qui a pu être à l'origine un faisceau anastomosé de détachements vers l'Est.

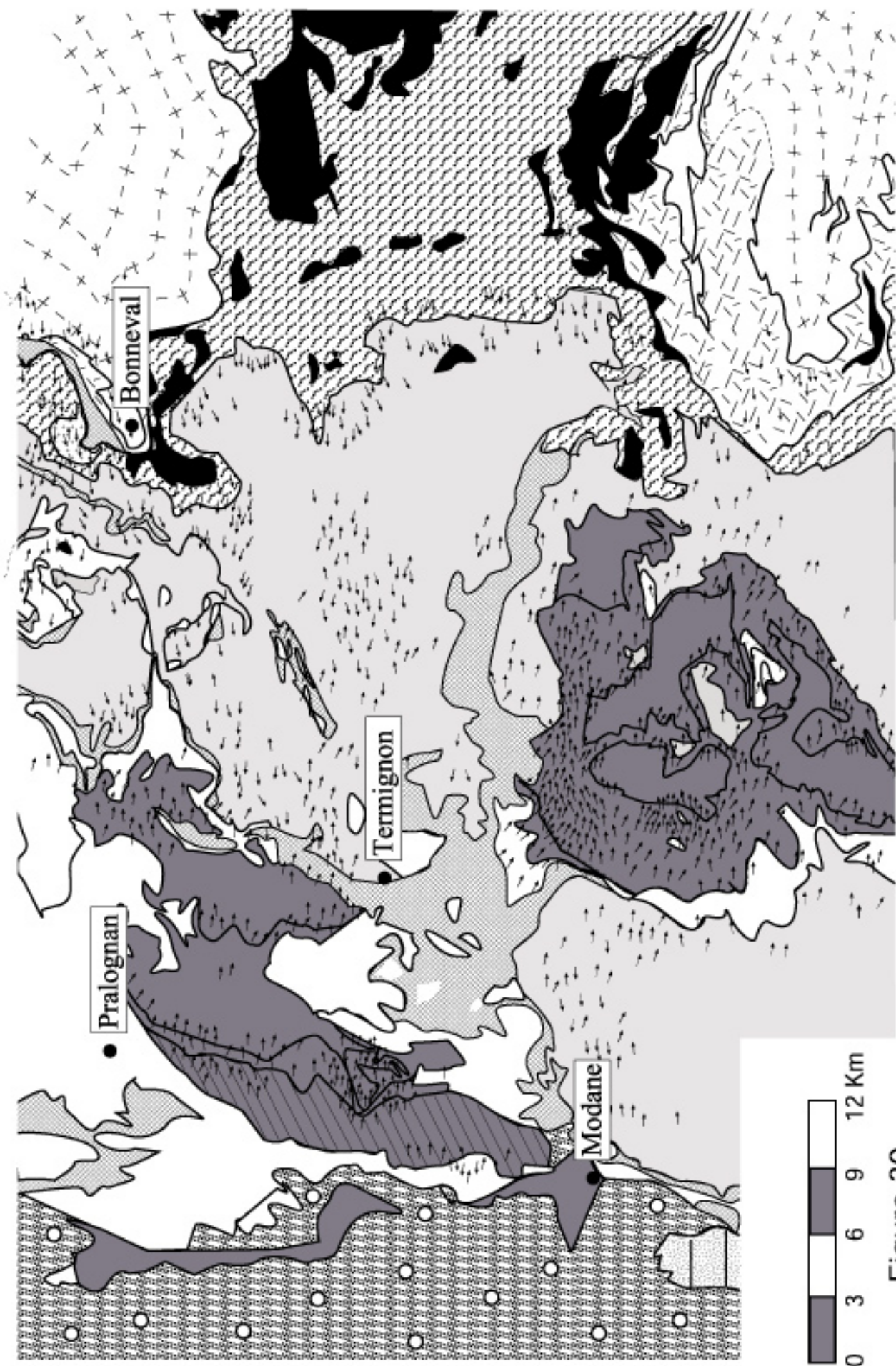


Figure 30

unificateur serait susceptible d'expliquer à la fois :

- cette double vergence des structures (Est et Ouest) ;
- ces régimes de déformation apparemment antagonistes (jeu compressif et extensif) ?

Afin d'apporter des éléments de réponse à cette question nous avons mené une étude de terrain limitée des unités piémontaises et liguro-piémontaises, en nous focalisant plus précisément sur la nature et les directions de mouvement des cisaillements en condition métamorphique des 'Schistes Verts' (Fig.30 et 31). Cette étude, réalisée à très grande échelle, peut sembler disparate et incomplète : elle s'appuie néanmoins sur des exemples ponctuels choisis à partir desquels nous développerons, dans la partie VI, un essai de synthèse tectonique plus global.

4-2 - Zones à cisaillement vers l'Est dominant

Un cisaillement ductile vers l'Est, opérant principalement dans le faciès des Schistes Verts à lawsonite (Fig.27G), affecte les unités océaniques Médiannes situées à la bordure des massifs d'Ambin et Vanoise Sud. Comme nous l'avons montré pour les unités de socle, les cisaillements pénétratifs se développent de façon concomitante de la foliation principale de la roche. Ce plan de foliation correspond à une surface composite S2 résultant de la transposition tectonique des surfaces lithologiques (S0) et de structures tectoniques précoces (S1) au cours des cisaillements C2. Les associations minéralogiques portées par les plans de cisaillement S2/C2 correspondent le plus souvent à la rétro-morphose d'assemblage HP dans le faciès des Schistes Verts (Agard, 1999) ; la linéation d'étirement associée à ces plans présente une orientation remarquablement constante (autour de N.100). Cette orientation est parallèle aux axes des plis en fourreau (N.90) ou à ceux des plis d'interférences D1-D2 (N.75 à N.110) que l'on trouve associés aux grands contacts cisailants $\Phi 2$. Entre ces cisaillements, la direction des axes de plis P2 est N-S avec un déversement apparent préférentiellement vers l'Est. Les plis isoclinaux P2, d'échelle centimétrique à décimétrique, sont souvent tronçonnés par des rejeux tardifs sur les plans de cisaillement $\Phi 2$.

Figures.30 et 31 – La déformation cisailante à l'échelle des Alpes Graies méridionales : carte des linéations d'étirement (Fig.30) associées aux plans de cisaillement à vergence Est et Ouest (Fig.31). A l'échelle de la carte, un partitionnement de la déformation cisailante se dessine :

1. A la bordure tectonisée des dômes Briançonnais (Ambin, Vanoise Sud), un cisaillement à vergence Est domine.
2. A la retombée Ouest des massifs cristallins internes (Gran Paradiso, Dora Maira), ce cisaillement est à dominante vers l'Ouest.
3. Entre ces massifs, les cisaillements présentent des vergences opposées. Les zones ombrées de la figure 31 soulignent les domaines où des cisaillements conjugués ont été observés sur un même affleurement.

D'une façon plus générale : le cisaillement simple domine à proximité des grands contacts tectoniques $\Phi 2$ bordants les dômes de socle, le cisaillement pur domine entre ces grands contacts tectoniques (traits noirs épais). Dans les secteurs fortement tectonisés (zone hachurée sombre, Fig.31), un échappement de matière peut également se produire selon des vergences opposées (voir texte pour explications)

Les déformations semi-cassantes affectant le domaine des Alpes Graies méridionales, et que nous appellerons D3, sont à l'origine d'une géométrie en dôme et bassins des fabriques cisailantes. et n'ont que peu d'effet sur la dispersion E-O des linéations d'étirement. Les seules dispersions importantes sont localisées sur la retombée N-NE des dômes Briançonnais, à proximité. Ces ondulations se produisent généralement à très grande longueur d'onde, suivant un axe d'allongement N-S des accidents supposés de 'l'Arc' et de 'Chavière-Modane' (zones à fond zébré ; Fig.31). Le pendage apparent des plans de cisaillement est quant à lui fortement modifié par ces ondulations D3 (voir canevas du massif d'Ambin, Fig.31) : il serait dangereux de discuter la vergence d'un cisaillement d'après son pendage apparent. La légende des formations géologiques a été donnée sur la figure 2B.

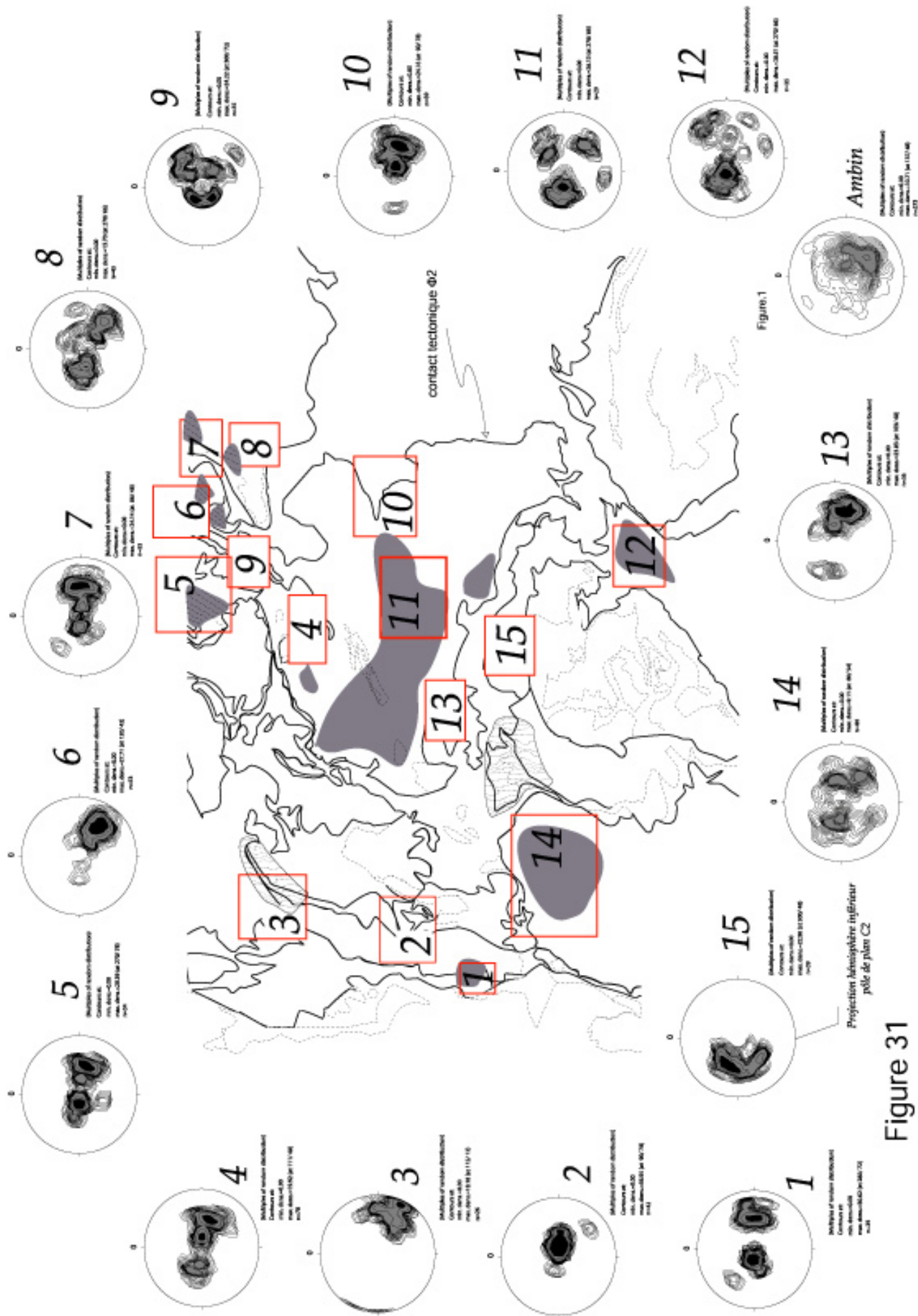


Figure 31

Une déformation beaucoup plus froide (D3), associée au bombement des dômes, se surimpose tardivement à l'édifice tectonique D2. Elle développe de part et d'autre des massifs une crénulation de fracture S3 et des plans de cisaillement très pentés (Φ 3), respectivement à vergence Est et Ouest (§ cette partie, chap.2-3-3). La géométrie apparemment «chevauchante» des grands contacts Φ 2, entre d'une part les unités de socle briançonnais et d'autre part les Unités Médiannes des Schistes Lustrés, est due à ce bombement tardif.

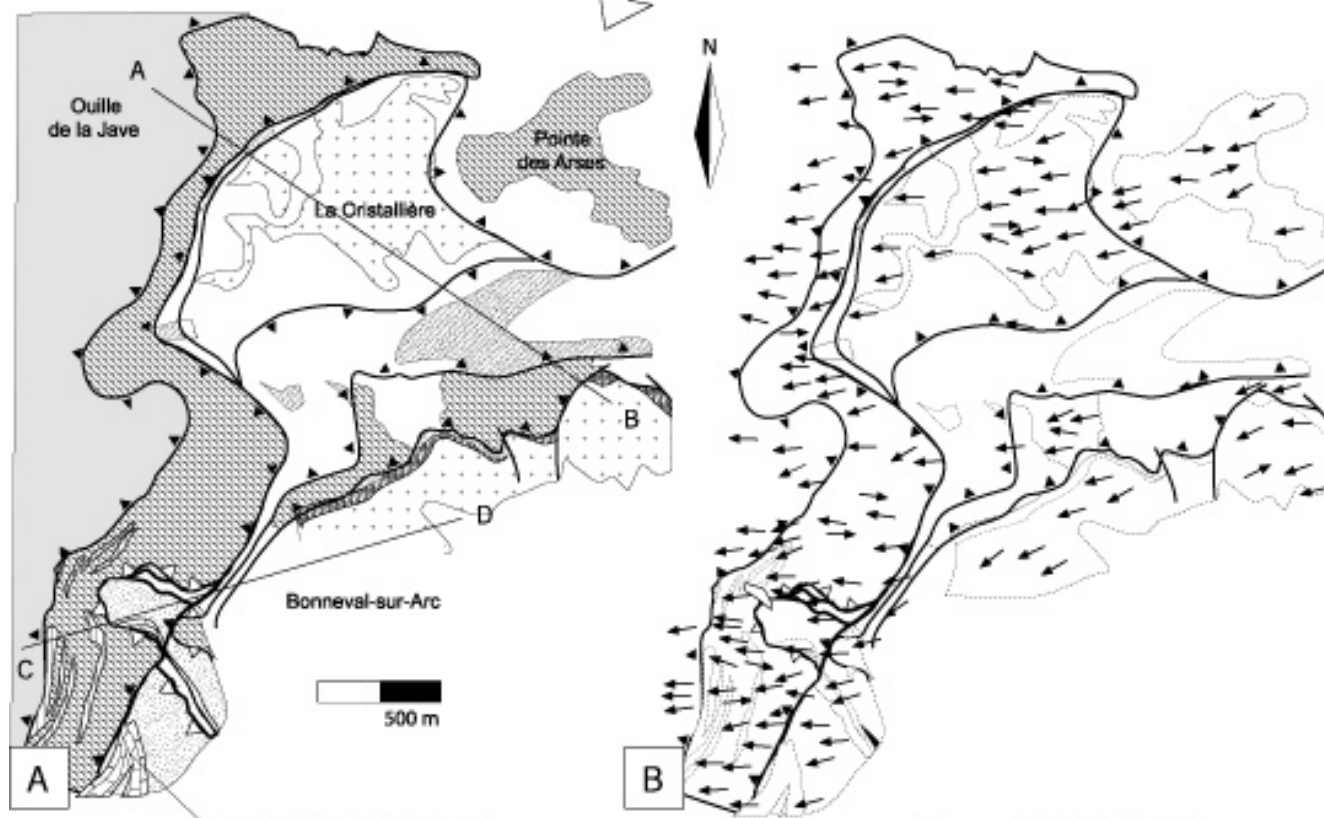
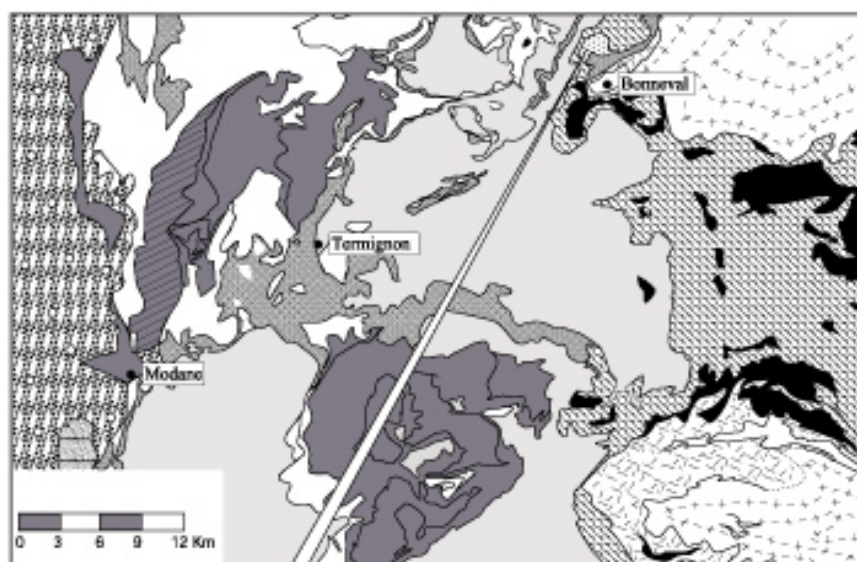
4-3 - Zones à cisaillements Ouest dominant

À l'Ouest du Gran Paradiso un contact tectonique majeur Φ 2 entre les Unités Médiannes et Supérieures s'est individualisé au cours de la déformation D2. Signalé depuis longtemps dans la littérature, ce contact à pendage Ouest apparaît jalonné par des lithologies particulières de type serpentinite ou cargneule. De nombreux auteurs ont lié ce plongement vers l'Ouest à une faille normale ductile en partie responsable de l'exhumation des unités HP-BT (e.g. Ballèvre et al, 1990 ou Rolland et al, 2000). D'autres auteurs ont interprété ce même contact comme l'expression du rétrocharriage vers l'Est des unités océaniques sur le socle du Gran Paradiso (Chopin, 1981 ; Deville, 1987). Nous avons suivi ce grand contact tectonique Φ 2, d'orientation Nord-Sud, depuis *Bonneval* jusqu'aux confins du *Val de Suse* (Anx.1B). La direction de mouvement (stries d'étirement associées à la chlorite) observée sur les plans de cisaillement S2/C2 indique toujours un déplacement vers l'Ouest. Les plis P2 associés présentent également un déversement apparent vers l'Ouest. Cette tectonique en cisaillement dominant vers l'Ouest, apparemment en faille normale, s'observe également au contact entre Gran Paradiso et Unités Inférieures (Fig.32 et 33), voire même au sein des Unités Médiannes des Schistes Lustrés – « digitation de *L'Iseran* » (Deville, 1987 ; Fig.3B). Les grands contacts Φ 2 apparaissent localement transposés par la déformation D3 (ondulations des plans S2/C2 associées à une crénulation S3 de fracture, Anx.38D).

4-4 - Zones à cisaillements conjugués

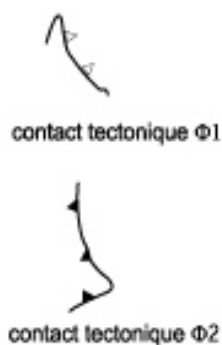
Entre les dômes de socles briançonnais (Ambin, Vanoise Sud) et piémontais (Gran Paradiso), la déformation D2 associée, à un aplatissement marqué des fabriques HP, est dominante. Des cisaillements conjugués à vergence Est et Ouest, associent des cascades de plis P2 (Anx.37B) à vergences opposées et le boudinage de la foliation S2 (Anx.37C). Cette déformation indique un régime globalement en « pure-shear ». Elle s'observe généralement dans les secteurs éloignés des grands contacts tectoniques Φ 2, qui sont eux même plutôt localisés à la bordure des dômes de socles (voir l'ensellement de Schistes Lustrés situé entre *Lanslebourg* et la *Pointe Ciamarella*, Fig.31). Ces cisaillements à vergences opposées sont parfois présents à proximité immédiate des grands contacts Φ 2 (Fig.31), dans des secteurs marqués par une déformation cisailante extrêmement importante ('structures en poisson'). Conformément aux résultats de Celmas (1982) ou de Philippot (1988), qui ont montré que les critères de sens de cisaillement peuvent s'inverser à l'échelle d'une zone de cisaillement, on peut envisager qu'à l'échelle de ces secteurs, les vergences opposées représentent des hétérogénéités cinématiques locales associées à un cisaillement global à vergence unique. Cet énorme ensemble cisailant vers l'Ouest, avec ses plans Φ 2 \pm anastomosés, s'étend sur des kilomètres depuis le *Col de l'Iseran* – Unité Médiane – jusqu'au *Refuge de l'Ecot* (bordure Ouest du Gran Paradiso). L'étude microstructurale réalisée par Champenois (1989) semble montrer que la déformation ductile post-HP au cœur du Gran Paradiso obéit encore globalement à un régime de type pure-shear (§ légende de la Fig.43).

Figure 32



Tête du pli d'interférence de "Villaron" - § figure 33

"Nappes des Schistes Lustrés"



- calcaires du Lias
- Dolomies du Trias moyen
- radiolarite
- serpentinite

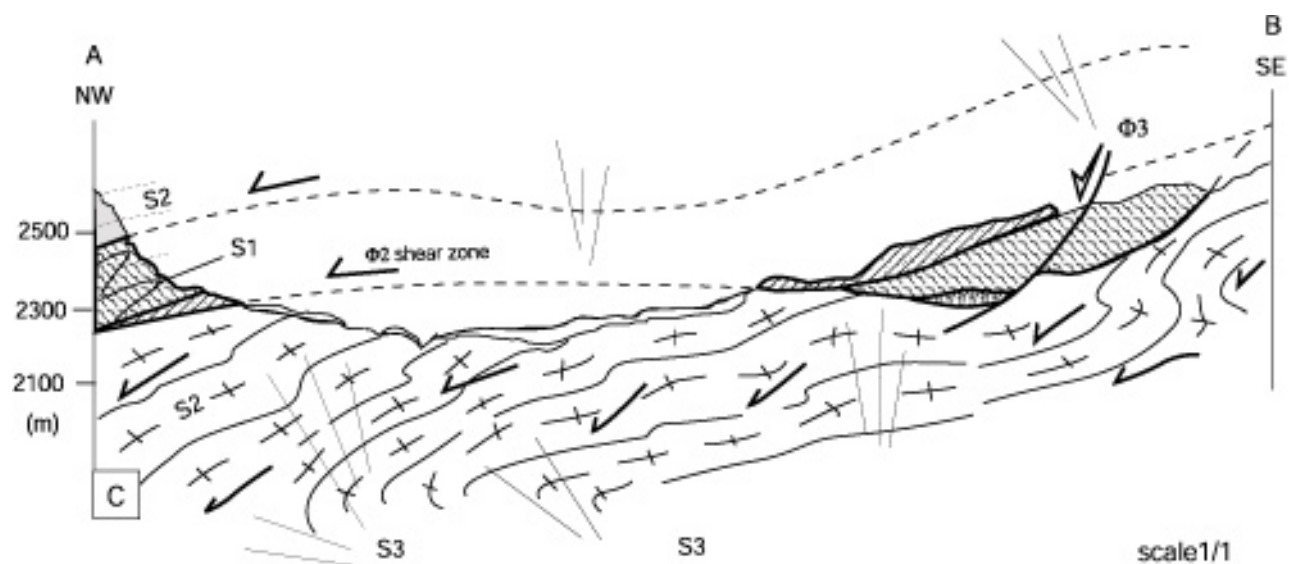
- Unités océanique (noir: corps basiques)
- Unités Médiannes et Supérieures
- Unités Inférieures
- Unités de marge Européenne
- b: couvertures alpines
- a: cristallin
- cornéule

5 - Conclusions

Une déformation majeure post-HP, comparable à celle mise en évidence dans les socles briançonnais, affecte l'ensemble des unités piémontaises et liguro-piémontaises situées entre *Modane-Tignes* et le *Val de Suse*. Cette déformation pénétrative que l'on peut globalement appeler D2 opère par cisaillement simple vers l'Est et/ou vers l'Ouest. Il existe en effet un partitionnement de la déformation entre des régions où domine le cisaillement simple (à proximité immédiate des grands contacts $\Phi 2$) et des régions où domine le cisaillement pur (entre les grands contacts $\Phi 2$ et vraisemblablement au cœur de certains dômes de socles, i.e. le Gran Paradiso). L'essentiel des structures majeures observables sur le terrain (plan d'aplatissement principal S2, plis P2 isoclinaux à axe courbe d'échelle décamétrique) ont pour origine cette déformation cisailante D2. Le concept de détachement ou de chevauchement $\Phi 2$ ne peut être discuté à l'échelle de la carte : la géométrie originelle de ces grands contacts tectoniques a été transposée par les voissures tardives de grande longueur d'onde qui ont formé les dômes de socles d'Ambin de Vanoise Sud et du Gran Paradiso. L'origine de ce doming est encore mal comprise.

Figure.32 – Etude du contact Gran Paradiso – Schistes Lustrés. Secteur La Cristallière. (A) Carte géologique des formations (d'après une compilation de travaux antérieurs : Bertrand, 1968 ; Robert, 1979 ; Deville et al, 1992 et de levés géologiques personnels). (B) Une déformation Schiste Vert D2, opérant par cisaillement simple vers l'Ouest, affecte intensément l'ensemble des unités de socles et des Unités des Schistes Lustrés présentes sur la retombée sud-ouest du Gran Paradiso. Les flèches noires indiquent les directions de mouvement (linéation d'étirement et linéation minérale) associées aux plans de cisaillement à vergence Ouest. Dans les secteurs intensément déformés, le plus souvent à la partie basale des grands cisaillements $\Phi 2$ d'extension kilométrique, une inversion des directions de mouvement peut apparaître (cisaillements vers l'Est ou cisaillements conjugués : voir texte pour explications). Cette déformation D2, post-HP, se surimpose à un édifice tectonique précoce D1 (la géométrie initiale de cet édifice n'a pu être reconstituée à partir des données cartographiques). (C) Les coupes font ressortir l'aspect polyphasé de la déformation.

1. Le boudin de serpentine emballé dans l'unité métapélitique des Schistes Lustrés préserve une foliation précoce S1 fortement pentée. S1 est parallèle au contact tectonique $\Phi 1$ séparant le boudin de l'encaissant métapélitique. Ce boudin correspond selon nous à une écaille tectonique D1 pluri-décamétrique replissée et tronçonnée par la déformation cisailante D2. L'axe de ce pli présente une direction grossièrement orientée N-NO - S-SE. Les structures précoces associées à cette écaille pluri-décamétrique sont scellées par des minéraux de Haute-Pression (développement d'une foliation S1 à jadéite dans l'écaille de métagranite associée au boudin de serpentine) –
2. L'unité de socle « La Cristallière » n'est plus interprétée sur nos coupes comme une écaille tectonique emballée dans l'unité Inférieure des Schistes Lustrés (Deville, 1987). Cette 'fenêtre' tectonique correspond à une tête de pli P3, l'équivalent plus au nord des replis de Bonneval, venant replisser les grands contacts tectoniques $\Phi 2$. L'érosion différentielle a dégagé par la suite cette unité cristalline de sa gangue des Schistes Lustrés. Une crénulation S3 et des plans de cisaillement semi-ductiles $\Phi 3$ fortement pentés vers l'ouest recoupent localement les grands plans de cisaillements $\Phi 2$. Ces fabriques D3 sont associées aux grands plis P3.



Φ1 tectonic contact

Φ2 shear zone

Φ3 brittle-ductile shear-zone
(top-to-the-Est movement)

"Nappes des Schistes Lustrés"

Liassic calcareous
Middle Triassic dolomites
radiolarite
serpentine

oceanic units (dark: mafic bodies)
Middle and Upper units
Lower units
European margin
b: alpine covers
a: basement
cornieule

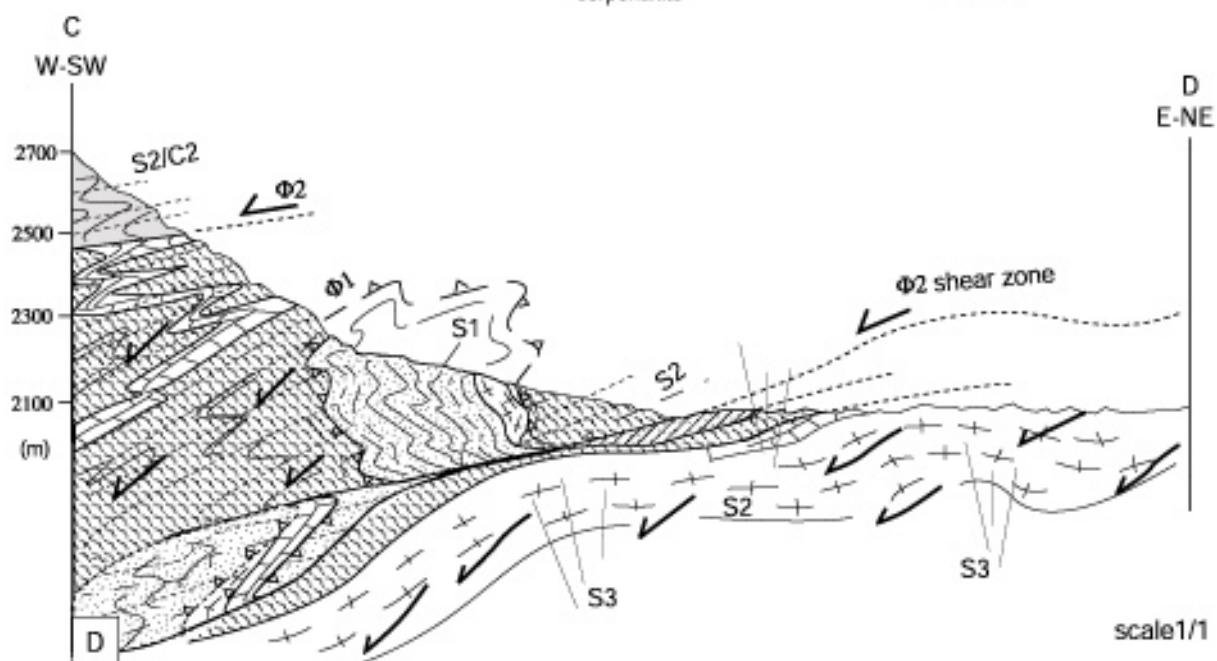


Figure 32

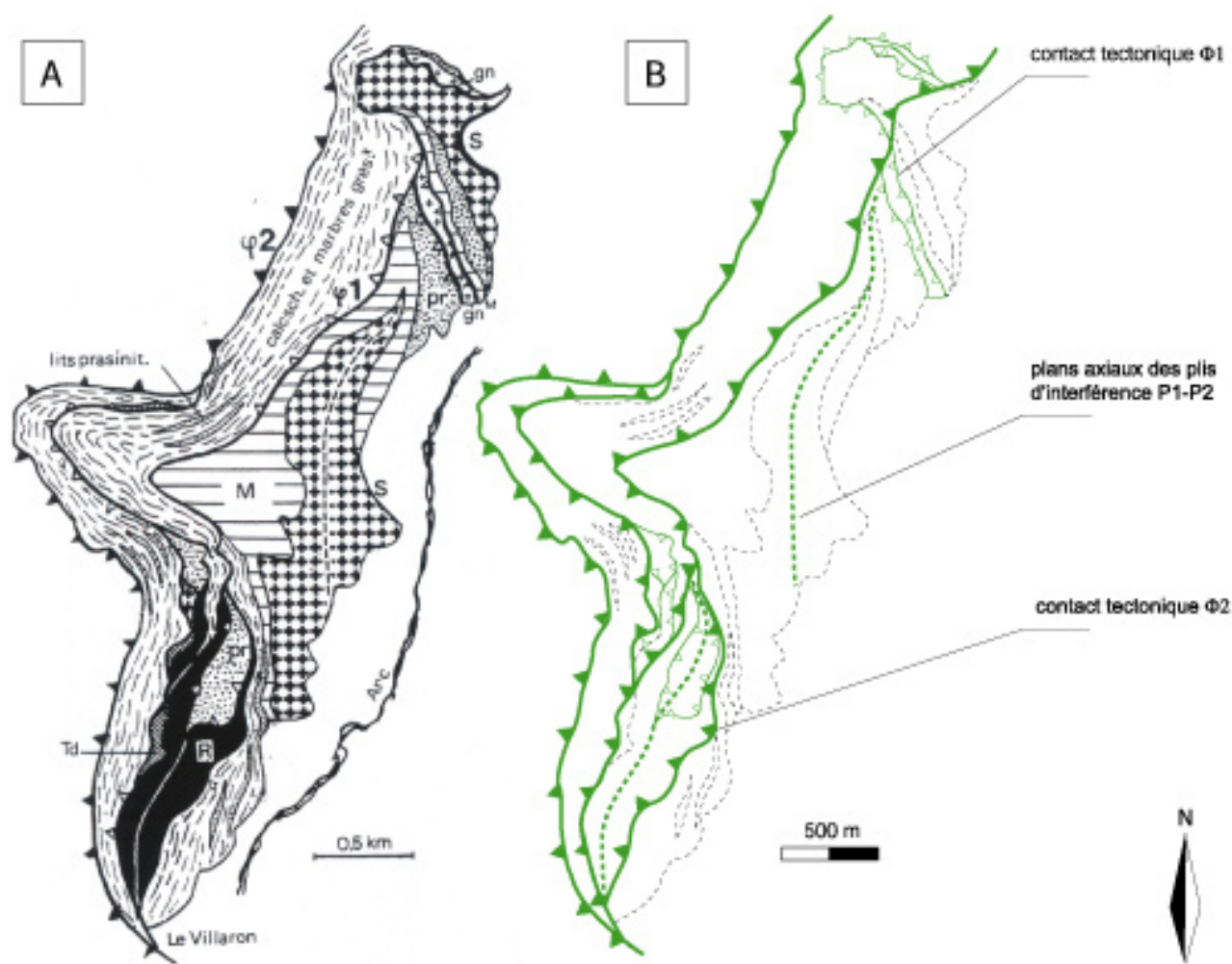


Figure 33 - " Le pli précoce du Villaron ", près de Bessans (d'après Deville, 1987) affectant l'Unité Inférieure de Schistes Lustrés. La tête de ce pli est visible sur la figure.21 (partie S-O de la carte géologique). (A) On notera depuis la base du pli : des serpentinites (S) revêtues de marbres à bloc d'ophiolites (M : Malm), un ensemble de schistes et de marbres gréseux, d'âge probablement Crétacé, contenant des lits de radiolarites (R), de prasinites (pr) et des écailles de socle Gran Paradiso (gn). Le tireté gras indique la trace du plan axial du pli dont la charnière, étirée, présente un déversement apparent vers le nord. (B) Nous interprétons cette structure plissée, observée ici par la tranche N-S, comme le résultat d'une interférence de pli P1-P2. Son déversement vers le Nord n'est qu'apparent, et ne concerne qu'une partie de la structure d'interférence. Une foliation S2 se développe dans le plan axial de cette charnière composite. Le contact tectonique " précoce ", signalé $\Phi 1$ sur la figure. 33A, correspond en fait à un cisaillement $\Phi 2$ (\pm ramifié) opérant tardivement dans le faciès des Schistes Verts (voir figure.32). Il tronçonne, écaille et rebrousse à sa partie basale tout un édifice de " nappes précoces " (Caron, 1977). L'écaille plissée de serpentine, signalée sur la figure.32, fait partie de cet édifice tectonique D1.

IV^{ème} PARTIE : EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE - entre Vanoise Sud et Gran Paradiso

En nous basant sur les données existantes et sur les résultats obtenus à la suite d'observations personnelles, nous nous proposons dans cette quatrième partie de définir et de discuter les relations structurales et métamorphiques entre les dômes de socles Briançonnais et les unités avoisinantes.

1. Les massifs d'Ambin et de Vanoise Sud

1-1 - *Etude pétrographique de quelques faciès anté-triasiques*

Le nombre de roches échantillonnées (735) et de lames minces étudiées (325) permet une étude relativement détaillée des faciès de socle rencontrés (Anx.67 à 69).

1-1-1 - Le Groupe de la Claréa

Les niveaux basiques - Les «glaucophanites» des auteurs (Anx.21 et 22) sont des roches d'aspect massif, de couleur vert sombre à bleuté, contenant des amphiboles sodiques, des grenats mais également des petites lattes brillantes et très déformées d'un plagioclase albitisé. Toute texture originale de ce qui pourrait correspondre à d'anciennes dolérites n'apparaît plus au microscope, ou seulement à l'état de fantômes épars au sein d'une matrice calcitique et phylliteuse où abonde la clinozoïsite. L'amphibole sodique est parfois présente à l'état de gros cristaux prismatiques allongés dans la foliation principale ; elle est associée à de petits grenats noyés au sein d'un abondant feutrage de calcite et de chloritoïde, parfois de micas phengitiques.

Les amphibolites et autres faciès chloriteux (Anx.24B et 25) présentent une teinte vert clair, un débit massif et un grain fin, à tendance esquilleuse sur cassure fraîche. Elles contiennent des amphiboles calciques (magnésio-hornblendes et actinote). Elles montrent des lentilles calcitiques, des piquetages pyriteux et des feutrages épidotitiques. Au microscope, la mésostase, parfois très chloritisée, est chargée de minéraux opaques : elle contient de très petits microlites de plagioclase totalement albitisés et orientés dans la foliation principale souvent épigénisés par des minéraux opaques. On reconnaît parfois la forme de rares phénocristaux de plagioclase et de pyroxène magmatique entièrement altérés. De nombreuses vacuoles sont également présentes : de formes variées, souvent sphériques, elles sont remplies par des grandes plages de chlorite et par de la calcite finement granuleuse, englobant de très fins microlites de plagioclases acides. Ces vacuoles peuvent également contenir des minéraux opaques de grande dimension. De tels faciès représentent l'évolution rétrograde poussée de dolérites dans le faciès des Schistes Verts.

Les micaschistes alumineux - C'est le faciès le plus répandu dans le Groupe de la Claréa. Les micaschistes, sombres ou bleu-vert présentent une foliation très nette marquée par d'abondantes veinules quartzieuses. Ces veinules, généralement sub-parallèles à la foliation principale S1 sont parfois obliques à celle-ci et présentent des boudins d'étirement avec des amygdales tronçonnées. Au microscope, des lits à dominance quartzieuse ou phengitique alternent avec des lits contenant amphiboles bleues (GBM, Anx.20), biotite (ABM, Anx.19) parfois Epidote (EBM : Epidote-bearing micaschists, Anx.18). A l'échelle de l'affleurement, l'évolution entre les pôles biotite et amphibole bleue est généralement très progressive. Comme pour les niveaux basiques, la rétro-morphose vers le faciès des Schistes Verts (Anx.28) est marquée par le développement de minéraux verts (chlorite, actinote, épidote s.s, biotite verte, calcite).

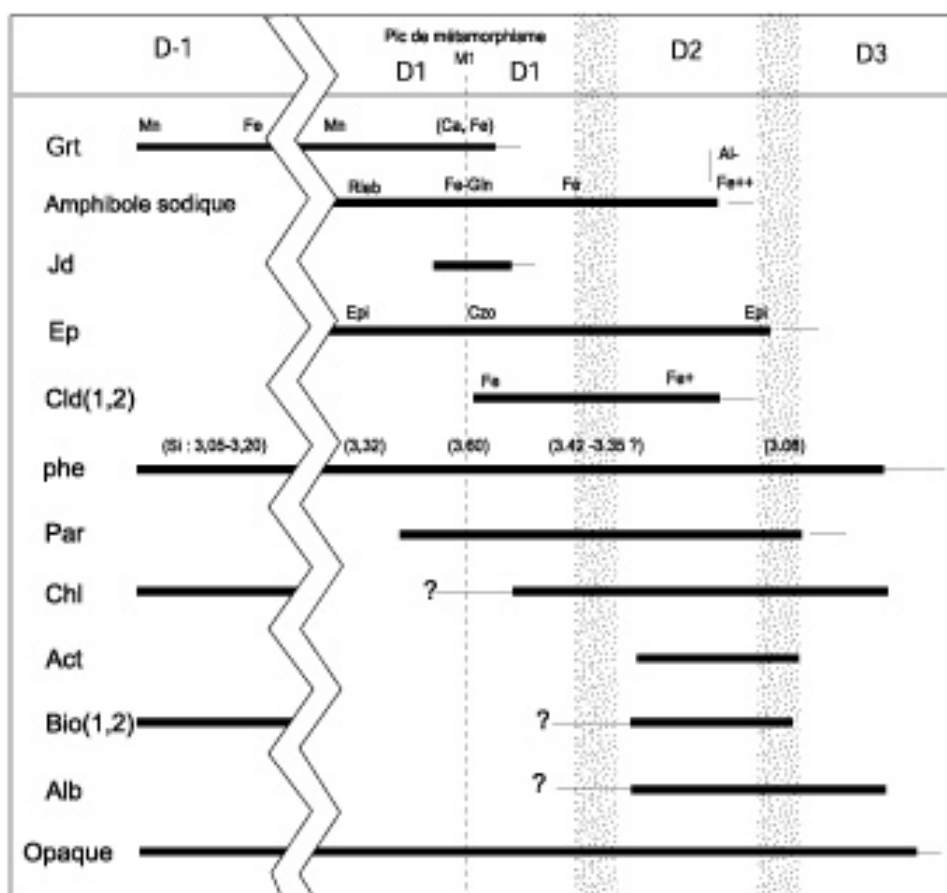


Figure 34 - Evolution chimique et minérale des paragenèses alpines et anté-alpines au cours de la déformation (D1, D2, D3). L'épisode D1 comprend selon nous trois stades métamorphiques : un stade prograde (croissance du grenat corrélée à une évolution chimique de sa composition et de celle de ses inclusions - phengite, Epidote et amphibole sodique), un pic de pression (M1 : association à jadéite-glaucophane-chloritoïde-clinozoïsite-grenat-phengite : Si > 3.45 -paragonite ± chlorite), un début de rétro-morphose (chlorite associée à des phengites D1 plus faiblement substituées : 3.35 < Si < 3.45). Le chloritoïde, jamais observé en inclusion, est vraisemblablement postérieur au pic de pression M1. La composition de ce minéral ne semble pas évoluer au cours des événements D1 et D2. Les minéraux accessoires sont présents dans toutes les paragenèses alpines et anté-alpines : il s'agit généralement d'oxydes titanés (rutilite) ou calcaréo-titanés (sphène), parfois de spinelles riches en fer de type magnétite. Cette figure ne concerne que les associations minérales analysées dans les socles de Vanoise Sud et d'Ambin.

1-1-2 - Les Groupes siliceux d'Ambin et d'Etache

Les roches volcano-sédimentaires sont représentées par des types assez variés. Il est souvent très difficile de faire la part de l'activité volcanique et de celle d'origine sédimentaire dans leur formation. Les faciès présentent tous les intermédiaires entre les véritables tufs basiques, les niveaux d'origine volcano-sédimentaire à éléments acides et les roches d'origine proprement sédimentaire.

Les tufs grossiers et les microconglomérats à éléments volcaniques acides et basiques sont intercalés dans des micaschistes et des quartzites. Les éléments volcaniques peuvent être très grossiers. Ils correspondent à d'anciens microlites agglomérés en fragments de quelques millimètres, voire à des cristaux de pyroxène magmatique entièrement chloritisés. Le ciment, le plus souvent phylliteux, calcitique et ferrugineux, peut être extrêmement réduit. Dans le cas contraire, son abondance donne un aspect bréchiue aux roches (Anx.29 -*dessin du haut-* et 30).

Les tufs fins et les quartzites à éléments volcaniques sont répandus dans tout le Groupe d'Etache. Ils forment le plus souvent des bourrages au cœur des plis. Ils présentent un ciment fin, abondant, passant localement à des greywackes granoclassés. Le fond micro-cristallin est essentiellement quartzo-feldspathique et souligné par des veines de chlorite qui s'alignent suivant la foliation de la roche. Trois types d'éléments peuvent y être observés :

- des dragées de quartz rose typiquement d'origine magmatique à texture rhyolitique (Groupe d'Etache);
- des grains de quartz roulés d'origine sédimentaire ;
- des plagioclases albitiques, riches en inclusions de chlorite et séricite.

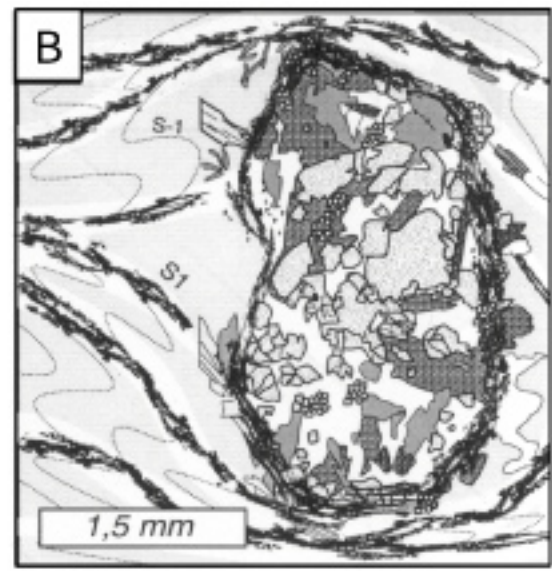
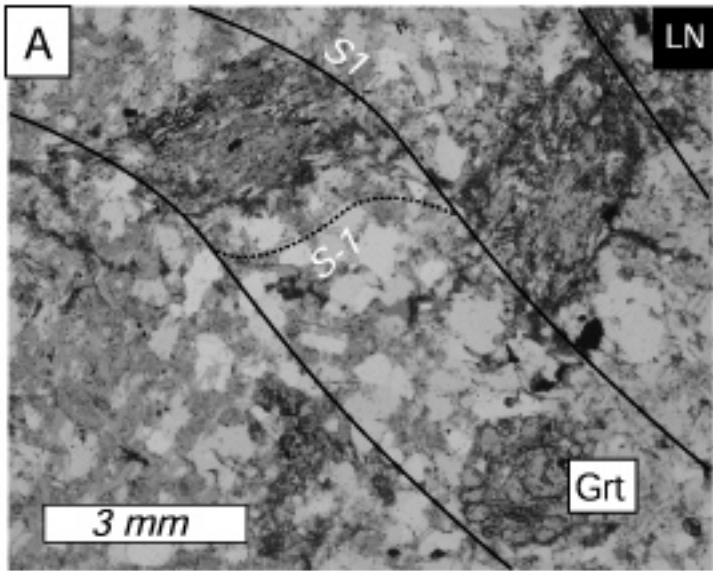
De plus, la calcite en cristaux subautomorphes est fréquemment présente.

L'ensemble schisto-conglomératique : les niveaux micro-conglomératiques schistosés (Anx.29 -*dessin du bas-*), dominant dans les Groupes d'Ambin et d'Etache, ils correspondent au faciès volcano-sédimentaire bréchiue, tuffacé et conglomératique décrit par Gay (1971). Ils contiennent par endroits une quantité impressionnante de conglomérats, mais les micaschistes quartziques avec alternance irrégulière de niveaux séricitiques et quartzo-feldspathiques dominant. La présence de fragments clastiques dans des proportions de 3 à 4 % leur confère parfois un caractère tuffacé. Ces faciès sont hétérogènes avec des niveaux détritiques de puissance centimétrique à métrique.

Les galets arrondis à ovoïdes, souvent centimétriques, observés couramment dans ces faciès sont formés :

- de porphyroclastes de plagioclase et de quartz ;
- d'agrégats de cristaux de quartz ;
- d'associations à quartz-mica qui pourrait être d'origine magmatique.

Ces galets sont structurés et presque toujours moulés par de la phengite et de petits cristaux de quartz.



C

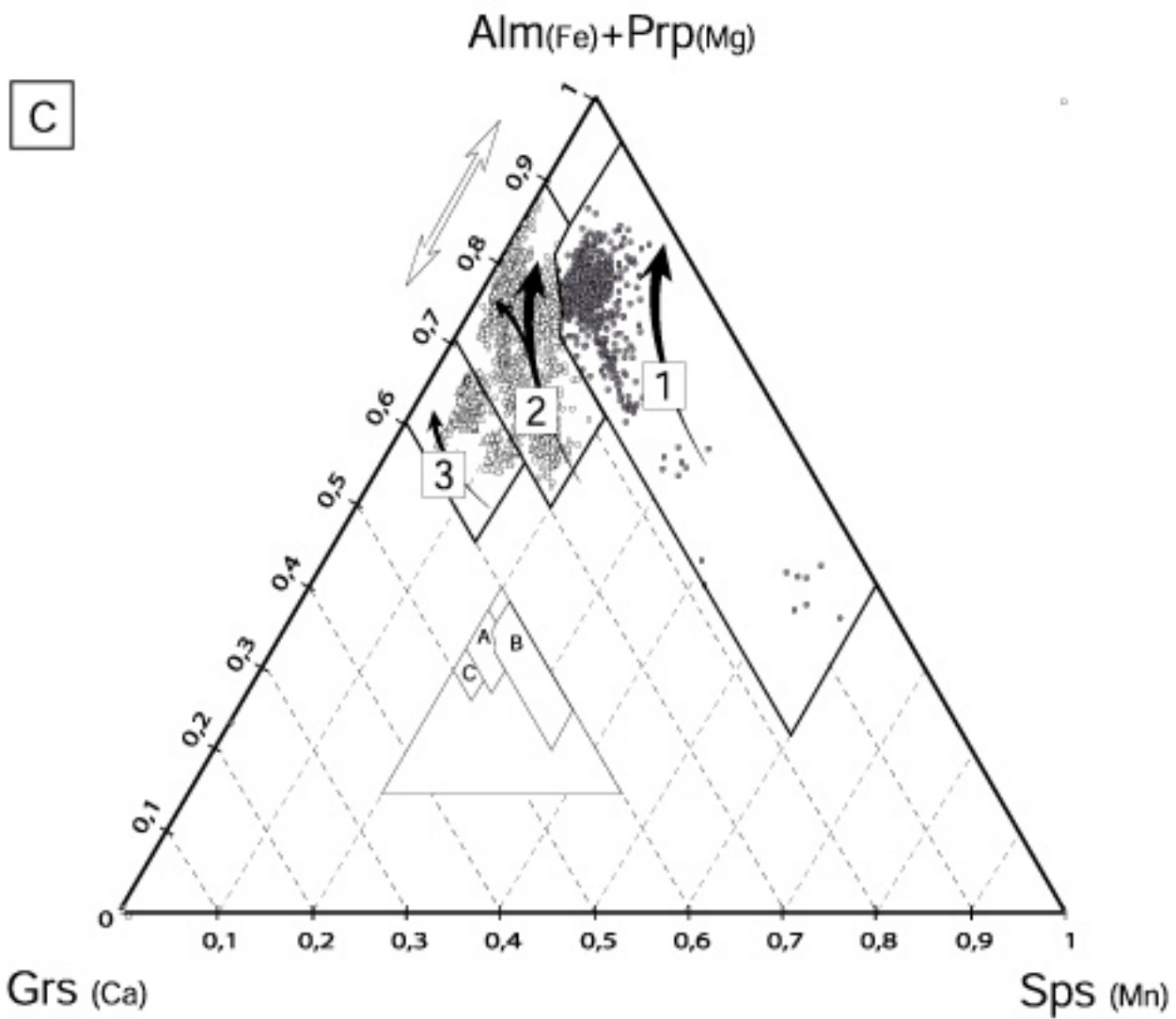


Figure 35

1-2 - Caractéristiques cristallographiques et chimiques des minéraux

Les analyses ont été effectuées sur la microsonde électronique CAMEBAX-SX100 au service de microscopie électronique de l'Université de Lausanne avec un temps de comptage de 10s par élément. Le potentiel d'accélération était de 15KV pour un courant de 20nA. Les standards utilisés sont des silicates naturels. Le volume de l'échantillon analysé, bombardé par un faisceau d'électrons, est représenté par une poire d'interaction de 3 microns de diamètre. Chaque élément constitutif du minéral émet alors un rayonnement X 'émergent' enregistré par un des quatre détecteurs. Une correction sur l'effet de l'absorption, de la fluorescence et du numéro atomique permet d'accéder au rayonnement 'primaire'. L'utilisation de relations diverses permet de déterminer la concentration des éléments dans l'échantillon, fonction du rayonnement primaire émis par l'élément dans l'échantillon et le témoin. La taille de poire (< 3 microns) fait que les minéraux trop petits sont impossibles à analyser : l'analyse résultante étant celle d'un mélange.

81 lames minces provenant des massifs d'Ambin et de Vanoise Sud ont été analysées (Anx.66 et Anx.70). Nous ne reprendrons pas une étude chimique détaillée de toutes les phases minéralogiques en présence. La plupart des paragenèses alpines à l'équilibre se situent dans les conditions du faciès des Schistes Verts. Les relations génétiques et micro-structurales entre les phases de haute pression et/ou de basse pression ont souvent été étudiées en couplant l'analyse optique à l'imagerie rayon-X. Nous nous intéresserons également aux phases minérales anté-alpines dont les compositions sont compatibles avec

Figure.35 – Evolution chimique et minérale des paragenèses alpines et anté-alpines au cours de la déformation : le cas des grenats. (A) relations géométriques entre foliation alpine (S₁) et foliation anté-alpine (S₀) dans les micaschistes à glaucophane (Ga-23a) du Groupe de la Claréa. Observer les agrégats de minéraux HP se développant au dépend d'un porphyroblaste anté-S₁ (pseudomorphose probable de staurotide) : ce porphyroblaste apparaît ± cisailé entre les plans S₁. (B) détail d'un de ces porphyroblastes : [1] : grenat alpin, [2] chloritoïde, [3] glaucophane, [4] quartz [5] muscovite héritée soulignant une fabrique anté-alpine (S₀), [6] phengite alpine D1 fortement substituée soulignant la foliation principale de la roche (S₁). Noter sur la photographie (A), en bas à droite, la pseudomorphose complète du porphyroblaste en grenat. Ce grenat est très riche en inclusions de glaucophane et de phengite HP. Le chloritoïde n'a pas été observé en inclusion.

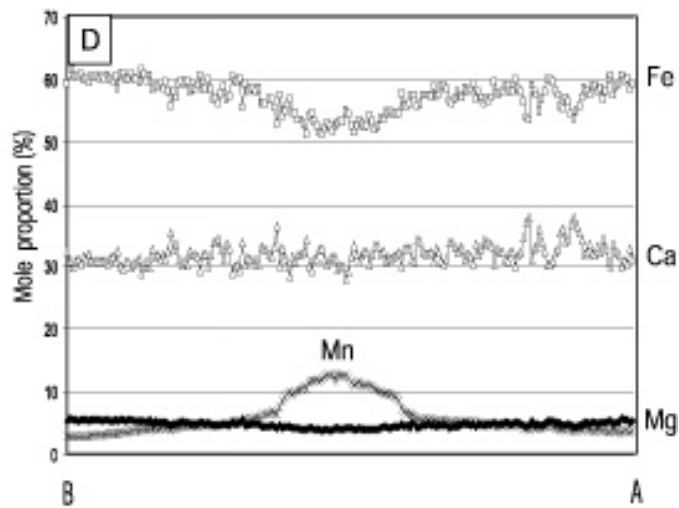
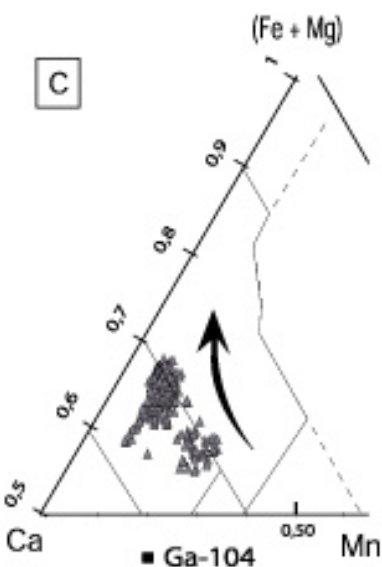
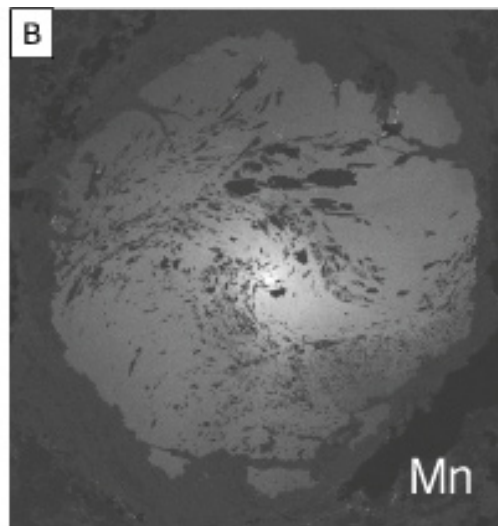
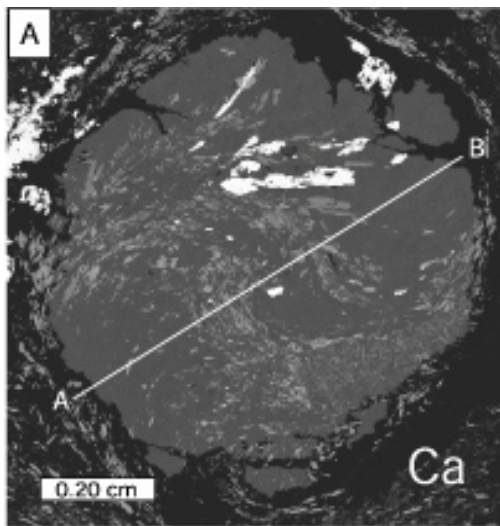
(C) Variation de composition des grenats des socles briançonnais (Ambin et Vanoise Sud) dans le diagramme ternaire (Fe/Mg – Ca – Mn). Plus de 2650 analyses (ponctuelles et transects) réalisées sur des grenats du Groupe de la Claréa ont été projetées dans ce diagramme. Trois domaines ont été individualisés :

1. le domaine des grenats anté-alpins, caractérisé par des teneurs en Mn (mol%) toujours supérieures ou égales au Ca (mol%).
2. le domaine des grenats alpins, caractérisés par des teneurs en Mn (mol%) toujours inférieures au Ca (mol%).

Ces deux générations de grenats se répartissent équitablement entre les pôles biotite (ABM) et glaucophane (GBM) des micaschistes du Groupe de la Claréa.

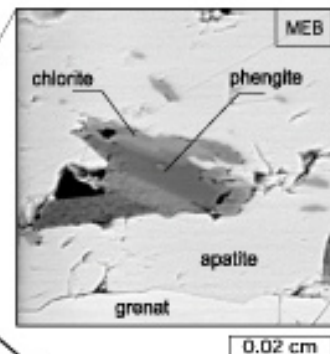
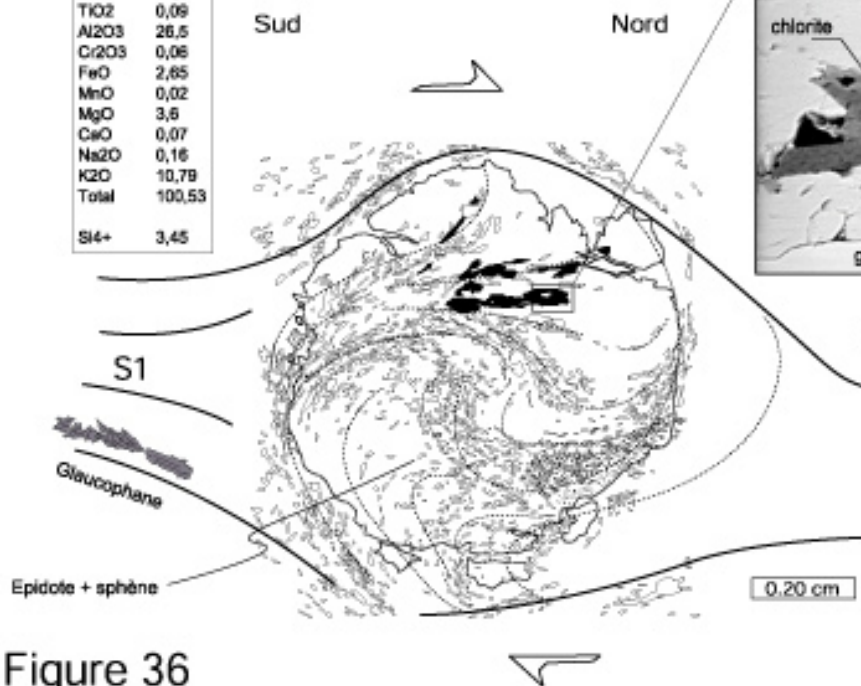
3. Le domaine des grenats alpins, caractérisé par des teneurs en Ca très élevées. Ces grenats n'apparaissent que dans les micaschistes très riches en Epidote (EBM : mélange tectonique micaschiste-métabasite ?)

La distinction grenat alpin – grenat anté-alpin est développée dans le premier article. Elle se base à la fois sur des critères minéralogiques (présence d'inclusions alpines comme le glaucophane), chimiques (sautes brutales de composition au passage d'une couronne d'inclusions alpines) et microstructuraux (foliation alpine S₁ scellée par la croissance du grenat, ...). La cartographie rayon-X (§ ; annexes 40 à 58) de ces grenats a grandement complété et facilité ce fastidieux travail de 'débroussaillage'. Les flèches noires soulignent la zonation de croissance - à Pression et Température croissante (Spear, 1993) - de ces grenats (échange FeMn₁ avec appauvrissement en Mn vers la bordure du cristal). L'échange Fe, Mg ⇌ Ca (flèche blanche à double sens) – avec, selon les cas, augmentation ou baisse du Fe au profit ou au détriment du Ca - marque probablement les derniers stades de croissance du grenat au cours du chemin métamorphique prograde et/ou rétrograde. Ce problème est à l'étude.



phengite matricielle

Label	104-11
SiO2	52,07
TiO2	0,09
Al2O3	26,5
Cr2O3	0,06
FeO	2,65
MnO	0,02
MgO	3,6
CaO	0,07
Na2O	0,16
K2O	10,79
Total	100,53
Si4+	3,45



inclusion phengite

Label	104-55
SiO2	50,56
TiO2	0,21
Al2O3	27,97
Cr2O3	0,07
FeO	2,23
MnO	0,02
MgO	3,37
CaO	0,12
Na2O	0,58
K2O	10,15
H2O(a)	2,15
Total	97,43
Si4+	3,37

Figure 36

un métamorphisme de type barrowien (Fig.34).

1-2-1 - Les minéraux anté-alpins dans le Groupe de la Claréa

Les phases minérales anté-alpines sont le plus souvent préservées au sein d'une foliation relique sub-verticale (S_{-1}). Cette foliation anté-alpine, facilement reconnaissable au cœur du massif, est de moins en moins bien exprimée au fur et à mesure que l'on approche du contact tectonique Groupe de la Claréa – Groupe d'Ambin. Elle disparaît totalement dans le Groupe d'Ambin. Les micas blancs encore présents sont alors totalement réorientés dans la fabrique D2.

Le grenat : c'est un minéral très courant dans les micaschistes de la Claréa. Son habitus correspond à celui décrit par Goffé (1975) et Desmons (1974b) à partir des grenats pluri-millimétriques échantillonnés dans le massif de Vanoise Sud. Ces grenats anté-alpins sont de type almandin (X_{Alm} : 70%) avec des teneurs en X_{Prp} , X_{Sps} et X_{Grs} autour de 10% (X_{Alm} : 0.58-0.70, X_{Prp} : 0.04-0.10, X_{Grs} : 0.08-0.15, X_{Sps} : 0.09-0.6). Ils se présentent généralement ceinturés par une bordure riche en Ca et pauvre en Mn, caractérisant la composition des grenats alpins (§ article 1). La partie interne de cette couronne est systématiquement soulignée par une traînée extrêmement dense d'inclusions parmi lesquelles nous avons découvert de l'amphibole sodique (Anx.48). Cette couronne alpine explique la taille remarquable de certains grenats (> 1 cm). Le cœur, riche en Mn, renferme uniquement en inclusion des minéraux de type barrowien (biotite, muscovite et divers phosphates de calcium).

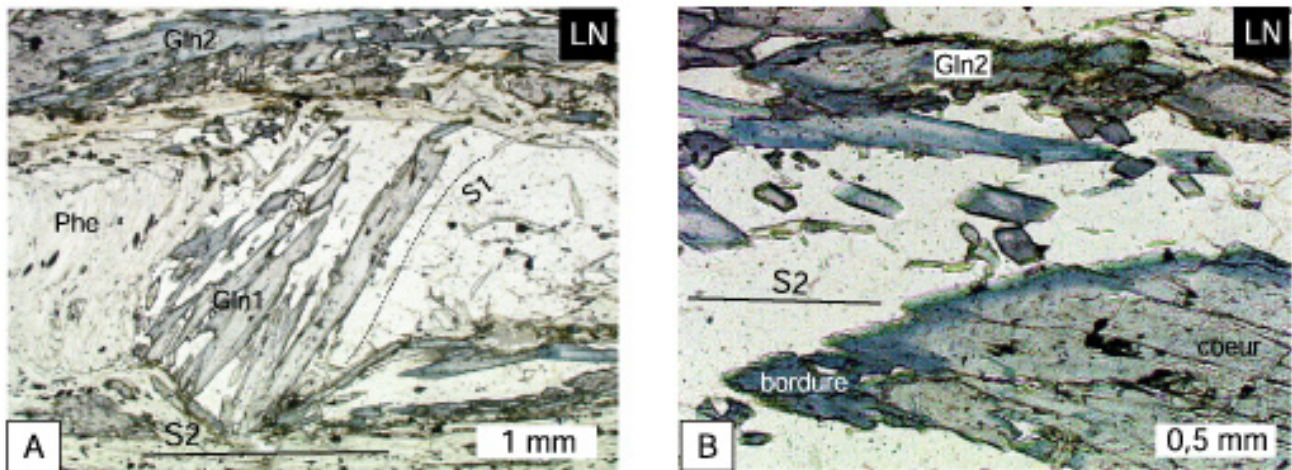
La biotite brune: ce minéral est fréquemment associé aux grenats des micaschistes de la Claréa, le plus souvent sous forme matricielle. Dans la matrice des roches, il se présente le plus souvent en grosses paillettes (atteignant 3 à 5 mm), parfois chloritisées, avec des inclusions d'apatite, de quartz arrondi et de zircons à auréoles pléochroïques. Certains cristaux présentent des bordures d'altération caractérisées par une teinte jaune en LN alors que d'autres sont chloritisés avec accumulation d'oxydes opaques le long des plans de clivage. Certaines paillettes ont aussi des extrémités effilochées et d'autres sont 'truffées' de multiples aiguilles de rutile. Dans les échantillons pauvres en biotite, celles-ci sont presque toutes chloritisées. Dans d'autres roches intensément déformées, on observe des biotites tordues, kinkées et

Figure.36 – Evolution chimique et minérale des paragenèses alpines et anté-alpines au cours de la déformation : le cas des grenats syntectoniques. (A) Ce grenat poeciloblastique provient d'un micaschiste à Epidote (EBM) échantillonné dans le massif d'Ambin (Groupe de la Claréa). La foliation principale de la roche (S1) est marquée par le développement de sphène, de clinozoïsite, de phengite, de glaucophane et de chlorite. Cette foliation est scellée puis déformée progressivement par la croissance hélicitique du grenat qui se produit selon nous à Pression et Température croissantes :

1. Un profil chimique à travers le grenat (transect [AB]) révèle effectivement une diminution progressive du Mn au profit du Fe (D). Cet échange $FeMn_p$, presque continue du cœur vers la bordure du cristal (§ Fig.A.10), est souligné dans le diagramme ternaire (C) par une flèche noire (les points projetés correspondent à ceux du transect). Ce type de zonation est interprétée par Spear (1993) comme une zonation de croissance à P et T croissantes
2. Les phengites en inclusion (E), piégées lors des stades métamorphiques progrades accompagnant la croissance du grenat, documentent des pressions 'relatives' moins élevées ($Si^{4+} \sim 3.37$) que celles des phengites matricielles ($Si^{4+} \sim 3.45$). L'ordre de grandeur ne peut être fourni car nous travaillons sur des roches acido-basiques.

Le développement de la S1 semble donc être progressif : les premières fabriques S1 sont vraisemblablement antérieures au pic de pression.

Cette synergie entre d'une part l'analyse des compositions chimiques et d'autre part l'analyse des microstructures donne généralement d'excellents résultats : la queue d'enroulement, soulignée dans le cœur du grenat par des inclusions calciques et titanées, se calque parfaitement avec celle révélée à partir d'une cartographie rayon-X du manganèse (B). La richesse en un élément (Ca et Mn) s'exprime sur ces cartographies par une zone claire.



Label	53b-1	53b-2	53b-3	53b-4	53b-5	53b-6	53b-7	53b-8	53b-9	53b-10	53b-11	53b-12	53b-13	53b-14	53b-15	53b-16	53b-17	53b-18	53b-19	53b-20
SiO2	55,23	56,17	55,37	55,71	55,49	56,07	55,89	55,84	55,07	55,32	56,27	55,96	56,01	55,81	55,58	55,8	56,22	55,36	55,98	55,14
TiO2	0,06	0,04	0,16	0,17	0,35	0,17	0,14	0,09	0,09	0,13	0,11	0,16	0,21	0,12	0,22	0,23	0,1	0,13	0,04	0,04
Al2O3	7,92	11,12	11,44	11,28	10,88	11,34	11,37	11,2	11,25	11,22	11,3	11,12	11,08	11,03	11,32	11,43	11,01	11,07	9,73	7,81
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2O3	3,87	0,6	0,62	0,8	0,87	0,7	0,38	0,62	0	0,61	0,38	0	0	0,4	0	0	0,37	0	2,28	4,36
FeO	15,47	14,76	14,99	15,79	15,18	15,56	15,25	14,96	15,88	15,34	15,48	16,61	15,96	15,79	15,02	14,58	14,57	15,36	15,16	14,66
MnO	0,04	0,27	0,21	0,33	0,26	0,16	0,23	0,27	0,13	0,25	0,19	0,23	0,27	0,19	0,28	0,23	0,23	0,22	0,17	0,07
MgO	7,08	6,09	6,06	5,57	6	5,85	5,66	5,88	5,21	5,72	5,73	5,53	5,45	5,64	6,03	6,09	6,54	5,83	6,3	7,12
CaO	0,25	0,14	0,18	0,27	0,36	0,21	0,21	0,09	0,16	0,23	0,13	0,27	0,25	0,25	0,24	0,23	0,24	0,26	0,16	0,3
Na2O	6,81	7,06	6,97	7,1	7,08	7,11	7,11	7,16	6,43	6,99	7,12	6,74	6,97	7,22	6,75	6,95	6,94	6,83	6,82	6,76
K2O	0,32	0,08	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0,01	0,02	0	0,02	0,02	0,01	0,04	0,04	0,04	0,2
Total	97,05	96,33	96,01	97,03	96,48	97,18	96,04	96,12	94,23	95,82	96,72	96,64	96,19	96,47	95,46	95,55	96,27	95,1	96,68	96,47

Formule structurale calculée sur 23 oxygènes

Si	7,96	8,00	7,93	7,93	7,94	7,95	7,97	7,98	8,03	7,95	8,00	8,00	8,02	7,98	7,98	7,99	8,00	8,00	8,01	7,98
Ti	0,01	0,00	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00
Al	1,35	1,87	1,93	1,89	1,83	1,90	1,92	1,89	1,93	1,90	1,89	1,87	1,87	1,85	1,92	1,93	1,85	1,89	1,84	1,33
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,42	0,06	0,07	0,09	0,09	0,08	0,04	0,07	0,00	0,07	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,25	0,48
Fe2+	1,87	1,76	1,80	1,88	1,82	1,85	1,83	1,79	1,94	1,84	1,84	1,99	1,91	1,89	1,81	1,75	1,74	1,86	1,81	1,77
Mn	0,01	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
Mg	1,52	1,29	1,29	1,18	1,28	1,24	1,21	1,25	1,13	1,23	1,21	1,18	1,18	1,20	1,29	1,30	1,39	1,28	1,34	1,54
Ca	0,04	0,02	0,03	0,04	0,06	0,03	0,03	0,01	0,03	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05
Na	1,90	1,95	1,94	1,96	1,97	1,96	1,98	1,99	1,82	1,95	1,96	1,87	1,94	2,00	1,88	1,93	1,92	1,91	1,89	1,90
K	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,04
Total	15,13	15,01	15,02	15,04	15,05	15,03	15,02	15,02	14,90	15,02	15,01	14,99	14,99	15,06	14,98	14,99	15,01	15,00	15,00	15,08



Figure.37A - Evolution chimique et minérale des paragenèses alpines et anté-alpines au cours de la déformation : le cas des glaucophanes. L'échantillon Ga-53b a été prélevé dans le flanc d'un pli P2 affectant le Groupe de la Claréa - secteur " La Valette ". Une foliation extrêmement pénétrative, marquée par des baguettes de glaucophane tronçonnées, se développe dans le plan axial (S2) de ce pli isoclinal. La majorité des amphiboles sodiques correspondent à des glaucophanes D1 réorientés mécaniquement dans la fabrique D2. Ces microlithons de S1 s'observent parfois dans la lame (A). La rétro-morphose de ces glaucophanes se traduit par une évolution chimique vers le pôle crossite. Cette composition ferrifère n'apparaît qu'à la bordure des cristaux et ne peut être corrélée avec les microstructures de la lame. Comme pour le grenat de la lame Ga-78 (Fig.37B), il s'agit peut être d'un phénomène tardif de diffusion, n'ayant aucun lien avec la rétro-morphose D2.

à extinctions en bande ; elles apparaissent aussi délaminiées en fines lamelles et réorientées au sein de bandes de cisaillement alpines (Anx.43). Leur chimisme est très constant (Anx. 70) et dans un même cristal aucune zonation chimique n'a été relevée. Ce minéral apparaît également en inclusion dans le cœur des grenats anté-alpins avec qui il semble être en équilibre (biotite automorphe de grande taille présentant des contours nets). Dans la couronne alpine de ces mêmes grenats, les biotites \pm xénomorphes et de petite taille apparaissent systématiquement fragmentées et auréolées de chlorite. Leur composition est identique à celle des biotites analysées au cœur des grenats anté-alpins.

La muscovite : c'est la phase minérale la plus représentative de l'événement anté-alpin et la mieux préservée. Elle s'observe très couramment dans les micaschistes du Groupe de la Claréa et d'Ambin. Optiquement, ce mica blanc est facilement distinguable des phengites alpines : il apparaît toujours en larges paillettes, tordues, kinkées et plus ou moins réorientées dans les fabriques alpines (Fig.39 et Anx.48). Les micas phengitiques verdâtres qui le destabilisent à ses bordures sont de génération alpine. Chimiquement, le rapport $(Al^{total} + Na) / Si^{4+}$ est toujours supérieur à 1.5, ce qui les distingue nettement des phengites pour lesquelles ce rapport n'excède jamais une telle valeur (Dalla Torre et al, 1996).

Les plagioclases : ces minéraux apparaissent en proportions variables selon les échantillons, ils ne dépassent jamais plus de 30 % des phases en présence dans les micaschistes, les glaucophanites et les amphibolites du Groupe de la Claréa. Ce sont des plagioclases à composition d'albite (An2 - An7), aucune relique de plagioclase calcique ($> An 10$) n'a été observée. Ces feldspaths, probablement d'origine métamorphique, présentent souvent une altération au centre et un agrégat finement cristallisé de clinozoïsite, de quartz et de micas sodi-potassiques (solution solide entre la paragonite et la phengite de haute pression). L'analyse de leur frange limpide montre qu'elle est albitique. Au sein d'anciennes unités barowiennes, cette composition des feldspaths, toujours albitiques, contraste donc avec celle que l'on s'attendrait à trouver s'ils n'avaient pas été transformés par le métamorphisme alpin. La libération du calcium, entrant dans les silicates calciques observables en inclusion, entraîne ainsi une augmentation de la teneur en albite.

Les amphiboles calciques : des reliquats de hornblende porphyroblastique ont été analysés dans des amphibolites du Groupe de la Claréa. Ce minéral de HT-BP est le plus souvent entièrement remplacé par des micas phengitiques et/ou par de la chlorite.

1-2-2 - Les phases minérales alpines dans les Groupes de la Claréa et d'Ambin

Le pyroxène jadéitique : cette phase de HP-BT est peu fréquente dans les roches de la Claréa. Elle n'a pas encore été observée dans le Groupe d'Ambin. Son occurrence et sa composition semblent devoir dépendre du chimisme originel de la roche et plus spécifiquement de l'abondance en feldspaths sodiques. Dans les micaschistes à biotite, ce minéral apparaît sous forme de grains millimétriques à l'intérieur de grandes plages albitiques. Il s'agit de jadéite presque pure ($X_{jd} : 0.88$). Dans les micaschistes à glaucophane, les rares cristaux de pyroxènes préservés de la rétro-morphose, présentent des tailles supérieures à 3-5 mm. Ils sont directement frangés par des amphiboles sodiques aciculaires, prismatiques ou filiformes, en association étroite avec un liseré de clinozoïsite en grains. Ces minéraux apparaissent également en inclusions dans les cristaux de pyroxène. La teneur en jadéite de ces pyroxènes ne dépasse pas 0.55. Il est intéressant de noter que cette phase de HP-BT est toujours associée à la foliation S1 des roches (Fig.C.8c).

Le grenat : les grenats alpins abondent dans les micaschistes du Groupe de la Claréa. Ils apparaissent

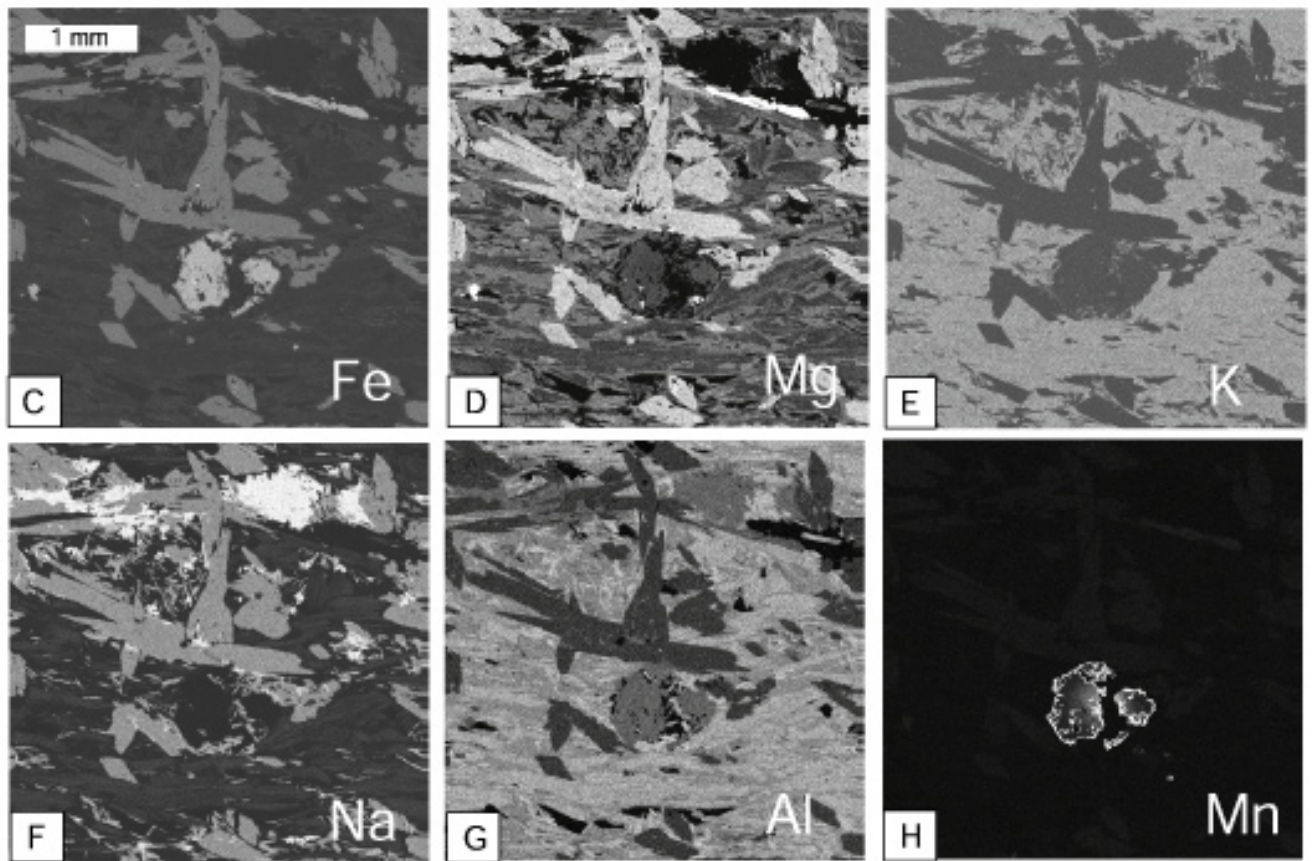
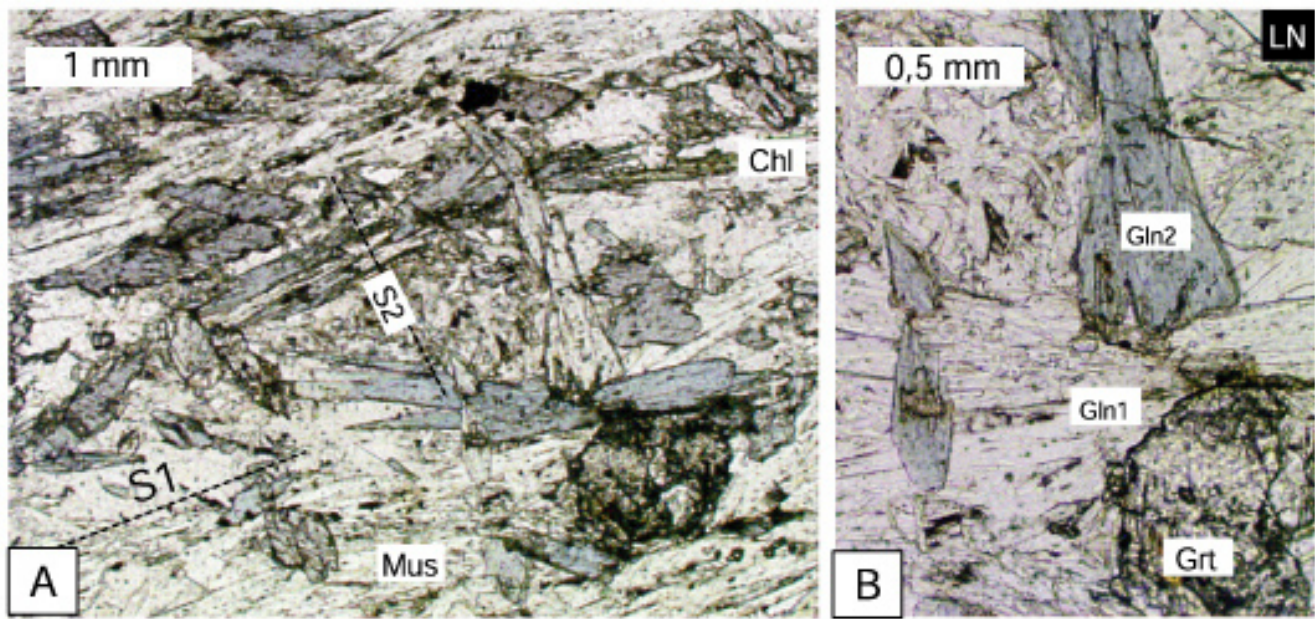


Figure 37B

souvent sous forme de petits grains automorphes (Fig.A.6a) alignés parallèlement à la foliation principale S1. Ils se rassemblent parfois en amas complexes, associés à des phases minérales diverses comme l'amphibole sodique, le pyroxène jadéitique, la clinozoïsite, la phengite ou le chloritoïde au sein de lentilles sericito-siliceuses contournées par la S1 (Fig.35A). Ces lentilles pourraient correspondre à des pseudomorphoses de staurotide anté-alpine déstabilisée selon la réaction $St + Ky + Grt \square Cld + Qtz$ (Spear & Cheney, 1989). Lorsque les petits grenats deviennent coalescents, ils finissent par former des grenats pluri-millimétriques riches en inclusions (Anx.58), contenant, entre autres, l'amphibole sodique (Anx.50) et la phengite alpine (Anx.54). Les analyses à la microsonde de ces grenats montrent qu'il s'agit de solutions solides entre les pôles almandin, pyrope, spessartine et grossulaire (X_{Alm} : 0.52-0.84, X_{Prp} : 0.01-0.08, X_{Grs} : 0.18-0.35, X_{Sps} : 0.0-0.16 ; Tab.3). Leur forte teneur en Ca (X_{Grs} : 20 - 25% - exceptionnellement 35% pour les grenats provenant des EBM - Fig.35C), est toujours supérieure à la teneur en Mn ; elle permet de les distinguer facilement des grenats anté-alpins. L'échange $(Fe \pm Ca)Mn_{-1}$ avec décroissance du Mn vers la bordure de ces grenats caractérise une zonation de croissance à pression et température croissante (Spear, 1993). Cette croissance n'est pas statique, elle se produit au cours de la déformation D1 en régime non-coaxial (voir en particulier la Fig. 36). Dans le diagramme [Fe,Mg-Ca-Mn], la dispersion des grenats le long de l'axe Fe, Mg \square Ca avec, selon les cas, augmentation (Anx.57a) ou baisse du Fe (Anx.54) au profit ou au détriment du Ca est plus difficilement interprétable. Elle marque probablement les derniers stades de croissance du grenat au cours du chemin métamorphique prograde et/ou rétrograde. Dans un même cristal, l'échange Fe, Mg \square Ca peut s'inverser à plusieurs reprises. La comparaison des vitesses de croissance entre grenats alpin et anté-alpins par cartographie des éléments traces REE/Y/Yb (Chernoff & Carlson, 1999) n'est pas réalisable (Anx.40b) : la répartition de Y et Yb dans les grenats du socle est rarement corrélée avec la zonation métamorphique $FeMn_{-1}$ de ces derniers (concentration des Terres Rares le long des fractures).

Les amphiboles sodiques : ces amphiboles se présentent généralement dans la matrice sous forme de gros cristaux tabulaires pléochroïques dans le bleu clair à vert pâle, parfois maclés. Leur composition est très semblable d'une roche à l'autre : il s'agit de ferro-glaucophane. De légères variations de composition sont parfois décelables au sein d'un même cristal (teneur en Al^{IV}) ce qui induit une zonation concentrique observable en lame mince (Fig.37A). Ce minéral est souvent déstabilisé dans le faciès des Schistes Verts (actinote et chlorite) : l'amphibole passe par une phase de lamellisation précédant la chloritisation de plus basse pression et/ou température. D'abondants granules de minéraux opaques se disposent alors le long des plans de clivage. Le ferro-glaucophane est également présent en inclusion dans le grenat alpin riche en calcium. Un composé plus riche en fer, la ferro-riébéckite, a été analysé

Figure.37B – Evolution chimique et minérale des paragenèses alpines et anté-alpines au cours de la déformation : le cas des glaucophanes. La lame Ga-78 a été échantillonnée dans la tête ' du pli de Fond d'Aussois ' - Groupe de la Claréa. Ce pli correspond à une figure d'interférence P1-P2, plus précisément à un rebroussement d'une tête de pli P1 précoce par un cisaillement $\Phi 2$ sus-jacent (voir figure.23 et 24). Une foliation S2 subhorizontale, associée à ce rebroussement, recoupe avec un angle très fort la foliation alpine précoce S1. Cette S1, fortement pénétrative, est marquée par des associations minéralogiques à grenat-glaucophane (1) –paragonite- phengite fortement substituée ($Si^{++} > 3.35$) -chlorite \pm clinozoïsite \pm jadéite \pm chloritoïde. La S2, faiblement pénétrative, est marquée par des associations à glaucophane(2) – phengite moyennement substituée ($Si^{++} \sim 3.35$, exceptionnellement 3.42) – paragonite et chlorite. Les compositions chimiques des assemblages D1 et D2 sont données dans les tableaux 1, 2, 3 et 4. (A) Les glaucophanes(2) analysés n'ont rien de comparable avec les minéraux D1 que l'on retrouve souvent réorientés par le cisaillement D2 (§ Fig.12D). Ils ont cristallisés dans la foliation S2 et apparaissent sécants sur les glaucophanes D1. Comme le laissait présager la cartographie rayon-X réalisée sur cette même plage (A), la composition des glaucophanes(1) et (2) est strictement identique. (B) : détail de la photographie (A). Ce site géologique est unique car il permet de corrélér, à l'échelle d'un même affleurement, une fabrique S2 'Schiste Bleu' avec le fonctionnement d'un grand cisaillement $\Phi 2$ à vergence Est. Noter sur l'image électronique (H) l'enrichissement en Mn à la bordure du grenat : diffusion tardive ?

Tableau.1 - composition des micas blancs de la lame Ga-78

Stade	Par		Phe		Par		Phe		Phe		Phe		Phe		Phe		Phe		Musc			
	D1	D1	D2	D2	D1	D1	D2	D2	D1	D1	D2	D2	D1	D1	D2	D2	D1	D1	D2	D2	anti- α lin	
Label	78-18	78-16	78-17	78-48	78-49	78-50	78-51	78-52	78-53	78-54	78-55	78-59	78-60	78-42	78-43	78-46	78-19					
SiO2	47,26	51,87	50,01	50,62	49,59	50,98	50,02	50,48	49,99	50,02	50,65	51,01	50,79	49,84	48,79	48,28	47,23					
TiO2	0,02	0,05	0,06	0,17	0,13	0,13	0,13	0,17	0,14	0,19	0,15	0,05	0,06	0,19	0,21	0,36	0,64					
Al2O3	39,32	27,03	26,3	36,97	27,27	27,99	27,81	27,36	28,2	27,73	27,36	26,83	32,36	27,72	27,91	32,72	32,88					
Cr2O3	0,02	0,02	0,01	0,03	0,04	0,04	0,01	0,02	0,03	0,04	0,04	0,01	0,01	0,03	0,02	0,04	0,03					
FeO	0,42	3,86	4,06	3,86	3,57	3,45	3,37	3,54	3,33	3,38	3,82	4,09	2,25	3,65	3,43	2,52	1,8					
MnO	0,02	0,04	0,05	0,01	0,07	0,05	0,07	0,06	0,06	0,03	0,08	0,05	0,08	0,03	0,04	0,05	0,02					
MgO	0,47	2,75	2,86	0,44	2,7	2,78	2,6	2,83	2,48	2,74	2,72	2,96	1,66	2,69	2,49	1,67	1,92					
CaO	0,06	0,07	0,05	0,09	0,02	0,01	0,01	0,05	0,04	0	0	0,05	0,08	0,03	0,01	0,08	0,02					
Na2O	6,47	0,24	0,19	6,92	0,23	0,24	0,25	0,23	0,27	0,22	0,24	0,3	2,71	0,26	0,27	0,6	1,11					
K2O	0,3	9,68	10,44	0,77	10,19	10,59	9,79	10,52	10,1	10,71	10,52	10,36	5,94	10,52	10,34	10,2	9,84					
Total	94,36	85,41	84,05	85,04	85,19	84,67	85,15	84,72	85,08	85,26	85,58	85,71	85,96	84,96	83,5	96,54	85,29					

Formule structurale calculée sur 22 oxygènes

Si	6,06	6,90	6,82	6,01	6,84	6,77	6,81	6,78	6,73	6,74	6,79	6,83	6,58	6,72	6,68	6,37	6,29					
Al	5,84	4,24	4,23	5,89	4,30	4,46	4,38	4,33	4,48	4,40	4,32	4,23	4,94	4,41	4,50	5,09	5,16					
ALIV	1,94	1,10	1,18	1,99	1,16	1,30	1,19	1,22	1,27	1,25	1,21	1,17	1,42	1,28	1,32	1,63	1,71					
ALVI	3,99	3,14	3,05	3,91	3,14	3,16	3,19	3,11	3,21	3,14	3,11	3,06	3,52	3,13	3,18	3,45	3,45					
Ti	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,06					
Fe	0,05	0,41	0,46	0,10	0,39	0,41	0,40	0,40	0,38	0,38	0,43	0,46	0,24	0,41	0,39	0,28	0,20					
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00					
Mg	0,09	0,55	0,58	0,08	0,54	0,56	0,56	0,57	0,50	0,55	0,54	0,59	0,32	0,54	0,51	0,33	0,38					
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00					
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
Na	1,61	0,06	0,05	1,72	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,08	0,68	0,07	0,07	0,15	0,29					
K	0,05	1,64	1,82	0,13	1,74	1,83	1,80	1,80	1,74	1,84	1,80	1,77	0,98	1,81	1,81	1,72	1,64					
Total	27,74	28,06	26,22	27,85	26,20	26,45	26,23	26,30	26,39	26,39	26,29	26,21	26,71	26,40	26,49	27,07	27,19					
XFe	0,33	0,43	0,44	0,54	0,42	0,43	0,42	0,41	0,43	0,41	0,44	0,44	0,43	0,43	0,44	0,46	0,34					
Si4+	3,45	3,41	3,42	3,40	3,40	3,35	3,41	3,39	3,37	3,37	3,39	3,41	3,29	3,36	3,34	3,18	3,14					

Tableau.2 - composition des chlorites de la lame Ga-78

Stade	D1	D1	D1	D2	D2	D2	D2	D2	D2	D2	D2	D2	D2
Label	78-11	78-12	78-13	78-27	78-33	78-34	78-35	78-37	78-39	78-44	78-56	78-56	78-56
SiO2	24,84	24,53	24,00	24,46	24,89	24,51	24,52	24,06	24,04	25,34	24,59	24,59	24,59
TiO2	0,09	0,07	0,09	0,08	0,06	0,05	0,08	0,05	0,08	0,06	0,14	0,14	0,08
Al2O3	20,05	20,64	20,57	19,93	19,75	19,94	20,34	20,13	20,51	19,71	20,55	20,55	21,23
Cr2O3	0,03	0,02	0,05	0,06	0,00	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02
Fe2O3	35,55	35,61	35,43	35,93	35,49	35,47	35,59	35,06	35,62	34,85	34,97	34,97	35,25
MnO	0,48	0,00	0,69	0,90	0,72	0,59	0,53	0,57	0,55	0,79	0,49	0,49	0,99
MgO	11,08	10,74	10,72	10,94	10,89	10,56	10,71	11,00	10,55	11,26	10,99	10,99	1,98
CaO	0,03	0,02	0,02	0,02	0,06	0,04	0,02	0,01	0,06	0,02	0,06	0,06	7,95
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02
K2O	0,03	0,06	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,04	0,04	0,02
Total	92,72	92,43	92,16	91,94	91,97	91,22	91,79	92,62	92,05	92,03	91,92	91,92	0

Formule structurale calculée sur 14 oxygènes

Si	2,67	2,60	2,61	2,61	2,66	2,63	2,61	2,63	2,62	2,68	2,61	2,61
Al	2,55	2,58	2,57	2,51	2,48	2,52	2,56	2,51	2,57	2,46	2,57	2,57
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	3,12	3,15	3,14	3,21	3,16	3,19	3,17	3,18	3,17	3,09	3,10	3,10
Mn	0,04	0,07	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,04	0,04
Mg	1,73	1,70	1,70	1,74	1,73	1,69	1,70	1,73	1,67	1,78	1,74	1,74
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Total	10,14	10,11	10,10	10,13	10,10	10,10	10,10	10,11	10,09	10,09	10,10	10,10

XFe 0,64 0,65 0,65 0,65 0,65 0,65 0,65 0,65 0,65 0,65 0,65 0,64 0,64

Tableau.3 - composition des grenats Alpins de la lame Ga-78

Stade	D1	D1	D1	D1	D1	D1
Label	78-14	78-15	78-26	78-26	78-58	78-58
SiO2	36,27	36,74	36,31	36,31	36,94	36,94
TiO2	0,07	0,10	0,13	0,13	0,08	0,08
Al2O3	21,30	21,17	21,21	21,21	21,23	21,23
Cr2O3	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
FeO	34,38	35,47	35,51	35,51	35,25	35,25
MnO	3,30	0,70	1,73	1,73	0,99	0,99
MgO	1,47	1,98	1,50	1,50	1,98	1,98
CaO	6,82	7,37	6,94	6,94	7,95	7,95
Na2O	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
K2O	0	0	0,01	0,01	0	0

Formule structurale calculée sur 12 oxygènes

Si	2,84	2,86	2,84	2,84	2,87	2,87
AlIV	0,16	0,14	0,16	0,16	0,13	0,13
AlVI	1,79	1,80	1,79	1,79	1,82	1,82
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,21	0,20	0,20	0,20	0,18	0,18
Fe2+	2,04	2,11	2,13	2,13	2,12	2,12
Mg	0,17	0,23	0,17	0,17	0,23	0,23
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,22	0,05	0,11	0,11	0,07	0,07
Ca	0,57	0,61	0,58	0,58	0,59	0,59
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Alm 0,68 0,70 0,71 0,71 0,71 0,71
 Spes 0,07 0,02 0,04 0,04 0,02 0,02
 Grs 0,19 0,20 0,19 0,19 0,20 0,20
 Py 0,06 0,06 0,06 0,06 0,06 0,06

Tableau.4 - composition des amphiboles sodiques de la lame Ga-78

Stade Label	D1 78-4	D1 78-5	D1 78-6	D1 78-7	D1 78-8	D1 78-20	D1 78-21	D1 78-22	D1 78-23	D1 78-29	D2 78-1	D2 78-2	D2 78-3	D2 78-9	D2 78-10	D2 78-24	D2 78-25	D2 78-26	D2 78-30	D2 78-31	D2 78-32	D2 78-36
SiO2	54,94	55,39	53,67	54,89	54,41	55,35	54,42	54,08	54,64	54,79	55,69	53,04	55,59	55,39	53,64	54,01	54,34	56,35	55,26	56,39	56,53	54,59
TiO2	0,09	0,19	0,22	0,23	0,17	0,14	0,07	0,33	0,08	0,11	0,13	0,16	0,09	0,14	0,21	0,17	0,17	0,03	0,18	0,04	0,03	0,18
Al2O3	11,7	11,61	12,39	11,5	11,78	11,31	12,19	11,97	11,38	10,66	11,12	12,26	11,57	11,17	12,13	12,25	11,71	11,41	11,63	11,43	11,44	11,9
Cr2O3	0,04	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,05	0,02	0,04	0,06	0,02	0,02	0,03	0,06	0,08	0,04	0,02	0,01	0,03
Fe2O3	0,77	0,78	0,77	1,02	0,87	0,96	0,64	0,92	1	1,81	1,09	0,82	0,58	0,87	0,97	0,83	0,98	0,7	0,91	0,02	0,06	1,03
FeO	15,85	16,65	16,86	16,86	17,1	16,15	17,53	17,05	16,33	16,94	16,94	17,27	17,13	17,3	16,95	17,06	17,3	16,37	17,3	16,41	16,65	17,41
MnO	0,3	0,25	0,28	0,25	0,23	0,33	0,3	0,32	0,29	0,23	0,27	0,25	0,33	0,24	0,32	0,21	0,38	0,23	0,37	0,14	0,22	0,25
MgO	5,6	5,16	4,85	5,19	4,99	5,46	4,65	4,89	5,41	5,5	5,21	4,76	5,09	5,03	5	4,94	4,92	5,43	4,91	5,58	5,5	4,94
CaO	0,14	0,28	0,58	0,47	0,4	0,33	0,63	0,6	0,21	0,86	0,36	0,46	0,49	0,35	0,55	0,73	0,44	0,2	0,38	0,14	0,09	0,95
Na2O	7,22	7,18	7,35	7,02	6,99	7,09	6,73	7,11	7,11	6,75	7	7,03	6,84	6,88	7,17	6,98	7,02	7,17	7,02	7	7	6,67
K2O	0	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0	0,01	0,02	0	0,01
Total	96,65	97,53	97,01	97,45	97	97,18	97,2	97,31	96,48	97,71	97,86	96,12	97,81	97,43	97	97,24	97,14	97,98	98,01	97,19	97,53	97,95

Formule structurale calculée sur 23 oxygènes

Si	7,87	7,88	7,73	7,84	7,82	7,90	7,81	7,76	7,87	7,84	7,91	7,72	7,90	7,91	7,73	7,75	7,81	7,95	7,86	8,00	8,00	7,78
Ti	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02
Al	1,98	1,95	2,10	1,94	2,00	1,90	2,06	2,03	1,93	1,80	1,86	2,10	1,94	1,88	2,06	2,07	1,98	1,90	1,95	1,91	1,91	2,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,08	0,08	0,08	0,11	0,09	0,10	0,07	0,10	0,11	0,20	0,12	0,09	0,06	0,09	0,11	0,09	0,11	0,08	0,10	0,00	0,01	0,11
Fe2	1,90	1,98	2,03	2,01	2,06	1,93	2,10	2,05	1,97	2,03	2,01	2,10	2,04	2,07	2,04	2,05	2,05	1,93	2,06	1,95	1,97	2,08
Mn	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,05	0,03	0,05	0,02	0,03	0,03
Mg	1,20	1,09	1,04	1,11	1,07	1,16	0,99	1,05	1,16	1,17	1,10	1,03	1,08	1,07	1,07	1,06	1,05	1,14	1,04	1,18	1,16	1,05
Ca	0,02	0,04	0,09	0,07	0,06	0,05	0,10	0,09	0,03	0,13	0,06	0,07	0,08	0,05	0,09	0,11	0,07	0,03	0,06	0,02	0,01	0,15
Na	2,01	1,98	2,05	1,95	1,95	1,96	1,87	1,98	1,99	1,87	1,93	1,98	1,88	1,91	2,00	1,94	1,96	1,96	1,94	1,93	1,92	1,84
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	15,096	15,071	15,165	15,083	15,094	15,067	15,057	15,13	15,099	15,086	15,047	15,16	15,034	15,038	15,17	15,124	15,107	15,035	15,066	15,007	15,004	15,063

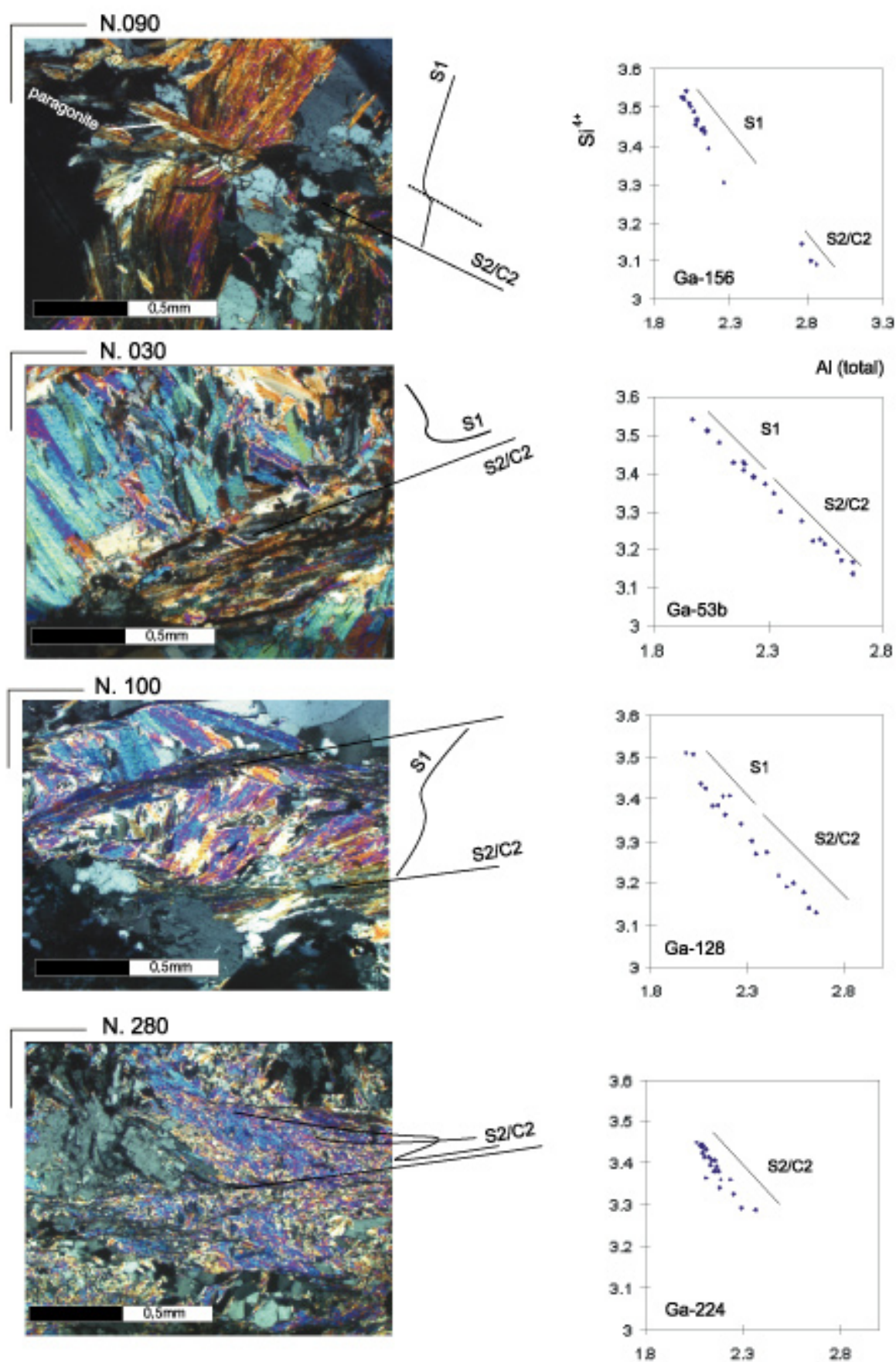
Tableau.5 - composition des chloritodes des lames Ga-53 et Ga-78

Stade Label	D1 53-d1-39	D1 d1-42	D1 d2-78	D1 d2-101	D1 d2-103	D1 d3-116	D1 d3-117	D2 78-1-1	D2 78-1-4	D2 78-1-7	D2 78-1-10
SiO2	23,97	23,87	23,87	24,16	24,04	24,18	24,29	24,01	23,69	23,77	23,75
TiO2	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,01	0,02	0	0,05	0	0,02
Al2O3	40,05	40,39	39,87	40,49	40,35	40,79	40,35	37,92	36,36	36,08	38,46
Cr2O3	0,01	0,03	0,04	0,02	0,03	0,02	0,05	0	0,08	0,06	0,02
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	26,01	26,16	25,99	26,03	26,11	25,98	25,71	27,09	27,91	28,43	26,79
MnO	0,71	0,67	0,69	0,42	0,59	0,6	0,58	0	1,22	0,92	1,03
MgO	1,54	1,6	1,76	1,4	1,65	1,61	1,61	1,14	1,39	1,46	1,43
CaO	0	0,01	0,03	0,05	0,02	0	0,01	1,22	0,02	0	0,05
Na2O	0	0	0	0	0,03	0	0	0,02	0	0	0
K2O	0,01	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0	0,01	0	0
Total	92,31	92,74	92,31	92,91	92,86	92,91	92,64	91,4	90,71	90,72	91,54

Formule structurale calculée sur 6 oxygènes

Si	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01	1,02	1,02	1,03	1,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,97	1,98	1,96	1,98	1,97	1,99	1,98	1,90	1,85	1,83	1,92
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,03	0,04	0,05	0,01	0,04	0,01	0,01	0,07	0,11	0,12	0,07
Fe2+	0,88	0,87	0,86	0,90	0,87	0,88	0,89	0,89	0,89	0,90	0,88
Mn	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,05	0,03	0,04
Mg	0,10	0,10	0,11	0,09	0,10	0,10	0,10	0,07	0,09	0,09	0,09
CA	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg/Fe	0,11	0,11	0,12	0,10	0,11	0,11	0,11	0,07	0,08	0,11	0,11

Figure 38 - Relation entre la substitution en Si^{4+} des phengites et la position des sites microstructuraux qu'elles occupent



dans le cœur manganénifère de certains grenats alpins : cette association minéralogique caractérise selon nous un stade métamorphique prograde de l'événement alpin D1. Dans le Groupe de la Claréa, l'amphibole sodique constitue ainsi un minéral repère marqueur du métamorphisme alpin (§ article 1) et de la déformation D1 dont elle matérialise et souligne les structures (linéation, foliation et cisaillements ductiles). Au sommet du Groupe de la Claréa, les amphiboles apparaissent très souvent réorientées dans les sites D2. Certaines amphiboles ont cristallisé dans la foliation S2 en association étroite avec des micas phengitiques (Tab.1), du chloritoïde et de la chlorite ferrifère (Tab.2). Bien que la composition de toutes ces amphiboles sodiques soit très homogène (Tab.4), l'existence de glaucophane sécant sur

Figure.38 – Relations entre substitution tchermakitique et déformation alpine: les substitutions dans les micas blancs :

Les relations entre la composition des phengites et les déformations ont déjà fait l'objet d'études récentes (Liewig et al, 1981; Lardeaux et al, 1983; Dempster, 1992). Les analyses effectuées dans ce travail montrent que la répartition des divers degrés de substitution tchermakitique dépend des sites microstructuraux occupés par la phengite. Cela peut se démontrer sur quatre exemples représentatifs qui montrent l'hétérogénéité des déformations.

Les deux premiers cas concernent des micaschistes à glaucophane (GBM) situés au toit du Groupe de la Claréa (Ga-53 et Ga-156). Ces roches sont localement affectées par la deuxième phase de cisaillement ductile vers l'Est avec présence d'une forte linéation E-O à amphiboles bleues - chlorite. Les phengites alpines inscrites dans la foliation principale S1 sont fortement substituées jusqu'à $Si : 3.54$. Les teneurs intermédiaires de Si (comprises entre 3.15 et 3.3) représentent l'étalement des taux de substitution des phengites développées au sein des fabriques S2/C2. Ces phengites sont associées à de la paragonite (Ga-156).

Les deux autres exemples concernent les micaschistes siliceux du Groupe d'Ambin.

- *L'échantillon Ga-224 a été prélevé dans une ramification de la shear-zone du 'Lac d'Ambin'. La roche est mylonitisée par la déformation cisailante D2 qui oblitère totalement les fabriques D1 antérieures. Les phengites apparaissent presque toutes orientées dans la fabrique cisailante S2/C2. Elles montrent un étalement dans leur taux de substitution phengitique depuis des hautes pressions ($Si^{4+}_{3.46}$) jusqu'aux basses pressions ($Si^{4+}_{3.28}$) ; cette variation de chimisme documente vraisemblablement la présence de deux générations de micas blancs (D1 et D2) qu'il n'est pas possible de distinguer optiquement.*
- *L'échantillon Ga-128 a été prélevé dans une tête de pli isoclinal P2, à foliation S2 de plan axial très bien marquée. Les phengites fortement substituées, alignées dans la foliation S1 relictuelle, sont recoupées par les phengites S2 plus faiblement substituées. Ces deux générations de micas (D1 et D2) montrent un étalement de leur taux de substitution.*

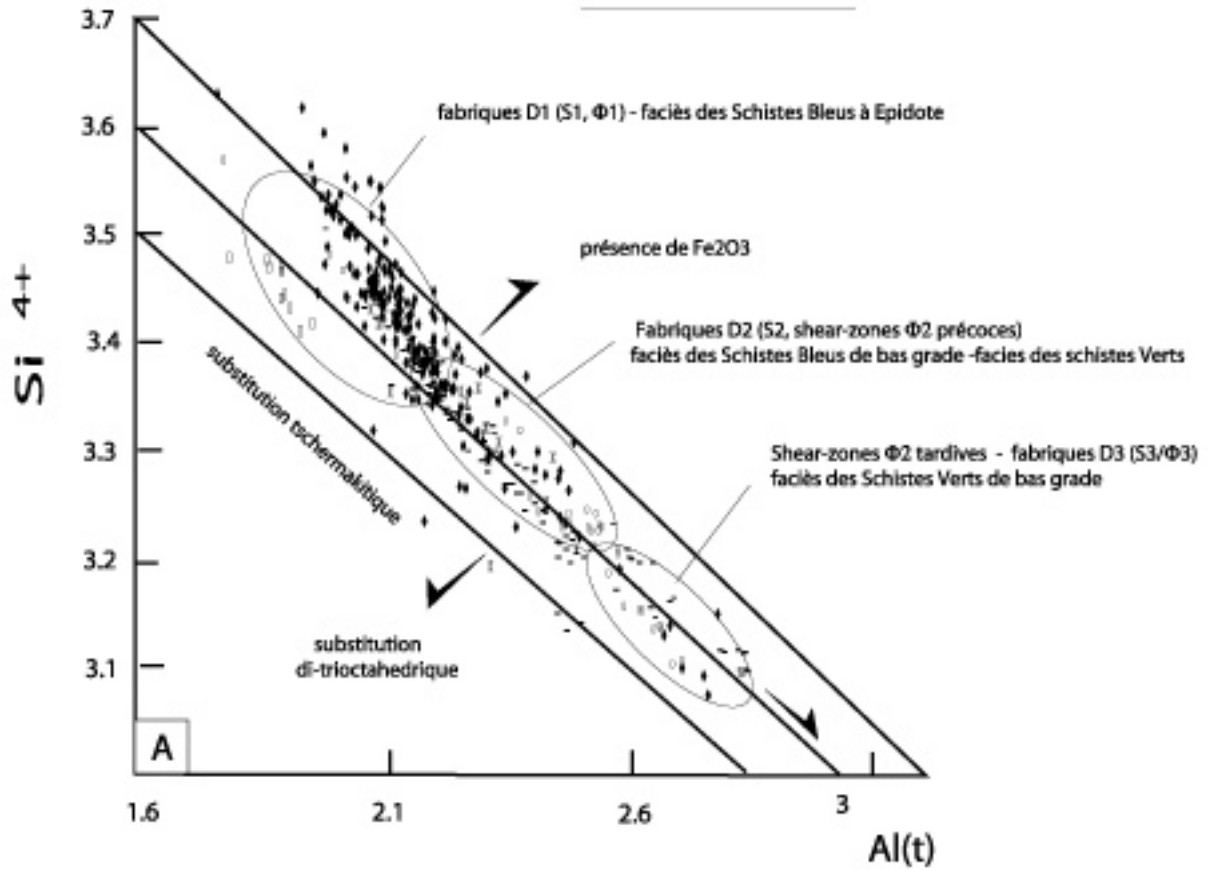
L'utilisation privilégiée de la substitution phengitique avait déjà permis, dans des zones de structures et de lithologies voisines (nappe de Tambo et zone d'Entrelor ; Baudin et Marquer, 1993 ; Freeman et al 1997), d'établir des corrélations entre la chimie des phengites et les sites microstructuraux dans lesquels elles se développent. La figure 39A rassemble dans un même diagramme [Si/Al(t)] l'ensemble des analyses de phengite faites sur les massifs d'Ambin et de Vanoise Sud .

Les phengites fortement substituées ($Si^{4+} > 3.4$) correspondent généralement aux phengites D1 développées dans la fabrique précoce S1. Les phengites plus faiblement substituées correspondent aux phengites D2 développées dans la fabrique cisailante S2/C2 recoupant les plans S1. Nous voyons, d'après les diagrammes de la figure 38, qu'il existe au sein d'une même lame une forte variation en Si^{4+} des phengites D1 et D2. Cette variation peut être doublement interprétée:

- (1) *soit comme un phénomène de diffusion tardif affectant – respectivement - des phengites D1 et D2 initialement toutes homogènes;*
- (2) *soit comme une recristallisation progressive des phengites D1 puis D2 au cours des différents stades métamorphiques associés au chemin rétrograde. Nous privilégions cette solution.*

Nous pouvons mettre en évidence une véritable lignée Tchermakitique : $3.1 < Si^{4+} < 3.60$. Ce chimisme rétrograde est significatif d'une chute de pression continue au cours des déformations D1 puis D2.

phengites Alpines



muscovites anté-alpines

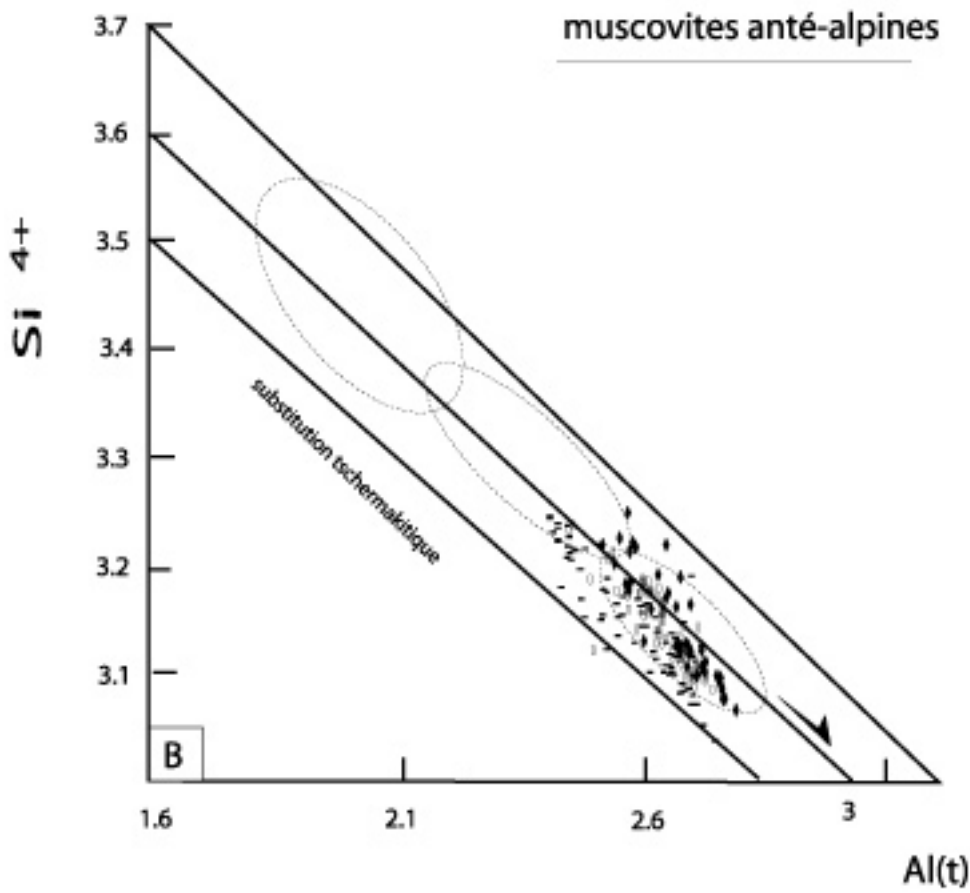


Figure 39

les fabriques D1 (Fig.37B) démontre indiscutablement qu'il a existé un stade intermédiaire entre le pic métamorphique de D1 et la rétro-morphose dans le faciès des Schistes Verts D2. Ce stade métamorphique intermédiaire (ou Schistes Bleus de bas grade) s'inscrit au cours de l'événement D2.

La phengite : ce minéral apparaît systématiquement lié au métamorphisme alpin. Son chimisme documente très bien les différentes phases tectono-métamorphiques alpines qui ont affecté les massifs en général (Fig.34 et 38 à 40). Au cours de ces déformations, le mica phengitique peut naturellement se développer :

- en couronne aux dépens de la biotite anté-alpine. Il cristallise également entre les gros cristaux de biotite ;
- sur les cristaux de plagioclase damouritisés. Cette phengite néoformée va parfois jusqu'à envahir tout le cristal de plagioclase et forme alors de grandes plages ;
- dans les fentes et craquelures observées dans les grenats. Le plus souvent, la phengite apparaît en paquets ou en fuseaux (étroitement imbriqués avec de la paragonite), donnant aux roches leur foliation principale (S1 ou S2).

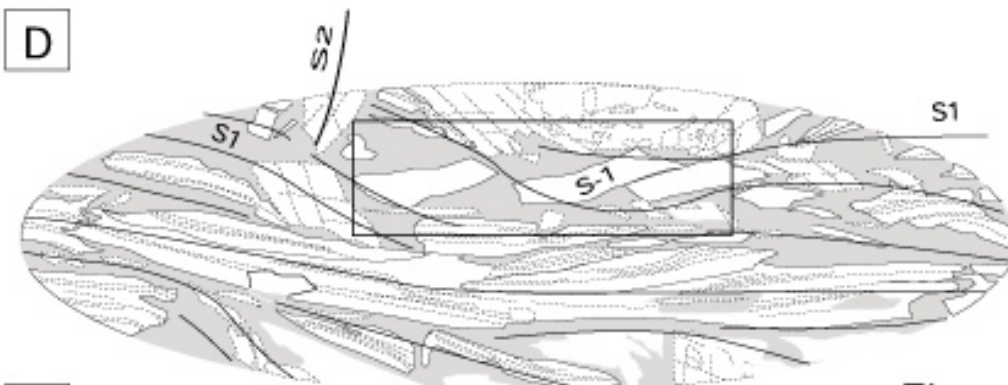
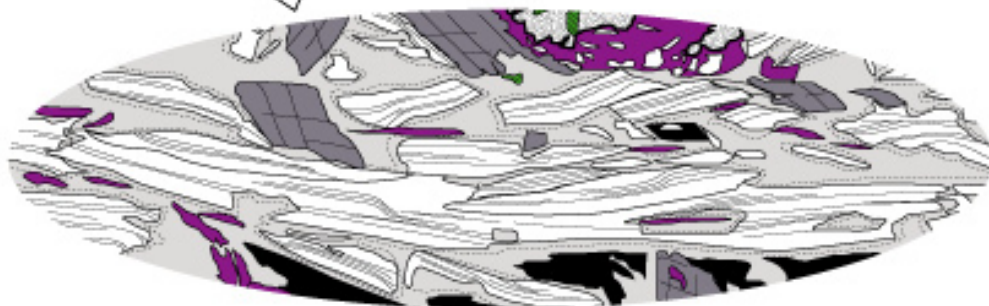
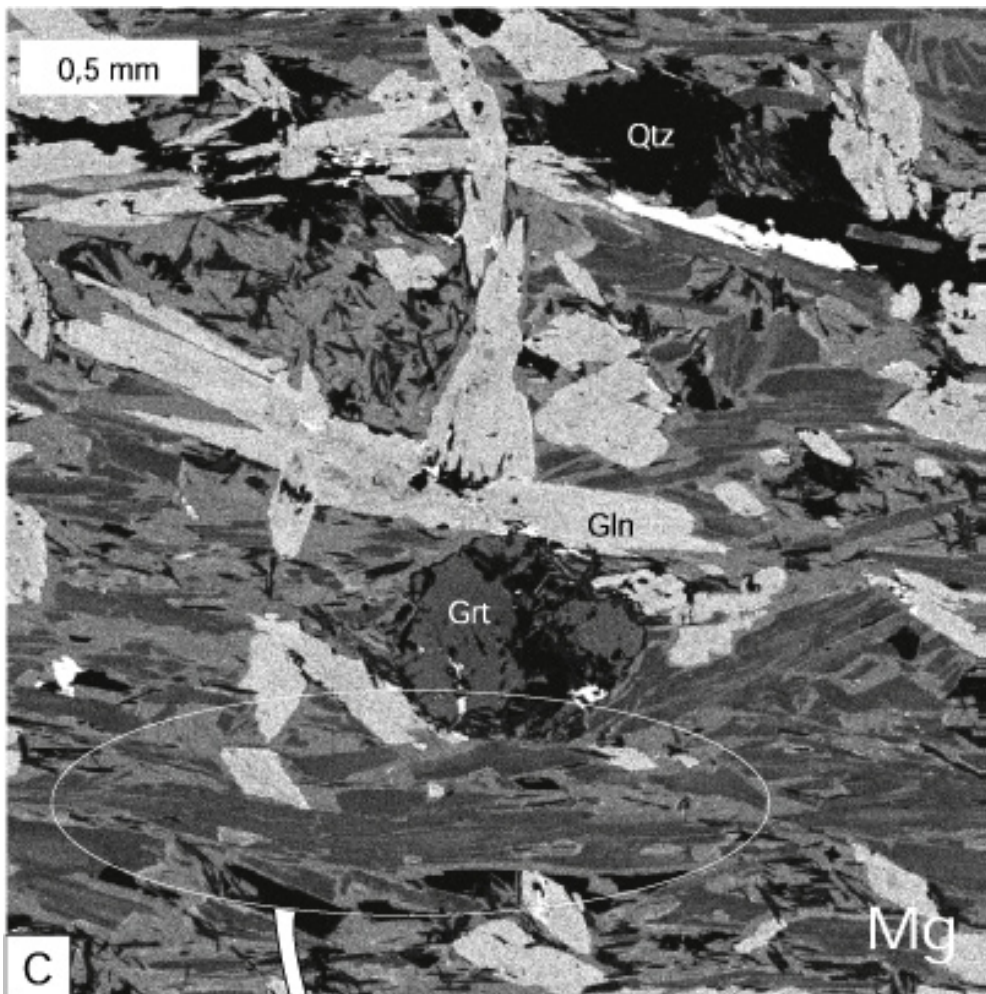
Dans les micaschistes à glaucophane (GBM) du Groupe de la Claréa, on a ainsi alternance de lits millimétriques quartzo-feldspathiques et de lits phylliteux phengitiques millimétriques soulignant la S1. Dans cette foliation fortement pénétrative, certaines paillettes de phengite s'associent parfois au quartz, à la chlorite et au glaucophane pour mouler des grenats alpins. La composition chimique des phengites D1 s'étale de $Si^{4+}_{3.60}$ à $Si^{4+}_{3.35}$, ce qui est significatif d'une chute de pression pendant la déformation D1. A l'approche du contact Groupe de la Claréa-Groupe d'Ambin (massif d'Ambin), une phengite de plus basse pression apparaît dans les plans de cisaillement ductiles C2 et dans la foliation S2 associée. Ces plans S2/C2 sub-horizontaux recoupent la S1 verticalisée avec un angle très fort. La composition chimique des phengites D2 s'étale de $Si^{4+}_{3.35}$ (exceptionnellement $Si^{4+}_{3.42}$ pour certaines phengites D2 de la lame Ga-78, Fig.24) à $Si^{4+}_{3.1}$. Ce chimisme rétrograde est de nouveau significatif d'une chute de pression (continue ?) au cours de la déformation cisailante vers l'Est (Fig.38). On observe enfin des

Figure.39 – Evolution chimique et minérale des paragenèses alpines et anté-alpines au cours de la déformation : le cas des micas blancs potassiques. (A) L'ensemble des analyses, obtenues sur les phengites alpines des socles d'Ambin et Vanoise sud, ont été projetées dans le diagramme de Massonne et Schreyer (1987). Chaque ellipse correspond à un type particulier de fabriques (D1, D2 ou D3) que nous avons préalablement identifiée sur le terrain. On notera une dispersion des phengites ayant cristallisé dans les structures cisailantes D2. Comme le laissent supposer les données de terrain, il existe vraisemblablement des cisaillement $\Phi 2$ tardifs (shear-zone 'La Valette' tronçonnant des têtes de plis P2, § Fig.19C) opérant dans le faciès des Schistes Verts et d'autre précoces (shear-zone 'Fond d'Aussois', § Fig.22A) opérant dans le faciès des Schistes Bleus de bas grade.

(B) Les muscovites anté-alpines du socle, bien qu'elles se projetent dans l'ellipse des shear-zone tardives, ne peuvent être confondues avec des phengites alpines :

1. chimiquement, le rapport $(Al^{total} + Na) / Si^{4+}$ est toujours supérieur à 1,5, ce qui les distingue des phengites pour lesquelles ce même rapport n'exède jamais la valeur 1,5. Leur composition chimique est par ailleurs extrêmement hétérogène à l'échelle d'un même cristal.
2. morphologiquement, elles apparaissent toujours en larges paillettes, tordues, kinkées et plus ou moins réorientées dans les fabriques alpines S1 et S2 (E)

La cartographie rayon-X d'une partie de la lame Ga-78 (§ Fig.37B) rend compte de cette transposition intense et de la recristallisation alpine associée (C). Les muscovites, qui apparaissent en sombre sur l'image électronique (ellipse blanche), sont bordées de fines lames de phengites HP (symbolisées par des pointillés, figure.39D) cristallisant au dépens de ces grosses paillettes. Noter que la recristallisation phengitique opère également à l'intérieur des cristaux de muscovites, en progressant le long des clivages du minéral.



E

Figure 39

cristaux de phengite de très basse pression ($Si^{4+} < 3.1$) également obliques ou sub-perpendiculaires à la foliation S2. Ces phengites qui croissent dans les plans de crénulation S3 soulignent un épisode tectonique tardif (continuum de la D2) de la déformation alpine.

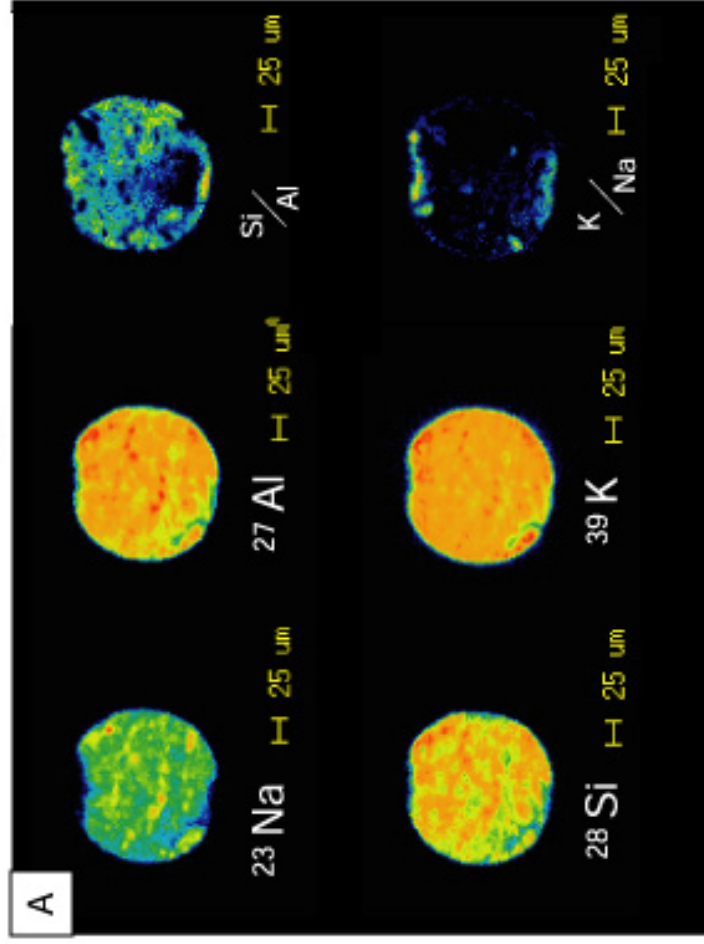
L'Épidote : c'est un minéral calcique très répandu dans les micaschistes à Epidote (EBM) et glaucophanites (GBM) du groupe de la Claréa. Dans les micaschistes à glaucophane, la clinozoïsite se développe souvent en granules dans des lentilles sercito-siliceuses (ancien staurotide ?) en association étroite avec l'amphibole sodique, le chloritoïde, le grenat, le pyroxène jadéitique et la phengite. Dans les micaschistes à biotite, son site le plus fréquent est le cœur des plagioclases saussuritisés. La clinozoïsite montre une composition chimique moyenne banale : modérément concentrée en Fe (9-12 mol%) et en Ca (19 à 23 mol%), elle peut parfois s'enrichir ou s'appauvrir en l'un de ces éléments au sein d'une même roche. En moyenne, les teneurs en fer - magnésium sont assez constantes et les concentrations en alcalins très faibles. Son équivalent de plus basse P et T - l'épidote proprement dite - s'observe souvent en veines ou en remplissage de vacuoles, parfois au cœur des grenats alpins montrant une zonation métamorphique prograde (Fig.A.9-10). Elle apparaît également en granules et cristaux automorphes, disséminés au sein de la matrice albito-chloriteuse des roches.

Le chloritoïde : ce minéral apparaît en gerbes ou en aiguilles aciculaires dans les niveaux basiques ('glaucophanite' de la Claréa). Il se présente parfois en petits prismes vert foncé, de relief élevé, avec un pléochroïsme vert-bleuté caractéristique. Il s'observe fréquemment en association étroite avec la chlorite, parfois au cœur des amphiboles sodiques ou en bordure de ces dernières. Il n'a jamais été observé en inclusion dans les grenats alpins. Sur la base de critères microstructuraux, nous avons mis en évidence deux générations de chloritoïde (D1 et D2). Étonnamment, ces deux générations de chloritoïde présentent des compositions ferrifères pratiquement identiques (Cld₂, légèrement plus riche en fer, Tab.5). Du point de vue du métamorphisme son champ de stabilité, semble-t-il assez vaste, couvre aussi bien le faciès des Schistes Bleus de haut grade que le faciès des Schistes Verts.

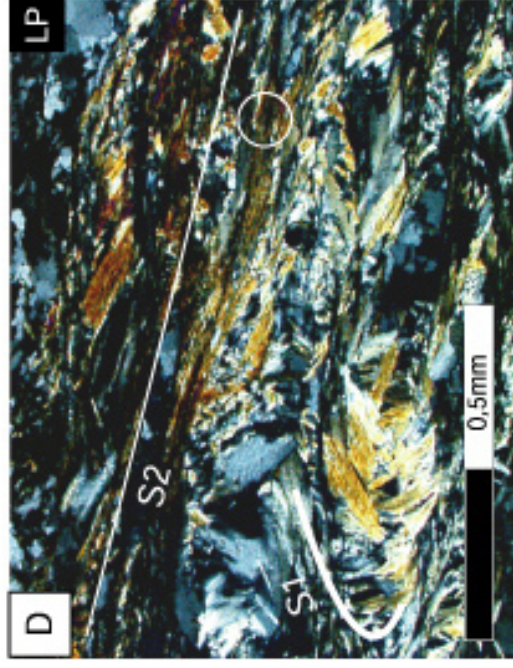
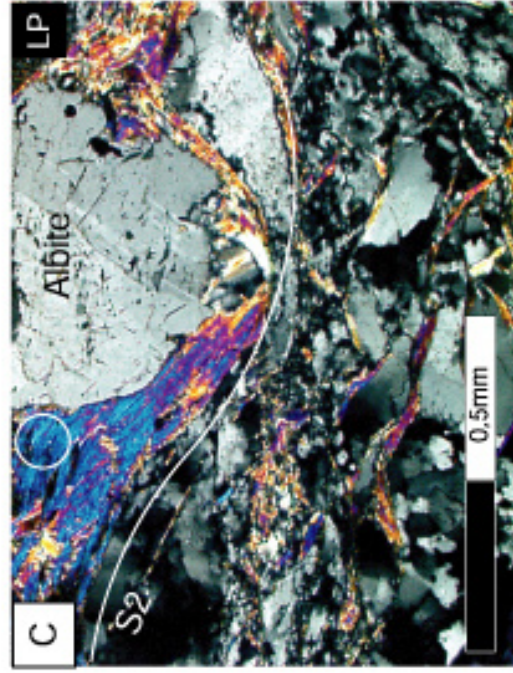
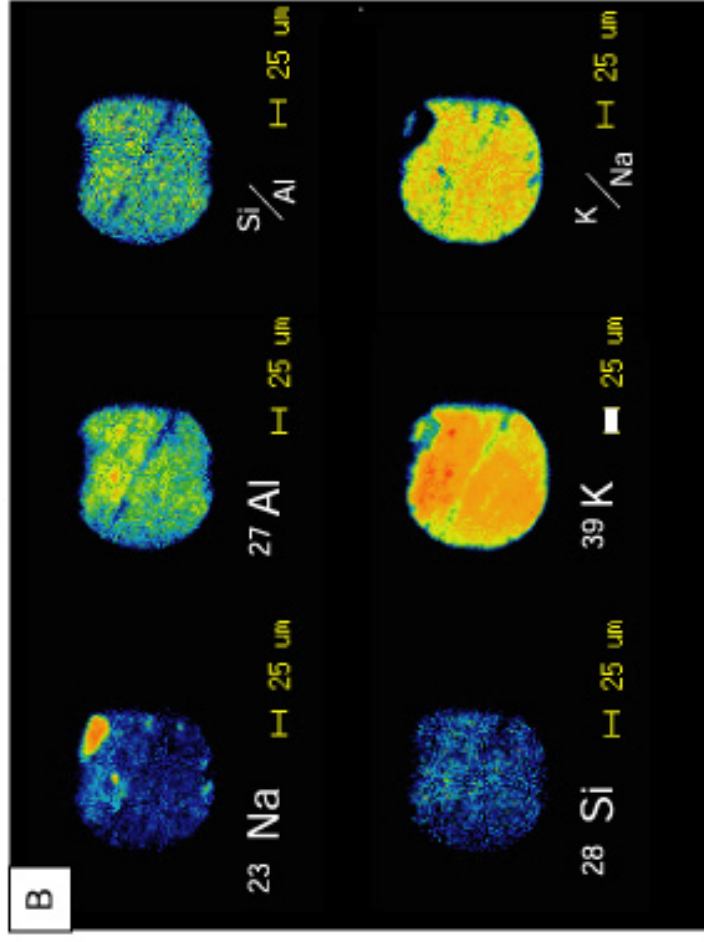
Les amphiboles calciques : extrêmement fréquentes dans les roches basiques (dolérite), elles se présentent sous forme de cristaux fibreux d'actinote de petite taille, de couleur vert clair à incolore. Leur cristallisation se fait parfois en englobant les amphiboles sodiques. Elles semblent donc occuper une position secondaire, donc plus tardive. L'amphibole calcique se développe également à l'intérieur des plagioclases (qui leur sont antérieurs). Dans la matrice, les magnésio-hornblendes ne représentent généralement qu'une faible part des amphiboles calciques. Les cristaux sont alors très souvent altérés avec néoformation de calcite, de chlorite à extinction en rosace et d'épidote s.s. Dans l'échantillon Ga-139 (Anx.26) par exemple, les cristaux d'amphibole calcique, le plus souvent automorphes, s'observent en prismes ou en baguettes allongées et aciculaires. Certains cristaux de formes losangiques se présentent en section basale. En lumière naturelle, ils apparaissent vert clair, vert jaunâtre clair et vert bleu assez clair avec un pléochroïsme très net. Ce sont des actinotes avec des cœurs s'altérant plus vite que les bordures.

La chlorite : dans les metabasites, la chlorite est toujours présente, parfois en grandes plages, pseudomorphoses probables d'anciens minéraux ferromagnésiens. Elle apparaît également de façon très tardive en vacuoles, en rosettes et en filonets. Dans les niveaux plus siliceux, elle s'associe fréquemment à la phengite dans les plans de cisaillement, ou au chloritoïde, définissant alors la foliation principale S1 ou S2 de la roche (Tab.2). La déstabilisation des équilibres anté-alpins à grenat-biotite ou alpin à grenat-glaucophane permet le développement, en périphérie de ces cristaux, d'une association typique à

Ga-63(1)



Ga-82(6)



○
surface analyse

Figure 40

stilpnomélane-chlorite.

Les phases feldspathiques : des porphyroblastes d'albite sont très abondants dans le Groupe d'Ambin. Les cristaux sont subautomorphes, de taille moyenne, sub-parallèles ou obliques par rapport à la foliation principale S2. Quand ils sont relativement abondants, on les observe selon deux habitus :

- petits cristaux de taille variable, entre 0.15 et 0.25 mm, associés aux cristaux de quartz. Ces derniers définissent la foliation principale ou bien s'associent aux micas phengitiques dans les bandes de cisaillement C2 ;
- poeciloblastes (0.3 à 0.7 mm) moulés par des micas phengitiques soulignant la foliation principale. Ils sont donc syntectoniques, au moins par rapport à la déformation principale D2. Certains, de taille imposante (>3 mm), semblent avoir cristallisé tardivement par rapport aux fabriques S2/C2. Tous ces poeciloblastes contiennent de multiples inclusions de phengites, chlorite, quartz, minéraux opaques et parfois apatite. Généralement ces inclusions se disposent avec une orientation préférentielle qui est celle de la foliation S2 (Fig.27A). Certaines albites ont fossilisé, entre les plans S2, une foliation ancienne marquée par des alignements de quartz, d'oxydes et de phengite de haute pression. Cette orientation relique ne présente aucune continuité avec la foliation principale S2 de la roche (Fig.27F).

La biotite : la biotite alpine (Bio2) - ou « biotite verte » - a été signalée par Goffé (1975) dans son étude du versant NO du massif de Chasseforêt. Le terme de « biotite verte » ne nous apparaît pas approprié : comme son 'ainée' la biotite anté-alpine (Bio1), la Bio2 présente en LN des teintes brunâtres à or-cuivré. Cette ressemblance existe également sur le plan des compositions chimiques, avec néanmoins pour la Bio2 des teneurs en Ti et Mg moindres que pour celle de la Bio1. Les teneurs en Fe et Si sont en contrepartie supérieures à celles de la biotite anté-alpine. Cette composition chimique est également identique à celle des biotites alpines du Gran Paradiso qui ont été décrites par Brouwer et al (sous presse) comme étant associées à la rétomorphose. La Bio2 s'observe généralement sous la forme d'un fin liseré se développant avec la chlorite verte au pourtour des amphiboles sodiques en cours de

Figure.40 – Evolution chimique et minérale des paragenèses alpines et anté-alpines au cours de la déformation : le cas des micas blancs potassiques.

Ces cartographies RAE (Resistive Anode Encoder) ont été réalisées à Potsdam, au centre de micro-analyse, grâce à l'aide de Michael Wiedenbeck. Elles concernent des micas phengitiques D2 ayant cristallisé dans les plans de cisaillement S2/C2 de grandes shear-zones $\Phi 2$. La préparation des échantillons est relativement simple. Un cercle de diamètre 1 pouce, intéressant un assemblage minéralogique particulier, est taillé à partir d'une lame mince polie. Cette rondelle de verre est ensuite collée à l'araldite sur un plot en métal dont la surface a été préalablement polie. La surface de la lame mince à analyser est enfin recouverte par un très fin dépôt d'or. Le principe d'acquisition d'une image RAE est comparable à celui d'une microsonde : un faisceau d'électrons vient bombarder un endroit extrêmement précis du minéral à analyser (spot inférieur à 3 microns). Chaque élément constitutif du minéral émet alors un rayonnement X «émergent» dont l'intensité sera transcrite sous forme d'une couleur. Répéter sur la totalité de la surface à analyser (200 microns), ce bombardement permet l'obtention d'une cartographie RAE complète.

L'intérêt de la sonde ionique Cameca IMS-6F est de pouvoir vérifier avec une grande précision et dans un temps relativement court (total temps acquisition : 19 minutes, nombre de cycle : 10) si les micas phengitiques présentent des compositions homogènes en divers éléments sélectionnés (ici : Na, Al, Si, K, Ca, Fe). A l'échelle d'un grain, la diminution des teneurs en ces mêmes éléments (teintes sombres) est souvent révélatrice d'une histoire tectonique et métamorphique polyphasée (cristallisation ou recristallisation sous des conditions P-T particulières). Une fonction 'calcul' permet de comparer ces cartographies d'élément entre elles (addition, soustraction, multiplication, division) : le rapport Si/Al permet de visualiser immédiatement si un mica présente des hétérogénéités dans son degré de substitution, le rapport K/Na renseigne sur la présence de feuilletts paragonitiques dans le mica potassiques. Ces rapports sont semi-quantitatifs et doivent être complétés par des analyses microsondes.

rétromorphose (Ga-53).

Le stilpnomélane : ce minéral apparaît uniquement dans les micaschistes alumineux de la Claréa. Il se développe souvent dans les plans de cisaillement ductiles C2 en association étroite avec de la phengite faiblement substituée. Ce minéral est diagnostique de la limite entre le faciès des Schistes Verts et le faciès Pumpellyite.

La pumpellyite : ce minéral apparaît fréquemment dans la matrice des roches basiques, plus rarement dans les pseudomorphoses de minéraux ferro-magnésiens. Sa présence a été vérifiée chimiquement dans une bande de cisaillement C2, ou elle forme un amas vert dispersé dans la chlorite. Sa forte fréquence suit en définitive l'évolution rétrograde des métavolcanites basiques du massif. Comme dans l'analyse donnée par Herman et al (1978), elle est riche en fer (7.68 %) et assez peu concentrée en alumine (22.89 %), mais sa teneur en magnésium est plutôt élevée (3.06 %). La pumpellyite correspond à des températures de l'ordre de 275°C au maximum sous des pressions supérieures à 2 kb. Elle est sans doute issue d'une déstabilisation de l'assemblage diagnostique du faciès des Schistes Verts dans les metabasaltes (actinote - chlorite – épidote s.s - quartz). La pumpellyite traduit un processus rétro-morphique évolué et est issue de la réaction $H_2O + Ep + Act \rightleftharpoons Pum + Chl + Qtz$.

L'apatite : ce minéral s'observe fréquemment dans la matrice des micaschistes sous la forme de cristaux prismatiques et trapus de taille variable (0.04 à 0.7 mm) ou sous la forme de cristaux aciculaires allongés selon l'axe C. Certains cristaux sont automorphes alors que d'autres présentent des craquelures, des fissures et de l'altération. Ces cristaux apparaissent également sous la forme d'inclusions au cœur des grenats alpins (Fig.36E) et anté-alpins.

Le zircon : ce minéral est abondant dans les micaschistes du Groupe d'Ambin. Sa morphologie, souvent très arrondie, lui assignerait plutôt une origine détritique que volcanique. Certains cristaux allongés apparaissent parfois craquelés. Ce minéral existe également en inclusion dans les plagioclases albitisés et les biotites anté-alpines. Les cristaux sont alors très souvent zonés, à auréoles pléochroïques et de taille pouvant atteindre 0.15 mm.

Les carbonates : la calcite connaît un grand développement dans les niveaux très déformés : c'est le minéral par excellence de remplissage des fissures et des cassures ouvertes dans les glaucophanes, pyroxènes jadéitiques, grenats, plagioclases et sphènes. On la retrouve également très souvent associée à l'épidote s.s et à la chlorite, en grandes plages, entre les cristaux altérés. Elle apparaît enfin en porphyroclastes (jusqu'à 3 mm) au sein des micaschistes très phengitiques du Groupe d'Ambin : son habitus est alors comparable à celui qu'on s'attendrait à trouver pour d'anciens niveaux volcano-détritiques.

Les minéraux accessoires : les minéraux calcaréo-titanés comme le sphène (Fig.36) et le leucoxène (Anx.23), ou purement titanés comme le rutile, sont très abondants dans les micaschistes à Epidote (EBM). Ils sont très souvent associés à la magnétite dans les metabasites. Ces minéraux opaques sont présents dans tous les sites structuraux : en inclusions dans le grenat alpin et anté-alpin, dans l'amphibole sodique, le chloritoïde, la chlorite et la biotite anté-alpine, en granules, en amas ou en porphyroclastes dans les foliations S₁, S1, S2 et S3. Il nous paraît impossible de retrouver une origine métamorphique précise pour ces minéraux. Certains, brisés au sein de la matrice entre les plans S1, pourraient avoir une origine magmatique. Ils restent le plus souvent associés à des circulations de fluides

riches en fer et calcium. Dans les fractures tardives, la cristallisation simultanée de chlorite et de calcite semble leur assigner une origine métamorphique tardive.

1-2-3 – Conclusions : les associations minérales

Le métamorphisme alpin reconnu dans les socles briançonnais d'Ambin et Vanoise Sud peut être divisé, sur des critères métamorphiques et structuraux en deux phases principales :

- les conditions métamorphiques des Schistes Bleus de haut grade accompagnent la première structuration (D1), associée à un cisaillement ductile vers le Nord. Une association minérale à pyroxène jadéitique, phengite, paragonite, grenat, glaucophane, clinozoïsite et chloritoïde ferrifère – clairement identifiée dans le Groupe de la Claréa, se développe dans la foliation sub-horizontale S1 ;

- le deuxième événement alpin (D2) se manifeste, au moins à ses débuts, dans un climat métamorphisme de HP-BT (Schistes Bleus de bas grade) avec acquisition d'une nouvelle foliation sub-horizontale S2 n'affectant pas les parties profondes des massifs. A ce stade vont se développer du ferro-glaucophane, de la phengite et du chloritoïde ferrifère. La rétro-morphose de ces phases minérales de HP vers le faciès des Schistes Verts est intimement liée à un processus de cisaillement ductile vers l'Est auquel vient se surimposer une crénulation tardive (S3) associée au bombement des dômes.

L'étude minéralogique menée sur un nombre significatif de faciès des Groupes de la Claréa et d'Ambin, nous a permis de documenter une évolution rétro-morphique continue depuis les associations à jadéite-grenat jusqu'à l'apparition de la pumpellyite. Les reliques anté-alpines, assez bien conservées au cœur du Groupe de la Claréa, confirment l'existence d'un métamorphisme barrowien de MP-MT que nous ne pouvons relier macroscopiquement à aucune grande structure tectonique.

La chimie des phases minérales en présence et l'étude des relations génétiques entre chacune de ces paragenèses montrent qu'il y a des différences nettes entre les paragenèses minérales D1 observées dans le Groupe de la Claréa (Grt⁺), et celles décrites dans les Unités Médiannes des Schistes Lustrés (Goffé, 1977 ; Agard et al, 2001a,b : Lws⁺) qui surmontent les massifs d'Ambin et de Vanoise Sud.

1-3 - Estimations thermobarométriques

Les données de pétrologie structurale discutées précédemment, ont été utilisées pour déterminer l'histoire P-T des socles d'Ambin et de Vanoise Sud. Une telle exploitation repose sur les notions classiques de la pétrologie métamorphique (« équilibres », « réactions », « conditions P-T »), dont l'application aux systèmes naturels ne peut se faire sans grandes précautions. Parce qu'elles sont souvent implicites, ou tout simplement ignorées par la communauté des pétro-structuralistes (nous nous positionnons ici en tant que simple utilisateur de méthodes), les recommandations proposées dans le travail de synthèse critique de Ballèvre (1988) seront prises en compte. Nous rappellerons donc en guise de préambule à cette étude de thermobarométrie, les principales conclusions de cet auteur concernant le choix des méthodes. Que l'auteur veuille bien nous excuser si ce résumé réduit ou biaise la portée du message original.

1-3-1 - Choix des méthodes

L'estimation des conditions P-T de cristallisation d'une roche métamorphique fait appel à deux méthodes (les équilibres de phase d'une part, les réactions d'échange entre deux phases d'autre part), qui possèdent chacune leurs propres limites.

L'analyse des équilibres de phase est avant tout la description de la géométrie d'un ensemble de réactions univariantes dans l'espace P-T, de façon à expliciter les successions possibles d'associations

divariantes. En dehors du choix du système d'analyse, cette méthode a une limite majeure : la position des courbes de réaction dans l'espace P-T dépend en effet de la composition réelle des phases, puisque la plupart des réactions ne mettent pas en jeu des phases à composition constante mais des phases dont la composition évolue au cours de la réaction (réaction continues di- ou multivariantes).

Les réactions d'échange entre deux phases sont le fondement des méthodes géothermobarométriques au sens strict du terme. Ces méthodes ont deux types de limites :

- il y a d'une part des limites « *internes* », qui sont propres à chaque géothermomètre. Qu'ils soient calibrés à partir de données expérimentales ou de modèles thermodynamiques, les géothermomètres sont basés sur une réaction d'échange entre deux phases. Ni les données expérimentales, ni les modèles thermodynamiques ne rendent en général parfaitement compte des propriétés de ces deux phases. Certains auteurs discutent aujourd'hui la validité des températures calculées en fonction des calibrations utilisées (Vidal, com. pers.) ;

- il y a d'autre part des limites « *externes* », qui sont communes à l'ensemble des géothermomètres. Tous reposent en effet sur un postulat : « *dans le système considéré, l'équilibre a été atteint et n'a subi aucune perturbation durant l'histoire postérieure (il a été 'gelé')* » (Ballèvre, 1988). En admettant que l'équilibre a été réalisé, il importe donc (i) d'évaluer l'effet sur cet équilibre des variations des conditions P-T qu'impose le retour de l'échantillon à la surface et (ii) de s'interroger sur le moment de l'histoire P-T où l'équilibre a été enregistré.

Ces problèmes théoriques de thermobarométrie appliqués aux systèmes naturels ne font pas l'objet de cette étude et nous réservons ces interrogations aux spécialistes. Nous soulignerons simplement l'aspect évolutif de cette discipline qui en l'espace de 30 ans et en se limitant aux Alpes (travaux pionniers de Bocquet [Desmons], 1974a,b ou Goffé, 1975 jusqu'aux études récentes de Schwartz, 2002 ou Agard et al, 2001a) n'a cessé d'affiner ou de remodeler la vision du métamorphisme alpin (Lardeaux, 1991) et celle des modèles d'exhumation (Platt, 1993 ; Allemand & Lardeaux, 1997 ; Bousquet, 1998). Cette remise en cause continuelle des grands outils de la thermobarométrie, nous invite à interpréter avec prudence et esprit critique les quelques résultats P-T que nous avons obtenus. La plus fiable, et néanmoins modeste contribution que nous apportons à ce travail de pétrologie métamorphique restant la caractérisation fine des microstructures, et la description des assemblages minéralogiques associés à ces microstructures.

1-3-2 - La thermobarométrie 'traditionnelle'

Nous utiliserons plusieurs approches complémentaires pour l'estimation P-T, dite 'traditionnelle', des différents stades de déformation :

- les grilles pétrologiques classiques couplées aux estimations barométriques basées sur la teneur en jadéite des clinopyroxènes et la teneur en Si⁴⁺ des phengites ;
- les thermomètres basés sur les échanges cationiques entre minéraux ferro-magnésiens.

A) Utilisation de baromètres et des assemblages critiques couplés aux baromètres classiques

L'utilisation de baromètres tels que la teneur en jadéite du clinopyroxène et la teneur en Si⁴⁺ des phengites fournit une bonne estimation qualitative des pressions, mais pour que ces résultats soient cohérents, il faut tenir compte de la lithologie. Pour les micaschistes à glaucophane notamment (GBM), la variance des assemblages est élevée et il existe un grand nombre de substitutions possibles. Toutes les estimations que nous avons pu faire sont reportées dans les tableaux synthétiques présentés en annexe (Anx.72A et B). Le contexte microstructural des assemblages minéralogiques utilisés est précisé.

Utilisation de l'assemblage jadéite + quartz - réaction discontinue : Na₂Al₂Si₂O₈ (Albite) □ Na₂Al₂Si₂O₆ (Jadéite) + SiO₂. L'assemblage jadéite + quartz a un volume inférieur à celui de l'albite, c'est pourquoi il est stable à haute pression (Gasparik & Lindsley, 1985 ; Holland, 1980 ; Carswell & Harley, 1990).

La droite de réaction est donnée par l'équation :

$$P = 0.35 + 0.0265T \pm 0.5 \text{ Kb (Holland, 1980)}$$

L'omphacite est une solution solide jadéite - diopside, la réaction est donc un peu différente, il s'agit d'une réaction continue : diopside + albite □ omphacite + quartz. La teneur en albite diminue progressivement avec l'augmentation de pression, jusqu'à épuisement total. Une pression minimale pourra être calculée, par l'intermédiaire de la teneur en jadéite de l'omphacite (Robert, 1981), en présence de quartz.

Utilisation de la phengite - La phengite $K(\text{Al}_{3/2}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{1/2})(\text{Si}_{3.5}\text{Al}_{1/2})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ est une solution solide entre les pôles muscovite $\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ et céladonite $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})(\text{Si}^{4+})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. Le passage de l'un à l'autre pôle correspond à une double substitution (Massone & Schreyer, 1987) :

- substitution de l'Al en position ^{IV} dans la céladonite et en position ^{VI} dans la muscovite ;
- substitution Mg²⁺/Si⁴⁺.

Le taux de substitution en Si⁴⁺ est fonction de la pression : les hautes pressions préférant la petite taille du Si (compte tenu de sa taille, inférieure à celle du Fe et du Mg), les plus hautes teneurs en Si correspondront aux plus hautes pressions. Nous utiliserons les calibrations de Schreyer (1985) et Massone & Schreyer (1987). L'utilisation du baromètre phengitique nécessite un thermomètre auquel il sera couplé pour être calé dans l'espace (P-T).

Les conditions à respecter pour l'application du baromètre phengitique sont la présence de silice en excès et d'une phase potassique. Toutes les roches étudiées contiennent de la silice en excès, mais pas forcément de phase potassique. Malgré cela, nous avons utilisé ce baromètre en connaissant comme d'autres auteurs (Liewig et al, 1981 ; Dempster, 1992 ; Simpson et al, 2000) ses limites.

Dans ce contexte, les résultats donnés par les calibrations barométriques sont donc sous-estimées, il s'agira d'une pression minimale. Pour une vision plus critique relative à ces problèmes de substitution tchermakitique, le lecteur pourra consulter les travaux de Bousquet (1998) ou Agard et al (2001b) sur les assemblages à carpholite-phengite (recalibration du baromètre à phengite pour des lithologies de type Schistes Lustrés).

Utilisation de l'amphibole - Les travaux de Raase (1974), Brown (1977), Laird & Albee (1981a,b), Plyusnina (1982), Hammarstrom & Zen (1986), Hosotani & Banno (1986) et de Hollister et al (1987) montrent que la composition des amphiboles peut être utilisée dans l'estimation des conditions de métamorphisme, car l'amphibole est un bon indicateur de T et de P sur de grandes étendues de conditions métamorphiques.

Deux calibrations ont été testées à partir des analyses d'amphiboles. Elles n'ont été appliquées qu'aux micaschistes à Epidote de la Claréa:

- **le géobaromètre de Schmidt (1992)** est une modification du géobaromètre de Hammarstrom & Zen (1986) basé sur une corrélation empirique entre les processus de cristallisation estimés des plutons calco-alcalins et l'Al(t) des hornblendes selon la relation:

$P(+/-3 kb) = -3.92 + 5.03 Alt$. La teneur en Al(t) des amphiboles calciques de rétro-morphose indiqueraient des pressions de cristallisation homogènes de l'ordre de 5 ou 6 Kb.

- **le géobaromètre de Brown (1977)** complète celui de Schmidt et permet de contraindre des pressions de cristallisation beaucoup plus basses. Les magnésio-hornblendes et l'actinote qui déstabilisent le glaucophane semblent croître sous des pressions de l'ordre de 4 à 6 Kb. Elles documentent très bien les stades de la rétro-morphose dans les conditions du faciès des Schistes Verts (Fig.41A –*graphique du bas-*).

L'absence de plagioclase calcique au sein des paragenèses alpines ne nous a pas permis l'utilisation du géothermobaromètre à Pl - Hb de Plyusnina (1982).

B) Utilisation de géothermomètres

La thermométrie basée sur les échanges cationiques entre minéraux ferro-magnésiens permet de compléter les estimations barométriques précédentes. Il faut rappeler cependant que le contexte des résultats expérimentaux, basés sur des assemblages à l'équilibre, et celui du terrain, où se superposent des déformations et des venues de fluides, sont très différents. Il est évident aussi que le métamorphisme coïncide avec des phases de déformation qui se localisent en certains points du système (foliations, bandes de cisaillement...), laissant des zones non déformées, et de ce fait moins transformées. De nombreuses hétérogénéités sont ainsi à prendre en compte.

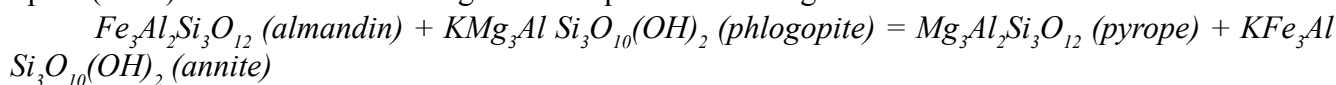
Pour chaque couple géothermométrique ou géothermobarométrique, nous sommes en permanence confrontés au choix, parfois assez arbitraire, des minéraux réellement à l'équilibre. La règle fondamentale est que ces minéraux soient bien en contact les uns avec les autres (inclusion, bordure réactionnelle), ou très proches dans la matrice. La composition chimique et l'habitus des minéraux (S1, S2, bande C2, crénulation...) permettent en parallèle de vérifier qu'ils sont bien compatibles.

Concernant la phase D1, la composition en Mn, Ca et Fe des grenats permet de discriminer ceux qui appartiennent aux stades alpins précoces de ceux caractérisant le pic de pression - en l'occurrence les bordures. La teneur en Si des phengites est également un bon critère de pression. A ce titre, et pour ce qui est du couple grenat - phengite, nous avons équilibré la phengite fortement substituée, en inclusion dans la bordure du grenat, avec la composition riche en fer de cette dernière. Les compositions plus manganésifères seront, quant à elles, équilibrées avec les phengites moyennement substituées, présentes en inclusion dans le cœur du grenat.

De la même manière, les points utilisés dans un minéral (et considérés comme diagnostiques d'un champ P-T) seront automatiquement tous réutilisés pour d'autres géothermomètres sensés grosso-modo calibrer le même champ P-T (ex : [Grt-Phe] et [Grt-Chl] : couples D1 caractérisant les stades métamorphiques progrades ou [Cld-Chl] -[Chl-Phe]: couples D2 caractérisant les stades de rétro-morphose depuis le faciès des Schistes Bleus de bas grade jusqu'au faciès des Schistes Verts).

Le Géothermomètre Grenat – Biotite - Cette méthode géothermométrique a été appliquée pour

contraindre le pic de température associé aux événements hercyniens. Le géothermomètre de Ferry & Spear (1978) est basé sur les échanges cationiques de Fe et Mg selon la réaction :



en utilisant les valeurs thermodynamiques de l'équation :

$$(1) 12454 - 4.662T(^{\circ}K) + 0.057P(\text{bars}) + 3RT\ln K = 0 \text{ avec } K = (Mg/Fe)_{Gt} / (Mg/Fe)_{Bio}.$$

D'après les auteurs cette équation présente des résultats cohérents pour les solutions solides du grenat lorsque $Fe/(Fe+Mg) > 0.80$, ce qui est le cas des cristaux utilisés. Bien que la valeur de K puisse être aussi influencée par les teneurs en Al^{VI} et Ti de la biotite et en Ca et Mn du grenat (Ferry & Spear, 1978), l'équation (1) peut être utilisée sans correction pour des grenats avec des rapport $(Ca+Mn) / (Ca+Mn+Fe+Mg) < 0.20$ et des biotites avec $(Al^{VI} + Ti) / (Al^{VI} + Ti + Fe + Mg) < 0.15$.

Les résultats géothermométriques concernant le cœur de chaque grenat anté-alpin sont parfois assez inhomogènes. Cette dispersion s'exprime à la fois dans un même grenat mais également entre grenats adjacents (lame Ga-40B : 695°C à 831°C). En plus de l'erreur sur la température, en partie imputable aux modes empiriques de calcul, il existe aussi une incertitude sur la stabilité de composition des biotites reprises pendant le métamorphisme alpin. Les muscovites anté-alpines, jouxtant les inclusions de biotites, indiquent pour cette gamme de température, des pressions de l'ordre de 4 à 6 Kb.

Méthodes géothermométriques utilisées pour quantifier les différentes phases du métamorphisme alpin :

Thermomètre grenat – phengite - Les calibrations utilisées pour les micaschistes à Epidote (anciennes metabasites ?) sont de Krogh & Raheim, 1978. Pour les micaschistes à biotite et glaucophane, les calibrations utilisées sont celles de Green & Hellman, 1982. La condition essentielle pour que ces thermomètres donnent des résultats cohérents est que grenat et phengite croissent ensemble (échanges cationiques pendant la croissance). La présence de phengite en inclusions répondait à cette condition et nous n'avons retenu que ces dernières pour les calculs P-T. Quelques phengites matricielles, hautement substituées ($Si > 3.5$), ont néanmoins été corrélées avec les bordures des grenats alpins qu'elles 'moulent' (Ga-70 et 72). Leur composition répondait à celle d'un métamorphisme alpin de HP et nous avons supposé qu'un équilibre chimique existait entre ces deux phases. Ce géothermomètre a fourni des résultats très intéressants concernant les stades métamorphiques progrades associés à la croissance du grenat (depuis ~10 Kb-430°C jusqu'à ~15 Kb-520°C). Le nombre de mesures analytiques disponibles sur les grenats alpins du socle nous a permis d'affiner la qualité de nos estimations (très grand choix d'assemblages).

Thermomètre grenat-clinopyroxène - La température d'équilibre entre le grenat et le clinopyroxène est fonction de la distribution intracristalline de $Mg^{2+} - Fe^{2+}$ (Banno, 1965 ; Coleman et al., 1965 ; Banno, 1970 ; Mysen & Heier, 1972). Plusieurs calibrations, développées initialement pour des roches de composition basiques, sont proposées dans la littérature (Räheim & Green, 1974 ; Ellis & Green, 1979 ; Ganguly, 1979 ; Saxena, 1979 ; Dahl, 1980). L'application détournée de ces méthodes aux micaschistes à de la Claréa (Ga-53 et 51) - seule lithologie pour laquelle ces calibrations sont peut être valables (voir à ce sujet les travaux de Rolland et al, 2000 sur le massif du Gran Paradiso) - n'a fourni que très peu de résultats (~ 470°C, 14 Kb ; Ga-51), marginalement compatibles avec ceux déduits du géothermomètre

grenat-phengite. D'une façon plus générale, les compositions très pauvres en fer des Cpx-jadéitiques du socle et la non-observation de ces derniers en inclusion dans les grenats, rendent hasardeuse l'utilisation de ce géothermomètre.

Thermomètre grenat – chlorite - La calibration de Dickenson & Hewitt (1986) a uniquement été utilisée pour le cœur de grenats alpins contenant des inclusions de chlorite (Ga-53) ; la calibration de Grambling (1990) ne donnant aucun résultat. Les températures sont très inhomogènes, voir contradictoires avec celles fournies par le géothermomètre grenat-phengite (Anx.72B). Beaucoup de chlorite, déstabilisant des reliques de muscovite ou de biotite anté-alpine, ne semblent pas à l'équilibre avec le grenat. Les analyses en cours devraient permettre d'améliorer la précision de ces estimations (400~550°C, 6~14 Kb).

Thermomètre à chlorite - Bien qu'elle surestime un peu plus les températures (Caritat et al, 1993), la calibration de Jowett (1991) - modification du mode de calcul donné par Cathelineau (1988) - a été appliquée sans réel succès aux chlorites présentes dans les microstructures D1. Cette formule empirique, développée à l'origine pour des assemblages métamorphiques Schistes Verts de bas grade, donne systématiquement des valeurs de température groupées entre 200 et 300°C. Cette gamme de température n'a selon nous pas beaucoup de signification : beaucoup de couples phengite-chlorite, intimement enchevêtrés dans la fabrique S1, indiquent des pressions de l'ordre de 12 Kb pour des températures n'excédant pas les 250°C ! (champ de stabilité de la carpholite et de la lawsonite qui au demeurant n'ont jamais été observées dans le socle). Ce thermomètre, appliqué aux assemblages D2 à chlorite-phengite réellement synmétamorphes dans le faciès des Schistes Verts ($Si < 3.25$), donne théoriquement des résultats fiables (Caritat et al, 1993) qui méritent d'être pris en compte (250 ~300°C).

Thermomètre chloritoïde-chlorite - La calibration de Vidal (1999), appliquée aux équilibres D2 chloritoïde - chlorite de la lame Ga-53 (minéraux présents dans une veine de quartz S2), nous a fourni quelques résultats significatifs. Ces températures demeurent néanmoins toujours supérieures à celles déduites du géothermomètre à chlorite (Jowett, 1991). Les compositions très riches en fer de la chlorite et du chloritoïde se prêtent apparemment très mal à ce genre d'équilibre (développé à l'origine pour des assemblages plus magnésiens). Il est également probable que beaucoup de chlorites ne sont en fait pas à l'équilibre avec le chloritoïde. Cette méthode, appliquée aux équilibres D1 [Cld-Chl] n'a pour le moment fourni aucun résultat (§ article 1).

C) Résultats thermobarométriques

Nous pouvons maintenant replacer ces données thermobarométriques dans des grilles pétrogénétiques adéquates (Fig.41A). Les micaschistes à Epidote du Groupe de la Claréa, riches en phases amphiboliques ou ferro-magnésiennes (glaucophane, magnésio-hornblende, actinote et chlorite...), ont été considérées comme des roches 'basiques' ou 'semi-basiques' : les quelques estimations P-T, calculées à partir d'une seule lame mince (Ga-104), ont été projetées comme telles sur une grille pétrogénétique spécifique (reprise d'après une figure de Schwartz et al, 2000). Cette grille, trop peu riche en information ne fera pas l'objet d'une description particulière. Les résultats géothermobarométriques concernant les autres roches 'acides' (micaschistes à glaucophane et biotite) ont été projetés conjointement sur une même grille afin d'établir un chemin P-T cohérent et suffisamment documenté.

Chemins Pression - Température dans les roches 'acides' – D'après les résultats de nos analyses thermobarométriques et l'étude des assemblages minéralogiques, il apparaît, entre le stade de HP et

la rétomorphose dans le faciès des Schistes Verts, un stade intermédiaire encore mal contraint, sym-métamorphe dans les conditions de cristallisation du glaucophane et du chloritoïde. Nous distinguerons donc trois grands stades métamorphiques alpins : *le stade des Schistes Bleus de haut grade, celui des Schistes Bleus de bas grade et celui des Schistes Verts*. Concernant les micaschistes de la Claréa, les stades métamorphiques de plus haut grade sont d'autant mieux documentés (Ga-53, 70,71 et 72) que l'on s'éloigne des contacts tectonisés entre le Groupe de la Claréa et le Groupe d'Ambin (Ga-128, 63 et 74). Les résultats thermométriques couplés aux données géobarométriques obtenues sur les phengites sont résumés dans les tableaux en annexe (Anx.72A et B).

Le premier stade métamorphique D1, en faciès des Schistes Bleus de haut grade (11<P<17 Kb), apparaît comme le stade le mieux documenté sur nos grilles pétrogénétiques. Le couple grenat-phengite permet de rendre compte directement des conditions de pression et de température associées à la croissance de ces deux minéraux. La température maximale atteinte à ce stade de HP-BT est encore mal contrainte : elle semble augmenter avec la pression depuis les assemblages à grenat manganésifère – ferro-riébéckite (équilibre grenat- phengite : 432°C) jusqu'aux assemblages à grenat ferrifère - glaucophane (même équilibre : 510°) caractérisant le pic de pression dans le Groupe de la Claréa. La présence de clinozoïsite stable avec le glaucophane, en l'absence de lawsonite implique en théorie une température minimale de 450 à 500°C (Heinrich et Althaus, 1988 ; Maresch, 1977). Les teneurs en Si⁴⁺ (3.50 – 3.60) des phengites en inclusion dans les grenats de Ga-53 fournissent à ces mêmes températures des valeurs de pression voisines de 13-15 Kb. Afin de mieux contraindre cette valeur, nous avons en parallèle re-calculé la pression à partir de la teneur en jadéite des clinopyroxènes (Gasparik & Lindsley, 1985) observés (i) dans les micaschistes à biotite et (ii) les micaschistes à glaucophane du socle. Dans le premier cas il s'agit de jadéite presque pure (0.8-0.9) ; une pression minimum de 13 Kb pour une température de 500°C est déduite de ce géobaromètre en présence de phengite hautement substituée en Si⁴⁺ (3.48-3.50). Dans le deuxième cas, il s'agit de jadéite moins pure (Jd :0.6-0.7). Une pression minimum de 12 Kb pour une température de 500°C est déduite de ce géobaromètre en présence de phengite hautement substituée en Si⁴⁺ (3.50-3.55). Les phengites D1 hautement substituées, présentes dans le Groupe d'Ambin, semblent indiquer des pressions du même ordre de grandeur. Le début de la rétomorphose n'est pas documenté, faute de résultats cohérents sur le couple chlorite-phengite matriciel.

Le stade métamorphique D2 en faciès des Schistes Bleus de bas grade (7<P<10 Kb) est très peu documenté. Il est caractérisé par la croissance de glaucophane, de chloritoïde, de chlorite dans les structures S2/C2 des roches de la Claréa faiblement tectonisées par D2. Les couples chlorite-chloritoïde (parfois chlorite seule) fournissent des températures de l'ordre de 350-430°C. La composition des phengites (3.3<Si<3.45) associées à ces minéraux rend compte de pressions situées entre 6 et 9 Kb, ce qui peut être significatif d'une chute de pression à température constante. Ce chemin rétrograde est encadré dans tous les cas, du point de vue des températures extrêmes, par les courbes de stabilité de la lawsonite et du chloritoïde:

- l'absence de lawsonite impose une température minimale de l'ordre de 400°C. Les courbes de réaction (a) lawsonite (Lws) + Jd = zoïsite (Zo) + paragonite (Pg) + Qtz + H₂O et (b) Lws + Ab = Zo + Pg + Qtz + H₂O (Heinrich & Althaus, 1988) sont reproduites d'après une figure de Evans (1990) ;

- la présence de chloritoïde dans les micaschistes à glaucophane (Ga-53) et l'absence de staurotide montrent que la température n'a pas dépassé, à ce stade, les 550-600°C. A cette température se produirait la réaction (c) : chloritoïde \square grenat + staurotide + disthène (Chopin et al., 1991). Ce fait est également avéré par l'absence des paragenèses : talc + grenat + disthène et disthène + chlorite + grenat, qui se développent dans les métapélites à des températures égales ou supérieures à 600°C. La courbe de

déstabilisation du glaucophane (d) est arbitrairement positionnée (Maresch, 1977 ; Evans, 1990) autour de 500°C ; il est vraisemblable que le champ de stabilité de ce minéral atteigne des températures proches de 600°C (Ballèvre, 1988).

Le stade métamorphique D2 en faciès des Schistes Verts (3~7 Kb, 200~300°C) est documenté par les assemblages chlorite-phengite cristallisant de façon orientée dans les phyllonites de zones de cisaillements. Dans le Groupe de la Claréa, ce stade est marqué par la déstabilisation presque totale du pyroxène jadéitique en albite, la rétro-morphose entre 4 et 6 Kb des bordures de glaucophane en magnésio-hornblende (estimations de pressions déduites des géobaromètres à amphiboles de Brown, 1977 et Schmidt, 1992) qui a son tour sera déstabilisée en une association à chlorite-actinote-épidote s.s. Les fabriques S2/C2 où se développent maintenant des phengites faiblement substituées ($Si < 3.26$), de la chlorite et du stilpnomélane, cèdent progressivement la place à une simple schistosité de fracture S3 ou circulent des oxydes de fer variés, de la silice et des carbonates. Ce stade métamorphique, que nous n'avons pas pu estimer d'un point de vue P-T, marque le passage à la déformation ductile-fragile (phase D3).

Comparaison des chemins P-T entre les roches 'acides' et 'semi-basiques' - Les deux chemins P-T quantifiés à partir des analyses de roches 'acides' et 'semi-basiques' des massifs d'Ambin et Vanoise Sud présentent de fortes similitudes. Les pics de pressions obtenus sur le couple phengite-grenat (~500°C, ~15 Kb) dans les micaschistes à biotite et glaucophane sont compatibles avec ceux obtenus dans les micaschistes à Epidote (~540°C, ~13 Kb). L'évolution rétro-morphique vers le faciès des Schistes Bleus de bas grade puis des Schistes Verts est au contraire très mal contrainte. Les chemins P-T déterminés entre les roches 'acides' et 'semi-basiques' (calés grâce aux couples phengite – chlorite) semblent converger lorsque le seuil de température 330 degré est franchi.

D) Conclusions préliminaires obtenues en utilisant l'approche traditionnelle

L'approche thermobarométrique 'classique' nous a permis de dresser un premier inventaire des conditions P-T associées aux déformations ductiles D1 et D2. Ces estimations sont discutables dans la mesure où :

- nous ne prenons en compte pour chaque calcul qu'un très petit nombre d'équilibres chimiques (couple grenat-phengite par exemple) ;
- les marges d'erreur relatives à chacun de ces calculs ne sont généralement pas fournies, d'où une grande imprécision sur la signification de nos estimations ;
- les pressions sont pratiquement toutes estimées à partir du géobaromètre à phengite. La validité de ce géobaromètre appliqué à des roches contenant des minéraux autres que le quartz, la phlogopite ou le feldspath potassique, fait actuellement l'objet de nombreuses discussions (voir Simpson et al, 2000).

1-4 - La thermobarométrie 'revisitée'

1-4-1 - Méthodes d'approche

Depuis le début des années 90, de nombreux progrès concernant la connaissance des propriétés thermodynamiques des minéraux, l'élaboration de bases de données thermodynamiques inter-consistantes, de modèles de solution solide associés et le développement de programmes de calcul des conditions P-T ont révolutionné la thermobarométrie.

Une première approche consiste à calculer les conditions P et T d'équilibre pour un assemblage donné de minéraux qui semblent coexister à l'équilibre dans le même échantillon. Cette appréciation de l'état d'équilibre utilise des critères pétrographiques « classiques », tels que l'absence de texture réactionnelle, l'implication des minéraux dans les mêmes structures contemporaines ou leur inclusion dans le même minéral ...etc. L'avantage de cette approche est sa simplicité (le calcul des conditions d'équilibre nécessite la résolution de la condition d'équilibre $\Delta G(P,T) = 0$ pour P et T d'un faible nombre d'équilibres). Une méthode dérivée, dite des multi-équilibres (Berman, 1991 ; Vidal & Parra, 2000 ; Trotet et al., 2001b ; Bosse et al., 2002 ; Parra et al., 2002a,b), permet d'estimer de manière simultanée les conditions de pression et de température pour des paragenèses de forte variance (>1). Le gros inconvénient de cette approche est de ne pas vérifier si l'assemblage minéral utilisé pour estimer les conditions P-T est réellement stable à ces conditions P-T, c'est-à-dire qu'il correspond au minimum énergétique possible pour la composition chimique du système qu'il définit (un assemblage différent pourrait être plus stable, c'est-à-dire correspondre à une énergie libre du système plus basse).

Pour vérifier ces hypothèses, une seconde approche, basée sur le calcul de l'assemblage minéral le plus stable (minimisation d'énergie libre pour un système de composition fixée) est utilisée. Cette approche conduit à la construction de pseudo-sections. Celles-ci traduisent les champs de stabilité de différents assemblages minéralogiques en fonction de P et T, de l'abondance relative des différentes phases, et de leur composition qui varie au sein de ces champs (de Capitani & Brown, 1987 ; Chatterjee, 1991 ; Holland & Powell, 1990, 1998 ...etc). On ne calcule pas de limites de stabilité ou de « courbes d'équilibre », mais réellement l'énergie libre minimum d'un système composé de différentes combinaisons possibles de minéraux (pour une composition chimique fixée). Cette approche rigoureuse présente l'avantage de ne pas faire d'hypothèse de départ sur les minéraux qui « doivent » être en équilibre pour le calcul P-T. Par contre, elle présente deux inconvénients :

- elle introduit une incertitude supplémentaire au calcul, celui de la composition du système chimique à utiliser. En règle générale, on utilise la composition chimique de la roche étudiée (XRF). Pourtant, cette composition globale ne prend pas en compte les hétérogénéités locales qui sont traduites par les variations de minéralogie ;

- la minimisation d'énergie utilise une base de donnée incluant certains minéraux. La minimisation d'énergie se fait par comparaison du système calculé pour les différentes combinaisons possibles des minéraux. Le risque est alors d'omettre certaines phases pour lesquelles la minimisation d'énergie n'est pas testée, et donc de prédire la stabilité d'un assemblage qui n'est pas le plus stable. De plus, cette minimisation d'énergie doit prendre en compte les variations chimiques possibles de toutes les phases. Cela suppose d'avoir pour chaque phase les propriétés thermodynamiques standard de tous les pôles purs qui sont nécessaires pour rendre compte des variations chimiques possibles, ainsi que les modèles de solution solide entre les pôles purs. Cela est en général le cas pour les minéraux présentant des substitutions « simples » de type Fe-Mg, mais ne l'est pas pour des phases présentant de nombreuses substitutions, comme les amphiboles, les chlorites ou les phengites par exemple, qui sont courantes dans les roches métamorphiques.

Les deux approches sont donc complémentaires et devraient être utilisées systématiquement de manière conjointe, mais pour les raisons décrites plus haut, cela n'est pas toujours possible. Un compromis est donc nécessaire.

Nous avons privilégié, dans le cadre de nos premières estimations P-T, deux programmes basés sur le principe des multi-équilibres : TWEEQ et THERMOCALC. Le programme TWEEQ effectue l'optimisation d'une fonction devant satisfaire tous les encadrements des déterminations expérimentales (Berman, 1988 ; Berman & Perkins, 1987) et permet l'élaboration directe de diagrammes de phase. Le programme THERMOCALC effectue au contraire une régression linéaire sur les données thermodynamiques par la méthode des moindres carrés (Holland & Powell, 1990, 1998) – au contraire de TWEEQ, il ne distingue pas les réactions stables parmi l'ensemble des réactions possibles (équilibres indépendants).

Contrairement aux géothermobaromètres 'traditionnels', ces logiciels de calcul demandent de prendre compte un plus grand nombre d'équilibre chimique. Dans le cas des micaschistes de la Claréa, le logiciel THERMOCALC ne fonctionne correctement que pour les assemblages métamorphiques comprenant au minimum quatre ou cinq phases minérales, dont obligatoirement le grenat. Il n'est pas toujours facile de trouver ces cinq phases en contact les unes avec les autres, d'où une restriction sur le nombre des estimations P-T proposées.

Les conditions P-T relatives à l'épisode D1 ont été déterminées grâce au logiciel THERMOCALC. Dix assemblages caractéristiques, comprenant grenat, glaucophane et chloritoïde ferrique, phengite fortement substituée, clinozoïsite, jadéite, ont été sélectionnés (Tab.6). Les échantillons correspondants proviennent des massifs de Vanoise Sud et d'Ambin. Tous ces minéraux s'alignent dans la foliation principale S1 de la roche. Dans la majorité des cas, ces minéraux sont en contact direct les uns avec les autres (inclusions, enchevêtrement).

L'estimation P-T concernant l'épisode D2 a été réalisée sur cinq échantillons du massif d'Ambin, prélevés dans un contact cisailant affectant la base du Groupe d'Ambin. Ce contact correspond à une ramification vers l'Est de la grande zone de cisaillement du 'Lac d'Ambin' (Fig.8) : il représente selon nous le meilleur marqueur structural de la déformation cisailante D2.

Les assemblages correspondants, de forte variance, impliquant chlorite-phengite moyennement à faiblement substituée-albite-paragonite-quartz (cas des zones de cisaillement) **n'ont fourni aucun résultat avec le logiciel THERMOCALC**. Une autre méthode multi-équilibres a été tentée, celle du logiciel TWEEQ (Berman, 1991), en prenant en compte les données thermodynamiques et les modèles de solution solide de Vidal et al (2001) pour les chlorites et de Parra et al (2002) pour les phengites. Cette méthode a été utilisée avec succès par Trotet et al (2001a et b), Bosse et al (2002) et Parra et al (2002b) pour des roches de composition voisine des nôtres. Les calculs ont été réalisés avec les logiciels TWEEQ et INTERSX (Berman, 1991), en supposant une activité de l'eau égale à 1. Les barres d'erreurs indiquent la dispersion des intersections entre les différents équilibres calculés pour chaque association minéralogique (chaque point P-T). Dans le cas idéal, cette dispersion est minimum (tous les équilibres se coupent en 1 point). Pourtant, les incertitudes concernant les modèles d'activité et les données thermodynamiques, celles qui sont associées aux analyses des minéraux, et celles liées à l'appréciation des minéraux supposés être en équilibre, entraînent cette dispersion.

[*Données thermodynamiques et bases de données interconsistantes*: les données thermodynamiques disponibles sont en général celles des pôles magnésiens, et parfois des pôles ferreux (ferro-chloritoïde, daphnite ; pour les autres minéraux les valeurs des paramètres sont déduites des valeurs de K_d rapportées dans la nature). Les modèles d'activité pris en compte (tout comme les données thermodynamiques) divergent selon la méthode utilisée.



Par exemple, les phengites apparaissent dans Tweek comme des solutions solides non-idéales entre des pôles purs pour lesquels les coefficients d'activité ont été affinés par Massonne (1995). Dans Thermocalc, à contrario, les phengites sont modélisées en tant que solution idéale, Holland et Powell (1998) arguant du fait que ce modèle suffit à reproduire les données de Massone et Schreyer (1987). Les assemblages HP-BT sur lesquels nous travaillons sont extrêmement riches en fer (Fe-glaucophane, Fe-chlorite, Fe-chloritoïde, Fe-grenat) alors que la base de données thermodynamiques proposée par Berman (1988) est calculée à partir d'assemblages magnésiens.]

Avec une approche de type Monte Carlo, Vidal et Parra (2000) ont proposé d'utiliser cette dispersion comme un critère pour sélectionner les assemblages équilibrés (paragénèse) de ceux qui ne le sont pas. Dans le cadre encore très préliminaire de nos estimations, nous n'avons pas jugé opportun d'utiliser cette approche. L'erreur cumulée des estimations P-T peut donc être grande, mais elle est difficilement calculable, car les incertitudes concernant les modèles d'activité et les propriétés thermodynamiques sont inconnues (voir ci-dessus). Seule une approche de type Bayésienne (Vidal, com. pers.) pourrait permettre de calculer de manière rigoureuse cette erreur, mais la base de données thermodynamiques utilisée doit être adaptée, ce qui n'est pas le cas de celle utilisée. En absence d'information supplémentaire, une incertitude de $\pm 2\text{Kb}$, $\pm 50\text{ }^\circ\text{C}$ semble raisonnable.

1-4-2 - Chemin Pression-Température alpin dans les socles d'Ambin et de Vanoise Sud

Les estimations thermobarométriques obtenues par ces deux méthodes indépendantes de calcul semblent à première vue complémentaires. Elles mettent en évidence une décompression quasi-isothermale au tout début du chemin rétrograde (grandement extrapolé d'après les données P-T dont nous disposons), suivie par un refroidissement rapide à pression décroissante (Fig.41B).

L'estimation du pic de pression a été déduit de l'assemblage à Grt-Cld-Gln-Czo-Jd-Phe, assemblage métamorphique caractérisant selon nous la fin de l'épisode prograde D1 (fin de croissance des grenats). Ce pic est situé autour de 15Kb, 500°C ; il corrobore nos estimations P-T 'traditionnelles' déduites d'une part du geothermomètre grenat-phengite (Krogh & Raheim, 1978) et d'autre part d'une méthode graphique (Bosse et al, 2002) explicitée dans l'article 1. Les micaschistes à biotite (ABM) et à glaucophane (GBM) fournissent des estimations P-T similaires. Ces estimations soulignent une saute de température de presque 100°C (Fig.41C) entre les 'couvertures océanique' de Schistes Lustrés (Lws⁺) et les socles briançonnais (Grt⁺). Dans le détail, certains assemblages D1 semblent caractériser des domaines de plus basse pression, voire de plus basse température. Ces écarts peuvent être révélateurs :

- d'un déséquilibre thermodynamique entre les phases minérales sélectionnées pour le calcul ;
- d'une imprécision sur les modèles d'activité retenus pour certains minéraux comme le glaucophane ;

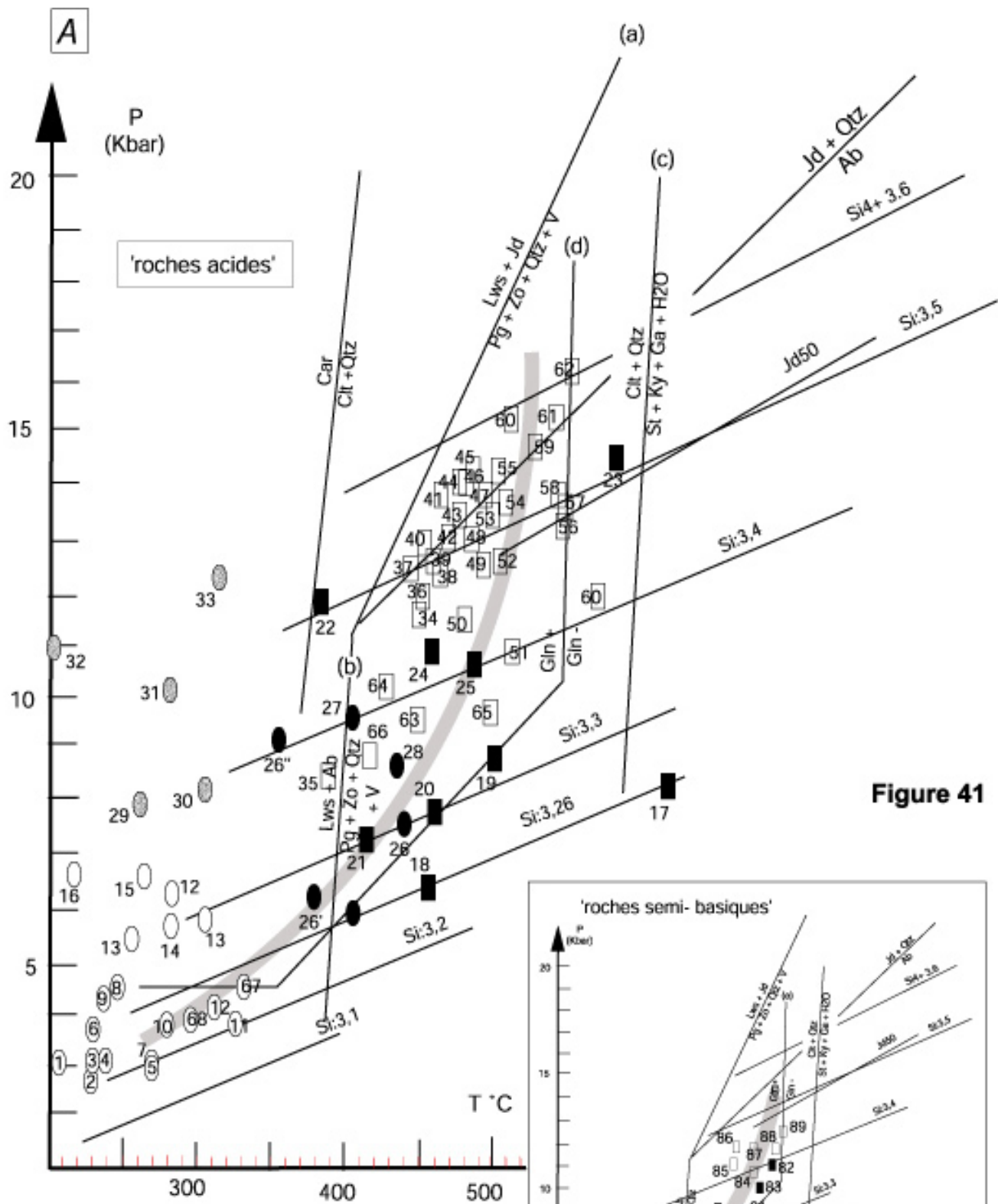
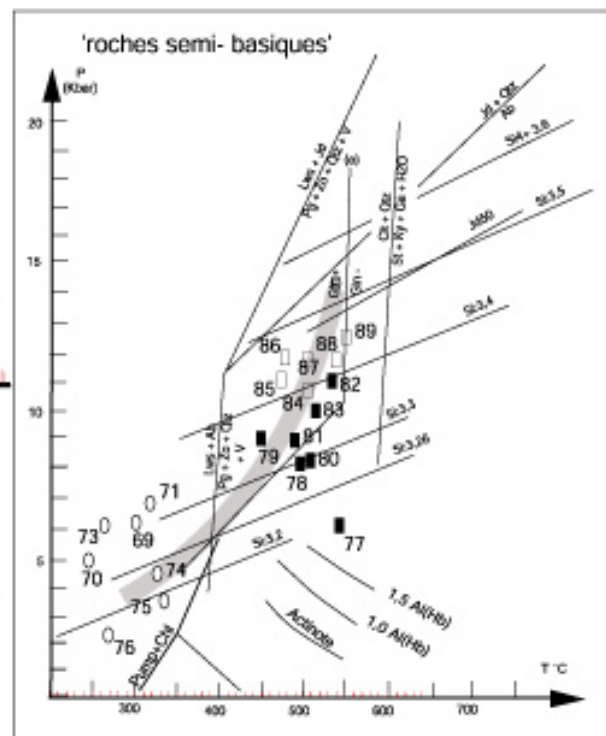


Figure 41

- équilibre grenat - chlorite en inclusion (assemblage D1 prograde)
 □ équilibre grenat - phengite en inclusion (assemblage D1 prograde)
 ● équilibre chlorite - phengite matricielle (assemblage D1 rétrograde)
 ● équilibre chlorite - chloritoïde (assemblage D2 rétrograde)
 ○ équilibre chlorite - phengite (assemblage D2 rétrograde)
- pic de pression →



Il est probable également que certains assemblages D1 ne caractérisent pas exactement le pic de métamorphisme D1 mais plutôt la fin du chemin prograde (Ga-51 et Ga-22) ou le tout début du chemin rétrograde (Ga-40b et Ga-55). L'hypothèse suivant laquelle D1 marquerait aussi le début de l'exhumation est argumentée par l'observation des assemblages minéralogiques présents dans les microstructures. Il est courant d'observer dans les micaschistes à glaucophane des associations à chlorite-chloritoïde ou chlorite-glaucophane déstabilisant le pyroxène jadéitique. Cette association rétrograde apparaît, tout comme le pyroxène jadéitique, parfaitement alignée dans la foliation principale S1 de la roche. La décompression quasi-isothermale ayant suivi le pic de pression se situerait alors à l'interface entre les deux épisodes majeurs de déformation (D1 et D2). Ce schéma est cohérent avec l'idée d'un processus d'exhumation en plusieurs étapes. La décompression quasi-isothermale D1-D2 caractérisant la remontée d'unités profondes suggère que le processus d'exhumation a opéré initialement de façon très rapide.

Bien qu'il n'ait été établi qu'à partir de l'étude minéralogique d'une seule zone de cisaillement ('Lac d'Ambin'), le chemin métamorphique rétrograde D2 apparaît relativement bien documenté dans le faciès des Schistes Verts. Les résultats du logiciel TWEEQ montrent clairement en fin de chemin P-T une décroissance brutale de la Pression et de la Température. Cette chute brutale des conditions P-T, faisant suite à une décompression D1-D2 quasi isothermale, est cohérente avec un ralentissement de la vitesse

Figure.41 – Trajets P-T- déformation estimés pour les socles d'Ambin et de Vanoise Sud :

(A) approche 'traditionnelle' (grilles pétrogénétiques et géothermobaromètres empiriques) : la taille des figurés n'a pas valeur de marge d'erreur. Le trajet P-T est discuté dans le manuscrit (§ chap.1.3.2.e).

(B) logiciels automatisant le calcul. Les losanges noirs correspondent aux estimations P-T. réalisées avec le logiciel Thermocalc sur des assemblages D1 provenant de 10 échantillons du type Groupe de la Claréa. Ces estimations sont fournies en bas de la figure. Les croix noires correspondent aux estimations P-T. réalisées avec le logiciel Tweep sur des assemblages D2 provenant de cinq échantillons du type Groupe d'Ambin. Ces échantillons ont été prélevés dans une ramification de la shear-zone du 'Lac d'Ambin': la taille des croix est proportionnelle aux marges d'erreur. Courbes de réaction : (a) albite (Ab) = jadéite (Jd) + Qtz (Holland, 1980), (b) lawsonite (Lws) + Jd = zoïsite (Zo) + paragonite (Pg) + Qtz + H2O and (c) Lws + Ab = Czo + Pg + Qtz + H2O (Heinrich & Althaus, 1988). Ce trajet demande à être encore affiné.

(C) Comparaison avec les données de la littérature :

1. flèche blanche : trajet P-T. proposé dans ce travail pour les unités de socle briançonnais (Ambin et Vanoise Sud)
2. flèches en pointillés fins : trajets P-T. proposés par Agard et al (2001a) pour différentes sous-unités de Schistes Lustrés situées le long d'un transect Est-Ouest : noter le gradient métamorphique positif vers l'Est.
3. flèches noires : trajets P-T. proposés par Rolland et al (2000) pour différentes unités (piémontaise et liguro-piémontaises) : Gran Paradiso (GP), Unité Inférieures (LI) et Médianes (LM) des Schistes Lustrés.
4. flèche grise en pointillés gras : trajet P-T commun aux trois unités liguro-piémontaises (Viso Mozzo, Passo Gallarino et Lago Superior) du massif ophiolitique du Monviso et à l'unité piémontaise de Dora-Maira, proposés par Schwartz et al (2000)
5. flèche à fond hachuré : trajet P-T proposé par Chalot-Prat et al (sous presse) pour les unités Inférieures des Schistes Lustrés.

L'estimation du pic de pression pour les unités océaniques de Schistes Lustrés fait encore l'objet de nombreux débats : les méthodes utilisées, aussi diverses (TWEEQ, Thermocalc) que controversées (grilles pétrogénétiques, géobaromètre à phengite), semblent être à l'origine de cette dispersion des valeurs.

Toutes les unités HP-BT suivent une trajectoire commune dans le faciès métamorphique des Schistes Verts. Les données de l'analyse structurale confirment que c'est tardivement, au cours de la déformation D2, que ces unités à métamorphismes HP contrastés sont intensément cisillées entre elles.

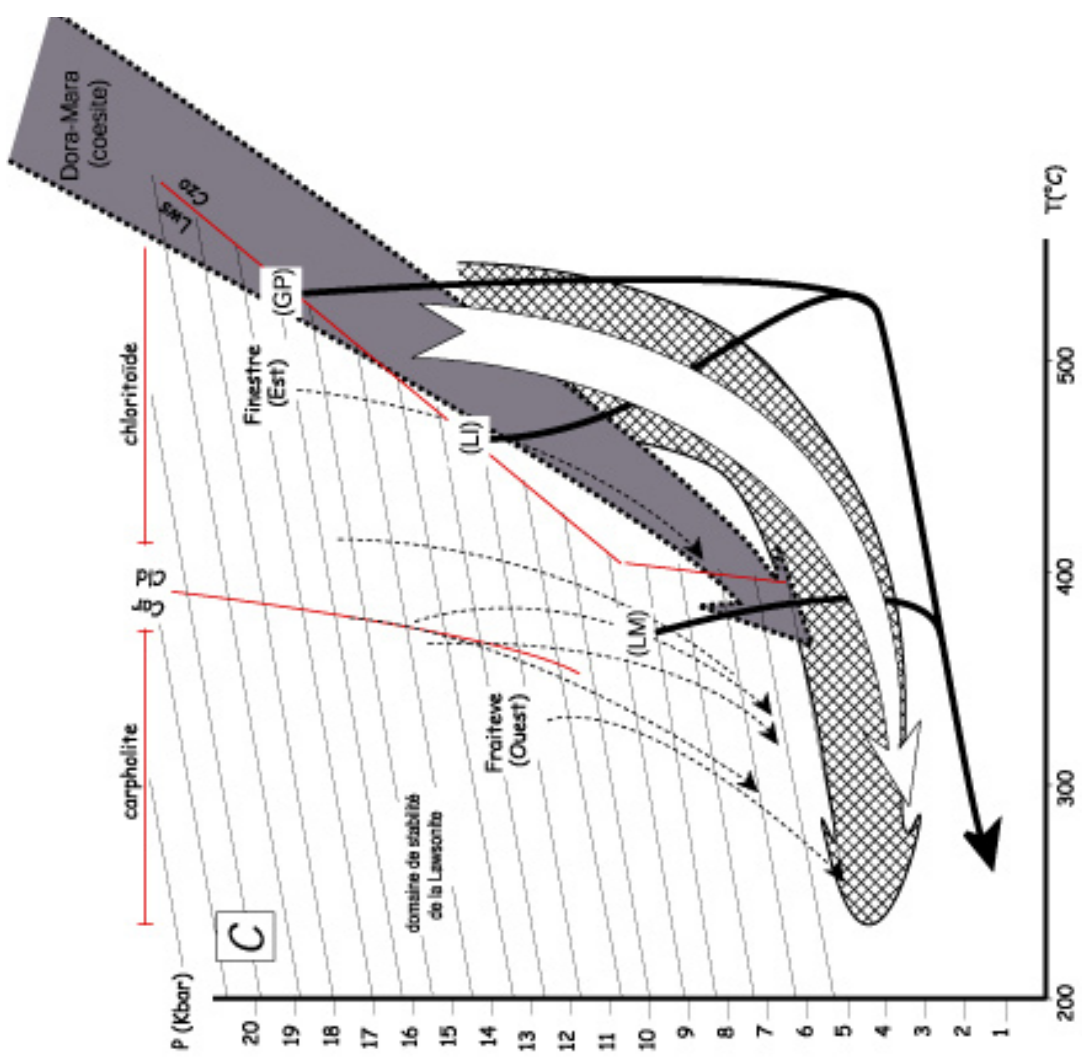
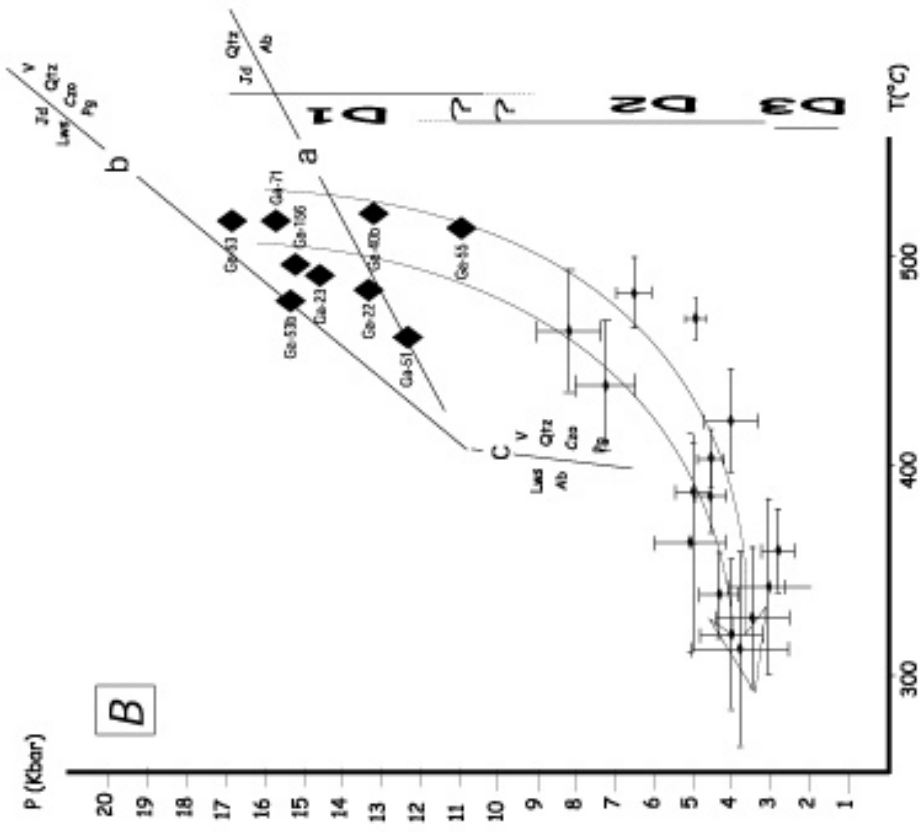


Figure 41

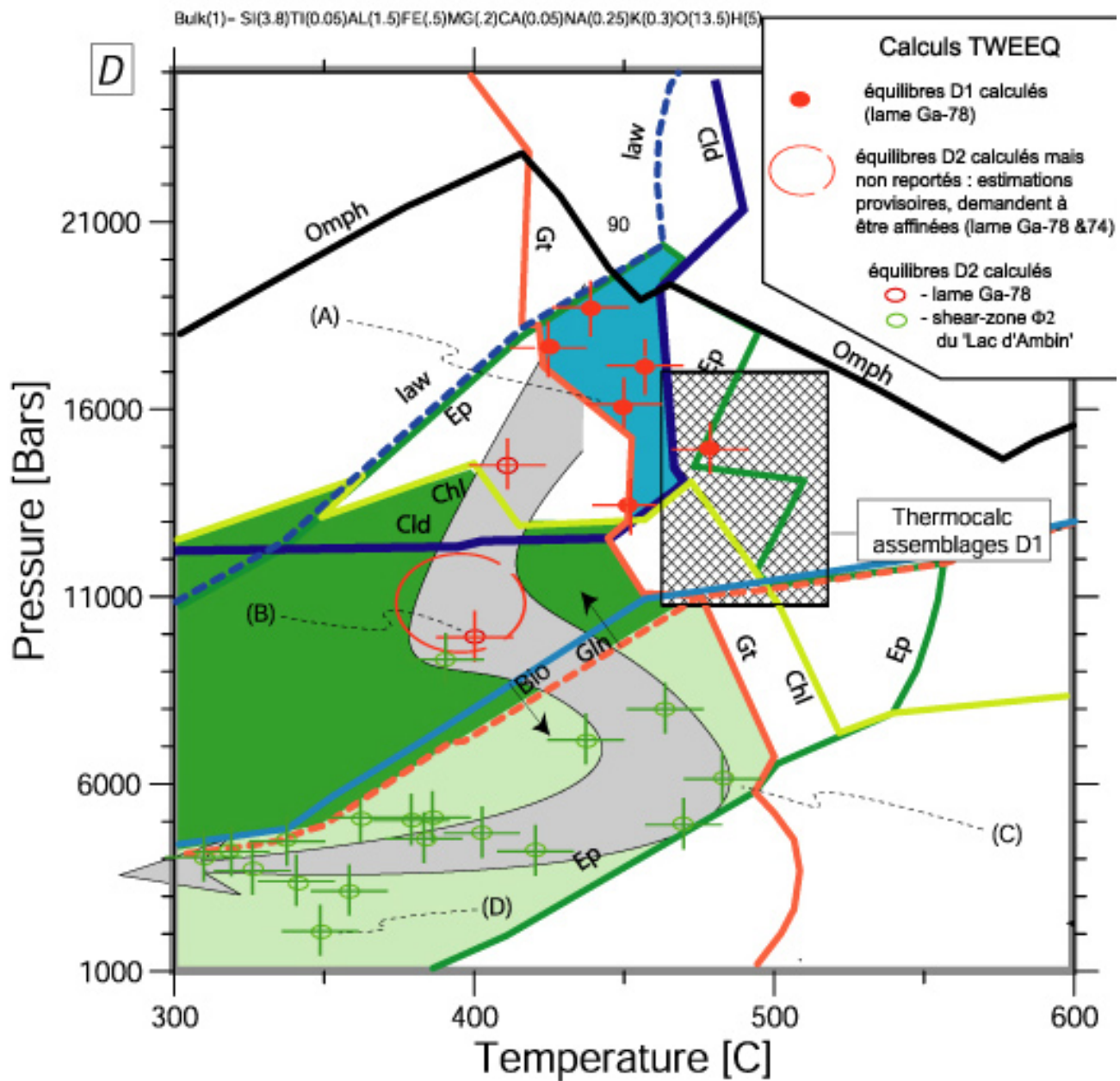


Résultats Thermocals

Gr-22	(Gr, Jd, Ph, Pa, Gln)	T = 488°C, Sd = 15.1	P = 13.4 kbar, Sd = 48	Cor = -0.622, R = 0.06
Gr-40b	(Gr, Jd, Ph, Gln, Ctd)	T = 520°C, Sd = 27.1	P = 13.2 kbar, Sd = 37.9	Cor = -0.908, R = 0.10
Gr-55	(Gr, Ph, Gln, Czo)	T = 513°C, Sd = 10.7	P = 11 kbar, Sd = 9.5	Cor = -0.146, R = 0.03
Gr-23	(Gr, Jd, Ph, Pa, Gln, Ctd)	T = 490°C, Sd = 25.88	P = 14.6 kbar, Sd = 35.2	Cor = -0.892, R = 0.35
Gr-156	(Gr, Jd, Ph, Gln, Ctd, Czo)	T = 496°C, Sd = 8.7	P = 15.2 kbar, Sd = 8.8	Cor = -0.255, R = 0.15
Gr-51	(Gr, Jd, Ph, Pa, Gln)	T = 462°C, Sd = 54.7	P = 12.3 kbar, Sd = 52.9	Cor = -0.994, R = 0.22
Gr-53	(Gr, Jd, Ph, Pa, Gln, Ctd)	T = 517°C, Sd = 154	P = 16.9 kbar, Sd = 26	Cor = -0.033, R = 0.01
Gr-53b	(Gr, Jd, Ph, Pa, Gln, Czo)	T = 479°C, Sd = 280	P = 15.3 kbar, Sd = 14.3	Cor = -0.947, R = 0.05
Gr-71	(Gr, Jd, Ph, Pa, Gln, Ctd, Czo)	T = 510°C, Sd = 80.7	P = 15.7 kbar, Sd = 100.7	Cor = -0.915, R = 0.00

micaschistes albitiques et biotite (ABM)					micaschistes à glaucophanes (GBM)						
	Ga-22	Ga-23	Ga-40b	Ga-55	Ga-156	Ga-51	Ga-53b	Ga-53	Ga-70	Ga-71	
Assemblages D1											
Phe (Si)	3.37 - 3.44	3.40 - 3.48	3.38 - 3.64	3.41 - 3.43	3.37 - 3.47	3.42 - 3.57	3.35 - 3.42	3.38 - 3.52	3.55 - 3.44	3.4 - 3.53	
Grt	XAlm	62.5 - 73.6	58.8 - 67.2	65 - 71	65 - 70	61 - 72	68 - 72	69 - 73	56.8 - 76.2	63 - 75	4.1 - 9.3
	XGrs	7.9 - 21.3	23.1 - 28.2	14 - 22	18 - 23	17.1 - 23	18 - 23	19-25	17.5 - 28.8	17.1 - 22.2	16.3 - 27
	XSps	5.1 - 7.8	6.4 - 15.5	4.2 - 9.6	1.8 - 4.5	1 - 8.3	1.3 - 6.7	1.2 - 6.3	1.2 - 11.4	0 - 17	1 - 15.1
	XPyp	6.8 - 14.56	1.5 - 2.35	7.1 - 8.8	5 - 6.8	4.3 - 7.2	5.2 - 6.4	6.1 - 7.4	3.13 - 8.1	3.9 - 8.1	4.1 - 9.5
Chl X(Mg)	0.07 - 0.08	0.12 - 0.13		0.10 - 0.12	0.09 - 0.11		0.13 - 0.14	0.07 - 0.09	0.08 - 0.09	0.07 - 0.08	
Jd X(Mg)	0.10 - 0.11	0.07 - 0.08	0.16 - 0.19		0.33 - 0.38	0.26 - 0.29	0.14 - 0.16	0.35 - 0.36		0.10 - 0.16	
Gin X(Mg)	0.38 - 0.40	0.44 - 0.46	0.33 - 0.35	0.35 - 0.37	0.40 - 0.41	0.60 - 0.65	0.37 - 0.39	0.40 - 0.43	0.37 - 0.40	0.35 - 0.38	
Rt	++ i	++ i	+++ m,i	++ i, m	+ m	++ m	+++ i	+++ i, m	++ m,i	++ m	
Ep				m	m		+++ m			m	
Par	+++ m, i	++ m,i	+++ m, i	+++ m, i	+++ m, i	++ m,i	+++ m, i	+ m, i	+++ m,i	++ m,i	
Opaque	++ ilm (Lm)	++ ilm (i,m)	+++ ilm (Lm)	++ ilm (i,m)	+ ilm (Lm)	++ ilm (Lm)	+++ ilm (Lm)	++ ilm (Lm)	++ ilm (Lm)	++ ilm (i,m)	
Assemblages D2											
Phe (Si)	3.15 - 3.27	3.13 - 3.26	3.10 - 3.30	3.10 - 3.27	3.14 - 3.30	3.19 - 3.34	3.10 - 3.27	3.13 - 3.34	3.05 - 3.24	3.12 - 3.25	
Ab	+++ m	++ m	+++ m	+++ m	+ m	+ m	+ m	+ m	+ m	+ m	
Par	++ m	+ m	+++ m	+++ m	+ m	+ m	+++ m	+ m	+++ m	++ m	
Ep					+++ m	++ m	++ m	++ m			
Chl X(Mg)	0.38 - 0.47	0.35 - 0.41	0.49 - 0.50	0.33 - 0.35	0.29 - 0.38			0.25 - 0.27	0.33 - 0.36	0.41	
Bio (Chl)	+++ m	++ m	+++ m	+ m				+ m	++ m	++ m	
Opaque	++ (ilm)	++ (ilm)	+++ (ilm)	++ (ilm)	+ (ilm)	++ (ilm)	+++ (ilm)	++ (ilm)	++ (ilm)	++ (ilm)	
+ : rare, ++ : commun, +++ : frequent					i : Inclusion dans Grt			m : mineral matriciel			

Le Tableau 6 résume les informations minéralogiques discutées dans le mémoire et donne un aperçu synoptique des principaux assemblages critiques pris en considération pour la détermination des conditions P,T relative à la phase D1. (Si) teneur en Si des phengites (sur une base de 22 oxygène). X(Mg) = Mg/(Fe+Mg). Abbréviations minérales définies par Kretz (1983), modifiées pour Bio(chlo) = biotite brune +/- chloritise



Domaine D1
(stabilité du grenat alpin
riche en calcium)



Domaine D2 où le glaucophane
est stable



Domaine D2 où le glaucophane
n'est plus stable

équilibre A (450°C, 16 Kb)

équilibre B (400°C, 10 Kb)

équilibre C (480°C, 6 Kb)

équilibre D (350°C, 2 Kb)

% atomique	équilibre A (450°C, 16 Kb)					équilibre B (400°C, 10 Kb)					équilibre C (480°C, 6 Kb)					équilibre D (350°C, 2 Kb)				
	Ep	Phe	Cld	Gln	Par	Ep	Phe	Chl	Gln	Par	Ep	Phe	Chl	Alb	Par	Ep	Phe	Chl	Alb	Par
O	59,1	57,7	53,8	58,5	57,1	59,1	57,3	50,1	58,5	57,1	59,1	57,3	50,1	61,5	57,1	59,1	57,2	50,1	61,5	57,1
H	4,54	9,61	15,4	4,87	9,52	4,54	9,55	22,3	4,87	9,52	4,54	9,55	22,3	0	9,52	4,54	9,52	22,3	0	9,52
Na	0	0	0	4,87	4,76	0	0	0	4,87	4,76	0	0	0	6,71	4,76	0	0	0	7,14	4,76
Ca	9,09	0	0	4,87	0	9,09	0	0	0	0	9,09	0	0	0,89	0	9,09	0	0	0	0,46
Mg	0	0,95	0,82	0	0	0	1,03	5,67	3,92	0	0	0,6	6,86	0	0	0	0,62	6,93	0	0
Fe	4,3	0	6,86	4,07	0	4,35	0	7,18	3,39	0	4,08	0	5,63	0	0	4,35	0	5,81	0	0
Si	13,6	16,3	7,69	3,23	14,3	13,6	15,7	7,8	19,5	14,3	13,6	15,3	7,56	22,2	14,3	13,6	20	7,95	22,6	14,3
Al	9,32	11,6	15,4	19,5	14,3	9,28	12	6,98	4,87	14,3	9,55	12,8	7,55	8,59	14,3	9,28	13	6,88	8,15	14,3
K	0	3,87	0	4,87	0	0	4,46	0	0	0	0	0	0	0,08	0	0	4,71	0	0,08	0

+ quartz + magnétite + H₂O

Figure 41

d'exhumation. Le fonctionnement de la zone de cisaillement du 'Lac d'Ambin' (Ga-63), débutant comme celle de 'Fond d'Aussois' (Ga-74) dans les conditions métamorphiques des Schistes Bleus de bas grade (ce qui est cohérent avec la présence de glaucophane dans la foliation S2 du socle, Ga-78), semble atteindre son intensité cisailante maximale dans le faciès des Schistes Verts. Nous pouvons donc parler de zone de cisaillement $\Phi 2$ à rejeu tardif.

1-4-3 - Discussion et perspectives - Validité des estimations Pression-Température

Le chemin rétrograde proposé (Fig.41B), s'il est cohérent avec nos premières estimations P-T dites 'traditionnelles' (Fig.41A), fait encore l'objet de beaucoup d'interrogations et/ou d'inconnues.

La première de ces inconnues concerne l'estimation du pic de métamorphisme D1 déterminé à partir d'un seul logiciel : THERMOCALC. Les calculs que nous entreprenons actuellement, d'une part avec le logiciel TWEEQ et d'autre part avec la méthode des pseudo-sections, devraient nous permettre de valider ou de discuter ces estimations.

La deuxième inconnue concerne la trajectoire du chemin rétrograde. D'une part, les différentes estimations P-T (respectivement pour D1 et D2) ont été obtenues à partir d'échantillons différents, prélevés dans des zones d'intensité de déformation variable et parfois de lithologie très différente (paragénèses D1 dans les micaschistes alumineux de la Claréa, paragénèses D2 dans les micaschistes siliceux intensément cisailés du Groupe d'Ambin) ; il est donc, en théorie, abusif de les relier pour contraindre un chemin P-T (qui a pu, en théorie être différent pour les différentes unités tectoniques). Dans l'état actuel de nos travaux, nous sommes amené à supposer que les différentes paragénèses utilisées pour les calculs caractérisent différentes étapes du même chemin d'exhumation. D'autre part les estimations P-T concernant respectivement les équilibres D1 et D2 ont été réalisés avec des logiciels différents (THERMOCALC pour D1 et TWEEQ pour D2)

La troisième inconnue, enfin, concerne la quantification des stades rétrogradés précoces D2 dans le faciès des Schistes Bleus. Il existe en effet une grande inconnue sur les conditions P-T marquant la transition D1-D2 : le début de la décompression D2 est-il réellement isotherme ? ce chemin, extrapolé entre nos deux extrêmes métamorphiques (pic 'éclogitique' D1 et Schistes Verts D2), pourrait être marqué par plusieurs épisodes de réchauffement.

Figure.41 (suite) – Données thermobarométriques acquises récemment sur les socles d'Ambin et de Vanoise Sud: (D) pseudo-sections calculées à partir de la composition chimique RT des micaschistes du socle (programme Theriak-Domino proposé par De Capitani et Brown, 1987), prenant en compte les bases de données thermodynamiques proposées par Berman et al (1985) et Perkins et al (1986). Le champ de stabilité calculé pour chaque minéral (grenat, glaucophane, chlorite, épidote ...) permet d'isoler des domaines P-T au sein desquels cohabite à l'équilibre, respectivement l'association D1 (grenat, glaucophane, chloritoïde, épidote (s.s), phengite, paragonite, quartz \pm opaques) et D2 (glaucophane, chloritoïde, chlorite, phengite, paragonite, épidote (s.s), quartz \pm opaques). Les calculs Tweek effectués sur des assemblages D1 et D2 typiques, et prenant en compte des compositions minéralogiques réelles (à l'exception des grenats pour lesquels nous avons légèrement augmenté la teneur en calcium, obtenant ainsi de bons intersects ; la chimie de ces grenats demeure néanmoins dans les marges de composition des grenats Alpains) sont reportés à titre de comparaison sur la même grille. Concernant les assemblages D1, les estimations P-T obtenues par ces deux approches sont remarquablement cohérentes : elles délimitent un domaine d'équilibre D1 situé autour de 450°C ; 16-17 Kb. L'apparition de pyroxène jadéitique (X_{jd} :0,93) stable avec le grenat, le glaucophane, l'épidote (s.s) et le chloritoïde semble se produire à beaucoup plus haute pression (18-19 Kb). Soulignons au passage que ces estimations sont légèrement inférieures aux conditions de températures précédemment fournies par Thermocalc (~50°C en moyenne). L'histoire P-T de la déformation D2 est en revanche beaucoup plus complexe que nous l'avons jusque là supposé : le domaine d'équilibre des assemblages D2 en faciès des Schistes Bleus est en moyenne estimé autour de (10-11Kb, 400-430°C) ; une brusque hausse de température marque le passage au faciès des Schistes Bleus de bas grade puis au faciès des Schistes Verts proprement dit (6-7 Kb ; 480°C). Ces nouvelles estimations posent clairement le problème d'un réchauffement au cours du chemin rétrograde D2. Dans l'attente de nouvelles estimations P-T, permettant de conforter ou réfuter ces dernières, nous préférons ne pas discuter ce chemin dans les conclusions de cette thèse.

1-4-4 - Vers une approche plus intégrée

Dans le but de minimiser l'erreur sur le trajet P-T rétrograde, nous avons choisi dans un deuxième temps de tester conjointement l'approche « multi-équilibre » et « minimum énergie libre » sur les assemblages D1 et/ou D2 d'un nombre limité d'échantillons. Le but recherché étant de contraindre, au final, un trajet P-T suffisamment documenté, à partir d'une seule et même roche du Groupe de la Claréa et/ou du Groupe d'Ambin. Pour chacune de ces approches, nous avons focalisé nos estimations sur un seul logiciel.

Nous présentons ci-dessous quelques résultats préliminaires combinant :

- d'une part l'approche multi-équilibre du logiciel TWEEQ (Berman, 1991), qui permet de calculer les conditions P-T d'équilibre d'un assemblage minéralogique donné (voir ci-dessus);
- d'autre part le programme **Theriak-domino**, développé par de Capitani & Brown (1987), que nous avons utilisé pour la minimisation d'énergie de ces mêmes assemblages minéralogiques.

Nous avons complété la base de données de ces deux logiciels avec les modèles de solution solide de la chlorite et du Mg-chloritoïde de Vidal et al. (2001), des phengites de Parra et al., (2002a), du Fe-chloritoïde de Vidal et al. (1994), et avec des données non publiées concernant le Fe-glaucophane et l'épidote (de Capitani, com. pers.). Toutes ces propriétés thermodynamiques et modèles de solution solide sont inter-cohérents. Sur la figure 41D, nous avons superposé la pseudo-section calculée pour la composition de roche totale suivante : [Si(3,8), Ti(0,05), Al (1,5), Fe(0,5), Mg(2), Ca(0,05), Na(0,25), K(0,3), O(13,5), H(5) - composition réelle exprimée en proportion atomique (input de theriak) -] et les estimations P-T obtenues avec TWEEQ pour différents assemblages minéralogiques caractéristiques de D1 (Groupe de la Claréa : échantillon Ga-78) : Gln-Gt-Cld-Ep-Phg-Qtz, D2 en faciès des Schistes Bleus (Groupe de la Claréa : échantillon Ga-78) : Gln-Cld-Phg-Ep ± Chl et des conditions de fin d'histoire P-T (Groupe d'Ambin : 5 échantillons de phyllonites pour lesquels nous avons déjà les estimations TWEEQ + un nouveau (Ga-74) échantillonné dans la zone de cisaillement de 'Fond d'Aussois') : Chl-Pg-Ab-Qtz-Phg. L'incertitude sur ces estimations P-T est probablement de l'ordre de ± 2 Kb, ± 50 °C (Vidal & Parra, 2000 ; Trotet et al., 2001).

Les calculs TWEEQ que nous avons entrepris sur les assemblages D1 et D2 à glaucophane sont encore en cours (Fig.41D) ; la finalisation des pseudo-sections sera effective lorsque nous aurons nos propres données chimiques sur roche totale. Nous ne fournissons donc ci-dessous que des estimations provisoires, destinées à être modifiées au cours de l'avancée de nos travaux :

- le pic de métamorphisme D1 se situerait autour de 450°C ; 16~17 Kb, ce qui est légèrement inférieur aux conditions de températures précédemment fournies par THERMOCALC mais cohérent avec la méthode des pseudo-sections (de Capitani & Brown, 1987). La saute de température entre les Schistes Lustrés (Agard et al, 2001a) et le socle Briançonnais apparaît donc de nouveau (Fig.41C) ;

- la déformation D2, synmétamorphe dans le faciès des Schistes Bleus, semble prendre place autour de 10~11Kb ; 400~430°C, peut être même à pression plus élevée - 14 kb ; 415°C - si l'on en croit certains équilibres D2 (pour le moment, certes, assez marginaux). Les deux échantillons analysés proviennent du massif de Vanoise Sud : ils ont été prélevés d'une part dans le contact cisailant $\Phi 2$ de 'Fond d'Aussois' (Ga-74), et d'autre part dans la tête de pli P1 rebroussée et tronçonnée par cette zone de cisaillement (Ga-78). D'après les droites d'équilibre proposées par la méthode des pseudo-sections, le chloritoïde D2 semble être en déséquilibre avec l'assemblage chlorite-glaucophane en dessous de 11 Kb. Le chloritoïde est pourtant extrêmement fréquent dans la fabrique D2, souvent en association étroite

avec le glaucophane (en inclusion ou en bordure de ce dernier, Fig.26E) et avec la chlorite ; il est donc curieux que le champ de stabilité de ce minéral, et surtout de l'association Gln-Cld soit restreint dans le domaine des hautes pressions. Ce problème est à l'étude.

Si l'on en croit les estimations P-T établies précédemment à partir d'assemblages minéralogiques D2 à phengite-chlorite-paragonite (5 phyllonites échantillonnées dans une ramification de la zone de cisaillement du 'Lac d'Ambin'), une brusque hausse de température marque le passage au faciès des Schistes Bleus de bas grade, puis au faciès des Schistes Verts proprement dit (6-7 Kb ; 480°C). Soulignons que la droite de réaction $Gln \square Bio$, franchie autour de 8 Kb ; 430°C, est cohérente avec nos observations pétrographiques : la biotite 'brune' (Bio2), en association avec de la chlorite fibreuse, a été observée en bordure réactionnelle autour du Fe-glaucophane (lame Ga-53).

Un tel chemin rétrograde, par les conséquences géodynamiques qu'il implique, demande à être appuyé sur un plus grand nombre d'analyses : quel est l'origine de ce réchauffement ? ralentissement très important de la vitesse d'exhumation ou collapse brutale de la chaîne ? de même pourquoi les Schistes Lustrés avoisinant ces massifs n'enregistrent-ils pas cette hausse de température Agard et al, 2001a, Fig.41C) ? Les conclusions tectono-métamorphiques relatives à ce travail de thèse seront donc uniquement exposées sur la base de notre ancien chemin P-T, en gardant toutefois à l'esprit que le début du chemin rétrograde D2 est encore susceptible d'être modifié. Cet objectif s'inscrit dans le cadre d'un projet post-doctoral. Pour des raisons d'échéance, nous n'avons également pas eu le temps de modifier ou d'intégrer dans l'article 3 ces données et réflexions nouvelles. Ce travail est en cours de réalisation. Que le lecteur veuille bien nous en excuser.

**Multi-stage garnet in the internal Briançonnais basement (Ambin massif, Savoy) :
new petrological constraints on the blueschist-facies metamorphism in the Western
Alps and tectonic implications**

J. Ganne*, F. Bussy and O. Vidal*****

* - Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, CNRS, UMR 5025, Université de Savoie,
Domaine universitaire, F-73376.

** - Institute of Mineralogy and Geochemistry, BFSH-2, University of Lausanne, CH-1015,
Switzerland

*** - Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, CNRS, UMR 5025, Université Joseph
Fourier, maison des géosciences, B.P. 43, 38041 Grenoble, France.

JOURNAL OF PETROLOGY

Corresponding author :

Jérôme GANNE

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines

CNRS-UMR 5025, Université de Savoie

Domaine universitaire, F-73376

Phone (33) 4 79 75 81 33

e-mail: Jerome.ganne@univ-savoie.fr

(sous presse)

Abstract

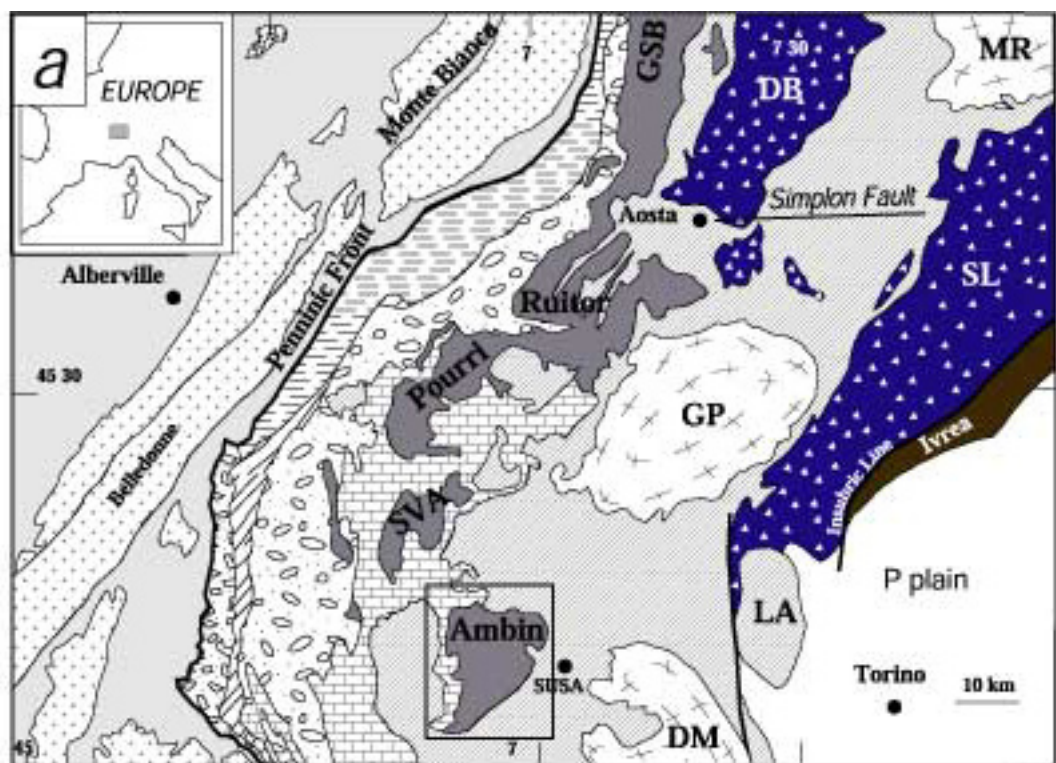
Three type of garnet have been distinguished in pelitic schists from an epidote-blueschist facies unit of

the Ambin and South Vanoise Briançonnais massifs on the basis of texture, chemical zoning and mineral inclusion characterisation. Type-1 garnets cores with high Mn/Ca ratios are interpreted as pre-Alpine relicts, whereas type-1 garnet rims, type-2 inclusions rich porphyroblasts and smaller type-3 garnets are Alpine. The latter are all characterised by low Mn/Ca ratios and mineral assemblage of blue amphibole, high-Si phengite, epidote and quartz. Prograde growth conditions during Alpine D1 HP-metamorphism is recorded by mineral decrease in Mn and increase in Fe (\pm Ca) in the type-2 garnets, culminating in peak P-T conditions of 14-16 Kbar and 500°C in the deepest parts of the Ambin dome. The multistage growth history of type-1 garnets indicates a polymetamorphic history for the Ambin and South Vanoise massifs but no age constraints is available. The new metamorphic constraints on the Alpine event in the massifs define a metamorphic T 'gap' between them and their surrounding cover (Briançonnais and upper-Schistes Lustrés units) which only experienced metamorphism in the stability field of carpholite-lawsonite ($T_c < 400^\circ\text{C}$). These data and supporting structural studies confirm that the Ambin and South Vanoise massifs are slices of « eclogitized » continental crust tectonically extruded within the Schistes Lustrés units and Briançonnais covers. The corresponding tectonic contacts with top-to-East movement are responsible for the juxtaposition of lower-grade metamorphic units on the Ambin and South Vanoise massifs.

Keywords : Alpine HP metamorphism, Ambin and South Vanoise Briançonnais basements, metamorphic gaps, multi-stage garnets, Western Alps.

1 . Introduction

For a long time (Bocquet [Desmons], 1974a,b ; Borghi et al, 1999 and references therein) all garnets described in micaschists of the so-called 'polymetamorphic' basements of Ambin and South Vanoise massifs (Fig.1A), and more generally from the Briançonnais domain, have been regarded as relicts of a pre-Alpine Barrovian metamorphism. Although a few workers suspected the existence of Alpine garnets (Ellenberger, 1958 ; Goffé, 1977, Caby, 1996) distinguishing pre-Alpine from Alpine garnets was an unresolved issue. The discovery of high-pressure mineral inclusions (generally regarded as being of Alpine age) in small garnets of the Ambin and South Vanoise massifs (Ganne, 1999) yielded evidence for the existence of multi-stage garnet (Alpine and pre-Alpine). The occurrence of pre-Alpine garnet is consistent with other assumed LP-HT pre-Alpine metamorphic relicts in the Ambin massif, such as biotite, muscovite, hornblende or staurolite and sillimanite pseudomorphs (Gay , 1971 ; Bocquet [Desmons], 1974a,b ; Callegari et al, 1980 and Borghi et al, 1999, Desmons, 1992; Desmons et al, 1999a). Hence, the objective of this paper is to characterize the different generations of garnet on the basis of their mineral inclusions, chemical composition and typology. In particular, systematic element X-ray mapping 2D (e.g. Matsumoto & Hirajima, 2000) has been undertaken and interpreted in the light of great models developed by Hollister (1966) , Kretz (1973) , Tracy et al (1976), Yardley (1977), Tracy (1982), Ghent, (1986), Spear (1993) and Tracy (1994) on zoning in garnet and its significance in terms of metamorphic evolution. New thermobarometric data on these Alpine garnets provide improved constraints on the HP Alpine metamorphic conditions recorded within the Ambin and South Vanoise massifs, and allow a reconsideration of these massifs within the " metamorphic belt " of the Western Alps (Fig.1B; Goffé and Chopin, 1986, Pognante, 1991; Agard et al, 2001a). This study also raises the question of the possible existence of "eclogitized" continental crust (garnet/jadeite- bearing rocks) in a more external position than the Piemontais (Spalla et al, 1996, Schwartz et al, 2000) with implications for the exhumation mechanisms of HP rocks in the Alps.



External Domain



Intermediate Penninic Domain



**Internal Penninic Domain
(Piemont and Austro-Alpine Domains)**

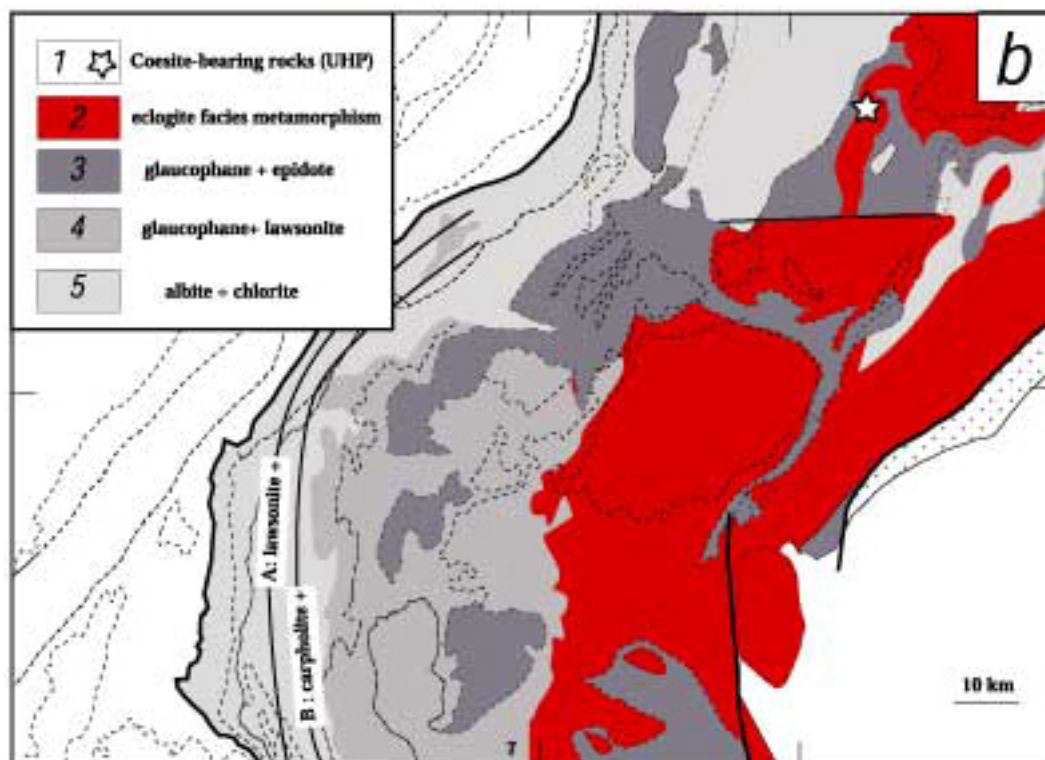
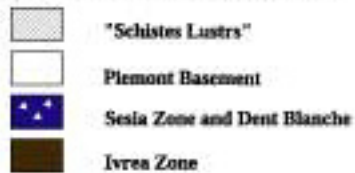


Figure 1

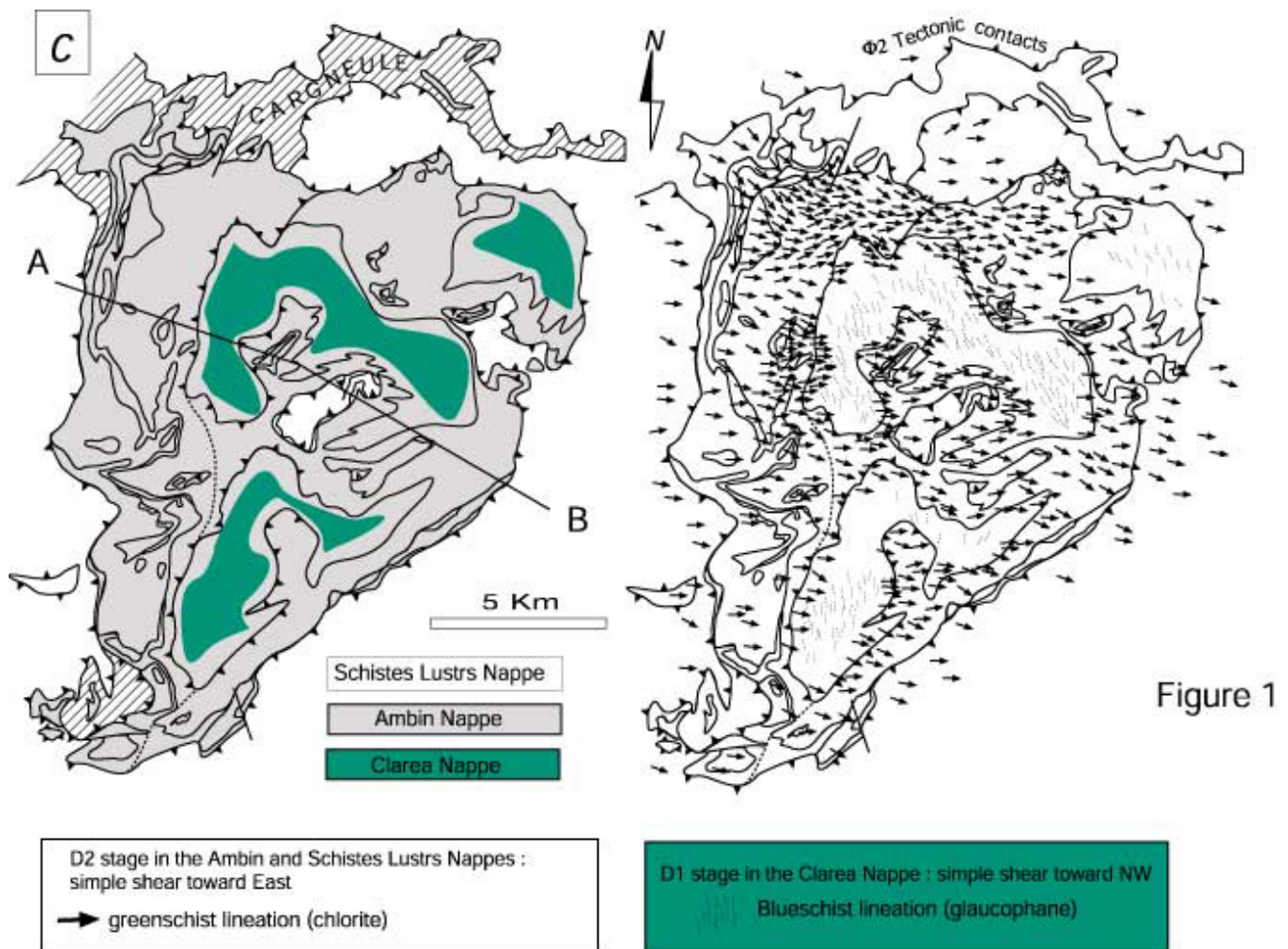


Figure 1

Fig.1 (a) Geological map of the French-Italian Western Alps, mainly from the Annecy 1/250 000 map sheet (Debelmas et al, 1988): the Penninic domain consists of reactivated basement, Palaeozoic and Mesozoic-Cenozoic sediments and Mesozoic oceanic remnants. outlines metamorphic gaps between these different units. SVA: South Vanoise, GSB: Gran Saint Bernardo, DM: Dora Maira, GP: Gran Paradiso, MR: Monte Rosa, SL: Sesia Zone, LA: Lanzo massif. The Ambin massif is outlined by the square. (b) Simplified metamorphic map of the Western Penninic domain, mainly after Goffé & Chopin (1986), Pognante (1991) and Desmons et al (1999b). Each shade grey corresponds to the inferred high-pressure peak of metamorphism recorded by the Penninic units (mostly overprinted by subsequent low-pressure metamorphism). (1) very HP eclogite facies (UHP), including kyanite eclogite and pyrope-coesite whiteschists; (2) high-T blueschist facies (i.e eclogite facies), including widespread paragonite-zoisite eclogite, and characterized by the glaucophane-garnet assemblage; (3) medium-T blueschist facies characterized by the glaucophane-epidote assemblage; (4) low-T blueschist facies characterized by the glaucophane-lawsonite \pm carpholite assemblage, (5) widespread greenschist facies characterized by the chlorite-albite-pumpellyite \pm lawsonite-carpholite assemblage. Metamorphic isograds A- lawsonite⁺ and B – carpholite⁺ are discussed by Goffé & Chopin (1986). The External domain is characterized by very low-grade metamorphic assemblages (laumontite, pyrophyllite/prehnite/pumpellyite). (c) Structural maps of the Ambin massif. This consists of three superimposed tectonic nappes: the deeper Clarea Nappe preserves traces of an early HP-LT deformation (D1) linked to a N-S stress-field. The middle and upper nappes (Ambin and Schistes Lustrés Nappes, respectively), consist of oceanic, Briançonnais covers and basement slices that are affected by a later deformation (D2). D2 is linked to a pervasive shearing event with top-to-the East movement direction. The geological cross-section A-B are given in Fig.16, with more explanations.

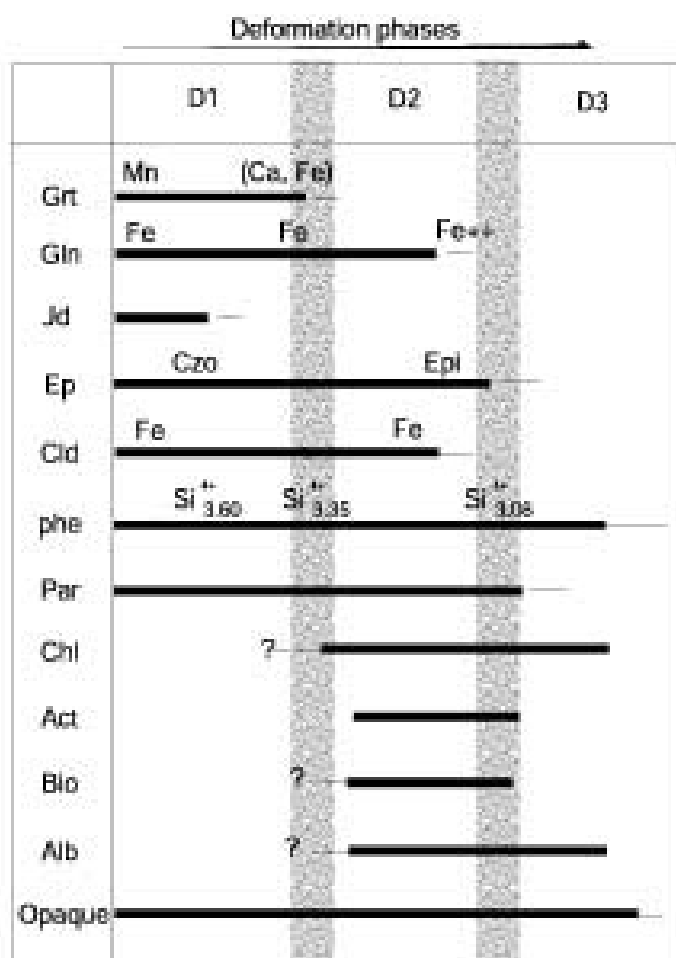


Figure 2

Fig.2 Mineralogy – deformation relationships in the Ambin massif (Alpine minerals). Gt : garnet, Jd : jadeite, Ep (Epi) : epidote, Ph : phengite, Par : paragonite, Cld : chloritoid, Gln : glaucophane, Czo : clinozoisite, Chl : chlorite, Act : actinolite, Bio : biotite, Alb : albite.

2. Geological setting of the Ambin and south Briançonnais basements

The main tectonic domains of the western Alps are represented on figure 1A. They are, from west to east: the Dauphinois or Helvetic external domain (European origin), the middle or intermediate Penninic domain (Valaisan, Briançonnais and subbriançonnais) and the internal Penninic domain, the latter being constituted by the so-called Liguro-Piemontais units (oceanic suture of the schistes lustrés) and Internal Crystalline Massifs (basement units of European and Austroalpine origin).

The main characteristics of these different domains can be found in review papers such as Escher et al. (1997), Marchant & Stampfli (1995) or Debelmas et al. (1989). Generally speaking, deformation is increasingly ductile (Debelmas and Lemoine, 1970) and metamorphism increasingly high (e.g. Desmons et al, 1999b) from the external to the internal part of the Alpine chain. The latter culminated in the so-called Lepontine thermal dome in the central Alps (Steck and Hunziker, 1994; Todd and Engi, 1997). Of particular interest is the record of a high-to ultra-high pressure-low temperature (HP-LT) metamorphic event in the internal domains and in the intermediate domains (see Duchêne et al, 1997b for review) to a lesser extent (Fig. 1B); it is absent from the outer part of the belt.

Since Bearth's 1952 pioneering work, field and petrological work on mafic (e.g. Pognante, 1991; Kienast et al, 1991; Lardeaux and Spalla, 1991; Scambelluri et al, 1991) and pelitic rocks (Goffé and Chopin, 1986; Pognante, 1991; Agard et al, 2001a among many others) has led to considerable progress in the characterization and distribution of Alpine metamorphic assemblages in the Western Penninic Alps. Five main facies can be distinguished in the intermediate and internal units : (1) the ultra-HP eclogite facies (UHP), including kyanite eclogite and pyrope-coesite whiteschists; (2) the high-T blueschist facies, including widespread paragonite-zoisite eclogite, and characterized by the glaucophane-garnet assemblage; (3) the medium-T blueschist facies characterized by the glaucophane-epidote assemblage; (4) the low-T blueschist facies characterized by the glaucophane-lawsonite +/- carpholite assemblage; (5) the widespread greenschist facies characterized by the chlorite-albite-pumpellyite +/- lawsonite-carpholite assemblage.

This so-called "Penninic metamorphic belt" (Goffé and Chopin, 1986, Pognante, 1991)

is classically interpreted as resulting from an eastward dipping subduction zone (Dal Piaz et al., 1972) since the plate tectonic concept appeared. The above-mentioned metamorphic zonation of the Penninic domain is not always strictly adhered to on closer inspection. The geometry and setting of present-day limits among metamorphic units result essentially from the post-collisional tectonic evolution of the Alpine belt.

The Ambin and South Vanoise basement massifs belong to the Briançonnais Zone, interpreted by most authors as paleogeographically issued from the European passive margin (Lemoine and de Graciansky, 1988) or as an allochthonous terrane (Stampfli and Marchant, 1995, Bertrand et al, 2000). They form dome-shaped basement windows (Fig.1B, 1C) outcropping beneath allochthonous metamorphic envelopes of various origins (Briançonnais Mesozoic units, ocean-derived Liguria-Piemont zone units). The origin and pre-Alpine tectono-metamorphic evolution of these basement units are still poorly known. To simplify nomenclature and description, we will distinguish three main litho-tectonic groups within them, which we will call “nappes”. The latter are separated by major tectonic discontinuities, which are thought to have a stratigraphical significance (Michel, 1957 ; Gay, 1971, Ganne et al, accepted). These three nappes are from bottom to top (Fig. 1C): 1) The Clarea Nappe, consisting of pre-Permian rocks; 2) The Ambin Nappe, consisting of slices of pre-Permian basement, Permo-Triassic and Triassic to Eocene metasediments; 3) The “Schistes Lustrés” Nappe, consisting of Jurassic to Cretaceous allochthonous oceanic metasediments from the Liguria-Piemont. This lithostratigraphy has been established on the basis of published work, especially from the Lanslebourg-Mont d’Ambin (Fudral et al, 1994) and Modane (Debelmas et al, 1989) 1/50 000 map sheets.

All garnet-bearing micaschists described in this study have been collected in the Clarea Nappe. The latter consists of dark grey banded micaschists, fine-grained amphibolites associated with glaucophanites and prasinites (glaucophane + chlorite) and rare marbles. These lithologies may represent a dominantly pelitic, flysch-type sequence with occasional mafic horizons (Gay, 1971 ; Pognante et al , 1984 ; Polino et al, 1999). Depending on the dominant mineral in the rocks, we will consider about glaucophane-bearing (GBM), albite-bearing micaschists (ABM) ,or epidote-bearing micaschists (EBM), respectively.

From a structural point of view, finite strain analysis reveals the existence of three, more or less diachronous, ductile to brittle-ductile deformation phases, characterized by specific types and/or vergence of structures. Structural and metamorphic data are presented in terms of D1, D2, D3 (Fig.2) and brittle events for the purpose of comparison with earlier descriptions in adjacent areas (see Tab.1). A critical appraisal of this classification is beyond the scope of this study and is deferred to another paper (Ganne et al, accepted).

The most obvious structures recognizable in the Ambin and schiste Lustrés Nappes are those related to the D2 (+D3) retromorphic deformations. These ductile to brittle-ductile shear events overprint pre-existing fabrics such as S1 (D1 event), which is the earliest Alpine schistosity clearly distinguishable from pre-Alpine fabrics and linked to the HP metamorphic peak (M1, this contribution). This D1 event is well preserved in the Clarea Nappe, i.e. in the deeper part of the Ambin and South Vanoise massifs.

3. Mineral assemblages and microstructural relationships

More than 200 samples of garnet-bearing micaschists have been sampled in the Ambin and South Vanoise massifs. 61 thin-sections were studied, 19 have been retained for microprobe analyses. Average mineral composition of micaschists comprises: garnet, white mica, quartz, albite, blue amphibole, chlorite, chloritoid, ± biotite, ± jadeite, ± epidote, ± calcite, ± accessory minerals (Gay, 1971).

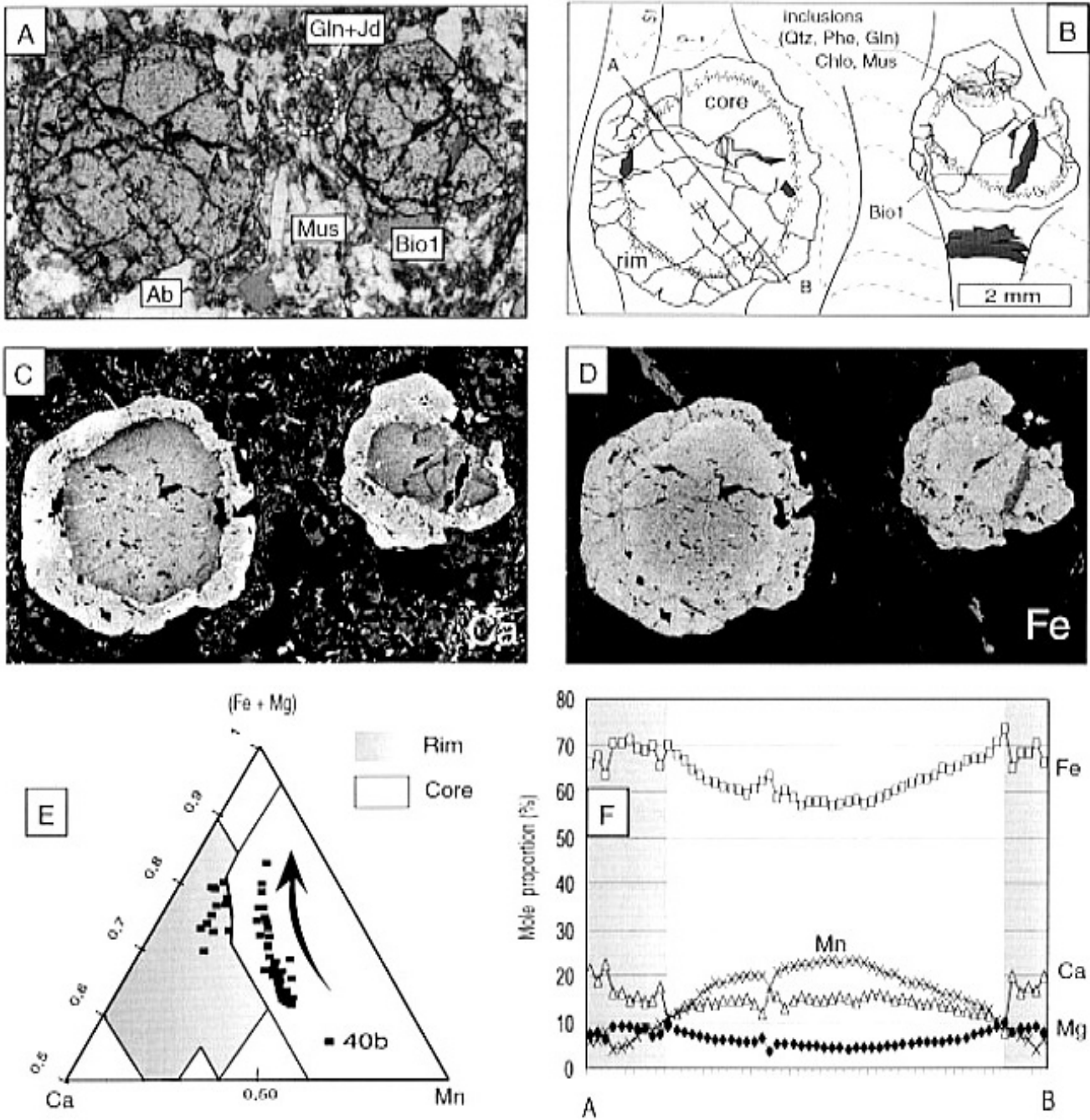


Fig.3 (a) large Type-1 garnet in a biotite-bearing micaschist (Ga-40b). Ab : albite, Gln : glaucophane, Jd : jadeite, Chl : chlorite, Mus : muscovite, Bio1 : biotite of first generation, Qtz : quartz, S1: main Alpine schistosity, S-1: pre-Alpine schistosity. (b) Sketch of Type-1 garnet from Fig.3a, showing the distribution of inclusions : glaucophane and phengite are only found in the rim. A-B : trace of zoning profile shown in Fig.3f. (c,d) X-ray maps of the same garnet: relative content of Ca and Fe varying from low (dark) to high (white). The straight contour lines of Fe suggest the original growth surface of euhedral crystals associated with biotite1; the Ca-rich rim cuts them. (e, f) Compositional variations of garnets along the profile A-B in the [Fe+Mg-Ca-Mn] diagram, black arrow = bell-shape zoning of Mn suggesting that the garnet growth occurred during a gradual increase of P-T conditions. (f) mole proportion of Fe, Ca, Mg, Mn along the profile A-B.

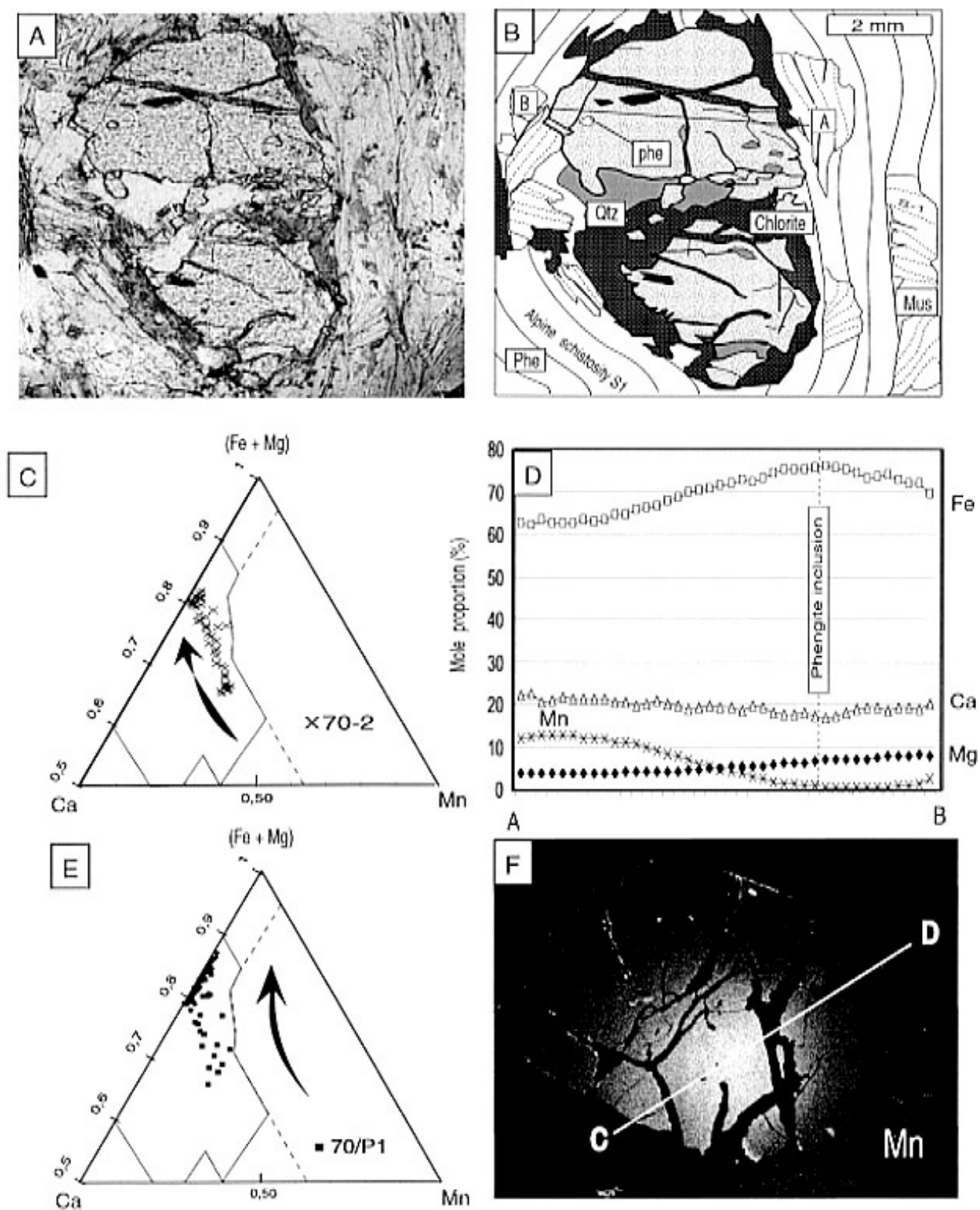


Figure 4

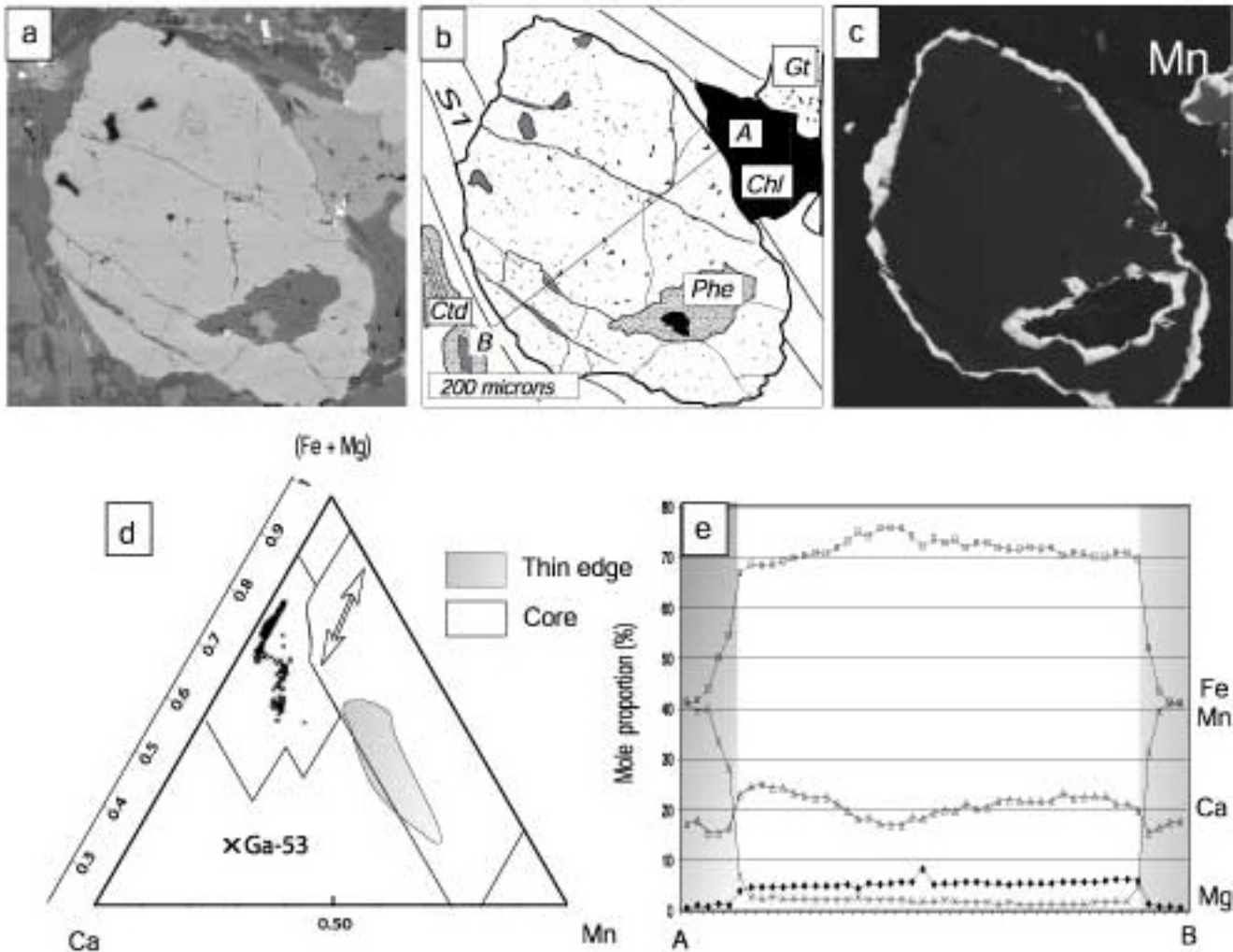


Figure 5

Fig.4 Large Type-2 garnets in a biotite-bearing micaschist (Ga-70). (a) Ga-70-2: part of this large garnet is replaced by chlorite (around the crystal). (b) Sketch of Type-2 garnet from Fig.4a, showing the relationship between garnet and the S1 fabric : high-Si substituted phengite is found along the external edge. Phe : phengite, Mus : muscovite, Qtz : quartz, S1: main Alpine schistosity, S-1: pre-Alpine schistosity. A-B : trace of zoning profile shown in Fig.4d. (c) Compositional variations of garnets along the profile in [Fe+Mg-Ca-Mn] diagram. (E) Compositional variations of the garnet Ga-70/P1 along the profile C-D (Fig.4g) in [Fe+Mg-Ca-Mn] diagram. (F) X-ray maps of Ga-70/P1 garnet: relative content of Mn varying from low (dark) to high (white). Black arrow = half bell-shape zoning of Mn suggesting that these garnets grew during a gradual increase of P-T conditions and probably during a rotational deformation. The dispersion along the $\text{Ca}(\text{Fe,Mg})_1$ vector (white arrow) with depletion of Fe towards the edge of crystal is discussed in the text.

Fig.5 (a) Small Type-3 garnet (BSE image) in a glaucophane-bearing micaschist (Ga-53). Gt : garnet, Gln : glaucophane, Cld : chloritoid, Phe : phengite, Chlo : chlorite, S1 : main Alpine schistosity . (b) Sketch of type-3 garnet from Fig.5a, showing the distribution of inclusions: glaucophane and phengite are disseminated everywhere through garnet. A-B : trace of zoning profile shown in Fig.5e. (c) X-ray maps of this garnet: relative ratio of Mn varying from low (dark) to high (white) ; metamorphic significance of the thin-rim at the extreme edge of the garnet and along the contact with phengite inclusion is discussed in the text. (d) compositional variations of garnets along A-B profile in [Fe+Mg-Ca-Mn] diagram. White arrow = FeCa_1 , CaFe_1 exchanges in garnets ; see text for explanation.

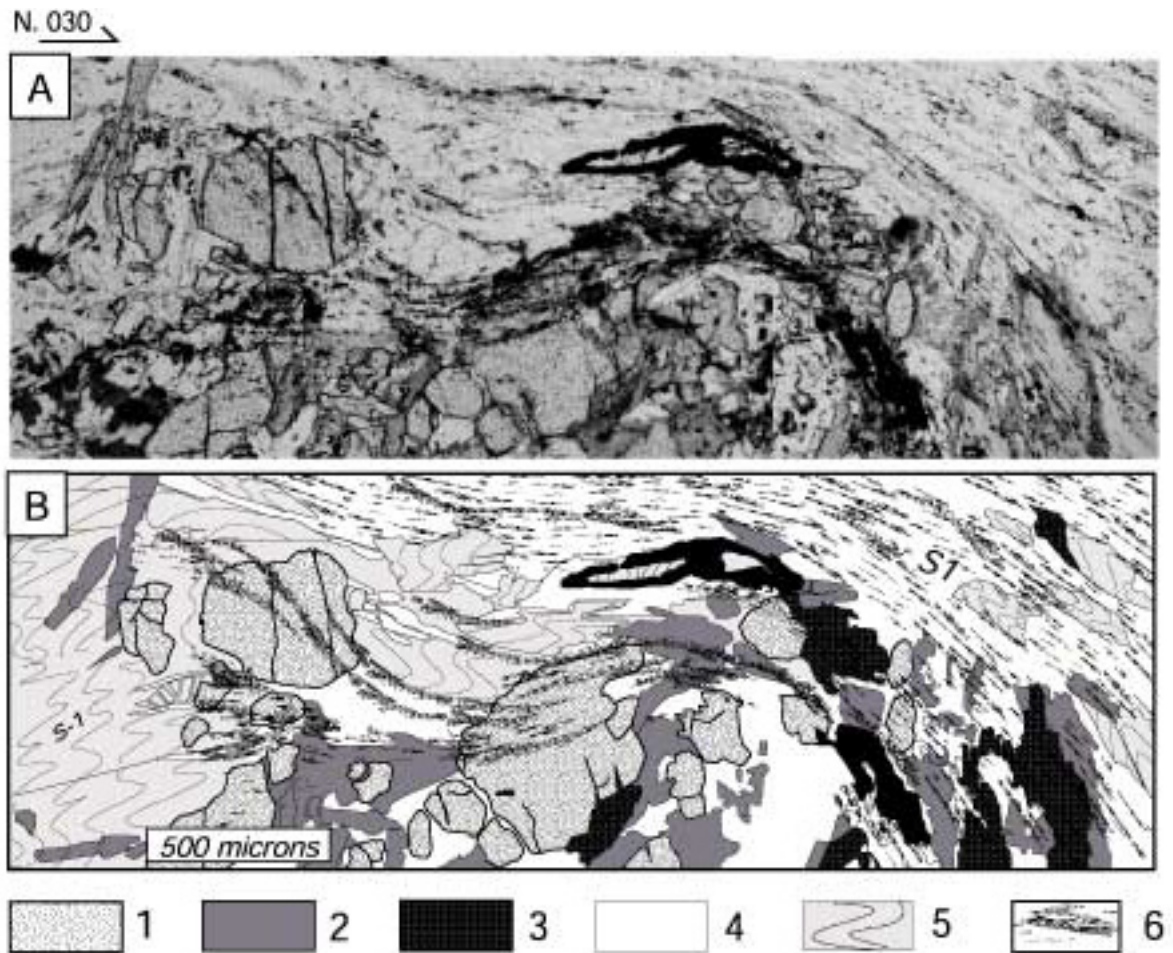


Figure 6

Fig.6 Structural and mineralogical evidence to argue that D1 (i.e. the first Alpine deformation recognized in the basement) and M1 (i.e. the peak of Alpine metamorphism recorded by typical HP mineral assemblages) are synchronous. (a,b) Small Type-3 garnets (diameter <0.5mm) occur commonly in chloritoid-glaucophane-phengite aggregates possibly representing staurolite pseudomorphs (Ga-53). Fig.6b is a sketch of the photomicrograph (a) These garnets contain numerous inclusions of high-Si substituted phengites and glaucophane. Sometimes they occur within the S1 fabric as syn-kinematic minerals (Sketch b): they preserve in their core relicts of the S1 fabric marked by trails of opaque minerals. This S1 relict may be folded within the internal garnet and suggests a D1 non-coaxial deformation. [1] : garnet (Gt), [2] chloritoid, [3] glaucophane, [4] mixture of Alpine HP-minerals in possible pseudomorphs of staurolite, [5] inherited muscovite underlining a pre-Alpine schistosity (S-1), [6] High-Si substituted phengite underlining the main Alpine schistosity (S1).

Fig.7 Bimodal distribution of large Type-1 and Type-2 garnets in the same thin section (Ga-40b : biotite bearing micaschist). (a) photomicrograph and (b) sketch showing the relationship between garnet and the main Alpine schistosity (S1); Alb : albite, Gln : glaucophane, Jd : jadeite, Chlo : chlorite, Mus : muscovite, Bio1 : biotite of first generation, Bio2 : biotite of second generation, Qtz : quartz, S1: main Alpine schistosity, S-1: pre-Alpine schistosity. X-ray maps of these garnets: relative content of Ca (c,d) and Fe (f) elements varying from low (dark) to high (white). The Ca-rich rim marks the boundary between Alpine (rim) and pre-Alpine garnet (core, [1]). (e) Sketch of the type-2 garnet occurring in the lower part of Fig.7d : note the distribution of blue-amphibole inclusions ; Fe-Rieb : Ferro-riebeckite, Fe-Gln : Ferro-glaucophane. A-B: trace of zoning profile shown in Fig.7e. (f) X-ray maps of this garnet (g) correlation between chemical zoning and the distribution of blue-amphibole inclusions inside the garnet: the highest-pressure amphiboles are located in the external Mn-poor edge.

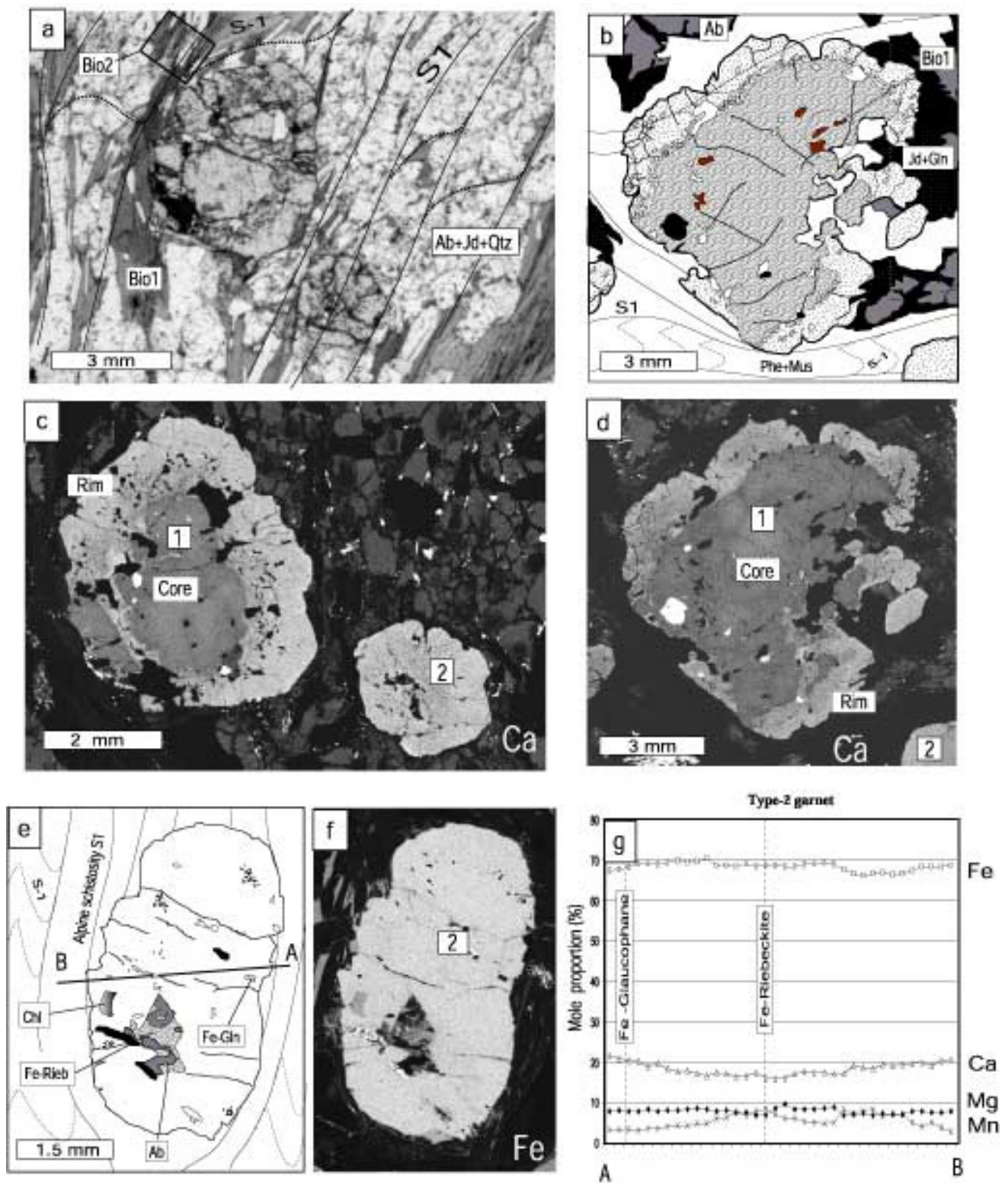


Figure 7

The habits of the garnets, as well as the nature of their mineral inclusions represent important criteria allowing the establishment of a three-fold classification. **Type-1** garnets are large (0.2 - 1cm, Fig. 3) and display a contrasting rim outlined at its inner contact by a variety of inclusions (= inclusion-rich rim) such as: quartz, blue amphibole, epidote, white mica (colorless muscovite and greenish phengite), chlorite and/or biotite. Blue amphibole and phengite exhibit very sharp grain boundaries and may have formed in equilibrium with the garnet-rim. Other mineral inclusions, such as biotite or muscovite, occur as clasts. Their irregular outline is often destabilized as shown by the appearance of chlorite, suggesting that these minerals are not in equilibrium with the garnet rim. Quartz crystals, generally fragmented in small clasts, show undulating extinction. Garnet cores are poor in inclusions, but they may contain large biotite flakes. Such grains often lie at high-angle to the main Alpine schistosity (S1) of the rock and may be truncated by the inclusion-rich rim. These Type-1 garnets are systematically wrapped by the main fabric of the micaschists (Fig.3). Relationships between inclusion-rich rims, core and inclusions in the core suggest that crystallization of the rim occurred under HP condition in a simple shear deformation regime. During that event, the garnet cores appear to be rolled in the matrix of the rock, blunted along their edges and sometimes fragmented. Thus the inclusion-rich rim outlines a major tectonic event which clearly separates two generations of garnet.

Large **type-2** garnets (0.15 – 0.7cm, Fig. 4) and small **type-3** garnets ($d < 0.5\text{mm}$, Fig. 5) never display inclusion-rich rims ; on the contrary, white mica, blue amphibole and chlorite inclusions are dispersed throughout the whole crystal. Small type-3 garnets occur within the S1 fabric as syn-kinematic crystals (Fig.6A-B ; GA-53); they preserve relicts of the S1 fabric marked by trails of opaque minerals (rutile and titanite). Type-3 garnets occur sometimes, without particular orientation, in mineral aggregates (chloritoid, blue amphibole, epidote, phengite, garnet) wrapped by the S1 schistosity. (Fig.6A-B). Such aggregates could represent pseudomorphs of pre-Alpine staurolite (Borghi et al, 1999), destabilized according to the reaction $\text{St} + \text{Ky} + \text{Gt} \rightleftharpoons \text{Ctd} + \text{Qtz}$ (Spear and Cheney, 1989 ; Mahar et al, 1997 : Fig.15A).

Blue amphibole is very abundant in some micaschists, associated with jadeitic pyroxene (glaucofane-bearing micaschists), and very scarce in others (albite-bearing micaschists). It occurs commonly within the S1 fabric as elongated syn-kinematic mineral, frequently boudinaged with development of chlorite and actinolite in the fracture between the rods. Blue amphibole sometimes occurs associated with the white micas as inclusions in all garnet types (Fig.7). In the Briançonnais domain, this HP-LT mineral is classically regarded as being diagnostic of Alpine metamorphism.

Epidote, pale green in plane-polarized light, is very abundant in the epidote-bearing micaschists. It grows within the S1 fabric as elongated syn-kinematic mineral, associated with titanite, blue amphibole and phengite. This S1 may be folded within the internal type-2 garnet (Fig.9 and 10B) during the Alpine D1 shearing event.

Chloritoid occurs in garnet-glaucofane-epidote-phengite aggregates, which possibly represent staurolite pseudomorphs (Fig.6A-B). Sometimes it grows within the S1 fabric (Fig.6A-B) as elongated syn-kinematic mineral, associated with white micas. Chloritoid was never observed as inclusions in garnet, unlike in the Alpine garnets from the Dora Maira massif (Matsumoto & Hirajima, 2000).

White mica generally appears as pale green fine plates, elongated in the S1 fabric as well as very fine fringes around pre-Alpine muscovites (Fig.6A-B). It is also present as inclusions, either dispersed with

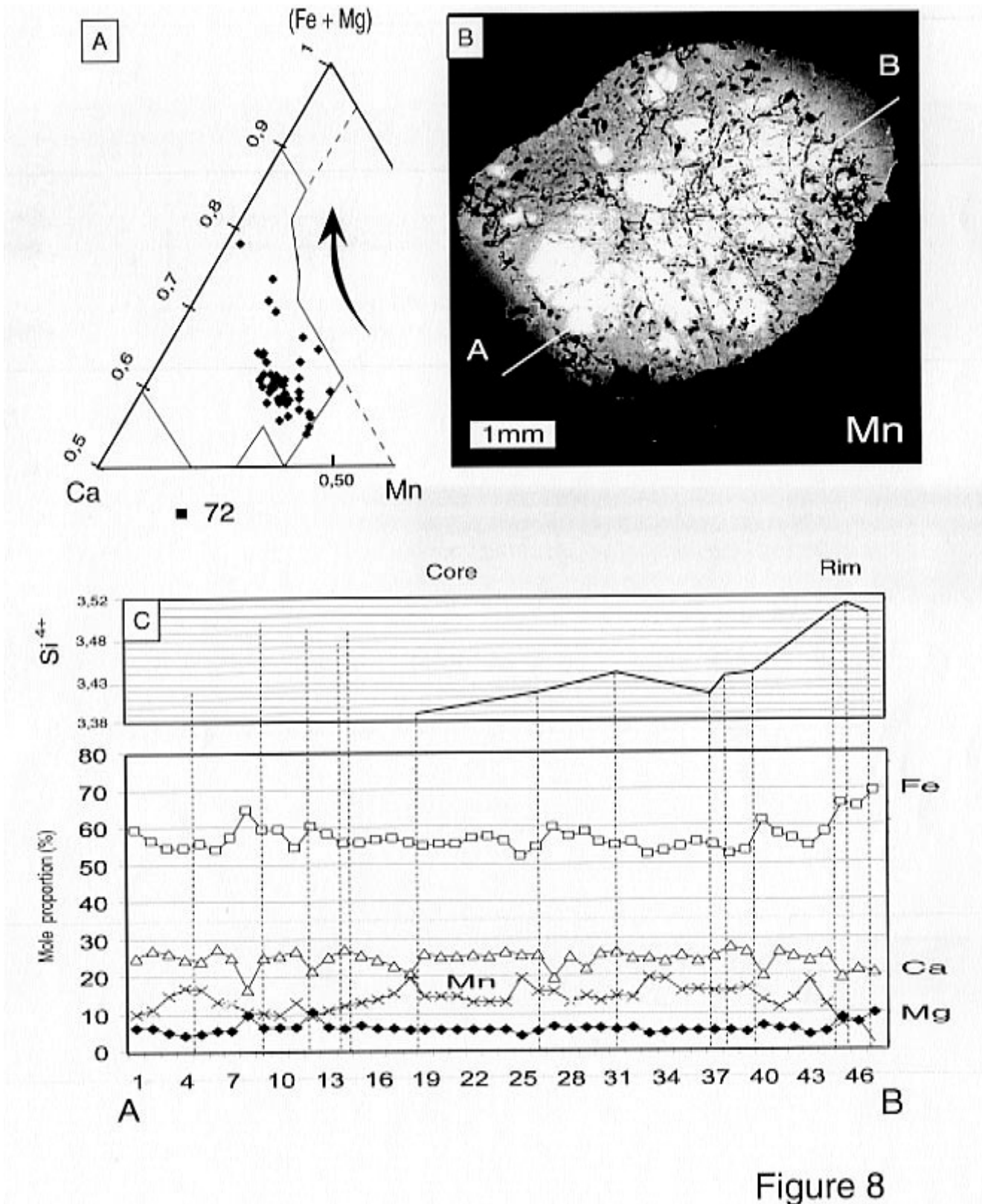


Figure 8

Fig.8 (a) Chemical zoning of large Type-2 garnets in a glaucophane-bearing micaschist (Ga-72) (b) X-ray map: concentration in Mn varying from low (dark) to high (white) : this garnet results from a coalescing of several small Mn-rich garnets ; A-B: trace of zoning profile shown in Figure 8c and in the [Fe+Mg-Ca-Mn] diagram (Fig.8a). Black arrow = bell-shape zoning of Mn suggesting that garnet grows during a gradual increase of P.T conditions (inclusions of phengites gradually substituted, from core to rim, with Si). Note that low-Si substituted phengite inclusions are located in the high-Mn garnet composition.

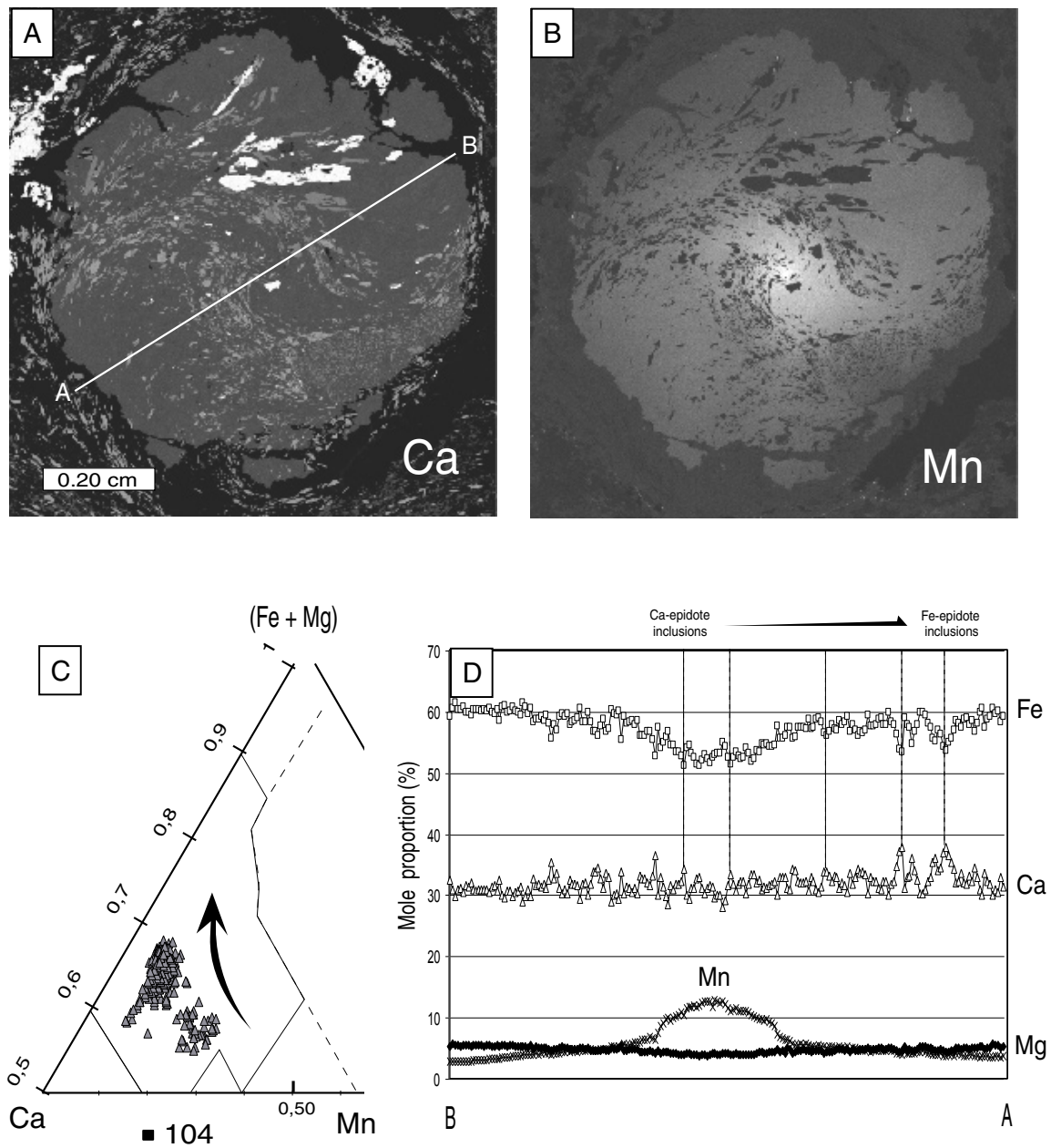


Figure 9

Fig.9 Chemical zoning of large Type-2 garnets in an epidote-bearing micaschist (Ga-72) (a, b) X-ray map: concentration in Mn and Ca varying from low (dark) to high (white) ; A-B: trace of zoning profile shown in Figure.9d and in the [Fe+Mg-Ca-Mn] diagram (Fig.9c). Black arrow = bell-helictic zoning of Mn suggesting that garnet growth took place during a rotational deformation with a gradual increase of P-T conditions (transition of epidote to clinozoisite composition from core to rim). Note that along the profile (dotted lines) the X_{Alm} decreases and X_{Grs} increases around the epidote inclusions (Fig.10a) : the higher the amount of ferric iron in epidote (see Table on Fig.10a), the higher are the X_{Alm} and X_{Grs} peaks (Fig.9d).

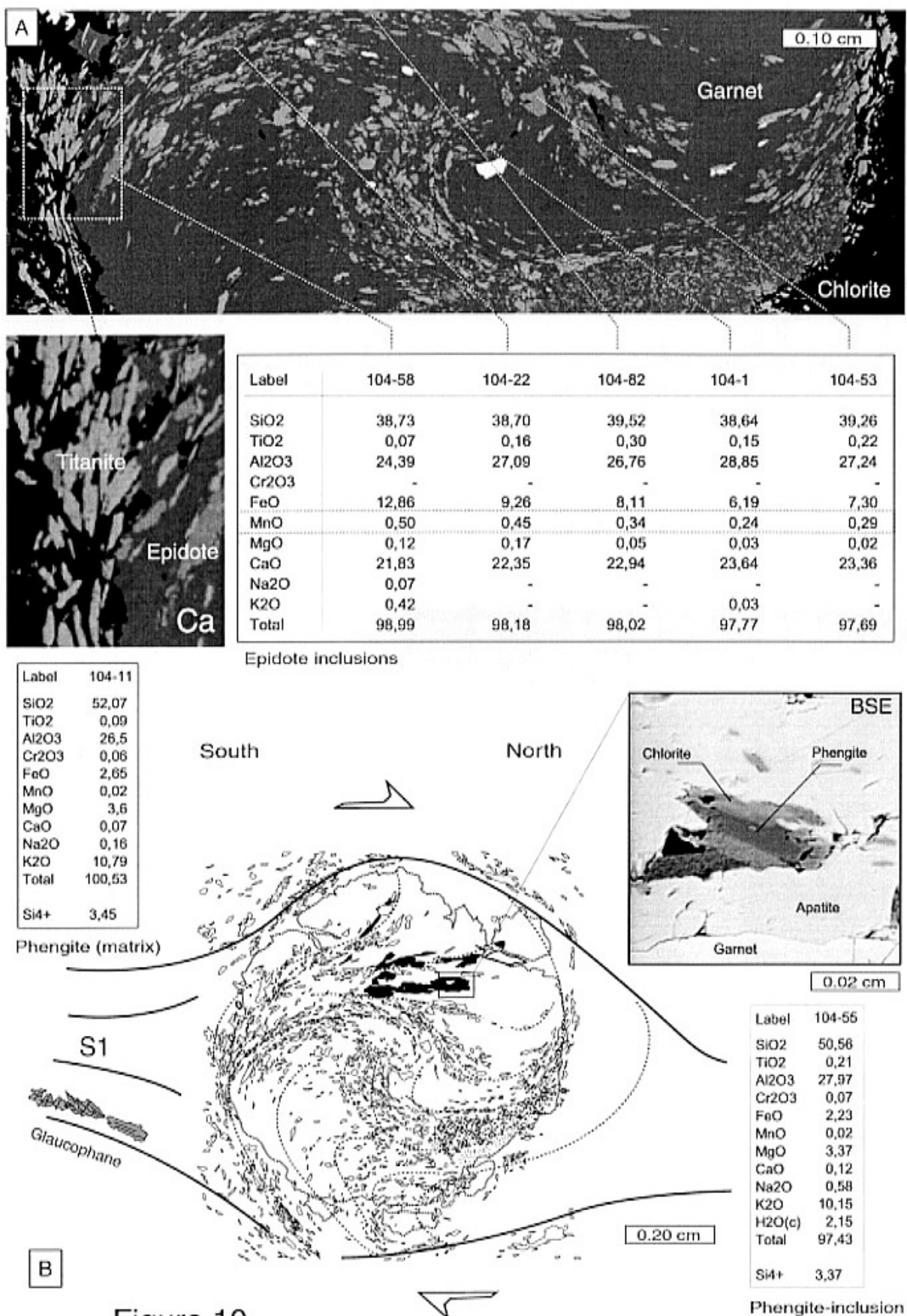


Figure 10

Fig.10 Structural and mineralogical evidence to argue that Alpine Type-2 garnet growth took place during a rotational deformation with a gradual increase of P-T conditions (Ga-72, see Fig.9). Epidote and titanite grow within the S1 fabric as elongated syn-kinematic minerals, associated with glaucophane and phengite. The S1 fabric, progressively refolded during the shearing, is 'quenched' within the internal Type-2 garnet (Fig.10b). From core to rim, epidote inclusions change toward clinzoisite composition (note also that phengite in the matrix are more substituted than phengite inclusions).

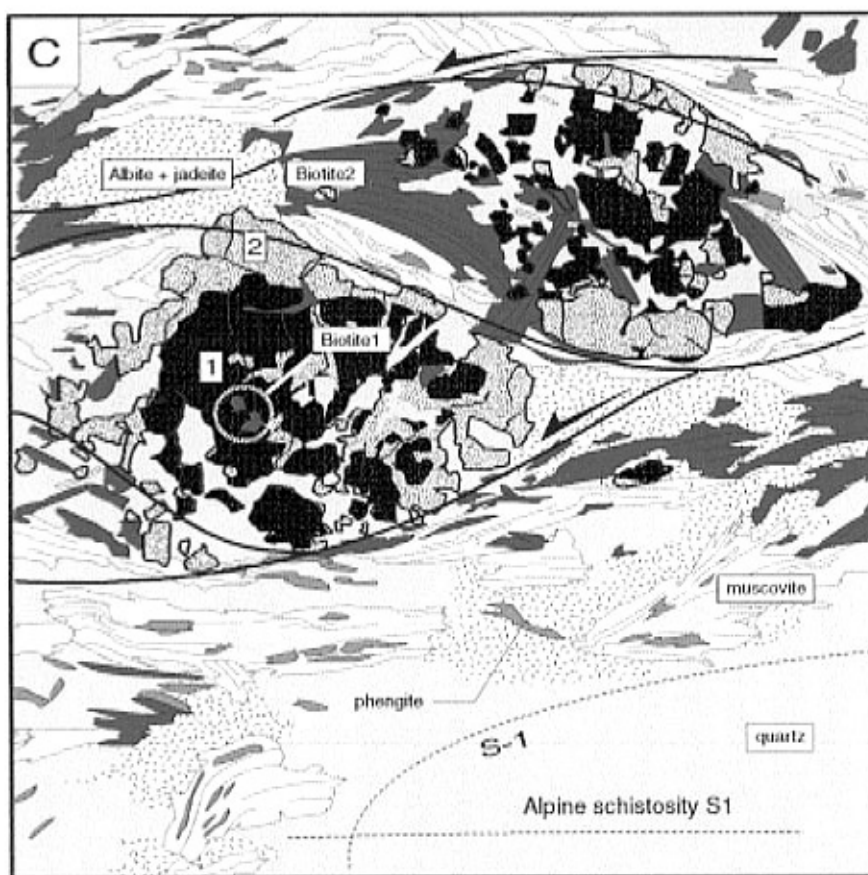
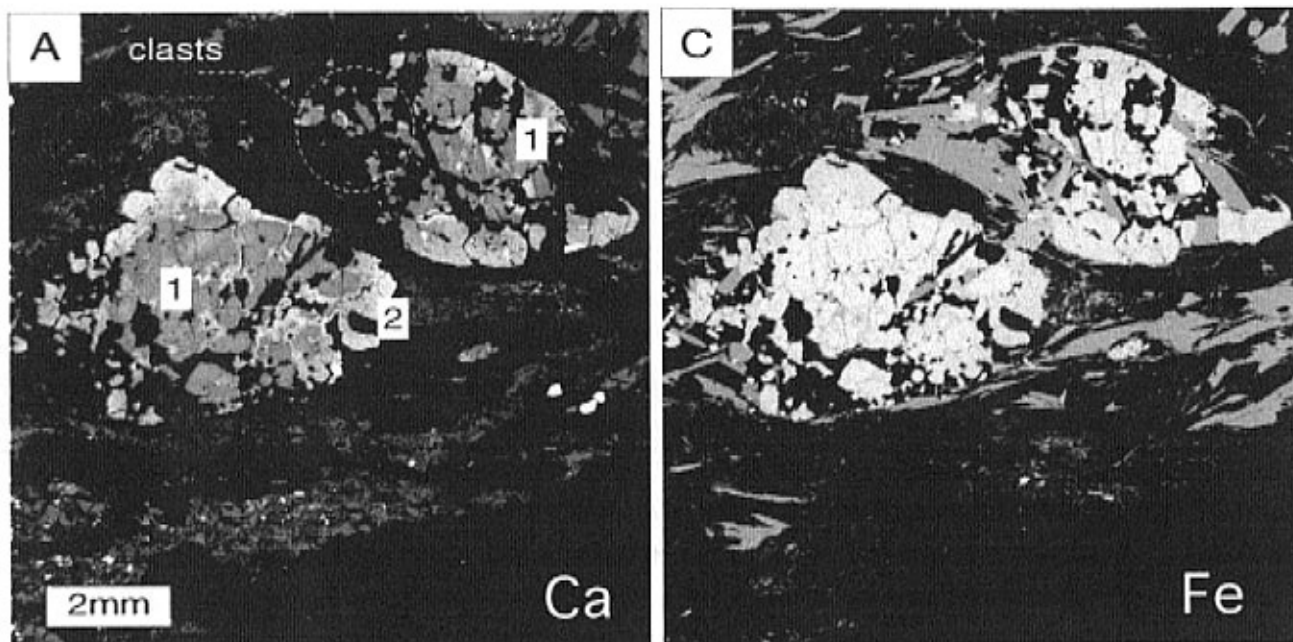


Figure 11

Fig.11 Textural and chemical relations between pre-Alpine cores [1] and Alpine fabric. (a,b) X-ray map of a Type-1 garnet in a biotite-bearing micaschist: concentration in Fe and Ca varying from low (dark) to high (white). (c) Sketch of Type-1 garnet from Fig.11(a,b) : the inclusion-poor garnet core is fragmented in two parts during a simple shear deformation regime and wrapped by the main Alpine fabric (S1). Rich-inclusions rims of Alpine garnets, high-Si substituted phengites and Alpine biotite (Bio2, see text for detail) grow at the expense of the pre-alpine clasts forming a strain fringe. Punctual analyses have been performed to check the Alpine (rims, [2]) and pre-Alpine (cores, [1]) composition of type-1 garnet. Pre-Alpine muscovites are destabilized to phengite.

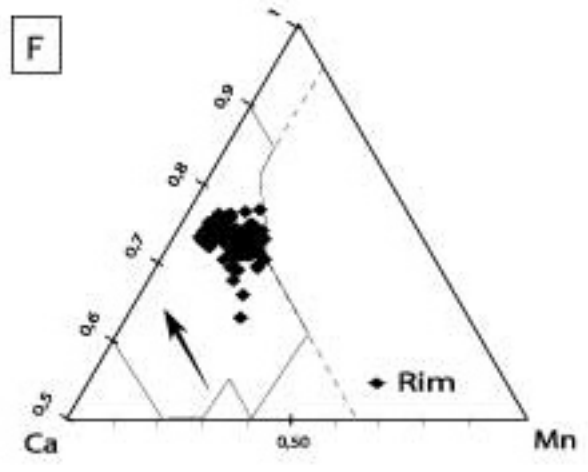
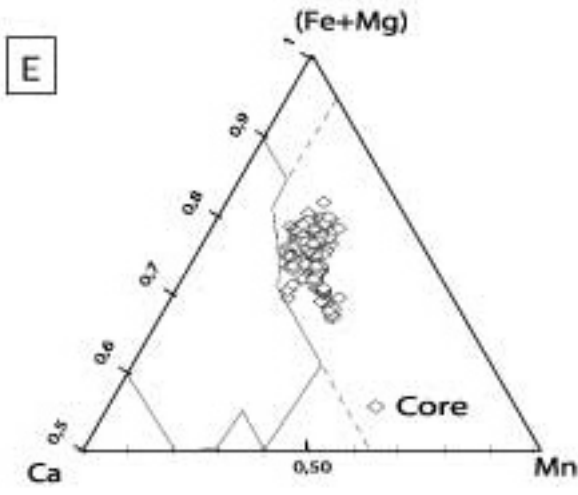
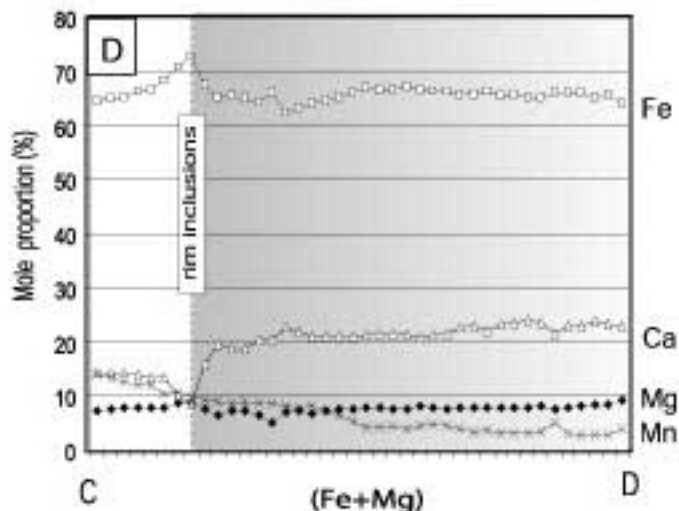
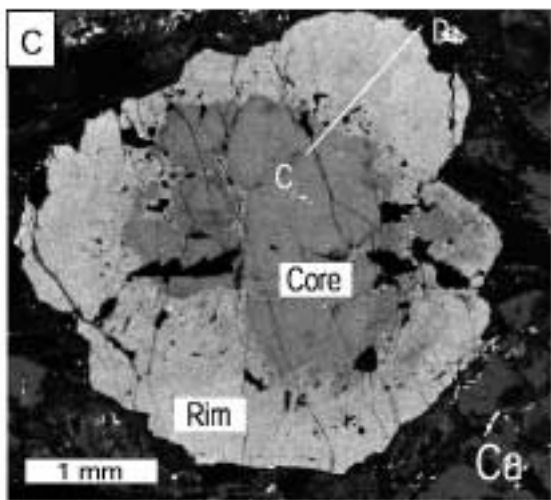
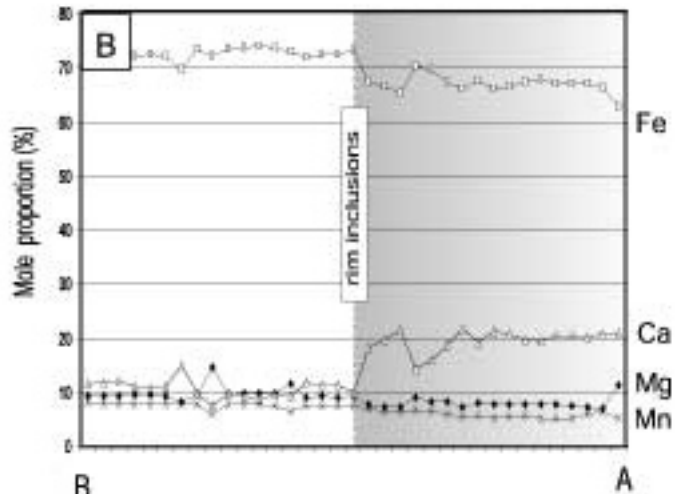
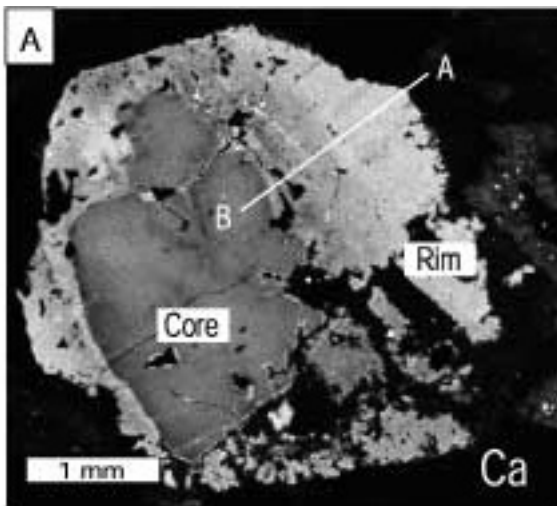


Figure 12

Fig.12 Chemical zoning in the rim of large Type-1 garnet. (a,c) X-ray maps of a large Type-1 garnet in a biotite-bearing micaschist (Ga-22): concentration in Ca varying from low (dark) to high (white). The Ca-rich rim marks the boundary between Alpine (rim) and pre-Alpine garnet (core). A-B, C-D : trace of zoning profile shown in Figure 12b,12d. Compositional variations of cores (e) and rims (f) for large Type-1 garnets in the [Fe+Mg-Ca-Mn] diagram. Black arrow = zonation of Mn (Fig.12d) suggesting that the Ca-rich rim has grown during a gradual increase of low P.T conditions.

Table 1

Caron, 1977 (Cottian Alps) Tectonic evolution	Schistes Lustrés (Agard et al., 2001)	South Varaisse (Pillet and Lister, 1985a,b)	Assumed P-T conditions	Assumed P-T conditions
<p>D0 : early superposition without schistosity</p> <p>D1 : Regional foliation W-vergent (?) tecto-to-Kilometric NS striking folds Compressive regime</p> <p>D2 : Eocene-Oligocene ? NE (?) vergent backfolding (fold axes approx striking NW-SE) coeval with backthrusting Main schistosity compressive regime</p> <p>D3 : E-vergent minor folding (NS and EW fold axes) Crenulation cleavage Regional lineation E-vergent minor thrusting continuing the D2 backthrusting Compressive regime</p> <p>D4 : Minor structures, faulting</p>	<p>D1 EW trending folds Initial foliation Compressive to extensive regime ?</p> <p>D2 Main foliation Near NS trending fold Top-to-the-East sense of shear Extensive regime ? HP metamorphism in the Briançonnais domain</p> <p>D3 Ductile to fragile Top-to-the-west sense of shear Crenulation cleavage Extensive regime Backthrust</p> <p>Ending with fragile faulting ?</p>	<p>pre-D1 subduction peak of pressure</p> <p>D1 Flat-lying, top-to-west $\Phi 1$ thrusts and related flat-lying S1 compressive regime</p> <p>D2 flat-lying S2 Westward (to MW) shearing associated with west-verging F2 folds Compressive regime</p> <p>D3 Backfolding and backthrusting : - top-to-East flat-lying thrusts $\Phi 2$ - refolding of $\Phi 1$ nappes (Dent Pennache, Schistes Lustrés) - associated S3 cleavage Compressive regime</p> <p>Greenschist facies</p>	<p>12 Kb, 300°C Lvs + Jd stability field</p> <p>Blueschist facies (11 Kb - <400°C)</p> <p>Epidote-greenschist facies</p> <p>temperature peak (albite growth) 400°C</p>	<p>pre-D1 - pre-Alpine structures - early Alpine deformations ? ????????????</p> <p>D1 NNW-SSE trending glaucophane lineation EW trending fold Initial foliation (S1) $\Phi 1$ tectonic contacts Compressive then extensional regime</p> <p>D2 EW stretching lineation Near NS trending folds Main flat-lying foliation $\Phi 2$ tectonic contacts extensional regime</p> <p>D3 Brittle-ductile normal faults Top-to-the-west and Top-to-the-east sense of "Shear" Crenulation S3 cleavage extensional regime</p> <p>Low-blueschist to greenschist facies from 7 Kb-400' down to 4kb-300°C</p> <p>sub-greenschist facies</p>

blue amphibole in type-2 (Fig.4) and type-3 garnets or concentrated with blue amphibole along the rim of large type-1 garnets (Fig.3).

Two generations of biotite occur sporadically in micaschists. The first one is considered to be pre-Alpine in age (Monié, 1990); it occurs as large plates (up to 3 to 5 mm), sometimes twisted and kinked in strongly deformed rocks, or sheared as fine plates commonly reoriented in the S1 Alpine fabric (Fig.3B, 7A). Biotite of second generation crystallizes around the rim of type-1 garnets, as well as elongated syn-kinematic crystals parallel to the S1 fabric (Fig.7A and 11C). It also crystallizes in the axial plane of Alpine folds, truncating the large pre-Alpine biotites. More scarcely, it crystallizes around blue amphibole. We associate this second generation of biotite to an Alpine metamorphic stage.

4 . Mineral chemistry

4.1 Zoning patterns of garnet:

Microprobe analyses were carried out at the University of Lausanne (Switzerland) with a CAMEBAX SX50. The accelerating voltage was 15 Kv for a beam current of 10 to 20 nA, depending on the analyzed species. Natural silicates were used as standards. 37 zoning profiles and 26 X-ray maps (2D) of elements (Ca, Fe, Mg and Mn, respectively) were carried out on Ambin and South Vanoise garnets. We obtained an excellent correlation between typology (1,2,3) and chemical composition of the garnets (Tab.2 and 4).

Large garnets

Type-1 core garnets (Fig.3) correspond to a solid solution of almandine ($X_{Alm} = 0.58-0.70$), grossular ($X_{Grs} = 0.08-0.15$), spessartine ($X_{Sps} = 0.09-0.30$, exceptionally 0.60) and pyrope ($X_{Pyp} = 0.04-0.10$). These garnets also display a strong growth zoning characterised by $FeMn_{-1}$ ($\pm FeCa_{-1}$) exchange. X_{Sps} is always higher than X_{Grs} . Close to the inclusion-rich rim, X_{Sps} , X_{Grs} and X_{Pyp} contents converge toward a mean value of $\pm 10\%$, whereas X_{Alm} is maximum at 70%. Type-1 rims show (Fig.3 and 12) an abrupt increase in Ca at the expense of Mn + Fe ($X_{Grs} = 20 - 25\%$). Zoning is only show between Mn and Ca.

Type-2 garnets (Fig.4) correspond to a solid solution of almandine ($X_{Alm} = 0.75-0.52$), grossular ($X_{Grs} = 0.19-0.37$), spessartine ($X_{Sps} = 0.0-0.16$) and pyrope ($X_{Pyp} = 0.01-0.08$). These garnets display a strong and asymmetric zoning (Fig.9B) : $FeMn_{-1}$ exchange (see also $CaMn_{-1}$, Fig.7G) with depletion of Mn towards the outer part of the crystal. The Ca content is rather constant inside the crystal ; a slight decrease or increase near the edge of the crystal may result from an $Fe(Mn,Ca)_{-1}$ or $CaMn_{-1}$ exchange (Fig. 4D). In contrast to the type-1 garnet, X_{Sps} is always lower than X_{Grs} .

Small garnets

Table 2

Albite-bearing micaschists (ABM)					Glaucofane-bearing micaschists (GBM)					
	Ga-22	Ga-23	Ga-40b	Ga-55	Ga-156	Ga-51	Ga-53b	Ga-53	Ga-70	Ga-71
Primary D1 assemblages										
Phe (Si)	3.37 - 3.44	3.40 - 3.48	3.38 - 3.64	3.41 - 3.43	3.37 - 3.47	3.42 - 3.57	3.35 - 3.42	3.38 - 3.52	3.55 - 3.44	3.4 - 3.53
Grt Alm	62.5 - 73.6	58.8 - 67.2	65 - 71	65 - 70	61 - 72	68 - 72	69 - 73	56.8 - 78.2	63 - 75	55.4 - 73
Grs	7.9 - 21.3	23.1 - 28.2	14 - 22	18 - 23	17.1 - 23	18 - 23	19-25	17.5 - 28.8	17.1 - 22.2	16.3 - 27
Sps	5.1 - 7.8	6.4 - 15.5	4.2 - 9.6	1.8 - 4.5	1 - 8.3	1.3 - 8.7	1.2 - 6.3	1.2 - 11.4	0 - 17	1 - 15.1
Py	6.8 - 14.56	1.5 - 2.35	7.1 - 8.8	5 - 6.8	4.3 - 7.2	5.2 - 6.4	6.1 - 7.4	3.13 - 8.1	3.9 - 8.1	4.1 - 9.5
Cld X(Mg)	0.07 - 0.08	0.12 - 0.13		0.10 - 0.12	0.09 - 0.11		0.13 - 0.14	0.07 - 0.09	0.08 - 0.09	0.07 - 0.08
Cpx X(Mg)	0.10 - 0.11	0.07 - 0.08	0.16 - 0.19		0.33 - 0.36	0.26 - 0.29	0.14 - 0.16	0.35 - 0.36		0.10 - 0.16
Gln X(Mg)	0.38 - 0.40	0.44 - 0.46	0.33 - 0.35	0.35 - 0.37	0.40 - 0.41	0.60 - 0.65	0.37 - 0.39	0.40 - 0.43	0.37 - 0.40	0.35 - 0.38
Rt	++ i	++ i	+++ m,i	++ i, m	+ m	++ m	+++ i	+++ i, m	++ m,i	++ m
Ep				m	m		+++ m			m
Par	+++ m, i	++ m,i	+++ m, i	+++ m, i	+++ m, i	++ m,i	+++ m, i	+ m, i	+++ m,i	++ m,i
Opaque	++ ilm (ilm)	++ ilm (ilm)	+++ ilm (ilm)	++ ilm (ilm)	+ ilm (ilm)	++ ilm (ilm)	+++ ilm (ilm)	++ ilm (ilm)	++ ilm (ilm)	++ ilm (ilm)
Secondary D2 assemblage										
Phe (Si)	3.15 - 3.27	3.13 - 3.26	3.10 - 3.30	3.10 - 3.27	3.14 - 3.30	3.19 - 3.34	3.10 - 3.27	3.13 - 3.34	3.06 - 3.24	3.12 - 3.25
Ab	+++ m	++ m	+++ m	+++ m	+ m	+ m	+ m	+ m		
Par	++ m	+ m	+++ m	+++ m	+ m	+ m	+++ m	+ m	+++ m	++ m
Ep					+++ m	++ m	++ m	++ m		
Chl X(Mg)	0.38 - 0.47	0.35 - 0.41	0.49 - 0.50	0.33 - 0.35	0.29 - 0.38			0.25 - 0.27	0.33 - 0.36	0.41
Bl (Chl)	+++ m	++ m	+++ m	+ m				+ m	++ m	++ m
Opaque	++ (ilm)	++ (ilm)	+++ (ilm)	++ (ilm)	+ (ilm)	++ (ilm)	+++ (ilm)	++ (ilm)	++ (ilm)	++ (ilm)

+: rare, ++: common, +++: frequent.

i: inclusion within Grt

m: matrix mineral

Table 3

Label Rock Type	Garnet					
	40b-1/33	40b-1/12	40b-1/1	70-2_37	70-2_1	53_37
	ABM type 1		ABM type 2		GBM type 3	
core	rim 1	rim 2	rim	core		
SiO2	35.37	35.25	36.47	36.04	36.03	37.65
TiO2	0.38	0.06	0.07	0.10	0.16	0.10
Al2O3	20.25	20.53	20.82	20.68	20.31	20.72
FeO	25.85	30.98	29.70	33.62	28.45	33.19
MnO	10.19	5.31	2.58	0.30	5.31	0.89
MgO	1.17	2.13	1.82	2.00	0.96	1.29
CaO	5.48	4.27	7.46	6.87	7.92	8.39
total	98.67	98.51	98.91	99.60	99.14	100.23
Oxygens	12	12	12	12	12	12
Si	2.93	2.92	2.96	2.93	2.95	3.02
Ti	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Al	1.98	2.00	1.99	1.98	1.96	1.96
Fe	1.79	2.14	2.02	2.29	1.95	2.23
Mn	0.71	0.37	0.18	0.02	0.37	0.06
Mg	0.14	0.26	0.22	0.24	0.12	0.16
Ca	0.48	0.38	0.65	0.60	0.70	0.55
TOTAL	8.06	8.08	8.03	8.07	8.06	7.99
XMg	0.07	0.11	0.10	0.10	0.06	0.06
Alm	57.13	67.88	65.84	72.85	62.27	74.50
Sps	22.81	11.78	5.79	0.65	11.77	2.02
Py	4.61	8.34	7.19	7.69	3.76	18.31
Grs	15.45	12.00	21.18	19.02	22.21	18.31

Table 4

Label Rock Type	Biotite			
	40b-4	53-127	22-17	22-14
	ABM	GBM	ABM	ABM
type	bio 1	bio 2	bio 1	bio2
	incl	mt	incl	mt
SiO2	34.34	36.42	33.35	38.96
TiO2	1.59	0.41	1.04	0.51
Al2O3	16.06	17.03	17.53	18.23
FeO	20.79	23.71	23.98	20.90
MnO	0.14	0.16	0.21	0.30
MgO	10.28	7.63	9.72	7.75
CaO	0.16	0.05	0.03	0.06
Na2O	0.06	0.09	0.08	0.10
K2O	7.95	9.28	7.45	8.89
Total	91.40	94.78	93.41	95.30
Oxygens	22	22	22	22
Si	5.49	5.68	5.28	5.84
Ti	0.19	0.05	0.12	0.06
Al	3.03	3.13	3.27	3.25
Fe	2.78	3.09	3.18	2.65
Mn	0.02	0.02	0.03	0.04
Mg	2.45	1.78	2.30	1.75
Ca	0.03	0.01	0.01	0.01
Na	0.03	0.03	0.03	0.03
K	1.62	1.85	1.51	1.72
TOTAL	26.68	26.77	26.99	26.80
XFe	0.53	0.64	0.58	0.60

Table 5

Label Rock Type	23-2/Gln 71-13/Gln		23-23/Jd 71-23/Jd		23-6/mu 71-52/mu		23-3/Cld 71-9/Czo	
	ABM mt	GBM incl	ABM mt	GBM mt	ABM incl	GBM incl	ABM mt	GBM mt
SiO2	56.03	55.2	57.9	57.86	51.83	54.24	23.6	37.96
TiO2	0.1	0.16	0.03	0.03	0.37	0.14	0.06	0.06
Al2O3	11.16	10.74	17.28	15.77	25.1	27.09	39.37	23.09
Cr2O3	0.07	0.05	0.01	0	0.02	0.02	0.02	0.05
Fe2O3	0	0.47	5.8	9.24	0	1.86	1.88	12.5
FeO	14.69	16.19	3.68	2.79	3.39	1.67	24.09	0.11
MnO	0.02	0.18	0	0.05	0	0.05	0.47	0.19
MgO	6.96	5.61	0.17	0.31	3.5	2.79	1.93	0.14
CaO	0.53	0.2	0.54	0.45	0.03	0.01	0.05	20.42
Na2O	6.6	7.47	13.92	14.07	0.07	0.11	0.01	0.07
K2O	0.02	0.01	0.01	0	10.71	6.73	0.05	0.79
Totals	96.18	96.28	99.34	100.58	95.03	94.71	91.54	95.38
Oxygens	23	23	6	6	11	11	6	12.5
Si	7.97	7.948	2.039	2.03	3.485	3.536	0.993	3.083
Ti	0.011	0.017	0.001	0.001	0.019	0.007	0.002	0.004
Al	1.872	1.823	0.717	0.652	1.989	2.082	1.953	2.211
Cr	0.008	0.006	0	0	0.001	0.001	0.001	0.003
Fe3	0	0.051	0.154	0.244	0	0.091	0.06	0.764
Fe2	1.748	1.949	0.108	0.082	0.191	0.091	0.848	0.008
Mn	0.002	0.022	0	0.001	0	0.003	0.017	0.013
Mg	1.476	1.204	0.009	0.016	0.351	0.271	0.121	0.017
Ca	0.081	0.031	0.02	0.017	0.002	0.001	0.002	1.777
Na	1.82	2.086	0.951	0.958	0.009	0.014	0.001	0.011
K	0.004	0.002	0	0	0.92	0.56	0.003	0.082
Mn/Fe	0.001	0.011	XMg 0.08	0.16	XMg 0.65	0.75	0.12	0.25
			X Jd 0.71	0.65				

Table 6

Label Mx Type	22_1 22_8		22-20 22-2	
	Gln incl core	Gln incl rim	Gt type2 core	Gt type 2 rim
SiO2	52.5	56.15	36.87	37.37
TiO2	0	0.11	0.09	0.10
Al2O3	12.02	14.01	20.55	20.45
Cr2O3	0	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0	0.00	1.74	1.68
FeO	21.73	13.77	29.90	29.87
MnO	0.13	0.16	3.74	1.52
MgO	2.48	4.85	1.72	2.07
CaO	1.48	0.69	5.79	7.55
Na2O	1.15	8.15	0.00	0.00
K2O	6.51	0.62	0.00	0.00
Totals	98.01	98.51	100.40	100.62
Oxygens	23	23	12	12
Si	7.786	7.82	2.97	2.98
Ti	0	0.01	0.01	0.01
Al	2.101	2.30	1.95	1.92
Cr	0	0.00	0.00	0.00
Fe3	0	0.00	0.11	0.10
Fe2	2.695	1.60	2.01	1.99
Mn	0.016	0.02	0.26	0.10
Mg	0.548	1.01	0.21	0.25
Ca	0.235	0.10	0.50	0.65
Na	0.331	2.20		
K	1.233	0.11		
			Grs 16.21	20.91
			Alm 68.77	67.79
			Py 6.73	7.98
			Spss 8.29	3.32
Mn/Fe	0.006	0.012	0.127	0.052

Fig.16 - EW structural cross-section through the Ambin massif (see Fig.1c for location) showing the relationships between Clarea, Ambin and Schistes Lustrés Nappes. The upper part of the Ambin massif is affected by a pervasive D2 shearing event with top-to-the east movement direction. This D2 shearing is well expressed in the Ambin Nappe where oceanic and Briançonnais cover are strongly deformed with slices of basement. The deeper part of the massif (i.e. the Clarea Nappe), consisting exclusively of basement, preserves early HP structures (D1). The P-T paths corresponding respectively to the Clarea Nappe (epidote-blueschist facies : stability field of garnet) and to the Schistes Lustrés Nappe (lawsonite-blueschist facies : stability field of carpholite, Agard et al, 2001) overlying the massif meet at the end of D2 shearing (Ganne et al, in press). This is direct evidence of the link between the general D2 shearing and the gap of metamorphism observed between the basement and oceanic covers. Because the upper Nappe of Schistes Lustrés, i.e. the lower-grade unit, is lying directly above the Clarea Nappe, the corresponding metamorphic gap suggests that the large-scale, Φ 2 shear zones acted as detachment faults. (b) A geodynamic model to be tested for the western Alps. At the scale of the Penninic domain, the D2 shearing event results in a partitioning of the deformation between domains in which a simple-shear regime prevails, located at the edge of the domes, and domains in which a pure-shear regime prevails, located between these domes. Assuming that all these large-scale (E-W) shear zones are synchronous, a great part of the exhumation of the HP-LT rocks occurs during a generalized thinning event (Oligocène ?) of the Penninic edifice.

Table.1 : Summary of the main deformation stages evidenced in the Briançonnais and adjacent Schistes Lustrés units according to different authors (after Agard et al, 2001).

Table.2 : Mineral parageneses of the studied metapelites used for THERMOCALC calculations. (Si) = Si content of phengite

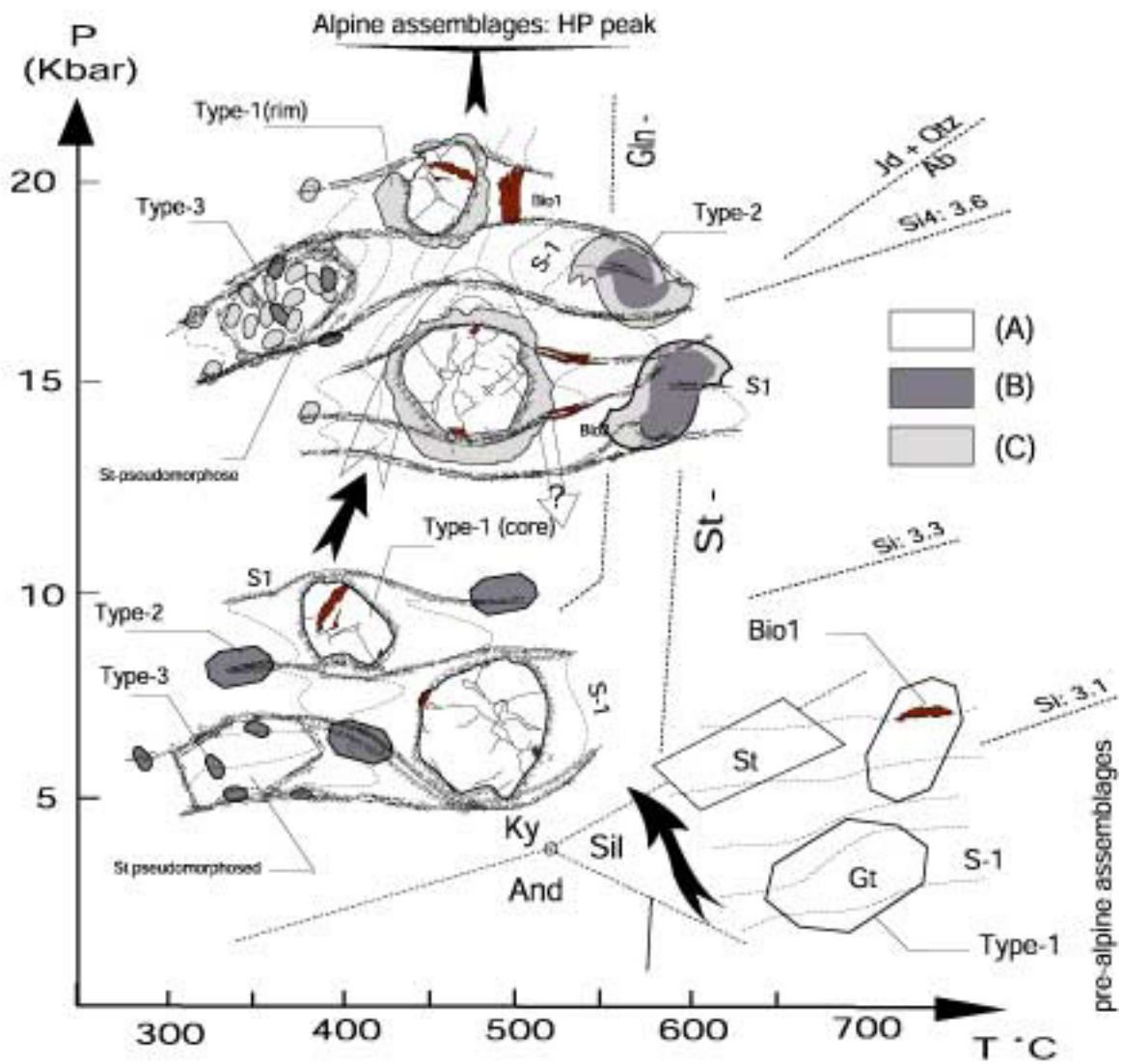


Figure 13

Fig.13 Schematic P-T relationships between chemical zoning pattern for Alpine and pre-Alpine garnets. [A] pre-Alpine garnets (cores of large Type-1 garnets), original shape of crystal (euhedral) has been sometimes preserved, [B] Mn-rich Alpine Type-2 garnets (and more rarely of a few small Type-3 garnets): first steps of growth, inclusions of Fe-riebeckite and low-Si substituted phengites [C] Mn-poor composition for 1) the large type-2 garnets (external edge), 2) the rim of large Type-1 garnet, 3) the most part of small type-3 garnet: last steps of growth during the HP metamorphic peak, Fe-glaucophane and High-Si substituted phengites. S-1: pre-Alpine schistosity, S1: main Alpine schistosity marked in some cases by oxides, Gt: garnet, St: staurolite pseudomorphs, Bio1: pre-Alpine biotite, Bio2: assumed-Alpine biotite, Type-1,2 or 3 type of garnets described in the text. White arrow: the $FeCa_1$, $CaFe_1$ exchanges with alternating Fe or Ca depletion towards the edge of crystal probably marks the last growth stage of Alpine garnet with respect to the prograde and/or retrograde P-T path (see text for detail).

Fig.14 - Compositional variations of Alpine [A] and pre-Alpine [B] garnets from Ambin and South Vanoise metapelites: 2360 analyses have been plotted in a [Fe+Mg-Ca-Mn] diagram. Black arrow = bell-shape zoning of Mn in Alpine and pre-Alpine-garnets suggesting a gradual increase of P-T conditions (Spear, 1993), white arrow: $CaFe_1$ and $FeCa_1$ exchanges in Alpine garnets (see text for explanations).

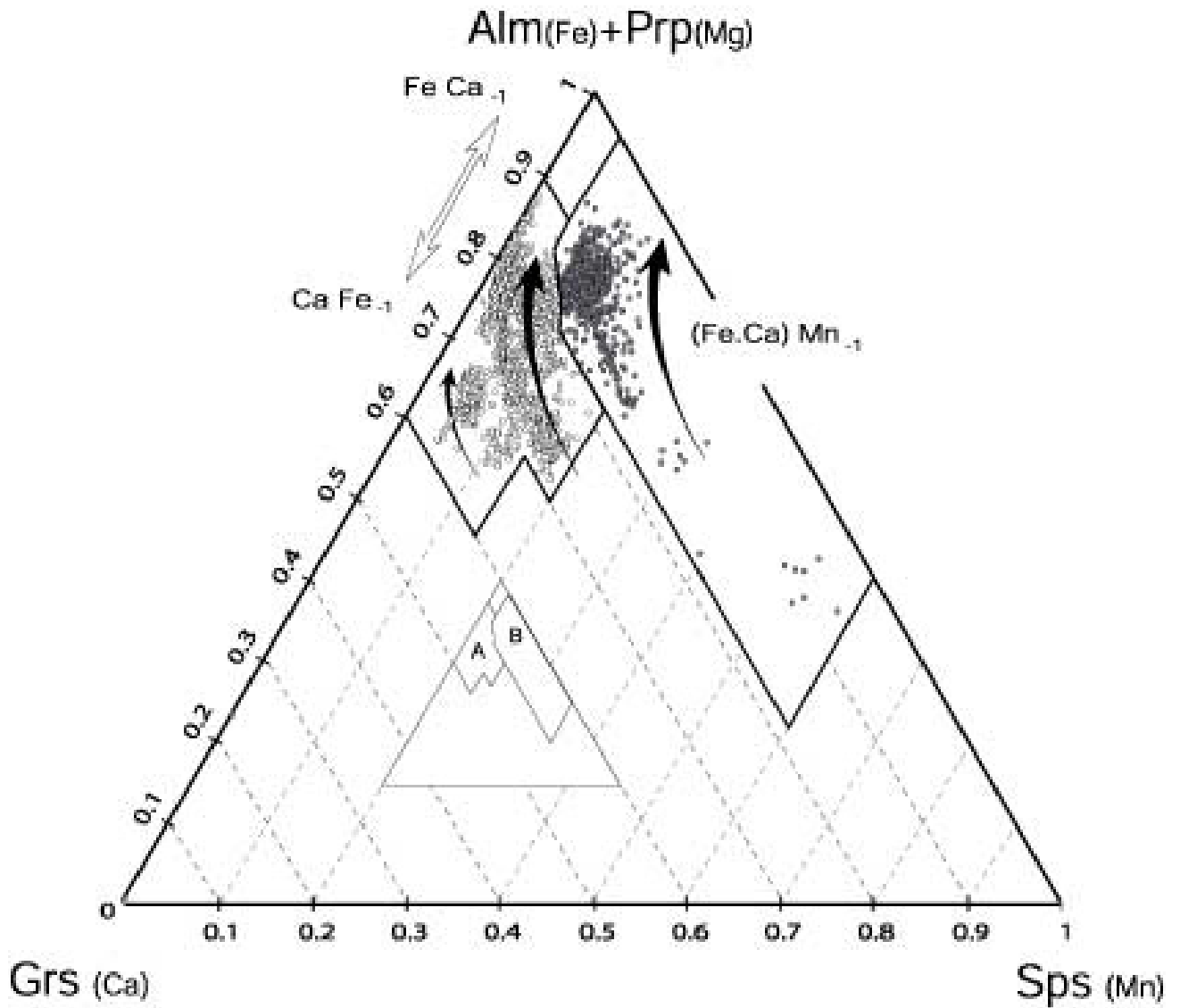


Figure 14

Fig.15 – (a) Estimated and (b) calculated P-T path (white arrow) for the glaucophane-bearing micaschist (GBM) from the Clarea Nappe. (A) Schreinemaker's analysis of the phase relations between garnet, glaucophane, chloritoid, paragonite, albite and quartz (with excess vapor) in the NFMASH system : AFM projections with the distribution of the saturating sodic phases (paragonite, albite or jadeite) have been performed by Bosse et al (2002) using a method described by Thompson (1972). See text for further explanations. (b) The location of the NFMASH grid in P-T space follows Bosse et al (2002), modified from Guiraud et al. (1990). The phengite isopleths (Massonne & Schreyer, 1987) and glaucophane stability curve (Maresch, 1977) are only indicative. The high-pressure peak of metamorphism (M1) has been calculated using the THERMOCALC program (Holland & Powell, 1990). Each symbol (black diamonds) corresponds to one mineral assemblage. Black box : peak of metamorphism recorded in the surrounding Schistes Lustrés units from Agard et al, 2001 [1] and Coggon & Holland, 2002 [2].

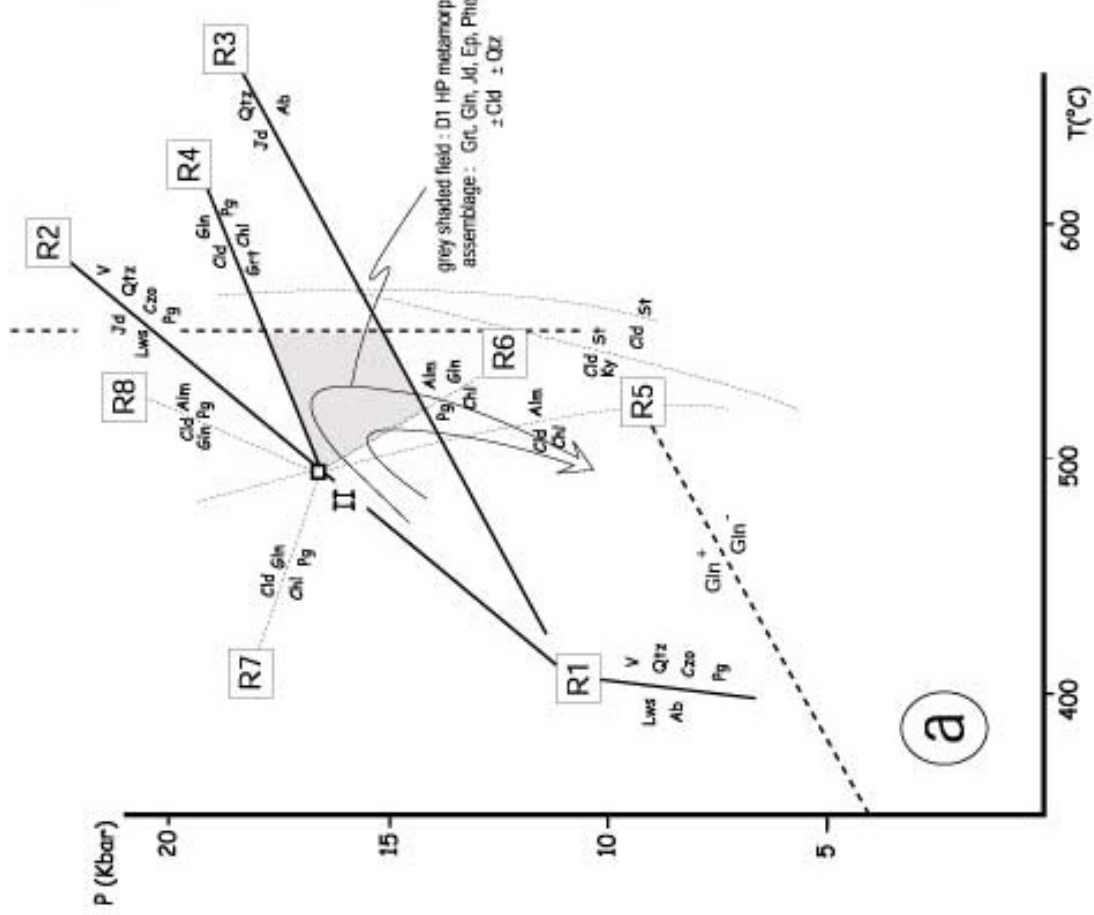
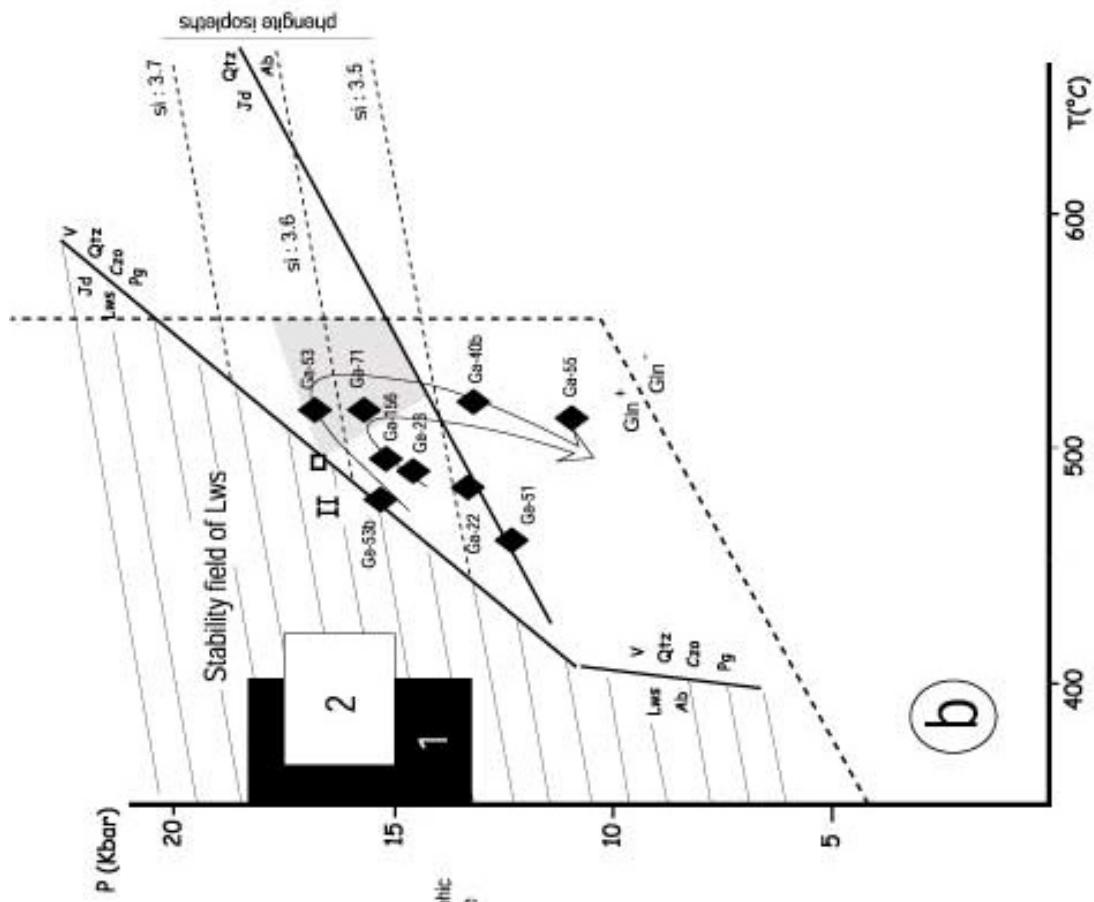


Figure 15

Type-3 small garnets (Fig.5) correspond to a solid solution of almandine ($X_{\text{Alm}} = 0.64-0.84$), grossular ($X_{\text{Grs}} = 0.18-0.30$), spessartine ($X_{\text{Sps}} = 0.014 -0.14$) and pyrope ($X_{\text{Prp}} = 0.01-0.08$). Crystals display a very faint zoning : Mg(Fe, Ca)₁ exchange with Fe or Ca depletion at the edge of the crystal. A salient result : chemical compositions measured at the periphery of type-2 garnets and in the rim of type-1 garnets (Ca-rich content) are similar to those of many of the small type-3 garnets (Fig.5D). Depletion of Fe, Mg and Ca at the extreme edge of these small garnets (Fig.5E), correlated with an increase of their Mn content, are interpreted as resulting from a late diffusion process during the retrograde P.T path (D2 mineral assemblages). A similar zoning can be observed along the contact between inclusions and garnet (Fig.5C) or at the extreme edge of type-2 (Fig.4F) and type-1 garnets.

4.2 Sodic phases. Blue amphibole (Tab.2 and 6) occurs as inclusions in garnets. According to Leake's nomenclature (1978), it consists of Fe-glaucophane (1) in small type-3 garnets, (2) in the external edge of large type-2 garnets and (3) in the rim of large type-1 garnets ; it is Fe-riebeckite in the internal part of large type-2 garnets. In the rock matrix, Fe-glaucophane can display a late chemical zoning with depletion of Na at the edges of the crystal. This chemical zoning does not affect the Fe-glaucophane inclusions in garnets. In the rocks strongly affected by the retrograde metamorphism, blue amphiboles recrystallized in a stable association of chlorite-actinolite- slightly substituted phengite. Note in table.7 that glaucophane inclusions in garnet show lower magnesium content (1.8 to 5.68 mole %) and a higher manganese content (0.12 to 0.23 mole %) compared to matrix glaucophane. Na-clinopyroxene occur as many small-grain-assemblages associated with Na-plagioclase in the ABM-matrix ($X_{\text{Jd}} : 0.88$) or with the blue-amphibole in the GBM ($X_{\text{Jd}} : 0.55$). Jadeite was never observed as inclusions in garnet.

4.3 Epidote grains exhibit a significant range of composition from epidote composition in garnet to clinozoisite composition in the matrix. Clinozoisite has a $\text{Fe}^{3+}/(\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$ ratio ranging from 0.25 to 0.27 (Tab.2 and 6).

4.4 Chloritoid (Tab.2 and 6) has a X_{Mg} ratio which varies between 0.08 and 0.14 with no significant variations from core to rim.

4.5 White mica (Tab.2 and 6) corresponds either to phengite, to paragonite or to muscovite. Phengite inclusions in garnets have low Na contents (tab.2 and 6) and Si^{4+} values between 3.35 and 3.55. Syn-kinematic phengite, elongated within the two Alpine schistosity (S1, S2) is scarcely interlayered with a paragonite phase : Si^{4+} values are between 3.10 and 3.60. In contrast to Alpine phengites, colorless muscovite linked to the pre-Alpine events, yield very low-Si contents ($\text{Si}^{4+} < 3.05$) and high ($\text{Al}^{\text{total}} + \text{Na}$) / Si^{4+} ratios (~ 1.5).

4.6 Other minerals

Albite is close to end-member composition, with a maximum anorthite content of 0.01 mole per cent. Biotite (Tab.5) and stilpnomelane are potentially present as retrograde phases. No significant chemical variations have been observed within a given crystal of biotite. The $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ ratio [0.40-0.47] and Al^{VI} content [between 0.48 and 0.65 atom p.f.u] are similar as well for the large pre-Alpine biotite (Bio1 : Monié, 1990) and for the small Alpine biotite (Bio2 : this contribution). However, the microprobe analyses do not allow the distinction between oxychlorite, chloritized biotite and intergrown stilpnomelane and chlorite (Tab.2). Rutile are nearly pure, ilmenite and titanite display a homogeneous composition.

5. Discussion

The occurrence of multi-stage garnet has been described in other HP-units of Western Alps (Desmons and Ghent, 1977, Borghi et al, 1985 ; Sandrone and Borghi, 1992 ; Desmons, 1992 ; Borghi et al, 1994) and more particularly in the basement of the Dora Maira massif (Matsumoto & Hirajima, 2000). With the notable exception of a few workers (Ellenberger, 1958 ; Goffé, 1977, Caby, 1996), the multi-stage character of garnet has been systematically linked to pre-Alpine metamorphic events in the Briançonnais basement (Gay, 1971 ; Détraz and Loubat, 1984 ; Baudin, 1987 ; Debelmas & Desmons, 1998, Borghi et al, 1999). On the basis of chemical composition and inclusion assemblages, we distinguish two generations of garnet in micaschists from a particular tectonic unit – the Clarea Nappe – occurring in the deeper part of Ambin and South Vanoise basements.

5.1 Two generations of garnets

Glaucofane is a diagnostic mineral for Alpine HP metamorphism in the Ambin and South Vanoise Briançonnais basements. Previous work concluded that the pre-Alpine metamorphism in the internal part of the Western Alps was mainly of low- to medium-pressure type (Desmons et al, 1999a). Therefore, we can use glaucofane as a indicator of Alpine stage metamorphism.

In the Clarea micaschists, large type-2 garnets display a chemical zoning with depletion of Mn and increase of Fe (\pm Ca) toward the external edge of the crystal: this asymmetric bell-shape zoning pattern defined by Mn suggests that garnet growth took place during a gradual increase of P-T conditions (Spear, 1993) and maintained surface equilibrium (Hollister, 1966 ; Kretz, 1973). Indeed, we obtain an excellent correlation (1) between the phengite distribution in the garnets and their Tschermakitic substitution, the most substituted phengites being located at the edge of the crystal; (2) between the blue amphibole distribution in the garnets and their Al^{IV} content, the Fe-glaucofane occurring at the edge of the crystal (Fig.7G) and (3) between the epidote distribution in the garnets and their Fe content, the Fe-clinozoisite occurring at the edge of the crystal and in the matrix. Glaucofane, clinozoisite and phengite inclusions may be attributed to the HP prograde stage of the Alpine metamorphism.

Conversely, the chemical and textural discontinuity observed in large type-1 garnets suggest the existence of at least two growth stages. The distribution of glaucofane inclusions indicates that only the rim of these garnets was developed during an Alpine HP metamorphic stage. As for small type-3 garnets, the chemical composition of this rim displays a very faint growth zoning (FeMn₋₁ or CaMn₋₁ exchange): such a composition is similar to that measured at the edge of type-2 garnet (Fig.7G). Thus, we can postulate, according to the nature of inclusions (glaucofane, high-Si substituted phengite) that small type-3 garnets and the rim of large type-1 garnets were linked to the Alpine metamorphism and document, in most cases, the last growth stages of a HP-LT prograde metamorphic event (Fig.13).

Unfortunately, we did not find any evidence to constrain the timing of growth of large, inclusion-poor garnet cores (type-1). They could be either of pre-Alpine or of Alpine age. If Alpine, these garnet cores would have grown under low-pressure conditions of a very early metamorphic stage; partial resorption followed by a second growth stage under peak conditions (D1) would then be expected. This interpretation is unlikely, because the asymmetrically zoned type-2 garnets hosting glaucofane inclusions occur in the same thin-sections as the large type-1 garnets (Fig.7). Therefore, we favor the idea of a pre-Alpine

growth for the core of large type-1 garnets, as suggested by the inclusion of large biotite and muscovite (Bocquet [Desmons], 1974a,b ; Monié, 1990 ; Borghi et al, 1999).

5.2 Mineral chemistry of the two generations of garnet

On the basis of the distribution of Alpine inclusions in garnets, it is now possible to define compositional fields for Alpine and pre-Alpine garnets (2360 analysis). Ca and Mn are the best discriminating elements, whereas Fe and Mg are not and have been grouped in the ternary diagram of figure 14.

Alpine garnets :

The main characteristic of Alpine garnets is their high Ca content, (20 - 37 % PM), that is always higher than their Mn content. On a [Fe,Mg-Ca-Mn] diagram (Fig. 14), the dispersion of garnet along the $FeMn_{-1}$ vector characterizes a growth zoning during gradual increase of P.T conditions (increase of Fe and \pm Ca toward the edge of crystals) (Spear, 1993) – this is the dominant exchange. Conversely, the dispersion along the Fe, Mg \Leftrightarrow Ca axis with alternating Fe (Fig.5D) or Ca depletion towards the edge of crystal seems not very significant; it probably marks the last growth stage of Alpine garnet with respect to the prograde and/or retrograde P.T path. We observe the same dispersion among small garnets of a given rock (Fig.5D) (i.e. X_{Alm} :0.64-0.84, X_{Prp} :0.01-0.08, X_{Grs} :0.18-0.30, X_{Sps} : 0.0-0.16).

Pre-Alpine garnets :

Pre-Alpine garnets are systematically higher in Mn than in Ca. During their growth, under prograde P.T conditions (Spear, 1993), type-1 garnets develop a concentric zoning in which the $FeMn_{-1}$ exchange dominates (increase of Fe toward the external part of crystals). At the (assumed) end of their growth, i.e. before formation of the inclusion-rich rim (with quartz, glaucophane and phengite), these garnets had a X_{Alm} content of 70% for X_{Prp} , X_{Sps} and X_{Grs} contents around 10% (X_{Alm} : 0.58-0.70, X_{Prp} : 0.04-0.10, X_{Grs} : 0.08-0.15, X_{Sps} : 0.09-0.6). The $CaMn_{-1}$ exchange is not very significant with X_{Sps} et X_{Grs} contents oscillating around the mean value of 10% (Fig.12B). This oscillatory zoning is probably linked to a rehomogenization phenomenon, which occurred at the beginning of the HP Alpine metamorphic stage. This average composition is close to that of pre-Alpine garnets from the Dora Maira massif (Fig.1A ; Matsumoto and Hirajima, 2000 and reference therein), for similar mineral assemblages.

5.3 Peak of Alpine metamorphism recorded in the basement

This new garnet data set provides a better constraint for estimating Alpine metamorphic P.T conditions. Calibrations of continuous and discontinuous reactions in the KFMASH and NFMASH systems allow the opportunity of evaluating the P-T conditions in the metapelitic rocks, and more particularly the HP peak of metamorphism (M1). In order to assess the validity of our estimates, we have completed the P-T evaluations obtained with the NFMAH (Na_2O -FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O) petrogenetic grid of Bosse et al (2002) - modified from Guiraud et al (1990) - with the results obtained with Thermocalc (Holland and Powell, 1998) using our specific mineral compositions.

A/ Qualitative approach

Four univariant reactions are shown (dark lines) in the P-T space considered (Fig.15A):

- the two critical reactions limiting the lawsonite field toward the higher temperature conditions in the FMASH system are experimentally determined :

(R1) $Lws + Alb = Pg + Czo + Qtz + vap$ and

(R2) $Lws + Jd = Pg + Czo + Qtz + Vap$ (e.g. Heinrich and Althaus, 1988)

- the degenerate NASH equilibrium (R3) $Ab = Jd + Qtz$, whose location in the P-T space is experimentally determined (e.g. Holland, 1980)

- the NFASH reaction (R4) $Cld + Gln = Grt + Chl + Pg + Qtz + Vap$. The above reactions are assumed to emanate from one invariant point II in the NFASH subsystem.

Glaucofane, epidote and jadeite ($X_{Jd} = 0.9$) are observed as inclusions in garnet and form the peak pressure assemblage. Equilibrium of glaucofane and epidote with the surrounding type-2 garnet is strongly suggested by the correlation of their compositions in the vicinity of the inclusions: the oscillatory grossular content increases at the proximity of epidote inclusions (Fig.9D), and the spessartine content is correlated with the composition of glaucofane (Fig.7G) and epidote inclusions (Fig.9D). The conditions of equilibrium for the assemblage glaucofane-epidote-jadeite-garnet are indicated by the gray area on Fig.15B. It is bounded at high pressure by the reactions R2, which corresponds to the breakdown of clinozoisite into lawsonite (never observed in our samples) and R4, which corresponds to the breakdown of garnet into chloritoid-glaucofane. Additional constrains are provided by the absence of staurolite and the stability limit of glaucofane, which suggests a maximum temperature of about 550°C (Mahar et al., 1997). The lower pressure limit of the peak pressure assemblage is constrained by the reactions R3 (breakdown of jadeite into albite) and R6 (breakdown of garnet-glaucofane into chlorite-paragonite). According to Fig.15, the peak pressure conditions are therefore about 15 kbar at temperature between 480 and 550°C.

The growth zoning of garnet and its inclusions help in deciphering their prograde metamorphic history. In the glaucofane-bearing micaschists, the compositional zoning of type-2 Alpine garnet is characterized by an decrease of Mn/Fe ratio from core to rim (Fig.4C&D). The inclusions of sodic amphibole and epidote show the opposite variation, that is a decrease of Mn/Fe ratio from core to rim (Tab.7). This correlation suggests that the reaction responsible for garnet growth involves sodic amphibole or/and epidote. According to the peak pressure conditions shown in Fig.15 (and because no chloritoid inclusions have been observed in the garnet of the Clarea Nappe), the reaction responsible for the garnet growth is probably :

(R6) $Pg + Chl = Alm + Gln$

The almandine and grossular contents of garnet show strong variations close to the epidote inclusions (Fig.9D). The X_{Alm} and X_{Grs} peaks are also correlated with the composition of epidote inclusions (Mn-poor epidote in the core and Mn-rich clinozoisite in the rim of garnet). These compositional changes probably result from equilibrium R9:

(R9) $Czo + Ttn = Grs + Rt + Qtz + Vap$

Experimental data show that this reaction is strongly pressure-dependant (Manning and Bohlen, 1991). Preliminary calculations in sample Ga-104 lead to pressures of about 15 kbar at 515 °C, which is in good

agreement with the conditions estimated above (gray area in Fig. 15).

B/ Quantitative approach

The grid reported in Fig. 15 is mostly constrained by experimental data obtained for pure end-members. However, quantitative P-T estimates should take into account the compositional deviation of phases from the pure end-members, and the resulting decrease of their activity. For this reason, P-T estimates were calculated using THERMOCALC (Holland and Powell, 1998) with analysed compositions of the HP peak of metamorphism assemblages. Maximum pressure estimates were obtained using the Grt–Gln–Phe–Par–Jd–Czo–Cld assemblages thought to represent the peak pressure conditions (see above). Chlorite inclusions were not considered, because preliminary thermobarometric estimates indicate that chlorite was not stable with glaucophane and epidote inclusions in garnet. Results of P-T estimates are reported in Fig. 15B. The pressure conditions range from 11 to 17 kbar with an average value at 15 kbar, and temperatures range from 462 to 520°C (T_{average} = 500°C). Such conditions are typical of epidote-blueschist close to eclogite facies metamorphism (Evans, 1990). There is a good correlation between P-T estimates obtained from the GBM and from the ABM. However, the P-T estimates show a significant scatter, which might be indicative of varying the P-T conditions during the prograde and retrograde path, or more probably to uncertainties and errors resulting from (i) a lack of equilibrium between the selected phases used for the calculation, (ii) the use of mineral compositions that do not correspond to the stable composition at peak pressure conditions (reequilibration during the retrograde history, and (iii) the poorly known composition-activity relations of epidote and glaucophane.

6. Implications for the Alpine belt

6.1 Characterization of Alpine Garnets

Garnet in micaschists from Ambin and South Vanoise massifs can be separated in two populations according to their large (type-1 and type-2) or small (type-3) grain size, respectively. Zoning patterns and mineral inclusion distribution indicate that type-2 and type-3 garnets, as well as the rim of the type-1 garnets grew during an HP Alpine stage. Only cores of the large type-1 garnets are inherited from pre-Alpine metamorphic rocks.

6.2 Alpine HP- metamorphism in the Briançonnais basement

The Alpine HP metamorphic peak recorded in the Ambin and South Vanoise massifs corresponds to the development of a stable assemblage with (Ca,Fe)-garnet, Fe-glaucophane, phengite, Fe-chloritoid, paragonite, clinozoisite, jadeitic pyroxene. Whatever the reliability of the P-T values obtained by petrogenetic grid (Thompson, 1957) and traditional geothermobarometry (Thermocalc : T=500°C ± 20, P=15 Kb ± 2 ; Fig.15), this metamorphic assemblage, in absence of lawsonite, characterizes the epidote-blueschist facies close to eclogitic conditions (Evans, 1990). The estimated P.T conditions are higher than previously thought (T < 400°C, P=12-15 Kb, Goffé, 1977; Platt and Lister, 1985a, Desmons et al, 1999b among other) and serve to demonstrate the distinct difference in metamorphism between the Ambin - South Vanoise basements (epidote-blueschist facies : stability field of garnet) and the surrounding pelitico-carbonaceous covers (Briançonnais and upper-Schistes Lustres units ; lawsonite-blueschist facies : stability field of carpholite; Agard et al, 2001a). This apparent 'gap' in metamorphic P-T condition, both in term of P and T, may be a artifact of differences in bulk rocks

composition (e.g. lawsonite in carbonaceous vs garnet in FeAl-rich rocks) or a real ‘gap’ caused by tectonic juxtaposition.

6.3 Significance of metamorphic gaps across the western Penninic domain

Structural mapping carried out during the last decade in the most external unit of the Briançonnais domain, the «Zone Houillère Briançonnaise» (ZHB) has provided a wealth of new observations, which may be extrapolated toward the easternmost, more metamorphic, Ambin/South Vanoise and Gran Paradiso regions. The critical observation is that early tectonic contacts, now refolded, can be recognized within the monotonous pile of Carboniferous grits, conglomerates and black schists (Bertrand et al, 1996, Schmid and Kissling, 2000). Further East, in the Ambin/South Vanoise areas, similar early tectonic contacts affect both pre-Permian and Mesozoic formations (Ganne et al, accepted). If the synchronism of this major nappe stacking event and the subsequent large-scale refolding event are confirmed within the whole domain, then the axial planar schistosity related to the refolding would correspond to a reference datum surface. Up to now, the refolding event was classically related to a backthrusting and backfolding event by most authors. The best evidence favoring regional synchronism of a main Alpine schistosity (S2 schistosity according to Aillères & al., 1996), is that it post-dates everywhere the major tectonic discontinuities between lithological units (the early «nappes» ; Caron, 1977). Corresponding early structures are in turn displaced at low angle by these later small-scale to large-scale shear zones (Chavière tectonic zone, Rosoire-Echelle shear zone = late nappes), operating under greenschist facies conditions. At sample scale, the refolding event corresponds to the blueschist-greenschist transition (Ganne et al, 2001 ; Ganne et al, accepted) and is manifested in the whole Penninic domain by the ubiquitous growth of syn- to late-kinematic albite poikiloblasts. Thus, among the major tectonic contacts mapped for long in the region, at least two completely distinct sets may be now identified, as previously proposed by Platt and Lister (1985a):

D1 stage - early thrust surfaces ?? and related S1 schistosity, the latter being ubiquitous in Ambin/South Vanoise areas (in both basement and cover) but rarely observed in the ZHB. Within the Ambin and South Vanoise basements, it corresponds to the main banding of the rocks and related epidote-blueschist facies assemblages (this contribution). Previous observations (Platt et al, 1989) indicate that transport directions are most probably toward N or NW;

D2 ± D3 stages - late retrograde Φ 2 shear zones at all scales and related S2 greenschist schistosity, cutting across lithological/early D1 tectono-metamorphic boundaries (Fig.16).

According to this structural scheme, the Ambin and South Vanoise massifs are interpreted as slices of ‘eclogitized’ continental crust tectonically extruded within the Schistes Lustrés units and Briançonnais covers. The corresponding tectonic contacts (Φ 2) with top-to-East movement directions (see Fig.1C) are responsible for the juxtaposition of lower-grade metamorphic units above the Ambin massif (Fig.16A). Close to the Gran Paradiso dome, the Schistes Lustrés complex (Fig.1B) exhibits a similar geometry with a structural superposition of lower-grade over higher-grade rocks along D2-type shear-zones. Their top-to-west dominant movement raises the question as of whether they correspond to several discrete events or have formed together with the Ambin shear zones a regional-scale conjugate network as show in figure 16B ? At a regional scale, the exact role played by these east- or west verging Φ 2 kilometric-scale shear zones (or equivalent according to other studies, see Tab.1) is not yet fully appreciated (Platt et al, 1989 ; Ballèvre et al, 1990, Wheeler and Butler, 1993, Ring, 1995, Caby, 1996, Rolland et al, 2000,

Schmid and Kissling, 2000, Agard et al, 2001a). In particular, these shear zones could explain some of the metamorphic gaps observed in the Penninic Briançonnais domain (Fig.1B). To test and quantify this hypothesis, it will be necessary to complete (Goffé, 1984, Goffé and Chopin, 1986) a detailed mapping of the Briançonnais covers surrounding the crystalline basements, where the LT metamorphic assemblage lawsonite/carpholite occurs. The reconstitution of a precise zoneography with respect to these different thresholds and/or gaps in metamorphism should allow us to better constrain the exhumation mechanisms of HP rocks in the Alps (for review see Platt, 1993).

7. Conclusion

The petrographical and chemical study of glaucophane-bearing micaschists from the pre-Permian basement of the Ambin and South Vanoise massifs has evidenced the Alpine age of their hosted garnets. In the absence of lawsonite, this mineral association is diagnostic of the epidote-blueschist metamorphic facies and implies P.T conditions ($T=500^{\circ}\text{C} \pm 20$, $P=15 \text{ Kb} \pm 2$), which are unusual in the Briançonnais domain. These new data confirm the heterogeneity of the metamorphic conditions observed in the innermost part of the western Alps (Penninic domain). They are in agreement with structural investigations and allow us to interpret the Ambin and South Vanoise Briançonnais massifs as slices of continental crust ‘eclogitized’ during the Alpine collision and tectonically extruded within the less metamorphic Schistes Lustrés units and Briançonnais covers.

Acknowledgements

The authors are grateful to J.M. Bertrand, S. Fudral and G.S.L. Lister for their encouraging advice and critical reading. S. Harley is thanked for his constructive reviews and editorial handling. We also express grateful thank to J. Desmons and B. Goffé for their constructive discussions. This study was funded by the GéoFrance3D program (INSU, BRGM, MNERT).

References :

- Aillères, L., Bertrand, J.M., Macaudière, J. & Champenois M. (1995). Structure de la zone houillère briançonnaise (Alpes françaises), tectonique néoalpine et conséquences sur l'interprétation des Zones Penniques frontales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, série II, 321, 247-254.
- Agard, P., Jolivet, L. & Goffé, B. (2001). Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustrés complex : implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the Western Alps. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5, 617-636.
- Ballèvre, M., Lagabrielle, Y. and Merle O. (1990). Tertiary normal ductile faulting as a consequence of the lithospheric stacking in the Western Alps. *Memoire de la Société Géologique de France*, 156, 227-236.
- Baudin, T. (1987). Etude géologique du massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes) : évolution structurale d'un socle briançonnais. *PhD Thesis*, Univ. Grenoble, 259 p.
- Bearth, P. (1952). Geologie und Petrographie des Monte Rosa. *Geological Karte Schweizrische*, N.F., 96, 1-94.
- Berman, R.G. & Perkins, E.H. (1987). GEO-CALC : a software for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams. *American Mineralogist*, 72, 861-862.
- Bertrand, J.M., Aillère, L., Gasquet, D. & Macaudière, J. (1996). The Pennine Front zone in Savoie (Western Alps), a review and new interpretation from the Zone Houillère Briançonnaise. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89, 1-24.
- Bocquet (Desmons), J. (1974a). Le socle briançonnais de Vanoise (Savoie) : arguments en faveur de son âge anté-alpin dans les Alpes françaises et de son polymétamorphisme. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, D, 278, 2601-2604.

- Bocquet (Desmons), (1974b). Etude minéralogique et pétrologique sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. *Thèse d'Etat*, Univ. Grenoble, 489 p.
- Borghi, A., Gattiglio, M., Mondino, F. & Zaccone, G. (1999). Structural and metamorphic evidences of pre-Alpine basement in the Ambin nappe (cottian Alps, Italy). *Memorie de Scienze Geologiche Italiana*, Padova, 51, 205-220.
- Borghi, A., Compagnoni, R. & Sandrone, R. (1994). Evoluzione termo-tettonica alpina del settore settentrional del massico del Gran Paradiso (Alpi Occidentali). *Atti Ticinensi di Scienze della Terra* (special issue), 1, 137-152.
- Borghi, A., Caddoppi, P., Porro, A. & Sacchi, R. (1985). Metamorphism in the north part of the Dora-Maira Massif (Cottian Alps). *Bolletino des Musee Regionale di Scienze National di Torino*, 3, 369-380.
- Bosse, V., Ballèvre, M. & Vidal, O. (2002). The garnet isograd in the blueschist-facies metapelites of the Ile de Groix (Armorican Massif, France) : a record of ductile thrusting during exhumation. *Journal of Petrology*, 43, 485-510
- Caby, R. (1996). Low-angle extrusion of high-pressure rocks and the balance between outward and inward displacement of middle Penninic units in the western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89, 229-268.
- Callegari, E., Sacchi, R., Bovo, S. & Torassa, G. (1980). Osservazioni strutturali sul versante italiano del massico di Ambin (Alpi Graie). *Bolletino delle Società Geologica Italiana*, 99, 395-404.
- Caron, J.M. (1977). Lithostratigraphie et tectonique des Schistes Lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales (France et Italie). *Bulletin de la Société Géologique*, France, 16, 255-268.
- Coggon, R. & Holland, T.J.B. (2002). Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 683-696.
- Compagnoni, R. & Piccardo, G.B. (1991). High-pressure metamorphism in the Western Alps: Introduction. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 3-4.
- Dal Piaz, G.V., Hunziker, J.C. & Martinotti, G. (1972). La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nord occidentali interne. *Memorie de Scienze Geologiche Italiana*, 11, 433-466.
- Debelmas, J. & Lemoine, M. (1970). The Western Alps : paleogeography and structure. *Earth Science Reviews*, 6, 221-256.
- Debelmas, J., Desmons, J. & coll. (1998). Géologie de la Vanoise. *Memoire du B.R.G.M*, N°266, 183 p.
- Debelmas, J., Desmons, J., Ellenberger, F., Goffé, B., Fabre, J. et al. (1989). Carte géol. France (1/50 000), feuille Modane (775) Notice par J. Debelmas et al., 1989, 53 p.
- Desmons, J. & Ghent, E.D. (1977). Chemistry, zonation and distribution coefficient of elements in eclogitic minerals for the eastern Sesia unit, Italian western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 57, 397-411.
- Desmons, J. (1992). The Briançon basement (Pennine Western Alps) : Mineral composition and polymetamorphic evolution. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 72, 37-55.
- Desmons, J., Compagnoni, R., Cortesogno, L., Frey, M. & Gaggero, L. (1999a). Pre-alpine metamorphism of the Internal zones of the Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 79, 23-39.
- Desmons, J., Aprahamian, J., Compagnoni, R., Cortesogno, L. & Frey, M., with the collaboration of Gaggero, L., Dallagiovanna, G. & Seno, S. (1999b) : Alpine metamorphism of the Western and Southern Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 79, 89-110.
- Detraz, G. & Loubat, H. (1984). Facies à disthène, staurotide et grenat dans un micaschiste appartenant à l'unité des « gneiss du Sapey » (Vanoise, alpes française). *Géologie Alpine*, Univ. Grenoble, 60, 5-12.
- Dondey, H. (1986). Etude géologique des unités de Vanoise méridionale, de Pralognan à Aussois (Alpes de savoie). *PhD Thesis*, Univ. Grenoble, 235 p.
- Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Telouk P., Lardeaux, J.M. & Albarède, F. (1997). The Lu-hf of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, 387, 586-588.

- Ellenberger, F. (1958). Etudes géologiques du pays de Vanoise (Savoie). *Memoire Explicative de la Carte Géologique de France*, 561 p.
- Escher, A., Hunziker, J.C., Marthaler, M., Masson, H., Sartori, M. & Steck, A. (1997). Geologic framework and structural evolution of the western Swiss-Italian Alps. In: «*Deep structure of the Swiss Alps*», Pfiffner O.A. et al. (eds) Birkhäuser Basel, 205-221.
- Evans, B.W. (1990). Phase relation of epidote-blueschists. *Lithos*, 25, 3-23.
- Fudral, S., Deville, E., Pognante, U., Gay, M., Fregolent, G., Lorenzoni, S., Robert, D., Nicoud, G., Black, C., Jayko, A., Jaillard, E., Bertrand, J.M., Forno, M.G., Massazza, G. (1994). Lanslebourg Mont-d'Ambin. Carte géologique de la France à 1 :50 000. Ministère de l'industrie, B.R.G.M.
- Ganne, J. (1999). Evolution tectono-métamorphique de la bordure NW du massif d'Ambin (Alpes occidentales, France). *Diplôme d'Etude Approfondie*, Univ. Savoie, 35 P.
- Ganne, J., Bertrand, J.M., Fudral, S. & Rolland, Y. (2001). Late D2 shear zone in the Internal part of the western Alps : a strain partitioning between Pure and Simple shear deformation ? *EUG XI Meeting*, Strasbourg, Abstract on CD-Rom.
- Ganne, J., Bertrand, J.M. & Fudral S. Structural and Metamorphic evolution of the Ambin massif (western Alps): toward a new exhumation model for the Briançonnais domain. *Tectonophysics*, (in press).
- Gay, M. (1971). Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes Lustrés (Alpes franco-italiennes). *Thèse d'Etat*, Univ. Lyon , 296 p.
- Ghent, E.D. (1986). A review of chemical zoning in eclogite garnets. *Eclogite and eclogite-facies rocks*, Amsterdam, (eds) Elsevier, 207-236.
- Goffé, B. (1977). Succession de subfacies métamorphiques en Vanoise méridionale (Savoie). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 62, 23-41.
- Goffé, B. & Velde, B. (1984). Contrasted metamorphic in thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps) : a model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblages, *Earth and Planetary Science Letters*, 68, 351-360.
- Goffé, B. & Chopin, C. (1986). High-pressure metamorphism in the Western Alps : zoneography of metapelites, chronology and consequence. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 66, 41-52.
- Guiraud, M., Holland, T.J.B & Powell, R. (1990). Calculated mineral equilibria in the greenschist-blueschist-eclogite facies in Na₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 104, 85-98.
- Heinrich, H. & Althaus, E. (1988). Experimental determination of the reactions 4 lawsonite + 1 albite = 1 paragonite + 2 quartz + 6H₂O, *Neues Jahr. Mineral. Monatsh*, 11, 516-528.
- Hollister, L.S. (1966). Garnet zoning : an interpretation based on the Rayleigh-fractionation model. *Science*, 154, 1647-1651.
- Holland, T.J.B. (1980). The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-120°C, *American Mineralogist*, 65, 129-134.
- Holland, T.J.B. & Powell, R. (1998). An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-343.
- Kienast, J.R., Lombardo, B., Biino, G. & Pinardon, J.L. (1991). Petrology of very-high-pressure eclogitic rocks from the Brossasco-Isasca Complex, Dora-Maira Massif, Italian Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 19-34
- Kretz, R. (1973). Kinematics and crystallization of garnet at two localities near Yellowknife. *Canadian Mineralogist*, 12, 1-20.
- Kretz, R. (1983). Symbol for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 269-279.
- Lardeaux, J.M. & Spalla, M.I. (1991). From granulites to eclogites in the Sesia zone (Italian Western Alps) : a record of the opening and closure of the Piedmont ocean. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 35-59.
- Leake, B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63, 1023-1052.

- Lemoine, M. & de Graciansky, P.C. (1988). Histoire d'une marge continentale passive : les Alpes occidentales au Mésozoïque – Introduction. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (8), 4, 597-600.
- Mahar, E.M., Baker, J.M., Powell, R., Holland, T.J.B. & Howell, N. (1997). The effect of Mn on mineral stability in metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 223-23.
- Manning, C.E. & Bohlen, S.R. (1991). The reaction titanite + Kyanite = anorthite + rutile and titanite-rutile barométrie in eclogites. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 109, 1-9.
- Scambelluri, M., Hoogerduijn, E.H., Piccardo, G.B., Visser, R.L.M., & Rampone, E. (1991). Alpine olivine and titanian clinohumite bearing assemblages in the Erro Tobbio, peridotite (Voltri massif, NW Italy). *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 79-92.
- Schwartz, S., Lardeaux, J.M., Guillot, S. & Tricart, P. (2000). Diversité du métamorphisme écolitique dans le massif ophiolitique du Monviso (Alpes occidentales, Italie). *Geodinamica Acta*, 13, 179-186.
- Stampfli, G.M. & Marchant, R. (1995). Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the western Alps. In: «*Deep structure of the Swiss Alps*», Pfiffner O.A. et al, (eds) Birkhäuser Basel, 223-239.
- Maresch, W.V. (1977). Experimental study on glaucophane : an analysis of present knowledge. *Tectonophysics*, 43, 109-125.
- Massone, H.J. & Schreyer, W. (1987). Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 96, 212-224
- Matsumoto, N. & Hirajima, T. (2000). Garnet in pelitic shists from a quartz-eclogite unit of the southern Dora-Maira massif, Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 80, 53-62.
- Michel, R. (1957). Les faciès à glaucophane dans le massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *Comptes Rendus de la Société Géologique de France*, 6, VII, 130-131.
- Monié, P. (1990). Preservation of Hercynian $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ages through high-pressure low-temperature alpine metamorphism in the western Alps. *European Journal of Mineralogy*, 2, 343-361.
- Okay, A.I. & Kelley, S.P. (1994). Tectonic setting, petrology and geochronology of jadeite + glaucophane schists from north-west Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 455-466.
- Platt, J.P. & Lister, G.S. (1985). Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the southern Vanoise massif, French Alps, and their relation to Alpine tectonic event, *Journal of Structural Geology*, 7, 19-35.
- Platt, J.P., Lister, G.S., Cunningham, P., Weston, P., Peel, F., Baudin, T. & Dondey, H. (1989). Thrusting and backthrusting in the Briançonnais domain of the Western Alps. In : «*Alpine Tectonics*», Coward, M.P., Dietrich D. and Park, R.G., (eds) *Geological Society*, (special issue), 45, 135-152.
- Platt, J.P. (1993). Exhumation of high-pressure low-temperature metamorphic rocks. *American Bulletin of the Geological Society*, 86, 133-147.
- Pognante, U., Castelli, D., Bogliotti, C., & Callegari, E. (1984). Carattere petrografico petrochimico di alcuni metagabbri ed ortogneiss tardi-paleozoici del massico d'Ambin, Zona Brianzonese interna (Alpi occidentali). *Società Italiana di Mineralogia e di Petrologia*, 39, 275-780.
- Pognante, U. (1991). Petrological constraints on the eclogite- and blueschist-facies metamorphism and P-T-t paths in the Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 5-17.
- Polino, R., Delapierre, F., Borghi, A., Carraro, F., Fioraso, G. & Giardino, M. (1999). Carta geological d'Italia alla scala 1 :50 000, foglia Bardonecchia. – Note illustrative, 118 p.
- Ring, U. (1995). Horizontal contraction or horizontal extension ? heterogeneous Late Eocene and Early Oligocene general shearing during blueschist and greenschist facies metamorphism at the Pennine-Austroalpine boundary zone in the Western Alps. *International Journal of Earth Sciences*, 84, 843-859.
- Rolland, Y., Lardeaux, J.M., Guillot, S. & Nicollet, C. (2000). Extension syn-convergence, poinçonnement vertical et unités métamorphiques contrastées en bordure Ouest du Grand Paradis (Alpes Franco-Italiennes), *Geodinamica Acta*, (special issue), 13, 133-148.

- Sandrone, R. & Borghi, A. (1992). Zoned garnets in the northern Dora-Maira Massif and the contribution to a reconstruction of the regional metamorphic evolution. *European Journal of Mineralogy*, 4, 465-474.
- Schmid, S & Kissling, E. (2000). The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics*, 19, 92-85.
- Spalla, M.I., Lardeaux J.M., Dal Piaz G.V., Gosso G. & Messiga, B. (1996). Tectonic significance of alpine eclogites. *Journal of Geodynamic*, 21, 257-285.
- Spear, F.S. (1993). Metamorphic Phase Equilibria and pressure-Temperature-Time Path. *Mineral Society of America*, Monograph, Washington, D.C.
- Spear, F.S & Cheney, T.J. (1989). A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 101, 149-164.
- Stampfli, G. & Marchant, R. (1995). Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the western Alps. In: "Deep structure of Switzerland", Result from NFP 20-Bühäuser AG. Ed. Basel.
- Steck, A. & Hunziker, J. (1994). The tertiary structure and thermal evolution of the Central Alps – Compressional and extensional structures in an orogenic belt. *Tectonophysics*, 238, 229-254.
- Thompson, J.B.Jr. (1957). The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *American Journal of Earth Sciences*, 42, 842-858.
- Thompson, J.B.Jr. (1972). Oxides and sulfides in regional metamorphic minerals. In : *International Geological Congress*, 24th, 10, 27-35.
- Todd, C.S. & Engi, M. (1997). Metamorphic field gradients in the Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 4, 513-530.
- Tracy, R.J., Robinson, P. & Thompson, A.B. (1976). Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism in central Massachusetts. *American Mineralogist*, 61, 762-775.
- Tracy, R.J. (1982). compositional zoning and inclusion in metamorphic minerals. In : Ferry, J.M. (ed.) : Characterization of metamorphism through mineral equilibria. *Reviews in Mineralogy*, 10, 355-397.
- Tracy, R.J. (1994). Rocks and minerals ; Metamorphic petrology. *Geotimes*, 39, 31-32
- Wheeler, J. & Butler, W.H. (1993). Evidence for extension in the western Alpine orogen : the contact between the oceanic Piemonte and overlying continental Sesia units. *Earth and Planetary Science Letters*, 117, 457-474.
- Yardley, B.W.D. (1977). An empirical study of diffusion in garnet. *American Mineralogist*, 62, 793-800.

2 - Le complexe des Schistes Lustrés

2-1 - *Rappels bibliographiques*

Les données pétrologiques et métamorphiques, accumulées depuis plus de 40 ans à travers tout l'arc des Alpes occidentales (s.l) - depuis les confins orientaux des Alpes suisses jusqu'aux extrémités Sud du massif de Dora Maira (e.g. Bearth, 1952 ; Caby, 1968 ; Bocquet [Desmons], 1971 ; Dal Piaz, 1971 ; Caron, 1974 ; Caby et al, 1978 ; Saliot, 1978 ; Kienast, 1983 ; Lagabrielle et al, 1989 ; Pognante & Kienast, 1987 ; Phillipot, 1988 ; Ballèvre et al, 1990 ; Ballèvre & Lagabrielle, 1994 ; Rolland et al, 2000 parmi d'autres) - ont fixé les grands traits métamorphiques du complexe des Schistes Lustrés, à savoir l'existence de plusieurs sautes de métamorphisme HP entre les grandes unités constitutives.

Les unités continentales du Gran Paradiso et les Unités Inférieures des Schistes Lustrés, qui affleurent dans les parties Est et Sud Est de notre secteur d'étude, ont subi un métamorphisme éclogitique associé à un épisode de déformation que l'on peut globalement appeler D1 (§ partie III). Les conditions de ce métamorphisme HP sont connues dans le Gran Paradiso (12-20 Kb, $500 \pm 50^\circ\text{C}$; voir Rolland et al, 2000) ; dans l'Unité Inférieure les conditions métamorphiques sont quasiment similaires (Schwartz et al, 2000 ; Agard et al, 2001a,b). Les unités océaniques Médiannes, recouvrant géométriquement les massifs d'Ambin et de Vanoise Sud, ont quant à elles subi un métamorphisme de moins haute pression dans le faciès des Schistes Bleus de basse température : assemblage symptomatique à glaucophane \pm lawsonite \pm carpholite \pm jadéite \pm chloritoïde \pm clinozoïsite. Ce métamorphisme de basse température ($T^\circ < 400^\circ\text{C}$) semble présenter une zonation Est-Ouest avec disparition progressive vers l'Est des faciès à carpholite (Agard et al, 2001a) puis à lawsonite (Schwartz, 2002).

A l'image des études complémentaires de Schwartz (2002) et Agard (1999) – respectivement sur roches basiques et pélitiques -, la diversité des assemblages minéralogiques identifiés dans les roches concernées par ces études, constitue aujourd'hui une base de données énorme et une richesse pour la caractérisation des faciès métamorphiques en général (voir travaux de Ballèvre, 1988 pour exemple).

2-2 - *Buts de cette étude*

Notre contribution personnelle à ce travail de caractérisation pétro-métamorphique des unités océaniques s'inscrit dans le cadre plus global d'une réflexion sur les transferts de matière au cours des processus de subduction. Une étude très détaillée de géochimie isotopique et éléments traces a ainsi été réalisée par Fr. Chalot-Prat et A. Lombard : elle concerne les relations pétrogénétiques entre les différents constituants de la lithosphère océanique de l'océan téthysien des Alpes occidentales. Le complexe ophiolitique correspondant à cet océan se trouve aujourd'hui dilacéré sous forme de « nappes » charriées sur l'ancienne marge européenne. Si les relations spatio-temporelles originelles entre toutes ces unités océaniques sont relativement bien connues (voir schémas structuraux de Lagabrielle, 1982-87 ; Lagabrielle & Polino, 1988 ; Deville et al, 1992 ; Lemoine & Tricart, 1993), la nature et l'évolution géochimique et isotopique de ce plancher océanique au cours de l'orogénèse alpine comportent encore de grandes inconnues. Ce travail a donc consisté en une analyse minéralogique, géochimique et isotopique sur des faciès magmatiques d'origine mantellique, provenant soit de la zone interne métamorphique (faciès des Schistes Bleus à faciès Eclogite), soit de zones moins métamorphiques (Chenaillet, Queyras). Ce travail montre de façon très surprenante l'absence d'effet du métamorphisme sur les concentrations en éléments majeurs et traces. Il confirme également l'absence de lien pétrogénétique direct entre basaltes et gabbros d'une part et basaltes et péridotites d'autre part. Les sources possibles des différents

termes de la séquence ophiolitique sont précisées.

2-3 - Objectifs et méthodes

Nous avons focalisé notre étude pétro-métamorphique sur l'analyse des phases minéralogiques à l'équilibre rencontrées dans différentes masses ophiolitiques (métagabbros, metabasaltes, péridotites et serpentinites) de l'unité Inférieure des Schistes Lustrés. L'objectif était de définir un chemin P-T rétrograde suffisamment précis pour cette unité. L'échantillonnage de ces différents faciès lithologiques, associé à une cartographie au 1/10000°, a été effectué par F. Chalot-Prat en 1996 et 1997, avec l'aide de Y. Lagabriele (univ. Brest) et S. Fudral (univ. Chamb.). Il concerne des secteurs situés à proximité de trois refuges : Gastaldi, Avérole et La Femma (cartes 1/50 000° Lanslebourg-Mont d'Ambin et Tignes). Les roches retenues pour les analyses à la microsonde sont pour la plupart intensément recristallisées dans le faciès des éclogites (e.g. Schwartz et al, 2000). Faute d'avoir participé à cette campagne d'échantillonnage, nous ne pouvons préciser ici le contexte structural au sein duquel ces roches ont été prélevées. Une fabrique métamorphique (S1 ou S2), localement très pénétrative, a été observée dans tous les échantillons. Elle s'exprime couramment dans les métagabbros par des lits de glaucophane, de clinozoïsite, d'épidote s.s et de micas blancs (phengite/paragonite), recoupant les structures magmatiques à plagioclase-clinopyroxène (type doléritique).

2-4 - Résultats

La quantification des paramètres pression-température a été obtenue par l'utilisation de différentes méthodes basées sur la thermobarométrie 'traditionnelle' (échanges cationiques et grilles pétrogénétiques), et sur l'utilisation de logiciels informatiques basés sur les équilibres multivariants (THERMOCALC et TWEEQ). Pour cela, plus de 750 analyses chimiques de minéraux ont été réalisées au «Service commun d'analyses» – Université H. Poincaré, Nancy, avec une microsonde CAMEBAX SX50. Des silicates naturels ont été choisis comme standards. Les minéraux ont été analysés par spectrométrie, le temps de comptage étant de 15 s, avec un courant image de 15 nA et une énergie d'accélération de 15 KV.

Nos résultats P-T (exposés dans l'article 2 ci-dessous) confirment les données antérieures, à savoir que les unités Inférieures ont bien été métamorphisées dans le faciès des éclogites (~ 14 Kb, 500°C). Il est par ailleurs intéressant de comparer la forme du chemin métamorphique rétrograde dans les socles d'Ambin –Vanoise Sud, avec ceux mis en évidence pour les unités océaniques de Schistes Lustrés avoisinant ces massifs (Rolland et al, 2000 ; Schwartz et al, 2000 ; Agard et al, 2001a ; Fig.41C). Hormis l'aspect isothermal de la décompression, on notera que les histoires P-T de toutes ces unités tectoniques se rejoignent autour de 5kb, 300°C, c'est-à-dire lors du stade Schistes Verts de la déformation D2. Les données de terrain confirment pleinement l'idée que socle, couverture Briançonnaise et Unités de Schistes Lustrés ont été déformés ensemble au cours des cisaillements Φ 2 opérant depuis le faciès des Schistes Bleus de bas grade jusqu'au faciès des Schistes Verts (pli P2 du Col de la Vecchia ; Fig.9 et Anx.34).

No significant element transfer from the oceanic plate to the mantle wedge during subduction and exhumation of the Tethys lithosphere (Western Alps)

Françoise Chalot-Prat*, Jérôme Ganne, Aline Lombard*°**

* CNRS/CRPG - Nancy University, BP20, F-54501 Vandoeuvre-les-Nancy Cedex, FRANCE

** Laboratoire Géodynamique des Chaînes Alpines, Campus Technolac, F-73 376, Le Bourget du Lac, France

° Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées de Rouen, Département Géotechnique Environnement, BP 245, F-76121 Grand-Quevilly Cedex, FRANCE

LITHOS

Corresponding author:

Dr Françoise Chalot-Prat

CNRS-CRPG, BP20

54501 - Vandoeuvre les Nancy

France

chalot@crpg.cnrs-nancy.fr

(sous presse)

Abstract:

In the Western Alps, Mesozoic ophiolites attest to the former existence of a slow spreading rate ocean. Several units of this oceanic lithosphere, slightly to highly metamorphosed (up to the eclogite facies), are included in a nappe stacking formed during Tertiary subduction- and collision-related processes.

Mantle and magmatic rock samples from five tectonic units which have equilibrated at various metamorphic grades, were examined and analysed in order to estimate their prograde and retrograde metamorphic evolution, and to evaluate the resulting chemical changes. Alpine metamorphism appears to be isochemical on the sample scale, or even on the mineral scale when the primary mineral is only pseudomorphosed at low-strain conditions. No significant loss or gain of trace elements, nor of Sr and Nd isotope exchange, appear to have occurred since alteration on the oceanic floor. As in the present oceans, the Sr isotopes recorded sea water contamination during sea floor spreading, whereas most trace element contents and the Nd isotopic signature of the magmatic and mantle protoliths remain unchanged.

These results lead us to consider that no significant transfer of element occurred to the mantle wedge during subduction of the Tethyan units, even during the formation of eclogites at pressures up to 13 Kbar.

Serpentinized mantle peridotites retained the signature of a depleted mantle metasomatized by U-, Th- and LREE-enriched melts, similar to the European sub-continental mantle. As in the Ligurian ophiolites, gabbros and basalts cannot be related by fractional crystallization, and both originate from a same residual mantle source below the sub-oceanic mantle.

Fig. 1a

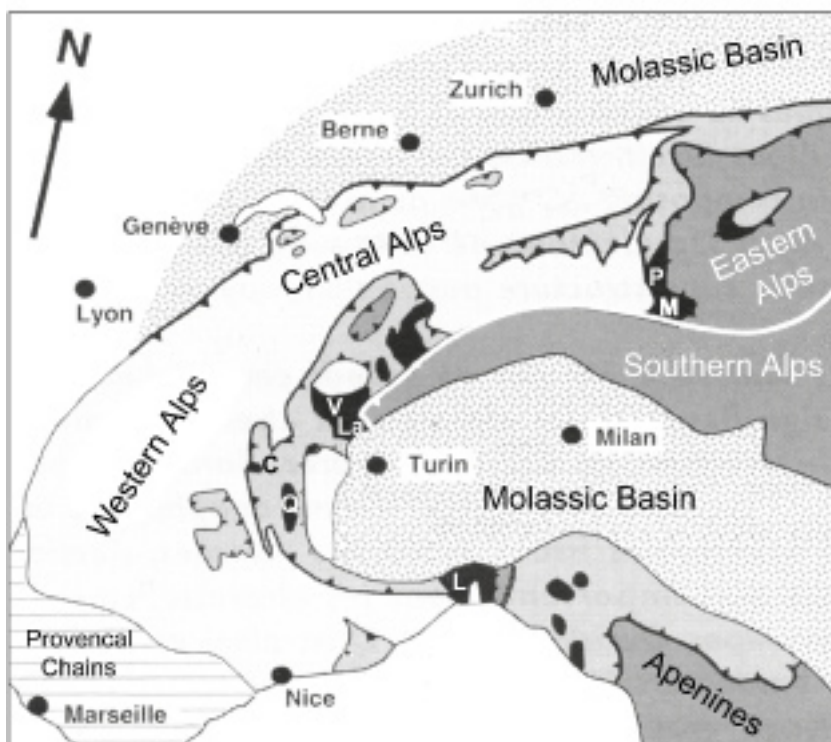


Fig. 1b

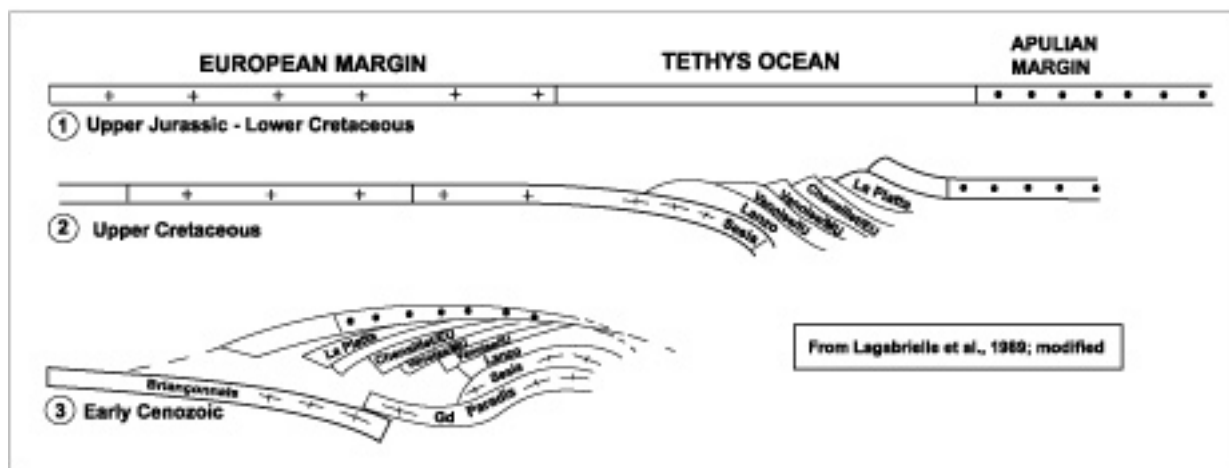


Fig. 1. a : Schematic structural map of the Alps and the Northern Apennines (after Lemoine et al., 2000 ; modified) showing the location of the Tethyan ocean (classical Ligurian-Piemonte area) with the oceanic lithosphere in black and the overlying calc-schists in middle grey, and its continental margins: European (Western and Central Alps) in pale grey, and Apulian (Eastern and Southern Alps, and Northern Apennines) in dark grey. In this interpretation, the Sesia basement (to north-east of the Lanzo area) is assumed to belong to the Apulian margin. C : Chenaillet-Montgenèvre (France); Q : Queyras (France); V : Vanoise (France); La : Lanzo area (Italy); L : Ligurides (Italy); M : Val Malenco (Italy); P : La Platta (Eastern Switzerland). Our sampling areas Chenaillet-Montgenèvre (C), Queyras (Q), and Vanoise (V) belong respectively to External Units (EU; LP-LT metamorphism), Middle Units (MU for Queyras and western Vanoise) and Internal Units (IU for Eastern Vanoise ; HT-HP eclogite metamorphism) Units (see text for explanations). **b :** hypothetic scheme from Lagabrielle et al. (1989) and Fudral (1998) for the origin and the emplacement of the different units forming the Ligurian-Piemonte area in the Western Alps.

1. Introduction

Ophiolites from the Western Alps attest to the existence of an ocean (the Ligurian-Piemonte Tethys) formed at slow spreading rate during the second half of the Mesozoic era (Lagabrielle and Lemoine, 1997 and references therein; Lemoine et al. 2000). This ocean was located between the European plate and the Apulian (also named “Adria”) microplate, a northern promontory of the African plate.

The ophiolitic sequence (Mevel et al. 1978; Bertrand et al. 1982, 1985; Lemoine et al. 1987; Lagabrielle, 1987; Lagabrielle and Cannat, 1990; Lagabrielle 1994; Caby, 1995; Fudral, 1998; Lagabrielle and Lemoine, 1997), representative of the upper part of the Tethyan oceanic lithosphere, mostly consists of serpentinized mantle peridotites intruded in places by sills of gabbros. Both are truncated by an “erosional” surface. This surface is overlain by a discontinuous sequences of basalts and related hyaloclastic tuffs, sometimes preceded by lenticular clastic deposits, and followed by thin siliceous and/or calcareous deposits. Diorite and alkaline syenite (albitite) veins intrude this sequence at different levels. Thick calc-argillaceous deposits, known as the Schistes Lustrés (s.s.) Formation, complete this sequence.

The present-day geology of the western Alpine ophiolites (Fig. 1a) results from subduction and collision processes during the Alpine orogeny. Different segments of the oceanic lithosphere are found within several nappes thrust west- and northwest-wards upon the European continental margin of the Tethys. The most internal nappes (Vanoise; Queyras) record a two-stage metamorphic evolution: 1- a subduction-related prograde evolution from low-grade to blueschist- and eclogite-facies (Lagabrielle et al. 1989; Fudral, 1998); 2- a collision-related retrograde evolution during which the subducted oceanic lithospheric plate was exhumed. The external nappes (Chenaillet-Montgenèvre) escaped subduction and only record the oceanic metamorphism, and therefore represent the Jurassic primary oceanic lithosphere in the Alps (Mevel et al. 1978; Bertrand et al. 1981, 1982, 1987). Their study has been included in this work since these rocks represent an important reference for the starting composition of the mantle and magmatic protoliths of the pre-Alpine Tethyan oceanic lithosphere.

The main purpose of our study was to investigate the possible chemical effects of subduction- and exhumation- related metamorphism on mantle and magmatic protoliths. This required a detailed knowledge of both the metamorphic evolution recorded by the studied rocks, and their possible pre-subduction primary features.

This led us to: 1- consider in detail the metamorphic evolution recorded by a set of representative samples from non subducted (Chenaillet) and subducted (Vanoise - Queyras) units; 2- characterize and compare the major and trace elements, and isotopic (Sr, Nd) compositions of mafic and ultramafic rocks from the various units, considering that mantle and magmatic rocks from the Chenaillet unit might have retained their primary features (Bertrand et al. 1982; 1987). Furthermore, in order to better understand the original chemical and isotopic compositions of mantle and magmatic rocks, this study led us to look at the possibility of deciphering their petrogenesis and their genetic relationships within a same unit and from one unit to another.

Here we show that Alpine metamorphism was likely isochemical and did not modify most of the primary features of the protoliths *after* oceanic alteration. This feature enabled us to add to our understanding of the formation of a slow spreading rate ocean such as the Tethys.

2. Geological setting

2.1. Alpine tectonic setting

The ophiolitic sequence of the Western Alps is now found within several nappes thrust

area	Clinopyroxene						Amphibole						Plagioclase					
	EU		MU		MU		EU		MU		MU		EU		MU		MU	
	gabbro	CH17-CH17-4	gabbro	VE4-4	gabbro	VE4-4	gabbro	VE4-10	gabbro	VE4-1	gabbro	VE4-4	gabbro	VE4-14	gabbro	VE4-14	gabbro	VE4-14
rock	gabbro						gabbro						gabbro					
sample	CH17-CH17-4						VA127-VA127-2-2						VA88/VA88/3-					
origin	3		12		2-1		1		2-5		2-5		11		11		11	
SiO2	50,72	50,83	49,94	50,57	49,79	49,81	55,4	53,1	41,88	42,01	43,87	55,42	54,32	40,94	69,15	68,39	68,71	68,12
Al2O3	3,85	3,25	3,27	2,36	2,67	2,78	1,38	2,84	10,61	10,85	9,98	1,57	3,77	27	19,90	19,79	19,65	19,57
TiO2	0,68	0,97	0,73	0,78	1,04	1,08	0,07	0,07	4,42	4,39	3,30	0	0,04	0,07	0,03	0,01	0,09	0
FeO	4,80	4,49	7,1	7,42	8,92	8,26	4,78	9,06	15,03	15,24	10,73	8,59	3,81	1,38	0,00	0,02	0,17	0,03
MnO	0,08	0,30	0,11	0,2	0,31	0,23	0	0,29	0,13	0,17	0,00	0,15	0,26	0	0,07	0,05	0	0
MgO	14,51	14,89	14,95	14,13	14,4	13,49	21,34	17,26	13,68	13,16	13,97	16,98	15,95	1,92	0,02	0,04	0	0,01
CaO	22,30	22,52	21,08	21,93	20,48	20,87	12,48	12,48	10,86	10,92	11,18	10,54	11,01	20,24	0,12	0,18	0,11	0
Cr2O3	1,32	0,81	0,09	0,02	0	0,03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0,60	0,54	0,55	0,59	0,58	0,61	0,02	0	0,18	0,17	0,06	0	0,07	1,38	12,07	12,10	12,03	12,13
K2O	0	0	0	0,1	0	0	0,02	0	0,06	0,06	0,06	0	0,07	0	0,05	0	0,07	0
TOTAL	98,98	98,59	97,86	98,14	98,2	97,15	95,56	95,37	99,86	99,96	95,89	94,76	90,48	92,93	101,42	100,58	100,83	99,86
basis 60x																		
Si	1,88	1,89	1,88	1,91	1,88	1,90	8,23	7,79	5,77	5,76	6,26	8,08	8,02	2,09	2,98	2,98	2,98	2,98
AlIV	0,12	0,11	0,12	0,09	0,12	0,10	0,00	0,21	1,72	1,75	1,68	0	0	1,62	1,01	1,02	1,01	1,01
AlVI	0,05	0,04	0,02	0,01	0	0,03	0,24	0,28	0	0	0	0,27	0,66	0,06	0	0	0,01	0
Ti	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0,46	0,45	0,35	0	0	1,11	0,01	0,01	0,01	0
Cr	0,04	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,14	1,01	1,02	1,01	1,03
Fe3+	0,03	0,03	0,10	0,09	0,11	0,05	0,00	0,00	1,73	1,75	0,89	0	0	0	0	0	0	0
Fe2+	0,12	0,11	0,02	0,09	0,05	0,12	0,59	1,11	0	0	0,39	1,05	0,47	5,02	5,01	5,02	5,02	5,03
Mn	0	0,01	0	0	0	0	0,00	0,04	0,02	0,02	0	0,02	0,03	0	0	0	0	0
Mg	0,80	0,83	0,84	0,79	0,81	0,77	3,57	3,52	3,31	3,29	3,43	3,50	3,54	0	0	0	0	0
Ca	0,89	0,90	0,85	0,89	0,83	0,85	1,99	1,96	1,60	1,60	1,71	1,65	1,74	1,11	0,01	0,01	0,01	0
Na	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,03	0,08	0,82	0,81	0,77	0,43	0,36	0,14	1,01	1,02	1,01	1,03
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0,03	0,03	0,01	0	0,01	0	0	0	0	0
cat	4,00	4,00	3,89	3,93	3,87	3,90	14,65	15,00	15,44	15,43	15,48	14,99	14,84	5,02	5,01	5,02	5,02	5,03
%En	43,61	44,11	43,78	41,35	41,98	40,56	0,01	0,04	0,39	0,38	0,29	0,35	0,26	89,02	0,54	0,82	0,50	0
%Fs	8,21	7,94	11,85	12,52	15,10	14,33	0,02	0,04	0,47	0,46	0,50	0,07	0,11	10,98	99,20	99,18	99,12	100,00
%Wo	48,18	47,95	44,37	46,13	42,92	45,11	0,86	0,76	1,00	1,00	0,90	0,77	0,88	0	0,26	0	0,38	0
Na (B)																		
(Na+K) (A)																		
Mg/(Mg+Fe2)																		
Fe3/(Fe3+Alvi)																		

Table 1. Representative microprobe analyses (wt% oxide) of the magmatic (mg) and metamorphic (mt) minerals of "metagabbro" from different units of the Schistes Lustrés complex : Chenaillet (CH/EU), La Femma (VA/MU), St Veran (VE/MU) and Gastaldi (VA/1U).

west- and northwest- wards (Liguria-Piemonte units in Fudral, 1998) upon continental crustal units representing slices of the European continental margin of the Tethys. The ophiolitic units generally display a two-stage metamorphic evolution: 1- a subduction-related prograde metamorphism from low-grade to blueschist and eclogite facies from external to internal nappes respectively (Fig. 1a; Lagabrielle et al. 1989; Fudral, 1998); 2- a collision-related retrograde metamorphism during which the subducted oceanic lithospheric plate, subdivided in several segments or units, was brought to the surface and tectonically emplaced in its present-day position.

In this framework, two hypotheses were proposed to explain the geometric relationships between the different units before any closure of the ocean. The first (Lagabrielle et al., 1989; Fudral, 1998) suggested that the most deeply subducted parts of the oceanic slab (now in the internal nappes as for Lanzo (at least in part) and eastern Vanoise; Fig. 1a and 1b) correspond to the most proximal parts of the ocean floor relative to the European continental margin of the Tethys; whereas the barely metamorphosed parts (now in the External nappes as for Chenaillet), which escaped subduction, formed rather far from the continental margin and were more closely related to the active spreading ridge (Chalot-Prat et al., in prep). Closure of the Tethys thus occurred by successive south-eastwards intra-oceanic thrusting from the European margin (the lower plate) towards the Apulian margin (the upper plate) (Fig. 1b; Lagabrielle et al 1989; Steen et al, 1980; Fudral, 1998). The second hypothesis (Schwartz, 2000) assumes that the eclogitic segments (Queyras in its eastern part (Viso) and Vanoise in its eastern part) belonged to proximal parts of the oceanic lithosphere relative to the Apulian margin. In that case the oceanic plate subduction would have occurred below the Apulian margin of the Tethys.

A similar nappe stacking, involving the upper part of the oceanic lithosphere adjacent to the Apulian margin of the Tethys, is found in the Eastern Alps (Fig. 1a; Val Malenco (northern Italy) and La Platta (eastern Switzerland). In this case, the higher the nappes are in the pile, the more proximal they were relative to the continental margin. Furthermore these segments, recording epidote-amphibolite as peak metamorphic conditions, were not subducted to great depth (Froitzheim and Eberli, 1990; Trommsdorff et al., 1993; Manatschal and Nievergelt, 1997; Manatschal and Bernoulli, 1999; Hermann and Muntener, 1996; Desmurs, 2001).

2.2. Structural and magmatic setting of the Tethyan ophiolites

The generally accepted model of ophiolite formation (Penrose model, 1972) stipulates that within an individual ophiolitic sequence, the lithospheric mantle would represent the residue after partial melting and magma extraction giving gabbros and basalts, both representing products of differentiation of this initial magma. Such a model cannot be applied to slow spreading oceans such as the Atlantic and Indian oceans or the Alpine Tethys.

Indeed since the Galicia margin, the eastern margin of the Atlantic ocean, was investigated by deep-sea drilling, submersibles and reflection seismic profiling, new concepts on the processes of ocean opening and slow sea-floor spreading have emerged (Boillot and Coulomb, 1998). These concepts were constrained and further developed based on the results of numerous studies of both margins of the Tethys (Western and Eastern Alps and Northern Apennines). Indeed, independently of their different final evolution, both of these types of margins had a similar architecture at the time they formed (Manatschal and Bernoulli, 1999 and references therein). They recorded rifting and break-up of the continental lithosphere, followed by the exhumation of sub-continental mantle. Basalts undoubtedly post-dated exposure of the mantle, but gabbro intrusions both pre-dated the break-up and were related to the successive stages of transition from rifting to sea-floor spreading (Manatschal and Bernoulli, 1999). In the Galicia margin, Charpentier et al., (1998) demonstrated that gabbros could be derived from partial melting of

a heterogeneously metasomatized continental mantle, while basalts came from an underlying residual asthenospheric mantle. As demonstrated in the Northern Apennines (Rampone and Piccardo, 1999), the subcontinental history of the oceanic mantle basement, combining partial melting and metasomatism, becomes older on moving towards the continental margin. This absence of any genetic link between oceanic mantle, gabbros and basalts has also been deduced based on isotopic studies of Paleozoic ophiolites from other parts of the world (Tibet, Gopel et al., 1984; Trinity, Jacobsen and Quick, 1984).

3. Field observations and petrography of rock samples equilibrated at different metamorphic grades

The five sampled sectors are representative of three different structural units (Fig. 1a and 1b): 1- the Internal Alpine Unit (IU)(Eastern Vanoise : Gastaldi - Italy; Avérole - France on the Lanslebourg–Mont d’Ambin 1/50 000 geological map; Fudral et al. 1994); 2- the Middle Alpine Unit (MU)(Western Vanoise : La Femma - France on the Tignes 1/50 000 geological map; Deville et al. 1991; and Queyras : St Véran - France); 3- the External Alpine Unit (EU)(Le Chenaillet-Montgenèvre - France on the Briançon 1/50 000 geological map; Barfety et al. 1996). These units are thought to correspond to spatially distinct segments of the Tethyan oceanic lithosphere, two of which (MU and IU) being later subducted to different depths (see previous chapter).

The ophiolitic sequence outcrops between 2000 and 3000 m in altitude, and varies between several tens to hundreds of meters in thickness. It is found either in normal (Avérole; Le Chenaillet) or reverse (Gastaldi; La Femma; St-Véran) stratigraphic position, and appears to have been scarcely affected by Alpine deformations. The geometrical relationships between serpentinitized mantle and related gabbros, clastic deposits, basalts and/or related hyaloclastic deposits, siliceous and calcareous deposits, are unambiguous, and do not differ on the whole from those described by Lagabrielle (1994) in the metamorphic units of Queyras and Mont Viso.

Our sampling was not exhaustive and concerned the representative lithologies of mantle and magmatic rocks. Their petrographic features, supported by microprobe analyses, are summarized below.

Microprobe analyses were carried out at the « Service commun d’analyses - Université H. Poincaré, Nancy » with a Camebax SX50. The accelerating potential was 10 kV for a sample current of 10 nA. Natural silicates were used as standards.

3.1. LP-LT metamorphic External unit (EU; Chenaillet-Montgenèvre)

The ophiolitic sequence records LT-LP conditions of metamorphism (Desmons et al., 1999 and references therein). The characteristics of each lithology are reported in the following paragraphs. Mineral abbreviations follow Kretz (1983).

3.1.1. Serpentinities

The degree of serpentinitization of the peridotites (Bertrand et al., 1981, 1982, 1987) generally exceeds 80% (CH1). However, sometimes these black and massive rocks are only weakly serpentinitized (<15% in CH13). This enables reconstruction of the original modal abundances of mantle minerals which consisted of about 80% modal Ol, 12% Opx, 5% Spl and less than 3% Cpx. Opx and sometimes Cpx form large porphyroclasts. In mylonitic samples, such as CH11, serpentinitized clasts form thin ribbons, up to several cms in length, whilst fragmented and needle-like Cr-Spl show incipient replacement by Plag invariably altered into Chl and Act (Caby et al., 1995).

3.1.2. Gabbros

Gabbros are coarse-grained with adcumulate to heteradcumulate textures (CH6). They correspond to Ol-bearing or Cpx-bearing gabbros with Plag, rare primary Amph (CH17) and some opaques. Cpx and Plag are the major magmatic constituents of the sampled gabbros. Cpx is diopside-salite (CH17; Table 1), shows variable stages of replacement and is overgrown by late-magmatic, brown amphibole (Hbl) to magnesio-hornblende (Mg-Hbl) composition; in Mevel et al 1978), which in turn is replaced and/or rimmed by green Amph. Calcic magmatic Plag (up to 89 %An in CH17; Table 1) is mostly replaced by a cryptocrystalline assemblage of Zo, Czo and Ab (Bertrand et al., 1981, 1982).

3.1.3. Basalts and dolerites

These rocks have a sub-aphyric to microlitic or intersertal matrix often carrying phenocrysts of Plag, and Ol pseudomorphs, and often preserved Cpx (colourless salite). A small amount of titanite, but also euhedral apatite and zircon, interstitial Qtz, iron oxide, K-mica and Carb globules are also present. Plag (CH16) often shows a clear zoning with a more calcic core. Its rims are replaced by an Ep, KFs, Chl and Qtz assemblage. A few basaltic rocks (CH5, CH7, CH8) display a strong deformation with Act, Preh, Stilp, Pump, Preh, Ep, Ab and Qtz assemblages characteristic of greenschist facies.

3.2. HP-LT metamorphic Middle units (MU; La Femma and St Véran) and Internal units (IU; Gastaldi and Averole)

These rocks are generally strongly deformed. Their primary textures and assemblages are seldom preserved and extremely transformed. Previous petrological and thermobarometric studies of analogous zones located more southwards (Lombardo et al, 1978; Lardeaux et al., 1982; Chopin, 1981; Spalla et al., 1996, Schwartz, 2000; Rolland et al., 2000) show that they underwent a high-P event ($P > 13$ Kbar in IU, $P < 9.5$ Kbar in MU) associated with relatively low-T conditions ($T = 480^{\circ}\text{C}$ in IU; $T < 400^{\circ}\text{C}$ in MU). Then the whole metamorphic pile of the Schistes Lustrés complex experienced decompression, under amphibolite facies for both the IU and the MU and under greenschist facies conditions for the EU (Ballèvre, 1988; Rolland et al., 2000; Schwartz, 2000; Agard et al., 2001)

3.2.1. Serpentinized peridotites

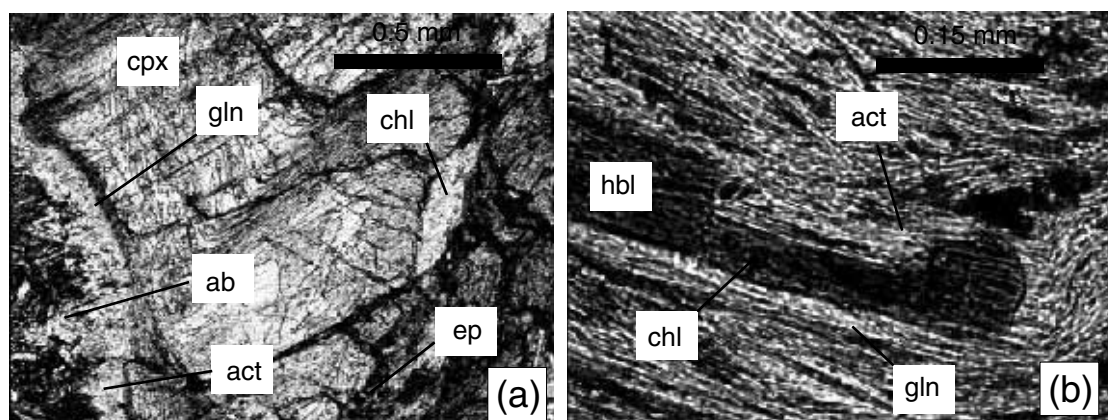


Fig. 2. Thin-section photomicrograph of metagabbro, in plane natural light, showing (a) a clinopyroxene (cpx) crystal overgrown by glaucophane (gln) then retrogressed metamorphic minerals: actinote (act), with chlorite (chl) and albite (ab) prism, epidote (ep) grains developing at the expense of clinopyroxene, sample VE4. (b) a magmatic hornblende crystal (hbl) with an inhomogeneous core made up of metamorphic actinote (act) with some patches of chlorite (chl) and a glaucophane (gln) rim; chlorite - actinolitic matrix, sample VE4. Sample from the middle unit (MU) of the Schistes Lustrés complex. See text for explanations.

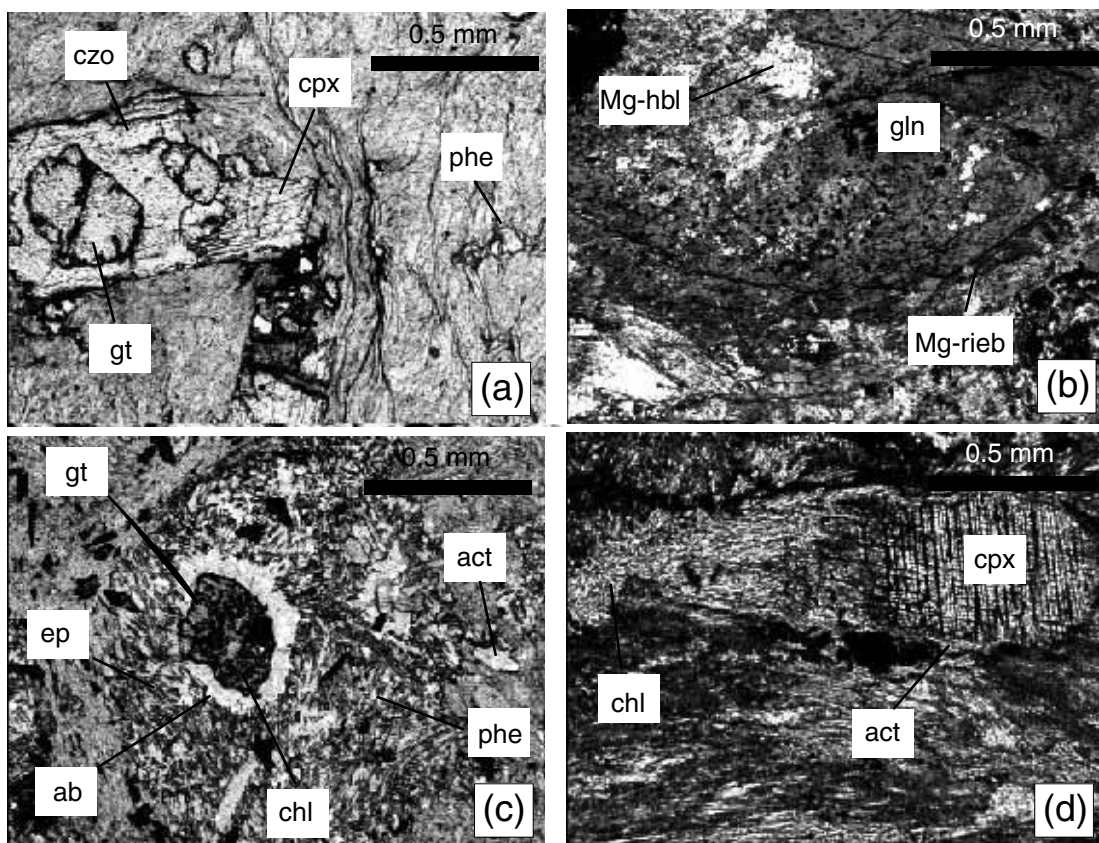


Fig. 3. Thin-section photomicrograph of mafic rocks, in plane natural light, showing (a) the garnet (gt) - clinopyroxene (cpx) - clinozoisite (czo) - high-Si substituted phengites (phe) eclogitic assemblage in a serpentized matrix, sample VA91. (b) the development of amphibole under epidote blueschist metamorphic to greenschist facies conditions: the sodic- core is typically eclogitic (glaucophane, gln), the rim evolves from a Fe-rich composition (Mg-riebeckite, Mg-rieb) toward a Ca-rich composition (Mg-hornblende, Mg-hbls), sample VA119. (c) The greenschist metamorphic assemblage characterised by actinote (act), epidote (ep), low-Si substituted phengites (phe), chlorite (chl) - garnet (gt) development [inside retromorphosed plagioclases (albite, ab)], sample VA88. (d) rim overgrowth of green-amphibole (actinote, act) and chlorite (chl) needles, under greenschist metamorphic conditions, around a broken magmatic clinopyroxene (Cpx), sample VA93. Sample from the Internal unit (IU) of the Schistes Lustrés complex. See text for explanations.

Stage mineral	Eclogitic assemblage	Blueschist- amphibolite assemblage	Greenschist assemblage
garnet	Mn-rich core Fe-rich rim	Ca-poor rim	—
clinopyroxene	omphacite	cpx-Ca	—
quartz	—	—	—
oxydes	rutile	ilmenite	sphene
amphibole	Mg-gln	Mg-rieb	Mg-hbl actinote
phengites	Si ₄₊ = 3.56	3.25 < Si ₄₊ < 3.5	Si ₄₊ = 3.10
paragonite	—	—	—
epidote	—	clinozoisite	epidote
Fe-chloritoid	—	—	—
carbonate	—	—	—
plagioclase	?	?	albite
chlorite	—	—	—

Fig. 4. Mineral parageneses in the matrix for the different metamorphic stages of the Piemont eclogitic rocks (IU).

Most of the characteristics of the protolith have often entirely disappeared. Locally Cpx relics are still present (VE1, VA72). Calcite veinlets frequently crosscut the matrix.

3.2.2. *Gabbros*

The gabbros are coarse-grained. The cores of magmatic Plag are replaced by Grt, jadeitic Cpx, Czo and Phe. Their albitized rims include Ep grains and Chl patches. Needles of Pump and Act outline the contacts between porphyroblasts. Magmatic Cpx relics (Table 1) still exist (VA99, VA156, VA157), sometimes with preserved augite cores (VE4). They are mostly metamorphosed into Gln or green Act and Chl (Fig. 2a). Rare primary Hbl (Fig. 2b) are preserved in the matrix.

3.2.3. *Basalts and dolerites*

These fine-grained rocks are typically rich in Act and KFs microlites, sometimes forming an intersertal-like texture. They include Ab phenoblasts, and sometimes preserved magmatic augite phenocrysts (VA83) and opaque minerals.

4. Metamorphic evolution from subduction to collision

4.1. *Paragenetic analysis*

P-T conditions proposed in the literature for the three units of the Schistes Lustrés complex (Ballèvre, 1988; Rolland, 2000; Schwartz, 2000; Agard et al. 2001) indicate major contrasts in the degree of metamorphism from one unit to another. This conclusion was tested for our samples by calculating the metamorphic peak of the most metamorphosed unit (IU) using available thermobarometric methods. If our thermobarometric investigations are consolidated with those of the literature, we postulate that the P-T ranges established for the Middle and External units by previous authors are also coherent. Besides we will propose a P-T path for the different stages of alpine metamorphism recorded by the Internal Unit only.

The metabasites of the IU are fine-grained rocks, characterized by the occurrence of Grt, Cpx, Amph, Chd, Phe, Rut, Qtz, Par, Czo and Carb (Table 1, Fig. 3a and 4). A metamorphic foliation, defined by the preferred orientation of recrystallized Phe and Chd/Gln-layering, was later crosscut by fractures now filled with Carb, green-Amph and Na-Plag. Relic of magmatic DI frequently occur in the matrix (Fig. 3a).

Millimetric Grt contain numerous inclusions of sodic-Amph, Phe, Cpx, Qtz and Zo, representing a first internal foliation locally deformed during Grt crystallization. Grt is a solid solution of almandine (% alm = 16-36); % prp = 1.7-8.8); % gro = 35-48) and % sps = 18-48) (Table 2, Fig. 5). The compositional variability from core to rim (Mn decrease vs Mg, Fe and Ca increase), also described by Lagabrielle et al. (1989), represents a growth zoning (Spear and Selverstone, 1983)(Fig. 5). The thin reaction rims between garnet and matrix minerals (Ca decrease vs Fe increase) result from late chemical diffusion during the retrogressive metamorphic path under epidote blueschist facies conditions (Fig. 3.b,c,d,e; Fig. 4). Late fractures in Grt are filled with green Amph.

Slightly green Omph, included in Grt and abundant in the matrix, has a jd content ranging from 36% to 57% (Table 2, Fig. 3a). It represents the first generation of Cpx. The second generation is a more calcic neoblastic Cpx ($8 < \%jd < 20$, sodic-augite, Table 2) forming the rims of the Omph grains in the matrix.

Several generations of Amph are recognized (Table 2). The earliest one is Na-Gln and occurs as inclusions in Grt. Numerous other blue Amph, associated with Grt, Omph, Phe, Fe-Chd, Qtz and Rut, have a composition which is sodic to sodiferrous at core (Fe-Gln, Mg-Rieb after the IMA classification of Leake, 1978), and more calcic at rim (Mg-Hbl; Act; Table 2). This latter calcic Amph generation also

area	Chloropyroxene			Garnet			Amphibole			Phengite			Phengite			Paragonite			Clinzoisite			
	IU	basal	separation	IU	basal	separation	IU	basal	separation	IU	basal	separation	IU	basal	separation	IU	basal	separation	IU	basal	separation	
sample	VA71/L1-18	VA130/3-18	VA71/3-17	VA71/L1-1	VA71/L1-8	VA71/L1-19	VA71/L1-1	VA71/L1-1	VA71/L1-1	VA130/2-1	VA130/2-2	VA130/2-3	VA130/1-1	VA88/1	VA71/L1-18	VA130/1-17	VA91/L1-14	VA71/L1-3	VA130/4-4	VA71/L1-1		
SiO2	55.93	53.88	49.63				36.91	37.68	37.31	57.73	57.33	55.97	51.92	55.77	51.11	51.63	49.4	45.07	46.44	46.6	37.87	
Al2O3	8.67	4.08	5.11	19.81	20.23	20.24	12.04	10.63	7.21	7.95	4.56	0.8	Al2O3	0.8	23.89	23.55	29.85	34.63	39.75	39.83	26.65	
TiO2	0.02	0	1.26	0.1	0.22	0.33	0	0.1	0	0.15	0.08	0.03	TiO2	0	0	0.04	0.1	0	0	0	0	
FeO	9.11	7.1	5.94	14.3	10.84	8.15	6.57	12.93	14.73	16.16	16.02	8.59	FeO	8.59	3.01	3.24	2.74	0.28	0.03	0.17	8.93	
MnO	0.4	0.3	0.15	9.27	11.47	18.37	0	0	0.84	0.75	0.26	0.04	MnO	0.04	0.1	0.21	0	0.06	0.1	0.01	0.16	
MgO	7.15	10.75	14.8	1.88	0.85	0.5	13.02	7.5	9.02	8.35	0.5	17.94	MgO	0.71	3.81	4.05	2.08	0.71	0.17	0.06	0	
CaO	11	16.88	20.89	14.29	16.85	14.5	1.04	0.14	0.58	0.5	9.23	11.83	CaO	0.28	0.03	0.03	0	0.28	0.26	0.23	24.04	
Cr2O3	0	0	0.22	0	0.07	0	0	0	0	0	0	0	Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	
Na2O	8.26	4.48	0.42	0	0	0	6.98	7.18	6.8	6.99	2.23	0.66	Na2O	0.58	0.09	0.13	0.33	0.58	7.97	7.65	0	
K2O	0	0	0	0	0	0	0.68	0	0	0.02	0.1	0.01	K2O	0.1	10.6	11.05	11.05	9.56	0.1	0.01	0	
TOTAL	99.94	97.17	96.42	96.59	96.3	99.38	98.06	95.81	95.41	96.84	96.7	95.67	TOTAL	91.17	93.93	95.55	94.82	94.56	94.82	94.56	97.65	
	basis 6ox			basis 24ox			basis 24ox			basis 22ox			basis 22ox		basis 22ox			basis 22ox		basis 22ox		basis 13ox
Si	1.98	2.00	1.85	3.01	3.02	2.99	7.49	7.40	7.36	7.21	7.11	8.14	Si	8.14	7.04	7.05	6.61	6.21	5.95	5.88	2.95	
AlIV	0.02	0	0.15	0	0	0	0.51	0.60	0.64	0.79	0.74	0.00	AlIV	0.00	0.86	0.95	1.39	1.79	2.05	2.02	0.05	
AlVI	0.34	0.18	0.08	1.90	1.91	1.91	1.33	1.02	0.48	0.42	0	0.14	AlVI	0.14	2.93	2.84	3.31	3.83	3.96	4.00	2.40	
Ti	0	0	0.04	0	0.01	0.02	0	0.01	0	0.01	0	0	Ti	0	0	0	0.01	0	0	0	0	
Cr	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	
Fe3+	0.25	0.13	0.02	0.07	0.03	0.08	0.71	1.16	1.61	1.74	1.72	0	Fe3+	0	0.34	0.37	0.31	0.03	0	0	0	
Fe2+	0.02	0.09	0.03	0.89	0.70	0.46	0	0	0	0	0.12	1.05	Fe2+	1.05	0.02	0.02	0.02	0.01	0	0.02	0.58	
Mn	0.01	0	0	0.64	0.78	1.25	0	0	0.09	0.08	0.03	0	Mn	0	0.01	0.02	0	0.01	0.01	0	0.01	
Mg	0.38	0.59	0.82	3.11	3.10	3.06	3.11	3.10	3.14	3.09	3.29	3.50	Mg	3.50	0.78	0.82	0.41	0.15	0.03	0.03	0	
Ca	0.42	0.66	0.84	1.25	1.45	1.24	0.14	0.02	0.08	0.07	1.35	1.85	Ca	1.85	0	0	0	0.04	0.04	0.01	2.01	
Na	0.57	0.32	0.03	0	0	0	1.76	1.8	1.73	1.75	0.59	0.19	Na	0.19	0.02	0.03	0.09	0.15	1.98	1.90	0	
K	0	0	0	0	0	0	0.11	0	0	0.02	0	0	K	0	1.86	1.93	1.89	1.68	0.02	0	0	
cat	4.00	3.97	3.87	8	8.00	8.00	15.06	15.10	15.14	15.17	14.95	14.88	cat	14.88	13.94	14.03	14.02	13.90	14.02	13.86	8.00	
Aug%	25.52	47.76	72.84	pyf	7.85	3.40	2.07	Na (B)	1.59	1.58	0.59	0.15	S4+	0.15	3.52	3.53	3.30	3.11	2.98	2.89	0	
Jad%	57.48	36.28	22.25	alm	30.90	23.36	15.87	(Na+K) (A)	0.10	0.14	0.17	0.02	0.04	0.04								
Act%	16.69	15.96	4.91	gro	39.25	47.16	38.96	Mg/(Mg+Fe2)	1.00	0.98	0.75	0.71	0.77	0.77								
				spe	21.99	26.08	43.11	Fe3/(Fe3+AlVI)	0.53	0.77	0.81	1.00	0	0								

Table 2. Representative microprobe analyses (wt% oxide) of high pressure metamorphic minerals from the Internal Unit (IU) of the Schistes Lustrés complex. Microprobe analyses and structural formulae have been used for Thermocalc calculations.

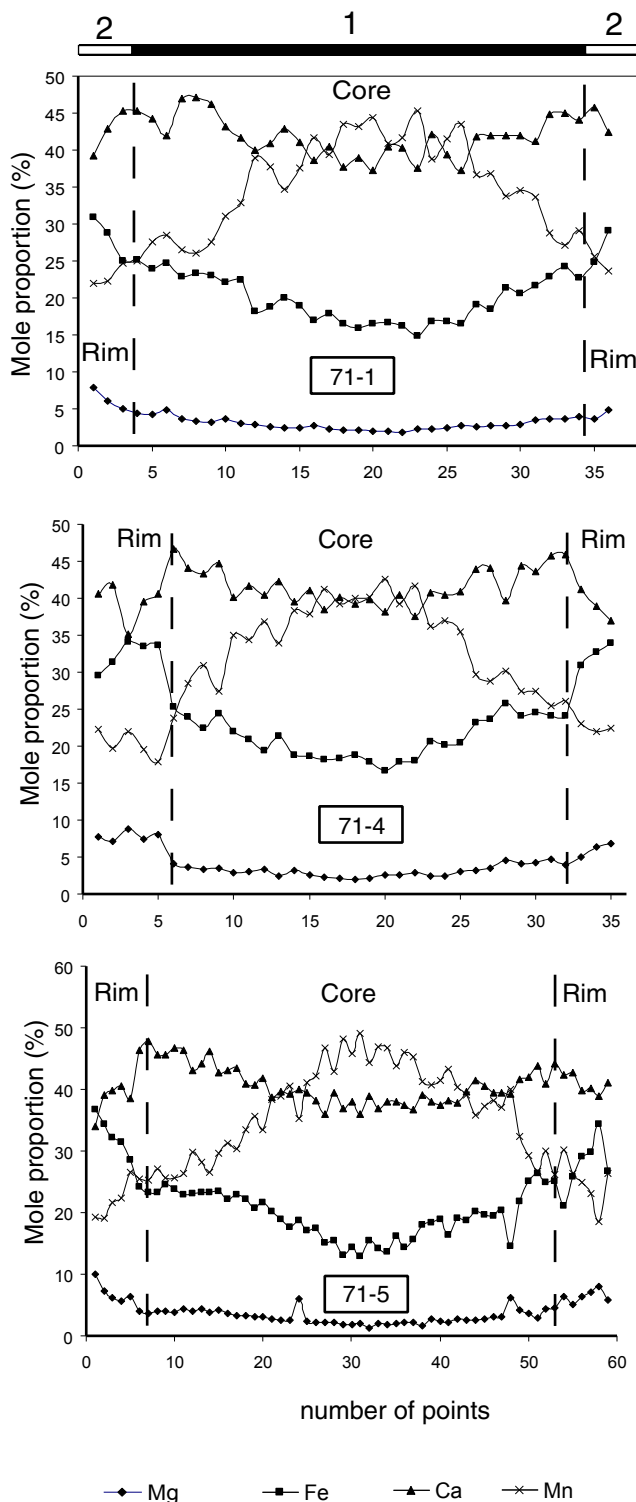


Fig. 5. Compositional profiles for Mg, Fe, Ca, Mn of unimodal garnets from eclogitic rocks (IU). (1) eclogitic stage, (2) epidote blueschist stage. See text for the interpretation.

appears locally in-between Grt and Omph, within fractured Grt and in the matrix.

Phe with a Si content of 3.52 atom per 7 cations and 12 oxygens (Table 2) occurs both within Grt and the matrix. It coexists with Grt, Omph, Fe-Chd, Fe-Gln. Locally in the matrix, the Si content of Phe varies between 3.45 to 3.58 atoms per 7 cations and 12 oxygens, but Phe still coexists with Fe-Gln and Grt. Phe with lower Si contents (3.30-3.40) is in equilibrium with the Fe-rich rim of poikilitic sodic Mg-Rieb and represent a later generation. The largest (up to 1 cm) Phe in the matrix are frequently zoned; their cores record Si values up to 3.58 probably related to the P peak, whereas the Si content decreases towards the rims down to 3.1 (Table 2). Rut is associated with Grt, Omph, Fe-Gln and Phe, and frequently rimmed by ilmenite and titanite.

The association of Qtz, Par and Czo occur both as inclusions in Grt and in the matrix. Several generations of late Carb exist in the matrix and the veins. Indeed earlier dolomite is progressively replaced by later calcite or aragonite.

Three successive stages *from the end of subduction to the retrograde exhumation*, are distinguished (Fig. 4):

stage 1 : the [Mn-rich Grt, Cpx ($X_{jd} > 0.5$), Fe-Gln, Phe, Fe-Cld, Rut, Qtz, Czo, Par] association, in both the matrix and garnet, characterizes a high-P and relatively low-T metamorphism under eclogitic-facies conditions (e.g. Carswell, 1990).

stage 2 : the [Ca-poor Grt, Cpx ($0.2 < X_{jd} < 0.4$), +/- Gln, Mg-Rieb, Phe, Fe-Cld, Qtz, Carb, late Par] assemblage testifies to high-temperature blueschist metamorphic conditions (equivalent to the epidote blueschist facies, Evans, 1990).

stage 3 : the end of the retrograde evolution evolves under greenschist facies conditions. The blueschist assemblage is often partially retrogressed to an assemblage typically including Ab, Chl, Mg-Hbl, (Fig. 3c) and tremolite-actinolite.

4.2. Thermobarometric estimates

4.2.1. HP-LT metamorphic events

Three complementary methods have been used in order to assess the validity of our thermobarometric estimates: (1) the experimentally derived stability field of metamorphic mineral phases ; (2) conventional thermometry (based upon the Fe-Mg exchange between minerals) and geobarometry (si content in Phe, jd content in Omph), and (3) the Thermocalc computer program, based on the internally consistent thermodynamic data set of Powell and Holland (1985, 1988) with the enlarged dataset of Holland and Powell (1990). The uncertainties are calculated by propagating analytical uncertainties. The mineral analyses used for Thermocalc calculations for eclogitic stage are given in Table 2. Our P and T estimates are finally obtained by comparison of the results obtained by each method (Fig. 6).

For the eclogitic assemblages (Fig. 4), the occurrence of Fe-Gln in the matrix suggests relatively low-T conditions (Maresch 1977) (Fig. 4). Nevertheless, the lack of Lws, even as inclusion in Grt, suggests that the eclogitic assemblage is located on the high-T side of the reaction studied by Heinrich and Althaus (1998) : $Lws + Jd = Pg + Zo + Qtz + H_2O$

The result of Fe-Mg exchange thermometry obtained on the inclusion and matrix mineral pairs are similar. T obtained on 10 Grt-Cpx pairs using the calibrations of Ellis and Green (1979), Pattison and Newton (1989), Powell (1985) and Krogh (1988) is about 490 +/- 15°C. The Grt-Phe thermometer (Krogh and Raheim, 1978) gives a T around 528 +/- 20°C (average on 3 pairs). In addition, Thermocalc enables one to calculate the physical conditions of the eclogitic mineral equilibrium involving Grt, Cpx, Amph, Phe, Qtz and Par as inclusions in Grt (T = 480 +/- 10°C) and in the matrix (T = 510 +/- 40°C)(Fig. 6). On the whole, geothermometry results converge towards 490 +/- 50°C.

For P estimates of the first stage (Fig. 6), the occurrence of Omph (with up to 57 %jd) coexisting with Qtz indicates a minimum P around 14 +/- 1 Kbar at T = 490°C using the $ab = jd + qtz$ barometer (Holland, 1980). From the experimental work of Massonne and Schreyer (1987) on the Phe barometry, the highest Si content in Phe (up to 3.58) indicates a minimum P of 14-15 Kbar at 490°C. Assuming $X_{H_2O} = 1$, Thermocalc (Fig. 6) gives a P around 13 +/- 1 Kbar at 510 +/- 40°C on the matrix eclogitic association, and a P around 15 +/- 2Kbar for 480 +/- 10°C on the inclusion assemblage. Estimates of the P-T conditions for the eclogitic assemblage, using the above reactions and the comparison between the various thermobarometric methods, are around 13 +/- 1 Kbar and 490 +/- 50°C (Fig. 6).

For the second metamorphic stage (Fig. 4 and 6), the transformation of Fe-Gln into Mg-Rieb then Mg-

Stage	Classical thermobarometry		Thermocalc calculations	
	Pressure	Temperature	Pressure	Temperature
Eclogitic stage 1	Jadeite contents > 14 Kb Si4+ in phengite > 14-15 Kb	Zoisite + Paragonite stability > 430°C Glaucophane stability matrix - low temperature cpx / grt geothermometer - 490 +/- 15°C phe / grt geothermometer - 528 +/- 20°C	inclusion : 15 +/- 2Kb fit = 0.6 matrix : 13 +/- 1 Kb fit = 1.4	inclusion : 480 +/- 10°C fit = 0.8 matrix : 510 +/- 40°C fit = 1.1
Epidote-blueschist stage 2	Si4+ in phengite > 7-10 Kb	Mg-riebeckite development > 450°C amph / grt geothermometer - 430 +/- 40°C phe / grt geothermometer - 450 +/- 10°C grt / chl geothermometer - 454 +/- 30°C		
Greenschist stage 3	Si4+ in phengite > 3-5 Kb	Chlorite geothermometer - 250 +/- 10°C < T < 350 +/- 30°C	PTAX calculation (ab, chl, phe,act) 305 +/- 15°C for a pressure around 5 +/- 1Kb	

Fig. 6. Comparison of the P-T estimates obtained for the eclogitic rocks (IU) by conventional thermobarometry methods and by Thermocalc calculations.

Hbl (Fig. 3) in the matrix suggests a T decrease to at least 450°C (Gilbert 1966). This chemical evolution of Amph (Table 2) fits rather well with the Grt zoning (Fig. 5), where the decrease of the XCa value also suggests a T decrease during decompression. While the Graham and Powell (1984) and Perchuk et al. (1985) Grt-Amph thermometer yields a T around 430°C +/- 40°C, the Grt -Chl thermometer (Green and Hellman, 1982; Grambling, 1990) gives a T around 454 +/- 30°C (mean of 8 pairs), and the Grt - Phe thermometer, a T of 450 +/- 10°C. Minimum P estimates for the second generation of Phe (Si = 3.3-3.4), associated with the ferric Mg-Rieb and calcic Mg-Hbl, range between 7 and 11 Kbar according to Massonne and Schreyer (1987).

4.2.2. LP-LT metamorphic event

For the final greenschist stage, P-T conditions have been estimated using PTAX, a development of the GEOCALC software (Berman and Perkins, 1987), and its interconsistent thermodynamic database. Thermodynamical data and activity models for metabasites are from Evans (1990) and give a temperature of 305 +/- 15°C for a pressure around 5 +/- 1Kbar (mean of 5 pairs, Fig. 4c).

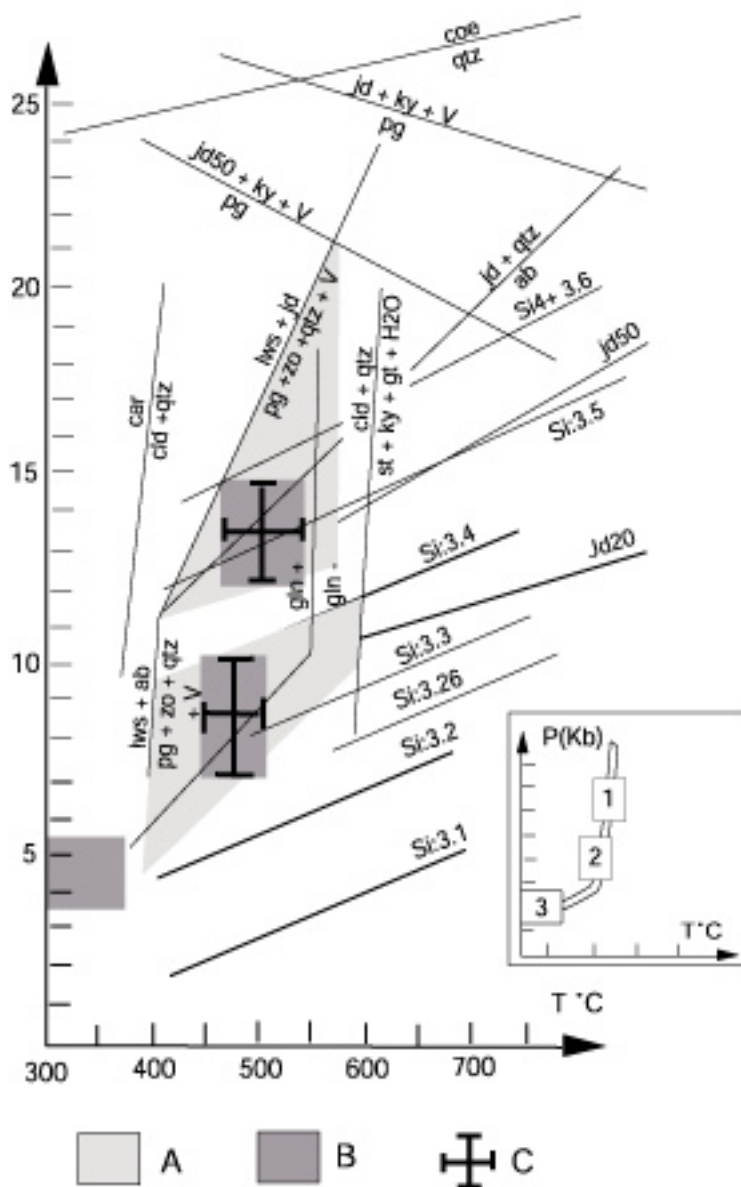


Fig. 7. P.T path of the eclogitic rocks (IU). (A) critical assemblage for eclogitic and blueschist stage. (B) The dark boxes represent the P.T calculated for the two successive HP-LT metamorphic stages. For eclogitic stage 1, the pressure and temperature were calculated using Thermocalc (Holland & Powell, 1990). In addition, for the eclogitic assemblage, the minimum pressure conditions were obtained using the reaction $jd + Qtz = ab$ (Holland, 1980), The Si^{4+} content = 3.58 isopleth in phe (Massonne & Schreyer, 1987) and the reaction $coe = Qtz$ (Bohlen & Boettcher, 1982). Temperature estimates for the first stage were also obtained combining the stability field of glaucophane after Maresch (1977), the garnet-clinopyroxene geothermometers of Ellis and Green (1979), Pattison and Newton (1989), Powell (1985) and Krogh (1988), the gt-phe geothermometer of Krogh and Raheim (1978). For the decompression of stages 2 and 3, the metamorphic conditions were estimated using the same geothermometer as for stage 1. For stage 2, the gt-amph geothermometer of Graham and Powell (1984) and Perchuk et al (1985) and the stability field of sodic amph (Maresch, 1977) were used. (C) The dark crosses represent the P.T estimates obtained for the two HP-LT successive metamorphic stages. For stage 3, the PTAX software of Berman and Perkins (1987) have been correlated with the chl geothermometer of Caritat et al. (1993). These result suggest a slight temperature decrease during decompression in good agreement with the metamorphic conditions estimated in other articles (ref. in Rolland et al, 2000) for the IU. The white arrow represent the P.T calculated path.

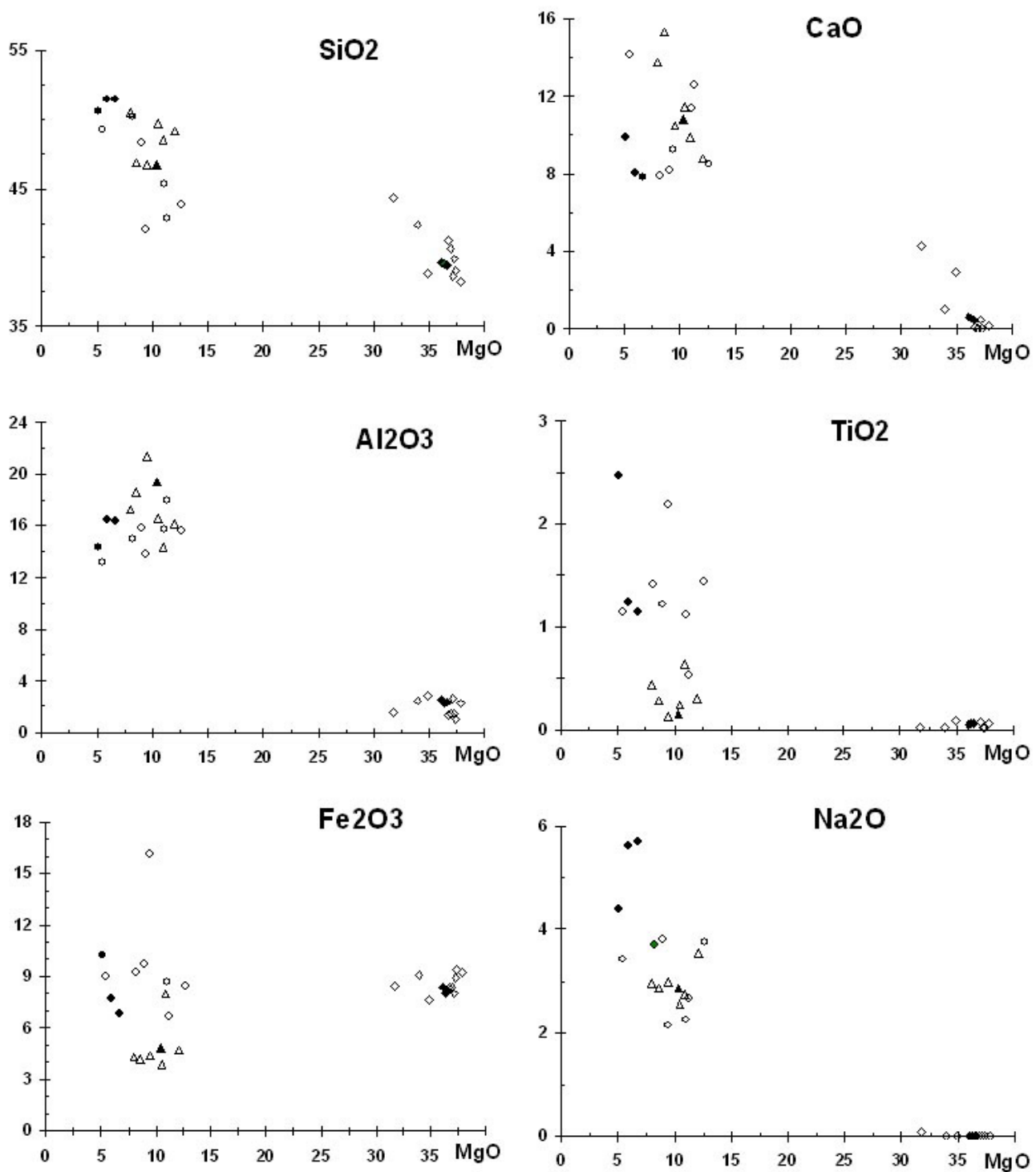


Fig. 8. Major element variations as a function of MgO for the three lithologies representative of the Tethyan lithosphere in the Western Alps.
 diamonds : serpentinized peridotites ; triangle : gabbros ; circle : dolerites and basalts. black : samples from the External LP-LT metamorphic Unit (EU); white : samples from the Middle (MU) and Internal (IU) HP-HT metamorphic Units (see text for more explanations)

In addition, the Fe/Mg value of Chl (Caritat et al. 1993) give 250 +/- 12°C and 350 +/- 30°C. Within the shear bands and the crenulation cleavage, low Si-substituted Phe (Si < 3.1), Pump and Stp developed during this stage, then were progressively replaced by Fe oxides, silica and Carb. Besides, from fluid inclusion studies on Qtz within shear bands developed under greenschist conditions (Rolland et al 2000), it appears that P decreased very slightly ($4 < P < 6$ Kbar).

On the whole, the P-T paths of eclogites (Fig. 7) are in good agreement with those established at the western margin of the Gran Paradiso massif (Ballèvre 1988), in the Internal unit of the Schistes Lustrés complex (Lombardo et al, 1978; Saliot, 1978 ; Chopin, 1981 ; Schwartz S., 2000 ; Rolland et al. 2000, Agard et al. 2001) and in the South Vanoise (Goffé and Velde, 1984; Platt and Lister, 1985). Regarding T evolution during decompression, a two-step evolution is suggested: (1) decompression at 490 +/- 50°C, from 13 +/- 1 Kbar (relatively low-T eclogitic facies) to 7-10 Kbar into the epidote blueschist facies with a slight decrease of T (470 +/- 30°C); (2) dramatic decrease of T (250°C < T < 350°C) and P under greenschist facies conditions (Lefur, 1998; Rolland et al. 2000).

5. Chemical and isotopic compositions of mantle and magmatic rocks

5.1. Analytical methods

Major elements have been analysed on whole-rocks only by ICP-AES. Major element compositions of minerals were already known from microprobe analyses. Trace elements have been determined by ICP-MS (SARM; CRPG-CNRS Nancy) on whole-rocks and mineral separates (200-400 µm fraction from gabbros only). Th and U contents below the ICP-MS detection limit (0.05 ppm) were determined after separation on a liquid chromatographic column. Sr and Nd isotope data were obtained after standard chemical separation techniques (AG-50X resin for cation separation and HDEHP for REE's) on a Finnigan MAT 262 (CNRS-CRPG; Nancy). Rb and Sm concentration isotope data were determined by isotopic dilution on the ICP-MS Elan 6000.

5.2. Major element compositions

Whole-rock oxide contents of mafic and ultramafic samples from External, Middle and Internal Units are reported in binary diagrams (Fig. 8) where MgO has been chosen as the best discriminator for variations existing between and within magmatic and mantle samples.

5.2.1. Serpentinized peridotites (Table 3a)

These rocks have rather low MgO contents (32 to 38%), to a less extent low SiO₂ (38.6 to 44.3%) and CaO contents (1.28 to 4.28%), and a loss on ignition (LOI) between 9 and 13%. They form a rather homogeneous group without any distinction according to their metamorphic grade. Their oxide contents are similar to those of other serpentinites, especially to serpentinized harzburgites from present oceans (Casey, 1997 and references therein). Therefore, if serpentinization occurred in an open system with *mainly* Mg, Si and Ca loss compensated by H₂O gain, alpine metamorphism occurred in a rather closed system for major elements.

5.2.2. Gabbros (Table 3b)

These rocks, metamorphic or not, form a rather homogeneous group. The most significant variations concern the CaO content (8.8 to 15.3%). Apart from a somewhat significant LOI, their major element contents and ratios are similar to Mg-gabbros of the Atlantic ocean (Gaggero and Gazzotti, 1996; Barling et al., 1997; Casey, 1997 and references therein; Ross and Elthon, 1997), and from other segments of the Tethyan lithosphere (Tiepolo et al., 1997).

area sample	Chenaillet	Chenaillet	Chenaillet	St-Véran	St-Véran	St-Véran	La Femma	La Femma	Averole			
	CH13 /EU P1	CH14 /EU P1	CH15 /EU P1	VE1 /MU P1	VE5 /MU P1	VE6 /MU P2	VA132 /MU P2	VA140 /MU P1	VA72 /IU P1	VA73 /IU P1	VA101 /IU P1	VA94X /IU P1
SiO2	39,63	39,54	39,40	38,82	39,02	38,21	42,40	41,22	44,30	40,65	39,89	38,65
TiO2	0,05	0,06	0,06	0,09	0,03	0,06	0,02	traces	0,02	traces	0,03	0,08
Al2O3	2,55	2,25	2,39	2,81	1,01	2,27	2,45	1,31	1,57	1,47	1,41	2,68
Fe2O3	8,35	8,01	8,18	7,64	9,38	9,2	9,05	8,38	8,44	8,38	8,89	7,99
MnO	0,1	0,1	0,11	0,14	0,1	0,09	0,09	0,05	0,24	0,16	0,16	0,11
MgO	36,02	36,28	36,49	34,84	37,38	37,84	33,92	36,63	31,77	36,85	37,29	37,09
CaO	0,59	0,55	0,51	2,96	traces	0,11	1	0,04	4,28	traces	0,03	0,48
Na2O	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	0,07	traces	traces	traces
K2O	traces	traces	0,02	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces
P2O5	0,03	0,06	0,07	0,05	0,05	0,07	0,09	0,07	0,1	0,07	0,1	0,09
LOI	13,0	13,4	13,0	12,0	12,4	12,5	10,7	12,3	9,1	12,1	12,1	12,6
Total	100,31	100,20	100,23	99,37	99,38	100,32	99,73	99,95	99,85	99,63	99,89	99,76
SiO2	45,4	45,5	45,2	44,4	44,9	43,5	47,6	47,0	48,8	46,4	45,4	44,3
TiO2	0,06	0,07	0,07	0,10	0,03	0,07	0,02		0,02	traces	0,03	0,09
Al2O3	2,9	2,6	2,7	3,2	1,2	2,6	2,8	1,5	1,7	1,7	1,6	3,1
Fe2O3	9,6	9,2	9,4	8,7	10,8	10,5	10,2	9,6	9,3	9,6	10,1	9,2
MnO	0,11	0,12	0,13	0,16	0,11	0,10	0,10	0,06	0,26	0,18	0,18	0,13
MgO	41,3	41,8	41,8	39,9	43,0	43,1	38,1	41,8	35,0	42,1	42,5	42,5
CaO	0,68	0,63	0,58	3,39		0,13	1,12	0,05	4,71	traces	0,03	0,55
Na2O	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	0,08	traces	traces	traces
K2O	traces	traces	0,02	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces
P2O5	0,03	0,07	0,08	0,06	0,06	0,08	0,10	0,08	0,11	0,08	0,11	0,10
Total (-LOI)	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Ba	3,66	8,86	8,81	10,20	1,85	2,34	0,550	0,317	0,044	0,284	6,42	1,23
Ce	0,4863	0,0847	0,0001	0,185	0,251	2,99	4,88	0,893	0,198	0,148	0,121	0,165
Co	98	97	93	93	109	109	86	87	53	90	96	89
Cr	2453	2375	2223	2329	3048	3001	2533	2537	2934	2860	2981	2599
Cs	0,450	1,071	1,187	0,037	0,064	0,121	2,88	1,175	0,192	0,178	0,014	0,686
Cu	20,9	26,4	23,0	31,3	2,8	20,8	11,1	8,7	12,7	8,5	13,7	28,0
Dy	0,339	0,314	0,280	0,341	0,080	1,476	3,041	0,323	0,430	0,179	0,154	0,376
Er	0,272	0,188	0,164	0,252	0,068	0,863	1,908	0,146	0,323	0,160	0,130	0,226
Eu	0,069	0,053	0,044	0,052	0,036	0,097	0,679	0,116	0,104	0,057	0,032	0,045
Ga	3,541	2,512	2,516	2,815	1,206	3,667	6,338	2,003	2,306	1,749	1,408	2,697
Gd	0,242	0,258	0,207	0,273	0,050	1,122	2,508	0,289	0,361	0,165	0,140	0,210
Hf	0,054	0,063	0,061	0,101	0,015	0,578	0,2291	0,0281	0,0367	0,0367	0,0209	0,1225
Ho	0,0791	0,0753	0,0745	0,0724	0,0241	0,3217	0,6569	0,0672	0,0984	0,0478	0,0394	0,0810
La	0,1452	0,0001	0,0001	0,0414	0,0690	0,9759	1,0851	0,2844	0,0998	0,0420	0,0147	0,0144
Lu	0,0366	0,0327	0,0322	0,0458	0,0199	0,1488	0,3288	0,0283	0,0616	0,0396	0,0290	0,0416
Mo	0,40	0,83	0,29	0,30	0,53	0,33	0,27	0,24	0,24	0,27	0,37	0,20
Nb	0,1116	0,0001	0,0001	0,0093	0,0108	0,2363	0,7769	0,0379	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
Nd	0,438	0,115	0,204	0,404	0,178	3,164	4,993	0,785	0,418	0,073	0,063	0,293
Ni	1789	1824	1695	1660	2032	1939	2018	1963	1594	2105	1960	1784
Pb	1,64	1,72	1,08	1,43	1,53	0,62	0,50	0,88	1,35	0,51	0,62	0,30
Pr	0,082	0,017	0,019	0,040	0,033	0,547	0,9548	0,1277	0,0495	0,0169	0,0221	0,0489
Rb	2,09	2,94	3,39	0,21	0,29	0,37	2,51	0,75	0,52	0,61	0,48	1,91
Sb	0,018	0,016	0,020	0,149	20,4	0,095	0,895	1,835	0,055	0,035	0,014	0,0001
Sc	13,7	13,6	13,0	13,3	11,71	12,59	11,14	10,61	20,81	10,18	9,83	10,96
Sm	0,169	0,076	0,059	0,204	0,047	1,066	1,903	0,248	0,333	0,107	0,178	0,111
Sn	0,73	0,22	0,12	0,14	0,14	0,32	0,90	0,57	0,50	0,60	0,89	1,32
Sr	8,82	24,17	21,09	2,45	1,07	1,06	6,29	2,02	1,54	0,0001	0,0001	6,65
Ta	0,0024	0,0007	0,0001	0,0021	0,0025	0,0209	0,0548	0,0082	0,0057	0,0001	0,0001	0,0001
Tb	0,051	0,034	0,033	0,046	0,015	0,220	0,4185	0,0578	0,0734	0,0268	0,0265	0,0515
Th	0,0066	0,0035	0,0020	0,0102	0,0086	0,0019	0,0632	0,0161	0,0160	0,0135	0,0150	0,0145
Ti	300	360	360	540	180	360	120		120		180	480
Tm	0,038	0,036	0,036	0,037	0,012	0,120	0,2817	0,0338	0,0474	0,0298	0,0154	0,0378
U	0,0173	0,0045	0,0044	0,0049	0,0056	0,0129	0,0190	0,0068	0,0103	0,0095	0,0193	0,0084
V	67	67	60	69	43	51	54	57	67	52	50	60
W	0,032	0,026	0,019	0,045	0,259	0,057	0,135	1,041	0,011	0,022	0,022	0,033
Y	2,45	2,11	1,86	2,26	0,76	8,38	22,04	2,01	2,91	1,53	1,03	2,32
Yb	0,268	0,274	0,238	0,286	0,100	0,942	2,194	0,170	0,405	0,182	0,139	0,271
Zn	53	45	45	122	82	58	56	44	139	81	56	43
Zr	0,99	0,90	0,90	1,84	0,70	21,7	8,4	0,93	0,27	0,0001	0,0001	2,56

Table 3a. Major and trace element compositions of serpentinized peridotites from the Tethyan lithosphere of the Western Alps in the External Unit (EU)(Chenaillet), the Middle Unit (MU)(St-Véran - Queyras; La Femma - Vanoise) and the Internal Unit (IU)(Avérole and Gastaldi - Vanoise)

area	Chenaillet	St-Véran	La Femma	La Femma	Avérole	Gastaldi	Gastaldi
sample	CH17 /EU	VE4 /MU	VA127 /MU	VA156 /MU	VA40 /IU	VA99 /IU	VA123 /IU
	cumulate(plag>cpx)	initial melt	cumulate(cpx>plag)	cumulate(cpx>plag)	initial melt	cumulate(cpx>plag)	cumulate(plag>cpx)
SiO2	46,69	48,46	49,16	49,69	46,91	50,54	46,7
TiO2	0,16	0,64	0,31	0,25	0,28	0,43	0,13
Al2O3	19,42	14,28	16,17	16,55	18,62	17,24	21,38
Fe2O3	4,87	7,99	4,72	3,86	4,14	4,27	4,41
MnO	0,09	0,14	0,11	0,07	0,08	0,1	0,06
MgO	10,4	10,92	12,06	10,49	8,62	8	9,47
CaO	10,83	9,89	8,78	11,45	15,3	13,78	10,5
Na2O	2,85	2,73	3,56	2,55	2,85	2,95	2,98
K2O	0,05	0,75	0,68	1,24	0,24	0,15	0,27
P2O5	0,03	0,06	0,17	0,18	0,17	0,19	0,18
LOI	4,53	3,97	4,22	3,61	2,71	2,28	3,87
Total	99,92	99,83	99,94	99,94	99,92	99,93	99,95
SiO2	48,9	50,6	51,4	51,6	48,3	51,8	48,6
TiO2	0,17	0,67	0,32	0,26	0,29	0,44	0,14
Al2O3	20,4	14,9	16,9	17,2	19,2	17,7	22,3
Fe2O3	5,1	8,3	4,9	4,0	4,3	4,4	4,6
MnO	0,09	0,15	0,11	0,07	0,08	0,10	0,06
MgO	10,9	11,4	12,6	10,9	8,9	8,2	9,9
CaO	11,4	10,3	9,2	11,9	15,7	14,1	10,9
Na2O	2,99	2,85	3,72	2,65	2,93	3,02	3,10
K2O	0,05	0,78	0,71	1,29	0,25	0,15	0,28
P2O5	0,03	0,06	0,18	0,19	0,17	0,19	0,19
Total (-LOI)	100	100	100	100	100	100	100
Ba	1,7	24,4	26,1	21,8	18,0	22,2	30,0
Ce	0,973	2,895	1,211	0,837	14,245	2,846	1,819
Co	37	38	28	30	22	20	32
Cr	996	99	586	1273	1305	446	22
Cs	0,088	0,472	1,041	1,204	0,540	0,122	0,112
Cu	37	41	49	72	55	14	49
Dy	0,650	2,633	1,151	1,291	5,969	2,010	0,395
Er	0,334	1,538	0,654	0,760	3,079	1,122	0,178
Eu	0,282	0,656	0,359	0,411	1,235	0,572	0,398
Ga	10,71	13,48	10,89	10,74	14,54	12,16	11,93
Gd	0,449	2,110	0,893	1,042	5,218	1,908	0,368
Hf	0,174	0,914	0,424	0,277	3,492	0,642	0,120
Ho	0,132	0,530	0,268	0,255	1,164	0,384	0,056
La	0,322	0,772	0,331	0,328	4,205	0,983	0,681
Lu	0,060	0,214	0,128	0,088	0,494	0,171	0,042
Mo	0,084	0,119	0,069	0,155	0,168	0,660	0,194
Nb	0,019	0,275	0,070	0,031	1,182	0,229	0,038
Nd	1,12	3,52	1,48	1,23	12,97	3,24	1,12
Ni	334	118	173	236	209	116	307
Pb	0,773	1,532	1,861	1,486	2,429	0,875	0,612
Pr	0,177	0,632	0,235	0,240	2,576	0,536	0,227
Rb	1,22	10,37	11,15	11,18	9,41	3,94	4,35
Sb	0,055	0,106	0,489	1,104	0,141	0,296	0,051
Sc	16	43	24	22	22	26	8
Sm	0,480	1,466	0,711	0,672	4,293	1,138	0,340
Sn	0,095	0,385	1,030	1,066	1,168	1,629	0,390
Sr	248	82	112	116	232	197	276
Ta	0,0043	0,0304	0,0133	0,0081	0,0935	0,0213	0,0079
Tb	0,103	0,386	0,167	0,174	0,809	0,290	0,059
Th	0,0079	0,0309	0,0243	0,0248	0,0887	0,0854	0,0343
Ti	959	3837	1859	1499	1679	2578	779
Tm	0,059	0,225	0,098	0,106	0,519	0,166	0,035
U	0,0060	0,0164	0,0130	0,0294	0,0413	0,0206	0,0170
V	65	190	132	123	121	167	20
W	0,036	0,044	0,033	0,025	0,088	0,069	0,055
Y	3,66	15,20	7,35	7,88	35,16	12,32	2,17
Yb	0,354	1,469	0,752	0,697	3,144	1,065	0,242
Zn	59	45	33	33	24	32	26
Zr	5,23	30,66	12,10	8,64	140,84	24,63	3,77

Table 3b. Major and trace element compositions of gabbros from the Tethyan lithosphere of the Western Alps in the External Unit (EU)(Chenaillet), the Middle Unit (MU)(St-Véran - Queyras; La Femma - Vanoise) and the Internal Unit (IU)(Avérole and Gastaldi - Vanoise)

area	Chenaillet	Chenaillet	Chenaillet	St-Yéran	La Femma	La Femma	Avérole	Avérole	Gastaldi	Gastaldi
sample	CH16 /EU	CH5 /EU	CH8 /EU	VE3 /MU	VA96 /MU	VA128 /MU	VA74 /IU	VA80 /IU	VA83 /IU	VA86 /IU
	lava-flow	dyke	lava-flow	lava-flow	dyke	lava-flow	dyke	lava-flow	lava-flow	lava-flow
SiO2	51,49	50,63	51,47	50,24	45,37	43,78	42,84	41,97	49,22	48,32
TiO2	1,24	2,48	1,14	1,41	1,12	1,44	0,53	2,19	1,14	1,22
Al2O3	16,48	14,31	16,34	14,99	15,75	15,64	17,94	13,78	13,19	15,88
Fe2O3	7,66	10,25	6,85	9,24	8,66	8,43	6,72	16,12	9,03	9,7
MnO	0,15	0,15	0,12	0,13	0,15	0,18	0,64	0,27	0,14	0,2
MgO	5,93	5,17	6,71	8,21	11,05	12,64	11,26	9,44	5,5	9,01
CaO	8,04	9,85	7,86	7,9	11,34	8,53	12,62	9,25	14,19	8,19
Na2O	5,61	4,4	5,69	3,7	2,25	3,76	2,66	2,15	3,42	3,8
K2O	0,05	0,06	0,03	0,48	traces	0,21	0,02	0,09	0,22	0,02
P2O5	0,16	0,54	0,3	0,19	0,29	0,28	0,22	0,35	0,46	0,17
LOI	3,06	2,11	3,43	3,38	3,96	5,05	4,5	4,33	3,43	3,43
Total	99,87	99,95	99,94	99,87	99,94	99,94	99,95	99,94	99,94	99,94
SiO2	53,2	51,7	53,3	52,1	47,3	46,1	44,9	43,9	51,0	50,1
TiO2	1,3	2,5	1,2	1,5	1,2	1,5	0,6	2,3	1,2	1,3
Al2O3	17,0	14,6	16,9	15,5	16,4	16,5	18,8	14,4	13,7	16,5
Fe2O3	7,9	10,5	7,1	9,6	9,0	8,9	7,0	16,9	9,4	10,1
MnO	0,15	0,15	0,12	0,13	0,16	0,19	0,67	0,28	0,15	0,21
MgO	6,1	5,3	7,0	8,5	11,5	13,3	11,8	9,9	5,7	9,3
CaO	8,3	10,1	8,1	8,2	11,8	9,0	13,2	9,7	14,7	8,5
Na2O	5,8	4,5	5,9	3,8	2,3	4,0	2,8	2,2	3,5	3,9
K2O	0,05	0,06	0,03	0,50	traces	0,22	0,02	0,09	0,23	0,02
P2O5	0,17	0,55	0,31	0,20	0,30	0,30	0,23	0,37	0,48	0,18
Total (-LOI)	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Ba	12,84	0,76	8,11	93,61	0,00	2,30	6,87	5,01	10,29	3,40
Ce	13,30	30,33	12,12	10,82	6,95	10,84	4,02	9,87	9,88	9,59
Co	32	22	28	35	33	35	36	53	38	37
Cr	249	107	260	260	655	309	318	224	226	298
Cs	0,126	0,065	0,050	0,414	0,027	1,090	0,143	0,214	0,302	0,068
Cu	55	31	52	45	39	20	16	62	108	94
Dy	4,00	9,70	3,61	4,82	3,92	5,53	1,94	7,09	4,41	4,41
Er	2,39	5,64	2,11	2,84	2,05	2,73	1,23	4,20	2,46	2,42
Eu	1,10	2,23	1,06	1,19	1,13	3,24	0,74	1,83	1,20	1,29
Ga	14,3	16,8	13,2	14,3	16,2	14,3	12,3	22,7	16,4	15,9
Gd	3,521	9,251	3,452	4,118	3,469	5,355	1,642	6,696	3,829	3,983
Hf	2,570	6,270	2,482	2,691	2,045	2,577	1,066	2,683	2,035	2,160
Ho	0,870	2,097	0,798	1,040	0,762	1,085	0,471	1,670	0,933	0,926
La	4,407	9,723	3,849	3,286	1,493	3,307	1,206	2,322	3,444	2,966
Lu	0,388	0,950	0,349	0,444	0,347	0,412	0,179	0,694	0,362	0,384
Mo	0,161	0,479	0,157	0,691	0,215	0,484	0,154	0,057	0,145	0,109
Nb	2,13	4,87	1,95	1,34	0,23	1,39	0,47	2,82	1,66	1,68
Nd	10,11	24,66	8,35	10,65	8,12	10,64	4,35	11,78	8,73	8,81
Ni	119	48	133	123	341	115	211	81	104	116
Pb	1,587	0,720	0,999	21,405	1,160	2,502	5,418	7,945	4,236	4,161
Pr	2,167	4,861	1,742	1,959	1,468	1,938	0,689	1,876	1,711	1,718
Rb	1,298	0,685	0,591	10,355	0,588	4,322	1,321	2,560	4,276	0,649
Sb	0,120	0,110	0,016	0,429	0,119	0,167	0,105	0,954	0,451	0,141
Sc	30	21	20	30	20	26	16	35	22	23
Sm	3,430	7,980	2,980	3,442	2,944	3,883	1,588	4,548	2,974	2,935
Sn	1,070	3,721	1,224	0,946	1,647	1,827	1,042	1,471	1,550	1,037
Sr	244	249	280	87	180	167	368	138	174	177
Ta	0,1911	0,4093	0,1668	0,1289	0,0269	0,1250	0,0420	0,1680	0,1406	0,1318
Tb	0,632	1,557	0,561	0,781	0,624	0,868	0,306	1,119	0,699	0,655
Th	0,1618	0,3916	0,1681	0,1015	0,0311	0,1096	0,0749	0,0143	0,1155	0,1077
Ti	7435	14870	6835	8454	6716	8634	3178	13131	6835	7315
Tm	0,410	0,967	0,353	0,483	0,309	0,442	0,210	0,781	0,419	0,382
U	0,0814	0,2036	0,2940	0,1760	0,0142	0,0463	0,0342	0,0212	0,0900	0,0427
V	205	257	194	233	188	251	117	426	259	230
W	0,064	0,108	0,025	0,080	0,008	0,049	0,025	0,513	0,051	0,064
Y	24,7	61,6	23,5	29,8	24,5	33,2	13,1	47,8	28,1	28,0
Yb	2,510	5,932	2,208	2,886	2,300	2,944	1,373	4,623	2,563	2,614
Zn	66	74	48	97	86	62	83	165	64	76
Zr	120	283	108	110	82	107	43	94	88	90

Table 3c. Major and trace element compositions of basaltic lava-flows and dolerite dykes from the Tethyan lithosphere of the Western Alps in the External Unit (EU)(Chenaillet-Montgenèvre), the Middle Unit (MU)(St-Yéran in Queyras; La Femma in Yanoise) and the Internal Unit (IU)(Avérole and Gastaldi in Yanoise)

5.2.3. Basalts and dolerites (Table 3c)

Basalts and dolerites have similar compositions, whatever their metamorphic degree. They are rather similar to the gabbro group, but a little bit more diversified with a larger range in composition for SiO_2 (45.4 to 51.5%), MgO (5.2 to 12.7%), CaO (7.9 to 14.2%) and Al_2O_3 (13.2 to 18%), and higher contents in TiO_2 (up to 2.5%), Fe_2O_3 (6.8 to 16.1%) and Na_2O (2.1 to 5.7%). These compositions are in the compositional range of basalts from the Atlantic and Indian oceans (Pyle et al., 1995; Le Roex et al., 1996; Kempton and Casey, 1997), and from other segments of the Tethyan lithosphere (Rampone, 1987; Desmurs, 2001).

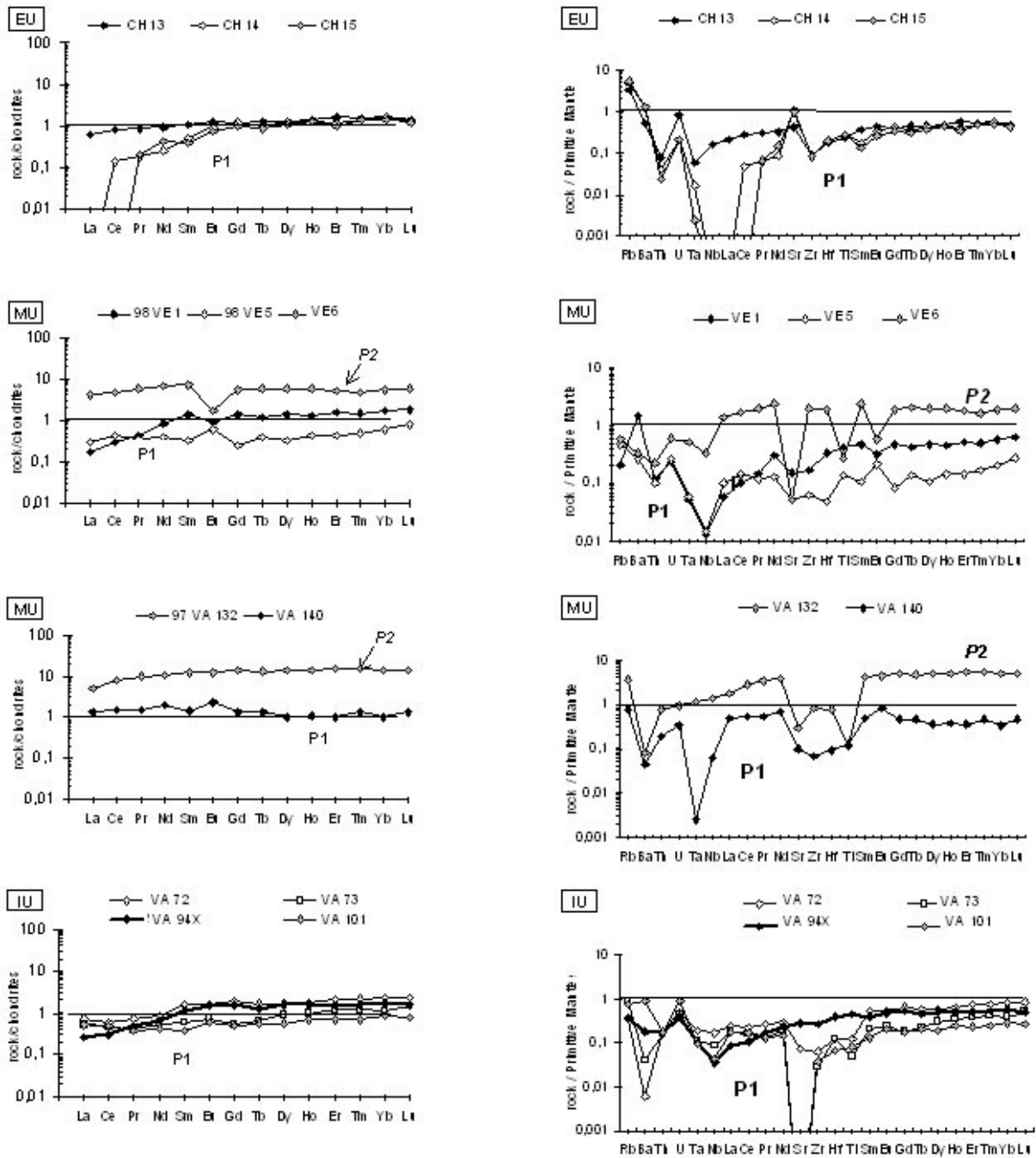
5.3. Trace element compositions

5.3.1. Serpentinized peridotites

Chondrite (Ch)-normalized Rare Earth Element (REE) patterns for whole-rocks (Table 3a; Fig. 9a) are homogeneous. Patterns are regular, slightly LREE-depleted ($0.10 < \text{La}/\text{Yb}_N < 0.74$) with La/Sm_N around or even above 1. One sample (VA140/MU) is LREE-enriched ($\text{La}/\text{Yb}_N = 1.4$). Two samples from the External Unit (EU) are highly and abnormally La- and even Ce-depleted (probably by leaching during serpentinization). *No discrimination can be made according to the metamorphic grade of samples.* The REE total contents are mostly close to or somewhat lower than the Ch values, except in 2 samples from the Middle Unit (VE6/MU and VA132/MU) with REE contents up to 10 times higher than the Ch values, which leads to distinguish two groups, P1 and P2. P1 is poor in REE with $\text{La}/\text{Yb} < 1$, but $\text{La}/\text{Sm} < 1$ or > 1 ; P2 is rich in REE with $\text{La}/\text{Yb} < 1$. Note that the REE patterns of P1 reflect the diversity observed between un-serpentinized mantle peridotites from other segments of the Tethyan lithosphere (from Lanzo to Ligurian and Northern Apennines; see compilation in Rampone et al. 1996), while being not so strongly REE depleted as the most depleted ones (Internal Ligurides peridotites). Some P1 patterns are similar to sample patterns from the External Ligurides considered to be slices of the subcontinental mantle (Rampone et al. 1995).

Primitive Mantle (PM)-normalized Trace Element (TE) spidergrams for whole-rocks (Table 3a; Fig. 9b) display TE contents either lower than in PM for P1, or up to 2 to 5 times higher than in PM for P2. P1 and P2 patterns are somewhat irregular compared to that of a residual mantle resulting from simple melt extraction. This is due to: (1) Zr, Hf and Ti negative anomalies in all samples except two (VE1/MU; VA94X/IU) with a regular pattern in spite of their high grade metamorphism, anomalies as more significant as higher is the LREE enrichment; (2) positive or most often negative Sr anomalies; (3) positive anomalies in the most incompatible elements (Rb, U, Th and mostly Ba) in P1, with U/Ta_N and Th/Ta_N always above 1 (up to 133 and 78 respectively); both P2 patterns have U/Ta_N and Th/Ta_N ratios below 1 and decreasing TE contents, except Rb.

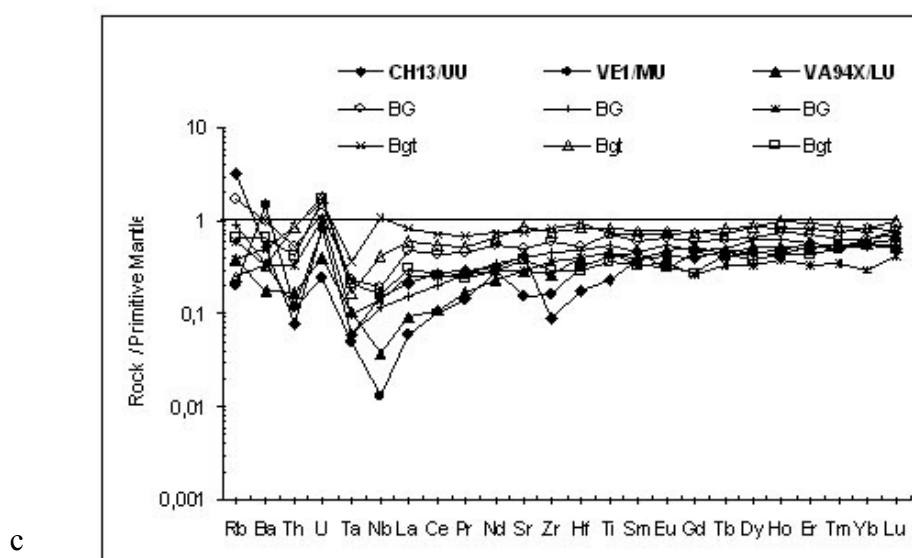
If a selective Sr depletion or enrichment occurred during serpentinization, then the enrichment in the most incompatible elements is thought to be a primary feature of mantle peridotites before serpentinization inasmuch as (1) this feature occurs only in the P1 group *whatever the metamorphic grade*, some samples of which also display LREE enrichments (Fig. 9a), (2) gains in U and Th cannot come from exchange with deep sea water, *and above all* (3) similar U and Th, but also Rb and Ba, enrichments, with variable REE depletions or enrichments, are well known in the European subcontinental mantle (Fig. 9c) (Jochum et al., 1989; Alard et al., 1996; Chalot-Prat and Boullier, 1997; Zangana et al., 1999; Lenoir et al., 2000). According to Chalot-Prat and Boullier (1997), such U and Th positive anomalies are related to mantle metasomatism by silica-undersaturated and carbonated ultramafic melts, while the depletion in Ta, Nb and often in LREE attest for the residual feature of the mantle before metasomatism. Variations in both the LREE enrichment of contaminant melts and the volume of these melts which have been injected into, and reacted with, the host-mantle, explain why U- and Th- rich peridotites are either depleted or



a

b

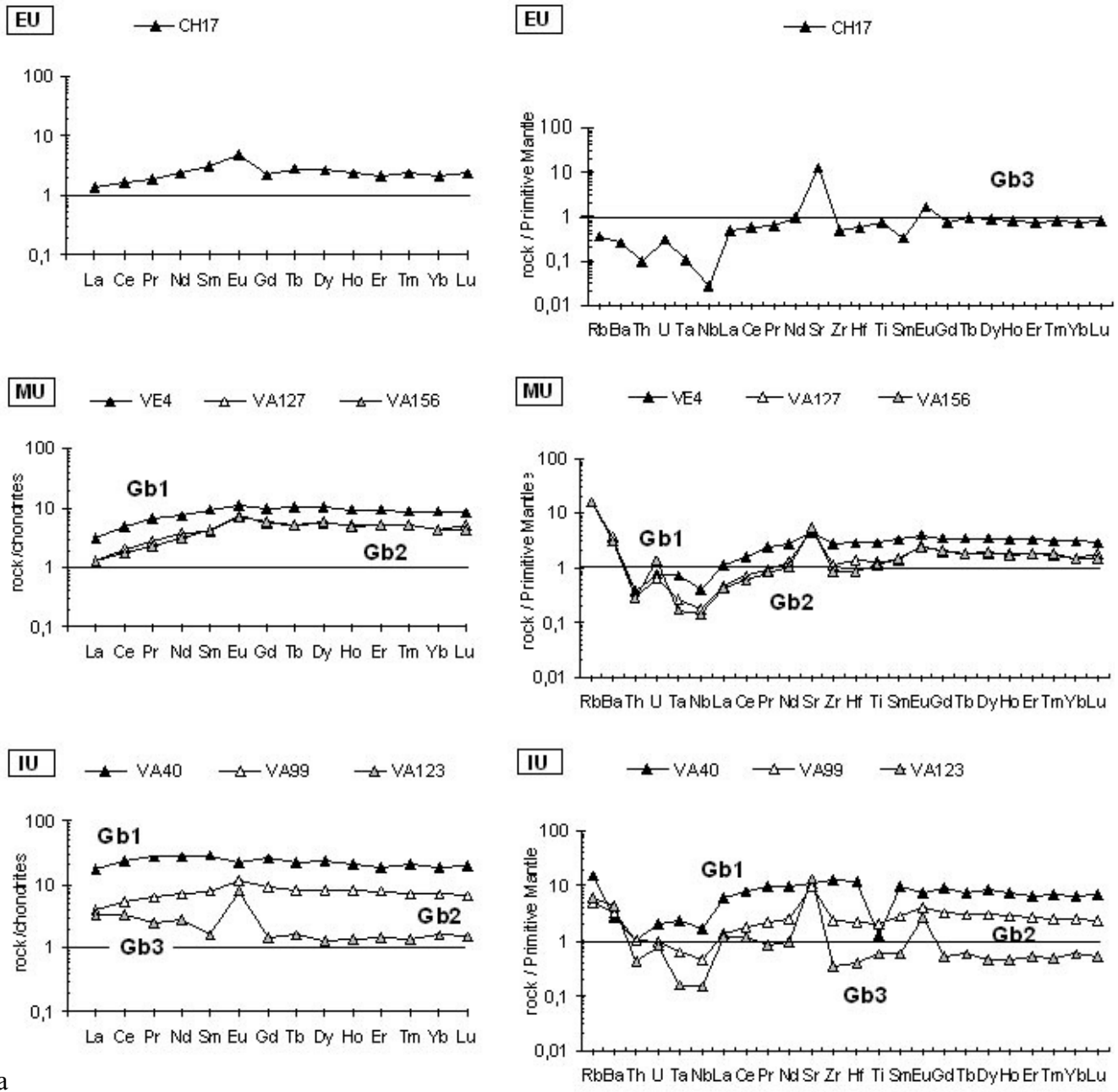
Fig. 9. Spidergrams for serpentinized peridotite whole-rocks. *a* : Ch-normalized rare earth element (REE) spidergrams ; *b* : PM-normalized trace element (TE) spidergrams – PM values from Hofmann, 1988; *c* : PM-normalized TE spidergrams for comparing some representative samples of Tethyan serpentinized peridotites (this study) and European subcontinental peridotites from the southern Eastern Carpathians mantle lithosphere (mantle xenoliths whole-rocks from (BG) and Bogata (Bgt) series; data in Chalot-Prat and Boullier, 1997). Same symbols as in Fig. 8. In (a) and (b), two groups of rocks P1 and P2 are distinguished : P1 has trace element contents close to Ch, and lower than in PM; P2: has trace element contents much higher than in Ch and in PM (see text for more explanations).



enriched in LREE. The origin of selective depletions in Zr, Hf and Ti (high field strength elements: HFSE) in somewhat LREE-rich serpentinized peridotites (Fig. 9b) can be interpreted as follows. In fresh peridotites, Cpx is usually the main host of HFSE, the partition coefficient values of which are intermediate between those of Nd and Sm (Chalot-Prat and Boullier, 1997 and references therein). So destabilization of Cpx cannot explain a selective HFSE depletion. As shown by Scambelluri et al. (2001) on serpentinized and eclogitized peridotites, high-pressure metamorphism can increase, but not create, the HFSE negative anomalies in Cpx which are thus a primary feature of the mantle protoliths. Indeed both Cpx and their host-rocks from other segments of the Tethys (Internal Ligurides; Rampone et al., 1996; Scambelluri et al., 2001), and also the metasomatic Amph and Cpx of the subcontinental mantle from the Tethys eastern margin (Rampone and Morten, 2001), recorded these anomalies, whether the mantle peridotites are totally preserved or serpentinized and metamorphosed. The hypothesis that the anomalies could reflect the difference between the partition coefficients for the REE and these elements during mantle partial melting (Rampone et al., 1996), is contradicted by our present knowledge on the partition coefficients of Cpx (see above). Another solution is that they are tracers of mantle metasomatism, either by HFSE-depleted hydrous fluids (Rampone and Morten, 2001), or by carbonatitic melts (data in Wolley and Kempe, 1989), the percolation of which is frequent within the mantle (Chalot-Prat and Arnold, 1999 and references therein). The Ba and Sr depletion of carbonatitic melts would be responsible for the negative anomalies in both elements in the serpentinites. In either case, the metasomatic fluids or melts of the subcontinental mantle could originate from an overlying metamorphic lower crust (see references above), which is another constraint in favor of a subcontinental origin of the Tethyan lithosphere. *Furthermore and above all*, such conclusions agree with those of lithostratigraphic and structural studies of the Tethyan lithosphere (see references in “Geological setting”) concerning the origin of the mantle basement by denudation of a subcontinental mantle. Concerning the serpentinized peridotites P2, their TE patterns are similar to those of some of the overlying basalts (see below), except that they are Sr- and HFSE-depleted with major element contents similar to those of other serpentinites. These patterns could be due to the local impregnation of the mantle by a MORB-type melt, impregnation by a small fraction of liquid such that metasomatism did not significantly modify the major element composition and the strong HFSE depletion of the original protolith.

5.3.2. Gabbro whole-rocks

Ch-normalized REE patterns for whole-rocks (Table 3b; Fig. 10a) are homogeneous. They are



a

b

Fig. 10. Spidergrams for cpx-gabbro whole-rocks. a : Ch-normalized REE spidergrams; b : PM-normalized TE spidergrams. Gb1: gabbro representative of an initial melt ; Gb2: gabbro WR representative of a cumulate with wt% cpx > wt% plag ; Gb3: gabbro representative of a cumulate with wt% plag > wt% cpx (see text for more explanations).

sample	Cpx-CH17 /EU		Cpx-VE4 /MU	
	Cpx-Gb3	Plag-Gb3	Cpx-Gb1	Plag-Gb1
Ba	0,264	3,399	7,52	49,84
Ce	1,306	0,933	2,040	5,193
Co	48	13	50	14
Cr	3251	40	144	14
Cs	0,0201	0,0616	0,2118	1,5859
Cu	47	14	47	22
Dy	1,937	0,088	2,511	2,346
Er	1,190	0,054	1,475	1,420
Eu	0,447	0,3513	0,4099	1,161
Ga	7,57	13,57	11,84	19,31
Gd	1,6577	0,1421	2,0918	2,215
Hf	0,5431	0,0041	1,4256	0,2353
Ho	0,4299	0,0188	0,5684	0,552
La	0,2826	0,4297	0,3969	1,5094
Lu	0,1814	0,0051	0,2823	0,1991
Mo	0,0458	0,0508	0,1007	0,0528
Nb	0,0252	0,014	0,1682	0,3837
Nd	2,334	0,574	3,341	5,260
Ni	417	108	160	51
Pb	0,9384	0,9063	1,4665	1,1846
Pr	0,339	0,1345	0,4845	0,9567
Rb	0,1122	0,8166	1,76	20,97
Sb	0,025	0,009	0,087	0,095
Sm	1,149	0,115	1,405	1,555
Sn	0,33	0,36	0,42	0,28
Sr	74	428	17	232
Ta	0,0076	n.d.	0,0149	0,0335
Tb	0,2815	0,0177	0,3843	0,3913
Th	0,00676	0,00116	0,02182	0,02077
Tm	0,178	0,006	0,277	0,226
U	0,0045	0,0039	0,0124	0,0118
V	206	8	239	118
Y	12,23	0,56	16,46	15,70
Yb	1,08	0,04	1,59	1,15
Zn	78	29	68	28
Zr	17	0	49	9

Table 4. Trace element compositions of separate clinopyroxenes and plagioclases of two gabbros from the Tethyan lithosphere of the Western Alps in the External Unit (EU)(Chenaillet) and the Middle Unit (MU)(St-Véran - Queyras)

LREE-depleted except for one sample (VA123/IU) with a La/Yb_N ratio around 2. *No discrimination can be made according to the metamorphic grade of the rock samples.* These patterns are similar to those of gabbros from the Atlantic ocean (Barling et al., 1997; Casey, 1997 and references therein; Kempton and Hunter, 1997; Ross and Elthon, 1997; Cortesogno et al., 2000), and from other segments of the Tethys (Bodinier et al., 1986 and 1991; Rampone et al., 1998; Tribuzio et al., 1999). Nevertheless, three groups Gb1, Gb2 and Gb3 can be distinguished. Gb1 (VE4/MU; VA40/IU) displays REE contents much higher than Ch values (8 to 20 X Ch in average) without any Eu anomaly. Gb3 (CH17/EU; VA123/IU) has REE contents close to Ch values and a strong positive Eu anomaly; Gb2 (VA127 and VA156/MU; VA99/IU) displays a slight positive Eu anomaly with intermediate REE contents between Gb1 and Gb3.

On PM-normalized TE spidergrams (Table 3b; Fig. 10b), Gb2 and Gb3 display a significant Sr positive anomaly, the TE total content of Gb2 being intermediate between Gb1 and Gb3. Th/Ta_N and U/Ta_N are above 1 in Gb2 and Gb3, but below 1 in Gb1. Rb and Ba enrichments exist in all gabbros, but are not necessarily correlated with (1) Eu and/or Sr positive anomalies, (2) LREE enrichment (only VA123/IU is LREE enriched), or even (3) K₂O enrichment (only VA156/MU has a somewhat high K₂O (1.24%) content), which suggests they would not be primary. The meaning of the three groups of gabbros can be deduced by studying the trace element contents of their Cpx and Plag separates, which supports the idea that the trace element signature of the protoliths from External and Middle Units has been preserved.

5.3.3. Mineral separates of gabbros

Cpx and Plag separates come from coarse-grained gabbros Gb3(CH17/EU) and Gb1(VE4/MU). From microprobe analyses (Table 1), augite is primary in Gb3 and largely preserved at crystal core in Gb1. Plag is largely preserved at crystal core in Gb3, and pseudomorphosed with recrystallisation in low strain domains in Gb1; its general habit is preserved and it consists of pure albite including very small and

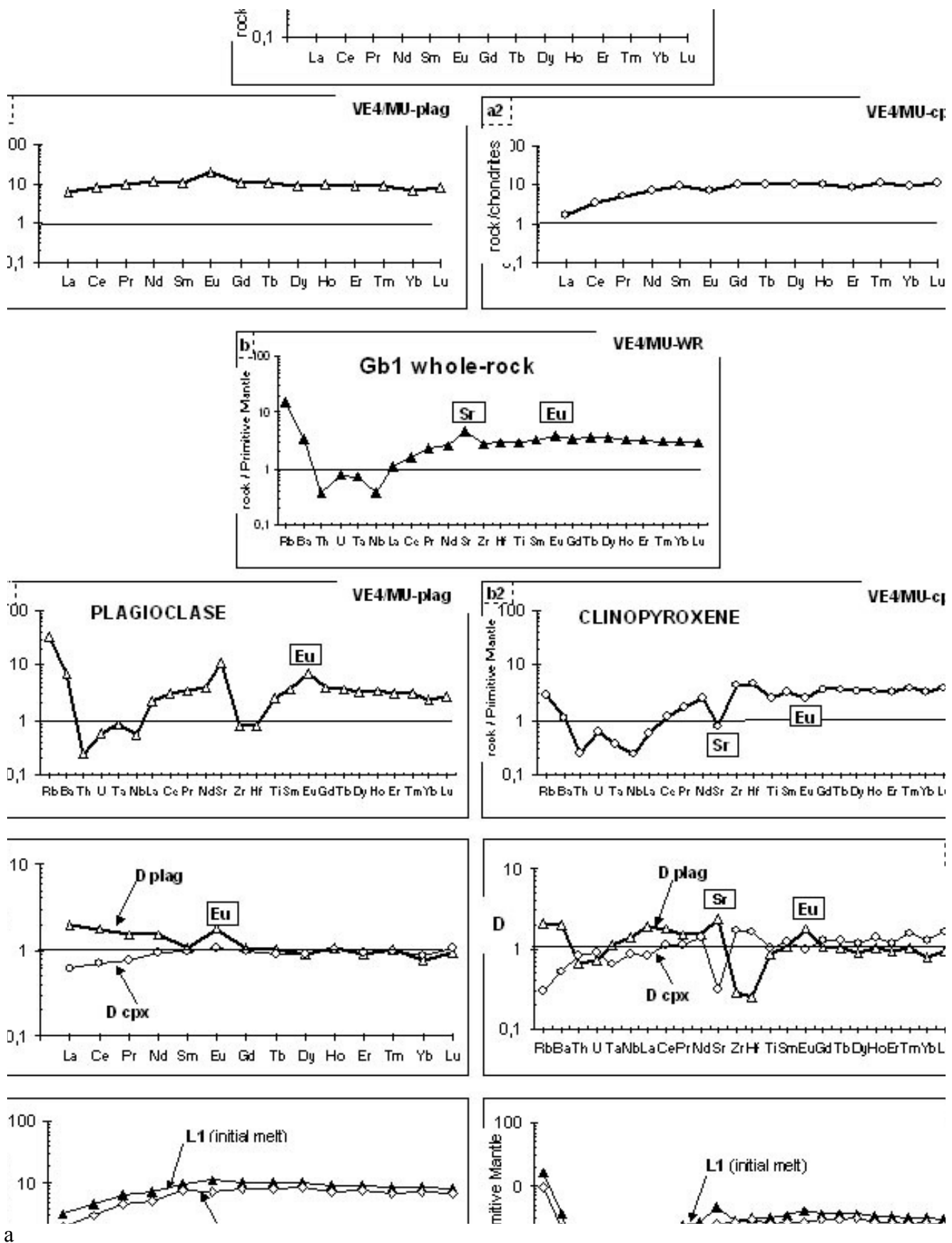
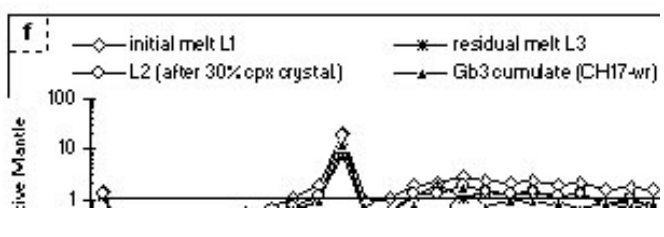
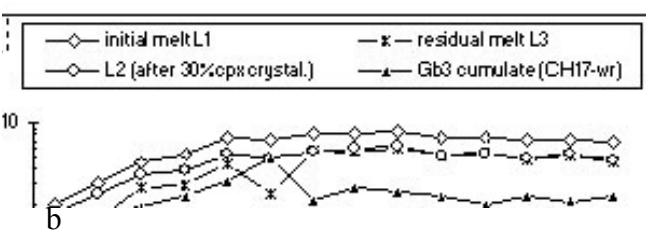
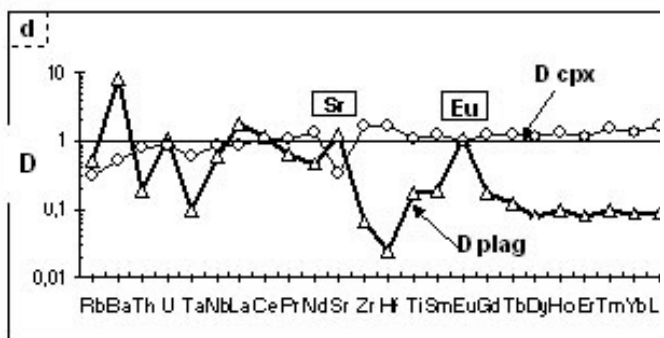
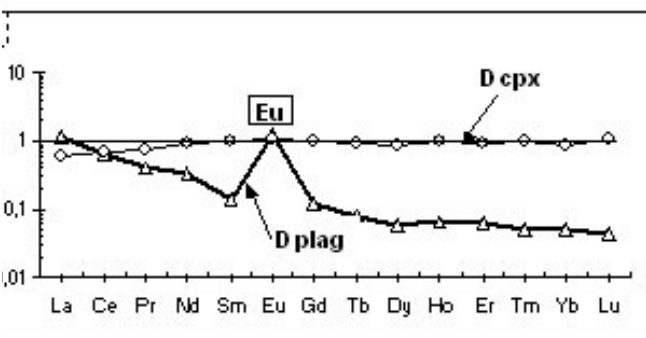
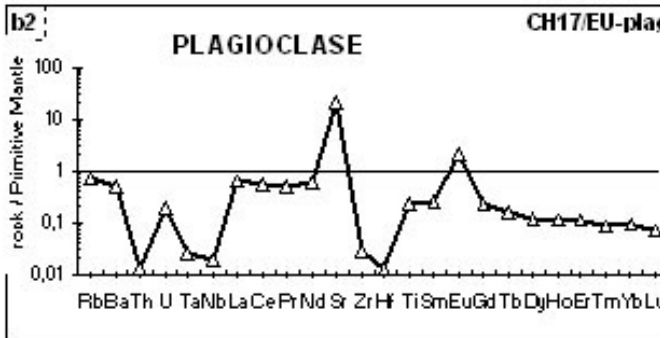
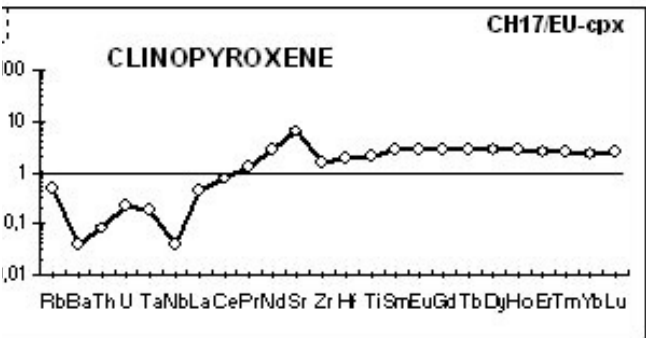
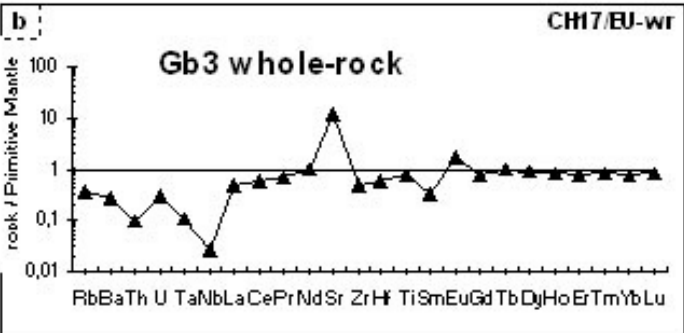
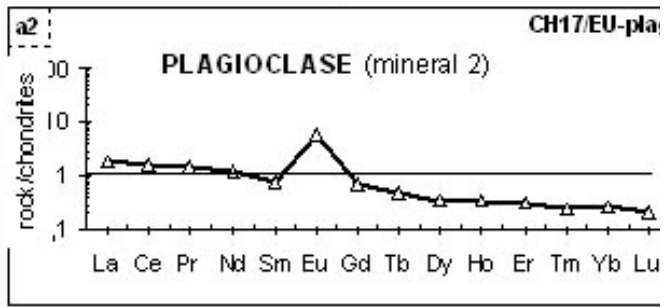
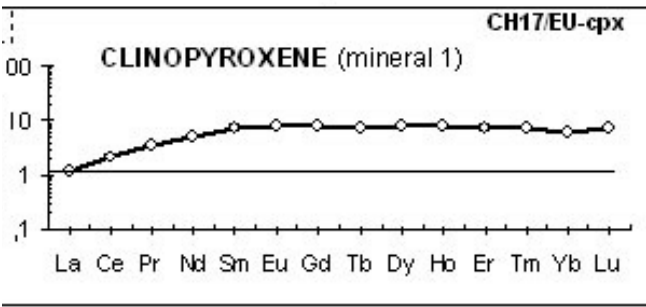
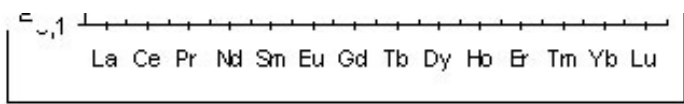


Fig. 11. Ch-normalized REE and PM-normalized TE spidergrams reporting different results obtained from (A) the Gb1 gabbro VE4/MU (St-Véran - Queyras) and (B) the Gb3 gabbro CH17/EU (Chenaillet-Montgenèvre). In each figure A and B, a and b concern the whole-rocks, a1/a2 and b1/b2 concern the plag and cpx separates, c and d concern the calculated partition coefficients for REE and TE of these minerals, e and f the calculated REE and TE contents of successive melts during crystallization (see text for more explanations).



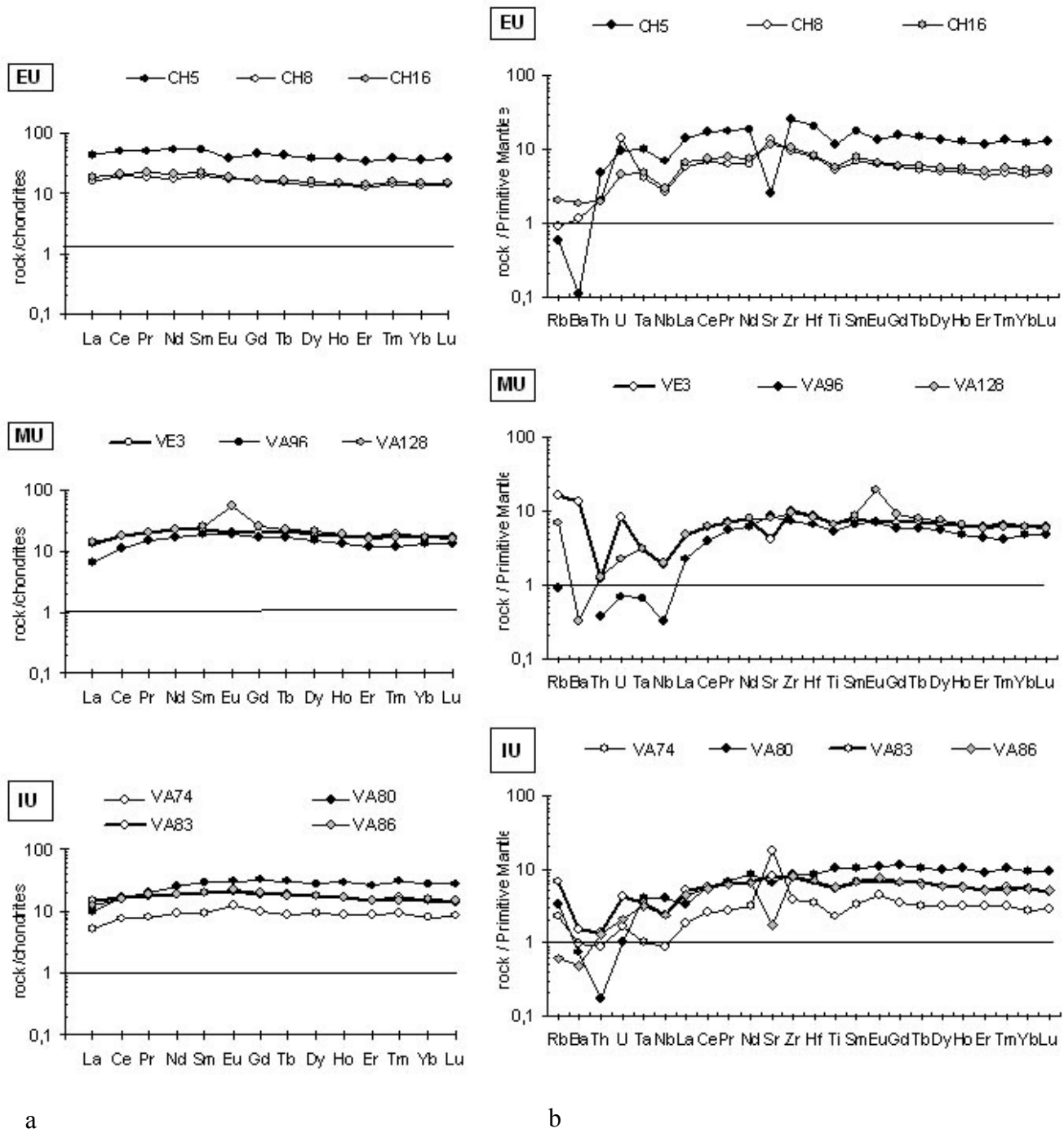


Fig. 12. Spidergrams for basalt whole-rocks. a : Ch-normalized REE spidergrams; b : PM-normalized TE spidergrams.

scattered patches of epidote. Therefore it was not difficult to separate 200-400 μ m clean fractions of white Plag and dark brown Cpx under the binocular after magnetic separation.

In each gabbro, Ch-normalized REE and PM-normalized TE spidergrams of Cpx and Plag (Table 4, Fig. 11A/B) are similar to those from recent or ancient oceanic gabbros (Casey, 1997; Rampone et al., 1997; Cortesogno et al., 2000). The whole-rock pattern is reconstructed using the modal proportions of Cpx and Plag since these phases comprise the main contribution to the overall rock content (Cortesogno et al., 2000 and references therein). As underlined by Cortesogno et al. (2000), metamorphism is isochemical for trace elements at the mineral scale inasmuch as *pseudomorphosed* primary minerals kept the same crystalline structure (Gb3 Ca-rich Plag transformed in Na-rich Plag). So the fluid catalyst of metamorphism, which lead to major element exchange between minerals, did not lead to any significant loss or gain in most of trace elements, except some gains in Rb and Ba which are not observed in Plag and Cpx from recent oceanic gabbros.

In Gb1 (VE4/MU), the Plag displays a rather flat REE pattern with a slight Eu positive anomaly; the Cpx has a LREE-depleted pattern ($La/Yb_N = 0.18$) with a slight Eu negative anomaly (Fig. 11Aa1/a2). Considering that (1) Plag has a mineral/liquid partition coefficient for Eu ($^{Plag/liq}D_{Eu}$) at crustal depth relatively high compared to the other REE (Rampone et al., 1997; our calculations), whereas it is not the case for Cpx (Casey, 1997 and references therein; our calculations), and (2) the whole-rock displays a REE spidergram without any Eu anomaly and a total REE content *similar to that of a basalt* of the same sequence (see § 5.3.4 below and Fig. 11Aa/b), the whole-rock Gb1 represents an initial mafic melt ($L1_{Gb1}$), and not a cumulate. Also Plag *began* to crystallize before Cpx. Therefore, $^{Plag/liq}D_{REE}$ (Table 4; Fig. 11Ac) were calculated from $L1_{Gb1}$. Based on the modal composition of Gb1 (20% Plag and 80% Cpx), $^{Cpx/liq}D_{REE}$ (Table 4; Fig. 11Ac) were calculated from $L2_{Gb1}$, the residual liquid after Plag formation. Both these $^{mineral/liq}D_{REE}$ patterns (Fig. 11Ac) are rather similar to that found experimentally for minerals crystallised in basaltic melts at crustal depth (Irving and Frey (1984) for Cpx; Arth (1976) for Plag), except that : (a) $^{Cpx/liq}D_{LREE}$ and $^{Cpx/liq}D$ values for Rb, Ba, Th, Ta and Nb (no values for U in the literature) (Fig. 11Ad) are slightly higher than in experiments; (b) REE are all compatible in Plag, whereas they are incompatible in experiments (Rampone et al., 1998). To understand the reasons of such differences, it is important to keep in mind (1) the similarity of the PM-normalized TE spidergrams of the studied Cpx, Plag and whole-rock with those from Mid Atlantic Ridge gabbros (Cortesogno et al., 2000), indicating that the observed trace element compositions are common; (2) most of D values from the literature for basaltic Plag and Cpx come from experiments or from natural continental basalts partially crystallized during their ascent; (3) such high $^{Plag/liq}D_{REE}$ values with similar patterns are only reported in granitic leucosomes segregated from a low-pressure migmatite (Bea et al., 1994). Therefore the most simple reason for these somewhat high $^{Plag/liq}D$ and $^{Cpx/liq}D$ values is a rather low pressure of crystallisation, lower in any cases than the pressure of experiments and of early crystallisation of continental basalts.

In Gb3 (CH17/EU)(Fig. 11Ba2), the Plag is strongly LREE-enriched ($La/Yb_N = 6.9$) with a strong Eu positive anomaly and a total REE content much lower than in Plag Gb1. The Cpx (Fig. 11Ba1) displays a LREE-depleted regular pattern without any Eu anomaly and a rather high total REE content similar to that of Cpx Gb1. This means that Cpx crystallised before Plag and from an initial liquid $L1_{Gb3}$ similar in composition to $L1_{Gb1}$. $^{Cpx/liq}D_{REE}$ in Gb3 is thus assumed to be the same as in Gb1, which enables us to calculate the REE content of $L1_{Gb3}$ (Fig. 11Be). This is typical of a N-MOR basalt apart for a significant Sr anomaly. As the REE content of Gb3 is much lower (only 2 X C1) than in Gb1 and basalts in general (Fig. 12a), the gabbro Gb3 represents a cumulate ($C_{Gb3} = 30\% \text{ Cpx} + 70\% \text{ Plag}$), which explains in return its strong positive Sr and Eu anomalies. The REE content of the residual liquid $L2_{Gb3}$, after crystallisation of 30% Cpx from $L1_{Gb3}$, is taken to be in equilibrium with Plag Gb3, and has been computed to be intermediate between $L1_{Gb3}$ and C_{Gb3} . The computed $^{Plag/liq}D_{REE}$ in Gb3 (Fig. 11Bc) are below 1 and show

	Rb	Sr	86 Sr	87Rb / 86Sr	87Sr / 86Sr	(2s)	ε Sro	87Sr/86Sr 142 Ma	εSr(142Ma)	
<i>Whole-rocks</i>										
<i>Serp. Peridotites</i>										
VA94X /IU	0,21	6,649	7,5	0,0915	0,708944	28	62	0,708760	62	Rb and Sr are from ICP-MS
VA72 /IU	0,22	1,543								
VA140 /MU	0,48	2,016								
VE1 /MU	0,13	2,4483	2,8	0,1514	0,706948	40	34	0,706642	32	
CH13 /EU	1,25	8,82	9,9	0,4104	0,706225	30	23	0,705397	14	
<i>Gabbros</i>										
VA99 /IU	3,16	197	221,7	0,0465	0,706861	28	34	0,706767	34	
VE4 /MU	10,14	82	92,3	0,3579	0,705066	23	8	0,704344	-1	
CH17 /EU	0,22	248	279,1	0,0025	0,703163	41	-19	0,703158	-18	
<i>Basaltes</i>										
VA86 /IU	0,39	177	199,2	0,0064	0,704113	17	-5	0,704100	-4	
VA80 /IU	2,13	138	155,3	0,0448	0,708853	24	62	0,708763	62	
CH5 /EU	0,36	249	280,2	0,0042	0,704682	30	3	0,704674	4	
<i>Gabbro minerals</i>										
Cpx-VE4 /MU	1,57	16,5	18,6	0,2753	0,704856	18	5	0,704300	-1	
Plag-VE4 /MU	20,28	232	261,1	0,2531	0,705001	13	7	0,704490	1	
Cpx-CH17 /EU	0,28	74,1	83,4	0,0111	0,703323	26	-17	0,703301	-16	
Plag-CH17 /EU	0,46	428	481,6	0,0031	0,703086	23	-20	0,703080	-19	
	Nd	Sm	Sm 147	147Sm / 144Nd	143Nd / 144Nd	(2s)	ε Nd	143Nd/144Nd(142 Ma)	εNd(142Ma)	
<i>Whole-rocks</i>										
<i>Serp. Peridotites</i>										
VA94X /IU	0,31	0,1708	0,171	0,334						
VA72 /IU	0,39	0,2461	0,247	0,383	0,513028	72	7,6	0,512672	4	
VA140 /MU	0,93	0,2122	0,213	0,138						
VE1 /MU	0,40	0,204	0,204	0,309						
CH13 /EU	0,44	0,1694	0,170	0,234	0,513048	33	8,0	0,512830	7	
<i>Gabbros</i>										
VA99 /IU	3,21	1,2193	1,222	0,230	0,513057	12	8,2	0,512843	8	
VE4 /MU	3,52	1,4662	1,469	0,253	0,513107	35	9,1	0,512872	8	
CH17 /EU	1,12	0,4797	0,481	0,261	0,513128	26	9,6	0,512886	8	
<i>Basaltes</i>										
VA86 /IU	8,81	2,9346	2,940	0,202	0,513097	9	9,0	0,512909	9	
VA80 /IU	11,78	4,5485	4,558	0,234	0,513008	18	7,2	0,512790	7	
CH5 /EU	24,66	7,9803	7,996	0,196	0,513059	15	8,2	0,512877	8	
<i>Gabbro minerals</i>										
Cpx-VE4 /MU	3,34	1,4	1,403	0,254	0,513083	28	8,7	0,512847	8	
Plag-VE4 /MU	5,26	1,55	1,553	0,179	0,513112	14	9,2	0,512946	10	
Cpx-CH17 /EU	2,33	1,15	1,152	0,299	0,513159	24	10,2	0,512881	8	
Plag-CH17 /EU	0,57	0,115	0,115	0,122	0,512995	39	7,0	0,512882	8	

Rb and Sr are from ICP-MS

Table 5. Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data on whole-rocks of serpentized peridotites, gabbros, dolerites and basalts, and on mineral separates of gabbros from the Tethyan lithosphere of the Western Alps in the External Unit (EU)(Chenaillet), the Middle Unit (MU)(St-Véran in Queyras) and the Internal Unit (Avérole and Gastaldi in Vanoise)

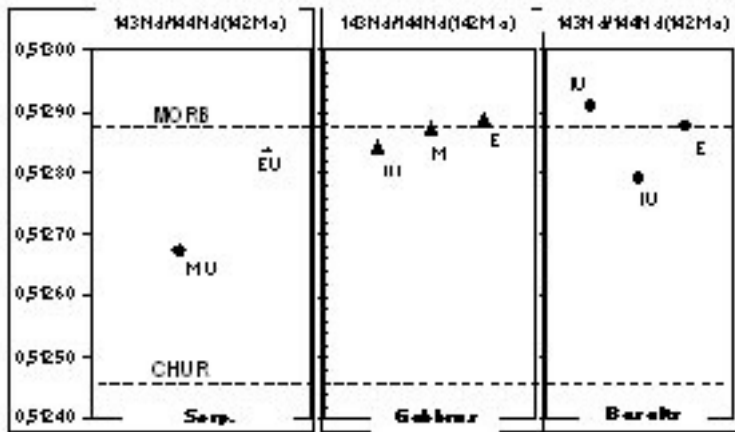


Fig. 13. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (142Ma) isotopic ratios obtained on representative whole-rock samples of serpentinized peridotites, gabbros and basalts from the Internal eclogitic Unit (IU), the Middle blueschist Unit (MU) and the External barely metamorphic Unit (EU). Dotted lines indicate MORB and CHUR values at 142 Ma for comparison.

the same patterns as experimental D_{REE} (Tiepolo et al., 1997) apart from their much higher $^{\text{Plag/liq}}D_{\text{LREE}}$ and $D_{\text{La}}/D_{\text{Yb}}$. They strongly differ from those found in Gb1, but such differences also exist between D values obtained from different experiments of Plag in basaltic liquids (in Rampone et al., 1998). The PM-normalized TE patterns of Cpx and Plag are similar to those determined in the Mid-Atlantic Ridge gabbros (Cortesogno et al., 2000). The only minor difference is a positive, and not negative, Sr anomaly in Cpx, which implies that the initial liquid L1_{Gb3} was itself significantly Sr-enriched. A Sr gain by marine alteration is doubtful inasmuch as Sr content in Gb3 Plag is not higher than in Gb1. As for REE, computed $^{\text{Plag/liq}}D_{\text{TE}}$ in melt L2_{Gb3} are different from those in melt L1_{Gb1} (Fig. 11Bd), being much lower and below 1 in general except for Ba, U, La, Ce, Sr and Eu. The fact that $^{\text{Plag/liq}}D_{\text{U}}$ is close to 1 and much higher than D_{Th} and D_{Ta} (with $D_{\text{Th}} > D_{\text{Ta}}$) explains the appearance of a positive U anomaly in the cumulate Gb3. That anomaly did not exist in the initial melt L1_{Gb3} , and did not exist any more, after the formation of the cumulate, in the TE calculated content of the residual liquid L3_{Gb3} (Fig. 11Bf). Compared to both the initial melt and the cumulate TE composition, this ultimate and residual melt is strongly depleted, and not enriched as usually expected, in the most incompatible elements (Ba included), slightly depleted in Eu but always strongly enriched in Sr.

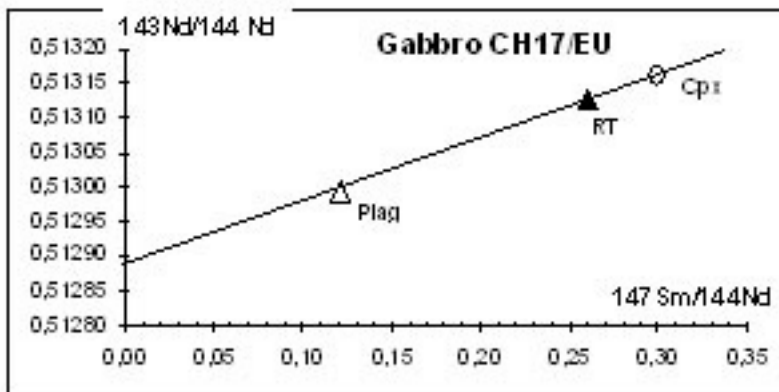


Fig. 14. Nd-Sm internal isochron obtained on whole-rock, cpx and plag separates in the Gb3 gabbro CH17/EU.

From all these observations, the TE (REE included) signature of gabbros Gb2 suggests they are cumulates as Gb3, but with a higher percentage of Cpx than that of Plag.

5.3.4. Basalts and dolerites

Ch-normalized REE patterns for basalts and dolerites (Table 3c; Fig. 12a) are regular and very homogeneous with a total REE content around 10 to 20 times Ch abundance (up to 50 X in only one sample). *No discrimination can be made according to the metamorphic grade of samples.* They are most often weakly LREE-depleted (La/Yb_N down to 0.36 with $\text{La/Sm}_N < 1$), and sometimes LREE-enriched (La/Yb_N up to 1.26 with $\text{La/Sm}_N < 1$) as in the External Unit. Only one sample (VA128/MU) displays a positive Eu anomaly. These patterns are similar, not only to those of gabbros Gb1 which represent initial liquid compositions, but also to those of recent MAR basalts (Le Roex et al., 1996; Casey, 1997; Kempton and Casey, 1997). The absence of any negative Eu anomaly excludes a genetic relationship by crystal fractionation between basalts and gabbro cumulates.

PM-normalized TE spidergrams (Fig. 12b) are similar regardless of the metamorphic grade, with a regular depletion in the most incompatible elements except for Rb. A few positive or negative anomalies in Ba, U, Sr and Eu exist but without any systematic relationships between them, or with a LREE enrichment if present. These anomalies cannot be explained by mineral fractionation except in a dolerite dyke (CH5/EU): indeed with a very high TE content (15- to 20 X PM), a LREE enrichment correlated with negative Sr and slight Ti anomalies, this basalt would represent a residual liquid after crystallization of olivine and/or orthopyroxene (using partition coefficients in Casey, 1997). The other basalts should represent primitive liquids coming from low-degree partial melting of an already residual mantle. The weak variations in the TE abundance and the REE fractionation from one sample to another may be explained by different melting degrees (5-10%) at shallow depth of a spinel-facies mantle source (Vanucci et al., 1993; Kempton and Casey, 1997) or/and a source effect (see "Isotope chemistry" below). The isolated U, or Sr, or Eu enrichments remain unexplained. This primitive feature of basalts and the absence of any relationship by differentiation between gabbros and basalts in the Tethyan ophiolites were already underlined by Elter (1975), Gianelli and Principi (1997), Bertrand et al. (1987 and references therein), Rampone et al. (1977; 1998) based on geochemical data and their field relationships.

5.4. Sr and Nd isotopic geochemistry

The Sr and Nd whole-rock compositions of serpentized peridotites, gabbros, basalts and dolerites, as well as those of Cpx and Plag separates of gabbros are listed in Table 5. A decay correction, assuming an age of 142 Ma (Upper Jurassic) for emplacement of the gabbros, has been applied. This age has been obtained with a Sm-Nd isochron on mineral separates and whole-rock (Fig. 14).

5.4.1. Serpentized peridotites

Due to the very low REE contents of these rocks, both Sr and Nd isotopic ratios were determined on only one sample (CH13/EU). Sr or Nd isotopic ratios were obtained on the four other samples. They belong to different metamorphic units, including low (CH13/EU) to medium (VA140 and VE1/MU) and high grades (VA72 and VA94X/IU). $\text{Sr}_{142\text{Ma}}$ isotopic compositions are rather heterogeneous ($87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.70876$ to 0.70540) and higher than in MORB-type mantle. They result from interaction with sea-water, accounting its Sr isotopic ratio during Jurassic times (Stille et al., 1989). The only two $\text{Nd}_{142\text{Ma}}$ isotopic compositions obtained on serpentized peridotites (Fig. 13) are scattered and somewhat lower [$\epsilon\text{Nd}_{142\text{Ma}} = 4.2(\text{IU})$ and $7.3(\text{EU})$] than those of MORB-type mantle. Such values are also reported in other sub-oceanic basements (Lanzo: Bodinier et al. 1991; External Ligurides: Rampone and Piccardo, 1999) and in the European sub-continental lithosphere (southern Eastern Carpathians: Vaselli et al. 1995; Ivrea

zone: Obermiller et al. 1994; Ronda: Reisberg et al. 1989).

5.4.2. *Gabbros and minerals separates*

Sr and Nd isotopic ratios were determined on three gabbro samples and their respective Cpx and Plag separates, each sample coming from a different metamorphic unit from low (CH17/EU) to medium (VE4/MU) and high grades (VA99/IU). Only the whole-rock and Cpx and Plag separates of a barely metamorphic gabbro (CH17/EU) yield a well-defined internal Sm-Nd isochron of 142 ± 23 Ma (Fig. 14) with an initial $\epsilon_{Nd}(142) = 9.0$. This age is close to the U/Pb ages obtained on zircon fractions of a leucodioritic vein (156 ± 3 Ma) and an alkaline syenite (albitite) sill (148 ± 2 Ma) from the same ophiolitic complex (Costa and Caby, 2001). The slight scattering of all Nd isotopic ratios (Fig. 13) around the MORB value is consistent with a MORB-type mantle source.

5.4.3. *Basalts and dolerites*

Sr and Nd isotopic ratios have been analysed on three samples, each of them coming from a different metamorphic unit from low (dolerite dyke CH5/EU) to high grades (basalts VA80/IU and VA86/IU). Nd isotopic ratios of these basic rocks (Fig. 13) are within the MORB range ($6.5 < \epsilon_{Nd}(142\text{Ma}) < 8.9$), similar to the values of gabbros from the same area but higher than those of underlying serpentinites. As for the other lithologies, the higher than expected Sr isotopic ratios are assumed to record seawater contamination.

On the whole, the Nd isotopic ratios appear to be pristine (except for sample VA72; its high $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ could suggest a bit of seawater contamination). They confirm that magmatic and mantle rocks of the alpine Tethys are not cogenetic, while gabbros and basalts have a common residual mantle source.

6. Conclusions

The petrographic and thermobarometric studies confirm the pro- and retro-grade metamorphic evolution recorded by the Internal and Middle Units of the Schistes Lustrés complex, representing different parts of the Tethys. Subduction dragged these units down to 13 ± 1 Kbar and 490 ± 50 °C in the eclogitic facies, while accretion process during collision led to an exhumation in two stages: first up to 7-10 Kbar at 470 ± 30 °C in the lower epidote blueschist facies, then up to 4-6 Kbar at 250-350 °C in the greenschist facies. The barely metamorphosed External Unit escaped subduction and is the only representative of the Jurassic primary oceanic lithosphere in the Western Alps.

The chemical and Sm-Nd isotopic data on whole-rocks of the different metamorphic grades show that, compared to similar lithologies from recent oceans, i.e. lithologies having suffered oceanic alteration only, whole-rocks preserved their major element compositions, and did not suffer any significant gain or loss of most of trace elements, nor Sm and Nd isotope exchange. Chemistry of Plag and Cpx separates of gabbros from low and medium grade units indicate that metamorphism is isochemical at mineral scale inasmuch as the pseudomorphosed primary minerals kept the same crystallographic structure. Thus despite successive hydration, dehydration and rehydration processes, no significant trace element and Sm-Nd isotopic loss or gain due to fluid circulation can be identified. This leads us to consider that no significant transfer of elements occurred to the mantle wedge during subduction of the Tethys, even at depth where eclogites were formed.

As already emphasized by Früh-Green et al (1990), then Scambelluri and Philippots (2001 and references therein) through a synthesis of numerous studies on fluid behaviour, metamorphism appears to be much less aggressive than oceanic alteration, this last process being responsible for the loss of some major elements and Sr isotopic exchanges, specially in the more hydrated rocks as the

serpentinized peridotites. Fluids do not move over large scales and remain trapped in fluid inclusions of the metamorphic rocks, eclogites included. No evidence of fluid transfer from the oceanic slab to the mantle wedge is detectable during subduction *and* exhumation.

“To explain this apparent controversy between the evidence of limited fluid flow in eclogitic rocks and the requirements that fluids move from the subducting slab into the mantle” and “generate” the calc-alkaline signature of mafic subduction-related magmas, Scambelluri and Philippot (2001) propose that the exhumed high pressure rocks do not represent the levels where fluids were extracted from the oceanic slab.

Another hypothesis would be that the calc-alkaline signature of mantle sources comes from melting of, not oceanic, but continental eclogites during sub-overthrusting of the lower crust during plate collision well before the eruptions (Serri et al. 1993; Chalot-Prat and Boullier, 1997). From its major and trace element features, but also its Sr and Nd crustal isotopic signatures, the mantle contaminant would originate from a basic polymetamorphic continental crust. It follows that the source of calc-alkaline magmas resides in the subcontinental mantle whatever the geodynamic context of magma genesis, either syn-oceanic subduction (Philippines; Maury et al. 1992), or post-collision (southern Eastern Carpathians; Chalot-Prat and Boullier, 1997). The cause of mantle partial melting would result from mantle decompression during mantle-crust decoupling above a strong asthenospheric heat flux (Chalot-Prat and Girbacea, 2000).

Therefore trace element and Nd isotope geochemistry of barely to highly metamorphic mantle and magmatic rocks, constrained by their petrography, can be used to investigate their petrogenesis and enlarge our knowledge of the Tethyan oceanic lithosphere.

The most interesting results concern the signature of the sub-oceanic mantle. For the whole studied segments, serpentinized mantle retained the signature of a depleted mantle, metasomatized by U-, Th- and LREE- enriched melts of continental crustal origin, suggesting a sub-continental history before its exhumation at ocean floor as demonstrated with other types of studies (Lagabrielle and Lemoine, 1997 and references therein; Rampone et al. 1995, 1996, 1998; Rampone and Piccardo, 1999).

Gabbros are mainly cumulates, but a number of them represent primary melts. Partition coefficients obtained for Plag and Cpx support a shallow pressure crystallization of these intrusives, thus a trace element impoverishment, and not an enrichment as usually expected, of residual melts. As already demonstrated in previous papers, basalts are similar to N-MORB and are not related to gabbros by fractional crystallization. Both intrusives and extrusives originate from a same residual asthenospheric mantle source. Therefore the mantle basement and the magmatic rocks are not genetically related in the whole studied segments of the Alpine Tethys.

Acknowledgements. This study has been performed from 1997 to 2000 in the frame of the north and south Transects of the Geofrance 3D project. We acknowledge J.M. Bertrand (Chambéry Univ.) and J.M. Lardeaux (Lyon Univ.) for their interest in the project and their financial assistance. S. Fudral (Chambéry Univ.) and Y. Lagabrielle (Brest Univ.) are warmly thanked for having accepted to guide FCP for her first steps respectively in the Vanoise and the St Véran (Queyras) areas. FCP acknowledges G. Ferry and F. Ferry for their precious help for mapping some key-sectors in the Vanoise area. JG acknowledges JM Lardeaux (Lyon Univ.) and S. Fudral (Chambéry Univ.) for their support, their comments and corrections on the chapters concerned with the metamorphism study. FCP and AL acknowledge J. Carignan and D. Yeghicheyan (SARM, CRPG), and L. Reisberg and C. Spatz (Isotope Lab, CRPG) for their element and isotope analyses on whole rocks and mineral separates. J. Touret and L. Reisberg are warmly thanked for their remarks and constructive comments on an early version of this paper. This paper was largely improved with the constructive and pertinent reviews of L. Morten, an anonymous reviewer and S.

Foley, editor. We acknowledge S. Barnes for her correction of the english form of this paper.

References.

- Agard, P., Jolivet, L., Goffé, B., 2001. Tectonometamorphic evolution of the schistes lustrés complex : implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the Western Alps. *Bul. Soc. Geol. France*, 5, 617-636.
- Alard, O., Dautria, J.M., Bodinier, J.L., 1996. Nature du manteau supérieur et processus métasomatiques de part et d'autre du Sillon Houiller (Massif Central). *C R Acad. Sci. (Paris)*, 323, 763-770.
- Arth, J.G., 1976. Behaviour of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications. *Journ. Res. U.S. Geol. Survey* 4, 41-47.
- Balleve, M., 1988. Collision continentale et chemins P-T. L'unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales^o). *Mém. Doc. Centre Armoricaïn d'étude structurale des socles*, 19, 340 pp.
- Barfèty, J.C., Lemoine, M., Mercier, D., Polino, R., Nievergelt, P., Bertrand, J., Dumont, T., Amaudric du Chaffaut, S., Pècher, A., Monjuvent, G., 1996. Carte géol. France (1/50 000), feuille Briançon (823). Orléans: BRGM. Notice explicative by Barfèty JC, Lemoine M, de Graciansky PC, Tricart P, Mercier D et coll. 180 pp.
- Barling, J., Hertogen, J., Weis, D., 1997. Whole-rocks geochemistry and Sr-, Nd- and Pb-isotopic characteristics of undeformed, deformed and recrystallized gabbros from sites 921, 922 and 923 in the MARK area. *Proc. ODP, Sci Results*, 153. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 351-363.
- Bea, F., Pereira, M.D., Stroh, A., 1994. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation ICP-MS study). *Chem. Geol.* 117, 291-312.
- Bermann R.G., Perkins E.H., 1987. GEO-CALC: software for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams. *Amer. Mineral.* 72, 861-862
- Bertrand, J., Courtin, B. and Vuagnat, M., 1981. Le massif ophiolitique du Montgenèvre Haute Alpes, France, et province de Turin, Italie : données nouvelles sur un vestiges de manteau supérieur et de croûte océanique liguro-piémontais. *Bull Suisse Mineral Pétrogr*, 61, 305-322.
- Bertrand, J., Courtin, B., Vuagnat, M. 1982. Elaboration d'un secteur de lithosphère océanique liguro-piémontaise d'après les données de l'ophiolite du Montgenèvre, Hautes Alpes, France, et province de Turin, Italie. *Ophioliti*, 7, 155-196.
- Bertrand, J., Dietrich, V., Nievergelt P., Vuagnat M., 1987. Comparative major and trace element geochemistry of gabbroic and volcanic rocks sequences, Montgenèvre ophiolite, Western Alps. *Schweiz Mineral Petrog Mitt*, 67, 147-169.
- Bertrand, J., Nievergelt, P., Vuagnat, M. 1985. Interpretation paléo-océanique d'une série pélagique à matériel ophiolitique : la Série de Chabrières, complexe de base du massif ophiolitique de Montgenèvre (Alpes Occidentales). *C R Acad Sci (Paris)*, 301, série II, 16.
- Biino, G., Pognante, U., 1989. Paleozoic continental type gabbros in the Grand-Paradiso nappe (Western Alps, Italy) : early Alpine eclogitization and geochemistry. *Lithos*, 24, 3-19
- Bodinier, J.L., Guiraud, M., Dupuy, C., Dostal, J., 1986. Geochemistry of basic dykes in the Lanzo massif (Western Alps): petrogenetic and geodynamic implications. *Tectonophysics* 128, 77-95.
- Bodinier, J.L., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F. 1991. Continental to oceanic mantle transition - REE and Sr-Nd isotopic geochemistry of the Lanzo lherzolite massif. *J Petrol, Spec. Lherzolites Issue*, 191-210.
- Bohlen, S.R., Boettcher, A.L., 1982. The quartz-coesite transformation : a precise determination and the effect of other component. *J Geophys Res.* 87, 7083-7078.
- Boillot, G., Coulomb, C., 1998. La déchirure continentale et l'ouverture océanique; Géologie des marges passives. *Gordon and Breach Sci. Publ.*, 208 pp.
- Caby, R., 1995. Plastic deformations of gabbros in a slow-spreading mesozoic Ridges : Example of the Montgenèvre Ophiolite, Western Alps. *Workshop « Mantle and Lower Crust Exposed in Oceanic Ridges and in Ophiolites »*, 123-145.
- Caritat, P., Hutcheon, I., Walshe, J.L. 1993. Chlorite geothermometry : a review. *Clay and Clay Minerals*, 41/2, 219-239.
- Carswell, D.A., 1990. Eclogite facies rocks. Blackie, GLNasgow and London, 396 pp
- Casey, J.F., 1997. Comparison of major-and trace-element geochemistry of abyssal peridotites and mafic plutonic rocks with basalts from the MARK region of Mid-Atlantic Ridge. In: *Proc. ODP, Sci Results*, 153. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp 181-241.

- Chalot-Prat, F., Boullier, A.M., 1997. Metasomatic events in the subcontinental mantle beneath the Eastern Carpathians (Romania): new evidences from trace elements. *Contrib. Mineral. Petrol.* 129, 284-307.
- Chalot-Prat, F., Arnold, M., 1999. Immiscibility between calcio-carbonatitic and silicate melts and related wall rock reactions in the upper mantle: a natural case study from Romanian mantle xenoliths. *Lithos*, 46/4, 627-659.
- Chalot-Prat, F., Girbacea, R., 2000. Partial delamination of continental mantle lithosphere, uplift-related crust-mantle decoupling, volcanism and basin formation: a new model for the Pliocene-Quaternary evolution of the southern East-Carpathians, Romania. *Tectonophysics* 327, 83-107.
- Charpentier, S., Kornprobst, J., Chazot, G., Cornen, G., Boillot, G., 1998. Interaction entre lithosphere et asthenosphère au cours de l'ouverture océanique: données isotopiques préliminaires sur la marge passive de Galice (Atlantique Nord). *C R Acad. Sci. (Paris)*, 326, 757-762.
- Chopin, C., 1981. Mise en évidence d'une discontinuité de métamorphisme alpin entre le Massif du Grand Paradis et sa couverture allochtone (Alpes occidentales françaises). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 23/7, 297-301.
- Cortesogno, L., Gaggero, L., Zanetti, A., 2000. Rare earth and trace elements in igneous and high-temperature metamorphic minerals of oceanic gabbros (MARK area, Mid-Atlantic Ridge). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 139, 373-393.
- Costa, S., Caby, R., 2001. Evolution of the Ligurian Tethys in the Western Alps: Sm/Nd and U/Pb geochronology and rare earth element geochemistry of the Montgenèvre ophiolite (France). *Chem. Geol.*, 175, 449-466.
- Desmons, J., Aprahamian, J., Compagnoni, R., Cortesogno, L., Frey, M., 1999. Alpine metamorphism of the Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 79, 89-134.
- Desmurs, L., 2001. Mafic and ultramafic rocks along the ocean-continent-transition; magmatic emplacement and exhumation processes: examples from the Platta nappe, Grisons, SE Switzerland., unpublished thesis, ETH Zürich, Prom., 14429, 179 pp.
- Desmurs, L., Manatschal, G., Bernoulli, D., 2001. The Steinmann Trinity revisited: mantle exhumation and magmatism along an ocean-continent transition: the Platta nappe, eastern Switzerland. In: non-volcanic rifting of continental margins: evidence from land and sea. Wilson, R. C. L., Whitmarsh, R. B., Taylor, B. and Froitzheim, N.(eds). *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 187, 235-266.
- Deville, E., Bertrand, J.M., Broudoux, B., Caby, R., Dalpiaz, G.V., Ellenberger, F., Guillot, F., Jaillard, E., Marion, R., Niemeyer H., Polino, R., Raguin, E., Raoult, J.F., Robert, D., 1991. Carte géol. France (1:50000), feuille Tignes (752), Orléans: BRGM. Notice explicative by Deville E et coll., 48 pp.
- Deville, E., Fudral, S., Lagabrielle, Y., Marthaler, M., Sartori, M., 1992. From oceanic closure to continental collision: a synthesis of the «Schistes Lustrés» metamorphic complex of the Western Alps. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 104, 127-139.
- Ellis, D.J., Green, D.H., 1979. An experimental study on the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe/Mg exchange equilibria. *Contr Miner Petrol* 71: 13-22.
- Elter, P., 1975. L'ensemble ligure. *Bull. Soc. Géol. France* 6, 984-997.
- Evans, B.W., 1990. Phase relation of epidote-blueschists. *Lithos*, 25, 3-23.
- Froitzheim, N., Eberli, G. 1990. Extensional detachment faulting in the evolution of a Téthys passive continental margin, eastern Alps, Switzerland. *Geol Soc Amer. Bull.* 102, 1297-1308.
- Früh-Green, G.L., Weissert, H., Bernoulli, D., 1990. A multiple fluid history recorded in alpine ophiolites. *J. Geol. Soc., London*, 147, 959-970.
- Fudral, S. 1998. Etude géologique de la suture téthysienne dans les Alpes franco-italiennes nord-occidentales de la doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg-Saint-Maurice (France). *Mém. de Géol. Alpine Grenoble*, 29, 2 vol.
- Fudral, S., Deville, E., Pognante, U., Gay, M., Fregolent, G., Lorenzoni, S., Robert, D., Nicoud, G., Black, C., Jayko, A., Jaillard, E., Bertrand, J.M., Forno, M.G., Massazza, G. 1994. Carte géol. France (1/50 000), feuille Lanslebourg-Mont-d'Ambin (776). Orléans: BRGM. Notice explicative by Fudral S et al., 94 pp.
- Gaggero, L., Gazzotti, M., 1996. Primary and secondary oxydes, sulfides and accessory minerals in Mid-Atlantic gabbros: *Mineral. Petrol. Ofioliti*, 21, 105-116
- Gianelli, G., Principi, G., 1977. Northern Apennines ophiolite: an ancient transcurrent fault zone. *Soc. Geol. Ital.*, 96, 53-58.
- Gilbert, M.C., 1966. Synthesis and stability relations of hornblende ferro-pargasite. *Am. J. Sci., Reviews Mineral.*, 7, 309-339.
- Goffé, B., Velde, B., 1984. Contrasted metamorphic evolutions in thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps) : a model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblage. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 351-360.
- Gopel, C., Allegre, C., Xu, R.-H., 1984. Lead isotopic study of the Sigaze ophiolite (Tibet): the problem of the relationship between magmatites (gabbros, dolerites, lavas) and tectonites (harzburgites). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69, 301-310.

- Graham, C.M., Powell, R., 1984. A garnet-hornblende geothermometer : calibration, testing and application to the Pelona Schist, southern California. *J. Metam. Geol.*, 2, 13-21.
- Grambling, J.A., 1990. Internally-consistent geothermometry and H₂O barometry in metamorphic rocks : the example garnet-chlorite-quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 105, 617-628.
- Green, T.H., Hellman, P.L., 1982. Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and PHEngite at high pressure, and comments on a garnet-PHEngite geothermometer. *Lithos*, 15, 253-266.
- Heinrich, W., Althaus, E., 1998. experimental determination of the reactions $4 \text{ lawsonite} + 1 \text{ albite} = 1 \text{ paragonite} + 2 \text{ zoisite} + 2 \text{ quartz} + 6 \text{ H}_2\text{O}$ and $4 \text{ Lawsonite} + 1 \text{ jadeite} = 1 \text{ paragonite} + 2 \text{ zoisite} + 1 \text{ quartz} + 6 \text{ H}_2\text{O}$. *N. Jahrb. Mineral. Mh.*, 516-528.
- Herman, J., Muntener, O., 1996. Extension-related structures in the Malenco-Margna-system: implications for paleogeography and consequences for rifting and Alpine tectonics. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 76, 501-519.
- Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the earth : the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett.*, 90, 297-314.
- Holland, T.J.B., 1980. The reaction albite = Jadéite + quartz determined experimentally in the range 600 – 1200°C. *Am. Mineral.*, 65, 129-134.
- Holland, T.J.B., Powell, R., 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations : the system K₂-Na₂O-CaO-MgO-MnO-FeO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-C-H₂O. *J. Metam. Geol.*, 8, 89-24.
- Irving, A.J., Frey, F.A., 1984. Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: constraints on partition coefficients and megacrysts genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 1201-1221.
- Jacobsen, S., Quick, G., Wasserburg, A., 1984. A Nd and Sr isotopic study of the Trinity peridotite; implications for mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 361-368.
- Jochum, K.P., McDonough, W.F., Palme, H., Spettel, B., 1989. Compositional constraints on the continental lithospheric mantle from trace elements in spinel peridotite xenoliths. *Nature*, 340, 548-550.
- Kempton, P.D., Casey, J.F., 1997. Petrology and geochemistry of crosscutting diabase dikes, sites 920 and 921. *Proc. ODP, Sci Results*, 153. Ocean Drilling Program, College Station, TX, Sci. Results, 153, 363-377.
- Kempton, P.D., Hunter, A.G., 1997. A Sr-, Nd-, Pb-, O-isotope study of plutonic rocks from MARK, Leg 153: implications for mantle heterogeneity and magma chamber processes. *Proc. ODP, Sci. Results*, 153. Ocean Drilling Program, College Station, TX, Sci. Results, 153, 305-319.
- Kretz, R., 1983. Symbol for rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, 68, 277-279.
- Krogh, E.J., 1988. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer : a reinterpretation of existing experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 44-48.
- Krogh, E.J., Raheim, A., 1978. Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and PHEngite with particular reference to eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 75-80.
- Lagabriele, Y., 1987. Les ophiolites: marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques: le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piemont); comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie. Thèse d'Etat, Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 349 pp.
- Lagabriele, Y., 1994. Ophiolites of the southwestern Alps and the structure of the Tethyan oceanic lithosphere. *Ofoliti*, 19, 413-434
- Lagabriele, Y., Cannat, M., 1990. Alpine jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement. *Geology*, 18, 319-322.
- Lagabriele, Y., Fudral, S., Kienast, J.R., 1989. La couverture océanique de Lanzo (alpes Occidentales): arguments lithostratigraphiques et pétrologiques. *Geodynamica Acta*, 3, 43-55.
- Lagabriele, Y., Lemoine, M., 1997. Alpine, Corsican and Apennine ophiolites: the slow-spreading ridge model. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, 325, 909-920.
- Lardeaux, J.M., Gosso, G., Kienast, J.R., Lombardo, B., 1982. Relation entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes occidentales françaises). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 24/7, 793-800.
- Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *Canad. Mineral.*, 16, 501-520.
- Le Fur, F., 1998. Etude structurales et cinématique d'un réseau alpin de veines de quartz (Plan Bouchet-zone Houillère Briançonnaise). DEA Univ. Grenoble, 22 pp.
- Lemoine, M., Cirio, R., Pellet, G., Keck, R., 1995. Le massif ophiolitique du Chenaillet-Montgenèvre (Alpes franco-italiennes). *Géologie, Flore, Faune*. Ed. Centre Briançonnais de Géologie Alpine.

- Lemoine, M., de Graciansky, P.C., Tricart, P., 2000. De l'océan à la chaîne de montagne, Tectonique des plaques dans les Alpes. Gordon and Breach (eds), Coll Géosciences, 207 pp.
- Lemoine, M., Tricart, P., Boillot, G., 1987. Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): in search of a genetic model. *Geology*, 15, 622-625.
- Lenoir, X., Garrido, C.J., Bodinier, J-L., Dautria, J-M., 2000. Contrasting lithospheric mantle domains beneath the massif Central (France) revealed by geochemistry of peridotite xenoliths. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 181, 359-375.
- Le Roex, A.P., Frey, F.A., Richardson, S.H., 1996. Petrogenesis of lavas from the AMAR Valley and Narrowgate region of the FAMOUS Valley, 36°-37° N on the Mid-Atlantic Ridge. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 124, 167-184.
- Lombardo B., Nervo R., Compagnoni R., Messiga B., Kienast J.R., Mevel C., Fiora L., Piccardo G.B., Lanza R., 1978. Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del Monviso (Alpi Occidentali), *Rend. Soc. It. Min. Petrol.* 34 (2), 253-305.
- Manatschal, G., Bernoulli, D. 1999. Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins: Present-day Galicia and ancient Adria. *Tectonics*, 18, 1099-1119.
- Manatschal, G., Nievergelt, P., 1997. A continent-ocean transition recorded in the Err and Platta nappes (eastern Switzerland). *Eclogae Geol. Helv.*, 90, 3-27.
- Maresch, W.V., 1977. Experimental study on GLN : an analysis of present knowledge. *Tectonophysics*, 43, 109-125
- Massone, H.J., Schreyer, W., 1987. PHEngine geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contrib Miner. Petrol.*, 96, 212-224.
- Maurly, R.C., Defant, M.J., Joron, J.L., 1992. Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths. *Nature*, 360, 661-663.
- Mevel, C., Caby, R., Kienast, J.R., 1978. Amphibolite facies conditions in the oceanic crust: example of amphibolitized flaser gabbro and amphibolites from the Chenaillet ophiolite massif (Hautes Alpes, France). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, 98-108.
- Obermiller, W.A., 1994. Chemical and isotopic variations in the Balmuccia, Baldissero and Finero peridotite massifs (Ivrea zone, N-Italy). PhD thesis, Max Planck Institut, Mainz, 192 pp.
- Pattison, D., Newton, R.C., 1989. Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer. *Contrib Mineral Petrol.*, 101, 356-362.
- Perchuk, L.L., Aranovich, L.Y., Podlesskii, K.K., Lavrant'eva, I.V., Gerasimov, V.Y., Fed'kin, V.V., Kitsul, V.I., Karasakov, L.P., Berdnikov, N.V., 1985. Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. *J. Metam. Geol.*, 3, 265-310.
- Platt, J.P., Lister, G.S., 1985. Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the southern Vanoise massif, French Alps, and their relation to Alpine tectonic event, *J. Structural Geol.*, 7, 19-35.
- Powell, R., Holland, T.J.B., 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer / geobarometer calibration : the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *J. Metam. Geol.*, 3, 231-243.
- Powell, R., Holland, T.J.B., 1988. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations. 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *J. Metam. Geol.*, 6, 173-204.
- Pyle, D.G., Christie, D.M., Mahoney, J.J., Duncan, R.A., 1995. Geochemistry and geochronology of ancient southeast Indian and southwest Pacific seafloor. *J. Geophys. Res.*, 100, 22,261-22,282.
- Rampone, E., 1987. Petrology of basaltic dykes from the Mt Aiona ultramafics (External Ligurides, northern Apennine, Italy). *Ophioliti.*, 12, 507-516.
- Rampone, E., Hofmann, A.W., Piccardo, G.B., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L., 1995. Petrology, mineral and isotope geochemistry of the External Liguride peridotites (Northern Apennines, Italy). *J. Petrol.*, 36, 81-105.
- Rampone, E., Hofmann, A.W., Piccardo, G.B., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L., 1996. Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-Morb type ophiolite (Internal Ligurides, N. Italy). *Contr. Miner. Petrol.*, 123, 61-76
- Rampone, E., Hofmann, A.W., Raczek, I., 1998. Isotopic contrasts within the Internal Liguride ophiolite (N. Italy): the lack of a genetic mantle-crust link. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 163, 175-189
- Rampone, E., Morten, L., 2001. Records of crustal metasomatism in the Garnet peridotites of the Ulten zone (Upper Austroalpine, Eastern alps). *J. Petrol.*, 42, 1, 207-219.
- Rampone, E., Piccardo, G.B., 2000. The ophiolite-oceanic lithosphere analogue: new insights from the Northern Apennines (Italy). In: Dilek Y., Moores E.M., Elthon D., and Nicolas A., eds., *Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 349, p. 21-34.

- Rampone, E., Piccardo, G.B., Vanucci, R., Botazzi, P., 1997. Chemistry and origin of trapped melts in ophiolitic peridotites. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 61, 4557-4569.
- Reisberg, L., Zindler, A., Jagoutz, E., 1989. Further Sr and Nd isotopic compositions of garnet and spinel bearing peridotites in the Ronda Ultramafic Complex. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, 161-180.
- Rolland, Y., Lardeaux, J.M., Guillot, S., Nicollet, C., 2000. Extension syn-convergence, poinçonnement vertical et unités métamorphiques contrastées en bordure Ouest du Grand Paradis (Alpes Franco-Italiennes), *Geodin. Act.*, 13, 133-148.
- Ross, K., Elthon, D., 1997. Cumulus and post-cumulus crystallization in the oceanic crust: major and trace element geochemistry of Leg 153 gabbroic rocks. *Proc. ODP, Sci Results*, 153. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 333-350.
- Saliot, P., 1978. Le métamorphisme dans les Alpes Françaises, Thèse Univ. Paris-Sud-Orsay, 183 pp.
- Scambelluri, M., Philippot, P., 2001. Deep fluids in subduction zones. *Lithos*, 55, 213-227.
- Scambelluri, M., Rampone, E., Piccardo, G.B., 2001. Fluid and element cycling in subducted serpentinites: a trace element study of the Erro-Tobbio high-pressure ultramafites (Western alps, NW Italy). *J. Petrol.*, 42, 1, 55-68.
- Schwartz S., 2000. La zone Piémontaise des Alpes occidentales: un paléocomplexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux. Ph. D. Thesis, Université Lyon I.
- Serri, G., Innocenti, F., Manetti, P., 1993. Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of Neogene-Quaternary magmatism of central Italy, *Tectonophysics*, 223, 117-147.
- Spalla, M.I., Lardeaux, J.M., Dal Piaz, G.V., Gosso, G., Messiga, P., 1996. Tectonic significance of alpine eclogites. *J. Geodyn.*, 21, 257-285.
- Spear, F.S., Selverstone, J., 1983. Quantitative P-T paths from zoned minerals : theory and tectonic applications. *Contr. Mineral. Petrol.*, 83, 348-357.
- Steen, D., Vuagnat, M., Wagner, J.J., 1980. Early deformations in Montgenèvre gabbros. In C.J. Allègre et J. Aubouin édés, "Associations mafiques-ultramafiques dans les orogènes", *Coll Int. CNRS*, n° 272, 97-103.
- Stille, P., Clauer, N., Abrecht, J., 1989. Nd isotopic composition of Jurassic Tethys seawater and the genesis of Alpine Mn-deposits: evidence from Sr-Nd isotope data. *Geochemica Cosmochem. Acta*, 53, 1095-1099.
- Tiepolo, P., Tribuzio, R., Vanucci, R., 1997. Mg- and Fe-gabbroids from Northern Apennine ophiolites: parental liquids and igneous differentiation processes. *Ofioliti*, 22, 57-69
- Tribuzio, R., Tiepolo, M., Vannucci, R., Bottazzi, P., 1999. Trace element distribution within olivine-bearing gabbros from the Northern Apennine ophiolites (Italy): evidence for post-cumulus crystallization in MOR-type gabbroic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 134, 123-133.
- Trommsdorff, V., Piccardo, G., Montrasio, A., 1993. From magmatism through metamorphism to sea floor emplacement of subcontinental Adria lithosphere during pre-Alpine rifting (Malenco, Italy). *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 73, 191-203.
- Vanucci, R., Rampone, E., Piccardo, G.B., Ottolini, L., Bottazzi, P., 1993. Ophiolitic magmatism in the Ligurian Tethys: an ion microprobe study of basaltic clinopyroxenes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115, 123-137.
- Vaselli, O., Downes, H., Thirlwall, M., Dobosi, G., Coradossi, N., Seghedi, I., Szakacs, A., Vannucci, R., 1995. Ultramafic xenoliths in Plio-Pleistocene alkali basalts from the eastern Transylvanian Basin: depleted mantle enriched by vein metasomatism. *J. Petrol.*, 36, 23-53.
- Wolley, A.R., Kempe, D.R.C., 1989. Carbonatites: nomenclatures, average chemical compositions, and element distributions. In: Bell K. (ed) *Carbonatites: genesis and evolution*. Unwyn Hyman, London, 1-14.
- Zangana NA, Downes H, Thirlwall MF, Marriner GF, Bea F (1999) Geochemical variation in peridotite xenoliths and their constituent clinopyroxenes from Ray Pic (French Massif Central): implications for the composition of the shallow lithospheric mantle. *Chem Geol* 153: 11-35

Alpes Cottiennes Caron, 1977	Schistes Lustrés (Agard et al, 2001)	Vanoise Sud (Platt and Lister, 1985)	Conditions P.T proposées	Cette étude (massif d'Ambin)	Conditions P.T. proposées
<p>D0 : - premier écaillage de nappes sans foliation reconnue</p> <p>D1 : - foliation régionale - vergence Ouest (?) des pils P1 d'axe NS, hecic à kilométriques - régime compressif</p> <p>D2 : Eocène-Oligocène ? - rétroplissement à vergence NE (axe des pils NO-SE) associé au rétrocharriage des nappes D1 - foliation principale - régime compressif</p> <p>D3 : - plissement secondaire à vergence Est (axe des pils NS et EO) - crénulation de fracture-dissolution - linéation régionale - chevauchements tardifs à vergence Est (poursuite et fin du rétrocharriage) - régime compressif</p> <p>D4 : - structures secondaires cassantes</p>	<p>D1 : - pils d'axe E-O - foliation initiale - régime compressif à extensif ?</p> <p>D2 : - foliation principale - pils d'axe NS - cisaillements à vergence Est - régime extensif ? - métamorphisme de HP dans le domaine Briançonnais</p> <p>D3 : - ductile à fragile - cisaillements à vergence Ouest - crénulation de fracture - régime extensif - rétrocharriage</p> <p>histoire cassante</p>	<p>anti-D1 subduction Pic de pression</p> <p>D1 - chevauchements $\Phi 1$ sub-horizontaux à vergence O associés à une foliation S1 horizontale - régime compressif</p> <p>D2 - foliation S2 sub-horizontale - cisaillements à vergence O à NO associés à des pils P2 - régime compressif</p> <p>D3 Rétroplissement et rétrocharriage : - chevauchements $\Phi 2$ à vergence E - replissement des nappes D1 (Dent Parrachée, Schistes Lustrés) - crénulation S3 associée - régime compressif</p>	<p>12 Kb, 300°C Lws + Jd (champ de stabilité)</p> <p>Facies des Schistes Bleus de BT (11Kb - <400°C)</p> <p>Facies des Schistes Verts à épidote</p> <p>Pic de température (croissance Albita) 400°C</p> <p>Facies Schiste Vert</p>	<p>anti-D1 - structure anti-alpine - premières déformations Alpines ? ??????????</p> <p>D1 - linéation à glaucophane d'orientation NNO-SSE - pils P1 d'orientation EO - foliation initiale S1 - contacts tectoniques $\Phi 1$ - régime compressif ?</p> <p>subduction</p> <p>D2 - linéation d'éirement EO - pils P2 d'axe moyen NS - foliation principale sub-horizontale S2 - contact tectonique $\Phi 2$ - régime extensif</p> <p>exhumation</p> <p>D3 - failles normales semi-ductiles - direction de mouvement vers l'Est et vers l'Ouest - crénulation de fracture-dissolution S3 - régime extensif</p> <p>extrusion ?</p> <p>amincissement</p> <p>Evolution depuis le faciès des Schistes Bleus de bas grade jusqu'au faciès des Schistes Verts (~9 Kb-150° à ~ 4kb-300°C)</p> <p>Facies des Schistes Verts de très bas grade</p>	<p>Conditions P.T. proposées</p>

Figure 42 - Modèles d'évolution géodynamique proposés pour différentes unités des Alpes Graies méridionales. En marge des modèles classiques pour lesquels prime la notion de " nappes " à vergence Ouest - Nord-ouest, noter l'importance donnée par Agard et al (2001) et par cette étude aux structures ductiles à vergence Est (facies des Schistes Bleus de bas grade).

3 - Conclusions : Evolution tectono-métamorphique des dômes de socles entre Vanoise Sud et Gran Paradiso

Une déformation majeure post-HP affecte l'ensemble des unités Briançonnaises, piémontaises et liguro-piémontaises situées entre Modane-Tignes et le Val de Suse.

Cette déformation pénétrative que nous avons appelée D2 opère par cisaillement simple vers l'Est et/ou vers l'Ouest depuis le faciès des Schistes Bleus de bas grade (assemblage à Gln-Cld dans les socles Briançonnais : 7-9 Kb, 480°C ; assemblage à Gln - Lws ± Cld dans l'ensellement des Schistes Lustrés, 8-12 Kb, 350-450°C selon les données d'Agard, 1999 et Schwartz, 2002) jusqu'au faciès des Schistes Verts (albite-chlorite : 3-5 Kb, 300°C). Il existe, à l'échelle régionale, un partitionnement de cette déformation rétro-morphique entre des secteurs où domine le cisaillement simple (à la bordure des dômes de socles) et des secteurs où domine le cisaillement pur (entre les dômes de socles).

La déformation D2 est surimposée à un édifice tectonique précoce D1 scellé par un métamorphisme HP-BT régionalement hétérogène. Le cœur des dômes Briançonnais (Ambin, Vanoise Sud) n'est apparemment pas affecté par la déformation cisailante D2 et préserve les marques de la structuration D1 à vergence Nord. Cette déformation D1 comprend un stade métamorphique prograde (stade de subduction ?, Fig.42), un pic de pression éclogitique (grenat-Jadéite : 15Kb, 500°C), et un début de rétro-morphose. Elle participe donc aux premiers stades d'exhumation des roches alpines de HP-BT. Les processus convectifs régissant la tectonique profonde dans les prismes d'accrétion (Allemand & Lardeaux, 1997) permettent en partie d'expliquer cette 'boucle' métamorphique D1. Une telle cinématique précoce demeure néanmoins extrêmement hypothétique.

De grands contacts tectoniques $\Phi 2$ plus ou moins anastomosés, d'extension pluri-kilométrique, se sont formés au cours de la déformation D2. Ils juxtaposent et déforment au cours de leur histoire métamorphique rétrograde ces unités tectoniques D1 à métamorphisme HP contrasté. Les contacts $\Phi 2$ contribuent à l'amincissement de l'édifice tectonique D1 et donc à l'exhumation des roches alpines de HP-BT (Fig.43). L'exhumation de toutes ces unités tectoniques se produit apparemment sans hausse de température.

La déformation D2 est suivie par un bombement généralisé des dômes de socles et par un ensellement des unités de Schistes Lustrés localisées entre ces dômes. Ces ondulations à grande longueur d'onde s'inscrivent dans une tectonique extensive D3 de direction Est-Ouest. D3 pourrait correspondre aux stades tardifs de la déformation D2 en régime semi-ductile. Aucune structure compressive post-D3, ou interprétable comme telle, n'a été observée dans le domaine des Alpes Graies méridionales.

Ce modèle d'exhumation en deux étapes (D1 puis D2-D3) doit être validé par des données radiochronologiques.

Figure.43 – Evolution tectono-métamorphique des dômes de socles dans les Alpes Graies méridionales : le cas du massif d'Ambin. Afin de simplifier la description du modèle, nous avons décidé d'affranchir ce massif de toutes ses appellations lithologiques. La structure du dôme d'Ambin peut être comparée à celle d'un oignon : une superposition 'd'écorces' tectoniques que nous désignerons sous le terme de « Nappe ». Le terme Nappe désigne dans cette figure une entité tectono-métamorphique caractérisée par un type bien spécifique de métamorphisme HP et/ou de structures cisailantes. (A et B) Trois « Nappes » composent donc le dôme, avec du cœur vers l'extérieur :

1. La Nappe de la Claréa, caractérisée par un métamorphisme HP homogène et une seule structuration alpine D1: les structures cisailantes à vergence Nord sont scellées par des minéraux de Haute-Pression (champ de stabilité du grenat) . Cette Nappe ne comporte en l'occurrence qu'un seul Groupe lithologique : les parties profondes du Groupe de la Claréa non affectées par la déformation D2.
2. La Nappe d'Ambin, entité lithologique composite fait d'un mélange d'écaillés de socle (Groupe d'Etache, Groupe d'Ambin et Groupe de la Claréa), de couverture briançonnaise et océanique (Unité Médiane des Schistes Lustrés). Cette Nappe se caractérise par son métamorphisme HP très hétérogène (paragénèse HP à grenat-jadéite du socle cotoyant des écaillés de Schistes Lustrés métamorphisées dans le domaine des Schistes Bleus à lawsonite) et une structuration post-HP (D2) très intense. Les cisaillements D2 sont toujours à vergence Est.
3. La Nappe des Schistes Lustrés, caractérisée par un métamorphisme HP très homogène (champ de stabilité de la lawsonite) et une structuration post-HP (D2) très intense. La vergence des cisaillements D2 est similaire à celle de la Nappe d'Ambin : uniquement à vergence Est. Cette Nappe ne comporte qu'un seul Groupe lithologique : l'Unité Médiane des Schistes Lustrés.

(C) La Nappe d'Ambin correspond donc à une interface métamorphique et structurale entre deux ensembles :

1. un noyau profond de socle éclogitique (grenat⁺), non affecté par la déformation cisailante D2 : la Nappe de la Claréa ;
2. une écorce plus superficielle à métamorphisme de plus bas degrés (lawsonite⁺), intensément affecté par la déformation D2 post-HP (cisaillement simple vers l'Est) : la Nappe des Schistes Lustrés (e.g. Anx.39 pour plus de détails).

(D) La concentration de la déformation cisailante D2 à la bordure des dômes de socles peut être discuté plus régionalement. Le massif de Vanoise Sud présente cette même disposition concentrique des fabriques D2, avec préservation d'un noyau de socle exempt de cisaillement simple Φ_2 . A l'Ouest du massif Gran Paradiso ce cisaillement simple D2 est à vergence Ouest et n'affecte que la bordure du dôme. Le cœur est caractérisé selon Champenois (1989) par un aplatissement généralisé (D2) des structures Haute-Pression (D1).

La déformation D2, affectant dans sa totalité le massif du Gran Paradiso (cisaillement simple aux bordures, cisaillement pur au cœur), s'oppose à-priori au concept de noyaux résiduels de socle. Dans le cas précis du dôme d'Ambin, la Nappe de la Claréa présente une torsion de grande longueur d'onde en partie imputable aux cisaillements Φ_2 sus-jacents (légère dispersion de la linéation L1) (E). Cette torsion post-HP, associée probablement à un aplatissement (imperceptible !) de fabriques D1 déjà sub-horizontales, n'est en rien comparable au « pure shear » D2 affectant le cœur du Gran Paradiso (Champenois, 1989 ; Rolland et al, 2000). Ce cisaillement pur D2 est toujours associé à une transposition intense des fabriques HP au sein d'une nouvelle foliation S2 sub-horizontale (faciès des Schistes Verts à épidote). Cette transposition intense n'a encore jamais été observée dans la Nappe de la Claréa. Les socles briançonnais, ou plus précisément les micaschistes de la Claréa, possèderaient-ils une rhéologie particulière leur permettant 'd'échapper' à la déformation D2 ? Nous avons effectivement constaté sur le terrain que la déformation D2 s'exprime toujours très difficilement dans ce Groupe Claréa (foliation D2 'discrète', § Fig.23). Ce problème est encore en suspens.

Quel modèles tectono-métamorphiques pour le domaine des Alpes Graies méridionales ?

A l'échelle des Alpes Graies méridionales, ces cisaillements simples à vergence opposée mettent très souvent en contact des unités à métamorphisme HP contrasté (voir détail dans le texte). Les chemins P-T établis pour les socles Ambin-Vanoise Sud (cette étude) - Gran Paradiso (Rolland et al, 2000) et leur couverture allochtone de Schistes Lustrés (Agard et al, 2001a), montre que c'est tardivement, au cours de la déformation D2 Schiste Vert, que l'histoire tectonique et métamorphique devient commune à toute ces unités. Dans l'hypothèse où tous ces cisaillement sont contemporains, ils accrédiateraient l'idée d'un amincissement généralisé de tout l'édifice Vanoise Sud – Ambin – Gran Paradiso – Schistes Lustrés. Cet amincissement, accomodé par la mise en place de grands détachements ductiles conjugués (F), expliquerait en partie l'exhumation des roches alpines de Haute-Pression. Quelle est l'origine de cet amincissement ?

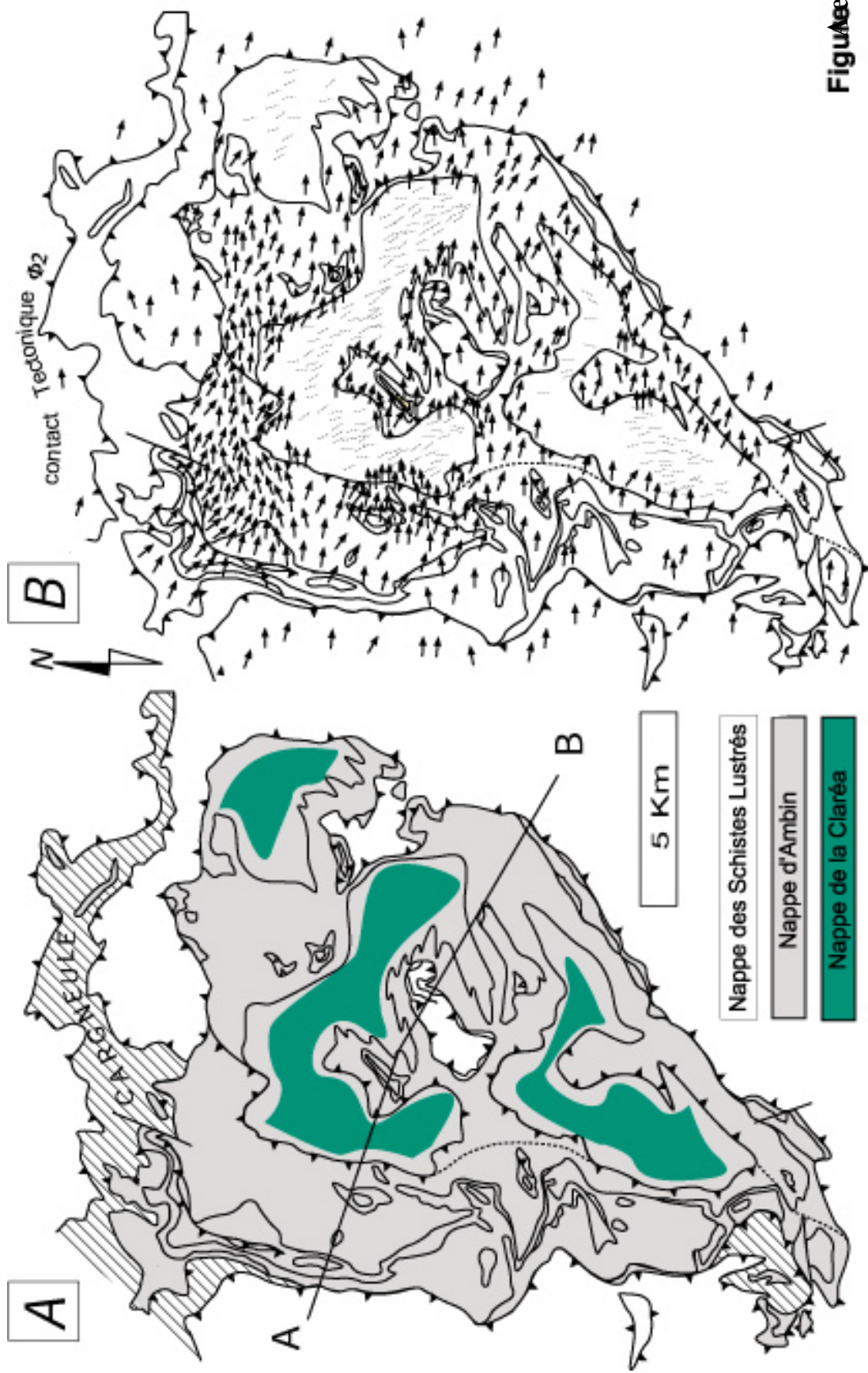


Figure 4.3

épisode D1 dans la Nappe de la Clarée : cisaillement simple vers le N-NO
 linéation minérale dans le faciès des Schistes Bleus à Epidote

épisode D2 dans la Nappe des Schistes Lustrés et d'Ambin :
 cisaillement simple vers l'Est
 linéation 'Schiste Vert' à chlorite

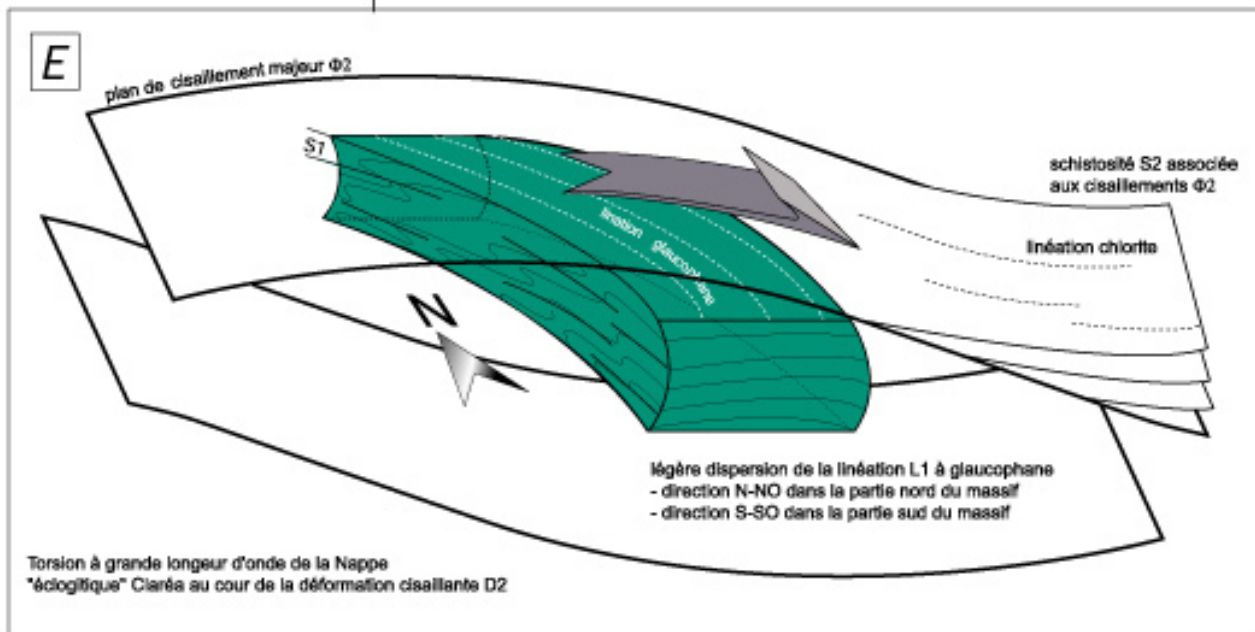
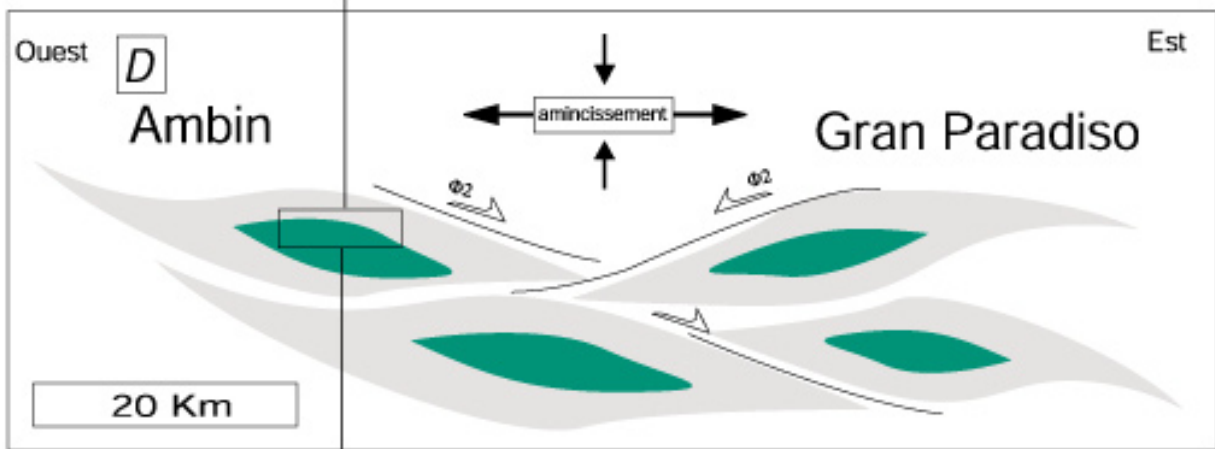
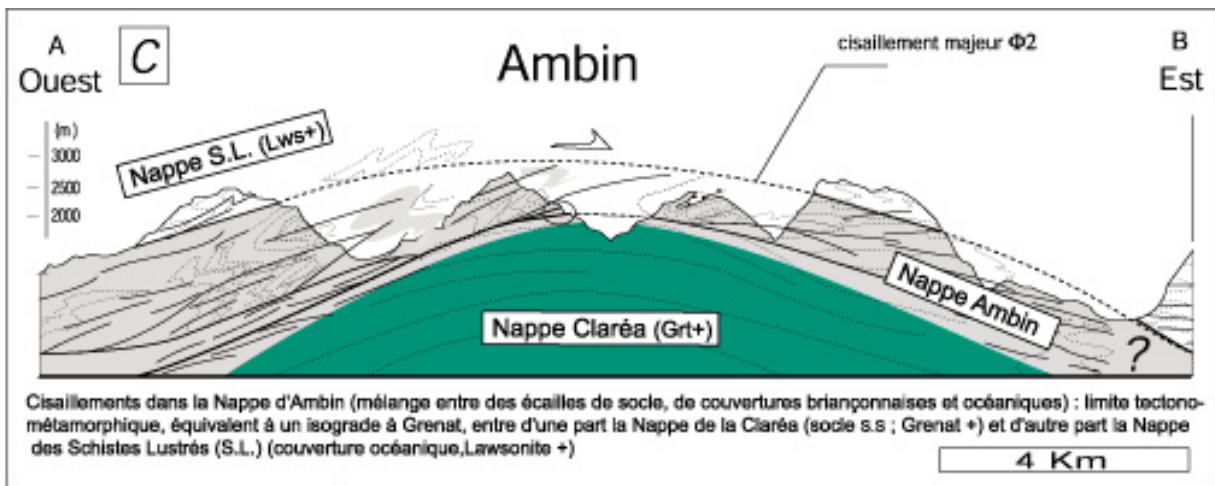


Figure 43
C,D et E

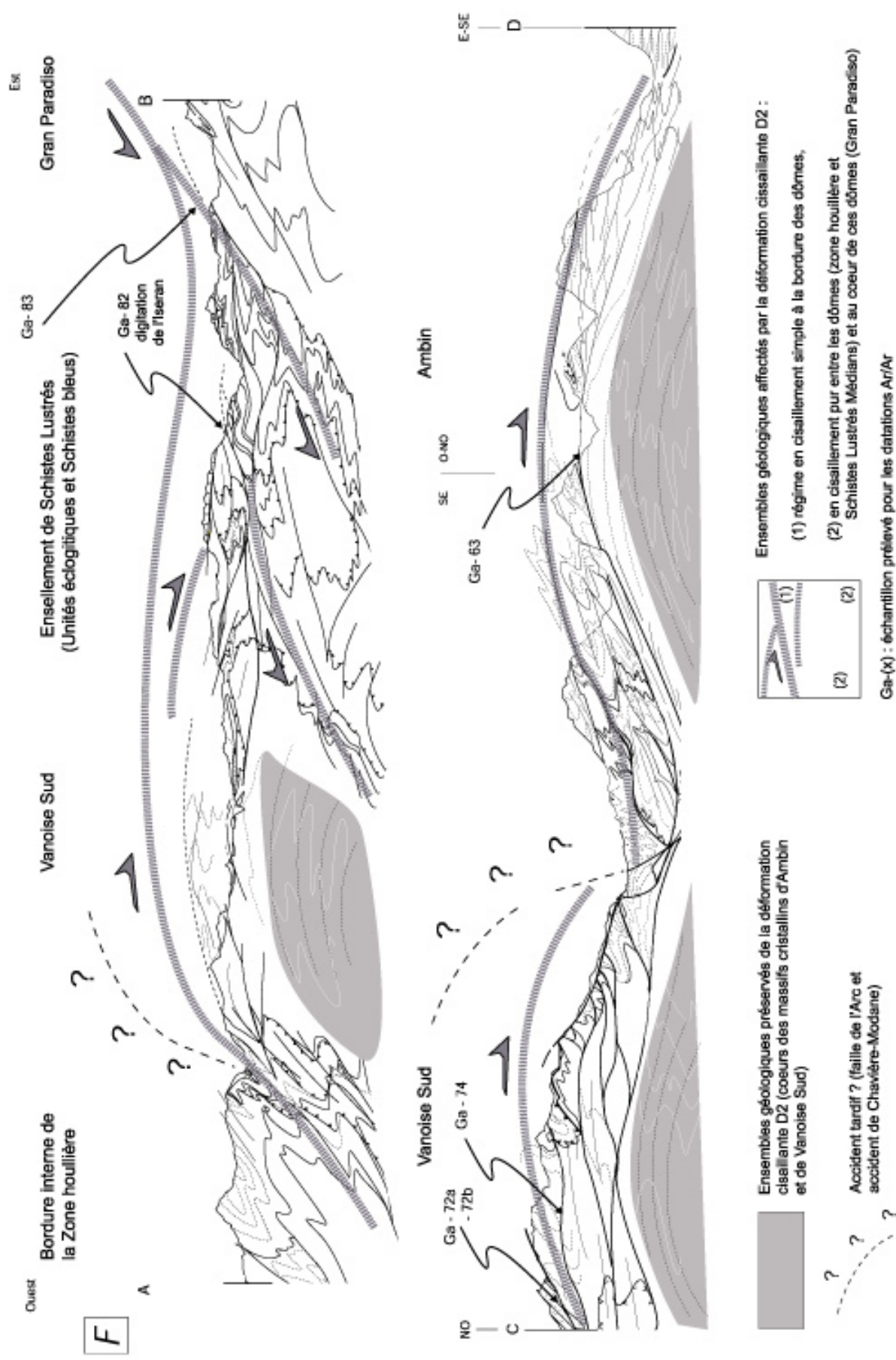


Figure.43F - coupes structurales interprétatives à travers les massifs d'Ambin et de Vanoise Sud : répartition de la déformation D2 (la géologie des coupes est présentée sur la Figure.3B)

V^{ème} PARTIE : GEOCHRONOLOGIE - entre Vanoise Sud et Gran Paradiso

Notre étude géochronologique avait pour objet d'appréhender l'âge de la déformation cisailante D2 opérant depuis les conditions du faciès des Schistes Bleus de bas grade jusqu'au faciès des Schistes Verts. Nous rappellerons que cette deuxième phase de déformation est très bien représentée dans les massifs d'Ambin, de Vanoise Sud et du Gran Paradiso par de grandes zones de cisaillement (Φ 2) affectant préférentiellement les parties externes des dômes. Entre les dômes, les cisaillements Φ 2 nous apparaissent conjugués. Cette approche géochronologique a surtout valeur de test :

- la méthode **Rb/Sr** nous permettra de vérifier si l'âge de fonctionnement des derniers cisaillements en conditions des 'Schistes Verts' d'Ambin sont compatibles avec ceux décrits par Freeman et al (1997) dans la zone de cisaillement d'Entrelor ;

- la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, appliquée à des roches cisillées dans des conditions métamorphiques et structurales particulières, devrait nous permettre de décomposer l'histoire thermique des grandes zones de cisaillement de Vanoise Sud, d'Ambin et du Gran Paradiso. Par recoupement des spectres d'âges entre eux, et sous contrôle des données du métamorphisme, nous espérons identifier plusieurs grandes étapes de cisaillement-cristallisation D2 associées au fonctionnement de ces zones de cisaillement.

Comme le laissent fortement présager les données de l'étude structurale et du métamorphisme, nous espérons démontrer que zones de cisaillement à vergence Est et zones de cisaillement à vergence Ouest ont pu fonctionner de manière synchrone.

1 - La méthode Rb-Sr sur le couple calcite - phengite

La géochronologie Rb/Sr est basée sur la radioactivité naturelle du ^{87}Rb qui produit par désintégration du ^{87}Sr avec une demi-vie de $4.89. \pm 0.04.10^{10}$ ans. L'application de la méthode des isochrones aux roches totales est censée fournir l'âge de refroidissement au-dessous d'une température voisine de celle de l'anatexie. Par contre les applications aux minéraux séparés sont basées (comme pour l'argon) sur la notion de température de fermeture différente pour chaque minéral (Dodson, 1973). Au-dessous de cette température, la diffusion isotopique est considérée comme négligeable et chaque minéral évolue en système clos.

En admettant que les populations minérales sont homogènes et que la composition isotopique de la Roche Totale (R.T) peut être utilisée pour estimer le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial, les isochrones minéraux - R.T- ont été souvent employées. Les résultats sont souvent aléatoires (populations hétérogènes, rôle mal contraint d'éventuelles recristallisations tardives, larges incertitudes concernant les températures de fermeture en fonction de la chimie réelle des minéraux).

Que se passe t'il dans le cas de recristallisation partielle ou totale d'un minéral, associée à un épisode majeur de déformation intervenant dans des conditions P-T au dessous de sa température de fermeture ? Par exemple, dans nos zones de cisaillement nous avons montré que la phengite pouvait recristalliser dans les conditions des Schistes Verts alors que la température théorique de fermeture du système isotopique du Sr pour la muscovite est voisine de 500°C (Purdy & Jäger, 1976).

L'étude très complète menée par une équipe anglaise (Freeman et al, 1997) de la zone de cisaillement d'Entrelor, située au nord de notre région d'étude, a montré :

- que les phengites recristallisent dans les zones de cisaillement avec décroissance de leur teneur en Si, ce que nous avons aussi montré pour Ambin ;

- que, dans ce cas, le ^{87}Sr radiogénique, porté essentiellement par la phengite (minéral le plus riche en Rb), pouvait être redistribué entre ce minéral et un minéral accepteur (pauvre en Rb) tel que calcite, épidote s.s ou feldspath ;

- que cette ré-équilibration pouvait permettre de dater directement l'événement tectonique auquel est liée la recristallisation à condition que le système soit resté clos (difficile à vérifier) et que l'essentiel de la roche ait recristallisé.

En conséquence, ces chercheurs ont donc délibérément choisi d'analyser les roches les plus déformées et les plus recristallisées possible, là où les fluides ont pu faciliter la ré-équilibration isotopique. La reproductibilité des nombreux âges obtenus sur 30 Km d'affleurement de la zone d'Entrelor, âges voisins de 34 Ma, confirme l'intérêt de cette approche. Cependant, quelques âges plus anciens (voisins de 38 Ma) pourraient correspondre aux stades précoces de notre stade D2.

Notre étude est moins bien contrainte que celle des auteurs anglais, en particulier à cause du fait que les échantillons utilisés pour la datation ne sont pas ceux qui ont été analysés à la microsonde. Elle n'a porté, de plus, que sur deux échantillons : les premiers résultats étant voisins de ceux obtenus pour Entrelor, nous n'avons pas jugé opportun de poursuivre les analyses. Nous avons sélectionné les échantillons qui nous semblaient les mieux adaptés : roches pratiquement bi-minérales (calcite + micas +/- quartz) récoltées dans des zones de cisaillement maximum. On peut estimer que les phengites analysées sont plutôt comparables aux micas les moins substitués que nous avons observé dans des zones de cisaillement voisines (Ga-220 et 120). Les structures D1 ne sont plus reconnaissables dans ces échantillons. Les micas phengitiques présents dans les plans de cisaillement possèdent des degrés de substitution très faibles ($\text{Si}^{4+}_{3.21-3.12}$)

Résultats du test effectué sur les deux échantillons d'Ambin

Les deux échantillons ont été prélevés à proximité immédiate de la zone de cisaillement $\Phi 2$ du Lac Noir (équivalent latéral de la shear-zone $\Phi 2$ du lac d'Ambin, Fig.8), dans des niveaux où abondent les structures C2/S2 en poisson. Un premier échantillon GA-222 a été prélevé au sommet du Groupe d'Ambin (formation C), sous les barres siliceuses du Rognon d'Etache. C'est un faciès carbonaté très déformé où abonde la phengite. Sa minéralogie répond parfaitement aux conditions ci-dessus et la phengite séparée est très pure.

Le deuxième échantillon ZHB-98 appartient aux micro-conglomérats de la formation B d'Ambin. Sa minéralogie, nettement plus siliceuse, en fait un faciès moins adapté et la séparation des minéraux a été moins efficace.

Les préparations chimiques (mise en solution par la méthode du métaborate et séparation du Rb et du Sr sur résine) ont été réalisées à Nancy avec l'aide de Jacques Leterrier. Les concentrations de Rb et de Sr ont été déterminées par la méthode de dilution isotopique et les rapports isotopiques ont été mesurés avec un Cameca TSN206 (Rb) et un Finnigan MAT262 (Sr). Les rapports isotopiques ont été normalisés à 0.1194. L'erreur sur $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est estimée à 1.5% (2σ). Les âges ont été calculés avec le programme Isoplot de Ludwig (1999).

Les deux isochrones obtenus en utilisant les rapports isotopiques de la phengite et de la calcite fixent l'âge de la dernière déformation dans les conditions du faciès des Schistes Verts à 33 ± 0.9 Ma (Ga.222 ; Fig.C.12) et 34.2 ± 8.4 Ma (ZH.98). La différence importante des marges d'erreur pour les deux échantillons est surtout due au très bas rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenus pour la phengite du second échantillon (médiocre séparation des minéraux). Ces résultats sont identiques, dans les marges d'erreur,

à ceux fournis par Freeman et al. (1997) pour la zone d'Entrelor. Les grands cisaillements en conditions métamorphiques des 'Schistes Verts', à vergence Est, situés dans le massif d'Ambin et ceux de l'arrière du massif du Gran Paradiso, présentent donc par cette méthode un âge identique de 34 Ma.

2 - La méthode de datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$

Parmi les méthodes classiquement utilisées en géochronologie (e.g. U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et Sm-Nd), celle qui a connu le plus d'applications est incontestablement la méthode $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ du fait de la relative abondance du K dans la plupart des matériaux terrestres d'origine crustale. Le principe de base de la méthode K-Ar consiste à mesurer pour un échantillon de roche (ou de minéral) le rapport entre le radionuclide ^{40}K , élément père radioactif incorporé dans la structure de l'échantillon lors de sa formation et ^{40}Ar , son élément fils radiogénique (stable) naturellement accumulé au cours du temps depuis la fermeture du système.

Le principe de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (e.g. Sigurgeirson, 1962 ; Murrell, 1965) substitue à la mesure conventionnelle du rapport $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$, la détermination du rapport entre l'isotope radiogénique ^{40}Ar et l'isotope ^{39}Ar , artificiellement produit en proportion de ^{40}K par la réaction $^{39}\text{K}(n,p)^{39}\text{Ar}$ lors de l'irradiation de l'échantillon dans un réacteur nucléaire. « *En chauffant l'échantillon sous ultra-vide à des paliers de température croissante, cette technique provoque le dégazage de sites d'énergie d'activation thermique différente au sein de la structure cristalline des minéraux. Elle permet par conséquent de révéler l'éventuelle présence de gradients de concentration isotopique et lorsque ceux-ci apparaissent, d'identifier les systèmes géologiquement perturbés.* » (Scaillet, 1990).

2-1 - La méthode Argon et la phengite

Par le jeu de la substitution tchermakitique, les phengites constituent comme nous l'avons vu des indicateurs pétrogénétiques privilégiés des conditions thermobarométriques endurées par la roche hôte au cours de son histoire métamorphique (e.g. Velde, 1965 ; Massone & Schreyer, 1987). La propension des micas à cristalliser et à s'orienter préférentiellement en définissant la fabrique interne de la plupart des roches métamorphiques fait en outre des phengites de bons marqueurs microstructuraux susceptibles d'enregistrer les stades successifs d'une déformation régionale (e.g. Lardeaux et al, 1983).

Avec l'objectif de reconstituer l'évolution des zones orogéniques, de nombreuses études $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont cherché à tirer parti de cette double particularité (e.g. Chopin & Maluski, 1980 ; Chopin & Monié, 1984 ; Wijbrans & McDougall, 1988 ; Hammerschmidt & Stöckhert, 1987 ; Scaillet, 1990 ; Wijbrans et al, 1990) en s'adressant à des phengites appartenant à des paragenèses formées au cours des différents processus tectono-métamorphiques accompagnant la formation et l'exhumation d'unités crustales. Cette méthode a été appliquée 'aux quatre coins du monde', dans des contextes géodynamiques extrêmement variés :

- la chaîne Alpine de N^{elle} Guinée (Baldwin et al, 1993) ;
- la chaîne Himalayenne (de Sigoyer et al, 2000) ;
- les Calédonides (Fossen & Dallmeyer, 1998 ; Fossen & Dunlap, 1998) ;
- la chaîne des Carpathes (Arkai et al, 1995) ;
- la mer Tyrrhénienne (Brunet et al, 2000) ;
- la chaîne Varisque d'Europe occidentale (Cosca et al, 1992 ou Bosse et al, 2000) ;
- la chaîne trans-antarctique (Goodge et al, 1993) ;

- la zone décrochante d'Atacama au Chili (Scheuber et al, 1995) ou bien encore les Appalaches (West & Lux, 1993) ...

La chaîne des Alpes occidentales a été très étudiée par cette méthode (voir revue in Hunziker et al., 1992). Citons, pour le domaine Pennique, les travaux de Monié & Phillipot, 1989 ; Scaillet, 1990 ; Monié & Chopin, 1991 ; Cosca et al, 1992 ; Reddy et al, 1996 ; Schärer et al, 1996 ; Dingeldey et al, 1997 ; Markley et al, 1998 ; Cortiana et al, 1998 ; Reddy et al, 1999 ; Cartwright & Barnicoat, 2002 ; Challandes et al, 2002). Les résultats obtenus sont souvent difficiles à intégrer à l'échelle régionale. L'interprétation des données dépend en grande partie de la compréhension du comportement isotopique des phengites au cours de leur évolution rétrograde.

2-2 - Paramètres critiques

2-2-1 - Température de fermeture

En contexte métamorphique, le comportement isotopique d'un minéral et son interprétation géochronologique ne sont généralement pas simples. Ce comportement dépend en premier lieu des conditions P-T (pression, température) au cours desquelles ont lieu la formation (ou les transformations secondaires) du minéral 'vis-à-vis' de la température de blocage Tc (Dodson, 1973-75) en dessous de laquelle ce minéral se comporte en système fermé aux échanges d'argon par simple diffusion intracristalline (Wijbrans & McDougall, 1988).

La température de fermeture isotopique de la phengite (350-430°C : Dodson, 1973 ; Cliff et al, 1998 ; Villa, 1998) dépend de paramètres critiques intrinsèques : taille des grains analysés (Kirschner et al, 1996), teneur en Mg et Si du mica (Chopin & Maluski, 1980 ; Monié, 1985 ; Scaillet et al, 1992 ; Scaillet, 1998 ; Giorgis et al, 2000) et extrinsèques : déformation (Maluski, 1977 ; Chopin & Maluski, 1980 ; Monié, 1984 ; Kirschner et al, 1996), circulation de fluides et pression (Harrison & McDougall, 1985 ; Monié, 1990 ; Baldwin & Lister, 1998).

Kirschner et al (1996), Villa (1998) ou Agard et al (2002) ont ainsi montré qu'avec une dépendance à la pression de 6-7°C /Kb (Dahl, 1996b), il est possible d'augmenter la température limite de fermeture de 20 à 30°C. Pour plus de détails le lecteur pourra consulter les travaux de Wijbrans & McDougall (1988), Dipple & Ferry (1992), Hames & Bowring (1994), Villa (1998), Reddy et al (1996), Dahl (1996a) et Scaillet (1998).

2-2-2 - Contamination

Si la contamination par de l' ^{40}Ar atmosphérique peut être facilement mise en évidence (Foland, 1983) et corrigée à partir des diagrammes $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Ruffet et al, 1995), il n'en va pas de même pour l' ^{40}Ar radiogénique. La contamination des phengites néocristallisées par cet élément radiogénique au cours des processus orogéniques (Dunlap, 1997) entraîne un vieillissement notable des âges argon (Hames & Hodges, 1993 ; Hames & Bowring, 1994 ; Li et al, 1994 ; Hames & Cheney, 1997 ; Sletten & Onstott, 1998 ; Giorgis et al, 2000 ; Jahn et al, 2001).

2-3 - Choix des approches et procédures analytiques

Outre ces inconnues, relatives au comportement de l'argon au cours des processus orogéniques, la qualité de l'information que l'on peut extraire de ce type de datation dépend beaucoup de la façon dont sont sélectionnés les micas à analyser :

- (i) 'tir tout azimut'. Cette approche consiste d'une part, à dater sans réel contrôle microstructural et chimique un très grand nombre de micas, et d'autre part à interpréter tous les âges (paliers ou ponctuels) comme significatifs d'un évènement géologique. Cette approche permet parfois d'isoler des groupes

d'âges - « Eoalpin », « Mésoalpin » - régionalement corrélables entre eux. Selon certains auteurs (e.g. Hunziker et al, 1992) cette reproductibilité régionale accrédite la validité de ces âges.

- (ii) choix raisonné des phengites que l'on date. Cette approche s'adresse plus spécifiquement aux datations ponctuelles, qui exigent en général au préalable une bonne connaissance des phengites que l'on cherche à dater. Selon les auteurs, cette approche peut impliquer plusieurs niveaux de contrôle :

- contrôle microstructural (Maluski, 1977)
- + contrôle microsonde (Scaillet et al, 1992 ; Hammerschmidt & Franz, 1992)
- + + contrôle thermobarométrique (Agard et al, 2002 ; Challandes et al, 2002)

Nous avons opté pour cette deuxième approche, en cherchant à améliorer la résolution du contrôle chimique.

Le but initial était de mettre en oeuvre l'approche ponctuelle $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (laser) en s'entourant du maximum de précautions pour le choix des échantillons et surtout de sélectionner dans chaque lame mince les points à analyser en fonction du site microstructural et de la qualité intrinsèque des plages de phengite. C'est pour cela que les échantillons ont été étudiés en détail :

- à la microsonde d'abord, ce qui nous a permis de vérifier de façon ponctuelle l'homogénéité des phengites et leur taux de substitution tchermakitique (Fig.38 et 39) : s'agit-il de micas réorientés dans la déformation ou réellement de phengites syntectoniques ?

- à la sonde ionique du GFZ de Potsdam ensuite (avec M. Wiedenbeck). Les cartographies par imagerie RAE (Resistive Anode Encoder) nous ont permis de vérifier l'homogénéité chimique des futures plages à analyser (Fig.40 ; Anx.59 à 65).

L'utilisation de la sonde ionique est extrêmement intéressante car elle permet de vérifier avec une grande précision et dans un temps relativement court (à la différence des cartographies rayon-X obtenues à la microsonde) l'homogénéité des minéraux. On vérifiera ainsi l'homogénéité des micas phengitiques pour les éléments majeurs (Na, Al, Si, K, Ca, Fe.....), à l'échelle de plages de 200 microns de diamètre (surface moyenne requise pour une datation argon en ponctuel de roches jeunes). Une fonction 'calcul' permet en outre de comparer ces cartographies d'éléments entre elles (addition, soustraction, multiplication, division) et d'établir des rapports semi-quantitatifs sur le degré de substitution Si/Al d'un grain, ou sur la présence de feuilletts paragonitiques (K/Na) dans ce dernier.

Abstraction faite des problèmes analytiques (phénomènes de 'bordure', rugosité pré-existante de la surface polie) entraînant sur nos cartographies l'apparition d'artéfacts et autres 'fausses zonations' intra-cristallines, ces premiers tests sont riches d'enseignements. Ils ont montrés :

- d'une part la complexité, en termes de distribution des éléments majeurs, au sein des plages de micas que nous avons optiquement (et parfois chimiquement : analyse microsonde) considérées comme très homogènes (présence d'inclusions, d'inter-feuilletts, recristallisation et mélange entre plusieurs générations de phengite) ;

- d'autre part la nécessité de coupler nos datations ponctuelles à cette approche semi quantitative, dans le but de sélectionner les plages les plus homogènes possibles. Ces dernières apparaissent au demeurant peu nombreuses.

Ce type de cartographie renseigne également sur la structure intra-cristalline des plages de micas (présence de craquelures, de micro-cisaillements ou de micro-kink) et sur la façon dont se répartissent certains éléments au cours des événements métamorphiques, en liaison avec les hétérogénéités cristallines :

- appauvrissement en silice le long des plans de clivage des micas : recristallisation ou ré-

équilibration céladonitique associée à la rétro-morphose ?

- concentration du potassium le long des contacts phengite - feuillet paragonitique : remobilisation métamorphique ou diffusion tardive ?

- les gradients chimiques peuvent-ils être révélateurs d'éventuels gradients isotopiques au sein des micas (perte ou enrichissement en argon radiogénique) ?

- l'inhomogénéité chimique et texturale à l'échelle des réseaux cristallins a-t-elle une influence sur les datations argon en ponctuel ? (e.g. Scaillet et al, 1992 ou plus récemment Markley et al, 2002).

Cette approche, potentiellement très prometteuse, ouvre de nouvelles pistes de recherche ; elle mériterait d'être exploitée plus en détail.

Nous avons ensuite utilisé la méthode de chauffage par paliers sur ces mêmes échantillons. Cette deuxième approche avait également valeur de test : elle devait nous permettre de dresser un premier inventaire des âges argons auxquels nous devons logiquement nous attendre en datation ponctuelle. Selon une étude récente consacrée à la datation de phyllonites de socle (Challandes et al, 2002), cette double méthode de datation donne des résultats complémentaires, ou pour le moins cohérents. Toutefois, selon Igor Villa (com. pers.), la qualité et la précision de l'information géochronologique que l'on peut extraire de l'analyse par paliers sont au moins équivalentes à celles dispensées par la datation en ponctuel, surtout si l'on s'adresse à des roches très déformées. Nous n'avons donc pas donné la priorité à cette deuxième approche. Les datations ponctuelles n'ont pas pu être réalisées dans le cadre de cette thèse et sont reportées vers un projet post-doctoral. Les informations recueillies à la microsonde et à la sonde ionique nous ont néanmoins permis de discuter, à partir de nos spectres d'argon, la signification de certains groupes d'âge.

La taille des grains de phengite sélectionnés après passage dans les liqueurs denses est voisine de 100/125 microns. Le tri final a été réalisé à la main, sous contrôle de la loupe binoculaire.

Les analyses $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ont été effectuées par paliers de chauffage (dans un four à double-vide, connecté à un spectromètre de masse avec un multiplicateur d'électron MAP 215-50B), à l'université de Berne grâce à l'aide d'Igor Villa. Le standard utilisé est la hornblende MMhb-1 (Samson & Alexander, 1989) pour les phengites analysées. Les échantillons ont été irradiés dans le réacteur nucléaire de Risø au Danemark, pendant 5 heures. La procédure suivie est décrite dans Villa et al. (1997). Tous les résultats sont donnés avec une incertitude de 2σ (Fig.45D)

2-4 - L'échantillonnage

6 échantillons de lithologies variées ont été analysés. Tous ont enregistré un stade métamorphique de HP (D1) avant d'être rétro-morphosés dans le faciès des Schistes Verts. Ces échantillons ont été prélevés dans des zones de cisaillement $\Phi 2$ développées au cours de la déformation D2 (Fig.43F).

2-4-1 - Zones de cisaillement à vergence Est

L'échantillon Ga-63 a été prélevé dans l'équivalent latéral de la zone de cisaillement du « Lac d'Ambin » qui affecte des microconglomérats intensément tectonisés (formation B). C'est un faciès siliceux très déformé où abonde la phengite.

Ga-74, Ga-72a et b proviennent du massif de Vanoise Sud (*Bouttonnière de Fond d'Aussois*). L'échantillon Ga-74 a été prélevé dans la zone de cisaillement supérieure de 'La Valette' séparant l'unité permienne de l'unité de socle (Groupe Ambin). Les échantillons Ga-72a et 72b ont été prélevés dans la zone de cisaillement inférieure de 'Fond d'Aussois' recoupant les unités de socle (Groupe Ambin et

Claréa). Il s'agit également d'un faciès siliceux très déformé où abonde la phengite. Lithologiquement, ils correspondent à l'équivalent de la formation B du massif d'Ambin.

L'analyse des microstructures avait révélé l'existence d'au moins deux générations de phengites : celles qui sont développées dans les fabriques S1 et celles qui ont recristallisé dans les fabriques S2 (Fig.40). L'analyse à la microsonde des micas potassiques confirme l'aspect polymétamorphique de ces échantillons. Trois générations de micas ont ainsi pu être mis en évidence dans les zones de cisaillement du socle, avec par ordre d'importance :

- les phengites alpines D2 (\pm D3) les plus tardives, caractérisées par des valeurs de substitution comprises entre $\text{Si}^{4+}_{3.35}$ et $\text{Si}^{4+}_{3.08}$. Ces dernières se développent dans les sites structuraux associés à la déformation D2 (S2, C2). Elles se développent également au dépens des micas potassiques anté-D2 déstabilisés au cours de la rétrogenèse. Contrairement à Ga-72a, les échantillons de socle Ga-74 et Ga-63 possèdent des phengites D2 présentant des valeurs de substitution assez élevées. Dans la figure 44A ces phengites s'inscrivent dans le champ des zones de cisaillement $\Phi 2$ précoces de moyenne pression.

- les phengites alpines D1 de première génération, fortement substituées ($\text{Si}^{4+}_{3.35-3.60}$) et très minoritaires dans les lames.

- les muscovites anté-alpines, rares mais facilement identifiables par leur composition chimique ($\text{Si}^{4+}_{3.01-3.05}$; $\text{Al}^{\text{IV}} 0.6$). L'échantillon Ga-72b n'est composé que de muscovites anté-alpines, très mal recristallisées (Anx.62) et totalement réorientées dans les plans de cisaillement D2.

2-4-2 - Zones de cisaillement à vergence Ouest

L'échantillon Ga-82 a été prélevé dans un grand contact cisailant $\Phi 2$ affectant les Schistes Lustrés Médiens. Ce contact est connu sous le nom de « digitation de l'Iseran » (Deville, 1987). C'est un faciès carbonaté très déformé où abonde la phengite. Comme pour les échantillons de socle, deux générations de phengite ont été optiquement observées dans la lame Ga-82, cristallisant respectivement dans les fabriques D1 et D2. L'analyse à la sonde ionique des micas présents dans la foliation S2 fournit des résultats remarquablement homogènes (rapport Si/Al constant : Fig.40). Nous n'avons pas mis en évidence de muscovites détritiques dans cette zone de cisaillement : tous les micas potassiques présents dans les sites D2 sont des phengites alpines, en général faiblement (Fig.44B) à très faiblement substituées ($\text{Si}^{4+}_{3.20-3.10}$).

L'échantillon Ga-83 a été prélevé dans une zone de cisaillement située géométriquement au-dessus du contact entre les Schistes Lustrés Inférieurs éclogitiques et les orthogneiss du Gran Paradiso. C'est un faciès très carbonaté faiblement siliceux, mylonitisé lors de la déformation cisailante D2. Les structures D1 ne sont plus reconnaissables. Les micas potassiques présents dans les plans de cisaillement C2 présentent globalement des degrés de substitution très faibles (Fig.44B).

2-5 - Les résultats

Classiquement, seuls les spectres d'âges apparents plats, en fonction du % cumulé d' ^{39}Ar libéré, sont reconnus comme ayant une valeur chronologique. **Aucun des spectres obtenus n'est plat : ils n'apportent donc pas, en théorie, l'information chronologique recherchée.** Néanmoins, comme l'ont montré Foland (1983), Blanckenburg & Villa (1988) ou Lee et al. (1991), les spectres plats donnant des âges plateaux n'ont pas toujours un sens géologique alors que les spectres plus perturbés peuvent refléter la présence de plusieurs stades de cristallisation minérale, spécialement dans le cas de la phengite (Villa et al, 1997 ; Lister, com. pers.). Chaque phengite ayant sa propre signature de dégazage, il est alors

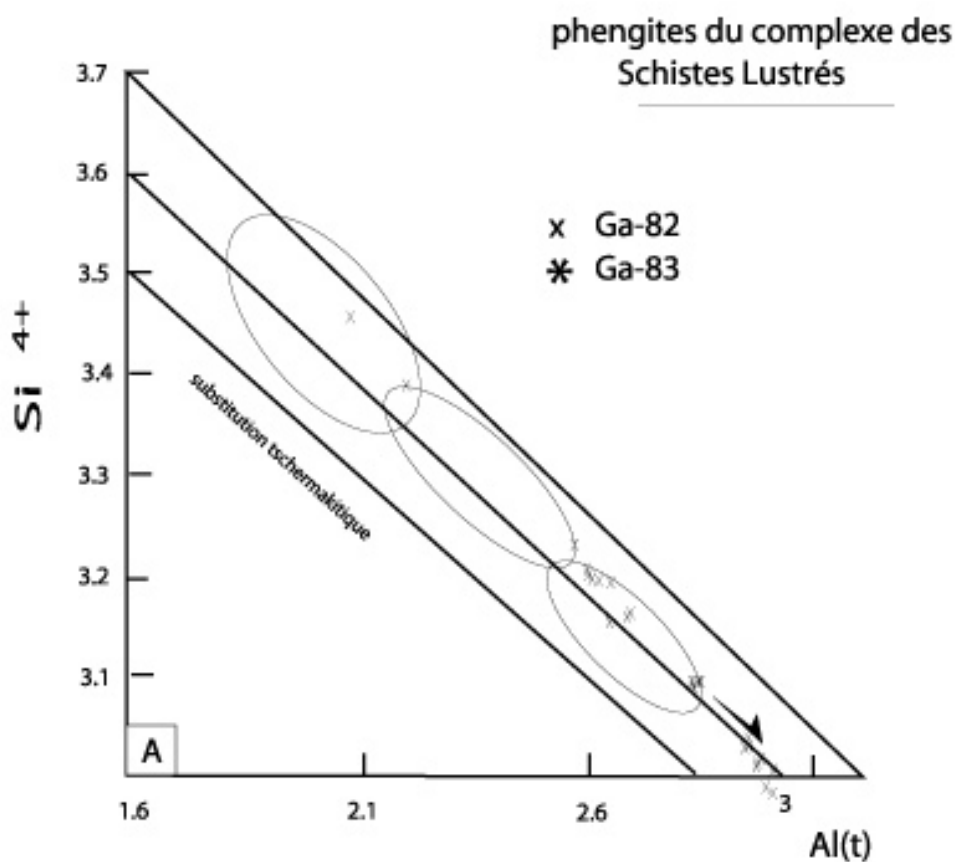
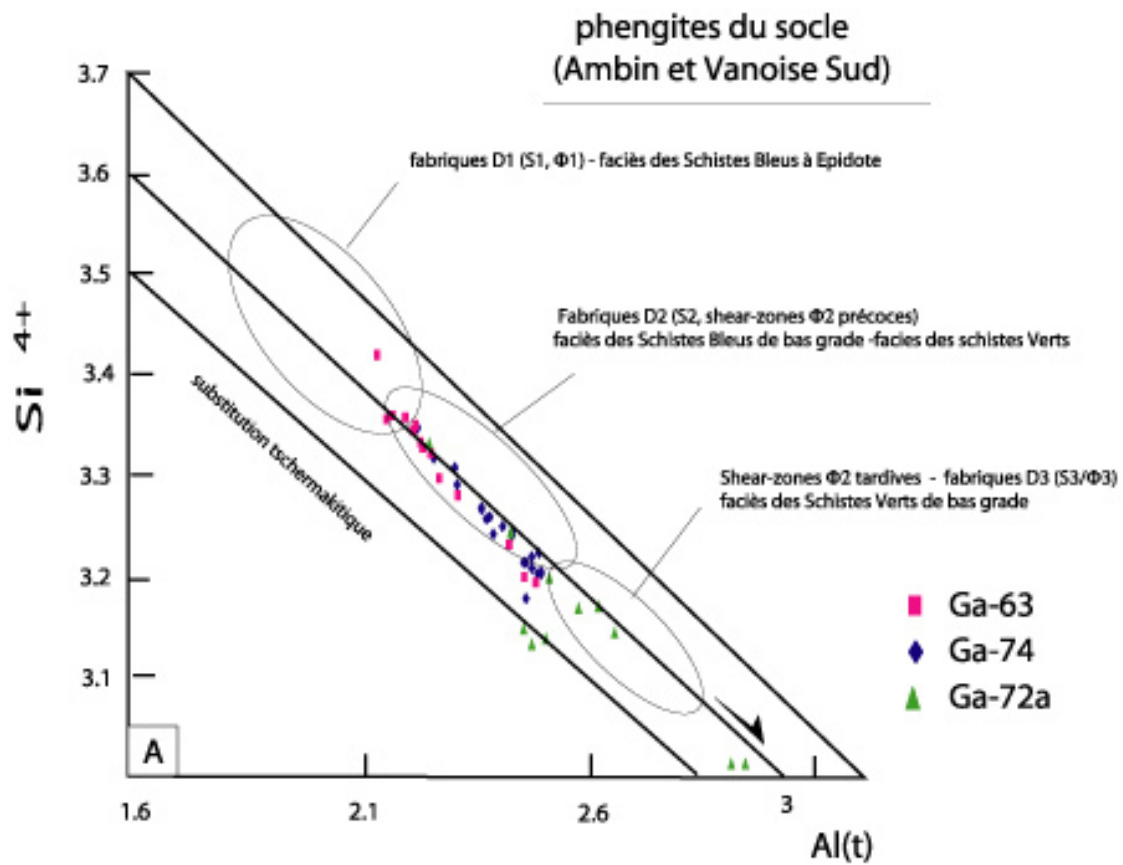


Figure 44 - composition chimique des phengites alpines présentes dans les micaschistes analysés (datations Ar/Ar)

possible de dater ce minéral. Nous avons donc choisi dans ce qui suit de détailler nos âges plateaux et d'essayer d'en tirer quelques informations géologiques. La fiabilité de ces informations dépend beaucoup de l'appréciation subjective des paliers croissants ou descendants (Villa, com. pers), elle ne peut donc pas être érigée en règle et fournira des indications qualitatives plutôt que des âges précis.

2-5-1 - Les métapélites des Unités de Schistes Lustrés

L'échantillon **Ga-83** montre des irrégularités dans son spectre d'âges apparents (Fig.45C). Elles correspondent la plupart du temps à des variations assez fortes du rapport Cl/K (Tab.7). L'âge moyen obtenu pour tous les paliers du spectre est de 54 ± 8 Ma. En ne considérant que les paliers les plus stables, les âges oscillent entre 46 et 53 Ma. L'étalement assez régulier du spectre d'âge entre 46 ~ 53 Ma suggère que certaines phengites de HP, mal recristallisées au cours de la rétro-morphose, présentent un mélange entre des phengites D1 et D2. Cette hypothèse a été vérifiée à Potsdam, au centre de micro-analyse : la sonde ionique 6F révèle, dans les cristaux de phengites, des hétérogénéités de composition à l'échelle du micron probablement en rapport avec des variations locales de leur degré de métamorphisme (Anx.64, analyse.15). Cet étalement montrerait donc comment, au cours de la rétro-morphose, les stades successifs de recristallisation conduisent aux stades finaux de D2 dans le faciès des Schistes Verts. Cette recristallisation inhomogène des phengites présentes dans les sites D2 était passée inaperçue à la microsonde (Fig.45B).

L'âge moyen obtenu pour tous les paliers du spectre de l'échantillon **Ga-82** est de 42 ± 8 Ma (Tab.7). En ne considérant que les paliers les plus stables (Fig.45C), les âges oscillent entre 37 et 47 Ma. Le spectre d'âge montre une courbe en 'cloche' inversée, ce qui caractérise typiquement un phénomène de mélange entre deux générations de micas (Wijbrans et al, 1990). Deux groupes d'âges peuvent donc être distingués : ceux qui s'échelonnent de façon assez homogène entre 43 et 47 Ma et ceux compris entre 37 et 40 Ma. La première génération de micas pouvant correspondre à l'évènement de haute pression D1 (43 –47 Ma) ; la seconde ayant cristallisé lors de la rétro-morphose D2 (37 ~ 40 Ma) dans le faciès des Schistes Verts. Les données de la pétrographie montre que cette recristallisation D2 est très homogène à l'échelle du grain (Fig.40 et Anx.63). Nous pouvons donc raisonnablement proposer un âge de cisaillement D2 autour de 37 à 40 Ma.

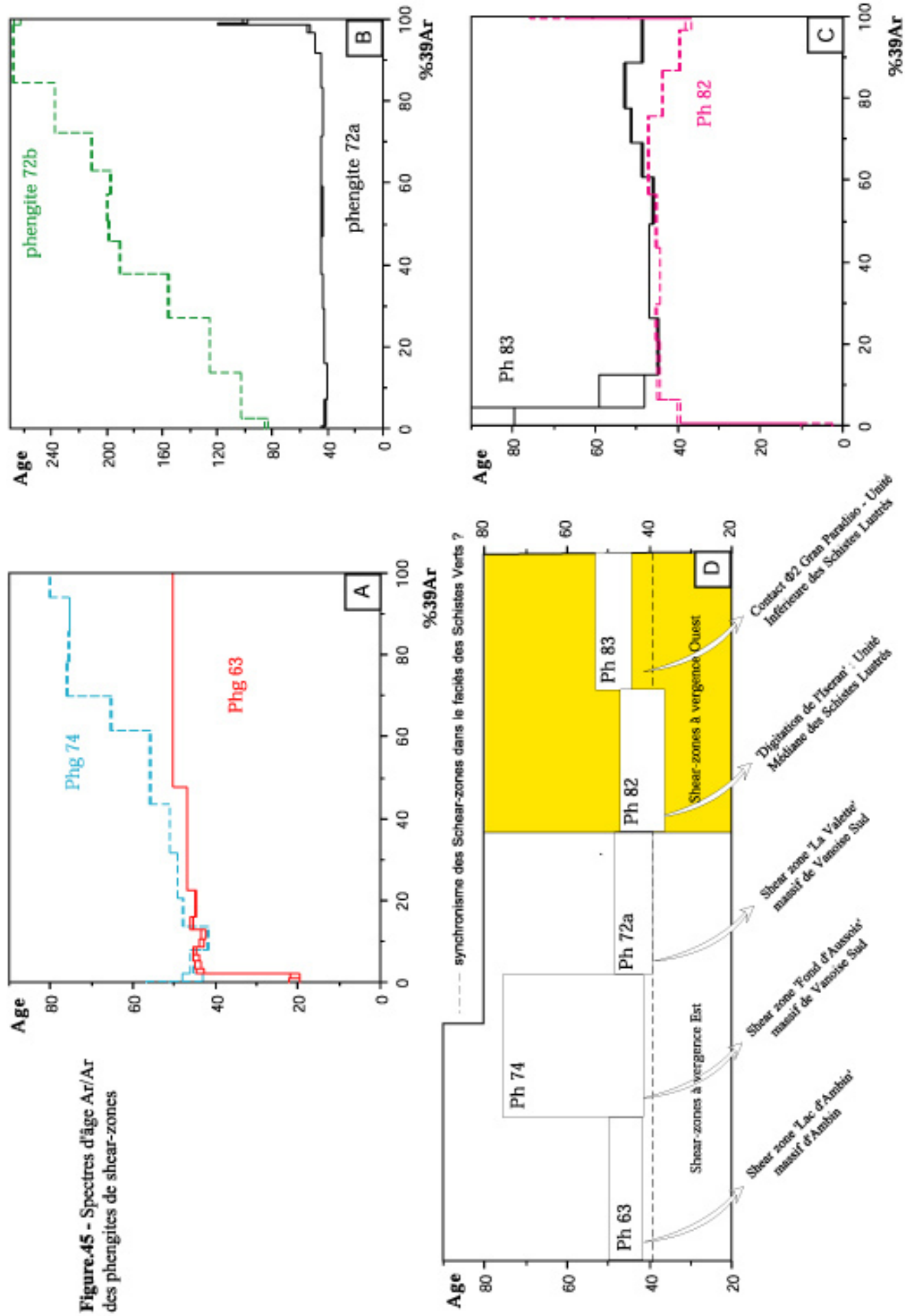
2-5-2 - Les micaschistes des socles d'Ambin et de Vanoise Sud

Les micaschistes Ga-63, Ga-74 et Ga-72a montrent eux aussi des irrégularités dans les spectres d'âges apparents. Ces irrégularités correspondent la plupart du temps à de légères variations du rapport Cl/K (Tab.7).

L'âge moyen obtenu pour tous les paliers du spectre de l'échantillon **Ga-63** est de 40 ± 7 Ma. En ne considérant que les paliers les plus stables (Fig.45A), les âges oscillent entre 43 et 50 Ma. Deux groupes d'âges peuvent être distingués : ceux compris entre 43 et 45 et ceux s'étalant sans grande précision entre 46 et 50 Ma. Ces deux groupes d'âge traduisent probablement le dégazage d'au moins deux générations différentes de minéraux. Une première génération héritée de l'évènement 'éclogitique' D1 (46 ~ 50 Ma ?) et une seconde, très nette, qui a cristallisé au cours de la rétro-morphose D2 depuis le faciès des Schistes Bleus de bas grade (44 ~ 45 Ma) jusqu'au faciès des Schistes Verts (phénomène de 'recul' des paliers 7 et 8 : ~ 43 Ma). Les données de la pétrographie corroborent ces résultats :

- les phengites de moyenne pression ayant cristallisé dans les sites structuraux D2 représentent l'essentiel des micas blancs de la roche. L'âge 43 ~ 45 Ma peut sans ambiguïté être associé à cet évènement D2, probablement même aux tous premiers stades Schistes Bleus de cet évènement cisailant.

Figure.45 - Spectres d'âge Ar/Ar des phengites de shear-zones



Les deux âges plateaux voisins de 43 Ma pourraient documenter un stade rétomorphique D2 plus avancé dans le faciès des Schistes Verts. La sonde ionique révèle effectivement que certaines de ces phengites D2 sont en cours de recristallisation vers le domaine des basses pressions (rapport de substitution Si/Al très inhomogène à l'échelle du grain, Fig.40). La notion de zone de cisaillement précoce D2 doit alors être tempérée.

- les phengites de haute pression, présentes à l'état de reliques dans les sites structuraux D1 sont très minoritaires. Le dernier plateau situé à 50 Ma a produit le dégazage le plus important : cet âge représente probablement une moyenne entre plusieurs générations relictuelles de micas blanc anté-D2 (phengites de haute pression D1 et muscovites anté-alpines) que nous n'avons pas pu distinguer d'après les données isotopiques.

L'âge moyen obtenu pour tous les paliers du spectre de l'échantillon **Ga-74** est de 58 ± 12 Ma. En ne considérant que les paliers les plus stables (Fig.45A), les âges oscillent entre 41 et 75 Ma. Ce spectre d'âge croissant en marche d'escalier caractérise une fois encore un mélange entre nos trois générations de micas (anté-alpins, D1 et D2). Contrairement à Ga-63, la forme du spectre ne nous permet pas de trancher sur une limite d'âge entre les événements alpins D1 et D2. Seul le 'recul' observé dans le spectre d'âge (4^{ème} palier : 41 Ma) pourrait caractériser l'événement D2. Nous retrouvons aux mêmes températures de dégazage (770-790°C) ce phénomène de 'recul' pour les paliers bien définis de l'échantillon Ga-63 (7^{ème} et 8^{ème} paliers : 42-43 Ma). Les données de la pétrographie corroborent ces résultats : comme pour Ga-63, il semble que nous ayons affaire à une zone de cisaillement $\Phi 2$ précoce avec cristallisation dominante de phengites D2 moyennement substituées. L'analyse de terrain sur la région de *Fond d'Aussois* a par ailleurs montré, que la déformation plicative associée à la foliation S2 du socle en conditions des Schistes Bleus (Fig.24), était contemporaine du fonctionnement de cette zone de cisaillement précoce (§ partie III, chap.3-3-1).

L'âge moyen obtenu pour tous les paliers du spectre de l'échantillon **Ga-72a** est de 52 ± 14 Ma. En ne considérant que les paliers les plus stables du spectre (Fig.45B), les âges oscillent entre 39 et 53 Ma. Deux groupes d'âges peuvent de nouveau être distingués : ceux compris entre 39 et 44~45 Ma et ceux variant de façon brutale et imprécise entre 48 et 53 Ma. Ces deux groupes d'âges correspondent au dégazage d'au moins trois générations différentes de micas potassiques que nous avons mis en évidence dans l'échantillon. Les teneurs en Si^{4+} des phengites présentes dans les sites structuraux D2 de la roche indiquent des pressions moyennes à basses : elles représentent l'essentiel des micas blancs de la roche. L'analyse à la sonde ionique montre que la recristallisation D2 est très homogène à l'échelle des cristaux de phengite présents dans les sites D2 (Fig.40). L'âge de 38 ~ 42 Ma peut vraisemblablement être associé à la déformation D2, et plus précisément aux derniers stades Schistes Verts de cet événement cisailant D2. Nous pouvons donc parler d'une zone de cisaillement tardive (§ partie III, chap.3-3-1) comme le suggèrent les données microstructurales de terrain (Fig.19). Le deuxième groupe d'âges caractérise très probablement un mélange entre phengites D1 de haute pression et muscovites anté-alpines : l'ensemble étant ultérieurement déstabilisé dans le faciès des Schistes Verts au cours de l'événement D2. Les données de la pétrographie corroborent ces résultats : la sonde ionique révèle des hétérogénéités de composition au sein même des cristaux de micas blancs présents dans les sites D1 (Anx.61, analyse.17).

L'âge moyen obtenu pour tous les stades du spectre de l'échantillon **Ga-72b** est de 185 ± 46 Ma. En ne considérant que les paliers les plus stables (Fig.45B), les âges oscillent entre 84 et 267 Ma. Comme le laissaient présager les données microsondes obtenues sur ces micas inhomogènes, le spectre d'âges est représentatif d'un mélange entre une forte proportion de muscovites anté-alpines et de quelques

Echantillon Ga-63			
Temp.	J=.001019	error age	CI/K
454C	20,70	1,20	0,015062
599C	20,41	1,10	0,006482
645C	43,39	0,84	0,000663
690C	44,11	0,66	0,000079
717C	44,23	0,70	-0,002488
743C	44,74	0,45	-0,000422
768C	43,11	0,62	-0,000806
791C	42,84	0,54	-0,000685
839C	45,62	0,37	0,000472
908C	44,57	0,16	-0,000412
1104C	46,76	0,06	0,000096
1378C	50,18	0,05	0,000127

Echantillon Ga-72b			
Temp.	J=.001010	error age	CI/K
455C	84,04	0,95	0,00366118
607C	102,36	0,32	0,0014524
670C	124,83	0,14	0,00088646
700C	155,20	0,35	0,00017773
728C	189,76	0,29	-0,0002885
752C	197,77	0,34	0,00039079
773C	199,34	0,33	0,00075895
795C	196,63	0,36	0,00062112
851C	210,39	0,27	0,00027283
916C	236,87	0,28	0,00047406
111C	267,19	0,26	0,00067467
1375C	264,61	2,10	0,0058184

Echantillon Ga-74			
Temp.	J=.001016	error age	CI/K
450C	53,87	2,70	0,00317063
605C	45,43	2,30	0,01289815
770C	45,47	0,30	-0,001009
777C	41,66	0,22	0,0012083
800C	47,53	0,16	0,00052818
850C	48,94	0,11	-0,0001557
910C	50,93	0,10	0,00013495
1010C	55,57	0,09	0,00013898
1090C	65,00	0,15	0,00021103
1150C	75,68	0,17	8,7565E-06
1212C	75,44	0,18	0,00063024
1290C	75,17	0,16	-3,751E-05
1368C	79,93	0,24	0,00066884

Echantillon Ga-82			
Temp.	J=.001007	error age	CI/K
440C	6,05	3,80	0,01848267
597C	39,52	0,40	0,00371523
678C	44,57	0,37	4,993E-05
730C	45,13	0,20	0,00033098
765C	44,05	0,11	0,00042223
799C	45,08	0,14	0,00034264
869C	47,00	0,11	0,00019739
930C	43,40	0,21	0,00031572
1012C	39,15	0,20	0,00030819
1108C	37,24	0,72	-0,0009585
1369C	71,11	4,50	0,00683924

Echantillon Ga-72a			
Temp.	J=.001014	error age	CI/K
379C	43,26	1,40	0,01450764
600C	41,37	0,48	0,00447077
654C	39,36	0,14	0,00089548
696C	41,59	0,11	0,00189266
720C	42,82	0,11	0,00037616
760C	43,98	0,13	0,00050941
771C	43,67	0,16	0,00050562
797C	43,48	0,21	2,3566E-05
846C	44,62	0,10	9,1426E-05
888C	43,46	0,10	0,00037964
934C	44,08	0,10	0,0003995
976C	48,94	0,21	0,00056058
1012C	53,29	0,58	0,00481724
1105C	116,35	2,10	0,01300267
1380C	99,37	1,50	-0,0002875

Echantillon Ga-83			
Temp.	J=.001005	error age	CI/K
450C	94,22	14,00	0,02169167
600C	53,27	5,10	-0,0014891
662C	44,59	0,16	0,00131477
713C	46,75	0,07	-0,0001312
744C	45,91	0,16	0,00052883
769C	48,33	0,22	0,00022039
794C	51,10	0,18	0,00031924
840C	52,59	0,11	0,00042684
915C	48,36	0,16	0,00023018
1370C	55,95	4,10	-0,0164296

Tableau 7 : datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$

phengites alpines cristallisant au dépens de ces dernières.

3 - Discussion et conclusions

3-1 - *Âges de D1 et de D2 dans les Alpes Graies méridionales*

Nos premières datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ et Rb/Sr concernant le fonctionnement des zones de cisaillement $\Phi 2$ apparaissent à première vue très fructueuses. Dans les unités de socle d'Ambin et de Vanoise Sud, un événement thermique situé entre 45 Ma et ~ 39 Ma ressort très clairement des spectres d'âges obtenus. Les données de la pétrographie et de l'analyse microstructurale nous permettent de relier sans ambiguïté cet événement thermique à la déformation D2. L'étalement des âges entre 39 Ma et 45 Ma est cohérent avec la notion de zones de cisaillement précoces et tardives et corroborent nos observations de terrain. Les cisaillements vers l'Est semblent débiter autour de 45 Ma, dans les conditions du faciès des Schistes Bleus de bas grade, et culminer à 39 Ma dans les conditions du faciès des Schistes Verts. Les datations Rb/Sr ont permis de repousser cette limite à 34 Ma. Cet âge reflète en théorie les derniers stades ductiles de la déformation cisailante en conditions des 'Schistes Verts'. Certains tronçons ou ramifications de zones de cisaillement $\Phi 2$ ('Fond d'Aussois', 'Lac d'Ambin'), interprétés, d'après les observations métamorphique et structurale comme résultant d'une histoire D2 précoce, semblent ne pas avoir été réactivés (ou très peu) postérieurement à 42 Ma. Dans les unités adjacentes de Schistes Lustrés, les âges les plus jeunes se rapportant à la déformation cisailante en conditions des Schistes Verts, s'inscrivent à la limite de cette fourchette d'âge D2 (37~ 40 Ma). Il est donc fortement probable que les zones de cisaillement à vergence Est et Ouest ont opéré de façon synchrone (Fig.45D). Cette affirmation doit être tempérée car les datations ont été faites sur des roches de compositions différentes, ce qui peut fausser certaines comparaisons.

Par contre, les spectres d'âges relatifs à la déformation D1 de haute pression dans les socles Briançonnais sont beaucoup plus délicats à interpréter. L'âge de la haute pression est trop souvent 'vieilli' par des phénomènes d'héritage (Ga72b). Dans l'échantillon Ga-63, où la présence de micas anté-alpins a été vérifiée, les âges les plus vieux mis en évidence se situent autour de 50 Ma. L'âge de la haute pression dans le Briançonnais est donc nécessairement postérieur à cet âge de mélange mais également postérieur à l'âge de dépôts des schistes de « Pralognan » (Yprésien : 53-46 Ma) qui sont affectés par cet épisode métamorphique. Dans les Unités Médiannes des Schistes Lustrés, les âges les plus vieux sont, eux aussi, situés vers 47 Ma, ce qui diffère sensiblement des données de Liewig (1981), Takeshita et al. (1994) et Agard et al (2002) obtenues sur des roches de lithologie semblable au Sud du massif d'Ambin (50-60 Ma). Dans les Unités Inférieures, enfin, elles avoisinent les 53 Ma. La déformation HP enregistrée dans ces trois unités penniques (i.e. socles Briançonnais, Schistes Lustrés Médiannes et Inférieures) semble donc être légèrement diachrone. Cette affirmation doit elle aussi être tempérée : d'une part l'écart d'âge reste faible (< 5-10 Ma), d'autre part les datations ont été faites sur des roches de natures différentes, ce qui peut fausser certaines comparaisons (Villa et al, 1997).

3-2 - *Quelques considérations à propos de la signification des âges de métamorphisme*

Dans le domaine Briançonnais, les méthodes de datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ et Rb/Sr apparaissent complémentaires. Elles présentent cependant leurs propres limites :

- la méthode Rb/Sr (Freeman et al, 1997), appliquée à des roches présentant une recristallisation homogène dans le faciès des Schistes Verts, donne généralement d'excellents résultats (reproductibilité régionale). Une incertitude de taille subsiste néanmoins : comment être sûr que la recristallisation des micas a été totale ? Le risque de dater un mélange entre différentes phases métamorphiques est grand.

- la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ a permis de confirmer qualitativement l'existence de plusieurs étapes de cristallisation au cours d'une déformation cisailante apparemment homogène. L'application de cette méthode (originellement développée pour la datation de roches magmatiques non métamorphiques) à des roches polymétamorphiques fait depuis une vingtaine d'années l'objet de nombreuses controverses : l'instabilité de l'argon radiogénique présent dans les phengites alpines pourrait passablement 'vieillir' l'âge des structures tectoniques (Hammerschmidt et al, 1992 ; Arnaud & Kelley, 1995 ; Sherlock & Arnaud, 1999). Dans le cas des Alpes occidentales, ce débat concerne en particulier les âges créacés - dits « Eoalpin » (Hunziker, 1974 ; Stöckhert et al, 1986 ; Hunziker et al, 1992) – qu'une grande majorité d'auteurs remettent aujourd'hui en cause (Hammerschmidt & Stöckhert, 1987 ; Ruffet et al, 1995 ; Arnaud & Kelley, 1995 ; Scaillet, 1996 ; Ruffet et al, 1997).

En marge de cette controverse, plusieurs études géochronologiques récentes concernant l'âge des structures cisailantes dans le domaine Pennique, sont venues paradoxalement réhabiliter la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Citons à ce titre les travaux de:

- Barnicoat et al (1995) [Nappe de Siviez-Mischabel : 40~35 Ma] ;
- Markley et al (1998) [Nappe de Siviez-Mischabel : 41~36 Ma] ;
- Cartwright & Barnicoat (2002) [zone de Combin et de Zermatt-Saas Fe : 42~37 Ma] ;
- Agard et al (2002) [complexe des Schistes Lustrés : 51-35 Ma] ;
- ou bien encore Challandes et al (2002) [Nappe de Suretta : 36 Ma].

Les âges argons montrent une évolution rétro-morphique post-HP depuis le faciès des Schistes Bleus (Agard et al, 2002) jusqu'au faciès des Schistes Verts (Barnicoat et al, 1995 ; Challandes et al, 2002). Dans un contexte microtectonique et thermobarométrique extrêmement bien contraint (respectivement Ellis et al, 1989 pour la Nappe de Siviez-Mischabel, Merle & Ballèvre, 1992 ou Reddy et al, 1999 pour la zone de Combin, Barnicoat & Fry, 1986 pour la zone de Zermatt-Saas Fe, Agard et al, 2001a,b pour le complexe des Schistes Lustrés et Marquer et al, 1996 pour la Nappe de Suretta), et en l'absence de preuves concernant la contamination par de l'Argon radiogénique, les datations argons des auteurs apparaissent difficilement contestables :

- la chronologie relative de la déformation est cohérente avec celle des datations : les structures les plus tardives (d'un point de vue microstructural et thermobarométrique) fournissent les âges argons les plus jeunes ;

- la cristallisation des phengites datées par cette méthode se produit à des températures inférieures à la température théorique de fermeture isotopique (~430°C) ;

- les âges $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sont compatibles avec les âges K/Ar ou Rb/Sr obtenus sur des secteurs identiques ou sur des structures d'échelle régionale (e.g. contact tectonique « D2 » entre les unités piémontaises et austro-alpines : âges Rb/Sr de Reddy et al, (1999) [Val Gressoney : 45~36 Ma] et âges $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de Cartwright & Barnicoat (2002) [zone de Combin et de Zermatt-Saas Fe : 42~37 Ma] ;

- l'excès d'Argon n'est en fait envisagé que pour des secteurs restreints, métamorphisés à UHP et, paradoxalement, faiblement déformés (Dora Maira : Arnaud & Kelley, 1995 ; Scaillet, 1996 ;

Scaillet, 1998 ou Sesia : Ruffet et al, 1995). Dans ce type de contexte structural, la circulation de fluides extrêmement limitée (voir Giorgis et al, 2000 ; Phillipot & Rumble, 2000 pour plus de détails) permet la formation de réservoirs d'argon 40 (issue de la déstabilisation métamorphique d'autres minéraux) qui sera progressivement incorporé aux phengites néo-cristallisées. Selon Agard et al (2002) cette rétention d'argon radiogénique est difficilement concevable dans des unités de type « Nappe » intensément tectonisées à l'Alpin.

Selon ces auteurs, la rétromorphose en 'Schistes Verts' est provoquée par la remontée extrêmement rapide (2 à 5 cm/an) d'unités profondes le long de grands cisaillements ductiles comparables à ceux que nous avons décrit dans les Alpes Graies méridionales.

Dans le détail, les relations géométriques et temporelles entre ces cisaillements à vergences opposées ('procharriage' vers l'ouest-NO - 'rétrocharriage' compressif ou extensif vers l'est-SE selon les auteurs) sont encore largement débattus. Il suffit pour s'en convaincre de comparer les travaux et interprétations d'Argand (1916), Caron (1977), Platt et al (1986), Hunziker et al (1989), Steck (1989), Merle & Ballèvre (1992), Deville et al (1992), Wheeler & Butler (1993), Baudin et al (1993), Barnicoat et al (1995), Caby (1996), Marquer et al (1996), Inger et al (1996), Butler & Freeman (1996), Freeman et al (1997), Gebauer et al (1997), Schmid & Kissling (2000), Rolland et al (2000), Agard et al (2001a). Ce processus d'exhumation par cisaillement simple n'est plus documenté à partir de 36 Ma (Challandes et al, 2002). Les datations Rb/Sr proposées par Freeman et al (1997) permettent de repousser cette limite à 34 ~32 Ma. Cet âge reflète probablement les derniers stades ductiles de la déformation cisailante en conditions des Schistes Verts.

Un point intéressant ressort de tous ces travaux : les cisaillements à vergence Ouest-NO ou Est-SE opèrent de façon synchrone vers 36-40 Ma dans les conditions du faciès des Schistes Verts (Markley et al, 1998 ; Reddy et al, 1999 ; Cartwright & Barnicoat, 2002, Ma, Agard et al, 2002, Challandes et al, 2002, cette étude). A l'échelle du domaine Pennique des Alpes occidentales, les cisaillements Est-Ouest ne pourraient ils pas correspondre à un régime de déformation unique D2 opérant globalement par amincissement ? Une telle hypothèse devrait permettre de réconcilier les théories antagonistes s'affrontant sur le thème du pro- et du rétrocharriage.

3-3 – En résumé ...

De grandes incertitudes planent sur la signification de tous ces âges : faut-il alors attacher une importance capitale aux chiffres ? Dans le cas des zones de cisaillement des Alpes Graies méridionales, la reproductibilité de certains groupes d'âges renforce notre idée que cisaillements simples à vergence Est et Ouest s'inscrivent dans un seul et même événement 'd'amincissement crustal'. Cet amincissement de l'édifice Vanoise Sud-Ambin-Gran Paradiso opère depuis les conditions métamorphiques du faciès des Schistes Bleus de bas grade (zones de cisaillement précoce de 'Fond d'Aussois' et du 'Lac d'Ambin' : groupe d'âges 45~ 42 Ma) jusqu'au faciès des Schistes Verts (zones de cisaillement tardives de 'La Valette' et de 'L'Iseran' : groupe d'âges 40-37 Ma).

VI^{ème} PARTIE : SYNTHÈSE

Ce dernier chapitre vise à replacer les conclusions tectono-métamorphiques concernant l'exhumation des dômes de socles Briançonnais (Ambin – Vanoise sud) et des unités tectoniques adjacentes à l'échelle de l'orogène alpin. Peut-on intégrer l'évolution structurale du domaine des Alpes Graies méridionales dans un ou plusieurs des modèles cinématiques alpins proposés dans le cadre de la tectonique des plaques (Fig.46 pour revue), ou bien doit-on envisager une histoire différente des autres régions des Alpes occidentales ? Cette problématique fait l'objet de la partie discussion de l'article 3. Nous y proposons une reconstitution hypothétique de l'évolution tectono-métamorphique des Alpes occidentales à la transition Eocène-Oligocène, plus en terme de faits de terrain que de modèles, et dans une perspective assez classique de subduction à pendage Est. Toute reconstitution géodynamique s'appuie nécessairement sur des âges radiochronologiques et nécessite un certain parti-pris quant à la sélection des données existantes (Fig.47).

Trois possibilités s'offrent à nous :

Ne pas tenir compte des âges radiochronologiques. En regard du peu de certitude concernant la validité des nombreux âges argon (Fig.5), cette solution est assez prudente. Malheureusement elle ne permet de raisonner que sur la base de grandes étapes stratigraphiques, souvent très éloignées dans le temps. L'amincissement D2 peut seulement être daté par encadrement entre 53 et 30~28 Ma, c'est à dire postérieurement au pic de pression dans le Briançonnais (donc à l'âge des derniers dépôts d'âge yprésien à avoir été subductés) et antérieurement au remaniement érosif des unités penniques HP (molasses chatiennes contenant ces galets, Fig.48). Cette faible définition dans le séquençage du modèle se prête mal aux reconstitutions géodynamiques.

Tenir compte de tous les âges radiochronologiques. Cette solution, qui a l'avantage d'être 'scientifiquement' honnête, complique à souhait les modèles géodynamiques : comment concilier à l'échelle des Alpes occidentales les âges Schistes Verts trop 'vieux' (Hunziker, et al, 1989) et les âges Haute-Pression trop 'jeunes' (Rubatto et Hermann, 2001) ? Afin de contourner ce problème, beaucoup d'auteurs introduisent dans leur modèle des concepts modernes comme le diachronisme des épisodes HP (e.g. Duchêne et al, 1997a,b), les différentiels de vitesse d'exhumation (e.g. Schwartz, 2002), ou bien encore l'épisodicité de la déformation (Lister et al, 2001), la zonalité spatiale du métamorphisme HP (e.g. Agard, et al, 2002) Bien que ces modèles unificateurs aient le mérite de résoudre beaucoup de paradoxes régionaux, ils se heurtent dans le détail à de graves contradictions avec les données de terrain. Les cisaillements 'Schistes Verts' de Dora-Maira, datés selon la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ entre 43 et 35 Ma (Scaillet, 1990 ; Monié & Chopin, 1991), seraient-ils réellement plus vieux que l'épisode HP (35 Ma : Gebauer et al, 1997) affectant ce même massif ? (Fig.5). L'analyse de terrain montre que ce diachronisme inverse est structuralement impossible. Les fabriques cisailantes 'Schistes Verts' que nous avons reconnues dans la partie nord du massif (région de Rocciavre, vallée de Susa - Fig.30), recoupent indiscutablement des structures HP soulignées par des associations minérales syntectoniques à grenat-chloritoïde (relictuels). Dans la région de Venesca (partie sud du massif), des grenats magnésiens s'apparentant fortement aux grenats de Rocciavre, ont été datés à ~35 Ma par la méthode Lu/Hf (Duchêne et al, 1997a).

Sélectionner ces âges radiochronologiques. Cette solution n'est 'scientifiquement' pas très

honnête dans la mesure où l'on porte plus de crédit à une méthode de datation qu'à une autre. Il est pourtant évident que certaines méthodes sont plus fiables que d'autres : comparée aux datations U/Pb, Sm/Nd ou Lu/Hf, la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ appliquée à des roches polymétamorphiques apparaît extrêmement controversée (Villa, 1998). La méthode Rb/Sr sur le couple calcite-phengite (Fremann et al, 1997), spécifiquement développée pour dater la déformation cisailante 'Schiste Vert', mérite en revanche d'être prise en compte. Bien qu'elle se situe encore au stade expérimental, cette méthode donne des résultats cohérents et reproductibles à grande échelle, et surtout n'interfère pas trop avec les âges HP. Contrairement à beaucoup d'auteurs (Barnicoat et al, 1995 ; Markley et al, 1998 ; Cartwright & Barnicoat, 2002 ; Agard et al, 2002 ; Challandes et al, 2002), nous avons donc choisi de ne pas tenir compte de nos âges argons et de situer l'épisode D2 post-HP entre 35 et 32 Ma (Fig.49). La limite supérieure 35 Ma représente l'âge minimal de l'épisode HP dans les massifs cristallins internes (Dora-Maira) ; la limite inférieure 32 Ma correspond à l'âge des tous derniers incréments de déformation 'Schiste Vert' affectant l'édifice tectonique des Alpes Graies méridionales (Freeman et al, 1997).

A l'échelle de l'orogène alpin, l'épisode D2 apparaît comme un événement extrêmement limité dans le temps, marquant une frontière majeure entre l'histoire tectono-métamorphique précoce et mal contrainte des domaines internes (**dynamique de subduction** Eocène) et l'histoire compressive moderne de la chaîne alpine (**dynamique de collision*** Oligo-Miocène enregistrée dans les domaines externes).

[* Suivant la définition classique, la collision alpine désigne la rencontre des deux marges continentales Europe et Apulie, suite à la fermeture de l'espace océanique séparant ces deux marges. Cette définition, très elliptique, laisse naturellement place à diverses interprétations :

(i) d'une part de quel espace océanique parle t'on ? S'il s'agit uniquement de l'océan liguro-piémontais (Dercourt et al, 1993), la rencontre Europe-Apulie se produit autour de 65 Ma (modèle de Schwartz, 2002) ; si par contre l'on prend en compte l'espace océanique valaisan, donc les modèles de Stampfli (1993), cette rencontre continentale ne débute pas avant l'Eocène supérieur (40 Ma, Stampfli et Marchant, 1995 ; Stampfli et al, 1998). Dans le scénario proposé ci-dessous, nous nous placerons dans cette optique 'valaisanne' ; cette dernière rend en effet mieux compte de l'histoire tectono-métamorphique des Alpes centrales et occidentales.

(ii) d'autre part, il faut se poser la question de la signature structurale et métamorphique, c.à d. l'expression mécanique et thermique d'une rencontre entre deux marges continentales.

La dynamique de collision sensu stricto. Intuitivement, le lecteur se placera dans le schéma classique d'un affrontement directe - plaque contre plaque - Ce stade d'hypercollision (Fig.1A), qui caractérise selon nous la collision alpine au sens strict du terme, implique certaines notions :

- du point de vue de la géométrie de la chaîne collidée : une idée de raccourcissement avec comme à l'heure actuelle, un écaillage crustal des marges continentales épaissies, voir un écaillage d'échelle lithosphérique avec dédoublement du moho (coupe ECORS, Fig.6) ;
- du point de vue de la dynamique profonde : des unités tectoniques enfouies difficilement, par écaillage, à des profondeurs n'excédant pas 30-40 Km (tectonique crustale), des vitesses d'exhumation très lentes ($V < \text{mm/an}$) ;
- du point de vue cinématique : une tectonique clairement compressive associée à des nappes à double

déversement (charriages et rétrocharriage).

Dans les schémas de Stampfli et al (1998), ce stade de collision devrait débiter à partir de 40 Ma. Or à 35 Ma, un processus de subduction, impliquant non plus du matériel océanique mais du matériel de marge continentale (Dora Maira), est toujours actif. Notre événement D2 (32-35 Ma) ne s'inscrit pas, lui non plus, dans la dynamique de collision. D2 répond en effet à une logique d'exhumation, impliquant des unités profondes métamorphisées en faciès des Schistes Bleus ; D2 procède par amincissement (mouvements extensifs) avec des vitesses de remontée supérieures au mm/ans.

Nous arrivons donc au paradoxe suivant : bien que marge européenne et marge apulienne se fassent front dès 40 Ma, qu'à 35 Ma une partie de la marge européenne se trouve subductée à grande profondeur sous la marge apulienne (> 100Km), le processus de collision (tel que nous l'avons défini ci-dessus) n'est pas encore opérationnel. Il ne le devient qu'à partir de ~ 30 Ma. Il existe en effet des marqueurs chronologiquement fiables de ce processus d'âge Oligocène à actuel :

- du point de vue mouvement des plaques : un ralentissement très important de vitesse de convergence entre Europe et Afrique. Ce ralentissement est signalé à la transition Eocène sup. – Oligocène inf. (Dewey et al, 1973)

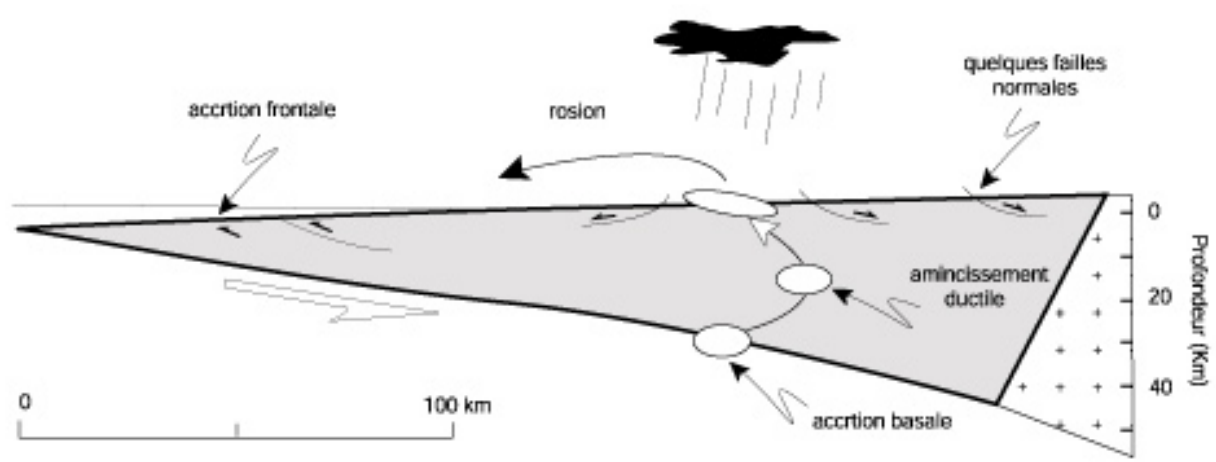
- du point de vue du signal sédimentaire enregistré dans les bassins tertiaires du domaine Externe : la fin des bassins de flysch (sédiments de fosses très profondes associées à la subduction) et l'ouverture, sous l'effet de la flexure de la marge européenne épaissie, de bassins molassiques peu profonds (migration des dépocentres, ...). Le fonctionnement de ces bassins molassiques n'est clairement documenté qu'à partir de 28 Ma (migration des dépôts-centre vers l'avant pays et déformation des molasses oligocènes sous l'effet de l'avancée des nappes ; Milnes et al, 1981, Guellec et al, 1990).

La dynamique de subduction continentale apporte donc une vision bien différente de ce que peut être la rencontre continent-continent : non pas celle d'un affrontement en écailles imbriquées, mais celle d'un moteur pour l'exhumation des unités HP-BT (dynamique de la plaque subductante ; voir les modèles du prisme orogénique, du canal de serpentinite et les modèles dérivés de ces derniers – Fig.46).

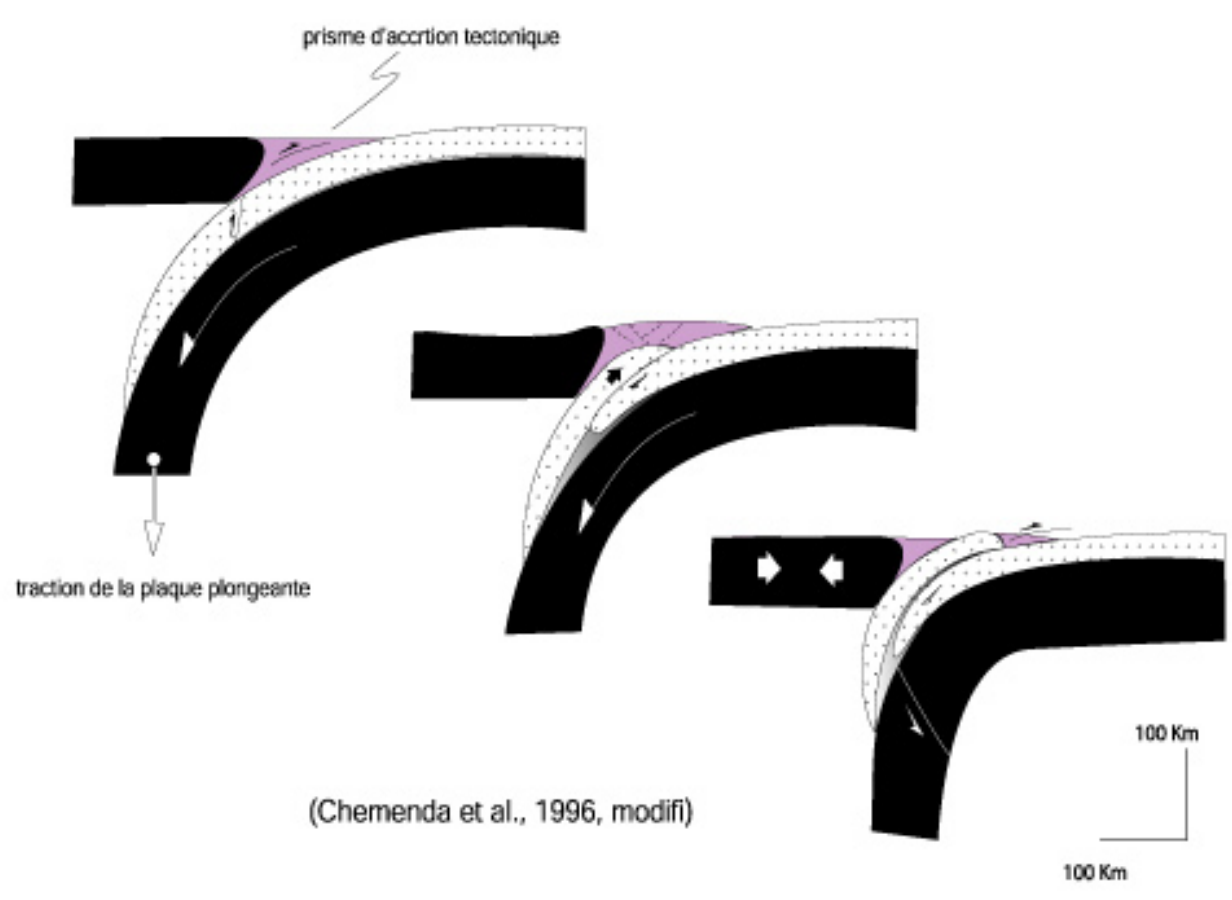
*Dans ce qui suit, nous désignerons sous le terme de **dynamique de subduction**, toute dynamique faisant intervenir comme moteur d'exhumation, la subduction d'un panneau lithosphérique (d'affinité océanique ou continentale).*

Soulignons, en conclusion à cet aparté sur la définition de la collision, le rôle fondamental qu'a joué le domaine valaisan dans l'entretien de cette dynamique de subduction. Une fois l'océan valaisan résorbé par subduction, la suture valaisanne a initié, puis guidé le processus de subduction continentale de la marge européenne sous la marge apulienne. Le domaine valaisan a en quelque sorte retardé le processus de collision continentale ; il doit nécessairement occuper une place importante dans toute reconstitution géodynamique.]

A Exhumation par quilibrage isostatique et rosion
(dessin original de Bousquet, 1998)



B Exhumation par les forces d'Archimede (duction), avec une gomtrie de subduction



(Chemenda et al., 1996, modifi)

Figure 46

Figure.46 – Modèles d'exhumation syn-orogéniques (d'après la définition de Jolivet et Goffé, 2000) des roches de HP-BT.

Les mécanismes d'exhumation des roches de HP-BT (en contexte de convergence continentale) dans les chaînes de montagne font encore l'objet de nombreuses discussions (Carswell, 1990). La variété des contextes géologiques dans lesquels affleurent ces roches (zones internes des chaînes de montagne, zones de mélange dans les prismes d'accrétion, ou bien dans les zones de subduction oblique – Cloos, 1982 ; Spalla et al, 1996 parmi d'autres) suggère que plusieurs mécanismes d'exhumation sont impliqués au cours de leur remontée. Cette hypothèse est renforcée par les études géochronologiques, pétrologiques et structurales menées sur les éclogites, montrant que l'exhumation est un processus discontinu dans le temps (Duchêne et al, 1997b parmi d'autres). Ces discontinuités sont probablement liées à des changements tectoniques à l'échelle des orogènes, entraînant des changements dans les mécanismes d'exhumation. La multiplicité des modèles proposés pour expliquer l'exhumation de ces roches de HP-BT reflète les différents moteurs possibles de cette exhumation. Nous reprenons ci-dessous une partie de la synthèse exhaustive proposée par de Sigoyer (1998) sur ces modèles d'exhumation (modifié d'après les articles de Platt, 1986-87 et 93). Ces rappels bibliographiques sont documentés par des illustrations, commentaires et données nouvelles concernant les modèles existants.

1/ MODELES CONTROLES PAR LES FORCES D'ARCHIMEDE

Exhumation par équilibrage isostatique et érosion (A) : ce sont les premiers modèles proposés pour l'exhumation des roches de HP (Clark et Jäger, 1969 ; England et Richardson, 1977 ; England, 1981 ; Rubie, 1984 ; Ring et Brandon, 1994-98). Ils sont basés sur l'idée que les massifs de HP-BT remontent de façon passive avec leur encaissant, grâce à la rééquilibration isostatique. Cette rééquilibration produit des reliefs, que l'érosion détruit au fur et à mesure. A lui seul ce mécanisme ne permet pas d'expliquer l'exhumation rapide des roches alpines de HP-BT (Duchêne et al, 1997b ; Gebauer et al, 1997 ; Rubatto et Hermann, 2001)

Exhumation par éduction (appliqué au modèle de « slab breakoff ») : une partie de la croûte métamorphisée dans le faciès Eclogitique (Von Blanckenburg et al, 1989 ; Andersen et al, 1991 ; Davies et Von Blanckenburg, 1995 ; Von Blanckenburg et Davies, 1995) acquiert une densité comparable à celle du manteau (Oxburg et Turcotte, 1976) et se détache. L'éduction de la croûte éclogitisée entraîne sa disparition dans le manteau et provoque une remontée isostatique de la partie restante. Les reliefs, créés en surface, sont alors érodés. Ce type d'exhumation par « collapse » implique en théorie un réchauffement des unités affecté par cette remontée (Gardien et al, 1997). Ce réchauffement est la conséquence de l'anomalie thermique induite par le changement de géométrie des limites entre croûte-manteau et lithosphère-asthénosphère. A l'exception des travaux de Borghi et al (1992) ou Brouwer et al (sous presse) sur le massif du Gran Paradiso, un tel réchauffement n'est pour le moment pas clairement documenté sur les chemins P-T des Alpes Graies méridionales (Fig.41C).

Exhumation par les forces d'Archimède (B), avec une géométrie de subduction (Ernst, 1975-84 ; England et Holland, 1979 ; Cloos, 1982 ; Chemenda et al, 1997) : cette proposition a fait l'objet de modélisations analogiques (Chemenda, 1993 ; Chemenda et al, 1995-96 et 97 ; Matte et Chemenda, 1996) et a été appliqué à diverses chaînes de montagne (Matte, 1998). Ce mécanisme d'exhumation est assisté par la tectonique et l'érosion et rend compte des variations dans les vitesses d'exhumation. Les forces d'Archimède sont invoquées pour expliquer l'exhumation des massifs cristallins éclogitiques à travers le manteau, où le contraste de densité est supposé assez fort. Quand le massif éclogitique arrive dans la croûte, les forces d'Archimède s'annulent et le massif se bloque. D'autres mécanismes d'exhumation doivent prendre le relais, telles que l'érosion et l'extension. Ce modèle d'exhumation, qui ne prend pas en compte l'augmentation de densité des massifs éclogitiques au cours de la subduction, apparaît selon Schwartz et al (2001) difficilement applicable au cas des Alpes occidentales. Il explique en revanche avec succès l'exhumation des massifs granulitiques MP-HT dans les virgations himalayennes (Thompson et al, 1997a,b ; Burg et al, 1997)

2/ MODELES CONTROLES PAR LES FORCES AUX LIMITES DU SYSTEME

Exhumation par des processus de flux retour, dans un chenal ou un prisme orogénique (C) : ce modèle de « channel flow » a été appliqué, pour le mélange franciscain (Cloos, 1982) qui contient de petits blocs de HP-BT. Les trajets P-T rétrogrades de ces roches se calquent en sens inverse, sur ceux de l'enfouissement. Les blocs sont entourés de sédiments, de carbonates, de boues ou de serpentines, peu ou pas métamorphiques. Le modèle d'exhumation pour ce mélange, est basé sur le concept de flux retour, « return flow » : le matériel profondément enfoui revient à la surface par un chemin très proche de celui par lequel il est descendu. L'idée première pour expliquer ce flux retour reposait sur les forces d'Archimède, appliquées aux matériaux légers constituant le chenal. Les blocs de HP denses remontaient, emballés dans les matériaux légers du chenal. Cette exhumation est en fait contrôlée par le diapirisme (England et Holland, 1979). Plus tard, Cloos (1982) propose que la dynamique du chenal soit en fait essentiellement contrôlée par la géométrie de la convergence plutôt que par les forces d'Archimède. Le mouvement de matière dans un chenal, situé au dessus de la zone de subduction, est induit par le couplage de la plaque subductée avec le coin mantellique dans les 100 premiers Km (Allemand et Lardeaux, 1997). Plus en profondeur, ce couplage mécanique disparaît. Le système se bloque alors et la matière descendue dans le chenal est

C

Exhumation par des processus de flux retour, dans un chenal ou un prisme sédimentaire

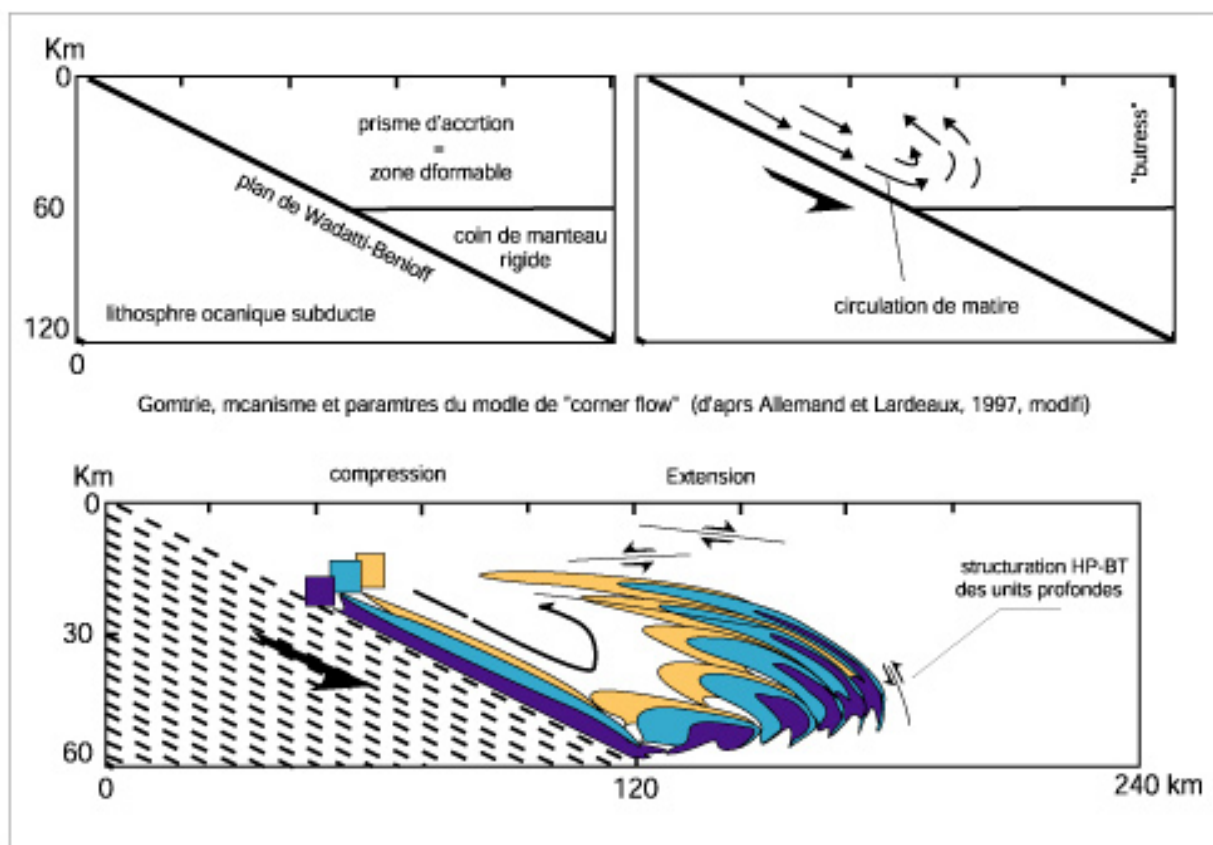
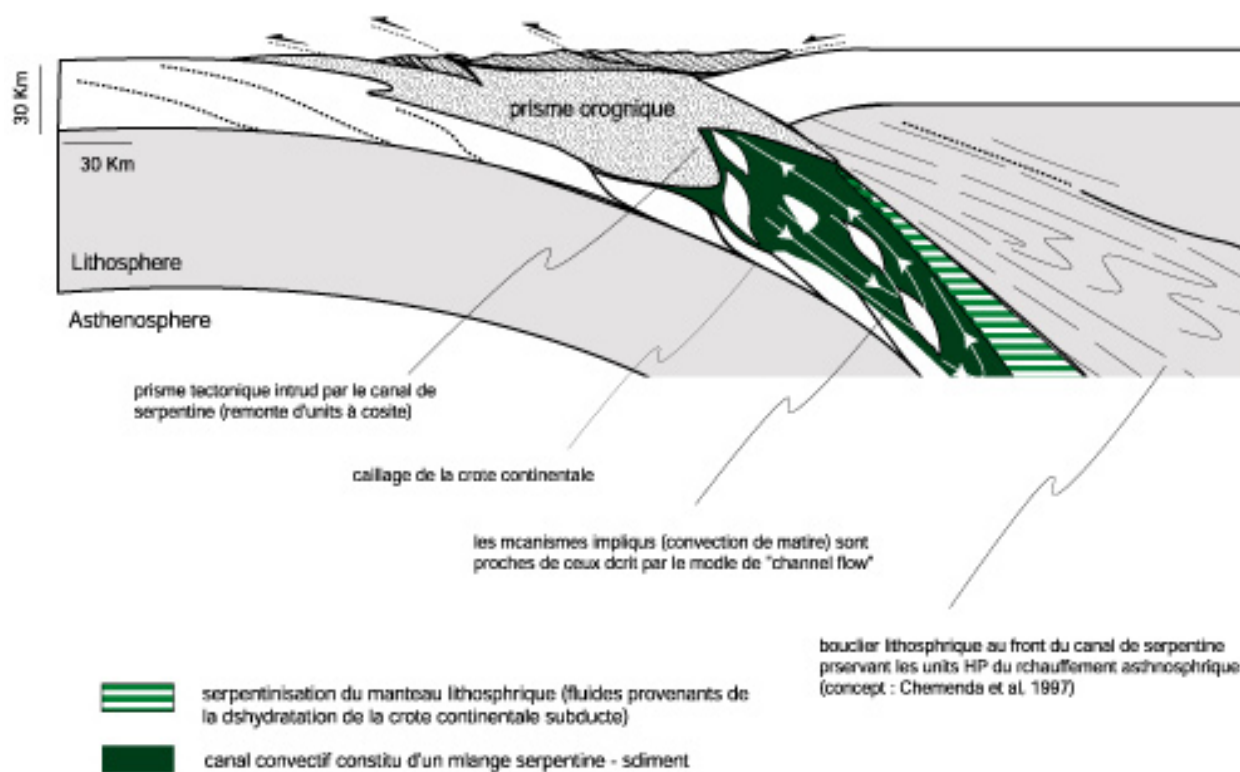


Figure 46

contrainte de remonter car elle ne peut être stockée en profondeur. Ce modèle d'exhumation nécessite, pour fonctionner, la création d'un chenal de faible viscosité, dans lequel s'exhument des roches de HP-BT. La composition de ce chenal va donc conditionner le type de roches susceptibles d'être exhumées. Un chenal constitué uniquement de roches sédimentaires n'aura un comportement ductile que pour des températures inférieures à 300°C (Kirby, 1983) et ne permettra la remontée que de roches métamorphisées à moins de 15 Kb. Inversement un canal de serpentine (métasomatisme du coin mantellique, situé juste au dessus de la zone de subduction : Bebout, 1996) permettra la remontée de roches beaucoup plus profondes, beaucoup plus rapidement (Peacock, 1993) et en plus grande quantité (Raleigh et Paterson, 1965 ; Cloos, 1982). Un chenal présentant une composition intermédiaire (mélange serpentine - sédiment ceinturant les massifs cristallins internes du Gran Paradiso et de Dora Maira) possèdera vraisemblablement des caractéristiques intermédiaires. Ce modèle montre que l'exhumation est directement liée à la convergence : si la subduction cesse, la dynamique du chenal s'arrête.

Exhumation liée à la dynamique du prisme d'accrétion (D) (à l'échelle d'un orogène) : la dynamique du prisme est contrôlée par le maintien d'une géométrie de prisme à l'équilibre de type Coulomb (Cowan et Shilling, 1978 ; Platt, 1986-87 et 93 ; Polino et al, 1990 ; Carmignani et Kligfield, 1990 ; Jolivet et al, 1996 ; Allemand et Lardeaux, 1997). Toutes les zones de convergence peuvent être décrites par une géométrie en prisme, limitée par une plaque rigide (qui subducte) et un butoir « buttress », (C). La géométrie de ce prisme résulte des forces qui s'appliquent à l'intérieur. La forme du prisme va tendre vers une géométrie d'équilibre, appelé prisme critique. En réponse à l'accrétion, par sous-plaquage de matériaux provenant de la plaque subductée, le prisme va se déformer jusqu'à atteindre une nouvelle géométrie d'équilibre et ainsi engendrer une dynamique interne, responsable de l'exhumation des roches de HP. La déformation se fait de façon continue et se traduit par une compression à l'intérieur du prisme et une extension à l'arrière. Aussi longtemps que le sous-plaquage se produit, le prisme se déforme à la vitesse de convergence. Behrmann et Rastchbacher (1989) suggèrent que le ralentissement des vitesses de convergence engendre une extension du prisme orogénique. Lorsque la subduction ralentit, l'angle de subduction diminue ce qui facilite l'exhumation tardive des roches de HP. Platt (1987) indique que l'exhumation totale des roches peut se réaliser en 10 Ma seulement. D'un point de vue structural, les structures extensives associées à l'exhumation ne s'observent qu'à partir d'une certaine profondeur, correspondant à l'arrivée des unités HP à des profondeurs crustales (Platt, 1993). Dans ce modèle de prisme orogénique dynamique, l'exhumation des roches de HP s'effectue à l'arrière du prisme d'accrétion, près du butoir. Un effet de poinçonnement vertical peut également être produit pour les unités plus ductiles extrudées entre deux blocs rigides. Dans le cas des Alpes occidentales, le manteau apulien serait extrudé entre la croûte européenne et la croûte apulienne, entraînant le poinçonnement par ce manteau des domaines internes (Rolland et al, 2000 ; Schwartz, 2002).

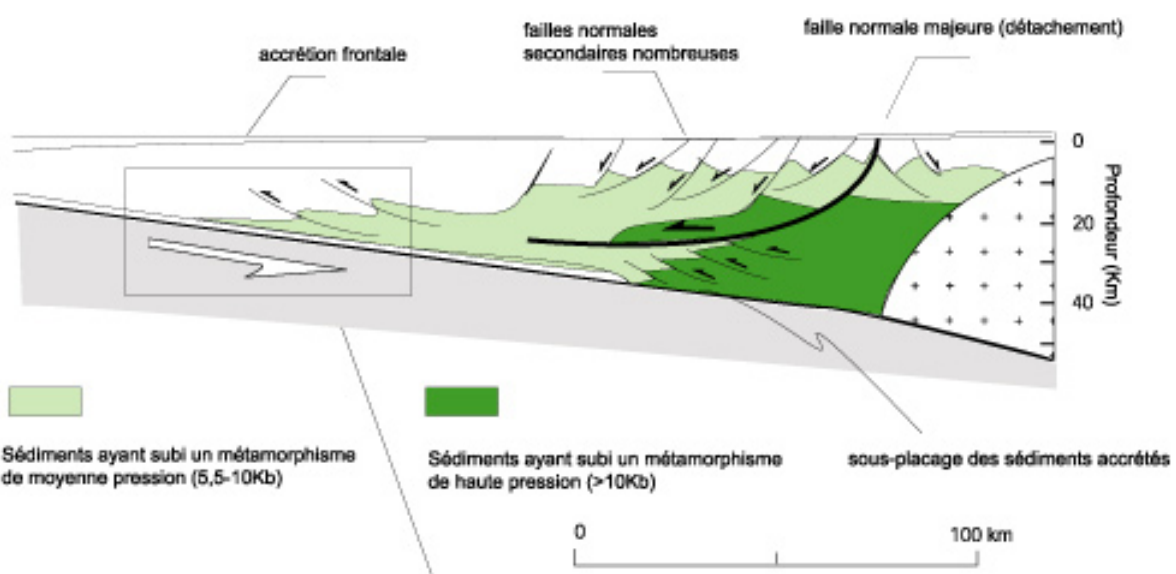
Exhumation par alternance « switch » entre phases de compression et phases d'extension (Lister et al, 2001), (E) : ce modèle permet de discuter l'épiscodicité de la déformation au sein d'un prisme tectonique. En réponse à l'accrétion, par sous-plaquage de matériaux provenant de la plaque subductée, le prisme va se déformer sur lui-même pour conserver sa géométrie d'équilibre (Platt, 1987) et engendrer en son cœur une dynamique interne de type compressive (plis couchés, pro-charriage). Cette accrétion basale s'accélère parfois jusqu'à provoquer un dépassement du seuil d'épaississement critique (Platt, 1987). L'édifice tectonique perd alors sa géométrie d'équilibre et s'effondre sur lui-même : « collapse » (détachement à vergence interne réactivant d'anciens plans de chevauchement). Cet effondrement de l'édifice tectonique, engendre un nouveau décollement au front du prisme, permettant d'accommoder l'échappement de matière vers l'avant pays (étirement du prisme). Une dynamique extensive apparaît à l'arrière du nouveau front de chevauchement et contribue à l'exhumation des roches de HP-BT par écaillage. Chaque écaille tectonique ainsi exhumée possède sa propre histoire thermique, métamorphique et structurale. Le prisme retrouve alors une géométrie d'équilibre et cesse d'avancer vers l'avant pays : la compression reprend par accrétion de matériaux subductés. Ce scénario peut se répéter un grand nombre de fois (Rawling et Lister, 1999). La déformation se fait ainsi de façon discontinue dans le temps : les phases extensives sont liées à des instabilités du prisme et agissent de façon très limitée dans le temps. Ces instabilités semblent en partie régies par le comportement thermo-mécanique et la géométrie de la plaque subductante : variation d'épaisseur (« dropoff ») de la plaque lithosphérique subductée (Platt et England, 1993), accélération de la subduction donc de l'accrétion à la base du prisme – sur-épaississement- (Platt, 1986-87 et 93, Dewey et al, 1993), décélération de la subduction (Behrmann et Rastchbacher, 1989), « slab-breakoff » (Von Blanckenburg et Davies, 1995). Contrairement au modèle de prisme orogénique dynamique (Platt, 1986-87), l'exhumation des roches de HP s'effectue à l'avant et à l'arrière du prisme d'accrétion, ce qui, dans les Alpes occidentales, rend mieux compte des données de terrain (unités HP valaisannes, Briançonnaises et piémontaises réparties de part et d'autre du paléo-prisme pennique). D'un point de vue thermique, les stades en épaississement précédant la phase de « collapse » s'accompagnent d'une hausse notable de température (50 à 100°C, Lister, com. pers.). La température chute ensuite à pression décroissante lorsque se mettent en place les grands détachements à vergence interne. La température se stabilise ensuite, puis augmente de nouveau. Ce phénomène thermique se répète théoriquement un grand nombre de fois au cours du processus de remontée des différentes écailles. Ces sautes répétées de température ne sont pour le moment pas clairement documentées sur nos chemins P-T.

Exhumation par extrusion tectonique contrôlée par la transpression : les effets de la transpression sur l'exhumation des roches de HP ont été étudiés en combinant des modèles de déformation en régime transpressif avec des modèles thermiques. Ces modèles ont d'abord été développés pour une zone de déformation homogène, dans le cas d'une collision frontale (Thompson et al, 1997a), puis oblique (Thompson et al, 1997b ; Sanderson et Marchini, 1984 ; Jones et Tanner, 1995).

D

Exhumation liée à la dynamique du prisme d'accrétion
(dessin original de Bousquet, 1998, modifié d'après Platt, 1986)

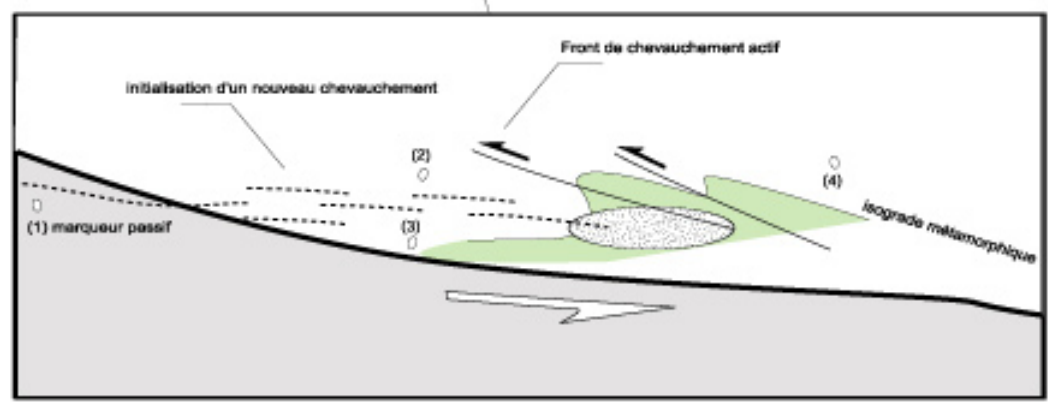
prisme d'accrétion stable ("à l'équilibre")



E

Exhumation par alternance "switch" entre phases de compression et phases d'extension

prisme devenu instable (inspiré d'un schéma de Lister, modifié) : phase de compression



phase d'extension

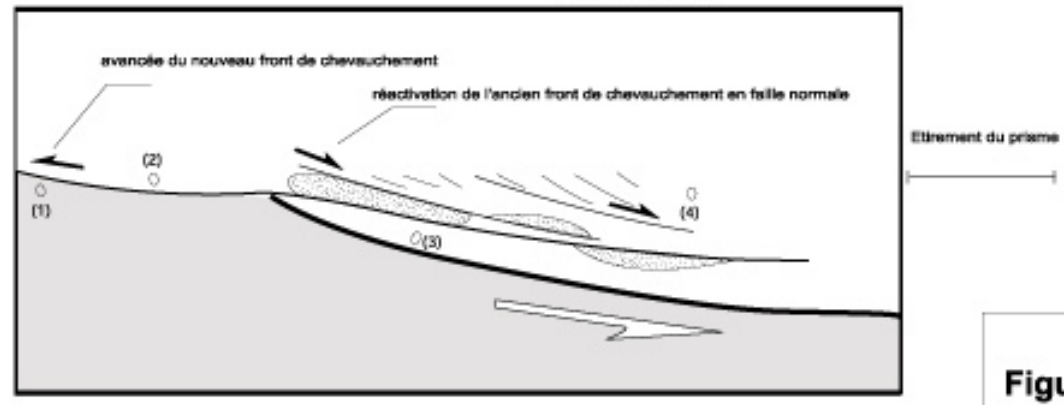
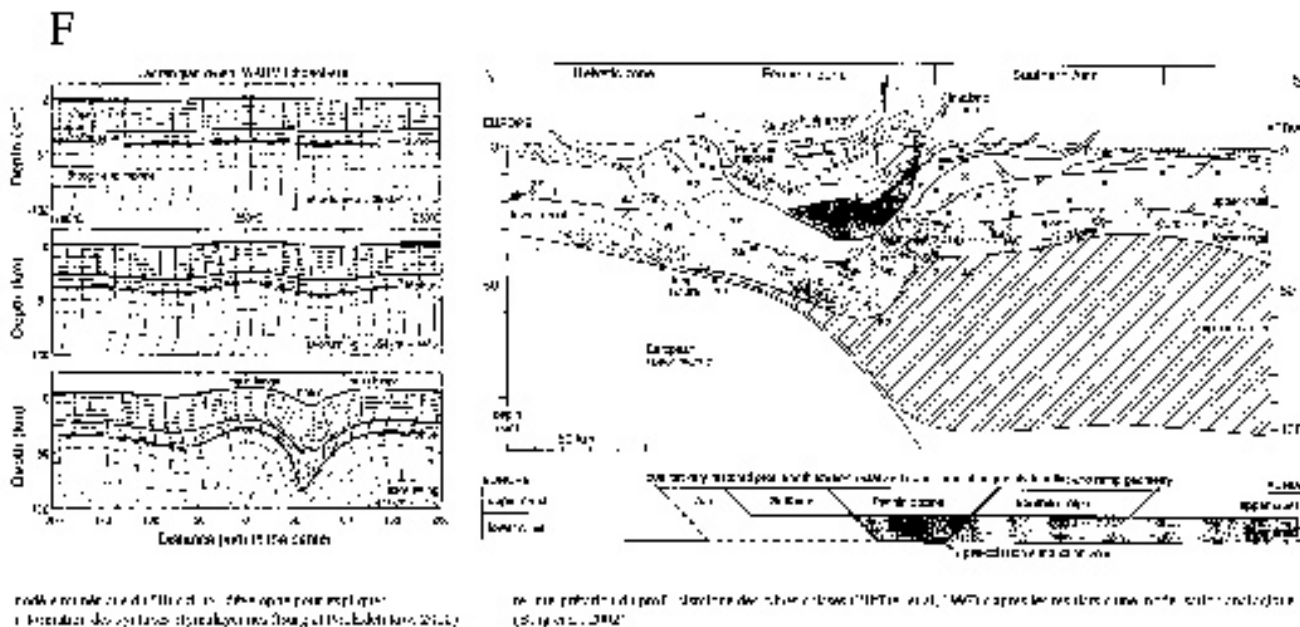


Figure 46

L'ensemble des modèles proposés considère que le taux d'exhumation d'un domaine préalablement épaissi est fonction de la vitesse de convergence des plaques lithosphériques, de l'angle de convergence local et de la largeur de la zone de subduction-déformation. Dans les Alpes occidentales, zone de virgation par excellence et donc de collision oblique Europe-Apulie, aucune donnée de terrain ne vient étrangement conforter un tel modèle : les premières structures se rapportant clairement à la transpression sont postérieures à l'exhumation des massifs éclogitiques (ligne Insubrienne, e.g. Schärer et al, 1996). Ce modèle a néanmoins pu contrôler les stades précoces de l'exhumation (Episode D1), l'épisode D2 oblitérant par la suite les structures transpressives (rotation des noyaux de socle, Fig.43E).

Exhumation par extrusion tectonique contrôlée par des plissements d'échelle crustal ou lithosphérique (F).



Ce modèle est classiquement invoqué pour expliquer la remontée de matière dans les zones de virgation des chaînes de montagne soumis à un régime compressif (exemple des virgations himalayennes : Burg et Podladchov, 1999 et 2000 ; Schneider et al, 2001) : la formation et l'amplification de plis en base de croûte (anticlinaux ductiles réactivés) entraînant la surrection et l'extrusion forcée d'unités de MP-HT au niveau de ces 'fermetures' tectoniques à géométrie complexe. Ces mouvements font suite à une perturbation thermique localisée de la croûte inférieure, laquelle, soumise à une contrainte compressive, est affectée par ces ondulations et plis de grande longueur d'onde. Ce plissement d'échelle lithosphérique, couplé à l'érosion, permet la mise à l'affleurement de croûte inférieure. Les anticlinaux de rampe localisés sur des chevauchements crustaux (MKT pour la chaîne Himalayenne) représentent vraisemblablement, mais à une toute autre échelle, les stades évolués des cette tectonique plicative crustale (dôme de Kangmar dans le sud Tibet : Lee et al, 2000 ou celui du Kongur-Shan au Pamir : Brunel et al, 1994).

Ce modèle est-il applicable au cas de la chaîne alpine: une étude récente concernant les phénomènes de « buckling » associés au stade de collision mature de cette chaîne (Burg et al, 2002) semble abonder dans ce sens : les modèles analogiques présentés démontrent qu'une tectonique plicative de grande longueur d'onde affecte tardivement la base de croûte européenne et apulienne. Un pli en genoux d'échelle lithosphérique (effet d'un poinçon mantellique ?) vient rebrousser l'édifice de nappes penniques.

La tectonique plicative post-nappe proposée par Argand (1916) sur la transversale Sub-briançonnais-Grand Saint Bernard – Monte Rosa / Gran Paradiso, et confirmée depuis quelques années par l'équipe de Stefan Schmid (Fügenshuh et al, 1999 ; Ceriani et al, 2001 Bucher et al, 2001, Fügenshuh & Schmid, soumis), représente peut-être la marque de cette structuration d'échelle lithosphérique. Ces modèles démontrent également que extension et tectonique crustale en raccourcissement ne sont pas forcément incompatibles. En faisant l'hypothèse que le secteur de *La Valette* (prolongation plus au Nord de la zone accidentée de « *Chavière-Modane* », Jaillard, 1984) corresponde bien à la charnière d'un immense pli P3 déversé vers l'Ouest (Dondey, 1986, Platt et al, 1989, Lister, com. pers.), nous pouvons nous attendre, d'après ce type de modèle, à une tectonique extensive plus à l'Est dans les flancs de ce même pli (secteur Vanoise Sud –Ambin voire même complexe des Schistes Lustrés). Cette structuration en failles normales a été observée et décrite au cours de cette étude (failles ductile-fragile $\Phi 3$). Ce mécanisme, s'il existe, s'appliquerait aux stades finaux de l'exhumation (événement D3). Une question demeure néanmoins en suspens : quelle est l'origine de la perturbation thermique permettant le 'ramollissement' puis le 'gondolage' des unités de base de croûte : un « slab breakoff » ?

Conclusions : ce bref rappel des mécanismes d'exhumation envisagés pour les roches de HP-BT en contexte de convergence continentale, montre qu'il n'existe pas de modèle unique et idéal permettant de rendre compte de toutes les caractéristiques de l'exhumation d'un massif de HP-BT (voir de Sigoyer, 1998 pour l'exemple himalayen, Bousquet et al, 1997 pour l'exemple alpin (s.s) ou bien encore Schwartz et al, 2001 pour une interprétation différente). Dans le cas plus précis des Alpes Graies méridionales, il est probable que plusieurs de ces grands mécanismes ont opéré de façon conjointe ou espacée dans le temps et contribué à l'exhumation des roches de HP-BT. Les mécanismes agissant au début de l'exhumation sont hautement hypothétiques (**Episode D1 : dynamique de subduction, § Fig.47**) - pauvreté des données de terrain - et doivent vraisemblablement être distingués de ceux qui interviennent plus tardivement, alors que les massifs d'Ambin, Vanoise Sud et Gran Paradiso ont atteint des profondeurs crustales (Episode D2 : 20-40 Km), ou, qui plus est, de sub-surface (**Episode D3 ou post-D3 : dynamique de collision, § Fig.47**).

La dynamique de déformation D2 dans le domaine des Alpes Graies méridionales semble dominée par des forces gravitaires avec échappement de matière suivant des directions privilégiées (amincissement assisté par des cisaillements conjugués) : pourquoi un tel alignement NS des structures cisailantes D2 ? Dans un régime de déformation par « collapse », l'extension devrait être multi-directionnelle, or elle est remarquablement bien réglée autour des directions Est et Ouest (à l'exception des secteurs qui ont été basculés tardivement). Si les directions Nord et Sud sont apparemment absentes, c'est qu'il devait exister au sein du paléo-prisme pennique (§ Fig.49a) des hétérogénéités structurales (anciens plans de chevauchement N-S réactivés) et lithologiques (alignement actuel NNO-SSE des dômes de socles) guidant cet échappement de matière. Si l'on suppose que la géométrie actuelle du domaine Pennique occidental correspond approximativement à celle de ce paléo-prisme Eocène-Oligocène (Schwartz, 2002), cet échappement de matière a préférentiellement été initié suivant le plus petit axe d'allongement du prisme, c'est à dire suivant les directions Est et Ouest. Dans son principe, ce mécanisme d'exhumation D2 par amincissement s'inscrirait dans la phase 'extensive' du modèle de Lister et al (2001) ou la phase d'éduction du modèle de 'slab-breakoff' (Von Blanckenburg et al, 1989). Le réchauffement des unités HP ainsi exhumées, réchauffement auquel on peut logiquement s'attendre dans un modèle de « collapse » (Gardien et al, 1997 ; Jolivet et Goffé, 2000), n'est pas documenté sur les chemins P-T relatifs à la déformation D2 dans les Alpes occidentales. Est-ce dû à la rapidité du processus d'amincissement, à une restriction ou zonalité régionale de ce réchauffement (métamorphisme Lépointin HT-BP Oligocène inf. dans les Alpes orientales, e.g. Hunziker et al, 1992 pour revue ou Bousquet, 1998 pour une interprétation différente de ce métamorphisme) ou plus simplement à un manque de résolution sur nos chemins P-T ? les estimations thermobarométriques acquises récemment nous amènent à privilégier cette dernière hypothèse.

Figure.47 – Dynamiques d'exhumation, diachronisme et zonalité régionale des événements HP ?

Le diachronisme du métamorphisme alpin HP, classiquement admis dans la plupart des modèles géodynamiques récents, conduit beaucoup d'auteurs à s'interroger sur la ou les dynamiques d'exhumation de ces roches, d'origine parfois très profonde (coesite-bearing micaschists). Ces dynamiques d'exhumation conditionnent-elles la répartition des unités HP dans une chaîne de montagne en fonction de leur degrés de métamorphisme et de leur âge ?

La compilation par S. Schwartz (2002) d'un grand nombre de données géochronologiques obtenues sur la transversale Queyras-Dora Maira permet semble-t'il d'abonder dans ce sens.

Zonalité du métamorphisme HP

- les premières séries de données géochronologiques sur l'unité Médiane des Schistes Lustrés ont été obtenues la méthode K-Ar sur phengite (Liewig et al, 1981) et conduisent à des âges de 58 et 54 Ma. Une image géochronologique beaucoup plus précise fut ensuite apportée par les travaux de Takeshita et al (1994) : ces derniers ont réalisé une grande quantité de datations K-Ar sur phengite le long d'une géotransverse Ouest-Est, recoupant en totalité l'unité Médiane des Schistes Lustrés. Cette géotransverse est située 10-20 Km plus au Sud du massif d'Ambin. Les âges obtenus varient de 40 à 110 Ma. Les âges paliers compris entre 60 et 54 Ma sont interprétés par ces auteurs comme étant significatifs d'un événement métamorphique de HP-BT en faciès des Schistes Bleus. Les âges les plus jeunes ont été obtenus sur les échantillons localisés le plus à l'Est. Les âges plus anciens que 60 Ma, obtenus sur les échantillons localisés le plus à l'Ouest, sont interprétés comme une non-remise à zéro du chronomètre liée aux faibles conditions thermiques associées au métamorphisme alpin (température inférieure à 350°C).

- Le cas des unités piémontaises et liguro-piémontaises métamorphisées dans le faciès écolite est encore plus surprenant : le pic du métamorphisme HP dans l'unité océanique du Lago Superiore (massif du Monviso : unité Inférieure des Schistes Lustrés) présente un âge à $49,1 \pm 1,2$ Ma par la méthode Lu-Hf sur grenat-roche totale (Duchêne et al, 1997a) ; la rétro-morphose dans le faciès des Schistes Bleus est datée à $48,5 \pm 1,4$ Ma (Monié et Philippot, 1989) par la méthode Ar-Ar sur phengites. Ces deux âges sont voisins, impliquant une exhumation rapide dans les premiers stades de la décompression. Les unités continentales écolitiques et UHP du massif de Dora Maira, situées les plus à l'Est, présentent les âges les plus jeunes : le pic du métamorphisme est daté entre 32 et 38 Ma par trois méthodes différentes (respectivement Sm-Nd : Tilton et al, 1991 ; U-Pb : Gebauer et al, 1997 ; Lu-Hf : Duchêne et al, 1997a).

L'ensemble de ces données montre donc, en première approximation, un important diachronisme d'Ouest en Est, les âges les plus anciens étant observés dans l'unité Médiane des Schistes Lustrés. Celle ci repose sur le massif écolitique du Monviso, présentant lui même des âges plus anciens que les unités continentales de Dora Maira situées en-dessous.

Dynamiques d'exhumation

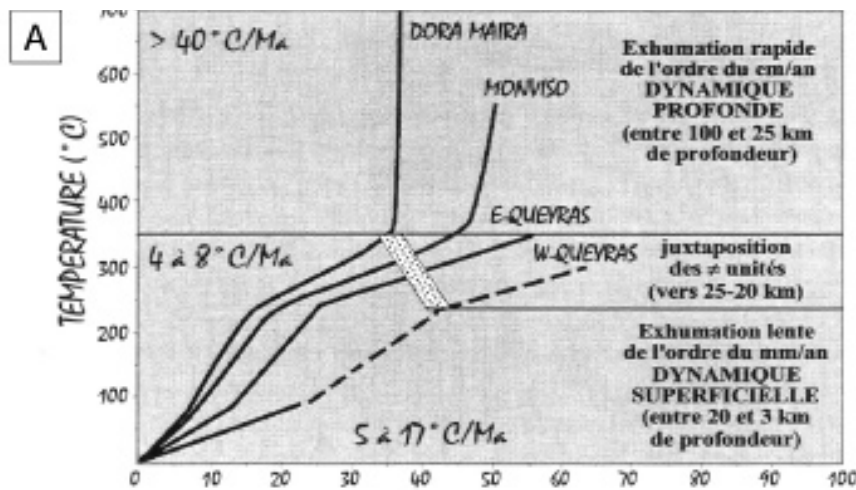
Deux dynamiques d'exhumation concernant les stades précoces de remontée des roches de HP sont alors proposé par S. Schwartz (2002) ; les données traces de fission réalisées par ce même auteur permettent d'étayer l'histoire rétro-morphique tardive de ces unités HP (Fig.47A) :

- (1) une de ces dynamiques d'exhumation n'intéresse que les unités écolitiques. Elle correspond à une exhumation très rapide de l'ordre de plusieurs centimètres par an, associée à un fort refroidissement supérieur à $40^\circ\text{C}/\text{Ma}$, pour une durée maximale de l'ordre de 5 Ma. Cette dynamique caractérise le stade précoce de la remontée depuis les conditions écolitiques jusqu'aux conditions Schistes Bleus-Schistes Verts (20-25 km de profondeur). Un aspect essentiel de cette dynamique d'échelle lithosphérique est que plus les unités sont enfouies profondément, plus elles remontent rapidement (dynamique d'un canal de serpentine, Schwartz et al, 2001).
- (2) Simultanément fonctionne une autre dynamique d'exhumation, beaucoup plus lente (dynamique d'un prisme d'accrétion), dont les vitesses sont de l'ordre du mm/an et qui est associée à de faibles pertes thermiques (4 à $8^\circ\text{C} / \text{Ma}$). Cette dynamique d'échelle crustale permet la remontée d'unités sédimentaires métamorphisées dans le faciès des Schistes Bleus.

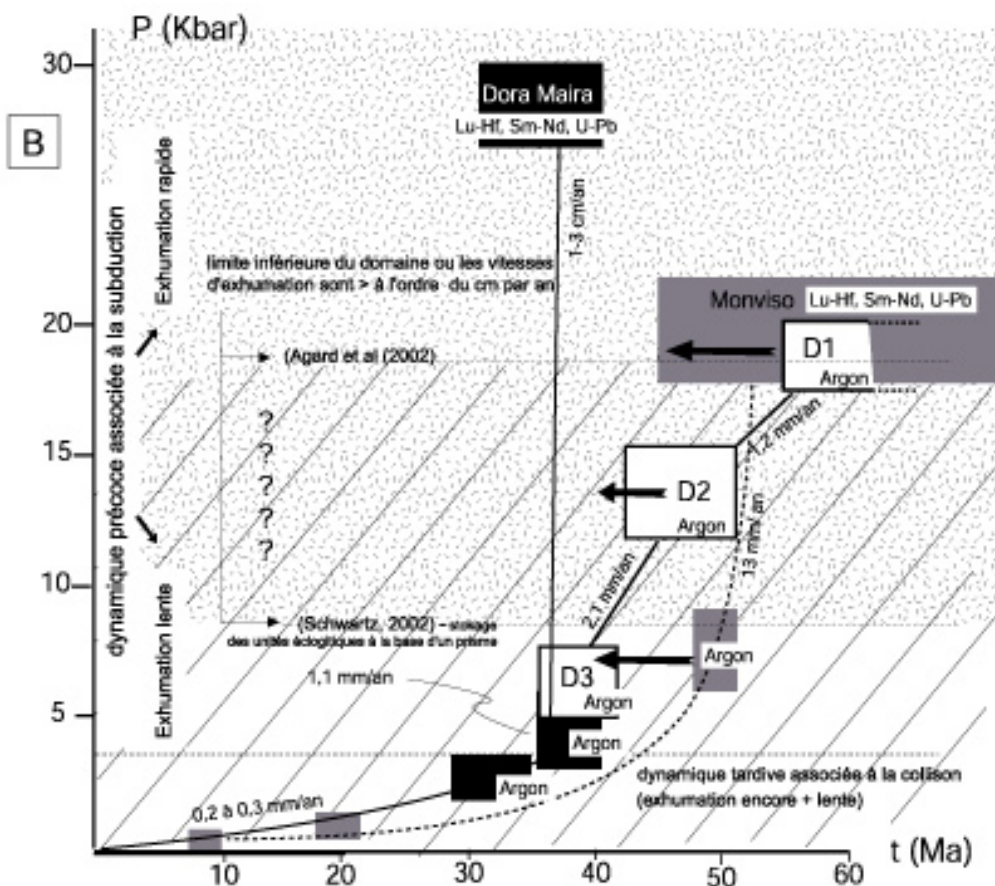
L'épisode de déformation D1 dans le domaine Briançonnais et le début de l'épisode D2 en faciès des Schistes Bleus s'inscrivent théoriquement dans l'une de ces deux dynamiques : laquelle ? si l'on en croit notre chemin P-T et les âges argons mesurés, plutôt dans la dynamique dite « lente » (mm/an).

A partir de 40 Ma, l'édifice de nappes penniques des Alpes occidentales est pratiquement constitué. La juxtaposition des différentes unités, réalisée de façon diachrone, se termine autour de 30-34 Ma (Ar-Ar sur biotite : Monié et Chopin, 1991) par le stockage de l'unité de Dora Maira vers 10-15 Km de profondeur - s'agit t-il des stades finaux de notre épisode D2 dans le faciès des Schistes Verts ? La fin de l'exhumation, pour toutes les unités, s'effectue ensuite de façon lente (inférieure au mm/an), associée à une faible perte de chaleur de 5 à $17^\circ\text{C} / \text{Ma}$ (données traces de fission sur Apatite et Zircon). Cette dynamique est, selon S. Schwartz, clairement associée au contexte de la collision continentale (com. pers.). Elle s'associe

Figure 47



Trajets Température-temps pour différentes unités HP le long d'une géotransverse Est-Ouest (i.e. depuis les unités continentales de Dora Maira en faciès UHP jusqu'aux unités océaniques des Schistes Lustrés du Queyras- métamorphisées en faciès des Schistes Bleus). Zonalité apparente entre l'Est et l'Ouest des âges du métamorphisme HP (d'après Schwartz, 2002)



L'observation des trajets Profondeur-temps entre les unités continentales (Dora Maira) et océaniques (Schistes Lustrés), indiquent clairement que les trajets d'exhumation se font suivant deux étapes. Une exhumation précoce (D1+D2), extrêmement rapide pour les unités continentales (vitesses de l'ordre de plusieurs centimètres par an), moins rapide pour les unités océaniques (vitesses de l'ordre de mm par an si l'on prend uniquement en compte les âges argon d'Agard et al, 2002 ; vitesse de l'ordre du cm par an si l'on se réfère aux âges HP Lu-Hf, Sm-Nd et U-Pb disponibles pour l'unité du Monviso), auxquelles succèdent des vitesses d'exhumation beaucoup plus lentes de 0,3 mm / an (épisode tardif d'exhumation documenté par les traces de fission). Les différences dans les vitesses d'exhumation précoce ne seraient-elles pas en partie imputables à un vieillissement des âges argon (flèches noires) ?

paradoxalement dans les zones internes à de l'extension syn-convergence (Sue, 1998 ; Schwartz et al, 2002) : épisode D3 ?

Discussion

Ce modèle, en théorie idéal, incorpore en réalité nombre d'inconnues et/ou d'approximations :

- Le diachronisme des âges HP obéit-il réellement à une zonalité Est-Ouest (1) d'une part, au sein de l'unité Médiane des Schistes Lustrés (faciès des Schistes Bleus), (2) d'autre part, entre unité Médiane et Inférieure (faciès éclogitique) de ces mêmes Schistes Lustrés ? Les données géochronologiques d'Agard et al (2002), obtenues sur une géotraverse Est-Ouest recoupant l'unité Médiane et l'unité Inférieure des Schistes Lustrés, n'abondent pas dans ce sens : elles démontrent, au travers des unités recoupées, un relatif synchronisme, aussi bien pour l'événement D1 caractérisant le pic de pression (55-60 Ma) que pour les événements tectono-métamorphiques ultérieurs (D2 puis D3). Certaines structures D2, situées en position très orientales, apparaissent même parfois plus 'vieilles' que leurs homologues plus occidentales. Si l'on prend par ailleurs en compte la totalité des données Sm-Nd disponibles sur le massif du Monviso (unité Inférieure des Schistes Lustrés), la fourchette d'âge : 48 à 72 Ma (Cliff et al, 1998) englobe aisément celle des âges argon HP de l'unité Médiane (54-60 Ma). L'événement 'éclogitique' dans le Monviso apparaît au moins aussi 'vieux' que celui 'Schiste Bleu' de l'unité Médiane.

- Ces chemins Température-temps (Fig.47A) ou Pression-temps (Fig.47B) ont été tracés à partir de données géochronologiques issues de méthodes diverses (Lu-Hf ou Sm-Nd pour le pic de pression dans le Monviso et Ar-Ar ou K-Ar pour la rétro-morphose dans le faciès des Schistes Bleus). Dans l'hypothèse, très probable, où beaucoup des âges argon sont passablement 'vieillis' par des phénomènes de contamination ou d'héritage, quelle crédibilité peut-on accorder à ces chemins ?

Conclusions : dynamique de subduction et dynamique de collision

Il est vraisemblable, comme le discute S. Schwartz (2002), que l'enfouissement puis une part très importante de l'exhumation des roches alpines de HP (que nous rattacherons respectivement aux déformations D1 puis D1-D2) se sont produits dans un contexte de subduction (dynamique d'exhumation créée par la plaque subductante), ayant impliqué, selon nous, au moins deux domaines océaniques (valaisan et liguro-piémontais). En regard du peu de certitude concernant la validité de nombreux âges argon, il nous paraît néanmoins discutable de chercher à distinguer dans ces stades précoces de l'exhumation, plusieurs grandes dynamiques d'exhumation (fonction des chemins P-T-t empruntés par les unités tectoniques HP et de la position géographique de ces dernières). Nous parlerons plus simplement de **dynamique de subduction**, au sens large du terme, pour désigner ces stades précoces de remontée. Cette dynamique implique des vitesses d'exhumation égales ou supérieures au mm/an.

Cette dynamique de subduction prend fin lors du passage à la collision continentale proprement dite, c'est à dire avant 28-30 Ma (**contrainte du signal sédimentaire détritique** dans les bassins molassiques : remaniement érosif des galets métamorphisés à HP ; Trümpy, 1980). Ce changement géodynamique est corroboré par les données traces de fission sur zircon et apatite qui démontrent très clairement pour cette période (20-30 Ma) un très fort ralentissement des vitesses d'exhumation dans les zones penniques. Quelle est l'origine de ce changement géodynamique : un écaillage brutal de la croûte inférieure européenne bloquant la dynamique de subduction ?, une accretion plus importante de matériel de marge, 'étouffant' peu à peu cette dynamique ?, la conséquence d'un slab-breakoff ... ?

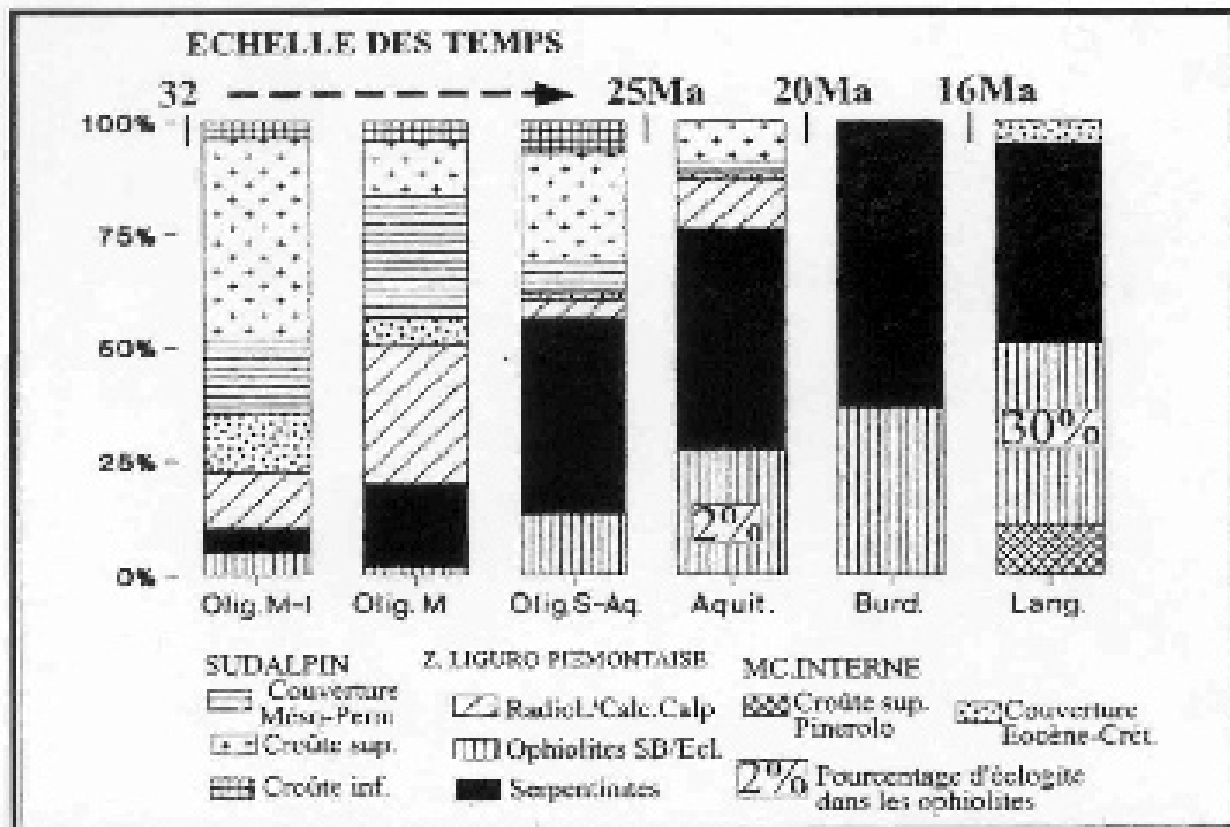


Figure.48 - Distribution des clastes de la colline de Turin (Italie), regroupés par domaines structuraux. Les proportions d'ophiolites éclogitisées par rapport à celles métamorphosées dans le faciès des Schistes Bleus sont également indiquées (Schwartz, 2002; modifié d'après Polino et al, 1991).

Figure.48 – Exhumation finale des unités HP du domaine Pennique : contraintes apportées par le signal sédimentaire détritique

L'étude sédimentologique et pétrographique des niveaux conglomératiques des bassins molassiques créés en contexte de collision continentale, permet d'obtenir une image précise de l'évolution des apports détritiques. Ces sédiments terrigènes proviennent en effet du démantèlement de cette chaîne. Dans ce contexte, toutes les variations dans le signal détritique pourront être reliées à un changement d'évolution de la chaîne. Plus particulièrement, l'apparition des paragenèses Haute-Pression dans les conglomérats indiquera la présence à l'affleurement d'unités internes dans la zone source des sédiments détritiques.

L'exemple du bassin molassique Padan

Le plus important bassin molassique alpin correspond au bassin Padan (Gnaccolini, 1974 ; Dallagiovanna et al, 1984 ; Di Giulio, 1990), dont l'abondant apport détritique est drainé par le système fluvial du Pô. Les conglomérats, actuellement les plus proches géographiquement de notre zone d'étude (les Alpes Graies méridionales), correspondent aux sédiments détritiques constituant la colline de Turin. Cette dernière a fait l'objet d'une étude sédimentologique et pétrographique précise au début des années 90 (Polino et al, 1991). La succession stratigraphique couvre un intervalle de temps qui va depuis l'Eocène supérieur jusqu'au Messinien. La localisation des zones sources devait être, d'après Polino, proche du bassin Padan compte tenu de l'existence de faciès de deltas et de la présence de blocs de dimensions métriques.

Les clastes ont été regroupés en domaines structuraux suivant leur lithologie et leur assemblage métamorphique (Fig.48). Polino définit ainsi 3 grands domaines :

- un domaine Sud-alpin, correspondant à des clastes qui présentent une forte ressemblance avec les lithologies rencontrées actuellement à l'affleurement dans la zone d'Ivrea et dans la Zona dei Laghi. Il s'agit de croûte inférieure continentale et de manteau supérieur ne montrant aucune association minéralogique HP-BT ;
- un domaine Liguro-piémontais constitué par des serpentinites, des ophiolites associées à leur encaissant métasédimentaire,

- tout deux métamorphisés dans le faciès des Schistes Bleus et des éclogites ;
- le dernier domaine correspond à de la croûte continentale supérieure métamorphisée dans le faciès des Schistes Bleus et des éclogites. Ces clastes sont interprétés comme issus de l'érosion d'un massif cristallin interne (domaine Piémontais ?).

L'étude réalisée sur la distribution des clastes met en évidence la progressive augmentation des éléments référés au domaine Liguro-piémontais au détriment de ceux issus du domaine Sud-alpin. Les clastes d'affinité Sud-Alpine disparaissent dès la fin de l'Aquitainien. Ce changement dans l'apport détritique peut être interprété de deux façons : (1) soit les zones sources du détritisme changent avec le temps, (2) soit la source Sud-alpine a totalement été érodée. Dans ce dernier cas on peut imaginer un édifice de nappe constitué par une unité Sud-alpine reposant sur des unités liguro-piémontaises. L'exhumation progressive de ces dernières permet l'érosion de la nappe supérieure Sud-alpine, qui disparaît totalement dès la fin de l'Aquitainien.

L'étude indique clairement la présence d'ophiolites en faciès des Schistes Bleus dans les niveaux de l'Oligocène inférieur et moyen, tandis que l'apparition des premiers clastes d'ophiolites éclogitisées n'intervient qu'à l'Aquitainien. Ces éléments éclogitisés ne représentent alors que 2% des clastes ophiolitiques. Ce n'est qu'au Langhien que leur apparition devient massive (30%). A partir de 25 Ma, il existait donc à l'affleurement dans les zones sources des unités liguro-piémontaises éclogitisées.

Conclusions

Ces données confirment qu'à ~30 Ma, la chaîne Alpine se trouvait en contexte de collision continentale, que des bassins molassiques existaient à l'avant et à l'arrière de cette chaîne en cours d'épaississement crustal et que des unités HP d'affinité piémontaise et liguro-piémontaise se trouvaient en sub-surface au cœur de la chaîne. Malgré l'absence (ou la non-reconnaissance) de galets de roches briançonnaises dans les molasses oligocènes de ces bassins, nous postulons qu'à cette période, des unités briançonnaises HP se trouvaient également en sub-surface. Ce postulat s'appuie d'une part (1) sur les modèles de vitesse d'exhumation en contexte de collision continentale et d'autre part (2) sur un raisonnement indirect concernant la comparaison *signal sédimentaire dans les bassins molassiques – similitude des âges traces de fission dans les Alpes occidentales*:

(1) en contexte de collision continentale, et en l'absence d'anomalie thermique provoquant fluage et diapirisme de matière, l'exhumation d'unités profondes se produit de façon très lente (vitesse d'exhumation inférieure au mm par an, Mahéo, 2002). La présence actuellement à l'affleurement d'unités briançonnaises HP implique que ces dernières se trouvaient en sub-surface ou à moins de 10 Km de profondeur (vitesse raisonnable de remontée de l'ordre de 0,3 mm/an proposé pour l'ensemble des unités penniques, Schwartz, 2002 ; § Fig.47A) lorsque s'est amorcé à ~30 Ma la collision continentale.

(2) les datations traces de fission de Schwartz (2002) réalisées sur les zones liguro-piémontaises sont en accord avec les données du signal détritique dans les conglomérats tertiaires de la colline de Turin : les unités Schistes Bleus les plus occidentales sont en sub-surface dès 40-35 Ma (TF zircon) et à l'affleurement dès 25-22 Ma (TF sur apatite), comme le confirme la nature des conglomérats Oligocène moyen-inférieur. Cette cohérence valide par extrapolation les datations par traces de fission obtenus par Balestrieri (1999) sur les unités briançonnaises internes (massif d'Ambin : 34 Ma) et par Fugenschüh et Schmid sur les unités briançonnaises externes du Houiller (30 Ma). Cette cohérence régionale des âges traces de fission accrédite qu'à ~30 Ma, des unités penniques d'origines diverses (briançonnaises HP, piémontaises, liguro-piémontaises ...), dont le massif d'Ambin, se trouvaient stockées en sub-surface ou à moins de 10 Km de profondeur.

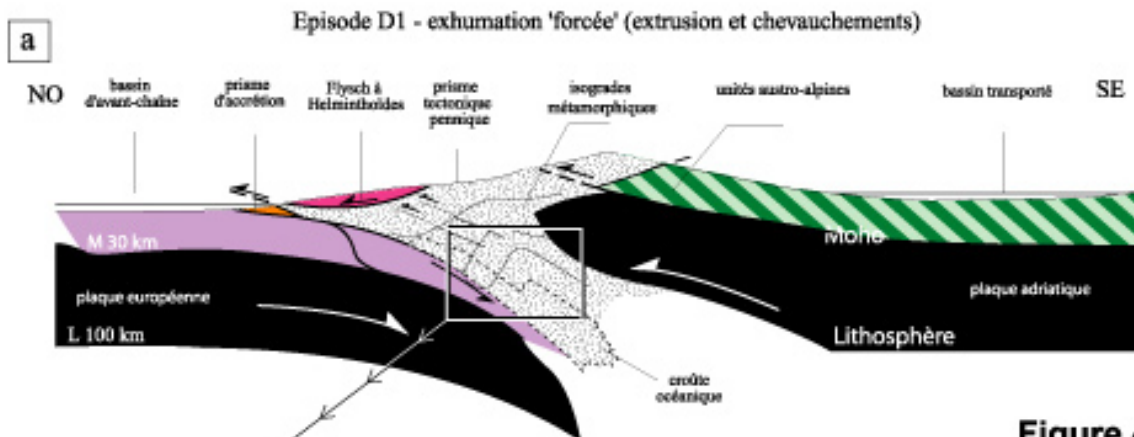
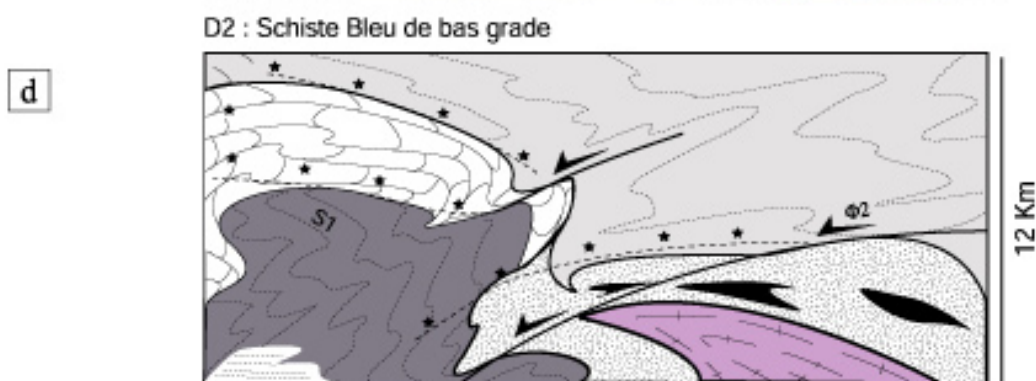
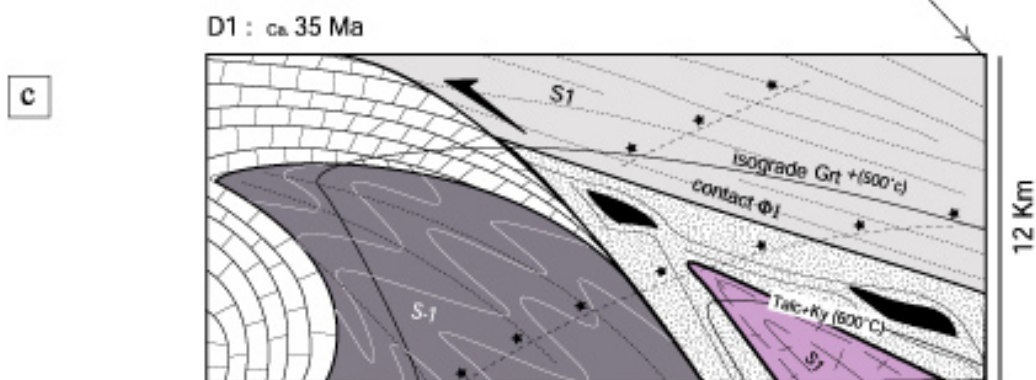


Figure 49



Différents modèles appliqués aux cas particuliers des chaînes de subduction de type Alpes (s.l) (Coward et Dietrich, 1989), ont été proposés ces 10 dernières années (e.g. Schwartz et al, 2001 pour revue). La plupart de ces modèles partent du postulat qu'un ou plusieurs prismes d'accrétion sont apparus entre la marge européenne et la marge apulienne au cours de la subduction du domaine océanique Valaisan (Stampfli et Marchant, 1995) et du domaine Liguro-piémontais. Dans le cas de la chaîne alpine (s.s), les modèles numériques (Bousquet, 1998) ont montré que l'accrétion continue de matériel sédimentaire et crustal (comprenant pour une grande part des unités briançonnaises et piémontaises) a conduit au métamorphisme HP-BT des unités 'stockées' à la base du ou des prismes d'accrétion. Les données de la géochronologie tendent à montrer que la subduction de matériel océanique a débuté très tôt dans l'histoire orogénique alpine (les plus vieux âges reconnus concernant l'épisode de la HP débutent à 72 Ma pour le matériel océanique du Monviso; Cliff et al, 1998). Cette **dynamique de subduction** est encore active à 35 Ma comme en témoignent :

- d'une part les âges UHP dans les écailles de Dora Maira (32-38 Ma : Tilton et al, 1991 ; Gebauer et al, 1997 ; Duchêne et al, 1997a). Ces âges tendent à montrer qu'à la transition Eocène-Oligocène, du matériel de marge continentale européenne se trouvait à grande profondeur (> 100 Km). L'accès à de telles profondeurs implique nécessairement une dynamique de subduction active (Rubatto et Hermann, 2001);
- d'autre part, l'âge priabonien des flyschs helvétiques et valaisans, marqueurs d'un milieu de dépôt profond et tectoniquement 'agité'. Ces derniers viennent remplir une fosse de subduction valaisanne encore active (Ceriani et al, 2001).

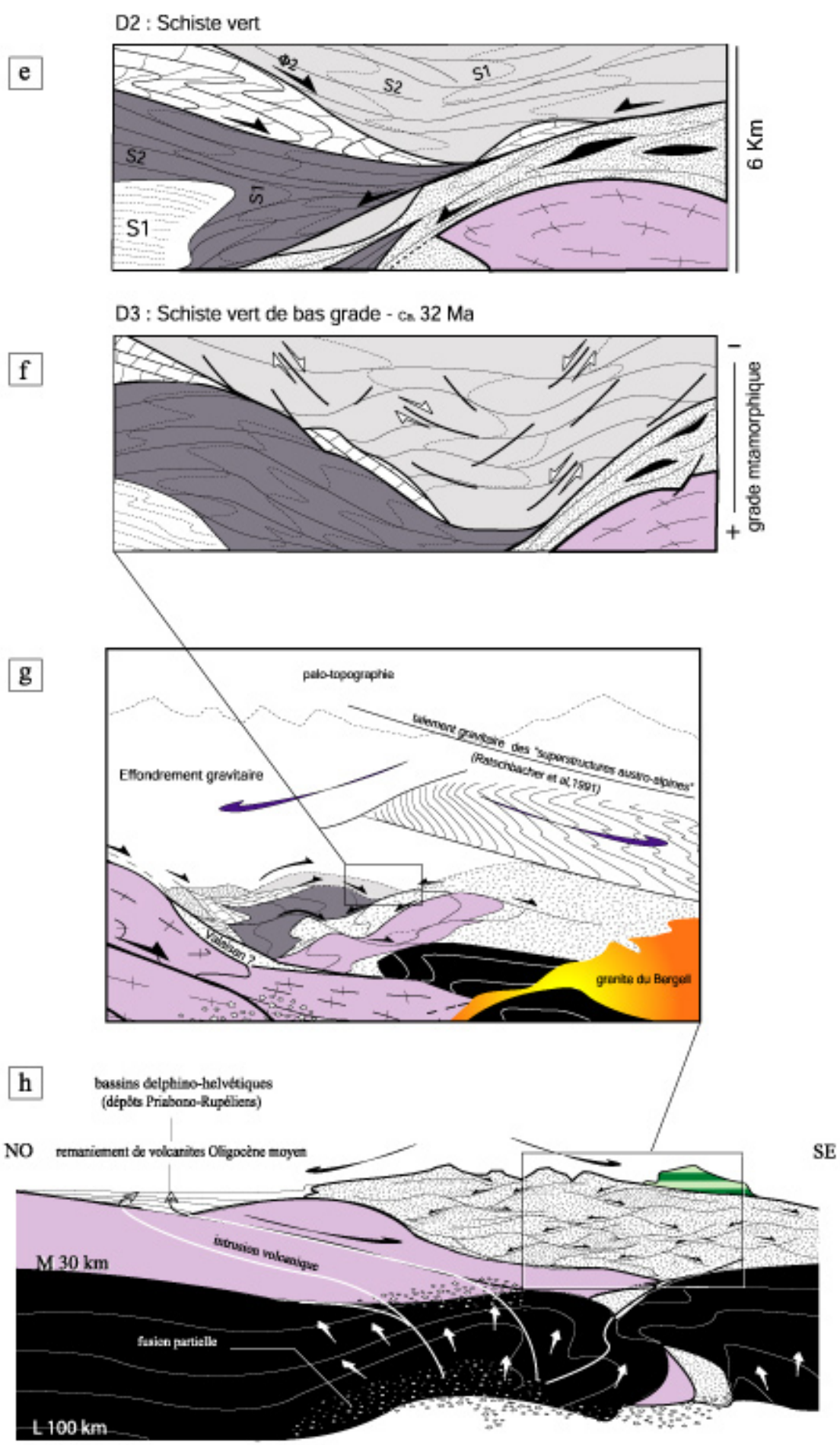
(a) Nous supposons donc qu'un immense prisme orogénique mêlant des unités d'origine diverses (valaisannes, briançonnaises, piémontaises, liguro-piémontaises ...) séparaient à cette époque les deux plaques continentales (Europe et Apulie). La géométrie et le fonctionnement de ce prisme orogénique, tels qu'on peut se les imaginer vers 35 Ma (b), pourrait correspondre à celui d'un modèle composite inspiré de travaux récents:

- 1- Platt (1986-87 et 93) pour la représentation (librement inspiré) du prisme orogénique à l'équilibre.
- 2- Allemand et Lardeaux (1997) pour le concept alpin (s.s) de "flux retour" dans ce prisme orogénique ("corner flow"): la déformation des isogrades métamorphiques à l'intérieur du prisme orogénique symbolise ce processus de convection forcée.
- 3- Schwartz et al (2001) pour le concept alpin (s.s) du "channel flow" (mélange sédiment-serpentine) permettant la remontée de roches de très haute pression (coesite-bearing micaschists) jusqu'à la base du prisme orogénique. Cette remontée de matériel profond est initiée le long d'un plan de subduction unique (valaisan, liguro-piémontais ?).
- 4- Schmid et Kissling (2000) pour l'idée de sous-plaquage d'une partie du domaine océanique Valaisan à la base du prisme orogénique.
- 5- Froitzheim (2001) pour admettre une affinité Européenne aux massifs cristallins externes (Dora Maira, Gran Paradiso, Monte Rosa).

Le scénario proposé s'étend sur un laps de temps extrêmement court compris entre 35 Ma (fin du stade D1, début de D2) et 32 Ma (fin de D2, début du stade D3). Les explications se rapportant aux images a, c, d, e,f et h sont fournies dans la partie discussion de l'article 3, (§ Fig.C.13).

Nous avons choisi de détailler sur les images b et g l'agencement possible des différentes unités au sein du prisme d'accrétion pennique. (A) unités austro-alpines peu ou pas métamorphisées, (B) unités « zone Houillière » faiblement métamorphisées (Schiste Vert), (C) unités de socle briançonnais métamorphisées dans le faciès des Schistes Bleus de moyenne (Vanoise Nord : Epidote⁺) à haute température (Ambin, Vanoise Sud : Grenat⁺), (D) unité de couverture briançonnaise et (E) Unité Médiane des Schistes Lustrés métamorphisée dans le faciès des Schistes Bleus de basse température (lawsonite-carpholite⁺), (F) Unités Inférieures des Schistes Lustrés + unités valaisannes métamorphisées dans le faciès des Schistes Bleus de haute température (grenat⁺), (G) boudins ophiolitique emballés dans l'Unité Inférieure des Schistes Lustrés, (H) unités de socle piémontais, d'affinité européenne (Gran Paradiso, Dora Maira) et métamorphisés dans le faciès des Schistes Bleus de haute (grenat⁺) à très haute température (talc + disthène), localement dans le faciès écolitique des Schistes Blancs à coesite-pyrope: étoile noire). (I) localisation des futurs détachements $\Phi 2$.

A 30 Ma, l'édifice tectonique des domaines internes à vraisemblablement acquis sa géométrie actuelle. Les différentes unités tectoniques sont alors stockées à moins de 10 Km de profondeur (données trace de fission, § Fig.47B). Le passage à la



Episodes D2+D3 - exhumation par amincissement généralisé (collapse)

Figure 49

collision continentale provoque la migration du front de déformation vers l'avant pays alpin. La dynamique de subduction prend fin et avec elle la part la plus 'riche' de l'histoire orogénique des domaines internes (i.e. son histoire ductile).

Structural evolution of the Ambin massif (French and Italian western Alps): a post-high-pressure metamorphism dome.

J. Ganne¹, J.M. Bertrand¹, S. Fudral² and O. Vidal³

1 - Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, CNRS - UMR 5025, Université de Savoie, Domaine universitaire, F-73336 Le Bourget-du-Lac Cedex, France.

2 - Laboratoire de Géologie et d'Hydrogéologie des Aquifères de Montagne, Université de Savoie, Domaine universitaire, F-73376 Le Bourget-du-Lac Cedex, France.

3 - Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, CNRS - UMR 5025, Université Joseph Fourier, Maison des géosciences, B.P. 43, 38041 Grenoble, France.

TECTONOPHYSICS

Corresponding author :

Jérôme GANNE

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines

CNRS-UMR 5025, Université de Savoie

Domaine universitaire, F-73376

Phone (33) 4 79 75 81 33

e-mail: Jerome.ganne@univ-savoie.fr

(Accepté avec modifications *)

* en cours

Abstract

The large-scale basement domes of the central part of Western Alps may result either from a multistage tectonic evolution with a dominant horizontal shortening component, an extensional behaviour, or both. The Ambin massif, that belongs to the «Briançonnais» domain and is located within the HP metamorphic zone was chosen for a reappraisal of the tectonic evolution of the Internal Alps in its western segment as it forms an almost perfect basement dome. Structural investigations have shown that Alpine HP rocks were exhumed in three successive stages. The D1 stage was roughly coeval with observed peak metamorphic conditions and corresponds to a non-coaxial regime with dominant horizontal shortening and N to NW movement direction. Petrological observations and P-T estimates show that the exhumation process was actually initiated close to the end of D1, the corresponding mechanism being still poorly understood. The D2 stage took place under low-blueschist facies conditions and culminated under greenschist facies conditions. It developed a retrogressive foliation and pervasive shear-zones at all scales that locally define major tectonic contacts. D2 shear zones show a top-to-East movement direction and correspond actually to large-scale detachment faults responsible for the juxtaposition of less metamorphic units above the Ambin massif and thus to a large part of the exhumation of HP rocks toward the surface. Subsequently, the D2 shear zones were deformed by D3 open folds, large antiforms (e.g. the Ambin dome) and associated brittle D3 shear-bands. The D1 to D3 P-T conditions and P-T path of the blueschists occurring in the deepest part of the Ambin dome, was estimated with TWQ and THERMOCALC softwares. Peak pressure conditions, estimated at about 14-16 Kb, 500°C, are followed by a nearly-isothermal decompression which occurred concurrently with the major D1-D2 change in the ductile deformation regime. Toward East, the Schistes Lustrés units exhibit a similar geometry on top of the Gran Paradiso dome. Lower-grade units are lying above higher-grade units, the shear zones occurring in between being similar to Ambin's D2 detachments. Thus, the regional-scale D2 detachments, which show here an obvious top-to-the-West movement direction, seem to form together with the Ambin shear-zones, a large-scale network of conjugate detachments. Such a pattern suggests a model where the exhumation history is mostly controlled by a D2+D3 crustal-scale vertical shortening resulting in the thinning of the previous tectonic pile formed during the D1 extrusion. The slab-break off hypothesis may explain extensional motions within the western Pennine domain. It is suggested that the thermo-mechanical rebound of the residual European slab initiated between 35 and 32 Ma the fast exhumation of the previously thickened orogenic wedge (stack of D1 HP slices). It was immediately followed by a general collapse of the wedge. The major E-W Oligocene extensional event responsible for the opening of rifts in the West European platform was probably linked to this lithosphere-scale event.

Keywords : HP metamorphism, high-grade rocks exhumation, crustal thinning, flat-lying detachments, Western Alps, Pennine domain.

1. Introduction

High Pressure – Low Temperature (HP-LT) metamorphic conditions were achieved during the deep burial of rocks either by subduction or by thickening of the crust (Platt, 1993). The subsequent return of well-preserved metamorphic assemblages to the Earth's surface in active convergent zones, must imply fast exhumation processes (Rubatto and Hermann, 2001). As HP-LT metamorphic rocks occur in various tectonic contexts (internal part of collisional belt, melange zones in accretionary prism, oblique subduction....) and display different tectono-metamorphic evolutions (Cloos, 1982 ; Spalla et al, 1996), several mechanism may be involved during their exhumation. Several models have been proposed to explain fast exhumation (see a review in Platt, 1993). It is then critical to get precise geological information to propose robust constraints about exhumation processes. In the Alpine belt, the Ambin massif was chosen as a case study because it corresponds to an almost perfect basement dome that preserves HP-LT metamorphic assemblages. The Ambin massif occupies a key position among the metamorphic units of the Internal Western Alps (Briançonnais and Piemont domains). Close to UHP units of the Piemont domain (e.g. Dora Maira massif, Fig.1A), it represents with the Acceglio zone and South Vanoise massif the most Internal Briançonnais unit. The aim of this paper is to discuss metamorphic P-T conditions together with new structural observations and their consequences on the knowledge of the exhumation behaviour. A comparison with literature data and new observations from neighbouring HP-LT units leads to propose a tentative model for the exhumation of alpine HP-rock and the formation of the dome structure.

2. Geological setting

The Ambin massif belongs to the Briançonnais domain that is interpreted as issued either from the european alpine passive margin (Lemoine and de Graciansky, 1988) or from an exotic terrane (Stampfli, 1993). It forms a dome-shaped basement window (Fig.1B) outcropping beneath allocthonous metamorphic envelopes of various origins (Briançonnais Mesozoic margin-derived units, Liguria-Piemont zone ocean-derived units).

The pre-Alpine tectonic and metamorphic evolutions of the Internal Alps basement units are difficult to match with Variscan tectonic models (Von Raumer and Neubauer, 1993; Desmons et al., 1999a and references therein). Recent geochronological investigations have shown that Variscan metamorphic and magmatic events are rarely evidenced (Bussy et al., 1996). However, a major Ordovician magmatic event is widespread (references in: Schaltegger and Gebauer 1999, and in Bertrand et al, 2000) and a younger Permian magmatic event characterises the Piemont basement massifs of Gran paradiso and Dora Maira (Bussy and Cadoppi, 1996; Bertrand et al., 2000).

Almost parallel envelopes define the dome. Structural discontinuities separate lithological groups previously defined by Gay (1971). They are, from bottom to top: 1) The Clarea and Ambin Groups forming the pre-Permian basement; 2) The Etache Group, considered as Permo-Triassic in age and overlying metasediments of Triassic to Eocene age; 3) The «Schistes Lustrés», Jurassic to Cretaceous allocthonous metasediments of the Liguria-Piemont zone. The sketch sequence illustrated on Fig.1B was established from the literature and available maps (Fudral et al., 1994; Polino et al., 1999).

Briançonnais basement formations - The Clarea Group was interpreted for long as a polymetamorphic basement (Borghi et al, 1999 and reference therein) and the overlying Ambin Group was previously

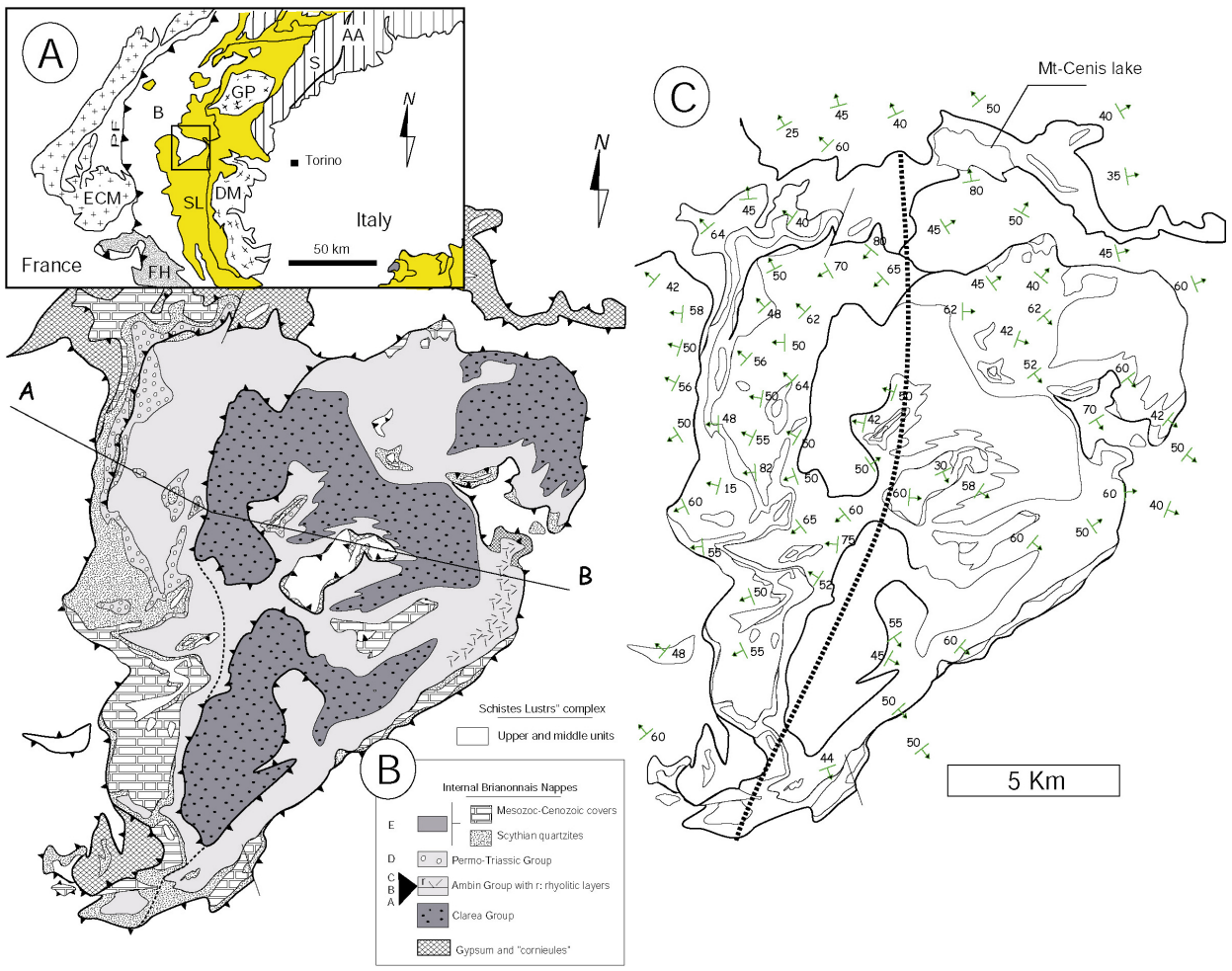


Figure 1

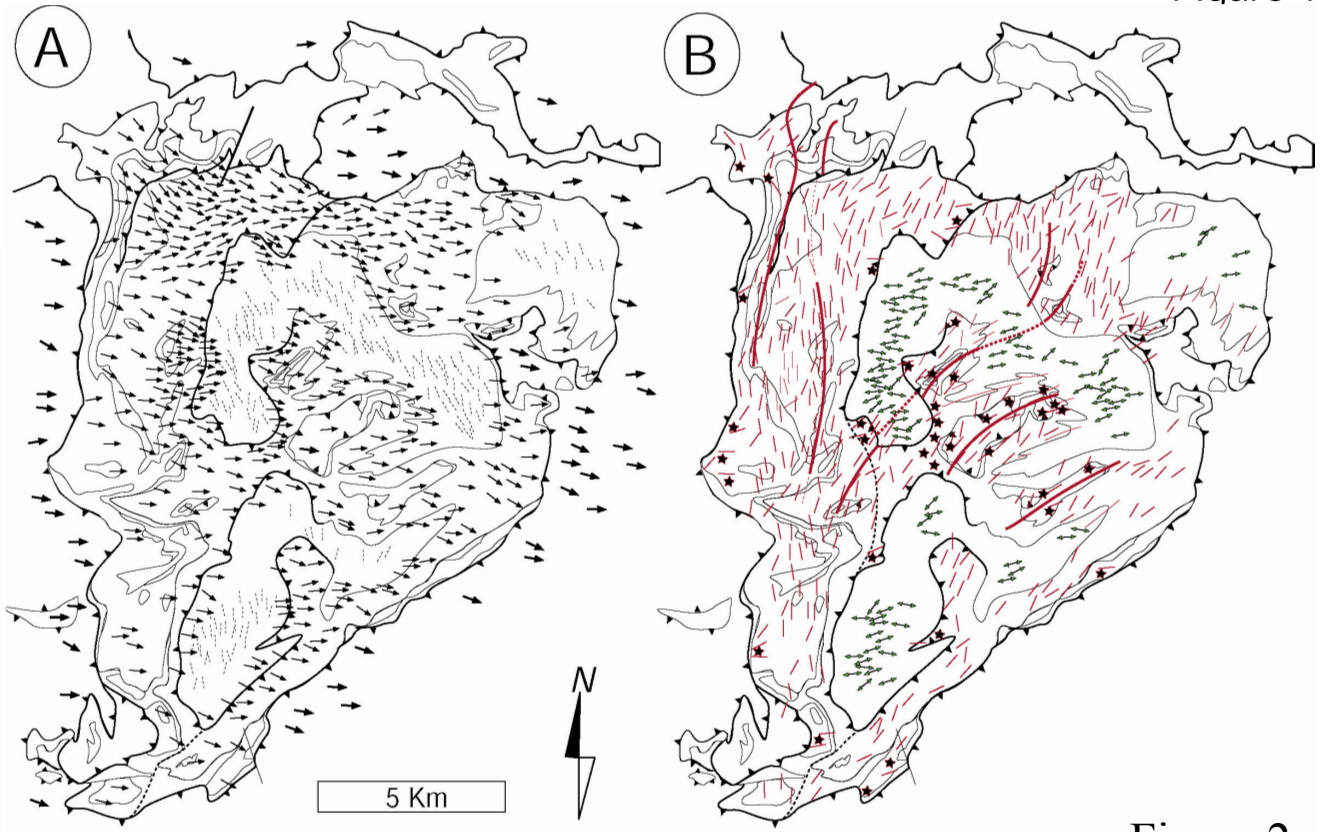


Figure 2

attributed to a Permian unconformable cover (Gay, 1971).

The Clarea Group is constituted by banded micaschists. Average mineral composition comprises: +phengitic white micas, +quartz, +albite, +glaucophane, +chlorite, ± biotite, ± epidote, ±garnet, ± chloritoid, ± calcite, + accessory minerals (Michel, 1957; Gay, 1971). Fine-grained amphibolites, composed of green hornblende, epidote, albite, titanite and rutile, also occur, associated with glaucophanites and prasinites (glaucophane + chlorite) and with rare marbles. Such rocks probably derive from a pelitic, flysch-type sequence with some mafic horizons (Gay, 1971; Pognante et al., 1984; Polino et al., 1999). The presence of Variscan relics in the Clarea Group was assumed from the occurrence of garnet, large biotite and staurolite pseudomorphs (Bocquet [Desmons], 1974 a; Borghi et al, 1999). A ³⁹Ar-⁴⁰Ar biotite age of 340 Ma supports this hypothesis (Monié, 1990). Other Briançonnais basement units show relics of kyanite and sillimanite (Détraz and Loubat, 1984; Baudin, 1987) attributed to a variscan metamorphic event as similar basement units from Valais yielded ca. 330 Ma monazite and muscovite ages (Giorgis et al, 2000). According to the dominant mineral observed in the rocks, the terms of glaucophane-bearing (GBM) and albite-bearing micaschists (ABM) will be used in the following descriptions.

The Ambin Group is formed by several arenaceous sequences that comprises metaconglomerates. It shows also phengite-rich micaschists with rare prasinite and glaucophanite horizons, felsic layers, arkosic or rhyolitic in origin, and lenses of metadolomites or marbles. Three superimposed lithological units (A, B, C) are sketched on Fig.1B :

- Unit A comprises phyllonitic rock types where isolated quartz pebbles may derive from metaconglomerates. West of the massif the contact between the Clarea and Ambin Groups corresponds to a thick (+ 10m) shear zone that occurs at the base of unit A whereas toward East, the shear zone is more diffuse.
- Units B and C correspond to several sedimentary sequences where well-preserved metaconglomerates are grading upward to light green micaschists and associated calcite-ankerite calcschists.
- Unit C contains thin prasinitic layers that grade toward east to a thick cap of prasinites, metagabbros and metarhyolites (lower Clarea valley and Exilles-Ramats area - Borghi et al, 1999 ; Polino et al., 1999). Metarhyolites yielded ca. 500 Ma U-Pb on zircon ages (Bertrand et al., 2000).

Briançonnais sedimentary formations (Permian to Cainozoic) - The Etache Group overlies the basement and represents the Permian (unit D on Fig.1B). It shows a recurrent trilogy (phengite schists,

Fig.1 – **Geological setting of the Ambin Ambin.** - (A) The study area within the northwestern Alps. ECM = External Crystalline massifs; B = Briançonnais domain; SL = “Schistes Lustrés” units where eclogitic and non-eclogitic units are separated by a line (after Pognante,1991); GP and DM = Internal Crystalline massifs of Dora Maira and Gran Paradiso; FH = Helminthoid flysch nappes; AA = Austroalpine domain (S = Sesia); PF = Penninic Front. - (B) Geological sketch map of the Ambin massif based on mapping by Gay (1971), modified. Surrounding “Schistes Lustrés” units are unornamented. AB = trace of the geological cross-section (Fig.6). - (C) Map of the D3 brittle-ductile normal shear bands. (personal data); The dotted line separates the two domain where prevail respectively top-to-the-East or top-to-the-West D3 shear bands.

Fig.2 – **Folds and lineation maps.** - (A) Lineations. Dotted lines = D1 mineral lineations (glaucophane + chloritoid) in the Clarea Group; thin arrows = D2 stretching and mineral lineations (phengite-chlorite-actinolite in the Ambin Group; dark arrows = glaucophane-chloritoid-chlorite-phengite in the “Schistes Lustrés” units. - (B) Folds. Double-arrows = F1 folds in the Clarea Group; dark small-lines = F2 folds in the Ambin Group; dark thick lines = F2 large-scale folds in the Ambin Group; dark stars = F2 sheath-folds located along the $\Phi 2$ tectonic-contacts (dark barbed wire).

green quartzites and calcschists) that grade upward to phengite-rich quartzites with sporadic pink quartz grains. The contact between Ambin and Etache groups seems continuous at first glance but is always outlined by a conspicuous increase in the deformation intensity (concentration of shear bands) that is interpreted as resulting from a major shear zone.

The Etache Group upward grades to the white Scythian quartzites. Jurassic to Cainozoic formations (E on Fig.1B) form many discontinuous lenses (10 m to + 100 m in thickness), squeezed in between the overlying Schistes Lustrés and the basement (Fig.6C). They also form complex “klippen” on top of the Ambin dome that are refolded together with the Schistes Lustrés. The post-Permian stratigraphical sequence is highly variable: (1) In the Gran Scala area, discontinuous lenses comprise a thin quartzitic horizon overlain by Jurassic to Eocene marbles and schists. (2) At the Pointe de Bellecombe, a thicker sequence (>200 m) includes the Scythian quartzites, Middle Triassic dolomites, Jurassic limestones and Cretaceous to Eocene phengite-rich marbles and schists. (3) South-East of the Ambin massif, several superimposed units have been recently distinguished (Polino et al., 1999).

“**Schistes Lustrés**” (**Liguria-Piemont zone**) - Jurassic to Cretaceous in age, they represent an ocean-derived ophiolitic assemblage with associated pelagic to clastic sediments (calcschists). A major tectonic contact discontinuously outlined by gypsum and «cornieules» separates the “Schistes Lustrés” from the Ambin basement and from the Briançonnais discontinuous lenses. The several tectonic-lithological units defined in the “Schistes Lustrés” (Deville et al., 1992; Fudral et al., 1987) are resting obliquely against the contact with the basement. Except for the structurally lowermost, eclogitic unit occurring near Susa, they are all correlated with the Combin Zone defined in Switzerland and Aosta valley (Caby, 1996). Thus, the eclogitic, ophiolite-rich formation correlated with the Zermatt-Saas Fe Zone is tectonically wedging out east of the Ambin massif, and outlines a metamorphic gap.

3. Structural evolution

Three successive deformation **stages** D1, D2, D3 have been defined and are compared with data available from adjacent areas (see Tab.1). For both ductile and brittle-ductile deformation, observed shear movement directions and associated lineations are reported on Fig.2.

The Ambin massif consists in a tectonic pile where the major contacts are interpreted as large-scale D2 shear zones ($\Phi 2$). According to their dominant lithology and/or to the closeness of a major tectonic contact, each unit behaved differently. So, earlier D1-related shear zones ($\Phi 1$), foliation and bedding are refolded during D2. Some of the contacts, whatever $\Phi 1$ or $\Phi 2$ may be outlined by gypsum or “cornieules”. Almost complete S1-S2 transposition is a common feature, especially in the clastic schists of the Ambin and Etache groups and in the calcschists of the «Schistes Lustrés». In many cases of uncompleted transposition, a composite foliation is the rule. This is the case of the Clarea group where S2 superimposition is obvious close to the footwall of the Ambin-Clarea contact shear zone (Fig.6D) but becomes more ambiguous with depth (Fig.6E). Our observations in the Ambin Group (Fig.5A) suggest that most of the assumed F1 folds actually represent complex interference patterns between F2 and pre-existing folds. It is why, in most cases, D2 features will be used as a reference datum to characterise D1 folds and structures.

D1 deformation stage. In the Internal western Alps, most kinematic indicators for the early tectonic stages are ambiguous and/or obscured by later reworking (Platt and Lister, 1985a,b; Philippot, 1990;

Henry et al., 1993, Michard et al., 1996). In the Ambin Group and overlying units (Briançonnais covers and Schistes Lustrés complex) the pre-L2 lineation trend cannot be determined precisely. However, refolded fold axes, the most conspicuous feature of a D1, stage are common (Caron, 1977; Allenbach, 1982).

Most folds observed in the Clarea Group (Fig.3A), e.g folds of mafic layers seem to predate the D2 stage. They correspond to a strong ductile deformation, responsible for the main foliation. Usually, the main foliation is gently dipping and follows the overall dome pattern. That fabric overprints an earlier fabric occurring now in microlithons (Fig.3D). According to previous authors (Borghini et al, 1999 and references therein) both fabrics were attributed to pre-alpine events. Indeed, in the ABM rocks (about 80% of the Clarea Group), muscovite and presumed pre-alpine large biotite are similarly present in both fabrics, the growth of blue amphibole (very scarce in the ABM) being interpreted as static (Monié, 1990). However, in the Clarea micaschists multi-stage garnet (Ganne et al., in press) includes a pre-alpine core and an alpine rim and is systematically wrapped by the main fabric of the micaschists (Fig.7B). At microscope scale, the clear-cut boundary between the two garnet components is outlined by an inclusion-rim: a very dense concentration of tiny inclusions mainly constituted by quartz clasts, biotite and pre-alpine muscovite. However, newly crystallised alpine minerals such as blue amphibole and phengite also occur in small quantity, associated with older crushed minerals suggesting that a strong shearing event of alpine age may have occurred under HP conditions when the rims crystallised. This observation strongly suggests that the gently dipping fabric recognised in most of the Clarea Group is linked to an early alpine deformation now defined as D1. The corresponding S1 fabric is parallel to the axial plane of F1 folds that deform assumed pre-alpine structures (S_{-1}) (Fig.7B).

In GBM rocks S1 is defined by HP minerals (Fe,Ca garnets, high Si-substituted phengite, chloritoid, glaucophane, jadeite, paragonite, clinozoisite). Late chloritoid and less-Si substituted phengite are also associated with the S1 fabric and evidence either the decompression occurring during the final stage of D1 or a mimetic recrystallisation during D2. Glaucophane-phengite \pm chloritoid define a mineral lineation on the S1 foliation. Its average N-S trend is often scattered by D2 ($\pm 40^\circ$), especially near to the Clarea-Ambin $\Phi 2$ tectonic-contact. Field observations suggest that F1 folds correspond to B-type folds (e.g. Ramsay and Huber, 1983) with near-E-W trending axes (Fig.2B) but it was impossible to relate the mesoscopic D1 structures to larger-scale features.

D1 deformation appears non-coaxial in GBM rocks as shown by meso- and microstructural data:

1. asymmetric boudinage of S1;
2. asymmetric fabrics of phengite, chloritoid and glaucophane wrapped as pressure shadow or strain fringes around garnets (Fig.3B, 3D);
3. rotations of quartz and plagioclase clasts;
4. sigmoid features developed in syn-kinematic garnet (Fig.3D);
5. trails of opaque minerals underlining S1 and refolded during a continuous shearing event (Fig.3D, Fig.10) and
6. folded inclusions within syn-kinematic glaucophane. Such microstructures suggest that the L1 lineation corresponds to the projection, on the S1 plane, of the movement direction during a D1 shearing event.

Ductile D2 stage. The most obvious ductile structures - foliation and small-scale shear zones sealed by micas - are those related to D2. The D2 stage is characterised by well-developed shear planes (Fig.4C)

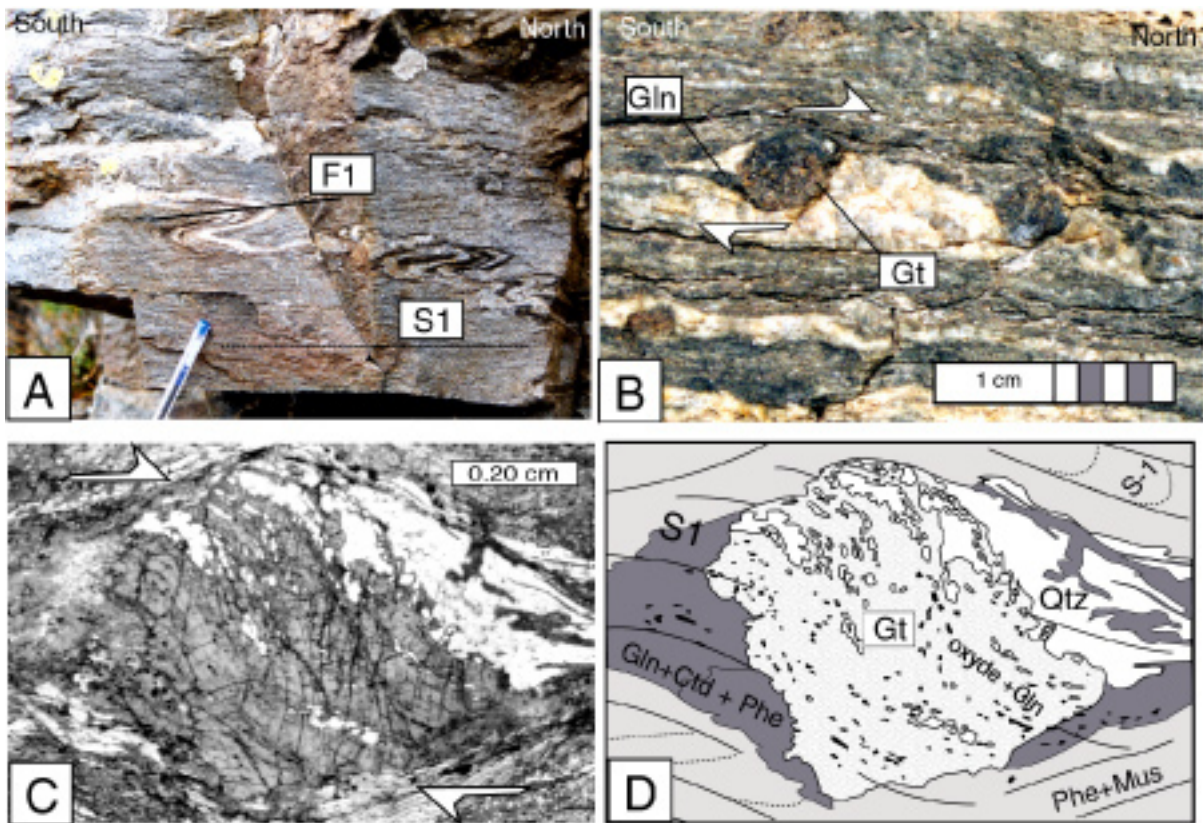


Figure 3

Fig.3 – **D1 deformation patterns in the Clarea Group.** - (A) pre-alpine mineral foliation of biotite (dark bands) -muscovite-quartz refolded by alpine F1 fold; alpine HP mineral assemblage grows in the S1 axial foliation. - (B, C and D) alpine syn-kinematic garnet (Gt; Ga-35) surrounded by HP minerals forming a strain fringe of glaucophane (Gln) ± chloritoid (Cld) ± phengite (Phe). Note the trails of oxides and glaucophane inclusions in the garnet (fig.3D), outlining the S1 foliation.

and by the gently-dipping S2 foliation observed in most of the Ambin Group and “Schistes Lustrés” units (Caron, 1977; Agard et al., 2001a). Corresponding deformation pattern can be described as ductile syn-foliation C2-S2 shear bands (Berthé et al., 1979) which correspond to type-I C-S bands (Lister and Snoke, 1984). The angle between the C2 and S2 planes is usually low (typically 10-20°). S2 is either parallel to axial planes of F2 folds and deforming an earlier S1 foliation, or corresponds to a composite surface resulting from the transposition of S1. In the latter case, S1 is preserved in micro-folds within S2-defined microlithons (Fig. 9B). Mesoscale F2 folds are mostly observed in the well-layered Clarea Group, close to the Ambin-Clarea contact (Fig.6D), whilst the composite foliation and tight isoclinal F2 folds rather characterise the Ambin Group (Fig.4A). F2 folds deform indifferently the earlier S0/S1 fabric and the main tectonic contact which separates the basement and Mesozoic cover from the Schistes Lustrés (Malavieille, 1982 ; Fig.6C). Folds axes are horizontal and N-S to NW-SE trending (Fig.2B). The occurrence of D2 sheath-fold (e.g. Ramsay and Huber, 1983, Quinquis et al, 1978) is strictly restricted to the strongly sheared areas close to the Ambin-Clarea contact (Fig.4B). At all scales penetrative ductile shear zones dip toward W or to E according to the general shape of the dome. Shear bands and C2-S2 fish-like structures (Fig.4C) indicates always a top-to-East movement direction (Fig.6). The major tectonic contacts Φ 2 correspond actually to strong concentrations of C2-S2 shear bands together (Fig.9D) with appearance of mylonitic fabrics. Platt and Lister (1985a,b) attributed similar shear zones observed in South Vanoise to a separate D3* stage (Tab.1). The similarity of associated greenschist-facies mineral assemblages observed in east-directed shear zones and S2 foliation confirms that they belong to the same deformation stage. Growth of late albite, described by Platt and Lister (1985a,b) as a key feature to distinguish two distinct stages, overprints often both S2 and C2 planes. An E-W mineral and stretching lineation is ubiquitous on C2 and S2 planes (Fig.2A). It is marked by elongated quartz grains or stretched phengite-chlorite-epidote-actinolite fibrous association. Close to the Clarea-Ambin Φ 2 tectonic-contact, S2 and L2 are defined by mixed aggregates of chlorite and actinote where blue amphibole is often broken (Fig.9B). In a few cases, the growth of blue amphiboles seems to be contemporaneous with the D2 stage. Indeed, in the Schistes Lustrés unit, blue amphibole together with chloritoid define a strong lineation in the S2 foliation, with a remarkably consistent N.100 trend (< 20° spread). The S2 foliation reworks here an earlier HP-LT Alpine fabric (lawsonite + glaucophane, Fig.2A). Such evidence argues for recrystallisation and/or growth of blue-amphibole during D2.

Ductile to brittle D3 stage. D3 deformation features are either large-scale open folds affecting the previous S2 foliation (Fig.6A) or locally developed mica crenulation. D3 is commonly marked in the «Schistes Lustrés» by small-scale NS-trending crenulation-fold overprinting the D2 structures. In the carbonaceous Briançonnais covers, D3 is outlined by the synchronous crystallisation of quartz-chlorite-phengite and/or calcite veins. Brittle-ductile shear bands (C3) crosscut with high-angle the D2 fabrics (Fig.5B). An E-W-trending stretching lineation is observed on most C3 planes, marked by small stretched quartz and calcite grains but also by phengite and chlorite. Kinematic indicators – conjugated extensional C3 shear bands (Fig.5C), symmetric micro-boudinage of pre-D3 crystals of poeciloblastic albite, deformed vertical vein networks – point out to an overall-coaxial behaviour. Along the western edge of the Ambin dome, extensional C3 shear planes preferentially indicate a top-to-the-west movement direction whilst east of the dome, the C3 shear planes preferentially are top-to-the-east (Fig.1C). This feature clearly indicates that the dome structure was formed during the D3 stage.

To summarise the structural evolution of the Ambin dome, structures and metamorphic assemblages related to D1 have been evidenced in all units now separated by large-scale Φ 2 shear zones. Concerning the D2 and D3 stages, the pattern is more complex and suggests a strong partitioning of the deformation.

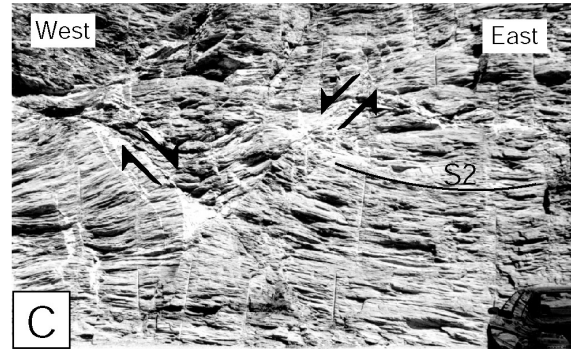
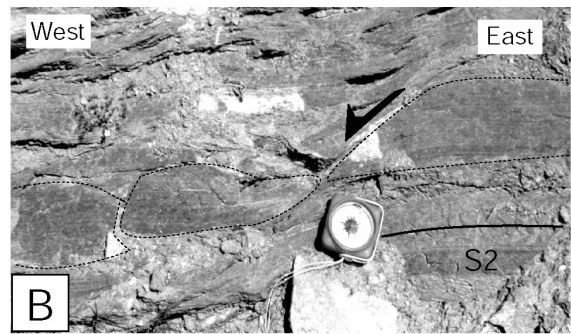
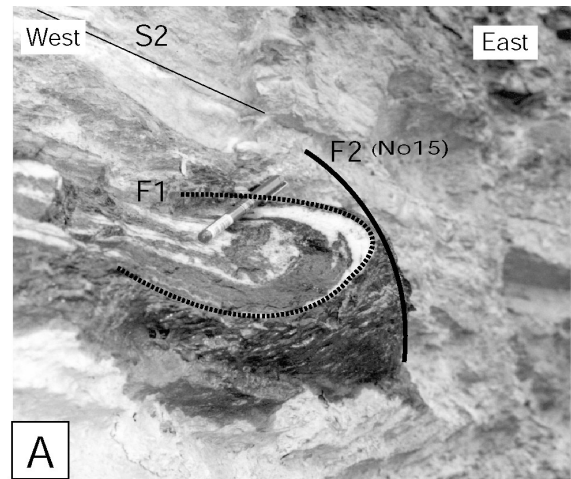
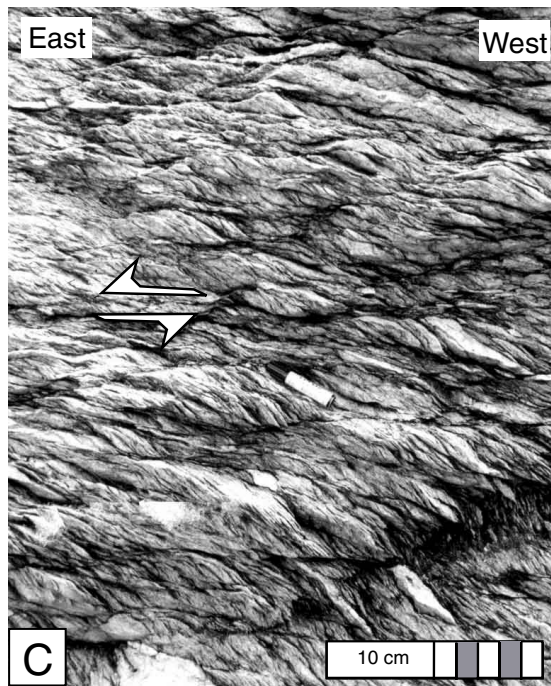
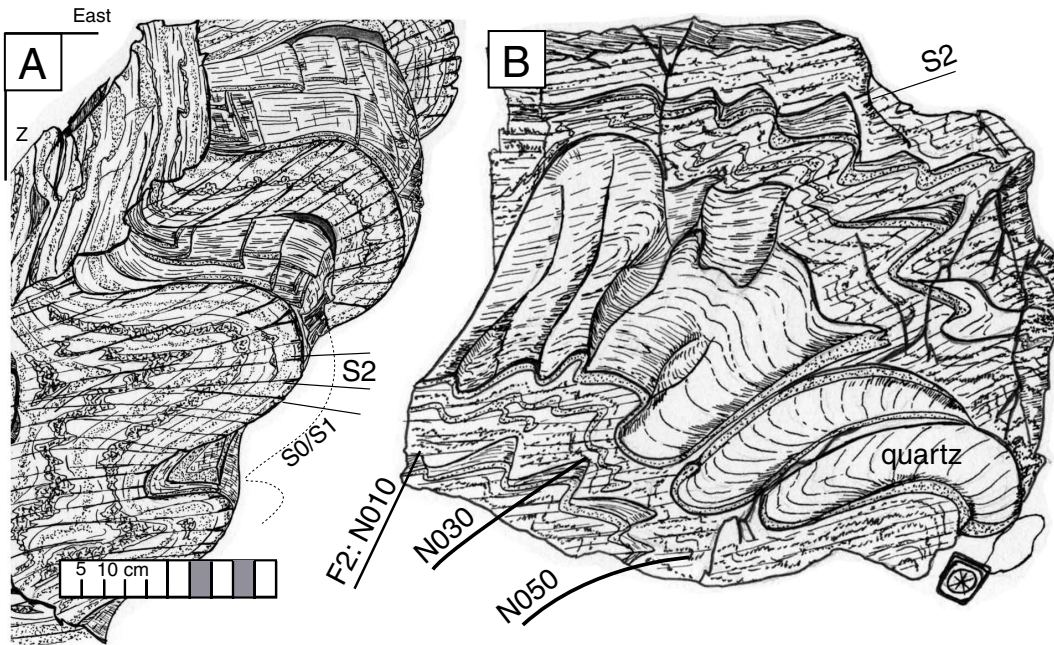


Figure 4

Fig.4 – **D2 ductile deformation in the Ambin Group.** - (A) Dominant N-S trending B-type fold; - (B) NE-SW to E-W trending sheath-folds close to the Φ 2 contacts; - (C) Pervasive ductile shear zone with top-to-the-East movement direction close the Clarea-Ambin Φ 2 tectonic-contact.

Fig.5 – **Typical aspect of D2 and D3 deformations**, at different scales, in the surrounding “Schistes Lustrés” units. - (A) F2 fold refolding a pre-existing D1 HP fabric (dotted line : refolded F1). - (B) D3 brittle-ductile asymmetric boudin with top-to-the-West normal shear movement (outcrop located West of the Ambin dome). - (C) Conjugate D3 normal shear bands cross-cutting at high angle the S2 foliation (“Schistes Lustrés” units in between Ambin and Gran Paradiso).

Figure 5

A dominant, non-coaxial extension, close to the shear zones (general eastward movement direction for $\Phi 2$, and conjugated eastward and westward movement for D3 small scale shear zones) grades to a flattening component in between. From top to bottom of the tectonic pile:

- in the «Schistes Lustrés», S2 and D2 to D3-related shear bands are dominant;
- in the Briançonnais cover slices, S2 is superimposed on a well-identified S1;
- in the Ambin Group, S2 is dominant together with D2 shear bands;
- in the Clarea Group, the gently-dipping foliation that occurs in the very core of the dome was interpreted as an alpine foliation (S1). F1 folds clearly refold a S_{-1} foliation with its characteristic pre-alpine assemblages.

4. Mineral chemistry

About 200 samples of garnet-bearing micaschists have been sampled in the Ambin massif (and in South Vanoise for comparisons). 15 thin-sections have been selected for microprobe analyses. Microprobe analyses were carried out at the Lausanne University with a CAMEBAX-SX100.

Two populations of garnet may be distinguished (Ganne et al, in press) in the Ambin massif (and in South Vanoise) from their grain size: large garnets (type-1 and type-2) and small garnets (type-3). Alpine garnets (Tab. 3) correspond to a solid solution of almandine ($X_{\text{Alm}} = 0.75-0.62$), grossular ($X_{\text{Grs}} = 0.19-0.25$), spessartine ($X_{\text{Sps}} = 0.0-0.16$) and pyrope ($X_{\text{Prp}} = 0.01-0.08$). According to microstructural evidence, the zoning pattern and the inclusions distribution within garnets indicate that type-2 and type-3 garnet, as well as the rim of the large type-1 garnet grew during a HP alpine stage. Only the core of the large type-1 garnet is probably inherited from pre-alpine metamorphism. The $(\text{Fe} \pm \text{Ca})\text{Mn}_{-1}$ exchange in alpine garnet is responsible for a growth zoning (Fig. 7D) related to a gradual increase of P.T conditions (depletion of Mn toward the edge of crystals). A good correlation was observed between, on one hand, the distribution of phengite inclusions distribution in garnet and their Tschermakitic substitution and, on the other hand, the distribution of blue amphibole inclusions distribution in garnet and their Al (IV) content. The most Si-substituted phengites and Fe-glaucophane are located close to the edge of the crystals (Ganne et al, in press).

Glaucophane and phengite inclusions are thus related to prograde HP metamorphism of alpine age. Conversely, the scattering of garnet compositions along the Fe, Mg \square Ca axis with alternating Fe or Ca depletion toward the edge of crystals (Fig. 7D) is more ambiguous and may correspond either to the last growth stage of alpine garnet during the prograde evolution or to the retrograde P.T path.

Chloritoid occurs as individual crystals in the foliation in the S1 foliation and was never observed as inclusions in garnet. It shows a XMg value varying between 0.07 and 0.14 and no significant pattern from core to rim (Tab. 2 and 4).

Blue amphibole related to the S1 foliation plots in the ferro-glaucophane field of the IMA classification (Leake et al., 1978). Variation of the XMg value (Tab.2) is restricted to an occasional slight decrease of the magnesium content from core to rim. Glaucophane inclusions often occur in garnet and show a lower MgO content (1.8 to 5.68 mole %) and a higher manganese content (0.12 to 0.23 mole %) than the large glaucophane crystals developed in the groundmass (Tab. 4).

In the ABM rocks Na-clinopyroxene (Tab. 2 and 4) occurs as tiny inclusions within albite (X.Jd: 0.88). It is less abundant in the GBM (X.Jd: 0.55). In both rock types, inclusions of jadeite in garnet have never been observed.

Chlorite shows XMg values ranging from 0.3 and 0.5 (Tab.2 and 4).

The maximum celadonite content of phengite ranges from Si=3.53 to 3.60 and XMg values

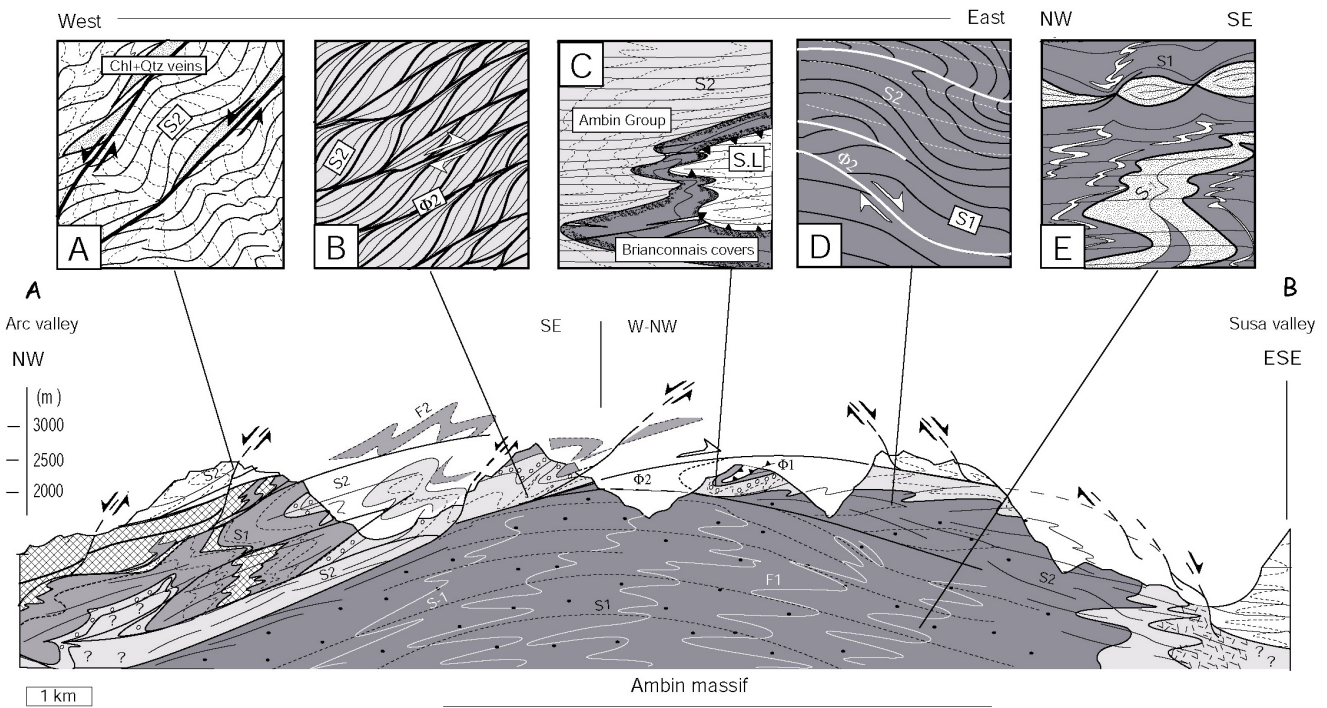


Figure 6

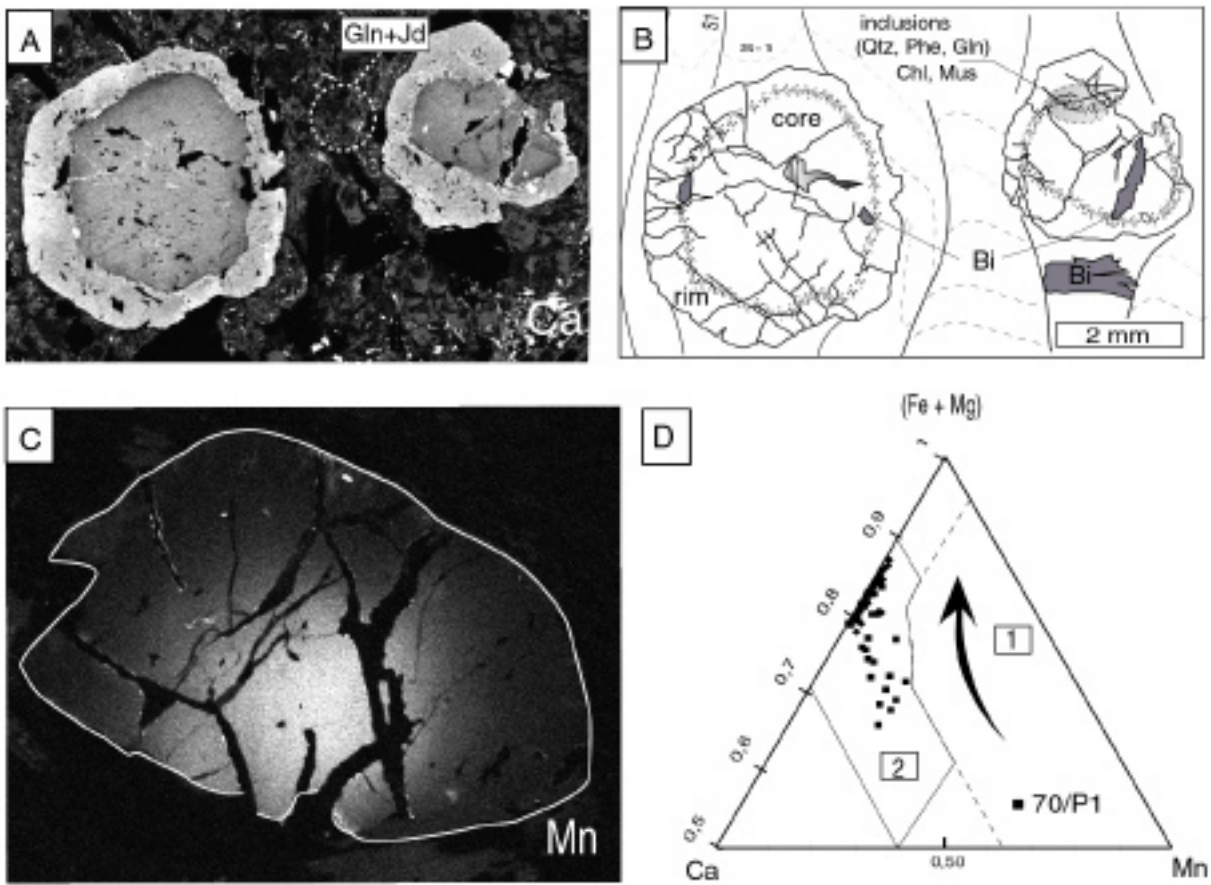


Figure 7

vary from 0.53 to 0.75. No significant difference of the maximum Si content is observed between GBM and ABM (Tab.2 and 4). A core-to-rim decrease of the Si content is observed in most samples, but its amplitude varies from sample to sample. The most substituted phengites were found as inclusions in the external rim of alpine garnet. Their Si⁴⁺ content range from 3.35 to 3.60. Syn-kinematic phengites, with $3.10 < \text{Si}^{4+} < 3.55$, which define the two alpine foliations (S1 and S2) are sometimes interlayered with paragonite. The colourless patches of phengite associated with the D3 shear zones (Fig.10) are characterised by very low-Si contents (< 3.08).

Clinozoisite do not show significant compositional zoning. This mineral shows $\text{Fe}^{3+}/(\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$ ratios ranging from 0.25 to 0.27 (Tab.4). Albite is close to the end-member composition, with a maximum anorthite content of 0.01 mole per cent. Biotite and stilpnomelane are occasionally present as retrograde phases. A discrimination between oychlorite, chloritised biotite and inter-grown stilpnomelane and chlorite was not possible from the available microprobe analyses. Rutile is nearly pure.

5. P-T estimates

The equilibrium P-T conditions corresponding to the D1 parageneses (Grt-Cld-Gln-Czo-Jd-Rt assemblages, Tab.2) have been calculated with the Thermocalc software (Holland and Powell, 1998). For the high-variance D2 mineral assemblages involving Chl, Phg, Ab, Pg and Qtz, no P-T points have been obtained with Thermocalc. We therefore used the multi-equilibrium approach proposed by Vidal and Parra (2000) along with the thermodynamic data and solution model of Vidal et al. (2001) for chlorites and Parra et al. (2002a) for phengites. This method has been successfully used by Trotet et al. (2001a and b), Bosse et al. (2002) and Parra et al. (2002b) for similar rocks. The calculations were performed with the TWEEQ and Intersx softwares (Berman 1991), assuming a water activity equal to unity. The error bars on Fig.11 are proportional to the scatter of the intersection points among all the equilibria that can be calculated with the five-components solid solution model for chlorite and the six-component model for K-white mica (see Berman, 1991; Vidal and Parra, 2000 for details). The uncertainty on the P-T estimates is probably less than + 1 kbar, 30°C (Vidal and Parra, 2000; Trotet et al., 2001a).

P-T path - As a whole, calculated results (Fig.11) obtained by these independent methods (Thermocalc and TWEEQ) are in good agreement. They suggest a near-isothermal decompression followed by cooling at decreasing pressure. Maximum pressure estimates were obtained using the Grt-Cld-Gln-Czo-

Fig.6 – **A synthetic cross-section of the Ambin massif** (see fig.2 for location). The dome defined by the D2 fabrics is enhanced by D3 brittle-ductile shear bands. - **(A)** D3 shear band in the “Schistes Lustrés” units. - **(B)** detail of the main $\Phi 2$ shear zones. - **(C)** Refolding of the $\Phi 1$ structure. Dotted lines = S1 foliation ; dark barbed wire = $\Phi 1$ tectonics contacts ; S.L: “Schistes Lustrés” units). The inner part of the massif (i.e the Clarea Group) has been partly preserved from post-D1 deformations. - **(D)** foliations pattern at the upper part of the Clarea Group. F1, F2 = alpine folds. - **(E)** Steeply-dipping quartz veins outlining the S₁ pre-alpine foliation).

Fig.7 – **Multi-stage garnets**. - **(A)** large type-1 garnet in ABM (sample Ga-40B). X-ray maps showing how the relative content of calcium (Ca) varying from low (dark) to high (white). The low calcium core with aligned biotite inclusions (pre-alpine) is surrounded by a Ca-rich alpine rim; - **(B)** Sketch of the same garnet showing the distribution of inclusions. Glaucophane and phengite are only found in the rim. - **(C)** X-ray maps of a large type-2 garnet (GA-35): relative content of Mn varying from low (dark) to high (white). - **(D)** compositional variations of this garnet along the profile [AB] diagram. The asymmetric bell-shape zoning of Mn suggests that the garnet growth took place during a rotational deformation with a gradual increase of P.T conditions (Spear, 1993) Gln = glaucophane; Jd = jadeite; Chl = chlorite; Mus = muscovite; Bi = biotite; Qtz = quartz; S1 = main alpine foliation; S₁ = pre-alpine foliation.

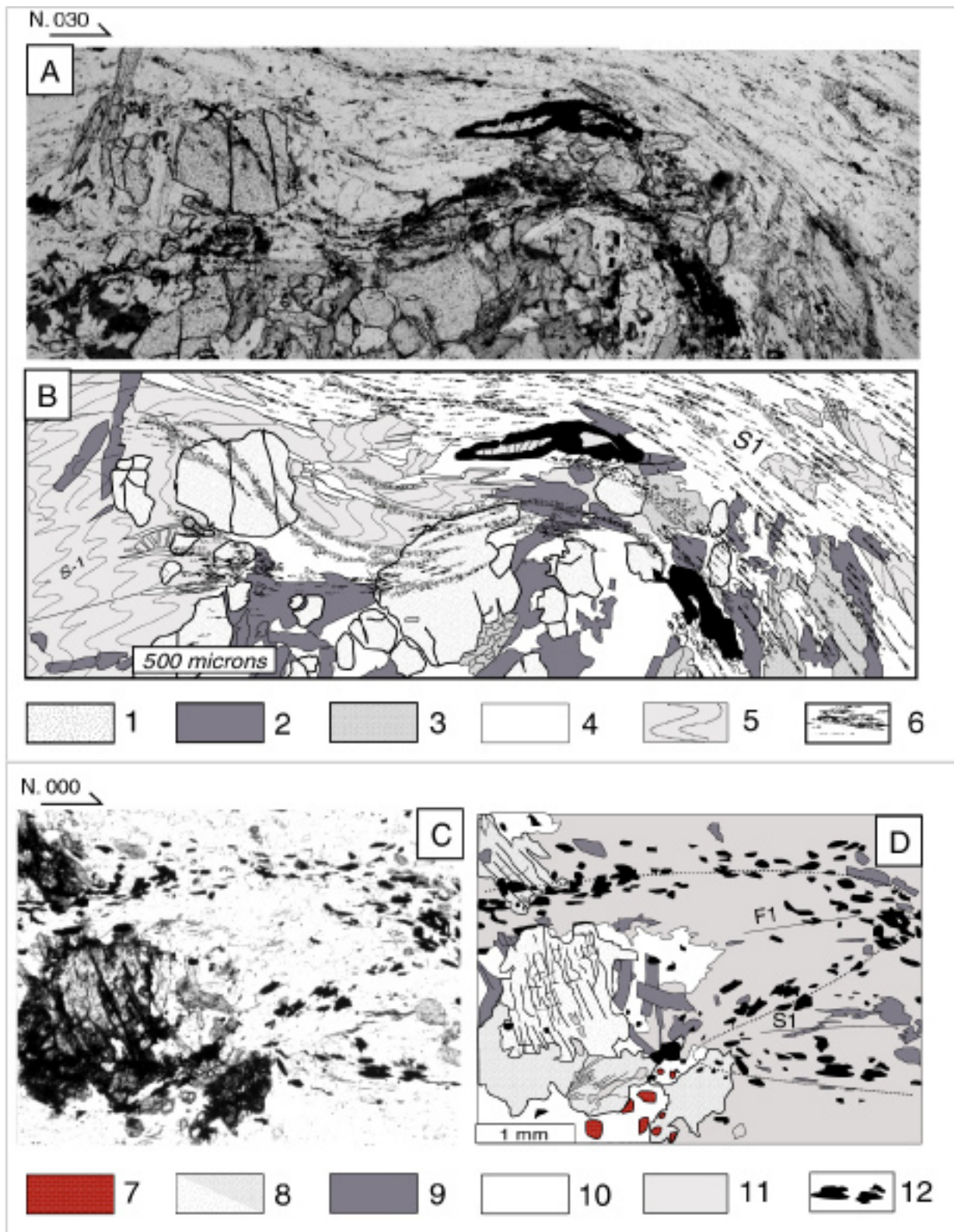


Figure 8

Fig.8 – D1 high-pressure minerals in GBM. - (A and B) garnet-glaucophane-chloritoid-phengite assemblage defining the S1 foliation (sample Ga-53). [1] = garnet (Gt); [2] = chloritoid; [3] = glaucophane; [4] = mixed alpine HP-minerals in possible pseudomorphs of staurolite; [5] = inherited muscovite underlying a pre-alpine foliation (S_1); [6] = High-Si substituted phengite outlining the main alpine foliation (S_1). - (C and D) jadeite-glaucophane-garnet assemblage (sample Ga-51) overprinting the hinge of a F1 alpine fold. F1 is marked by trails of opaque minerals. [7] = small type-3 garnet; [8] = jadeite; [9] = glaucophane; [10] = quartz; [11] = mixed of High-Si substituted alpine phengite and pre-alpine muscovite; [12] = opaque minerals.

Jd-Rt assemblages thought to represent a prograde path corresponding to garnet growth. Maximum P-T conditions are estimated at around 15 Kb and 500 °C. GBM and ABM rock types yielded similar P-T estimates. Unexpectedly, a few D1 assemblages yielded lower pressure and/or temperature estimates. This discrepancy may indicate either:

- 1 that the selected phases used for the calculation are not in equilibrium;
- 2 that available thermodynamic data are not well-constrained for the considered mineral assemblage, especially for glaucophane;
- 3 that a few HP-mineral assemblages corresponds to the last D1 prograde metamorphic stage (it may be the case for samples Ga-51 and Ga-22);
- 4 that the mineral compositions used for the calculation do not record the stable composition at peak pressure because the mineral have been re-equilibrated by diffusion during the retrograde P.T path (it may be the case for samples Ga-40b, Ga-55).

Indeed, petrological observations related to the D1 structures and associated mineral assemblages (*see part 3 : D1 deformation stage*) suggest that the exhumation process could have been initiated at the final stage of D1. Thus the near-isothermal decompression, that follows the HP peak, probably took place at the interface between the two main stages of ductile deformation (D1 and D2). Recent studies support the view that Alpine HP and UHP rocks were not exhumed during a single-step evolution (Table 1). However, the D2 retrogressive path is the best documented, thanks to TWEEQ which shows clearly the decrease of both P and T that outlines fast exhumation. Similarly, the D2 structural evolution is also the best documented from field evidence.

When compared to P-T estimates available for adjacent units – as for exemple the “Schistes Lustrés” (Rolland et al, 2000, Agard et al., 2001a) - P-T conditions become similar at about 5 Kb, 300°C which is the stability field determined for D2 (Fig. 11). This can be the result of either similar but diachronous P-T paths, or similar and synchronous P-T paths, the onset of the common path corresponding to a tectonic juxtaposition of the two units. The second hypothesis is obviously privileged because microstructural and field studies have shown that Ambin and “Schistes Lustrés” were strongly deformed together during D2.

6. Rb-Sr Dating of phengite

Recent age determinations of alpine HP (Rubatto and Gebauer, 1999) and greenschist facies metamorphic minerals (Freeman et al., 1997) tend to bracket the time-span of deformation and metamorphism in the Internal Alps during a very short period, from Upper Eocene to Oligocene, in good agreement with stratigraphical evidence. A recent study of the Entrelor Shear Zone, north of the Gran Paradiso dome (Freeman et al., 1997) has shown that the Rb-Sr method on phengite-calcite pairs may be used to obtain deformation ages. If phengite crystallises in a retrograde shear zone, its Si content is decreasing (it is the case at Entrelor and Ambin) and the crystallisation processes occurs below the closure temperature of the Rb-Sr system for white mica. Radiogenic Sr, especially concentrated in the pre-existing micas, is redistributed between the newly formed micas and low-Rb minerals such as calcite, epidote or feldspar. Assuming that the whole-rock system remained closed and that most micas were recrystallised, the age yielded by the phengite-calcite isochron should corresponds to the age of the crystallisation of the new phengite. This is especially the case for the most deformed and recrystallised samples where circulating fluids may have enhanced isotopic equilibration processes.

Two samples representative of calcite-bearing schists strongly deformed in a shear zone were analysed.

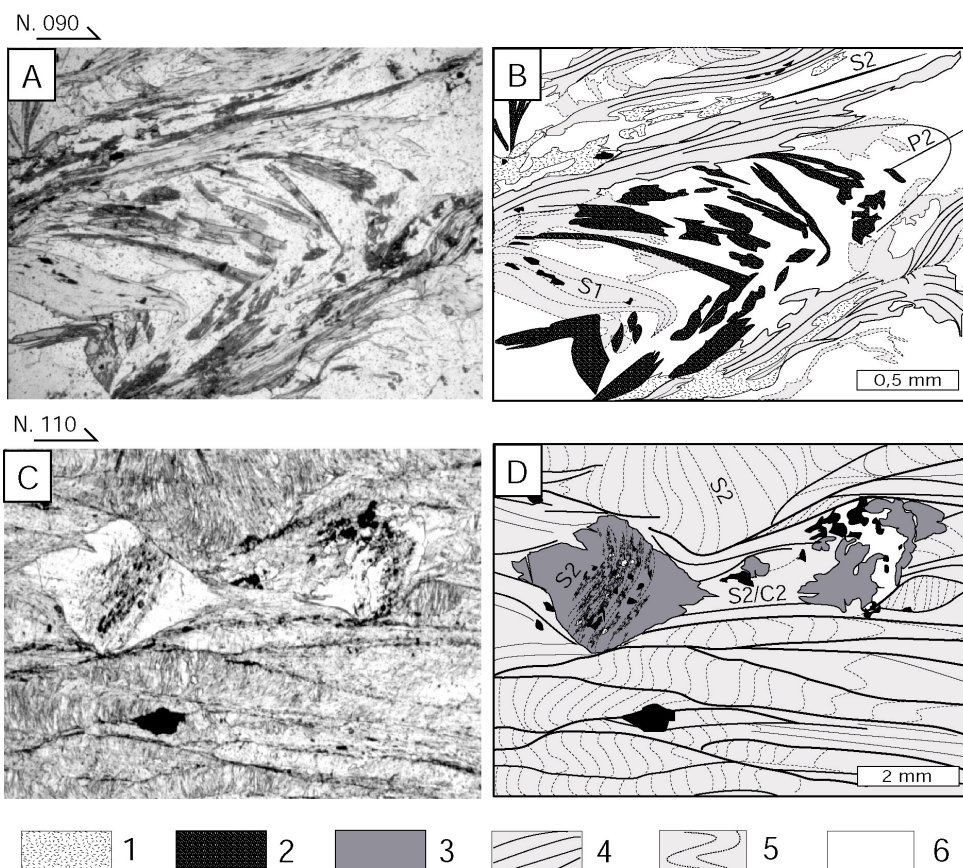
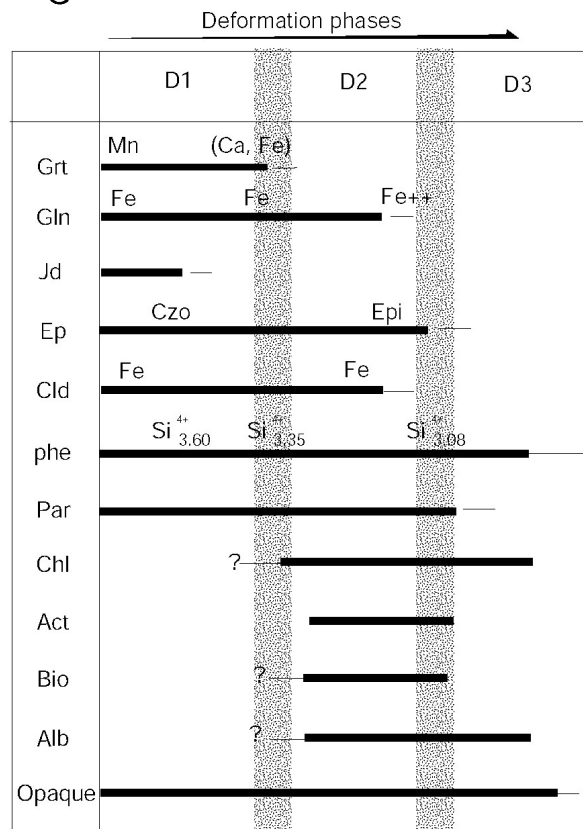


Figure 9

Fig.9 – **D2 microstructures in GBM.** - (A and B) D2 crenulations : reworked glaucophane and phengite in the S2 foliation. - (C and D) D2 albite porphyroblast overprinting the S2 foliation; the sample occurs in a pervasive D2 shear zone (fig.6C) where S2 and C2 plans are often parallel. [1] = chlorite; [2] = glaucophane; [3] = albite; [4] = D2 low-Si substituted phengite; [5] = D1 high-Si substituted phengite; [6] = quartz.

Fig.10 – **Crystallisation – deformation relationships in the Ambin massif** (alpine minerals). Gt = garnet; Jd = jadeite; Ep (Epi) = epidote; Ph = phengite; Par = paragonite; Cld = chloritoid; Gln = glaucophane; Czo = clinozoisite; Chl = chlorite; Act = actinolite; Bi = biotite; Alb = albite.



Thin section observations indicate that most of the phengitic micas belong to the D3 stage. GA 222 is a coarse-grained calc schist from the uppermost part of the Ambin Group (C unit) where calcite and phengite separated fractions were very pure. Sample ZH 98-32 is a quartz-rich, calcite-bearing phengite schist (C unit) where calcite and phengite fractions were less pure (mixed with quartz). They yielded isochron ages at 33 ± 1 Ma (GA 222) and 34 ± 8 Ma (ZH 98 32), identical, within errors, to the main age group obtained by Freeman et al. (1997) in the Entrelor shear zone (Fig.12).

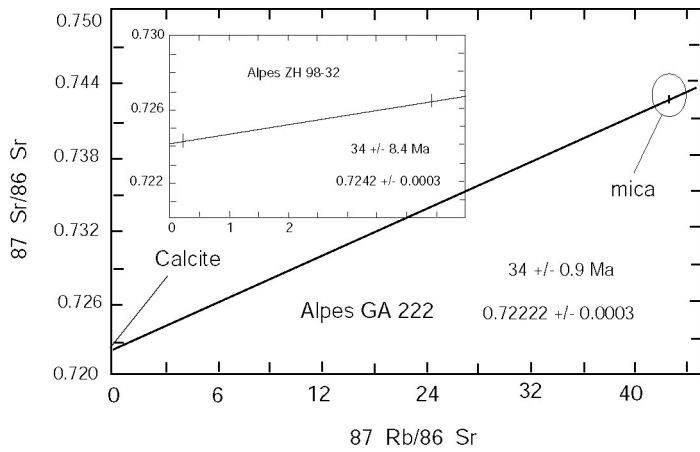
7. Discussion and conclusions

Kinematic evolution. Structural and petrological investigations in the Ambin massif have shown the existence of three successive ductile to brittle-ductile deformation stages (D1, D2 and D3) each characterised by specific deformation regimes, metamorphic assemblages and type and/or verging of structures (Tab.1).

D1 is the earliest alpine ductile deformation recognised so far in the field. It is especially well preserved in the Clarea Group that forms the deepest part of the Ambin massif whereas in the overlying units a more or less complete transposition occurred during D2. Movement directions toward N to NW are suggested by the N-S L1 lineation. This direction is similar to that observed in the less metamorphosed external units of the Penninic domain (Fügenshuh et al, 1999, Ceriani et al, 2001), in the neighbouring South Vanoise massif (Platt and Lister, 1985a,b) and in the Schistes Lustrés covers (Caron, 1977; Agard et al, 2001a). Such N-S to NW-SE movement direction is consistent with slip vectors deduced from geodynamic reconstruction (Platt et al., 1989). However, close to the Clarea-Ambin tectonic contact, the radial pattern of L1 may be interpreted as resulting from the scattering due to the subsequent D2 deformation. In others internal units of the western Penninic domain (e.g. Gran Paradiso), corresponding D1 kinematics (or equivalent according to authors, see Tab.1) is poorly known and previous observations are often contradictory (Malavieille, 1982) due to strong post-D1 transposition features. The D1 stage corresponds to a non-coaxial deformation regime with a dominant near-horizontal N-S shortening component. Pervasive epidote-blueschist facies metamorphism close to eclogite facies conditions (Evans, 1990) prevailed during D1 and metamorphic assemblages record both the observed maximum conditions of HP metamorphism and the first steps of decompression (Fig 13B).

The geometry and kinematics of the D2 stage are more documented. After F2 folding and formation of a penetrative S2 foliation, the deformation culminates with large-scale D2 shear zones (Φ 2 contacts such as the Clarea-Ambin contact) which resulted from a coalescing network of dominantly top-to-East smaller-scale shear zones and C2/S2 fish-like structures (Fig.13C). A ubiquitous N100-N120 mineral and stretching lineation, observed on both S2 foliation and C2 shear planes, is the main signature of that stage. At regional scale indeed, the D2 deformation is partitioned and domains showing dominant flattening (Zone Houillère) coexist closely with top-to-East (Ambin and South Vanoise) and top-to-West (Gran Paradiso) sheared domains (Fig.13D), the results being a bulk thinning of the upper and middle crust. D2 is associated with low-blueschist facies to pervasive greenschist facies conditions.

The D3 deformation stage, mostly restricted to the Ambin cover units, took place close to the brittle-ductile transition and is marked by a vertical-shortening component. The distribution of C3 shear bands, with westward and eastward conjugated movement directions, is related to the dome geometry of the Ambin massif (Fig.13E). The dominant simple shear regime (D2) characterised by a top-to-East

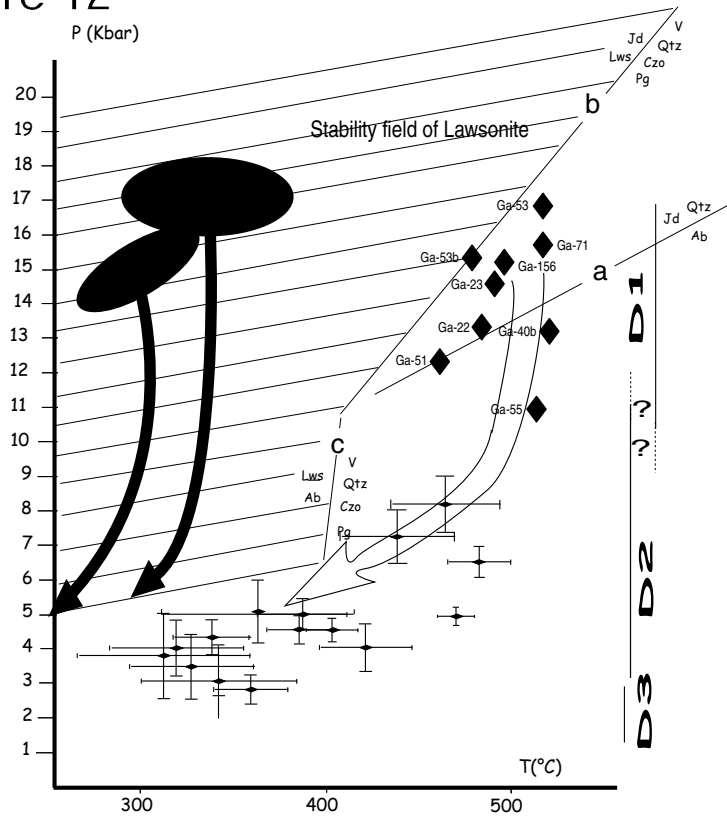


N° Sample	Rb tot (ppm)	Sr tot (ppm)	87Rb/86Rb	87Sr/86Sr (2 σ)
ZH98-32 M	116.60	76.05	4.4463	0.726365(38)
ZH98-32 C	34.52	406.8	0.2460	0.724323(37)
GA 222 M	370.80	25.11	42.8540	0.742316(32)
GA 222 C	2.60	5401	0.0014	0.722235(26)

Figure 12

Fig.11 – Calculated P-T path for the GBM. For the Thermocalc results (Holland and Powell, 1998), each symbol corresponds to a specific D1 mineral assemblage (dark diamond). For the TWEEQ program (Berman, 1991), each symbol corresponds to a specific D2 mineral assemblage (error bars). Reaction curves: (a) albite (Ab) = jadeite (Jd) + Qtz (Holland, 1980), (b) lawsonite (Lws) + Jd = zoosite (Zo) + paragonite (Pg) + Qtz + H₂O and (c) Lws + Ab = Zo + Pg + Qtz + H₂O (Heinrich & Althaus, 1988). Thermodynamic data and corresponding solid solutions for TWEEQ calculations are indicated in the text. Dark arrow : P.T path for the surrounding “Schistes Lustrés” units from Agard et al, 2001a.

Fig.12– Rb/Sr diagram on the phengite/calcite pairs



Thermocalc results

Ga-22	(Gt, Jd, Ph, Pa, Gln)	T= 488°C, Sd=15,1	P= 13,4 Kb, Sd=98	Cor: -0.622, fit: 0.06
Ga-40b	(Gt, Jd, Ph, Gln, Cld)	T= 520°C, Sd=271	P= 113,2 Kb, Sd=57,9	Cor: -0.909, fit: 0.10
Ga-55	(Gt, Ph, Gln, Cld, Czo)	T= 513°C, Sd=10,7	P= 11Kb, Sd=9,5	Cor: -0.146, fit: 0.03
Ga-23	(Gt, Jd, Ph, Pa, Gln, Cld)	T= 490°C, Sd=2588	P= 14,6Kb, Sd=35,2	Cor: -0.892, fit: -
Ga-156	(Gt, Jd, Ph, Gln, Cld, Czo)	T=496°C, Sd=97	P= 15,2Kb, Sd=8,8	Cor: -0.255, fit: 0.15
Ga-51	(Gt, Jd, Ph, Pa, Gln)	T= 462°C, Sd=547	P= 12,3 Kb, Sd=52,9	Cor: -0.994, fit: 0.22
Ga-53	(Gt, Jd, Ph, Pa, Gln, Cld)	T= 517°C, Sd=154	P= 16,9 Kb, Sd=26	Cor: -0.033, fit: 0.01
Ga-53b	(Gt, Jd, Ph, Pa, Gln, Czo)	T= 479°C, Sd=280	P= 15,3 Kb, Sd=14,3	Cor: -0.947, fit: 0.05
Ga-71	(Gt, Jd, Ph, Pa, Gln, Cld, Czo)	T= 510°C, Sd=807	P= 15,7 Kb, Sd=100,7	Cor: -0.915, fit: 0.00

Figure 11

movement direction and responsible for the development of large-scale gently-dipping shear zones may have changed progressively with time toward a pure shear regime (D3) characterised by high-angle extensional shears bands (conjugated top-to-East and top-to-the-West movement directions). If the pure shear regime is related to the onset of the doming process in Ambin and Gran Paradiso, this provides a clear-cut boundary between D2 and D3.

Peak metamorphic conditions and retrograde path. Maximum P-T estimates (14-16 Kb, 500°C) are higher than previously proposed for the Briançonnais basements (Ambin-South Vanoise: see Tab.1, Platt and Lister, 1985a,b), especially when considering the Grt-Gln-Cpx-Ctd-Czo assemblage which has been studied in the metapelites of the Clarea Group. D1 stage records the oldest observed step of exhumation under high temperature epidote-blueschist facies conditions. Conversely, the D2 stage, took place under low-blueschist facies conditions and culminated in greenschist facies conditions. Concerning the D3 stage, a good marker consists in the late-D2 growth of albite, already quoted in the South Vanoise and Gran Paradiso massifs (Platt and Lister, 1985a, Borghi & al. 1994), that underlines the metamorphic transition between D2-greenschist and D3 sub-greenschist stage. Thus, the recorded P-T path established in relation with the relative chronology based upon the observed deformation sequence, outlines an overall decompression behaviour covering the main D1 and D2 ductile deformation stages and ending with the low-grade D3-related assemblages.

Thrusts or detachments shear zones ? D1 metamorphic conditions are close to the eclogite-blueschist facies boundary and cannot be for sure attributed to the peak conditions reached during the subduction stage. The problem is complicated by the fact that two East-dipping subductions operated successively (and/or partly concurrently – Stampfli et al. 2000; Schmid and Kissling, 2000), to close the Liguria-Piemont and the Valais oceanic domains. The subductions, presumably beginning at ca. 110 Ma for the Liguria-Piemont subduction (Le Pichon et al, 1988), induced the burial at depth of the Briançonnais units after 45 Ma (the assumed age of the youngest sedimentary deposits to have been subducted, the Paleocene “Pralongnan” schists of marine origin). In between the two suture zones, an accretionary wedge has been constituted which comprises both HP “Schistes Lustrés” and Briançonnais Terranes but also slices of the Apulian crust (Sesia zone) and of the genuine European crust (Gran Paradiso and Dora-Maira). Thermo-mechanical calculations performed by Bousquet (1998) show that P-T conditions of 14Kb, 400°C can be reached close to the bottom of a 30-40 Km thick accretionary wedge. However, such a setting cannot account for higher pressure conditions (the deepest known accretionary wedge reaches 40 km; e.g. Olympic mountain, Cascades - Brandon and Vance, 1992). This implies that the D1 event, which occurred at higher pressure, may be not necessarily linked to the wedge. Moreover, estimated pressures are not likely to represent the deepest level reached during the subduction process but rather, some intermediate level registered during the exhumation process. Such assumption is supported by the non-coaxial structures observed in the Clarea rocks that were probably acquired during the ascent path. There are little constraints on the initial geometry of the slices of continental crust implicated. If some kind of protracted extrusion was induced by the collision setting, such slices - the early nappes of previous studies - may correspond to sub-vertical (or fan-shaped) structures with an overall N to NW-directed movement.

The scenario is clearer for the D2-D3 combined stages. When combining PT data and structural observations in the Ambin region, they favour an overall thinning behaviour of the Penninic domain during D2 and D3. D2 corresponds to a major stage in a process of crustal thinning, initiated under low-blueschist facies conditions a short time after the D1 HP metamorphism. It may corresponds

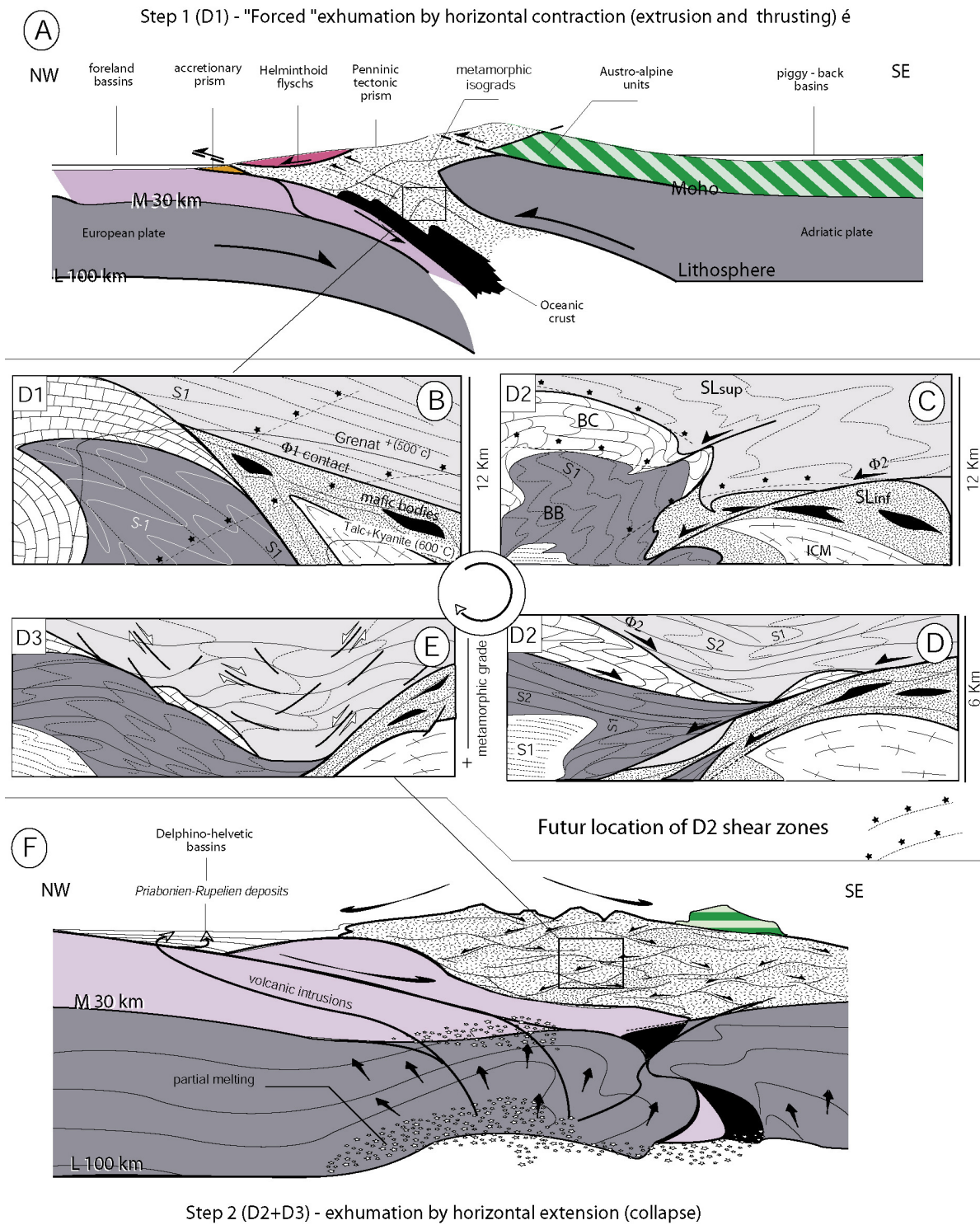


Fig.13– Tentative geodynamic model to explain the Penninic HP-rocks exhumation. Two mains steps are summarized on the two sections **A** and **F**. The step 1 (D1, section **A**) corresponds to ca. 35 Ma. At that time the Valaisan trough is still closing and then a complex orogenic wedge consists in a Piemont oceanic rocks, Briançonnais crustal material, Valaisan oceanic rocks ± detached slices of European origin. It is why on the figure the small sedimentary accretionary prism is only formed by the Briançonnais black flysch. The Helminthoid flysch basins are filled up and on their way to be transported. The Penninic HP rocks, a part of which still being in eclogitic conditions, starts their exhumation “journey”. The step 2 (D2 and D3, section **F**) corresponds to ca. 35~32 Ma : the doming process was triggered by the European lithosphere slab break-off induces extensional motions within the Penninic paleo-orogenic wedge, partial melting and volcanism within the alpine external domains. According to the *Ceriani et al, 2001* model, the external Priabonian to Oligocene flysch basin seals the suturing of the Valaisan subduction. Schematic geometries and kinematic of the different rock units constituting of the Penninic domain during steps 1 and 2 are proposed in the small cartoons **B** to **D**. (BC) = Briançonnais covers; (BB) = Briançonnais basement; (ICM) = Internal Cristalline massifs; (SL/up) = Upper and Middle “Schistes Lustrés” units; (SL/lw) = Lower, eclogitic “Schistes Lustrés” units (ophiolitic bodies in black); dark arrows = $\Phi 2$ shear zones; white arrows = D3 extensional shear bands; white stars = partial-melting; S_{-1} = pre-alpine foliation; S_1 = D1 foliation; S_2 = D2 foliation.

to the deposition of the Aiguilles d'Arves flysch basin, Priabonian in age, simultaneously to the suturing of the Valais oceanic domain (de Lepinay, 1981; Ceriani et al., 2001). D2 and D3 ended at 35-34 Ma under greenschist facies conditions (Freeman et al., 1997; this contribution). Because the upper unit of Schistes Lustrés, i.e. the lower-grade unit (lawsonite-blueschist facies : stability field of carpholite), is lying directly above the Clarea Group (epidote-blueschist facies : stability field of garnet), the corresponding metamorphic gap suggests that the large-scale $\Phi 2$ shear zones (Fig.6) acted as detachment faults subsequently deformed by open D3 antiforms (e.g. the Ambin dome, Fig.13E). Similar large-scale detachment faults, gently dipping toward east or west have been previously described in adjacent units (e.g. Ballèvre et al., 1990, Philippot, 1990, Wheeler and Butler, 1993; Rolland et al., 2000, Agard et al., 2001a).

Such large-scale detachment faults should have played an important role in the unroofing of HP metamorphic rocks occurring at their footwall, as testified by the metamorphic P.T path (Fig.11), enhancing the exhumation initiated during the D1 extrusion. Such scenario is definitely incompatible with the back-folding and back-thrusting concepts classically advocated in most previous works (see Roure et al, 1989 for review) to explain in the western Penninic domain both the gently-dipping foliations, often westward dipping, and the apparent East verging late folds and thrusts.

Time constraints. Concerning the timing of alpine deformation and metamorphism in the Internal Alps, the classical three-stage evolution of the Alpine belt (Eo- Meso- and Neo-alpine (review in Hunziker et al., 1992), the oldest stage, Cretaceous in age, is now dismissed except for the Austro-Alpine domain. Concerning the Meso-Alpine stage, it is still difficult to reconcile the chronologies defined from eclogites (U-Pb, Sm-Nd and Lu-Hf ages) - believed to represent peak UHP conditions or intermediate stages of the decompression-exhumation - and those obtained from Argon or Strontium ages of phengites with stratigraphical ages of flysch and molasse formations. SHRIMP ages on zircon allowed Rubatto (1998) to define three age groups for HP and UHP rocks: ca. 65 Ma, ca. 44 Ma and ca. 35 Ma. The oldest age of 65 Ma (Paleocene) corresponds exclusively to eclogites from the Sesia zone and may represent the oldest slice of the Adria plate to be deeply subducted during the closure of the Liguria-Piemont ocean (Rubatto, 1998, Duchêne et al, 1997a). At 44 Ma (Lutetian), Ligurian oceanic crust (dated eclogite of Lago di Cignagna) and associated sediments of the Zermatt-Saas Fe zone reached eclogite-facies conditions in the Piemont subduction zone. Approximately at the same time, the last marine sediments were deposited in the Briançonnais domain (Eocene black flysch). A strong possibility is thus that all the European plate units (Dora Maira, Monte Rosa, Gran Paradiso, Adula) and part of the Briançonnais micro-continent affected by HP or UHP metamorphism were implicated only in the Valaisan subduction. In such case the 35 Ma old eclogites known in all these units (Tilton et al, 1991; Gebauer, 1996; Gebauer et al., 1997; Rubatto, 1998; Rubatto and Hermann, 2001) may date the peak conditions reached during that event. It is at that time that things become confuse as several features of diverse orders are recorded almost simultaneously: (i) Argon and Strontium ages of phengites related to greenschist facies assemblages (D2 stage in this paper – Freeman et al, 1997, Reddy et al, 1999, Inger et al., 1996, this contribution) ; (ii) deposition of the Priabonian (37-34 Ma) Ultra-Helvetic flysch which seals the Valaisan suture along the western edge of the Penninic domain (Ceriani et al, 2001); and (iii) the onset of marine deposits of the Gonfolite group in Southern Alps and Liguria. Thus, if excluding the poorly time-constrained 65-35 Ma period, the exhumation process was probably catastrophic - exhumation rates as high as 3.4 cm/yr were estimated by Rubatto and Hermann (2001). Thus, strictly speaking, the fast subduction and exhumation proposed by the latter authors, should be referred only to the Valaisan subduction and partial exhumation of the units

subducted during the pre-35 Ma period are not documented. Such fast evolution from exhumation-related HP assemblages to a large-scale collapse and thinning of the crust, may be explained either by the strong buoyancy of a very large orogenic wedge that initiated during the oldest subduction (Liguria-Piemont) or by a slab break-off mechanism (Davies & Von Blanckenburg, 1995) or both. The size of the wedge increased when large amounts of European continental crust entered in the subduction zone during the closure of the Valaisan trough. This major event ended by the Tertiary plutonism in the Internal Alps and calc-alkaline volcanism in the external Oligocene-basins (32 Ma, Boyer et al, 2001), a feature which supports the slab break-off hypothesis. However, in Dora Maira, the end of the decompression path was also dated at 32 Ma - titanite ages (Rubatto and Hermann, 2001). If the latter age is interpreted as a good estimate for the peak of the crustal thinning process, the 35-34 Ma phengite ages (Argon and Strontium) yielded by late greenschist facies assemblages related to the post-exhumation collapse are too old. They may have no precise geological significance despite their good reproducibility and regional extent.

Models and mechanisms. Several models have been proposed to explain the tectonic evolution of subduction-collision orogenic belts (Pfiffner et al, 2000 among other). Concerning the Alps, most models postulate that one or several orogenic wedge (or accretionary wedge = presence of juvenile material) formed in between the European margin and the Apulian margin during the successive eastward subductions of the Ligurian (Tethysian) and Valaisan oceanic domains (Stampfli, 2000). Numerical models (Bousquet et al, 1997) have shown that continuous accretion of sediments and continental crust (Briançonnais and part of the Piemonte domain) together with oceanic material lead to the development of HP-LT metamorphism at the bottom of the orogenic wedge. Concurrently, geochronological data suggest that the subduction of crustal material started very early in the alpine evolution (65 Ma for Sesia basement units - Rubatto, 1998). Thus, during about 30 my, a huge orogenic wedge may have formed where units of European and Apulian origins are mixed.

A possible geometry and dynamics of such a wedge at ca. 35 Ma is proposed on Fig.13A. It corresponds to a composite model inspired from the following recent papers:

- (i) Chemenda et al. (1996) for the lithospheric buttress concept in front of the orogenic wedge that allows the preservation of HP assemblages inside the wedge;
- (ii) Schwartz et al. (2001) for the serpentinite channel concept that allows the ascent of coesite-bearing UHP assemblages near the bottom of the wedge;
- (iii) Schmid and Kissling (2000) for the underplating of the Valaisan oceanic domain beneath the orogenic wedge;
- (iv) Froitzheim (2001) for the European affinity of the Internal Crystalline massifs (Dora Maira, Gran Paradiso and Monte Rosa); Allemand and Lardeaux (1997) for the channel flow concept where the exhumation of deep-seated material is initiated along a unique subduction plane (is it the Valaisan or the Ligurian?).

On Fig.13A, the deformation of metamorphic isograds symbolises a process of forced convection and the proposed D1 stage is compatible with such early exhumation. However, in Ambin and Vanoise, the subsequent retrograde path is registered only from the epidote-blueschist facies conditions. The D1 late Eocene stage, which post-dates the deposition of the Briançonnais flysch (Pralognan schists), corresponds to a north-verging non-coaxial deformation also registered as a NS compressional stress field in the sediments of the European platform (Bergerat, 1987).

The D2 stage was initiated under low blueschist facies conditions (Fig.13C) and culminated with greenschist facies assemblages (Fig.13D) dated at ca. 35-32 Ma. From structural and metamorphic

evidence, it is interpreted as corresponding to a major process of post-exhumation thinning of the orogenic wedge. The whole D1 tectonic pile - from the low-grade «Zone Houillère» to the eclogitic Piemonte domain - is truncated by large, regional scale extensional shear zones with top-to-west and top-to-east movement. Metamorphic gaps outline the main D2 shear zones. At the same time the European platform was also affected by E-W extension (Bergerat, 1987) responsible for the opening of Oligocene rifts and basins (Rhine, Bresse, Limagne, Provence). The western and eastern molassic foredeep and hinterland basins (dauphinois-helvetic basin and Po plain) formed at that time and clearly predate the later flexural basins which were formed during Chattian times (28 Ma - Ménard, 1988). Thus the Lower Oligocene tectonics was extensional at the scale of the whole alpine belt.

In the Internal Alps, the stress field and deformation regime respectively associated with D1 and D2 are changing dramatically in a very short time close to 35-32 Ma from a NS compression to an E-W extensional regime with vertical σ_1 . Such a sharp change is probably related to a lithosphere-scale event. The break off of the down-going slab (von Blanckenburg and Davis, 1995) may have initiated a thermo-mechanic rebound of the European lithosphere responsible for a general collapse of the whole orogenic belt (Fig.13F). The Oligocene magmatism, dated at 32-30 Ma, may be a consequence of the slab break-off (Boyer et al., 2000). According to the latter authors, the strong mantle signature of the volcanics emplaced in the External Alps suggests that partial melting of the European lithosphere may be the result of the slab break-off related thermal anomaly. However, other authors (Merle and Michon, 2001) interpret the partial melting as linked to an asthenospheric panache beneath the French Massif Central to explain the opening of Oligocene basins. Whatever the adopted mechanism (thermal upwelling or slab break-off), it resulted in an extensional regime which corresponds in the Internal Alps to the above-described D2 and D3 stages.

The post-Oligocene history of the alpine belt is characterised in the External domain by a renewal of compression - now E-W - responsible for the uplift of the External Crystalline massifs (Mont Blanc, Aar,...) and the formation of the Helvetic and Jura fold and thrust belt which were followed by Miocene molasses deposited in flexural basins. On the contrary, the Internal domain behaved as an extensional allochthon bordered either by a strike-slip lithospheric fault (Insubric line) or by normal faults (Penninic Front). The best documented normal fault is the Simplon fault where ductile deformation started at ca. 20 Ma and continued with different cooling rates until now (Manktelow, 1985). A similar pattern has been evidenced by fission track studies on zircon and apatite for the Penninic Front (Seward and Manktelow, 1994; Fügenschuh et al, 1999). At the latitude of the Ambin dome, the Arc valley may correspond to a normal fault belonging to that event (Fudral, 1998; Ménard, unpublished fission track data, pers. com.).

To conclude, structural observations and thermobarometric data obtained in the Ambin dome constrain a two-stage exhumation model for the HP metamorphic rocks of the Penninic and Piemonte domains in the Savoy region (Fig.13). The earliest observed stage (D1) corresponds to a non-coaxial, north directed deformation under HP conditions whilst the second stage (D2 + D3) is characterised by ductile to brittle extensional E-W deformation under greenschist facies conditions. The abrupt change in stress field, deformation regime and metamorphic conditions occurred near the Eocene-Oligocene boundary and is interpreted as resulting from a lithospheric-scale event (slab break-off) which initiated a general thinning of the alpine belt at that time. Lately, the behaviour of the Penninic and Piemonte domains was passive, except for local extensional readjustments besides (and above?) the External domain where the main tectonic and metamorphic activity occurred in Miocene times.

Acknowledgements

This study was funded by the GéoFrance3D program (INSU, BRGM, MNERT). Jacques Leterrier (CRPG) is thanked for his help with the Sr isotope analyses, Francois Bussy (University of Lausanne) for the microprobe data. The paper benefited from discussions with J.M. Lardeaux, R. Bousquet, S. Schmid and from critics of a first version by A. Michard and G.S.L. Lister.

Tableau X - modèles d'évolution géodynamique proposés pour différentes unités Penniques

Caron, 1977 (Alpes Cotiennes) Evolution tectonique	Schistes Lustrés (Agard et al, 2001)	Vanoise Sud (Platt and Lister, 1985)	Conditions P.T proposées	Conditions P.T. proposées
<p>D0 :</p> <ul style="list-style-type: none"> - premier caillage de nappes sans schistosité reconnue <p>D1 :</p> <ul style="list-style-type: none"> - foliation régionale - vergence ouest (?) plis P1 d'axe NS, hecto à kilométriques - Régime compressif <p>D2 : Eocene-Oligocène ?</p> <ul style="list-style-type: none"> - rtrio-plissement à vergence NE (axe des plis NO-SE) associé au rtrio-charriage des nappes D1 - schistosité principale - régime compressif <p>D3 :</p> <ul style="list-style-type: none"> - plissement secondaire à vergence Est (axe des plis NS et EO) - crunulation de fracture-dissolution régionale - chevauchements tardifs à vergence Est (poursuite et fin du rtrio-charriage) - régime compressif <p>D4 :</p> <ul style="list-style-type: none"> - structures secondaires cassantes 	<p>pre-D1 subduction Pic de pression</p> <p>D1</p> <ul style="list-style-type: none"> - chevauchement $\Phi 1$ sub-horizontaux à vergence O associé à une schistosité S1 horizontale - régime compressif <p>D2</p> <ul style="list-style-type: none"> - schistosité S2 sub-horizontale - cisaillements à vergence O à NO associés à des plis P2 - régime compressif <p>D3</p> <ul style="list-style-type: none"> - Rtrio-plissement et rtrio-charriage : - chevauchement $\Phi 2$ à vergence E - replissement des nappes D1 (Dent Parrache, Schistes Lustrés) - crunulation S3 associée - régime compressif <p>Processus d'exhumation</p>	<p>12 Kb, 300°C Lws + Jd (champ de stabilité)</p> <p>Facies Schiste Bleu de BT (11Kb - <400°C)</p> <p>Facies Schiste Vert à pidoite</p> <p>Pic de température (croissance Albite) 400°C</p> <p>Facies Schiste Vert</p>	<p>ant-D1</p> <ul style="list-style-type: none"> - structure ant-alpine - premières déformations alpines ? <p>subduction</p> <p>D1</p> <ul style="list-style-type: none"> - linéation à glaucophane d'orientation NNO-SSE - plis P1 d'orientation EO - foliation initiale S1 - contacts tectoniques $\Phi 1$ - régime compressif ? <p>extrusion ?</p> <p>D2</p> <ul style="list-style-type: none"> - linéation d'tirement EO - plis P2 d'axe moyen NS - schistosité principale sub-horizontale S2 - contact tectonique $\Phi 2$ - régime extensif <p>exhumation</p> <p>D3</p> <ul style="list-style-type: none"> - failles normales semi-ductiles - direction de mouvement vers l'Est et vers l'Ouest - crunulation de fracture-dissolution S3 - régime extensif <p>amincissement</p>	<p>Facies amphibolite</p> <p>?????????</p> <p>Facies des Schistes Bleus à Epidote de HT (14-16 Kb - 500°C) champ de stabilité du grenat</p> <p>Evolution depuis le faciès des Schistes Bleus de bas grade jusqu'au faciès Schistes Verts (~9 Kb-450° à ~ 4Kb-300°C)</p> <p>Facies des Schistes Verts de très bas grade</p>

Table.1 : Comparison of the main deformation stages as proposed in the literature (Briançonnais and “Schiste Lustrés” units) inspired from Agard et al, 2001a.

Table.2 : Mineral parageneses of the studied metapelites used for Thermocalc and TWEEQ calculations. (Si) = Si content of phengite (on a basis of 22 oxygens). X(Mg) = Mg/(Fe+Mg). Mineral abbreviations are from Kretz (1983). + = rare ; ++ = common ; +++ = frequent ; i = inclusion within alpine Grt ; m = matrix mineral ; Bi(Chl) = +/- chloritized biotite.

	Albite-bearing micaschists (ABM)					Glaucophane-bearing micaschists (GBM)					
	Ga-22	Ga-23	Ga-40b	Ga-55		Ga-156	Ga-51	Ga-53b	Ga-53	Ga-70	Ga-71
Primary D1 assemblages											
Phe (Si)	3.37 - 3.44	3.40 - 3.48	3.38 - 3.64	3.41 - 3.43		3.37 - 3.47	3.42 - 3.57	3.35 - 3.42	3.38 - 3.52	3.55 - 3.44	3.4 - 3.53
Grt	62.5 - 73.6	58.8 - 67.2	65 - 71	65 - 70		61 - 72	68 - 72	69 - 73	56.8 - 76.2	63 - 75	4.1 - 9.3
Grs	7.9 - 21.3	23.1 - 28.2	14 - 22	18 - 23		17.1 - 23	18 - 23	19-25	17.5 - 28.8	17.1 - 22.2	16.3 - 27
Sps	5.1 - 7.8	6.4 - 15.5	4.2 - 9.6	1.8 - 4.5		1 - 8.3	1.3 - 8.7	1.2 - 6.3	1.2 - 11.4	0 - 17	1 - 15.1
Pyr	6.8 - 14.56	1.5 - 2.35	7.1 - 8.8	5 - 6.8		4.3 - 7.2	5.2 - 6.4	6.1 - 7.4	3.13 - 8.1	3.9 - 8.1	4.1 - 9.5
Clid X(Mg)	0.07 - 0.08	0.12 - 0.13	0.10 - 0.12			0.09 - 0.11		0.13 - 0.14	0.07 - 0.09	0.08 - 0.09	0.07 - 0.08
Cpx X(Mg)	0.10 - 0.11	0.07 - 0.08	0.16 - 0.19			0.33 - 0.36	0.26 - 0.29	0.14 - 0.16	0.35 - 0.36		0.10 - 0.16
Gln X(Mg)	0.38 - 0.40	0.44 - 0.46	0.33 - 0.35	0.35 - 0.37		0.40 - 0.41	0.60 - 0.65	0.37 - 0.39	0.40 - 0.43	0.37 - 0.40	0.35 - 0.38
Rt	++ i	++ i	+++ m,j	++ i, m		+ m	++ m	+++ i	+++ i, m	++ m,j	++ m
Ep				m		m		+++ m			m
Par	+++ m, i	++ m,j	+++ m, i	+++ m, i		+++ m, i	++ m,j	+++ m, i	+ m, i	+++ m,j	++ m,j
Opaque	++ llm (i,m)	++ llm (i,m)	+++ llm (i,m)	++ llm (i,m)		+ llm (i,m)	++ llm (i,m)	+++ llm (i,m)	++ llm (i,m)	++ llm (i,m)	++ llm (i,m)
Secondary D2 assemblage											
Phe (Si)	3.15 - 3.27	3.13 - 3.26	3.10 - 3.30	3.10 - 3.27		3.14 - 3.30	3.19 - 3.34	3.10 - 3.27	3.13 - 3.34	3.06 - 3.24	3.12 - 3.25
Ab	+++ m	++ m	+++ m	+++ m		+ m	+ m	+ m	+ m	+ m	+ m
Par	++ m	+ m	+++ m	+++ m		+ m	+ m	+++ m	+ m	+++ m	++ m
Ep						+++ m	++ m	++ m	++ m		
Chl X(Mg)	0.38 - 0.47	0.35 - 0.41	0.49 - 0.50	0.33 - 0.35		0.29 - 0.38			0.25 - 0.27	0.33 - 0.36	0.41
Bt (Chl)	+++ m	++ m	+++ m	+ m					+ m	++ m	++ m
Opaque	++ (llm)	++ (llm)	+++ (llm)	++ (llm)		+ (llm)	++ (llm)	+++ (llm)	++ (llm)	++ (llm)	++ (llm)

m : matrix mineral

i : inclusion within Grt

+ : rare, ++: common, +++ : frequent

Tableau 2

Table 3

Label Rock Type	40b-1/33		40b-1/12		40b-1/1		Garnet		53_37 GBM type 3
	core	rim 1	rim 1	rim 2	rim 1	rim 2	70-2_37 ABM type 2	70-2_1 core	
SiO2	35.37	35.25	36.47	36.04	36.04	36.03	36.03	36.03	37.65
TiO2	0.38	0.06	0.07	0.10	0.10	0.16	0.10	0.16	0.10
Al2O3	20.25	20.53	20.82	20.68	20.68	20.31	20.72	20.31	20.72
FeO	25.85	30.96	29.70	33.62	33.62	28.45	33.19	28.45	33.19
MnO	10.19	5.31	2.58	0.30	0.30	5.31	0.89	5.31	0.89
MgO	1.17	2.13	1.82	2.00	2.00	0.96	1.29	0.96	1.29
CaO	5.46	4.27	7.46	6.87	6.87	7.92	6.39	7.92	6.39
total	98.67	98.51	98.91	99.60	99.60	99.14	100.23	99.14	100.23
Oxygens	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.93	2.92	2.96	2.93	2.93	2.95	3.02	2.95	3.02
Ti	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	1.98	2.00	1.99	1.98	1.98	1.96	1.96	1.96	1.96
Fe	1.79	2.14	2.02	2.29	2.29	1.95	2.23	1.95	2.23
Mn	0.71	0.37	0.18	0.02	0.02	0.37	0.06	0.37	0.06
Mg	0.14	0.26	0.22	0.24	0.24	0.12	0.16	0.12	0.16
Ca	0.48	0.38	0.65	0.60	0.60	0.70	0.55	0.70	0.55
TOTAL	8.06	8.08	8.03	8.07	8.07	8.06	7.99	8.06	7.99
XMg	0.07	0.11	0.10	0.10	0.10	0.06	0.06	0.06	0.06
Alm	57.13	67.88	65.84	72.65	72.65	62.27	74.50	62.27	74.50
Sps	22.81	11.78	5.79	0.65	0.65	11.77	2.02	0.65	2.02
Py	4.61	8.34	7.19	7.69	7.69	3.76	18.31	7.69	18.31
Grs	15.45	12.00	21.18	19.02	19.02	22.21	18.31	19.02	18.31

Table 4

Label Rock Type	23-2/Gln		71-13/Gln		Jadeite		phengite		Chloritoid		Clinzoisite	
	ABM	GBM	ABM	GBM	ABM	GBM	ABM	GBM	ABM	GBM	ABM	GBM
SiO2	56.03	55.2	57.9	57.86	57.9	57.86	51.83	54.24	23.6	23.6	37.96	37.96
TiO2	0.1	0.16	0.03	0.03	0.03	0.03	0.37	0.14	0.06	0.06	0.06	0.06
Al2O3	11.16	10.74	17.28	15.77	17.28	15.77	25.1	27.09	39.37	39.37	23.09	23.09
Cr2O3	0.07	0.05	0.01	0	0.01	0	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.05
Fe2O3	0	0.47	5.8	9.24	5.8	9.24	0	1.86	1.88	1.88	12.5	12.5
FeO	14.69	16.19	3.68	2.79	3.68	2.79	3.39	1.67	24.09	24.09	0.11	0.11
MnO	0.02	0.18	0	0.05	0	0.05	0	0.05	0.47	0.47	0.19	0.19
MgO	6.96	5.61	0.17	0.31	0.17	0.31	3.5	2.79	1.93	1.93	0.14	0.14
CaO	0.53	0.2	0.54	0.45	0.54	0.45	0.03	0.01	0.05	0.05	20.42	20.42
Na2O	6.6	7.47	13.92	14.07	13.92	14.07	0.07	0.11	0.01	0.01	0.07	0.07
K2O	0.02	0.01	0.01	0	0.01	0	10.71	6.73	0.05	0.05	0.79	0.79
Totals	96.18	96.28	99.34	100.58	99.34	100.58	95.03	94.71	91.54	91.54	95.38	95.38
Oxygens	23	23	6	6	6	6	11	11	6	6	12.5	12.5
Si	7.97	7.948	2.039	2.03	2.039	2.03	3.485	3.536	0.993	0.993	3.083	3.083
Ti	0.011	0.017	0.001	0.001	0.001	0.001	0.019	0.007	0.002	0.002	0.004	0.004
Al	1.872	1.823	0.717	0.652	0.717	0.652	1.989	2.082	1.953	1.953	2.211	2.211
Cr	0.008	0.006	0	0	0	0	0.001	0.001	0.001	0.001	0.003	0.003
Fe3	0	0.051	0.154	0.244	0.154	0.244	0	0.091	0.06	0.06	0.764	0.764
Fe2	1.748	1.949	0.108	0.082	0.108	0.082	0.191	0.091	0.848	0.848	0.008	0.008
Mn	0.002	0.022	0	0.001	0	0.001	0	0.003	0.017	0.017	0.013	0.013
Mg	1.476	1.204	0.009	0.016	0.009	0.016	0.351	0.271	0.121	0.121	0.017	0.017
Ca	0.081	0.031	0.02	0.017	0.02	0.017	0.002	0.001	0.002	0.002	1.777	1.777
Na	1.82	2.086	0.951	0.958	0.951	0.958	0.009	0.014	0.001	0.001	0.011	0.011
K	0.004	0.002	0	0	0	0	0.92	0.56	0.003	0.003	0.082	0.082
Mn/Fe	0.001	0.011	XMg	0.08	XMg	0.16	XMg	0.65	0.75	0.12	0.25	0.25
			XJd	0.71	XJd	0.65						
												Fe(3+) Al

References :

- Agard, P., Vidal, O., Goffé, B., 2001. Interlayer and Si content of phengite in HP-LT carpholite-bearing metapelites. *J. Metamorphic Geol.*, 19, 477-493.
- Allemand, P., Lardeaux, J.M., 1997. Strain partitioning and metamorphism in a deformable orogenic wedge: Application to the Alpine belt. *Tectonophysics*, 280, 157-169.
- Allenbach, B. 1982. Géologie de la Bordure SW du massif d'Ambin (Alpes occidentales). Unpublished thesis, Univ. Strasbourg, 138p.
- Ballevre, M., Lagabrielle, Y., Merle O., 1990. Tertiary normal ductile faulting as a consequence of the lithospheric stacking in the Western Alps. *Mem. Soc. Geol. France*, 156, 227-236.
- Baudin, T., 1987. Etude géologique du massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes): évolution structurale d'un socle Briançonnais. Unpublished thesis, Univ. Grenoble, 259p.
- Bergerat, F., 1987. Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6, 99-132
- Berman, R.G., Perkins, E.H., 1987. GEO-CALC : a software for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams. *Amer. Mineral.*, 72, 861-862.
- Berthé, D., Choukroune, P., Jégouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Structural. Geol.* 1, 31-42.
- Bertrand, J.M., Pidgeon, R.T., Leterrier, J., Guillot, F., Gasquet, D., Gattiglio, M., 2000. SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the Internal Western Alps (Savoy and Piemont). *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, 80, 225-248.
- Bocquet (Desmons), J., 1974. Le socle Briançonnais de Vanoise (Savoie): arguments en faveur de son âge antéalpin dans les Alpes française et de son polymétamorphisme. *C. R. Acad. Sci. Paris, D*, 278, 2601-2604.
- Borghi, A., Compagnoni, R., Sandrone R., 1994. Evoluzione termo-tettonica alpina del settore settentrionale del massiccio del Gran Paradiso (Alpi Occidentali). *Atti Tic. Sci. Terra (Serie speciale)* 1, 137-152.
- Borghi, A., Gattiglio, M., Mondino, F., Zaccone, G., 1999. Structural and metamorphic evidence of pre-alpine basement in the Ambin nappe (Cottian Alps, Italy). *Mem. Sci. Geol. Padova*, 51, 205-220.
- Bosse, V., Ballèvre, M., Vidal, O., 2002. The garnet isograd in the blueschist-facies metapelites of the Ile de Groix (armorican Massif, France) : a record of ductile thrusting during exhumation. *J. Petrol.* (in press).
- Bousquet, R., Oberhänsli, R., Goffé, B., Jolivet, L., Vidal, O., 1998. High-pressure-low-temperature metamorphism and deformation in the Bünderschiefer of the Engadine window; implications for the regional evolution of the eastern Central Alps. *J. Metamorphic Geol.*, 16, 657-674.
- Boyet, M., Lapierre, H., Tardy, M., Bosch, D., Maury, R., 2001. Nature des sources des composants andésitiques des Grès du Champsaur et des Grès de Taveyannaz. Implications dans l'évolution des Alpes occidentales au Paléogène. *Bull. Soc. géol. France*, 172, 487-501
- Brandon, M.T., Vance, J.A. (1992). Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, Washington State, as deduced from fission track ages for detrital zircons. *Amer. J. Sci.*, 292, 565-636.
- Bussy, F., Sartori, M., Thelin, P., 1996. U-Pb zircon dating in the middle Penninic basement of the Western Alps (Valais, Switzerland). *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, 76, 81-84.
- Bussy, F., Cadoppi, P., 1996. U-Pb zircon dating of granitoids from the Dora-Maira massif (western Italian Alps). *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, 76, 217-233.
- Caby, R., 1996. Low-angle extrusion of high-pressure rocks and the balance between outward and inward displacements of middle Penninic units in the western Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, 89(1), 229-267.
- Caron, J.M. 1977. Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale (France et

- Italie). Unpublished thesis, Univ. Strasbourg, Mémoire n°48, Sciences géologique, 326p.
- Ceriani, S., Fügenschuh, B., Schmid, S.M., 2001. Multi-stage thrusting at the «Penninic Front» in the western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs. *Int. J. Earth Sci.* Aug, 90, 685-702.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M., Bokun, A.N., 1996. Continental subduction and a mechanism of high-pressure metamorphic rocks : new modelling and field data from Oman. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 143, 173-182.
- Cloos, M., 1982. Flow melanges : numerical modelling and geochronologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, 330-345.
- Desmons, J., Compagnoni, R., Cortesogno, L., Frey, M., Gaggero, L., 1999. Pre-Alpine metamorphism of the Internal zones of the western Alps. *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 23-39.
- Deville, E., Fudral, S., Lagabrielle, Y., Marthaler, M., Sartori, M., 1992. From Oceanic Closure to Continental Collision - A Synthesis of the Schistes-Lustres metamorphic complex of the western Alps. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 104, 127-139.
- Détraz, G., Loubat, H., 1984. Faciès à disthène, staurotite et grenat dans un micaschiste appartenant à l'unité des "Gneiss du Sapey" (Vanoise, Alpes françaises). *Géol. Alpine*, 60, 5-12.
- Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais B., Telouk P., Lardeaux, J.M., Albarède, F., 1997. The Lu-Hf of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, 387, 586-588.
- Evans, B.W., 1990. Phase relation of epidote-blueschists. *Lithos*, 25, 3-23.
- Freeman, S.R., Inger, S., Butler, R.W.H., Cliff, R.A., 1997. Dating deformation using Rb-Sr in white mica: greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone, Italian Alps. *Tectonics*, 16, 57-76.
- Froitzheim, N., 2001. Origin of the Monte Rosa nappe in the Pennine Alps – A new Working hypothesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 113, 604-614.
- Fudral, S., Deville, E., Pognante, U., Gay, M., Fregolent, G., Lorenzoni, S., Robert, D., Nicoud, G., Black, C., Jayko, A., Jaillard, E., Bertrand, J.M., Forno, M.G., Massazza, G., 1994. Lanslebourg Mont-d'Ambin. Carte géologique de la France à 1:50 000. BRGM, Orléans.
- Fudral, S., 1998. Etude géologique de la bordure Téthysienne dans les Alpes franco-italienne nord-occidentales, de la Doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg Saint Maurice (France). *Géol. Alpine, Grenoble, Mem. hors série*, 29, 306p.
- Fudral, S., Deville, E., Marthaler, M., 1987. Distinction de trois unités dans les " Schistes Lustrés " compris entre la Vanoise et le Val de Suse (Alpes franco-italiennes septentrionales) : aspects lithostratigraphiques, paléogéographiques et géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, II, 467-472.
- Fügenschuh, B., Loprieno, A., Ceriani, S., Schmid, S.M., 1999. Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moutiers (Savoy, Western Alps): paleogeographic and tectonic consequences. *Int. J. Earth Sci.*, 88, 201-218.
- Ganne, J., Bussy, F., Vidal, O. Multi-stage garnet in the internal Briançonnais basements (Ambin and South Vanoise massifs) : new petrological constraints on the blueschist-facies metamorphism in the Western Alps and tectonic implications. *Journal of Petrology* (in press)
- Gay, M., 1971. Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Unpublished thesis, Univ. Lyon, 296 p.
- Gebauer, D., 1996. A P-T-t path for an (Ultra?) high-pressure ultramafic/mafic rock association and its felsic country-rocks based on SHRIMP-dating of magmatic and metamorphic zircon domains. Example: Alpe Arami (Central Swiss Alps). In: S.H.A. Basu (Ed.), *Earth Processes: reading the isotopic code*. AGU, 307-329.
- Gebauer, D., Schertl, H.P., Brix, M., Schreyer, W., 1997. 35 Ma-old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. *Lithos*, 41, 5-24.
- Heinrich, H., Althaus, E., 1988. Experimental determination of the reactions $4 \text{ lawsonite} + 1 \text{ albite} = 1 \text{ paragonite} + 2 \text{ quartz} + 6\text{H}_2\text{O}$. *Neues. Jahr. Mineral. Mon.*, 11, 516-528.

- Henry, C., Michard, A., Chopin, C., 1993. Geometry and Structural Evolution of Ultra-High-Pressure and High-Pressure Rocks from the Dora-Maira Massif, Western Alps, Italy. *J. Structural Geol.*, 15, 965-981.
- Holland, T.J.B., 1980. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-120°C. *Amer. Mineral.* 65, 129-134.
- Holland, T.J.B., Powell, R., 1998 : An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorphic Geol.*, 16, 309-343.
- Hunziker, J.C., Desmons, J, Hurford, A.J., 1992. Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. *Mémoires de Géologie*, 13, Lausanne, 59 p.
- Inger, S., Ramsbotham, W., Cliff, R.A., Rex, D.C., 1996. Metamorphic evolution of the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps: Time constraints from multi-system geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 126, 152-168.
- Kretz, R., 1983. Symbol for rock-forming minerals. *Amer. Mineral.* , 68, 269-279.
- Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineral. M.* 63, 1023-1052.
- Lemoine, M., de Graciansky, P.C., 1988. Histoire d'une marge continentale passive : les Alpes occidentales au Mésozoïque – Introduction. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 597-600.
- Le Pichon, L., Bergerat, F., Roulet, M.J., 1988. Plate Kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation : A new analysis. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.*, 218, 111-131.
- Lepinay, B., 1981. Etude Géologique de la région des Get et de Samoens (Ht Savoie) : les rapports entre les Préalpes du Chablais (nappe de la brèche et nappe des Gêts) et les unités delphino-helvetiques. Unpublished thesis, Univ. Paris VI, 214p.
- Lister, G., Snoke, A.W., 1984. S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6, 617-638.
- Malavielle, J., 1982. Etude tectonique et microtectonique de la déformation ductile dans les grands chevauchement crustaux : exemple des Alpes franco Italiennes et de la Corse. Unpublished thesis, Univ. Montpellier, 508 p.
- Mancktelow, N., 1985. The Simplon line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclogae geol. Helv.*, 78, 73-96.
- Ménard, G., 1988. Structure et cinématique d'une chaîne de collision. Les Alpes occidentales et centrales. Unpublished thesis, Univ. Grenoble, 268p.
- Merle, O., Michon, L., 2001. The formation of the West European rift : A new model as exemplified by the Massif Central area. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 172, 213-221.
- Michard, A., Goffé, B., Chopin, C., Henry, C., 1996. Did the western Alps develop through an Oman-type stage? The geotectonic setting of high-pressure metamorphism in two contrasting Tethyan transects. *Eclogae Geol. Helv.*, 89, 43-80.
- Michel, R., 1957. Les faciès à glaucophane dans le massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *C.R somm. Soc. Géol. France*, VII, 130-131
- Monié, P., 1990. Preservation of Hercynian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages through high-pressure low-temperature Alpine metamorphism in the Western Alps. *Eur. J. Mineral.*, 2, 343-361.
- Parra, T., Vidal, O., Jolivet, L., 2002a. P-T path of High-pressure, Low-temperature schists on Tinos Island (Cyclades Archipelago, Greece) using chlorite-potassic white mica pairs. *Lithos* (accepted).
- Parra, T., Vidal, O., Agard, P., 2002b. A Thermodynamic model for Fe-Mg dioctahedral K-white micas using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.* (accepted)
- Pfiffner, O.A., Ellis, O. and Beaumont, C. 2000. Collision tectonics in the Swiss Alps : Insight from geodynamic modeling. *Tectonics*, 19, 1065-1094.
- Philippot, P., 1990. Opposite vergence of nappes and crustal extension in the french-italian alps. *Tectonics*, 9, 1143-1164.
- Platt, J.P., Lister, G.S., 1985. Structural evolution of a nappe complex, southern Vanoise massif, French Penninic Alps. *J. Structural. Geol.*,

7, 145-160.

- Platt, J.P., Lister, G.S., 1985. Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the southern Vanoise massif, French Alps, and their relation to Alpine tectonic events. *J. Structural. Geol.*, 7, 19-35.
- Platt, J.P., 1993. Exhumation of High-Pressure Rocks - A Review of Concepts and Processes. *Terra Nova*, 5, 119-133.
- Pognante, U., 1991. Petrological constraints on the eclogite- and blueschist-facies metamorphism and P-T-t paths in the Western Alps. *J. metamorphic Geol.*, 9, 5-17.
- Pognante, U., Castelli, D, Bogliotti, C., Callegari, E., 1984. Carattere petrografici e petrochimici di alcuni metagabbri ed ortogneiss tardi-paleozoici del massiccio d'Ambin, zona Brianzonese interna (Alpi occidentali). *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.*, 39, 275-780.
- Polino, R., Dela Pierre, F., Borghi, A., Carraro, F., Fioraso, G., Giardino, M., 1999. Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglia Bardonecchia. - Note illustrative, 118p.
- Quinquis M., Audren C., Brun J.P., Cobbold P.R., 1978. Intense progressive shear in the Ile de Groix blue-schists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, 273, 5657, 43-45.
- Ramsay, J., Huber, M., 1983. The techniques of modern structural geology. Volume 1 : Strain analysis. Academic Press, 1-307.
- Reddy, S.M., Wheeler, J., Cliff, R.A., 1999. The geometry and timing of orogenic extension: an example from the Western Italian Alps. *J. Metamorphic Geol.*, 17, 573-589.
- Rolland, Y., Lardeaux, J.M., Guillot, S., Nicollet, C., 2000. Extension syn-convergence, poinçonnement vertical et unités métamorphiques contractées en bordure ouest du Grand Paradis (Alpes Franco-Italiennes). *Geodinamica Acta*, 13, 133-148.
- Roure, F., Polino, R., Nicolich, R., 1989. Poinçonnement, rétrocharriages et chevauchements post-basculément dans les Alpes occidentales: évolution intra-continentale d'une chaîne de collision. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, II, 283-290.
- Rubatto, D., 1998. Dating of pre-Alpine magmatism, Jurassic ophiolites and Alpine subductions in the Western Alps, Unpublished PhD thesis, ETH Zurich, 160p.
- Rubatto, D., Gebauer, D., 1999. Eo/Oligocene (35 Ma) high-pressure metamorphism in the Gornergrat Zone (Monte Rosa, Western Alps): implications for paleogeography. *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, 1999; 79, 353-362.
- Rubatto, D., Hermann, J., 2001. Exhumation as fast as subduction? *Geology*, 29, 3-6.
- Schaltegger, U., Gebauer, D., 1999. Pre-Alpine geochronology of the Central, Western and Southern Alps. *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 79-87.
- Schmid, S.M., Kissling, E., 2000. The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics*, 19, 62-85.
- Schwartz, S., Lardeaux, J.M., Guillot, S., Tricart, P., 2000. Diversité du métamorphisme écolitique dans le massif ophiolitique du Monviso (Alpes occidentales, Italie). *Geodinamica Acta*, 13, 179-186.
- Seward, D., Mancktelow, N., 1994. Neogene kinematics of the central and western Alps : evidence from fission-tracks dating. *Geology*, 22, 803-806
- Spalla, M.I., Lardeaux, J.M., Dal Piaz, G.V., Gosso, G., Messiga, B., 1996. Tectonic significance of Alpine eclogites. *J. Geodynamics*, 21, 257-285.
- Stampfli, G.M., 1993. Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? *Eclogae Geol Helv*, 86, 1-45.
- Tilton, G.R., Schreyer, W., Schertl, H.P., 1991. Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira massif, Western Alps, Italy -II: what is the age of the ultrahigh-pressure metamorphism? *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108, 22-33.
- Trotet, F., Jolivet, L., Vidal, O. 2001a. Tectono-metamorphic evolution of Syros and Sifnos Islands (Cyclades, Greece). *Tectonophysics*, 338, 179-206.
- Trotet, F., Vidal, O., Jolivet, L., 2001b. Exhumation of Syros and Sifnos metamorphic rocks (Cyclades, Greece). New constraints on the

- P-T paths. *Eur. J. Mineral.* 13, 901-920.
- Vidal, O., Parra, T. 2000. Exhumation path of high pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages. *Geological Journal.* 35(3/4), 139-161.
- Vidal, O., Parra, T., Trotet, F. 2001. A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100-600°C, 1-25 Kbar P-T range. *Amer. J. Sci.*, 301, 557-592.
- Von Raumer, J.F., Neubauer, F. 1993. Late Pre-cambrian and Paleozoic evolution of the alpine basement – an overview. In: Von Raumer, J. and Neubauer, F. (eds): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. Springer-Verlag, Berlin. 625-639.
- Von Blanckenburg, F., Davies, J.H., 1995. Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14, 120-131.
- Wheeler, J., Butler, R.W.H., 1993. Evidence for Extension in the Western Alpine Orogen - The Contact Between the Oceanic Piemonte and Overlying Continental Sesia Units. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117, 457-474.

CONCLUSIONS

Si nous nous sommes jusqu'à présent efforcés de montrer la cohérence des approches suivies et des résultats obtenus, il est à espérer, *in fine*, que ce travail ouvre au lecteur de nouvelles problématiques.

Au delà de notre modeste contribution à la compréhension structurale et métamorphique des socles briançonnais d'Ambin et de Vanoise sud, ce travail pose le problème de la signification des structures cisailantes à vergence Est à l'échelle des Alpes occidentales et leur rôle dans les processus d'exhumation des roches de HP-BT. Quelle que soit la solution apportée par les modèles géotectoniques existants, cette dernière doit pour partie composer avec les résultats suivants :

- Les fabriques cisailantes à vergence Est ne doivent plus être considérées comme l'expression d'un simple rétro-déversement tardif des unités penniques vers l'intérieur de la chaîne alpine (phase Miocène ; Tricart, 1975-84 ; Dumont et al, 1997). Elle s'inscrit, à l'échelle du domaine des Alpes Graies méridionales, dans un mécanisme de déformation par amincissement (D2) et contribue de ce fait à l'exhumation des roches de HP-BT.

- La déformation D2 opère par cisaillement simple vers l'Est et/ou vers l'Ouest depuis le faciès des Schistes Bleus de bas grade jusqu'au faciès des Schistes Verts. Il existe régionalement un partitionnement de cette déformation rétro-morphique entre des secteurs où domine le cisaillement simple (à la bordure des dômes de socles) et des secteurs où domine le cisaillement pur (entre ces dômes de socles).

- La déformation D2 se surimpose à un édifice tectonique précoce D1 scellé par un métamorphisme HP-BT régionalement hétérogène. De grands contacts tectoniques $\Phi 2$ anastomosés, d'extension pluri-kilométrique, s'individualisent durant cette déformation D2 : ils juxtaposent et déforment au cours de leur histoire métamorphique rétrograde ces unités tectoniques D1 à métamorphisme HP contrasté. Le cœur des dômes briançonnais (Ambin, Vanoise Sud) n'est apparemment pas affecté par la déformation cisailante D2 et préserve les marques de cette structuration D1 à vergence Nord. Cette déformation D1 comprend un stade métamorphique prograde, un pic de pression 'Eclogitique' (grenat-jadéite ; 15Kb, 500°C), et un début de rétro-morphose. D1 participe donc aux premiers stades d'exhumation des roches alpines de HP-BT selon un mécanisme hautement hypothétique (« corner flow » ?).

Les données radiochronologiques, obtenues sous contrôle de la pétrologie et de l'analyse microstructurale, ne nous permettent pas encore de situer précisément l'âge de cette déformation D2. Elle survient vraisemblablement avant ~30 Ma, c'est à dire avant que ne s'enclenche le processus de collision continentale proprement-dit et le fonctionnement des bassins molassiques. Elle marque donc une frontière majeure entre l'histoire tectono-métamorphique précoce et mal contrainte des domaines internes (**dynamique de subduction** Eocène) et l'histoire compressive moderne de la chaîne alpine (**dynamique de collision** Oligo-Miocène enregistrée dans les domaines externes)

PERSPECTIVES

Cette ouverture vers ce qu'on pourrait appeler - 'un nouveau scénario géodynamique : l'amincissement D2 anté-collision à la transition Eocène-Oligocène', démontre l'importance de coupler la géochronologie avec une approche pétro-structurale détaillée sur les minéraux ou roches que l'on cherche à dater. La confirmation d'un tel scénario demandera nécessairement d'étendre ce type d'approche à d'autres secteurs des Alpes concernés par des structures cisailantes similaires. Il est en effet primordial de contraindre plus régionalement et paradoxalement plus finement l'histoire tectonique et métamorphique de cet événement D2 : les cisaillements $\Phi 2$ que nous avons étudié tout au long de ce travail, ont de toute évidence enregistré une histoire thermique complexe à laquelle nous n'avons encore que partiellement accès. Ces données 'manquantes' ont pourtant une importance capitale sur la crédibilité des modèles géotectoniques proposés et d'une façon plus générale, sur la compréhension des processus d'exhumation des roches alpines HP-BT : le pic de température D2 en faciès des Schistes Verts (données thermobarométriques inédites, encore en cours d'acquisition) pourrait valider l'hypothèse du « slab-breakoff » (article.3) ; la mise en évidence de plusieurs ressauts de température le long de ce chemin rétrograde détruirait indirectement ce modèle, nous rapprochant par la même du modèle de Lister et al (2001).

Cet objectif s'inscrit dans le cadre d'un projet post-doctoral.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- Agard, P. (1999). Evolution métamorphiques et structurale des métapelites océaniques dans l'orogène Alpin : l'exemple des Schistes Lustrés de Alpes occidentales (Alpes cotiennes). *Unpublished Thesis*, Paris 6, 300 p.
- Agard, P., Jolivet, L. & Goffé, B. (2001a). Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustrés complex : implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the Western Alps. *Bull. Soc. Géol. France*, 5, 617-636.
- Agard, P., Vidal, O. & Goffé, B. (2001b). Interlayer and Si content of phengite in HP-LT carpholite-bearing metapelites. *J. Metamorphic Geol.*, 19, 477-493.
- Agard, P., Monié, P., Jolivet, L. & Goffé, B. (2002). Exhumation of the Schistes Lustrés complex : *in situ* laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints and implications for the Western Alps. *J. Metamorphic Geol.*, 20, 599-618.
- Aillères, L. (1996). Structure et cinématique de la zone Houillère Briançonnaise entre Arc et Isère (Alpes Française) : apport de l'inversion des données de la déformation finie aux modèles cinématiques classiques. *Unpublished Thesis*, Nancy, 1996.
- Allemand, P. & Lardeaux, J.M. (1997). Strain partitioning and metamorphism in a deformable orogenic wedge: Application to the Alpine belt. *Tectonophysics*, 280, 157-169.
- Allenbach, B. (1982). Géologie de la Bordure SW du massif d'Ambin (Alpes occidentales). *Unpublished Thesis*, Strasbourg, 138p.
- Amato, J.M., Johnson, C.L., Baumgartner, L.P. & Beard, B.L. (1999). Rapid exhumation of the Zermatt-Saas ophiolite deduced from high-precision Sm-Nd and Rb-Sr geochronology. *Earth and Plan. Sci. Let.*, 171, 425-438.
- Andersen, T.B., Jamtweil, B., Dewey, J.F. & Swensson, E. (1992). Subduction and eduction of continental crust : major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the south Norwegian Caledonides. *Terra Nova*, 3, 303-310.
- Andersen, T.B., Osmundsen, P.T & Jolivet, L. (1994). Deep crustal fabric and a model for the extensional collapse of the Southwest Norwegian Caledonides. *J. Structural Geol.*, 16, 1191-1203.
- Argand, E. (1916). Sur l'Arc des Alpes Occidentales. *Eclogae Geol. Helv.*, 14, 145-191.
- Arkai, P., Balogh, K. & Dunkl, I. (1995). Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and mesozoic formations of the Bukkium, innermost Western Carpathian, Hungary. *Geol. Rund.*, 84(2), 334-344.
- Arnaud, N.O. & Kelley, S.P. (1995). Evidence for excess argon during high pressure metamorphism in the Dora Maira massif (western Alps, Italy), using an ultra-violet laser ablation microprobe ^{40}Ar - ^{39}Ar technique. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 121, 1-11.
- Aubouin, J., Debelmas, J. & Latreille, M. (1980). Les Chaînes alpines issues de la Téthys : Introduction générale. In: *Geology of the Alpine Chain born of the Tethys*. (eds. Aubouin, J., Debelmas, J. & Latreille, M), *Mémoire du B.R.G.M.*, n° 115.
- Avigad, D., Chopin, C., Goffé, B. & Michard, A. (1993). Tectonic Model for the evolution of the Western Alps. *Geology*, 22, 762-763.
- Balestrieri, M.L., Bigazzi, G., Cadoppi, R. & Sacchi, R. (1999). Studio preliminare di alcuni campioni di ortoderivati provenienti dalla Val di Susa, mediante il metodo trace di fissione su apatite. *Rapport Alpes Tunnel*, 14 p.
- Baldwin, S.L., Lister, G.S.L., Hill, E.J., Foster, D.A. & McDougall, I. (1993). Thermochronologic constraints on the tectonic evolution of active metamorphic core complexes, Dentrecasteaux Islands, Papua New Guinea. *Tectonics*, 12(3), 611-628.
- Baldwin, S. L. & Lister, G.S.L. (1998). Thermochronology of the South Cyclades Shear Zone, Ios, Greece: the effects of ductile shear in the argon partial retention zone (PRZ). *J. Geophys. Research*, 103, 7315-7336.
- Ballèvre, M. (1988). Collision continentale et chemins P-T. L'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales). *Mém. Doc. Centre Armoricaïn d'étude structurale des socles*, 19, 340p.
- Ballèvre, M., Lagabrielle, Y. & Merle, O. (1990). Tertiary normal ductile faulting as a consequence of the lithospheric stacking in the Western Alps. *Mem. Soc. Geol. France*, 156, 227-236.
- Ballèvre, M. & Merle, O. (1993). The Combin fault : compressional reactivation of a late Cretaceous-early Tertiary detachment fault in the Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 73, 205-227.
- Ballèvre, M. & Lagabrielle, Y. (1994). Garnet in blueschist-facies marbles from the Queyras unit (Western Alps) : its occurrence and its significance. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 74, 203-212.
- Banno, S. (1964). Petrologic studies on Sanbagawa crystalline schists in the Bessi-Ino district, central Sikoku, Japan. *J. Fac. Sc. Univ. Tokyo*. Sect. II, vol. XV, part 3, 203-319.
- Banno, S. (1970). Classification of eclogites in terms of physical conditions of their origin. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 3, 405-424.
- Barfèty, J.C., Lemoine, M., Mercier, D., Polino, R., Nievergelt, P., Bertrand, J., Dumont, T., Amaudric du Chaffaut, S., Pêcher, A. & Monjuvent, G. (1996).

BIBLIOGRAPHIE

- Carte géol. France (1/50 000), feuille Briançon (823). Orléans : (eds) BRGM. Notice explicative : Barféty JC, Lemoine M, de Graciansky PC, Tricart P, Mercier D et coll. 180 p.
- Barnicoat, A.C. & Fry, N. (1986). High-pressure metamorphism of the Zermatt-Saas ophiolite zone, Switzerland. *J. Geol. Sci. London*, 143, 607-618.
- Barnicoat, A.C., Rex, D.C., Guise, P.G. & Cliff, R.A. (1995). The timing of and nature of greenschist facies deformation and metamorphism in the upper Pennine Alps. *Tectonics*, 14, 279-293.
- Baudin, T. (1987). Etude géologique du massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes) : évolution structurale d'un socle briançonnais. *Unpublished Thesis*, Grenoble I, 259 p.
- Baudin, T. & Marquer, D. (1993). Métamorphisme et déformation dans la nappe de Tambo (Alpes centrales suisses) : évolution de la substitution phengitique au cours de la déformation Alpine. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 73, 285-299.
- Baudin, T., Marquer, D. & Persoz, F. (1993). Basement-cover relationships in the Tambo Nappe (Central Alps, Switzerland) : geometry, structure and kinematic. *J. Structural Geol.*, 15, 543-553.
- Bayer, R., Cazes, M., Dal Piaz, G.V., Damotte, B., Elter, G., Gosso, G., Hirn, A., Lanza, R., Lombardo, B., Mugnier, J.L., Nicolas, A., Nicolich, R., Polino, R., Roure, F., Sacchi, R., Scarascia, S., Tabacco, I., Tapponier, P., Tardy, M., Taylor, M., Thouvenot, F., Torreilles, G. & Villien, A. (1987). Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, 1461-1470.
- Bearth, P. (1952). Geologie und Petrographie des Monte Rosa. *Geological Karte Schweizrische*, N.F., 96, 1-94.
- Bergerat, F. (1987). Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6, 99-132.
- Beaumont, C., Fullsack, P. & Hamilton, J. (1994). Style of crustal deformation in compressional orogens caused by subduction of underlying lithosphere. *Tectonophysics*, 232, 119-132.
- Beaumont, C., Ellis, S. & Pfiffner, A. (1999). Dynamics of sediment subduction-accretion at convergent margins : short-term modes, long-term deformation, and tectonic implication. *J. Geophys. Research*, 104, 573-601.
- Bebout, G.E. (1996). Volatile transfer and recycling at convergent margins : mass-balance and insights from High-P/T metamorphic rocks. Geophysical Monograph Series, subduction Top to Bottom, Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., Platt, J.P. (eds), 96-179-193.
- Behrmann, J.H. (1988). Crustal-scale extension in a convergent orogen : the Sterzing-Steinach mylonite zone in the Eastern Alps. *Geodin. Act.*, 2, 63-73.
- Behrmann, J.H. & Rastbach, L. (1989). Archimedes revisited : a structural test of eclogite emplacement models in the Austrian Alps. *Terra Nova*, 1, 242-252.
- Berman, R.G. (1988). Internally-Consistent Thermodynamic Data for Mineral in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *J. Petrol.*, 29, 445-522.
- Berman, R.G. (1991). Thermobarometry using multi-equilibrium calculations : a new technique, with petrological applications. *Canad. Mineral.*, 29, 833-855.
- Berman, R.G., Brown T.H. & Greenwood H.J. (1985). An internally consistent thermodynamic database for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Atomic Energy of Canada Ltd. Technical Report 377.62p*.
- Berman, R.G. & Perkins E.H. (1987). GEO-CALC : a software for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams. *Am. Mineral.*, 72, 861-862.
- Berthé, D., Choukroune, P. & Jégouzo, P. (1979). Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Structural. Geol.* 1, 31-42.
- Bertrand, J., Courtin, B. & Vuagnat, M. (1981). Le massif ophiolitique du Montgenèvre Haute Alpes, France, et province de Turin, Italie : données nouvelles sur un vestige de manteau supérieur et de croûte océanique liguro-piémontaise. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 61, 305-322.
- Bertrand, J., Courtin, B. & Vuagnat, M. (1982). Elaboration d'un secteur de lithosphère océanique liguro-piémontaise d'après les données de l'ophiolite du Montgenèvre, Hautes Alpes, France, et province de Turin, Italie. *Ophioliti*, 7, 155-196.
- Bertrand, J., Dietrich, V., Nievergelt P. & Vuagnat M. (1987). Comparative major and trace element geochemistry of gabbroic and volcanic rocks sequences, Montgenèvre ophiolite, Western Alps. *Schweiz. Mineral Petrog. Mitt.*, 67, 147-169.
- Bertrand, J., Nievergelt, P. & Vuagnat, M. (1985). Interpretation paléo-océanique d'une série pélagique à matériel ophiolitique : la Série de Chabrières, complexe de base du massif ophiolitique de Montgenèvre (Alpes Occidentales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, série II, 16, 1199-1204.
- Bertrand, J.M., Aillères, L., Gasquet, D. & Macaudière, J. (1996). The Pennine Front zone in Savoie (Western Alps), a review and new interpretation from the Zone Houillère Briançonnaise. *Eclogae. Geol. Helv.*, 89, 1-24.

BIBLIOGRAPHIE

- Bertrand, J.M. & Leterrier, J. (1997). Granitoïdes d'âge Paléozoïque inférieur dans le socle de Vanoise méridionale : géochronologie U-Pb du métagranite de l'Arpont (Alpes de Savoie, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 325, 839-844.
- Bertrand, J.M., Guillot, F., Leterrier, J., Perruchot, M.P., Aillères, L. & Macaudière, J. (1998). Granitoïde de la zone houillère Briançonnaise en Savoie et en Val d'Aoste (Alpes occidentales) : géologie et géochronologie U-Pb sur zircon. *Geodin. Acta.*, 11, 1, 33-49.
- Bertrand, J.M., Pidgeon, R.T., Leterrier, J., Guillot, F., Gasquet, D. & Gattiglio, M. (2000). SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement of the Internal Western Alps (Savoy and Piemonte). *Schweiz. Mineral Petrogr. Mitt.*, 80, 225-248.
- Biino, G. & Pognante, U. (1989). Paleozoic continental type gabbros in the Grand-Paradiso nappe (Western Alps, Italy) : early Alpine eclogitization and geochemistry. *Lithos*, 24, 3 –19.
- Bistacchi, A., Eva, E., Massinori, M. & Solarino. (2000). Miocene to present kinematics of the NW-Alps : evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology). *J. Geodyn.*, 30, 205-228.
- Blanckenburg, F.V. & Villa, M. (1988). Argon retentivity and argon excess in amphiboles from the garbenschists of the Western Tauern Window, Eastern Alps. *Contrib. Mineral. Petr.*, 101, 1-11.
- Bocquet [Desmons], J. (1971). Carte de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. *Eclogae. Geol. Helv.*, 64, 71-103.
- Bocquet (Desmons), J. (1974a). Le socle Briançonnais de Vanoise (Savoie) : arguments en faveur de son âge anté-alpin dans les Alpes françaises et de son polymétamorphisme. *C.R. Acad. Sci. Paris, D*, 278, 2601-2604.
- Bocquet (Desmons), J. (1974b). Etude minéralogique et pétrologique sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. *Thèse d'Etat*, Grenoble, 489 p.
- Bocquet (Desmons), J., Delaloye, M., Hunziker, J. C. & Krummenacher, D. (1974). K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47, 7-26.
- Bohlen, S.R. & Boettcher, A.L. (1982). The quartz-coesite transformation : a precise determination and the effect of other component. *J. Geophys. Res.*, 87, 7083-7078.
- Boillot, G. & Coulomb, C. (1998). La déchirure continentale et l'ouverture océanique; Géologie des marges passives. *Gordon and Breach Sci. Publ.*, 208 p.
- Bonhomme, M.G., Saliot, P. & Pinault, Y. (1980). Interpretation of potassium-argon isotopic data related to metamorphic events in south-Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 60, 81-98.
- Borghi, A., Caddoppi, P., Porro, A. & Sacchi, R. (1985). Metamorphism in the north part of the Dora-Maira Massif (Cottian Alps). *Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino*, 3, 369-380.
- Borghi, A., Compagnoni, R. & Riccardo, P. (1992). Composite P-T path of the Gran Paradiso nappe : petrological constraints to the geodynamic evolution of the eclogitic continental crust of the Western Alps. *Geol. Alp. Ser. spe. res. Colloque*. n° 1, 8-9.
- Borghi, A., Compagnoni, R. & Sandrone R. (1994). Evoluzione termo-tettonica alpina del settore settentrionale del massiccio del Gran Paradiso (Alpi Occidentali). *Atti Tic. Sci. Terra* (Serie speciale), 1, 137-152.
- Borghi A., Gattiglio M., Mondino, F. & Zaccone, G. (1999). Structural and metamorphic evidences of pre-Alpine basement in the Ambin nappe (Cottian Alps, Italy). *Mem. Sci. Geol.*, Padova, 51, 205-220.
- Bosse, V., Ballèvre, M. & Vidal, O. (2002) The garnet isograd in the blueschist-facies metapelites of the Ile de Groix (Armorican Massif, France) : a record of ductile thrusting during exhumation. *J. Petrol.*, 43, 485-510.
- Bosse, V., Feraud, G., Ruffet, G., Ballèvre, M., Peucat, J.J. & De Jong, K. (2000). Late Devonian subduction and early-orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France). *Geological J.*, 35, 3-4, 297-325.
- Bousquet, R. (1998). L'exhumation des roches métamorphiques de HP-BT : de l'étude de terrain à la modélisation (exemple de la fenêtre de l'Engadine et du domaine Valaisan dans les Alpes Centrales). *Unpublished Thesis*, Paris 6, 280 P.
- Bousquet, R., Goffé, B., Henry, P., Le Pichon, X. & Chopin, C. (1997). Kinematic, Thermal and Petrological model of the Central Alps : Lepontine Metamorphism in the Upper Crust and Eclogitisation of the Lower Crust. In: Touret, J.L.R., Austrheim, H. (eds) Collision Orogens zones of Active Transfers between Crust and Mantle. *Tectonophysics*, 105-127.
- Bousquet, R., Oberhänsli, R., Goffé, B., Jolivet, L. & Vidal, O. (1998). High-pressure-low-temperature metamorphism and deformation in the Bündnerschiefer of the Engadine window; implications for the regional evolution of the Eastern Central Alps. *J. Metamorphic Geol.*, 16, 657-674.
- Bowtell, S. A., Cliff, R. A. & Barnicoat, A. C. (1994). Sm-Nd isotopic evidence on the age of eclogitization in the Zermatt-Saas ophiolite. *J. Metamorphic Geol.*, 12, 187-196.

BIBLIOGRAPHIE

- Boyot, M., Lapierre, H., Tardy, M., Bosch, D. & Maury, R. (2001). Nature des sources des composants andésitiques des Grès du Champsaur et des Grès de Taveyannaz. Implications dans l'évolution des Alpes occidentales au Paléogène. *Bull. Soc. Géol. France*, 172, 487-501.
- Brandon, M.T. & Vance, J.A. (1992). Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, Washington State, as deduced from fission track ages for detrital zircons. *Amer. J. Sci.*, 292, 565-636.
- Breitschmid, A. (1982). Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstättersee, Urirotstock). *Eclogae Geol. Helv.*, 75/2, 331-380.
- Broudoux, B. (1985). Géologie des unités de Vanoise septentrionale et méridionale de Pralognan à Tignes (Alpes de Savoie). *Unpublished Thesis*, Lille, 225 p.
- Broudoux, B. & Raoult, J.F. (1990). Précision sur les coupes de l'Aiguille des Aïmes et de la cascade du Manchet, exemple de la série Val d'Isère-Ambin (zone Briançonnaise, Vanoise, Alpes de savoie). *Travaux scientifiques du Parc National de la Vanoise*, 17, 9-26.
- Brouwer, F.M., Vissers, R.L.M. & Lam, W.N. Structure and metamorphism of the Gran Paradiso massif, Western Alps, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, 348-357 (in press)
- Brown, E.H. (1977). The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *J. Petrol.*, 18, 53.
- Brunel, M., Arnaud, N., Tapponier, P., Pan, Y. & Wang, Y. (1994). Kongpur Shan normal fault : type example of mountain building assisted by extension (Karakoram fault, Eastern Pamir). *Geology*, 22, 707-710.
- Brunet, C., Monié, P., Jolivet, L. & Cadet, J.P. (2000). Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany. *Tectonophysics*, 321, 127-155.
- Bucher, S., Schmid S.M., Bousquet, R. & Fügenschuh, B. (2001). Post-Nappe Folding Versus Backthrusting in the Western Alps. EUG, Strasbourg, 108
- Burg, J.P. & Ford, M. (1997). Orogeny through time : an overview in : *Orogeny Through Time, Special Publication 121* (eds Burg, J. P. & F. M.), *Geol. Soc.*, 1-17.
- Burg, J.P., Davy, P., Nievergelt, P., Oberli, F., Seward, D., Diao, Z. & Meier, M. (1997). Exhumation during crustal folding in the Namche Barwa Syntaxis. *Terra Nova*, 9, 53-56.
- Burg, J.P. & Podladchikov, Y. (1999). Lithospheric scale folding : numerical modelling and application to the Himalayan syntaxe. *Int. J. Earth Sci.*, 88, 190-200.
- Burg, J.P. & Podladchikov, Y. (2000). From buckling to asymmetric folding of the continental lithosphere : numerical modeling and application to the Himalayan syntaxes. In : Khan, M. A. et al., eds. *Tectonics of the Western Himalayas and Karakoram. J. Geol. Sci. London, Spec. Publ.*, 170, 219-236.
- Burg, J.P., Sokouti, D. & Boniti, M. (2002). Model-inspired interpretation of seismic in the central Alps : Crustal wedging and buckling at mature stage of collision. *Geology*, 30, 643-646.
- Burri, M. (1983). Le front du Grand-Saint-Bernard du Val d'Hérens au Val d'Aoste. *Eclogae Geol. Helv.*, 73, 469-490.
- Burov, E., Jolivet, L., Le Pourhiet, L. & Poliakov, A. (2001). A thermomechanical model of exhumation of HP and UHP metamorphic rocks in Alpine mountain belts. *Tectonophysics*, 342, 111-136.
- Bussy, F. & Cadoppi, P. (1996). U-Pb zircon dating of granitoids from the Dora-Maira massif (Western Italian Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 76, 217-233.
- Bussy, F., Deron, M.-H., Jacquod, J., Sartori, M. & Thelin, Ph. (1996). The 500 Ma-old Thyon metagranite : a new A-type granite occurrence in the Western Penninic Alps (Wallis, Switzerland). *Eur. J. Mineral.*, 8, 565-575.
- Butler, R.W.H. & Freeman, S.J. (1996). Can crustal extension be distinguished from thrusting in the internal parts of mountain belts? An example from the Entrelor shear zone, Western Alps. *J. Structural Geol.*, 18, 909-923.
- Caby, R. (1968). Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales : subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand-Saint-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste (Italie). *C. R. Acad. Sci., Paris, D*, 273, 999-1002.
- Caby, R. (1995). Plastic deformations of gabbros in a slow-spreading mesozoic Ridges : Example of the Montgenèvre Ophiolite, Western Alps. Workshop « Mantle and Lower Crust Exposed in Oceanic Ridges and in Ophiolites », 123-145.
- Caby, R. (1996). Low-angle extrusion of high-pressure rocks and the balance between outward and inward displacement of middle Penninic units in the Western Alps. *Eclogae geol. Helv.*, 89, 229-268.

BIBLIOGRAPHIE

- Caby, R., Kienast, J.R., & Saliot, P. (1978). Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. Géogr. Phys., Géol. Dyn.*, Paris, 4, 307-322.
- Caby, R. & Bonhomme, G. (1982). Whole-rock and fine fraction K-Ar isotopic study of radiolarites affected by the alpine metamorphism. *5th International Conference on Geochemistry and Isotope Geology*, International Geological Congress, Tokyo.
- Cadoppi, P., Gattiglio, M., Martinotti, G., Sacchi, R., Balestro, G., Delle Piane, L., Di Martino, L. & Perello, P. (1997). New cross section along the middle suza Valley (Western Alps). *Work. on Alp. Geol. Stu.* Oropa-biella, 165
- Callegari, E., Sacchi, R., Bovo, S. & Torassa, G. (1980). Osservazioni strutturali sul versante italiano del massico di Ambin (Alpi Graie). *Boll. Soc. Geol. It.*, 99, 395-404.
- Cannic, S., Lardeaux, J.M., Mugnier, J. L. & Hernandez, J. (1996). Tectono-metamorphic evolution of the Roignais-Versoyen Unit (Valaisan domain, France). *Eclogae Geol. Helv.*, 89/1, 321-343.
- de Capitani C. & Brown T.H. (1987). The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 2639-2652.
- De Caritat, P., Hutcheon, I., & Walshe, J.L. (1993). Chlorite geothermometry : a review. *Clay and Clay Minerals*, 41, 2, 219-239.
- Carmignani, L.K. & Kligfield, R. (1990). Crustal extension in the Northern Apennines; the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex. *Tectonics*, 9, 1275-1303.
- Caron, J.M. (1974). Rapports entre diverses "générations" de lawsonite et les déformations dans les Schistes Lustrés des Alpes cottiennes septentrionales (France et Italie). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 255-263.
- Caron, J.M. (1977). Lithostratigraphie et tectonique des Schistes Lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales (France et Italie). *Bull. Soc. Géol. France*, 16, 255-268.
- Carswell, D.A. (1990). *Eclogite facies rocks*. Blackie, Glasgow and London, 396p.
- Carswell, D.A & Harley, S. (1990). Mineral barometry and thermometry. In : D.A. CARSWELL (ed). *Eclogite facies rocks*. Blackie. Glasgow, 83-110.
- Cartwright, I. & Barnicoat, A.C. (2002). Petrology, geochronology, and tectonics of shear zones in the Zermatt-Saas and Combin zone of the Western Alps. *J. Metamorphic Geol.*, 20, 263-281.
- Casey, J.F. (1997). Comparison of major-and trace-element geochemistry of abyssal peridotites and mafic plutonic rocks with basalts from the MARK region of Mid-Atlantic Ridge. In: Proc. ODP, Sci Results, 153. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 181-241.
- Cathelineau, M & Izquierdo, G. (1988). Temperature composition relationships of authigenic micaceous minerals in the Los Azufres geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 418-428.
- Celmas, A.G. (1982). Domainal and fabric heterogeneities in the Cap de Creus quartz mylonites. *J. Structural Geol.*, 4, 443-455.
- Ceriani, S., Fügenschuh, B. & Schmid, S.M. (2001). Multi-stage thrusting at the «Penninic Front» in the Western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs. *Int. J. Earth Sci.*, 90, 685-702.
- Challandes, N., Marquer, D. & Villa, I. (2002). Dating the evolution of C-S microstructures : a combined ⁴⁰Ar-³⁹Ar step-heating and UV laserprobe analysis of the Alpine Roffna shear-zone. *Chemical Geol.*, 14125, 1-17.
- Champenois, M. (1989). Apport de l'analyse interactive d'images à l'étude de l'évolution structurale de zones déformées : application à une zone de cisaillement pan-africaine de l'Adar des Iforas (Mali) et aux ortho-gneiss du massif du Grand Paradis. *Unpublished Thesis*, Nancy, 1989, 210 p.
- Charpentier, S., Kornprobst, J., Chazot, G., Cornen, G. & Boillot, G. (1998). Interaction entre lithosphere et asthenosphere au cours de l'ouverture océanique: données isotopiques préliminaires sur la marge passive de Galice (Atlantique Nord). *C. R Acad. Sci. Paris*, 326, 757-762.
- Chatterjee, N.D., (1991). *Applied mineralogical thermodynamics*. Springer-Verlag.
- Chemenda, A.I. (1993). Subduction of lithosphere and back-arc dynamics: insights from physical modeling, *J. Geophys. Res.*, 98, 16167-16185.
- Chemenda, A., Mattauer, M., Malavieille, J. & Bokun, A.N. (1995). A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting : Result from physical modelling. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 132, 225-232.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M. & Bokun, A.N. (1996). Continental subduction and a mechanism of high-pressure metamorphic rocks : new modelling and field data from Oman. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 143, 173-182.
- Chemenda, A.I., Yang, R. K., Hsieh, C.-H., & Groholsky, A.L. (1997). Evolutionary Model for the Taiwan Collision based on Physical Modelling, *Tectonophysics*, 274, 253-274.

BIBLIOGRAPHIE

- Chernoff, C. & Carlson, W. (1999). Trace element zoning as a record of chemical disequilibrium during garnet growth. *Geology*, 27, 555-558
- Chopin, C. (1979). De la Vanoise au massif du Grand Paradis. *Unpublished Thesis*, Paris 6, 145 p.
- Chopin, C. (1981). Mise en évidence d'une discontinuité de métamorphisme alpin entre le Massif du Grand Paradis et sa couverture allochtone (Alpes occidentales françaises). *Bull. Soc. Géol. France*, 23, (7), 297-301.
- Chopin, C. & Maluski, H. (1980). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of high-pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps) : evidence against the blocking temperature concepts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74, 109-122.
- Chopin, C. & Monié, P. (1984). A unique magnesiochloritoid-bearing high-pressure assemblage from the Monte Rosa, Western Alps : petrologic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radiometric study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87, 388-398.
- Chopin, C., Henry, C. & Michard, A. (1991). Geology and petrology of the coesite-bearing terrain, Dora Maira massif, Western Alps. *Eur. J. Mineral.*, 3, 263-291.
- Choukroune, P. (1971). Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec la schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les zones abritées (pressure shadows). *Bull. Soc. Géol. France*, (7). XIII, n° 3-4, 257-271.
- Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbold, P., Gautier, Y., Merle, O. & Vuichard, J.P. (1986). Deformation and motion in the Western Alps. *Eur. J. Mineral*, 3, 263-29.
- Clark, S.P. & Jäger, (1969). Denudation rates in the Alps from geochronologic and heat flow data. *Am. J. Sci.*, 267, 1143-1160.
- Cliff, R.A., Barnicoat, A.C. & Inger, S. (1998). Early tertiary eclogite facies metamorphism in the Monviso ophiolite. *J. Metamorphic Geol.*, 16, 447-455.
- Cloos, M. (1982). Flow melanges : numerical modelling and geochronologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, 330-345.
- Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B. & Brannock, W.W. (1965). Eclogites and eclogites : their differences and similarities. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76, 483-508.
- Compagnoni, R., Dal Piaz, G. V., Hunziker, J.C., Gosso, G., Lombardo, B. & Williams, P.F. (1977). The Sesia-Lanzo Zone, a slice of continental crust, with alpine HP-LT assemblages in the Western Italian Alps. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, 33, 281-334.
- Compagnoni, R & Piccardo, G.B. (1991). High-pressure metamorphism in the Western Alps: Introduction. *J. metamorphic Geol.*, 9, 3-4.
- Conti, P., Carmignani, L., Oggiano, G, Funedda, A. & Eltrudis, A. (1999). From thickening to extension in the Variscan belt : kinematic evidence from Sardinia (Italy). *Terra Nova*, 11, 93-99.
- Cortiana, G., Dal Piaz, G.V., Del Moro, A., Hunziker, J.C. & Martin, S. (1998). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr dating of the Pillonet klippe and Sesia Lanzo basal slice in the Ayas Valley and evolution of the austro-alpine-piemont nappe stack. *Memori di Scienze Geologiche dell'Universitu di Padova*, 50, 177-194.
- Cosca, M.A, Hunziker, J.C., Huon, S. & Masson, H. (1992). Radiometric age constraints on mineral growth, metamorphism, and tectonism of the Gummfluh klippe, Briançonnais domain of the prealpes, Switzerland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 112, 439-449.
- Cosca, S., Maluski, H. & Lardeaux, J.M. (1993). $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ chronology of Variscan tectono-metamorphic events in an exhumed crustal nappe. The Mont-du-Lyonnais complex (massif central, France). *Chemical Geol.*, 105, 339-359.
- Cowan, D.S. & Shilling, R.M. (1978). A dynamic scaled model of accretion at trenches and its applications for the tectonic evolution of subduction complexes. *J. Geophys. Res.*, 83, 5389-53-93.
- Coward, R.A., & Dietrich, D. (1989). Alpine tectonics – an overview. In “*Alpine tectonic*”, *Special publication*, 45 (eds. Coward, M., Dietrich, D. & Park, R. G.), *Geol. Soc.*, 1-29.
- Dahl, P.S. (1980). The thermalcomposition dependance of Fe-Mg distribution between garnet and pyroxene : application to geothermometry. *Amer. Mineral.*, 65, 854-866.
- Dahl, P.S. (1996a). The crystal-chemistry basis for Ar retention in micas : inferences from interlayer partitioning and implications for geochronology. *Contrib. Mineral. Petro.*, 123, 55-99.
- Dahl, P.S. (1996b). The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: a field tested empirical model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 3687-3700.
- Dallagiovanna, G., Messiga, B. & Setti, M. (1984). Studio dei ciottoli di rocce verdi nell'Oligocene del Monregalese e implicazioni paleo-tettoniche. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 28, 431-440.
- Dalla Torre, M., Livi, J.T.K., Veblen, D. & Frey, M. (1996). White K-mica evolution from phengite to muscovite in shales and shale matrix melange, Diablo Range, California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123, 390-405.

BIBLIOGRAPHIE

- Dal Piaz, G.V. (1971). Nuovi ritrovamenti di cianite alpina nel cristallino antico del Monte Rosa. *Ren. Soc. It. Min. Petr.*, 27, 437-477.
- Dal Piaz, G.V., Hunziker, J.C. & Martinotti, G. (1972). La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Mem. Soc. Geol. It.*, 11, 433-466.
- Dal Piaz, G.V. (1974). Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique (2è partie). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54, 399-424.
- Dal Piaz, G.V. & Lombardo, B. (1986). Early alpine metamorphism in the Penninic Monte Rosa – Gran Paradiso basement nappes of the North-Western Alps. In « blueschists and eclogites » (eds. B. W. Evans & E. H. Brown), *Geol. Soc. Am. Mem.* 164, 249-265.
- Dal Piaz G.V., Gosso G., Pennacchioni G. & Spalla M.I. (1993). Geology of eclogites and related rocks in the Alps. In : MARTEN L. (Ed). *Italian Eclogites and related Rocks. Accademia Nazionale delle scienze, Scritti e documenti, Romme.* XIII, 17-58.
- Dambrine, P. & Langanay, C. (1979). Etude géologique et géologique du massif de Vanoise méridionale (Savoie). *Unpublished Thesis*, Orsay, 261 p.
- Davies, J. & Von Blanckenburg, F. (1995). Slab breakoff : a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 129, 85-102.
- Davy, P & Gillet, P. (1986). The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. *Tectonics*, 5, 6, 913-929.
- Debelmas, J. (1977). Deux coupe transversales des Alpes franco-italiennes. *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, 56, 561-665.
- Debelmas, J. & Lemoine, M. (1957). Calschistes piémontais et terrains à faciès Briançonnais dans les hautes vallées de la Maïra et la Varaita (Alpes cottiennes, Italie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 38-40.
- Debelmas, J. & Lemoine, M. (1970). The Western Alps : paleogeography and structure. *Eath Science Reviews*, 6, 221-256.
- Debelmas, J. & Kerkhove, C. (1980). Les Alpes franco-italiennes. *Géol. Alpine*, 56, 21-58.
- Debelmas, J. (1983). Alpes du Dauphiné. *Guides géologiques régionaux*, Eds. Masson.
- Debelmas, J., Desmons, J., Ellenberger, F., Goffé, B., Fabre, J. & coll. (1989). Carte géol. France (1/50 000), feuille Modane (775) Notice par J. Debelmas et al., 1989, 53 p.
- Debelmas, J., Desmons, J. & coll. (1998). Géologie de la Vanoise. *Mem.B.R.G.M.*, N°266, 183 p.
- Delaloye, M. & Desmons, J. (1976). K-Ar radiometric age determinations of white micas from the Piemonte zone, french-italian Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 57, 297-303.
- Dempster, T.J (1992). Zoning and recrystallization of phengitic micas: implications for metamorphic equilibration. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109, 526-537.
- Dercourt, L., Ricou, L. E. & Vrielinck, B., (1993). *Atlas Tethys, paleoenvironmental maps*, Gauthier-Villars, Paris.
- Desmons, J. (1989). Different metamorphic evolution in the Alpine-Apenninic ophiolites (France-Italy-Switzerland-Austria). *Chemical Geol.*, 77, 229-250.
- Desmons, J. (1992). The Briançon basement (Pennine Western Alps) : Mineral composition and polymetamorphic evolution. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 72, 37-55.
- Desmons, J. & Ghent, E.D. (1977). Chemistry, zonation and distribution coefficient of elements in eclogitic minerals for the eastern Sesia unit, Italian Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 57, 397-411.
- Desmons, J. & Ploquin, A. (1989). Chimie du Briançonnais – Grand-Saint-Bernard anté-mésozoïque (Alpes occidentales) : une vue synoptique. *Géol. Alpines*. 65, 1-31.
- Desmons, J., Compagnoni, R., Cortesogno, L., Frey, M. & Gaggero, L. (1999a). pre-alpine metamorphism of the Internal zones of the Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 23-39.
- Desmons, J., Aprahamian, J., Compagnoni, R., Cortesogno, L. & Frey, M., with the collaboration of Gaggero, L., Dallagiovanna, G. & Seno, S. (1999b) : Alpine metamorphism of the Western and Southern Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 89-110.
- Desmurs, L. (2001). Mafic and ultramafic rocks along the ocean-continent-transition; magmatic emplacement and exhumation processes: examples from the Platta nappe, Grisons, SE Switzerland., *unpublished Thesis*, ETH Zürich, Prom., 14429, 179 p.
- Desmurs, L., Manatschal, G. & Bernoulli, D. (2001). The Steinmann Trinity revisited: mantle exhumation and magmatism along an ocean-continent transition: the Platta nappe, eastern Switzerland. In: non-volcanic rifting of continental margins: evidence from land and sea. Wilson, R. C. L., Whitmarsh, R. B., Taylor, B. & Froitzheim, N.(eds). *J. Geol. Sci. London, Spec. Pub.*, 187, 235-266.

BIBLIOGRAPHIE

- Détraz, G. (1984). Etude géologique du bord interne de la zone houillère Briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Pecllet-Polset (Alpes de Savoie). *Unpublished Thesis*, Grenoble, 163 P.
- Détraz, G. & Loubat, H. (1984). Facies à disthène, staurotite et grenat dans un micaschiste appartenant à l'unité des « gneiss du Sapey » (Vanoise, Alpes française). *Géol. Alpine*, Grenoble, 60, 5-12.
- Deville, E. (1986). La klippe de la Pointe du Grand Vallon (Vanoise – Alpes occidentales) : un lambeau de métasédiments à foraminifères du Maastrichtien supérieur couronnant les nappes de « Schistes Lustrés ». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303, 1222-1226.
- Deville, E. (1987). Etude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales française, Savoie). De la naissance à la structuration d'un secteur de la paléomarge européenne et de l'océan tethysien : aspects stratigraphiques, pétrographiques et tectoniques. *Unpublished Thesis*, Univ. Savoie, 297 P.
- Deville, E., Bertrand, J.M., Broudoux, B., Cabyl, R., Dalpiaz, G.V., Ellenberger, F., Guillot, F., Jaillard, E., Marion, R., Niemeyer H., Polino, R., Raguin, E., Raoult, J.F. & Robert, D. (1991). Carte géol. France (1:50000), feuille Tignes (752), Orléans: BRGM. Notice explicative by Deville E et coll., 48 p.
- Deville, E., Fudral, S., Lagabrielle, Y., Marthaler, M. & Sartori, M. (1992). From oceanic closure to continental collision: a synthesis of the «Schistes Lustrés» metamorphic complex of the Western Alps. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 104, 127-139.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C.III, Ryan, W.B.F. & Bonin, J. (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Amer. Bul.*, 84, 3137-3180.
- Dewey, J.F., Ryan, P.D. & Andersen, T.B. (1993). Orogenic uplift and collapse, crustal thickness, fabrics and metamorphism phase changes : the role of the eclogite. In : *Magmatic processes and plate tectonics* (eds. Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W. and Nearcy, C. R.), *J.Geol. Soc. Spec. Publ.*, 325-343,
- Di Giulio, A. (1990). Litostratifica e petrografia della successione eo-oligocenica del Bacino Terziario Ligure Piemontese, nell'area compresa tra le valli Grue e Curone (Provincia di Alessandria, Italia settentrionale). *Bolletino Società Geologica Italiana*, 109, 279-298.
- Dickenson, M.P. III., Hewitt, D.A. (1986). A garnet-chlorite geothermometer (abstract). *Geol. Soc. Amer. Bull. Abstract Program.*, 18, 584.
- Dingeldey, C., Dallmeyer, R.D., Koller, F. & Massonne, H. J. (1997). P-T-t history of the lower austroalpine nappe complex in the 'Tartaler Berge' NW of the Tauern Window : implications for the geotectonic evolution of the central Eastern Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 129, 1-19.
- Dipple, G.M. & Ferry, J.M. (1992). Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 112, 149-164.
- Dodson, M.H. (1973). Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 40, 259-274.
- Dodson, M.H. (1975). Kinematic processes and thermal histories of rocks. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 74, 210-217.
- Dondey, H. (1986). Etude géologique des unités de Vanoise méridionale, de Pralognan à Aussois (Alpes de Savoie). *Unpublished Thesis*, Grenoble, 235 p.
- Doudoux, B., Mercier de Lepinay, B. & Tardy, M. (1982). Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales): nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 295, 63-68.
- Droop, G.T.R., Lombardo, B. & Pognante, U. (1990). Formation and distribution of eclogite facies Rocks in the Alps. In *CARLSWELL D. A. (Ed). Eclogite Facies Rocks in the Alps*. Blackie, London-Glasgow, 225-259.
- Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Telouk P., Lardeaux, J.M. & Albarède, F. (1997a). The Lu-hf of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, 387, 586-588.
- Duchêne, S., Lardeaux, J.M. & Albarède, F. (1997b). Exhumation of eclogites : insights from depth-time path analysis. *Tectonophysics*, 280, 125-140.
- Dunlap, W.J. (1997). Neocrystallization or cooling ? ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of white micas from low-grade mylonites. *Chemical Geol.*, 143, 181-203.
- Ellenberger, F. (1952). Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise. *C. R. som. Soc. Géol. France*. n°15, 318-321.
- Ellenberger, F. (1958). Etude géologique du pays de Vanoise (Savoie). Mem. Expl. Carte géol. France, 561 p.
- Ellenberger, F. (1960). Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin de Haute Maurienne. *Bull. Soc. Géol. France*, II, 190-194.
- Ellenberger, F. & Raoult, J.F. (1979). Les enseignements géologiques des rochers de la Loze à Pralognant (Massif de la Vanoise, Savoie). *Tra. Sci. Parc. Nation. Vanoise*, T.X, 147-170.
- Ellis, C, Barnicoat, A.C. & Fry, N. (1989). Structural and metamorphic constraints on the tectonic evolution of the upper Pennine Alps. In : "*Alpine tectonic*", *Special publication*, 45 (eds. Coward, M., Dietrich, D. & Park, R. G.), *Geol. Soc.*, 265-284.
- Ellis D.J. & Green D.H. (1979). An experimental study on the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe/Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*,

BIBLIOGRAPHIE

71, 13-22

Elter, G. (1971). Schistes Lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. *Géol. Alpine*, 147-170.

Elter, P. (1975). L'ensemble ligure. *Bull. Soc. Géol. France*, 6, 984-997.

Engi, M. (1992). Thermodynamic data for mineral : a critical assessment. In : *The stability of mineral* (eds. Price, G. D., Ross, N. L.), Chapman & Hall, London.

Engi, M., Todd, C. S. & Schmatz, D. R. (1995). Tertiary metamorphic conditions in the eastern Lepontine Alps. *Schwei. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 75, 347-369.

Engi, M., Scherrer, N.C. & Burri, T. (2001). Metamorphic evolution of pelitic rocks of the Monte Rosa nappe : constraints from petrology and single grain monazite age data. *Schwei. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 81, 305-328.

England, P.C. (1981). Metamorphic pressure estimates and sediment volumes for Alpine orogeny : an independant control on geobarometers ?. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56, 387-397.

England, P.C. & Richardson (1977). The influence of erosion upon mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *J. Geol. Sci. London*, 134, 201-213.

England, P.C. & Holland, T.J.B. (1979). Archimedes and the Tauern eclogites : the role of buoyancy in the preservation of exotic blocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 129, 85-102.

Ernst, W.G. (1971). Metamorphic zonations on presumably subducted lithopheric plates from Japan, California and the Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, 43-59.

Ernst, W.G. (1975). Systematics of large-scale tectonics and age progression in Alpine and circum-pacific blueschists belt. *Tectonophysics*, 26, 229-246.

Ernst, W.G. (1984). Californian blueschists, subduction and the significance of tectonostratigraphic terranes. *Geology*, 12, 436-440.

Escher, A., Masson, H. & Steck, A. (1993). Nappe geometry in the Western-Swiss Alps. *J. Structural Geol.*, 15, 501-509.

Escher, A. & Beaumont, C. (1997). Formation, burial and exhumation of basement nappes at crustal scale : a geometric model based on the Western Swiss-Italian Alps. *J. Structural Geol.*, 19, 955-974.

Escher, A., Hunziker, J.C., Marthaler, M., Masson, H., Sartori, M. & Steck, A. (1997). Geologic framework and structural evolution of the Western Swiss-Italian Alps. In: «Deep structure of the Swiss Alps», Pfiffner O.A. et al. eds, Birkhäuser Basel, 205-221.

Evans, B.W. (1990). Phase relation of epidote-blueschists. *Lithos*, 25, 3-23.

Fabre, J. (1961). Contribution à l'étude de la zone Houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). *Document Du B.R.G.M., no. 2*, Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléan.

Ferry, J.M. & Spear, F.S. (1978). Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and Garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 113-117.

Foland, K. A. (1983). ⁴⁰Ar/³⁹Ar incremental heating plateaus for biotites with excess argon. *Isotope Geoscience*, 1, 3-21.

Forster, M.A. & Lister, G.S.L. (1999). Detachment faults in the Aegean core complex of Ios, Cyclades, Greece. In: Ring, Uwe, Brandon, Mark T., Lister, Gordon S., Willett, Sean D. (eds). 1999. Exhumation processes, normal faulting, ductile flow and erosion. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 154, 305-323.

Fossen, W. & Dunlap, J. (1998). Timing and kinematics of Caledonian thrusting and extensional collapse, southern Norway: evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronology. *J. Structural Geol.*, 20, 765-781.

Fossen, H. & Dallmeyer, R.D. (1998). ⁴⁰Ar/³⁹Ar muscovite dates from the nappe region of South-Western Norway: dating extensional deformation in the Scandinavian Caledonides, *Tectonophysics*, 285, 119-133.

Freeman, S.R., Inger, S., Butler, R.W.H. & Cliff, R.A. (1997). Dating deformation using Rb-Sr in white mica: greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone, Italian Alps. *Tectonics*, 16, 57-76.

Frisch, W., Dunkl, I. & Kuhlemann. (2000) ; Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. *Tectonophysics*, 327, 239-265.

Froitzheim, N. (1992). Formation of recumbent folds during synorogenic crustal extension (Austroalpine nappes, Switzerland). *Geology*, 20, 923-926.

Froitzheim, N. (2001). Origin of the Monte Rosa nappe in the Pennine Alps – A new Working hypothesis. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 113, 604-614.

Froitzheim, N. & Eberli, G. (1990). Extensional detachment faulting in the evolution of a Téthys passive continental margin, eastern Alps, Switzerland. *Geol*

BIBLIOGRAPHIE

Soc Amer. Bull., 102, 1297-1308.

Fudral, S. (1996). Etude géologique de la bordure Téthysienne dans les Alpes franco-italienne nord-occidentales, de la Doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg Saint Maurice (France). *Géol. Alpine, Grenoble*, Mem. hors série, 29, 306p.

Fudral, S., Deville, E. & Marthaler, M. (1987). Distinction de trois unités dans les " Schistes Lustrés " compris entre la Vanoise et le Val de Suse (Alpes franco-italiennes septentrionales) : aspects lithostratigraphiques, paléogéographiques et géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, II, 467-472.

Fudral, S., Deville, E., Pognante, U., Gay, M., Fregolent, G., Lorenzoni, S., Robert, D., Nicoud, G., Black, C., Jayko, A., Jaillard, E., Bertrand, J.M., Forno, M.G. & Massazza, G. (1994). Lanslebourg Mont-d'Ambin. Carte géologique de la France à 1:50 000. Ministère de l'industrie, BRGM.

Fudral, S., Deville, E., Pognante, U., Gay, M., Fregolent, G., Lorenzoni, S., Robert, D., Nicoud, G., Black, C., Jayko, A., Jaillard, E., Bertrand, J.M., Forno, M.G. & Massazza, G. (1994). Lanslebourg Mont-d'Ambin. Carte géologique de la France à 1 :50 000. Ministère de l'industrie, B.R.G.M.

Fügenschuh, B. & Schmid, S.M. Late stages of déformation of an orogen constrained by fission-track data : a case study in the Western Alps. *Geol. Soc. Amer. Bull.* (submitted)

Fügenschuh, B., Loprieno, A., Ceriani, S. & Schmid, S.M. (1999). Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moutiers (Savoy, Western Alps): paleogeographic and tectonic consequences. *Int. J. Earth Sci.*, 88, 201-218.

Ganguly, J. (1979). garnet and clinopyroxene solid solutions and geothermometry on Fe-Mg distribution coefficient. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1021-1029.

Ganne, J., Bertrand J.M., Fudral, S. & Vidal, O. Structural evolution of the Ambin massif (Savoy, French and Italian Western Alps): a late, post-high-pressure metamorphism dome, *Tectonophysics*, (accepted with modifications).

Ganne, J., Bussy, F. & Vidal, O. Multi-stage garnet in the internal Briançonnais basements (Ambin and South Vanoise massifs) : new petrological constraints on the blueschist-facies metamorphism in the Western Alps and tectonic implications. *J. Petrol.*, (in press)

Gardien, V., Lardeaux, J.M., Ledru, P., Allemand, P & Guillot, S. (1997). Metamorphism during late orogenic extension insight from the French Variscan belt. *Bull. Soc. Géol. France*, 168, n°3, 271-286.

Gasparik, T. & Lindsley (1985). Experimentally determined compositions of diopside-jadeite pyroxene in equilibrium with albite and quartz at 1200-1350°C and 15-34 Kb. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 865-870.

Gautier, P., Brun, J.P & Jolivet, L. (1993). Structure and kinematics of upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades islands, Greece). *Tectonic*, 12, 1180-1194.

Gay, M. (1971). Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes Lustrés (Alpes franco-italiennes). *Thèse d'Etat*, Lyon, 296 p.

Gay, M. (1972). Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution métamorphique. Evolution structurale. *Arch. sci. Genève*. 25, 5-100 and 165-214.

Gebauer, D. (1996). A P-T-t path for an (Ultra?) high-pressure ultramafic/mafic rock association and its felsic country-rocks based on SHRIMP-dating of magmatic and metamorphic zircon domains. Example: Alpe Arami (Central Swiss Alps). In: S.H.A. Basu (Ed.), *Earth Processes: reading the isotopic code*. AGU, 307-329.

Gebauer, D., Schertl, H.P., Brix, M. & Schreyer, W. (1997). 35 Ma-old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. *Lithos*, 41, 5-24.

Ghent, E.D. (1986). A review of chemical zoning in eclogite garnets. *Eclogite and eclogite-facies rocks*. Amsterdam. Elsevier, 207-236.

Gignoux, M. (1929). Les problèmes géologiques de la région Vanoise-Mont Pourri. *Bulletin de la Société Scientifique du Dauphiné*, 49, 67-111.

Gilbert, M.C. (1966). Synthesis and stability relations of hornblende ferro-pargasite. *Am. J. Sci.*, Reviews Mineral., 7, 309-339.

Giorgis, D., Cosca, M. & Li, S. (2000). Distribution and significance of extraneous argon in UHP eclogite (Sulu terrain, China) : insight from in situ ⁴⁰Ar-³⁹Ar UV-laser ablation analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 181, 605-615.

Gnaccolini, M. (1974). Osservazioni sedimentologiche sui conglomerati Oligoceni del Bacino Terziario ligure-piemontese. *Rivista Italiana Paleontologia e stratigraphica*, 80, 85-100.

Goffé, B. (1975). Etude structural et pétrographique du versant occidentale du massif paléozoïque de Chasseforêt (Vanoise méridionale). *Unpublished Thesis*, Paris, 110 p.

Goffé, B. (1977). Succession de subfacies métamorphiques en Vanoise méridionale (Savoie). *Contrib. Min. Petrol*, 62, 23-41

Goffé, B. & Velde, B. (1984). Contrasted metamorphic evolutions in thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps) : a model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblage. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 351-360.

BIBLIOGRAPHIE

- Goffé, B. & Chopin, C. (1986). High-pressure metamorphism in the Western Alps : zoneography of metapelites, chronology and consequence. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 66, 41-52.
- Goguel, J. (1955). Précisions nouvelles sur les écaïlles de la couverture d'Ambin. *Bull. Soc. Géol. France*, 6, V, 65-75.
- Goguel, J. & Ellenberger, F. (1952). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 262-264.
- Goodge, J.W., Hansen, V.L., Peacock, S.M., Smith, B.K. & Walker, N.W. (1993). Kinematic evolution of the Miller Range shear-zone, Central Transantarctic mountains, Antarctica, and implications for Neoproterozoic to early Paleozoic tectonics of the East Antarctic margin of Gondwana. *Tectonics*, 12, 1460-1478.
- Gopel, C., Allegre, C. & Xu, R.-H. (1984). Lead isotopic study of the Sigaze ophiolite (Tibet): the problem of the relationship between magmatites (gabbros, dolerites, lavas) and tectonites (harzburgites). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69, 301-310.
- de Graciansky, P.C., Lemoine, M. & Saliot, P. (1971). Remarques sur la présence de minéraux et de paragenèse du métamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocène du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 272, 3243-3245.
- Graham, C.M. & Powell, R. (1984). A garnet-hornblende geothermometer : calibration, testing and application to the Pelona Schist, southern California. *J. Metamorphic Geol.*, (1984), 2, 13-21.
- Grambling, J.A. (1990). Internally-consistent geothermometry and H₂O barometry in metamorphic rocks : the example garnet-chlorite-quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 105, 617-628.
- Green, T.H. & Hellman, P.L. (1982). Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, 15, 253-266.
- Guellec, S., Mugnier, J.L., Tardy, M. & Roure, F. (1990). Neogene evolution of the Western alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. *Mem. Soc. Géol. Fr.*, 156, 165-184.
- Guillot, F. (1987). Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). *Unpublished Thesis*, Lille.
- Guillot, F., Ploquin, A., Raoult, J.F. & Peruccio-Parison, M.D. (1986). Les séries antépermiennes de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise, Alpes de Savoie) : lithologie et géochimie dans le massif de Bellecôte ; arguments pour un âge antéhouiller. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303, 12, 1141-1146.
- Guillot, F., Desmons, J. & Ploquin, A. (1993). Lithostratigraphy and geochemical composition of the Mt Pourri Volcanic basement, Middle Penninic W-Alpine zone, France. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 73, 319-334.
- Guillot, F., Bertrand, J.M., Pidgeon, R.T., Letierrier, J. & Gattiglio, M. (1998). Geochronologie U-Pb SHRIMP et IDTIMS de zircons des zones internes des Alpes occidentales. *R.S.T. Brest*, 124.
- Guillot, F., Schaltegger, U., Bertrand J.M., Deloué E. & Baudin T. (2002). Zircon U-Pb geochronology of Ordovician magmatism in the polycyclic Rutor Massif (Internal W Alps). *Int. J. Earth Sci.*, 91, 964-978
- Guillot, P.L., Autran, A., Cabanis, B. & Quenardel, J.P. (1983). L'évolution polyphasée siluro-carbonifère de l'orogénèse varisque en France. In : « Le Maroc et l'orogénèse paléozoïque ».
- Guillot, P.L. & Deville, E. (1988). Regard nouveau sur le soubassement varisque du domaine piémontais dans le secteur de Bonneval-sur-Arc, Savoie. 12^e R.S.T. Lille, 27-29 avril 1988. *Soc. Géol. France*, édit. 72.
- Guiraud M., Holland T.J.B. & Powell R. (1990). Calculated mineral equilibria in the greenschist-blueschist-eclogite facies in Na₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 85-98.
- Gulson, B.L. & Krogh, T.E. (1973). Old lead components in the young Bergall Massif, South East Swiss Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 40, 239-252.
- Hames, W.E. & Hodges, K.V. (1993). Laser ⁴⁰Ar-³⁹Ar evaluation of slow cooling and episodic loss of ⁴⁰Ar from a sample of polymetamorphic muscovite. *Science*, 261, 1721-1723.
- Hames, W.E. & Bowring, S.A. (1994). An empirical evaluation of the Argon diffusion geometry in muscovite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 124, 161-167.
- Hames, W.E. & Cheney, J.T. (1997). On the loss of ⁴⁰Ar from muscovite during polymetamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 3863-3872.
- Hammarstrom, J.M. & Zen, E.-AN. (1986). Aluminum in hornblende : an igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 386 P.
- Hammerschmidt, K. & Stöckhert, B. (1987). A K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar study on white micas from the Brixen Quartzphyllite, Southern Alps. Evidence for argon loss at low temperatures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 393-406.
- Hammerschmidt, K. & Franz, G. (1992). Retrograde evolution of eclogites : evidence from microstructures and ⁴⁰Ar/³⁹Ar white mica dates, Muenchberg Massif, northern Bavaria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 111, 113-125.

BIBLIOGRAPHIE

- Heinrich, W. & Althaus, E. (1988). experimental determination of the reactions $4 \text{ lawsonite} + 1 \text{ albite} = 1 \text{ paragonite} + 2 \text{ zoisite} + 2 \text{ quartz} + 6 \text{ H}_2\text{O}$ and $4 \text{ Lawsonite} + 1 \text{ jadeite} = 1 \text{ paragonite} + 2 \text{ zoisite} + 1 \text{ quartz} + 6 \text{ H}_2\text{O}$. *N. Jahrb. Mineral. Mh.*, 516-528.
- Henry, C., Michard, A. & Chopin, C. (1993). Geometry and Structural Evolution of Ultra-High-Pressure and High-Pressure Rocks from the Dora-Maira Massif, Western Alps, Italy. *J. Structural Geol.*, 15, 965-981.
- Herman, J. & Muntener, O. (1996). Extension-related structures in the Malenco-Margna-system: implications for paleogeography and consequences for rifting and Alpine tectonics. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 76, 501-519.
- Herman, L.L., Shcheka, S.A & Schuldiner, V.I. (1978). Metamorphic complexes of the Ganalsky Range, Kamchatka. *Pacif. Geol.*, 13, 49-64.
- Hermann, F & Raguin, E (1930). Carta geologica della regione comprese fra i massicci d'Ambin e del Gran Paradiso, alla scala 1 : 200 000. *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova*, VIII.
- Holland T.J.B. (1980). The reaction $\text{albite} = \text{jadeite} + \text{quartz}$ determined experimentally in the range 600-120°C, *Am. Min.*, 65, 129-134.
- Holland, T.J.B. & Powell, R. (1985). Regression diagnostics and robust regression in geothermometer / geobarometer calibration : the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *J. Metamorphic Geol.*, 3, 231-243.
- Holland, T. J. B., & Powell, R. (1990). An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations : the system $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{MnO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *J. Metamorphic Geol.*, 8, 89-24.
- Holland T.J.B. & Powell R. (1998). An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, *J. Metamorphic Geol.*, 16, 309-343.
- Hollister, L.S. (1966). Garnet zoning : an interpretation based on the Rayleigh-fractionation model. *Science*, 154, 1647-1651.
- Hollister, L.S, Grissom, G.C., Peter, E.K., Stowell, H.H. & Sisson, V.B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Min.*, Vol. 72, 231-239.
- Hosotani, H. & Banno, S. (1986). Amphibole composition as an indicator of subtle grade variation in epidote-glaucophane schistes. *J. Metamorphic Geol.*, 4, 23-35.
- Hunziker, J.C. (1974). Rb-Sr and K-Ar determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. *Memorie Degli Istituti Di Geologia E Mineralogica Dell' Universita Di Padova*, 31, 3-54.
- Hunziker, J.C., Desmons, J. & Martinotti, G. (1989). Alpine thermal evolution in the central and the Western Alps. In "Alpine tectonic", *Special publication*, 45 (eds. Coward, M., Dietrich, D. & Park, R. G.), *Geol. Soc.*, 353-367.
- Hunziker, J.C., Desmons, J. & Hurford, A.J. (1992). Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. *Mémoires de Géologie*, 13, Lausanne, 59 p.
- Hurford, A. J. (1990). Standardization of fission track dating calibration : recommandation by the Fission Track Working Group of the IUGS Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geol.*, 80, 171-178.
- Hurford, A.J., Flisch, M. & Jäger, E. (1989). Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps : a contribution from fission-track analysis and mica dating. In "Alpine tectonic", *Special publication*, 45 (eds. Coward, M., Dietrich, D. & Park, R. G.), *Geol. Soc.*, 369-398.
- Inger, S., Ramsbotham, W., Cliff, R.A. & Rex, D.C. (1996). Metamorphic evolution of the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps: Time constraints from multi-system geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 126, 152-168.
- Jacobsen, S., Quick, G. & Wasserburg, A. (1984). A Nd and Sr isotopic study of the Trinity peridotite; implications for mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 361-368.
- Jahn, B., Caby, R. & Monié, P. (2001). The oldest UHP eclogites of the world : Age of UHP metamorphism, nature of protoliths and tectonic implications. *Chemical Geol.*, 178, 143-158.
- Jaillard, E. (1984). Etude géologique des unités Briançonnaises de Vanoise occidentale au SO de pralognan (Savoie). *Unpublished Thesis*, Grenoble, 213 p.
- Jolivet, L., Brun, J.P., Gautier, P., Lallemand, S & Patriat, M. (1994). 3-D kinematics of extension in the Aegean from the Early Miocène to the present, insight from the ductile crust. *Bull. Soc. Géol. France*, 165, 195-209.
- Jolivet, L., Goffé, B., Monié, P., Truffert-Luxey, C., Patriat, M. & Bonneau, M. (1996). Miocene detachment in Crete and exhumation paths of high-pressure metamorphic rocks. *Tectonics*, 15, 6, 1129-1153.
- Jolivet, L., Goffé, B., Bousquet, R., Oberhänsli, R. & Michard, A. (1998). Detachments in high-pressure mountain belts, Tethyan examples. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160, 31-47.
- Jolivet, L. & Goffé, B. (2000). Les dômes métamorphiques extensifs dans les chaînes de montagnes. Extension syn-orogénique et post-orogénique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 330, 739-751.

BIBLIOGRAPHIE

- Jones, R.H. & Tanner, P.W. (1995). Strain Partitioning in transpression zones. *J. Structural Geol.*, 17, 793-802.
- Jowett, E.C. (1991). Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer : GAC/MAC/SEG. *Joint An. Meet. (Toronto, May 27-27, 1991)*. Program with Abstract 16, A62.
- Kienast, J.R. (1983). Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogite et schistes bleus) : données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. *Thèse d'Etat*, Paris, 473 p.
- Kienast, J.R., Lombardo, B., Biino, G. & Pinardon, J.L. (1991). Petrology of very-high-pressure eclogitic rocks from the Brossasco-Isasca Complex, Dora-Maira Massif, Italian Western Alps. *J. Metamorphic Geol.*, 9, 19-34.
- Kirby, S.H. (1983). Rheology of the lithosphere. *Rev. Geoph. Space Phys.*, 21, 1458-1487.
- Kirschner, D.L., Cosca, M.A., Masson, H. & Hunziker, J.C. (1996). Staircase ⁴⁰Ar-³⁹Ar spectra of fine-grained-white mica : timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion. *Geology*, 24, 757-750.
- Krabbendam, M. & Dewey, J.F. (1999). Exhumation of UHP rocks by transtension in the Western Gneiss Region, Scandinavian Caledonides. In : Continental Transpressional and Transtensional tectonics, (eds. Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. & Dewey, J.F.), *J. Geol. Sci. London, Spec. Publ.* (135, 159-181.
- Kretz, R. (1973). Kinematics and crystallization of garnet at two localities near Yellowknife. *Canad. Mineral.*, 12, 1-20.
- Kretz, R. (1983). Symbol for rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, 68, 269-279.
- Krogh, E.J & Raheim, A. (1978). Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite with particular reference to eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 75-80.
- Krogh, E.J., (1988). The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer : a reinterpretation of existing experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 44-48.
- Krummenacher, D. & Everden, J.F. (1960). Détermination d'âge isotopiques faites sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon. *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, 40, 267-277.
- Lafitte, P & Goguel, J. (1952). Observations préliminaire sur le massif d'Ambin. *Bull. Soc. Géol. France*, série 6, II, 575 – 595.
- Lagabriele, Y. (1982). Ophiolites et croûte océanique tectonique et environnement sédimentaire : apports des données océaniques à l'interprétation géologique des séries ophiolitifères du Queyras (Alpes franco-italiennes). *Unpublished Thesis*, Brest.
- Lagabriele, Y. (1987). Les ophiolites : marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras Piémont) : comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du coast Range de Californie. *Thèse d'Etat*, Brest, 350 P.
- Lagabriele, Y. (1994). Ophiolites of the South-Western Alps and the structure of the Tethyan oceanic lithosphere. *Ophioliti*, 19, 413-434.
- Lagabriele, Y. & Polino, R. (1988). Un schéma structural du domaine des Schistes Lustrés ophiolitifères au nord-ouest du massif du Mont Viso (Alpes Sud-occidentale) et ses implications. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, 921-928.
- Lagabriele, Y. & Lemoine, M. (1997). Alpine, Corsican and Apennine ophiolites: the slow-spreading ridge model. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 325, 909-920.
- Lagabriele, Y. & Cannat, M. (1990). Alpine jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement. *Geology*, 18, 319-322.
- Lagabriele, Y., Fudral, S. & Kienast, J.R. (1989). La couverture océanique des ultrabasites de Lanzo (Alpes occidentales) : arguments lithostratigraphiques et pétrologiques. *Geodin. Act.*, 3, 2, 43-55.
- Lagarde, J.L. (1978). La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. *Unpublished Thesis*, Rennes, 164 P.
- Laird, J. & Albee, A.L. (1981a). High-pressure metamorphism in mafic schist from northern Vermont. *Ame. J. Sci.* 281, 97-126.
- Laird, J. & Albee, A. (1981b). Pressure, température and time indicators in mafic schist : their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Am. J. Sci.* 281, PP. 127-175.
- Landès, B. (1988). Les unités Briançonnaises de la bordure interne de Vanoise méridionales (Savoie). *Unpublished Thesis*, Grenoble, 174 p.
- Lardeaux, J.M. (1991). Contribution à l'étude des relation entre Métamorphisme et Tectonique en domaines orogéniques. *Mémoire d'H.D.R.*, Lyon 1, lab. Sci. Terre.
- Lardeaux, J.M., Gosso, G., Kienast, J.R. & Lombardo B. (1982). Relation entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes occidentales françaises), *Bull. Soc. Géol. France*, 24, (7), 793-800.

BIBLIOGRAPHIE

- Lardeaux, J.M., Gosso, G., Kiénast, J.R. & Lombardo, B. (1983). Chemical variations in phengitic micas of successive foliations within the eclogite micaschist complex, Sesia-Lanzo Zone (Italy, Western Alps). *Bull. Minéral.*, 106, 673-689.
- Lardeaux, J.M. & Spalla, M.I. (1991). From granulites to eclogites in the Sesia zone (Italian Western Alps) : a record of the opening and closure of the Piedmont ocean. *J. Metamorphic Geol.*, 9, 35-59.
- Laubscher, H.P. (1971). The large-scale kinematic of the Western Alps and the Northern Apennines and its palinstatic implication. *Amer. J. Sci.*, 271, 193-226.
- Laubscher, H.P. (1985). Large scale, thin-skinned thrusting in the southern Alps : Kinematics models. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96, 710-718.
- Lazarre, J., Tricart, P. & Villemin, T. (1994). L'extension cassante tardi-orogénique dans les Schistes Lustrés piémontais du Queyras (Alpes occidentale, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319, 1415-1421.
- Lee, J.K.W., Onstott, T.C., Cashman, K.V., Cumbest, R.J. & Johnson, D. (1991). Incremental heating of hornblende in vacuo : implication for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and the interpretation of thermal histories. *Geology*, 19, 872-876.
- Lee, J., Hacker, B.R., Dinklage, W.S., Yu, W., Gans, P., Calvert, A., Jinglin, W., Wenji, C., Blythe, A. E. & McClelland, W.C. (2000). Evolution of the Kangmar Dome, southern Tibet : structural, petrologic and thermochronologic constraints. *Tectonics*, 19, 872-895.
- Leake B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineral.*, 63, 1023-1052.
- Ledru, P., Lardeau, J.M., Santallier, D., Autran, A., Quenardel, J.M., Floc'h, J.P., Lerouge, G., Maillat, N., Marchand, J. & Ploquin, A. (1989). Ou sont les nappes dans le massif central français ? *Bull. Soc. Géol. France*, (8), 1, 126-137.
- Lefèvre, R., & Michard, A. (1976). Les nappes Briançonnaises internes et ultrabriançonnaises de la bande d'Acceglio (Alpes franco-italienne). Une étude structurales et pétrographique dans le faciès des schistes bleus à jadéite. *Bull. Sci. Géol.*, Strasbourg, 29, 183-222.
- Lefèvre, R. (1982). Les nappes Briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes cotiennes méridionales. *Unpublished Thesis*, Paris-Sud, Orsay, 435 p.
- Lemoine, M. & de Graciansky, P.C. (1988). Histoire d'une marge continentale passive : les Alpes occidentales au Mésozoïque – Introduction. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), 4, 597-600.
- Lemoine, M. & Tricart, P. (1993). From oceanic closure to continental collision : a synthesis of the « Schistes Lustrés » metamorphic complex of the Western Alps. Alternative interpretation and reply. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 105, 845-849.
- Lemoine, M., Tricart, P. & Boillot, G. (1987). Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): in search of a genetic model. *Geology*, 15, 622-625.
- Lemoine, M., Cirio, R., Pellet, G. & Keck, R. (1995). Le massif ophiolitique du Chenaillet-Montgenèvre (Alpes franco-italiennes). *Géologie, Flore, Faune*, Ed. centre Briançonnais de Géologie Alpine.
- Lemoine, M., de Graciansky, P.C. & Tricart, P. (2000). De l'océan à la chaîne de montagne, Tectonique des plaques dans les Alpes. *Gordon and Breach* (eds), Coll Géosciences, 207 p.
- Le Pichon, L., Bergerat, F. & Roulet, M.J. (1988). Plate Kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation : A new analysis. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.*, 218, 111-131.
- De Lepinay, B. (1981). Etude Géologique de la région des Get et de Samoens (Ht Savoie) : les rapports entre les Préalpes du Chablais (nappe de la brèche et nappe des Gêts) et les unités delphino-helvetiques. *Unpublished Thesis*, Paris VI, 214p.
- Li, S.G., Wang, S.S., Chen, Y.H., Liu, D.L., Qiu, J., Zhou, H.X. & Zhang, Z.M. (1994). Excess Argon in phengite from eclogite – evidence from dating of eclogite mineral by Sm-Nd, Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ methods. *Chemical Geol.*, 112, 343-350.
- Liewig, N., Caron, & Clauer, R. (1981). Geochemical and K-Ar isotopic behaviour of alpine sheet silicates during polyphased deformation. *Tectonophysics*, 78, 273-290.
- Lister, G. & Snoke, A.W. (1984). S-C mylonites. *J. Structural Geol.*, 6, 617-638.
- Lister, G., Foster, M. & Rawling. (2001). Episodicity during Orogenesis. *J. Geol. Sci. London, Spec. Publ.*, 184, 89-113.
- Lombardo B., Nervo R., Compagnoni R., Messiga B., Kienast J.R., Mevel C., Fiora L., Piccardo G.B. & Lanza R. (1978). Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del Monviso (Alpi Occidentali), *Rend. Soc. It. Min. Petrol.*, 34 (2), 253-305.
- Lorenzoni, S. (1965). Studio geopetrographico del versante italiano del massico d'Ambin. *M. Istit. Geol. Miner. Univ. Padova*, 25, 88
- Lorenzoni, S. (1968). Etude pétrographique du versant italien du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 48/1, 428-

BIBLIOGRAPHIE

436.

- Ludwig, D.R. (1999). User's Manual for Isoplot/Ex version 2.10, Berkeley Geochronology Center, *Spec. Pub.*, 1a, 49p.
- Mahar, E.M., Baker, J.M., Powell, R., Holland, T.J.B. & Howell, N. (1997). The effect of Mn on mineral stability in metapelites. *J. Metamorphic Geol.*, 15, 223-23.
- Mahéo, G. (2002). Formation et exhumation de roches de Haute température en contexte de collision continentales. Exemple des dômes migmatitiques Néogène du Sud Karakorum (NE Pakistan). *Unpublished Thesis*, Lyon 1, 252 p.
- Malavielle, J. (1982). Etude tectonique et microtectonique de la déformation ductile dans les grands chevauchement crustaux : exemple des Alpes franco Italiennes et de la Corse. *Unpublished Thesis*, Montpellier, 508 p.
- Malavieille, J., Lacassin, R. & Mattauer, M. (1984). Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. France*, 5, 895-906.
- Maluski, H. (1977). Application de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse. *Thèse d'Etat*, Montpellier., 112 p.
- Manatschal, G. & Bernoulli, D. (1999). Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins: Present-day Galicia and ancient Adria. *Tectonics*, 18, 1099-1119.
- Manatschal, G. & Nievergelt, P. (1997). A continent-ocean transition recorded in the Err and Platta nappes (eastern Switzerland). *Eclogae Geol. Helv.*, 90, 3-27.
- Mancktelow, N. (1985). The Simplon line: a major displacement zone in the Western Lepontine Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, 78, 73-96.
- Manning, C.E. & Bohlen, S.R. (1991). The reaction titanite + Kyanite = anorthite + rutile and titanite-rutile barometry in eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109, 1-9.
- Marchant, R. (1993). The underground of the Western Alps, *Mém. Géol. Lausanne*, N° 15.
- Maresch, W.V. (1977). Experimental study on glaucophane : an analysis of present knowledge. *Tectonophysics*, 43, 109-125.
- Marion, R. (1984). Contribution à l'étude géologique de la Vanoise (Alpes occidentales). Le massif de la Grande Sassière et la région de Tignes-Val d'Isère. *Unpublished Thesis*, Univ. Savoie, 163 p.
- Markley, M.J., Teyssier, C., Cosca, M. A., Caby, R., Hunziker, J. C. & Sartori M. (1998). Alpine deformation and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of synkinematic white mica in the Siviez-Michabel Nappe, Western Pennine Alps, Switzerland. *Tectonics*, 17, 3, 407-425.
- Markley, M., Teyssier, C., & Cosca, M. (2002) The relation between grain size and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age for Alpine white mica from the Siviez-Mischabel Nappe, Switzerland. *J. Structural Geol.*, 24, 1937-1955.
- Marquer, D., Challandes, N. & Baudin, T. (1996). Shear zone patterns and strain distribution at the scale of a Penninic nappe : the Suretta nappe (Eastern Swiss Alps). *J. Structural Geol.*, 18, 753-764.
- Marthaler, M., Fudral, S., Deville, E. & Rampoux, J.P. (1986). Mise en évidence du Crétacé supérieur dans la couverture septentrionale de Dora Maira région de Suse, Italie (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et structurales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, 91-96.
- Massonne, H.J & Schreyer, W. (1987). Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 212-224
- Massonne, H.J. (1995). Experimental and Petrogenetic study of UHPM. In: *Ultrahigh pressure metamorphism* (eds Coleman, R.G. & Wang, X.), Cambridge University Press, Cambridge, 33-95.
- Matsumoto, N. & Hirajima, T. (2000). Garnet in pelitic shists from a quartz-eclogite unit of the southern Dora-Maira massif, Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 80, 53-62.
- Mattauer, M. & Proust, F. (1976). La Corse Alpine : un modèle de genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, 282, 1249-1252.
- Mattauer, M. & Tapponnier, P. (1978). Tectonique des plaques et tectonique intracontinentale dans les Alpes Franco-Italiennes. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, 287, 899-902.
- Mattauer, M., Malavieille, J. & Monié, P. (1987). Une coupe lithosphérique des alpes occidentales dans l'hypothèse ou Sesia n'est pas d'origine sud-alpine. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, 304, 43-48.
- Matte, P. (1998). Continental subduction and exhumation of HP rocks in paleozoic orogenic belts : Uralides and Variscides. *GFF.*, 120, 209-222.

BIBLIOGRAPHIE

- Matte, P. & Chemenda, A. I. (1996). Mechanism for exhumation of HP metamorphic rocks during continental subduction in southern Ural. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 323, 525-530.
- Merrillue, C.M. (1965). Trace element determinations and potassium argon dating by mass spectroscopy of neutron irradiated samples. *Trans. Am. Geophys. Union*, 46, 125.
- Ménard, G. (1988). Structure et cinématique d'une chaîne de collision. Les Alpes occidentales et centrales. *Thèse d'Etat*, Grenoble, 268p.
- Ménard, G., Molnar, P. & Platt, J. (1991). Budget of crustal shortening and subduction of continental crust in the Alps. *Tectonics*, 10, 231-244.
- Ménard, G. & Sabil, S. (1998). Recherche d'accident récents par trace de fission sur apatite: tunnel de base Maurienne-Ambin, secteur de la Pratz. Rapport Alpes Tunnel.
- Merle, O. & Ballèvre, M. (1992). Late Cretaceous-early Tertiary detachment fault in the Western Alps. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, 1769-1776.
- Merle, O. & Michon, L. (2001). The formation of the West European rift : A new model as exemplified by the Massif Central area. *Bull. Soc. Géol. France*, 172, 213-221.
- Mevel, C., Caby, R. & Kiénast, J.R. (1978). Amphibolite facies conditions in the oceanic crust: example of amphibolitized flaser gabbro and amphibolites from the Chenaillet ophiolite massif (Hautes Alpes, France). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, 98-108.
- Michard, A. (1967). Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. Eds. C.N.R.S., Paris, 447 p.
- Michard, A. & Henry, C. (1988). Les nappes Briançonnaises en haute Ubaye (Alpes franco-italiennes) ; contribution à la reconstitution paléogéographique du Briançonnais au Mésozoïque. *Bull. Soc. Géol. France*, 382.
- Michard, A., Chopin, C. & Henry, C. (1993). Compression versus Extension in the exhumation of the Dora-Maira coesite-bearing unit, Western Alps, Italy. *Tectonophysics*, 221, 173-193.
- Michard, A., Goffé, B., Chopin, C. & Henry, C. (1996). Did the Western Alps develop through an Oman-type stage? The geotectonic setting of high-pressure metamorphism in two contrasting Tethyan transects. *Eclogae Geol. Helv.*, 89, 43-80.
- Michel, R. (1953). Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). *Unpublished Thesis*, Nancy, 287 p.
- Michel, R. (1957). Les facies à glaucophane dans le massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, 6, VII, 130-131.
- Milnes, A.G., Grellier, M. & Muller, R. (1981). Sequence and style of major post-nappe structures. *J. Structural Geol.*, 3, 411-420.
- Monié, P. (1984). Etude par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la redistribution de l'argon dans les minéraux des socles anciens repris par l'orogénèse alpine. Application de la géochronologie des massifs de l'Argentéra-Mercantour, du Mont Rose et de la Grande Kabylie. *Unpublished Thesis*, Montpellier, 206 p.
- Monié, P. (1985). La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ appliquée au métamorphisme alpin dans le massif du Mont-Rose (Alpes occidentales) : chronologie détaillée depuis 110 Ma. *Eclogae Geol. Helv.*, 78, 487-516.
- Monié, P. (1990). Preservation of Hercynian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages through high-pressure low-temperature alpine metamorphism in the Western Alps. *Eur. J. Mineral.*, 2, 343-361.
- Monié, P. & Philippot, P. (1989). Mise en évidence de l'âge Eocène moyen du métamorphisme de HP dans la nappes eclogitique du Monviso (Alpes occidentales) par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, 245-251.
- Monié, P. & Chopin, C. (1991). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating in coesite-bearing and associated units of the Dora-Maira massif, Western Alps. *Eur. J. Mineral.*, 3, 239-262.
- De Mortillet, G. (1872). Géologie du tunnel de Fréjus ou percée du Mont-Cenis. Extrait de la Revue savoissienne, Annecy, 16 P.
- Mysen, B.O & Heier, K. S. (1972). Petrogenesis of eclogites in high-grade metamorphic gneisses, exemplified by the Hareidland eclogite, Western Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 36, 73-94.
- Nicolas, A. (1984). Principes de tectonique. *Masson Ed.*, 196 p
- Nicolas, A., Hirn, A., Nicolich, R., Polino, R. and ECORS-CROP working Group. (1990). Lithospheric wedge in the Western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse. *Geology*, 18, 587-590.
- Oxburg, E. R. & Turcotte, D. L. (1976). The physical-chemical behavior of the descending lithosphere. *Tectonophysics*, 32, 107-128.
- Paquette, J. L., Chopin, C. & Peucat, J.J. (1989). U-Pb zircon, Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of high- to very-high pressure meta-acidic rocks from the Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 280-289.
- Parra, T., Vidal, O. & Jolivet, L. (2002a). P-T path of High-pressure, Low-temperature schists on Tinos Island (Cyclades Archipelago, Greece) using chlorite-potassic white mica pairs. *Lithos*, (accepted).

BIBLIOGRAPHIE

- Parra, T., Vidal, O. & Agard, P. (2002b). A Thermodynamic model for Fe-Mg dioctahedral K-white micas using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, (accepted)
- Pattison, D & Newton, R.C. (1989). Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 356-362.
- Peacock, S.M. (1993). Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs. *Chemical Geology*, 108, 49-59.
- Perchuk, L.L., Aranovich, L.Y., Podlesskii, K.K., Lavrant'eva, I.V., Gerasimov, V.Y., Fed'kin, V.V., Kitsul, V.I., Karasakov, L.P. & Berdnikov, N.V. (1985). Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern siberia, USSR. *J. Metamorphic Geol.*, 3, 265-310.
- Perkins E.H., Brown T.H. & Berman R.G. (1986). PTX-SYSTEM: three programs for calculation of pressure-temperature-composition phase diagrams. *Computers & Geosciences*, 12, 749-755
- Peruccio-Parison, M.D. (1984). Problème pétro-chimiques et structuraux en Vanoise septentrionale (Savoie). *Unpublished Thesis*, Paris, 358 p.
- Pfiffner, O.A., Ellis, O. & Beaumont, C. (2000). Collision tectonics in the Swiss Alps : Insight from geodynamic modeling. *Tectonics*, 19, 1065-1094.
- Philippot, P. (1988). Déformation et écolitisation progressives d'une croûte océanique subductée : Le monviso, Alpes occidentales. Contraintes cinématiques durant la collision alpine. *Documents et Travaux du Centre Géologique et Géophysique de Montpellier*, 19, 270 p.
- Philippot, P. (1990). Opposite vergence of nappes and crustal extension in the french-italian alps. *Tectonics*, 9, 1143-1164.
- Platt, J.P. (1986). Dynamic of orogenic Wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Sci. Amer. Bull.*, 97, 1037-1053.
- Platt, J.P. (1987). The uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A321, 87-103.
- Platt, J.P. (1993). Exhumation of High-Pressure Rocks - A Review of Concepts and Processes. *Terra Nova*, 5, 119-133.
- Platt, J.P. & Lister, G.S.L. (1978). Deformation, métamorphisme et mécanismes d'écoulement dans le massif de la vanoise, Alpes penniques Française. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 287, 895-898.
- Platt, J.P. & Lister, G.S.L. (1985a). Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the southern Vanoise massif, French Alps, and their relation to Alpine tectonic events. *J. Structural Geol.*, 7, 19-35.
- Platt, J.P. & Lister, G.S.L. (1985b). Structural evolution of a nappe complex, southern Vanoise massif, French Penninic Alps. *J. Structural. Geol.*, 7, 145-160.
- Platt, J.P., Lister, G.S.L., Cunningham, P., Weston, P., Peel, F., Baudin, T. & Dondey, H. (1989). Thrusting and backthrusting in the Briançonnais domain of the Western Alps. In "Alpine tectonic", *Special publication*, 45 (eds. Coward, M., Dietrich, D. & Park, R. G.), *Geol. Soc.*, 135-152.
- Platt, J.P. & England, P.C. (1993). Convective removal of lithosphere beneath mountain belts : thermal and mechanical consequences. *Am. J. Sciences*, 293, 307-393.
- Pljusnina, L.P. (1982). Geothermometry and Geobarometry of Plagioclase-Hornblende bearing assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 140-146.
- Pognante, U. (1983). Les intercalations gneissiques dans une unités des "Schistes Lustrés" de la vallée de Suse (Alpes occidentales) : témoins d'une marge continentale subductée ? *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 296, 379-382.
- Pognante, U. (1991). Petrological constraints on the eclogite- and blueschist-facies metamorphism and P-T-t paths in the Western Alps. *J. Metamorphic Geol.*, 9, 5-17.
- Pognante, U., Castelli, D., Bogliotti, C., & Callegari, E. (1984). Carattere petrograficie petrochemici di alcuni metagabbri ed ortogneiss tardi-paleozoici del massico d'Ambin, Zona Brianzonese interna (Alpi occidentali). *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.*, 39, 275-780.
- Pognante, U. & Kié nast, J.R. (1987). Blueschist and Eclogite transformation in Fe-Ti Gabbro : A case from the Western Alps ophiolites. *J. Petrol.*, 28, 271-292.
- Polino, R., Dal Piaz, G.V. & Gosso, G. (1990). Tectonic erosion at the adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. In: *Deep structure of the Alps*, 345-367.
- Polino, R., Delapierre, F., Borghi, A., Carraro, F., Fioraso, G. & Giardino, M. (1999). Carta geological d'Italia alla scala 1 :50 000, foglia Bardonecchia. – Note illustrative, 118 p.
- Powell, R., Condliffe, D. & Condliffe, E. (1984). Calcite-dolomite geothermometry in the systeme CaCO₃-MgCO₃-FeCO₃ : an experimental study. *J. Metamorphic Geol.*, 2, 33-41.
- Prosser, G. (2000). The development of the North Giudicarie fault zone (Insubric line, Northern Italy). *J. Geodyn.*, 30, 229-250.

BIBLIOGRAPHIE

- Purdy, J.W. & Jäger, E. (1976). K-Ar ages on rocks-forming minerals from the Central Alps. *Memoirs, Institute of Geology and Mineralogy, University of Padova*, 30, 1-31.
- Quinquis M., Audren C., Brun J.P. & Cobbold P.R. (1978). Intense progressive shear in the Ile de Groix blue-schists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, 273, 5657, 43-45.
- Raase, P. (1974). Al and Ti Contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 45, 231-236.
- Raleigh, C.B. & Paterson, M. S. (1965). Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 70, 3965-3985.
- Ramsay, J.G. (1967). Folding and fracturing of rocks. *Mc Graw-Hill Ed.*, London, 568 P.
- Ramsay, J.G. & Huber, M.I. (1983). The technique of modern structural geology. *Academic Press Inc Ed.*, 307 p.
- Rampone, E. & Piccardo, G.B. (1999). The ophiolite-oceanic lithosphere analogue: new insights from the Northern Apennines (Italy). In: Yildirim Dilek EM, Don Elthon and Adolphe Nicolas Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and ocean drilling program. *Bull. Geol. Soc. Am., Memoir/Special publication*, (in press)
- Ramsbotham, W., Inger, S., Cliff, R.A., Rex, D.C. & Barnicoat, A.C. (1994). Time constraints on the metamorphic and structural evolution of the southern Sesia-Lanzo Zone, Western Italian Alps. *Mineralogical Magazine*, 58A, (V.M.Goldschmidt Conference, Ext.Abstracts.), 758-759.
- Raoult, J.F. (1980). Interpretation nouvelle de la Vanoise (zone Briançonnaise, Alpes Françaises). *Revue de Géologie dynamique et Géographie physique*, 22, 303-312.
- Raoult, J.F., Langlet, P. & Broudoux, B. (1984). Présence en Vanoise méridionale d'une série de type Acceglio (Briançonnais, Alpes françaises). Implications structurales et paléogéographiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303, 1679-1683.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Neubauer, F., Schmid, S.M. & Neugebauer, J. (1989). Extension in compressional orogenic belts : the Eastern Alps. *Geology*, 17, 404-407.
- Ratschbacher, L., Frisch, W. & Linzer, H. G. (1991). Lateral Extrusion in the Eastern Alps, Part 2 : Structural analysis. *Tectonics*, 10, 257-271.
- Rawling, T.J. & Lister, G.S.L. (1999). Oscillating modes of orogeny in the Southwest Pacific and the tectonic evolution of New Caledonia. *J. Geol. Sci. London. Spec. Publ.*, 154, 1-28.
- Reddy, S.M., Kelley, S.P. & Wheeler, J. (1996). A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe study of micas from the Sesia zone, Italian Alps : implications for metamorphic and deformation histories. *J. Metamorphic Geol.*, 17, 573-589.
- Reddy, S.M., Wheeler, J. & Cliff, R.A. (1999). The geometry and timing of orogenic extension: an example from the Western Italian Alps. *J. Metamorphic Geol.*, 17, 573-589.
- Ring, U. (1995). Horizontal contraction or horizontal extension ? Heterogeneous Late Eocene and Early Oligocene general shearing during blueschist and greenschist facies metamorphism at the Pennine-Austroalpine boundary zone in the Western Alps. *Geol. Rundsch.*, 84, 843-859.
- Ring, U. & Brandon, M.T. (1994). Kinematic data for the Coast Range fault and implications for exhumation of the Franciscan subduction complex. *Geology*, 22, 735-738.
- Ring, U. & Brandon, M.T. (1998). Ductile deformation and mass loss in the Franciscan Subduction Complex – Implication for exhumation processes in accretionary wedges. In: *Exhumation Processes : Normal Faulting, Ductile Flow, and Erosion* (eds Ring, U., Brandon, M. T., Lister, G. & B., W).
- Ring, U. & Reischmann, T. (2002). The weak and superfast Cretan detachment, Greece : exhumation at subduction rates in extruding wedges. *J. Geol. Sci. London*, 159, 225-228.
- Robert, D. (1979). Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de l'Arc, région de Bonneval (Savoie). *Unpublished Thesis*, Paris 6, 181 p.
- Robert, C. (1981). Corrélation entre les coefficients de distribution et les rapports O18/O16 dans les minéraux : les roches du faciès éclogitique de la zone de Sesia-Lanzo (Alpes italiennes). *Unpublished Thesis*, Paris 6, 181 p.
- Rolland Y., Lardeaux J.M., Guillot, S. & Nicollet, C. (2000). Extension syn-convergence, poinçonnement vertical et unités métamorphiques contrastées en bordure Ouest du Grand Paradis (Alpes Franco-Italiennes), *Geodin. Act. Spe. Pub.*, 13, 133-148.
- de Roo, J.A. & Lister, G.S.L. (1987). Deformation of a thrust complex in the Col de la Vanoise, Vanoise massif, French Alps. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 98, 388-399.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S.L. & Duboz, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359, 117-129.
- Roure, F., Polino, R. & Nicolich, R. (1989). Poinçonnement, rétrocharriages et chevauchements post-basculément dans les Alpes occidentales: évolution

BIBLIOGRAPHIE

intra-continentale d'une chaîne de collision. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, 283-290.

Roure, F., Polino, R. & Nicolich, R. (1990). Early Neogene deformation beneath the Po plain: constraints of the post-collisional Alpine evolution. In: *Deep structure of the Alps*, 309-322.

Rubatto, D. (1998). Dating of pre-Alpine magmatism, Jurassic ophiolites and Alpine subductions in the Western Alps, *Unpublished Thesis*, ETH Zurich, 160p.

Rubatto, D. & Gebauer, D. (1999). Eo/Oligocene (35 Ma) high-pressure metamorphism in the Gornergrat Zone (Monte Rosa, Western Alps): implications for paleogeography. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 353-362.

Rubatto, D. & Hermann, J. (2001). Exhumation as fast as subduction? *Geology*, 29, 3-6.

Rubie, D.C. (1984). A thermal-tectonic model for high-pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, Western Alps. *J. Geoph. Res.*, 92, 21-36.

Ruffet, G., Féraud, G., Ballèvre, G. & Kiénast, J.R. (1995). Plateau ages and excess argon in phengites: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe study of Alpine micas (Sesia zone, Western Alps, northern Italy). *Chemical Geol.*, 121, 327-343.

Ruffet, G., Gruau, G., Ballèvre, M., Féraud, G. & Philippot, P. (1997). Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe dating of high-pressure phengites from the Sesia zone (Western Alps): underscoring of excess argon and new age constraints of the High-pressure metamorphism. *Chemical Geol.*, 141, 1-18.

Saliot, P. (1973). Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification. *C.R. Acad. Sci. Paris*, D, 276,3081.

Saliot, P. (1978). Le métamorphisme dans les Alpes françaises. *Unpublished Thesis*, Paris-sud-Orsay, 183 p.

Samson, S.D. & Alexander, E.C. (1989). Calibration of the interlaboratory $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard, MMhb-1, *Chemical Geol.*, 66, 27-44.

Sanderson, D.J. & Marchini, W.R.D. (1984). Transpression. *J. Structural Geol.*, 6, 449-458.

Sandrone, R. & Borghi, A. (1992). Zoned garnets in the northern Dora-Maira Massif and the contribution to a reconstruction of the regional metamorphic evolution. *Eur. J. Mineral.*, 4, 465-474.

Saxena, S.K. (1979). Garnet-clinopyroxene geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 229-235.

Scaillet, S. (1990). Collision continentale et évolution isotopique des micas blancs de haute pression au cours de la rétro-morphose; étude structurales et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par sonde à laser continu de la partie médiane du massif de Dora-Maira, Val Pellice, Alpes occidentales internes (Italie du Nord). *Unpublished Thesis*, Sophia Antipolis, 124 p.

Scaillet, S., Féraud, G., Ballèvre, M. & Amouric, M. (1992). Mg/Fe and (Mg, Fe) Si-Al₂ compositional control on argon behaviour in high-pressure white micas: a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ continuous laser-probe study from the Dora Maira nappe of the internal Western Alps, Italy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 2851-2872.

Scaillet, S. (1996). Excess ^{40}Ar transport scale and mechanism in high-pressure phengites: a case study from an eclogitized metabasite of the Dora-Maira nappe, Western Alps. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 2851-2872.

Scaillet, S. (1998). K-Ar ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) geochronology of ultrahigh pressure rocks. In: *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultra-high-Pressure Rocks* (ed Hacker, B.R. & L.J.G.), 161-201, kluwer, Amsterdam.

Schaltegger, U. & Gebauer, D. (1999). Pre-Alpine geochronology of the Central, Western and Southern Alps. *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 79-87.

Schärer, U., Cosca, M., Steck, A. & Hunziker, J. (1996). Termination of major ductile strike-slip shear and differential cooling along the Insubric line (Central Alps): U-Pb, Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of cross-cutting pegmatites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142, 331-351.

Schärer, U., Ballèvre, M., Castelli, D., Féraud, G. & Ruffet, G. (1999). Evidence for a single short-lived phase of deep subduction in the Western Alps: new U-Pb and Rb-Sr data. *EUG Meeting N° 10. J. Con. Abstr.* 4, EUG, Strasbourg.

Scheuber, E., Hammerschmidt, K. & Friedrichsen, H. (1995). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb/Sr analyses from ductile shear-zones from the Atacama Fault Zone, northern Chili: the age of déformation. *Tectonophysics*, 250, 61-87.

Scherlock, S. C. & Arnaud, N. O. (1999). Flat plateau and impossible isochrons: apparent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology in a high-pressure terrain. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63, 2835-2838.

Schmid, S., Aebli, H.R., Heller, F. & Zingg, A. (1989). The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. In "*Alpine tectonic*", *Special publication*, 45 (eds Coward, M., Dietrich, D. & Park, R. G.), *Geol. Soc.*, 153-171.

Schmid, S.M., Pfiffner, O.A., Froitzheim, N., Schönborn, G. & Kissling, E. (1996). Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, 15, 1036-1064.

BIBLIOGRAPHIE

- Schmid, S & Kissling, E. (2000). The arc of the Western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics*, 19, 92-85.
- Schmidt, M.W. (1992). Amphibole composition as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, 304-310.
- Schneider, D.A., Zeitler, P.K., Kidd, W.S.F. & Edwards, M.A. (2001). Geochronologic constraints on the tectonic evolution and exhumation of Nanga Parbat, Western Himalaya syntaxis, revisited. *J. Geol.*, 109, 5633-5683.
- Schreyer, W. (1985). Metamorphism of crustal rocks at mantle depths : high-pressure minerals and mineral assemblages in metapelites. *Fortschr. Min.* 63, 227-261.
- Schumacher, F. (1972). Etude structurale du haut Val-Grana (Italie). *Unpublished Thesis*, Strasbourg, 82 P.
- Schwartz, S. (2002). La zone piémontaise des Alpes occidentales : un paléo-complexe de subduction. Argument métamorphiques, géochronologiques et structuraux. *Document Du B.R.G.M., no. 302*, Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléan.
- Schwartz, S., Lardeaux, J.M., Guillot, S. & Tricart, P. (2000). Diversité du métamorphisme éclogitique dans le massif ophiolitique du Monviso (Alpes occidentales, Italie). *Geodin. Acta*, 13, 179-186.
- Schwartz, S., Allemand, P. & Guillot, S. (2001). Numerical model of the effect of serpentinites on the exhumation of eclogite rocks : insights from the Monviso ophiolitic massif (Western Alps). *Tectonophysics*, 342, 193-206.
- Selverstone, J. (1985). Petrologic constraints of imbrication, metamorphism, and uplift in the SW Tauern Window, Eastern Alps. *Tectonics*, 4, 687-704.
- Selverstone, J. (1988). Evidence for East-West crustal extension in the Eastern Alps : implications for the unroofing history of the Tauern Window. *Tectonics*, 7, 87-105.
- Seward, D. & Mancktelow, N. (1994). Neogene kinematics of the central and Western Alps : evidence from fission-tracks dating. *Geology*, 22, 803-806.
- Shelley, D. & Bossière, G. (1999). Ile de Groix : retrogression and structural developments in an extensional regime. *J. Structural Geol.*, 21, 1441-1455.
- Siddans, A. & Ouazzani, M. (1984). Deformation of the Mesozoic and Tertiary rocks of Gran Scala, Ambin massif, Western Alps. *Bull. Soc. Géol. France*, 37, 65-75.
- De Sigoyer, J. (1998). Mécanismes d'exhumation des roches de haute pression basse température en contexte de convergence continentale (Tso Moriri, NO Himalaya). *Unpublished Thesis*, Lyon 1, 235 p.
- De Sigoyer, J., Chavagnac, V., Blichert-Toft, J., Villa, M. I., Luais B., Guillot S., Cosca M. & Mascle G. (2000), Dating the Indian continental subduction and collisional thickening: Multichronology of the Tso Moriri eclogites. *Geology*, 28, 6, 487-490.
- Sigurgeirson, T. (1962). Dating recent basalt by the potassium argon method. *Rev. Phys. Lab. Univ. Iceland*.
- Simpson G.D.H, Thompson A.B. & Connolly J.A.D. (2000). Phase relations, singularities and thermobarometry of metamorphic assemblages containing phengite, chlorite, biotite, Kf-felspar, quartz and H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 139, 5, 555-569.
- Sletten, V.W. & Onstott, T.C. (1998). The effect of the instability of muscovite during in vacuo heating on ⁴⁰Ar-³⁹Ar step-heating spectra. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 123-141.
- Soula, J.C., Debat, P., Brusset, S., Bessière, G., Christophoul, F. & Déramond, J. (2001). Thrust-related, diapiric, and extensional doming in a frontal orogenic wedge : exemple of the Montagne Noire, southern French Hercynian Belt. *J. Structural. Geol.*, 23, 1677-1699.
- Spalla M.I., Lardeaux J.M., Dal Piaz G.V., Gosso G., & Messiga, B. (1996). Tectonic significance of alpine eclogites. *J. Geodyn.*, 21, 257-285.
- Spear, F.S. (1993). Metamorphic Phase Equilibria and pressure-Temperature-Time Path. *Mineral. Soc. Amer. Monograph*, Washington, D.C. Spear, F.S & Cheney, T.J. (1989). A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 149-164.
- Spear, F.S. & Selverstone, J. (1983). Quantitative P-T paths from zoned minerals : theory and tectonic applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, 348-357.
- Spear, F.S. & Cheney, J.T. (1989). A petrogenetic grid for pelitic schists in the SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 149-164.
- Spiegel, C., Kuhlemann, J. Dunkl, I. & Frisch, W. (2001). Paleogeography and catchment evolution in a mobile orogenic belt : the central Alps in Oligo-Miocene times. *Tectonophysics*, 341, 33-47.
- Stampfli, G.M. (1993). Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes ? *Eclogae Geol. Helv.*, 86, 1-45.
- Stampfli, G.M. & Marchant, R. (1995). Geodynamic evolution of the tethyan margins of the Western Alps. Deep structure of Switzerland. *Result from NFP 20-Bühäuser AG. Ed. Basel*.

BIBLIOGRAPHIE

- Stampfli, G.M. Mosar, J., Marquer, D., Baudin, T. & Borel, G. (1998). Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. In: (Eds) Vauchez A. & Meissner R., *Continents and their mantle roots*. 296(1-2), *Tectonophysics*, 159-204.
- Steck, A. (1989). Structure des déformations alpines dans la région de Zermatt. *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, 69, 205-210.
- Steck, A. & Hunziker, J. (1994). The tertiary structure and thermal evolution of the Central Alps – Compressional and extensional structures in an orogenic belt. *Tectonophysics*, 238, 229-254.
- Steen, D., Vuagnat, M. & Wagner, J.J. (1980). Early deformations in Montgenèvre gabbros. In C.J. Allègre et J. Aubouin éd., “Associations mafiques-ultramafiques dans les orogènes”, Coll Int. CNRS, n° 272, 97-103.
- Steltenpohl, M.G., Cymerman, Z., Krogh, E.J. & Kunk, M.J. (1993). Exhumation of eclogitized continental basement during variscan lithospheric delamination and gravitational collapse, Sudety Mountains, Poland. *Geology*, 21, 1111-1114.
- Stöckhert, B., Jäger, E. & Voll, G. (1986). K-Ar age determination on phengite from the internal part of the Sesia Zone, Western Alps, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 456-470.
- Sue, C. (1998). Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes. Approche structurale et sismologique. *Unpublished Thesis*, Grenoble.
- Takeshita, H., Shimoya, H. & Itaya, T. (1994) White mica K-Ar ages of blueschist-facies rocks from the Piemonte ‘calc-shists’ of the Western Alps. *Island Arc*, 3, 151-162.
- Tardy, M., Deville, E., Fudral, S., Guellec, S., Menard, G., Thouvenot, F. & Vialon, P. (1990). Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front Pennique et la ligne du Canavese (Alpes Occidentales). In: *Mem. Soc. Geol. France*, 156.
- Termier, P. (1927). Que la série cristallophylienne de la Vanoise et du Mont Pourri est bien d’âge permien ou carbonifère. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 641-645.
- Thompson, J.B.Jr (1957). The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Amer. J. Earth Sciences*, 42, 842-858.
- Thompson, J.B.Jr (1972). Oxides and sulfides in regional metamorphic minerals. In : *International Geological Congress*, 24th, 10, 27-35.
- Thompson, A., Schulmann, K. & Jeseck, J. (1997a). Extrusion tectonics and elevation of lower crustal metamorphic rocks on convergent orogens. *Geology*, 25, 491-494.
- Thompson, A., Schulmann, K. & Jeseck, J. (1997b). Thermal evolution and exhumation in obliquely convergent (transpressive) orogens. *Tectonophysics*, 280, 171-184.
- Tilton, G.R., Schreyer, W. & Schertl, H. P. (1989). Pb-Sr-Nd isotopic behaviour of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira massif, Western Alps, Italy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73, 1391-1400.
- Tilton, G.R., Schreyer, W. & Schertl, H.P. (1991). Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy-II: what is the age of the ultrahigh-pressure metamorphism?. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108, 22-33.
- Todd, C.S. & Engi, M. (1997). Metamorphic field gradients in the Central Alps. *J. Metamorphic Geol.*, 15, 4, 513-530.
- Tracy, R.J. (1982). Compositional zoning and inclusion in metamorphic minerals. In : Ferry, J.M. (ed.) : Characterization of metamorphism through mineral equilibria. *Reviews in Mineralogy*, 10, 355-397.
- Tracy, R.J. (1994). Rocks and minerals ; Metamorphic petrology. *Geotimes*, 39, 31-32.
- Tracy, R.J., Robinson, P. & Thompson, A.B. (1976). Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism in central Massachusetts. *Amer. Mineral.*, 61, 762-775.
- Tricart, P. (1975). Les rétrocharriages dans les Alpes franco-italiennes : évolution des structures sur la transversale Embrunais-Queyras (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. Géol. France*, 276, 705-708.
- Tricart, P. (1980). Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d’une chaîne de collision. *Unpublished Thesis*, Strasbourg, 407 p.
- Tricart, P., Caron, J. M., Gay, M., & Vialon, P. (1977). Relais de schistosités, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales). *Bull. Soc. Géol. France*, 14, 873-881.
- Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Poupeau, G. & Lardeaux, J.M. (2001). The tectonic denudation of the Ultra-dauphiné Zone and the inversion of the Briançonnais frontal thrust to the southwest of the Pelvoux massif (Western Alps) : a Miocene to present-day dynamic. *Bull. Soc. Géol. France*, 172, 49-58.
- Trommsdorff, V., Piccardo, G. & Montrasio, A. (1993). From magmatism through metamorphism to sea floor emplacement of subcontinental Adria lithosphere during pre-Alpine rifting (Malenco, Italy). *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 73, 191-203.
- Trotet, F., Jolivet, L. & Vidal, O. (2001a). Tectono-metamorphic evolution of Syros and Sifnos Islands (Cyclades, Greece). *Tectonophysics*, 338, 179-206.

BIBLIOGRAPHIE

- Trotet, F., Vidal, O. & Jolivet, L., (2001b). Exhumation of Syros and Sifnos metamorphic rocks (Cyclades, Greece). New constraints on the P-T paths. *Eur. J. Mineral.* 13, 901-920.
- Trümpy, R. (1980). Geology of Switzerland : a guide-book. (eds) : Wepf & co, t. 1, 24-28.
- Valasek, P. & Mueller, A. (1997). A 3D crustal model of the Swiss Alps Based on an Integrated Interpretation of Seismic Refraction and NRP 20 Seismic Reflection Data. In : *Deep structure of the Swiss Alps*, 305-326, Birkhäuser Verlag, 1997.
- Velde, B. (1965). Phengite micas : synthesis, stability and natural occurrences. *Am. J. Sci.*, 263, 886-913.
- Vidal, O., Theye, T. & Chopin, C. (1994). Experimental study of chloritoid stability at high-pressure and various fO₂ condition. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 10, 603-614.
- Vidal, O., Goffé, R., Bousquet, R. & Parra, T. (1999). Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite Mg-Fe exchange thermometer data for daphnite. *J. Metamorphic Geol.*, 17, 25-39.
- Vidal, O. & Parra, T. (2000). Exhumation path of high pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages. *Geological Journal*, 35(3/4), 139-161.
- Vidal, O., Parra, T. & Trotet, F. (2001). A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100-600°C, 1-25 Kbar P-T range. *Amer. J. Sci.*, 301, 557-592.
- Villa, I. (1998). Isotopic closure. *Terra Nova*, 10, 1-6.
- Villa, I., Ruggieri, G. & Puxeddu, M. (1997). Petrological and geochronological discrimination of two white-micas generations in a granite cored from the Larderello-Travale geothermal field (Italy). *Eur. J. Min.*, 9, 563-568.
- Von Blanckenburg, F.V., Villa, I.M., Baur, H., Morteani, G. & Steiger, R.H. (1989). Time calibration of a P-T path from the Western Tauern Window, Eastern Alps : the problem of closure temperature. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 1-11.
- Von Blanckenburg, F. & Davies, J.H., (1995). Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14, 120-131.
- Von Raumer, J.F. & Neubauer, F. (1993). Late Pre-cambrian and Paleozoic evolution of the alpine basement – an overview. In: Von Raumer, J. & Neubauer, F. (eds): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. Springer-Verlag, Berlin. 625-639.
- Vuichard, J.P. (1989). La marge austroalpine durant la collision : évolution tectonométamorphique de la zone Sésia-Lanzo. *Centre Armoricaïn d'étude structurale des socles*, Rennes, 24, 307 p.
- Wang, P. & Spear, F.S. (1991). A field and theoretical analysis of garnet + chlorite + chloritoid + biotite assemblages from tri-state (MA, CT, NY) area, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106, 217-235.
- West, D.P. & Lux, D.R. (1993). Dating mylonitic deformation by the ⁴⁰Ar-³⁹Ar method – an exemple from the Norumbega fault zone, Maine. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120, 221-237.
- Wever, P. & Caby, R. (1981). Datation de la base des Schistes Lustrés post-ophiolitiques par des radiolaires (oxfordien supérieur – kiméridgien moyen) dans les Alpes cottiennes (Saint Veran, Fr). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 292, 467-472.
- Wheeler, J. & Butler, R.W.H. (1993). An extensional contact between the oceanic Piemonte and overlying continental Sesia units, Western Italian Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117, 457-474.
- Wheeler, J., Reddy, S. M. & Cliff, R.A. (2001). Kinematic linkage between internal zone extension and shortening in more external units in the NW Alps. *J. Geol. Sci. London*, 158, 439-443.
- Wijbrans, J.R. & McDougall, I. (1988). Metamorphic evolution of the Attic Cycladic Metamorphic Belt on Naxos (Cyclades, Greece) utilizing ⁴⁰Ar/³⁹Ar age spectrum measurements. *J. Metamorphic Geol.*, 6, 571-594.
- Wijbrans, J.R., Schliestedt, M. & York, D. (1990). Single grain argon laser probe dating og phengite from the blueschist to greenschist transition on Sifnos (Cyclade, Greece). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 582-593.
- Yardley, B.W.D. (1977). An empirical study of diffusion in garnet. *Amer. Mineral.*, 62, 793-800.

Table des figures

Figure.1 – (A) Les chaînes alpines (s.l.). (B) Géométrie anté-subduction du domaine alpin (s.s.) à la fin du jurassique. (C) Géométrie du domaine alpin collidé : terminaison méridionale de la chaîne alpine (s.s.)	4
Figure.2 – (A) Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales. (B) Situation géologique des socles cristallins briançonnais et de leurs homologues plus internes	6
Figure.3A – Carte simplifiée du métamorphisme alpin dans les Alpes penniques	8
Figure.3B – Coupes géologiques détaillées à travers le domaine des Alpes Graies méridionales	10
Figure.4 – Modèle d'évolution géodynamique proposé pour différentes unités des Alpes Graies méridionales	12
Figure.5 – Compilation de données radiochronologiques récentes sur différents domaines des Alpes occidentales	14
Figure.6 – Image sismique des Alpes occidentales	16
Figure.7 – (A) Carte géologique du massif d'Ambin.	20
(B) Log synthétique des différents Groupes reconnus dans le massif d'Ambin.	22
(C) synopsis stratigraphique	24
Figure.8 et 9 – Coupes géologiques Est-Ouest et Nord-Sud à travers le massif d'Ambin	26/27
Figure.10 – Nature stratigraphique et tectonique du contact Groupe de la Claréa – Groupe d'Ambin	30
Figure.11 – Carte structurale relative aux structures précoces D1 observables dans le Groupe de la Claréa	37
Figure.12 – Interférences de plis P1-P2 à proximité du contact Groupe de la Claréa – Groupe d'Ambin	39
Figure.13 – Microstructures visibles dans les micaschistes à glaucophanes (GBM) au sommet du Groupe de la Claréa	41
Figure.14 – Carte structurale relative aux structures D2 affectant la partie externe du massif d'Ambin	43
Figure.15 – Marqueurs de la déformation ductile D2 dans le massif d'Ambin	45
Figure.16 – Déformation post-D2 du massif d'Ambin	47
Figure.17 – Blocs diagrammes très schématiques récapitulant, à l'échelle d'une portion du massif d'Ambin, les différents stades de déformation alpine	49
Figure.18 – Panorama géologique du flanc Nord du Cirque des Nants	51
Figure.19 – Etude du massif Vanoise Sud. Secteur <i>La Valette</i>	53/55

TABLE DES FIGURES

Figure.20 – Carte géologique des formations	57
Figure.21 – Panorama géologique sur le Fond d’Aussois	59
Figure.22 – En coupe ces plis isoclinaux P1	61
Figure.23 – (A) Bloc 3-D simplifié du secteur de <i>Fond d’Aussois</i>	63
Figure.24 – lame mince orientée (Ga-(va)-78), échantillonnée dans le pli d’interférence P1-P2 de ‘Fond d’Aussois’	65
Figure.25 – Etude du massif Vanoise Sud. Secteur <i>Fond d’Aussois – Dent Parrachée</i>	67
Figure.26 – Etude du massif Vanoise Sud. Mise en évidence d’un cisaillement ductile majeur ‘Schiste Bleu’, à vergence Est, sur la retombée orientale du massif de Vanoise Sud	71
Figure.27 – L’albite poecilitique représente un minéral marqueur du métamorphisme Schiste Vert dans les unités de socle	73
Figure.28 – Bloc 3D simplifié de la structuration D2 (massif de Vanoise sud)	75
Figure.29 – coupe structurale Est-Ouest extrêmement simplifiée à travers le massif de Vanoise Sud	79
Figure.30 et 31 – La déformation cisailante à l’échelle des Alpes Graies méridionales	81/83
Figure.32 – Etude du contact Gran Paradiso – Schistes Lustrés. Secteur <i>La Cristallière</i>	85/87
Figure.33 – «Le pli précoce du Villaron »	88
Figure.34 – Evolution chimique et minérale des paragénèses alpines et anté-alpines au cours de la déformation (D1, D2, D3)	90
Figure.35 – Evolution chimique et minérale des paragénèses alpines et anté-alpines au cours de la déformation : le cas des grenats	92
Figure.36 – Evolution chimique et minérale des paragénèses alpines et anté-alpines au cours de la déformation : le cas des grenats syntectoniques	94
Figure.37A - Evolution chimique et minérale des paragénèses alpines et anté-alpines au cours de la déformation : le cas des glaucophanes	96
Figure.37B – Evolution chimique et minérale des paragénèses alpines et anté-alpines au cours de la déformation : le cas des glaucophanes	98
Figure.38 – Relations entre substitution tchermakitique et déformation alpine: les substitutions dans les micas blancs	104
Figure.39 – Evolution chimique et minérale des paragénèses alpines et anté-alpines au cours de la déformation : le cas des micas blancs potassiques (1)	106/108
Figure.40 – Evolution chimique et minérale des paragénèses alpines et anté-alpines au cours de la déformation : le cas des micas blancs potassiques (2)	110

TABLE DES FIGURES

Figure.41 (A, b & C) – Trajets P-T- déformation estimés pour les socles d’Ambin et de Vanoise Sud	124/126
Figure 41 (d) – Données thermobarométriques acquises récemment sur les socles d’Ambin et de Vanoise Sud	128
Figure.42 – Modèle d’évolution géodynamique proposé pour différentes unités des Alpes Graies méridionales	207
Figure.43 – Evolution tectono-métamorphique des dômes de socle dans les Alpes Graies méridionales : le cas du massif d’Ambin	210/211 /212
Figure.44 – Composition chimique des phengites alpines présentes dans les micaschistes analysés	220
Figure 45 – Spectres d’âge Ar/Ar des phengites de shear-zones	222
Figure.46 – Modèles d’exhumation syn-orogéniques (d’après la définition de Jolivet et Goffé, 2000) des roches de HP-BT.	231/233 /235
Figure.47 – Dynamiques d’exhumation, diachronisme et zonalité régionale des événements HP ?	239
Figure.48 – Exhumation finale des unités HP du domaine pennique : contraintes apportées par le signal sédimentaire détritique	241
Figure.49 – Synthèse géodynamique : place des socles briançonnais dans l’évolution tectono-métamorphique de l’orogène alpin.	243/245
Tableau 1 – composition des micas blancs de la lame Ga-78	100
Tableau 2 – composition des chlorite de la lame Ga-78	101
Tableau 3 – composition des grenats alpins de la lame Ga-78	101
Tableau 4 – composition des amphiboles sodiques de la lame Ga-78	102
Tableau 5 – composition des chloritoïdes des lames Ga-53 et Ga-78	103
Tableau 6 – Synopsis minéralogique des micaschistes (ABM et GBM) utilisés pour les estimations P-T	125
Tableau 7 – datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	224

Table des annexes

- 1A - localisation géographique de la région étudiée : les Alpes Graies méridionales
- 1B – carte géologique des Alpes Graies méridionales
- 2 à 16 – coupes lithologiques et Log détaillés de la partie nord du massif d’Ambin
- 17 – Métaconglomérats de la base de la formation B d’Ambin
- 18 à 30 – planches pétrographiques des différents assemblages minéralogiques rencontrés dans les massifs d’Ambin et de Vanoise Sud
- 31 – marqueurs cinématiques microscopiques de la phase de cisaillement ductile vers l’Est (Epidode D2)
- 32 à 36 – la déformation ductile et semi-ductile dans le massif d’Ambin
- 37 à 39 – la déformation ductile et semi-ductile dans les unités tectoniques avoisinants les massifs d’Ambin et de Vanoise Sud
- 40 à 58 – habitus et composition des grenats alpins et anté-alpins : les planches sont construites sur le même modèle que celle présentée sur la figure 36 : (A) photographie et/ou (B) dessin explicatif des grenats analysés dans leur contexte pétrographique et microstructural ; (C,D,E,F) cartographies rayon-X de ces grenats, la richesse en un élément (Ca, Mn, Fe ou Mg) s’exprime sur ces cartographies par une zone claire ; (G) projection dans le diagramme ternaire [Alm+Prp – Grs – Sps] (§ figure 35) des profils chimiques de ces grenats (F). L’orientation des transects est fournie (‘rim’ : bordure ; ‘core’ : cœur)
- 59 à 65 – cartographies RAE de micas phengitiques ayant cristallisés dans les plans de cisaillement S2/C2 de grandes shear-zones $\Phi 2$: rapports Si/Al et K/Na (la signification de ces rapports est explicité dans la légende de la figure 40)
- 66 – lames minces analysées à la microsonde
- 67 à 69 - cartes d’échantillonnage (les informations géologiques concernant les différentes cartes sont fournies dans le mémoire)
- 70 – analyses microsondes des paragenèses minérales rencontrées dans les massifs d’Ambin et de Vanoise Sud (par ordre d’importance : grenat alpins et anté-alpins, phengites alpines, amphiboles bleues, Epidotes, pyroxènes sodiques, chloritoïdes, chlorites, sphène, muscovites anté-alpines, biotites alpines et anté-alpines)
- 71 – analyses $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}^*$: données analytiques de l’Ar et âges apparents pour chaque paliers de chauffage. Les erreurs sont à 1σ .
- 72 – estimation du trajet P.T dans les socles d’Ambin et de Vanoise Sud : géothermobaromètres ‘classiques’ couplés aux grilles pétrogénétiques.

Les dômes de socles HP-BT dans le domaine Pennique des Alpes nord-occidentales (massifs d'Ambin et de Vanoise Sud) : modalités de leur exhumation

Résumé - Dans les Alpes occidentales, la plupart des modèles évolutifs envisagent que les nappes, formées de croûte océanique et de croûte continentale européenne et apulienne, ont été progressivement exhumées à la faveur d'une ou plusieurs phases tectoniques tangentielles syn-schistes bleus à vergence Ouest ou Nord-ouest, synthétiques de la subduction. Le problème abordé dans ce mémoire est celui de la dynamique d'exhumation de ces unités de nappes, métamorphisées à haute pression, que nous avons étudiées dans un secteur du domaine Briançonnais - les Alpes Graies méridionales, en insistant surtout, au départ, sur la traduction structurale et métamorphique des derniers stades de leur exhumation. Cette étude est centrée sur les dômes de socles Briançonnais d'Ambin et de Vanoise Sud, qui apparaissent en fenêtres tectoniques sous les couvertures océaniques des Schistes Lustrés. Les approches utilisées sont celles de la cartographie structurale, de l'analyse pétrographique des microstructures, de la thermobarométrie appliquée aux assemblages minéraux d'âge alpin, et de la géochronologie (Rb-Sr et Ar-Ar sur les phengites des zones de cisaillement).

Les principaux résultats de cette étude montrent :

- Qu'une phase tectonique syn-schistes bleus à vergence Nord à Nord-Ouest est préservée. Mal exprimée dans les superstructures, elle est prédominante au cœur des dômes. Nous définissons ainsi un premier épisode D1 associé au pic de pression et de température (association grenat-jadeite - 15Kb, 500°C).
- C'est une phase cisailante post-HP à vergence Est, l'épisode D2, qui est responsable de la structuration majeure des massifs d'Ambin et de Vanoise Sud, tant dans les unités de socle que dans les unités de couverture. La déformation correspondant à cet épisode est syn-métamorphe depuis le faciès des Schistes Bleus de bas grade (association glaucophane-chloritoïde : 7 à 9 Kb, 480°C) jusqu'au faciès des Schistes Verts (association chlorite-albite : 3 à 5 Kb, 300°C).

A une échelle plus régionale, nous montrons que les zones de cisaillement D2 post HP à vergence Est (décrites dans les massifs d'Ambin et Vanoise Sud), Ouest (décrites à l'Ouest des massifs du Gran Paradiso et de Dora Maira) ainsi que les cisaillements à vergence conjuguée (décrits dans l'ensemblement des Schistes Lustrés situé entre ces massifs) s'inscrivent globalement dans un mécanisme de déformation par amincissement, qui contribue à une part importante de l'exhumation des roches alpines de HP-BT.

Dans le scénario proposé, l'amincissement D2 survient à la limite Eocène supérieur - Oligocène inférieur, à la suite d'une perturbation thermique et mécanique affectant la lithosphère européenne : slab-breakoff ? Cet épisode d'amincissement D2 marque donc une frontière géodynamique majeure entre l'histoire ductile des domaines internes (dynamique précoce de type subduction liée à l'exhumation des unités HP) et l'histoire de la collision post-oligocène qui prédomine dans les domaines externes (dynamique tardive de type collision associée au fonctionnement des bassins molassiques d'avant chaîne).

Mots clés : dômes de socle, microtectonique, métamorphisme Haute Pression, géochronologie Argon, mécanismes d'exhumation, Alpes internes, domaine Pennique.

HP-LT basement domes in the North-Western Penninic Alps (Ambin and South Vanoise massifs) : exhumation processes and mechanisms

Abstract - In Western Alps, most evolutionary models admitted that oceanic to European and Apulian crust-derived nappes were progressively exhumed during W to NW-verging overthrusting events, synthetic to the subduction. This memoir deals with the exhumation dynamics of the previously subducted HP units in the southern "Alpes Graies" area. The structural and metamorphic behaviour of the latest exhumation stages was specially investigated. The tectonic and metamorphic evolution of basement domes of the Briançonnais (=Penninic) domain - Ambin and South Vanoise massifs - was studied in details. Used tools were structural mapping, petrologic analysis of microstructures, thermobarometry of alpine mineral assemblages and geochronology (Rb/Sr and Ar-Ar on phengites from shear zones).

The most important results show :

- A North to North-West verging, syn-blueschist facies, deformation stage is poorly preserved in the upper units but well-preserved in the dome's cores. The so-defined D1 stage corresponds to the pressure and temperature peak (garnet-jadeite assemblage - 15 Kb, 500 °C).
- An East verging, post HP shearing deformation, the D2 stage, is responsible for the main structural pattern observed in both basement and cover units of Ambin and South Vanoise. Syn-metamorphic deformation occurred under low blueschists conditions (glaucophane-chloritoid assemblage - 7 to 9 Kb, 480 °C) down to greenschist facies conditions (chlorite-albite assemblage - 3 to 5 Kb, 300 °C).

At regional scale, the post HP, D2 shear zones show a complex pattern: from East-verging shear zones in Ambin and South Vanoise, to West-verging shear zones in Gran Paradiso and Dora Maira, and to conjugated East and West-verging shear zones in the Schistes Lustrés located in between. Together, the D2 shear zones define a thinning deformation regime with vertical shortening that probably contributed to a large part of the exhumation of HP alpine units.

In the proposed scenario, the D2 thinning event occurred near to the Upper Eocene-Lower Oligocene boundary and was the result of a thermal and mechanical disturbance of the European lithosphere (slab breakoff?). The D2 stage outlines a major geodynamic change. On one hand, the ductile evolution of the Internal domains corresponds to an early subduction-type dynamics and related HP unit exhumation and, on the other hand, the post-Oligocene collision dominant in the External domains corresponds to a late collision-type dynamics linked to the filling of forebelt molassic basins.

Keywords : basement domes, microstructures, HP metamorphism, Argon geochronology, exhumation mechanisms, Internal Alps, Penninic domain

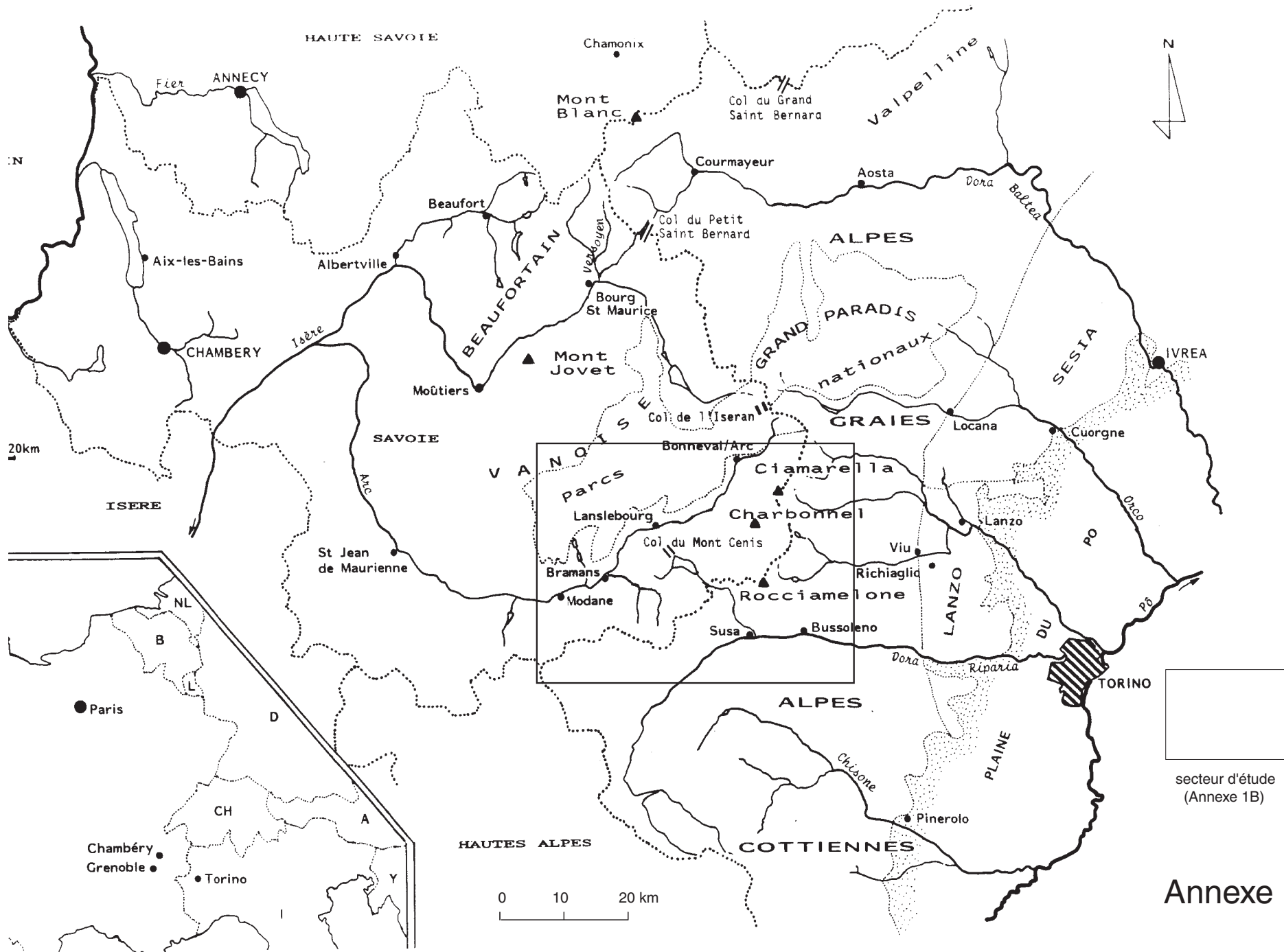
Table des annexes

- 1A - Localisation géographique de la région étudiée : les Alpes Graies méridionales
- 1B – Carte géologique des Alpes Graies méridionales
- 2 à 16 – Coupes lithologiques et Log détaillés de la partie nord du massif d’Ambin
- 17 – Métaconglomérats de la base de la formation B d’Ambin
- 18 à 30 – Planches pétrographiques des différents assemblages minéralogiques rencontrés dans les massifs d’Ambin et de Vanoise Sud
- 31 – Marqueurs cinématiques microscopiques de la phase de cisaillement ductile vers l’Est (Epidode D2)
- 32 à 36 – La déformation ductile et semi-ductile dans le massif d’Ambin
- 37 à 39 – La déformation ductile et semi-ductile dans les unités tectoniques avoisinant les massifs d’Ambin et de Vanoise Sud
- 40 à 58 – Habitus et composition des grenats alpins et anté-alpins : les planches sont construites sur le même modèle que celle présentée sur la figure 36 du texte principal : (A) photographie et/ou (B) dessin explicatif des grenats analysés dans leur contexte pétrographique et microstructural ; (C,D,E,F) cartographies rayon-X de ces grenats, la richesse en un élément (Ca, Mn, Fe ou Mg) s’exprime sur ces cartographies par une zone claire ; (G) projection dans le diagramme ternaire [Alm+Prp – Grs – Sps] (§ figure 35) des profils chimiques de ces grenats (F). L’orientation des transects est fournie (‘rim’ : bordure ; ‘core’ : cœur)
- 59 à 65 – Cartographie RAE de micas phengitiques ayant cristallisé dans les plans de cisaillement S2/C2 de grandes shear-zones $\Phi 2$: rapports Si/Al et K/Na (la signification de ces rapports est explicité dans la légende de la figure 40)
- 66 – Lames minces analysées à la microsonde
- 67 à 69 - Cartes d’échantillonnage. Les informations géologiques concernant les différentes cartes sont fournies dans le mémoire.
- 70 – Analyses microsondes des paragenèses minérales rencontrées dans les massifs d’Ambin et de Vanoise Sud (par ordre d’importance : grenats alpins et anté-alpins, phengites alpines, amphiboles bleues, Epidotes, pyroxènes sodiques, chloritoïdes, chlorites, sphène, muscovites anté-alpines, biotites alpines et anté-alpines)
- 71 – Analyses $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}^*$: données analytiques de l’Ar et âges apparents pour chaque paliers de chauffage. Les erreurs sont à 1σ .
- 72 – Estimation du trajet P.T dans les socles d’Ambin et de Vanoise Sud : géothermobaromètres ‘classiques’ couplés aux grilles pétrogénétiques.

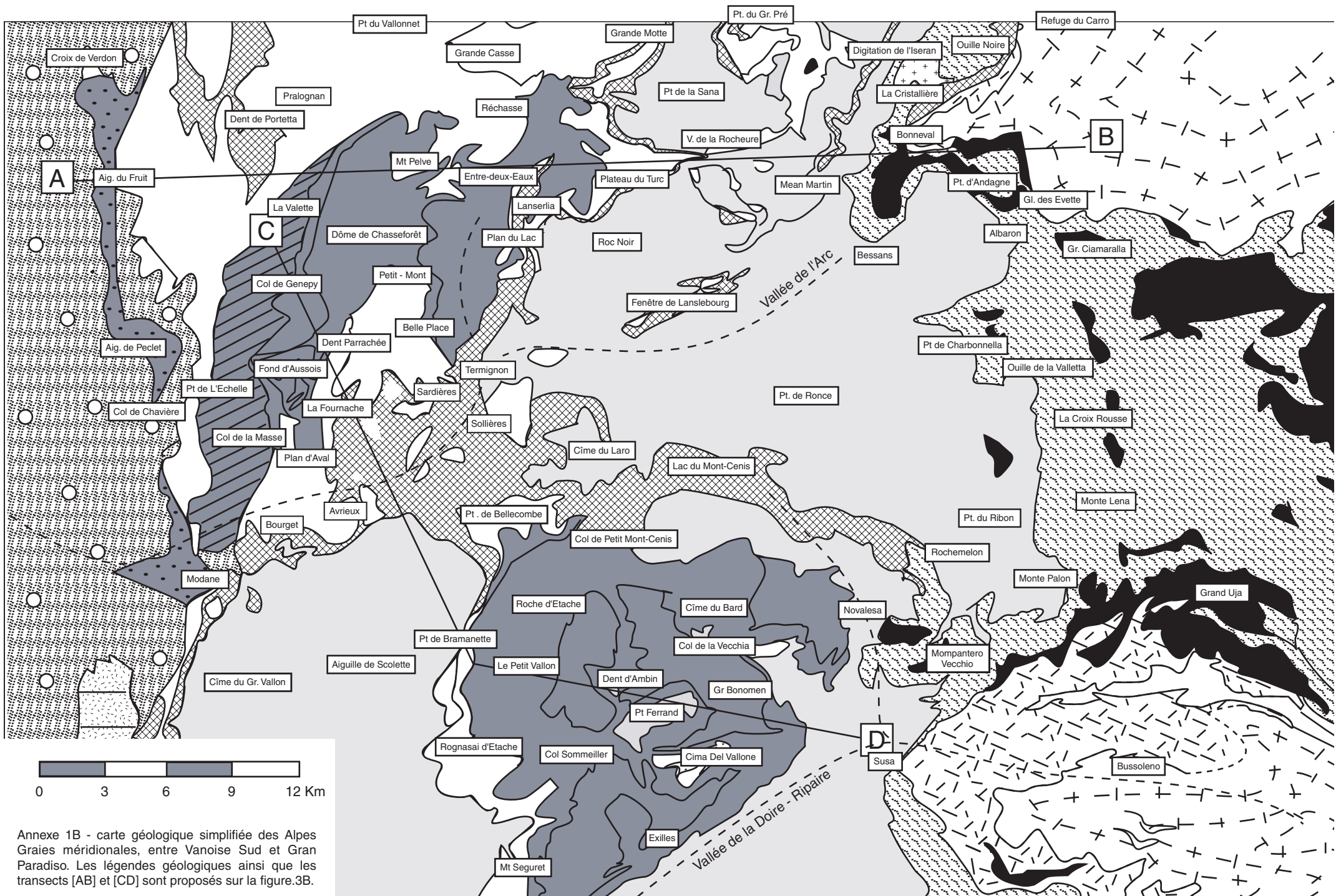
Annexes 1_(A&B)

—

Cadre géographique et géologique de l'étude



Annexe 1A



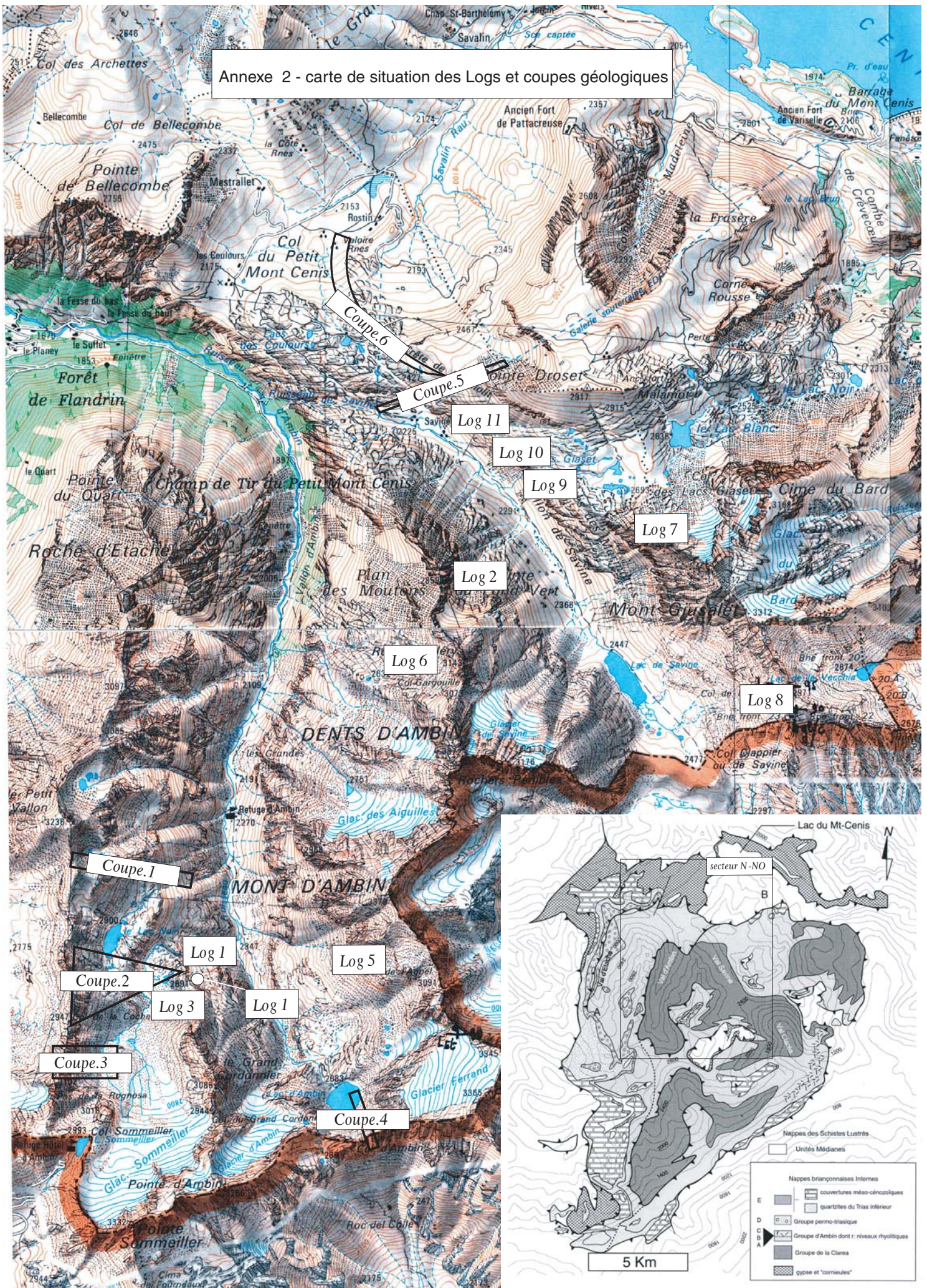
Annexe 1B - carte géologique simplifiée des Alpes Graies méridionales, entre Vanoise Sud et Gran Paradiso. Les légendes géologiques ainsi que les transects [AB] et [CD] sont proposés sur la figure.3B.

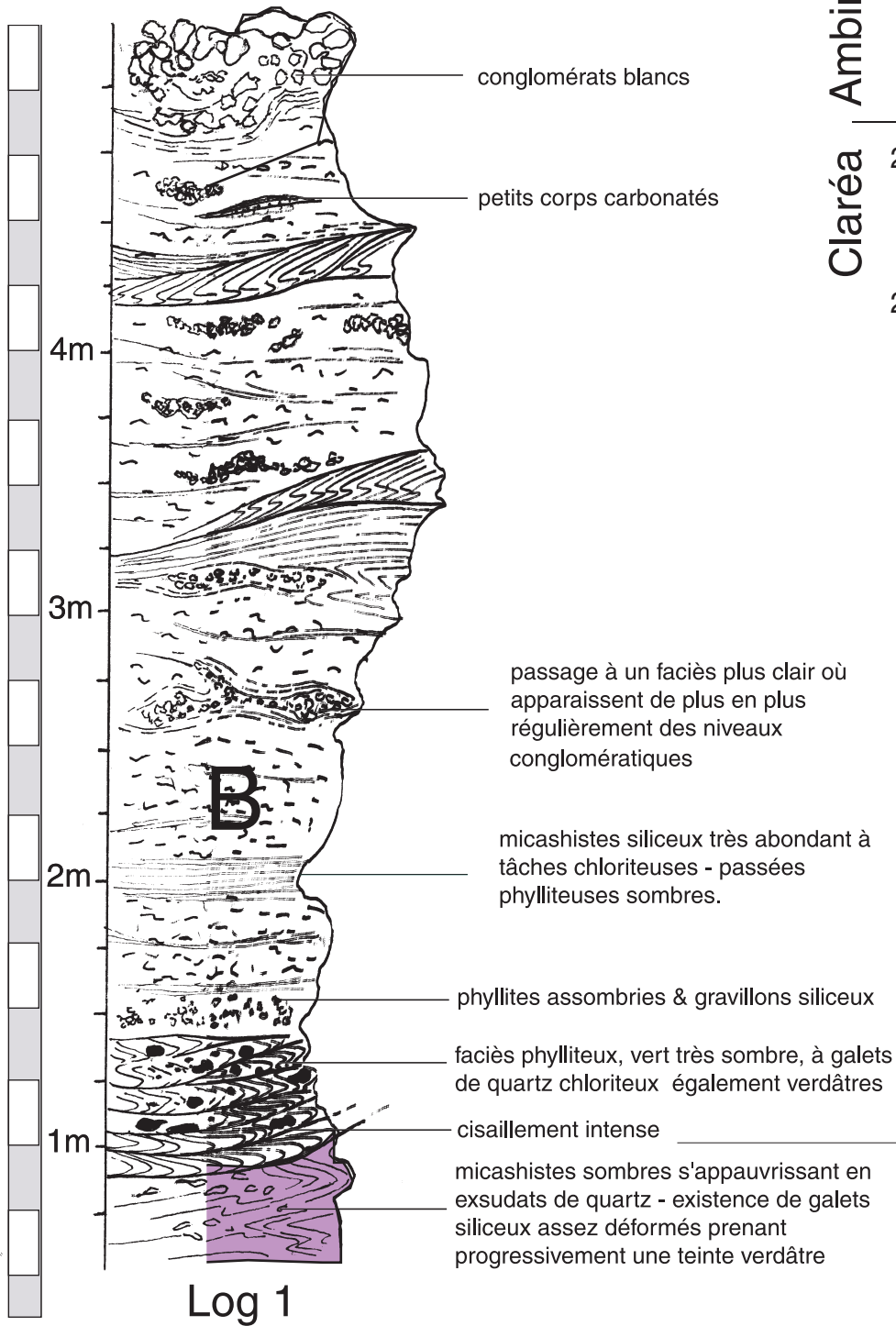
Annexes 2 à 17

—

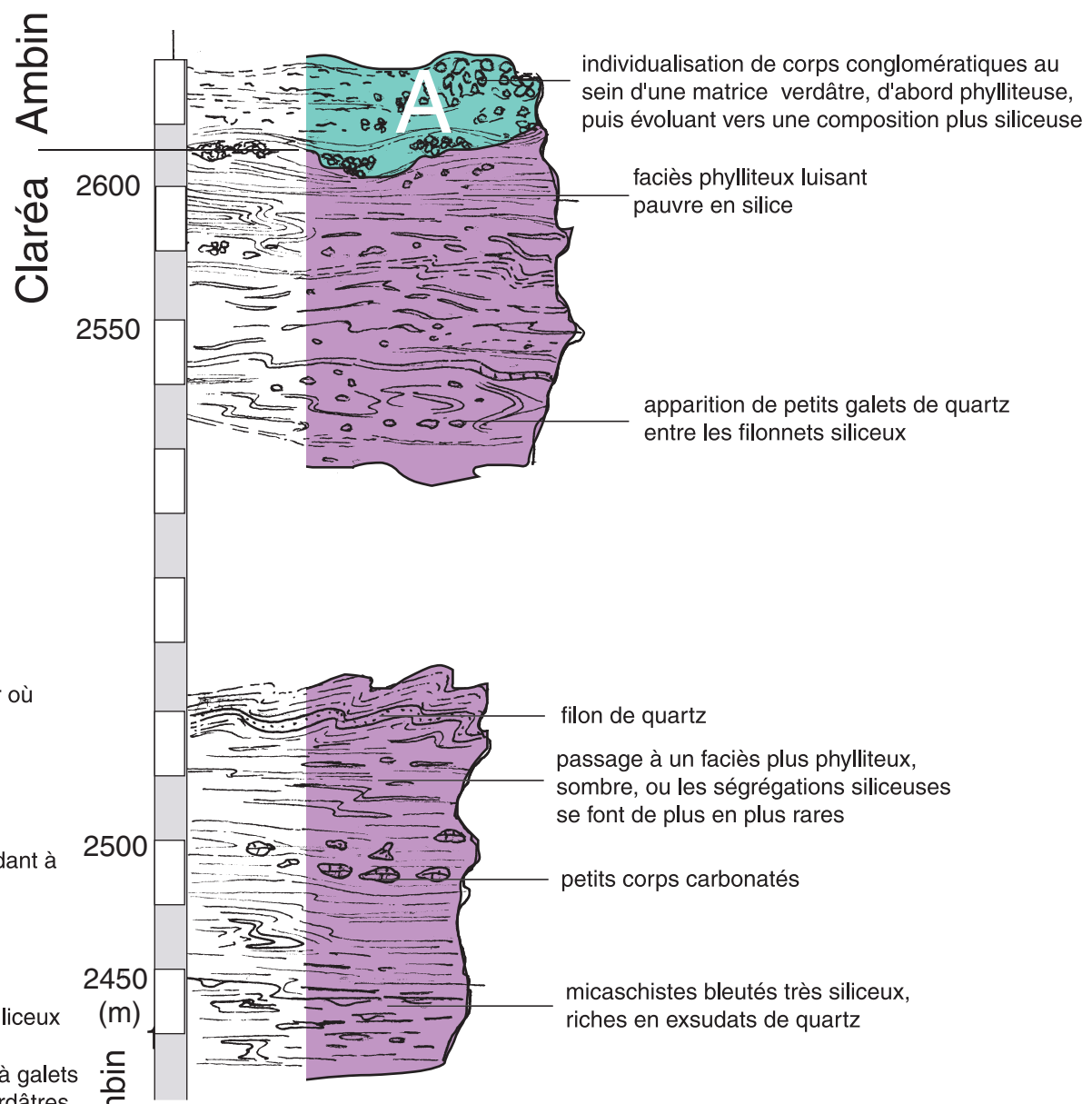
Aperçu lithostratigraphique du massif d'Ambin

Annexe 2 - carte de situation des Logs et coupes géologiques





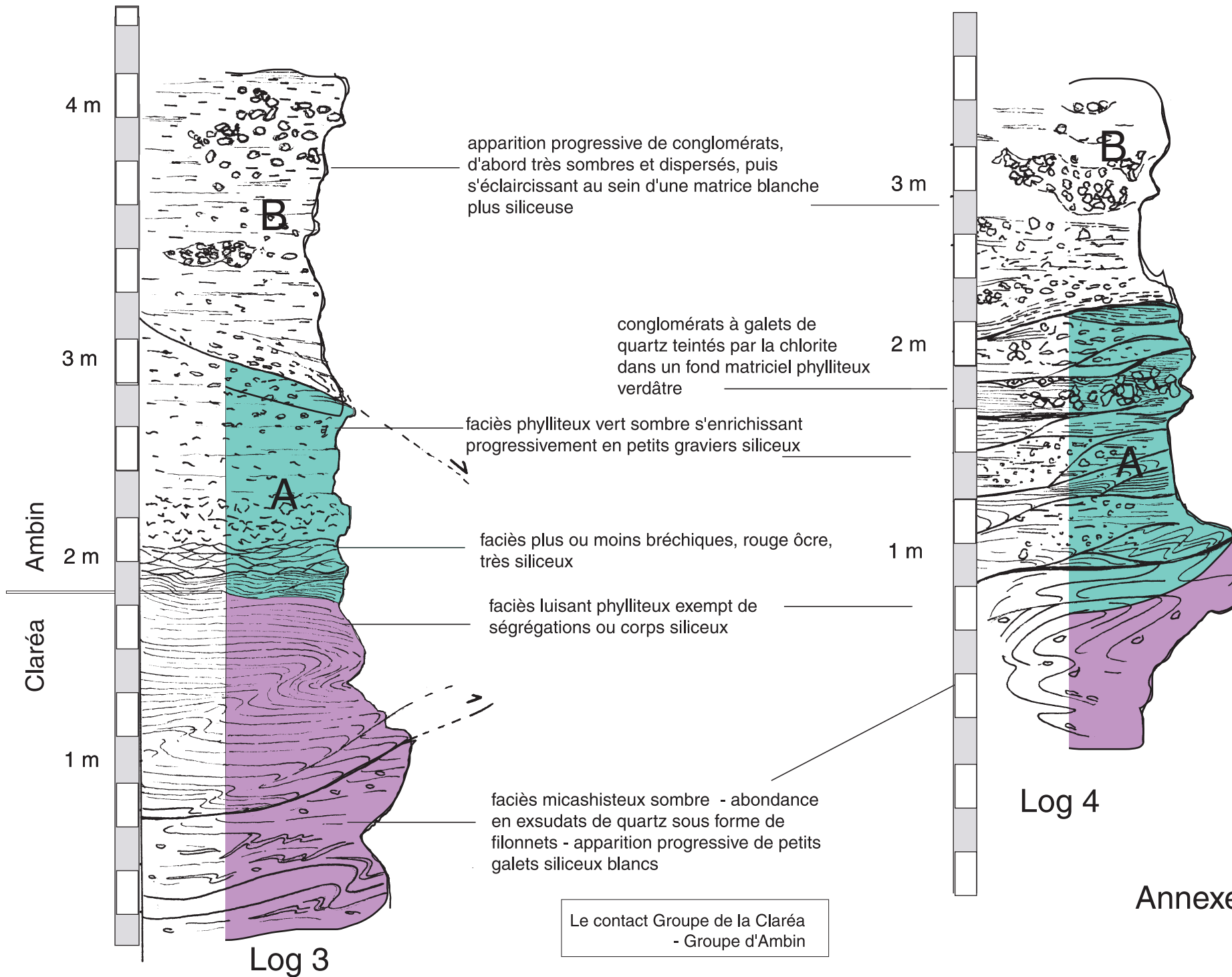
Log 1

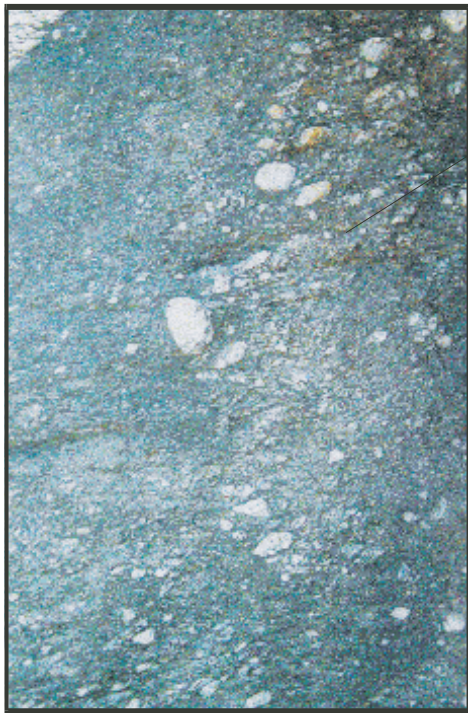


Log 2

Annexe 3

Le contact Groupe de la Claréa - Groupe d'Ambin





gangue
phylliteuse

5 cm

Photo prise à proximité
du Mont d'Ambin (Log.5)



galets de quartz

Grand Cordonnier
(Log.4)

10 cm



Grand Cordonnier

50 cm

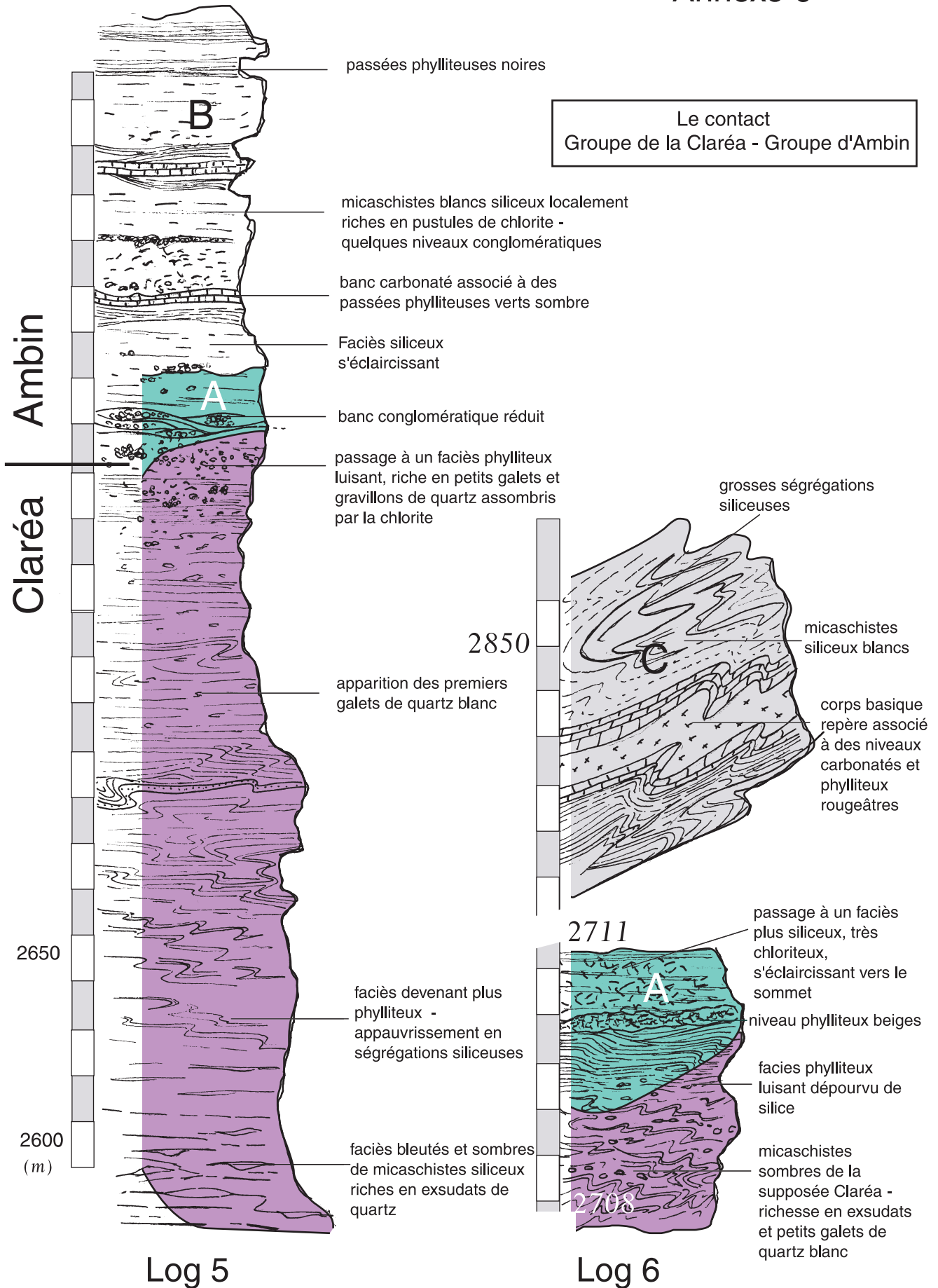
niveaux d'épidotites
(caractéristique d'une circulation
de fluides avec développement
d'une paragenèse de type schiste vert)

Photo prise un peu
plus à l'ouest du
Grand Cordonnier

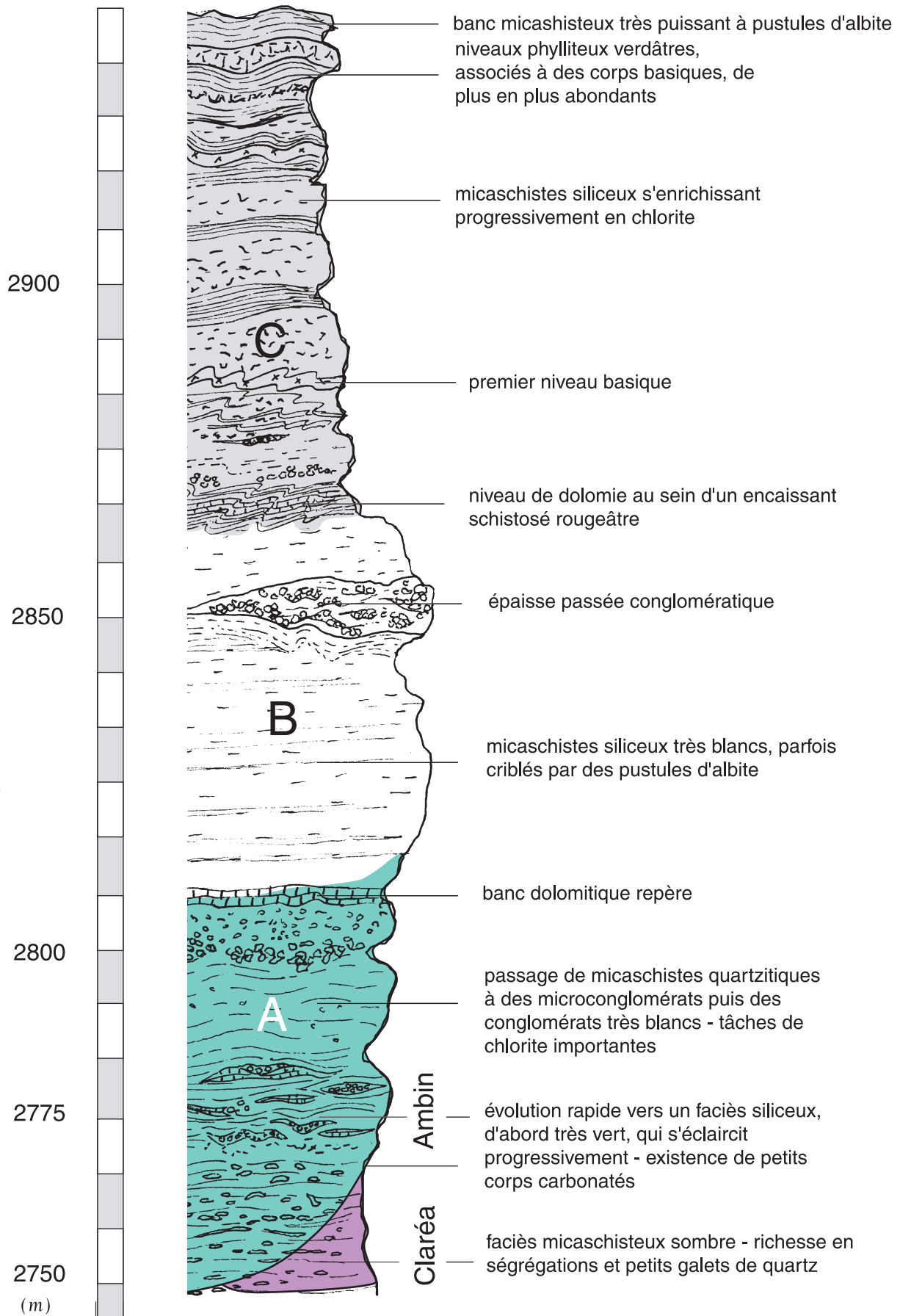
Formation A du Groupe d'Ambin :
apparition progressive de galets de quartz
plus ou moins chloriteux au sein d'une
matrice verdâtre encore très phylliteuse

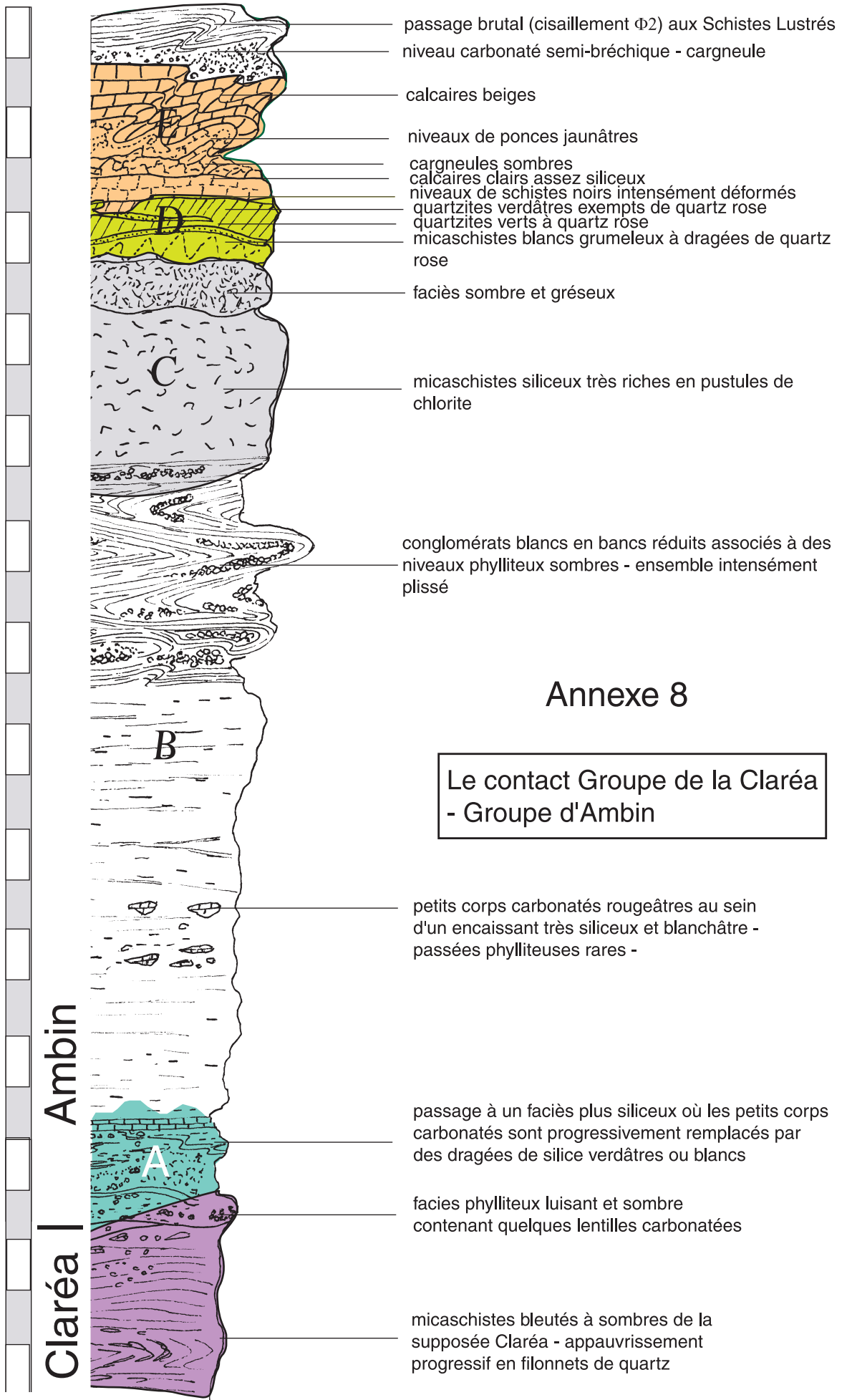
Annexe.5

Annexe 6



Le contact Groupe de la Claréa - Groupe d'Ambin





- passage brutal (cisaillement $\Phi 2$) aux Schistes Lustrés
- niveau carbonaté semi-bréchique - cargneule
- calcaires beiges
- niveaux de ponces jaunâtres
- cargneules sombres
- calcaires clairs assez siliceux
- niveaux de schistes noirs intensément déformés
- quartzites verdâtres exempts de quartz rose
- quartzites verts à quartz rose
- micaschistes blancs grumeleux à dragées de quartz rose
- faciès sombre et gréseux

- micaschistes siliceux très riches en pustules de chlorite
- conglomérats blancs en bancs réduits associés à des niveaux phylliteux sombres - ensemble intensément plissé

Annexe 8

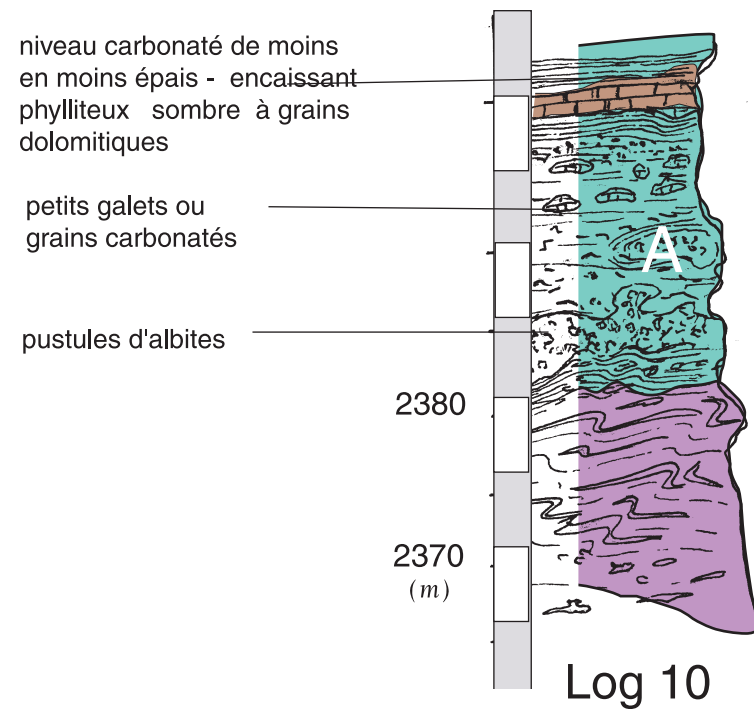
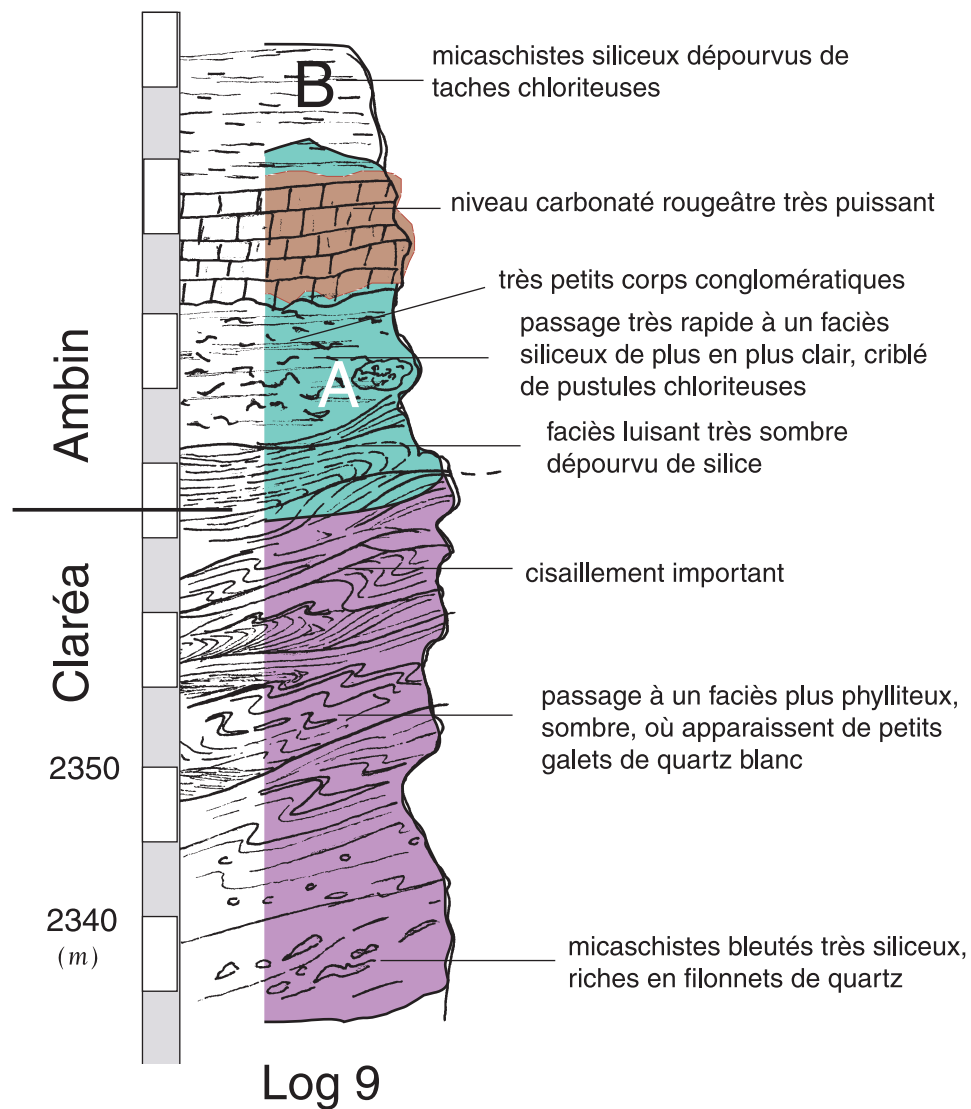
Le contact Groupe de la Claréa - Groupe d'Ambin

- petits corps carbonatés rougeâtres au sein d'un encaissant très siliceux et blanchâtre - passées phylliteuses rares -
- passage à un faciès plus siliceux où les petits corps carbonatés sont progressivement remplacés par des dragées de silice verdâtres ou blancs
- faciès phylliteux luisant et sombre contenant quelques lentilles carbonatées
- micaschistes bleutés à sombres de la supposée Claréa - appauvrissement progressif en filonnets de quartz

2675
2650
(m)

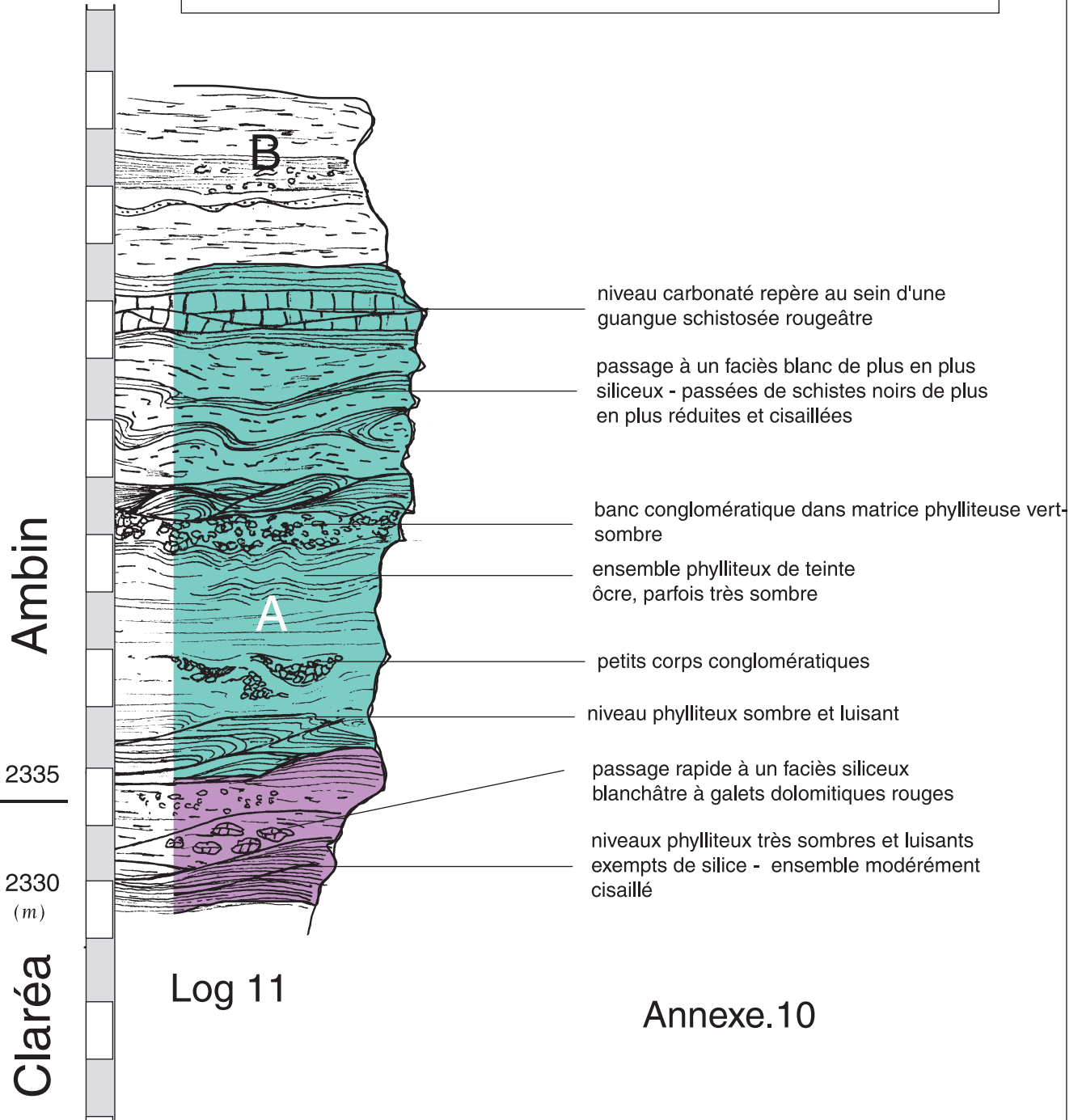
Ambin
Claréa

Log 8



Le contact Groupe de la Claréa - Groupe d'Ambin

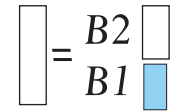
Le contact Groupe de la Claréa - Groupe d'Ambin



Ouest

Le contact Groupe de la Clara - Groupe d'Ambin

Formation.B



Est

vers le Petit Vallon

D

C

B

Groupe d'Etache

- micaschistes blancs à dragées de quartz rose et nodules de carbonates
- banc carbonaté
- quartzites vertes sombre à dragées de quartz rose

Echelle : 1/1

Annexe 11

phénomène de "bourrage" au coeur du synforme avec expulsion des niveaux carbonatés

micaschistes très siliceux blanchâtres

banc carbonaté repère

micaschistes à pustules de carbonates alternant avec un faciès soyeux très riche en phengite

faciès microconglomératique et quartzites verdâtres à

B2

B1

faciès microconglomératiques très blancs alternant avec des passées plus phylliteuses vertes ou sombres - évolution vers des conglomérats massifs

faciès phylliteux très chloriteux

contact cisailé $\Phi 2$

2750

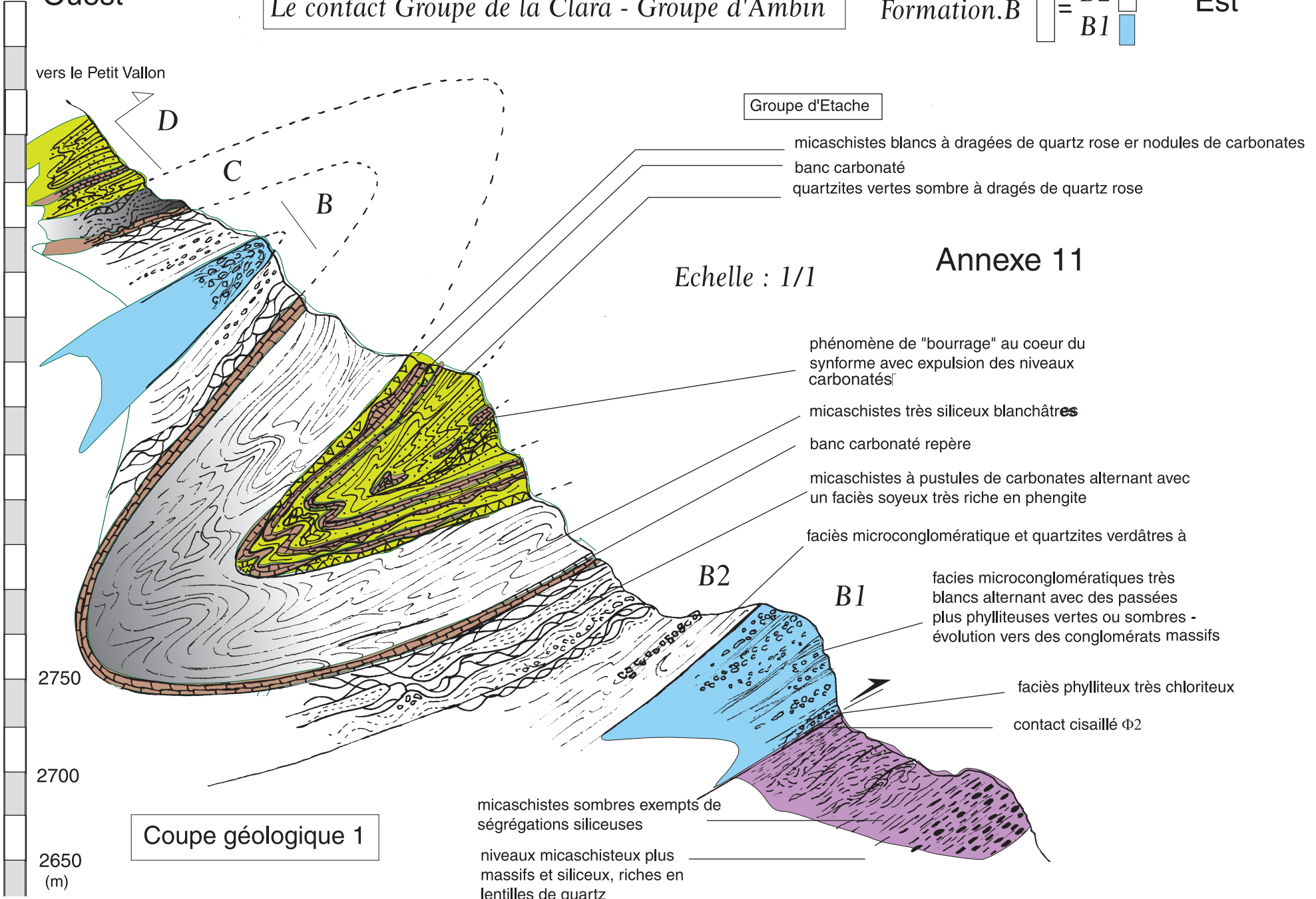
2700

2650 (m)

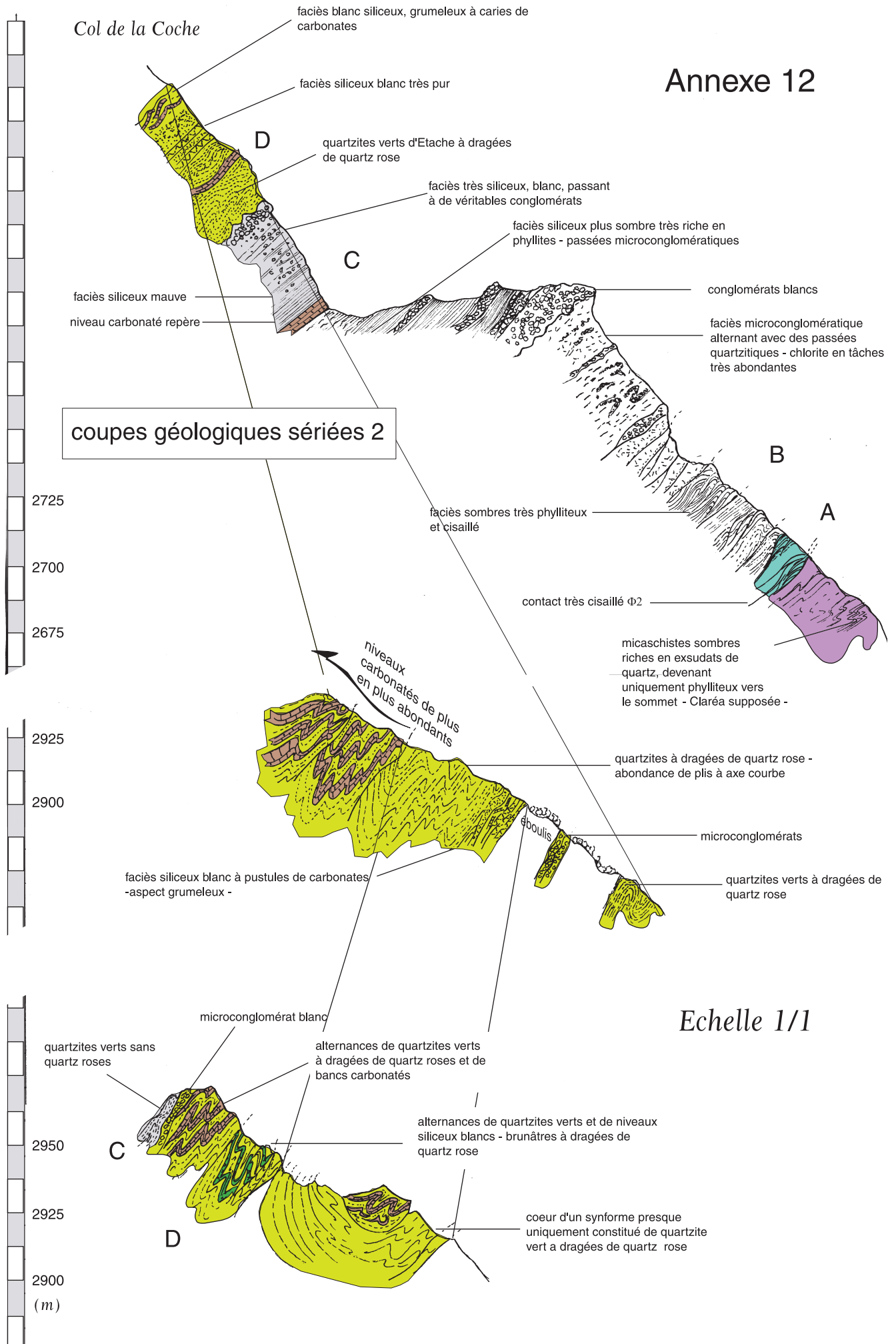
Coupe géologique 1

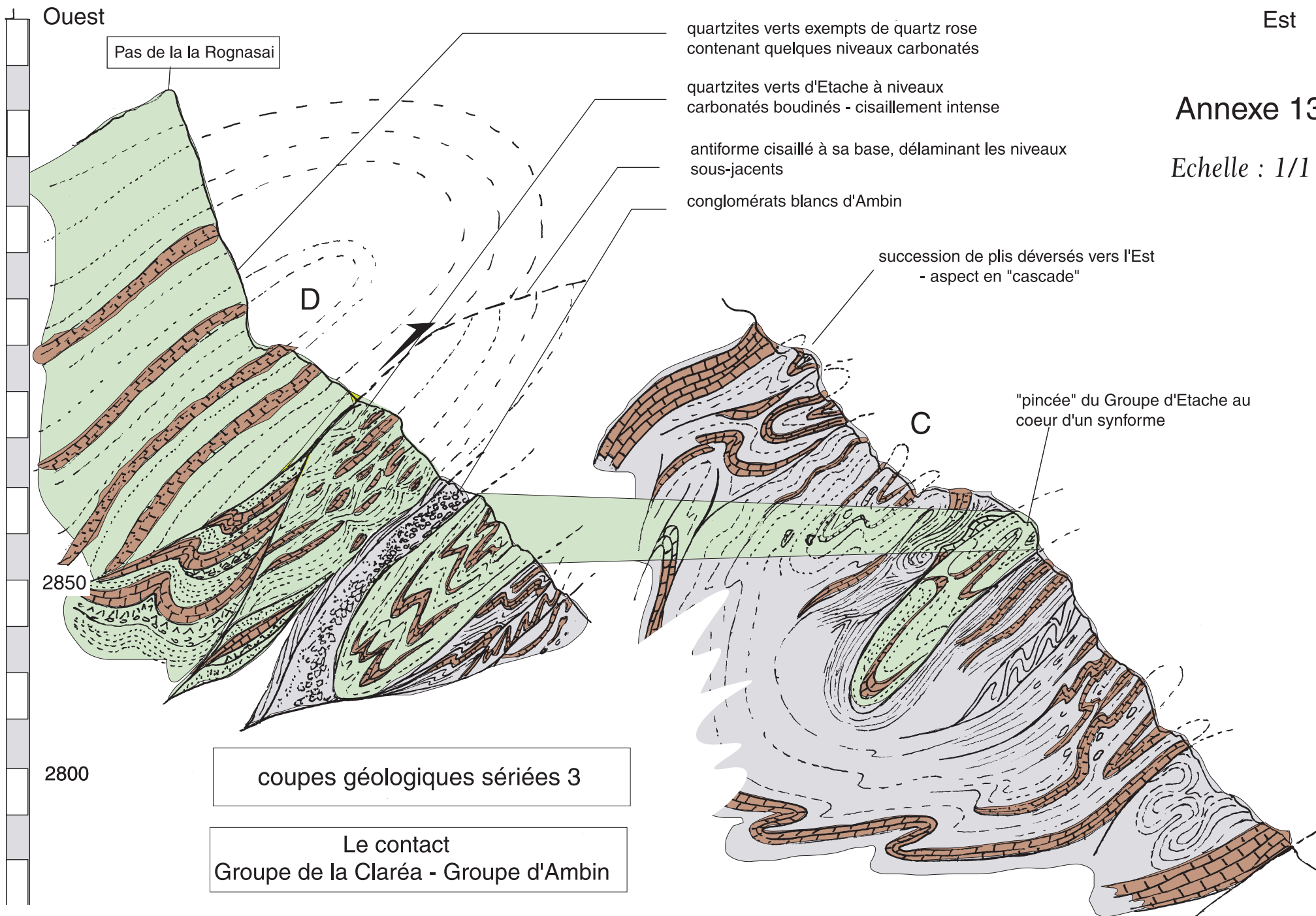
micaschistes sombres exempts de ségrégations siliceuses

niveaux micaschisteux plus massifs et siliceux, riches en lentilles de quartz



Annexe 12

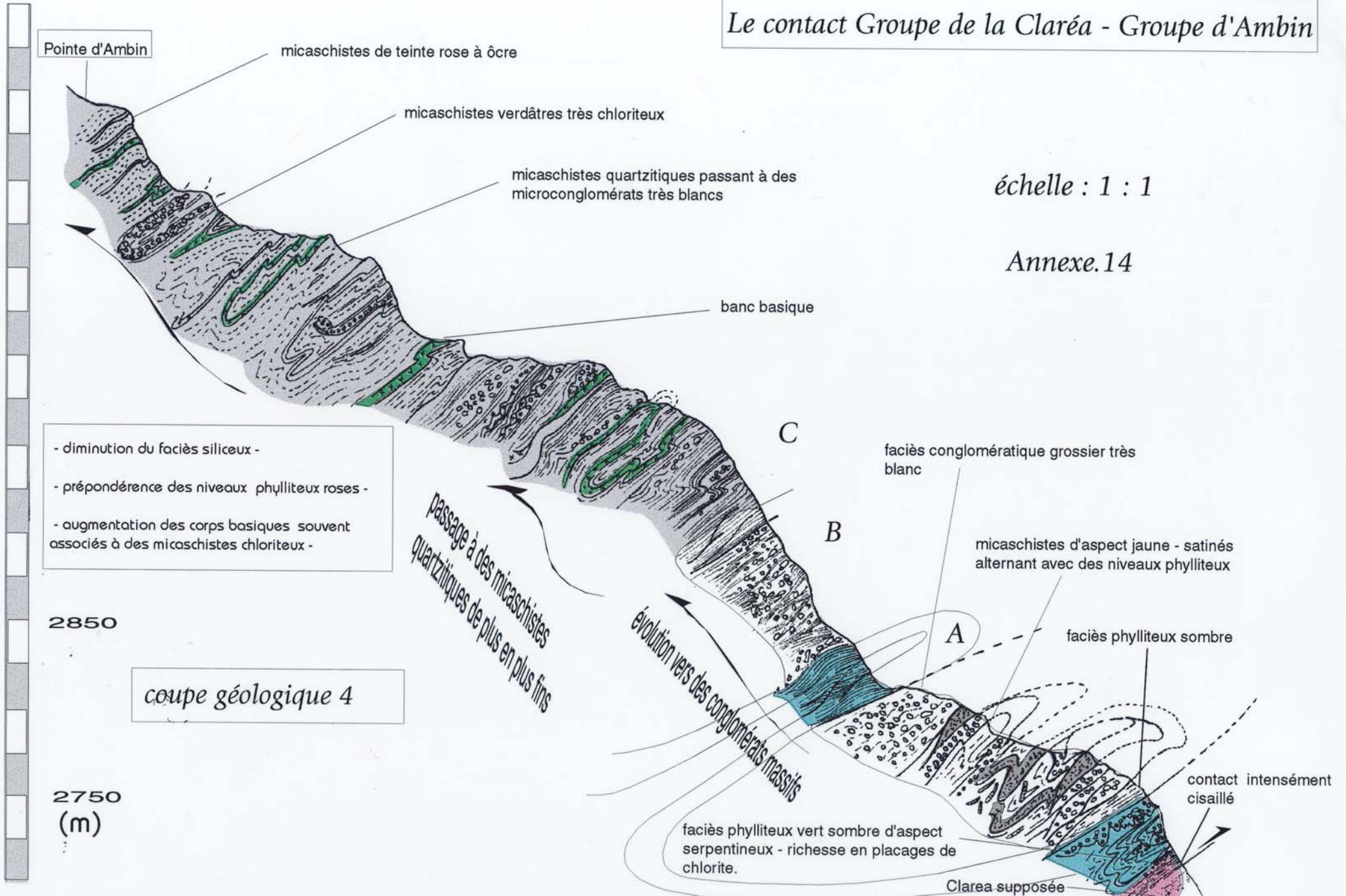




Le contact Groupe de la Claréa - Groupe d'Ambin

échelle : 1 : 1

Annexe.14



Ouest

Est

Le contact Groupe de la Claréa - Groupe d'Ambin

Annexe 15

Pte Droset

ensemble basique très imposant

niveaux phylliteux rouges à sombre

- diminution du faciès micaschisteux blanc à tâches de chlorite
 - multiplication des niveaux basiques et phylliteux (verts, rouges et sombres)

Contact cisailé

micaschistes blancs à tâches de chlorite

niveaux phylliteux sombres

micaschistes à pustules d'albite

micaschistes blancs contenant des passées très siliceuses

niveaux microconglomératiques

coupe.5

2400

niveau basique

Echelle : 1/1

2350

2300

faciès microconglomératique blanc

micaschistes siliceux

2250

niveau criblé de tâches d'albite

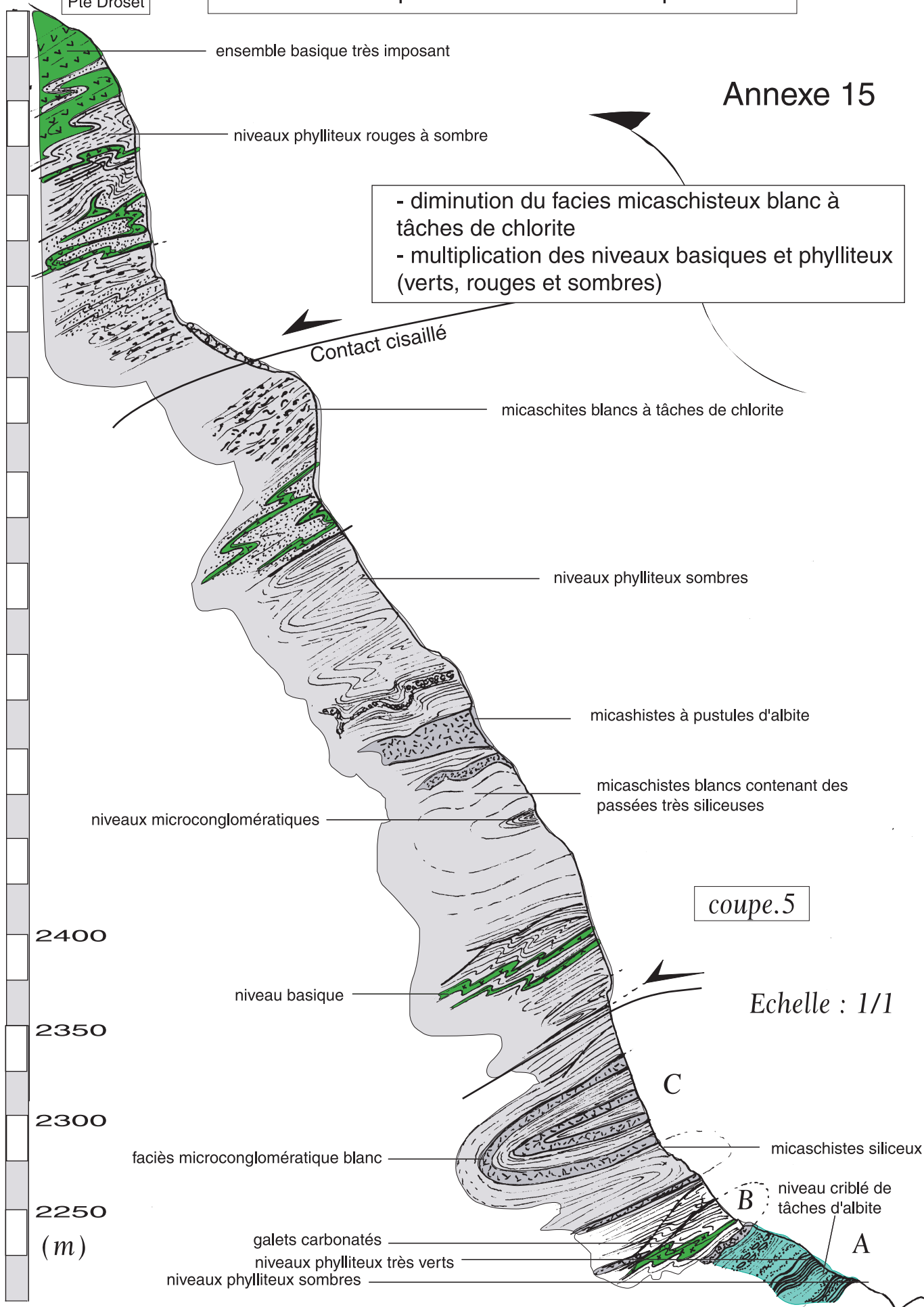
(m)

galets carbonatés
 niveaux phylliteux très verts
 niveaux phylliteux sombres

A

B

C

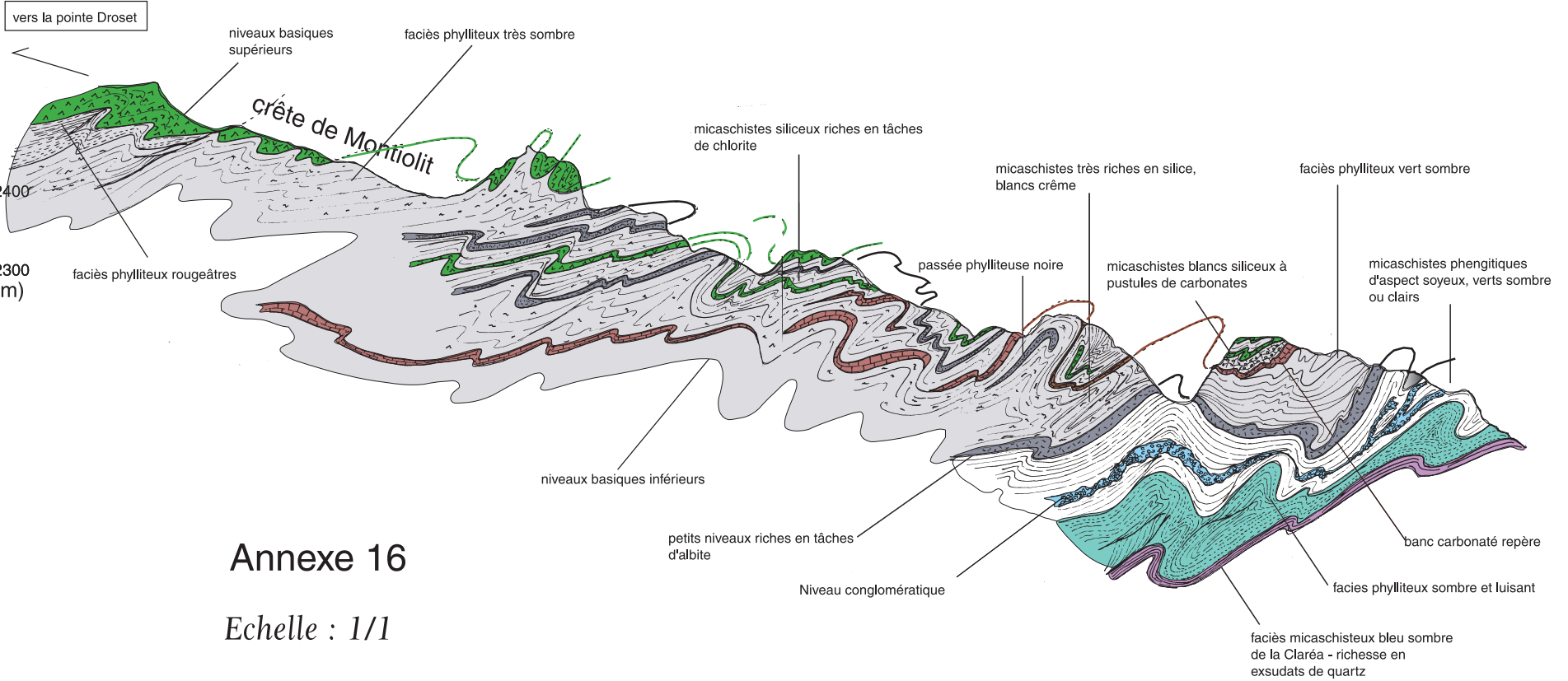


S

N

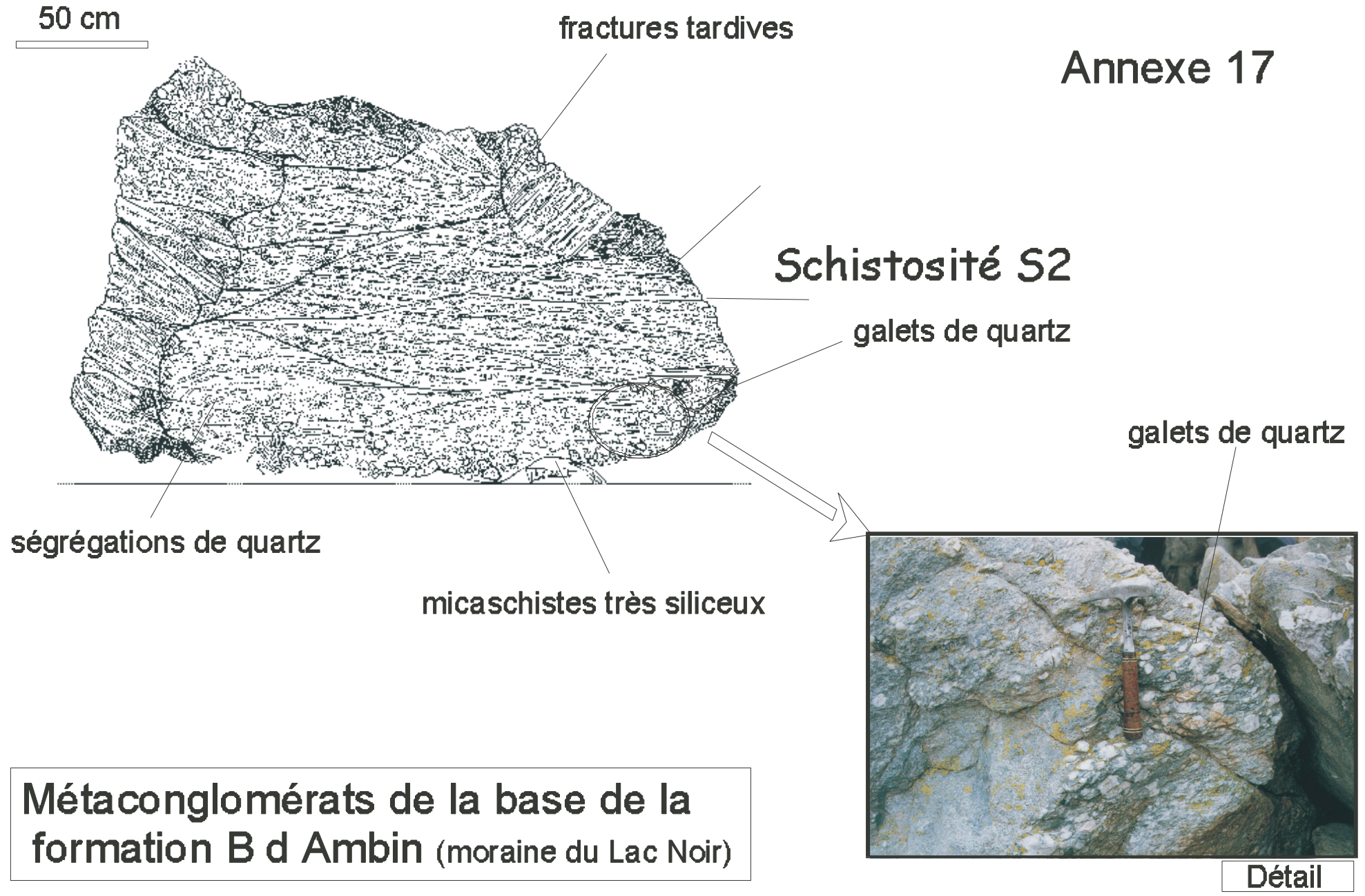
Le contact
Groupe de la Claréa - Groupe d'Ambin

coupe géologique 6 du Petit Mont-Cenis



Annexe 16

Echelle : 1/1



Annexes 18 à 30

—

**Planches pétrographiques des différents
assemblages minéralogiques rencontrés
dans les massifs d'Ambin et de Vanoise Sud**

Microtexture d'un micaschiste à Epidote
(EBM) du Groupe de la Claréa

Chlorite microcristalline de
teinte marron aux épontes

cristal d'Epidote
xénomorphe

Fond matriciel ici
exclusivement composé d'un
assemblage de chlorite verte
en fuseaux, de phengite, de
quartz et d'albite, le tout
remplaçant des baguettes de
glaucophane à l'état actuelle
de fantôme

aiguilles d'actinote

Développement de chlorite
aux épontes du cristal
d'Epidote

granules d'épidote

Fantômes de glaucophane

chlorite en rosette

sphène

GX 25
Ga-40D

0.3 mm

Annexe 18

Micaschistes de la Claréa à grains xénomorphes de clinozoisite : la paragenèse alpine de haute pression à glaucophane-épidote, originellement très développée, est en cours de rétro-morphose vers le faciès des Schistes Verts

microtexture du micaschiste GA-27 à grenat et biotite (ABM)
- Groupe de la Claréa -

Biotite poecillitique anté-alpine réorientée
dans la fabrique Alpine S1
(granules d'oxydes aux épontes
du cristal)

Développement de chlorite lors de la rétomorphose
dans le faciès des Schistes Verts

Fond matriciel composé
essentiellement de quartz - albite

Grenat alpin

S1

0.3 mm

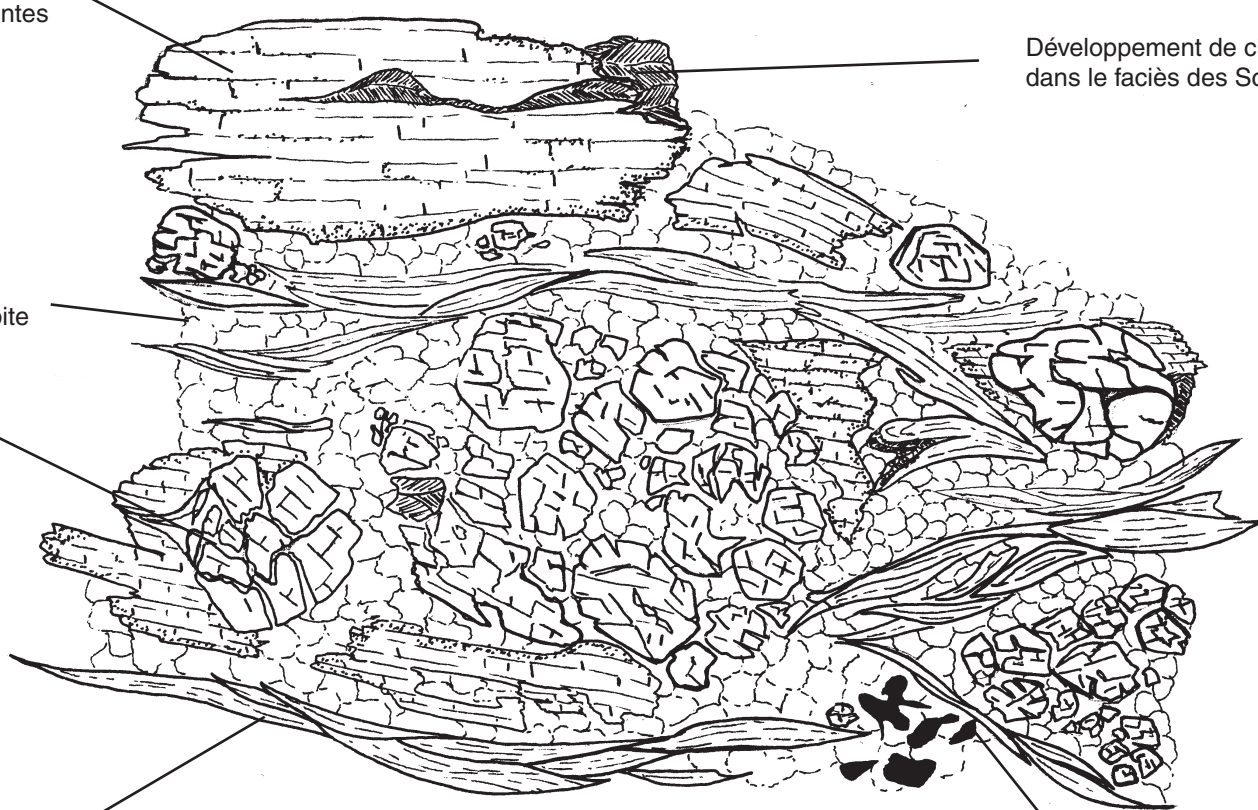
Faisceaux de phengite HP
soulignant la foliation alpine S1

GX 10

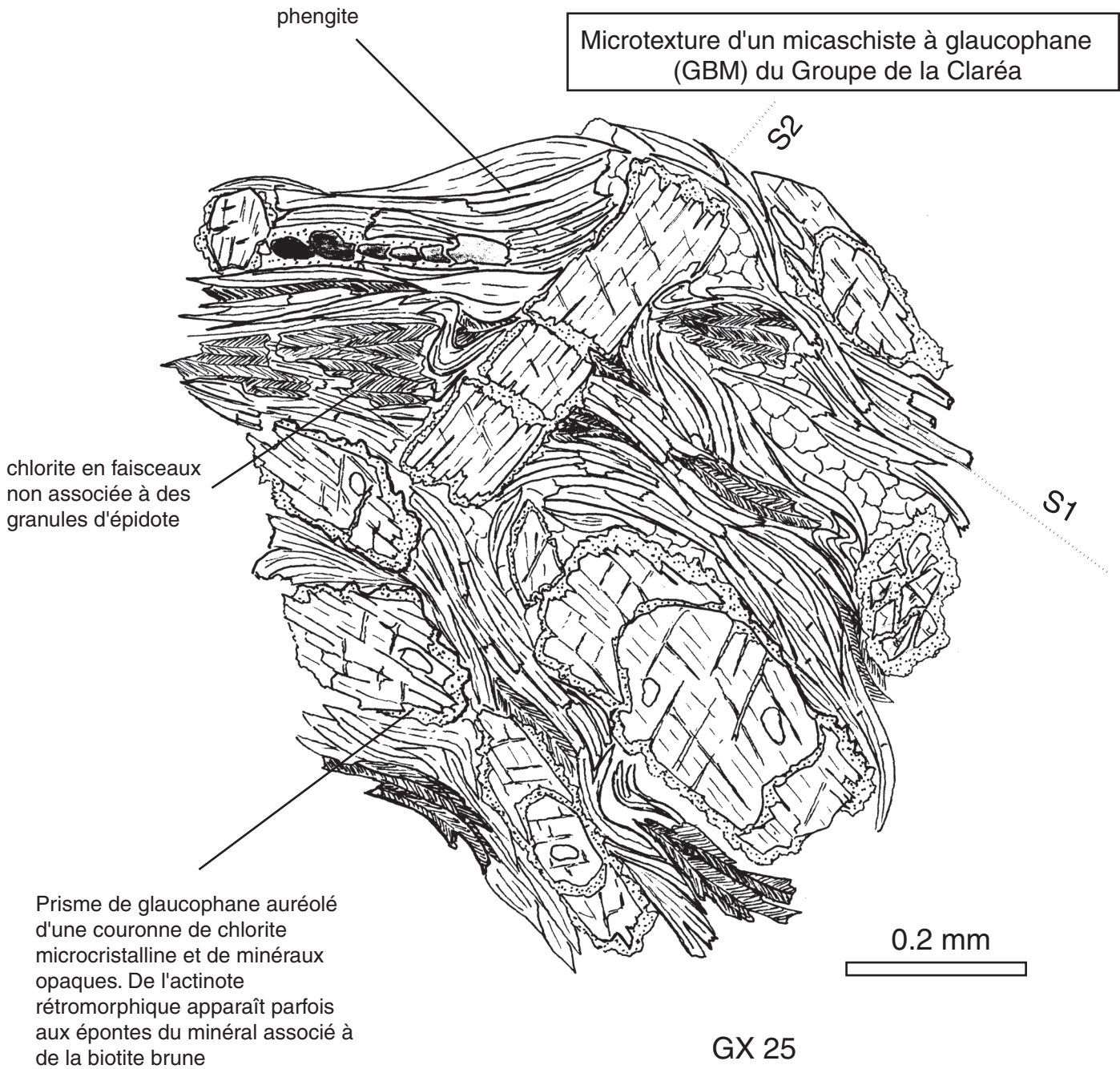
minéraux opaques

Echantillon Ga-27 de la Claréa : paragenèse alpine à phengite - grenat
assez bien préservée de la rétomorphose dans le faciès des Schistes
Verts

Annexe 19



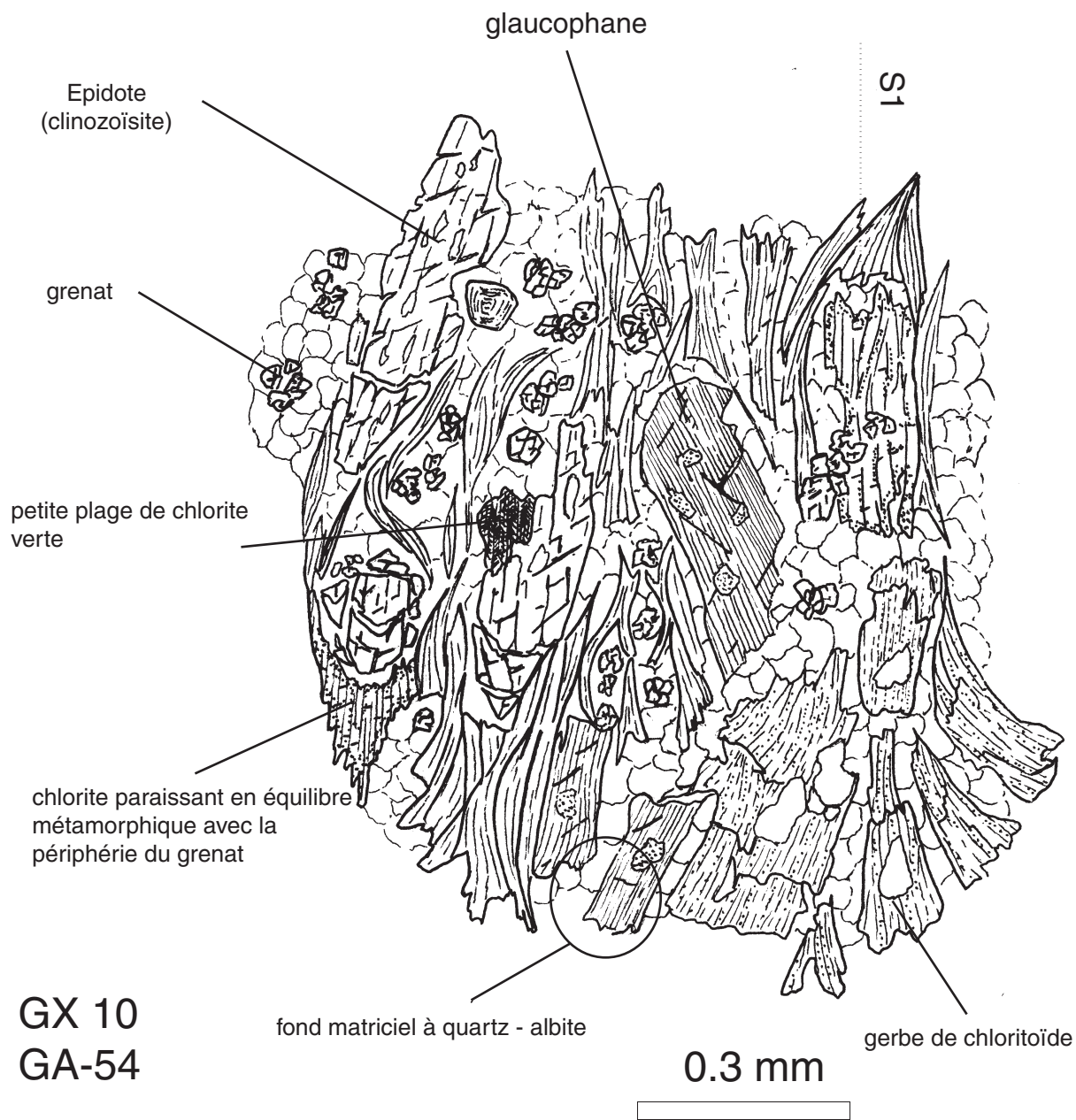
Microtexture d'un micaschiste à glaucophane
(GBM) du Groupe de la Claréa



micaschistes à baguettes de glaucophane très bien conservées au sein d'une matrice presque exclusivement composée de phengite. La rétomorphose au sein du faciès des Schistes Verts est ici faiblement exprimée

microtexture d'une "glaucophanite" du Groupe de la Claréa en cours de rétro-morphose

fibres de phengite soulignant la foliation principale autour d'une association grenat - chlorite

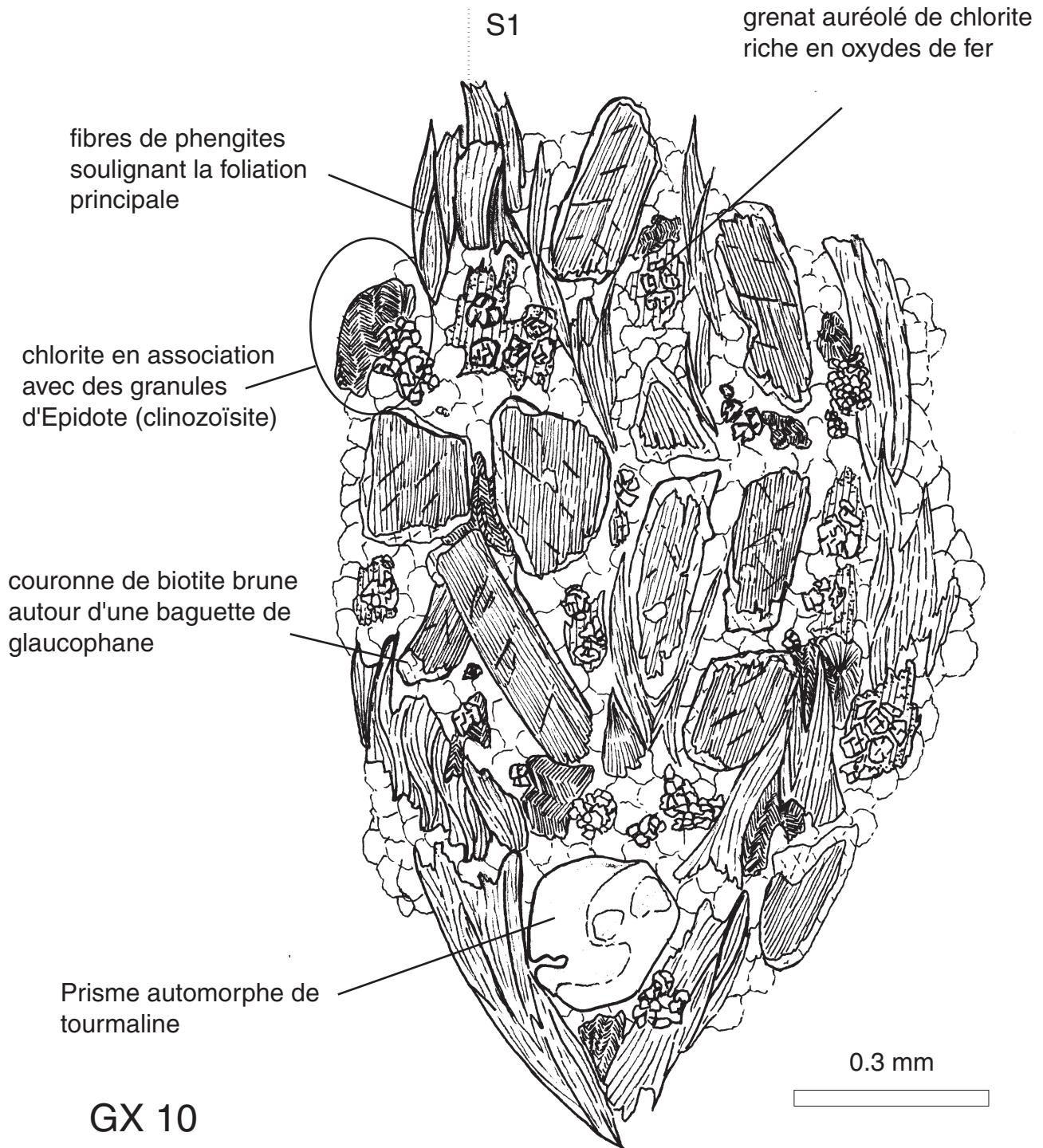


GX 10
GA-54

Annexe 21

Micaschistes à petits cristaux de glaucophane et de grenats au sein d'une matrice riche en quartz - albite. La rétro-morphose vers le faciès des Schistes Verts s'exprime ici par l'apparition de chlorite en bordure de grenat, de chloritoïde en rosette et d'épidote au sein de la matrice

microtexture d'une "glaucophanite" du groupe de la Claréa



glaucophanite à matrice siliceuse développée. Le glaucophane de teinte bleu foncé, apparaît très frais et seulement bordé d'une fine couronne de biotite brune rétomorphique. Les grenats, de petites tailles, sont destabilisés à leur bordure par de la chlorite, marquant avec la biotite brune la rétomorphose vers le faciès des Schistes Verts. Notons la présence de tourmaline en équilibre avec la paragenèse précédemment citée.

chlorite en rosettes

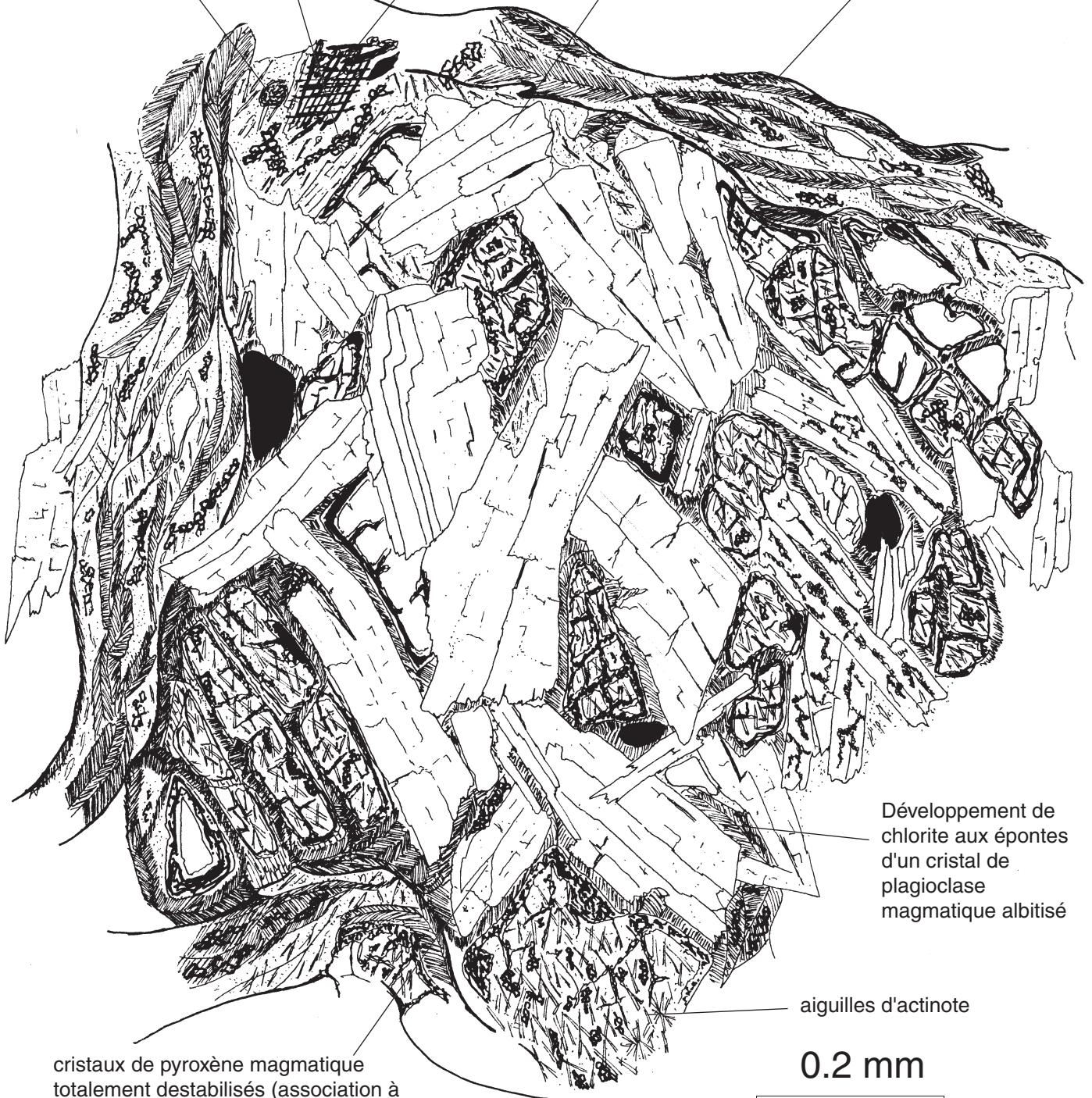
GX 25
GA-145

granules d'épidote

leucoxène

plagioclase altéré

chlorite brune en faisceaux



cristaux de pyroxène magmatique
totalement destabilisés (association à
actinote-épidote-chlorite-calcite)

Développement de
chlorite aux épontes
d'un cristal de
plagioclase
magmatique albitisé

aiguilles d'actinote

0.2 mm

Annexe 23

microtexture d'un filonnet de dolérite du Groupe d'Ambin
- paragenèse primaire en cours de rétomorphose -

microtexture d'un filonnet de dolérite du Groupe d'Ambin
- paragénesè primaire en cours de rétomorphose -

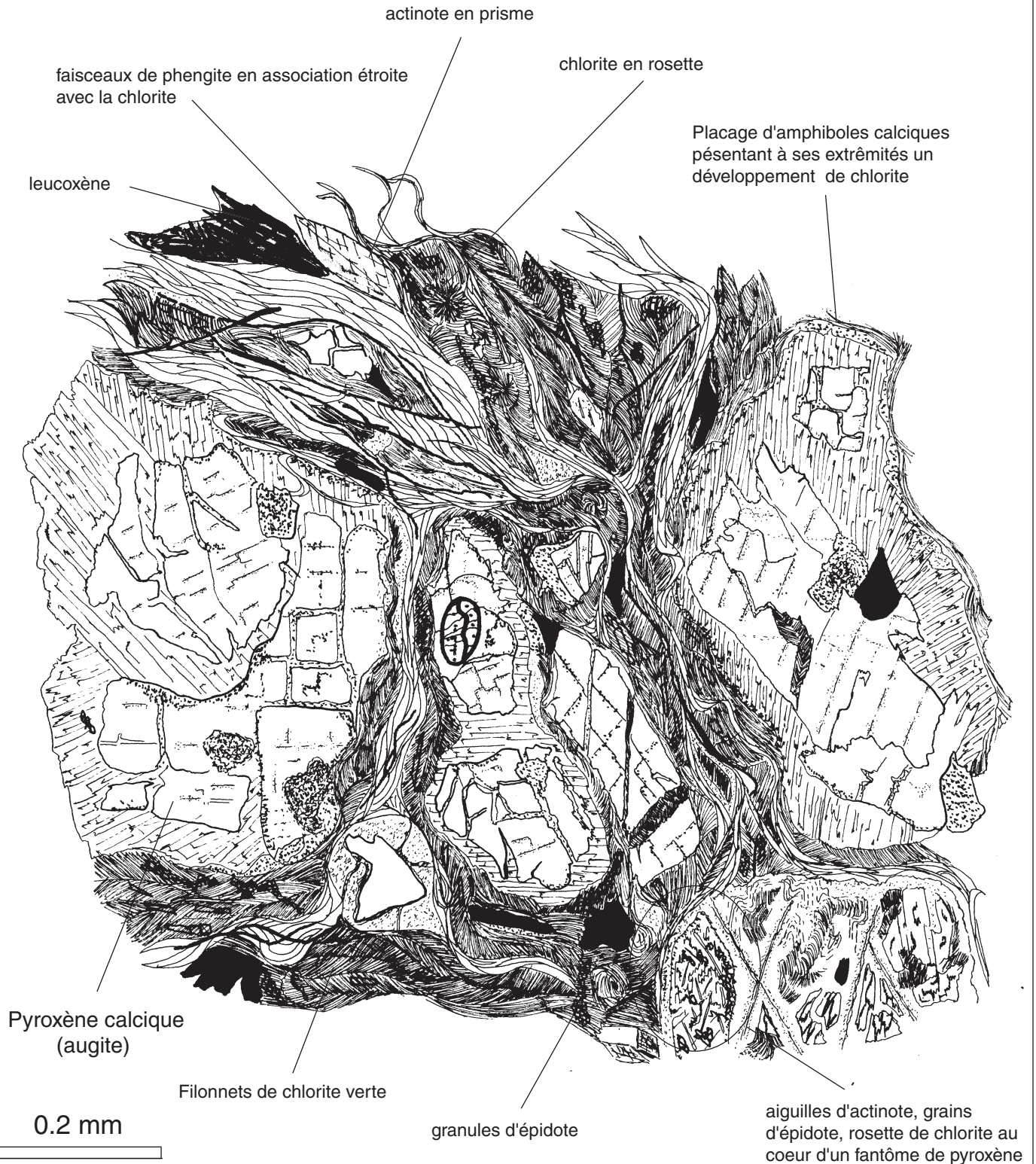


Annexe 24 A

Destabilisation progressive des pyroxènes calciques subautomorphes par une association à chlorite - albite - actinote - épidote . Noter l'existence de fibres d'actinote aux épontes du pyroxène traduisant l'évolution rétomorphique vers le faciès des Schistes Verts.

Microtexture d'une amphibolite du Groupe
de la Claréa (ancienne dolérite)

GX 25
GA-118



Annexe 24 b

Destabilisation avancée de pyroxène magmatique au profit de plages d'amphiboles calciques: le fond matriciel, essentiellement constitué d'une paragenèse à chlorite - actinote - épidote et phengite, traduit l'évolution untime d'une roche initialement basique vers le faciès des Schistes Verts.

Filonnet acide composé de quartz et de feldspath,
déformé au sein de la matrice

fines aiguilles de chlorite



0.2 mm

GX 25
GA-223

granules d'épidote soulignant
,avec l'actinote et les fuseaux de
chlorite, la foliation principale

prisme d'actinote

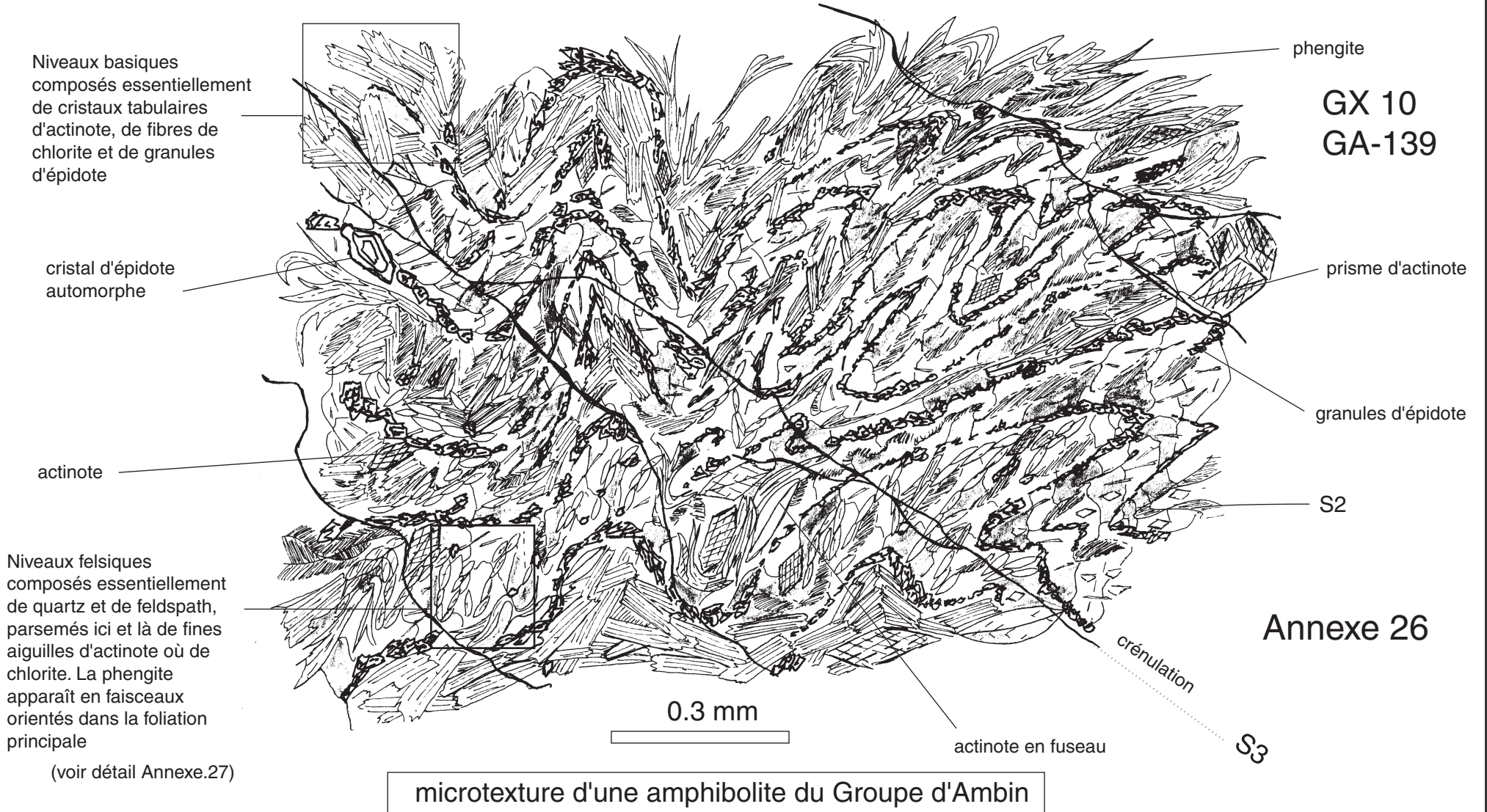
chlorite vert clair en fines aiguilles
composant l'essentiel de la matrice
phylliteuse

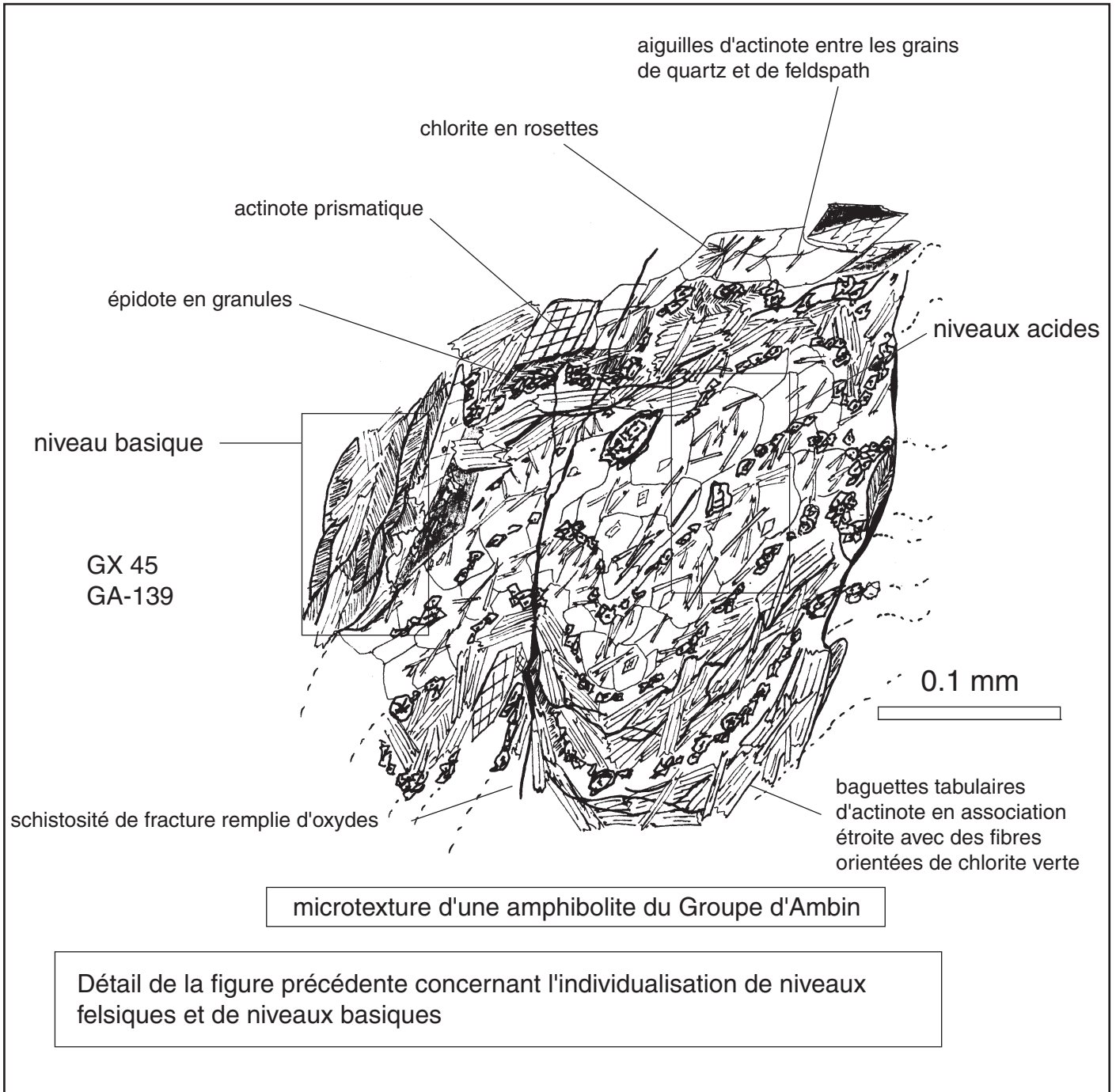
Annexe 25

microtexture d'une amphibolite du Groupe de la Claréa

Evolution ultime d'une ancienne dolérite vers le faciès des Schistes verts: aucun minéral primaire (plagioclase, pyroxène calcique) ne subsiste au sein de ces niveaux basiques que l'on peut désigner actuellement sous le terme de DIABASE

Diabase (ancienne dolérite) affectée par une déformation tardive, de type crénulation, au sein du faciès Schiste Vert. Cette roche basique était suffisamment siliceuse pour permettre l'individualisation de niveaux felsiques et de niveaux basiques représentant actuellement la foliation principale S2.





Annexe 27

Marqueurs cinématiques microscopiques documentant la déformation ductile (D2) puis semi-ductile (D3) vers l'est (glaucophanite - lame.112)

Annexe 28

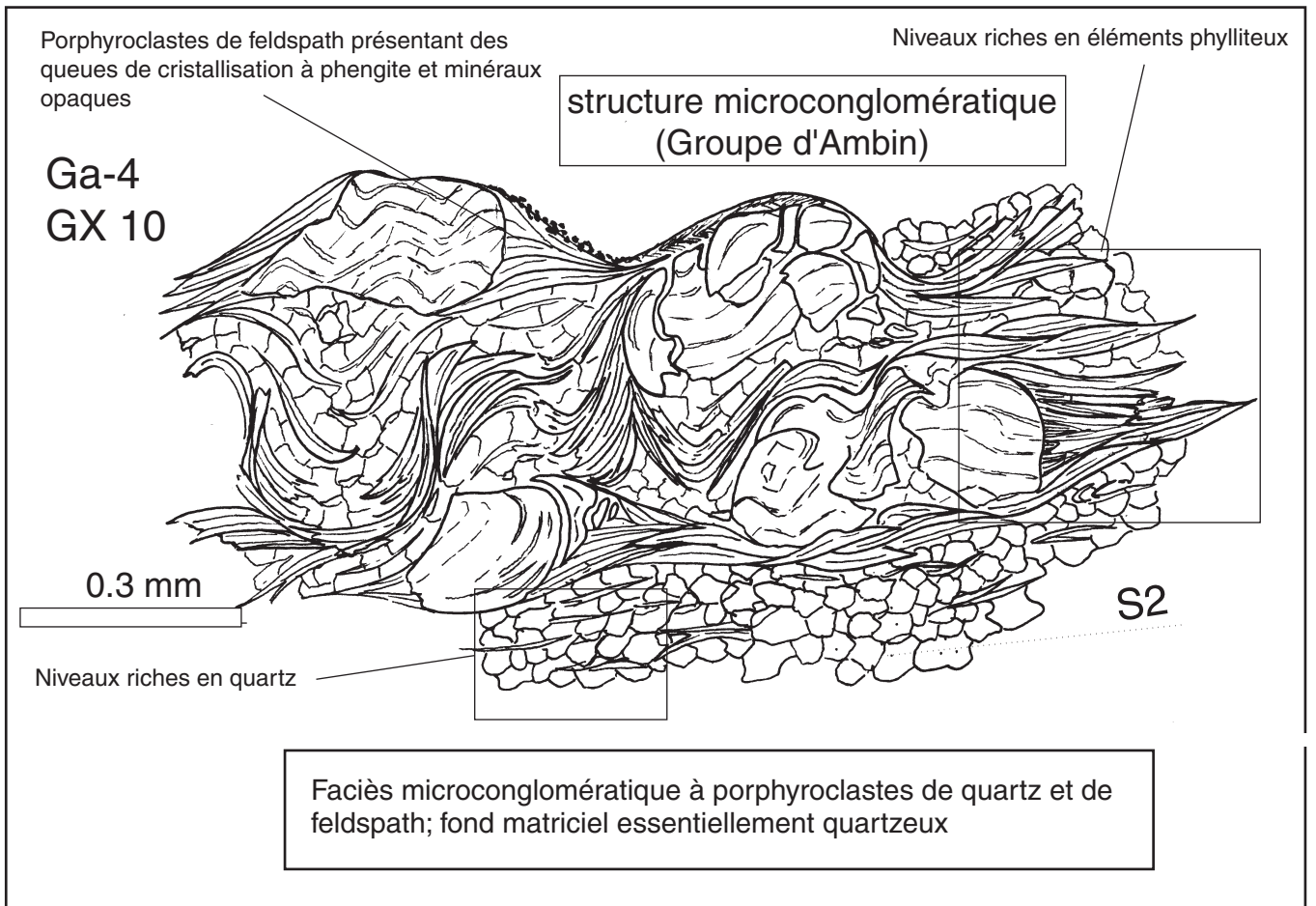
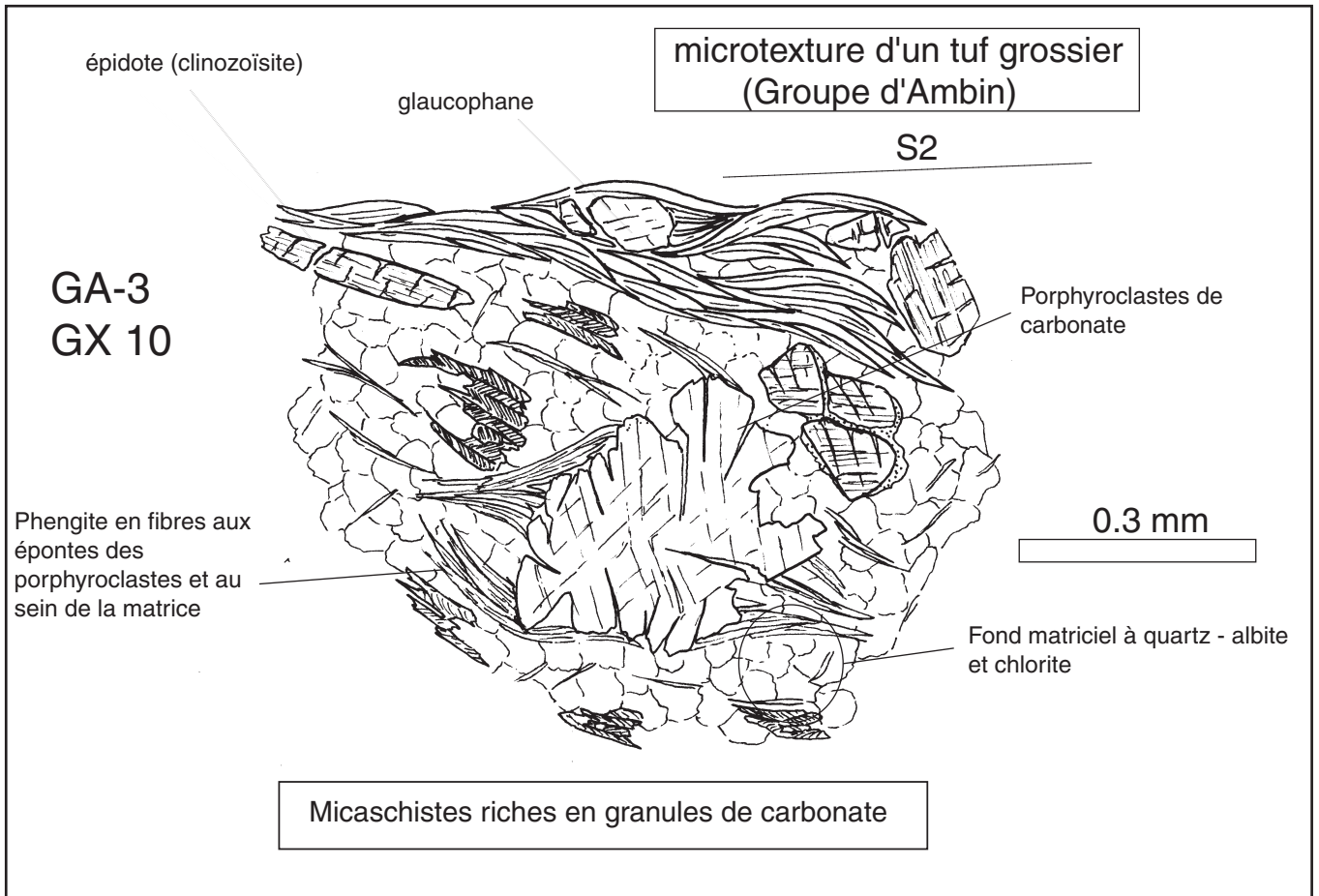
crénulation tardive avec croissance de phengite de BP-BT(S3)

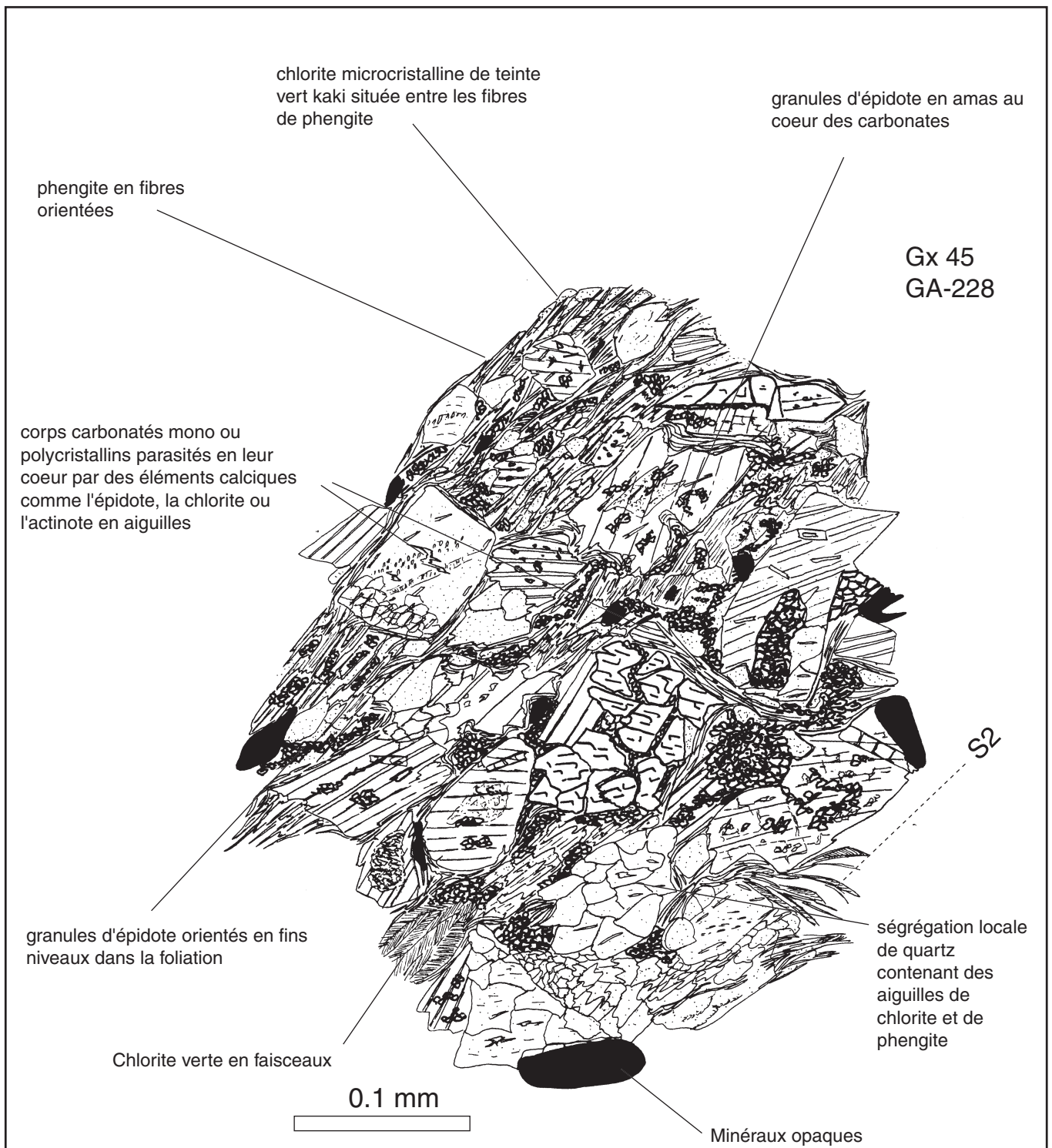
Glaucophane D1 transposé dans la fabrique D2

grenat



Détail sur un assemblage métamorphique D1 à grenat et phengite, transposé dans le cisaillement D2. Les microlithons S1 sont encore visibles entre les plans S2





Annexe 30

microtexture tuffacée d'un micaschiste du Groupe d'Ambin

Micaschistes riches en pustules de carbonates et pratiquement exempts de niveaux siliceux : les carbonates apparaissent sous forme de porphyroclastes altérés, de formes très diverses, contournés par une foliation très nette. Cette dernière est soulignée par des granules d'épidote noyés au sein d'une abondante matrice phylliteuse à chlorite - phengite.

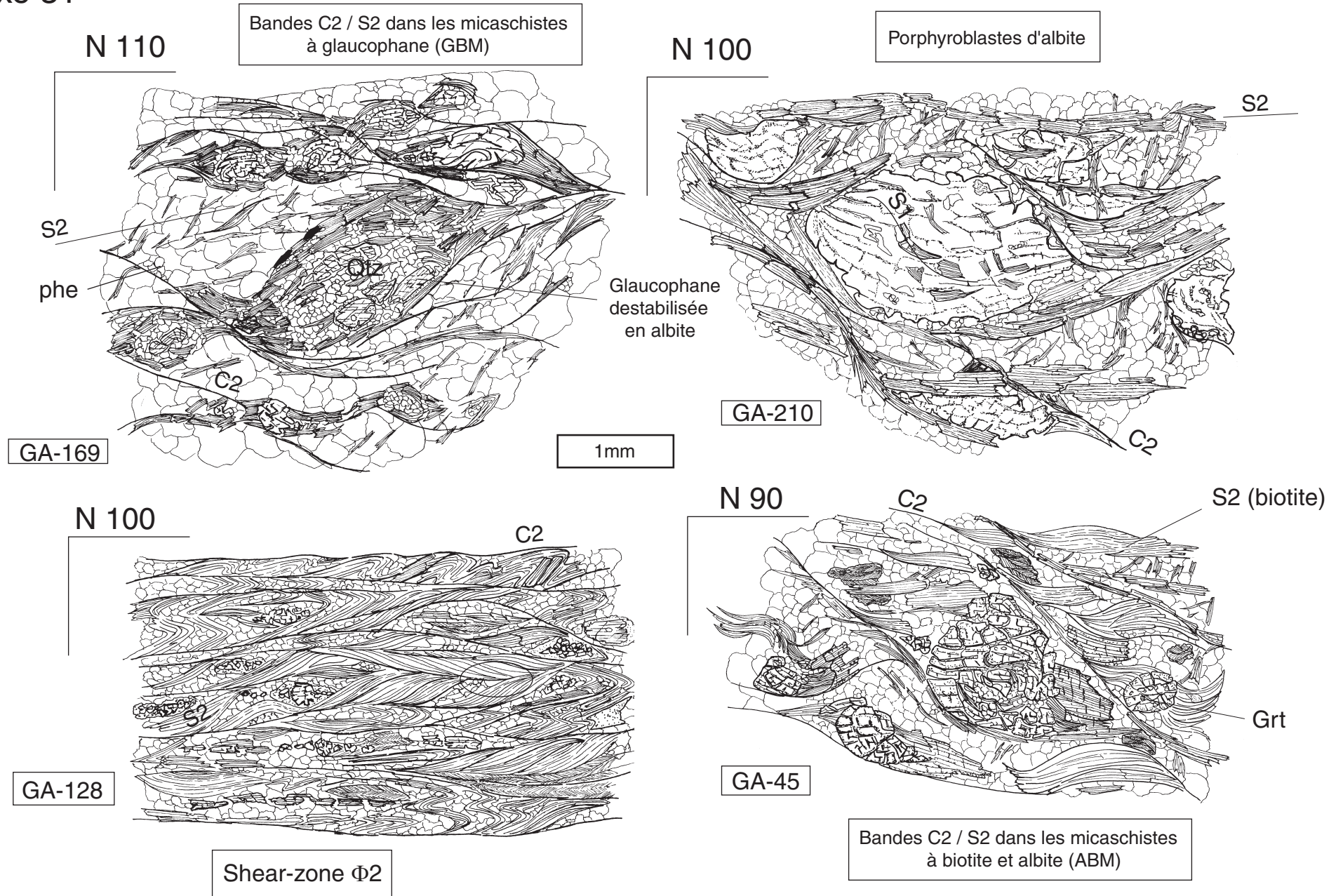
Annexes 31 à 39

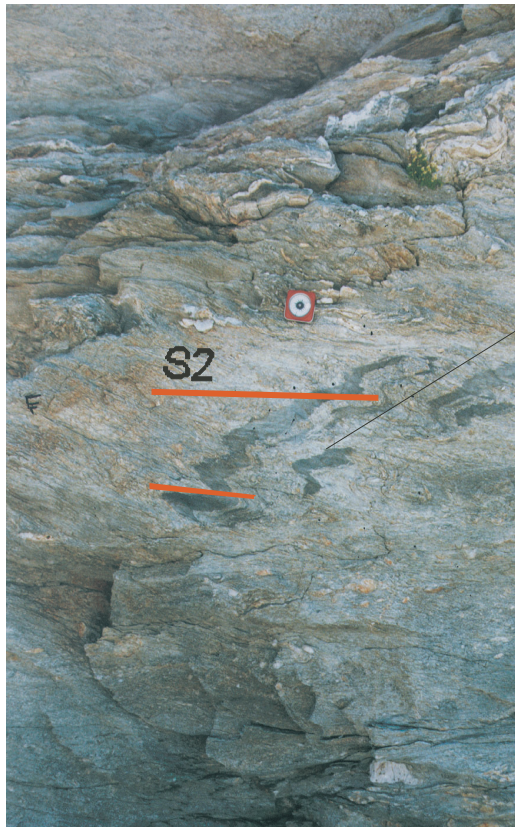
—

**Marqueurs structuraux et cinématiques de
la déformation ductile et semi-ductile
(domaine des Alpes Graies méridionales)**

Marqueurs cinématiques microscopiques de la phase de cisaillement ductile vers l'est (D2)

Annexe 31





Alternances de métaconglomérats et de micaschistes très siliceux au sein du Groupe d'Ambin (coupe n°. 4)

Marqueurs lithologiques (S0/S1) des plis isoclinaux P2

ancien niveau pélitique

E

Annexe 32A

micaschistes très siliceux du Groupe d'Ambin (sommet de la formation B - Col Sommeiller)

S2



E

quartzites verts

niveau carbonaté

S2

10 cm

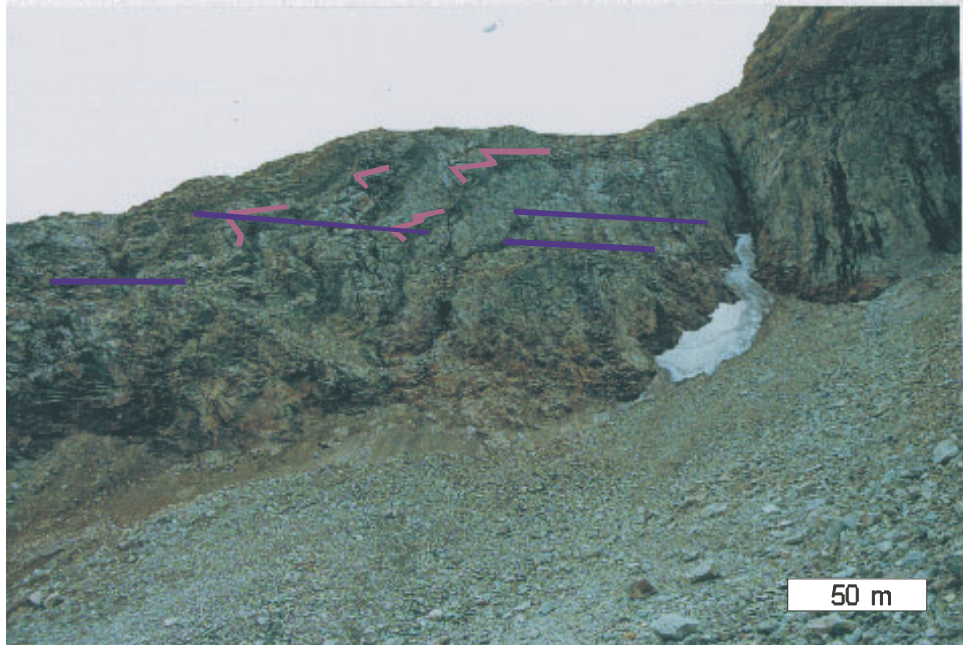
E



quartzites verdâtres associés à de fins niveaux carbonatés au sein du Groupe d'Etache (Rognasai d'Etache)

ségrégation de quartz (S0/S1)

Pas de la Rognasai à proximité
du Col Sommeiller



Les structures plicatives associées à la deuxième phase de déformation ductile vers l'est

métabasites
(S0/S1)

S2

micashistes siliceux à bancs
carbonatés décimétriques

Formation D
Groupe d'Etache

Formation C
Groupe d'Ambin

Détail

P2

S0 / S1

Banc carbonaté repère
marquant la base de la
formation C du Groupe
d'Ambin

Cascade de plis P2 déversés vers l'est :
- structure plissées marquées par des niveaux
métriques de métabasites.-

métabasite

S2

1 m

Annexe 32 b

Les structures plicatives associées à la deuxième phase de déformation ductile vers l'est

○

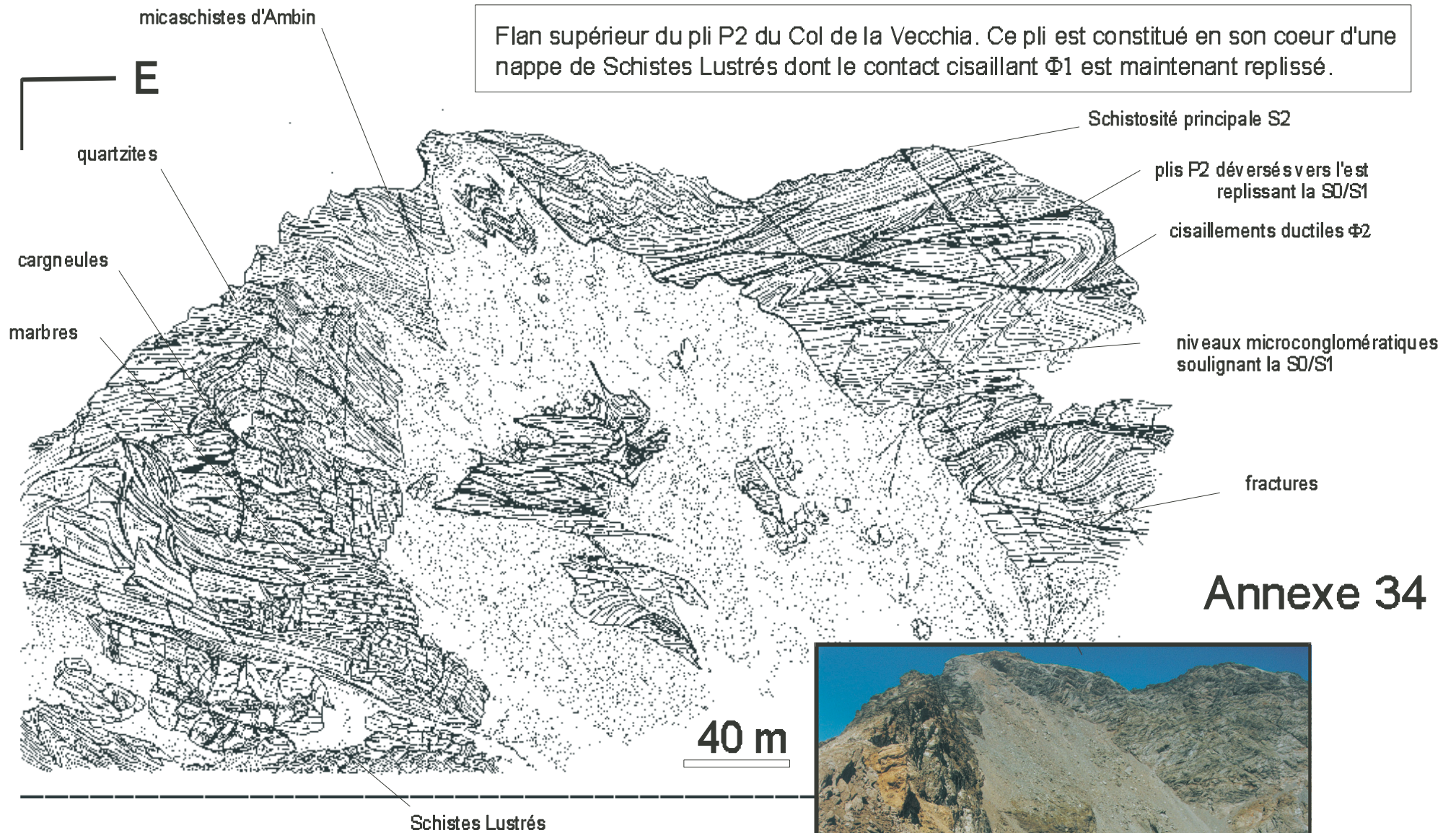


S0/S1 transposée soulignant le pli P2 hectométrique



Annexe 33

Mont Giusalet



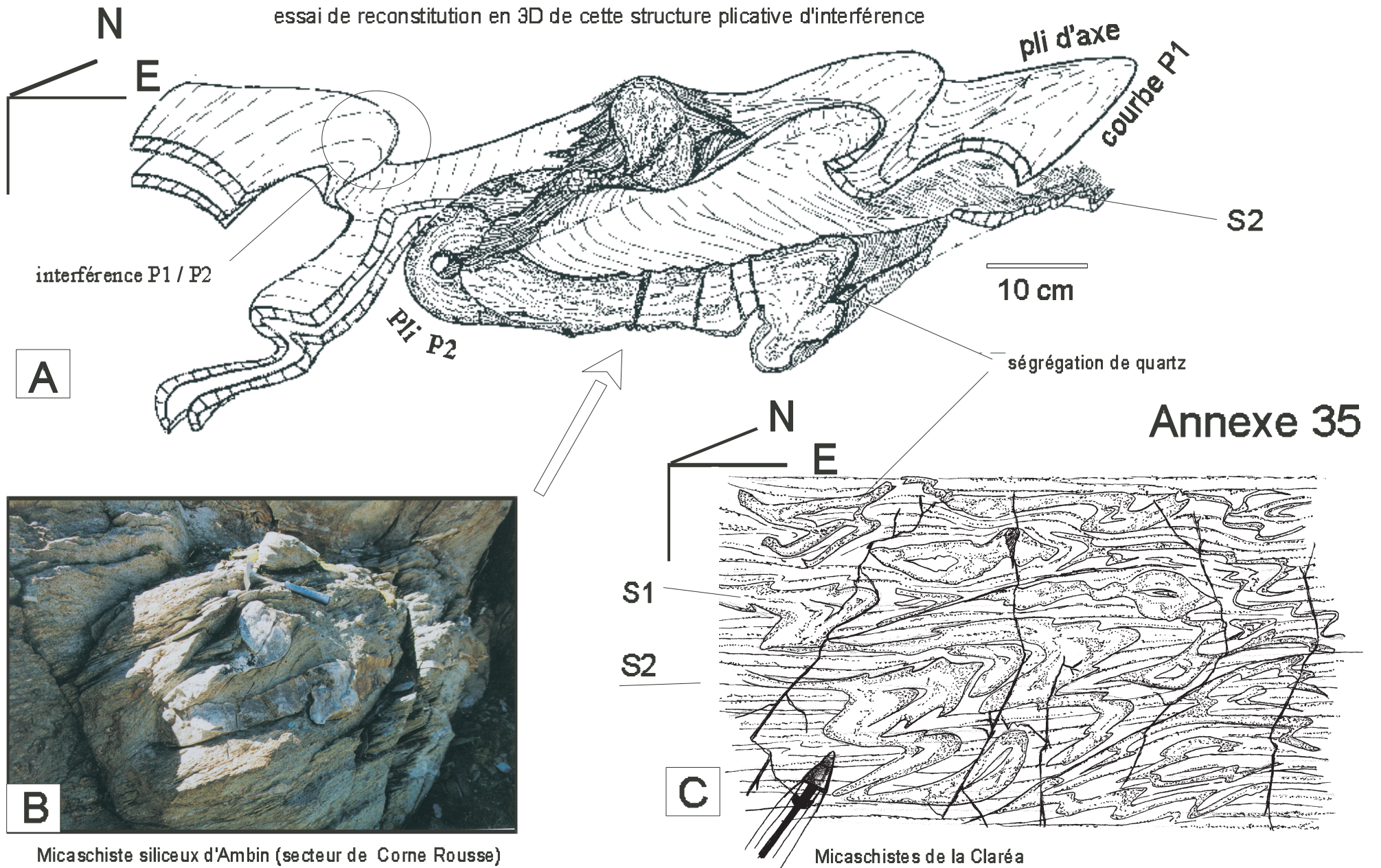
Flan supérieur du pli P2 du Col de la Vecchia. Ce pli est constitué en son coeur d'une nappe de Schistes Lustrés dont le contact cisailant $\Phi 1$ est maintenant replissé.

Annexe 34

Col de la Vecchia :
Phase de cisaillement D2 vers l'Est - transposition de toutes les anciennes structures D1 au sein de grands plis fermés déversés vers l'Est ou le SE



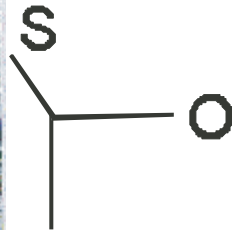
essai de reconstitution en 3D de cette structure plicative d'interférence



Figures d'interférences : plis "P1" transposés par la deuxième phase de cisaillement ductile vers l'est

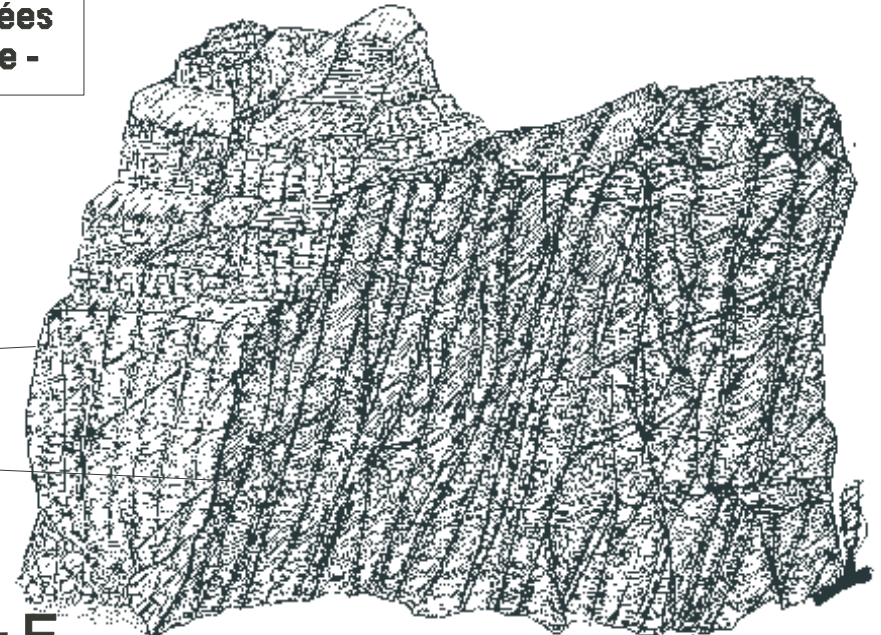
Pis P3 de petite taille présentant une schistosité de plan axial très grossière (crénulation)
 - Groupe d'Etache - coupe du Lac Noir -

Structures macroscopiques associées aux plis P3 - la crénulation tardive -



Schistosité 2

crénulation S3



Micaschistes de la Claréa

trilogie d'Etache :
 - banc carbonaté
 - quartzites verdâtres d'aspect soyeux
 - micaschistes siliceux d'aspect grumeleux

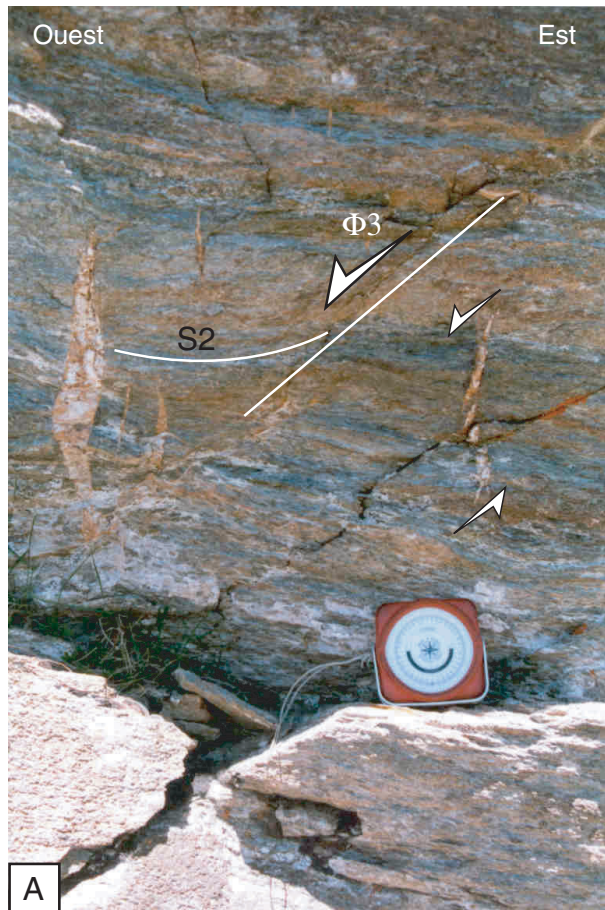


50 cm

Crénulation S3

micaschistes d'Ambin : apparition d'une crénulation tardive de plan axial dans les plis P3 très ouverts - Col du Petit Mont Cenis -

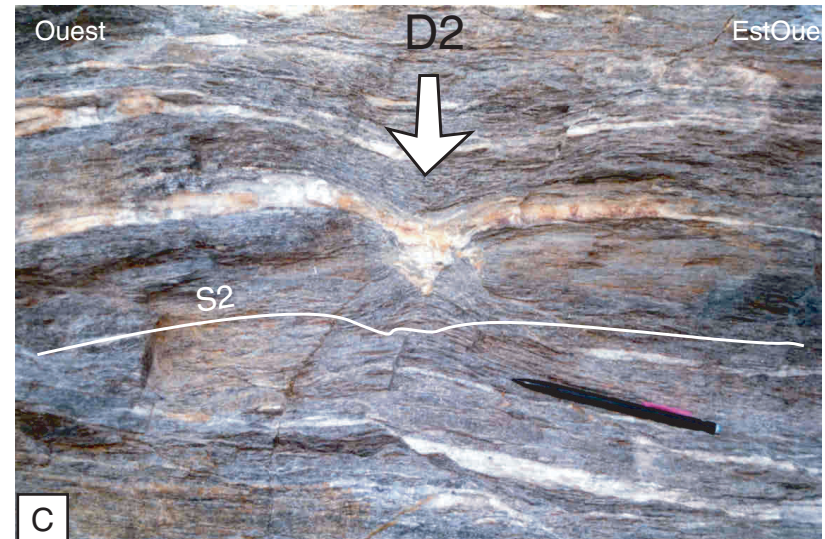
Annexe.37 - Expression de la déformation ductile dans l'Unité Médiane des Schistes Lustrés



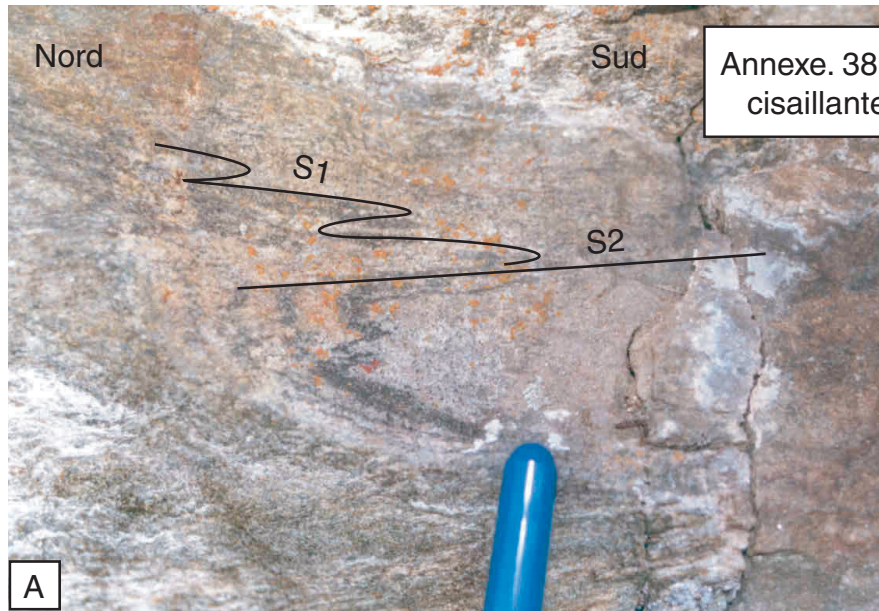
Déformation D3 : fente de tension en échelon et cisaillements semi-cassants à fort pendage ($\Phi 3$) recoupant la schistosité S2 - direction de mouvement vers l'Ouest (rive gauche du Vallon d'Etache)



Tête de pli P2 présentant une schistosité S2 de plan axial. Une fabrique alpine précoce S1, marquée par des fillonnets de calcite-quartz, est plissée à l'intérieur de la structure (secteur de la "Fenêtre" de Lanslebourg)



Boudinage de la schistosité S2 au cours de la déformation D2. Cisaillement Pur dominant dans ce secteur (Lanslevillard, ensellement de Schistes Lustrés situé entre les Dômes de Vanoise Sud - Ambin et Gran Paradiso)



Schistosité précoce S1 de HP-BT (glaucophane, chloritoïde, jadeïte, phengite) conservée au coeur d'un boudin de paragneiss; S2 replisse cette fabrique (massif du Gran Paradiso, retombée Ouest, secteur de la Cîme du Caro)

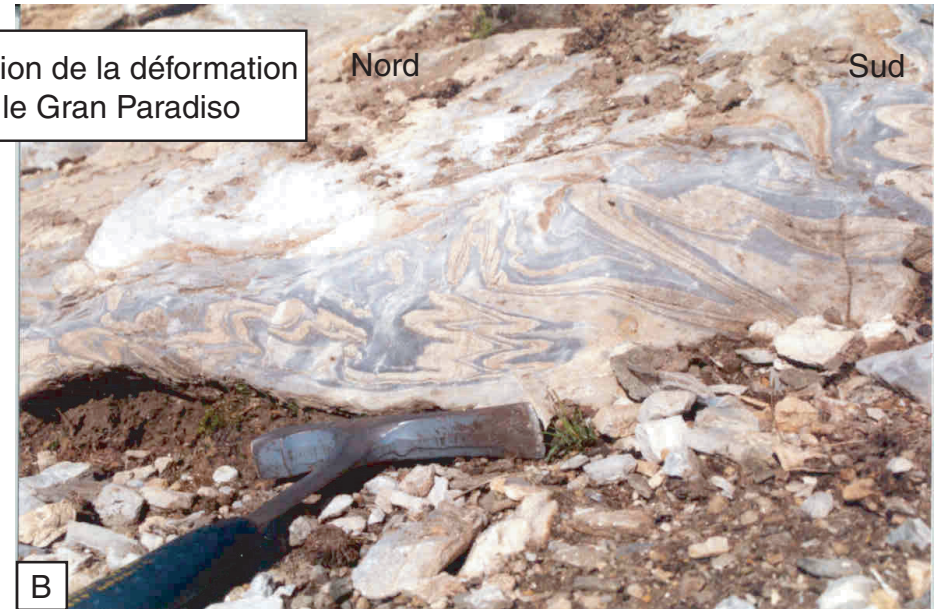
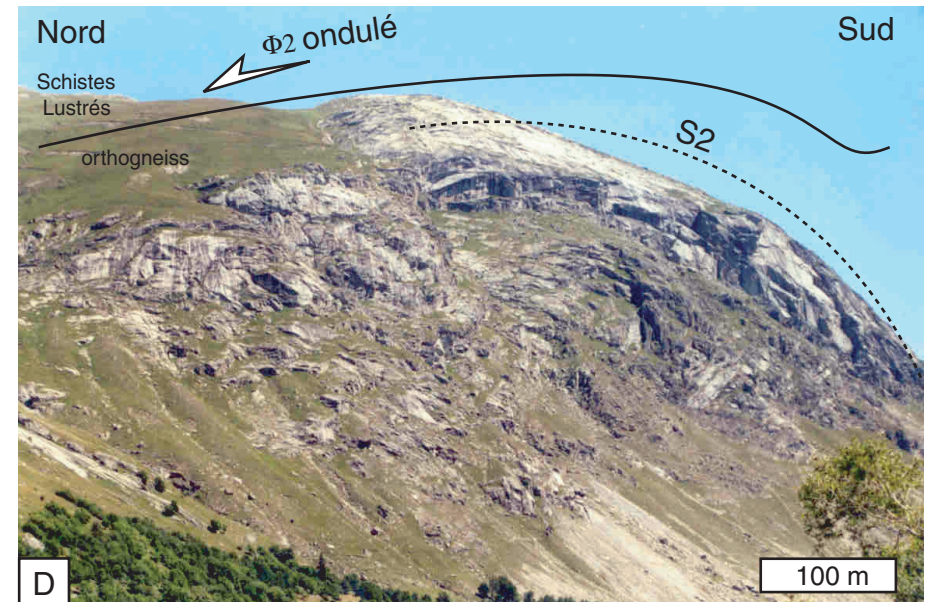


Figure d'écoulement complexe à la base d'un boudin calcaire cisailé avec l'unité paragneissique du Gran Paradiso (pli en fourreau vers l'Est, secteur de la cîme du Caro)



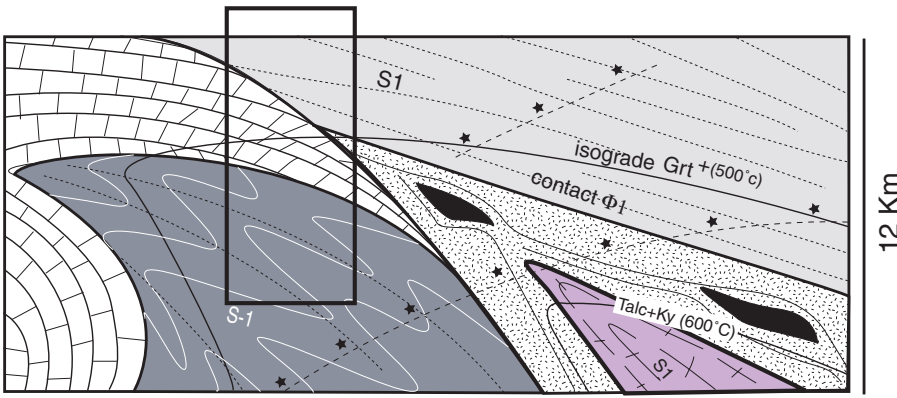
Bandes de cisaillement D2 à vergence Ouest dans les orthogneiss du Gran Paradiso (secteur des Evettes, retombée Ouest du massif)



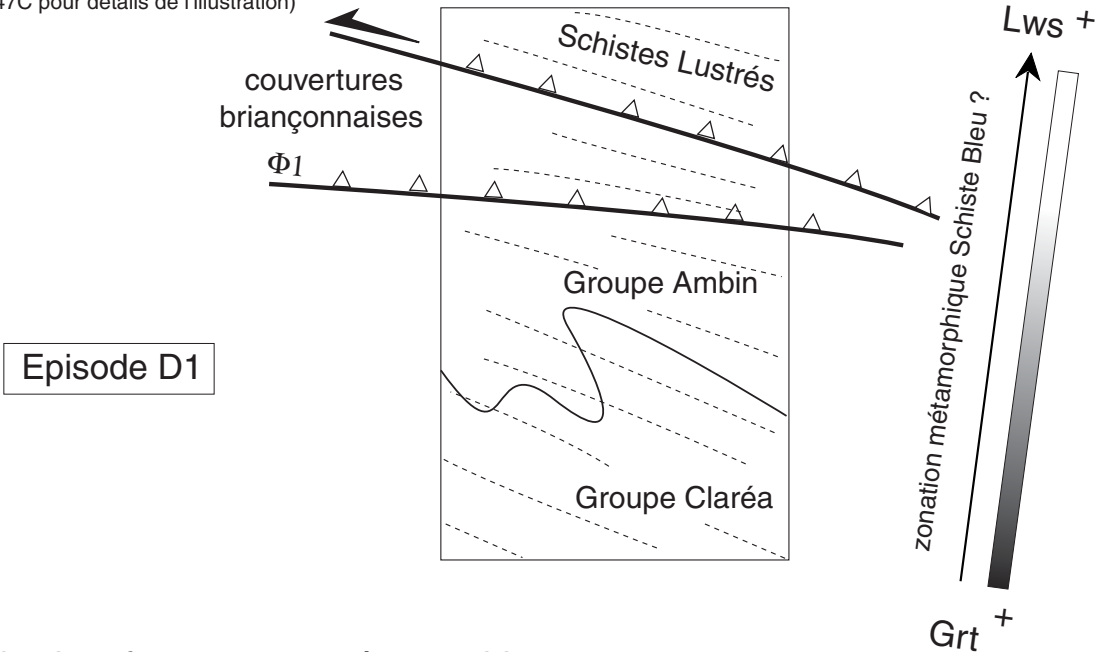
Rebroussement de la schistosité S2 et du contact tectonique $\Phi 2$ au toit du Gran Paradiso (pli P3 de Bonneval, retombée Ouest du massif)

Annexe 39

compléments d'illustrations concernant la légende de la figure 43



(voir légende de la figures 47C pour détails de l'illustration)



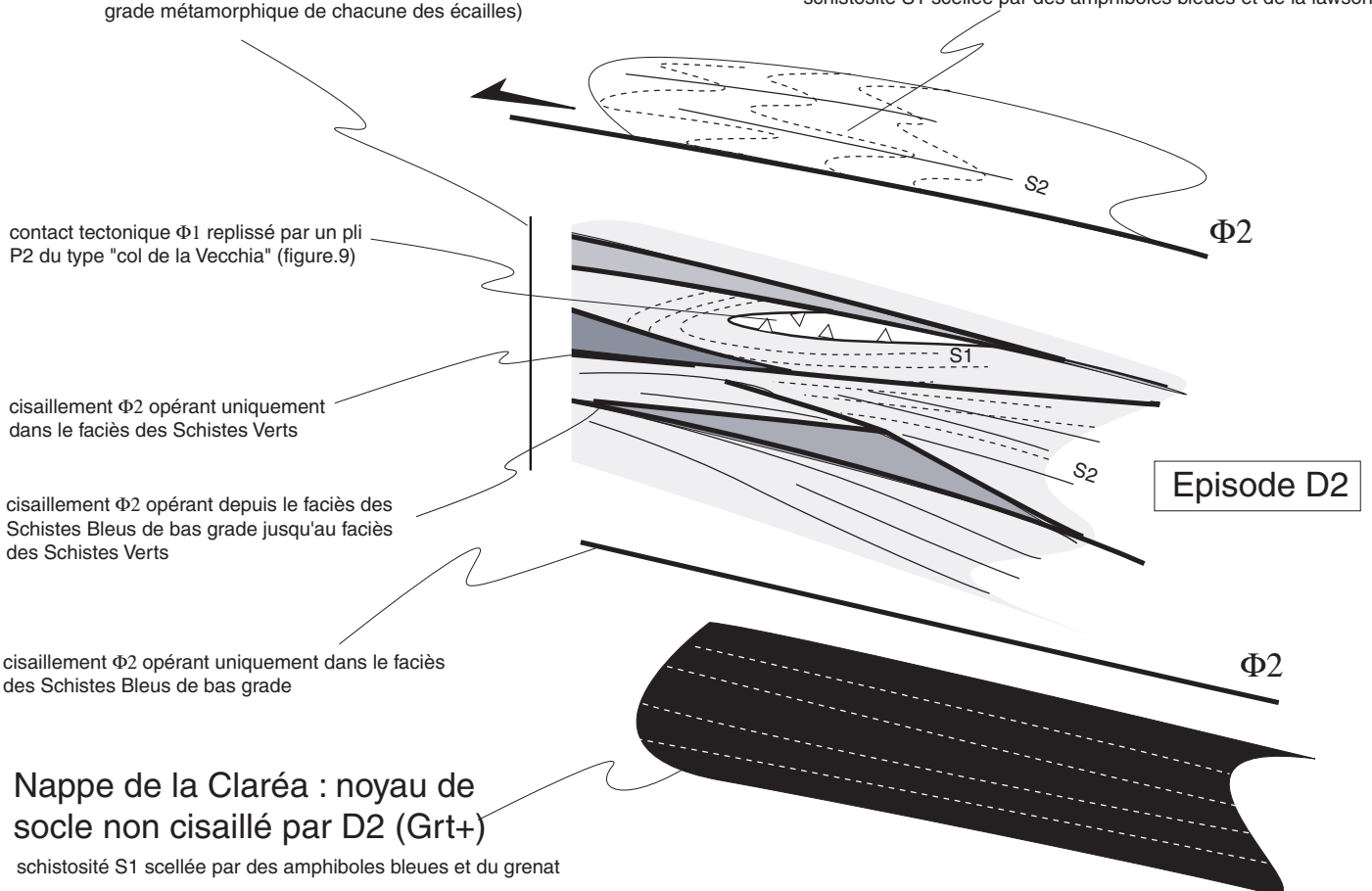
Episode D1

Nappe d'Ambin : interface tectono-métamorphique

mélange tectonique d'unités lithologiques (socle, couvertures Briançonnaises et Schistes Lustrés) à métamorphisme D1 extrêmement hétérogène (les teintes de gris symbolisent le grade métamorphique de chacune des écaïlles)

Nappes des Schistes Lustrés (Lws+)

schistosité S1 scellée par des amphiboles bleues et de la lawsonite



Episode D2

Nappe de la Claréa : noyau de socle non cisailé par D2 (Grt+)

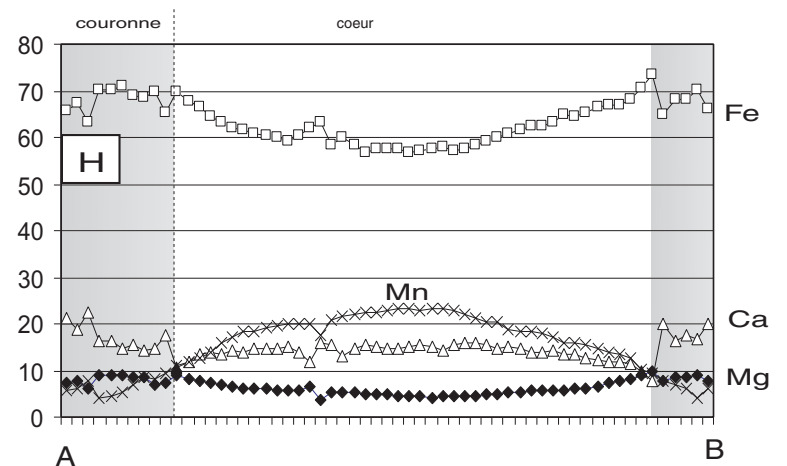
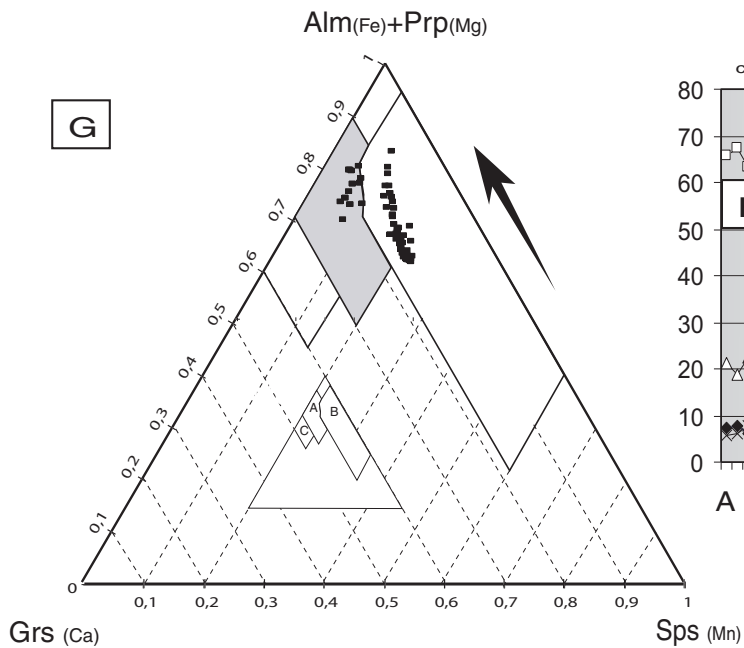
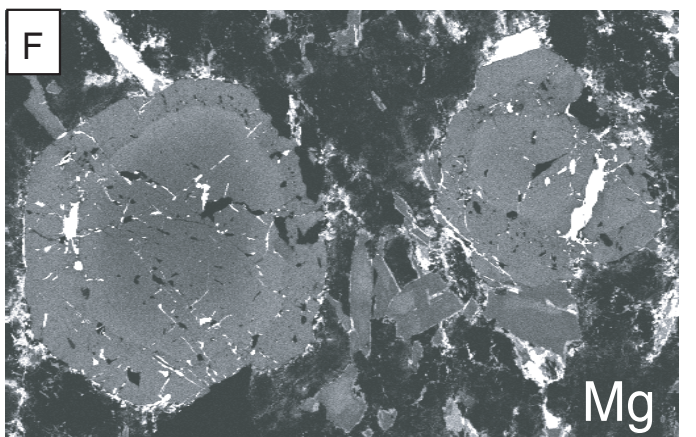
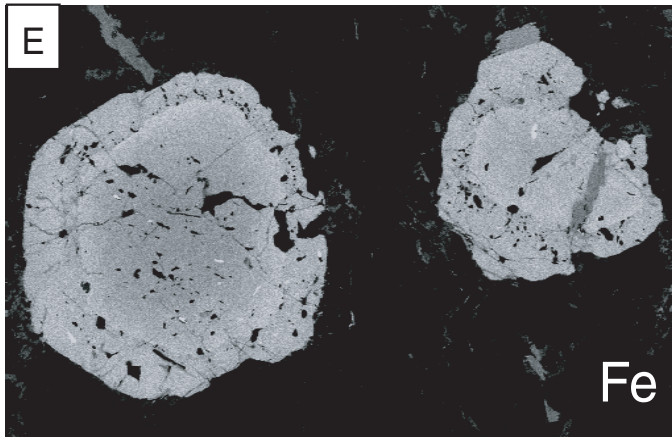
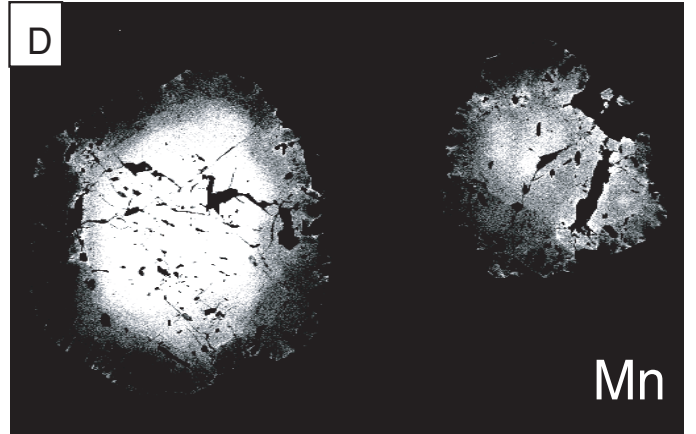
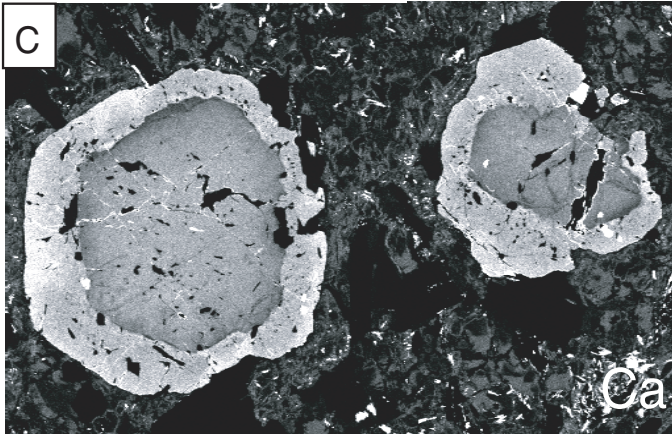
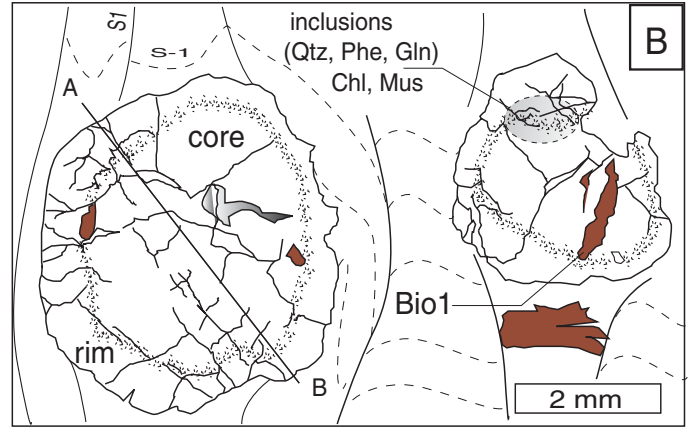
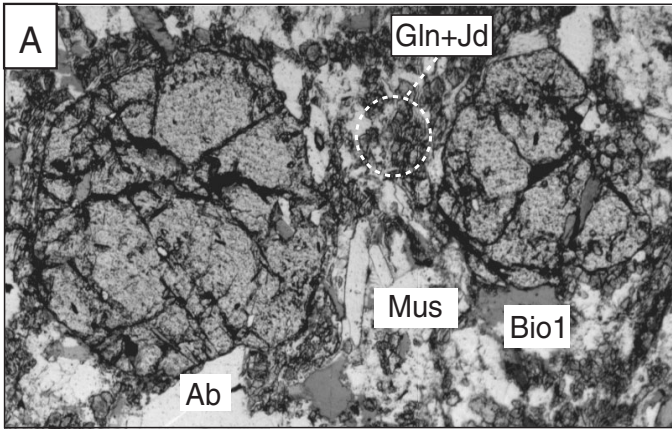
schistosité S1 scellée par des amphiboles bleues et du grenat

Annexes 40 à 58

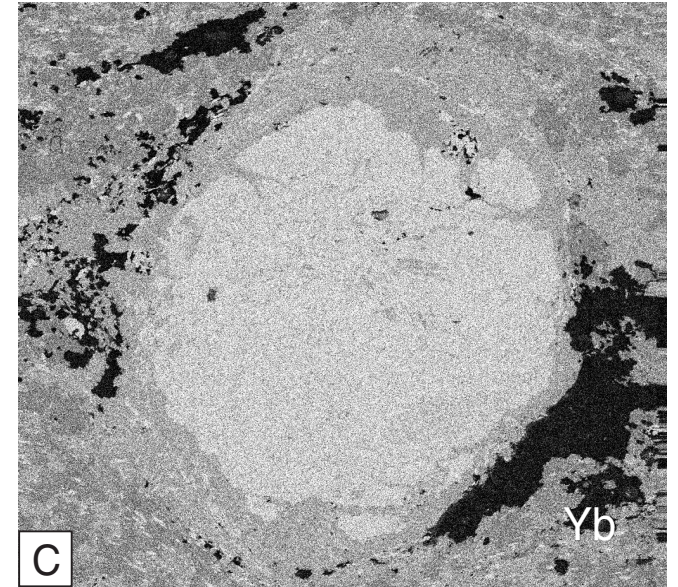
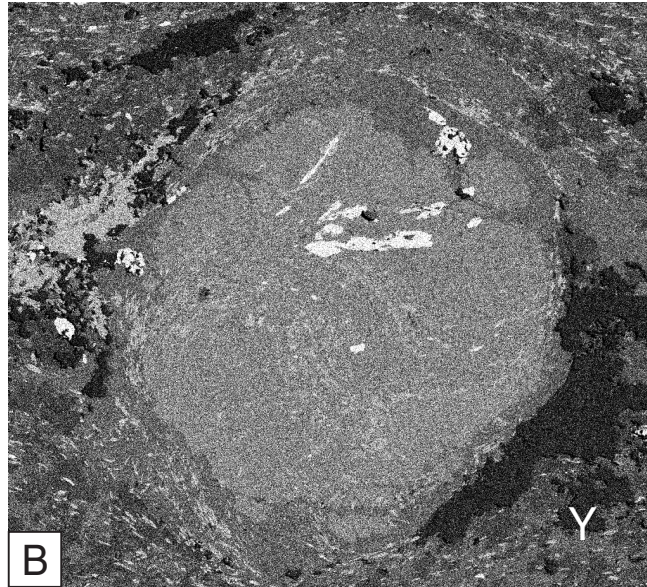
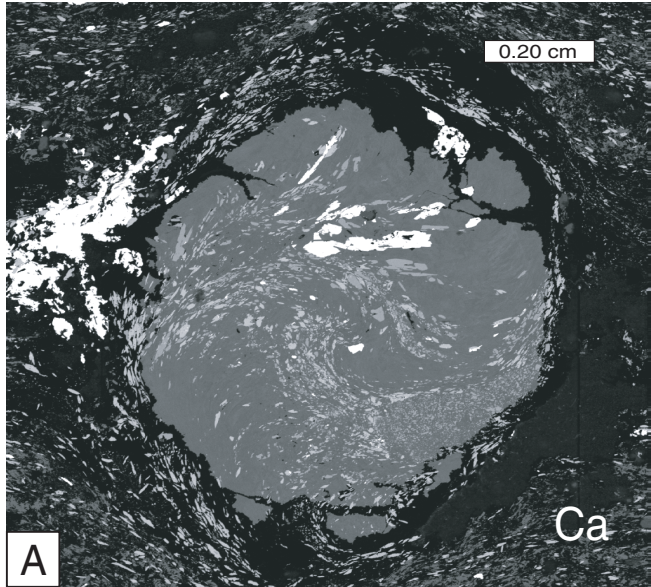
—

**Habitus et composition des grenats alpins et
anté-alpins**

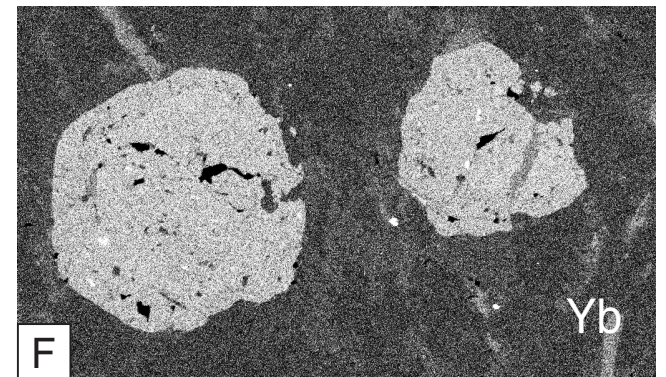
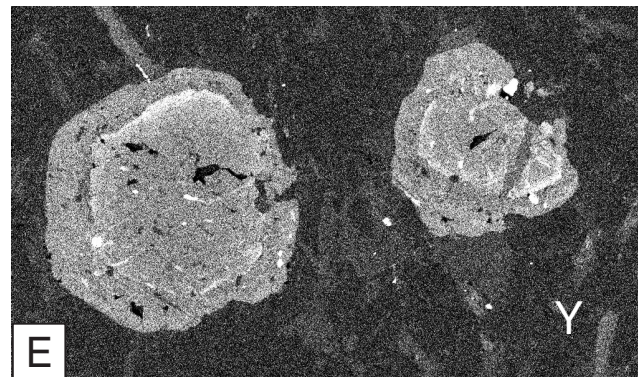
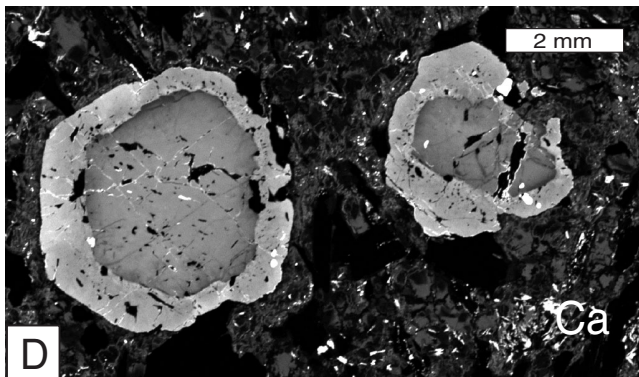
Lame Ga-40B



Annexe 40a

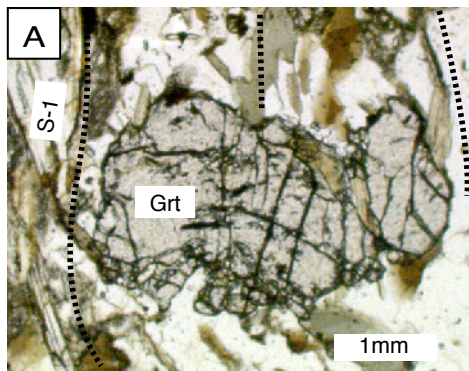


Grenat alpin syntectonique Ga-104 (§ Anx.57b)

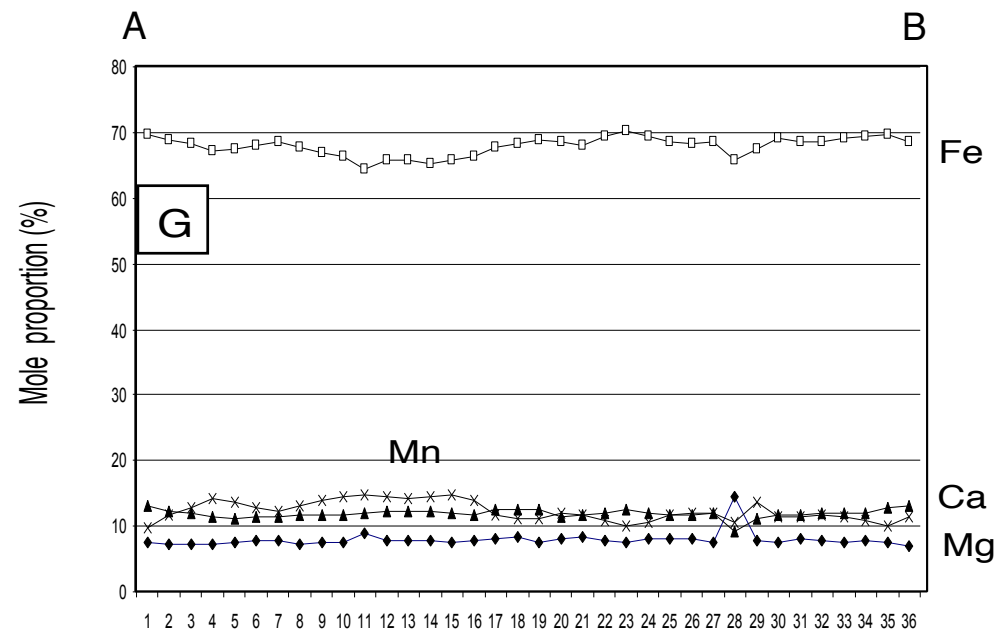
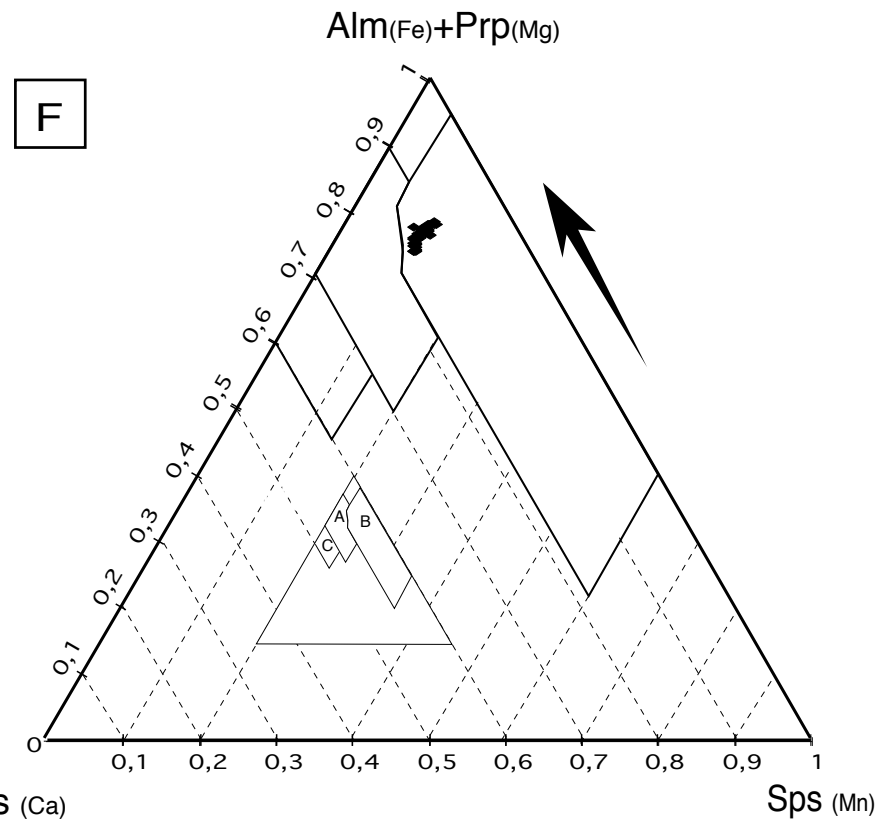
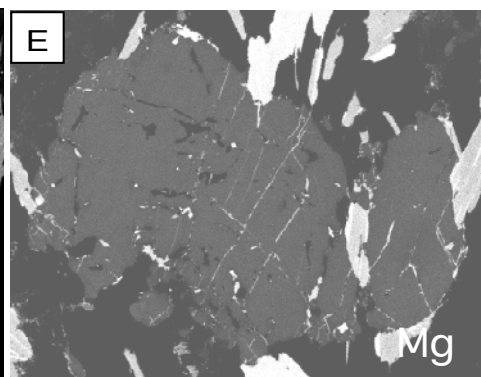
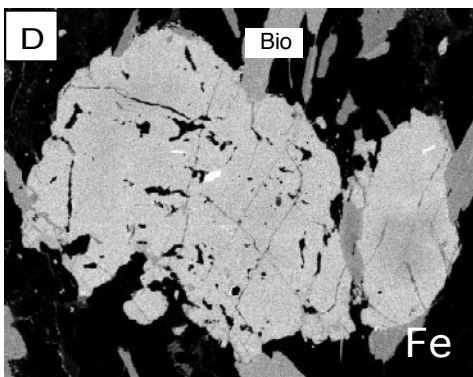
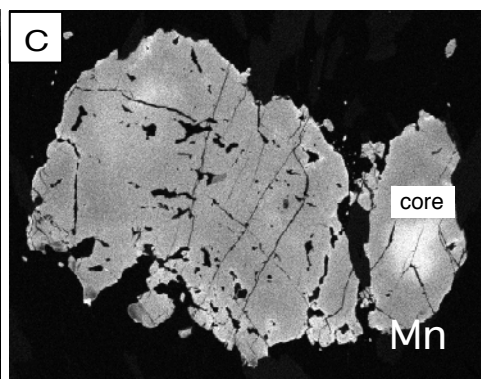
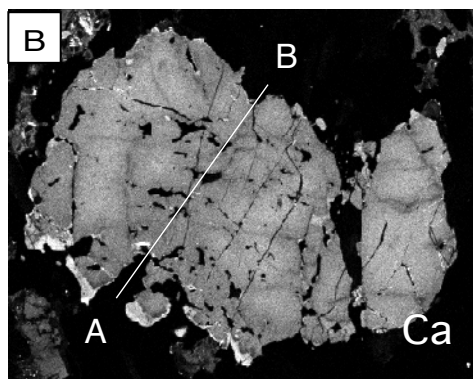


Grenat Ga-40B (§ Anx.40) coeur anté-alpin et couronne alpine

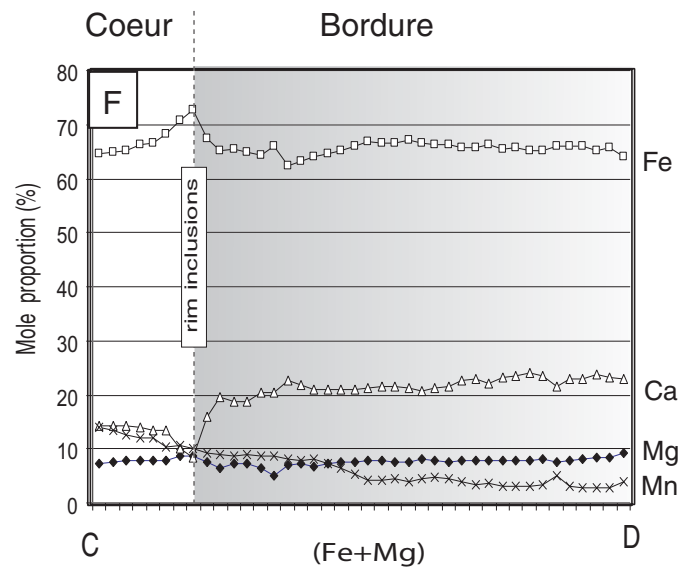
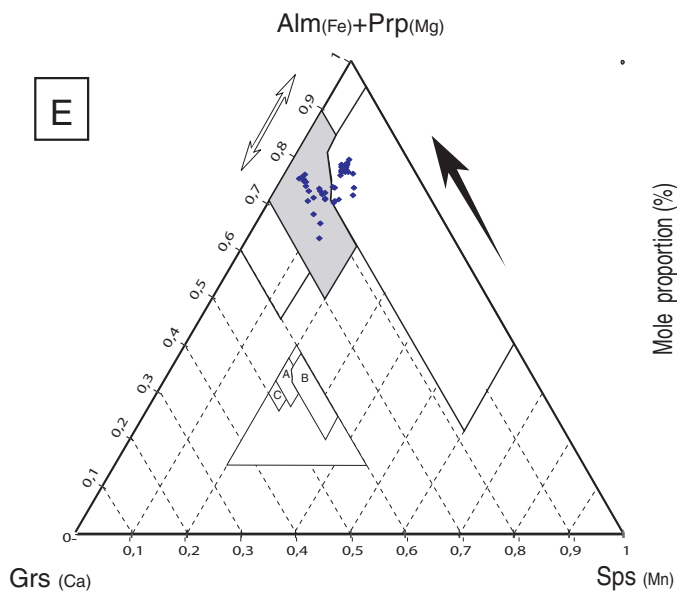
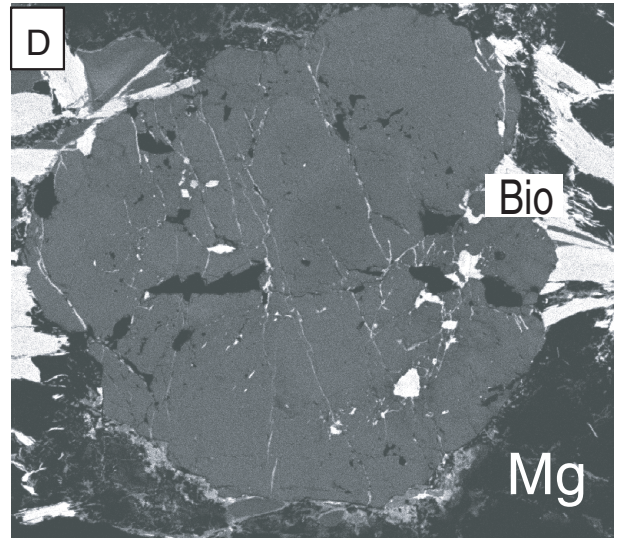
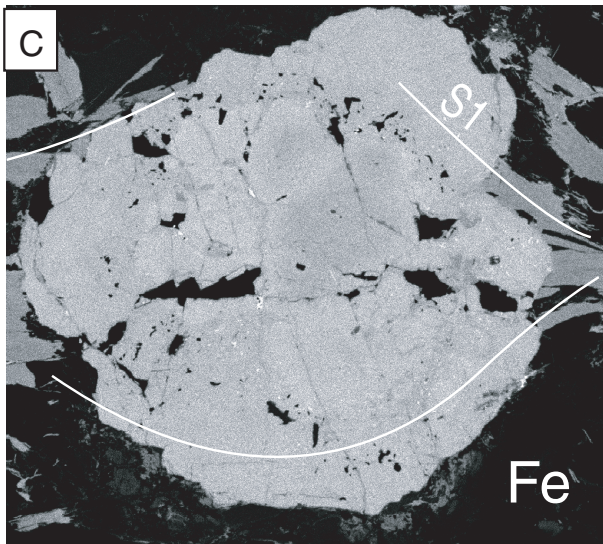
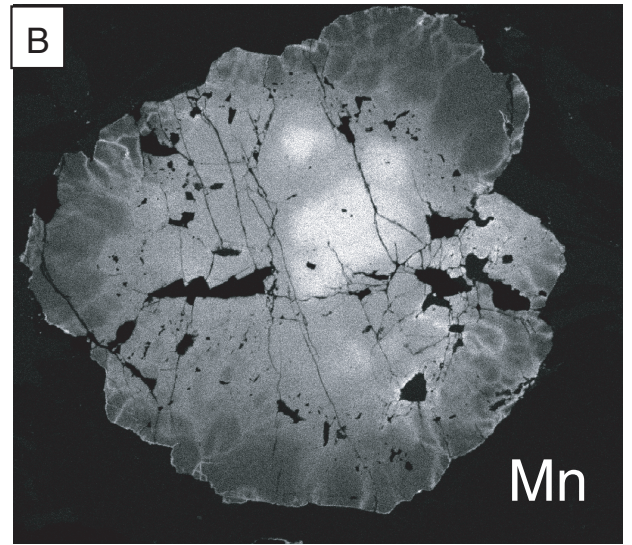
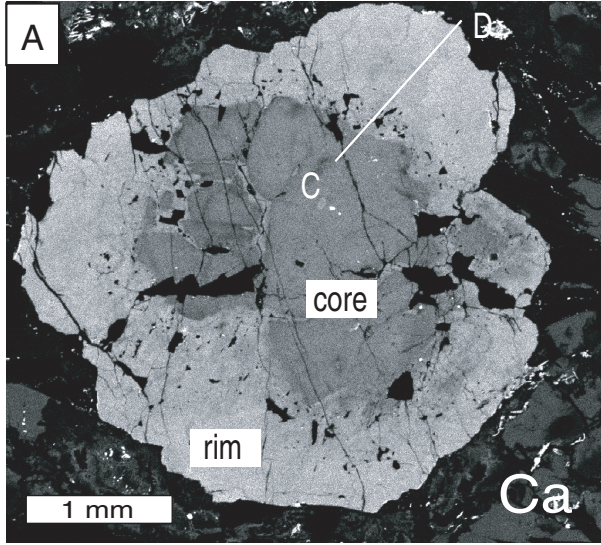
Lame Ga-40B



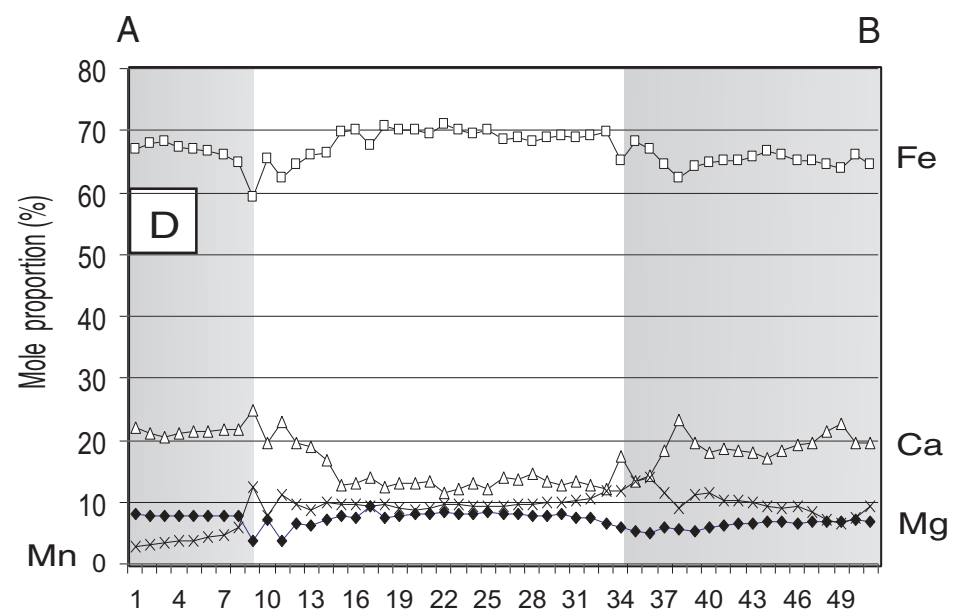
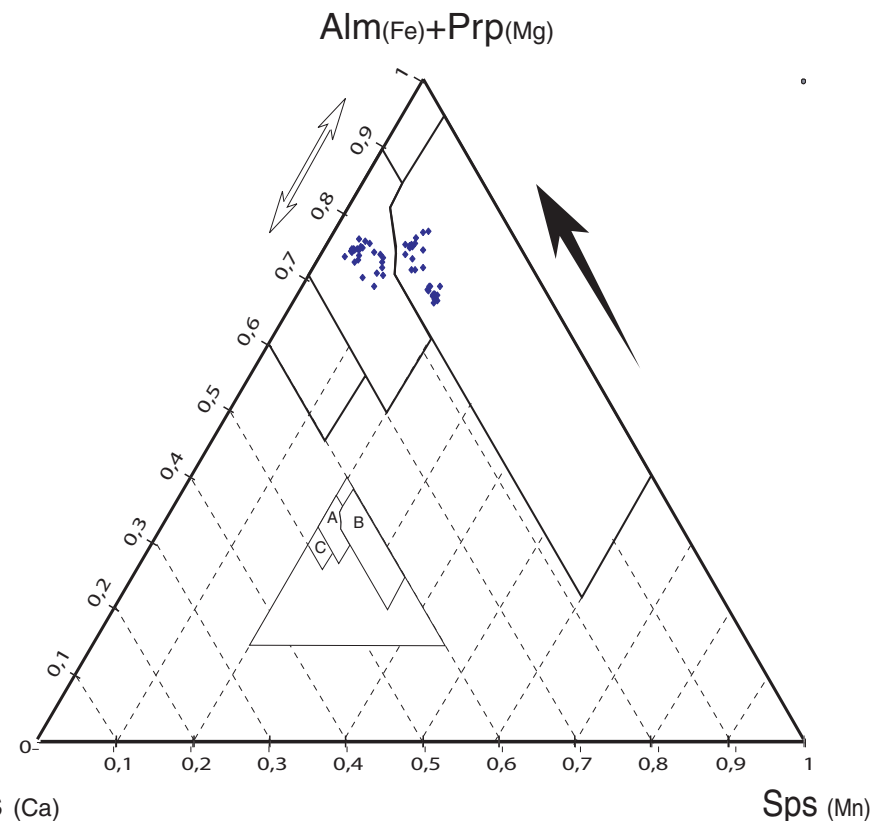
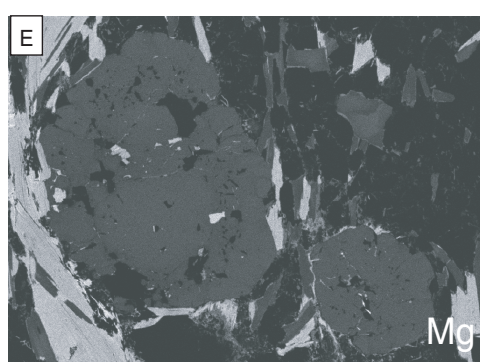
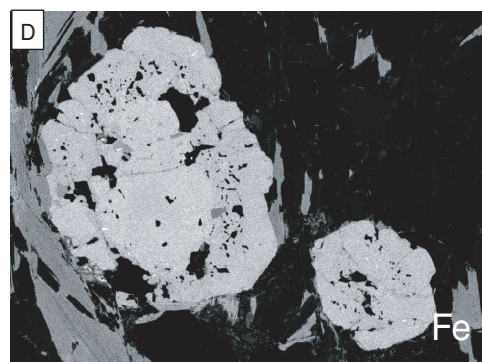
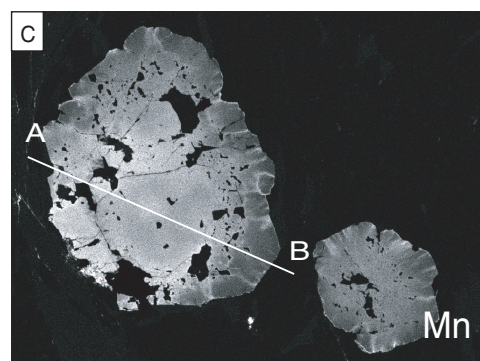
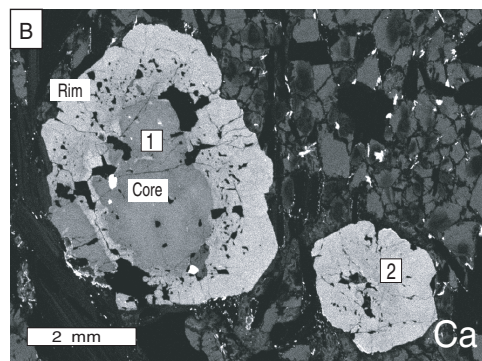
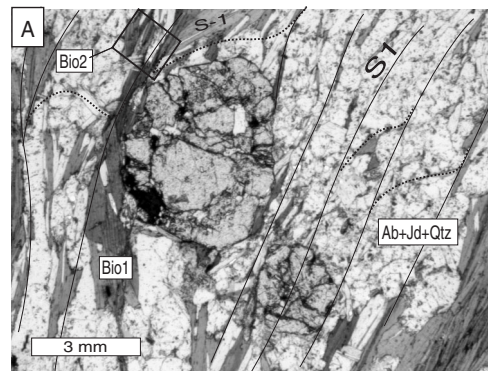
Annexe 41



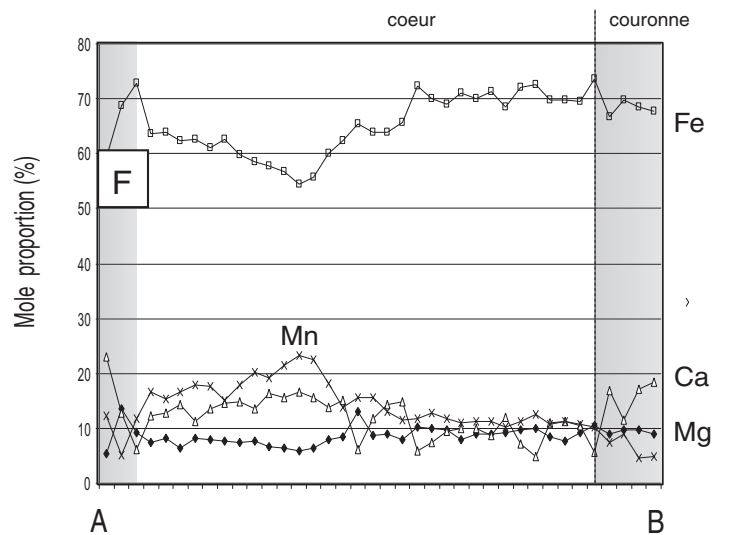
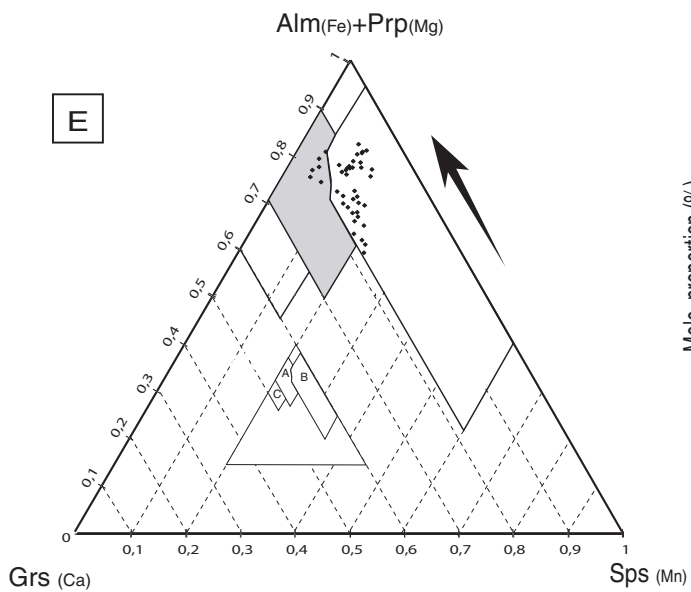
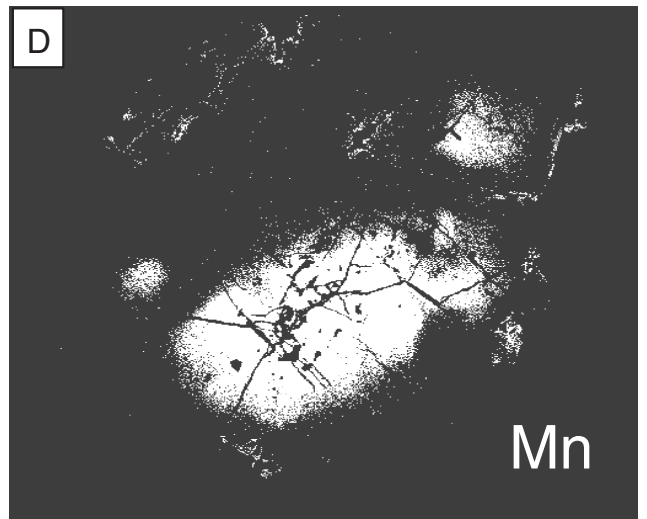
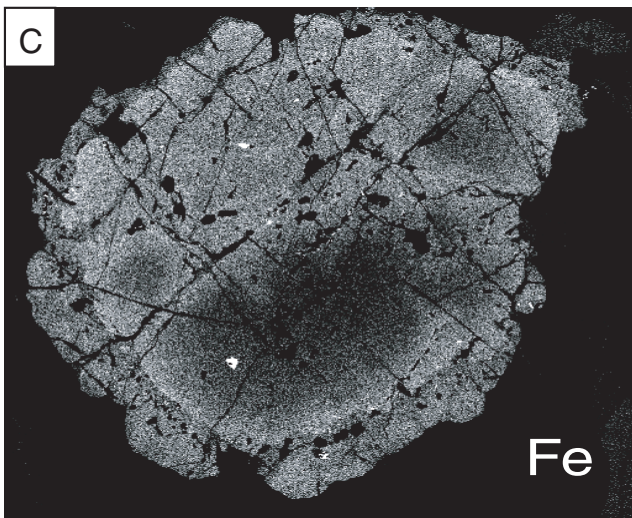
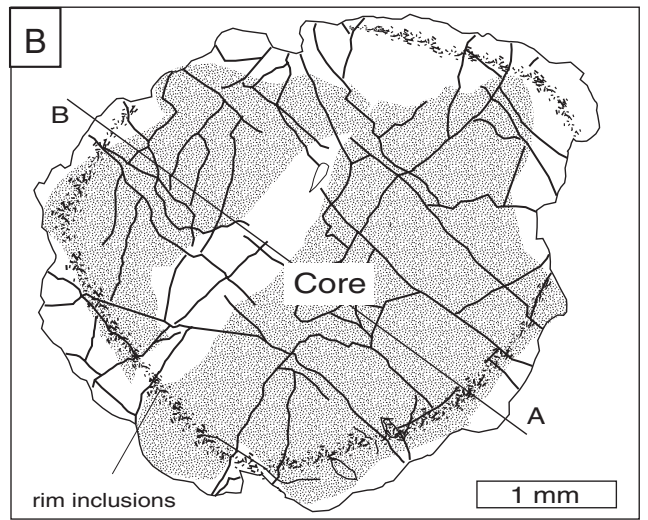
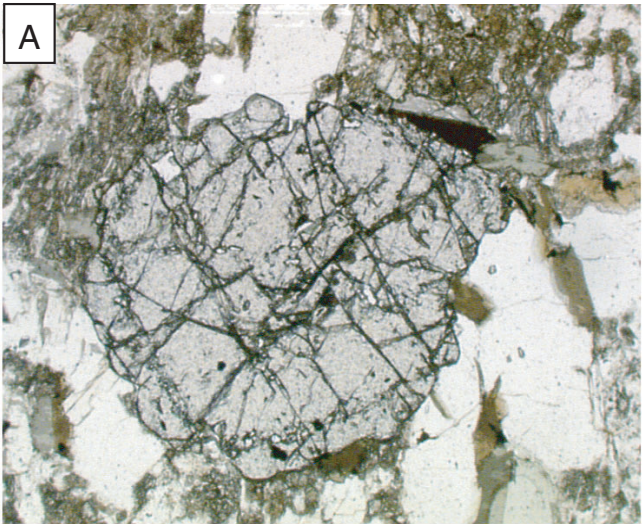
Lame Ga-40b



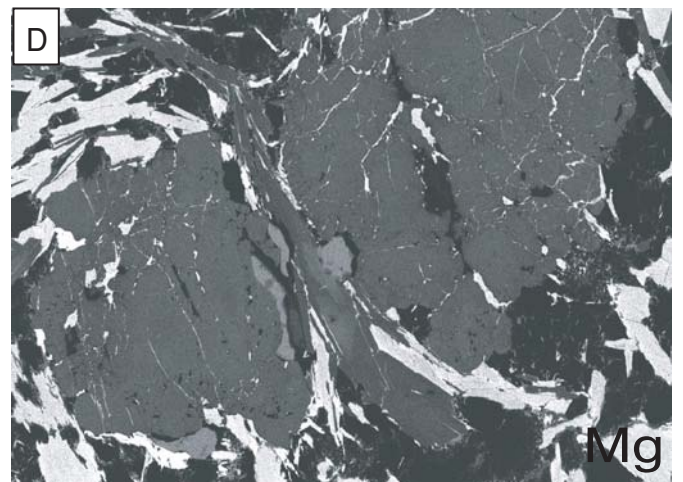
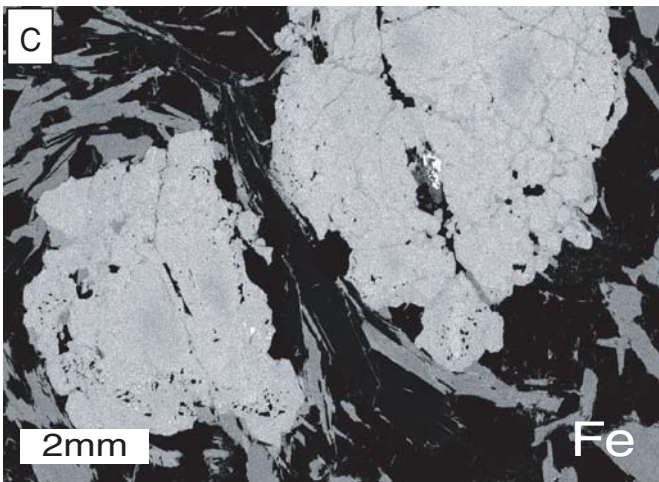
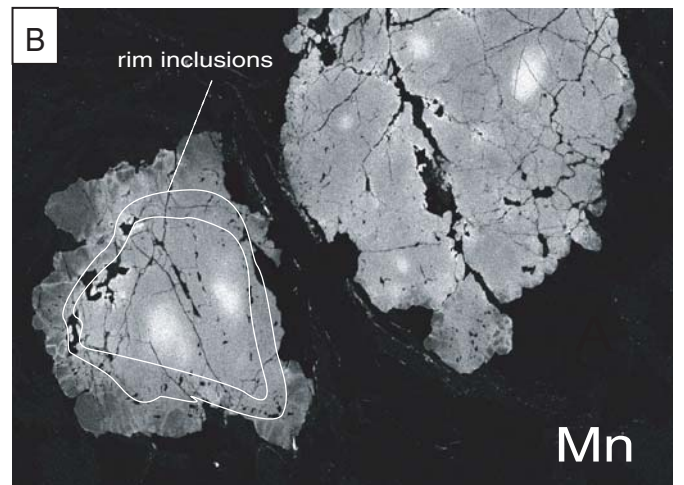
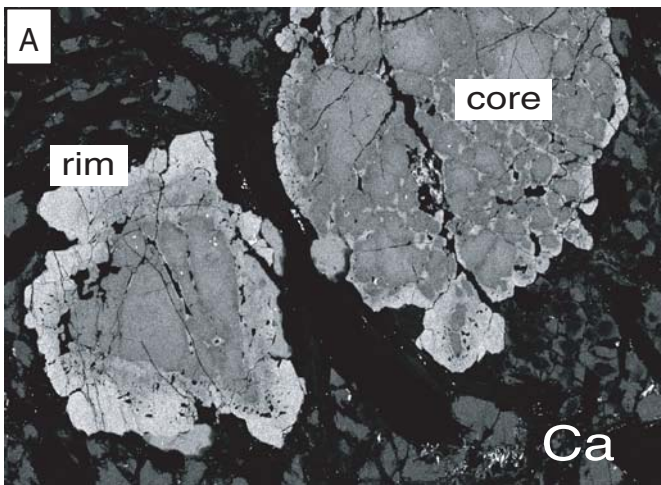
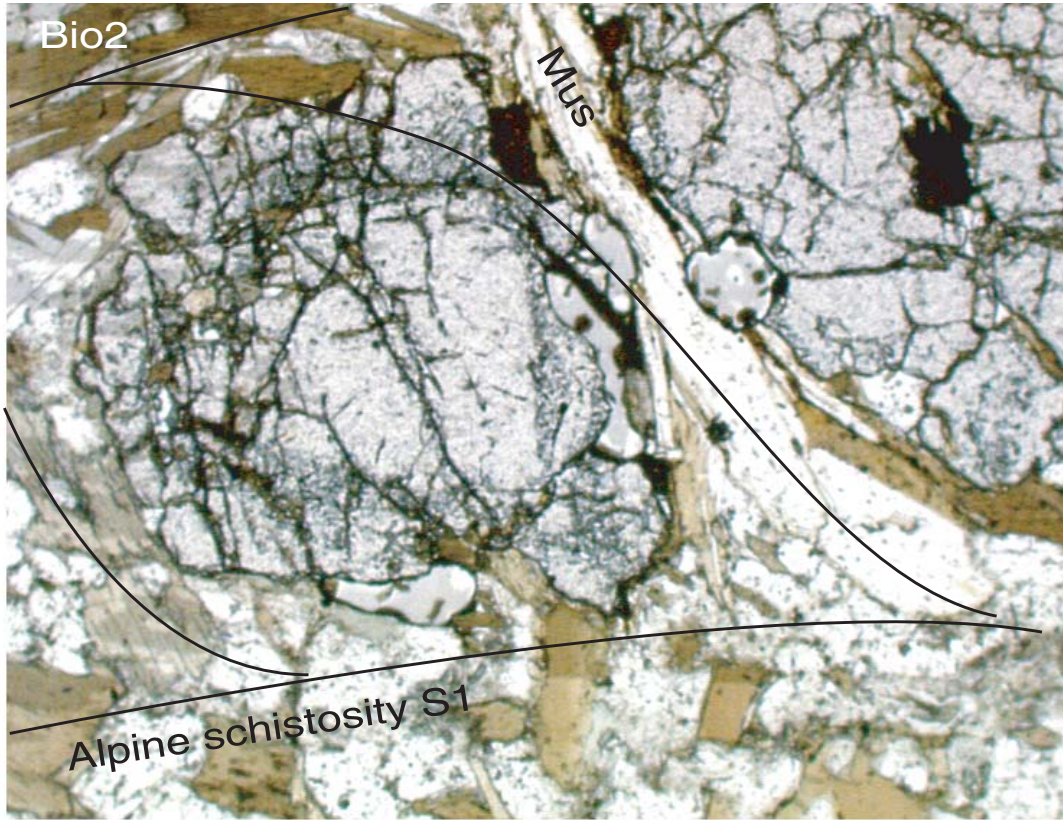
Lame Ga-40B



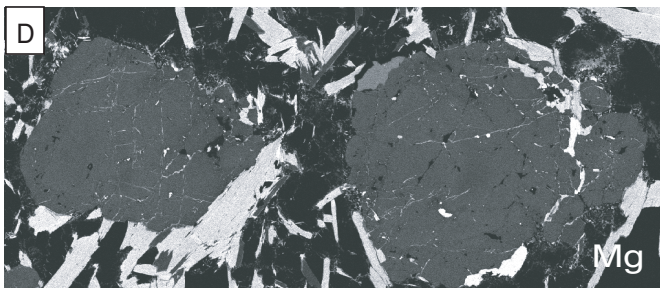
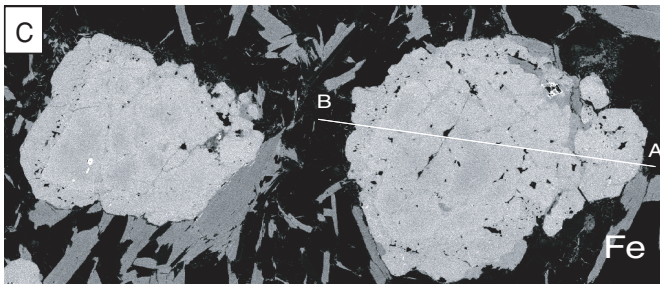
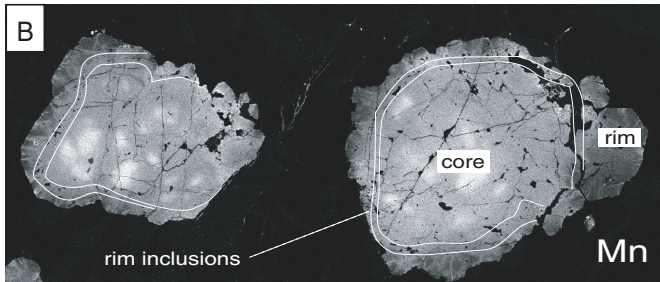
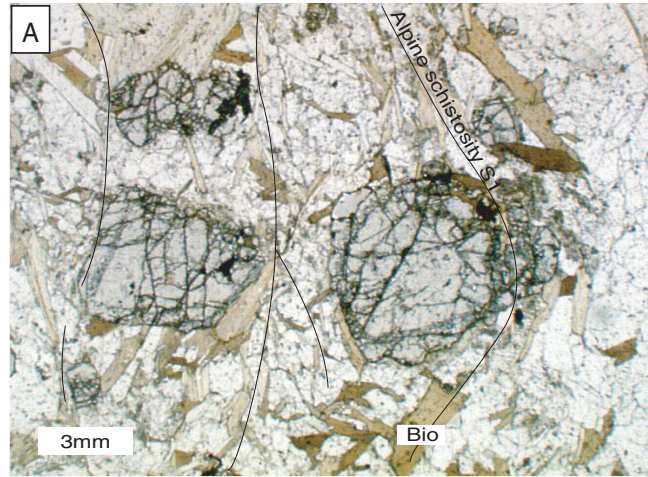
Lame Ga-40b



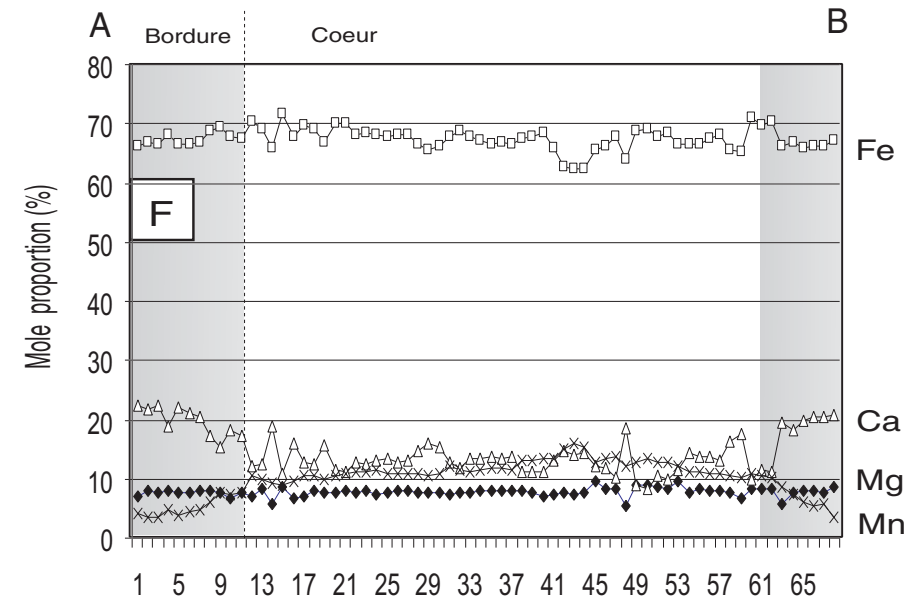
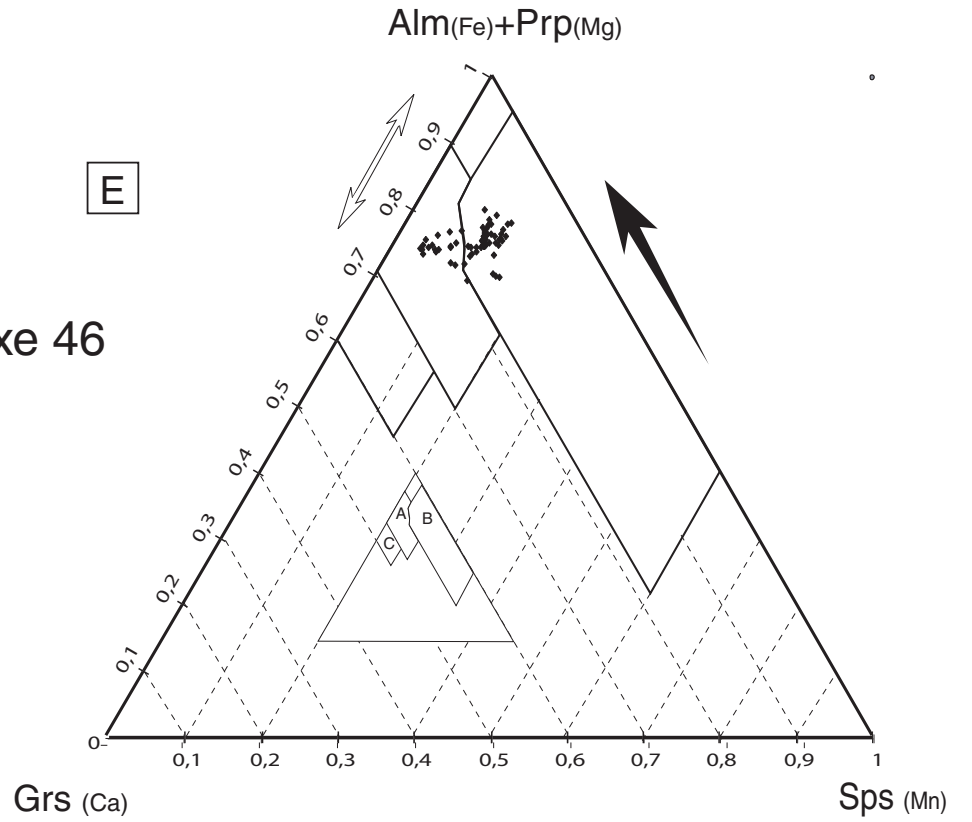
Lame Ga-40B



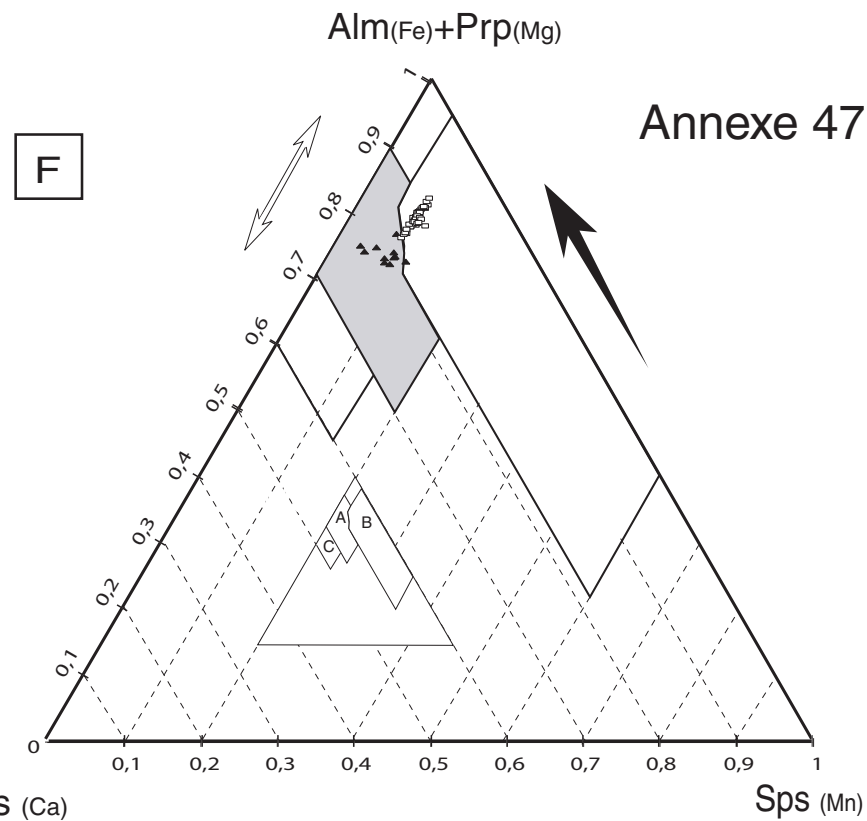
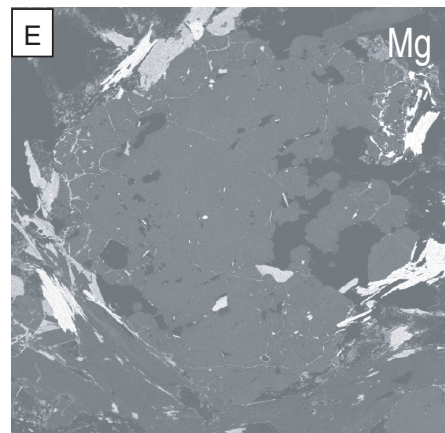
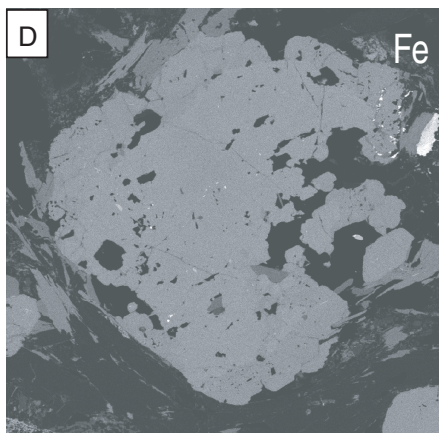
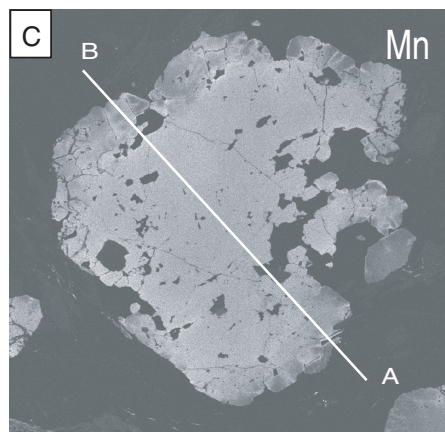
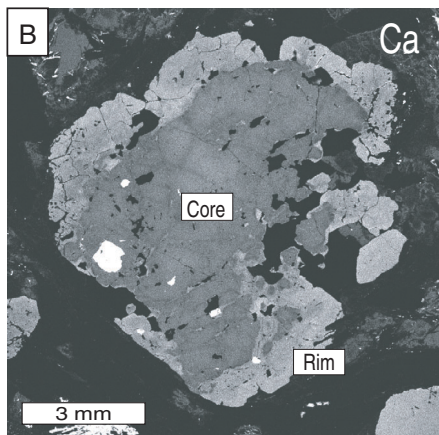
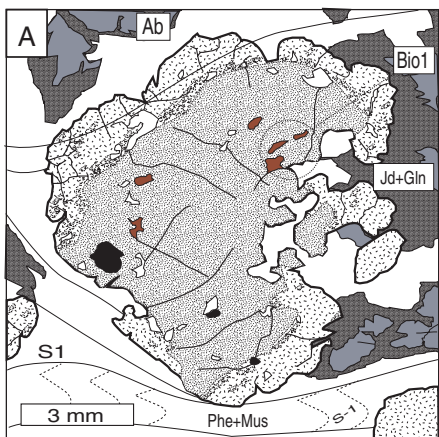
Lame Ga-40B



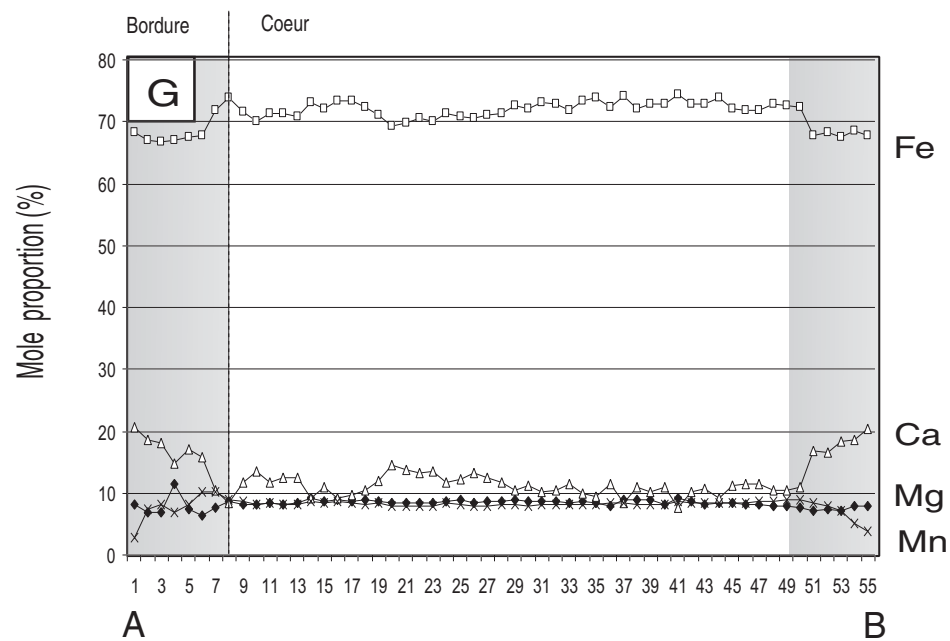
Annexe 46



Lame Ga-22

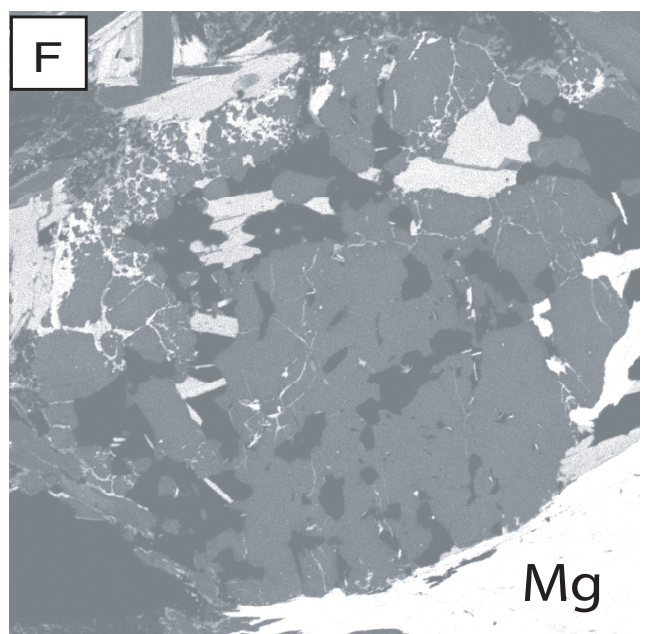
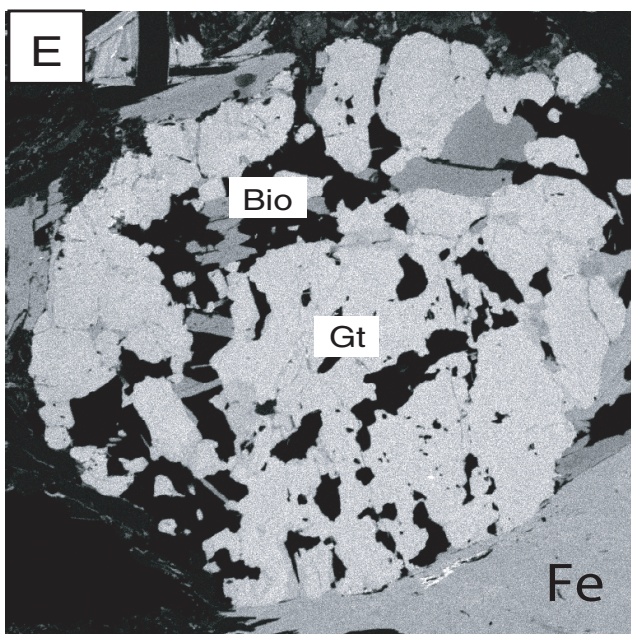
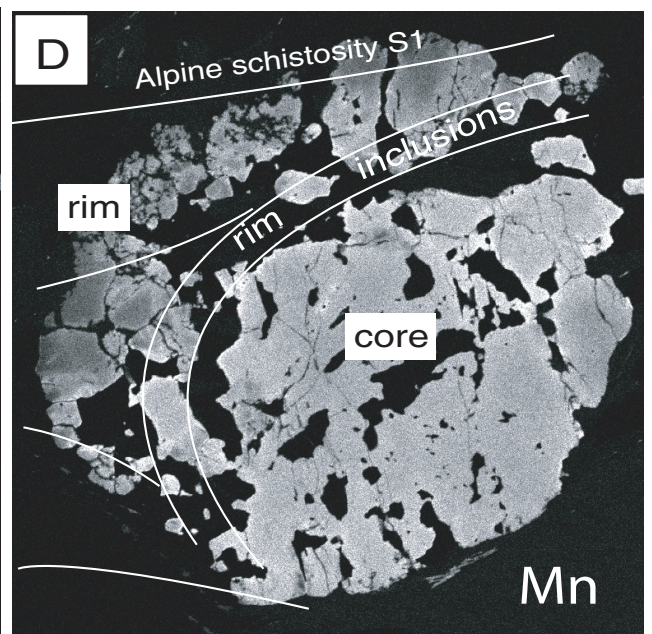
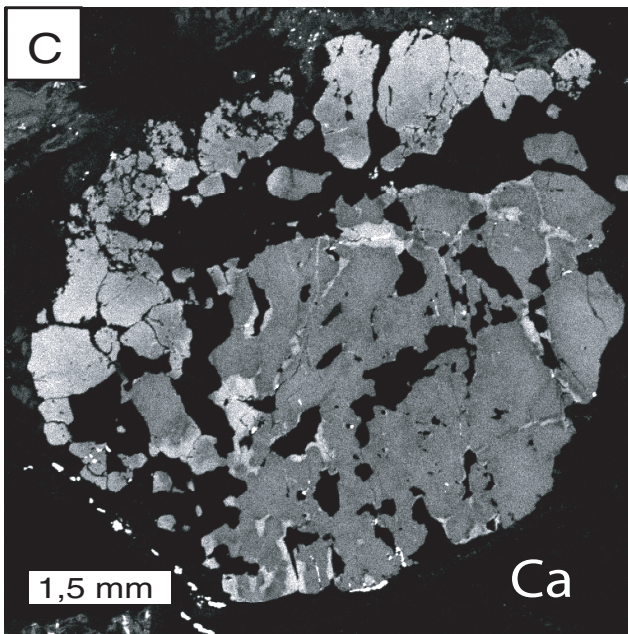
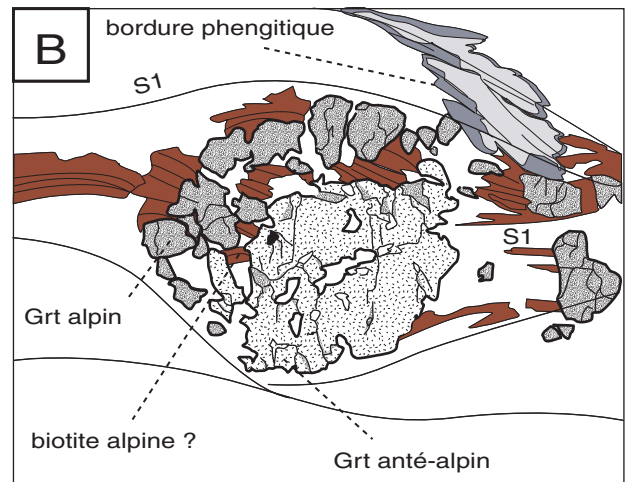
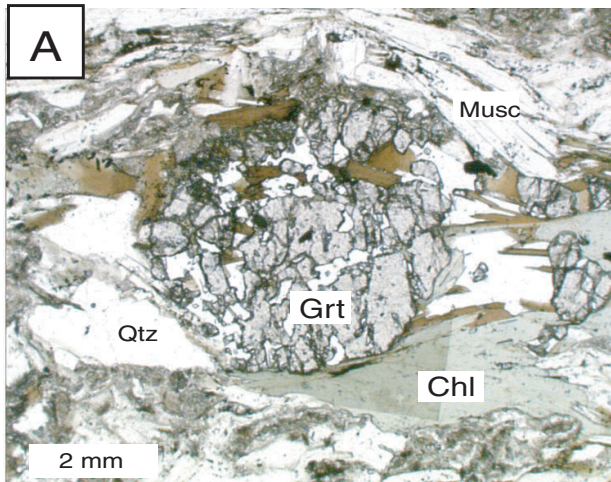


Annexe 47

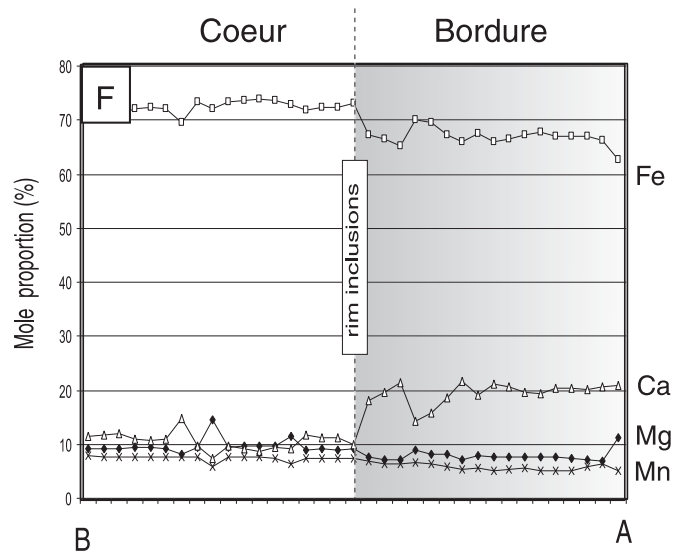
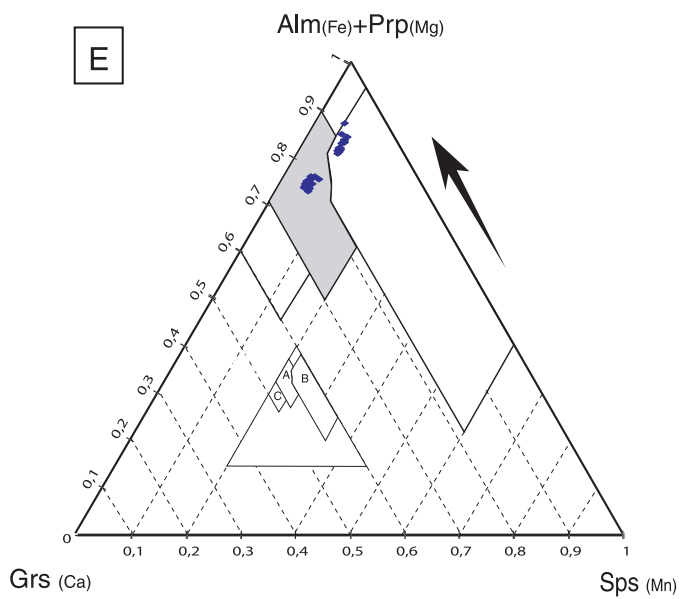
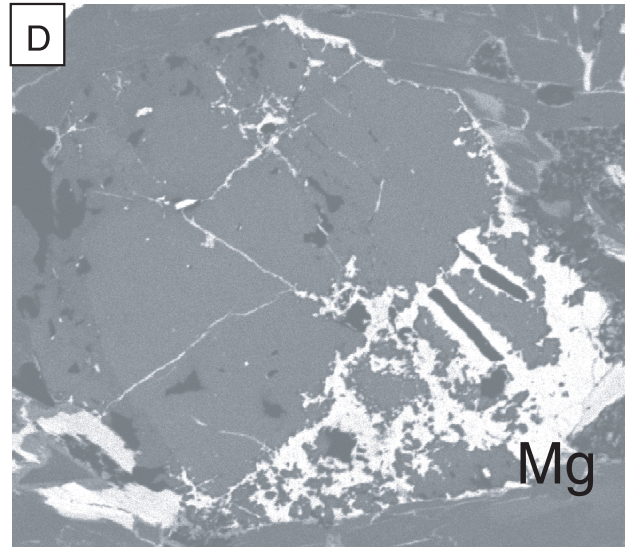
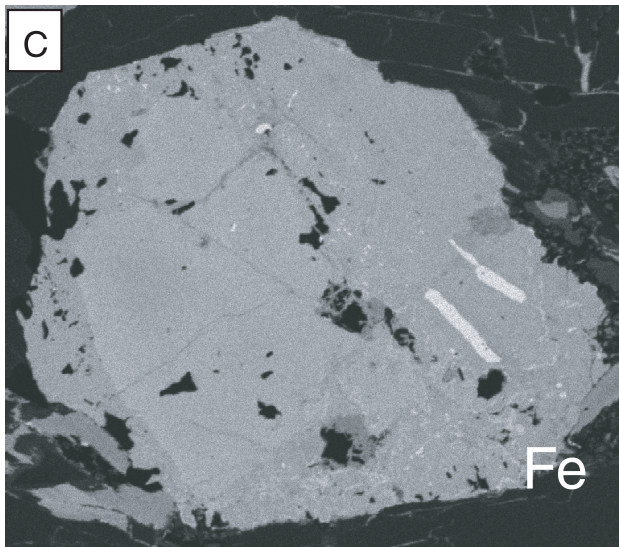
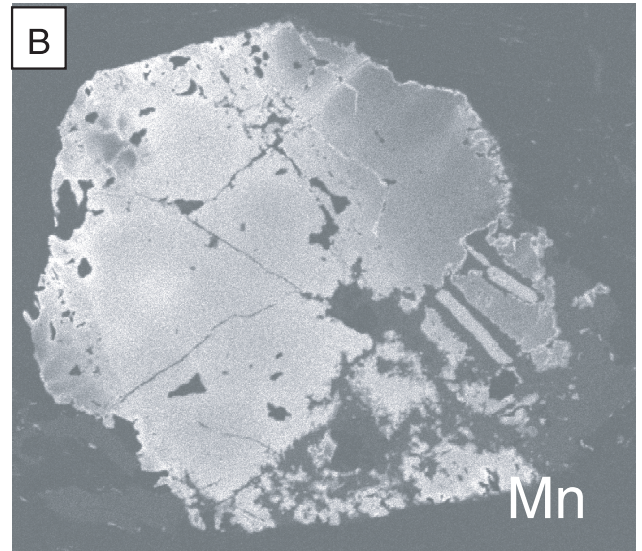
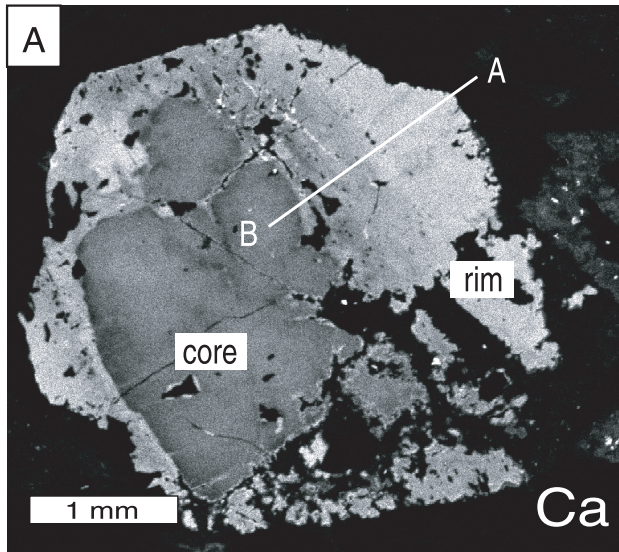


Lame Ga-22

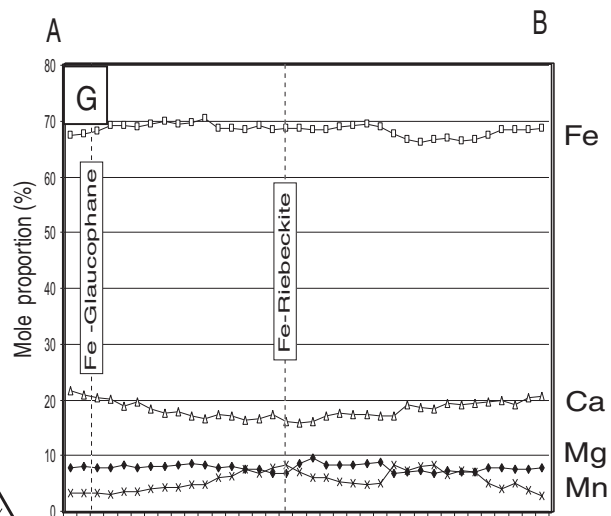
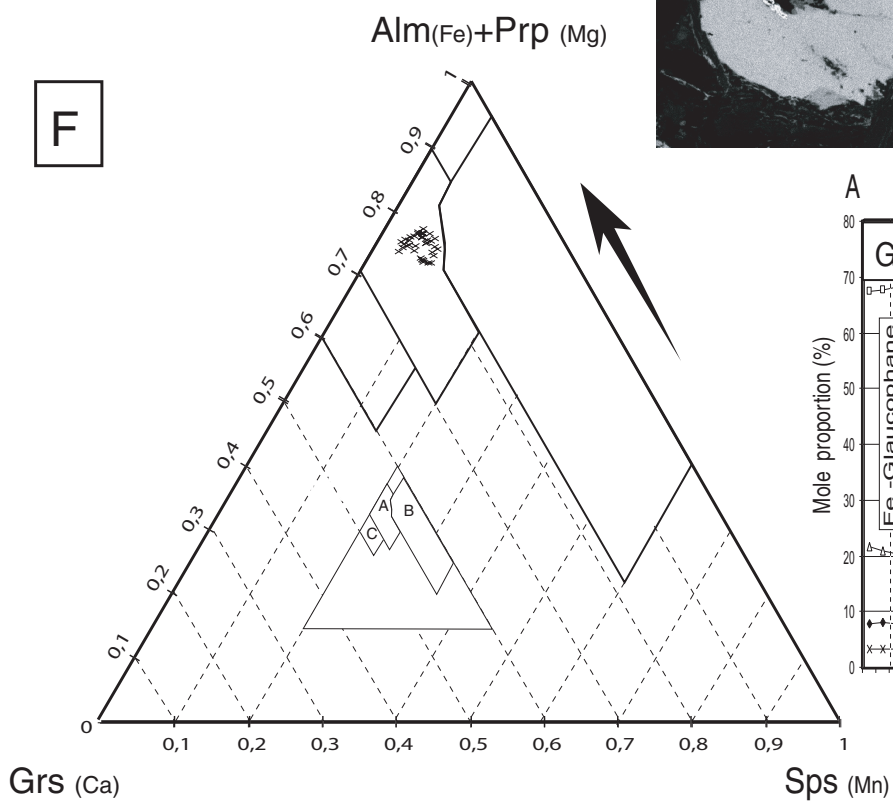
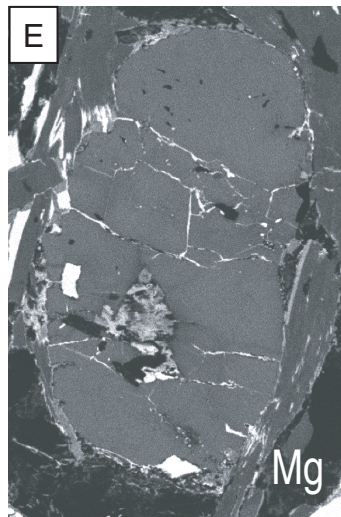
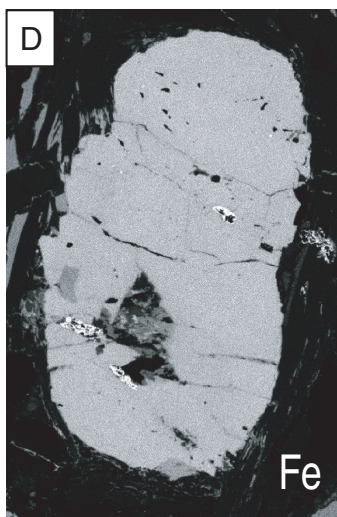
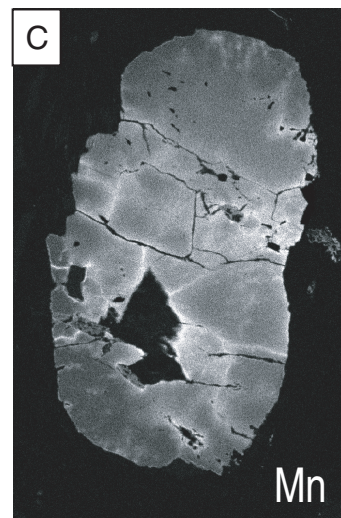
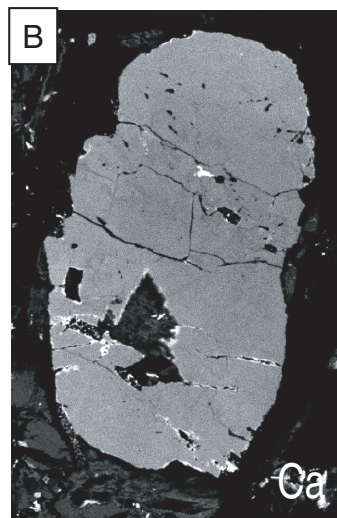
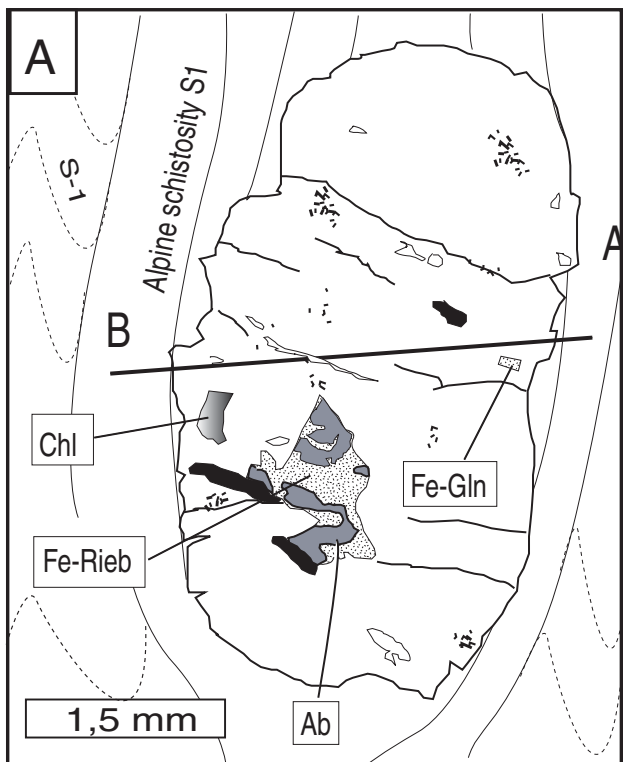
Annexe 48



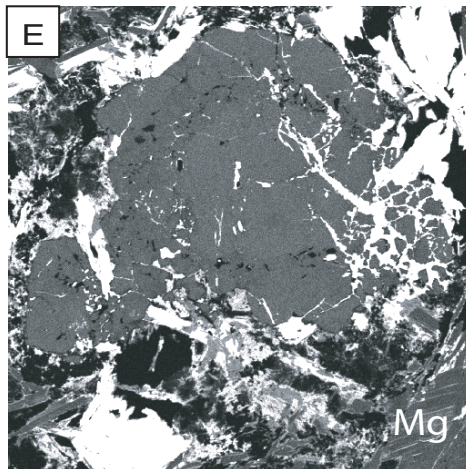
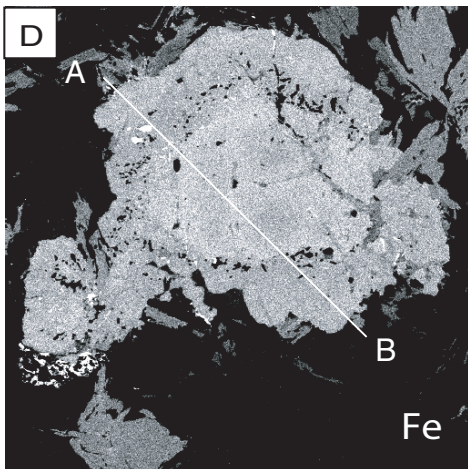
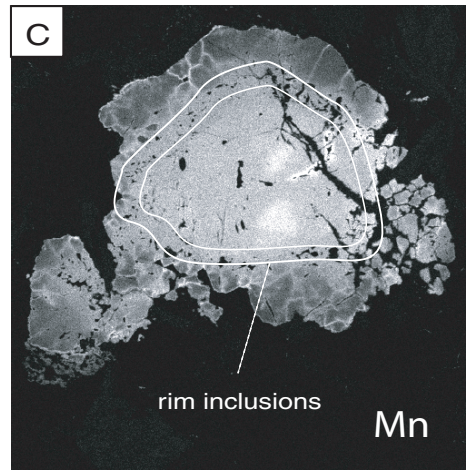
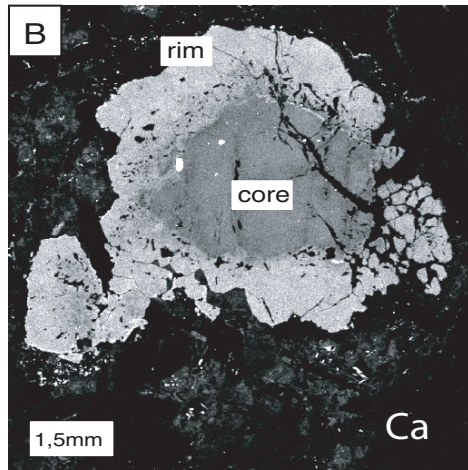
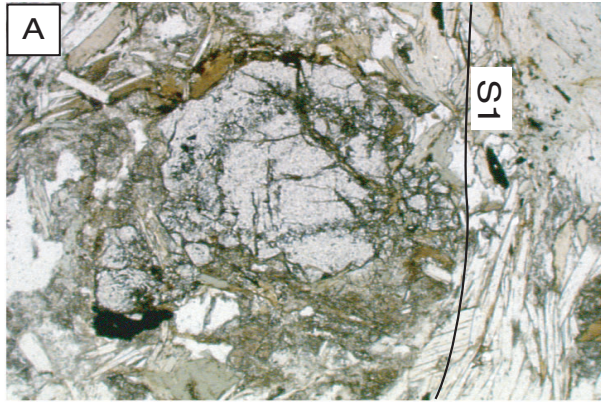
Lame Ga-22



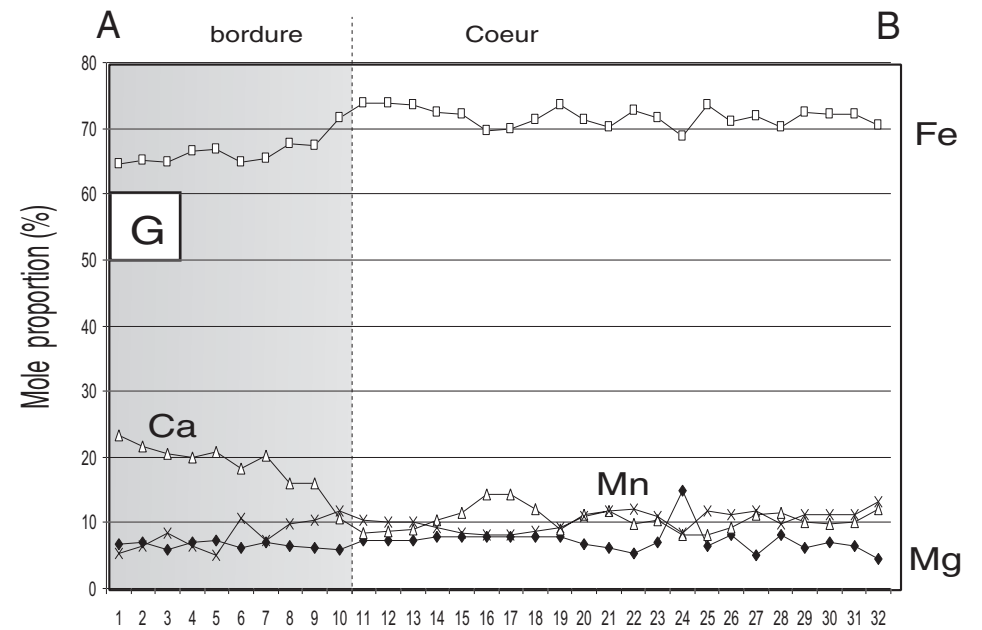
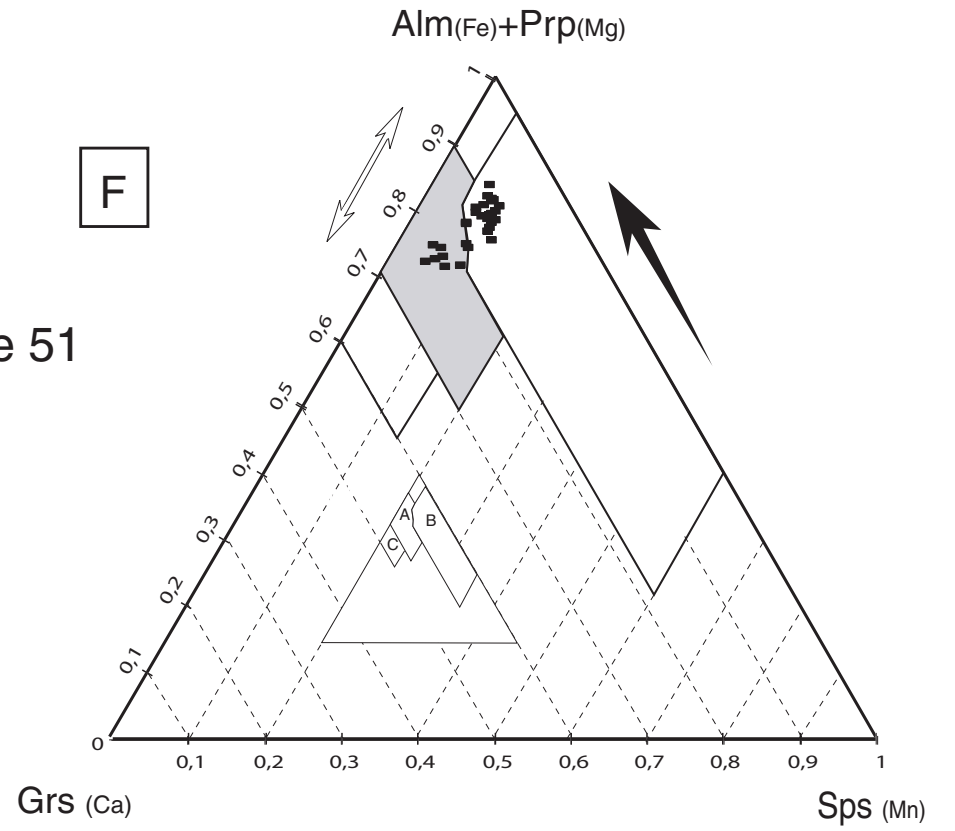
Lame Ga-22



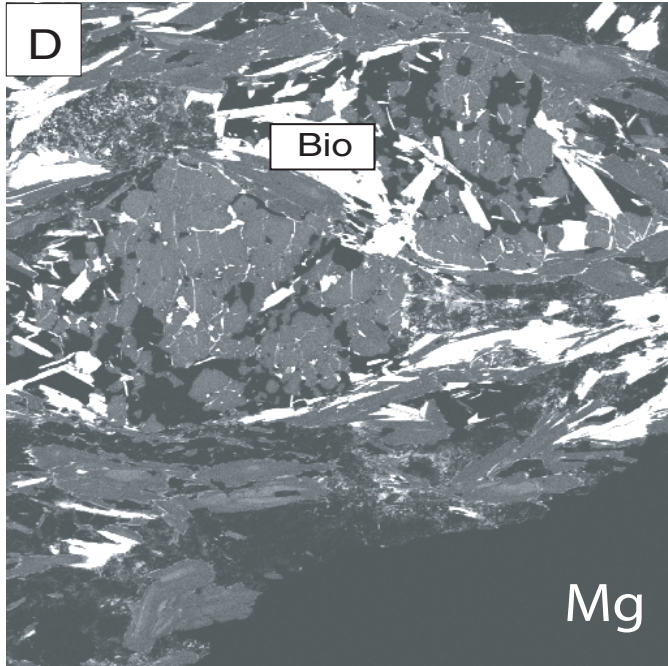
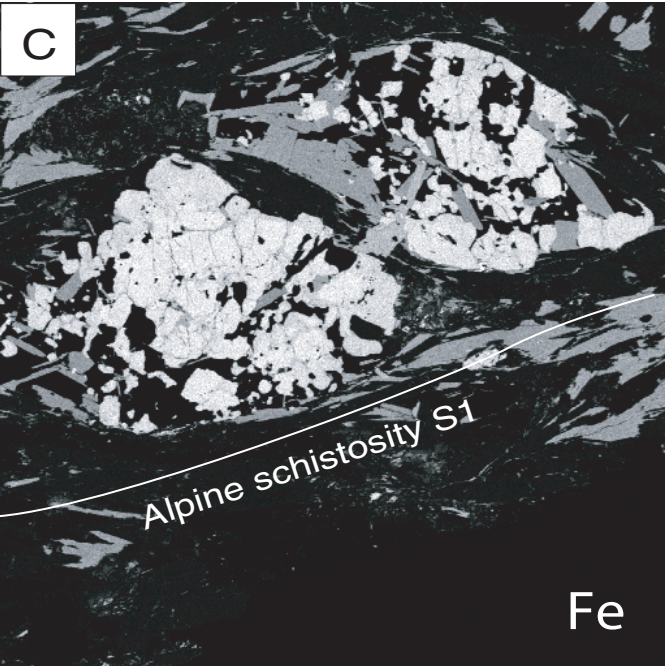
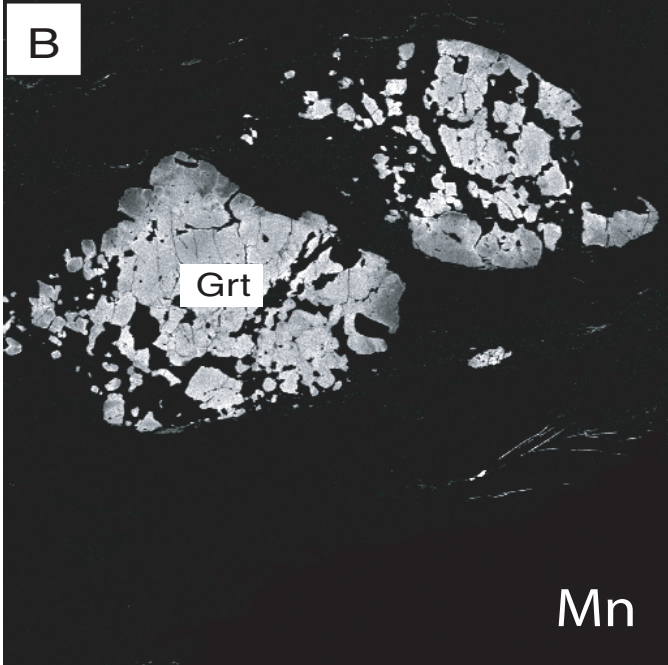
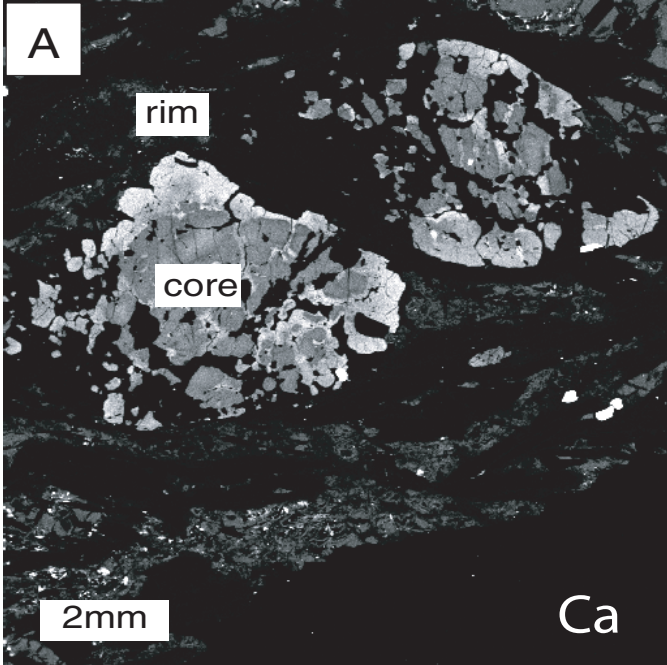
Lame Ga-23b



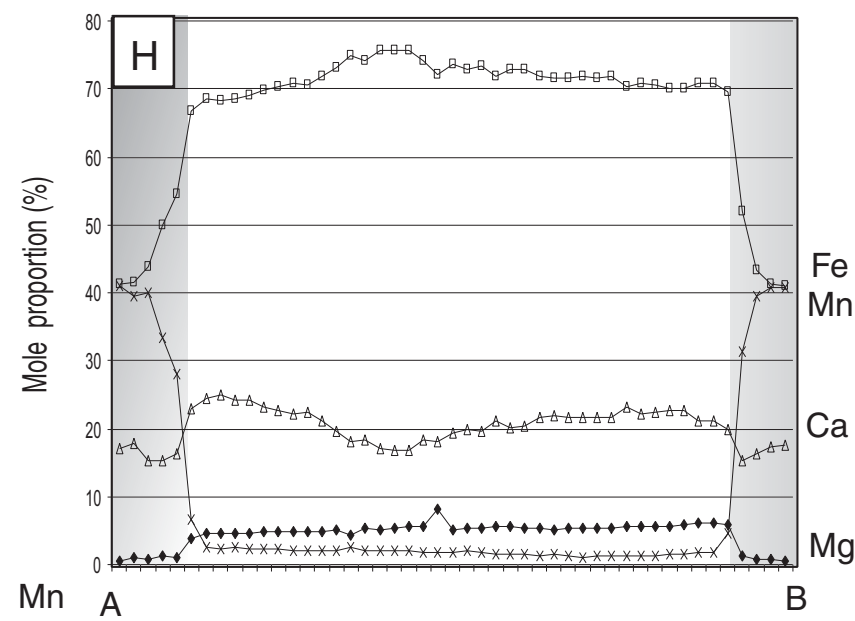
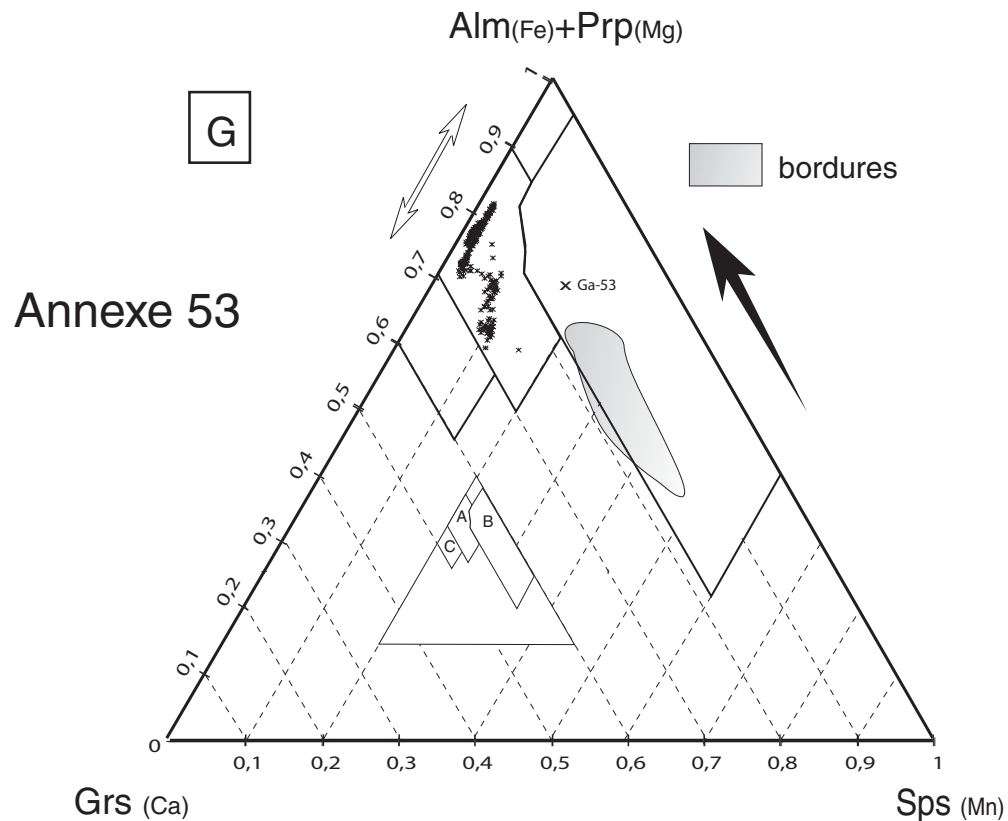
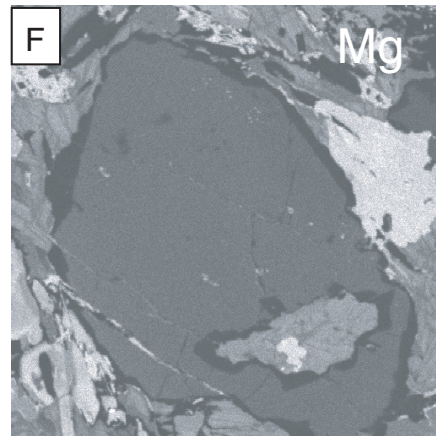
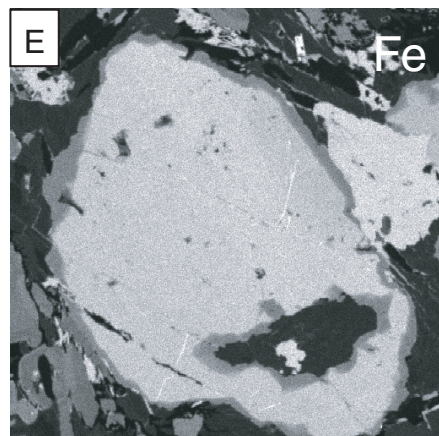
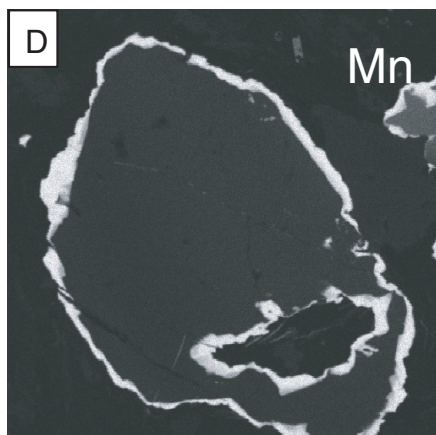
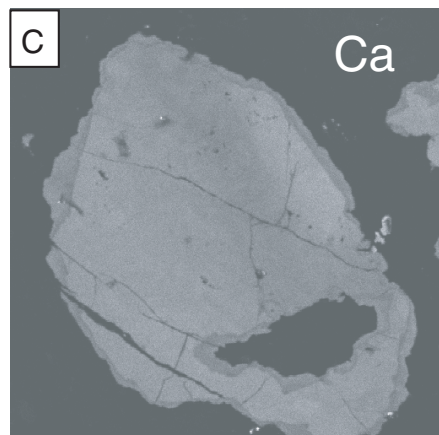
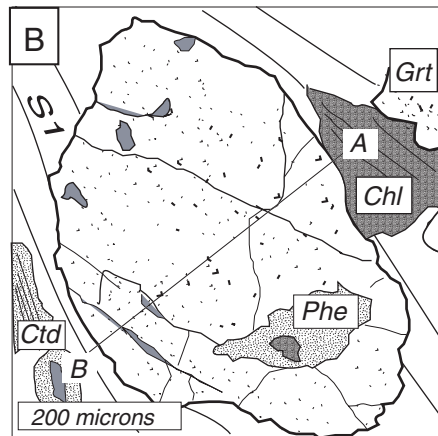
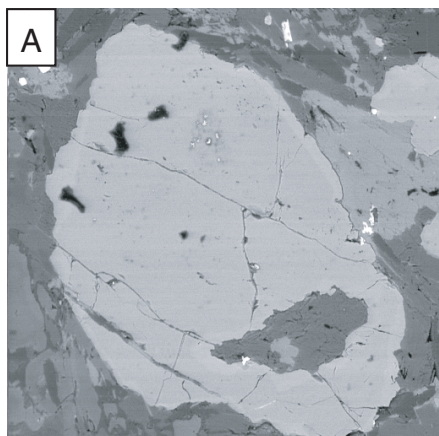
Annexe 51



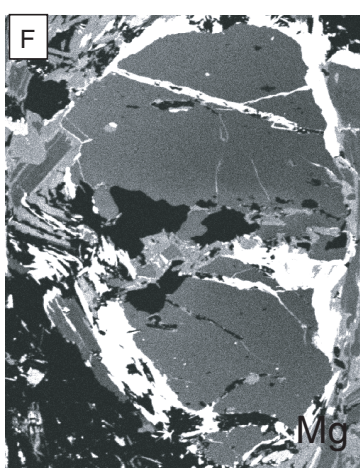
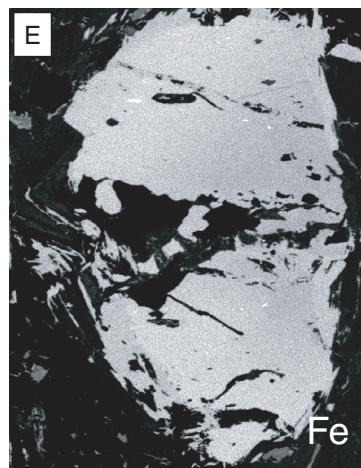
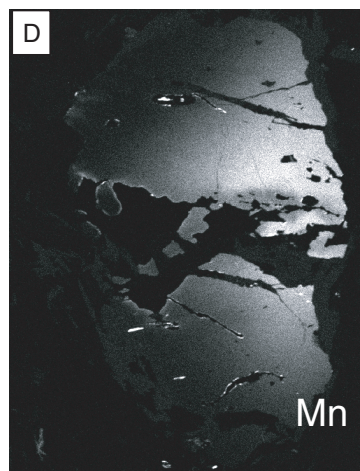
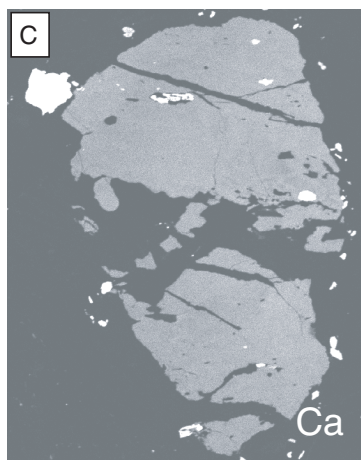
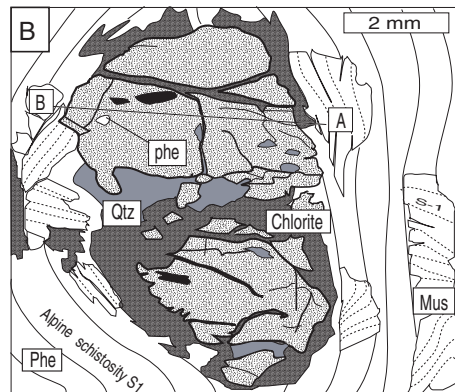
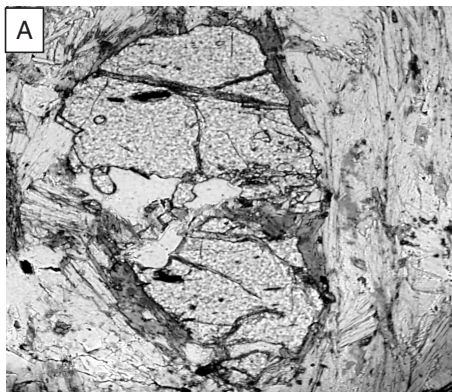
Lame Ga-23b



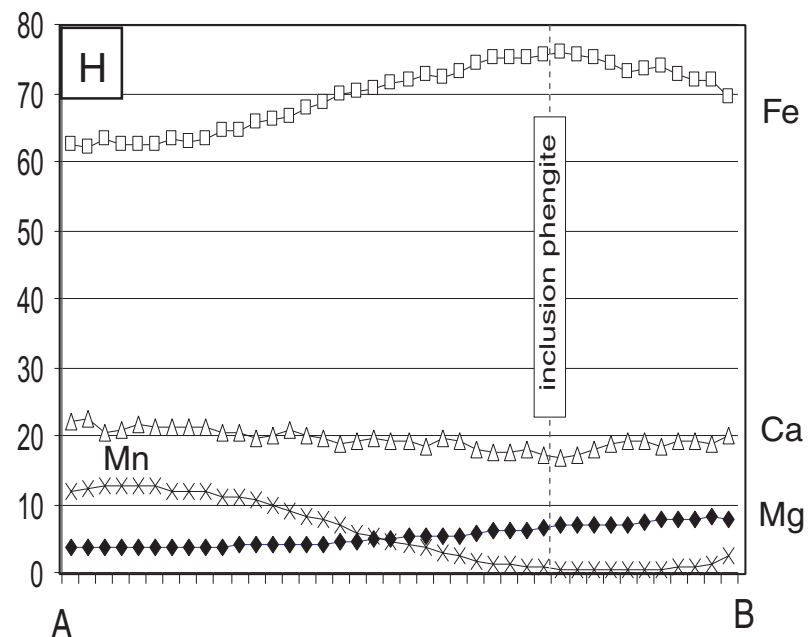
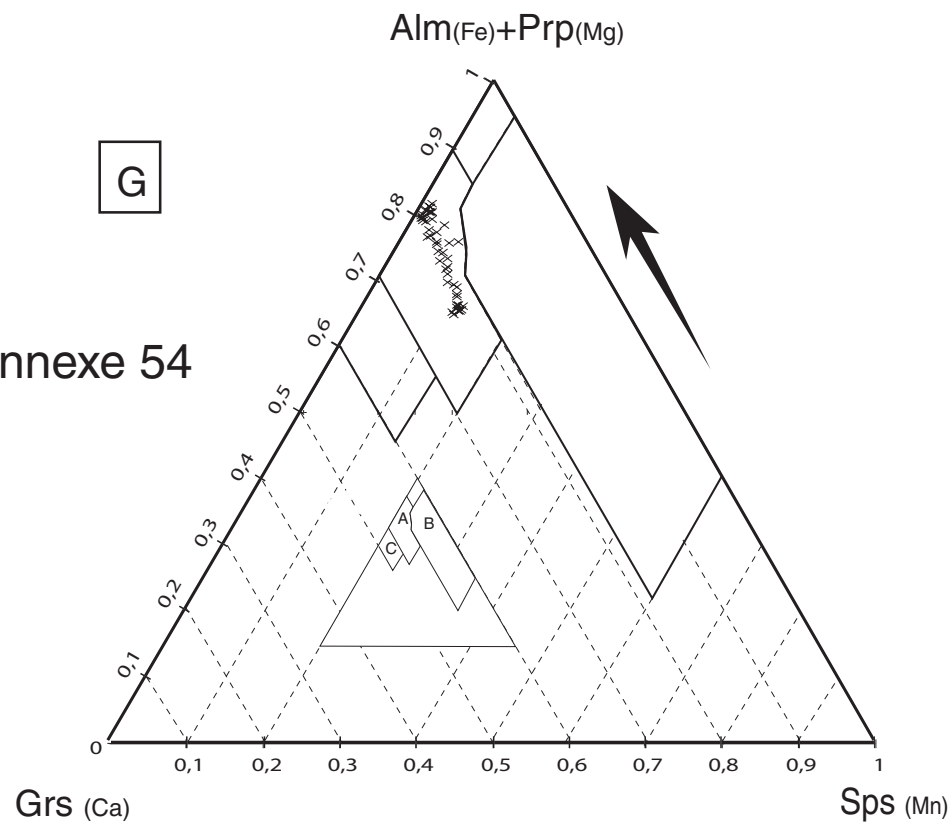
Lame Ga-53



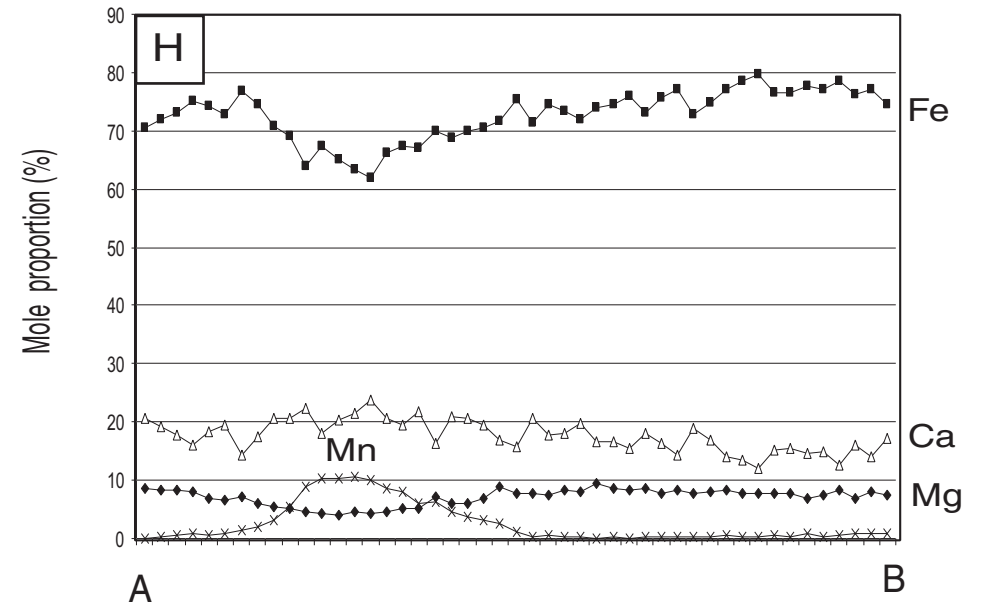
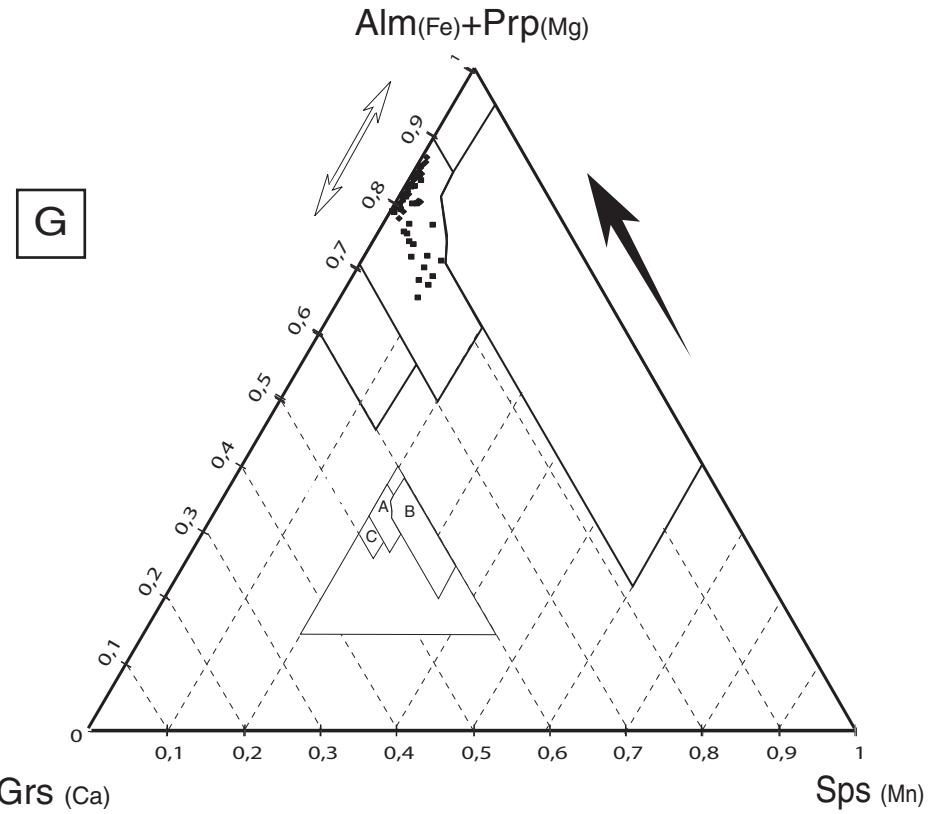
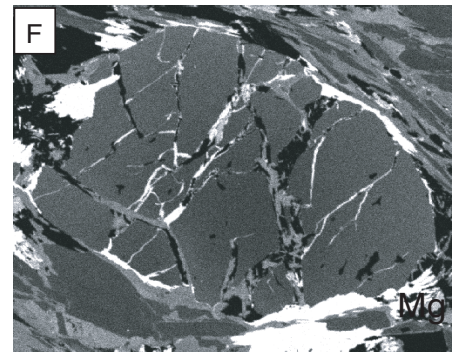
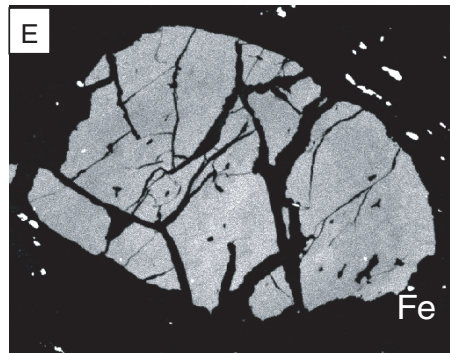
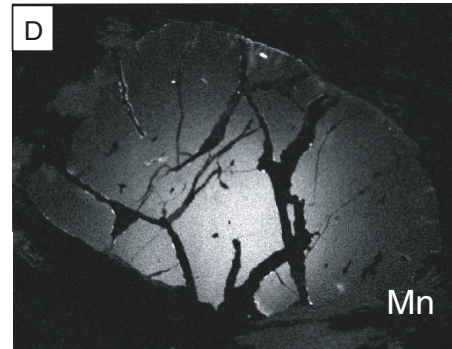
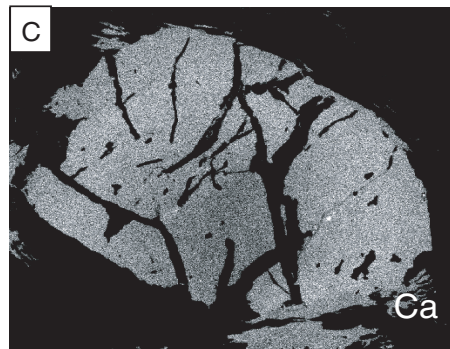
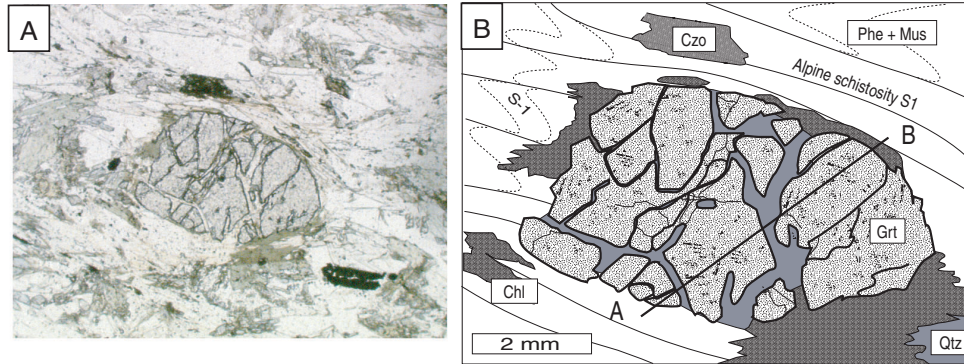
Lame Ga-70



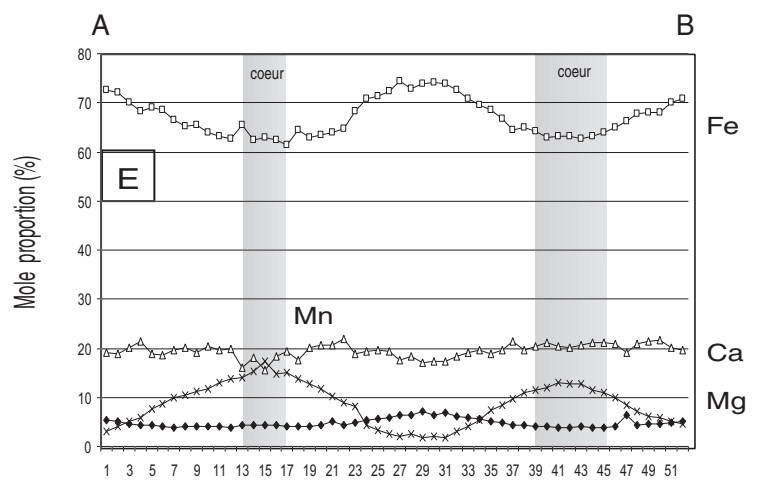
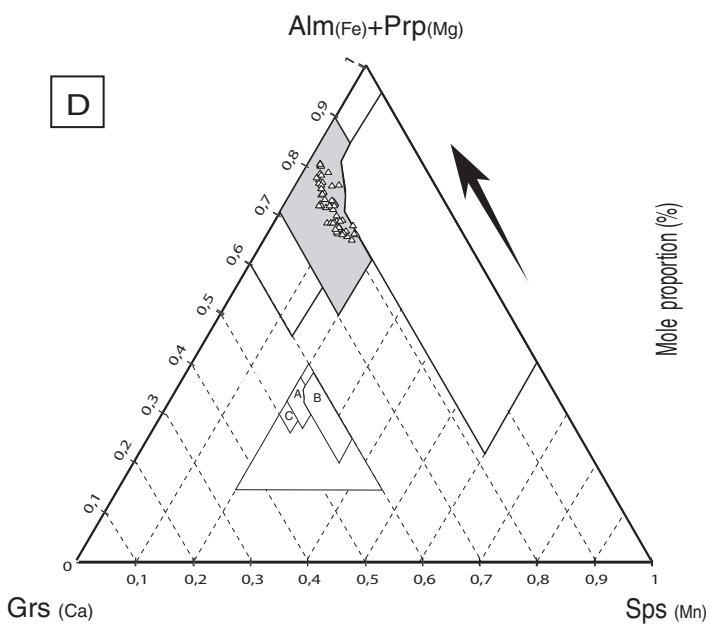
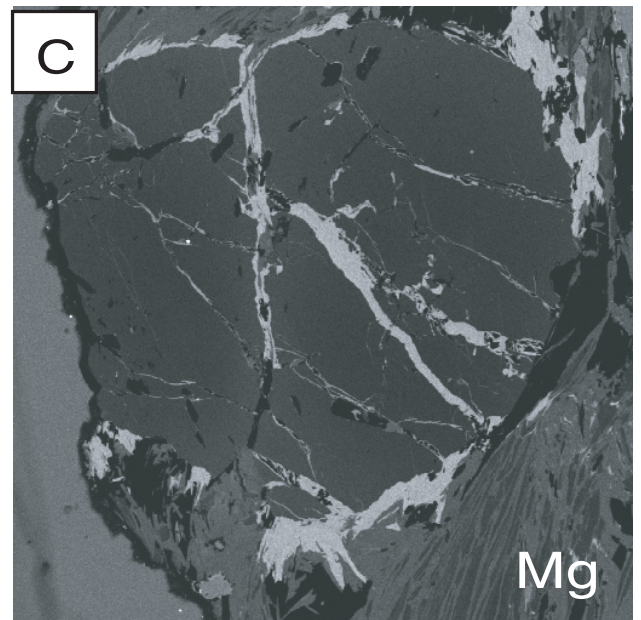
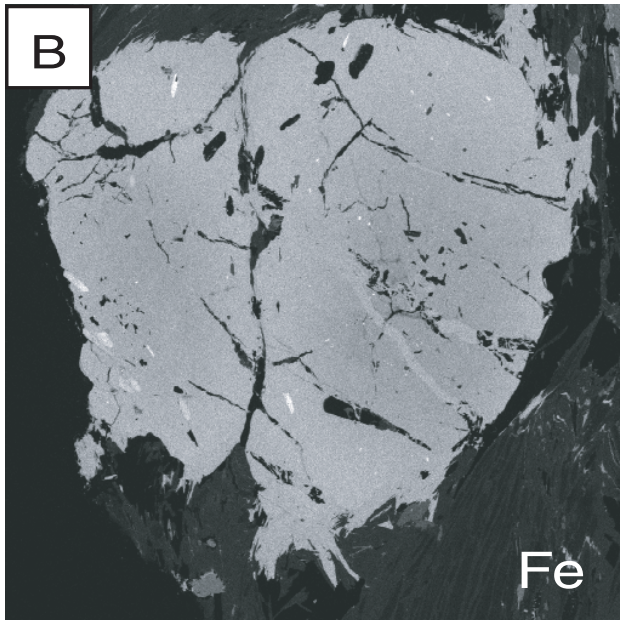
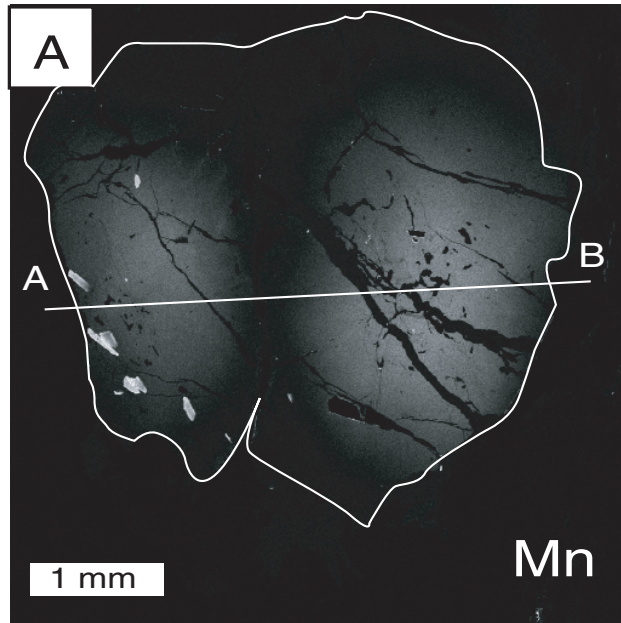
Annexe 54



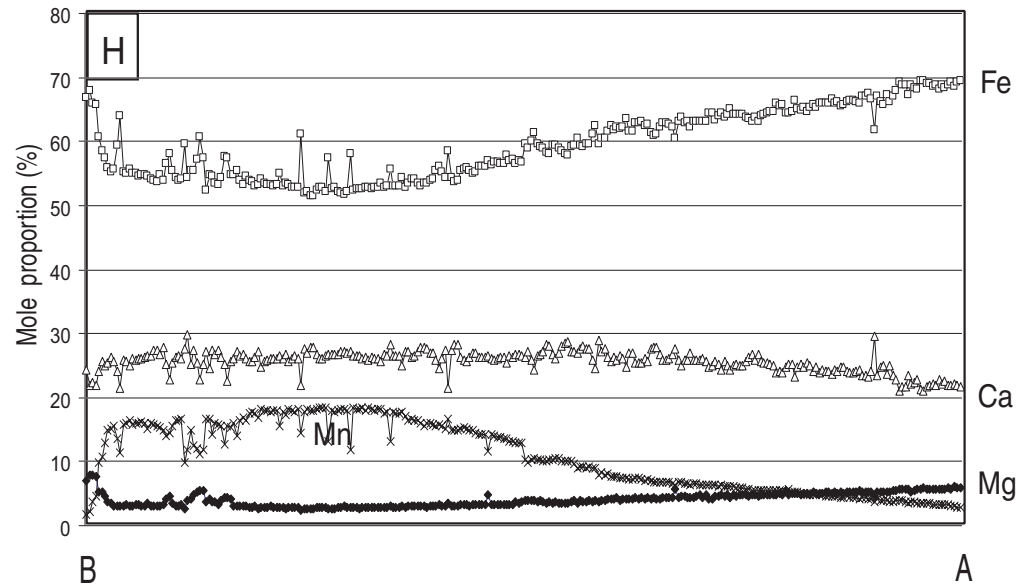
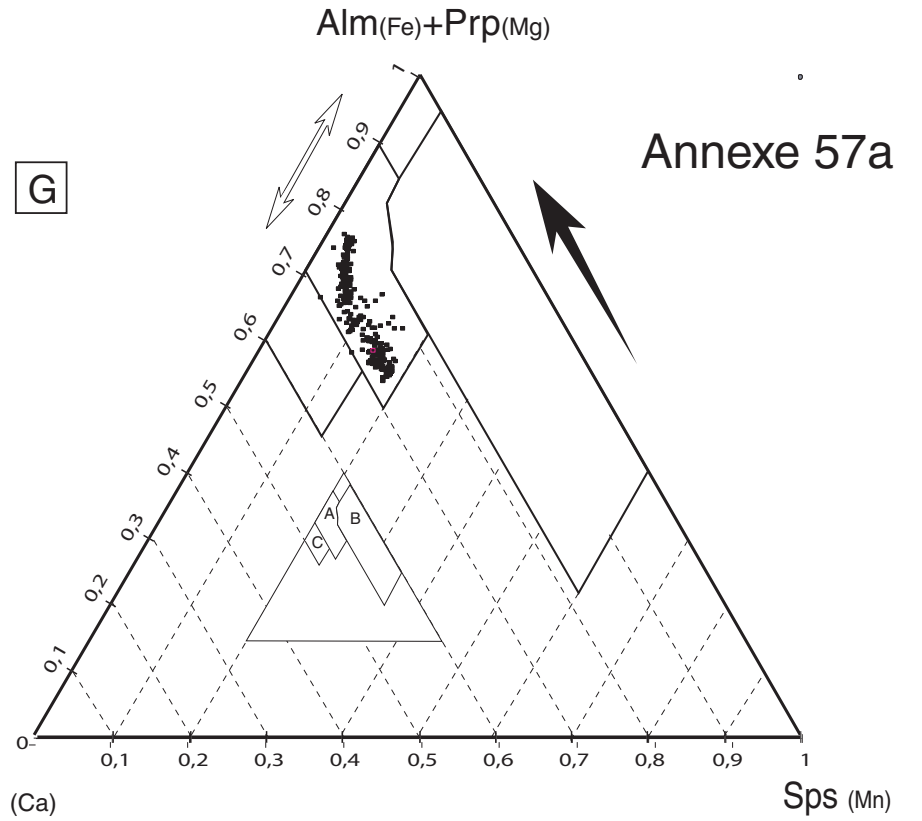
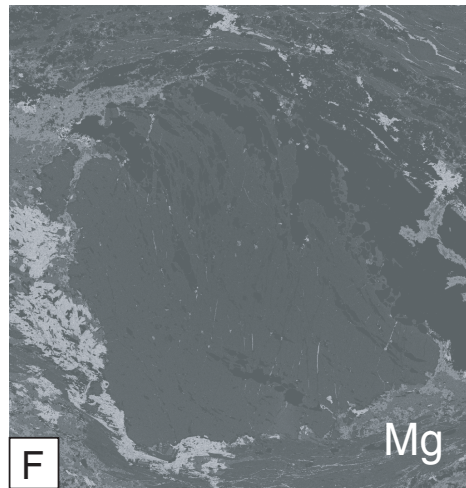
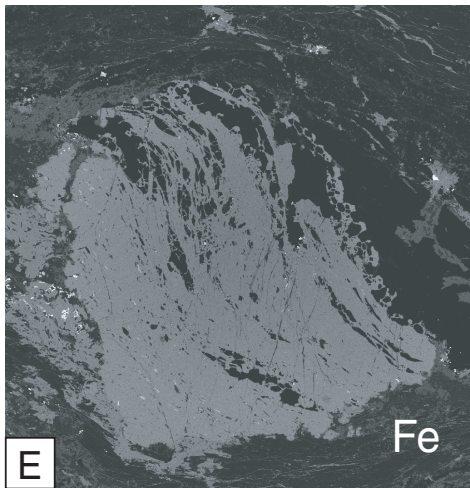
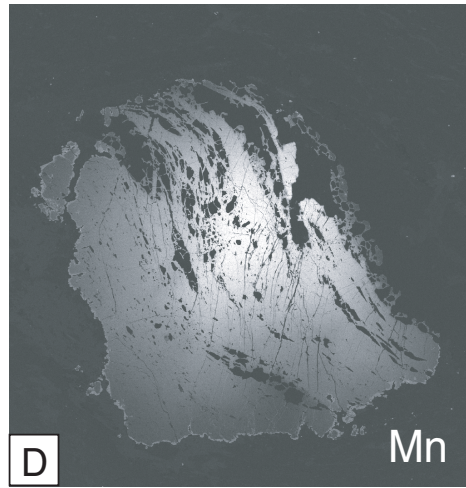
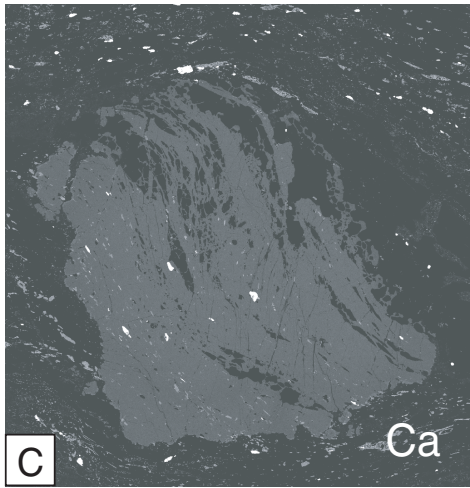
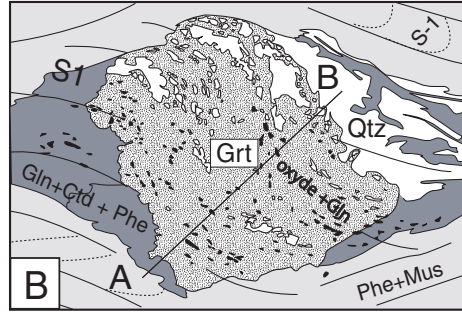
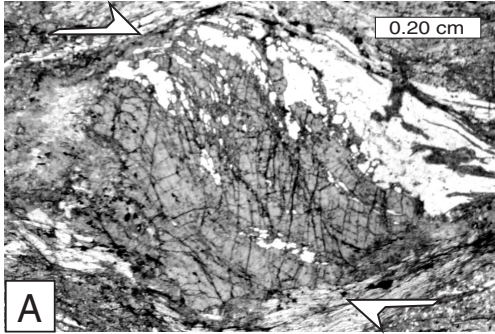
Lame Ga-70



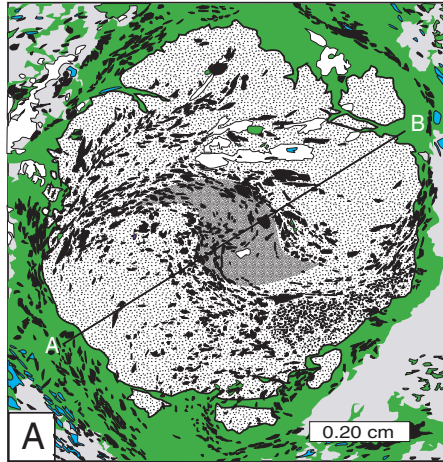
Lame Ga-70










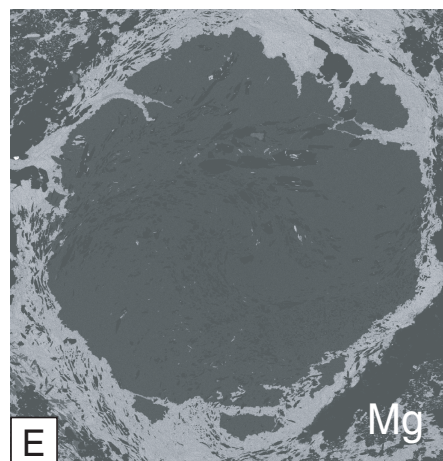
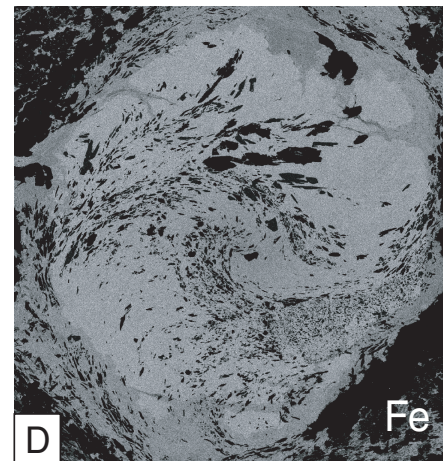
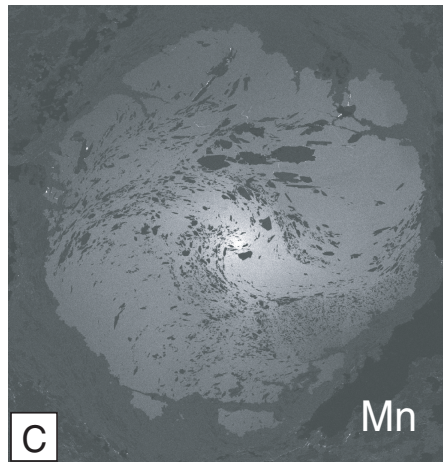
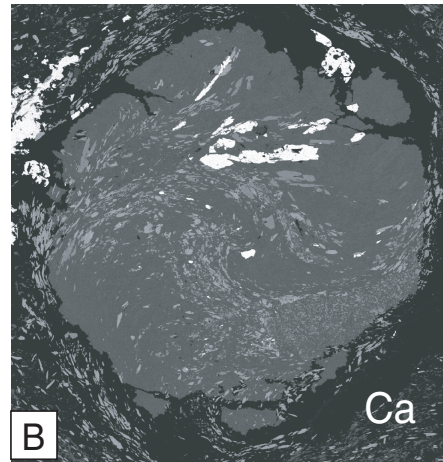
Lame Ga-35



Lame Ga-104



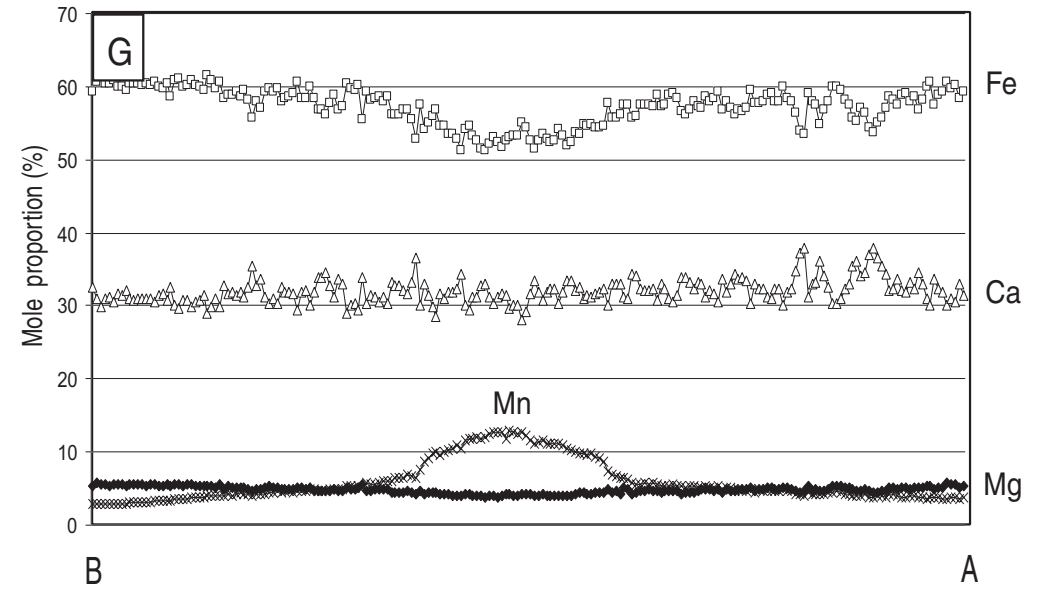
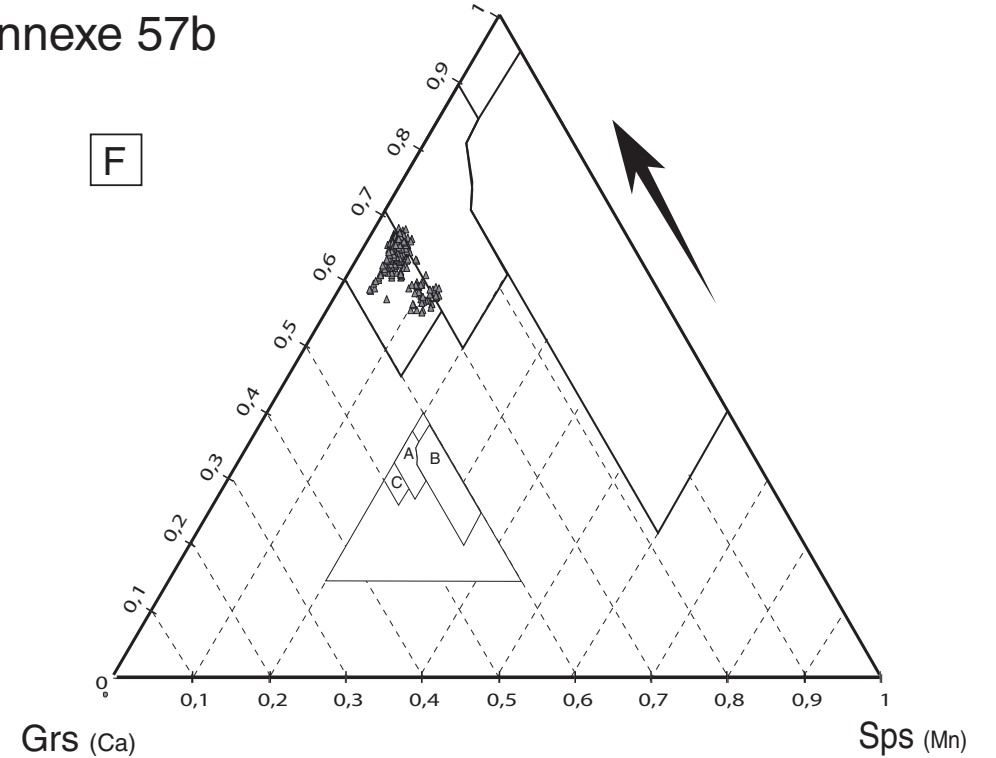
-  couronne du grenat
-  coeur du grenat
-  epidote (clinozoisite) + sphène
-  phengite de haute pression (HP)
-  apatite
-  chlorite
-  mélange de minéraux HP (quartz-phengite-paragonite-chlorite)



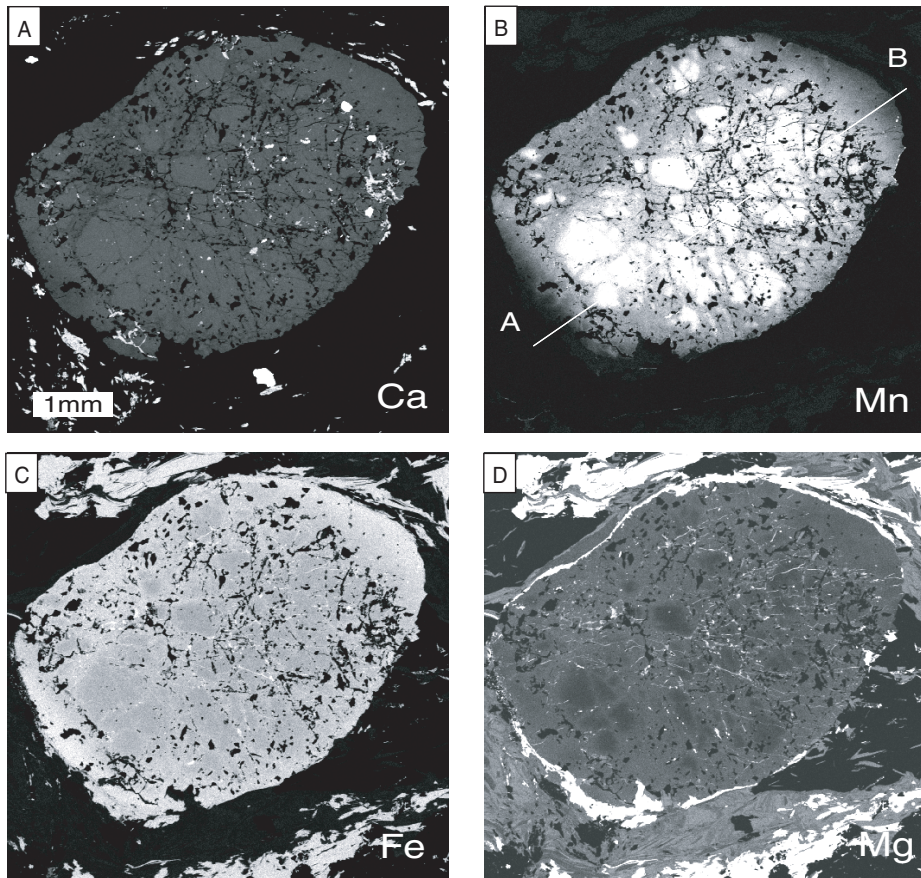
Annexe 57b

$Alm_{(Fe)} + Prp_{(Mg)}$

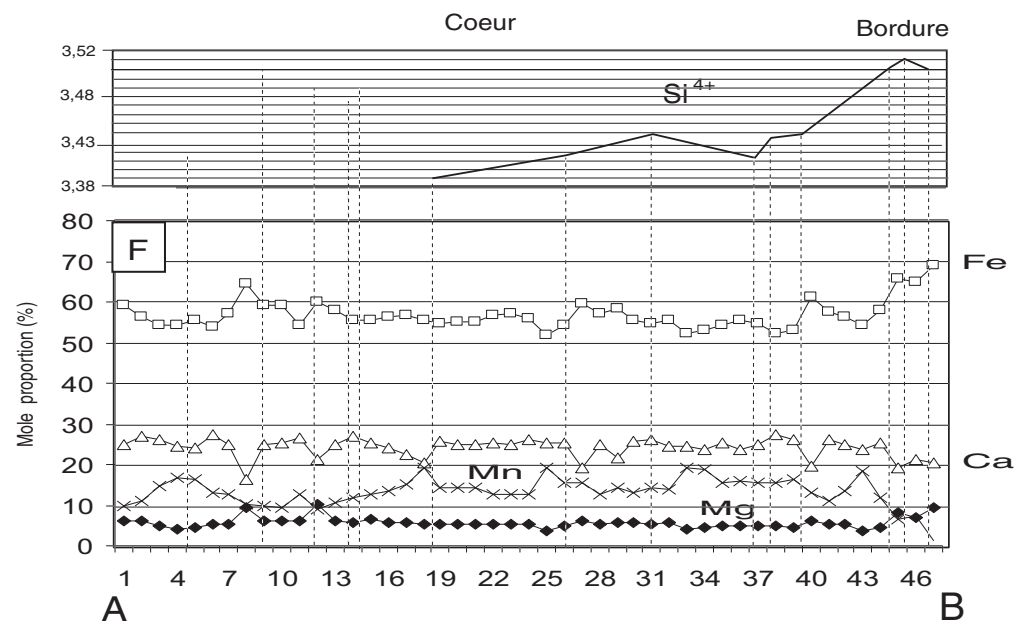
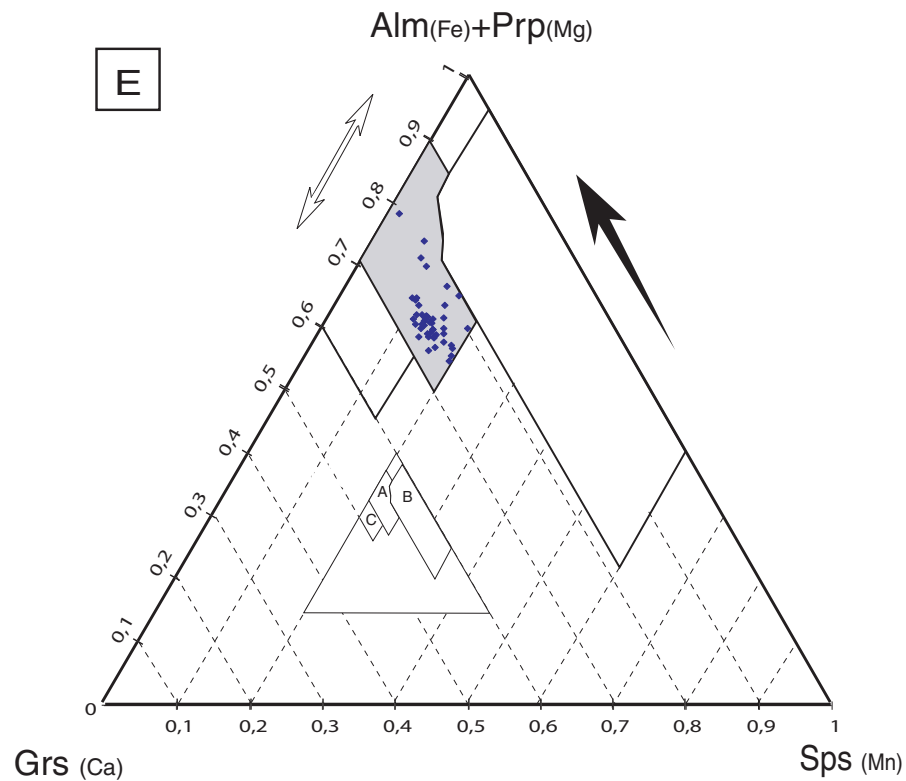
F



Lame Ga-72



Annexe 58



Annexes 59 à 65

—

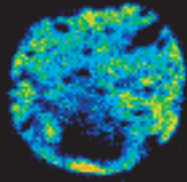
Cartographie RAE de micas phengitiques

Ga-63

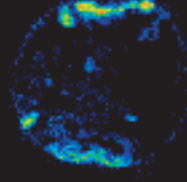
Rapport Si/Al

Rapport K/Na

(1)

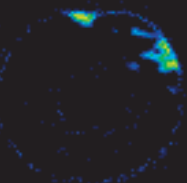


H 25 um

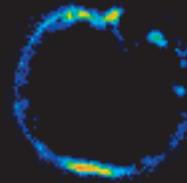


H 25 um

(2)

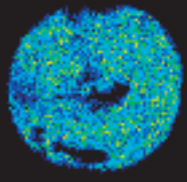


H 25 um

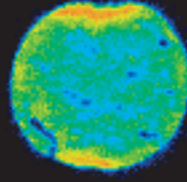


H 25 um

(3)

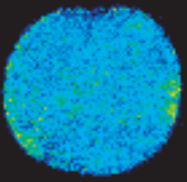


H 25 um

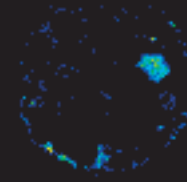


H 25 um

(4)

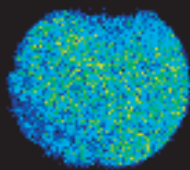


H 25 um

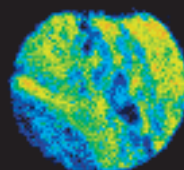


H 25 um

(27)

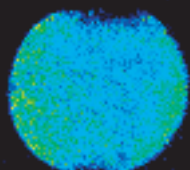


H 25 um

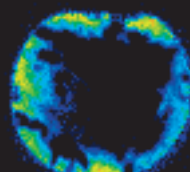


H 25 um

(28)

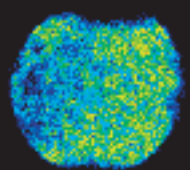


H 25 um

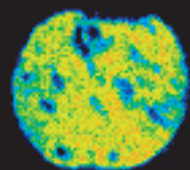


H 25 um

(29)

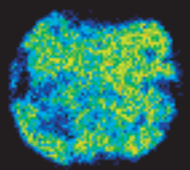


H 25 um

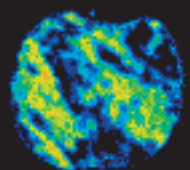


H 25 um

(30)

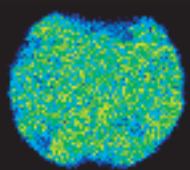


H 25 um

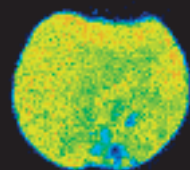


H 25 um

(31)



H 25 um



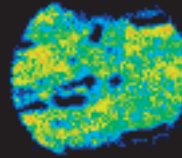
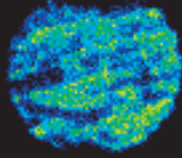
H 25 um

Ga-72a

Rapport Si/Al

Rapport K/Na

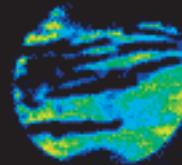
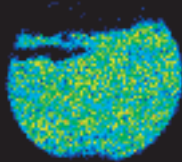
(17)



25 um

25 um

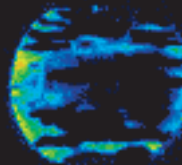
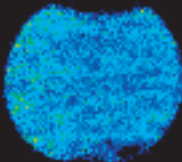
(18)



25 um

25 um

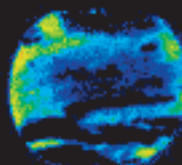
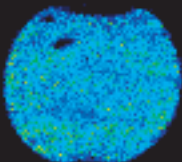
(19)



25 um

25 um

(20)



25 um

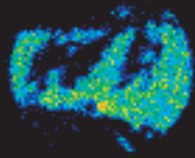
25 um

Ga-72b

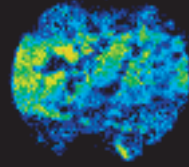
Rapport Si/Al

Rapport K/Na

(11)

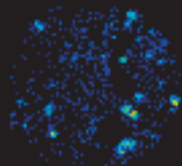


H 25 u

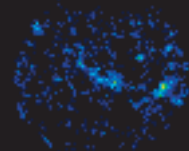


H 25 um

(12)



H 25 um



H 25 um

Annexe 62

Ga-82

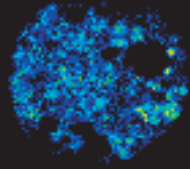
Rapport Si/Al

Rapport K/Na

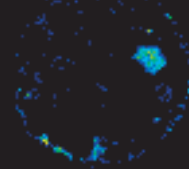
Rapport Si/Al

Rapport K/Na

(5)

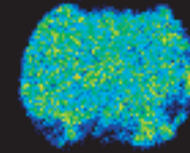


H 25 um

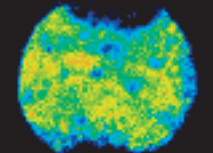


H 25 um

(14)

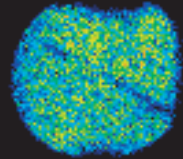


H 25 um

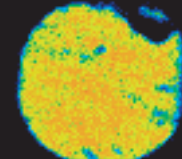


H 25 um

(6)

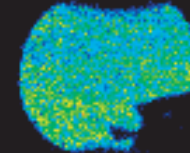


H 25 um

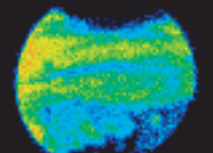


H 25 um

(21)



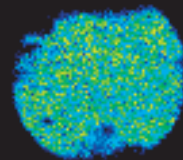
H 25 um



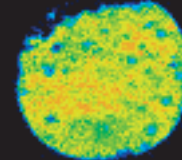
H 25 um

Annexe 63

(7)

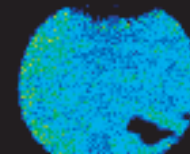


H 25 um

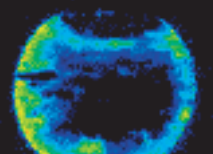


H 25 um

(22)

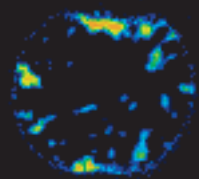


H 25 um

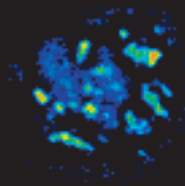


H 25 um

(9)

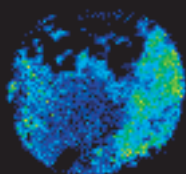


H 25 um

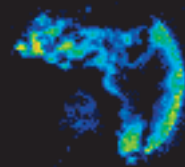


H 25 um

(15)

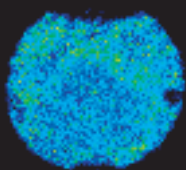


H 25 um

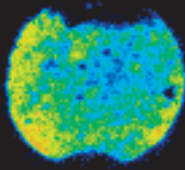


H 25 um

(16)

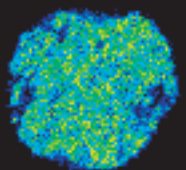


H 25 um

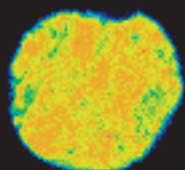


H 25 um

(25)

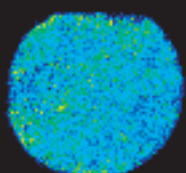


H 25 um

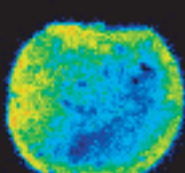


H 25 um

(26)

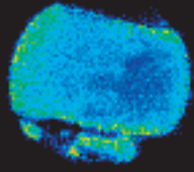


H 25 um

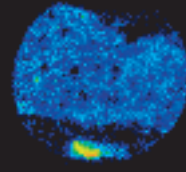


H 25 um

(32)

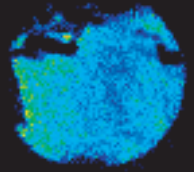


H 25 um

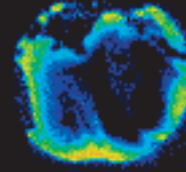


H 25 um

(34)

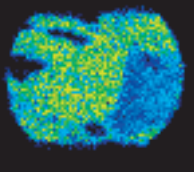


H 25 um

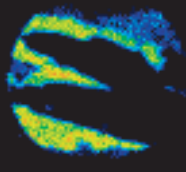


H 25 um

(35)

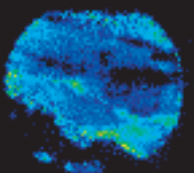


H 25 um

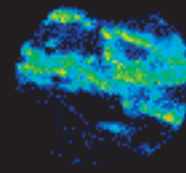


H 25 um

(36)

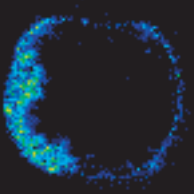


H 25 um

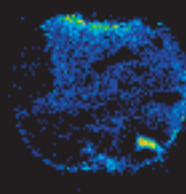


H 25 um

(37)



H 25 um



H 25 um

Annexes 66 à 69

—

Cartes d'échantillonnage

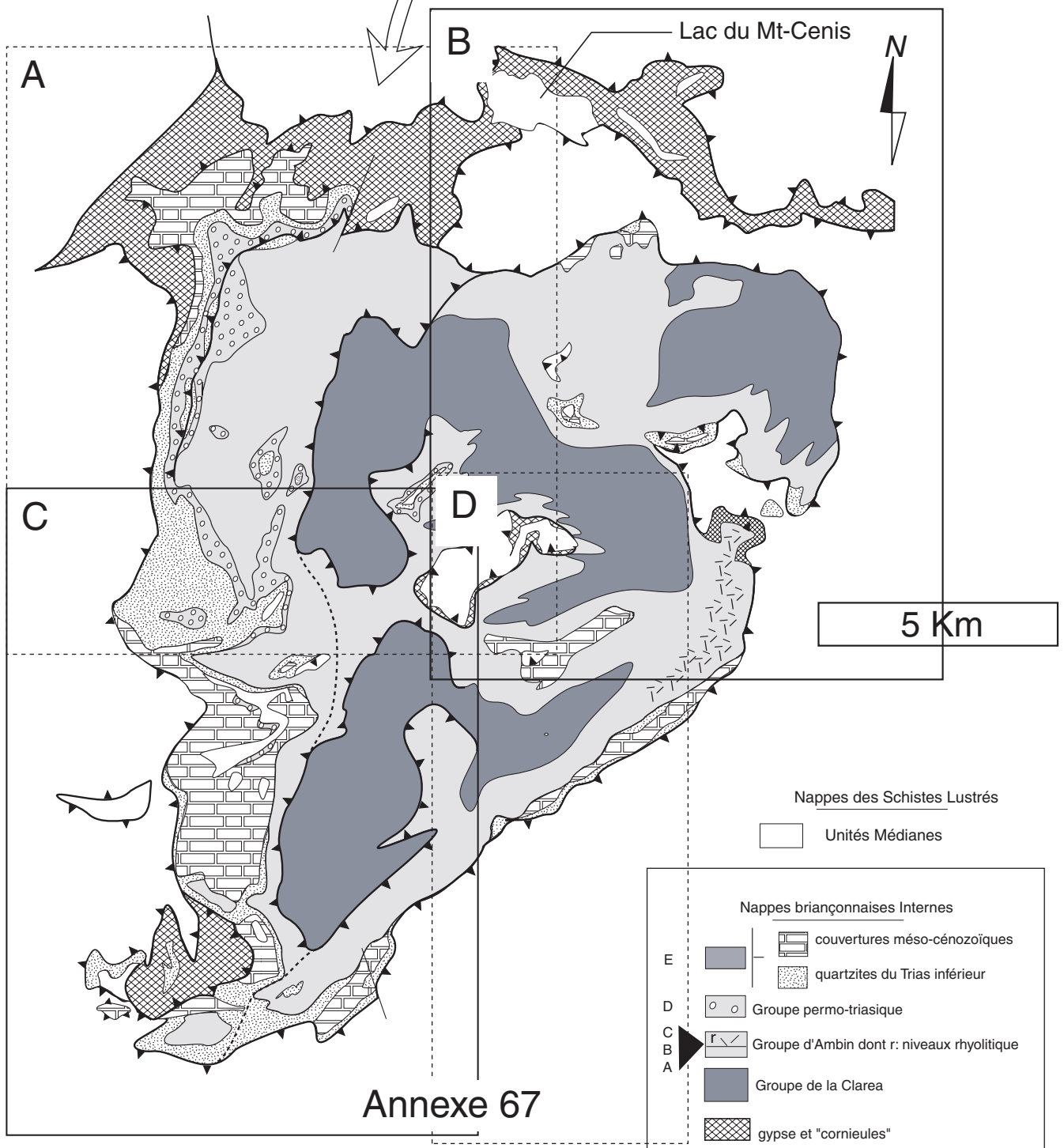
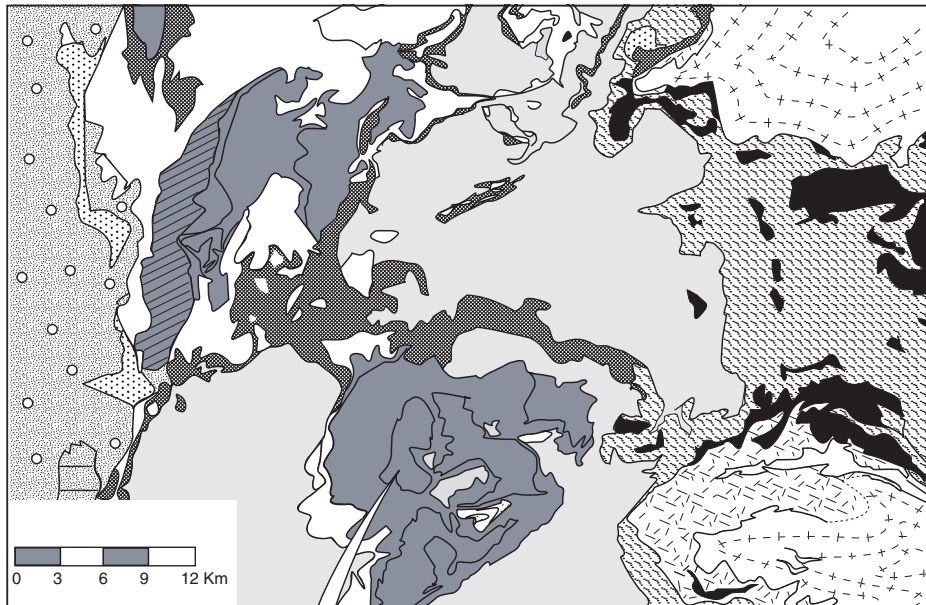
Lames minces analysées à la microsonde

micaschistes à glaucophane (GBM)	micaschistes albitiques à biotite brune (ABM)	micaschistes à épidote (métavolcanites?) (EBM)	micaschistes intensément tectonisés (phyllonites de shear-zones $\Phi 2$)	Schistes Lustrés
Ga-53(1,2,3)	Ga-40b(1,2,3,4,5,6)	Ga-196	Ga-120(1,2,3)	Ga-(SL)-82
Ga-164	Ga-40c(1,2,3,4)	Ga-104(1,2,3)	Ga-128	Ga-(SL)-83
Ga-214(1,2)	Ga-169	Ga-98	Ga-220(1,2)	
Ga-23a	Ga-215	Ga-39a(1,2)	Ga-224(1,2,3,4)	
Ga-156	Ga-27(1,2,3,4,5)		Ga-81	(VA)-157
Ga-55(1,2,3,4,5)	Ga-22(1,2)		Ga-63	(VA)-71
Ga-123	Ga-23b			(VA)-78
Ga-35(1,2)	Ga-24			(VA)-88
				(VA)-93
Ga-(Va)-78(1,2)	Ga-(Va)-73(1,2)		Ga-(Va)-74	(VA)-91
Ga-(Va)-39b(1,2)			Ga-(Va)-72a(1,2,3,4,5)	(VA)-74
Ga-(Va)-70(1,2,3)			Ga-(Va)-72b	(VA)-71
Ga-(Va)-51(1,2)				(CH)-17
Ga-(va)-53a & b				(VE)-4
Ga-(Va)-72(1,2,3)				(VE)-134
Ga-(Va)-31				
Ga-(Va)-71(1,2,3,4)				

échantillonnage F. Chalot-Pratz
(non-repertorié sur carte)

campagne terrain 98/99 <=> nomenclature utilisée Ga-x
 campagne terrain 99/00 <=> nomenclature utilisée Ga-x
 campagne terrain 00/01 <=> nomenclature utilisée Ga-(Va)-x
 campagne terrain 01/02 <=> nomenclature utilisée Ga-(SL)-x

Annexe 66



2,5 Km

Ga-90
Ga-91
Ga-92
Ga-93
Ga-94

Ga-70
Ga-71
Ga-72
Ga-73
Ga-74
Ga-75
Ga-76
Ga-77
Ga-78
Ga-79
Ga-80

Ga-128
Ga-129
Ga-130
Ga-131
Ga-132
Ga-133
Ga-134
Ga-135
Ga-136
Ga-137
Ga-138
Ga-139
Ga-140
Ga-141
Ga-142
Ga-143
Ga-144

Ga-86
Ga-87
Ga-88
Ga-89

Ga-111
Ga-112
Ga-113
Ga-114
Ga-115
Ga-120

Ga-106
Ga-107
Ga-108
Ga-108
Ga-108

Ga-101
Ga-102
Ga-103
Ga-104
Ga-105

Ga-68

Ga-69

Ga-1

Ga-2

Ga-3

Ga-4

Ga-5

Ga-56
Ga-57
Ga-58
Ga-59
Ga-60
Ga-61
Ga-62

Ga-221
Ga-222

Ga-117
Ga-118(Cl)
Ga-119

Ga-127

Ga-126

Ga-125

Ga-124

Ga-123

Ga-82
Ga-83
Ga-84
Ga-85

Ga-22
Ga-23a
Ga-24
Ga-25
Ga-26
Ga-27

Ga-6

Ga-7

Ga-8

Ga-64
Ga-65
Ga-66
Ga-67

Ga-23b

Ga-39a

Ga-95
Ga-96
Ga-97
Ga-98
Ga-99
Ga-100

Ga-9
Ga-10
Ga-11
Ga-12
Ga-13
Ga-14

Ga-122(A)
Ga-145(A)

Ga-146
Ga-147
Ga-148
Ga-149
Ga-150
Ga-151
Ga-152

Ga-310
Ga-311
Ga-312
Ga-313
Ga-314
Ga-315
Ga-316
Ga-317
Ga-318
Ga-319

Ga-53
Ga-50

Ga-51
Ga-52
Ga-49

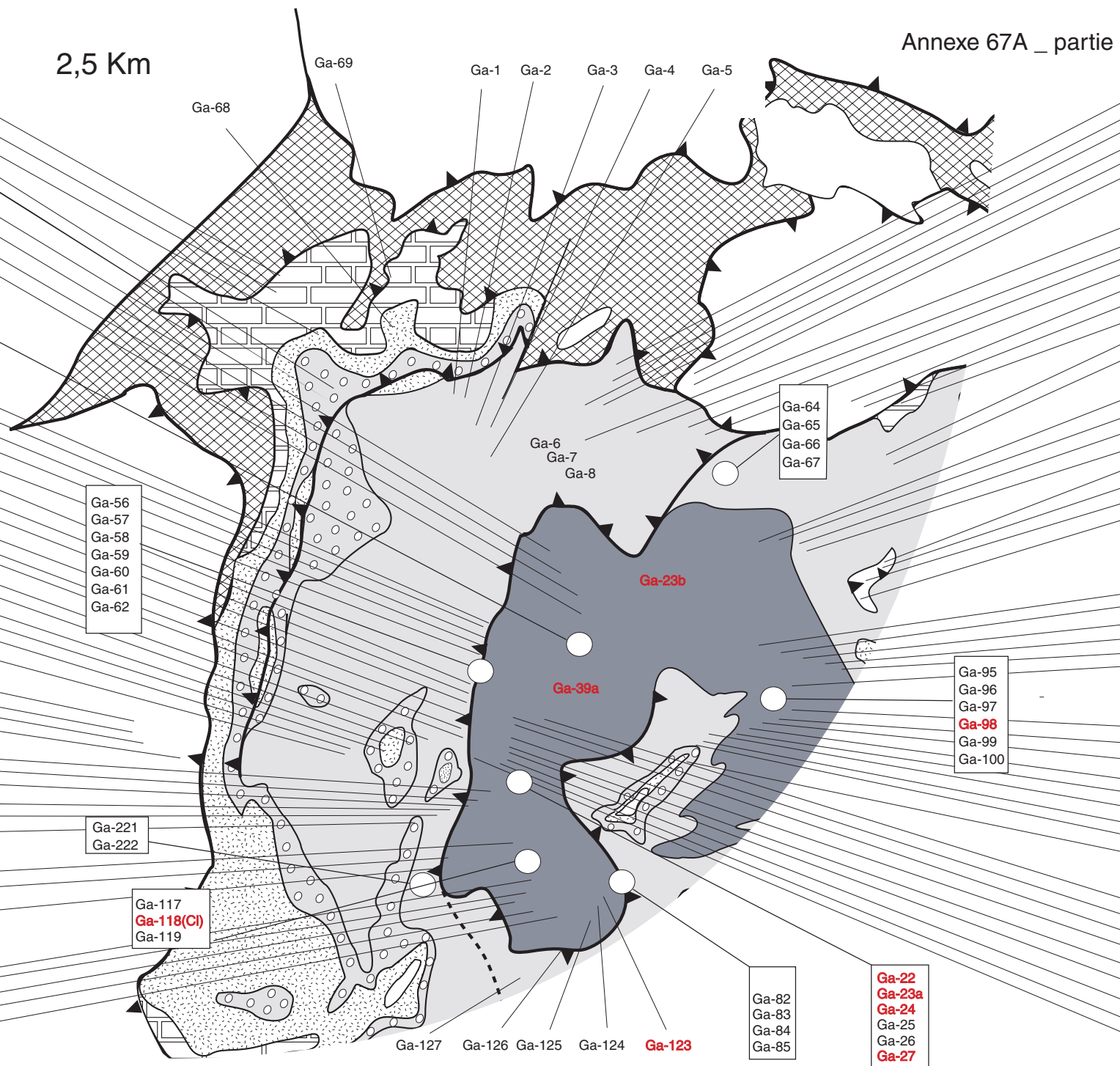
Ga-54
Ga-55

Ga-30
Ga-31
Ga-32
Ga-33
Ga-34
Ga-35
Ga-36
Ga-37
Ga-38

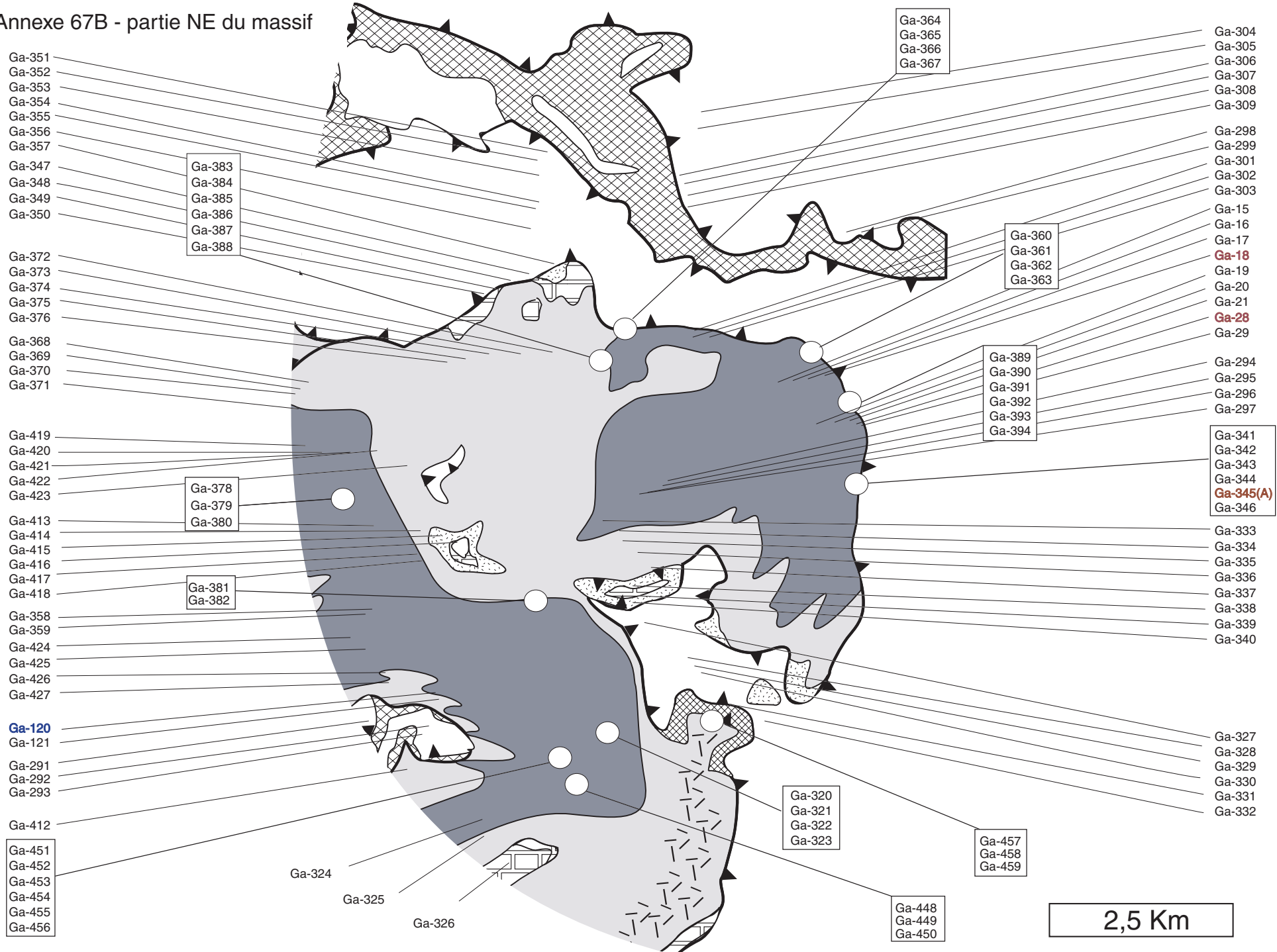
Ga-40b,c

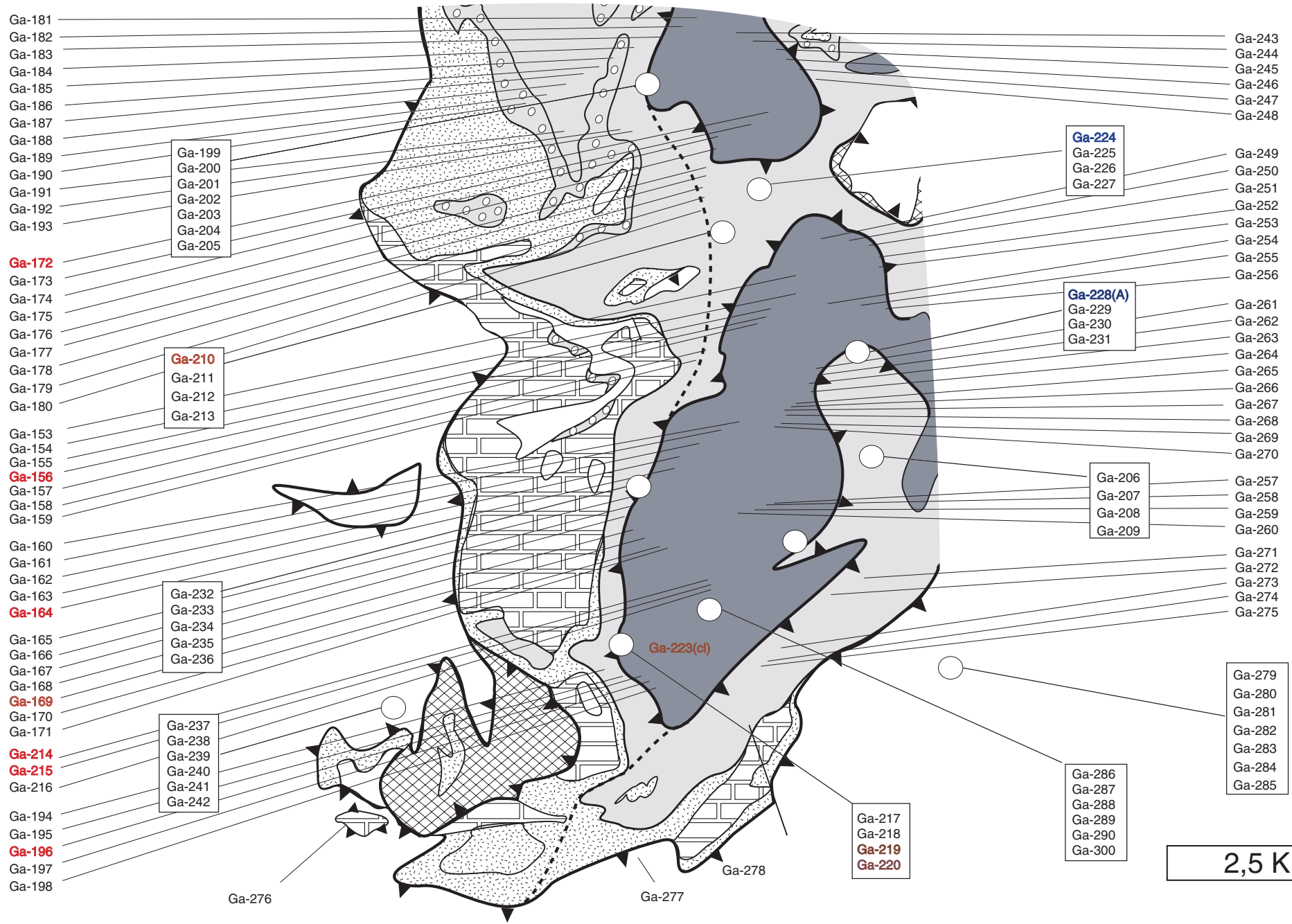
Ga-41
Ga-42
Ga-43
Ga-44

Ga-46
Ga-47
Ga-48



Annexe 67B - partie NE du massif





Ga-181
Ga-182
Ga-183
Ga-184
Ga-185
Ga-186
Ga-187
Ga-188
Ga-189
Ga-190
Ga-191
Ga-192
Ga-193
Ga-172
Ga-173
Ga-174
Ga-175
Ga-176
Ga-177
Ga-178
Ga-179
Ga-180

Ga-153
Ga-154
Ga-155
Ga-156
Ga-157
Ga-158
Ga-159

Ga-160
Ga-161
Ga-162
Ga-163
Ga-164

Ga-165
Ga-166
Ga-167
Ga-168
Ga-169
Ga-170
Ga-171
Ga-214
Ga-215
Ga-216

Ga-194
Ga-195
Ga-196
Ga-197
Ga-198

Ga-199
Ga-200
Ga-201
Ga-202
Ga-203
Ga-204
Ga-205

Ga-210
Ga-211
Ga-212
Ga-213

Ga-232
Ga-233
Ga-234
Ga-235
Ga-236

Ga-237
Ga-238
Ga-239
Ga-240
Ga-241
Ga-242

Ga-224
Ga-225
Ga-226
Ga-227

Ga-228(A)
Ga-229
Ga-230
Ga-231

Ga-206
Ga-207
Ga-208
Ga-209

Ga-217
Ga-218
Ga-219
Ga-220

Ga-286
Ga-287
Ga-288
Ga-289
Ga-290
Ga-300

Ga-243
Ga-244
Ga-245
Ga-246
Ga-247
Ga-248

Ga-249
Ga-250
Ga-251
Ga-252
Ga-253
Ga-254
Ga-255
Ga-256

Ga-261
Ga-262
Ga-263
Ga-264
Ga-265
Ga-266
Ga-267
Ga-268
Ga-269
Ga-270

Ga-257
Ga-258
Ga-259
Ga-260

Ga-271
Ga-272
Ga-273
Ga-274
Ga-275

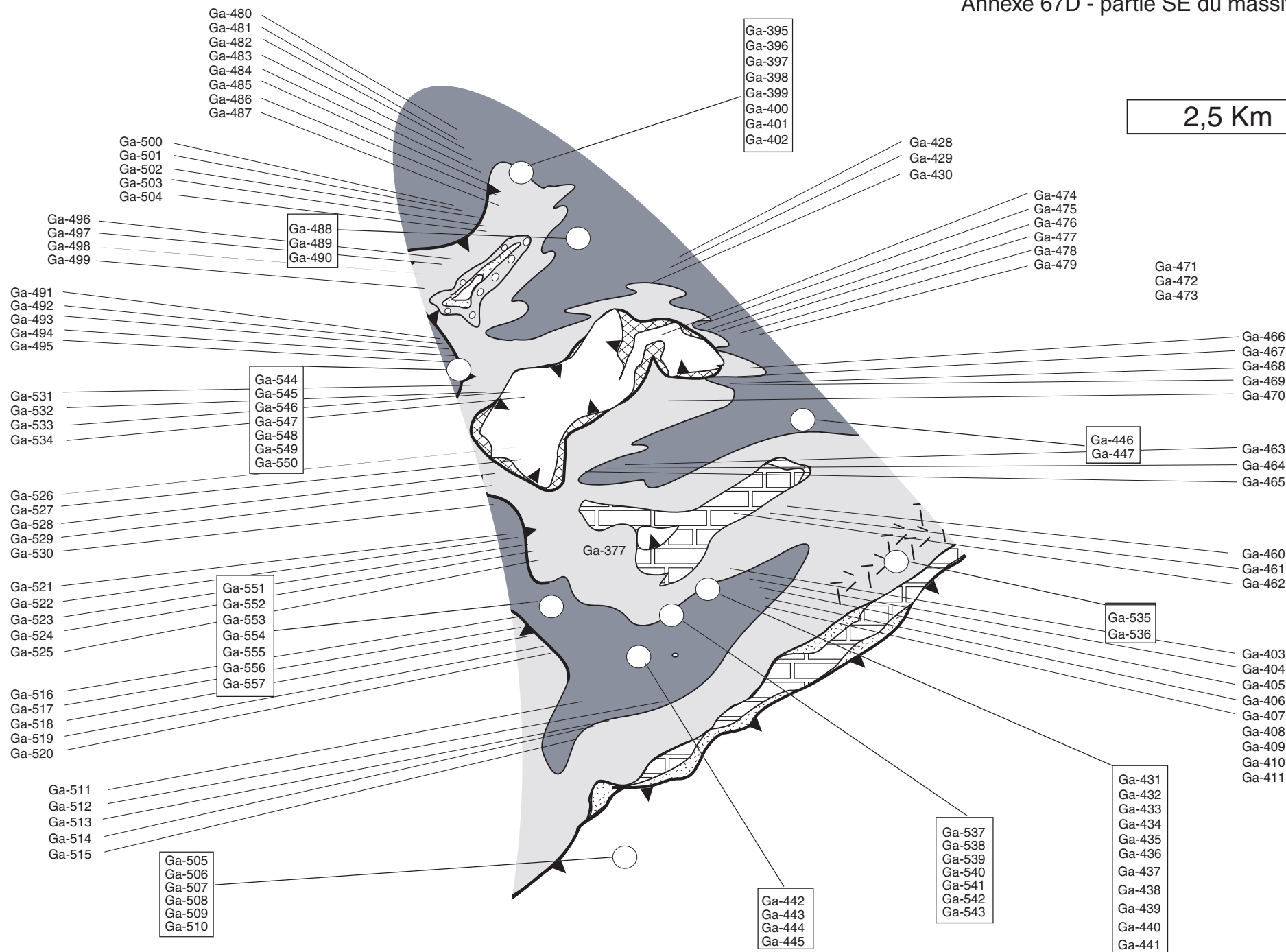
Ga-279
Ga-280
Ga-281
Ga-282
Ga-283
Ga-284
Ga-285

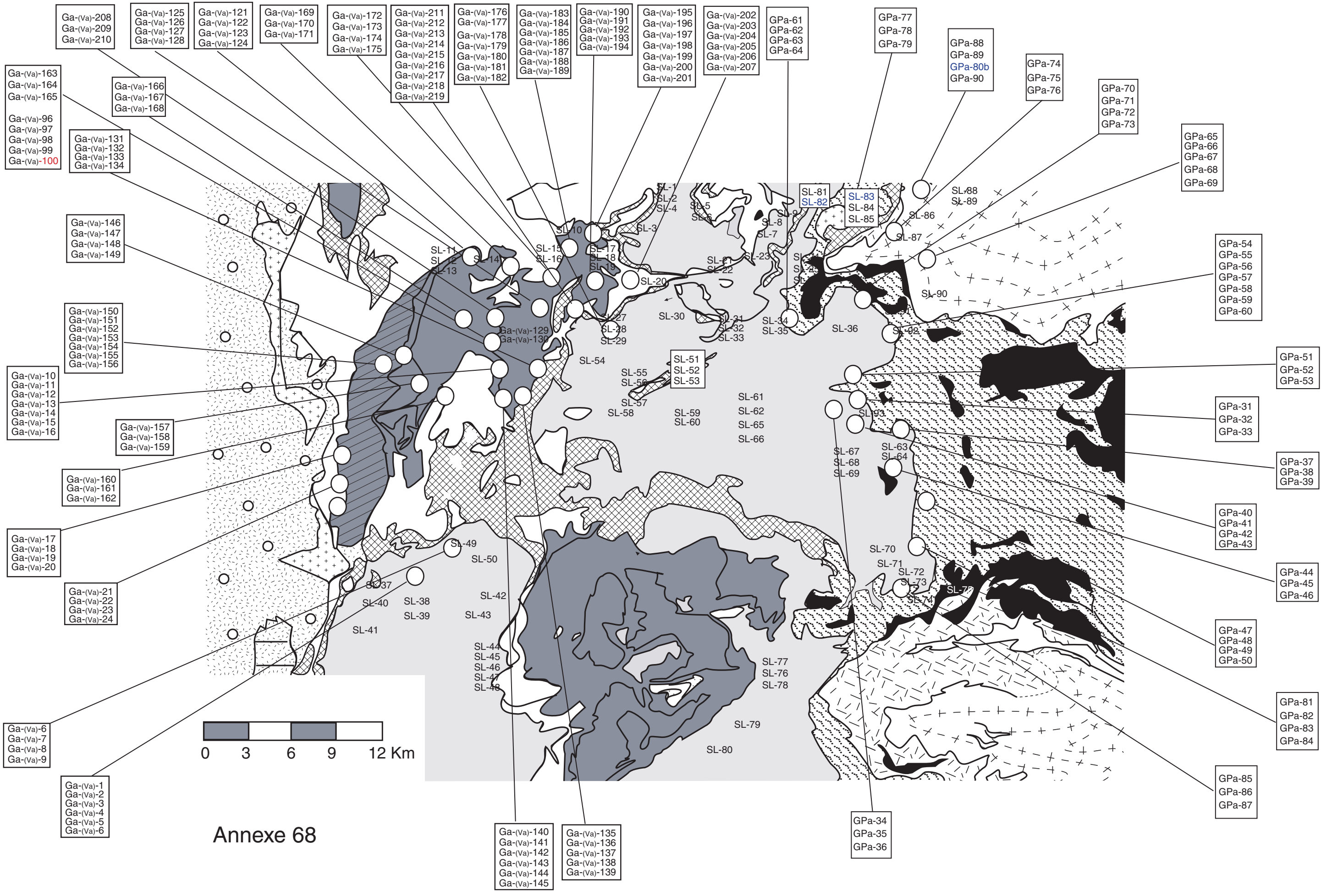
2,5 Km

Annexe 67C - partie SO du massif

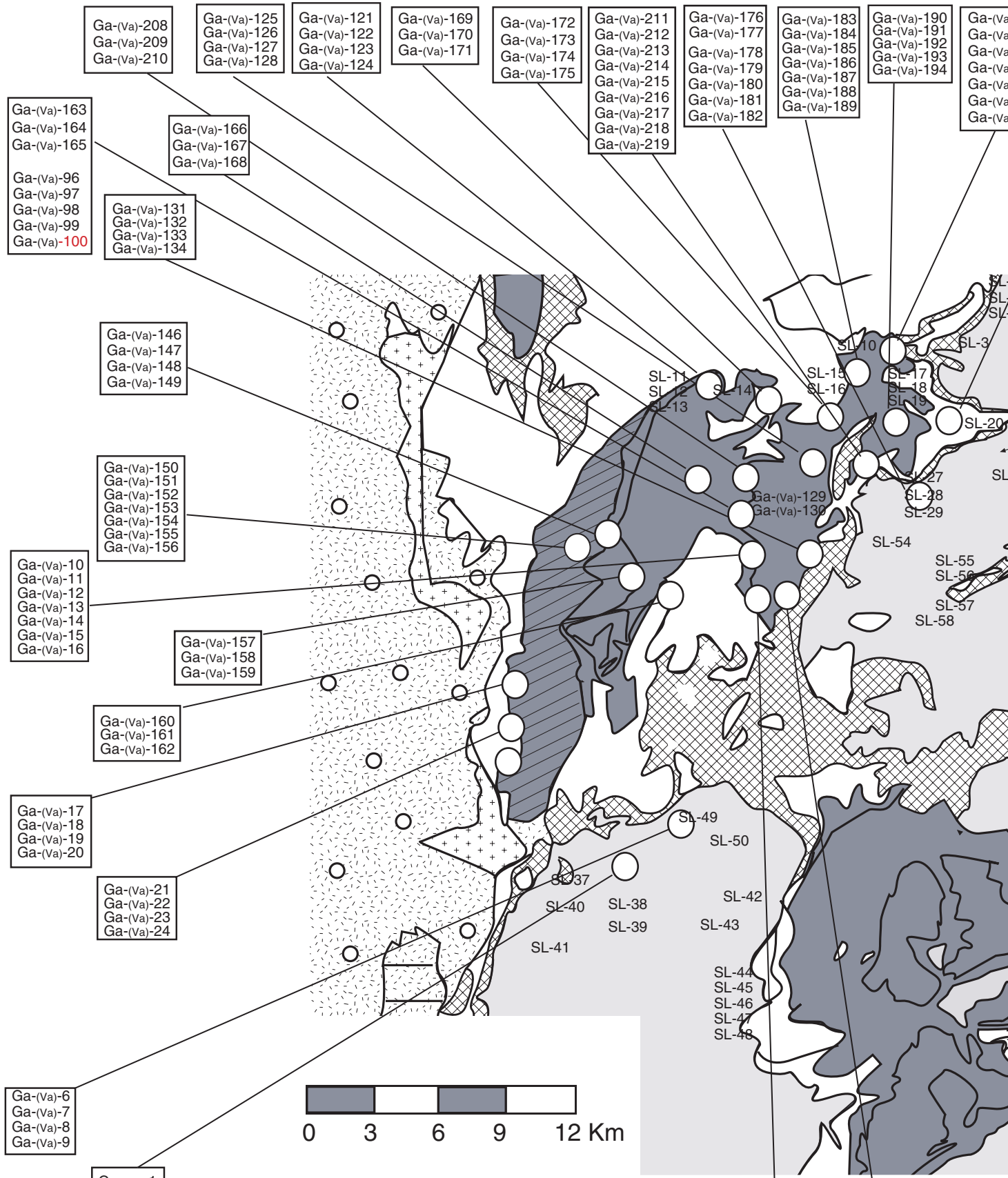
Annexe 67D - partie SE du massif

2,5 Km



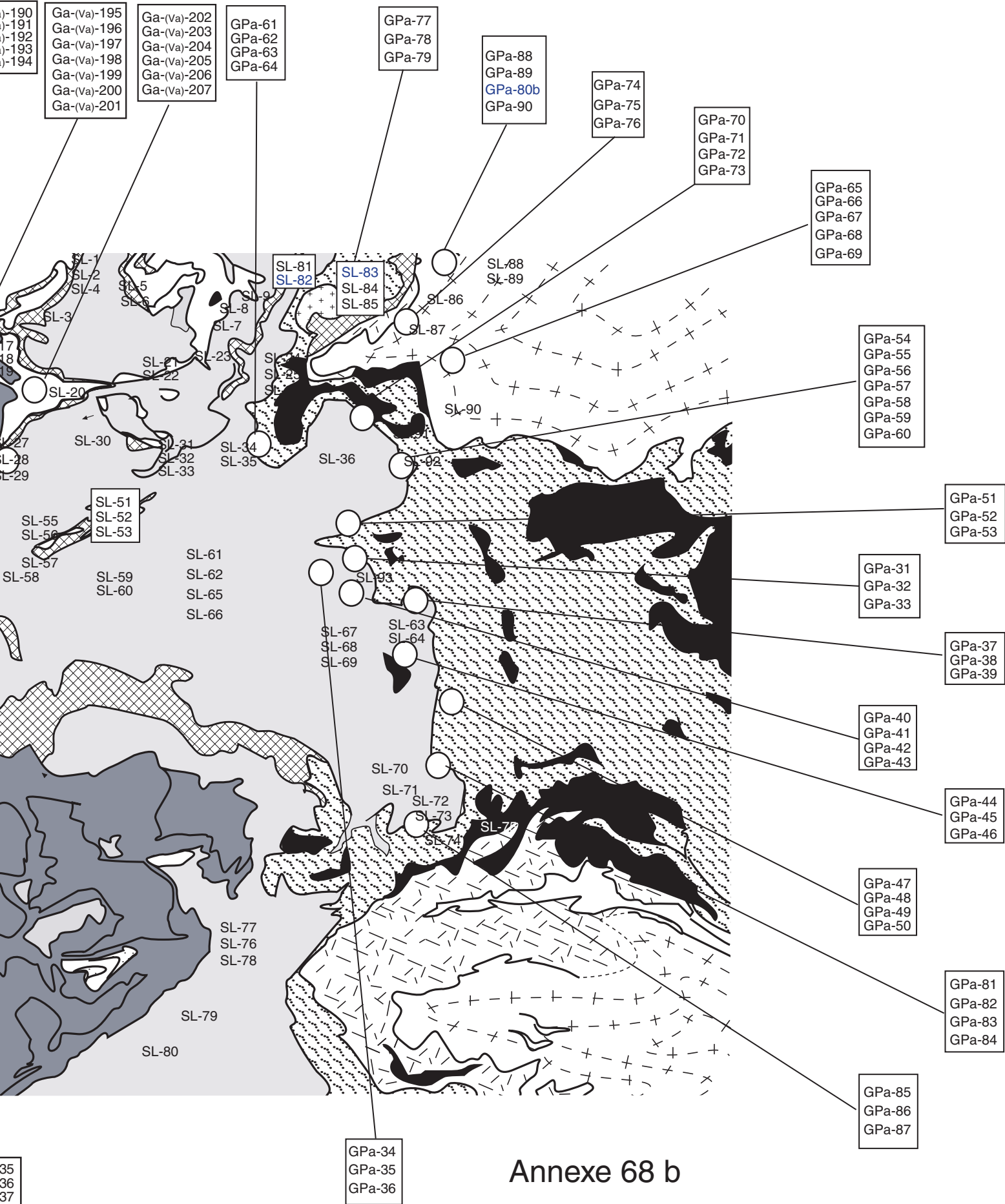


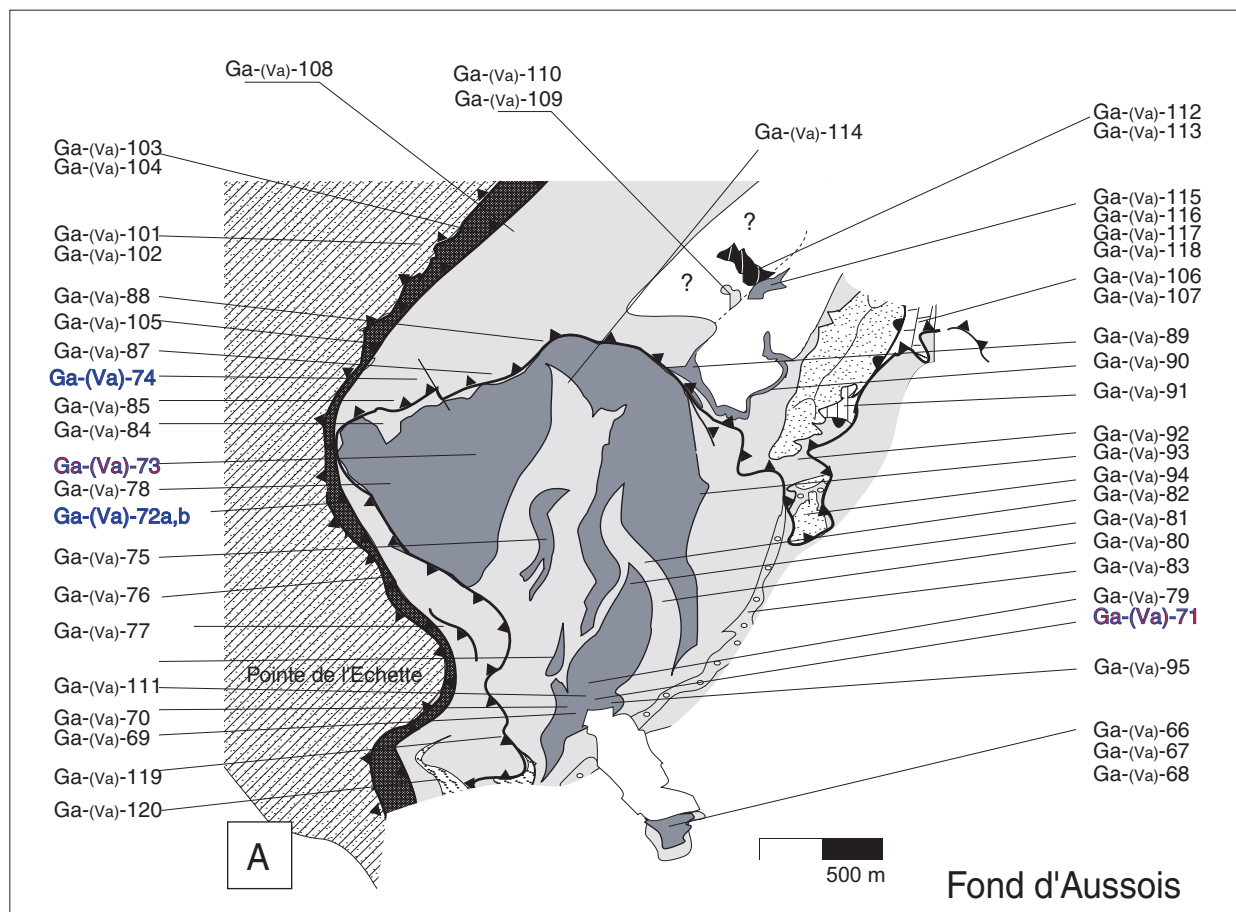
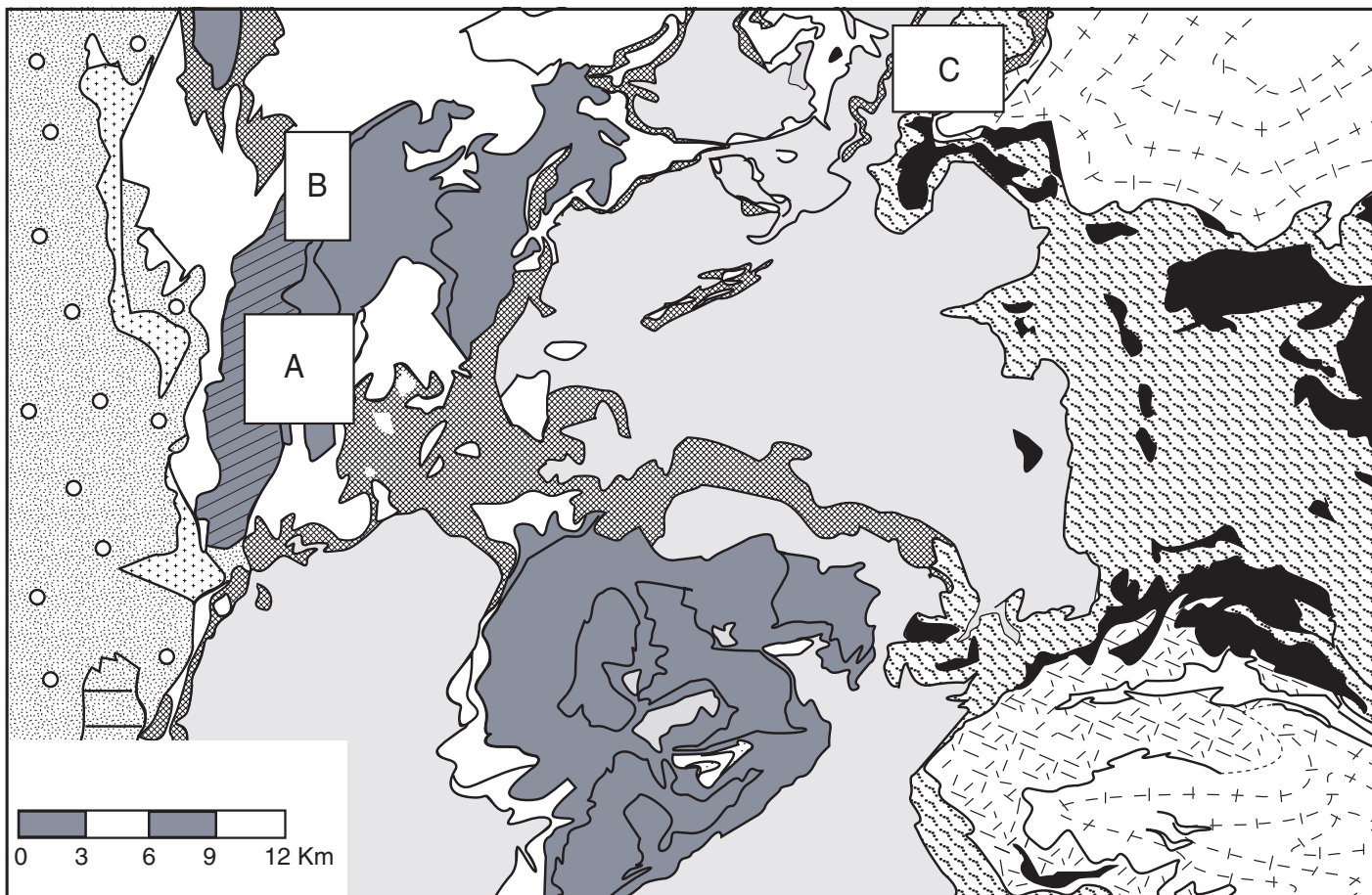
Annexe 68



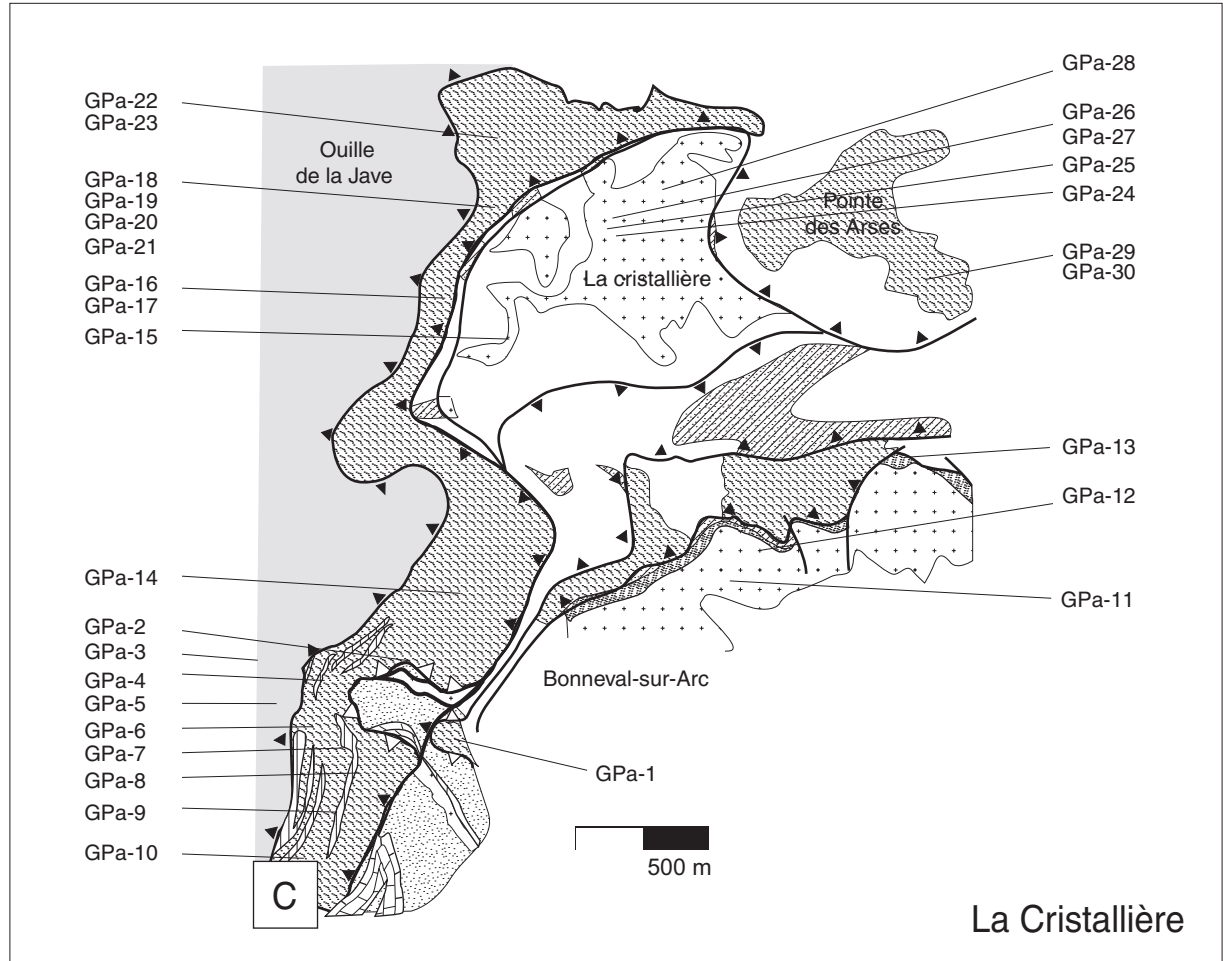
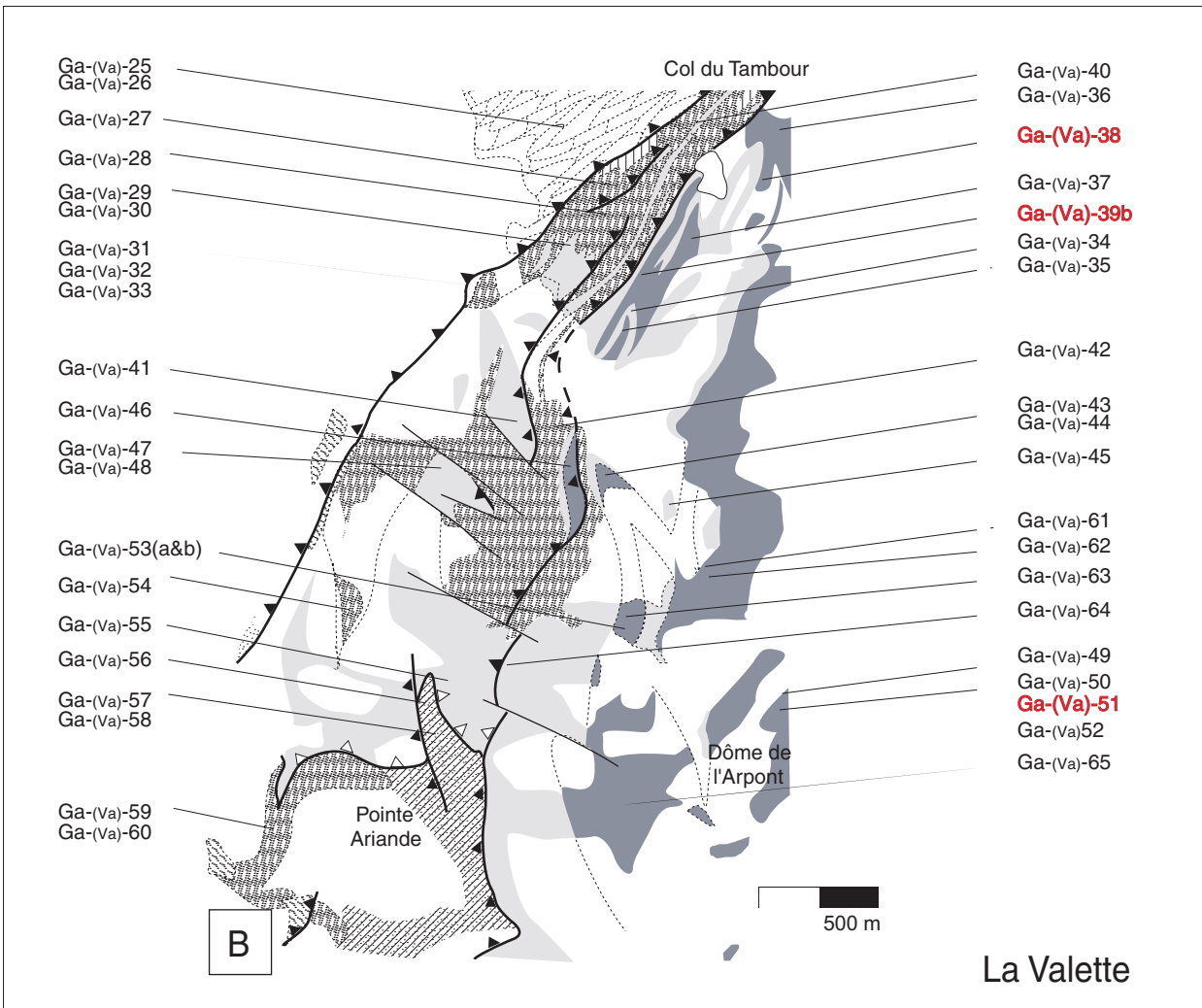
Annexe 68 a

- | | |
|-------------|-------------|
| Ga-(Va)-140 | Ga-(Va)-135 |
| Ga-(Va)-141 | Ga-(Va)-136 |
| Ga-(Va)-142 | Ga-(Va)-137 |
| Ga-(Va)-143 | Ga-(Va)-138 |
| Ga-(Va)-144 | Ga-(Va)-139 |
| Ga-(Va)-145 | |





Annexe 69-A



Annexe 70

—

Analyses microsondes

Amphiboles

Label	214/1-P1_1	P1_3	P1_4	P1_5	P1_6	P1_7	P1_8	P1_9	P1_10	P1_11	P1_12	P1_13	P1_14	P1_15	P1_16	P1_17	P1_18
SiO2	57,63	58,78	58,58	58,45	57,76	55,06	55,98	57,62	57,88	57,64	57,77	59,98	59,24	56,11	57,1	61,22	57,27
TiO2	0	0	0,03	0,02	0	0	0,03	0	0,11	0	0,05	0	0	0,06	0,04	0,04	0
Al2O3	8,71	9,67	9,25	9,18	9,42	8,96	8,81	9,4	9,43	9,93	9,39	10,1	9,64	8,66	9,04	9,51	9,39
FeO	14,71	12,31	12,14	11,78	11,41	11,61	12,61	12,73	13,08	13,03	13,57	12,8	13,16	14,08	13,2	12,31	13,29
MnO	0,02	0	0,11	0	0,01	0,05	0	0	0	0,03	0	0	0,01	0	0	0,01	0,03
MgO	8,68	9,39	9,13	9,7	9,72	8,76	9,3	9,19	9,73	8,64	8,77	8,94	8,68	8,68	8,49	8,1	8,63
CaO	0,15	0,06	0,14	0,11	0,11	0,1	0,24	0,11	0,07	0,18	0,13	0,04	0,09	0,16	0,1	0,07	0,09
Na2O	7,32	7,52	6,27	7,35	7,3	6,77	7,32	7,49	7,73	7,69	7,34	7,22	7,21	7,11	7,67	7,44	7,19
K2O	0	0	0,24	0	0,02	0	0,03	0	0	0,03	0	0,03	0	0,03	0	0	0,03
Total	97,22	97,73	95,89	96,59	95,75	91,31	94,32	96,54	98,03	97,17	97,02	99,11	98,03	94,89	95,64	98,7	95,92

Label	214/1-P1_22	P1_23	P1_24	P1_25	P1_26	P1_27	P1_28	P1_29	P1_30	P1_31	P1_32	P1_33	P1_34	P1_35	P1_36	P1_37	P1_38
SiO2	56,78	56,76	57,36	57,6	57,94	58,6	58,52	57,22	56,85	57,7	56,92	57,72	57,47	57,23	58,02	57,89	57,08
TiO2	0	0,09	0,02	0	0,04	0,01	0,02	0	0	0	0,07	0,02	0	0,03	0	0	0
Al2O3	9,21	9,24	8,92	9,43	9,4	9,37	9,28	9,09	9,08	9,4	8,91	9,23	9,36	9,28	9,6	9,05	9,36
FeO	13,65	13,8	12,86	13,03	12,96	13,8	13,95	13,49	13,49	13,36	13,41	13,64	13,07	13,05	13,05	13,11	13,16
MnO	0	0	0,11	0,03	0,02	0,11	0	0,04	0	0	0,07	0	0	0	0	0,09	0
MgO	8,62	8,53	8,89	8,81	8,67	8,46	8,48	8,87	8,24	8,83	8,4	8,7	8,83	8,61	8,78	8,77	8,85
CaO	0,22	0,12	0,11	0,14	0,1	0,1	0,17	0,1	0,14	0,04	0,19	0,07	0,16	0,05	0,06	0,14	0,08
Na2O	7,38	7,55	7,27	7,66	7,45	7,38	7,43	7,16	7,04	7,1	7,38	7,13	7,22	7,48	7,22	7,37	7,41
K2O	0,01	0,01	0	0	0,01	0	0,01	0	0,01	0	0	0	0	0,01	0	0	0,05
Total	95,87	96,1	95,54	96,7	96,59	97,83	97,86	95,97	94,85	96,43	95,35	96,51	96,11	95,74	96,73	96,42	95,99

Label	214/1-P1_39	P1_40	P1_41	P1_42	P1_43	P1_44	P1_45	P1_46	P1_47	P1_48	P1_49	P1_50	P1_51	P1_52	P1_53	P1_54	P1_55
SiO2	57,77	57,33	57,7	58,34	57,6	57,89	57,38	57,34	57,36	57,54	57,09	55,06	57,81	56,91	57,67	55,58	55,69
TiO2	0,01	0	0,01	0,06	0	0	0,06	0,06	0	0	0,03	0,03	0,11	0	0,01	0,05	0
Al2O3	9,66	9,44	9,4	9,82	9,06	9,39	9,11	8,89	9,22	9,54	7,85	8,97	8,66	9,35	9,34	8,55	9,23
FeO	12,32	13,36	12,68	11,92	12,18	11,64	12,78	12,11	12,63	12,14	14,95	11,93	12,4	12,18	12,91	13,7	13,8
MnO	0	0,12	0,06	0,04	0,05	0,1	0,07	0	0	0,1	0	0	0	0	0,03	0	0,02
MgO	9,17	9,18	9,01	9,23	9,53	9,44	9,79	9,52	9,32	9,45	9,17	11	8,81	9	9,09	8,58	8,55
CaO	0,08	0,09	0,15	0,11	0,19	0,04	0,11	0,11	0,09	0,06	0,29	0,12	0,14	0,12	0,11	0,14	0,09
Na2O	7,72	7,2	7,31	7,35	7,35	7,21	7,45	7,1	7,34	7,17	7,41	8,39	6,37	7,32	7,07	7,18	7,59
K2O	0,02	0,02	0,02	0,02	0	0	0	0,02	0,05	0	0	0	0	0,04	0,03	0	0,02
Total	96,75	96,74	96,34	96,89	95,96	95,71	96,75	95,15	96,01	96	96,79	95,5	94,3	94,92	96,26	93,78	94,99

Amphiboles

Label	214/1-P2_8	P2_9	P2_10	P2_11	P2_12	P2_13	P2_14	P2_15	P2_16	P2_17	P2_18	P2_19	P2_20	P2_21	P2_22	P2_23	P2_24
SiO2	57,23	56,76	56,75	56,51	51,4	56,64	56,52	56,84	57,43	56,12	57,13	56,97	56,83	57,02	56,98	57,69	56,93
TiO2	0,03	0	0	0	0	0	0,02	0,01	0,07	0,01	0	0,02	0	0	0,05	0,01	0,07
Al2O3	9,59	9,45	9,65	9,86	8,14	10	9,49	9,76	9,55	9,02	10,01	9,62	9,39	9,26	9,48	9,65	9,48
FeO	13,79	14,98	14,67	13,86	13,28	15,09	15,45	14,45	15,17	15	15,28	14,3	15,58	15,09	14,71	14,36	13,75
MnO	0,07	0,12	0	0,09	0	0,01	0,04	0,06	0,14	0,09	0,03	0	0	0	0	0	0,03
MgO	7,98	7,81	7,2	7,23	5,91	7,36	6,84	7,22	7,42	7,74	7,34	7,47	7,17	7,5	7,46	7,73	7,34
CaO	0,11	0,14	0,19	0,03	0,08	0,05	0,14	0,01	0,1	0,09	0,09	0,04	0,1	0,01	0,08	0,07	0,03
Na2O	7,51	7,37	7,34	7,35	5,98	7,29	6,82	7,2	7,27	7,73	7,12	7,31	7,19	7,3	7,16	7,27	7,12
K2O	0	0	0	0	0,04	0	0	0	0,03	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	96,31	96,63	95,8	94,93	84,83	96,44	95,32	95,55	97,18	95,8	97	95,73	96,26	96,18	95,92	96,78	94,75

Label	214/1-P2_28	P2_29	P2_30	P2_31	P2_32	P2_33	P2_34	P2_35	P2_36	P2_37	P2_38	P2_39	P2_40	P2_41	P2_42	P2_43	P2_44
SiO2	53,67	58,55	56,91	56,8	57,09	56,75	57,46	51,47	57,85	57,04	57,19	57,03	57,49	55,6	60,02	58,53	57,6
TiO2	0,01	0,03	0	0,04	0	0	0	0	0	0,01	0	0,01	0,02	0,03	0	0,03	0,04
Al2O3	8,71	9,81	9,46	9,54	9,37	9,89	9,56	25,46	10,04	9,33	9,58	9,15	9,22	9,22	10,09	9,74	9,51
FeO	14,66	15,08	14,99	14,57	15,19	14,99	14,28	5,1	13,14	14,28	13,35	13,33	12,33	12,65	11,74	11,85	12,08
MnO	0,11	0,1	0	0,1	0	0,14	0,08	0,08	0	0,1	0	0	0,05	0,09	0	0	0,08
MgO	6,28	7,68	7,37	7,45	7,33	7,28	7,61	2,72	8,06	8,37	8,52	8,52	8,56	8,55	8,52	9,64	9,54
CaO	0,15	0	0,17	0,18	0,14	0,14	0,12	0,1	0,05	0,04	0,03	0,12	0,07	0,15	0,11	0,07	0,05
Na2O	5,8	7,7	7,44	7,3	7,19	7,35	7,34	6,65	7,23	7,33	7,29	7,44	7,24	6,87	5,72	7,55	7,3
K2O	0,07	0	0,01	0	0	0,02	0	0,37	0	0	0	0	0	0,05	0	0	0
Total	89,46	98,95	96,35	95,98	96,31	96,56	96,45	91,95	96,37	96,5	95,96	95,6	94,98	93,21	96,2	97,41	96,2

Label	214/1-P2_47	P2_48	P2_49	P2_50	P2_51	P2_52	P2_53	P2_54	P2_55	156/1-1	1_2	1_3	1_9	1_10	2_5	2_6
SiO2	57,6	57,76	58,2	57,1	55,86	57,07	57,82	56,77	57,33	56,24	56,09	56,86	55,29	56,04	57,46	56,58
TiO2	0,04	0	0,02	0,03	0,43	0,01	0	0,01	0,1	0,05	0,02	0	0,01	0	0,08	0,02
Al2O3	9,51	9,6	10,03	9	11,03	9,29	9,87	9,79	10,63	10,29	10,49	10,62	10,27	10,63	10,53	10,28
FeO	12,08	12,5	11,43	13,36	13,54	15,08	12,64	13,96	12,93	17,08	16,6	19,08	18,93	18,48	14,22	17,25
MnO	0,08	0,08	0,14	0,07	0,09	0,09	0	0,05	0	0	0,04	0,09	0,04	0,02	0	0,07
MgO	9,54	9,47	9,12	8,25	7,24	7,74	8,36	7,95	7,5	5,85	5,31	4,06	4,12	4,17	7,11	5,43
CaO	0,05	0,04	0,08	0,13	0,2	0,31	0,04	0,08	0,14	0,12	0,12	0,14	0,18	0,14	0,05	0,15
Na2O	7,3	7,26	7,53	6,53	7,22	7,14	6,99	7,21	7,18	7,08	7,29	7,38	7,1	7,31	7,48	6,92
K2O	0	0,06	0	0,02	0	0,02	0	0	0	0	0,02	0,03	0	0,01	0	0,02
Total	96,2	96,77	96,55	94,49	95,61	96,75	95,72	95,82	95,81	96,71	95,98	98,26	95,94	96,8	96,93	96,72

Amphiboles

Label	71-11	71-12	71-13	71-16	71-19	71-20	71-21	71-54	71-57	70-4	70-5	70-6
SiO2	56,38	56,28	55,2	61,36	56,26	55,77	55,85	54,64	53,46	56,82	55,09	56,75
TiO2	0,037	0,08	0,165	0,122	0,115	0,115	0,087	0,182	0,038	0,03	0,07	0,02
Al2O3	11,24	11,01	10,75	10,76	10,79	10,8	11,3	10,87	36,76	11,16	11,63	11,08
FeO	16,3	17,04	16,61	15,27	17,62	17,63	16,54	16,85	0,575	16,42	16,5	17,05
MnO	0,195	0,202	0,182	0,187	0,229	0,235	0,257	0,232	2E-04	0,14	0,17	0,13
MgO	5,39	5,158	5,612	4,485	5,354	5,203	5,404	5,246	0,233	5,53	5,4	5,18
CaO	0,175	0,218	0,204	0,311	0,297	0,38	0,261	0,296	0,04	0,12	0,83	0,35
Na2O	7,304	6,939	7,473	5,727	7,25	6,956	7,051	6,837	4,282	7,17	6,61	6,88
K2O	0,003	0,026	0,014	0,035	0,023	0,025	7E-04	0,028	0,914	0	0,19	0,05
Total	97,02	96,96	96,21	98,26	97,93	97,11	96,75	95,18	96,31	97,41	96,52	97,49

Label	51-37	51-38	51-41	51-42	51-43	51-45	51-46	51-47	51-48	51-49	51-50	51-51	51-52	51-53	51-54
SiO2	57,9	57,87	49,21	57,82	57,5	55,27	54,28	57,36	57,69	57,73	58,12	56,04	58,39	57,43	56,64
TiO2	0,028	0,019	0,337	0,06	0,069	0,077	0,034	0,065	0,071	0,085	0,053	0,051	0,026	0,037	0,022
Al2O3	7,946	6,75	9,826	7,752	7,403	5,681	7,39	8,301	8,281	7,539	7,47	7,7	8,013	8,32	8,306
FeO	14,01	14,91	12,38	14,43	14,67	16,92	14,98	14	14,3	14,91	14,89	14,2	14,1	13,43	13,76
MnO	0,016	0,095	0,072	0,061	0,082	0,039	0,06	0,052	0,023	0,03	0,002	0,053	0,053	0,065	0,033
MgO	10,07	10,53	16,19	10,07	10,24	9,662	10,15	9,872	9,559	9,374	9,641	9,681	9,577	9,809	9,295
CaO	0,154	0,301	0,082	0,216	0,234	0,309	0,287	0,269	0,273	0,275	0,264	0,401	0,212	0,214	0,272
Na2O	7,151	7,153	3,287	7,054	7,028	6,711	7,586	6,903	6,909	6,727	6,969	7,162	7,029	7,219	6,614
K2O	0,005	0,017	4,83	1E-04	0,022	0,033	0,019	0,038	0,019	0,029	0,012	0,048	0,047	0,042	0,041
Total	97,28	97,64	96,22	97,46	97,25	94,7	94,79	96,85	97,12	96,7	97,42	95,33	97,45	96,57	94,98

Label	53/1-7	53/1-8	53/3-4	53/3-5	53/4-1	53/4-2	53/4-3	53/4-4	53-86	53-87	53-88	53-108	53-115	53b-4	-5
SiO2	56,4	57,2	57,1	57,2	56,7	55,9	55,8	55,8	57,2	57,3	57,2	57,4	57,4	57,36	56,01
TiO2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,16	0,35
Al2O3	10,5	10,4	10,6	10,9	10,5	11,1	10,3	10,5	11,3	11,0	11,4	11,0	11,7	8,69	11,05
FeO	15,6	14,1	15,1	14,2	17,2	16,9	19,9	19,3	14,9	15,4	14,2	19,5	14,9	14,54	15,79
MnO	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,2	0,0	0,1	0,1	0,3	0,0	0	0,25
MgO	6,5	6,6	6,2	6,7	5,1	5,6	3,4	3,7	6,8	6,8	6,9	3,6	6,4	9,04	5,58
CaO	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,0	0,3	0,1	0,64	0,21
Na2O	7,2	7,2	7,0	7,4	7,3	7,4	7,0	7,5	6,6	6,7	6,9	6,2	6,8	7,02	6,84
K2O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,07	0,03
Total	96,5	95,8	96,2	96,4	97,0	97,1	96,9	97,2	97,0	97,4	96,8	98,5	97,4	97,55	96,15

Amphiboles

Label	53b-6	-7	-8	-10	53b-1	b-2	b-3	b-4	b-5	b-6	b-7	b-8	b-9	b-10	b-11
SiO2	56,93	58,86	62,05	56,42	55,23	56,17	55,37	55,71	55,49	56,07	55,69	55,84	55,07	55,32	56,27
TiO2	0,18	0,06	0,04	0	0,06	0,04	0,16	0,17	0,35	0,17	0,14	0,09	0,09	0,13	0,11
Al2O3	10,8	8,98	6,83	8,8	7,92	11,12	11,44	11,28	10,88	11,34	11,37	11,2	11,25	11,22	11,3
FeO	16,2	16,93	17,63	17,54	18,95	15,3	15,55	16,51	15,97	16,19	15,59	15,52	15,88	15,89	15,82
MnO	0,25	0,12	0,08	0,16	0,04	0,27	0,21	0,33	0,26	0,16	0,23	0,27	0,13	0,25	0,19
MgO	5,43	6,78	6,41	6,52	7,08	6,09	6,06	5,57	6	5,85	5,66	5,88	5,21	5,72	5,73
CaO	0,27	0,13	0,29	0,22	0,25	0,14	0,18	0,27	0,36	0,21	0,21	0,09	0,16	0,23	0,13
Na2O	7,08	4,64	5,96	6,92	6,81	7,06	6,97	7,1	7,08	7,11	7,01	7,16	6,43	6,99	7,12
K2O	0,05	1,95	0,06	0	0,32	0,08	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0,01
Total	97,24	98,45	99,39	96,59	96,68	96,28	95,98	97	96,42	97,12	95,92	96,06	94,27	95,76	96,74

Label	53b-12	b-13	b-14	b-15	b-16	b-17	b-18	b-19	b-20	22.3	22.2	23_1	23_2	24_5
SiO2	55,96	56,01	55,81	55,58	55,8	56,22	55,36	55,98	55,14	51,53	52,88	56,04	56,37	56,21
TiO2	0,16	0,21	0,12	0,22	0,23	0,1	0,13	0,04	0,04	0,03	0,01	0,102	0,056	0,312
Al2O3	11,12	11,06	11,03	11,37	11,43	11,01	11,07	9,73	7,81	13,23	11,30	11,17	10,68	11,01
FeO	16,61	15,96	16,15	15,02	14,58	14,91	15,36	17,21	18,59	19,34	22,33	14,69	15,45	14,88
MnO	0,23	0,27	0,19	0,28	0,23	0,23	0,22	0,17	0,07	0,13	0,19	0,022	0,063	0,048
MgO	5,53	5,45	5,64	6,03	6,09	6,54	5,83	6,3	7,12	4,24	2,91	6,962	6,903	6,746
CaO	0,27	0,25	0,25	0,24	0,23	0,24	0,26	0,16	0,3	2,29	1,18	0,534	0,72	0,252
Na2O	6,74	6,97	7,22	6,75	6,95	6,94	6,83	6,82	6,76	6,24	6,62	6,609	6,551	6,574
K2O	0,02	0	0,02	0,02	0,01	0,04	0,04	0,04	0,2	-	-	0,023	0,032	0,008
Total	96,75	96,23	96,47	95,56	95,61	96,24	95,15	96,45	96,07	97,05	97,43	96,15	96,83	96,04

Label	22_1	22_2	22_3	22_4	22_5	22_6	22_7	22_8	22_9
SiO2	50,82	51,97	48,66	48,02	52,51	49,35	50,69	56,15	57,95
TiO2	0,044	0,044	0,041	6E-04	2E-04	0,02	0,052	0,113	2E-04
Al2O3	13,51	12,85	14,93	14,69	12,02	12,21	13,14	14,01	23,84
FeO	18,82	17,68	20,41	20,22	21,74	18,99	19,18	13,78	1,484
MnO	0,152	0,121	0,092	0,096	0,139	0,135	0,118	0,164	0,023
MgO	4,25	5,105	2,967	3,815	2,489	4,392	3,877	4,857	0,064
CaO	2,491	1,997	3,252	3,507	1,157	1,851	2,369	0,695	0,292
Na2O	6,105	6,122	5,781	5,93	6,514	6,127	6,016	8,159	14,37
K2O	0,138	0,259	0,224	0,223	0,066	0,061	0,115	0,628	0,032
Total	96,34	96,15	96,36	96,5	96,63	93,13	95,55	98,56	98,05

Biotites

biotite alpine

Label	53-d3-127	d3-128
SiO2	36,420	36,258
TiO2	0,412	0,395
Al2O3	17,032	17,374
Cr2O3	0,012	0,042
FeO	23,709	24,102
MnO	0,157	0,145
MgO	7,631	7,253
CaO	0,049	0,028
Na2O	0,088	0,135
K2O	9,284	9,185
Total	94,793	94,917

biotite pre-alpine

Label	40b-4	40b-6	40b-7	40b-55	40B/3-41	3_42	3_43	3_44	3_45	3_46	40B/1-1	/1-2	/1-3	/1-10	/1-11
SiO2	34,34	35,11	35,3	37,72	35,51	35,12	33,22	35,33	34,6	34,68	33,81	33,74	33,96	34,88	34,64
TiO2	1,593	1,97	1,793	0,995	1,78	1,47	1,27	1,53	1,49	1,39	1,59	1,62	1,37	2,06	1,9
Al2O3	16,06	16,62	17,31	21,4	17,59	16,99	15,91	17,79	17,31	16,86	16,96	16,54	16,25	17,85	17,34
Cr2O3	0,042	0,039	0,046	0,056	0	0	0	0	0,02	0,1	0	0,12	0,02	0,03	0
FeO	20,79	22	21,72	16,45	20,21	18,83	21,14	18,3	17,91	18,48	19,95	20,57	19,49	20,31	19,64
MnO	0,14	0,176	0,182	0,16	0,21	0,19	0,33	0,25	0,21	0,16	0,26	0,16	0,17	0,13	0,25
MgO	10,28	9,668	10,1	7,369	9,29	10,53	11,01	9,77	10,13	10,15	10,64	11,1	10,68	8,6	8,88
CaO	0,156	0,027	0,035	0,185	0,47	0,32	0,8	0,1	0,55	0,19	0,15	0,11	0,25	0,05	0,1
Na2O	0,084	0,069	0,149	0,428	0,07	0,14	0,06	0,14	0,14	0,11	0,1	0,1	0,06	0,12	0,16
K2O	7,951	8,4	7,937	6,951	7,87	8,4	6,09	8,91	8,36	8,26	8,02	7,54	7,64	9,33	9,21
Total	91,44	94,09	94,58	91,71	93	91,99	89,83	92,12	90,72	90,38	91,48	91,6	89,89	93,36	92,12

Biotites

biotite pre-alpine

Label	40B/1-12	/2-8	40C/2-5	/2-6	/2-7	/2-8	/3-7	22_12	22-14	22-14	22-15	22-17	22-26	22-30	22-20
SiO2	34,93	33,87	32,44	30,99	32,78	32,91	33,22	35,52	35,1	38,56	39,66	33,36	34,2	36,36	34,83
TiO2	2,02	1,52	1,14	0,92	1,61	1,79	1,62	1,196	1,544	0,511	1,261	1,044	0,842	1,48	1,531
Al2O3	18	17,8	16,4	17,11	16,33	16,59	16,77	17,14	17,71	18,23	16,97	17,54	18,48	17,05	17,3
Cr2O3	0	0	0,03	0	0	0,03	0	0,026	0,011	0,03	0,025	0,022	0,047	0,051	0,053
FeO	20,46	19,75	23,61	24,93	22,71	23,16	22,04	21,84	20,58	20,91	21,14	23,98	21,66	20,62	22,9
MnO	0,19	0,14	0,23	0,1	0,19	0,13	0,03	0,227	0,131	0,31	0,158	0,218	0,194	0,149	0,278
MgO	9,47	10,36	10,7	12,24	8,96	9,64	9,29	9,829	9,064	7,757	8,208	9,728	8,95	9,597	8,799
CaO	0,04	0,28	0,01	0,09	0,17	0,04	0,09	0,071	0,022	0,063	0,089	0,032	0,062	0,02	0,075
Na2O	0,14	0,09	0	0,05	0,01	0,08	0,1	0,083	0,103	0,108	0,076	0,084	0,089	0,071	0,114
K2O	9,39	6,43	7,01	4,56	6,43	7,77	8,43	8,986	9,062	8,895	8,739	7,455	9,043	8,937	8,585
Total	94,64	90,24	91,57	90,99	89,19	92,14	91,59	94,92	93,31	95,38	96,32	93,46	93,57	94,34	94,47

Label	27_1	627_1	727_1	827_1	927_2	127_3	127_3	227_3	327_3	427_3	527_3	627_3	727_3	827_3	927_3	127_3	127_3	17
SiO2	34,72	34,75	34,25	34,25	36,93	33,26	35,05	35,52	35,63	34,81	33,28	33,64	34,16	34,17	33,39	34,76	34,78	
TiO2	1,84	1,84	1,92	1,84	0,09	0,14	0,1	0,07	0,05	0,14	1,37	1,52	1,53	1,59	1,47	1,76	1,75	
Al2O3	17,25	18,42	19,06	19,1	21,26	19,3	20,3	20,56	20,42	20,07	17,57	17,31	17,26	17,72	17,27	17,25	17,06	
Cr2O3	0,03	0,01	0	0	0	0	0,04	0	0	0	0,03	0,05	0,06	0,01	0	0	0	
FeO	18,35	20,28	15,94	16,02	31,03	26,68	29,11	28,88	29,93	28,97	21,46	21,62	21,97	20,27	20,93	21,17	20,07	
MnO	0,3	0,33	0,17	0,12	1,31	1	2,62	3,31	2,77	2,26	0,18	0,31	0,22	0,3	0,29	0,17	0,23	
MgO	8,53	8,43	8,54	9,3	2,13	4,21	2,26	1,76	1,71	1,55	9,73	9,63	9,75	9,56	9,57	9,89	9,41	
CaO	0,16	0,42	0,63	0,38	6,69	4,51	7,11	6,47	6,87	7,41	0,06	0,47	0,04	0,03	0,2	0,11	0,11	
Na2O	0,02	0,07	0,11	0,02	0	0,09	0,05	0,03	0,05	0,01	0,09	0,12	0,09	0,14	0,04	0,06	0,04	
K2O	8,41	5,61	4,51	5,09	0,05	3,35	0,34	0,03	0	0	7,83	6,98	8,56	8,86	7,41	8,42	8,32	
Total	89,61	90,16	85,13	86,12	99,49	92,54	96,98	96,63	97,43	95,22	91,6	91,65	93,64	92,65	90,57	93,59	91,77	

Chlorites

Label	27	04_1	04_2	04_5	04_6	40b_7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	05_9
SiO2	24,86	25,30	24,99	24,72	28,09	25,35	30,49	29,17	25,47	26,74	24,35	24,09	28,63	28,80	23,85	
TiO2	0,00	0,06	0,13	0,02	0,12	1,25	0,05	0,01	0,49	0,05	0,06	0,09	0,05	0,05	0,07	
Al2O3	21,16	20,74	20,96	21,07	17,90	20,82	17,32	16,43	20,64	19,79	21,28	23,51	16,81	16,97	20,11	
Cr2O3	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,00	0,02	0,04	0,00	0,05	0,06	0,00	0,03	0,01	0,05	
FeO	25,28	25,80	26,38	25,45	26,47	32,15	23,29	25,66	25,54	26,13	30,06	25,61	25,52	24,84	33,02	
MnO	0,31	0,46	0,24	0,24	0,20	0,43	0,27	0,39	0,18	0,38	0,35	0,30	0,63	0,30	0,22	
MgO	13,73	14,27	13,61	14,00	14,84	9,79	14,80	14,08	14,79	14,69	12,57	13,83	14,61	15,98	9,66	
CaO	0,05	0,01	0,11	0,10	0,06	0,08	0,28	0,29	0,20	0,09	0,06	0,09	1,23	0,36	0,05	
Na2O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	
K2O	0,00	0,02	0,04	0,02	0,39	0,02	0,12	0,08	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,07	0,00	
Total	85,39	86,67	86,47	85,62	88,15	89,89	86,65	86,18	87,31	87,95	88,80	87,52	87,58	87,36	87,08	

Label	40b1-2	1_4	2_1	2_2	2_3	2_4	2_5	2_6	23.8	23.9	24.2	28-13	22-18	22-19	22-24
SiO2	30,67	33,56	34,64	24,19	28,71	29,80	29,92	26,68	32,05	24,75	23,87	24,36	24,16	23,32	23,99
TiO2	0,06	0,17	0,06	0,03	0,04	0,03	0,08	0,08	0,12	0,08	0,12	0,05	0,01	0,07	0,11
Al2O3	20,00	16,86	15,79	22,49	17,10	17,37	17,39	20,52	17,02	19,82	18,33	19,64	20,41	21,96	22,08
Cr2O3	0,03	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,03	0,06	0,01	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00
FeO	21,76	18,03	24,25	24,82	25,61	24,17	23,94	26,41	27,13	33,32	30,02	31,69	29,66	31,56	27,28
MnO	0,54	0,30	0,43	0,37	0,49	0,58	0,97	0,35	0,08	0,30	0,18	0,16	0,36	0,27	0,25
MgO	11,90	13,84	13,76	14,51	14,41	14,83	14,20	13,25	10,93	10,12	10,87	10,83	12,04	10,86	13,45
CaO	1,10	1,30	0,33	0,14	0,99	1,03	0,94	0,10	0,07	0,03	0,13	0,07	0,15	0,05	0,00
Na2O	0,17	0,14	0,00	0,06	0,07	0,00	0,07	0,05	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
K2O	0,41	1,15	0,19	0,04	0,04	0,13	0,49	0,76	3,08	0,00	0,10	0,07	0,01	0,04	0,01
Total	86,63	85,35	89,46	86,70	87,48	87,95	88,03	88,26	90,49	88,48	83,65	86,89	86,82	88,15	87,18

Chlorites

Label	128/2-8	/2-9	/1-3	/1-4	/1-5	/3-17	/3-18	53	d4-53	d4-54	d4-64	d2-81	d2-82	d2-91	d2-105	d3-118	d3-119
SiO2	22,33	26,78	25,70	25,51	25,09	26,05	25,97		23,43	23,60	23,62	32,45	24,48	23,94	32,55	24,44	23,81
TiO2	0,04	0,00	0,03	0,00	0,05	0,02	0,02		0,07	0,05	0,06	0,66	0,03	0,09	0,05	0,11	0,08
Al2O3	20,72	22,19	19,90	19,57	18,99	19,96	19,36		19,77	19,66	19,93	21,37	20,28	20,47	28,03	19,64	20,39
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,09	0,00		0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,05	0,04	0,02	0,04
FeO	20,46	19,96	26,88	27,49	27,96	26,07	27,32		36,03	35,93	36,18	26,89	35,79	35,99	25,76	37,57	36,54
MnO	0,34	0,52	0,68	0,60	0,70	0,74	0,65		0,48	0,52	0,48	0,32	1,57	0,49	6,08	0,48	0,44
MgO	17,92	17,83	12,92	12,80	12,55	13,01	13,31		7,82	7,54	7,76	4,38	6,56	7,40	0,91	6,47	7,17
CaO	0,00	0,00	0,03	0,01	0,05	0,03	0,01		0,04	0,04	0,06	0,08	0,45	0,04	4,32	0,00	0,02
Na2O	0,07	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00		0,05	0,03	0,06	0,07	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02
K2O	0,08	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00		0,04	0,01	0,12	7,98	0,04	0,11	0,05	0,01	0,01
Total	97,41	99,01	97,18	96,99	96,29	97,11	97,73		87,76	87,41	88,29	94,23	89,22	88,58	97,81	88,76	88,52

Label	71-14	70-3	70-3
SiO2	24,98	31,13	26,90
TiO2	0,05	1,77	1,02
Al2O3	18,38	20,89	19,51
Cr2O3	0,03	0,06	0,04
FeO	31,53	25,27	31,21
MnO	0,40	0,79	0,66
MgO	11,80	8,21	9,64
CaO	0,03	0,12	0,49
Na2O	0,01	0,07	0,04
K2O	0,05	2,54	0,41
Total	87,26	90,84	89,92

Chlorites

Label	23.8	23.9	24.2	28-13	22-18	22-19	22-24	53	d4-53	3-d4-54	3-d4-64	3-d2-82	3-d2-91	d2-105	d3-118	d3-119
SiO2	32,05	24,75	23,87	24,36	24,16	23,32	23,99	23,43	23,60	23,62	24,48	23,94	32,55	24,44	23,81	
TiO2	0,12	0,08	0,12	0,05	0,01	0,07	0,11	0,07	0,05	0,06	0,03	0,09	0,05	0,11	0,08	
Al2O3	17,02	19,82	18,33	19,64	20,41	21,96	22,08	19,77	19,66	19,93	20,28	20,47	28,03	19,64	20,39	
Cr2O3	0,01	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,03	0,01	0,02	0,05	0,04	0,02	0,04	
FeO	27,13	33,32	30,02	31,69	29,66	31,56	27,28	36,03	35,93	36,18	35,79	35,99	25,76	37,57	36,54	
MnO	0,08	0,30	0,18	0,16	0,36	0,27	0,25	0,48	0,52	0,48	1,57	0,49	6,08	0,48	0,44	
MgO	10,93	10,12	10,87	10,83	12,04	10,86	13,45	7,82	7,54	7,76	6,56	7,40	0,91	6,47	7,17	
CaO	0,07	0,03	0,13	0,07	0,15	0,05	0,00	0,04	0,04	0,06	0,45	0,04	4,32	0,00	0,02	
Na2O	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,06	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	
K2O	3,08	0,00	0,10	0,07	0,01	0,04	0,01	0,04	0,01	0,12	0,04	0,11	0,05	0,01	0,01	
Total	90,49	88,48	83,65	86,89	86,82	88,15	87,18	87,76	87,41	88,29	89,22	88,58	97,81	88,76	88,52	

Label	74-23	74-36	74-38	74-71	63-14	63-17	63-19	63-19	63-20	220/1-1	220/1-2	220/1-3	220/2-6	220/2-7	220/2-8
SiO2	26,99	27,22	28,24	27,05	27,13	27,32	33,67	26,40	26,67	28,39	27,75	27,55	28,50	28,00	28,26
TiO2	0,04	0,06	0,12	0,08	0,04	0,04	0,07	0,06	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	22,59	23,90	23,41	22,17	21,09	21,99	24,73	20,78	20,91	21,84	21,58	22,03	22,12	20,99	21,76
Cr2O3										0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03
FeO	26,28	25,08	20,78	24,66	23,78	21,31	16,21	25,26	23,89	12,73	12,69	12,56	12,34	11,63	13,04
MnO	0,09	0,09	0,08	0,12	0,45	0,34	0,33	0,51	0,54	0,32	0,27	0,03	0,07	0,18	0,07
MgO	13,05	12,03	10,23	13,04	15,51	17,84	10,58	15,78	16,40	22,28	23,35	22,71	22,84	23,81	23,31
CaO	0,02	0,05	0,11	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,13	0,02	0,03
Na2O	0,23	0,12	0,37	0,03	0,00	0,06	0,20	0,03	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00
K2O	0,35	0,82	1,66	0,91	0,05	0,03	3,90	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00
Total	93,38	93,14	88,64	91,78	91,77	92,75	93,65	92,51	92,19	97,52	97,58	96,77	98,25	96,58	98,71

Chlorites

Label	82-7	82-8	82-9	82-14	82-26	82-27	82-28	82-29	82-30	83-3	83-4	83-6
SiO2	26,19	25,66	25,30	25,43	25,88	25,82	28,95	25,76	25,82	24,91	25,56	24,33
TiO2	0,05	0,03	0,05	0,16	0,05	0,04	0,08	0,06	0,03	0,05	0,04	0,02
Al2O3	22,11	22,81	23,12	22,91	22,30	22,41	25,77	23,29	22,92	23,43	23,53	22,80
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	22,31	23,36	22,79	22,97	24,07	23,06	19,69	23,46	22,66	26,75	25,36	26,46
MnO	0,04	0,04	0,07	0,06	0,04	0,05	0,12	0,13	0,10	0,11	0,03	0,08
MgO	16,94	15,94	16,04	15,80	15,83	16,40	12,61	15,36	16,26	13,71	14,58	13,73
CaO	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,04	0,08	0,07	0,08	0,02	0,02	0,03
Na2O	0,02	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01	1,38	0,03	0,05	0,02	0,02	0,05
K2O	0,06	0,05	0,05	0,13	0,00	0,02	0,19	0,02	0,05	0,02	0,04	0,04
Total	91,49	91,71	91,25	91,26	92,00	91,57	92,80	91,95	91,73	92,69	92,92	91,17

Label	104-10	104-16	104-20	104-6	104-1	104-2	104-3	104-4	104-5	104-6	104-7	104-8	104-9	104-10	104-11	104-12	104-13
SiO2	26,81	27,83	27,06	28,22	28,19	29,59	28,97	28,64	29,34	28,18	32,97	26,98	27,45	27,19	25,57	26,95	25,65
TiO2	0,21	0,18	0,11	0,01	0,27	1,27	0,30	0,31	0,20	0,30	13,69	0,27	0,12	0,08	0,09	0,04	0,04
Al2O3	18,92	20,77	20,66	19,29	18,77	18,08	18,43	18,70	19,04	17,92	14,16	17,91	19,41	19,50	19,77	18,79	18,35
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	23,47	22,18	21,48	21,90	25,94	24,12	25,69	26,06	24,93	25,77	12,67	26,52	27,62	26,89	25,96	28,20	27,07
MnO	0,29	0,21	0,14	0,18	0,29	0,28	0,30	0,32	0,30	0,30	0,13	0,32	0,31	0,27	0,24	0,32	0,31
MgO	16,87	16,10	17,56	16,91	15,60	15,55	16,49	15,87	15,72	16,60	7,32	15,61	13,99	15,77	16,75	14,69	13,98
CaO	0,07	0,11	0,19	0,71	0,13	0,75	0,05	0,13	0,09	0,14	9,91	0,23	0,13	0,04	0,11	0,15	0,26
Na2O	0,00	0,00	0,03	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K2O	0,23	0,63	0,03	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	90,51	91,81	91,07	90,93	89,19	89,64	90,23	90,03	89,62	89,21	90,85	87,84	89,03	89,74	88,49	89,14	85,66

Chlorites

Label	104-14	104-15	104-16	104-17	104-18	104-19	104-20	104-21	104-22	104-23	104-24	104-25	104-26	104-27	104-28	104-31	104-32
SiO2	26,70	25,80	27,04	27,02	26,64	26,62	26,10	28,03	27,09	28,16	26,68	25,68	26,56	26,31	26,54	26,59	27,71
TiO2	0,05	0,08	0,03	0,03	0,08	0,10	0,12	4,60	0,05	0,06	0,08	0,23	0,16	0,11	0,17	0,14	0,07
Al2O3	20,04	20,53	19,43	19,09	20,86	21,18	20,20	17,37	18,00	19,46	19,97	19,72	20,17	19,73	21,05	21,32	17,16
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	25,83	24,89	27,89	28,47	25,22	24,80	24,47	23,91	27,92	27,41	26,64	25,23	26,00	27,31	24,17	25,15	27,06
MnO	0,25	0,19	0,34	0,33	0,21	0,20	0,18	0,28	0,31	0,32	0,29	0,23	0,26	0,28	0,24	0,25	0,31
MgO	14,53	16,90	15,31	15,45	16,87	16,89	16,78	13,19	16,10	14,75	15,76	17,66	16,13	15,89	16,08	16,36	16,66
CaO	0,09	0,08	0,07	0,04	0,04	0,02	0,08	3,37	0,08	0,16	0,05	0,16	0,16	0,11	0,15	0,09	0,08
Na2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	87,49	88,47	90,11	90,43	89,92	89,81	87,93	90,75	89,55	90,32	89,47	88,91	89,44	89,74	88,40	89,90	89,05

Label	104-34	104-35	104-36	104-42	104-43	104-44	104-74	104-75	104-76	104-77	104-34	104-35	104-36
SiO2	28,71	30,32	27,57	27,12	27,22	27,31	24,77	27,16	26,69	26,20	28,71	30,32	27,57
TiO2	0,10	0,07	0,05	0,03	0,04	0,03	0,05	0,06	0,09	0,09	0,10	0,07	0,05
Al2O3	17,62	15,75	17,65	18,99	17,75	18,92	16,69	18,49	18,24	17,15	17,62	15,75	17,65
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	26,00	23,63	26,99	28,36	28,13	28,18	26,79	26,79	26,66	25,19	26,00	23,63	26,99
MnO	0,32	0,27	0,30	0,31	0,29	0,31	0,30	0,32	0,33	0,35	0,32	0,27	0,30
MgO	15,02	13,96	15,24	14,96	16,27	15,22	16,12	14,58	14,74	14,44	15,02	13,96	15,24
CaO	0,33	2,53	0,29	0,07	0,07	0,08	0,18	0,17	0,19	0,25	0,33	2,53	0,29
Na2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	88,10	86,53	88,09	89,84	89,77	90,05	84,90	87,57	86,94	83,67	88,10	86,53	88,09

Chloritoïdes

	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1
Label	53-d1-39	d1-42	d2-78	d2-101	d2-103	d3-116	d3-117	53-1	53-2	53-3	53-4
SiO2	23,97	23,87	23,87	24,16	24,04	24,18	24,29	24,33	23,93	23,77	23,70
TiO2	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
Al2O3	40,05	40,39	39,87	40,49	40,35	40,79	40,35	38,04	38,60	38,26	38,70
Cr2O3	0,01	0,03	0,04	0,02	0,03	0,02	0,05	0,00	0,05	0,03	0,00
FeO	25,92	26,01	25,85	26,26	25,99	25,65	25,69	24,33	25,72	25,70	25,84
MnO	0,71	0,67	0,69	0,42	0,59	0,60	0,58	0,54	1,22	0,37	0,66
MgO	1,54	1,60	1,76	1,40	1,65	1,61	1,61	1,84	1,13	1,58	1,53
CaO	0,00	0,01	0,03	0,05	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
K2O	0,01	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00
Total	92,25	92,62	92,15	92,87	92,75	92,87	92,63	89,15	90,65	89,79	90,43

	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1
Label	23_3	23_4	23_6	24_11	53b-5	169-2	169-3	169-4	169-5	55-101
SiO2	23,61	23,57	23,65	25,79	24,46	24,37	23,73	24,05	24,36	24,11
TiO2	0,06	0,05	0,17	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al2O3	39,37	40,28	40,38	38,65	37,66	37,50	37,99	38,39	38,86	40,38
Cr2O3	0,03	0,04	0,00	0,05	0,06	0,04	0,07	0,00	0,02	0,06
FeO	25,80	26,14	25,99	23,86	23,91	24,34	24,75	23,85	22,91	25,39
MnO	0,48	0,47	0,74	0,85	0,14	0,23	0,13	0,37	0,13	0,77
MgO	1,93	2,02	1,40	1,52	3,31	3,31	3,07	3,02	3,55	1,86
CaO	0,05	0,03	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,09	0,02	0,03
Na2O	0,01	0,01	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01
K2O	0,06	0,04	0,05	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04
Total	91,39	92,64	92,43	91,79	89,54	89,85	89,74	89,77	89,86	92,66

Clinzoisite

Label	104-1	104-2	104-3	104-4	104-5	104-22	104-33	104-37	104-39	104-40	104-51	104-52	104-53	104-58	104-70	104-82	104-86	104-87
position	incl	incl	incl	incl	incl	incl	incl	incl	incl	incl	incl	incl	incl	incl	incl	incl	incl	incl
SiO2	38,64	38,57	38,79	38,35	37,54	38,7	38,330	39,990	39,570	39,720	39,21	39,58	39,26	36,73	39,54	39,520	39,420	39,740
TiO2	0,15	0,19	0,15	0,17	0,21	0,16	0,140	0,130	0,160	0,150	0,22	0,14	0,22	0,074	0,22	0,300	0,700	0,460
Al2O3	28,85	27,6	28,11	27,47	27,51	27,09	26,300	28,040	26,890	26,980	26,21	27,59	27,24	20,39	26,9	26,760	27,240	27,610
Cr2O3																		
FeO	6,19	7,78	7,01	7,29	7,21	9,26	8,650	6,750	7,790	7,840	8,93	6,68	7,3	12,86	7,84	8,110	6,440	6,240
MnO	0,24	0,1	0,2	0,26	0,3	0,45	0,280	0,280	0,240	0,240	0,18	0,21	0,29	0,498	0,26	0,340	0,330	0,270
MgO	0,03	0	0	0,01	0	0,17	1,780	0,020	0,030	0,030	0,03	0,02	0,02	0,117	0,01	0,050	0,020	0,020
CaO	23,64	23,64	23,76	23,43	23,69	22,35	19,930	23,530	23,570	23,270	23,11	23,79	23,36	18,83	23,18	22,940	23,680	23,720
Na2O	0	0	0,01	0	0,02	0	-	-	-	-	-	-	-	0,069	-	-	-	-
K2O	0,03	0,01	0	0	0,03	0	-	-	-	-	-	-	-	0,423	-	-	-	-
Total	97,77	97,89	98,03	96,98	96,51	98,18	95,41	98,74	98,25	98,23	97,89	98,01	97,69	89,99	97,95	98,02	97,83	98,06

Label	53b-1	53b-2	71-9
position	mt	mt	mt
SiO2	37,27	38,02	37,96
TiO2	0,057	0,051	0,066
Al2O3	22,45	22,85	23,1
Cr2O3	0,051	0,055	0,058
FeO	11,98	12,47	11,37
MnO	0,199	0,198	0,191
MgO	3E-04	3E-04	0,145
CaO	22,54	22,44	20,42
Na2O	0	0,026	0,071
K2O	0	0,001	0,795
Total	94,55	96,12	94,18

GRENATS

Label	27_1	27_2	27_3	27_4	27_5	27_6	27_7	27_8	27_9	27_10	27_11	27_12	27_13	27_14	27_15	27_16	27_17
SiO2	36,42	36,07	36,16	36,85	40,23	37,05	36,03	37,81	37,27	37,37	37,63	37,41	37,19	37,28	37,58	37,17	37,61
TiO2	0,16	0,13	0	0,03	0,04	0	0,14	0,04	0,06	0	0,08	0,03	0,11	0	0,19	0,05	0,02
Al2O3	21,47	20,94	21,09	21,21	19,62	20,75	21,23	20,37	20,19	19,99	20,25	20,22	19,68	19,7	20,19	19,9	20,41
Cr2O3	0	0	0	0,05	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0,03	0	0	0
Feo(t)	29,39	28,17	28,59	30	27,39	27,97	28,73	32,51	30,26	31,37	30,53	29,89	31,29	28,16	29,62	30,97	32,37
MnO	3,88	3,62	3,75	2,54	3,76	3,38	4,03	1,08	4,98	5,41	5,05	2,2	1,99	7,03	4,02	2,66	2,68
MgO	1,96	2,1	1,89	2,09	1,55	1,89	2,24	1,89	2	1,77	1,86	2,12	2,07	1,28	1,89	1,46	1,51
CaO	6,12	6,01	6,84	7,17	6,12	7,12	7,6	7,39	5,36	4,31	4,49	8,05	7,69	5,18	6,36	6,63	6,82
Total	99,4	97,05	98,33	99,94	98,71	98,17	100	101,1	100,1	100,2	99,89	99,94	100	98,66	99,85	98,84	101,4

Label	27/5-P1_1	P1-2	P1-3	P1-4	P1-5	P1-6	27/5-P2_1	P2-2	P2-3	P2-4	27/5-P3_1	P3-2	P3-3	P3-4	P3-5
SiO2	38,9	37,66	37,28	36,96	37,34	37,41	37,31	37,17	37,44	37,55	37,69	37,24	37,44	37,25	36,91
TiO2	0	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03	0,15	0,14	0,17	0,13	0,09	0,11	0,02	0,01	0,11
Al2O3	20,74	20,02	19,94	19,67	20	19,94	20	19,83	19,61	19,6	19,81	19,79	20,21	19,25	19,93
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0,04	0,06	0	0,06	0	0	0	0,1	0,05
Feo(t)	30,18	30,94	30,96	31,72	31,87	30,99	30,81	31,71	30,5	30,73	31,22	30,62	29,89	31,13	30,79
MnO	1,15	0,98	0,75	0,9	0,77	0,82	1	1,17	1,04	1,51	2,49	2,85	2,71	2,65	2,69
MgO	2,11	2,05	2,13	2,04	1,93	1,83	1,67	1,57	1,48	1,49	1,57	1,53	1,37	1,52	1,5
CaO	7,22	7,19	7,1	6,36	6,7	7,09	8,19	8,11	8,33	8	7,05	6,84	6,63	6,78	6,89
Total	100,3	98,88	98,2	97,69	98,63	98,11	99,17	99,76	98,57	99,07	99,92	98,98	98,27	98,69	98,87

Label	27/5-P3_6	P3-7	P3-8	P3-9	P3-10	P3-11	P3-12	P3-13	P3-14	P3-15	P3-16	P3-17	P3-18	P3-19	P3-20	P3-21	P3-22
SiO2	36,33	37,21	37,27	37,45	37,26	37,6	37,95	37,02	36,95	37,02	37,64	36,7	37,56	38,27	38,45	38,28	37,58
TiO2	0,12	0,01	0,12	0,04	0,11	0,14	0,09	0,16	0,21	0,08	0	0,21	0,15	0,04	0,07	0,03	0,02
Al2O3	19,4	20,07	19,61	20,27	20,15	20,02	19,91	20,18	19,99	19,98	20,22	19,72	20,19	20,52	20,73	20,86	20,23
Cr2O3	0	0,02	0	0	0,03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0
Feo(t)	31,36	31,05	31,44	31,3	30,62	31,14	29,95	29,88	30,49	30,42	30,97	30,26	30,91	30,91	29,59	31,2	30,64
MnO	2,52	2,91	2,99	3,05	2,54	2,5	2,13	2,48	2,37	2,12	2,38	1,62	1,92	2,03	1,63	1,88	1,65
MgO	1,64	1,51	1,49	1,41	1,41	1,46	1,53	1,48	1,55	1,5	1,38	1,34	1,54	1,38	1,44	1,49	1,44
CaO	5,82	5,96	6,57	6,19	7	7,06	7,22	7,11	7,38	7,45	7,41	7,52	8,01	7,77	8,21	8,16	8,28
Total	97,19	98,74	99,49	99,71	99,12	99,92	98,78	98,31	98,94	98,57	100	97,37	100,3	100,9	100,1	101,9	99,84

GRENATS

Label	27/5-P3_23	P3-24	P3-25	P3-26	P3-27	P3-28	P3-29	P3-30	P3-31	P3-32	P3-33	P3-34	P3-35
SiO2	37,89	37,62	37,38	37,98	37,65	37,98	37,81	37,7	37,3	37,29	37,78	37,38	38,47
TiO2	0,13	0,08	0,16	0,09	0,05	0,05	0,07	0,09	0	0,02	0	0,03	0
Al2O3	20,08	20,34	20,52	19,99	20,26	20,37	20,5	20,46	20,21	20,32	20,31	20,59	20,75
Cr2O3	0	0,09	0	0,03	0	0	0,05	0	0,1	0,02	0	0,07	0
Feo(t)	30,62	30,98	32,06	31	31,23	31,98	31,29	31,64	32,06	32,13	30,72	31	30,79
MnO	1,51	1,22	1,25	0,99	1,24	0,98	0,78	0,97	0,91	1,02	0,88	1,14	1,31
MgO	1,43	1,47	1,45	1,65	1,7	1,69	1,84	2,04	2,19	2,33	2,03	2,24	2,3
CaO	8,39	8,48	8,04	8,12	7,79	7,75	8,09	7,29	6,56	6,97	7,81	7,45	7,98
Total	100,1	100,3	100,9	99,85	99,92	100,8	100,4	100,2	99,33	100,1	99,53	99,9	101,6

Label	40C/2-1	2	3	4	5	6	7	8	40C/1-P4_1	P4_2	P4_3	P4_4	P4_5	P4_6	P4_7	P4_8
SiO2	36,64	36,24	36,08	36,18	36,01	35,76	36,05	35,76	37,46	37,48	37,12	37,27	37,31	36,92	36,98	36,61
TiO2	0,09	0,16	0	0,09	0,1	0,06	0,05	0,1	0,07	0,03	0,12	0,2	0,13	0,04	0,07	0
Al2O3	20,99	20,99	20,72	20,97	20,93	20,72	20,53	21,17	20,09	19,89	20,45	20,11	19,64	19,97	19,88	20,2
Cr2O3	0	0	0,02	0	0	0,05	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0
Feo(t)	31,29	30,2	31,3	30,96	29,09	30,99	30,63	29,72	30,14	28,56	30,08	29,81	29,45	31,35	31,11	31,98
MnO	5,05	4,53	5,34	4,66	4,58	5,39	5,39	4,72	2,3	4,47	4,2	4,38	4,61	4,89	5,13	5,48
MgO	2,03	1,9	1,95	1,79	2,09	1,91	1,74	1,8	1,96	1,85	1,89	2,03	2	2,1	2,18	2,05
CaO	5,34	5,04	3,21	4,87	4,78	4,45	5,02	4,67	7,84	6,87	6,71	6,34	6,83	4,12	4,1	4,56
Total	101,4	99,05	98,63	99,52	97,57	99,32	99,4	97,95	99,86	99,15	100,6	100,1	99,97	99,41	99,45	100,9

Label	40C/1-P4_9	P4_11	P4_12	P4_13	P4_14	P4_15	P4_16	P4_17	P4_18	P4_19	P4_20	P4_21	P4_22	P4_23	P4_24	P4_25	P4_26
SiO2	37,07	36,69	37,1	37,17	37,34	36,54	37,11	36,76	37,23	37,44	36,95	37,45	37,09	36,73	36,94	37,14	37,21
TiO2	0	0,06	0,1	0,09	0,05	0,02	0,03	0,08	0,05	0,11	0,09	0	0,05	0,02	0	0,02	0
Al2O3	19,89	19,88	19,59	19,97	19,99	20,21	20,06	20,11	19,93	19,9	20,19	19,88	20,39	20,24	20,59	20,55	19,99
Cr2O3	0	0	0	0,03	0,06	0,02	0	0	0	0	0,06	0	0	0	0	0	0
Feo(t)	30,61	31,06	29,05	29,72	29,67	31,75	29,35	28,91	27,97	27,64	27,87	27,27	28,51	29,81	30,35	31,45	31,56
MnO	4,84	5,71	6,51	6,18	5,6	5,77	6,16	6,79	7,33	8,04	8,06	8,21	7,83	6,89	6,25	5,68	5,64
MgO	2,03	2,21	2,02	2,04	2,01	2,27	1,96	1,91	1,8	1,91	1,6	1,86	1,88	1,91	2,12	2,09	2,23
CaO	4,61	4,31	4,96	5,03	4,65	3,82	5,47	5,15	5,31	5,3	5,38	5,32	5,23	4,8	3,6	3,93	4,1
Total	99,05	99,92	99,33	100,2	99,37	100,4	100,1	99,71	99,62	100,3	100,2	99,99	101	100,4	99,85	100,9	100,7

GRENATS

Label	40C/1-P4_27	P4_28	P4_29	P4_30	P4_31	P4_32	P4_33	P4_34	P4_35	P4_36	P4_37	P4_38	P4_39	P4_40	P4_41	P4_42	P4_43
SiO2	37,13	36,86	36,91	37,36	37,17	52,05	37,65	37,35	37,02	36,92	34,71	37,01	37,28	36,86	37,37	37	37,03
TiO2	0,01	0,03	0,07	0	0,05	0	0,06	0	0	0	0,16	0,14	0,04	0	0	0,17	0,12
Al2O3	20,21	20,69	20,31	20,41	19,98	16,67	20,39	20,13	20,48	20,13	18,59	19,97	20,26	20,27	19,87	20,3	19,85
Cr2O3	0	0	0,03	0	0,03	0	0,05	0	0	0	0	0	0,04	0	0	0,05	0
Feo(t)	31,45	30,57	28,13	29,23	29,05	25	30,54	30,88	31,69	31,05	29,56	29,25	28,2	29,1	29,23	30,15	29,84
MnO	5,91	5,73	5,29	5,59	5,32	4,6	5,4	5,11	5,61	4,83	3,79	6,48	7,24	6,32	3,4	3,65	3,5
MgO	2,35	2,2	1,81	1,95	1,84	1,33	2,13	2	2,13	2,05	2,1	1,91	2,01	2,05	1,74	2,05	1,8
CaO	2,87	2,98	7,06	6,63	6,64	5,09	4,33	4,51	3,74	4,68	4,02	5,11	5,2	5,23	8	7,18	7,81
Total	99,93	99,06	99,61	101,2	100,1	104,7	100,6	99,98	100,7	99,66	92,93	99,87	100,3	99,83	99,61	100,6	99,95

Label	40C/1-P5_1	P5_2	P5_3	P5_4	P5_5	P5_6	P5_7	P5_8	P5_9	P5_10	P5_11	P5_12	P5_13	P5_14	P5_15	P5_16	P5_17
SiO2	36,57	37,28	37,45	37,17	37,51	40,91	37,21	37,15	36,68	36,65	37,65	37,34	37,48	37,23	36,89	37	37,04
TiO2	0,09	0,2	0,03	0,01	0,06	0,08	0,06	0,02	0,03	0,06	0	0	0	0,09	0,11	0,01	0,1
Al2O3	19,7	19,63	19,73	19,86	19,97	22,06	19,42	19,66	19,87	19,68	19,64	19,69	19,74	19,59	19,99	19,57	19,49
Cr2O3	0,09	0	0,03	0	0	0,06	0	0	0	0,07	0	0,08	0	0	0,03	0	0
Feo(t)	30,48	30,42	30,97	31,4	30,77	31,6	33,04	31,2	31,51	30,81	31,78	31,46	30,92	31,1	30,51	30,46	31,48
MnO	3,47	3,79	4,45	4,23	4,04	4,4	3,84	4,01	4,11	4,65	4,2	4,13	4,3	4,58	4,84	5,23	5,94
MgO	2,1	1,94	1,87	2	1,7	1,67	2,14	1,96	2,1	2,05	1,94	1,99	1,96	1,84	1,89	1,6	1,32
CaO	6,55	6,76	4,89	5,29	6,56	3,31	4,65	5,2	4,99	5,3	4,91	5,06	5,45	5,39	5,67	5,2	4,99
Total	99,05	100	99,42	99,96	100,6	104,1	100,4	99,2	99,29	99,27	100,1	99,75	99,85	99,82	99,93	99,07	100,4

Label	40C/1-P5_22	P5_23	P5_24	P5_25	P5_26	P5_27	P5_28	P5_29	P5_30	P5_31	P5_32	P5_33	P5_34	P5_35	P5_36	P5_37	P5_38
SiO2	37,3	37,38	37,14	37,24	37,34	37,39	37,1	37,01	37,3	37,3	37,48	37,45	37,03	36,91	36,78	37,05	37,42
TiO2	0,04	0,1	0	0,1	0	0,04	0,1	0,04	0	0	0,01	0,01	0	0	0,09	0,02	0,06
Al2O3	19,7	19,74	19,41	19,99	20,05	19,74	20,19	19,48	19,91	19,7	19,94	19,59	19,66	19,35	19,72	19,69	19,5
Cr2O3	0	0,01	0	0	0	0,02	0	0	0,01	0	0,01	0,08	0,02	0	0	0,03	0
Feo(t)	31,07	30,1	31,49	31,76	30,22	32,19	31,88	33,09	33,47	32,43	31,9	32,21	32,01	32,67	32,32	31,66	30,73
MnO	5,66	4,76	4,58	4,92	4,3	4,77	4,59	4,38	4,23	4,74	4,05	4,06	4,61	4,49	3,85	3,96	4
MgO	1,69	1,84	1,87	1,87	1,87	1,9	2,04	2,18	2,21	2,16	2,18	2,08	2,06	2,08	2,23	2,02	1,9
CaO	4,82	5,03	4,69	4,99	4,84	4,64	4,73	3,63	4,21	4,17	4,07	4,05	4,28	5,07	4,27	4,77	5,52
Total	100,3	98,96	99,18	100,9	98,62	100,7	100,6	99,81	101,3	100,5	99,64	99,53	99,67	100,6	99,26	99,2	99,13

GRENATS

Label	40C/1-P5_39	P5_40	P5_41	P5_42	P5_43	P5_44	P5_45	P5_46	P5_47	P5_48	40C/1-P6_1	P6_2	P6_3	P6_4	P6_5	P6_6
SiO2	37,14	36,81	37,1	37,38	37,06	37,47	37,68	37,29	36,73	36,73	38,08	45,17	37,58	36,99	37,08	37,09
TiO2	0	0,04	0,01	0	0,09	0,1	0,16	0,08	0,08	0,06	0,03	0	0,03	0,15	0,07	0,06
Al2O3	19,83	19,51	19,66	19,62	19,83	19,7	19,5	19,39	19,29	19,56	20,06	17,66	19,61	19,73	19,78	19,6
Cr2O3	0	0	0	0,05	0,07	0	0,04	0,01	0,03	0	0	0	0	0,02	0	0,01
Feo(t)	32,02	32,3	31,25	30,57	31,11	31,06	29,81	31,07	31,28	30,72	29,74	27,02	31,77	30,67	30,04	30,37
MnO	3,88	4,17	4,43	3,84	4,98	4,7	5,09	4,83	5,18	5,55	3,95	3,56	4,27	4,8	5,4	4,99
MgO	2,18	2,17	2,27	2,03	2,06	2,19	2,04	1,96	1,78	1,73	2,01	1,72	2,18	2,09	2,02	2,05
CaO	4,45	4,52	5,07	5,82	5,42	5,4	5,5	4,82	4,54	4,53	6,35	5,27	4,1	4,7	4,88	5,31
Total	99,5	99,52	99,79	99,31	100,6	100,6	99,82	99,45	98,91	98,88	100,2	100,4	99,54	99,15	99,27	99,48

Label	40C/1-P6_7	P6_8	P6_9	P6_10	P6_11	P6_12	P6_13	P6_14	P6_15	P6_16	P6_17	P6_18	P6_19	P6_20	P6_21	P6_22	P6_23
SiO2	36,91	37,41	37,04	37,98	37,68	37,39	35,14	37,75	37,08	37,42	74,48	37,38	37,26	36,9	36,94	37,11	36,94
TiO2	0,05	0,05	0,04	0,09	0,07	0,04	0,02	0,04	0,02	0,13	4,05	0,05	0,09	0,05	0,04	0	0,03
Al2O3	19,7	19,61	19,21	20,05	19,68	19,88	17,99	19,81	19,73	19,55	4,94	18,98	19,74	19,16	19,34	19,28	19,7
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0,04	0	0,07	0	0	0	0	0,01	0,1	0	0
Feo(t)	29,79	29,73	29,47	29,46	30,85	31,07	30,59	31,9	31,02	31,12	10,19	30,58	29,14	30,04	29,98	28,29	29,7
MnO	5,32	5,5	5,49	5,44	5,22	5,1	4,45	4,24	4,74	4,35	1,39	4,41	4,58	5,53	5,39	6,26	6,66
MgO	2,16	2,05	2,01	2	2,14	2,22	1,21	2,09	2,12	1,87	0,29	2,1	1,99	1,87	2,15	2,02	1,93
CaO	5,26	4,8	5,31	5,34	5,32	4,57	4,11	5,02	5,09	5,62	2,2	5,17	5,68	5,46	5,2	5,19	5
Total	99,19	99,15	98,57	100,4	101	100,3	93,55	100,9	99,87	100,1	97,54	98,67	98,48	99,02	99,14	98,15	99,96

Label	40C/1-P6_24	P6_25	P6_26	P6_27	P6_28	P6_29	P6_30	P6_31	P6_32	P6_33	P6_34	P6_35	P6_36	P6_37	P6_38	P6_39	P6_40
SiO2	37,25	36,69	37,13	37,01	36,72	37,04	37,27	37,13	38,89	36,81	37,53	36,7	37,35	35,37	37,17	36,09	57,1
TiO2	0,01	0,12	0,04	0,09	0,06	0,06	0,13	0,02	0	0,06	0	0,02	0,21	0,07	0,12	0,03	0,03
Al2O3	19,39	19,39	19,67	19,42	19,26	19,14	19,42	19,51	20,18	19,44	19,13	18,87	19,09	18,46	18,82	18,69	13,13
Cr2O3	0,01	0	0	0	0	0	0,02	0	0,03	0	0	0,04	0	0	0	0,02	0
Feo(t)	28,61	28,81	28,92	30,21	30,38	30,54	30,78	30,84	31,59	31,15	31,28	30,58	30,08	29,5	29,24	30,33	18,82
MnO	6,74	6,73	6,4	5,46	5	4,35	4,46	4,57	4,99	5,13	5,2	5,33	5,19	4,62	4,32	4,16	3,37
MgO	2,04	1,96	1,99	2,04	1,99	2,13	1,97	1,96	1,49	1,65	1,74	1,83	1,64	1,76	1,69	1,61	0,83
CaO	4,92	4,85	5,05	4,93	4,9	4,79	4,99	5,06	4,35	4,91	4,57	4,67	6,01	5,59	6,55	5,86	4,01
Total	98,97	98,55	99,2	99,16	98,31	98,05	99,04	99,09	101,5	99,15	99,45	98,04	99,57	95,37	97,91	96,79	97,29

GRENATS

Label	40C/1-P6_46	P6_47	P6_48	P6_49	P6_50
SiO2	37,46	37,42	37,33	37,38	36,79
TiO2	0,05	0	0,09	0,11	0,05
Al2O3	19,18	19,05	19,36	19,39	19,22
Cr2O3	0	0	0	0	0
Feo(t)	29,74	29,84	30,05	31,09	29,08
MnO	4,1	4,19	2,25	2,03	1,66
MgO	1,84	1,82	2,06	2,02	2,17
CaO	6,75	6,54	7,67	7,5	8,76
Total	99,12	98,86	98,81	99,52	97,73

Label	40b/1-1	40b/2-4	40B/3-1	3_2	3_3	3_4	3_5	3_6	3_7	3_8	3_9	3_10	3_11	3_12	3_13	3_14
SiO2	37,39	36,99	39,91	36,64	32,94	36,26	36,52	37,19	36,25	36,9	36,46	36,87	36,74	36,72	36,91	36,66
TiO2	0	0,34	0,05	0,09	0,09	0,07	0,07	0,05	0,09	0,1	0,12	0,07	0,13	0,17	0,2	0,3
Al2O3	19,57	20,21	19,51	20,05	18,66	20,09	20,8	20,62	20,72	20,59	20,77	20,79	20,9	21,03	20,73	20,63
Cr2O3	0	0	0,01	0,04	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0,01
Feo(t)	32,27	30,26	25,34	30,21	29,12	27,8	28,05	27,63	27,54	27,15	27,36	26,58	25,97	25,41	24,94	23,85
MnO	5,4	2,78	5,15	2,09	4,02	6,97	6,43	7,31	7,28	7,51	6,52	7,62	8,57	8,36	9,28	10,03
MgO	1,76	1,98	1,31	3,21	1,79	1,75	1,94	1,61	1,85	1,92	1,86	1,77	1,83	1,65	1,58	1,46
CaO	3,77	7,57	7,72	5,46	5,57	4,9	5,05	4,97	5,57	5,23	5,1	5,87	5,47	5,67	5,37	5,7
Total	100,2	100,1	99,01	97,79	92,2	97,84	98,86	99,38	99,3	99,38	98,2	99,57	99,63	99,01	99,01	98,64

Label	40B/3_16	3_17	3_18	3_19	3_20	3_21	3_22	3_23	3_24	3_25	3_26	3_27	3_28	3_29	3_30	3_31	3_32
SiO2	36,72	36,19	36,5	32,97	36,57	36,69	36,78	36,76	36,63	36,5	55,94	38,73	35,93	36,93	36,13	35,37	37,08
TiO2	0,22	0,16	0,21	0,14	0,08	0,1	0,09	0	0,06	0,08	0	0,05	0,07	0,05	0	0,01	0,05
Al2O3	20,32	20,65	20,24	18,33	20,58	20,49	20,82	20,56	20,55	20,84	16,38	17,37	20,64	21,12	20,76	20,9	21,43
Cr2O3	0,05	0	0	0	0	0	0,05	0,05	0	0	0	0	0	0,06	0,01	0	0,01
Feo(t)	24,37	26,22	27,2	26,45	28,32	28,11	28,74	31,67	30,81	30,33	24,4	27,66	30,75	30,3	31,25	31	30,29
MnO	9,69	7,62	5,95	5,39	6,43	5,6	4,96	5,12	5,25	4,86	3,7	4,39	4,53	4,38	4,46	4,8	4,63
MgO	1,56	1,9	2,09	2,57	1,99	2,17	1,96	2,49	2,34	2,29	1,55	1,96	2,09	2,26	2,24	2,16	2,08
CaO	5,35	5,16	5,16	5,07	5,67	5,13	5,15	2,05	3,87	4,41	2,67	3,09	4,18	4,68	4,25	4,13	3,72
Total	98,3	97,9	97,35	90,92	99,64	98,29	98,55	98,71	99,51	99,32	104,7	93,25	98,2	99,79	99,1	98,37	99,28

GRENATS

Label	40B/3_34	3_35	3_36	3_37	3_38	3_39	3_40	40B/1_13	1_14	1_15	1_16	1_17	1_18	40b-3	40b-5
SiO2	36,09	36,48	36,87	37,08	36,08	36,91	36,71	34,95	35,85	35,62	36,43	35,95	35,62	36,91	36,87
TiO2	0	0,02	0,05	0,01	0,15	0,07	0,06	0,11	0,06	0,11	0,04	0,08	0	0,071	0,061
Al2O3	20,46	20,97	20,87	21,29	20,96	20,87	20,86	20,29	20,54	20,83	21,36	21,19	20,97	20,67	20,48
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0,02	0	0	0	0,02	0,026	0,029
Feo(t)	30,15	30,48	32,46	29,05	30,46	30,33	29,76	30,11	30,32	32,54	29,38	30,84	30,14	32,73	30,86
MnO	4,73	4,49	4,39	3,2	3,56	1,94	2,09	1,8	2,13	0,9	6,16	5,22	6,25	2,326	4,273
MgO	1,81	2,18	2,56	2,21	2,19	2,38	2,2	2,04	1,99	2,42	1,58	1,76	1,5	2,06	1,968
CaO	4,37	4,45	2,46	5,73	5,96	6,43	6,29	5,81	6,57	6,28	4,55	4,95	4,56	5,383	4,734
Total	97,6	99,06	99,65	98,57	99,34	98,94	97,97	95,12	97,48	98,72	99,5	100	99,05	100,2	99,27

Label	40b-1_1	1_2	1_3	1_4	1_5	1_6	1_7	1_8	1_9	1_10	1_11	1_12	1_13	1_14	1_15	1_16	1_17
SiO2	36,47	35,56	35,06	35,6	35,67	35,78	35,74	35,39	30,76	35,5	35,34	35,25	35,33	35,39	3,359	35,37	35,42
TiO2	0,067	0,058	0,08	0,056	0,119	0,097	0,122	0,085	7,038	0,2	0,064	0,061	0,086	0,112	0,009	0,113	0,095
Al2O3	20,82	20,59	20,32	20,63	20,47	20,52	20,61	20,74	18,13	20,62	20,56	20,53	20,41	20,4	1,932	20,42	20,26
Cr2O3	0,027	0,03	0,001	0,01	0,041	0,016	0,024	0,044	0,033	0,027	0,026	0,025	0,029	0,02	0,004	0,01	0,005
Feo(t)	29,7	30,57	28,75	32,21	32	32,46	31,43	31,62	31,84	29,69	31,88	30,96	30,39	29,47	2,71	28,32	28,08
MnO	2,581	2,772	3,541	1,924	2,03	2,396	3,114	3,829	3,668	4,28	4,986	5,306	5,667	6,347	0,679	7,64	8,15
MgO	1,819	1,984	1,545	2,281	2,295	2,281	2,194	2,233	1,819	1,882	2,278	2,134	1,977	1,892	0,162	1,656	1,564
CaO	7,457	6,676	7,97	5,883	5,806	5,207	5,481	5,086	5,226	6,289	3,747	4,272	4,763	5,007	0,455	5,138	4,937
Total	98,94	98,24	97,26	98,59	98,43	98,76	98,72	99,02	98,51	98,49	98,89	98,54	98,65	98,64	9,311	98,67	98,51

Label	40b-1_18	1_19	1_20	1_21	1_22	1_23	1_24	1_25	1_26	1_27	1_28	1_29	1_30	1_31	1_32	1_33	1_34
SiO2	35,2	35,22	35,27	35,38	35,52	37,56	94,16	35,23	38,45	35,53	35,27	35,44	35,46	40,83	35,32	35,37	45
TiO2	0,132	0,127	0,16	0,166	0,049	1,457	0,015	0,159	0,064	0,14	0,185	0,167	0,146	0,068	0,169	0,379	0,184
Al2O3	20,37	20,38	20,34	20,43	20,51	18,07	0,066	20,2	19,89	20,37	20,33	20,26	20,36	19,93	20,37	20,25	17,77
Cr2O3	0,031	0,029	0,03	0,026	0,02	0,02	0,049	0,047	0,041	0,028	0,02	0,024	0,007	0,033	0,036	0,02	0,034
Feo(t)	27,74	27,43	27,06	27,01	27,49	26,68	0,515	26,33	26,55	26,44	25,78	26,35	26,2	24,95	25,93	25,85	22,6
MnO	8,218	8,606	8,78	8,949	8,89	8,481	0,14	9,302	9,492	9,801	10	10,09	10,33	10,01	10,55	10,19	9,102
MgO	1,566	1,527	1,483	1,422	1,506	1,562	0,016	1,364	1,346	1,344	1,277	1,265	1,247	1,074	1,161	1,172	0,902
CaO	5,158	5,199	5,174	5,408	4,854	3,97	0,102	5,461	4,493	5,195	5,543	5,382	5,275	5,011	5,376	5,458	4,646
Total	98,41	98,51	98,3	98,78	98,85	97,8	95,06	98,1	100,3	98,86	98,41	98,99	99,03	101,9	98,92	98,69	100,2

GRENATS

Label	40b-1_35	1_36	1_37	1_38	1_39	1_40	1_41	1_42	1_43	1_44	1_45	1_46	1_47	1_48	1_49	1_50	1_51
SiO2	35,6	35,49	35,57	35,64	35,48	35,35	35,63	35,61	36,2	35,5	35,45	35,54	35,49	35,71	35,5	35,58	35,49
TiO2	0,102	0,146	0,151	0,171	0,154	0,107	0,123	0,098	0,067	0,118	0,108	0,111	0,085	0,083	0,102	0,081	0,058
Al2O3	20,28	20,21	20,19	20,2	20,29	20,32	20,42	20,59	20,5	20,5	20,37	20,38	20,43	20,5	20,38	20,52	20,53
Cr2O3	0,008	0,02	0,014	0,038	0,03	0,024	0,021	2E-04	0,029	0,035	0,028	0,005	0,034	0,019	0,026	0,015	0,031
Feo(t)	26,01	25,99	25,99	26,08	26,9	27,41	27,54	28,11	28,12	28,31	28,77	29,56	29,2	29,91	30,17	30,44	30,37
MnO	10,32	10,27	9,784	9,414	9,241	9,151	8,483	8,223	8,102	8,1	7,646	7,119	7,115	6,948	6,574	6,29	5,969
MgO	1,141	1,162	1,174	1,169	1,235	1,29	1,3	1,312	1,406	1,446	1,451	1,487	1,571	1,615	1,709	1,855	1,934
CaO	5,015	5,44	5,572	5,502	5,444	5,283	5,4	5,271	4,951	4,949	5,082	4,855	4,795	4,575	4,359	4,281	4,198
Total	98,48	98,74	98,45	98,21	98,77	98,93	98,92	99,22	99,37	98,95	98,91	99,05	98,71	99,36	98,82	99,06	98,58

Label	40b-1_53	1_54	1_55	1_56	1_57	1_58	1_59	1_60	40b_1	40b_2	40b_3	40b_4	40b_5	40b_6	40b_7	40b_8
SiO2	35,87	35,71	35,68	35,82	36,01	35,88	36,36	35,91	36,97	37,32	37,43	36,8	37,78	36,91	36,92	36,98
TiO2	0,062	0,039	0,01	0,195	0,131	0,089	0,096	0,061	0,09	0,06	0,06	0,09	0,08	0,08	0,05	0,05
Al2O3	20,5	20,64	20,59	20,53	20,46	20,32	20,6	20,48	20,52	20,39	20,28	20,38	20,82	20,51	20,59	20,52
Cr2O3	0,016	0,037	0,022	0,005	0,011	0,03	0,041	0,008	0,01	0	0,06	0,05	0,05	0,01	0,07	0,02
Feo(t)	30,86	32,41	33,21	29,72	31,02	31,03	32,01	30,14	29,72	29,46	29,67	30,22	29,98	31,15	32,05	33,32
MnO	5,601	4,681	4,182	3,459	3,195	2,74	1,813	2,75	6,35	5,94	5,65	5,41	5,37	4,64	4,68	4,53
MgO	2,076	2,299	2,476	1,945	2,153	2,162	2,337	1,98	1,86	1,91	2	2,01	1,98	2,02	2,19	2,25
CaO	4,014	3,528	2,692	7,109	5,756	6,175	5,917	7,181	5,06	5,03	5,08	4,93	4,7	4,76	3,55	3,04
Total	99	99,35	98,85	98,78	98,74	98,43	99,17	98,5	100,6	100,1	100,2	99,89	100,8	100,1	100,1	100,7

Label	40b_9	40b_10	40b_11	40b_12	40b_13	40b_14	40b_15	40b_16	40b_17	40b_18	40b_19	40b_20	40b_21	40b_22	40b_23	40b_24	40b_25
SiO2	37,41	38,39	38,91	37,23	47,4	35,62	36,88	37,09	37,13	37,4	37,31	37,35	37,31	37,56	37,03	37,03	36,56
TiO2	0,13	0,14	0,17	0,11	0,13	0,12	0,13	0,09	0,13	0,11	0,11	0,13	0,12	0,12	0,09	0,1	0,09
Al2O3	20,4	20,37	20,27	20,29	18,93	19,41	20,43	20,51	20,56	20,66	20,32	20,6	20,65	20,45	20,57	20,5	20,04
Cr2O3	0,04	0,01	0,04	0,01	0,04	0	0	0	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
Feo(t)	31,26	29,2	29,79	29,74	27,21	29,05	28,12	29,18	29,29	29,65	29,98	30,12	30,56	30,32	30,8	30,7	30,48
MnO	4,17	3,98	3,93	4,03	3,66	3,73	3,6	3,52	3,63	3,22	2,92	2,43	1,87	1,86	1,98	1,82	2,05
MgO	1,93	1,64	1,84	1,88	1,55	1,21	1,79	1,85	1,73	1,85	1,92	1,93	2	2	1,98	1,97	2,09
CaO	5,74	6,82	6,68	6,68	6,7	6,94	7,93	7,83	7,44	7,46	7,46	7,46	7,56	7,64	7,73	7,58	7,39
Total	101,1	100,6	101,6	99,98	105,6	96,07	98,88	100,1	99,93	100,4	100,1	100,1	100,1	99,97	100,2	99,71	98,71

GRENATS

Label	40b	26 40b	27 40b	28 40b	29 40b	30 40b	31 40b	32 40b	33 40b	34 40b	35 40b	36 40b	37 40b	38 40b	39 40b	40
SiO2	37,26	37,34	37,34	36,74	37,2	37,44	37,67	37,62	37,39	37,13	37,28	37,63	37,36	37,19	35,49	
TiO2	0,1	0,09	0,12	0,13	0,1	0,09	0,09	0,11	0,09	0,08	0,07	0,09	0,07	0,08	0,08	
Al2O3	20,44	20,53	20,63	20,51	20,67	20,7	20,67	20,71	20,68	20,58	20,38	20,62	20,71	20,59	19,47	
Cr2O3	0,02	0	0	0,03	0	0,01	0,03	0	0,04	0	0,01	0,01	0,03	0,02	0,04	
Feo(t)	30,36	30,65	30,22	30,43	30,32	30,23	30,31	29,95	30,27	30,64	30,55	30,55	29,74	29,86	29,33	
MnO	2,12	2,04	1,73	1,51	1,6	1,43	1,37	1,4	1,56	2,3	1,44	1,23	1,22	1,29	1,73	
MgO	1,99	1,93	1,99	2,04	2,02	2,05	2,03	1,98	2,07	1,93	2,04	2,12	2,13	2,13	2,33	
CaO	7,51	7,75	8,15	8,2	7,89	8,35	8,4	8,65	8,46	7,71	8,26	8,25	8,48	8,2	8,14	
Total	99,81	100,3	100,2	99,58	99,8	100,3	100,6	100,4	100,6	100,4	100	100,5	99,74	99,36	96,62	

Label	40b1_1	1_2	1_3	1_4	1_5	1_6	1_7	1_8	1_9	1_10	1_11	1_12	1_13	1_14	1_15	1_16	1_17
SiO2	37,54	37,35	38,45	36,07	37,35	37,38	37,46	37,57	37,23	37,14	26,58	37,29	36,07	34,44	35,37	36,75	36,92
TiO2	0,08	0,07	0,09	0,1	0,12	0,13	0,08	0,13	0,15	0,1	0,09	0,06	0,09	0,19	0,18	0,09	0,05
Al2O3	20,6	20,55	20,86	19,87	20,49	20,52	20,58	20,63	20,57	20,53	15,09	20,96	20,43	19,51	19,73	20,54	20,38
Cr2O3	0,02	0	0	0	0,02	0,03	0,03	0	0,03	0,01	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,04	0
Feo(t)	29,3	30,21	30,23	28,46	30,54	30,97	31,19	30,86	30,82	30,07	26,89	29,19	27,76	30,63	29,99	31,06	30,92
MnO	1,94	1,38	1,42	1,28	1,55	1,67	1,91	2,21	2,83	3,26	3,17	3,75	3,57	3,94	4,08	4,45	4,8
MgO	1,88	2,07	2	1,79	1,99	1,96	2,01	1,94	2	2,05	2,32	1,72	1,79	1,94	1,93	2,03	2,14
CaO	7,96	7,92	7,65	6,57	7,73	7,62	7	6,81	6,91	6,61	5,89	6,79	6,96	6,03	5,54	5,14	4,41
Total	99,33	99,55	100,7	94,14	99,78	100,3	100,3	100,1	100,5	99,77	80,06	99,79	96,71	96,71	96,84	100,1	99,62

Label	40b1_18	1_19	1_20	1_21	1_22	1_23	1_24	1_25	1_26	1_27	1_28	1_29	1_30	1_31	1_32	1_33	1_34
SiO2	36,92	36,68	38,37	37,07	36,88	36,79	36,98	27,97	31,89	37,71	31,68	37,13	37,46	34,19	36,86	33,95	37,09
TiO2	0,07	0,08	0,08	0,07	0,04	0,04	0,12	0,82	0,08	0,26	0,09	0,11	0,08	0,12	0,11	0,1	0,08
Al2O3	20,28	20,67	21,05	20,65	20,45	20,12	20,36	14,15	17,64	19,56	17,16	20,53	20,48	18,88	20,27	18,68	20,11
Cr2O3	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,04	0	0,03	0	0,03	0	0,02
Feo(t)	30,35	30,31	29,7	30,55	31,28	31,35	29,77	26,76	28,12	25,98	28,71	27,78	27,85	28	27,7	27,61	27,52
MnO	4,7	4,79	4,68	4,97	5,34	5,09	5,32	5,88	7,44	7,37	7,9	7,91	8,2	7,36	8,03	8,08	8,27
MgO	2,07	2,06	1,93	2,04	2,17	2,21	1,96	2,57	2,09	1,62	1,7	1,7	1,62	1,99	1,6	1,4	1,59
CaO	4,89	4,95	5,34	4,61	3,65	3,9	5,15	4,6	5,25	4,85	5,09	5,03	5,19	5,03	4,92	5,26	5,08
Total	99,32	99,57	101,2	99,97	99,84	99,52	99,68	82,78	92,52	97,35	92,37	100,2	100,9	95,57	99,52	95,08	99,76

GRENATS

Label	40b1_35	1_36	1_37	1_38	1_39	1_40	1_41	1_42	1_43	1_44	1_45	1_46	1_47	1_48	1_49	1_50	1_51
SiO2	36,69	36,6	38,13	38,06	36,93	37	34,04	26,95	17,38	27,66	36,72	37,25	37,54	33,02	55,52	37,52	37,3
TiO2	0,09	0,06	0,01	0,06	0,1	0,1	0,09	0,03	0,1	0,15	0,1	0,17	0,24	0,21	0,08	0,15	0,12
Al2O3	20,43	20,33	21,2	21,19	20,34	20,36	19,32	14,83	8,62	15,5	20,7	20,61	20,48	19,15	12,17	20,54	20,42
Cr2O3	0,05	0	0,04	0,04	0	0,02	0,07	0,02	0,04	0,04	0,02	0,03	0	0,03	0	0,04	0,05
Feo(t)	27,84	27,96	28,22	27,85	27,96	29,75	29,04	28,95	17,96	29,33	30,96	29,02	28,48	32,16	21,28	28,57	29,87
MnO	8,14	7,86	7,92	7,25	7,27	5,96	5,65	5,25	1,1	4,63	4,83	4,15	4	3,69	2,87	2,96	2,12
MgO	1,56	1,57	1,63	1,72	1,74	1,85	2,13	1,87	1,97	2,22	2,03	1,76	1,73	1,47	1,25	1,86	1,92
CaO	5,21	5,22	4,55	5,04	5,26	5,39	5,46	4,1	1,57	4,56	4,84	7	7,76	6,9	4,06	8,02	7,82
Total	100	99,61	101,7	101,2	99,61	100,4	95,81	81,99	48,74	84,09	100,2	99,99	100,2	96,63	97,24	99,67	99,61

Label	40b1_52	1_53	1_54	1_55	1_56	1_57	1_58	1_59	40b2_1	2_2	2_3	2_4	2_5	2_6	2_7	2_8
SiO2	37,29	34,58	37,29	37,36	37,24	37,64	37,35	37,21	35,59	37,34	37,42	37,43	37,69	37,23	36,83	36,36
TiO2	0,11	0,11	0,1	0,08	0,09	0,08	0,06	0,06	0,1	0,1	0,12	0,12	0,16	0,16	0,3	0,16
Al2O3	20,49	18,94	20,54	20,63	20,68	20,69	20,71	20,66	19,73	20,59	20,68	20,55	20,63	20,35	20,22	20,45
Cr2O3	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03	0	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Feo(t)	30,4	30,61	30,62	30,25	30,63	30,4	30,14	29,85	30,48	31,68	31,05	30,97	30,52	30,3	30,69	30,84
MnO	1,81	1,81	1,94	2,02	1,4	1,33	1,43	1,17	1,85	1,68	1,8	2,2	2,41	2,05	2,49	2,87
MgO	1,98	2,32	2,03	2,01	2,07	2,09	2,06	2,11	1,92	2,02	2	2,01	1,94	1,99	2,02	2,09
CaO	7,47	7,37	7,32	7,69	7,97	7,81	7,88	8,39	6,92	7,39	7,68	6,88	7,46	7,44	6,65	6,17
Total	99,58	95,78	99,85	100,1	100,1	100	99,65	99,47	96,61	100,8	100,8	100,2	100,8	99,55	99,22	98,97

Label	40b2_9	2_10	2_11	2_12	2_13	2_14	2_15	2_16	2_17	2_18	2_19	2_20	2_21	2_22	2_23	2_24	2_25
SiO2	36,82	36,4	37,11	36,97	37,2	37,09	37,21	37,41	35,41	37,58	36,58	36,47	36,71	36,39	36,59	37,16	34,88
TiO2	0,2	0,24	0,17	0,22	0,15	0,15	0,19	0,19	0,08	0,1	0,01	0,05	0,07	0,06	0,09	0,04	0,06
Al2O3	20,39	20,22	20,5	20,34	20,62	20,37	20,46	20,57	19,71	19,72	20,22	20,31	20,37	20,18	20,3	20,33	20,28
Cr2O3	0,03	0,01	0	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,06	0,01	0,03	0,02	0,04	0,04	0,01	0	0,04
Feo(t)	31,04	30,55	31,4	30,58	32,05	30,84	30,38	31,28	29,39	31,15	31,87	31,98	31,05	31,07	31,34	30,88	31,58
MnO	3,34	3,58	3,69	3,46	3,61	3,63	4,04	4,09	3,96	4,47	4,4	4,27	4,32	4,36	4,5	4,33	3,9
MgO	2,07	1,97	2,09	2,01	2,22	2,06	2,1	2,04	2,59	1,42	2,04	2,18	2,08	2,04	2,16	2,02	2,18
CaO	5,87	5,96	5,5	5,78	4,88	5,25	5,31	5,32	5,78	5,54	4,54	4,42	4,73	4,7	4,65	4,59	4,31
Total	99,76	98,93	100,5	99,39	100,8	99,4	99,73	100,9	96,97	99,99	99,68	99,7	99,36	98,84	99,63	99,35	97,23

GRENATS

Label	40b2_28	2_29	2_30	2_31	2_32	2_33	2_34	2_35	2_36	2_37	2_38	2_39	2_40	2_41	2_42	2_43	2_44
SiO2	37,37	37,18	37,2	37,19	36,73	36,87	37,01	37,26	37,49	37,35	35,16	37,03	36,81	36,99	37,33	37,18	36,8
TiO2	0,03	0,02	0,03	0,11	0,04	0,07	0,08	0,12	0,09	0,1	0,1	0,1	0,08	0,11	0,07	0,07	0,07
Al2O3	20,57	20,57	20,46	20,47	20,36	20,21	20,51	20,42	20,46	20,36	19,42	20,3	20,26	20,31	20,39	20,27	20,45
Cr2O3	0,02	0	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0	0,02	0,01	0	0,03	0,02	0,02	0,01	0	0
Feo(t)	31,21	32,08	31,37	30,23	31,48	31,63	31,26	30,46	30,18	29,8	29,56	29,45	29,41	29,62	29,41	29,82	31,29
MnO	4,57	4,55	4,73	4,4	4,76	4,73	4,96	4,99	5,33	5,69	5,88	6,17	6,29	6,47	5,92	5,41	4,93
MgO	2,07	2,14	2,06	1,9	2,02	1,99	2,1	2,03	2,02	1,98	1,84	1,97	2	2,02	1,98	2,1	2,13
CaO	4,05	4,28	4,25	5,46	4,19	4,49	4,41	5,01	5,04	4,84	5,03	4,88	4,58	4,63	4,52	4,66	4,24
Total	99,9	100,8	100,1	99,78	99,6	100	100,4	100,3	100,6	100,1	97	99,94	99,45	100,2	99,62	99,5	99,92

Label	40b2_48	2_50	2_51	2_52	2_53	2_54	2_55	2_56	2_57	2_58	2_59	40b3_1	3_2	3_3	3_4	3_5
SiO2	37,3	37,21	36,46	36,69	35,89	36,54	37,33	37,31	37,74	37,52	37,67	37,79	37,57	36,66	37,54	37,06
TiO2	0,05	0,13	0,21	0,12	0,09	0,12	0,16	0,18	0,2	0,12	0,09	0,1	0,11	0,12	0,11	0,15
Al2O3	20,44	20,42	19,91	20,26	19,96	20,36	20,78	20,63	20,65	20,9	20,92	21,01	20,8	20,3	20,79	20,33
Cr2O3	0,01	0,03	0,01	0	0,01	0,01	0	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05	0,02	0,01	0,01
Feo(t)	30,29	29,83	29,62	29,02	29,31	29,72	29,46	30,52	29,48	30,71	30,31	30,31	30,99	30,13	31,25	30,54
MnO	4,48	4,32	3,73	3,1	3,99	2,79	2,01	2,07	2,72	2	1,66	1,89	1,62	1,55	2,12	1,7
MgO	1,88	1,95	1,97	1,88	1,75	1,92	1,93	1,88	1,87	2,05	1,99	1,82	2,06	1,94	2,09	1,97
CaO	6,03	6,05	6,84	7,21	6,66	7,56	8,34	7,47	7,63	7,49	7,43	7,94	7,81	7,84	6,75	7,86
Total	100,5	99,95	98,76	98,29	97,66	99,01	100	100,1	100,3	100,8	100,1	100,9	101	98,55	100,7	99,63

Label	40b3_7	3_8	3_9	3_10	3_11	3_12	3_13	3_14	3_15	3_16	3_17	3_18	3_19	3_20	3_21	3_22	3_23
SiO2	36,9	36,92	35,16	37,29	37,3	37,3	37,06	36,4	36,6	37,11	36,81	37,32	37,27	36,97	37,36	36,42	36,82
TiO2	0,16	0,18	0,27	0,27	0,27	0,23	0,18	0,12	0,08	0,09	0,08	0,1	0,16	0,26	0,04	0,03	0,03
Al2O3	20,53	20,41	19,2	20,52	20,56	20,67	20,57	20,16	20,11	20,66	20,6	20,47	20,57	20,27	20,8	20,34	20,62
Cr2O3	0	0,01	0,02	0	0,06	0,02	0,03	0	0	0,03	0	0	0,04	0,02	0,04	0,01	0,02
Feo(t)	30,86	30,6	31,35	31,67	31,02	30,89	32,01	31,67	29,92	32,7	31,39	29,47	31,11	30,09	31,7	31,13	31,06
MnO	2,03	2,14	2,69	3,39	3,34	3,49	4,69	4,49	4,12	4,01	4,33	4,42	4,69	4,4	4,7	4,71	4,95
MgO	2,02	2	2,04	1,99	1,73	1,96	1,78	2,1	1,5	2,16	1,77	1,69	2,03	1,9	1,98	1,95	1,97
CaO	7,55	7,26	6,06	5,49	6,46	6,14	4,29	4,43	6,69	3,86	5,71	4,21	4,38	5,45	4,12	3,87	4,54
Total	100	99,52	96,8	100,6	100,7	100,7	100,6	99,38	99,01	100,6	100,7	97,68	100,3	99,36	100,8	98,48	100

GRENATS

Label	40b3_28	3_29	3_30	3_31	3_32	3_33	3_34	3_35	3_36	3_37	3_38	3_39	3_40	3_41	3_42	3_43	3_44
SiO2	37,19	37,4	37,28	37,17	37,13	37,21	37,32	37,45	35,71	37	37,3	37,27	37,36	37,42	37,28	36,94	36,83
TiO2	0,04	0,04	0,1	0,05	0,08	0,1	0,1	0,09	0,02	0,01	0,06	0,06	0,03	0,03	0,04	0,07	0,04
Al2O3	20,3	20,2	20,29	20,55	20,53	20,55	20,62	20,8	19,8	20,63	20,75	20,56	20,6	20,59	20,43	20,31	20,45
Cr2O3	0,03	0,07	0,03	0,03	0,02	0,06	0	0	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,04	0,01	0	0,04
Feo(t)	30,95	30,72	31,08	30,93	30,47	29,95	29,72	29,92	30,73	31,4	31,01	30,58	30,04	30,21	30,52	30,21	30,88
MnO	4,96	5,07	4,92	4,87	4,73	4,77	4,71	4,91	5,35	5,17	5	5,14	5,2	5,24	5,24	5,73	5,85
MgO	2,01	1,9	1,98	2,03	2	1,97	1,96	1,93	1,85	1,93	1,96	2,03	2,05	2,01	2,05	2,04	1,98
CaO	4,39	4,59	4,78	4,52	4,56	5,2	5,63	5,37	4,51	4,24	4,82	4,77	4,85	4,78	4,93	3,94	3,93
Total	99,86	100	100,5	100,2	99,52	99,82	100,1	100,5	97,99	100,4	100,9	100,4	100,2	100,3	100,5	99,24	100

Label	40b3_45	3_46	3_47	3_48	3_49	3_50	3_51	3_52	3_53	3_54	3_55	3_56	3_57	3_58	3_59	3_60	3_61
SiO2	36,82	37,6	37,29	37,26	37,26	36,61	37,21	36,9	39,25	37,66	36,96	36,86	36,55	34,6	37,35	37,86	36,95
TiO2	0,07	0,09	0,1	0,09	0,1	0,08	0,07	0	0,28	0,04	0,03	0,04	0	0,02	0,06	0,1	0,06
Al2O3	20,45	20,81	20,59	20,54	20,66	19	20,59	20,49	21,69	20,86	20,55	20,47	20,41	19,02	20,87	20,98	20,59
Cr2O3	0,05	0,05	0,02	0,04	0	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,04	0,04	0,03	0	0	0,01	0,03
Feo(t)	31,26	29,57	28,48	28,68	28,56	27,91	30,27	30,5	27,08	31,06	31,24	30,88	30,68	30,37	30,46	30,69	30,73
MnO	6,08	5,98	6,65	7,23	6,92	5,4	6	6,05	5,03	5,75	5,94	5,74	5,65	5,45	5,09	5,11	4,86
MgO	1,76	1,89	1,92	1,93	1,94	2,27	2,15	2,13	1,3	2,29	2,28	2,24	2,11	2,46	2	2,11	2,05
CaO	3,92	4,61	5,17	5,06	5,15	3,99	4,21	3,58	6,13	3,19	2,96	3,78	3,51	4,07	5,07	4,97	4,84
Total	100,4	100,6	100,2	100,8	100,6	95,28	100,5	99,69	100,8	100,9	99,99	100	98,94	95,99	100,9	101,8	100,1

Label	40b3_66	3_67	3_68	3_69	3_70	3_71	3_72	3_73	3_74	3_75	3_76	3_77	40b4_1	4_2	4_3	4_4
SiO2	37,39	36,73	37,33	36,98	37,15	37,18	36,8	37,1	37,58	37,42	37,31	34,73	37,51	37,43	37,3	37,1
TiO2	0,09	0,07	0,53	0,04	0,03	0,03	0,31	0,19	0,14	0,13	0,09	0,07	0,12	0,08	0,08	0,09
Al2O3	20,58	20,45	20,69	20,38	20,32	20,45	20,91	20,46	20,75	20,69	20,72	19,5	20,55	20,72	20,56	20,64
Cr2O3	0,03	0,01	0,04	0,04	0,04	0,01	0,01	0,04	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,05	0,04
Feo(t)	31,04	29,89	29,73	32,36	31,63	31,79	28,34	30,89	30,11	30,23	30,18	29,92	28,61	30,07	31	30,35
MnO	4,82	4,69	4,65	4,84	4,77	4,53	3,63	3,29	2,69	2,48	2,6	1,54	3,87	3,1	3,36	3,44
MgO	2,03	1,96	1,75	2,14	2,11	2,15	1,42	1,98	2,05	2,01	1,91	2,13	1,55	1,81	1,92	1,86
CaO	4,66	5,81	6,28	3,48	4,03	3,92	6,48	6,5	7,09	7,24	7,24	7,18	7,81	6,82	6,21	6,47
Total	100,6	99,61	101	100,3	100,1	100,1	97,91	100,5	100,4	100,2	100,1	95,07	100	100	100,5	99,99

GRENATS

Label	40b4_5	4_6	4_7	4_8	4_9	4_10	4_11	4_12	4_13	4_14	4_15	4_16	4_17	4_18	4_19	4_20	4_21
SiO2	37,59	36,99	37,2	36,3	37,06	37,18	37,37	36,89	36,88	37,18	36,81	37,09	37,08	37,35	37,16	36,89	36,97
TiO2	0,13	0,15	0,15	0,9	0,09	0,14	0,1	0,12	0,09	0,1	0,12	0,11	0,09	0,08	0,04	0,05	0,09
Al2O3	20,37	20,52	20,49	20,17	20,64	20,61	20,46	20,55	20,14	20,49	20,48	20,57	20,38	20,45	20,55	20,41	20,39
Cr2O3	0,04	0,01	0,04	0,06	0	0	0,02	0	0,01	0,03	0,01	0,04	0	0,02	0,03	0,02	0,01
Feo(t)	30,19	30,2	29,95	29,48	30,9	28,46	28,28	28,84	28,69	28,52	28,35	28,49	29,78	29,81	31,76	31,36	29,67
MnO	3,79	3,93	4,15	4,16	4,79	6,97	7,18	7,09	6,62	6,34	6,99	6,96	6,27	5,59	5,35	5,33	5,39
MgO	1,86	1,94	2,01	1,84	2,08	1,91	1,91	1,91	1,94	1,99	1,91	1,99	2,11	2,06	2,32	2,24	2,03
CaO	6,64	6,25	5,7	5,75	5,05	5,12	5,05	5,05	5,04	4,95	4,91	4,95	4,47	4,96	3,06	3,9	5,03
Total	100,6	100	99,7	98,67	100,6	100,4	100,4	100,4	99,41	99,6	99,58	100,2	100,2	100,3	100,3	100,2	99,58

Label	40b4_25	4_26	4_27	4_28	4_29	4_30	4_31	4_32	4_33	4_34	4_35	4_36	4_37	4_38	4_39	4_40	4_41
SiO2	37	37,19	37,21	36,99	36,81	38,35	37,4	37,29	37,14	36,81	36,69	36,02	36,96	36,88	38,37	37,46	37,25
TiO2	0,09	0,1	0,08	0,09	0,04	0,07	0,07	0,06	0,02	0,05	0	0,02	0,08	0,06	0,08	0,05	0,05
Al2O3	20,35	20,51	20,55	20,6	20,28	21,03	20,4	20,42	20,3	20,39	20,28	20,08	20,26	20,18	21,34	20,54	20,45
Cr2O3	0,02	0,02	0,06	0	0	0,01	0,03	0,01	0	0,04	0	0,03	0,04	0,08	0,03	0,01	0,03
Feo(t)	29,13	29,08	30,42	30,94	31,17	30,13	30,32	30,88	31,72	31,02	31,86	32,05	31,1	31,4	28,78	28,36	31,81
MnO	6,15	6,17	5,71	5,3	5,02	5,17	5,07	4,94	4,9	4,87	5,44	5,33	5	5	4,59	5,01	5,41
MgO	2,05	1,99	2,1	2,17	1,83	2,08	2,11	2,05	2,24	1,29	1,5	1,35	1,86	1,83	1,52	1,28	1,73
CaO	4,7	4,91	4,41	4,55	4,55	4,65	4,69	4,72	3,3	5,78	4,07	4,16	4,41	4,32	5,28	6,18	4,03
Total	99,49	99,98	100,5	100,6	99,7	101,5	100,1	100,4	99,63	100,3	99,86	99,04	99,7	99,76	100	98,89	100,8

Label	40b4_52	4_53	4_54	4_55	4_56	4_57	4_58	4_59	4_60	40b5_2	5_3	5_4	5_5	5_6	5_7	5_8
SiO2	36,96	37,26	37,64	37,03	37,12	37,45	37,37	37,49	38,52	37,54	37,55	37,47	37,61	37,6	37,37	37,23
TiO2	0,05	0,02	0,04	0,08	0,1	0,1	0,21	0,18	0,1	0,1	0,09	0,1	0,11	0,15	0,14	0,13
Al2O3	20,44	20,51	20,79	20,48	20,51	20,54	20,46	20,73	21,05	20,85	20,73	20,76	20,76	20,72	20,54	20,56
Cr2O3	0	0,04	0,01	0,02	0,05	0,04	0,02	0,04	0,01	0,05	0	0,02	0,03	0	0,02	0,04
Feo(t)	32,16	32,18	32,62	31,92	32,14	31,97	31,33	30,27	28,98	30,7	30,88	31,27	30,59	30,62	30,35	30,19
MnO	5,18	5,13	5,24	4,91	4,71	4,35	3,97	4,14	4,94	1,25	1,41	1,53	1,67	1,73	1,9	2,12
MgO	1,82	1,89	2	1,94	1,91	1,95	1,78	1,73	1,35	2,09	1,99	1,98	1,98	2	1,98	1,96
CaO	3,64	3,45	3,12	3,84	3,99	4,08	6,38	6,14	6,78	7,83	7,53	7,31	7,52	7,65	7,54	7,66
Total	100,3	100,5	101,5	100,2	100,5	100,5	101,5	100,7	101,7	100,4	100,2	100,5	100,3	100,5	99,84	99,88

GRENATS

Label	40b5_9	5_10	5_11	5_12	5_13	5_14	5_15	5_16	5_17	5_18	5_19	5_20	5_21	5_22	5_23	5_24	5_25
SiO2	37,19	94,3	37,36	93,02	37,35	36,98	36,83	36,79	36,96	36,07	37,2	37,37	37,07	37,28	37,02	37,29	36,92
TiO2	0,17	0,02	0,23	0,02	0,18	0,16	0,16	0,08	0,05	0,05	0,02	0,05	0,11	0,12	0,03	0,05	0,1
Al2O3	20,74	2,41	20,43	3,44	20,31	20,53	20,33	20,34	20,52	20,06	20,5	20,54	20,5	20,53	20,38	20,73	20,33
Cr2O3	0	0,04	0,05	0	0,01	0,04	0,01	0,04	0,02	0,02	0,02	0	0,03	0	0,01	0	0,04
Feo(t)	29,55	2,15	30,32	2,97	29,29	29,92	29,72	31,64	32,01	30,8	32,01	32,2	31,72	31,63	32,22	31,73	31,61
MnO	2,59	0,44	3,49	0,52	4,23	3,88	4,32	4,32	4,24	4,1	4,28	4	3,86	3,98	4,25	4,28	4,17
MgO	1,98	0,08	1,86	0,1	1,62	1,56	1,77	1,98	1,92	2,34	1,92	2,02	2,06	2,06	2,11	2,06	2,05
CaO	7,65	0,71	7,06	0,86	6,91	6,69	5,87	4,45	4,58	4,88	4,33	4,69	4,62	4,78	4	4,3	4,63
Total	99,87	100,2	100,8	100,9	99,9	99,77	99	99,63	100,3	98,32	100,3	100,9	99,97	100,4	100	100,5	99,85

Label	40b5_29	5_30	5_31	5_32	5_33	5_34	5_35	5_36	5_37	5_38	5_39	5_40	5_41	5_42	5_43	5_44	5_45
SiO2	37,24	36,88	36,46	36,67	36,78	36,7	36,84	36,57	38,66	37,51	36,96	36,93	37,23	37,93	37,44	37,5	37,54
TiO2	0,06	0,11	0,12	0,09	0,07	0,11	0,04	0,07	0,07	0,07	0,09	0,05	0,06	0,08	0,04	0,06	0,07
Al2O3	20,45	20,48	20,27	20,21	20,48	20,29	20,33	20,37	21,32	20,61	20,4	20,62	20,73	20,89	20,77	20,59	20,46
Cr2O3	0	0,04	0,02	0,02	0,06	0,04	0,02	0,05	0,01	0,03	0,02	0	0,03	0,05	0	0,02	0
Feo(t)	32,08	30,68	30,44	30,32	30,66	31,05	30,95	31,36	30,66	29,29	30,72	29,75	29,15	28,17	29,03	29,17	29,77
MnO	4,23	4,13	4,17	4,22	4,31	4,42	4,47	4,72	5,05	5,25	5,91	6,08	5,07	4,07	4,97	5,06	4,65
MgO	2,13	2,01	2,02	1,95	1,97	2,03	1,9	1,86	1,59	1,5	1,3	1,2	1,46	1,41	1,35	1,49	1,55
CaO	4,29	4,89	4,66	5,01	4,66	4,49	4,67	4,5	4,15	6,04	4,69	4,97	6,48	8,19	6,85	6,36	6,57
Total	100,5	99,22	98,16	98,49	99	99,13	99,22	99,48	101,5	100,3	100,1	99,59	100,2	100,8	100,5	100,3	100,6

Label	40b5_50	5_51	5_52	5_53	5_54	5_55	5_56	5_57	5_58	5_59	40b_2	40b_3	40b_4	40b_5	40b_6	40b_7
SiO2	37,49	37	37,29	37,44	37,33	37,24	37,53	37,58	37,48	37,55	36,51	36,58	36,67	36,74	36	36,01
TiO2	0,19	0,25	0,22	0,21	0,19	0,24	0,22	0,24	0,04	0,09	0,07	0,1	0,12	0,15	0,1	0,14
Al2O3	20,26	20,31	20,45	20,37	20,15	20,39	20,3	20,45	20,72	20,39	20,23	20,25	20,46	20,38	20,37	20,47
Cr2O3	0,05	0,02	0,03	0	0,02	0,02	0,02	0,07	0,02	0,01	0,03	0,02	0	0	0,01	0,03
Feo(t)	29,26	29,88	30,13	30,29	29,49	29,94	29,02	28,83	30,09	29,01	31,44	32,06	31,39	30,76	30,93	31,68
MnO	4,53	4,38	4,21	4,07	4,1	3,82	3,24	2,96	3,31	4,15	5,83	5,57	5,37	5,13	5,01	5,16
MgO	1,6	1,63	1,7	1,74	1,67	1,73	1,73	1,71	1,81	1,69	1,88	1,88	1,84	1,88	1,93	2,01
CaO	6,46	6,4	6,02	6,54	6,77	6,99	7,57	8,04	6,91	6,87	3,39	4,24	4,55	5,06	4,87	4,62
Total	99,83	99,87	100	100,7	99,72	100,4	99,63	99,88	100,4	99,76	99,38	100,7	100,4	100,1	99,23	100,1

GRENATS

Label	40b 8	40b 9	40b 10	40b 11	40b 13	40b 14	40b 15	40b 16	40b 17	40b 18	40b 19	40b 20	40b 22	40b 23	40b 24	40b 25	40b 26
SiO2	36,07	36,29	36,31	32,15	37,1	36,04	35,97	36,14	36,05	36,14	36,22	36,19	35,62	35,95	35,63	35,74	36,35
TiO2	0,07	0,04	0,1	0,11	0,12	0,14	0,11	0,11	0,15	0,13	0,07	0,09	0,05	0,1	0,11	0,05	0,06
Al2O3	20,44	20,56	20,43	18,4	21,06	20,4	20,36	20,51	20,46	20,4	16,41	20,59	20,28	20,23	20,35	20,22	20,51
Cr2O3	0,04	0,01	0,01	0,04	0,02	0,04	0,01	0,02	0	0,03	0,03	0,03	0,02	0,05	0,01	0,01	0
Feo(t)	31,66	31	30,81	29,54	29,38	29,92	30,51	29,9	30,36	30,11	25,01	31,68	31,47	31,83	31,25	31,68	31,63
MnO	5,15	5,31	5,25	5,03	5,39	5,42	5,5	5,5	5,37	5,2	4,55	5,64	5,59	5,22	5,29	5,33	5,52
MgO	1,99	1,84	1,95	1,84	2,25	1,96	2,03	2	1,92	1,99	1,68	2,13	1,91	2,09	2,12	1,96	1,88
CaO	4,35	4,67	4,97	4,9	5,2	5,07	5,05	5,15	5,29	4,94	3,36	3,98	3,95	4,28	4,17	3,83	3,49
Total	99,77	99,73	99,83	92	100,5	98,98	99,56	99,36	99,6	98,94	87,33	100,3	98,89	99,73	98,93	98,83	99,44

Label	40b 27	40b 28	40b 29	40b 30	40b 31	40b 32	40b 33	40b 34	40b 35	40b 36	40b 37	40b 38	40b 39
SiO2	35,79	36,18	36,12	35,9	35,58	36,02	36,05	35,75	36,13	35,98	35,76	36,02	35,84
TiO2	0,03	0,06	0,08	0,06	0,11	0,14	0,07	0,06	0,09	0,08	0,04	0,06	0,05
Al2O3	20,5	20,44	20,43	20,35	19,23	20,57	20,16	20,18	20,31	20,37	20,29	20,25	20,28
Cr2O3	0,03	0,01	0,04	0	0	0,03	0	0,05	0,04	0,04	0,01	0,03	0
Feo(t)	32,01	31,7	31,46	31,46	29,35	31,29	31,65	31,44	31,66	31,97	31,47	31,62	30,97
MnO	5,47	5,34	5,29	5,35	3,99	5	5,26	5,29	5,43	5,4	5,37	5,67	5,74
MgO	2,07	2,06	2,06	1,94	3,58	2	1,91	2,08	2	1,94	1,94	1,89	1,76
CaO	3,76	4,23	4,27	4,25	3,71	4,91	4,07	4,04	4,23	4,08	3,85	3,5	4,01
Total	99,66	100	99,76	99,32	95,55	99,96	99,18	98,88	99,91	99,87	98,73	99,05	98,64

Label	39/2-1	39/2-2	39/2-3
SiO2	37,2	37,28	37,22
TiO2	0,14	0,15	0,22
Al2O3	20,97	20,83	21,05
Cr2O3	0	0	0
Feo(t)	23,81	23,77	24,52
MnO	4,57	5,39	4,98
MgO	0,73	0,63	0,69
CaO	12,13	11,23	10,82
Total	99,54	99,28	99,5

GRENATS

Label	75/2-11	75/2-12	75/2-13	75/2-14	75/3-1	75/3-2	75/3-3	73/3-6	73/3-7	73/3-8	73/3-9	73/3-10	73/4-1	73/4-2	73/4-3	73/4-4
SiO2	36,38	37,06	36,73	37,33	36,97	36,83	36,56	36,89	36,78	37,06	36,98	37,01	36,73	36,8	29,85	37,39
TiO2	0,01	0,15	0,04	0,03	0,11	0,07	0,06	0,08	0,05	0,02	0,06	0,03	0,06	0	0	0,03
Al2O3	20,49	20,54	20,46	21,12	20,8	21,02	21,06	20,91	20,82	21,02	21,46	20,79	21,03	21,18	19,92	20,93
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0,06	0	0,02	0	0,01	0	0	0	0
Feo(t)	29,62	31,03	30,29	30,28	29,12	28,58	31,84	30,73	30,81	31,78	30,96	31,63	30,42	30,4	31,08	30,04
MnO	1,1	0,66	1,5	0,37	0,99	1,77	0,42	0,55	1,18	0,31	0,34	0,34	0,65	0,36	0,38	0,32
MgO	1,25	1,33	1,2	1,46	1,22	1,16	1,94	1,81	1,74	1,98	1,98	1,97	2,05	2,19	5,73	1,89
CaO	8,64	8,93	8,83	8,42	9,3	9,2	6,59	7,31	6,58	6,91	7,74	7,06	7,56	7,62	4,97	7,48
Total	97,49	99,69	99,06	99,01	98,5	98,62	98,47	98,35	97,96	99,08	99,53	98,83	98,5	98,54	91,92	98,08

Label	72/1-6	72/1-7	72/1-8	72/1-9	72/4-1	72/4-2	72/4-4	72/4-6	72/4-P1_1	P1_2	P1_3	P1_4	P1_5	P1_6	P1_7	P1_8
SiO2	36,59	36,78	36,85	37,02	36,67	48,25	36,91	36,99	36,46	36,72	37,2	36,73	36,09	36,16	36,21	36,54
TiO2	0,02	0,07	0,06	0,07	0,08	0	0,01	0,07	0,09	0,1	0,13	0,14	0,06	0,09	0,11	0
Al2O3	20,67	21,18	20,83	21,23	21,25	14,68	20,79	20,99	20,74	20,82	21,19	21,03	21,07	19,93	20,26	21,58
Cr2O3	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Feo(t)	32,27	32,32	32,44	30,08	27,47	19,38	28,4	28,72	25,72	24,54	24,48	24,25	24,34	23,32	24,86	28,38
MnO	0,46	0,55	0,28	1,95	3,43	3,67	3,21	3,97	4,21	4,78	6,23	7,14	6,64	5,64	5,36	4,19
MgO	1,74	1,91	1,59	1,1	1,66	0,64	1,6	1,23	1,46	1,48	1,21	0,98	1,04	1,32	1,31	2,17
CaO	6,77	6,33	6,87	8,07	8,69	6,84	7,4	7,26	8,38	9,13	9,72	9,2	9,21	9,26	8,59	6,64
Total	98,51	99,14	98,93	99,53	99,25	93,46	98,31	99,24	97,07	97,57	100,2	99,46	98,44	95,74	96,7	99,5

Label	72/4-P1_9	P1_12	P1_13	P1_14	P1_15	P1_16	P1_17	P1_18	P1_19	P1_20	P1_21	P1_22	P1_23	P1_24	P1_25	P1_26	P1_27
SiO2	37,72	36,21	36,61	34,32	36,65	36,92	36,52	35,55	36,7	34,95	37,04	36,94	37,21	37,17	36,74	37,25	35,37
TiO2	0,19	0,13	0,14	0,18	0,11	0,12	0,19	0,19	0,14	0,19	0,19	0,15	0,15	0,18	0,28	0,2	0,1
Al2O3	21,44	20,73	21,03	19,62	20,82	20,77	21,17	20,09	20,99	19,81	20,83	21,02	21,07	21,01	21,17	21,21	20,35
Cr2O3	0	0	0	0,05	0,01	0	0,05	0	0,02	0	0	0,01	0,02	0	0	0,07	0
Feo(t)	25,96	25,87	24,05	21,87	25,61	24,61	24,57	24,22	25,21	24,07	24,48	24,64	23,92	24,59	25,3	24,79	22,24
MnO	4,28	3,91	5,42	3,16	4,58	5,1	5,34	5,64	6,3	7,26	6,2	6,16	6,22	5,46	5,55	5,6	7,82
MgO	1,46	1,44	1,52	2,07	1,49	1,42	1,51	1,34	1,36	1,11	1,31	1,29	1,3	1,32	1,29	1,35	0,87
CaO	8,59	9,12	9,58	6,02	8,84	9,56	9,57	8,61	8,76	8,85	9,35	9,33	8,53	8,55	8,72	9,11	8,97
Total	99,64	97,41	98,36	87,29	98,11	98,51	98,92	95,64	99,47	96,25	99,39	99,54	98,42	98,28	99,03	99,58	95,74

GRENATS

Label	72/4-P1_34	P1_35	P1_36	P1_37	P1_38	P1_39	P1_40	P1_41	P1_42	P1_43	P1_44	P1_45	P1_46	P1_47	P1_48	P1_49	P1_50
SiO2	36,58	36,22	37,07	36,83	36,54	37,34	36,78	36,57	37,05	36,87	37,15	37,12	37,39	36,3	36,4	36,98	37,37
TiO2	0,21	0,09	0,08	0,18	0,19	0,14	0,1	0,19	0,05	0,16	0,07	0,19	0,13	0,14	0,14	0,11	0,17
Al2O3	20,46	21	20,4	21,36	20,57	20,91	21,03	20,91	20,71	20,47	20,9	21,15	20,99	20,71	20,74	21,01	20,7
Cr2O3	0,02	0	0	0,02	0,06	0,09	0	0	0	0,01	0	0,05	0	0	0	0	0
Feo(t)	24,06	26,32	24,87	26,52	24,42	24,52	24,69	23,38	23,87	23,97	24,86	24,53	23,29	23,29	27,34	25,51	25,37
MnO	6,55	6,19	5,44	5,73	5,58	6,17	5,94	7,95	7,95	6,69	6,86	6,62	6,84	6,85	5,11	4,87	5,87
MgO	1,2	1,4	1,32	1,32	1,35	1,26	1,41	0,97	1,05	1,24	1,22	1,19	1,24	1,11	1,36	1,32	1,32
CaO	9,07	8,07	8,51	9,43	9,28	9,58	8,98	9,39	8,96	8,79	8,57	9,27	9,45	9,37	9,19	9,17	9,13
Total	98,14	99,27	97,69	101,4	97,99	100	98,91	99,36	99,63	98,2	99,64	100,1	99,31	97,76	100,3	98,98	99,93

Label	72/4-P1_52	P1_53	P1_54	P1_55	P1_56	72/5-10	72/5-11	72/5-12	72/5-P1_1	P1_2	P1_3	P1_4	P1_5	P1_6	P1_7
SiO2	36,52	32,03	36,99	35,48	37,21	36,24	36,27	15,5	36,5	36,37	36,37	36,24	36,3	36,03	37,04
TiO2	0,09	0,04	0,06	0,03	0,01	0,07	0,12	0,02	0,14	0,08	0,09	0	0,15	0,48	0,14
Al2O3	21,21	18,56	20,96	19,26	21,37	20,81	20,99	8,02	21,05	21,16	21,31	20,75	21,1	20,18	21,11
Cr2O3	0	0	0,01	0	0,02	0,12	0,01	0	0	0,07	0	0	0,01	0	0
Feo(t)	23,82	21,47	29,28	26,47	30,79	31,11	31,19	12,32	30,77	30,98	30,58	29,16	26,69	26,43	27,3
MnO	7,85	4,34	2,75	2,94	0,47	0,82	1,64	0,26	1,03	0,73	2,16	2,85	4,13	3,9	3,81
MgO	0,89	0,93	2,01	1,55	2,28	1,54	1,51	0,67	2,1	1,88	1,79	1,64	1,18	1,29	1,33
CaO	8,22	7,33	7,59	6,71	7,58	7,45	6,81	2,66	6,5	7,42	7,35	7,94	8,65	8,39	8,33
Total	98,61	84,71	99,65	92,44	99,74	98,14	98,54	39,47	98,1	98,69	99,64	98,59	98,2	96,7	99,06

Label	72/5-P1_13	P1_14	P1_15	P1_16	P1_17	P1_18	70/1-P1_1	P1_2	P1_3	P1_4	P1_5	P1_6	P1_7	P1_8	P1_9	P1_10
SiO2	36,69	36,17	36,69	35,91	36,63	36,67	37,18	37,1	37,6	36,98	37,19	37,44	37,2	36,93	36,62	37,44
TiO2	0,1	0,03	0,03	0,05	0,07	0,09	0,07	0,09	0,02	0,09	0,1	0,07	0,1	0,11	0,78	0,09
Al2O3	20,67	21,02	20,91	21,49	20,74	21,2	21,16	21,13	21,14	21,33	21,15	21,01	21,2	21,04	20,94	20,82
Cr2O3	0	0	0	0,07	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Feo(t)	28,33	29,83	31,5	32,01	32,86	32,01	31,4	32,04	32,88	33,31	32,69	32,53	34,27	32,94	31,52	30,39
MnO	3,53	2,79	1,71	0,92	0,57	0,3	0,02	0,16	0,29	0,31	0,24	0,42	0,61	0,89	1,37	2,31
MgO	1,39	1,4	1,38	1,34	1,6	1,86	2,17	2,04	2,07	1,94	1,69	1,68	1,72	1,48	1,34	1,26
CaO	7,85	7,74	7,3	7,39	6,87	6,67	7,3	7,06	7,15	6,16	6,33	6,77	6,29	6,63	7,18	7,05
Total	98,56	98,99	99,51	99,17	99,36	98,8	99,3	99,62	101,2	100,1	99,39	99,91	101,4	100	99,75	99,36

GRENATS

Label	72/1-6	72/1-7	72/1-8	72/1-9	72/4-1	72/4-2	72/4-4	72/4-6	72/4-P1_1	P1_2	P1_3	P1_4	P1_5	P1_6	P1_7	P1_8
SiO2	36,59	36,78	36,85	37,02	36,67	48,25	36,91	36,99	36,46	36,72	37,2	36,73	36,09	36,16	36,21	36,54
TiO2	0,02	0,07	0,06	0,07	0,08	0	0,01	0,07	0,09	0,1	0,13	0,14	0,06	0,09	0,11	0
Al2O3	20,67	21,18	20,83	21,23	21,25	14,68	20,79	20,99	20,74	20,82	21,19	21,03	21,07	19,93	20,26	21,58
Cr2O3	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Feo(t)	32,27	32,32	32,44	30,08	27,47	19,38	28,4	28,72	25,72	24,54	24,48	24,25	24,34	23,32	24,86	28,38
MnO	0,46	0,55	0,28	1,95	3,43	3,67	3,21	3,97	4,21	4,78	6,23	7,14	6,64	5,64	5,36	4,19
MgO	1,74	1,91	1,59	1,1	1,66	0,64	1,6	1,23	1,46	1,48	1,21	0,98	1,04	1,32	1,31	2,17
CaO	6,77	6,33	6,87	8,07	8,69	6,84	7,4	7,26	8,38	9,13	9,72	9,2	9,21	9,26	8,59	6,64
Total	98,51	99,14	98,93	99,53	99,25	93,46	98,31	99,24	97,07	97,57	100,2	99,46	98,44	95,74	96,7	99,5

Label	72/4-P1- 9	P1_12	P1_13	P1_14	P1_15	P1_16	P1_17	P1_18	P1_19	P1_20	P1_21	P1_22	P1_23	P1_24	P1_25	P1_26	P1_27
SiO2	37,72	36,21	36,61	34,32	36,65	36,92	36,52	35,55	36,7	34,95	37,04	36,94	37,21	37,17	36,74	37,25	35,37
TiO2	0,19	0,13	0,14	0,18	0,11	0,12	0,19	0,19	0,14	0,19	0,19	0,15	0,15	0,18	0,28	0,2	0,1
Al2O3	21,44	20,73	21,03	19,62	20,82	20,77	21,17	20,09	20,99	19,81	20,83	21,02	21,07	21,01	21,17	21,21	20,35
Cr2O3	0	0	0	0,05	0,01	0	0,05	0	0,02	0	0	0,01	0,02	0	0	0,07	0
Feo(t)	25,96	25,87	24,05	21,87	25,61	24,61	24,57	24,22	25,21	24,07	24,48	24,64	23,92	24,59	25,3	24,79	22,24
MnO	4,28	3,91	5,42	3,16	4,58	5,1	5,34	5,64	6,3	7,26	6,2	6,16	6,22	5,46	5,55	5,6	7,82
MgO	1,46	1,44	1,52	2,07	1,49	1,42	1,51	1,34	1,36	1,11	1,31	1,29	1,3	1,32	1,29	1,35	0,87
CaO	8,59	9,12	9,58	6,02	8,84	9,56	9,57	8,61	8,76	8,85	9,35	9,33	8,53	8,55	8,72	9,11	8,97
Total	99,64	97,41	98,36	87,29	98,11	98,51	98,92	95,64	99,47	96,25	99,39	99,54	98,42	98,28	99,03	99,58	95,74

Label	72/4-P1_34	P1_35	P1_36	P1_37	P1_38	P1_39	P1_40	P1_41	P1_42	P1_43	P1_44	P1_45	P1_46	P1_47	P1_48	P1_49	P1_50
SiO2	36,58	36,22	37,07	36,83	36,54	37,34	36,78	36,57	37,05	36,87	37,15	37,12	37,39	36,3	36,4	36,98	37,37
TiO2	0,21	0,09	0,08	0,18	0,19	0,14	0,1	0,19	0,05	0,16	0,07	0,19	0,13	0,14	0,14	0,11	0,17
Al2O3	20,46	21	20,4	21,36	20,57	20,91	21,03	20,91	20,71	20,47	20,9	21,15	20,99	20,71	20,74	21,01	20,7
Cr2O3	0,02	0	0	0,02	0,06	0,09	0	0	0	0,01	0	0,05	0	0	0	0	0
Feo(t)	24,06	26,32	24,87	26,52	24,42	24,52	24,69	23,38	23,87	23,97	24,86	24,53	23,29	23,29	27,34	25,51	25,37
MnO	6,55	6,19	5,44	5,73	5,58	6,17	5,94	7,95	7,95	6,69	6,86	6,62	6,84	6,85	5,11	4,87	5,87
MgO	1,2	1,4	1,32	1,32	1,35	1,26	1,41	0,97	1,05	1,24	1,22	1,19	1,24	1,11	1,36	1,32	1,32
CaO	9,07	8,07	8,51	9,43	9,28	9,58	8,98	9,39	8,96	8,79	8,57	9,27	9,45	9,37	9,19	9,17	9,13
Total	98,14	99,27	97,69	101,4	97,99	100	98,91	99,36	99,63	98,2	99,64	100,1	99,31	97,76	100,3	98,98	99,93

GRENATS

Label	72/4-P1_52	P1_53	P1_54	P1_55	P1_56	72/5-10	72/5-11	72/5-12	72/5-P1_1	P1_2	P1_3	P1_4	P1_5	P1_6	P1_7
SiO2	36,52	32,03	36,99	35,48	37,21	36,24	36,27	15,5	36,5	36,37	36,37	36,24	36,3	36,03	37,04
TiO2	0,09	0,04	0,06	0,03	0,01	0,07	0,12	0,02	0,14	0,08	0,09	0	0,15	0,48	0,14
Al2O3	21,21	18,56	20,96	19,26	21,37	20,81	20,99	8,02	21,05	21,16	21,31	20,75	21,1	20,18	21,11
Cr2O3	0	0	0,01	0	0,02	0,12	0,01	0	0	0,07	0	0	0,01	0	0
Feo(t)	23,82	21,47	29,28	26,47	30,79	31,11	31,19	12,32	30,77	30,98	30,58	29,16	26,69	26,43	27,3
MnO	7,85	4,34	2,75	2,94	0,47	0,82	1,64	0,26	1,03	0,73	2,16	2,85	4,13	3,9	3,81
MgO	0,89	0,93	2,01	1,55	2,28	1,54	1,51	0,67	2,1	1,88	1,79	1,64	1,18	1,29	1,33
CaO	8,22	7,33	7,59	6,71	7,58	7,45	6,81	2,66	6,5	7,42	7,35	7,94	8,65	8,39	8,33
Total	98,61	84,71	99,65	92,44	99,74	98,14	98,54	39,47	98,1	98,69	99,64	98,59	98,2	96,7	99,06

Label	72/5-P1_13	P1_14	P1_15	P1_16	P1_17	P1_18
SiO2	36,69	36,17	36,69	35,91	36,63	36,67
TiO2	0,1	0,03	0,03	0,05	0,07	0,09
Al2O3	20,67	21,02	20,91	21,49	20,74	21,2
Cr2O3	0	0	0	0,07	0,02	0
Feo(t)	28,33	29,83	31,5	32,01	32,86	32,01
MnO	3,53	2,79	1,71	0,92	0,57	0,3
MgO	1,39	1,4	1,38	1,34	1,6	1,86
CaO	7,85	7,74	7,3	7,39	6,87	6,67
Total	98,56	98,99	99,51	99,17	99,36	98,8

Label	70/1-P1_14	P1_15	P1_16	P1_17	P1_18	P1_19	P1_20	P1_21	P1_22	P1_23	P1_24	P1_25	P1_26	P1_27	P1_28	P1_29	P1_30
SiO2	37,17	36,58	36,83	36,95	37,44	37,13	37,23	37,58	35,73	36,9	37,28	37,41	39,61	37,36	37,06	37,02	37,35
TiO2	0,08	0,12	0,14	0,19	0,19	0,06	0,05	0,12	0,08	0,05	0,14	0,06	0	0,02	0,04	0,05	0,04
Al2O3	20,72	20,97	21,13	21,06	21,11	21,2	21,23	21,13	20,59	21,11	21,49	21,4	22,63	21,12	21,18	21,35	21,24
Cr2O3	0	0	0,02	0	0	0	0,03	0	0	0	0	0,02	0	0	0,01	0	0
Feo(t)	28,18	29,71	28,79	28,17	27,53	29,44	30	29,83	30,25	30,08	31,21	31,55	30,73	33,7	31,41	32,98	32,84
MnO	3,86	4,25	4,48	4,56	4,42	3,75	3,46	2,68	2,46	1,96	1,62	1,42	1,1	0,43	0,16	0,2	0,08
MgO	1,16	1,03	1	1,12	1,04	1,11	1,29	1,32	1,61	1,47	1,5	1,73	2,14	1,89	1,89	1,8	2,04
CaO	7,72	7,57	7,15	7,76	8,29	7,45	7,22	7,54	7,8	7,13	7,16	7,05	5,66	6,41	7,05	6,74	6,89
Total	98,88	100,2	99,55	99,8	100	100,1	100,5	100,2	98,52	98,7	100,4	100,7	101,9	100,9	98,8	100,1	100,5

GRENATS

Label	70/1-P1_33	70/4-P1_2	P1_3	P1_4	P1_5	P1_6	P1_7	P1_8	P1_9	P1_10	P1_11	P1_12	P1_13	P1_14	P1_15	P1_16
SiO2	37,55	36,63	36,78	36,65	37,22	36,79	36,78	36,73	36,55	36,57	36,79	36,58	36,53	37,11	36,68	36,33
TiO2	0,05	0,07	0,03	0,03	0,06	0,01	0,02	0,06	0,08	0,1	0,09	0,02	0,07	0,13	0,1	0,08
Al2O3	21,58	21,56	21,3	21,22	20,99	21,27	21,26	21,31	20,62	21,24	21,11	20,87	21,28	21,18	20,92	20,92
Cr2O3	0	0	0,03	0	0,03	0	0	0	0	0	0	0,01	0,01	0,05	0	0,07
Feo(t)	31,79	32,59	32,76	33,3	32,6	33,34	33,9	32,01	32,74	33,79	34,6	34,8	33,48	33,98	34,1	33,49
MnO	0,18	0	0,14	0,04	0,16	0,11	0,15	0,18	0,07	0,18	0,1	0,16	0,19	0,14	0,35	0,12
MgO	2	2,18	2,03	1,97	2,06	1,85	1,95	1,94	1,92	1,94	1,8	1,81	1,83	1,88	1,68	1,78
CaO	6,79	7,45	6,67	6,78	7,08	6,42	6,71	6,47	6,91	6,28	6,33	5,93	6,57	6	5,81	6,27
Total	99,92	100,5	99,74	100	100,2	99,79	100,8	98,7	98,88	100,1	100,8	100,2	99,94	100,5	99,63	99,06

Label	70/4-P1_17	P1_18	P1_19	P1_20	70/4-P2_1	P2_2	P2_3	P2_4	P2_5	P2_6	P2_7	P2_8	P2_9	P2_10	P2_11	P2_12
SiO2	36,74	36,68	36,89	36,63	37,06	37,03	38,1	37,03	37,38	36,88	37	36,7	36,64	37,3	36,46	36,69
TiO2	0,04	0,13	0,09	0,03	0,06	0,08	0,07	0,1	0,13	0,11	0,06	0,1	0,1	0,12	0,1	0,03
Al2O3	21,26	20,62	21,06	20,67	21,65	21,48	21,84	21,67	21,27	21,26	21,46	21,27	21,25	21,3	21,35	21,18
Cr2O3	0	0	0	0,03	0	0,04	0	0	0,05	0	0,03	0	0,05	0,05	0	0
Feo(t)	34,5	33,54	34,03	32,58	32,29	32,3	30,24	31,35	33,31	34,21	34,59	32,74	34,31	34,4	33,27	34,41
MnO	0,26	0,32	0,35	0,32	1,22	1,11	0,6	0,6	0,15	0,2	0,12	0,16	0,1	0,21	0,15	0,16
MgO	1,92	1,65	1,91	1,8	1,96	1,95	2,12	1,77	1,77	1,89	1,94	1,84	1,84	1,89	1,74	1,74
CaO	6,58	6,28	6,28	5,94	6,83	6,48	6,47	7,01	6,18	6,29	6,27	6,17	6,21	6,23	6,43	6,52
Total	101,3	99,23	100,6	98	101,1	100,5	99,46	99,52	100,2	100,8	101,5	98,97	100,5	101,5	99,51	100,7

Label	70/4-P2_17	P2_18	P2_19	P2_20	70/1-P1_1	P1_2	P1_3	P1_4	P1_5	P1_6	P1_7	P1_8	P1_9	P1_10	P1_11	P1_12
SiO2	36,64	36,7	36,83	36,9	37,18	37,1	37,6	36,98	37,19	37,44	37,2	36,93	36,62	37,44	37,17	36,58
TiO2	0,13	0,11	0,07	0,08	0,07	0,09	0,02	0,09	0,1	0,07	0,1	0,11	0,78	0,09	0,08	0,12
Al2O3	21,38	20,86	21,28	21,06	21,16	21,13	21,14	21,33	21,15	21,01	21,2	21,04	20,94	20,82	20,72	20,97
Cr2O3	0	0,08	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Feo(t)	33,85	32,96	33,6	32,94	31,4	32,04	32,88	33,31	32,69	32,53	34,27	32,94	31,52	30,39	28,18	29,71
MnO	0,02	0,12	0,12	0,18	0,02	0,16	0,29	0,31	0,24	0,42	0,61	0,89	1,37	2,31	3,86	4,25
MgO	1,87	1,78	1,78	1,78	2,17	2,04	2,07	1,94	1,69	1,68	1,72	1,48	1,34	1,26	1,16	1,03
CaO	6,45	6,45	6,54	6,52	7,3	7,06	7,15	6,16	6,33	6,77	6,29	6,63	7,18	7,05	7,72	7,57
Total	100,3	99,07	100,2	99,46	99,3	99,62	101,2	100,1	99,39	99,91	101,4	100	99,75	99,36	98,88	100,2

GRENATS

Label	70/1-P1_16	P1_17	P1_18	P1_19	P1_20	P1_21	P1_22	P1_23	P1_24	P1_25	P1_26	P1_27	P1_28	P1_29	P1_30	P1_31
SiO2	36,83	36,95	37,44	37,13	37,23	37,58	35,73	36,9	37,28	37,41	39,61	37,36	37,06	37,02	37,35	37,55
TiO2	0,14	0,19	0,19	0,06	0,05	0,12	0,08	0,05	0,14	0,06	0	0,02	0,04	0,05	0,04	0,05
Al2O3	21,13	21,06	21,11	21,2	21,23	21,13	20,59	21,11	21,49	21,4	22,63	21,12	21,18	21,35	21,24	21,58
Cr2O3	0,02	0	0	0	0,03	0	0	0	0	0,02	0	0	0,01	0	0	0
Feo(t)	28,79	28,17	27,53	29,44	30	29,83	30,25	30,08	31,21	31,55	30,73	33,7	31,41	32,98	32,84	31,79
MnO	4,48	4,56	4,42	3,75	3,46	2,68	2,46	1,96	1,62	1,42	1,1	0,43	0,16	0,2	0,08	0,18
MgO	1	1,12	1,04	1,11	1,29	1,32	1,61	1,47	1,5	1,73	2,14	1,89	1,89	1,8	2,04	2
CaO	7,15	7,76	8,29	7,45	7,22	7,54	7,8	7,13	7,16	7,05	5,66	6,41	7,05	6,74	6,89	6,79
Total	99,55	99,8	100	100,1	100,5	100,2	98,52	98,7	100,4	100,7	101,9	100,9	98,8	100,1	100,5	99,92

Label	70/4-P1_2	P1_3	P1_4	P1_5	P1_6	P1_7	P1_8	P1_9	P1_10	P1_11	P1_12	P1_13	P1_14	P1_15	P1_16	P1_17	P1_18
SiO2	36,63	36,78	36,65	37,22	36,79	36,78	36,73	36,55	36,57	36,79	36,58	36,53	37,11	36,68	36,33	36,74	36,68
TiO2	0,07	0,03	0,03	0,06	0,01	0,02	0,06	0,08	0,1	0,09	0,02	0,07	0,13	0,1	0,08	0,04	0,13
Al2O3	21,56	21,3	21,22	20,99	21,27	21,26	21,31	20,62	21,24	21,11	20,87	21,28	21,18	20,92	20,92	21,26	20,62
Cr2O3	0	0,03	0	0,03	0	0	0	0	0	0	0,01	0,01	0,05	0	0,07	0	0
Feo(t)	32,59	32,76	33,3	32,6	33,34	33,9	32,01	32,74	33,79	34,6	34,8	33,48	33,98	34,1	33,49	34,5	33,54
MnO	0	0,14	0,04	0,16	0,11	0,15	0,18	0,07	0,18	0,1	0,16	0,19	0,14	0,35	0,12	0,26	0,32
MgO	2,18	2,03	1,97	2,06	1,85	1,95	1,94	1,92	1,94	1,8	1,81	1,83	1,88	1,68	1,78	1,92	1,65
CaO	7,45	6,67	6,78	7,08	6,42	6,71	6,47	6,91	6,28	6,33	5,93	6,57	6	5,81	6,27	6,58	6,28
Total	100,5	99,74	100	100,2	99,79	100,8	98,7	98,88	100,1	100,8	100,2	99,94	100,5	99,63	99,06	101,3	99,23

Label	70/4-P1_19	P1_20	70/4-P2_1	P2_2	P2_3	P2_4	P2_5	P2_6	P2_7	P2_8	P2_9	P2_10	P2_11	P2_12	P2_13	P2_14
SiO2	36,89	36,63	37,06	37,03	38,1	37,03	37,38	36,88	37	36,7	36,64	37,3	36,46	36,69	36,64	36,7
TiO2	0,09	0,03	0,06	0,08	0,07	0,1	0,13	0,11	0,06	0,1	0,1	0,12	0,1	0,03	0,13	0,11
Al2O3	21,06	20,67	21,65	21,48	21,84	21,67	21,27	21,26	21,46	21,27	21,25	21,3	21,35	21,18	21,38	20,86
Cr2O3	0	0,03	0	0,04	0	0	0,05	0	0,03	0	0,05	0,05	0	0	0	0,08
Feo(t)	34,03	32,58	32,29	32,3	30,24	31,35	33,31	34,21	34,59	32,74	34,31	34,4	33,27	34,41	33,85	32,96
MnO	0,35	0,32	1,22	1,11	0,6	0,6	0,15	0,2	0,12	0,16	0,1	0,21	0,15	0,16	0,02	0,12
MgO	1,91	1,8	1,96	1,95	2,12	1,77	1,77	1,89	1,94	1,84	1,84	1,89	1,74	1,74	1,87	1,78
CaO	6,28	5,94	6,83	6,48	6,47	7,01	6,18	6,29	6,27	6,17	6,21	6,23	6,43	6,52	6,45	6,45
Total	100,6	98	101,1	100,5	99,46	99,52	100,2	100,8	101,5	98,97	100,5	101,5	99,51	100,7	100,3	99,07

GRENATS

Label	70/4-P2_19	P2_20	70/1-P1_1	P1_2	P1_3	P1_4	P1_5	P1_6	P1_7	P1_8	P1_9	P1_10	P1_11	P1_12	P1_13	P1_14
SiO2	36,83	36,9	37,18	37,1	37,6	36,98	37,19	37,44	37,2	36,93	36,62	37,44	37,17	36,58	36,83	36,95
TiO2	0,07	0,08	0,07	0,09	0,02	0,09	0,1	0,07	0,1	0,11	0,78	0,09	0,08	0,12	0,14	0,19
Al2O3	21,28	21,06	21,16	21,13	21,14	21,33	21,15	21,01	21,2	21,04	20,94	20,82	20,72	20,97	21,13	21,06
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0
Feo(t)	33,6	32,94	31,4	32,04	32,88	33,31	32,69	32,53	34,27	32,94	31,52	30,39	28,18	29,71	28,79	28,17
MnO	0,12	0,18	0,02	0,16	0,29	0,31	0,24	0,42	0,61	0,89	1,37	2,31	3,86	4,25	4,48	4,56
MgO	1,78	1,78	2,17	2,04	2,07	1,94	1,69	1,68	1,72	1,48	1,34	1,26	1,16	1,03	1	1,12
CaO	6,54	6,52	7,3	7,06	7,15	6,16	6,33	6,77	6,29	6,63	7,18	7,05	7,72	7,57	7,15	7,76
Total	100,2	99,46	99,3	99,62	101,2	100,1	99,39	99,91	101,4	100	99,75	99,36	98,88	100,2	99,55	99,8

Label	70/1-P1_18	P1_19	P1_20	P1_21	P1_22	P1_23	P1_24	P1_25	P1_26	P1_27	P1_28	P1_29	P1_30	P1_31	70/4-P1_2	P1_3
SiO2	37,44	37,13	37,23	37,58	35,73	36,9	37,28	37,41	39,61	37,36	37,06	37,02	37,35	37,55	36,63	36,78
TiO2	0,19	0,06	0,05	0,12	0,08	0,05	0,14	0,06	0	0,02	0,04	0,05	0,04	0,05	0,07	0,03
Al2O3	21,11	21,2	21,23	21,13	20,59	21,11	21,49	21,4	22,63	21,12	21,18	21,35	21,24	21,58	21,56	21,3
Cr2O3	0	0	0,03	0	0	0	0	0,02	0	0	0,01	0	0	0	0	0,03
Feo(t)	27,53	29,44	30	29,83	30,25	30,08	31,21	31,55	30,73	33,7	31,41	32,98	32,84	31,79	32,59	32,76
MnO	4,42	3,75	3,46	2,68	2,46	1,96	1,62	1,42	1,1	0,43	0,16	0,2	0,08	0,18	0	0,14
MgO	1,04	1,11	1,29	1,32	1,61	1,47	1,5	1,73	2,14	1,89	1,89	1,8	2,04	2	2,18	2,03
CaO	8,29	7,45	7,22	7,54	7,8	7,13	7,16	7,05	5,66	6,41	7,05	6,74	6,89	6,79	7,45	6,67
Total	100	100,1	100,5	100,2	98,52	98,7	100,4	100,7	101,9	100,9	98,8	100,1	100,5	99,92	100,5	99,74

Label	70/4-P1_4	P1_5	P1_6	P1_7	P1_8	P1_9	P1_10	P1_11	P1_12	P1_13	P1_14	P1_15	P1_16	P1_17	P1_18	P1_19	P1_20
SiO2	36,65	37,22	36,79	36,78	36,73	36,55	36,57	36,79	36,58	36,53	37,11	36,68	36,33	36,74	36,68	36,89	36,63
TiO2	0,03	0,06	0,01	0,02	0,06	0,08	0,1	0,09	0,02	0,07	0,13	0,1	0,08	0,04	0,13	0,09	0,03
Al2O3	21,22	20,99	21,27	21,26	21,31	20,62	21,24	21,11	20,87	21,28	21,18	20,92	20,92	21,26	20,62	21,06	20,67
Cr2O3	0	0,03	0	0	0	0	0	0	0,01	0,01	0,05	0	0,07	0	0	0	0,03
Feo(t)	33,3	32,6	33,34	33,9	32,01	32,74	33,79	34,6	34,8	33,48	33,98	34,1	33,49	34,5	33,54	34,03	32,58
MnO	0,04	0,16	0,11	0,15	0,18	0,07	0,18	0,1	0,16	0,19	0,14	0,35	0,12	0,26	0,32	0,35	0,32
MgO	1,97	2,06	1,85	1,95	1,94	1,92	1,94	1,8	1,81	1,83	1,88	1,68	1,78	1,92	1,65	1,91	1,8
CaO	6,78	7,08	6,42	6,71	6,47	6,91	6,28	6,33	5,93	6,57	6	5,81	6,27	6,58	6,28	6,28	5,94
Total	100	100,2	99,79	100,8	98,7	98,88	100,1	100,8	100,2	99,94	100,5	99,63	99,06	101,3	99,23	100,6	98

GRENATS

Label	70/4-P2_1	P2_2	P2_3	P2_4	P2_5	P2_6	P2_7	P2_8	P2_9	P2_10	P2_11	P2_12	P2_13	P2_14	P2_15	P2_16
SiO2	37,06	37,03	38,1	37,03	37,38	36,88	37	36,7	36,64	37,3	36,46	36,69	36,64	36,7	36,83	36,9
TiO2	0,06	0,08	0,07	0,1	0,13	0,11	0,06	0,1	0,1	0,12	0,1	0,03	0,13	0,11	0,07	0,08
Al2O3	21,65	21,48	21,84	21,67	21,27	21,26	21,46	21,27	21,25	21,3	21,35	21,18	21,38	20,86	21,28	21,06
Cr2O3	0	0,04	0	0	0,05	0	0,03	0	0,05	0,05	0	0	0	0,08	0	0
Feo(t)	32,29	32,3	30,24	31,35	33,31	34,21	34,59	32,74	34,31	34,4	33,27	34,41	33,85	32,96	33,6	32,94
MnO	1,22	1,11	0,6	0,6	0,15	0,2	0,12	0,16	0,1	0,21	0,15	0,16	0,02	0,12	0,12	0,18
MgO	1,96	1,95	2,12	1,77	1,77	1,89	1,94	1,84	1,84	1,89	1,74	1,74	1,87	1,78	1,78	1,78
CaO	6,83	6,48	6,47	7,01	6,18	6,29	6,27	6,17	6,21	6,23	6,43	6,52	6,45	6,45	6,54	6,52
Total	101,1	100,5	99,46	99,52	100,2	100,8	101,5	98,97	100,5	101,5	99,51	100,7	100,3	99,07	100,2	99,46

Label	71-22	71-23	71-24	71-55
SiO2	36,29	36,24	36,58	37,21
TiO2	0,132	0,111	0,122	0,073
Al2O3	19,52	20,03	20,57	20,43
Cr2O3	0,022	0,018	0,024	0,046
Feo(t)	30,1	32,5	30,64	32,55
MnO	0,848	0,498	1,432	0,304
MgO	2,837	1,918	2,004	1,702
CaO	5,367	6,438	6,724	6,137
Total	95,12	97,75	98,1	98,46

Label	70-1_1	1_2	1_3	1_4	1_5	1_6	1_7	1_8	1_9	1_10	1_11	1_12	1_13	1_14	1_15	1_16	1_17
SiO2	34,82	34,43	34,72	34,58	34,66	34,52	34,65	34,53	34,46	34,52	34,57	34,55	34,88	34,43	34,49	34,58	34,7
TiO2	0,145	0,123	0,191	0,159	0,078	0,098	0,12	0,143	0,158	0,108	0,136	0,211	0,066	0,178	0,109	0,245	0,211
Al2O3	20,12	19,98	20,03	19,89	20,28	20,13	20,16	19,95	19,95	20,22	20,02	19,97	20,32	20,14	20,24	20,11	20,08
Cr2O3	0,022	0,039	0,021	0,038	0,032	0,027	0,032	0,024	0,045	0,03	0,034	0,031	0,008	0,029	0,029	0,028	0,034
Feo(t)	33,17	33,07	32,37	31,36	31,76	31,57	30,48	29,76	30,05	29,31	28,89	28,65	29,52	28,49	28,55	28,61	27,98
MnO	1,347	1,818	2,309	2,643	3,476	3,88	4,496	4,685	5,1	5,333	5,906	6,205	6,27	6,895	7,802	6,711	6,776
MgO	1,347	1,302	1,194	1,136	1,125	1,077	1,003	1,024	1,032	1,036	1,039	0,974	1,083	1,087	1,088	1,109	1,048
CaO	6,836	6,711	7,244	7,644	6,756	6,681	7,019	7,192	6,856	7,291	6,976	7,113	5,652	6,397	5,506	6,576	6,919
Total	97,81	97,47	98,08	97,44	98,16	97,98	97,96	97,3	97,65	97,85	97,58	97,71	97,8	97,64	97,81	97,97	97,75

GRENATS

Label	70-1_21	1_22	1_23	1_24	1_25	1_26	1_27	1_28	1_29	1_30	1_31	1_32	1_33	1_34	1_35	1_36	1_37
SiO2	34,43	34,57	34,84	34,57	35,07	34,96	35,11	35,23	34,86	34,94	34,78	34,84	34,67	35,48	34,91	34,86	35,02
TiO2	0,16	0,176	0,241	0,241	0,224	0,149	0,106	0,145	0,142	0,122	0,109	0,125	0,11	0,131	0,087	0,107	0,118
Al2O3	20,12	20,1	20	19,9	20,22	20,14	20,32	20,19	20,33	20,24	20,25	20,11	20,03	20,34	20,24	20,2	20,11
Cr2O3	0,045	0,028	0,028	0,032	0,028	0,015	0,02	0,028	0,023	0,048	0,029	0,045	0,056	0,019	0,021	0,031	0,027
Feo(t)	29,42	28,85	29,23	29,44	29,83	31,5	32,4	32,9	33,01	34,5	33,47	33,94	33,97	33,78	33,54	32,73	31,73
MnO	6,254	5,739	5,341	4,606	4,106	3,655	2,01	1,56	1,099	0,878	1,15	0,805	0,928	0,749	1,396	1,861	2,362
MgO	1,047	1,038	1,103	1,325	1,101	1,282	1,384	1,474	1,47	1,627	1,635	1,814	1,639	1,793	1,602	1,524	1,445
CaO	6,293	7,235	7,384	7,415	7,908	6,742	6,963	7,023	6,897	6,342	6,573	6,144	6,197	6,197	6,594	6,883	6,968
Total	97,77	97,74	98,17	97,53	98,49	98,44	98,32	98,55	97,84	98,69	97,99	97,82	97,6	98,49	98,38	98,2	97,78

Label	70-1_43	1_44	1_45	1_46	1_47	1_48	1_49	1_50	1_51	1_52	1_53	1_54	1_55	1_56	1_57	1_58	1_59
SiO2	34,98	35,03	35,08	34,73	35,1	35,28	34,92	34,88	35,21	35,01	35,52	35,24	34,33	35,11	35,07	34,99	35,3
TiO2	0,128	0,138	0,18	0,183	0,169	0,188	0,236	0,16	0,158	0,191	0,16	0,166	0,148	0,127	0,147	0,142	0,153
Al2O3	20,31	20,12	20,21	20,15	20,08	20,16	20,13	20,17	20,17	20,03	20,17	20,05	19,62	20,23	20,21	20,19	20,2
Cr2O3	0,044	0,035	0,04	0,044	0,036	0,045	0,046	0,028	0,038	0,044	0,047	0,036	0,033	0,027	0,039	0,021	0,028
Feo(t)	31,31	30,68	29,63	29,8	29,38	28,5	28,8	28,99	28,57	28,98	29,17	29,83	30,36	31,15	31,09	30,96	32,05
MnO	3,355	3,861	4,376	4,992	5,175	5,351	5,808	5,818	5,726	5,229	4,985	4,529	3,771	3,235	2,805	2,594	2,316
MgO	1,299	1,268	1,139	1,105	1,042	1,011	0,966	0,994	1,013	1,011	1,011	1,044	1,612	1,117	1,169	1,148	1,237
CaO	6,762	7,063	7,646	6,995	7,269	7,494	7,221	7,252	7,308	7,575	7,551	7,509	6,833	7,454	7,629	7,705	7,163
Total	98,19	98,19	98,3	97,99	98,25	98,03	98,13	98,29	98,19	98,07	98,6	98,4	96,71	98,45	98,15	97,74	98,45

Label	70-2_1	2_2	2_3	2_4	2_5	2_6	2_7	2_8	2_9	2_10	2_11	2_12	2_13	2_14	2_15	2_16	2_17
SiO2	36,03	35,48	35,7	35,7	35,74	35,57	35,7	35,72	35,84	35,63	35,93	35,66	36,08	35,77	36,1	35,78	35,91
TiO2	0,157	0,216	0,177	0,16	0,161	0,169	0,183	0,219	0,168	0,169	0,148	0,127	0,149	0,129	0,128	0,118	0,117
Al2O3	20,31	20,21	20,42	20,25	20,39	20,29	20,3	20,33	20,38	20,21	20,34	20,38	20,42	20,3	20,32	20,51	20,45
Cr2O3	0,002	0,039	0,049	0,037	0,042	0,037	0,022	0,037	0,025	0,023	0,035	0,025	0,021	0,034	0,026	0,037	0,033
Feo(t)	28,45	28,29	29,04	28,4	28,61	28,33	28,79	28,97	29,03	29,46	29,48	29,94	30,1	30,29	31,13	31,16	31,98
MnO	5,309	5,518	5,759	5,733	5,644	5,687	5,352	5,457	5,321	5,01	4,975	4,726	4,392	3,97	3,743	3,425	3,108
MgO	0,963	0,943	0,938	0,948	0,928	0,955	0,976	0,972	0,951	0,988	1,011	1,064	1,055	1,08	1,05	1,083	1,126
CaO	7,921	7,952	7,349	7,449	7,686	7,482	7,48	7,652	7,568	7,306	7,246	7,011	7,118	7,347	7,203	6,935	6,737
Total	99,14	98,65	99,44	98,67	99,19	98,52	98,8	99,36	99,28	98,79	99,17	98,93	99,33	98,91	99,69	99,04	99,46

GRENATS

Label	70-2_18	2_19	2_20	2_21	2_22	2_23	2_24	2_25	2_26	2_27	2_28	2_29	2_30	2_31	2_32	2_33	2_34
SiO2	35,66	35,89	35,7	35,71	35,85	35,96	35,85	35,92	35,82	36,12	35,78	36,04	36,12	36,2	35,99	36,15	36,01
TiO2	0,12	0,137	0,127	0,148	0,116	0,14	0,132	0,149	0,15	0,119	0,108	0,142	0,144	0,132	0,119	0,147	0,124
Al2O3	20,47	20,37	20,4	20,36	20,28	20,28	20,39	20,38	20,42	20,4	20,44	20,37	20,36	20,33	20,38	20,5	20,52
Cr2O3	0,031	0,019	0,041	0,032	0,041	0,042	0,038	0,032	0,033	0,039	0,017	0,025	0,042	0,029	0,029	0,041	0,02
Feo(t)	32,32	32,41	32,63	32,65	33,25	33,26	33,63	34,14	34,44	34,21	34,2	34,56	34,71	34,53	34,16	34,05	33,48
MnO	2,658	2,347	2,012	1,853	1,6	1,299	1,051	0,812	0,606	0,525	0,421	0,352	0,269	0,232	0,17	0,179	0,151
MgO	1,206	1,222	1,258	1,306	1,358	1,372	1,415	1,481	1,556	1,569	1,604	1,632	1,754	1,743	1,738	1,746	1,828
CaO	6,857	6,972	6,837	6,78	6,533	6,976	6,874	6,425	6,224	6,236	6,328	6,109	5,997	6,197	6,36	6,701	6,905
Total	99,32	99,36	99	98,84	99,03	99,33	99,37	99,34	99,25	99,21	98,9	99,23	99,4	99,39	98,94	99,52	99,03

Label	70-2_35	2_36	2_37	2_38	2_39	2_40
SiO2	36,42	36,19	36,04	36,14	36,33	35,55
TiO2	0,112	0,087	0,098	0,098	0,082	0,079
Al2O3	20,67	20,46	20,68	20,62	20,55	20,08
Cr2O3	0,04	0,019	0,017	0,028	0,028	0,028
Feo(t)	33,22	33,68	33,62	33,07	32,85	31,95
MnO	0,108	0,175	0,296	0,34	0,593	1,198
MgO	1,849	1,988	1,995	2,048	2,086	2,047
CaO	6,726	6,485	6,87	6,903	6,763	7,116
Total	99,15	99,09	99,62	99,24	99,29	98,05

Label	169/1_1	1_2	1_3	1_4	1_5	1_6	1_7	1_8	1_10	1_11	1_12	1_13	1_14
SiO2	37,36	37,22	36,77	37,07	36,96	36,58	36,59	37,03	99,76	36,61	37,87	36,63	36,99
TiO2	0,26	0	0,22	0,25	0,23	0,21	0,03	0,07	0,01	0,29	0	0,28	0,04
Al2O3	20,09	19,91	20,08	19,76	19,87	20,14	19,93	20,17	0	19,61	20,06	19,64	20,14
Cr2O3	0,02	0	0	0,09	0	0	0	0	0	0	0	0,07	0
Feo(t)	14,7	23,86	15,34	14,2	13,38	13,55	24,02	22,69	0,11	13,41	22,71	14,59	24,22
MnO	22,51	13,83	22,04	22,32	23,08	22,75	14,14	13,84	0	24,23	13,76	21,5	13,27
MgO	2,24	0,4	2,23	2,28	1,71	1,87	0,6	0,44	0	1,7	0,46	2,05	0,58
CaO	3,24	4,57	3,07	2,87	3,61	3,7	4,09	4,89	0,03	3,38	4,36	3,13	4,35
Total	100,4	99,79	99,75	98,84	98,84	98,8	99,4	99,13	99,91	99,23	99,22	97,89	99,59

GRENATS

Label	53/1-5	53/1-6	53/4-8	53/4-9	53-Gre2_1	2_2	2_3	2_4	2_5	2_6	2_7	2_8	2_9	2_10	2_11	2_12
SiO2	37,23	37,34	37,08	36,67	37,53	37,31	37,63	37,85	37,41	37,83	37,44	37,77	36,92	37,8	37,15	37,46
TiO2	0,06	0,12	0,07	0	0,071	0,059	0,072	0,057	0,063	0,096	0,092	0,061	0,064	0,073	0,046	0,089
Al2O3	20,14	19,76	19,84	20,05	20,76	20,92	21,19	21,11	20,96	21,06	20,95	20,87	20,62	20,97	20,75	20,74
Cr2O3	0	0	0,04	0	0,026	0,02	0,014	0,011	0,01	0,03	0,018	0,04	0,009	0,052	0,034	0,033
Feo(t)	30,88	27,95	33,49	33,04	30,34	31,02	31,46	31,64	30,69	31,4	31,97	32,13	31,63	31,63	31,5	31,23
MnO	1,29	4,44	0,75	1,1	2,609	0,667	0,676	0,712	0,588	0,617	0,59	0,516	0,489	0,491	0,516	0,5
MgO	1,06	0,58	1,23	1,33	1,575	1,632	1,539	1,541	1,43	1,427	1,44	1,463	1,398	1,349	1,384	1,301
CaO	9,68	9,3	6,8	7,44	7,364	7,598	7,389	7,537	8,041	8,128	7,382	7,399	7,306	7,586	7,654	7,469
Total	100,3	99,49	99,3	99,63	100,3	99,23	99,97	100,5	99,19	100,6	99,88	100,3	98,44	99,95	99,04	98,83

Label	53-Gre2_13	2_14	2_15	2_16	2_17	2_18	2_19	2_20	2_21	2_22	2_23	2_24	2_25	2_26	2_27	2_28	2_29
SiO2	37,08	37,34	37,32	37,68	37,14	37,45	37,08	37,32	36,56	37,41	36,98	36,96	36,97	36,94	36,77	36,73	36,62
TiO2	0,065	0,086	0,075	0,102	0,097	0,108	0,115	0,068	0,124	0,104	0,112	0,11	0,114	0,125	0,085	0,141	0,112
Al2O3	20,84	20,67	20,92	20,97	20,56	20,64	20,68	20,61	20,35	20,75	20,82	20,79	20,78	20,66	20,55	20,47	20,56
Cr2O3	0,054	0,057	0,012	0,025	0,043	0,077	0,078	0,058	0,022	0,039	0,044	0,06	0,033	0,069	0,028	0,027	0,044
Feo(t)	31,38	31,82	32,21	32,82	31,61	31,35	31,98	32,12	30,86	32,73	32,39	32,64	32,61	31,92	32,58	32,53	33,12
MnO	0,484	0,544	0,566	0,577	0,574	0,633	0,697	0,75	0,756	0,814	0,822	0,783	0,865	0,891	0,916	0,851	0,984
MgO	1,3	1,323	1,348	1,362	1,329	1,292	1,287	1,269	1,314	1,317	1,302	1,325	1,325	1,292	1,3	1,366	1,376
CaO	7,637	7,371	7,522	7,069	7,343	7,709	7,346	6,901	7,027	6,837	7,084	6,901	6,727	6,986	6,658	6,225	5,987
Total	98,85	99,22	99,96	100,6	98,69	99,26	99,26	99,09	97,02	100	99,55	99,58	99,42	98,89	98,88	98,35	98,8

Label	53-Gre2_30	2_31	2_32	2_33	2_34	2_35	2_36	2_37	2_38	2_39	2_40	2_41	2_42	2_43	2_44	2_45	2_46
SiO2	37,39	36,81	30,41	36,62	37,74	36,97	37,66	37,38	37,13	37,33	31,28	36,79	36,94	36,36	36,84	36,25	36,84
TiO2	0,114	0,084	0,091	0,07	0,117	0,129	0,1	0,09	0,091	0,101	0,108	0,117	0,142	0,121	0,106	0,114	0,132
Al2O3	20,27	20,37	17,29	20,12	20,43	20,29	20,68	20,34	20,5	20,37	18,29	21,16	20,66	20,72	20,53	20,64	20,49
Cr2O3	0,043	2E-04	0,031	0,027	0,03	0,016	0,035	0,042	0,038	0,019	0,046	0,012	0,038	0,013	0,022	0,029	0,037
Feo(t)	32,71	33,08	32,74	32,51	33,44	32,65	33,06	31,97	32,89	31,58	31,26	31,37	30,12	29,9	30,02	30,24	30,14
MnO	0,886	0,906	0,788	0,844	0,84	0,844	0,913	0,818	0,905	0,915	0,849	0,845	0,913	0,969	1,121	1,139	1,249
MgO	1,317	1,353	1,258	1,393	1,361	1,327	1,296	1,255	1,307	1,251	1,346	1,019	1,126	1,098	1,102	1,12	1,144
CaO	6,071	5,828	5,588	5,707	5,909	5,85	6,507	6,88	6,472	7,258	7,453	7,316	8,62	8,914	8,913	8,675	8,574
Total	98,8	98,42	88,19	97,3	99,86	98,07	100,3	98,78	99,33	98,82	90,63	98,63	98,56	98,1	98,65	98,21	98,61

GRENATS

Label	53-Gre2_47	2_48	2_49	53-Gre1_1	1_2	1_3	1_4	1_5	1_6	1_7	1_8	1_9	1_10	1_11	1_12	1_13
SiO2	35,59	35,84	23,34	37,43	36	37,45	32,19	36,79	37,48	37,91	37,83	38,02	37,86	37,8	37,24	37,61
TiO2	0,041	0,12	0,058	0,112	0,118	0,087	0,029	0,045	0,078	0,107	0,118	0,092	0,109	0,103	0,119	0,108
Al2O3	20,28	19,75	18,86	20,78	19,76	20,42	17,29	20,23	20,65	20,75	20,71	20,78	20,77	20,93	20,93	20,95
Cr2O3	0,043	0,025	0,022	0,032	0,03	0,024	0,04	0,019	0,013	0,023	0,033	0,039	0,01	0,007	0,026	0,024
Feo(t)	20,34	17,74	35,17	18,28	17,23	19,08	19,15	23,59	29,65	30,75	30,37	30,68	30,9	31,47	31,28	31,84
MnO	14,91	17,63	0,562	17,92	16,19	17,2	12,59	11,97	2,909	1,094	1,037	1,098	0,982	0,997	0,986	0,94
MgO	0,215	0,143	6,78	0,139	0,228	0,183	0,281	0,266	0,974	1,165	1,148	1,162	1,148	1,198	1,213	1,214
CaO	5,7	6,038	0,113	5,857	5,783	5,187	4,581	5,484	7,922	8,557	8,656	8,455	8,423	8,141	7,848	7,752
Total	97,13	97,28	84,9	100,5	95,34	99,63	86,16	98,4	99,68	100,3	99,9	100,3	100,2	100,6	99,65	100,4

Label	53-Gre1_14	1_15	1_16	1_17	1_18	1_19	1_20	1_21	1_22	1_23	1_24	1_25	1_26	1_27	1_28	1_29	1_30
SiO2	37,09	37,41	37,11	37,97	37,02	37,28	36,98	37,63	36,15	35,87	37,33	37,58	37,46	33,25	37,57	37,58	37,4
TiO2	0,122	0,101	0,097	0,041	0,081	0,126	0,116	0,09	0,092	0,105	0,088	0,09	0,106	0,158	0,1	0,114	0,114
Al2O3	20,95	20,81	20,81	5,377	20,78	20,63	20,83	20,64	19,98	20,25	20,85	20,72	20,8	18,42	20,82	20,82	20,89
Cr2O3	0,034	0,035	0,061	0,072	0,044	0,009	0,039	0,042	0,039	0,052	0,041	0,048	0,05	0,024	0,025	0,015	0,035
Feo(t)	31,43	32,31	32,77	9,158	33,31	33,76	33,99	33,66	32,12	32,44	33,09	32,48	32,87	28,56	32,57	32,9	32,09
MnO	0,901	0,924	0,925	0,306	0,872	0,854	0,951	0,868	0,809	0,82	0,812	0,846	0,788	0,597	0,673	0,709	0,586
MgO	1,214	1,247	1,288	0,291	1,376	1,294	1,364	1,401	1,386	2,032	1,314	1,338	1,327	1,246	1,38	1,332	1,314
CaO	7,822	7,402	6,831	1,733	6,466	5,97	5,919	5,833	6,217	6,373	6,782	6,905	6,843	6,561	7,005	7,155	7,553
Total	99,57	100,2	99,89	54,94	99,95	99,92	100,2	100,2	96,8	97,94	100,3	100	100,2	88,81	100,1	100,6	99,97

Label	53-Gre1_31	1_32	1_33	1_34	1_35	1_36	1_37	1_38	1_39	1_40	1_41	1_42	1_43	1_44	1_45	1_46	1_47
SiO2	37,75	37,49	37,64	37,33	37,73	37,25	37,75	37,49	37,87	37,45	37,76	37,65	37,86	37,02	37,15	37,06	37,2
TiO2	0,107	0,081	0,087	0,092	0,083	0,072	0,092	0,077	0,076	0,099	0,082	0,087	0,062	0,038	0,073	0,127	0,09
Al2O3	20,78	21,02	20,85	20,8	20,95	20,82	20,93	20,92	20,88	20,84	20,78	20,79	20,92	20,71	20,34	20,43	20,49
Cr2O3	0,076	0,046	0,033	0,016	0,026	0,043	0,047	0,019	0,035	0,029	0,007	0,03	0,01	2E-04	0,017	0,03	0,012
Feo(t)	32,19	32,12	32,21	31,96	32,26	31,64	32,08	31,7	31,51	31,39	31,65	31,46	30,94	22,62	18,69	18,14	17,98
MnO	0,685	0,598	0,501	0,582	0,514	0,527	0,571	0,575	0,627	0,631	0,762	0,808	2,041	13,53	16,88	17,65	17,7
MgO	1,272	1,346	1,351	1,366	1,366	1,386	1,408	1,434	1,437	1,477	1,557	1,551	1,451	0,336	0,203	0,166	0,148
CaO	7,655	7,587	7,548	7,549	7,59	8,124	7,863	7,891	7,983	7,901	7,354	7,31	6,946	5,223	5,477	5,965	5,995
Total	100,5	100,3	100,2	99,7	100,5	99,87	100,7	100,1	100,4	99,81	99,95	99,69	100,2	99,47	98,83	99,57	99,62

GRENATS

Label	53-Gre1_48	1_49	1_50	53-c1_3	c1_4	c1_5	c1_6	c1_7	c1_8	c1_9	c1_10	c1_11	c1_12	c1_13	c1_14	c1_15
SiO2	34,26	48,76	51,39	37,03	36,85	45,22	45,64	36,98	36,34	37,16	37,07	36,61	36,66	36,35	36,24	36,65
TiO2	0,164	0,214	0,193	0,12	0,10	0,33	0,34	0,08	0,05	0,14	0,08	0,13	0,10	0,11	0,07	0,11
Al2O3	18,05	29,21	27,68	20,88	20,78	32,95	32,74	20,87	20,86	21,15	21,11	20,78	20,70	20,77	20,50	20,93
Cr2O3	0,04	0,024	0,021	0,03	0,01	0,03	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,00	0,04	0,05	0,03	0,06
Feo(t)	20,99	5,15	4,848	32,41	31,84	3,68	3,82	30,64	30,58	31,62	31,30	31,20	28,42	31,07	28,77	30,73
MnO	11,11	0,166	0,131	2,11	2,27	0,13	0,10	4,02	4,01	1,34	1,41	1,71	5,68	2,90	7,96	6,46
MgO	2,13	1,894	1,788	2,17	2,14	2,68	2,54	2,06	2,12	2,25	2,20	2,31	1,54	2,17	1,42	1,70
CaO	4,065	0,062	0,045	5,58	5,43	0,08	0,06	4,93	4,91	6,20	6,43	6,17	5,77	5,15	3,76	3,31
Total	90,81	85,49	86,1	0,02	0,03	7,47	9,24	0,05	0,05	0,08	0,04	0,04	0,06	0,05	0,15	0,04

Label	53-c1_16	c1_17	c1_18	c1_19	c1_20	c1_21	c1_22	c1_23	c1_24	53-d1_40	d1_41	d1_42	d1_43	d1_44	d1_45	d1_46
SiO2	37,15	37,25	37,38	37,20	37,02	37,06	68,84	64,77	70,43	36,72	36,70	36,93	36,70	36,95	36,71	36,45
TiO2	0,11	0,13	0,07	0,24	0,13	0,13	0,01	0,02	0,00	0,04	0,07	0,11	0,09	0,10	0,09	0,11
Al2O3	20,95	20,86	21,16	20,97	21,04	20,92	18,88	19,82	19,39	20,78	20,70	20,90	20,92	21,07	21,09	20,87
Cr2O3	0,01	0,02	0,04	0,07	0,04	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,04	0,04	0,00	0,00	0,04	0,04
Feo(t)	31,57	31,60	30,20	30,48	31,08	31,05	0,83	1,34	0,50	26,66	24,01	32,83	28,21	31,49	32,17	30,69
MnO	1,35	1,23	2,64	3,47	2,21	2,53	0,01	0,01	0,02	10,01	12,63	0,92	7,15	2,41	0,80	0,98
MgO	2,07	2,16	2,08	2,10	2,00	2,08	0,58	1,34	0,37	0,45	0,38	1,26	0,74	1,12	1,33	1,14
CaO	6,46	6,27	6,25	5,61	6,26	5,97	0,29	1,89	0,38	4,50	4,98	6,38	5,93	6,74	7,36	8,46
Total	0,07	0,04	0,02	0,03	0,04	0,03	11,25	6,38	10,78	0,10	0,11	0,08	0,09	0,04	0,12	0,03

Label	53-d1_47	d1_48	d1_49	d1_50	d1_51	d1_52	d1_53	d1_54	d1_55	d1_56	d1_57	d1_58	d1_59	d1_60	d1_61
SiO2	36,60	35,91	24,50	36,71	37,03	36,75	37,01	37,27	37,28	36,90	36,62	36,93	37,14	37,38	37,23
TiO2	0,10	0,05	0,09	0,08	0,09	0,11	0,15	0,11	0,10	0,09	0,10	0,17	0,11	0,04	0,11
Al2O3	20,96	20,47	14,13	20,94	21,16	20,75	20,77	21,19	20,97	21,05	20,83	21,08	21,07	21,22	21,02
Cr2O3	0,04	0,03	0,05	0,07	0,03	0,04	0,04	0,01	0,03	0,01	0,00	0,04	0,05	0,01	0,02
Feo(t)	30,01	31,14	32,29	32,86	31,62	17,65	17,98	29,03	27,33	30,35	18,56	28,14	33,41	31,15	32,94
MnO	1,57	0,59	0,71	0,78	0,70	18,03	17,63	3,06	4,90	3,15	17,10	3,29	0,99	0,61	0,95
MgO	1,08	1,49	1,37	1,36	1,60	0,15	0,15	1,24	1,06	0,93	0,18	1,30	1,35	1,50	1,30
CaO	8,97	7,50	6,80	6,67	7,44	6,28	6,54	7,70	7,88	7,54	5,84	8,52	6,22	7,72	6,74
Total	0,11	0,01	0,02	0,15	0,06	0,04	0,05	0,10	0,03	0,08	0,07	0,07	0,08	0,14	0,04

GRENATS

Label	53-Gre3_8	3_9	3_10	3_11	3_12	3_13	3_14	3_15	3_16	3_17	3_18	3_19	3_20	53-Gre4_2	4_3	4_4
SiO2	37,45	36,69	36,57	36,07	35,87	36,09	35,57	36,1	35,71	36,27	35,88	36,09	35,86	37,38	37,36	36,73
TiO2	0,133	0,118	0,066	0,058	0,15	0,173	0,211	0,205	0,179	0,144	0,138	0,144	0,19	0,192	0,226	0,196
Al2O3	20,81	20,18	20,33	20,35	20,35	20,37	20,37	20,43	20,24	20,34	20,3	20,39	20,39	20,77	20,75	20,79
Cr2O3	0,01	0,036	0,035	0,027	0,054	0,032	0,011	0,031	0,049	0,024	0,044	0,009	0,049	0,024	0,01	0,018
Feo(t)	17,25	17,91	18,82	20,27	24,15	25,69	25,53	25,41	25,66	26,09	26,67	26,68	26,26	26,86	26,78	27,15
MnO	16,57	16,1	14,84	13,12	6,778	4,333	4,049	3,866	3,88	3,808	3,566	3,62	3,479	5,092	4,846	4,847
MgO	0,245	0,18	0,181	0,221	0,611	0,79	0,858	0,959	0,974	1,068	1,127	1,156	1,127	0,551	0,55	0,524
CaO	5,953	5,66	5,576	5,865	8,1	9,32	9,475	9,193	9,137	8,835	8,41	8,756	8,878	9,435	9,324	9,311
Total	98,41	96,88	96,4	95,98	96,07	96,79	96,08	96,2	95,83	96,58	96,14	96,85	96,23	100,3	99,84	99,57

Label	53-Gre4_5	4_6	4_7	4_8	4_9	4_10	4_11	4_12	4_13	4_14	4_15	4_16	4_17	4_18	4_19	4_20	4_21
SiO2	37,03	36,6	37,1	36,73	36,89	36,62	37,69	37,72	37,81	37,91	37,55	37,79	37,64	37,77	37,48	37,53	37,3
TiO2	0,212	0,216	0,215	0,212	0,216	0,189	0,203	0,15	0,163	0,097	0,153	0,139	0,123	0,134	0,112	0,111	0,011
Al2O3	20,75	20,74	20,75	20,74	20,74	20,68	20,63	20,55	20,49	20,62	20,49	20,74	20,58	20,58	20,72	20,6	20,58
Cr2O3	0,027	0,002	0,021	0,008	0,038	0,033	0,016	2E-04	0,055	0,02	0,028	0,036	0,03	0,058	2E-04	0,039	0,03
Feo(t)	27,5	27,23	27,17	27,6	27,83	28,28	28,31	28,5	28,3	29,63	29,36	29,49	29,1	29,56	29,46	29,79	22,76
MnO	4,71	4,714	4,588	4,419	4,371	4,296	4,169	3,905	3,688	3,454	3,235	3,324	3,349	3,366	3,651	3,629	13,42
MgO	0,563	0,576	0,535	0,556	0,579	0,603	0,614	0,611	0,645	0,7	0,667	0,671	0,73	0,762	0,77	0,796	0,206
CaO	9,458	8,968	9,367	9,129	9,077	8,657	8,789	8,807	8,915	8,052	8,585	8,375	8,113	8,174	7,911	7,271	5,497
Total	100,2	99,04	99,75	99,4	99,75	99,36	100,4	100,2	100,1	100,5	100,1	100,6	99,67	100,4	100,1	99,77	99,8

Label	53-Gre4_22	4_23	4_24	4_25	4_26	4_27	4_28	4_29	4_30	4_31	4_32	4_33	4_34	4_35	4_36	4_37	4_38
SiO2	37,64	37,85	37,8	37,76	37,7	37,92	37,55	37,81	37,72	37,82	37,6	37,64	37,32	37,53	37,57	37,67	37,5
TiO2	0,086	0,112	0,12	0,111	0,111	0,099	0,12	0,098	0,115	0,128	0,102	0,1	0,094	0,073	0,111	0,071	0,095
Al2O3	20,88	20,86	20,88	20,77	20,87	20,78	20,8	20,94	20,75	20,79	20,79	20,72	20,8	20,7	20,6	20,71	20,73
Cr2O3	0,056	0,027	0,037	0,03	0,034	0,004	0,019	0,025	0,044	0,033	0,021	0,017	0,034	3E-04	0,032	0,038	0,016
Feo(t)	30,68	29,67	29,9	30,44	30,48	30,78	31,05	31,87	31,67	32,29	32,73	33,19	33,15	33,87	33,01	32,66	32,34
MnO	1,681	1,477	1,311	1,052	0,993	0,979	1,024	1,017	0,889	0,972	0,959	0,89	0,847	0,883	0,806	0,821	0,726
MgO	1,047	1,07	1,056	1,108	1,125	1,162	1,109	1,209	1,166	1,176	1,2	1,292	1,284	1,291	1,319	1,3	1,27
CaO	8,84	9,127	9,344	9,294	8,789	8,793	8,27	7,713	8,246	7,623	7,021	6,388	6,638	6,172	6,333	6,67	7,457
Total	100,9	100,2	100,5	100,6	100,1	100,5	99,94	100,7	100,6	100,8	100,4	100,2	100,2	100,5	99,78	99,94	100,1

GRENATS

Label	53-Gre4_39	4_40	4_41	4_42	4_43	4_44	4_45	4_46	53-Gre5_2	5_3	5_4	5_5	5_6	5_7	5_8	5_9
SiO2	37,5	37,59	37,62	37,49	37,35	37,41	37,67	36,93	36,06	36,94	37,33	37,8	37,65	37,76	37,67	37,59
TiO2	0,058	0,099	0,092	0,086	0,097	0,079	0,074	0,086	0,14	0,128	0,069	0,086	0,092	0,108	0,081	0,117
Al2O3	20,45	20,7	20,59	20,63	20,55	20,8	20,75	20,29	19,5	20,2	20,63	20,6	20,82	20,71	20,86	20,76
Cr2O3	0,055	0,032	0,043	0,022	0,055	0,039	0,036	0,024	0,043	0,004	0,035	0,02	0,026	0,024	0,033	0,024
Feo(t)	32,82	32,72	32,11	32,14	31,6	31,93	31,71	20,8	18,1	18,5	29,44	32,2	32,13	32,21	32,78	32,76
MnO	0,636	0,613	0,611	0,631	0,573	0,586	0,619	15,51	16,4	17,5	3,507	0,58	0,563	0,579	0,575	0,598
MgO	1,318	1,338	1,322	1,386	1,329	1,356	1,35	0,194	0,175	0,187	1,084	1,405	1,404	1,388	1,382	1,321
CaO	6,946	7,211	7,665	7,368	7,796	7,553	8,028	5,345	7,016	5,925	7,197	7,668	7,606	7,646	7,385	7,332
Total	99,78	100,3	100,1	99,75	99,35	99,76	100,2	99,18	97,43	99,38	99,28	100,4	100,3	100,4	100,8	100,5

Label	53-Gre5_10	5_11	5_12	5_13	5_14	5_15	5_16	5_17	5_18	5_19	5_20	5_21	5_22	5_23	5_24	5_25	5_26
SiO2	37,52	37,91	37,65	37,82	37,78	37,59	37,42	37,55	37,77	35,3	37,4	37,68	35,39	37,84	37,19	37,64	37,38
TiO2	0,107	0,116	0,083	0,076	0,102	0,095	0,108	0,088	0,091	0,086	0,109	0,108	0,078	0,103	0,09	0,106	0,071
Al2O3	20,59	20,79	20,67	20,86	20,72	20,7	20,82	20,74	21,07	19,46	20,84	20,67	19,57	20,83	20,61	20,69	20,68
Cr2O3	0,038	0,032	0,013	0,023	0,024	0,016	0,03	0,033	0,047	0,033	0,042	0,036	0,024	0,048	0,047	0,057	0,045
Feo(t)	32,53	32,57	32,59	32,43	32,22	32,4	33,1	33,06	32,89	31,06	33,6	33,37	31,95	33,35	33,58	33,5	33,45
MnO	0,581	0,592	0,755	0,665	0,722	0,822	0,802	0,743	0,814	0,808	0,879	0,838	0,81	0,801	0,885	0,855	0,871
MgO	1,382	1,378	1,372	1,35	1,355	1,36	1,344	1,318	1,329	1,359	1,335	1,385	1,301	1,328	1,356	1,326	1,374
CaO	7,319	7,21	6,811	7,189	7,05	6,982	6,719	6,468	6,763	6,051	6,32	6,104	5,802	6,347	6,233	6,565	6,238
Total	100,1	100,6	99,94	100,4	99,98	99,96	100,3	100	100,8	94,16	100,5	100,2	94,92	100,6	99,99	100,7	100,1

Label	53-Gre5_27	5_28	5_29	5_30	5_31	5_32	5_33	5_34	5_35	5_36	5_37	5_38	5_39	5_40	5_41	5_42	5_43
SiO2	37,86	37,61	37,62	37,49	37,85	37,67	37,86	37,73	37,97	37,77	37,68	37,78	37,79	37,74	37,78	37,52	37,65
TiO2	0,089	0,089	0,092	0,082	0,11	0,104	0,101	0,102	0,144	0,102	0,129	0,096	0,114	0,112	0,095	0,107	0,106
Al2O3	20,84	20,94	20,77	20,88	20,91	20,71	20,78	20,77	20,77	20,83	20,74	20,73	20,82	20,72	20,91	20,79	20,85
Cr2O3	0,048	0,05	0,025	0,045	0,039	0,03	0,021	0,026	0,031	0,03	0,029	0,021	0,04	0,026	0,019	0,03	0,03
Feo(t)	33,43	32,52	32,25	31,06	30,43	30,21	30,66	30,78	30,47	30,41	30,96	31,08	31,83	31,82	32,16	32,31	32,38
MnO	0,953	0,938	0,916	0,941	0,925	0,967	1,07	1,012	0,932	0,98	1,076	0,931	0,928	0,925	1,039	0,924	0,884
MgO	1,297	1,248	1,191	1,208	1,136	1,169	1,201	1,096	1,128	1,108	1,125	1,132	1,182	1,194	1,257	1,221	1,199
CaO	6,217	6,919	7,768	8,321	8,987	8,541	8,435	8,427	9,006	8,767	8,546	8,48	7,937	7,514	7,243	7,39	7,407
Total	100,7	100,3	100,6	100	100,4	99,4	100,1	99,94	100,5	99,99	100,3	100,2	100,6	100,1	100,5	100,3	100,5

GRENATS

Label	53-Gre5_44	5_45	5_46	5_47	5_48	5_49	5_50	53-Gre6_1	6_2	6_3	6_4	6_5	6_6	6_7	6_8	6_9
SiO2	37,53	37,61	37,48	35,66	37,52	37,85	37,31	52,72	55,71	38,91	36,81	36,96	36,97	36,93	36,94	37,17
TiO2	0,109	0,093	0,086	0,119	0,107	0,132	0,05	0,114	0,11	0,127	0,114	0,122	0,116	0,102	0,105	0,02
Al2O3	20,86	20,84	20,91	19,68	20,81	20,96	20,8	26,72	26,15	21,49	20,24	20,3	20,24	20,45	20,46	20,5
Cr2O3	0,024	2E-04	0,036	0,044	0,006	0,057	0,038	0,063	0,049	0,024	0,026	0,044	0,03	0,031	0,019	0,032
Feo(t)	32,36	32,59	32,03	30,74	32,63	32,93	27,61	3,837	3,787	16,7	17,39	17,8	17,99	19,57	19,72	21,71
MnO	0,912	0,911	0,874	0,84	0,835	0,929	7,765	0,159	0,17	14,09	17,84	17,6	17,33	16,34	15,86	13,98
MgO	1,259	1,291	1,271	0,964	1,293	1,311	0,63	3,146	2,925	0,697	0,12	0,169	0,158	0,211	0,162	0,208
CaO	7,307	7,271	7,272	6,458	6,771	6,668	5,413	0,037	0,029	5,041	6,235	6,023	5,85	5,387	5,309	5,649
Total	100,4	100,6	99,96	94,51	99,97	100,8	99,62	86,8	88,92	97,08	98,77	99,01	98,68	99,02	98,57	99,27

Label	53-Gre6_10	6_11	6_12	6_13	6_14	6_15	6_16	6_17	6_18	6_19	6_20	6_21	6_22	6_23	6_24	6_25	6_26
SiO2	37,17	37,73	37,5	37,66	37,58	37,68	37,37	37,6	37,5	37,52	37,41	37,72	37,45	37,51	37,7	37,71	37,54
TiO2	0,058	0,17	0,155	0,127	0,172	0,154	0,158	0,148	0,132	0,131	0,129	0,143	0,147	0,12	0,152	0,191	0,217
Al2O3	20,36	20,65	20,66	20,78	20,68	20,72	20,71	20,68	20,77	20,7	20,86	20,62	20,78	20,66	20,57	20,63	20,52
Cr2O3	0,043	0,03	0,041	0,011	0,015	0,011	0,039	0,019	0,015	0,03	0,054	0,027	0,039	0,02	0,015	0,074	0,096
Feo(t)	21,82	26,14	26,46	26,88	26,44	27,09	26,95	27,52	27,12	26,82	26,98	26,79	27,12	26,71	26,51	26,51	26,52
MnO	12,96	6,243	4,256	4,41	4,401	4,41	4,831	4,727	4,886	4,641	4,852	4,827	4,676	4,922	4,796	5,004	4,747
MgO	0,289	0,643	0,783	0,758	0,775	0,766	0,746	0,762	0,706	0,661	0,685	0,704	0,691	0,68	0,709	0,689	0,684
CaO	6,176	8,707	9,634	9,383	9,805	9,595	9,351	8,942	9,15	9,415	9,107	9,307	9,212	9,273	9,413	9,554	9,541
Total	98,87	100,3	99,49	100	99,87	100,4	100,2	100,4	100,3	99,92	100,1	100,1	100,1	99,89	99,85	100,4	99,86

Label	53-Gre6_27	6_28	6_29	6_30	6_31	6_32	6_33	6_34	6_35	6_36	6_37	6_38	6_39	6_40	53-Gre7_2	7_3
SiO2	37,7	37,52	39,35	37,79	37,23	36,98	37,01	36,32	36,47	37,43	36,63	36,28	36,37	36,24	37,26	37,12
TiO2	0,215	0,227	0,233	0,221	0,232	0,239	0,181	0,085	0,059	0,103	0,075	0,068	0,1	0,099	0,083	0,115
Al2O3	20,65	20,66	21,33	20,88	20,75	20,85	20,71	20,85	20,83	20,36	20,69	20,61	20,58	20,56	20,56	20,47
Cr2O3	0,026	0,023	0,021	0,04	0,01	0,063	0,015	0,003	0,008	0,012	0,017	0,036	0,029	0,019	0,03	0,017
Feo(t)	26,52	26,14	24,86	25,65	25,48	25,42	25,38	22,21	19,92	18,97	18,24	17,75	17,8	17,59	18,83	17,56
MnO	4,756	5,031	4,826	5,152	5,218	5,244	5,479	11,43	15,74	15,57	17,55	17,64	18,26	18,07	16,07	18,01
MgO	0,732	0,711	0,795	0,651	0,706	0,642	0,631	0,291	0,186	0,35	0,191	0,178	0,156	0,121	0,31	0,14
CaO	9,495	9,52	9,373	10,02	10,07	10,21	10,14	6,884	5,536	5,229	5,686	5,687	5,88	6,147	6,147	5,969
Total	100,1	99,83	100,8	100,4	99,7	99,64	99,54	98,08	98,75	98,01	99,08	98,25	99,17	98,84	99,29	99,4

GRENATS

Label	53-Gre7_4	7_5	7_6	7_7	7_8	7_9	7_10	7_11	7_12	7_13	7_14	7_15	7_16	7_17	7_18	7_19	7_20
SiO2	37,15	37,15	37,49	37,56	37,45	37,59	37,73	37,69	37,55	37,56	37,45	37,59	37,44	37,65	37,45	37,68	37,59
TiO2	0,109	0,063	0,142	0,124	0,13	0,128	0,138	0,119	0,122	0,124	0,099	0,101	0,112	0,097	0,102	0,137	0,093
Al2O3	20,62	20,47	20,77	20,75	20,64	20,64	20,61	20,68	20,64	20,76	20,69	20,74	20,7	20,63	20,59	20,62	20,7
Cr2O3	0,032	0,028	0,015	0,017	0,032	0,023	0,025	0,021	0,039	0,028	0,041	0,042	0,008	0,046	0,012	0,047	0,016
Feo(t)	18,42	20,35	28,73	28,79	28,27	28,92	28,57	29,15	28,87	29,15	29,05	29,26	29,4	29,66	29,53	29,61	29,18
MnO	17,08	15,1	3,875	3,837	3,696	3,753	3,856	3,647	3,783	3,805	3,884	3,77	3,652	3,422	3,366	3,536	3,265
MgO	0,187	0,197	0,682	0,715	0,701	0,678	0,762	0,764	0,72	0,761	0,743	0,747	0,772	0,782	0,818	0,839	0,84
CaO	5,379	5,54	8,372	8,449	8,528	8,473	8,272	8,142	8,027	8,098	7,885	7,945	7,83	7,793	7,896	7,691	7,872
Total	98,98	98,89	100,1	100,3	99,45	100,2	99,96	100,2	99,74	100,3	99,84	100,2	99,93	100,1	99,76	100,2	99,56

Label	53-Gre7_21	7_22	7_23	7_24	7_25	7_26	7_27	7_28	7_29	7_30	7_31	7_32	7_33	7_34	7_35	7_36	7_37
SiO2	37,68	37,58	37,45	37,44	37,62	37,59	37,76	37,63	37,72	37,68	38,1	27,11	37,91	37,48	36,39	37,59	37,89
TiO2	0,054	0,074	0,12	0,094	0,084	0,1	0,109	0,114	0,118	0,099	0,113	0,099	0,095	0,101	0,108	0,121	0,122
Al2O3	20,75	20,81	20,69	20,83	20,77	20,85	20,78	20,78	20,85	20,87	20,81	17,63	20,73	20,84	20,25	20,83	20,73
Cr2O3	0,014	0,011	2E-04	0,039	0,048	0,036	0,049	0,019	0,04	0,027	0,039	0,068	2E-04	0,029	0,027	0,027	0,03
Feo(t)	29,63	29,88	29,54	30,03	30,29	30,4	30,5	29,98	30	30,28	29,74	29,77	30,23	30,89	30,78	30,37	30,27
MnO	3,192	2,938	2,729	2,477	2,083	1,741	1,611	1,466	1,326	1,206	1,144	0,465	1,082	1,038	1	0,948	0,916
MgO	0,84	0,892	0,898	0,948	0,998	1,031	1,074	1,078	1,093	1,088	1,086	4,258	1,117	1,15	1,403	1,1	1,171
CaO	7,876	7,794	8,152	8,197	8,398	8,731	8,571	8,798	9,006	8,925	9,103	2,984	8,796	8,543	7,455	8,79	8,861
Total	100	99,98	99,58	100,1	100,3	100,5	100,5	99,86	100,1	100,2	100,1	82,39	99,96	100,1	97,42	99,77	100

Label	53-Gre7_38	7_39	7_40	7_41	7_42	7_43	7_44	7_45	7_46	7_47	7_48	7_49	7_50
SiO2	37,73	37,75	37,44	37,89	30,68	37,51	37,36	37,73	37,54	37,55	37,61	37,6	37,75
TiO2	0,1	0,098	0,079	0,091	0,123	0,121	0,118	0,105	0,129	0,105	0,089	0,136	0,149
Al2O3	20,77	20,68	20,79	20,69	19,02	20,94	20,83	20,75	20,87	20,82	20,79	20,77	20,7
Cr2O3	0,034	0,008	0,046	0,025	0,052	0,036	0,026	0,037	0,048	0,013	0,022	0,025	0,039
Feo(t)	30,32	30,37	31,24	31,53	36,27	31,85	31,44	31,65	31,78	32,46	32,23	32,32	31,93
MnO	0,999	0,943	1,052	0,931	0,815	0,95	0,936	0,816	0,863	0,9	0,897	0,912	0,874
MgO	1,08	1,101	1,171	1,125	1,009	1,178	1,195	1,183	1,178	1,277	1,204	1,26	1,334
CaO	8,869	8,865	8,383	8,144	6,454	8,036	8,165	7,994	7,749	7,521	7,402	7,197	6,723
Total	99,91	99,82	100,2	100,4	94,42	100,6	100,1	100,3	100,2	100,6	100,2	100,2	99,51

GRENATS

Label	22_1	22_2	22_3	22_4	22_5	22_6	22_7	22_8	22_9	22_10	22_11	22_12	22_13	22_14	22_15	22_16	22_17
SiO2	36,03	36,65	36,73	37,64	36,15	38,16	36,42	36,64	36,48	37,38	35,43	36,28	36,34	36,25	36,61	36,63	36,39
TiO2	0,04	0,05	0,075	0,114	0,025	0,069	0,042	0,009	0,088	0,115	0,178	0,135	0,086	0,019	0,047	0,125	0,066
Al2O3	19,9	20,43	20,42	21,03	20,45	21,41	20,23	20,34	20,16	20,87	19,74	20,23	20,39	20,15	20,42	20,24	20,01
Cr2O3	0,041	0,027	0,005	0,038	0,03	0,024	0,049	0,018	0,061	0,009	0,008	0,015	0,014	0,013	0,038	0,029	0,024
Feo(t)	31,16	31,34	30,88	30,73	33,14	31,12	32,16	32,41	31,91	31,09	31,39	31,59	31,4	31,1	31,4	29,45	29,64
MnO	6,996	5,032	5,68	4,906	5,035	4,904	4,985	4,889	4,594	4,634	4,327	4,41	4,607	4,849	5,083	5,34	5,292
MgO	1,369	1,829	1,932	1,812	2,017	1,306	1,85	2,073	1,879	1,777	2,038	2,011	2,079	2,018	2,132	1,957	1,934
CaO	3,957	4,421	4,737	4,733	2,962	4,262	3,868	3,207	4,273	4,44	4,6	4,83	4,754	4,193	4,212	5,458	4,938
Total	99,49	99,78	100,5	101	99,81	101,3	99,61	99,59	99,45	100,3	97,72	99,5	99,66	98,59	99,95	99,23	98,29

Label	22_18	22_19	22_20	22_21	22_22	22_23	22_24	22_25	22_26	22_27	22-t2_1	t2_2	t2_3	t2_4	t2_5	t2_6
SiO2	36,06	36,17	36,23	36,36	36,02	39,85	36,35	36,54	36,39	37,49	36,9	36,46	36,29	34,74	36,22	36,24
TiO2	0,076	0,131	0,115	0,088	0,041	0,055	0,184	0,066	0,084	0,072	0,082	0,093	0,107	0,109	0,086	0,048
Al2O3	20,41	20,12	20,18	20,45	20,22	19,6	20,31	20,26	20,33	20,66	20,65	20,56	20,37	20,21	20,35	20,21
Cr2O3	0,018	0,006	0,016	0,016	0,038	0,013	0,004	0,014	0,005	0,022	0,021	0,03	0,07	0,013	0,005	0,004
Feo(t)	29,27	29,67	30,95	31,62	31,74	29,83	29,52	29,13	29,1	27,61	31,59	30,44	30,1	30,96	30,42	30,87
MnO	5,835	5,469	4,748	4,774	4,692	4,144	3,652	3,518	3,468	5,517	1,331	3,304	3,625	3,128	3,663	4,565
MgO	1,946	1,885	1,966	1,862	1,867	1,751	1,663	1,616	1,618	1,08	2,116	1,772	1,76	2,947	1,84	1,644
CaO	4,945	5,177	4,805	4,809	3,972	5,226	7,029	7,381	7,748	7,813	7,405	6,604	6,384	5,338	6,008	5,608
Total	98,56	98,63	99,01	99,98	98,58	100,5	98,71	98,53	98,75	100,3	0	100,1	99,27	98,71	97,45	98,59

Label	22-t2_7	t2_8	t2_9	t2_10	t2_11	t2_12	t2_13	t2_14	t2_15	t2_16	t2_17	t2_18	t2_19	t2_20	t2_21	t2_22	t2_23
SiO2	36,07	35,94	36,19	36,21	35,98	35,91	35,93	35,91	36,33	35,98	37,08	36,34	36,05	36,42	36,27	36,26	35,99
TiO2	0,034	0,008	0,02	0,094	0,069	0,109	0,088	0,021	0,159	0,039	2E-04	2E-04	0,063	0,074	0,116	0,107	0,114
Al2O3	20,27	20,45	20,43	20,22	20,29	20,15	19,95	20,26	20,2	20,23	20,05	20,3	20,27	20,3	20,34	20,05	19,97
Cr2O3	0,017	2E-04	0,004	2E-04	0,034	0,019	0,002	0,009	0,005	0,037	0,039	0,032	0,004	0,037	0,007	2E-04	0,003
Feo(t)	32,87	33,7	32,94	32,02	32,64	32,61	32,38	33,31	32,58	33,48	32,65	33,08	32,76	31,77	31,98	32,27	31,97
MnO	4,604	4,017	3,988	3,72	3,792	3,689	3,704	3,942	3,745	3,869	3,668	3,69	3,77	3,559	3,598	3,599	3,544
MgO	1,943	2,203	2,087	2,092	2,187	2,069	2,145	2,337	2,207	2,28	2,184	2,281	2,224	2,173	2,131	2,152	2,162
CaO	3,707	3,008	4,191	4,77	4,174	4,442	4,451	3,221	3,844	3,232	3,361	3,763	4,293	5,186	4,945	4,723	4,854
Total	99,52	99,34	99,85	99,12	99,17	98,99	98,65	99,01	99,07	99,16	99,02	99,49	99,44	99,52	99,38	99,16	98,6

GRENATS

Label	22-t2_24	t2_25	t2_26	t2_27	t2_28	t2_29	t2_30	t2_31	t2_32	t2_33	t2_34	t2_35	t2_36	t2_37	t2_38	t2_39	t2_40
SiO2	35,39	36,16	36,1	36,12	36,24	36,27	36,24	36,06	36,34	36,46	36,06	36,19	36,23	36,24	36,45	36,32	36,45
TiO2	0,039	0,088	0,092	0,114	0,07	0,034	0,053	0,045	0,045	0,04	0,006	0,076	0,038	0,022	0,059	0,026	0,056
Al2O3	20,09	20,25	20,32	20,18	20,14	20,19	20,17	20,05	20,39	19,97	20,2	20,1	20,22	20,43	20,02	20,17	20,26
Cr2O3	0,006	2E-04	2E-04	0,047	0,007	2E-04	0,022	2E-04	0,017	0,028	0,023	0,017	0,038	0,029	0,009	0,018	0,016
Feo(t)	32,15	32,37	32,02	32,37	32,55	33,08	33,19	33,46	33,45	32,76	33,42	33,75	32,96	33,98	32,53	33,66	33,38
MnO	3,701	3,707	3,549	3,563	3,696	3,654	3,608	3,669	3,698	3,684	3,72	3,733	3,776	3,838	3,642	3,772	3,732
MgO	2,201	2,263	2,154	2,199	2,221	2,258	2,237	2,213	2,223	2,129	2,188	2,168	2,02	2,313	2,251	2,28	2,1
CaO	4,154	4,324	4,67	4,398	4,157	3,705	4,071	3,648	3,727	4,089	3,534	3,387	4,036	3,013	3,873	3,635	3,892
Total	97,73	99,15	98,91	98,99	99,09	99,19	99,6	99,14	99,89	99,17	99,14	99,42	99,33	99,86	98,84	99,88	99,88

Label	22-t2_41	t2_42	t2_43	t2_44	t2_45	t2_46	t2_47	t2_48	t2_49	t2_50	t2_51	t2_52	t2_53	t2_54	t2_55
SiO2	36,43	36,31	36,37	36,26	36,43	36,42	36,15	36,34	36,13	36,45	36,47	36,79	36,59	36,92	37,19
TiO2	0,014	0,071	0,018	2E-04	0,06	0,049	0,079	0,024	0,041	0,026	0,083	0,168	0,162	0,073	0,107
Al2O3	20,42	20,14	20,18	20,2	20,34	20,36	19,94	20,36	20,25	20,37	20,31	20,37	20,27	20,43	20,6
Cr2O3	2E-04	0,005	0,03	2E-04	2E-04	0,011	0,007	0,048	0,029	0,032	0,005	0,015	0,022	0,018	0,034
Feo(t)	34,17	33,1	32,98	33,56	33,12	32,82	32,25	33,26	33,05	32,89	30,88	30,97	30,79	31,41	30,53
MnO	3,89	3,774	3,716	3,764	3,77	3,733	3,893	3,94	4,048	4,038	3,783	3,534	3,203	2,335	1,747
MgO	2,348	2,2	2,087	2,176	2,163	2,091	2,049	2,038	1,983	1,954	1,828	1,854	1,818	2,016	2,032
CaO	2,778	3,6	3,781	3,285	4	4,127	3,995	3,75	3,717	3,908	5,957	5,855	6,507	6,631	7,18
Total	100,1	99,2	99,16	99,24	99,88	99,61	98,37	99,75	99,25	99,67	99,32	99,55	99,37	99,83	99,42

Label	22-t3_1	t3_2	t3_3	t3_4	t3_5	t3_6	t3_7	t3_8	t3_9	t3_10	t3_11	t3_12	t3_13	t3_14	t3_15	t3_16	t3_17
SiO2	37,93	37,37	37,15	37,18	37,21	37,18	37,29	37,19	37,21	37	37,22	37,14	37,04	36,98	36,86	37,07	36,88
TiO2	0,084	0,101	0,072	0,1	0,1	0,121	0,134	0,14	0,143	0,118	0,084	0,116	0,133	0,263	0,184	0,115	0,092
Al2O3	20,87	20,45	20,52	20,5	20,62	20,58	20,52	20,51	20,53	20,46	20,64	20,54	20,67	20,39	20,67	20,48	20,55
Cr2O3	0,015	0,019	0,034	0,025	0,026	0,022	2E-04	0,02	0,069	0,027	0,014	0,047	0,031	0,047	0,007	0,01	0,025
Feo(t)	30,31	31,39	31,13	31,63	31,93	31,23	31,94	32,15	31,98	31,72	32,42	31,7	31,16	30,69	31,17	30,78	31,46
MnO	1,401	1,521	1,5	1,356	1,63	1,6	1,877	1,953	1,964	2,163	2,139	2,808	2,847	3,386	2,978	3,43	3,746
MgO	1,939	2,074	2,023	1,978	2,122	2,007	2,1	2,106	2,16	2,163	2,135	1,995	2,045	1,906	1,935	1,693	1,727
CaO	7,603	7,556	7,276	7,132	6,838	6,904	6,605	6,269	6,372	6,114	5,934	6,285	6,055	5,769	5,821	6,08	5,791
Total	100,2	100,5	99,7	99,89	100,5	99,65	100,5	100,3	100,4	99,77	100,6	100,6	99,98	99,44	99,63	99,66	100,3

GRENATS

Label	22-t3_18	t3_19	t3_20	t3_21	t3_22	t3_23	t3_24	t3_25	t3_26	t3_27	t3_28	t3_29	t3_30	t3_31	t3_32	t3_33	t3_34
SiO2	34,2	36,26	37,19	37,44	36,93	37,27	36,7	36,9	36,84	37,25	37,23	37,13	36,88	36,98	37,14	37,31	37,26
TiO2	0,075	0,117	0,119	0,08	0,093	0,077	0,131	0,087	0,111	0,113	0,131	0,142	0,157	0,123	0,1	0,082	0,072
Al2O3	19,18	20,23	20,52	20,64	20,61	20,68	20,39	20,52	20,27	20,88	20,51	20,53	20,33	20,51	20,6	20,56	20,59
Cr2O3	0,04	0,032	0,01	0,046	0,043	0,049	0,043	2E-04	0,049	0,042	0,027	0,02	0,005	2E-04	0,002	0,011	0,013
Feo(t)	28,97	31,47	31,01	31,61	31,58	31,28	31,52	30,87	30,61	30,3	30,48	30,43	29,92	30,62	30,55	31,14	31,35
MnO	2,934	2,694	2,708	2,379	2,317	2,157	2,29	3,711	3,28	3,663	3,762	2,996	3,269	3,142	2,273	1,834	2,241
MgO	2,033	2,453	2,127	2,14	2,143	2,159	2,283	1,749	1,819	1,862	1,749	1,843	1,801	1,815	1,98	1,994	1,934
CaO	5,208	5,766	6,028	6,258	6,222	6,065	6,08	6,124	6,812	6,654	6,535	6,844	6,741	6,894	6,935	7,022	6,792
Total	92,65	99,02	99,71	100,6	99,93	99,73	99,44	99,96	99,79	100,8	100,4	99,94	99,1	100,1	99,58	99,96	100,2

Label	22-t3_35	t3_36	22-1_1	1_2	1_3	1_4	1_5	1_6	1_7	1_8	1_9	1_10	1_11	1_12	1_13	1_14
SiO2	37	37,06	36,71	36,67	36,11	36,56	36,43	36,57	36,63	36,61	37,04	36,39	36,42	36,39	35,92	35,49
TiO2	0,135	0,098	0,03	0,02	0,11	0,06	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03
Al2O3	20,39	20,71	20,46	20,48	20,54	20,62	20,52	20,54	20,43	20,49	20,65	20,53	20,57	20,5	20,65	20,63
Cr2O3	0,022	0,039	0,02	0,03	0,03	0	0,04	0,05	0,04	0	0,02	0	0,02	0	0,01	0,03
Feo(t)	31,16	31,63	32,69	33,04	32,66	32,89	33,33	32,98	31,44	33,31	28,83	33,47	33,98	33,94	33,89	32,56
MnO	1,661	1,226	3,5	3,52	3,48	3,46	3,46	3,49	3,37	3,45	2,31	3,44	3,43	3,43	3,37	2,86
MgO	1,912	2,024	2,32	2,38	2,36	2,39	2,39	2,33	2,06	2,38	3,26	2,38	2,46	2,5	2,45	2,88
CaO	7,188	7,428	4,05	4,15	4,21	3,88	3,83	3,91	5,17	3,41	2,29	3,43	3,27	3,05	3,34	3,17
Total	99,47	100,2	99,78	100,3	99,51	99,87	100	99,91	99,16	99,69	94,44	99,69	100,2	99,85	99,66	97,67

Label	22-1_15	1_16	1_17	1_18	1_19	1_20	1_21	1_22	1_23	1_24	1_25	1_26	1_27	1_28	1_29	1_30	1_31
SiO2	36,47	36,43	36,02	36,32	36,32	33,5	36,67	35,83	36,49	36,44	86,64	36,5	36,57	36,45	36,46	36,57	36,74
TiO2	0,03	0,04	0,03	0	0,05	0,06	0,05	0,15	0,1	0,12	0,03	0,1	0,18	0,14	0,2	0,14	0,13
Al2O3	20,55	20,48	20,63	20,62	17,5	18,83	20,55	20,46	20,65	20,68	3,38	20,89	20,69	20,72	20,5	20,58	20,66
Cr2O3	0,02	0,02	0,01	0,05	0,02	0,02	0,01	0	0,03	0,02	0,02	0,04	0,04	0,01	0,05	0,04	0,01
Feo(t)	33,1	33,05	33,29	33,25	25,96	29,54	30,03	32,12	31,93	30,78	5,13	30,86	30,39	30,63	30,66	31,09	30,64
MnO	3,35	3,32	3,38	3,35	2,66	2,77	2,87	2,99	2,85	2,65	0,4	2,55	2,33	2,38	2,5	2,32	2,24
MgO	2,3	2,33	2,3	2,35	1,65	1,78	1,8	2,3	2,11	2,08	0,32	2,01	1,94	1,99	1,92	1,98	1,95
CaO	4,16	3,96	4	3,54	5,47	6,73	7,62	5,03	5,61	6,58	1,32	6,77	7,6	7,34	6,91	6,86	7,25
Total	99,98	99,63	99,65	99,48	89,62	93,23	99,6	98,89	99,78	99,36	97,24	99,71	99,73	99,66	99,2	99,59	99,62

GRENATS

Label	22-1_32	1_33	1_34	1_35	23-1_1	1_2	1_3	1_4	1_5	1_6	1_7	1_8	1_9	1_10	1_11	1_12
SiO2	36,69	36,61	36,78	36,69	36,75	36,91	37,04	36,69	36,97	36,45	37,4	37,09	36,92	37,12	37,09	37,12
TiO2	0,11	0,11	0,12	0,1	0,19	0,13	0,2	0,16	0,16	0,16	0,13	0,12	0,14	0,18	0,19	0,17
Al2O3	20,77	20,69	20,68	22,14	20,32	20,37	20,4	20,05	20,31	19,98	19,86	20,53	20,42	20,54	20,27	20,44
Cr2O3	0,04	0	0,01	0,02	0,02	0,06	0	0,04	0,04	0,03	0,05	0	0	0,04	0,04	0,01
Feo(t)	30,72	30,88	30,1	27,15	26,57	29,35	27,87	28,96	28,24	29,01	28,59	24,15	26,5	27,04	27	27,77
MnO	2,31	2,62	2,85	2,2	5,47	3,09	3,88	3,17	2,45	2,45	3,05	8,14	5,96	5,35	4,52	5,41
MgO	1,91	1,82	1,73	2,76	0,39	0,68	0,43	0,47	0,46	0,48	0,82	0,43	0,43	0,43	0,43	0,37
CaO	7,22	7,19	7,31	7,09	9,57	8,94	9,24	9,49	9,86	9,12	8,62	8,38	8,54	9,07	9,22	9,12
Total	99,76	99,93	99,58	98,15	99,27	99,54	99,06	99,02	98,49	97,68	98,53	98,85	98,92	99,76	98,77	100,4

Label	23-1_13	1_14	1_15	1_16	1_17	1_18	1_19	1_20	1_21	1_22	1_23	1_24	1_25	1_26	1_27	1_28	1_29
SiO2	37,16	37,03	36,72	35,93	36,85	36,91	36,66	37,19	36,95	37,05	36,54	36,79	37,09	36,55	36,62	36,54	37,14
TiO2	0,18	0,19	0,27	0,14	0,16	0,19	0,15	0,32	0,44	0,17	0,15	0,14	0,11	0,14	0,15	0,16	0,17
Al2O3	20,55	20,47	20,46	19,85	20,19	20,08	20,39	20,44	19,94	20,44	20,18	20,43	20,45	20,16	20,36	20,14	20,41
Cr2O3	0	0,03	0,03	0,02	0,01	0,03	0,01	0,04	0,06	0,01	0,03	0,07	0,02	0,05	0	0,02	0,01
Feo(t)	27,23	27,73	27,94	28,8	28,77	25,28	27,47	27,7	29,24	27,02	28,13	28,33	29,88	29,13	28,21	26,05	29,23
MnO	4,05	4,72	4,27	3,14	3,84	7,16	5,32	4,71	3,4	5,24	4,06	3,91	3,97	2,8	4,47	6,79	3,02
MgO	0,39	0,41	0,36	0,43	0,43	0,35	0,38	0,45	0,46	0,42	0,59	0,45	0,46	0,57	0,4	0,42	0,45
CaO	9,8	9,2	9,53	9,19	8,98	8,82	8,95	8,95	9,36	9,17	8,93	9,23	7,89	9,13	9,14	8,25	9,22
Total	99,36	99,77	99,58	97,5	99,23	98,81	99,32	99,8	99,84	99,52	98,62	99,34	99,87	98,51	99,36	98,36	99,65

Label	23-1_29	1_30	1_31	1_32	1_33	1_34	1_35	1_36	1_37	1_38	1_39	23_1	23_3	23_4	23_6	23_7
SiO2	36,61	36,01	37,21	37,07	36,92	37,11	36,71	37,26	36,57	36,94	36,89	37,3	37,45	36,63	36,96	36,32
TiO2	0,11	0,09	0,13	0,16	0,16	0,2	0,16	0,13	0,21	0,07	0,18	0,14	0,16	0,17	0,13	0,12
Al2O3	20,27	19,99	20,51	20,18	20,42	20,38	20,24	20,38	20,32	20,29	20,25	19,36	20,03	20,08	19,26	19,98
Cr2O3	0,01	0,04	0	0,04	0	0,03	0,01	0,02	0,04	0	0,03	0,02	0,05	0	0,02	0
Feo(t)	28,13	24,29	28,44	28,8	28,58	27,1	28,2	27,5	25,91	30,2	28,49	24,25	22,29	21,69	27,29	23,15
MnO	4,64	8,42	3,24	3,11	3,88	5,57	4,01	4,74	6,8	3,95	2,83	5,06	6,52	8,03	4,8	8,44
MgO	0,65	0,45	0,43	0,51	0,49	0,4	0,42	0,4	0,39	0,44	0,44	2,12	0,29	0,33	1,24	0,31
CaO	8,02	7,87	9,4	9,16	8,84	8,57	9,19	8,97	8,51	7,74	9,53	6,23	12,07	11,42	7,82	9,8
Total	98,44	97,17	99,36	99,03	99,29	99,36	98,93	99,42	98,74	99,64	98,64	94,48	98,85	98,36	97,52	98,12

GRENATS

Label	23_8	23_9	23_10	23_11	23_12	23_14	23_15	23_16	23_17	23_18	23_19	23_21	23_22	23_23	23_24	23_25	23_26
SiO2	35,2	36,15	36,39	37,17	35,55	36,61	38,93	37,96	38,03	33,8	36,74	36,46	36,54	30,31	36,86	28,87	36,72
TiO2	0,12	0,11	0,14	0,13	0,09	0,14	0,1	0,19	0,13	0,24	0,33	0,18	0,14	0,14	0,17	0,12	0,21
Al2O3	19,52	20,18	20,06	20,44	19,58	20,01	19,55	19,95	19,89	14	20,16	20,07	20,29	18,74	20,23	15,61	19,9
Cr2O3	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0	0,04	0,01	0,04	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03
Feo(t)	24,71	22,89	23,52	21,69	22,22	22,32	26,14	24,18	26,06	23,05	22,68	23,22	25,67	30,12	22,22	24,66	22,47
MnO	6,32	7,8	8	11	12,65	6,78	6,44	6,93	6,54	5,02	8,43	7,32	7,07	3	8,66	7,44	7,48
MgO	1,31	0,8	0,33	0,29	0,8	1,31	0,88	0,33	0,43	0,8	0,34	0,72	0,54	4,28	0,29	0,92	1,06
CaO	9,35	10,34	9,93	8,92	6,91	9,28	7,82	9,85	8,5	8,09	9,88	9,5	8,81	4,38	10,83	8,61	9,9
Total	96,54	98,28	98,41	99,67	97,82	96,46	99,89	99,39	99,62	85,02	98,58	97,49	99,1	90,99	99,28	86,24	97,77

Label	23_27	23_29	23_30	23_31	23_32	23_33	23_34	23_35	23_36	23_38	23_39	23-2_1	2_2	2_3	2_4	2_5
SiO2	37,43	37,12	36,39	36,2	35,38	35,92	36,91	36,62	36,99	36,31	37,22	36,8	36,87	36,86	36,92	36,9
TiO2	0,19	0,12	0,16	0,1	0,13	0,2	0,19	0,19	0,23	0,21	0,12	0,11	0,08	0,1	0,09	0,11
Al2O3	19,83	20,28	20	20,28	19,91	20,01	20,17	20,26	20,47	20,2	20,33	20,69	20,66	20,52	20,67	20,76
Cr2O3	0	0,04	0,02	0,01	0,02	0,06	0,06	0,01	0,03	0,04	0	0,03	0,01	0,03	0,02	0,03
Feo(t)	22,64	27,82	25,07	23,79	27,07	22,83	23,49	23,72	26,92	24,82	27,95	29,44	29,86	29,6	30,49	30,71
MnO	7,02	3,74	5,76	8,21	5,29	6,9	8,1	7,85	5,53	6,88	4,21	2,37	2,9	3,83	2,87	2,31
MgO	1,15	0,48	0,35	0,82	1,55	1,5	0,29	1,02	0,32	0,94	0,47	1,74	1,77	1,51	1,8	1,86
CaO	9,89	9,45	10,73	9,45	8,08	8,62	9,89	9,46	9,95	9,47	9,36	8,19	7,73	7,3	7,09	7,42
Total	98,14	99,05	98,48	98,87	97,42	96,05	99,09	99,13	100,4	98,87	99,67	99,37	99,88	99,76	99,94	100,1

Label	23-2_6	2_7	2_8	2_9	2_10	2_11	2_12	2_13	2_14	2_15	2_16	2_17	2_18	2_19	2_20	2_21	2_22
SiO2	36,15	37,12	36,75	36,8	36,44	35,84	36,51	36,3	36,33	36,71	36,7	36,67	36,5	36,52	36,6	36,25	36,22
TiO2	0,1	0,11	0,15	0,07	0,05	0,03	0,06	0,19	0,08	0,08	0,15	0,11	0,07	0,01	0,03	0,07	0,02
Al2O3	20,55	20,75	20,65	20,71	20,55	20,01	20,34	20,29	20,42	20,28	20,47	20,6	20,56	20,65	20,53	20,5	20,54
Cr2O3	0,04	0,01	0,02	0	0,04	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0	0	0	0,02	0,04
Feo(t)	29,42	29,89	31,34	31,06	32,81	33,53	33,42	33,75	32,7	33,07	32,06	31,59	32,75	33,35	32	31,62	32,45
MnO	4,74	3,31	4,47	4,64	5,27	4,61	4,46	4,52	4,17	3,8	3,7	3,62	3,99	4,13	4,78	5,25	5,31
MgO	1,58	1,78	1,67	1,58	1,51	1,87	1,86	1,85	2	2,04	1,99	1,97	2,04	2,02	1,72	1,56	1,35
CaO	6,46	7,22	5,73	5,73	3,79	2,98	3,1	3,19	3,66	4,14	5,13	5,01	4,27	3,2	3,88	4,15	3,42
Total	99,04	100,2	100,8	100,6	100,5	98,88	99,78	100,1	99,37	100,1	100,2	99,59	100,2	99,89	99,53	99,43	99,35

GRENATS

Label	23-2	28	2 31	2 32	2 33	2 34	2 35	2 36	2 37	2 38	2 39	22-18	22-21	22-22	22-23	22-27	22-27
SiO2	36,73	35,66	36,63	34,69	36,36	35,36	36,6	36,54	36,63	36,89		36,6	36,26	36,81	36,34	36,61	36,68
TiO2	0,02	0,07	0,02	0,04	0,02	0,06	0,02	0,02	0,01	0,03		0,05	0,02	0,11	0,09	0,14	0,13
Al2O3	20,42	20,33	20,68	19,22	20,3	20,1	20,5	20,42	20,38	19,73		20,55	20,53	20,76	20,53	18,69	20,53
Cr2O3	0,04	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,04	0,03	0,01	0,04		0,01	0,02	0,03	0,02	0,05	0,04
Feo(t)	32,35	28,36	33,09	31,89	32,1	32,39	32,73	32,51	32,61	30,3		30,8	33,66	30,51	32,04	0	29,83
MnO	4,83	3,42	5,17	4,97	5,25	4,47	4,95	4,96	5,02	5,56		5,38	3,96	2,87	4,01	0	2,53
MgO	1,79	3,42	1,65	2,06	1,28	2,09	1,59	1,73	1,61	1,07		1,49	2,21	1,79	1,8	1,68	1,8
CaO	3,64	2,61	2,84	3,24	3,89	4,12	3,57	3,45	3,59	4,06		4,97	2,99	7,31	5,17	7,88	7,64
Total	99,81	93,89	100,1	96,13	99,21	98,61	100	99,65	99,87	97,69		99,85	99,67	100,2	100	65,05	99,18

Label	22-15	22-16	22-17
SiO2	36,89	37,03	36,94
TiO2	0,14	0,03	0,12
Al2O3	20,23	20,64	20,48
Cr2O3	0	0,02	0,02
Feo(t)	30,04	31,1	30,94
MnO	4,37	4,23	3,39
MgO	1,62	1,74	1,91
CaO	6,12	5,38	5,63
Total	99,4	100,2	99,44

Label	35-1	35-2	35-3	35-4	35-5	35-6	35-7	35-8	35-9	35-10	35-11	35-12	35-13	35-14	35-15	35-16	35-17
SiO2	38,57	38,78	37,59	37,36	36,04	36,9	37,11	36,18	35,88	37,25	36,9	36,26	37,19	35,39	37,06	36,19	37,01
TiO2	0,114	0,046	0,102	0,042	0,5	0,613	0,426	0,298	0,255	0,169	0,249	0,164	0,272	0,222	0,109	0,165	0,218
Al2O3	21,02	20,84	21,03	20,27	19,72	20,32	20,37	19,82	19,55	20,56	20,26	20,01	20,17	19,59	20,47	19,91	20,22
Cr2O3	0,045	0,04	0,021	0,305	0,029	0,026	0,05	0,043	0,034	0,058	0,029	0,061	0,029	0,046	0,045	0,017	0,023
Feo(t)	30,46	30,84	29,78	29,39	27,62	26,59	26,07	25,37	25,11	25,36	26,69	29,05	25,22	25,01	25,21	25,21	24,92
MnO	0,784	0,975	1,695	2,035	4,395	4,836	5,83	6,633	6,793	6,985	6,034	5,149	7,101	7,139	7,293	7,114	7,162
MgO	1,809	2,022	1,992	1,9	1,353	1,324	1,153	0,97	0,889	0,77	0,762	0,789	0,77	0,842	0,752	0,775	0,816
CaO	8,657	7,768	7,905	7,674	8,592	9,089	8,853	9,02	9,307	9,108	8,428	7,627	9,204	9,086	8,809	9,343	9,105
Total	101,5	101,3	100,1	98,97	98,24	99,7	99,87	98,32	97,82	100,3	99,35	99,11	99,95	97,33	99,74	98,72	99,47

GRENATS

Label	35-18	35-19	35-20	35-21	35-22	35-23	35-24	35-25	35-26	35-27	35-28	35-29	35-30	35-31	35-32	35-33	35-34
SiO2	36,23	37,37	36,73	37,1	36,65	38,16	37,04	36,77	37,31	37,47	36,99	37,45	37,13	37,44	36,44	32,55	36,06
TiO2	0,201	0,172	0,238	0,188	0,227	0,223	0,244	0,229	0,231	0,222	0,215	0,252	0,211	0,239	0,189	0,081	0,189
Al2O3	19,68	20,31	19,93	20,26	20,02	20,71	19,99	20,13	20,12	20,11	20,16	20,26	20,34	20,25	20,03	17,58	19,54
Cr2O3	0,176	0,035	0,028	0,026	0,043	0,028	0,66	0,022	0,029	0,03	0,033	0,055	0,046	0,041	0,035	0,75	0,8
Feo(t)	24,38	25,12	25,03	24,86	24,73	24,51	23,73	24,98	24,56	25,87	26,62	25,3	24,85	24,73	24,75	26,25	23,64
MnO	7,063	7,313	7,193	6,835	7,256	7,043	6,817	6,906	6,735	6,348	6,532	6,992	7,424	7,465	7,507	4,33	5,117
MgO	0,814	0,776	0,776	0,909	0,812	0,77	0,766	0,809	0,861	1,041	1,16	0,915	0,782	0,792	0,818	0,671	0,941
CaO	9,089	9,332	9,414	9,429	9,462	9,756	9,456	9,526	9,925	9,026	8,182	9,081	9,372	9,471	9,298	9,526	10,08
Total	97,64	100,4	99,34	99,61	99,2	101,2	98,71	99,37	99,78	100,1	99,89	100,3	100,2	100,4	99,06	91,75	96,37

Label	35-35	35-36	35-37	35-38	35-39	35-40	35-41	35-42	35-43	35-44	35-45	35-46	35-47	35-48	35-49	35-50	35-51
SiO2	38,45	37,88	37,21	37,99	36,43	37,54	37,65	38,32	36,73	35,28	36,2	36,35	37,08	37,48	37,75	35,92	37,27
TiO2	0,193	0,171	0,168	0,152	0,187	0,215	0,227	0,16	0,237	0,195	0,208	0,133	0,155	0,187	0,169	0,206	0,174
Al2O3	20,86	20,28	20,32	20,59	19,66	20,1	20,32	19,45	20,16	19,56	19,98	20,08	20,22	20,31	20,99	19,41	20,21
Cr2O3	0,034	0,054	0,016	0,041	0,038	0,032	0,033	0,099	0,024	0,074	1,727	0,03	0,027	0,023	1,506	0,042	0,018
Feo(t)	25,17	25,4	26,23	27,54	26,27	23,85	25,12	24,48	23,97	23,52	23,83	26,03	26,24	25,21	23,02	24,72	24,56
MnO	6,708	5,652	5,449	4,971	5,387	7,529	7,491	6,278	7,106	6,887	6,7	5,695	7,026	6,92	6,648	6,219	7,359
MgO	1,082	1,231	1,358	1,396	1,435	0,949	1,048	0,921	0,943	0,828	0,956	1,125	1,138	1,088	0,709	0,779	0,769
CaO	8,965	9,806	9,134	8,099	8,983	9,623	8,776	9,618	9,349	9,46	9,034	8,923	8,037	9,233	8,541	9,491	9,439
Total	101,5	100,5	99,88	100,8	98,39	99,84	100,7	99,32	98,52	95,81	98,64	98,37	99,92	100,5	99,32	96,79	99,79

Label	35-52	35-53	35-54	35-55	35-56	35-57	35-58	35-59	35-60	35-61	35-62	35-63	35-64	35-65	35-66	35-67	35-68
SiO2	37,53	36,07	37,66	37,83	37,48	37,65	37,41	37,73	36,9	37,66	37,35	37,91	37,29	37,54	33,77	37,97	37,85
TiO2	0,197	0,138	0,179	0,141	0,146	0,175	0,106	0,189	0,227	0,222	0,226	0,27	0,25	0,21	0,225	0,207	0,225
Al2O3	20,23	19,33	20,31	20,4	20,19	20,55	20,3	20,34	19,79	20,27	20,03	20,34	20,21	20,29	18,23	20,43	20,41
Cr2O3	0,012	0,126	0,032	0,043	0,022	0,011	0,028	0,042	0,041	0,029	0,026	0,024	0,028	0,031	2,665	0,021	0,036
Feo(t)	24,44	24,54	24,71	24,72	24,48	24,21	24,72	24,58	24,48	24,16	24,35	24,31	25,42	24,29	23,18	24,3	24,32
MnO	7,685	7,271	7,928	8,006	8,042	7,561	8,151	8,134	8,129	7,968	8,112	8,062	7,128	8,034	7,433	8,173	8,167
MgO	0,817	0,75	0,746	0,732	0,783	0,667	0,73	0,722	0,756	0,761	0,745	0,735	0,728	0,748	0,631	0,75	0,748
CaO	9,567	9,2	9,174	9,217	9,523	9,636	8,844	9,205	9,295	9,234	9,316	9,276	9,528	9,345	9,052	9,165	9,394
Total	100,5	97,42	100,7	101,1	100,7	100,5	100,3	100,9	99,61	100,3	100,1	100,9	100,6	100,5	95,19	101	101,1

GRENATS

Label	35-69	35-70	35-71	35-72	35-73	35-74	35-75	35-76	35-77	35-78	35-79	35-80	35-81	35-82	35-83	35-84	35-85
SiO2	37,66	37,46	38,48	37,95	37,91	38,01	37,76	38,22	37,88	37,3	37,69	37,07	38,02	36,98	37,64	37,51	36,71
TiO2	0,193	0,21	0,086	0,214	0,142	0,22	0,227	0,233	0,234	0,152	0,178	0,144	0,221	0,219	0,237	0,207	0,293
Al2O3	20,18	19,99	20,18	20,56	20,49	20,3	20,23	20,59	20,49	20,31	20,37	20,31	20,46	20,07	20,3	20,29	19,6
Cr2O3	0,045	0,034	0,041	0,03	0,055	0,048	0,028	0,029	0,031	0,043	0,035	0,048	0,036	0,027	0,033	0,042	0,037
Feo(t)	24,34	24,13	27,67	23,82	23,9	23,77	23,59	23,99	24,01	24,03	23,78	26,19	24,03	24,24	23,72	23,92	23,92
MnO	8,116	8,221	6,518	8,047	8,268	8,159	8,162	8,194	8,294	8,25	8,279	5,96	8,089	8,05	8,103	8,259	8,251
MgO	0,728	0,741	0,628	0,703	0,68	0,681	0,682	0,735	0,718	0,71	0,725	0,663	0,694	0,702	0,734	0,724	0,772
CaO	9,506	9,331	7,731	9,89	9,674	10,02	9,982	9,55	9,242	9,244	9,473	9,502	9,531	9,535	9,494	9,743	9,772
Total	100,8	100,1	101,3	101,2	101,1	101,2	100,7	101,5	100,9	100	100,5	99,89	101,1	99,82	100,3	100,7	99,36

Label	35-86	35-87	35-88	35-89	35-90	35-91	35-92	35-93	35-94	35-95	35-96	35-97	35-98	35-99	35-100	35-101	35-102
SiO2	36,69	38,06	37,91	38,33	37,93	38,15	37,71	38,77	37,87	37,94	37,72	37,94	37,52	37,63	37,41	37,7	37,64
TiO2	0,233	0,093	0,225	0,251	0,194	0,211	0,212	0,218	0,173	0,19	0,2	0,179	0,303	0,214	0,207	0,239	0,196
Al2O3	19,68	20,62	20,47	20,62	20,44	20,45	20,12	20,77	20,43	20,33	20,36	20,63	20,3	20,23	20,34	20,35	20,27
Cr2O3	0,038	0,518	0,041	0,046	0,076	0,026	0,038	0,041	0,015	0,044	0,027	0,028	0,012	0,041	0,042	0,052	0,036
Feo(t)	23,89	26,22	24	24,24	24,01	24,01	23,47	23,86	24,13	24,17	24,32	24,46	24,16	24,28	25,48	23,92	24,21
MnO	8,171	5,312	8,347	8,234	8,254	8,295	7,934	8,206	8,218	8,139	8,237	8,228	7,915	8,033	5,915	7,883	7,938
MgO	0,75	0,744	0,718	0,709	0,694	0,726	0,7	0,698	0,743	0,757	0,751	0,73	0,721	0,736	0,779	0,731	0,751
CaO	9,659	9,554	9,464	9,501	9,438	9,267	9,151	9,149	9,425	9,331	9,381	9,154	9,563	9,449	10,07	9,353	9,466
Total	99,12	101,1	101,2	101,9	101	101,1	99,33	101,7	101	100,9	101	101,3	100,5	100,6	100,2	100,2	100,5

Label	35-103	35-104	35-105	35-106	35-107	35-108	35-109	35-110	35-111	35-112	35-113	35-114	35-115	35-116	35-117	35-118	35-119
SiO2	37,73	37,53	36,99	37,8	38,05	37,94	37,58	37,69	36,92	38,14	37,79	37,87	37,56	37,5	37,63	37,75	38,02
TiO2	0,209	0,151	0,192	0,216	0,245	0,112	0,25	0,273	0,257	0,208	0,138	0,098	0,088	0,081	0,229	0,229	0,056
Al2O3	20,29	20,41	20,13	20,48	20,48	20,51	20,28	20,3	19,61	20,36	20,49	20,42	20,46	20,29	20,33	20,36	20,63
Cr2O3	0,046	0,02	0,125	0,039	0,026	0,02	0,023	0,029	0,06	0,029	0,03	0,036	0,045	0,031	0,053	0,017	0,039
Feo(t)	24,13	24,83	24,13	24,72	24,91	24,75	24,69	24,47	24,73	24,51	24,79	24,8	25,48	25,63	25,07	24,74	26,53
MnO	7,895	8,011	7,681	7,447	7,559	7,416	7,442	7,316	7,074	7,297	7,285	7,085	7,004	7,159	6,957	6,786	7,434
MgO	0,732	0,766	0,738	0,775	0,767	0,762	0,794	0,79	0,801	0,735	0,787	0,807	0,808	0,866	0,806	0,777	0,866
CaO	9,459	8,883	9,681	9,776	9,447	9,505	9,759	9,988	10,04	9,92	9,62	9,646	9,281	8,772	9,215	9,73	7,582
Total	100,5	100,6	99,66	101,2	101,5	101	100,8	100,9	99,49	101,2	100,9	100,8	100,7	100,3	100,3	100,4	101,1

GRENATS

Label	35-120	35-121	35-122	35-123	35-124	35-125	35-126	35-127	35-128	35-129	35-130	35-131	35-132	35-133	35-134	35-135	35-136
SiO2	37,27	37,28	37,81	38,02	38,07	37,78	38,11	38,15	37,64	37,96	37,92	37,99	36,98	38,19	37,66	38,43	37,28
TiO2	0,23	0,246	0,236	0,254	0,201	0,22	0,252	0,242	0,214	0,18	0,234	0,182	0,15	0,183	0,155	0,177	0,176
Al2O3	19,81	19,93	20,38	20,55	20,49	20,37	20,59	20,4	20,32	20,51	20,53	20,56	20,2	20,5	20,41	21,02	20,11
Cr2O3	0,058	0,034	0,035	0,016	0,017	0,046	0,039	0,02	0,028	0,04	0,015	0,027	0,023	0,024	0,038	0,033	0,034
Feo(t)	24,25	24,05	24,76	25,43	25,49	25,66	25,58	25,26	25,34	25,88	25,71	25,9	25,75	25,93	26,25	25,89	25,78
MnO	6,556	6,589	6,722	6,812	6,879	6,89	6,81	6,719	6,568	6,532	6,485	6,512	5,18	6,442	6,446	6,264	6,196
MgO	0,793	0,792	0,809	0,827	0,824	0,839	0,813	0,837	0,841	0,881	0,841	0,866	1,243	0,838	0,867	0,817	0,851
CaO	9,559	9,93	10,12	9,377	9,192	9,224	9,467	9,695	9,603	9,48	9,403	9,465	9,37	9,382	9,31	9,284	9,329
Total	98,53	98,85	100,9	101,3	101,2	101	101,7	101,3	100,6	101,5	101,1	101,5	98,9	101,5	101,1	101,9	99,76

Label	35-137	35-138	35-139	35-140	35-141	35-142	35-143	35-144	35-145	35-146	35-147	35-148	35-149	35-150	35-151	35-152	35-153
SiO2	36,95	37,54	38,13	37,99	37,55	37,91	37,41	36,71	37,28	38	37,13	37,75	37,77	37,05	38,52	37,44	38,34
TiO2	0,207	0,423	0,211	0,17	0,198	0,175	0,187	0,158	0,19	0,144	0,135	0,226	0,169	0,198	0,161	0,166	0,156
Al2O3	20,13	20,6	20,71	20,71	20,35	20,47	20,22	20,06	20,42	20,58	20,4	20,28	20,62	20,29	20,83	20,26	20,69
Cr2O3	0,048	0,313	0,044	0,087	0,026	0,03	0,018	0,1	0,027	0,028	2E-04	0,047	0,03	0,015	0,026	0,025	0,02
Feo(t)	25,96	25,51	26,02	26,05	26,03	26,29	26,23	26,64	27,1	27,43	28,02	27,19	27,06	27,17	26,68	26,67	27,19
MnO	6,202	5,891	5,953	5,949	5,842	5,865	5,872	4,494	4,452	4,675	4,714	4,668	4,606	4,63	4,56	4,674	4,711
MgO	0,873	0,791	0,869	0,847	0,947	0,919	0,968	0,983	1,008	0,994	1,015	0,936	0,997	0,971	0,896	0,935	0,915
CaO	9,437	8,709	9,461	9,354	9,634	9,597	9,604	9,128	9,78	9,205	8,692	9,436	9,58	9,768	10,09	10,03	9,561
Total	99,8	99,78	101,4	101,1	100,6	101,3	100,5	98,27	100,3	101,1	100,1	100,5	100,8	100,1	101,8	100,2	101,6

Label	35-154	35-155	35-156	35-157	35-158	35-159	35-160	35-161	35-162	35-163	35-164	35-165	35-166	35-167	35-168	35-169	35-170
SiO2	37,62	38,17	37,95	37,67	38,01	37,8	36,73	37,48	36,76	37,24	37,5	37,4	37,04	37,41	38,7	37,14	39,18
TiO2	0,144	0,173	0,224	0,21	0,188	0,18	0,226	0,168	0,162	0,185	0,205	0,19	0,069	0,095	0,212	0,209	0,159
Al2O3	20,4	20,62	20,63	20,6	20,49	20,59	19,71	20,58	20,1	20,54	20,3	20,29	20,41	20,69	19,86	20,25	20,46
Cr2O3	0,056	0,025	0,013	0,019	0,039	0,033	0,034	0,121	0,014	0,022	0,092	0,039	0,01	0,039	0,043	0,024	0,042
Feo(t)	27,23	27,18	26,91	26,78	26,7	27,26	27,33	26,74	26,93	26,98	27,31	27,52	28,26	28,45	26,64	27,63	27,55
MnO	4,799	4,771	4,585	4,625	4,55	4,555	4,399	3,935	4,118	4,102	4,096	4,155	4,133	4,026	3,454	3,726	3,58
MgO	0,977	0,928	0,901	0,892	0,902	0,987	0,994	0,881	1,001	0,954	0,942	0,999	0,992	1,034	0,927	0,999	0,997
CaO	9,368	9,748	10,04	10,23	10,33	9,745	9,77	9,318	9,751	10,02	9,85	9,932	9,333	8,741	10,06	9,694	9,86
Total	100,6	101,6	101,2	101	101,2	101,1	99,19	99,23	98,83	100	100,3	100,5	100,2	100,5	99,9	99,67	101,8

GRENATS

Label	35-171	35-172	35-173	35-174	35-175	35-176	35-177	35-178	35-179	35-180	35-181	35-182	35-183	35-184	35-185	35-186	35-187
SiO2	37,97	38,22	37,95	38,17	38,41	38,1	38,52	38,2	38,3	38,01	38,03	37,88	37,97	37,88	37,83	37,95	38,37
TiO2	0,115	0,172	0,187	0,051	0,108	0,088	0,107	0,087	0,18	0,11	0,113	0,129	0,151	0,113	0,129	0,122	0,148
Al2O3	20,7	20,81	20,62	20,85	20,65	20,73	20,9	20,76	20,57	20,68	20,66	20,63	20,61	20,72	20,49	20,6	20,65
Cr2O3	0,059	0,043	0,028	0,022	0,023	0,016	2E-04	0,006	0,028	0,04	0,014	0,045	0,025	0,034	0,047	0,016	0,051
Feo(t)	28,35	28,73	28,41	28,72	28,66	28,84	29,26	28,33	28,02	28,74	29,02	28,86	28,79	28,7	28,43	28,05	28,31
MnO	3,65	3,462	3,486	3,53	3,35	3,358	3,437	3,316	3,263	3,333	3,362	3,263	3,234	3,245	3,167	3,102	3,1
MgO	1,051	1,075	1,07	1,117	1,044	1,094	1,085	1,08	1,049	1,123	1,102	1,105	1,082	1,113	1,081	1,109	1,072
CaO	9,441	9,239	9,45	9,314	9,547	9,461	8,892	9,664	9,614	9,09	9,158	9,08	9,406	9,187	9,953	9,981	10,08
Total	101,3	101,8	101,2	101,8	101,8	101,7	102,2	101,4	101	101,1	101,5	101	101,3	101	101,1	100,9	101,8

Label	35-188	35-189	35-190	35-191	35-192	35-193	35-194	35-195	35-196	35-197	35-198	35-199	35-200	35-201	35-202	35-203	35-204
SiO2	37,93	37,75	38,01	37,85	37,64	37,79	37,49	37,65	37,57	37,99	38	38	37,68	36,88	37,94	37,75	38,61
TiO2	0,154	0,159	0,124	0,12	0,149	0,129	0,186	0,159	0,153	0,179	0,196	0,141	0,171	0,173	0,117	0,181	0,172
Al2O3	20,63	20,54	20,75	20,51	20,27	20,61	20,26	20,48	20,53	20,54	20,41	20,54	20,51	19,93	20,71	20,34	20,89
Cr2O3	0,026	0,002	0,045	0,05	0,056	0,043	0,047	0,034	0,034	0,021	0,023	0,032	0,017	0,061	0,052	0,279	0,527
Feo(t)	28,55	28,83	29,12	28,83	28,69	27,96	29,01	29,33	28,69	28,96	28,84	29,12	29,05	28,79	29,23	28,71	29,24
MnO	3,094	3,114	3,087	3,096	3,047	2,856	3,048	3,054	2,981	2,994	2,897	2,969	2,946	2,882	2,931	2,846	2,882
MgO	1,081	1,129	1,129	1,144	1,156	1,453	1,142	1,17	1,166	1,155	1,134	1,152	1,165	1,219	1,167	1,243	1,077
CaO	9,612	9,209	9,348	9,403	9,619	10,01	9,286	8,988	9,249	9,256	9,722	9,317	9,294	9,201	9,419	9,144	8,77
Total	101,1	100,7	101,6	101	100,6	100,9	100,5	100,9	100,4	101,1	101,2	101,3	100,8	99,14	101,6	100,5	102,2

Label	35-205	35-206	35-207	35-208	35-209	35-210	35-211	35-212	35-213	35-214	35-215	35-216	35-217	35-218	35-219	35-220	35-221
SiO2	37,82	38	38,26	37,8	38,07	38,09	39,89	38,16	38,12	38,35	38,3	38,32	38,25	38,34	38,5	38,25	37,96
TiO2	0,127	0,113	0,117	0,129	0,152	0,163	0,144	0,125	0,14	0,127	0,157	0,183	0,132	0,162	0,111	0,118	0,128
Al2O3	20,74	20,27	20,72	20,58	20,63	20,48	21,73	20,64	20,57	20,73	20,64	20,64	20,61	20,64	20,57	20,71	20,6
Cr2O3	0,841	0,012	0,026	0,024	0,019	0,027	0,034	0,036	0,03	0,027	0,029	0,028	0,019	0,033	0,029	0,057	0,052
Feo(t)	29,07	29,11	29,28	29,5	29,38	29,69	29,85	29,6	29,79	29,72	29,51	29,27	29,31	29,24	29,43	29,24	29,53
MnO	2,86	2,892	2,817	2,868	2,778	2,761	2,775	2,745	2,731	2,684	2,677	2,619	2,557	2,505	2,544	2,483	2,538
MgO	1,063	1,177	1,184	1,262	1,179	1,223	1,126	1,223	1,216	1,263	1,259	1,227	1,206	1,228	1,226	1,201	1,26
CaO	8,79	9,209	9,006	8,742	9,202	9,039	8,684	9,016	9,145	9,031	8,967	9,161	9,467	9,674	9,311	9,644	9,226
Total	101,3	100,8	101,4	100,9	101,4	101,5	104,2	101,5	101,7	101,9	101,5	101,4	101,6	101,8	101,7	101,7	101,3

GRENATS

Label	35-222	35-223	35-224	35-225	35-226	35-227	35-228	35-229	35-230	35-231	35-232	35-233	35-234	35-235	35-236	35-237	35-238
SiO2	38,12	38,4	38,13	37,68	38,04	38,13	37,98	37,19	37,92	37,86	37,71	37,9	37,59	37,28	37,63	38,38	37,72
TiO2	0,128	0,131	0,131	0,136	0,145	0,146	0,105	0,147	0,146	0,142	0,148	0,133	0,121	0,17	0,149	0,118	0,133
Al2O3	20,68	20,54	20,48	20,59	20,65	20,67	20,5	20,06	20,62	20,46	20,6	20,69	20,32	20,29	20,3	20,83	20,66
Cr2O3	0,042	0,029	0,035	0,043	0,082	0,028	0,033	0,044	0,042	0,058	0,053	0,024	0,041	0,031	0,028	0,041	0,036
Feo(t)	29,77	29,89	29,89	29,97	30,1	30,29	30,49	29,35	29,72	29,93	30,62	29,98	29,99	30,18	29,86	30,12	30,31
MnO	2,518	2,518	2,477	2,482	2,441	2,506	2,465	2,389	2,596	2,363	2,394	2,378	2,313	2,313	2,23	2,19	2,245
MgO	1,255	1,251	1,236	1,253	1,248	1,288	1,268	1,391	1,229	1,297	1,288	1,285	1,279	1,308	1,305	1,26	1,338
CaO	9,177	9,179	9,059	9,034	8,501	8,676	8,665	8,813	9,084	9,153	8,349	8,86	9,072	8,913	9,153	9,032	8,66
Total	101,7	101,9	101,4	101,2	101,2	101,7	101,5	99,38	101,4	101,3	101,2	101,2	100,7	100,5	100,7	102	101,1

Label	35-239	35-240	35-241	35-242	35-243	35-244	35-245	35-246	35-247	35-248	35-249	35-250	35-251	35-252	35-253	35-254	35-255
SiO2	37,99	38,12	37,63	37,68	37,98	38,04	37,66	38,13	38,13	38,16	37,91	37,82	37,72	37,05	37,56	38,27	37,9
TiO2	0,135	0,14	0,137	0,115	0,12	0,127	0,118	0,147	0,114	0,127	0,131	0,146	0,14	0,144	0,155	0,125	0,166
Al2O3	20,49	20,73	20,72	20,35	20,64	20,74	20,38	20,66	20,72	20,65	20,64	20,58	20,7	20,12	20,32	20,72	20,59
Cr2O3	0,053	0,025	0,044	0,05	0,037	0,05	0,023	0,033	0,025	0,016	0,045	0,029	0,046	0,046	0,034	0,021	0,033
Feo(t)	30,09	30,41	30,33	30,29	30,54	30,62	29,58	30,44	30,33	30,37	30,52	30,6	30,62	30,21	30,39	30,81	30,51
MnO	2,155	2,206	2,153	2,124	2,125	2,118	2,02	2,055	2,019	2,024	2,059	2,036	2,022	1,969	1,934	1,991	1,923
MgO	1,323	1,326	1,288	1,353	1,345	1,322	1,337	1,309	1,351	1,315	1,358	1,381	1,345	1,368	1,413	1,364	1,369
CaO	8,935	8,617	8,749	8,643	8,743	8,511	8,503	8,693	8,947	8,955	8,707	8,575	8,567	8,587	8,768	8,393	8,299
Total	101,2	101,6	101	100,6	101,5	101,5	99,62	101,5	101,6	101,6	101,4	101,2	101,1	99,5	100,6	101,7	100,8

Label	35-256	35-257	35-258	35-259	35-260	35-261	35-262	35-263	35-264	35-265	35-266	35-267	35-268	35-269	35-270	35-271	35-272
SiO2	37,94	37,96	37,63	38,08	37,95	37,66	38,28	37,75	37,76	38,07	38,12	37,94	37,68	37,87	38,09	37,91	38,17
TiO2	0,125	0,119	0,159	0,112	0,167	0,092	0,108	0,157	0,155	0,19	0,116	0,124	0,074	0,14	0,111	0,102	0,087
Al2O3	20,54	20,67	21,21	20,68	20,61	20,65	20,67	20,51	20,57	20,58	20,64	20,66	20,47	20,61	20,73	20,55	20,78
Cr2O3	0,023	0,041	0,024	0,024	0,028	2E-04	0,043	0,033	0,037	0,047	0,022	0,049	0,038	0,028	0,043	0,049	0,057
Feo(t)	30,86	30,63	27,78	30,75	30,22	29,19	30,99	30,44	30,77	31,25	31,73	31,74	31,58	31,07	31,42	31,45	31,47
MnO	1,893	1,863	1,698	1,883	1,804	1,775	1,778	1,69	1,719	1,746	1,781	1,747	1,722	1,641	1,631	1,674	1,627
MgO	1,358	1,346	1,171	1,368	1,335	1,284	1,378	1,357	1,412	1,402	1,487	1,469	1,465	1,45	1,36	1,416	1,47
CaO	8,264	8,667	10,37	8,371	8,799	8,662	8,491	8,941	8,419	8,192	7,567	7,802	7,754	8,465	7,876	8,059	8,188
Total	101	101,3	100	101,3	100,9	99,32	101,7	100,9	100,8	101,5	101,5	101,5	100,8	101,3	101,3	101,2	101,9

GRENATS

Label	35-273	35-274	35-275	35-276	35-277	35-278	35-279	35-280	35-281	35-282	35-283	35-284	35-285	35-286
SiO2	38,06	38,22	38,05	38,19	37,58	37,92	37,98	37,92	37,75	37,01	38,03	37,31	37,04	36,29
TiO2	0,099	0,116	0,114	0,128	0,114	0,119	0,125	0,136	0,11	0,115	0,084	0,13	0,13	0,112
Al2O3	20,77	20,67	20,7	20,67	20,42	20,46	20,57	20,54	20,52	20,14	20,54	20,21	20,22	19,86
Cr2O3	0,058	0,01	0,015	0,038	0,06	0,022	0,026	0,047	0,03	0,082	0,009	0,024	0,052	0,046
Feo(t)	32,05	32,11	31,78	31,88	31,51	31,55	31,57	31,74	31,61	31,66	31,87	31,68	31,48	31,53
MnO	1,614	1,599	1,562	1,569	1,517	1,506	1,492	1,495	1,472	1,447	1,44	1,42	1,299	1,277
MgO	1,495	1,549	1,495	1,496	1,495	1,479	1,474	1,453	1,502	1,536	1,491	1,58	1,49	1,53
CaO	7,662	7,593	7,815	7,868	7,965	7,87	8,22	7,974	8,134	7,907	7,835	7,996	7,815	7,668
Total	101,8	101,9	101,5	101,8	100,7	100,9	101,5	101,3	101,1	99,9	101,3	100,3	99,52	98,31

Label	104	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61
SiO2	39,48	38,97	38,78	38,81	38,91	38,86	38,88	38,9	38,85	38,54	38,81	38,68	38,81	38,65	38,76	38,57	38,67	
TiO2	0,22	0,19	0,16	0,18	0,21	0,19	0,21	0,21	0,23	0,21	0,23	0,25	0,21	0,22	0,28	0,22	0,21	
Al2O3	21,07	21,08	20,91	20,88	20,79	20,77	20,92	20,81	20,76	20,67	20,85	20,83	20,83	20,73	20,71	20,74	20,64	
Cr2O3	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	0,02	0,06	0,05	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	
Feo(t)	27,25	27,96	28,35	27,87	28,07	28,04	27,74	27,68	27,41	27,85	27,96	27,87	27,73	27,62	27,84	27,83	27,54	
MnO	1,28	1,27	1,36	1,33	1,36	1,36	1,35	1,36	1,35	1,38	1,43	1,46	1,45	1,45	1,42	1,51	1,52	
MgO	1,36	1,47	1,46	1,46	1,42	1,46	1,46	1,44	1,41	1,45	1,45	1,43	1,45	1,39	1,44	1,43	1,37	
CaO	11,65	11,15	10,78	11,17	11,32	11,02	11,41	11,31	11,58	11,14	11,14	11,14	11,13	11,1	11,19	10,93	11,24	
Total	102,4	102,1	101,8	101,7	102,1	101,7	102	101,8	101,6	101,3	101,9	101,7	101,7	101,2	101,7	101,3	101,2	

Label	104	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78
SiO2	38,6	38,72	38,87	38,57	38,62	38,68	38,87	38,46	38,71	38,73	38,73	38,66	38,2	38,77	38,49	38,81	38,83	
TiO2	0,21	0,22	0,23	0,19	0,17	0,2	0,24	0,19	0,24	0,26	0,3	0,26	0,2	0,22	0,22	0,23	0,21	
Al2O3	20,82	20,74	20,68	20,85	20,71	20,65	20,74	20,9	20,77	20,81	20,73	20,76	20,77	20,68	20,8	20,68	20,81	
Cr2O3	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,05	0,05	
Feo(t)	27,43	27,89	27,2	27,9	28,29	27,57	27,91	27,92	27,86	27,4	27,46	28,14	28,02	27,42	27,73	26,88	26,99	
MnO	1,49	1,48	1,55	1,64	1,66	1,65	1,65	1,72	1,74	1,71	1,71	1,79	1,81	1,85	1,86	1,82	1,88	
MgO	1,38	1,45	1,39	1,42	1,45	1,4	1,42	1,43	1,4	1,38	1,37	1,4	1,38	1,34	1,4	1,28	1,36	
CaO	11,36	11,12	11,82	10,79	10,69	11,07	11,08	10,71	11,05	10,95	11,37	10,35	10,67	11,06	10,67	11,75	11,32	
Total	101,3	101,6	101,8	101,4	101,6	101,3	102	101,4	101,8	101,3	101,7	101,4	101,1	101,4	101,2	101,5	101,5	

GRENATS

Label	104_79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95
SiO2	38,89	38,62	38,41	38,62	38,78	38,82	38,77	38,71	38,67	38,85	38,67	38,92	38,38	38,68	38,62	38,52	38,74
TiO2	0,23	0,21	0,22	0,2	0,2	0,22	0,2	0,21	0,23	0,2	0,17	0,2	0,22	0,22	0,25	0,23	0,14
Al2O3	20,7	20,8	20,69	20,77	20,55	20,69	20,67	20,77	20,75	20,66	20,7	20,66	20,67	20,68	20,81	20,72	20,73
Cr2O3	0,05	0,05	0,04	0,02	0,05	0,04	0,03	0,03	0,05	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,05
Feo(t)	27,05	27,55	27,1	27,91	26,74	25,99	26,89	26,45	27,38	27,68	27,33	27,57	26,75	26,95	27,26	26,92	27,91
MnO	1,87	1,96	2,01	1,93	1,95	1,9	1,95	1,95	1,97	2,05	2,08	2,15	2,05	2,15	2,17	2,05	2,17
MgO	1,34	1,32	1,32	1,32	1,29	1,22	1,29	1,27	1,35	1,37	1,35	1,32	1,28	1,27	1,29	1,24	1,3
CaO	11,44	11,37	11,44	11,26	11,69	12,91	11,89	12,17	11,27	10,98	11,19	10,89	11,73	11,53	11,51	11,27	10,57
Total	101,6	101,9	101,2	102	101,2	101,8	101,7	101,6	101,7	101,8	101,5	101,8	101,1	101,5	102	101	101,6

Label	104_96	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112
SiO2	38,54	38,68	38,46	38,72	38,82	38,71	38,57	38,64	38,87	38,7	38,59	38,53	38,42	38,5	38,57	38,53	38,59
TiO2	0,2	0,2	0,17	0,2	0,22	0,23	0,22	0,21	0,2	0,2	0,22	0,18	0,21	0,2	0,16	0,24	0,3
Al2O3	20,62	20,7	20,78	20,63	20,58	20,59	20,73	20,74	20,63	20,69	20,66	20,56	20,67	20,78	20,72	20,76	20,58
Cr2O3	0,04	0,05	0,05	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,05	0,05	0,04	0,05	0,06
Feo(t)	27,13	27,16	27,6	26,85	26,31	26,29	26,3	26,68	27,29	26,21	26,57	27,89	27,47	27,78	27,75	25,48	27,3
MnO	2,14	2,11	2,21	2,23	2,16	2,13	2,09	2,2	2,24	2,21	2,26	2,43	2,39	2,37	2,45	2,31	2,62
MgO	1,31	1,28	1,31	1,23	1,21	1,2	1,21	1,22	1,3	1,2	1,23	1,33	1,27	1,26	1,29	1,42	1,24
CaO	11,52	11,64	10,82	11,49	12,21	12,18	12,5	11,86	11,34	12,09	11,89	10,44	10,75	10,98	10,56	12,15	10,88
Total	101,5	101,8	101,4	101,4	101,6	101,4	101,7	101,6	101,9	101,4	101,5	101,4	101,2	101,9	101,5	101	101,6

Label	104_113	_114	_115	_116	_117	_118	_119	_120	_121	_122	_123	_124	_125	_126	_127	_128	_129
SiO2	38,81	38,53	38,72	38,59	38,5	38,51	38,59	38,6	38,73	38,54	38,48	38,55	38,48	38,84	38,51	38,64	38,68
TiO2	0,29	0,28	0,27	0,36	0,42	0,45	0,37	0,32	0,44	0,68	0,33	4,22	0,35	0,45	0,33	0,25	0,21
Al2O3	20,7	20,59	20,7	20,65	20,65	20,65	20,56	20,65	20,69	20,55	20,58	18,68	20,68	20,58	20,47	20,69	20,63
Cr2O3	0,04	0,06	0,05	0,08	0,03	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,07	0,06	0,06	0,03
Feo(t)	26,91	26,79	27,12	26,71	26,94	25,72	25,66	25,84	26,16	26	25,58	23,98	26,43	24,88	25,02	25,57	25,97
MnO	2,54	2,55	2,62	2,71	2,76	2,7	2,89	2,89	2,95	3,09	3,05	2,92	3,44	3,91	4,11	4,38	4,57
MgO	1,22	1,25	1,27	1,25	1,27	1,17	1,14	1,18	1,17	1,21	1,16	1,07	1,23	1,09	1,11	1,14	1,15
CaO	11,35	11,19	11,04	11,19	10,87	11,89	11,7	11,77	11,56	11,31	11,91	12,94	10,76	11,82	11,16	10,62	10,22
Total	101,9	101,2	101,8	101,6	101,4	101,2	101	101,3	101,8	101,4	101,2	102,4	101,4	101,6	100,8	101,3	101,5

GRENATS

Label	104	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139	140	141	142	143	144	145	146
SiO2	38,65	38,64	38,5	38,68	38,67	38,41	38,43	38,41	38,42	38,5	38,6	38,55	38,69	38,58	38,34	38,43	38,66	
TiO2	0,32	0,52	0,42	0,24	0,28	0,97	0,3	0,26	0,25	0,22	0,25	0,25	0,23	0,2	0,25	0,24	0,23	
Al2O3	20,64	20,59	20,65	20,7	20,6	20,11	20,75	20,64	20,65	20,66	20,54	20,54	20,64	20,55	20,53	20,54	20,61	
Cr2O3	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,04	0,04	0,05	0,03	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05	0,04	
Feo(t)	24,9	25,22	24,74	24,55	24,13	23,7	24,98	25,16	24,41	24,3	23,61	23,48	24,03	24,33	24	23,61	24,04	
MnO	4,37	4,53	4,7	4,8	4,9	4,76	5,28	5,39	5,32	5,48	5,38	5,41	5,73	5,75	5,71	5,72	5,34	
MgO	1,08	1,11	1,1	1,04	1,02	1,02	1,06	1,08	1,01	1,03	1,01	0,96	1,04	1,05	1	1,05	1,08	
CaO	11,25	11,16	11,5	11,44	11,47	12,36	10,8	10,59	11,17	11,27	11,76	11,81	11,21	10,84	11,12	11,25	11,22	
Total	101,3	101,8	101,7	101,5	101,1	101,4	101,7	101,6	101,3	101,5	101,2	101	101,6	101,4	101	100,9	101,2	

Label	104	147	148	149	150	151	152	153	154	155	156	157	158	159	160	161	162	163
SiO2	38,44	38,58	38,7	38,58	38,55	38,71	38,68	38,83	38,6	38,69	38,56	38,78	38,48	38,57	38,92	38,6	38,69	
TiO2	0,21	0,19	0,2	0,16	0,17	0,21	0,2	0,19	0,21	0,25	0,25	0,25	0,17	0,25	0,29	0,46	0,43	
Al2O3	20,67	20,61	20,58	20,79	20,68	20,73	20,63	20,78	20,79	20,68	20,62	20,68	20,69	20,53	20,47	20,63	20,59	
Cr2O3	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,03	0,05	0,05	0,04	0,05	0,06	0,04	0,05	0,04	0,05	0,06	
Feo(t)	24,41	24,54	24,46	25,67	24,9	24,3	23,8	24,22	24,65	24,3	24,31	24,28	25,13	24,58	24,01	24,11	24,59	
MnO	5,86	5,73	5,64	5,79	5,58	5,3	5,08	5,2	5,29	5,08	5,13	5,09	5,13	4,98	4,76	4,64	4,56	
MgO	1,11	1,05	1,04	1,11	1,07	1,07	1,03	1,03	1,1	1,05	1,03	1,02	1,06	1,06	1,02	1,02	1,08	
CaO	10,66	10,8	10,79	10,12	10,42	11,4	12,08	11,49	11,09	11,47	11,68	11,68	10,96	11,47	12,07	12,04	11,45	
Total	101,4	101,5	101,5	102,3	101,4	101,8	101,5	101,8	101,8	101,6	101,6	101,9	101,7	101,5	101,6	101,6	101,4	

Label	104	164	165	166	167	168	169	170	171	172	173	174	175	176	177	178	179	180
SiO2	38,77	38,67	38,59	38,58	38,61	38,66	38,51	38,77	38,74	38,31	38,72	38,23	38,56	38,73	38,83	38,78	38,59	
TiO2	0,31	0,26	0,24	0,29	0,26	0,3	0,48	0,22	0,29	0,22	0,25	1,16	0,23	0,24	0,24	0,21	0,23	
Al2O3	20,69	20,66	20,49	20,67	20,57	20,72	20,58	20,61	20,66	20,67	20,66	20,12	20,57	20,68	20,71	20,73	20,63	
Cr2O3	0,05	0,04	0,08	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,06	0,05	0,05	0,06	0,07	0,05	0,04	0,03	0,04	
Feo(t)	24,5	25,32	25,27	25,28	25,12	25,09	25,31	26,49	25,66	25,29	25,91	26,34	26,5	25,74	25,97	26,66	26,52	
MnO	4,41	4,46	4,38	4,47	4,28	4,19	3,98	3,32	3,13	2,96	2,98	2,89	2,87	2,61	2,51	2,55	2,61	
MgO	1,12	1,13	1,1	1,1	1,13	1,15	1,14	1,24	1,14	1,2	1,11	1,29	1,3	1,11	1,15	1,21	1,2	
CaO	11,62	11,13	11,37	11,22	11,41	11,42	11,65	10,75	11,86	11,68	11,86	11,16	11,16	12,36	12,34	11,66	11,52	
Total	101,5	101,7	101,5	101,7	101,4	101,6	101,7	101,4	101,5	100,4	101,5	101,3	101,3	101,5	101,8	101,8	101,4	

GRENATS

Label	104	181	182	183	184	185	186	187	188	189	190	191	192	193	194	195	196	197
SiO2	38,59	38,92	38,8	38,67	38,86	38,62	38,61	38,64	38,82	38,86	38,5	38,85	38,85	38,56	38,5	38,69	38,74	
TiO2	0,21	0,21	0,19	0,24	0,22	0,2	0,2	0,22	0,23	0,23	0,25	0,2	0,25	0,24	0,21	0,23	0,19	
Al2O3	20,68	20,6	20,83	20,67	20,69	20,73	20,63	20,52	20,77	20,66	20,69	20,73	20,71	20,75	20,65	20,6	20,78	
Cr2O3	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,05	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,03	
Feo(t)	26,43	26,51	27,15	26,48	26,89	27,18	27,05	27,01	26,33	25,96	26,15	26,79	26,64	26,49	27,04	26,99	26,99	
MnO	2,53	2,61	2,56	2,42	2,49	2,46	2,55	2,43	2,44	2,38	2,43	2,43	2,35	2,39	2,43	2,33	2,33	
MgO	1,24	1,21	1,24	1,17	1,25	1,22	1,23	1,22	1,11	1,18	1,15	1,17	1,2	1,25	1,27	1,26	1,24	
CaO	11,48	11,67	11,08	11,86	11,76	11,14	10,93	11,36	12,29	12,25	11,94	11,65	12,04	11,91	11,19	11,67	11,38	
Total	101,2	101,8	101,9	101,5	102,2	101,6	101,3	101,5	102	101,6	101,2	101,9	102,1	101,6	101,3	101,8	101,7	

Label	104	198	199	200	201	202	203	204	205	206	207	208	209	210	211	212	213	214
SiO2	38,62	38,84	38,58	38,74	38,72	38,77	38,87	38,84	38,66	38,89	38,78	38,68	38,68	38,8	38,66	38,81	38,8	
TiO2	0,22	0,23	0,23	0,25	0,2	0,2	0,21	0,22	0,15	0,2	0,19	0,2	0,16	0,17	0,19	0,21	0,19	
Al2O3	20,54	20,67	20,59	20,67	20,76	20,79	20,72	20,58	20,74	20,69	20,66	20,62	20,69	20,54	20,68	20,68	20,74	
Cr2O3	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	
Feo(t)	27,09	26,47	27,06	26,45	25,89	26,34	26,23	26,47	27,46	26,8	26,6	26,67	26,93	27,15	26,67	26,69	27,69	
MnO	2,38	2,25	2,37	2,35	2,17	2,2	2,13	2,12	2,26	2,09	2,25	2,15	2,14	2,17	2,13	2,17	2,2	
MgO	1,28	1,19	1,25	1,23	1,19	1,25	1,25	1,25	1,34	1,2	1,28	1,28	1,3	1,33	1,28	1,25	1,33	
CaO	10,88	12,26	11,56	11,93	12,38	12,15	12,25	12,1	10,87	11,95	11,64	11,61	11,16	11,12	11,64	11,64	10,85	
Total	101	101,9	101,7	101,7	101,4	101,8	101,7	101,6	101,5	101,9	101,5	101,2	101,1	101,3	101,3	101,5	101,8	

Label	104	215	216	217	218	219	220	221	222	223	224	225	226	227	228	229	230	231
SiO2	38,83	38,54	38,9	39,06	38,77	38,7	38,71	38,76	38,84	38,88	38,71	38,66	38,71	38,79	38,78	38,89	38,77	
TiO2	0,2	0,25	0,24	0,21	0,21	0,12	0,18	0,18	0,25	0,24	0,23	0,2	0,18	0,21	0,22	0,2	0,27	
Al2O3	20,66	20,62	20,76	20,64	20,72	20,71	20,69	20,66	20,58	20,73	20,57	20,8	20,9	20,81	20,65	20,7	20,61	
Cr2O3	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	
Feo(t)	26,94	26,77	25,97	24,94	24,77	27,16	26,61	26,62	25,53	26,29	26,74	27,61	27,66	27,5	26,89	26,62	25,61	
MnO	2,14	2,18	1,95	1,95	1,82	2,01	1,93	1,98	1,91	1,98	2,06	2,03	2,1	2	1,96	1,93	1,81	
MgO	1,31	1,28	1,19	1,18	1,2	1,36	1,21	1,3	1,22	1,21	1,3	1,37	1,37	1,36	1,34	1,34	1,26	
CaO	11,49	11,62	12,52	13,43	13,71	11,21	11,8	12,03	13,11	12,28	11,73	10,92	10,88	11,17	11,63	11,95	12,67	
Total	101,6	101,3	101,6	101,5	101,2	101,3	101,2	101,6	101,5	101,6	101,4	101,6	101,8	101,9	101,5	101,7	101	

GRENATS

Label	104	232	233	234	235	236	237	238	239	240	241	242	243	244	245	246	247	248
SiO2	38,77	38,9	38,56	38,74	38,84	38,92	38,97	38,74	38,73	38,67	38,82	38,71	38,58	38,8	38,7	38,68	38,74	
TiO2	0,28	0,23	0,23	0,25	0,24	0,23	0,25	0,23	0,22	0,22	0,23	0,22	0,22	0,23	0,22	0,23	0,22	
Al2O3	20,63	20,55	20,6	20,44	20,74	20,53	20,68	20,63	20,63	20,73	20,6	20,72	20,53	20,52	20,55	20,73	20,55	
Cr2O3	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	
Feo(t)	25,98	26,27	26,03	25,51	24,88	25,29	26,02	26,64	26,82	26,82	26,54	27,18	27,27	26,77	26,98	26,17	26,5	
MnO	1,85	1,82	1,9	1,77	1,74	1,78	1,88	1,76	1,91	1,94	1,78	1,75	1,76	1,8	1,79	1,69	1,66	
MgO	1,24	1,23	1,26	1,21	1,19	1,15	1,24	1,23	1,3	1,34	1,26	1,34	1,34	1,26	1,34	1,3	1,3	
CaO	13,1	12,28	12,45	13,44	13,74	13,12	12,96	12,46	11,45	11,66	12,12	11,57	11,52	12,01	11,61	12,44	11,71	
Total	101,9	101,3	101	101,4	101,4	101	102	101,7	101,1	101,4	101,4	101,5	101,3	101,4	101,2	101,3	100,7	

Label	104	249	250	251	252	253	254	255	256	257	258
SiO2	38,74	38,71	38,51	38,82	38,71	38,8	38,7	38,68	38,68	38,54	
TiO2	0,17	0,15	0,21	0,22	0,14	0,13	0,17	0,22	0,21	0,2	
Al2O3	20,8	20,7	20,58	20,59	20,78	20,88	20,64	20,59	20,72	20,6	
Cr2O3	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	
Feo(t)	27,77	27,76	26,51	27,2	27,23	27,67	27,46	27,55	27,06	27,08	
MnO	1,68	1,74	1,7	1,75	1,64	1,6	1,68	1,69	1,58	1,73	
MgO	1,41	1,4	1,29	1,31	1,34	1,46	1,42	1,41	1,34	1,4	
CaO	11,2	10,81	12,1	11,7	11,39	10,7	11,13	10,95	11,92	11,26	
Total	101,8	101,3	100,9	101,6	101,3	101,3	101,2	101,1	101,6	100,8	

Jadéites

Label	40b1-3	2_1	2_2	2_3	4_3	4_4	4_5	4_6	5_2	7_1	3_4	6_2	1_12	22-23	53-2
SiO2	57,52	58,08	58,84	58,18	58,48	57,85	57,91	58,24	70,43	60,11	58,40	55,76	57,94	59,42	56,71
TiO2	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,02	0,00	0,07	0,05	0,02	0,04	0,09	0,00	0,02	0,06
Al2O3	20,25	19,72	20,14	19,37	19,67	18,11	18,69	21,56	18,18	22,10	21,26	22,41	18,27	21,37	13,67
FeO	5,95	0,00	0,19	0,00	0,04	0,07	0,10	0,00	0,00	0,18	0,01	0,00	0,01	0,07	13,72
MnO	0,04	0,00	0,17	0,00	0,04	0,07	0,10	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,01	0,07	0,02
MgO	0,38	0,24	0,48	0,35	0,38	0,66	0,56	0,60	0,02	0,11	0,14	1,92	0,31	0,21	0,42
CaO	1,59	1,28	1,11	1,32	0,85	1,48	1,56	3,22	0,09	0,25	0,47	0,10	0,95	0,91	0,74
Na2O	13,61	13,96	14,01	14,35	14,40	13,47	13,92	8,60	10,64	13,25	14,40	4,67	13,70	14,23	13,97
K2O	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	1,44	0,08	0,82	0,02	6,25	0,03	0,04	0,02
Total	99,35	93,34	94,96	93,57	93,91	91,74	92,84	93,73	99,49	97,02	94,74	91,20	91,22	96,34	99,35

Label	40b2_11	2_12	2_13	2_14	215	51-1	51-13	51-14	51-15	51-16	51-17	53b-3	71-23
SiO2	57,75	53,89	57,32	58,35	60,11	57,20	52,43	56,30	56,74	61,31	57,22	57,75	57,87
TiO2	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,04	0,18	0,03	0,06	0,03	0,04
Al2O3	17,43	16,67	18,64	17,98	22,09	15,50	15,19	15,40	15,96	16,99	13,17	14,97	15,77
FeO	0,01	0,03	0,00	0,00	0,11	11,32	11,57	12,23	10,94	6,84	14,22	12,30	11,10
MnO	0,01	0,03	0,00	0,00	0,18	0,04	0,09	0,04	0,05	0,01	0,07	0,06	0,06
MgO	0,85	0,63	0,26	0,56	2,28	0,36	0,39	0,33	0,43	0,23	0,53	0,32	0,31
CaO	2,20	2,30	0,95	1,86	0,25	0,42	0,53	0,51	0,72	0,50	0,60	0,47	0,46
Na2O	13,62	14,01	14,38	14,26	13,25	14,09	13,69	12,81	13,09	9,82	13,78	13,98	14,08
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,82	0,06	0,02	0,02	0,04	0,09	0,03	0,01	0,00
Total	91,87	87,56	91,56	93,01	99,11	99,02	93,92	97,67	98,15	95,82	99,68	99,89	99,69

Label	51-20	51-21	51-22	51-25	51-26	51-27	51-28	51-29	51-30	51-32	51-34	51-36	51-60	51-61	156-35
SiO2	57,28	57,67	57,46	57,97	58,14	57,90	57,81	57,24	58,43	57,81	57,57	57,08	57,34	58,80	56,61
TiO2	0,03	0,12	0,05	0,02	0,10	0,03	0,06	0,16	0,05	0,12	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04
Al2O3	13,84	14,37	14,73	16,61	16,10	17,29	15,58	14,30	17,02	15,96	15,78	15,10	15,42	17,53	14,25
FeO	13,40	12,68	12,19	10,32	10,54	8,91	11,31	12,48	9,62	10,79	11,32	12,09	11,63	9,16	13,19
MnO	0,09	0,03	0,03	0,01	0,03	0,00	0,03	0,04	0,03	0,03	0,06	0,07	0,01	0,05	0,07
MgO	0,31	0,66	0,42	0,23	0,31	0,18	0,28	0,76	0,21	0,26	0,29	0,31	0,38	0,25	0,31
CaO	0,51	0,55	0,71	0,71	0,58	0,55	0,66	0,44	0,48	0,67	0,66	0,48	0,64	0,37	0,50
Na2O	13,11	13,57	13,98	13,79	13,96	13,93	13,91	13,60	14,11	14,05	13,74	13,97	13,66	12,18	14,12
K2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,06	0,00
Total	98,57	99,67	99,58	99,67	99,76	98,79	99,66	99,04	99,98	99,69	99,44	99,16	99,11	98,43	99,10

Muscovites

Label	53/1-10							72/4-5		156_2_11			53_d3-111	
	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM
SiO2	46,45	46,68	46,59	47,67	46,79	47,31	47,38	45,52	44,82	44,09	45,86	45,77	48,54	45,20
Al2O3	32,58	33,41	31,33	31,67	33,14	32,75	31,12	32,66	30,47	33,24	30,57	33,17	34,05	28,14
TiO2	0,33	0,31	0,37	0,35	0,35	0,34	0,44	0,40	0,12	0,09	0,40	0,41	0,41	0,15
FeO	1,66	1,47	1,56	1,71	1,53	1,36	2,17	1,78	2,32	2,10	1,76	1,61	1,49	10,93
MnO	0,00	0,00	0,05	0,01	0,12	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,02	0,19
MgO	1,08	0,79	1,26	1,37	1,01	1,15	1,72	1,34	1,51	0,92	1,64	1,27	1,28	2,22
CaO	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00	0,05	0,13	0,00	0,03	0,03	0,00	0,04
Cr2O3	0,00	0,05	0,02	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	1,36	1,04	0,66	1,19	1,07	1,34	1,12	0,93	0,25	0,65	0,68	1,12	1,14	0,25
K2O	9,02	9,02	9,86	9,20	9,29	8,95	9,07	9,80	10,63	10,36	10,07	9,51	9,14	8,57
Total	92,49	92,77	91,72	93,21	93,33	93,19	93,04	92,48	90,30	91,45	91,04	92,89	96,10	95,73

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,34	6,33	6,43	6,46	6,33	6,39	6,45	6,26	6,36	6,16	6,41	6,25	6,35	6,26
ALIV	1,66	1,67	1,57	1,54	1,67	1,61	1,55	1,74	1,64	1,84	1,59	1,75	1,65	1,74
ALVI	3,59	3,68	3,53	3,51	3,62	3,60	3,44	3,55	3,45	3,63	3,44	3,58	3,61	2,86
Ti	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,04	0,01	0,01	0,04	0,04	0,04	0,02
Fe	0,19	0,17	0,18	0,19	0,17	0,15	0,25	0,20	0,28	0,25	0,21	0,18	0,16	1,27
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Mg	0,22	0,16	0,26	0,28	0,20	0,23	0,35	0,27	0,32	0,19	0,34	0,26	0,25	0,46
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,36	0,27	0,18	0,31	0,28	0,35	0,29	0,25	0,07	0,18	0,18	0,30	0,29	0,07
K	1,57	1,56	1,74	1,59	1,60	1,54	1,57	1,72	1,92	1,85	1,80	1,66	1,53	1,52
Total	27,21	27,22	27,03	26,98	27,22	27,13	26,94	27,33	27,17	27,58	27,06	27,36	27,14	26,81
Al	5,24	5,34	5,10	5,06	5,29	5,21	4,99	5,29	5,09	5,47	5,04	5,33	5,25	4,60
Si4+	3,17	3,17	3,22	3,23	3,17	3,19	3,22	3,13	3,18	3,08	3,20	3,12	3,18	3,13

Muscovites

Label	70/1-1 GBM	/1-2 GBM	/1-3 GBM	/1-4 GBM	/2-1 GBM	/2-3 GBM	/2-4 GBM	/2-5 GBM	/2-8 GBM	/2-9 GBM	/2-10 GBM	/3-1 GBM	/3-2 GBM	/3-3 GBM	/3-4 GBM	/3-5 GBM
SiO2	46,64	45,53	45,84	45,40	45,17	46,27	45,56	45,50	44,72	46,81	45,72	46,00	46,00	46,03	45,75	46,17
Al2O3	34,09	34,79	33,72	33,99	33,94	33,21	32,83	33,41	32,13	31,77	34,08	33,47	33,21	33,41	34,57	34,54
TiO2	0,21	0,36	0,40	0,35	0,37	0,50	0,34	0,40	0,44	0,51	0,47	0,37	0,39	0,37	0,42	0,45
FeO	1,42	1,51	1,66	1,39	1,40	1,48	1,98	1,78	1,79	2,03	1,44	1,68	1,39	1,59	1,43	1,63
MnO	0,03	0,00	0,05	0,07	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,08	0,00	0,08	0,05
MgO	1,04	0,90	1,06	1,00	0,92	1,18	1,25	1,11	1,14	1,47	0,91	1,23	1,16	1,15	1,03	1,04
CaO	0,00	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,07	0,02	0,00	0,02	0,05	0,00	0,01	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	1,23	1,38	1,07	1,20	1,25	1,33	0,62	0,63	0,80	0,94	1,23	0,89	1,10	1,14	1,29	0,71
K2O	9,66	9,57	9,72	9,16	9,62	9,85	10,28	10,89	10,00	9,53	9,37	10,75	9,82	9,91	9,62	9,89
Total	94,32	94,07	93,57	92,59	92,74	93,85	92,87	93,72	91,09	93,08	93,27	94,43	93,20	93,60	94,20	94,48

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,26	6,14	6,22	6,20	6,18	6,26	6,25	6,20	6,25	6,38	6,20	6,22	6,26	6,25	6,16	6,19
ALIV	1,74	1,86	1,78	1,80	1,82	1,74	1,75	1,80	1,75	1,62	1,80	1,78	1,74	1,75	1,84	1,81
ALVI	3,65	3,67	3,61	3,67	3,65	3,56	3,56	3,57	3,55	3,48	3,65	3,55	3,59	3,59	3,64	3,65
Ti	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05
Fe	0,16	0,17	0,19	0,16	0,16	0,17	0,23	0,20	0,21	0,23	0,16	0,19	0,16	0,18	0,16	0,18
Mn	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Mg	0,21	0,18	0,21	0,20	0,19	0,24	0,26	0,23	0,24	0,30	0,18	0,25	0,24	0,23	0,21	0,21
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,32	0,36	0,28	0,32	0,33	0,35	0,16	0,17	0,22	0,25	0,32	0,23	0,29	0,30	0,34	0,18
K	1,65	1,65	1,68	1,60	1,68	1,70	1,80	1,89	1,78	1,66	1,62	1,85	1,70	1,72	1,65	1,69
Total	27,40	27,59	27,42	27,46	27,52	27,36	27,35	27,47	27,35	27,07	27,45	27,45	27,36	27,40	27,54	27,43
Al	5,39	5,53	5,39	5,47	5,47	5,30	5,31	5,37	5,30	5,10	5,45	5,33	5,33	5,34	5,48	5,46
Si4+	3,13	3,07	3,11	3,10	3,09	3,13	3,13	3,10	3,13	3,19	3,10	3,11	3,13	3,12	3,08	3,10

Muscovites

Label	71-1 GBM	71-2 GBM	71-5 GBM	71-6 GBM	71-7 GBM	71-8 GBM	71-9 GBM	51-10 GBM	51-11 GBM	51-57 GBM	51-66 GBM	39b-9 GBM	05_7_1 GBM
SiO2	47,38	48,99	47,56	47,76	47,32	48,94	47,66	48,47	46,41	47,29	47,71	47,39	45,76
Al2O3	34,38	32,55	35,10	33,66	34,84	33,79	34,87	32,71	32,39	31,80	32,27	32,94	34,36
TiO2	0,39	0,60	0,42	0,38	0,43	0,48	0,46	0,36	0,37	0,44	0,12	0,51	0,38
FeO	1,75	1,70	1,76	1,65	1,43	1,37	1,48	3,28	3,61	3,40	2,98	1,69	1,47
MnO	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,09	0,00
MgO	1,29	1,56	1,29	1,15	1,22	1,17	1,17	1,23	1,33	1,26	1,64	1,44	0,98
CaO	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,02	0,05	0,01	0,03	0,00
Cr2O3	0,05	0,07	0,07	0,02	0,06	0,04	0,03	0,01	0,01	0,05	0,02	0,00	0,09
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,79	0,73	1,01	0,78	1,16	0,96	1,14	0,74	0,67	0,51	0,50	1,09	1,07
K2O	10,02	7,40	9,64	8,00	9,42	7,49	9,32	7,73	10,36	7,07	10,30	9,82	9,69
Total	96,07	93,65	96,89	93,41	95,90	94,27	96,14	94,56	95,19	91,88	95,58	95,01	93,79

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,25	6,50	6,21	6,38	6,23	6,45	6,25	6,44	6,27	6,45	6,37	6,33	6,18
ALIV	1,75	1,50	1,79	1,62	1,77	1,55	1,75	1,56	1,73	1,55	1,63	1,67	1,82
ALVI	3,60	3,60	3,61	3,69	3,63	3,69	3,64	3,56	3,42	3,56	3,45	3,51	3,65
Ti	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,01	0,05	0,04
Fe	0,19	0,19	0,19	0,18	0,16	0,15	0,16	0,36	0,41	0,39	0,33	0,19	0,17
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,25	0,31	0,25	0,23	0,24	0,23	0,23	0,24	0,27	0,26	0,33	0,29	0,20
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,20	0,19	0,25	0,20	0,30	0,24	0,29	0,19	0,18	0,14	0,13	0,28	0,28
K	1,69	1,25	1,61	1,36	1,58	1,26	1,56	1,31	1,78	1,23	1,76	1,67	1,67
Total	27,33	26,70	27,37	27,01	27,37	26,88	27,32	26,83	27,25	26,74	27,10	27,19	27,49
Al	5,35	5,09	5,40	5,30	5,40	5,25	5,39	5,12	5,15	5,11	5,08	5,18	5,47
Si4+	3,13	3,25	3,11	3,19	3,11	3,22	3,13	3,22	3,13	3,22	3,19	3,16	3,09

Muscovites

Label	73/3-13	/3-14	/3-15	/3-17	/4-12	/4-13	/4-14	/4-15	75/1-5	75/1-6	75/1-8	75/3-11	75/3-12	75/3-13	75/4-2	75/4-3
	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM
SiO2	46,21	46,92	45,80	46,25	46,31	45,79	45,41	46,87	45,47	45,05	44,88	45,77	46,59	45,74	46,41	46,06
Al2O3	32,13	31,12	32,33	30,72	33,23	33,14	33,64	32,45	31,57	33,21	32,90	32,27	32,77	32,71	33,34	33,07
TiO2	0,54	0,48	0,61	0,18	0,45	0,41	0,41	0,53	0,45	0,41	0,42	0,39	0,46	0,40	0,38	0,30
FeO	1,67	2,08	1,72	2,21	1,20	1,46	1,39	1,62	1,49	1,60	1,64	1,56	1,55	1,54	1,54	1,49
MnO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,05	0,00	0,04	0,02	0,03	0,09	0,08	0,00	0,00	0,00
MgO	1,45	1,63	1,31	1,52	1,19	1,08	1,13	1,53	1,74	1,14	1,25	1,33	1,47	1,34	1,34	1,20
CaO	0,03	0,03	0,05	0,28	0,00	0,00	0,07	0,07	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,07	0,01	0,08
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,87	0,67	0,83	0,25	1,12	0,92	1,29	1,30	1,04	0,92	0,84	0,90	1,07	0,56	1,09	1,25
K2O	10,21	10,25	10,44	10,23	9,45	10,16	9,47	9,81	9,89	9,87	10,36	10,03	9,79	10,65	9,75	9,80
Total	93,11	93,18	93,11	91,64	92,96	92,97	92,86	94,18	91,69	92,24	92,36	92,34	93,79	93,01	93,86	93,25

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,32	6,41	6,27	6,43	6,29	6,26	6,20	6,32	6,31	6,21	6,20	6,30	6,30	6,27	6,27	6,27
ALIV	1,68	1,59	1,73	1,57	1,71	1,74	1,80	1,68	1,69	1,79	1,80	1,70	1,70	1,73	1,73	1,73
ALVI	3,49	3,43	3,49	3,46	3,61	3,59	3,61	3,48	3,47	3,60	3,55	3,54	3,53	3,55	3,57	3,58
Ti	0,06	0,05	0,06	0,02	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03
Fe	0,19	0,24	0,20	0,26	0,14	0,17	0,16	0,18	0,17	0,18	0,19	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,30	0,33	0,27	0,31	0,24	0,22	0,23	0,31	0,36	0,23	0,26	0,27	0,30	0,27	0,27	0,24
Ca	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,23	0,18	0,22	0,07	0,30	0,24	0,34	0,34	0,28	0,25	0,22	0,24	0,28	0,15	0,29	0,33
K	1,78	1,79	1,82	1,81	1,64	1,77	1,65	1,69	1,75	1,73	1,83	1,76	1,69	1,86	1,68	1,70
Total	27,22	27,03	27,30	27,01	27,29	27,38	27,46	27,22	27,24	27,44	27,46	27,28	27,25	27,34	27,33	27,37
Al	5,18	5,01	5,22	5,03	5,32	5,34	5,41	5,16	5,16	5,39	5,36	5,24	5,22	5,28	5,31	5,31
Si4+	3,16	3,21	3,14	3,21	3,15	3,13	3,10	3,16	3,15	3,10	3,10	3,15	3,15	3,13	3,13	3,13

Muscovites

Label	27_1_2 ABM	3_3 ABM	3_4 ABM	3_5 ABM	3_6 ABM	5_7 ABM	5_8 ABM	2_9 ABM	2_10 ABM	2_11 ABM	2_12 ABM	3_11 ABM	3_12 ABM	3_13 ABM	3_14 ABM	3_15 ABM	2_16 ABM
SiO2	46,86	46,16	46,93	45,99	47,34	46,96	47,05	45,46	45,14	45,40	45,42	45,39	45,07	45,93	46,62	46,43	46,62
Al2O3	32,19	32,41	32,70	32,30	32,63	32,46	32,55	32,64	32,10	32,60	32,23	33,23	32,67	31,82	30,66	31,29	30,66
TiO2	0,50	0,58	0,39	0,44	0,54	0,55	0,45	0,46	0,53	0,45	0,65	0,54	0,61	0,66	0,72	0,57	0,72
FeO	1,55	1,31	1,58	1,57	1,94	1,87	1,80	1,42	1,93	2,02	1,96	1,61	1,62	2,04	2,07	1,60	2,07
MnO	0,00	0,00	0,06	0,02	0,13	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,04	0,02	0,00	0,04	0,08	0,04
MgO	1,28	1,19	1,11	1,12	1,23	1,29	1,16	1,29	1,36	1,46	1,41	1,42	1,32	1,77	2,03	1,89	2,03
CaO	0,03	0,05	0,05	0,00	0,03	0,04	0,00	0,04	0,04	0,00	0,06	0,02	0,02	0,06	0,05	0,05	0,05
Cr2O3	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,90	0,98	0,65	0,69	0,70	0,92	0,93	0,71	0,56	0,56	0,63	0,87	0,96	0,87	0,86	0,91	0,86
K2O	10,00	9,37	10,08	10,13	9,86	9,60	10,00	10,40	10,11	10,57	10,16	10,16	9,99	10,14	10,45	10,22	10,45
Total	93,35	92,05	93,56	92,27	94,40	93,69	93,96	92,44	91,77	93,06	92,54	93,28	92,28	93,29	93,50	93,04	93,50

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,37	6,33	6,36	6,33	6,36	6,35	6,36	6,26	6,27	6,23	6,26	6,20	6,22	6,28	6,38	6,36	6,38
ALIV	1,63	1,67	1,64	1,67	1,64	1,65	1,64	1,74	1,73	1,77	1,74	1,80	1,78	1,72	1,62	1,64	1,62
ALVI	3,52	3,57	3,58	3,57	3,53	3,52	3,54	3,55	3,52	3,51	3,49	3,54	3,53	3,41	3,32	3,40	3,32
Ti	0,05	0,06	0,04	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07
Fe	0,18	0,15	0,18	0,18	0,22	0,21	0,20	0,16	0,22	0,23	0,23	0,18	0,19	0,23	0,24	0,18	0,24
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,26	0,24	0,22	0,23	0,25	0,26	0,23	0,26	0,28	0,30	0,29	0,29	0,27	0,36	0,41	0,39	0,41
Ca	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,24	0,26	0,17	0,18	0,18	0,24	0,24	0,19	0,15	0,15	0,17	0,23	0,26	0,23	0,23	0,24	0,23
K	1,73	1,64	1,74	1,78	1,69	1,66	1,72	1,83	1,79	1,85	1,79	1,77	1,76	1,77	1,82	1,78	1,82
Total	27,14	27,18	27,17	27,23	27,10	27,13	27,17	27,35	27,28	27,36	27,27	27,42	27,38	27,21	27,05	27,12	27,05
Al	5,16	5,24	5,22	5,24	5,17	5,17	5,18	5,30	5,25	5,27	5,23	5,35	5,31	5,13	4,94	5,05	4,94
Si4+	3,18	3,17	3,18	3,16	3,18	3,18	3,18	3,13	3,13	3,12	3,13	3,10	3,11	3,14	3,19	3,18	3,19

Muscovites

Label	24_1	40b/1-340B/1-4		/1-5	/1-6	/1-7	/1-8	/2-4	/2-5	/2-6	/2-10	/2-11	/2-12	40b-53	40b-42
	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM
SiO2	45,9	47,03	45,08	45,44	45,79	45,46	45,49	45,24	46,33	45,93	44,11	45,49	45,68	47,44	43,24
Al2O3	33,71	32,56	33,05	32,69	33,62	33,58	32,12	33,35	33,20	33,68	29,70	33,02	33,28	30,23	32,49
TiO2	0,489	0,481	0,45	0,58	0,48	0,36	0,66	0,51	0,60	0,45	0,60	0,44	0,51	0,62	0,53
FeO	1,842	1,957	1,50	1,59	1,88	1,57	1,82	1,74	1,48	1,88	3,66	1,79	1,84	2,20	5,67
MnO	0,023	2E-04	0,00	0,08	0,01	0,00	0,05	0,11	0,08	0,02	0,08	0,02	0,07	0,07	0,56
MgO	1,156	1,151	1,20	1,16	1,17	1,13	1,45	1,25	1,31	1,18	2,58	1,07	1,23	2,03	1,14
CaO	2E-04	0,014	0,13	0,18	0,15	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,12	0,02	0,04	0,03	1,04
Cr2O3	0,076	0,035	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,904	0,738	0,88	0,48	1,07	0,79	0,87	1,07	1,04	1,08	0,95	0,93	1,10	0,70	1,28
K2O	9,674	9,989	9,89	10,55	9,97	10,30	10,28	10,22	9,71	9,85	8,99	10,34	10,36	10,10	7,80
Total	93,77	93,96	92,18	92,75	94,14	93,22	92,78	93,49	93,75	94,07	90,79	93,12	94,11	93,42	93,75

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,213	6,354	6,21	6,25	6,19	6,20	6,26	6,18	6,26	6,21	6,25	6,23	6,20	6,47	5,98
ALIV	5,376	1,646	1,79	1,75	1,81	1,80	1,74	1,82	1,74	1,79	1,75	1,77	1,80	1,53	2,02
ALVI	1,787	3,538	3,58	3,54	3,56	3,61	3,47	3,54	3,55	3,57	3,20	3,56	3,52	3,33	3,28
Ti	3,589	0,049	0,05	0,06	0,05	0,04	0,07	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06
Fe	0,050	0,221	0,17	0,18	0,21	0,18	0,21	0,20	0,17	0,21	0,43	0,21	0,21	0,25	0,66
Mn	0,208	0,000	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,07
Mg	0,003	0,232	0,25	0,24	0,24	0,23	0,30	0,25	0,26	0,24	0,54	0,22	0,25	0,41	0,23
Ca	0,233	0,002	0,02	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,15
Cr	0,000	0,004	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,008	0,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,000	0,193	0,24	0,13	0,28	0,21	0,23	0,28	0,27	0,28	0,26	0,25	0,29	0,19	0,34
K	0,237	1,721	1,74	1,85	1,72	1,79	1,80	1,78	1,67	1,70	1,62	1,81	1,79	1,76	1,38
Total	1,670	27,14	27,41	27,33	27,44	27,46	27,30	27,49	27,29	27,42	27,11	27,42	27,45	26,87	27,47
Al	5,376	5,184	5,37	5,30	5,36	5,40	5,21	5,37	5,29	5,37	4,96	5,33	5,32	4,86	5,30
Si4+	3,106	3,177	3,11	3,12	3,10	3,10	3,13	3,09	3,13	3,10	3,12	3,11	3,10	3,23	2,99

Muscovites

Label	40b/3-4	40b/3-5	40b/3-6	40b/3-7	40b-10	40b-10	40b-10	40b-42	40b-44	40b-53	40b-55	22-13	22-25	22-27	22-28	22-29
	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM
SiO2	46,62	46,29	46,70	47,20	43,25	47,44	47,02	43,25	42,40	47,44	47,81	46,20	47,64	45,59	46,03	47,05
Al2O3	31,99	31,69	32,73	32,43	32,49	30,24	32,33	32,49	31,95	30,24	28,59	33,57	30,39	33,60	33,88	34,18
TiO2	0,45	0,55	0,47	0,62	0,54	0,62	0,56	0,54	0,25	0,62	0,55	0,58	0,63	0,53	0,47	0,49
FeO	1,58	2,61	1,81	1,91	5,67	2,21	1,94	5,67	6,26	2,21	3,79	1,74	1,93	1,66	1,69	1,73
MnO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,57	0,07	0,05	0,57	0,10	0,07	0,03	0,02	0,00	0,06	0,03	0,01
MgO	1,27	1,51	1,08	1,28	1,14	2,03	1,35	1,14	2,12	2,03	1,94	1,20	2,14	1,18	1,24	0,98
CaO	0,00	0,05	0,00	0,00	1,04	0,03	0,04	1,04	0,03	0,03	0,13	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
Cr2O3	0,16	0,04	0,00	0,06	0,05	0,06	0,04	0,05	0,02	0,06	0,03	0,04	0,03	0,01	0,01	0,05
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	1,11	0,95	0,95	1,04	1,29	0,70	0,80	1,29	0,62	0,70	2,46	0,80	0,71	0,91	1,11	1,23
K2O	9,43	9,78	9,97	9,71	7,81	10,10	9,76	7,81	8,71	10,10	8,25	9,65	9,86	8,99	9,66	8,19
Total	92,62	93,50	93,70	94,26	93,84	93,50	93,90	93,84	92,46	93,50	93,58	93,82	93,35	92,56	94,13	93,93

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,37	6,32	6,33	6,35	5,98	6,47	6,35	5,98	5,97	6,47	6,54	6,24	6,48	6,22	6,20	6,29
ALIV	1,63	1,68	1,67	1,65	2,02	1,53	1,65	2,02	2,03	1,53	1,46	1,76	1,52	1,78	1,80	1,71
ALVI	3,52	3,42	3,55	3,50	3,28	3,32	3,50	3,28	3,26	3,32	3,14	3,58	3,35	3,62	3,59	3,67
Ti	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,03	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05
Fe	0,18	0,30	0,20	0,21	0,66	0,25	0,22	0,66	0,74	0,25	0,43	0,20	0,22	0,19	0,19	0,19
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01	0,01	0,07	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,26	0,31	0,22	0,26	0,23	0,41	0,27	0,23	0,44	0,41	0,40	0,24	0,43	0,24	0,25	0,20
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,15	0,00	0,01	0,15	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,30	0,25	0,25	0,27	0,34	0,19	0,21	0,34	0,17	0,19	0,65	0,21	0,19	0,24	0,29	0,32
K	1,64	1,70	1,72	1,67	1,38	1,76	1,68	1,38	1,56	1,76	1,44	1,66	1,71	1,57	1,66	1,40
Total	27,12	27,15	27,23	27,12	27,47	26,87	27,11	27,47	27,52	26,87	26,75	27,31	26,84	27,33	27,41	27,21
Al	5,15	5,10	5,23	5,14	5,30	4,86	5,15	5,30	5,30	4,86	4,61	5,34	4,87	5,40	5,38	5,38
Si4+	3,19	3,16	3,16	3,18	2,99	3,23	3,18	2,99	2,98	3,23	3,27	3,12	3,24	3,11	3,10	3,14

Muscovites

Label	22_3_3	3_4	3_5	3_6	3_10	3_11	10C/1-3	40C/1-6	/1-7	/1-8	/1-9	/1-10
	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM
SiO2	46,16	46,93	45,99	47,34	46,96	47,05	46,29	46,76	46,97	46,31	46,90	46,41
Al2O3	32,41	32,70	32,30	32,63	32,46	32,55	32,47	32,16	32,79	31,77	32,55	32,01
TiO2	0,58	0,39	0,44	0,54	0,55	0,45	0,49	0,46	0,47	0,43	0,49	0,35
FeO	1,31	1,58	1,57	1,94	1,87	1,80	1,91	1,67	1,82	1,68	1,67	1,69
MnO	0,00	0,06	0,02	0,13	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	1,19	1,11	1,12	1,23	1,29	1,16	1,05	1,14	1,19	1,18	1,24	1,20
CaO	0,05	0,05	0,00	0,03	0,04	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,07	0,00	0,01
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,98	0,65	0,69	0,70	0,92	0,93	0,88	1,05	1,00	1,09	1,06	1,03
K2O	9,37	10,08	10,13	9,86	9,60	10,00	9,42	9,65	9,55	9,42	9,55	9,49
Total	92,05	93,56	92,27	94,40	93,69	93,96	92,52	92,98	93,78	91,96	93,48	92,22

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,33	6,36	6,33	6,36	6,35	6,36	6,33	6,37	6,34	6,38	6,35	6,37
ALIV	1,67	1,64	1,67	1,64	1,65	1,64	1,67	1,63	1,66	1,62	1,65	1,63
ALVI	3,57	3,58	3,57	3,53	3,52	3,54	3,57	3,54	3,56	3,53	3,55	3,55
Ti	0,06	0,04	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04
Fe	0,15	0,18	0,18	0,22	0,21	0,20	0,22	0,19	0,21	0,19	0,19	0,19
Mn	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,24	0,22	0,23	0,25	0,26	0,23	0,22	0,23	0,24	0,24	0,25	0,25
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,26	0,17	0,18	0,18	0,24	0,24	0,23	0,28	0,26	0,29	0,28	0,28
K	1,64	1,74	1,78	1,69	1,66	1,72	1,65	1,68	1,64	1,65	1,65	1,66
Total	27,18	27,17	27,23	27,10	27,13	27,17	27,17	27,14	27,17	27,13	27,16	27,15
Al	5,24	5,22	5,24	5,17	5,17	5,18	5,24	5,17	5,22	5,16	5,20	5,18
Si4+	3,17	3,18	3,16	3,18	3,18	3,18	3,17	3,19	3,17	3,19	3,18	3,19

Muscovites

Label	40C/1-1	/1-2	/1-3	/1-4	/1-5	/1-6	/2-9	/2-10	40C/1-1	/1-2	/1-3	/1-4	/1-5	/1-6	/2-9	/2-10
	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM
SiO2	46,50	45,79	45,39	44,84	46,10	45,21	45,43	45,36	46,50	45,79	45,39	44,84	46,10	45,21	45,43	45,36
Al2O3	31,66	33,13	33,43	33,52	33,09	33,53	32,57	33,52	31,66	33,13	33,43	33,52	33,09	33,53	32,57	33,52
TiO2	0,67	0,54	0,46	0,47	0,54	0,42	0,61	0,51	0,67	0,54	0,46	0,47	0,54	0,42	0,61	0,51
FeO	2,00	1,53	1,41	1,42	1,55	1,61	1,55	1,69	2,00	1,53	1,41	1,42	1,55	1,61	1,55	1,69
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00
MgO	1,59	1,19	1,04	1,12	1,42	1,13	1,37	1,11	1,59	1,19	1,04	1,12	1,42	1,13	1,37	1,11
CaO	0,03	0,02	0,01	0,04	0,00	0,04	0,03	0,00	0,03	0,02	0,01	0,04	0,00	0,04	0,03	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,88	1,14	1,11	1,15	0,94	1,00	0,95	1,09	0,88	1,14	1,11	1,15	0,94	1,00	0,95	1,09
K2O	9,82	9,93	9,62	9,70	9,86	9,91	10,00	9,80	9,82	9,93	9,62	9,70	9,86	9,91	10,00	9,80
Total	93,15	93,27	92,47	92,26	93,52	92,87	92,51	93,08	93,15	93,27	92,47	92,26	93,52	92,87	92,51	93,08

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,35	6,24	6,22	6,17	6,26	6,19	6,25	6,19	6,35	6,24	6,22	6,17	6,26	6,19	6,25	6,19
ALIV	1,65	1,76	1,78	1,83	1,74	1,81	1,75	1,81	1,65	1,76	1,78	1,83	1,74	1,81	1,75	1,81
ALVI	3,44	3,56	3,62	3,61	3,55	3,60	3,52	3,59	3,44	3,56	3,62	3,61	3,55	3,60	3,52	3,59
Ti	0,07	0,06	0,05	0,05	0,06	0,04	0,06	0,05	0,07	0,06	0,05	0,05	0,06	0,04	0,06	0,05
Fe	0,23	0,17	0,16	0,16	0,18	0,18	0,18	0,19	0,23	0,17	0,16	0,16	0,18	0,18	0,18	0,19
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,32	0,24	0,21	0,23	0,29	0,23	0,28	0,23	0,32	0,24	0,21	0,23	0,29	0,23	0,28	0,23
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,23	0,30	0,29	0,31	0,25	0,27	0,25	0,29	0,23	0,30	0,29	0,31	0,25	0,27	0,25	0,29
K	1,71	1,73	1,68	1,70	1,71	1,73	1,75	1,71	1,71	1,73	1,68	1,70	1,71	1,73	1,75	1,71
Total	27,10	27,38	27,42	27,50	27,31	27,47	27,33	27,45	27,10	27,38	27,42	27,50	27,31	27,47	27,33	27,45
Al	5,09	5,32	5,40	5,44	5,29	5,41	5,28	5,39	5,09	5,32	5,40	5,44	5,29	5,41	5,28	5,39
Si4+	3,17	3,12	3,11	3,09	3,13	3,09	3,12	3,10	3,17	3,12	3,11	3,09	3,13	3,09	3,12	3,10

Muscovites

Label	23_7 SZ	23_12 SZ	23-14 SZ	23_1_1 SZ	1_2 SZ	1_3 SZ	1_4 SZ	1_5 SZ	1_6 SZ	1_7 SZ	1_8 SZ	2_1 SZ	2_2 SZ	2_3 SZ	2_4 SZ	2_5 SZ	2_6 SZ
SiO2	46,27	46,61	45,94	44,63	45,12	45,66	44,85	45,86	46,90	46,15	45,39	44,23	45,92	45,43	45,86	45,13	45,77
Al2O3	33,26	33,52	33,12	30,47	28,98	31,57	30,07	30,64	29,46	29,71	31,50	31,13	29,83	28,73	29,48	28,93	29,30
TiO2	0,529	0,632	0,596	0,14	0,25	0,06	0,18	0,04	0,15	0,03	0,11	0,02	0,00	0,06	0,06	0,03	0,07
FeO	1,913	1,785	1,756	3,66	4,25	2,86	3,84	3,44	3,05	3,21	3,18	2,81	3,68	3,18	3,00	3,44	3,92
MnO	2E-04	2E-04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,06	0,00	0,02	0,05	0,03	0,03	0,07	0,00	0,00
MgO	1,237	1,107	1,201	1,76	2,19	1,46	1,81	1,90	2,31	2,14	1,45	1,41	1,97	2,19	2,18	1,99	1,99
CaO	0,004	0,004	2E-04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,15	0,12	0,00	0,01	0,09	0,01	0,17	0,01
Cr2O3	0,029	0,094	0,067	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,622	0,888	0,949	0,26	0,23	0,34	0,30	0,41	0,33	0,28	0,39	0,31	0,34	0,27	0,32	0,22	0,22
K2O	10,25	9,998	10,1	11,34	11,07	10,86	10,80	10,37	11,20	10,47	10,57	10,37	10,95	10,93	11,28	10,66	10,94
Total	94,11	94,64	93,76	92,26	92,09	92,81	91,97	92,70	93,46	92,14	92,73	90,33	92,73	90,91	92,26	90,57	92,22

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,25	6,26	6,24	6,27	6,37	6,32	6,31	6,36	6,46	6,43	6,29	6,28	6,40	6,45	6,42	6,43	6,42
ALIV	5,30	5,30	5,30	1,73	1,63	1,68	1,69	1,64	1,54	1,57	1,71	1,72	1,60	1,55	1,58	1,57	1,58
ALVI	1,75	1,74	1,76	3,32	3,18	3,46	3,30	3,36	3,25	3,31	3,44	3,49	3,29	3,25	3,28	3,28	3,26
Ti	3,55	3,56	3,54	0,01	0,03	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Fe	0,05	0,06	0,06	0,43	0,50	0,33	0,45	0,40	0,35	0,37	0,37	0,33	0,43	0,38	0,35	0,41	0,46
Mn	0,22	0,20	0,20	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,37	0,46	0,30	0,38	0,39	0,47	0,44	0,30	0,30	0,41	0,46	0,45	0,42	0,42
Ca	0,25	0,22	0,24	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,07	0,06	0,09	0,08	0,11	0,09	0,08	0,10	0,09	0,09	0,07	0,09	0,06	0,06
K	0,16	0,23	0,25	2,03	1,99	1,92	1,94	1,83	1,97	1,86	1,87	1,88	1,95	1,98	2,01	1,94	1,96
Total	1,77	1,71	1,75	27,29	27,05	27,25	27,17	27,11	26,94	26,97	27,26	27,30	27,07	26,98	27,06	27,00	27,00
Al	5,30	5,30	5,30	5,05	4,82	5,15	4,99	5,01	4,79	4,88	5,15	5,21	4,90	4,81	4,86	4,86	4,84
Si4+	3,13	3,13	3,12	3,14	3,18	3,16	3,16	3,18	3,23	3,22	3,15	3,14	3,20	3,22	3,21	3,21	3,21

Muscovites

Label	23_2_7 SZ	2_8 SZ	2_9 SZ	2_10 SZ	3_1 SZ	3_2 SZ	3_3 SZ	3_4 SZ	3_5 SZ	3_6 SZ	3_7 SZ	3_8 SZ	3_9 SZ	3_10 SZ	3_11 SZ	3_12 SZ
SiO2	46,78	46,64	43,97	43,92	47,15	45,12	46,52	46,44	47,30	44,68	44,50	44,79	44,90	46,44	43,51	45,94
Al2O3	29,20	29,62	31,02	29,03	29,66	29,58	28,87	29,61	29,50	28,68	30,99	31,84	29,89	29,25	27,80	29,04
TiO2	0,05	0,02	0,10	0,16	0,04	0,12	0,04	0,09	0,09	0,02	0,07	0,14	0,03	0,05	0,05	0,07
FeO	2,98	2,80	3,07	3,62	3,21	3,86	2,51	3,05	2,96	3,34	3,14	3,06	3,30	3,38	2,92	3,25
MnO	0,07	0,05	0,02	0,00	0,00	0,11	0,09	0,03	0,08	0,02	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01
MgO	2,28	2,02	1,34	2,37	2,18	2,27	2,05	2,01	2,42	1,90	1,42	1,14	1,65	2,20	2,18	2,11
CaO	0,00	0,00	0,06	0,12	0,00	0,09	0,02	0,01	0,00	0,00	0,29	0,25	0,23	0,08	0,10	0,04
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,24	0,24	0,35	0,25	0,31	0,30	0,19	0,35	0,28	0,24	0,25	0,30	0,33	0,16	0,19	0,28
K2O	11,17	11,09	10,88	10,76	10,95	10,43	11,16	10,82	10,88	10,58	10,12	10,06	10,65	10,59	10,04	11,09
Total	92,77	92,48	90,81	90,23	93,50	91,88	91,45	92,41	93,51	89,46	90,78	91,59	91,02	92,15	86,79	91,83

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,49	6,48	6,25	6,31	6,48	6,34	6,53	6,46	6,49	6,44	6,29	6,26	6,36	6,48	6,44	6,45
ALIV	1,51	1,52	1,75	1,69	1,52	1,66	1,47	1,54	1,51	1,56	1,71	1,74	1,64	1,52	1,56	1,55
ALVI	3,27	3,33	3,44	3,22	3,29	3,25	3,31	3,31	3,27	3,31	3,45	3,51	3,35	3,28	3,29	3,26
Ti	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Fe	0,35	0,33	0,36	0,43	0,37	0,45	0,29	0,35	0,34	0,40	0,37	0,36	0,39	0,39	0,36	0,38
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,47	0,42	0,28	0,51	0,45	0,48	0,43	0,42	0,50	0,41	0,30	0,24	0,35	0,46	0,48	0,44
Ca	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,03	0,01	0,02	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,06	0,10	0,07	0,08	0,08	0,05	0,09	0,07	0,07	0,07	0,08	0,09	0,04	0,05	0,08
K	1,98	1,97	1,97	1,97	1,92	1,87	2,00	1,92	1,91	1,94	1,82	1,79	1,92	1,88	1,90	1,99
Total	26,91	26,96	27,37	27,15	26,92	27,07	26,88	26,97	26,87	27,00	27,23	27,28	27,14	26,89	26,95	26,97
Al	4,77	4,85	5,19	4,91	4,81	4,90	4,78	4,85	4,77	4,87	5,16	5,25	4,99	4,81	4,85	4,81
Si4+	3,25	3,24	3,12	3,15	3,24	3,17	3,27	3,23	3,25	3,22	3,15	3,13	3,18	3,24	3,22	3,23

Muscovites

Label	35-1 SZ	35-2 SZ	35-3 SZ	35-4 SZ	35-5 SZ	35-6 SZ	35-7 SZ	35-8 SZ	35-9 SZ	35-10 SZ	35-11 SZ	35-12 SZ	35-13 SZ	35-14 SZ	35-15 SZ	35-16 SZ	35-17 SZ
SiO2	44,99	44,58	44,09	45,06	45,09	45,55	44,30	45,15	45,74	44,28	44,70	44,57	44,58	44,77	42,72	43,67	44,01
Al2O3	32,96	32,48	33,05	32,22	32,48	30,92	31,37	30,28	31,14	32,68	32,15	31,59	31,94	32,02	32,47	31,87	32,18
TiO2	0,39	0,35	0,42	0,32	0,28	0,33	0,38	0,34	0,26	0,28	0,30	0,40	0,35	0,32	0,30	0,38	0,37
FeO	3,23	3,10	3,23	3,10	3,03	3,61	3,63	4,29	3,59	3,24	3,15	3,28	3,14	2,65	3,02	3,13	3,27
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00
MgO	0,90	0,96	0,91	1,13	1,13	1,52	1,36	1,55	1,49	1,06	1,18	1,09	1,13	1,00	0,89	1,05	0,98
CaO	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04	0,08	0,01	0,08	0,10	0,06	0,04	0,00	0,06
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	1,14	1,30	1,31	1,33	1,69	1,05	1,30	1,07	1,36	1,52	1,38	1,23	1,26	1,37	1,43	1,35	1,22
K2O	9,73	9,56	9,67	9,72	9,31	9,76	9,52	9,82	9,20	9,10	9,53	9,61	9,84	9,56	9,31	9,48	9,28
Total	93,34	92,35	92,69	92,91	93,02	92,80	91,86	92,52	92,82	92,27	92,46	91,85	92,34	91,75	90,26	90,93	91,37

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,18	6,19	6,11	6,22	6,21	6,31	6,21	6,30	6,31	6,15	6,20	6,23	6,20	6,24	6,08	6,17	6,17
ALIV	1,82	1,81	1,89	1,78	1,79	1,69	1,79	1,70	1,69	1,85	1,80	1,77	1,80	1,76	1,92	1,83	1,83
ALVI	3,51	3,50	3,51	3,46	3,48	3,36	3,39	3,29	3,38	3,50	3,46	3,44	3,44	3,50	3,53	3,47	3,49
Ti	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04
Fe	0,37	0,36	0,37	0,36	0,35	0,42	0,43	0,50	0,41	0,38	0,37	0,38	0,37	0,31	0,36	0,37	0,38
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,18	0,20	0,19	0,23	0,23	0,31	0,28	0,32	0,31	0,22	0,24	0,23	0,23	0,21	0,19	0,22	0,20
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,30	0,35	0,35	0,36	0,45	0,28	0,35	0,29	0,36	0,41	0,37	0,33	0,34	0,37	0,39	0,37	0,33
K	1,70	1,69	1,71	1,71	1,63	1,72	1,70	1,75	1,62	1,61	1,69	1,71	1,75	1,70	1,69	1,71	1,66
Total	27,45	27,45	27,58	27,40	27,44	27,18	27,37	27,17	27,18	27,51	27,42	27,35	27,42	27,39	27,65	27,48	27,44
Al	5,34	5,31	5,40	5,24	5,27	5,05	5,18	4,98	5,07	5,35	5,26	5,21	5,24	5,26	5,45	5,30	5,32
Si4+	3,09	3,09	3,06	3,11	3,10	3,15	3,10	3,15	3,16	3,07	3,10	3,12	3,10	3,12	3,04	3,08	3,09

Muscovites

Label	35-18 SZ	35-19 SZ	35-20 SZ	35-21 SZ	72B/4_1 SZ	/4_2 SZ	/4_3 SZ	/4_11 SZ	/4_12 SZ	/4_13 SZ	/4_14 SZ	/4_15 SZ	72-2 SZ
SiO2	44,17	44,19	44,45	44,91	45,74	47,45	48,64	46,33	45,46	45,97	46,39	45,50	47,05
Al2O3	32,54	32,75	32,11	32,20	33,48	33,96	34,58	32,55	33,39	33,59	33,20	32,41	33,08
TiO2	0,30	0,37	0,25	0,32	0,67	0,59	0,63	0,46	0,68	0,43	0,48	0,38	0,31
FeO	3,25	3,26	3,28	3,06	1,49	1,47	1,28	1,43	1,46	1,36	1,60	1,36	1,86
MnO	0,03	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,03	0,06	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00
MgO	0,92	0,94	0,98	1,13	1,23	1,34	1,48	1,41	1,10	1,11	1,34	1,44	1,23
CaO	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,04	0,00	0,06	0,02
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	1,27	1,49	1,24	1,27	1,08	0,86	0,69	0,70	1,12	1,10	1,07	0,68	0,98
K2O	9,37	9,04	9,77	9,55	9,94	9,14	6,62	10,19	10,05	10,16	9,78	10,21	9,91
Total	91,88	92,04	92,09	92,48	93,68	94,81	93,98	93,13	93,29	93,81	93,86	92,09	94,48

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,16	6,15	6,20	6,22	6,20	6,30	6,39	6,31	6,20	6,23	6,27	6,28	6,32
ALIV	1,84	1,85	1,80	1,78	1,80	1,70	1,61	1,69	1,80	1,77	1,73	1,72	1,68
ALVI	3,51	3,51	3,48	3,48	3,56	3,61	3,74	3,54	3,56	3,59	3,56	3,55	3,56
Ti	0,03	0,04	0,03	0,03	0,07	0,06	0,06	0,05	0,07	0,04	0,05	0,04	0,03
Fe	0,38	0,38	0,38	0,35	0,17	0,16	0,14	0,16	0,17	0,15	0,18	0,16	0,21
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Mg	0,19	0,19	0,20	0,23	0,25	0,27	0,29	0,29	0,22	0,22	0,27	0,30	0,25
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,34	0,40	0,34	0,34	0,28	0,22	0,18	0,18	0,30	0,29	0,28	0,18	0,26
K	1,67	1,60	1,74	1,69	1,72	1,55	1,11	1,77	1,75	1,76	1,69	1,80	1,70
Total	27,49	27,50	27,45	27,39	27,41	27,18	26,87	27,23	27,44	27,43	27,31	27,31	27,24
Al	5,35	5,37	5,28	5,26	5,35	5,31	5,35	5,23	5,37	5,36	5,29	5,27	5,24
Si4+	3,08	3,07	3,10	3,11	3,10	3,15	3,19	3,16	3,10	3,11	3,13	3,14	3,16

Muscovites

Label	74-61 SZ	74-62 SZ	74-10 SZ	74-11 SZ	74-85 SZ	74-4 SZ	74-12 SZ	74-13 SZ	74-25 SZ	74-27 SZ	74-28 SZ	74-29 SZ	74-31 SZ	74-39 SZ	74-40 SZ	74-43 SZ	74-45 SZ
SiO2	45,51	44,96	46,58	46,10	45,93	45,84	46,70	46,60	47,16	46,26	46,81	43,88	47,03	46,71	45,88	47,62	44,27
Al2O3	32,72	32,46	33,92	33,16	32,90	31,79	32,26	32,26	32,37	31,36	32,26	31,54	31,79	32,37	32,64	31,17	31,81
TiO2	0,14	0,15	0,12	0,11	0,14	0,14	0,13	0,12	0,12	0,16	0,12	0,27	0,13	0,13	0,13	0,18	0,14
FeO	3,17	3,65	3,43	3,23	3,47	4,43	3,61	3,81	3,60	3,49	3,36	3,35	4,19	3,66	3,42	3,82	3,11
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03
MgO	0,85	1,01	0,71	0,85	0,86	1,67	1,13	1,09	1,20	1,37	1,28	0,93	1,64	1,09	1,09	1,41	1,10
CaO	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0,04	0,02	0,03	0,03	0,09	0,05	0,04	0,02	0,03	0,07	0,01	0,04
Cr2O3	0,05	0,04	0,02	0,01	0,05	0,06	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,06	0,07	0,04	0,03	0,07	0,05
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,75	0,59	0,83	0,70	0,70	1,30	0,68	0,58	0,94	1,42	1,06	0,94	0,94	0,74	1,48	0,71	1,89
K2O	9,63	9,46	9,70	9,83	10,06	8,47	9,83	9,44	9,47	8,87	9,42	9,67	9,30	9,24	7,89	9,19	7,78
Total	92,84	92,35	95,34	94,00	94,13	93,75	94,38	93,95	94,94	93,07	94,38	90,68	95,14	94,01	92,63	94,18	90,22

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,26	6,23	6,24	6,26	6,25	6,26	6,33	6,33	6,34	6,35	6,33	6,22	6,33	6,33	6,28	6,44	6,24
ALIV	1,74	1,77	1,76	1,74	1,75	1,74	1,67	1,67	1,66	1,65	1,67	1,78	1,67	1,67	1,72	1,56	1,76
ALVI	3,56	3,53	3,59	3,57	3,53	3,38	3,48	3,50	3,48	3,42	3,47	3,48	3,38	3,51	3,55	3,42	3,52
Ti	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Fe	0,36	0,42	0,38	0,37	0,40	0,51	0,41	0,43	0,40	0,40	0,38	0,40	0,47	0,42	0,39	0,43	0,37
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,17	0,21	0,14	0,17	0,17	0,34	0,23	0,22	0,24	0,28	0,26	0,20	0,33	0,22	0,22	0,28	0,23
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,20	0,16	0,22	0,18	0,18	0,34	0,18	0,15	0,25	0,38	0,28	0,26	0,25	0,19	0,39	0,19	0,52
K	1,69	1,67	1,66	1,70	1,75	1,48	1,70	1,64	1,62	1,55	1,63	1,75	1,60	1,60	1,38	1,59	1,40
Total	27,32	27,32	27,36	27,32	27,34	27,19	27,17	27,13	27,14	27,13	27,18	27,39	27,09	27,13	27,22	26,91	27,34
Al	5,30	5,30	5,35	5,31	5,28	5,12	5,15	5,17	5,13	5,07	5,14	5,27	5,05	5,17	5,27	4,97	5,28
Si4+	3,13	3,11	3,12	3,13	3,13	3,13	3,17	3,17	3,17	3,17	3,17	3,11	3,17	3,17	3,14	3,22	3,12

Muscovites

Label	74-48 SZ	74-62 SZ	74-63 SZ	74-67 SZ	74-83 SZ	74-22 SZ	128/1-4 SZ	/1-6 SZ	/1-5 SZ	/2-7 SZ
SiO2	46,32	44,96	46,70	47,21	47,50	45,57	46,97	47,30	47,14	45,61
Al2O3	32,59	32,46	31,72	32,40	33,22	30,95	30,44	31,49	32,58	32,82
TiO2	0,13	0,15	0,14	0,11	0,13	0,13	0,09	0,35	0,12	0,12
FeO	3,27	3,65	3,63	3,57	3,24	5,72	3,44	3,71	2,73	3,23
MnO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,06	0,01
MgO	1,22	1,01	1,24	1,29	1,06	2,10	1,50	1,27	0,94	0,60
CaO	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,08	0,00
Cr2O3	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00
NiO							0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	1,49	0,59	1,60	1,58	2,03	0,51	0,96	1,25	1,35	1,83
K2O	8,70	9,46	8,60	8,42	8,45	9,24	10,27	9,50	9,43	8,62
Total	93,79	92,35	93,70	94,65	95,68	94,29	93,69	94,87	94,43	92,85

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,29	6,23	6,35	6,34	6,31	6,25	6,44	6,38	6,35	6,26
ALIV	1,71	1,77	1,65	1,66	1,69	1,75	1,56	1,62	1,65	1,74
ALVI	3,50	3,53	3,44	3,47	3,51	3,25	3,36	3,39	3,53	3,57
Ti	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01
Fe	0,37	0,42	0,41	0,40	0,36	0,66	0,39	0,42	0,31	0,37
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,25	0,21	0,25	0,26	0,21	0,43	0,31	0,26	0,19	0,12
Ca	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,39	0,16	0,42	0,41	0,52	0,14	0,26	0,33	0,35	0,49
K	1,51	1,67	1,49	1,44	1,43	1,62	1,80	1,63	1,62	1,51
Total	27,25	27,32	27,13	27,14	27,25	27,11	27,04	27,07	27,21	27,38
Al	5,21	5,30	5,09	5,13	5,20	5,00	4,92	5,01	5,18	5,31
Si4+	3,14	3,11	3,18	3,17	3,15	3,12	3,22	3,19	3,18	3,13

Phengites

Label	169/3-14	53-d4-1	d4-2	d4-5	d4-48	53/1-2	/1-9	/1-11	/2-1	/2-2	/2-3	/2-4	/2-5	/2-6	/2-7
	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM
SiO2	49,38	50,69	51,25	55,74	54,33	49,87	50,87	50,75	50,50	49,86	51,17	46,09	48,36	52,05	47,96
Al2O3	24,13	26,04	26,12	27,53	26,10	28,72	25,88	27,01	27,50	27,27	24,17	33,29	27,28	24,12	30,77
TiO2	0,08	0,08	0,10	0,09	0,11	0,40	0,07	0,39	0,27	0,40	0,06	0,31	0,33	0,06	0,37
FeO	3,13	3,13	3,96	3,30	3,28	1,99	2,86	2,64	2,06	2,13	3,47	1,71	1,88	3,01	1,76
MnO	0,15	0,04	0,03	0,16	0,04	0,09	0,01	0,00	0,06	0,03	0,00	0,05	0,07	0,00	0,03
MgO	3,19	3,25	3,33	3,65	3,51	2,12	2,69	2,65	2,48	2,53	2,99	1,00	2,17	3,00	1,56
CaO	0,00	0,04	0,05	0,05	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Cr2O3	0,00	0,01	0,04	0,04	0,03	0,06	0,02	0,01	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,04	0,09
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,07	0,16	0,17	0,05	0,09	0,57	0,22	0,82	0,66	0,66	0,16	0,76	0,55	0,15	0,70
K2O	9,11	8,63	8,50	5,81	9,44	9,21	10,10	9,51	9,38	9,62	9,93	10,01	9,71	9,92	9,62
Total	89,24	92,06	93,56	96,42	96,95	93,03	92,73	93,80	92,91	92,55	91,95	93,23	90,35	92,39	92,85

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	7,01	6,94	6,92	7,11	7,07	6,75	6,96	6,85	6,85	6,82	7,08	6,28	6,77	7,14	6,53
ALIV	0,99	1,06	1,08	0,89	0,93	1,25	1,04	1,15	1,15	1,18	0,92	1,72	1,23	0,86	1,47
ALVI	3,05	3,14	3,08	3,25	3,07	3,33	3,14	3,15	3,25	3,21	3,02	3,62	3,28	3,04	3,47
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,04	0,03	0,04	0,01	0,03	0,03	0,01	0,04
Fe	0,37	0,36	0,45	0,35	0,36	0,23	0,33	0,30	0,23	0,24	0,40	0,19	0,22	0,35	0,20
Mn	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Mg	0,67	0,66	0,67	0,69	0,68	0,43	0,55	0,53	0,50	0,51	0,62	0,20	0,45	0,61	0,32
Ca	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,04	0,05	0,01	0,02	0,15	0,06	0,21	0,17	0,17	0,04	0,20	0,15	0,04	0,19
K	1,65	1,51	1,46	0,95	1,57	1,59	1,76	1,64	1,62	1,68	1,75	1,74	1,74	1,74	1,67
Total	25,83	25,93	25,90	25,43	25,72	26,37	26,03	26,18	26,22	26,26	25,78	27,33	26,39	25,69	26,83
Al	4,04	4,20	4,16	4,14	4,00	4,58	4,18	4,30	4,40	4,39	3,94	5,34	4,50	3,90	4,94
Si4+	3,51	3,47	3,46	3,55	3,53	3,38	3,48	3,43	3,43	3,41	3,54	3,14	3,39	3,57	3,26

Phengites

Label	53/3-1 GBM	/3-3 GBM	/3-8 GBM	/3-9 GBM	/3-10 GBM	/3-11 GBM	/4-7}_ GBM	d4-48 GBM	d1-35 GBM	d1-36 GBM	d1-37 GBM	d1-46 GBM	d1-47 GBM	d1-44 GBM	d1-45 GBM	d4-49 GBM	d4-62 GBM
SiO2	47,54	48,18	51,53	49,86	50,75	49,16	48,92	54,34	53,62	51,41	52,82	52,13	50,41	50,73	52,16	55,74	52,86
Al2O3	28,79	30,55	25,32	27,92	27,52	28,98	26,03	26,10	25,06	25,58	25,91	27,16	27,76	28,44	26,03	27,53	25,14
TiO2	0,33	0,40	0,04	0,46	0,22	0,29	0,10	0,12	0,11	0,11	0,11	0,20	0,16	0,15	0,16	0,09	0,11
FeO	2,61	1,90	3,13	2,26	1,90	2,02	3,32	3,28	4,47	3,66	3,71	3,18	3,00	3,18	3,13	3,31	3,64
MnO	0,84	0,11	0,00	0,05	0,00	0,12	0,00	0,05	0,83	0,19	0,13	0,06	0,00	0,03	0,03	0,17	0,10
MgO	1,66	1,59	2,78	2,27	2,58	2,02	2,20	3,52	3,39	3,78	3,19	2,82	3,12	2,84	3,07	3,65	3,38
CaO	0,10	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,05	0,02	0,47	0,05	0,04	0,01	0,05	0,00	0,02	0,05	0,02
Cr2O3	0,05	0,07	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,00	0,04	0,07	0,04	0,03
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,38	0,96	0,21	0,61	0,67	0,72	0,39	0,09	0,10	0,16	0,12	0,19	0,21	0,24	0,11	0,05	0,06
K2O	9,58	9,10	10,22	9,44	9,62	9,42	9,95	9,45	6,38	10,67	9,49	8,67	10,51	10,45	7,67	5,82	8,72
Total	91,88	92,86	93,26	92,87	93,28	92,75	90,99	96,99	94,46	95,64	95,54	94,44	95,22	96,10	92,45	96,46	94,06

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,60	6,55	7,02	6,78	6,86	6,70	6,86	7,07	7,11	6,89	7,01	6,94	6,75	6,73	7,04	7,11	7,08
ALIV	1,40	1,45	0,98	1,22	1,14	1,30	1,14	0,93	0,89	1,11	0,99	1,06	1,25	1,27	0,96	0,89	0,92
ALVI	3,31	3,44	3,09	3,26	3,25	3,35	3,16	3,07	3,03	2,93	3,06	3,20	3,13	3,18	3,19	3,25	3,05
Ti	0,03	0,04	0,00	0,05	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Fe	0,30	0,22	0,36	0,26	0,22	0,23	0,39	0,36	0,50	0,41	0,41	0,35	0,34	0,35	0,35	0,35	0,41
Mn	0,10	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,09	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Mg	0,34	0,32	0,57	0,46	0,52	0,41	0,46	0,68	0,67	0,75	0,63	0,56	0,62	0,56	0,62	0,69	0,67
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,07	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,10	0,25	0,05	0,16	0,18	0,19	0,11	0,02	0,03	0,04	0,03	0,05	0,05	0,06	0,03	0,01	0,02
K	1,70	1,58	1,78	1,64	1,66	1,64	1,78	1,57	1,08	1,82	1,61	1,47	1,80	1,77	1,32	0,95	1,49
Total	26,62	26,77	25,92	26,31	26,23	26,51	26,22	25,72	25,39	26,05	25,82	25,93	26,35	26,39	25,68	25,43	25,64
Al	4,71	4,89	4,07	4,48	4,39	4,65	4,30	4,00	3,92	4,04	4,05	4,26	4,38	4,45	4,14	4,14	3,97
Si4+	3,30	3,27	3,51	3,39	3,43	3,35	3,43	3,53	3,56	3,45	3,50	3,47	3,38	3,36	3,52	3,55	3,54

Phengites

Label	53/d4-63 GBM	d1-43 GBM	d4-72 GBM	d2-79 GBM	d2-80 GBM	d2-92 GBM	d3-109 GBM	d3-112 GBM	d3-113 GBM	d4-73 GBM	d2-74 GBM	d3-122 GBM	d3-123 GBM	d3-125 GBM	d3-126 GBM	d2-75 GBM	d2-76 GBM
SiO2	48,90	49,95	50,69	50,99	51,65	52,79	51,38	51,40	51,15	49,80	51,25	51,12	51,30	51,74	51,11	48,33	49,35
Al2O3	26,21	27,45	26,04	27,92	26,08	25,57	27,32	28,27	29,33	30,88	26,12	28,81	29,67	27,31	28,64	29,99	31,26
TiO2	0,12	0,19	0,08	0,18	0,14	0,11	0,10	0,16	0,38	0,20	0,10	0,33	0,37	0,47	0,36	0,28	0,26
FeO	3,57	4,60	3,13	4,40	4,25	3,65	3,89	3,73	2,63	2,93	3,96	2,17	2,27	3,64	3,65	5,54	2,33
MnO	0,04	0,09	0,04	0,24	0,12	0,09	0,11	0,01	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,32	0,05	0,10	0,00
MgO	2,67	1,90	3,25	2,08	3,23	3,73	2,90	2,50	2,62	1,75	3,33	2,74	2,68	2,69	2,72	1,79	2,07
CaO	0,06	0,01	0,04	0,04	0,03	0,10	0,06	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,01	0,04	0,03	0,02	0,01
Cr2O3	0,03	0,02	0,01	0,04	0,03	0,03	0,06	0,02	0,04	0,03	0,04	0,05	0,08	0,03	0,00	0,05	0,05
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,20	0,21	0,16	0,26	0,09	0,08	0,09	0,10	0,77	0,48	0,17	0,67	0,40	0,23	0,16	0,35	0,39
K2O	10,43	9,64	8,63	10,54	8,38	8,14	7,82	7,89	9,36	10,50	8,50	10,06	7,89	9,87	7,36	10,48	8,71
Total	92,23	94,06	92,06	96,69	94,01	94,29	93,73	94,09	96,34	96,60	93,56	95,97	94,68	96,34	94,06	96,92	94,43

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,80	6,79	6,94	6,77	6,95	7,04	6,89	6,85	6,71	6,57	6,92	6,75	6,76	6,84	6,80	6,46	6,56
ALIV	1,20	1,21	1,06	1,23	1,05	0,96	1,11	1,15	1,29	1,43	1,08	1,25	1,24	1,16	1,20	1,54	1,44
ALVI	3,09	3,19	3,14	3,14	3,08	3,05	3,21	3,29	3,25	3,37	3,08	3,23	3,36	3,10	3,29	3,19	3,46
Ti	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,02	0,01	0,03	0,04	0,05	0,04	0,03	0,03
Fe	0,41	0,52	0,36	0,49	0,48	0,41	0,44	0,42	0,29	0,32	0,45	0,24	0,25	0,40	0,41	0,62	0,26
Mn	0,00	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00
Mg	0,55	0,38	0,66	0,41	0,65	0,74	0,58	0,50	0,51	0,34	0,67	0,54	0,53	0,53	0,54	0,36	0,41
Ca	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,06	0,04	0,07	0,02	0,02	0,02	0,03	0,20	0,12	0,05	0,17	0,10	0,06	0,04	0,09	0,10
K	1,85	1,67	1,51	1,79	1,44	1,38	1,34	1,34	1,57	1,77	1,46	1,69	1,33	1,67	1,25	1,79	1,48
Total	26,29	26,25	25,93	26,32	25,84	25,66	25,94	26,04	26,40	26,76	25,90	26,39	26,22	26,10	26,06	26,81	26,65
Al	4,29	4,40	4,20	4,37	4,13	4,02	4,32	4,44	4,54	4,80	4,16	4,48	4,61	4,26	4,49	4,73	4,90
Si4+	3,40	3,39	3,47	3,39	3,47	3,52	3,44	3,43	3,36	3,28	3,46	3,37	3,38	3,42	3,40	3,23	3,28

Phengites

Label	53/d2-85	d2-93	156/2-2	/2-3	/2-4	/2-7	/2-8	/2-9	/3-1	/3-2	/3-3	/3-4	/3-5	/3-6	/3-7	/3-10
	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM
SiO2	49,88	51,63	50,73	49,39	49,98	50,03	51,63	45,90	51,78	51,08	50,87	51,23	47,57	51,69	47,19	50,00
Al2O3	31,24	24,86	24,84	25,18	25,44	26,33	24,73	26,57	24,68	24,54	25,89	24,52	24,22	24,88	35,20	25,10
TiO2	0,28	0,11	0,08	0,19	0,14	0,09	0,16	0,21	0,16	0,05	0,12	0,08	0,27	0,00	0,00	0,13
FeO	2,22	3,34	2,31	3,34	3,24	3,89	2,68	4,77	3,00	2,46	2,66	2,41	4,96	2,33	0,89	3,27
MnO	0,00	0,13	0,00	0,00	0,08	0,05	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	1,99	3,42	3,27	2,45	2,61	2,28	3,26	2,01	3,15	3,35	2,99	3,36	1,62	3,08	0,26	2,57
CaO	0,00	0,10	0,03	0,00	0,00	0,06	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,15	0,03
Cr2O3	0,04	0,04	0,00	0,12	0,04	0,01	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,47	0,15	0,16	0,34	0,39	0,39	0,13	0,40	0,23	0,16	0,28	0,22	0,31	0,16	6,17	0,31
K2O	10,32	10,79	10,07	9,78	10,06	9,95	10,14	9,60	10,42	10,38	10,40	10,01	9,65	10,08	1,64	9,55
Total	96,44	94,58	91,48	90,79	91,99	93,09	92,85	89,55	93,42	92,07	93,21	92,02	88,65	92,23	91,50	90,97

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,56	6,99	7,02	6,93	6,93	6,87	7,05	6,61	7,05	7,05	6,94	7,06	6,91	7,09	6,30	6,98
ALIV	1,44	1,01	0,98	1,07	1,07	1,13	0,95	1,39	0,95	0,95	1,06	0,94	1,09	0,91	1,70	1,02
ALVI	3,40	2,95	3,08	3,10	3,09	3,13	3,04	3,13	3,02	3,04	3,10	3,04	3,06	3,11	3,83	3,11
Ti	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01
Fe	0,24	0,38	0,27	0,39	0,38	0,45	0,31	0,57	0,34	0,28	0,30	0,28	0,60	0,27	0,10	0,38
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,39	0,69	0,67	0,51	0,54	0,47	0,66	0,43	0,64	0,69	0,61	0,69	0,35	0,63	0,05	0,53
Ca	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,12	0,04	0,04	0,09	0,11	0,10	0,03	0,11	0,06	0,04	0,07	0,06	0,09	0,04	1,60	0,08
K	1,73	1,86	1,78	1,75	1,78	1,74	1,77	1,77	1,81	1,83	1,81	1,76	1,79	1,76	0,28	1,70
Total	26,76	25,93	25,90	26,05	26,07	26,18	25,82	26,56	25,85	25,88	26,07	25,83	26,07	25,83	27,41	25,96
Al	4,84	3,96	4,05	4,17	4,16	4,26	3,98	4,51	3,96	3,99	4,16	3,98	4,15	4,02	5,53	4,13
Si4+	3,28	3,49	3,51	3,47	3,47	3,43	3,53	3,31	3,53	3,52	3,47	3,53	3,46	3,54	3,15	3,49

Phengites

Label						paragonite										Phengite	
	53/3-11 GBM	/3-12 GBM	/3-13 GBM	/3-14 GBM	/3-15 GBM	156-22 GBM	156-23 GBM	156-24 GBM	156-25 GBM	156-27 GBM	156-28 GBM	156-29 GBM	156-30 GBM	156-31 GBM	156-1 GBM	156-2 GBM	
SiO2	47,91	49,17	47,48	51,66	48,71	46,73	46,67	46,59	47,08	46,62	46,49	46,62	46,75	46,83	48,46	49,99	
Al2O3	25,83	25,66	24,63	25,53	25,51	38,83	38,89	38,86	38,72	38,75	39,09	39,03	39,21	38,26	29,08	25,21	
TiO2	0,25	0,13	0,10	0,14	0,25	0,04	0,06	0,08	0,08	0,04	0,02	0,03	0,01	0,03	0,17	0,10	
FeO	4,83	4,44	3,83	3,16	4,28	0,67	0,51	0,49	0,44	0,29	0,21	0,22	0,41	0,31	4,25	3,61	
MnO	0,06	0,00	0,05	0,00	0,07	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,05	0,00	0,00	0,01	0,03	
MgO	1,91	1,75	2,15	2,80	1,75	0,10	0,13	0,20	0,13	0,15	0,13	0,12	0,14	0,17	1,62	3,17	
CaO	0,06	0,00	0,05	0,02	0,09	0,04	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,08	0,07	0,13	0,06	0,03	
Cr2O3	0,00	0,02	0,01	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na2O	0,28	0,48	0,25	0,27	0,36	7,48	7,31	7,35	7,34	7,18	7,39	7,36	7,40	7,08	0,40	0,16	
K2O	9,69	9,73	9,66	9,92	9,71	0,72	0,70	0,74	0,92	0,53	0,54	0,49	0,47	0,46	10,35	10,62	
Total	90,81	91,38	88,20	93,60	90,73	94,61	94,34	94,38	94,77	93,63	93,93	94,00	94,48	93,26	94,40	92,93	

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,79	6,89	6,89	7,01	6,88	6,03	6,03	6,02	6,06	6,05	6,01	6,02	6,02	6,09	6,60	6,90
ALIV	1,21	1,11	1,11	0,99	1,12	1,97	1,97	1,98	1,94	1,95	1,99	1,98	1,98	1,91	1,40	1,10
ALVI	3,10	3,13	3,11	3,09	3,12	3,93	3,94	3,93	3,92	3,97	3,97	3,97	3,96	3,95	3,26	3,00
Ti	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Fe	0,57	0,52	0,47	0,36	0,51	0,07	0,06	0,05	0,05	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03	0,48	0,42
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,40	0,37	0,47	0,57	0,37	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,33	0,65
Ca	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,08	0,13	0,07	0,07	0,10	1,87	1,83	1,84	1,83	1,81	1,85	1,84	1,85	1,79	0,11	0,04
K	1,75	1,74	1,79	1,72	1,75	0,12	0,11	0,12	0,15	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	1,80	1,87
Total	26,26	26,15	26,13	25,91	26,14	27,92	27,90	27,91	27,86	27,86	27,93	27,91	27,92	27,77	26,67	26,10
Al	4,31	4,24	4,21	4,08	4,25	5,90	5,92	5,91	5,87	5,92	5,96	5,94	5,95	5,86	4,67	4,10
Si4+	3,39	3,45	3,45	3,50	3,44	3,01	3,01	3,01	3,03	3,02	3,01	3,01	3,01	3,05	3,30	3,45

Phengites

Label	156-3 GBM	156-4 GBM	156-5 GBM	156-6 GBM	156-7 GBM	156-8 GBM	156-9 GBM	156-10 GBM	156-11 GBM	156-12 GBM	156-13 GBM	156-14 GBM	156-15 GBM	156-16 GBM	156-17 GBM	156-19 GBM	156-20 GBM
SiO2	50,54	51,03	46,31	49,81	48,43	49,97	51,41	50,17	50,15	50,92	47,59	50,49	49,44	49,35	50,11	51,08	50,98
Al2O3	26,56	25,27	33,41	25,44	26,41	25,19	25,63	26,77	25,43	25,97	28,92	26,11	26,77	26,71	25,86	25,87	25,94
TiO2	0,12	0,19	0,48	0,16	0,18	0,13	0,12	0,18	0,12	0,18	0,16	0,16	0,18	0,16	0,17	0,14	0,11
FeO	2,63	2,61	1,48	4,51	5,18	3,70	3,09	3,31	3,25	2,60	5,09	2,94	3,54	3,85	2,88	2,56	2,60
MnO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,02	0,01	0,02	0,06	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02
MgO	3,05	3,38	1,36	3,23	2,55	3,45	3,39	2,57	3,30	3,35	1,63	3,10	2,35	2,28	3,16	3,29	3,28
CaO	0,02	0,02	0,03	0,03	0,00	0,03	0,02	0,03	0,03	0,00	0,05	0,04	0,05	0,06	0,03	0,01	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,26	0,25	1,31	0,17	0,28	0,18	0,21	0,10	0,18	0,16	1,96	0,21	0,31	0,32	0,25	0,18	0,18
K2O	10,75	10,97	9,21	10,49	10,46	10,69	10,77	10,75	10,60	11,07	7,96	10,64	10,49	10,46	10,60	10,99	10,73
Total	93,99	93,72	93,59	93,84	93,60	93,35	94,67	93,89	93,09	94,32	93,37	93,71	93,14	93,24	93,04	94,12	93,84

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,86	6,95	6,26	6,84	6,70	6,87	6,94	6,83	6,89	6,90	6,53	6,88	6,80	6,79	6,88	6,92	6,92
ALIV	1,14	1,05	1,74	1,16	1,30	1,13	1,06	1,17	1,11	1,10	1,47	1,12	1,20	1,21	1,12	1,08	1,08
ALVI	3,10	3,01	3,58	2,95	3,01	2,96	3,01	3,13	3,01	3,04	3,21	3,07	3,14	3,12	3,06	3,05	3,07
Ti	0,01	0,02	0,05	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Fe	0,30	0,30	0,17	0,52	0,60	0,43	0,35	0,38	0,37	0,29	0,58	0,34	0,41	0,44	0,33	0,29	0,30
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,62	0,69	0,27	0,66	0,53	0,71	0,68	0,52	0,68	0,68	0,33	0,63	0,48	0,47	0,65	0,66	0,66
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,07	0,07	0,34	0,04	0,08	0,05	0,06	0,03	0,05	0,04	0,52	0,06	0,08	0,08	0,07	0,05	0,05
K	1,86	1,91	1,59	1,84	1,85	1,88	1,85	1,87	1,86	1,91	1,39	1,85	1,84	1,84	1,85	1,90	1,86
Total	26,22	26,04	27,32	26,15	26,40	26,12	26,04	26,24	26,11	26,14	26,75	26,16	26,31	26,32	26,16	26,10	26,10
Al	4,25	4,06	5,32	4,11	4,31	4,08	4,08	4,30	4,12	4,15	4,68	4,19	4,34	4,33	4,18	4,13	4,15
Si4+	3,43	3,48	3,13	3,42	3,35	3,44	3,47	3,42	3,45	3,45	3,27	3,44	3,40	3,40	3,44	3,46	3,46

Phengites

Label	156-21	156-32	156-33	156-34	156-35	156-36	156-37	156-38	156-39	156-40	164/1-9	/1-1	/1-2	/1-3	/1-4	/1-5
	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM
SiO2	51,45	51,25	48,61	49,76	51,73	49,16	51,29	51,02	48,79	48,91	47,61	50,34	48,94	50,17	48,77	48,23
Al2O3	26,11	26,00	26,59	27,56	26,40	28,42	26,23	26,07	27,88	26,26	29,45	25,60	26,76	26,22	25,60	26,34
TiO2	0,08	0,11	0,19	0,16	0,10	0,22	0,16	0,10	0,20	0,16	0,14	0,11	0,06	0,13	0,13	0,20
FeO	2,61	2,51	4,23	3,74	2,47	3,87	2,64	2,56	3,87	4,47	2,60	3,21	3,53	3,18	3,44	4,43
MnO	0,02	0,00	0,00	0,05	0,02	0,00	0,03	0,32	0,06	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,03
MgO	3,44	3,36	2,03	2,34	3,34	2,04	3,25	3,23	2,10	2,59	1,60	2,61	2,22	2,47	2,35	2,26
CaO	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,11	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,14	0,15	0,33	0,38	0,14	0,37	0,25	0,15	0,36	0,23	0,48	0,26	0,40	0,38	0,32	0,28
K2O	11,00	10,87	10,52	10,50	10,87	10,57	10,91	10,88	10,43	10,43	9,67	9,75	9,72	9,65	9,34	9,51
Total	94,87	94,25	92,56	94,49	95,07	94,64	94,77	94,33	93,69	93,06	91,56	91,91	91,62	92,23	90,08	91,28

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,92	6,93	6,76	6,75	6,92	6,66	6,90	6,90	6,68	6,77	6,60	6,96	6,81	6,91	6,89	6,77
ALIV	1,08	1,07	1,24	1,25	1,08	1,34	1,10	1,10	1,32	1,23	1,40	1,04	1,19	1,09	1,11	1,23
ALVI	3,05	3,07	3,12	3,15	3,09	3,21	3,06	3,06	3,19	3,05	3,41	3,13	3,20	3,16	3,15	3,13
Ti	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Fe	0,29	0,28	0,49	0,42	0,28	0,44	0,30	0,29	0,44	0,52	0,30	0,37	0,41	0,37	0,41	0,52
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,69	0,68	0,42	0,47	0,67	0,41	0,65	0,65	0,43	0,53	0,33	0,54	0,46	0,51	0,49	0,47
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,04	0,09	0,10	0,04	0,10	0,07	0,04	0,09	0,06	0,13	0,07	0,11	0,10	0,09	0,08
K	1,89	1,87	1,87	1,82	1,86	1,83	1,87	1,88	1,82	1,84	1,71	1,72	1,72	1,69	1,68	1,70
Total	26,11	26,09	26,38	26,40	26,10	26,55	26,13	26,13	26,51	26,31	26,71	26,01	26,30	26,10	26,11	26,28
Al	4,14	4,14	4,36	4,41	4,16	4,54	4,16	4,16	4,50	4,28	4,81	4,17	4,39	4,25	4,26	4,36
Si4+	3,46	3,46	3,38	3,37	3,46	3,33	3,45	3,45	3,34	3,38	3,30	3,48	3,40	3,45	3,44	3,38

Phengites

Label	164/1-6 GBM	/1-7 GBM	/1-8 GBM	/2-1 GBM	/2-2 GBM	/2-3 GBM	/2-4 GBM	/2-5 GBM	/2-6 GBM	/2-7 GBM	/2-8 GBM	/2-9 GBM	/2-10 GBM	/2-11 GBM	/2-12 GBM
SiO2	48,10	51,66	49,42	50,12	49,03	49,92	48,11	49,11	50,02	48,77	49,27	47,95	49,94	49,76	48,93
Al2O3	25,11	24,89	25,30	25,92	26,85	25,70	26,62	25,71	25,89	26,21	26,19	25,16	27,16	25,67	25,37
TiO2	0,12	0,10	0,08	0,21	0,10	0,05	0,14	0,12	0,05	0,09	0,04	0,00	0,10	0,15	0,16
FeO	5,70	4,03	3,54	3,22	3,54	2,62	3,06	3,28	2,74	2,88	2,90	4,57	2,42	3,32	3,47
MnO	0,10	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00
MgO	2,29	2,34	2,34	2,24	2,19	2,62	2,13	2,30	2,78	2,53	2,50	2,50	2,38	2,42	2,25
CaO	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00
Cr2O3	0,10	0,04	0,08	0,02	0,01	0,07	0,00	0,00	0,06	0,07	0,05	0,00	0,05	0,00	0,06
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,23	0,23	0,39	0,23	0,39	0,15	0,30	0,37	0,31	0,19	0,16	0,18	0,27	0,25	0,40
K2O	9,28	7,48	9,25	9,23	9,64	10,00	9,31	9,45	9,64	9,91	9,89	9,30	9,74	9,34	9,57
Total	91,03	91,08	90,40	91,19	91,75	91,12	89,69	90,34	91,50	90,74	91,00	89,71	92,17	90,92	90,21

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,81	7,12	6,95	6,95	6,81	6,95	6,81	6,91	6,93	6,84	6,88	6,85	6,86	6,94	6,91
ALIV	1,19	0,88	1,05	1,05	1,19	1,05	1,19	1,09	1,07	1,16	1,12	1,15	1,14	1,06	1,09
ALVI	3,01	3,16	3,14	3,19	3,20	3,17	3,25	3,17	3,15	3,17	3,19	3,08	3,25	3,16	3,13
Ti	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02
Fe	0,68	0,46	0,42	0,37	0,41	0,30	0,36	0,39	0,32	0,34	0,34	0,55	0,28	0,39	0,41
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,48	0,48	0,49	0,46	0,45	0,54	0,45	0,48	0,57	0,53	0,52	0,53	0,49	0,50	0,47
Ca	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,06	0,11	0,06	0,10	0,04	0,08	0,10	0,08	0,05	0,04	0,05	0,07	0,07	0,11
K	1,68	1,31	1,66	1,63	1,71	1,78	1,68	1,70	1,70	1,77	1,76	1,69	1,71	1,66	1,72
Total	26,13	25,58	26,02	25,99	26,28	26,06	26,28	26,11	26,07	26,23	26,17	26,14	26,22	26,02	26,10
Al	4,19	4,04	4,19	4,24	4,39	4,22	4,44	4,26	4,23	4,33	4,31	4,23	4,39	4,22	4,22
Si4+	3,41	3,56	3,47	3,48	3,40	3,47	3,40	3,45	3,46	3,42	3,44	3,42	3,43	3,47	3,46

Phengites

Label	72/5-3	/5-5	/5-6	/5-7	/5-13	/5-14	/5-15	70/2-2	/2-6	/2-7	/4-1	/4-2	/4-3	/4-4	P1_28
	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM
SiO2	47,21	46,89	48,63	48,15	48,44	47,43	43,05	47,06	50,88	50,93	50,21	49,31	46,10	49,69	49,66
Al2O3	25,48	30,74	26,49	27,19	27,05	26,38	29,44	30,38	25,45	24,58	26,76	26,59	34,03	27,04	25,73
TiO2	0,23	0,04	0,11	0,12	0,21	0,15	0,28	0,47	0,10	0,03	0,15	0,10	0,43	0,15	0,11
FeO	3,30	2,51	3,16	2,82	3,08	3,07	1,78	1,84	3,55	4,88	3,36	3,33	1,78	3,23	4,15
MnO	0,05	0,00	0,07	0,07	0,09	0,08	0,10	0,02	0,00	0,02	0,00	0,11	0,00	0,13	0,00
MgO	2,44	1,85	2,61	2,40	2,69	2,53	1,28	1,75	3,06	3,24	2,55	2,46	1,14	2,69	2,77
CaO	0,39	0,01	0,09	0,13	0,01	0,12	0,07	0,00	0,00	0,03	0,06	0,12	0,03	0,00	0,12
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,11	0,30	0,17	0,21	0,21	0,21	0,52	0,77	0,11	0,17	0,18	0,34	1,16	0,25	0,21
K2O	10,22	10,59	10,15	10,54	10,42	10,77	9,12	10,37	10,79	10,40	10,59	10,75	9,94	10,91	10,11
Total	89,43	92,93	91,48	91,63	92,20	90,74	85,64	92,66	93,94	94,28	93,86	93,11	94,61	94,09	92,86

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,78	6,44	6,79	6,72	6,72	6,72	6,38	6,47	6,93	6,95	6,84	6,80	6,20	6,77	6,86
ALIV	1,22	1,56	1,21	1,28	1,28	1,28	1,62	1,53	1,07	1,05	1,16	1,20	1,80	1,23	1,14
ALVI	3,09	3,42	3,15	3,19	3,15	3,12	3,52	3,39	3,02	2,91	3,13	3,11	3,59	3,11	3,04
Ti	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,05	0,01	0,00	0,02	0,01	0,04	0,02	0,01
Fe	0,40	0,29	0,37	0,33	0,36	0,36	0,22	0,21	0,40	0,56	0,38	0,38	0,20	0,37	0,48
Mn	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
Mg	0,52	0,38	0,54	0,50	0,56	0,53	0,28	0,36	0,62	0,66	0,52	0,51	0,23	0,55	0,57
Ca	0,06	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,08	0,05	0,06	0,06	0,06	0,15	0,21	0,03	0,05	0,05	0,09	0,30	0,07	0,06
K	1,87	1,86	1,81	1,88	1,84	1,95	1,72	1,82	1,88	1,81	1,84	1,89	1,70	1,90	1,78
Total	26,31	27,01	26,31	26,47	26,42	26,47	27,10	26,96	26,05	25,95	26,24	26,34	27,46	26,37	26,14
Al	4,31	4,98	4,36	4,47	4,42	4,40	5,14	4,92	4,09	3,96	4,29	4,32	5,39	4,34	4,19
Si4+	3,39	3,22	3,39	3,36	3,36	3,36	3,19	3,23	3,47	3,48	3,42	3,40	3,10	3,39	3,43

Phengites

Label				Paragonite		Phengite									
	70/P2-_5	P2-_6	P2-_7	51-3	51-4	51-9	51-12	51-44	51-56	51-58	51-59	51-62	51-64	51-65	
	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	
SiO2	48,67	50,33	53,21	50,64	46,37	49,18	49,88	49,41	49,20	49,83	51,42	49,41	46,22	54,72	
Al2O3	27,08	24,32	21,87	36,42	36,81	26,64	26,11	26,20	26,87	29,56	27,76	27,12	26,98	25,50	
TiO2	0,26	0,28	0,11	0,03	0,03	0,19	0,11	0,24	0,12	0,26	0,21	0,10	0,11	0,13	
FeO	4,04	4,93	5,90	1,39	1,34	4,60	4,02	5,57	4,07	3,27	3,25	3,73	4,00	3,83	
MnO	0,07	0,00	0,05	0,04	0,01	0,03	0,00	0,00	0,04	0,03	0,01	0,03	0,04	0,05	
MgO	2,49	3,50	2,05	0,35	0,35	2,93	3,20	4,90	3,12	2,69	2,77	3,51	3,24	2,90	
CaO	0,12	0,06	0,28	0,07	0,06	0,02	0,01	0,10	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,01	
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,01	0,02	0,03	0,03	0,05	0,03	0,02	0,00	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na2O	0,30	0,16	3,95	7,07	3,59	0,38	0,22	2,87	0,38	0,80	0,43	0,51	0,76	0,26	
K2O	10,87	10,75	5,52	0,75	0,69	10,68	7,05	5,16	9,99	9,59	6,65	10,05	9,74	7,32	
Total	93,90	94,33	92,94	96,77	89,27	94,68	90,61	94,50	93,88	96,12	92,60	94,54	91,17	94,73	

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,69	6,90	7,27	6,37	6,24	6,71	6,90	6,64	6,72	6,60	6,90	6,70	6,54	7,20
ALIV	1,31	1,10	0,73	1,63	1,76	1,29	1,10	1,36	1,28	1,40	1,10	1,30	1,46	0,80
ALVI	3,07	2,83	2,80	3,77	4,08	2,99	3,16	2,79	3,05	3,22	3,30	3,03	3,04	3,15
Ti	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01
Fe	0,46	0,57	0,67	0,15	0,15	0,52	0,46	0,63	0,47	0,36	0,36	0,42	0,47	0,42
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,51	0,72	0,42	0,07	0,07	0,60	0,66	0,98	0,63	0,53	0,55	0,71	0,68	0,57
Ca	0,02	0,01	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,08	0,04	1,05	1,73	0,94	0,10	0,06	0,75	0,10	0,21	0,11	0,13	0,21	0,07
K	1,91	1,88	0,96	0,12	0,12	1,86	1,25	0,89	1,74	1,62	1,14	1,74	1,76	1,23
Total	26,47	26,00	25,48	27,25	27,20	26,39	25,86	26,23	26,35	26,59	25,89	26,39	26,68	25,41
Al	4,39	3,93	3,52	5,40	5,84	4,28	4,26	4,15	4,33	4,62	4,39	4,33	4,50	3,95
Si4+	3,34	3,45	3,64	3,19	3,12	3,36	3,45	3,32	3,36	3,30	3,45	3,35	3,27	3,60

Phengites

Label	71-34 GBM	71-3 GBM	71-4 GBM	71-10 GBM	71-26 GBM	71-27 GBM	71-28 GBM	71-29 GBM	71-35 GBM	71-36 GBM	71-38 GBM	71-44 GBM	71-51 GBM	71-52 GBM	71-53 GBM	71-58 GBM	71-69 GBM
SiO2	48,16	50,74	52,80	49,88	52,21	47,12	53,03	50,66	53,15	51,42	52,83	54,01	51,31	54,24	50,33	55,18	52,60
Al2O3	39,61	27,95	26,56	31,68	26,59	35,43	26,76	28,23	26,77	28,71	26,66	27,00	28,02	27,09	28,43	24,98	25,64
TiO2	0,05	0,12	0,17	0,35	0,15	0,46	0,15	0,21	0,15	0,23	0,20	0,14	0,14	0,15	0,13	0,23	0,10
FeO	0,71	3,23	3,63	2,01	3,54	1,54	3,35	3,51	3,66	4,85	3,60	3,45	3,51	3,34	3,29	3,72	3,08
MnO	0,07	0,07	0,07	0,06	0,03	0,00	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,00	0,05	0,06	0,05	0,00
MgO	0,42	2,94	2,80	1,63	2,76	1,10	2,63	2,70	2,78	2,78	2,65	2,75	2,93	2,80	2,75	2,17	3,37
CaO	0,03	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,04	0,07	0,02	0,00	0,02	0,02	0,05	0,03	0,04
Cr2O3	0,03	0,05	0,07	0,06	0,06	0,05	0,03	0,04	0,08	0,06	0,08	0,00	0,02	0,02	0,07	0,03	0,04
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	6,69	0,17	0,12	0,50	0,15	1,14	0,12	0,22	0,12	0,18	0,15	0,13	0,18	0,12	0,25	0,21	0,09
K2O	1,14	10,50	6,58	7,48	8,07	9,55	8,28	10,66	6,79	9,79	7,61	6,86	10,12	6,73	10,12	9,37	7,09
Total	96,90	95,78	92,81	93,66	93,60	96,39	94,40	96,28	93,60	98,14	93,83	94,39	96,24	94,57	95,48	95,97	92,04

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,06	6,76	7,06	6,62	7,00	6,18	7,04	6,73	7,06	6,70	7,04	7,09	6,79	7,10	6,72	7,25	7,10
ALIV	1,94	1,24	0,94	1,38	1,00	1,82	0,96	1,27	0,94	1,30	0,96	0,91	1,21	0,90	1,28	0,75	0,90
ALVI	3,93	3,15	3,25	3,57	3,20	3,66	3,22	3,15	3,25	3,12	3,22	3,27	3,15	3,28	3,19	3,11	3,18
Ti	0,00	0,01	0,02	0,04	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Fe	0,07	0,36	0,41	0,22	0,40	0,17	0,37	0,39	0,41	0,53	0,40	0,38	0,39	0,37	0,37	0,41	0,35
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Mg	0,08	0,58	0,56	0,32	0,55	0,22	0,52	0,53	0,55	0,54	0,53	0,54	0,58	0,55	0,55	0,42	0,68
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	1,63	0,04	0,03	0,13	0,04	0,29	0,03	0,06	0,03	0,05	0,04	0,03	0,05	0,03	0,06	0,05	0,02
K	0,18	1,78	1,12	1,27	1,38	1,60	1,40	1,81	1,15	1,63	1,29	1,15	1,71	1,12	1,72	1,57	1,22
Total	27,78	26,33	25,59	26,52	25,79	27,45	25,76	26,39	25,61	26,31	25,70	25,57	26,26	25,55	26,40	25,47	25,55
Al	5,87	4,39	4,19	4,96	4,20	5,48	4,18	4,42	4,19	4,41	4,18	4,18	4,37	4,18	4,47	3,87	4,08
Si4+	3,03	3,38	3,53	3,31	3,50	3,09	3,52	3,36	3,53	3,35	3,52	3,55	3,39	3,55	3,36	3,62	3,55

Phengites

Label	71-70	71-71	02_2_1	2_2	2_3	2_4	2_5	2_6	2_7	2_8	2_9	2_10	2_12	2_13	2_14	2_15
	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM
SiO2	52,77	54,29	47,81	46,74	48,27	49,22	49,64	47,55	48,52	46,30	44,81	49,24	47,37	47,00	49,25	48,44
Al2O3	27,89	25,94	27,33	26,00	27,84	27,54	27,07	27,77	27,22	29,74	34,01	25,81	27,67	27,91	25,28	27,32
TiO2	0,13	0,13	0,17	0,15	0,20	0,10	0,17	0,11	0,14	0,23	0,43	0,08	0,16	0,20	0,14	0,13
FeO	3,16	3,57	4,57	4,16	4,25	3,88	2,96	3,70	2,11	3,17	1,43	2,40	3,81	3,98	2,41	4,09
MnO	0,01	0,05	0,10	0,00	0,04	0,09	0,03	0,04	0,00	0,00	0,12	0,04	0,11	0,08	0,00	0,02
MgO	3,07	3,12	1,85	2,01	1,94	2,21	2,62	2,08	2,84	1,29	1,01	3,02	1,99	1,93	3,12	1,71
CaO	0,04	0,01	0,10	0,09	0,13	0,13	0,07	0,00	0,00	0,04	0,03	0,01	0,03	0,07	0,29	0,02
Cr2O3	0,07	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,12	0,06	0,30	0,34	0,30	0,26	0,19	0,31	0,32	0,34	1,18	0,13	0,20	0,29	0,09	0,33
K2O	9,80	6,49	10,07	10,58	10,10	10,44	10,78	10,57	11,24	10,68	9,51	10,99	10,64	10,56	10,48	10,83
Total	97,05	93,69	92,30	90,07	93,07	93,87	93,53	92,13	92,39	91,79	92,53	91,72	91,98	92,02	91,06	92,89

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,88	7,17	6,67	6,71	6,66	6,73	6,79	6,64	6,72	6,48	6,14	6,86	6,63	6,59	6,89	6,72
ALIV	1,12	0,83	1,33	1,29	1,34	1,27	1,21	1,36	1,28	1,52	1,86	1,14	1,37	1,41	1,11	1,28
ALVI	3,16	3,21	3,16	3,10	3,19	3,16	3,15	3,20	3,16	3,38	3,64	3,10	3,20	3,19	3,07	3,19
Ti	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,04	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
Fe	0,34	0,39	0,53	0,50	0,49	0,44	0,34	0,43	0,24	0,37	0,16	0,28	0,45	0,47	0,28	0,47
Mn	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Mg	0,60	0,61	0,38	0,43	0,40	0,45	0,53	0,43	0,59	0,27	0,21	0,63	0,42	0,40	0,65	0,35
Ca	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,01	0,08	0,09	0,08	0,07	0,05	0,08	0,09	0,09	0,31	0,04	0,05	0,08	0,02	0,09
K	1,63	1,09	1,79	1,94	1,78	1,82	1,88	1,88	1,99	1,91	1,66	1,95	1,90	1,89	1,87	1,92
Total	26,08	25,39	26,50	26,49	26,51	26,42	26,34	26,62	26,52	26,95	27,55	26,24	26,61	26,68	26,12	26,50
Al	4,29	4,04	4,49	4,40	4,53	4,44	4,36	4,57	4,44	4,90	5,50	4,24	4,57	4,61	4,17	4,47
Si4+	3,44	3,59	3,34	3,35	3,33	3,36	3,39	3,32	3,36	3,24	3,07	3,43	3,32	3,29	3,45	3,36

Phengites

Label	02_2_16 GBM	_2_17 GBM	_1_10 GBM	39b-1 GBM	39b-2 GBM	39b-3 GBM	39b-4 GBM	39b-5 GBM	39b-6 GBM	39b-7 GBM	39b-8 GBM	39b-11 GBM	39b-12 GBM	39b-13 GBM	39b-14 GBM	39b-15 GBM
SiO2	49,36	48,89	50,07	51,34	51,41	49,83	50,68	50,96	50,96	50,37	50,07	50,43	50,67	50,22	48,30	48,36
Al2O3	26,07	26,83	25,81	26,22	26,44	26,92	27,18	26,82	26,35	26,74	27,63	26,63	26,90	26,43	28,70	28,46
TiO2	0,06	0,24	0,02	0,08	0,07	0,15	0,12	0,15	0,13	0,15	0,20	0,10	0,14	0,13	0,17	0,12
FeO	2,74	3,00	2,44	2,65	2,53	3,03	3,00	2,59	2,88	2,98	3,08	3,43	3,48	3,20	4,20	4,14
MnO	0,05	0,00	0,06	0,06	0,10	0,02	0,04	0,03	0,15	0,00	0,00	0,00	0,04	0,73	0,15	0,17
MgO	3,32	2,48	3,11	3,33	3,33	2,89	2,88	2,89	3,09	2,67	2,71	2,73	2,64	2,57	1,85	1,74
CaO	0,01	0,11	0,00	0,01	0,05	0,00	0,02	0,01	0,03	0,08	0,00	0,02	0,01	0,17	0,07	0,08
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,17	0,29	0,04	0,15	0,17	0,22	0,24	0,18	0,18	0,23	0,47	0,23	0,27	0,21	0,40	0,45
K2O	11,05	10,25	11,03	10,72	11,07	10,99	10,97	11,08	10,84	10,38	10,55	10,89	10,84	10,56	10,64	10,63
Total	92,83	92,09	92,58	94,55	95,17	94,05	95,13	94,72	94,61	93,60	94,71	94,46	94,98	94,21	94,49	94,15

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,81	6,78	6,90	6,91	6,89	6,79	6,81	6,86	6,88	6,86	6,75	6,84	6,83	6,84	6,59	6,62
ALIV	1,19	1,22	1,10	1,09	1,11	1,21	1,19	1,14	1,12	1,14	1,25	1,16	1,17	1,16	1,41	1,38
ALVI	3,05	3,16	3,10	3,08	3,07	3,11	3,12	3,12	3,07	3,15	3,15	3,10	3,11	3,08	3,21	3,21
Ti	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Fe	0,32	0,35	0,28	0,30	0,28	0,34	0,34	0,29	0,32	0,34	0,35	0,39	0,39	0,36	0,48	0,47
Mn	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,02	0,02
Mg	0,68	0,51	0,64	0,67	0,67	0,59	0,58	0,58	0,62	0,54	0,54	0,55	0,53	0,52	0,38	0,36
Ca	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,08	0,01	0,04	0,04	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,12	0,06	0,07	0,05	0,11	0,12
K	1,95	1,81	1,94	1,84	1,89	1,91	1,88	1,90	1,87	1,80	1,82	1,88	1,86	1,83	1,85	1,86
Total	26,30	26,33	26,17	26,10	26,16	26,34	26,30	26,22	26,16	26,21	26,39	26,25	26,26	26,21	26,68	26,65
Al	4,24	4,38	4,19	4,16	4,18	4,32	4,31	4,26	4,19	4,29	4,39	4,26	4,27	4,24	4,62	4,59
Si4+	3,41	3,39	3,45	3,46	3,45	3,39	3,41	3,43	3,44	3,43	3,38	3,42	3,42	3,42	3,29	3,31

Phengites

Label				Paragonite										melange		
	53b-11	53b-12	53b-13	53a_2	_27	_40	_28	_10	_5	_46	_14	_43	_9	_16	_17	_38
	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM
SiO2	49,41	49,37	45,38	45,13	45,72	45,98	46,37	45,29	45,50	47,00	41,64	46,28	45,47	47,24	44,54	48,21
Al2O3	26,25	25,78	32,41	37,50	37,52	37,37	37,40	37,25	36,46	36,22	33,18	35,79	35,38	34,83	35,05	34,16
TiO2	0,17	0,12	0,04	0,05	0,22	0,03	0,08	0,12	0,04	0,09	0,08	0,07	0,11	0,06	0,11	0,06
FeO	4,61	4,92	1,56	0,57	0,78	0,57	0,73	0,83	0,85	0,93	0,81	1,11	1,79	1,83	2,09	1,46
MnO	0,08	0,07	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,07
MgO	2,69	2,57	1,09	0,35	0,40	0,66	0,52	0,46	0,55	0,73	0,54	0,76	0,74	0,88	1,00	1,33
CaO	0,01	0,05	0,02	0,06	0,02	0,00	0,07	0,06	0,05	0,04	0,08	0,06	0,07	0,02	0,07	0,02
Cr2O3	0,04	0,02	0,01	0,00	0,06	0,07	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,04	0,06	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00	-	0,00	-	0,00	0,00	0,00	-
Na2O	0,36	0,34	4,60	7,32	6,89	6,80	6,45	6,78	6,45	6,02	6,01	5,73	5,60	5,36	5,36	5,04
K2O	10,42	10,51	3,85	0,91	1,54	1,62	2,23	1,75	1,85	2,38	1,74	2,67	3,12	3,74	2,79	4,40
Total	94,04	93,75	88,95	91,89	93,15	93,10	93,86	92,54	91,81	93,43	84,08	92,55	92,31	94,04	91,02	94,76

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,77	6,80	6,32	6,00	6,02	6,05	6,07	6,01	6,08	6,17	6,08	6,16	6,11	6,24	6,07	6,32
ALIV	1,23	1,20	1,68	2,00	1,98	1,95	1,93	1,99	1,92	1,83	1,92	1,84	1,89	1,76	1,93	1,68
ALVI	3,02	2,99	3,64	3,88	3,84	3,84	3,84	3,84	3,83	3,78	3,80	3,77	3,71	3,65	3,69	3,59
Ti	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe	0,53	0,57	0,18	0,06	0,09	0,06	0,08	0,09	0,09	0,10	0,10	0,12	0,20	0,20	0,24	0,16
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,55	0,53	0,23	0,07	0,08	0,13	0,10	0,09	0,11	0,14	0,12	0,15	0,15	0,17	0,20	0,26
Ca	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,09	0,09	1,24	1,89	1,76	1,73	1,64	1,74	1,67	1,53	1,70	1,48	1,46	1,37	1,42	1,28
K	1,82	1,85	0,68	0,16	0,26	0,27	0,37	0,30	0,32	0,40	0,32	0,45	0,53	0,63	0,48	0,74
Total	26,29	26,25	27,30	27,95	27,88	27,85	27,81	27,91	27,78	27,59	27,78	27,60	27,68	27,47	27,68	27,32
Al	4,24	4,19	5,32	5,88	5,82	5,79	5,77	5,83	5,74	5,61	5,71	5,61	5,60	5,42	5,63	5,28
Si4+	3,39	3,40	3,16	3,00	3,01	3,02	3,03	3,01	3,04	3,09	3,04	3,08	3,05	3,12	3,03	3,16

Phengites

Label	53a_47 GBM	_3 GBM	_13 GBM	_6 GBM	_32 GBM	_35 GBM	_31 GBM	_36 GBM	_12 GBM	_15 GBM	_30 GBM	_20 GBM	_34 GBM	_21 GBM	_8 GBM	_4 GBM	_7 GBM
SiO2	46,83	46,38	44,09	44,43	46,07	47,68	45,34	47,95	46,44	46,15	46,78	34,29	47,62	40,86	47,13	45,35	47,10
Al2O3	34,32	33,53	33,08	31,89	34,16	33,19	32,03	32,25	31,68	32,58	32,79	26,93	31,95	29,32	30,32	29,95	31,47
TiO2	0,08	0,07	0,43	0,09	0,13	0,12	0,10	0,12	0,19	1,70	0,14	16,12	0,10	0,13	0,10	0,10	0,11
FeO	1,90	1,68	1,67	1,55	1,94	2,21	2,10	1,92	2,30	2,17	2,51	1,25	2,24	1,92	2,70	2,44	2,22
MnO	0,00	0,04	0,00	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,08	0,00	0,06	0,02	0,02	0,00	0,02	0,04
MgO	1,08	1,27	1,08	1,21	1,01	1,41	1,44	1,59	1,50	1,34	1,49	0,72	1,63	1,31	1,96	1,76	1,67
CaO	0,02	0,01	0,08	0,07	0,03	0,03	0,04	0,02	0,04	0,03	0,00	0,11	0,01	0,08	0,03	0,05	0,00
Cr2O3	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,04	0,07	0,03	0,07	0,06	0,05	0,04	0,04	0,08	0,02	0,06	0,06
NiO	-	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-	0,00	0,00	-	0,00	-	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	5,06	4,74	4,70	4,59	4,16	4,04	3,91	3,80	3,70	3,81	3,62	3,63	3,37	3,10	3,09	2,64	2,97
K2O	4,14	4,28	3,80	3,84	5,37	5,34	5,55	5,65	5,44	5,47	6,15	3,04	6,49	5,14	7,08	6,62	6,85
Total	93,47	92,03	88,95	87,72	92,95	94,12	90,60	93,36	91,39	93,38	93,53	86,19	93,47	81,95	92,44	88,99	92,49

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,23	6,27	6,16	6,29	6,20	6,33	6,28	6,42	6,36	6,21	6,29	5,09	6,40	6,25	6,45	6,42	6,41
ALIV	1,77	1,73	1,84	1,71	1,80	1,67	1,72	1,58	1,64	1,79	1,71	2,91	1,60	1,75	1,55	1,58	1,59
ALVI	3,62	3,60	3,61	3,60	3,62	3,53	3,51	3,50	3,48	3,37	3,49	1,80	3,46	3,54	3,34	3,42	3,45
Ti	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,17	0,01	1,80	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Fe	0,21	0,19	0,19	0,18	0,22	0,25	0,24	0,22	0,26	0,24	0,28	0,16	0,25	0,25	0,31	0,29	0,25
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,22	0,26	0,23	0,26	0,20	0,28	0,30	0,32	0,31	0,27	0,30	0,16	0,33	0,30	0,40	0,37	0,34
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	1,31	1,24	1,27	1,26	1,09	1,04	1,05	0,99	0,98	0,99	0,94	1,05	0,88	0,92	0,82	0,72	0,78
K	0,70	0,74	0,68	0,69	0,92	0,91	0,98	0,96	0,95	0,94	1,06	0,57	1,11	1,00	1,24	1,20	1,19
Total	27,45	27,38	27,49	27,34	27,50	27,22	27,33	27,09	27,14	27,16	27,29	26,27	27,11	27,33	27,01	27,02	27,09
Al	5,39	5,34	5,45	5,32	5,42	5,20	5,23	5,08	5,12	5,16	5,20	4,71	5,06	5,29	4,89	5,00	5,05
Si4+	3,12	3,13	3,08	3,14	3,10	3,17	3,14	3,21	3,18	3,10	3,15	2,54	3,20	3,13	3,22	3,21	3,20

Phengites

Label	Phengite														5/8_1 GBM
	53a_11 GBM	_18 GBM	_41 GBM	_22 GBM	_19 GBM	_26 GBM	_33 GBM	_25 GBM	_29 GBM	_37 GBM	_42 GBM	_44 GBM	_24 GBM	_45 GBM	
SiO2	45,66	46,29	47,28	47,31	45,03	45,63	48,83	47,61	45,64	49,00	46,31	48,94	48,68	46,50	51,01
Al2O3	30,25	28,96	29,31	30,70	28,74	26,66	27,65	27,67	28,24	26,86	28,43	27,28	26,55	24,96	26,54
TiO2	0,12	0,11	0,15	0,19	0,26	0,10	0,17	0,18	0,16	0,15	0,20	0,11	0,12	0,16	0,14
FeO	2,66	2,77	3,07	2,53	3,48	3,84	3,15	3,83	2,68	3,35	4,31	3,58	3,65	3,96	3,06
MnO	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,04	0,06	0,06	0,04	0,06	0,03	0,13	0,01
MgO	1,68	1,97	1,95	1,82	2,04	2,30	2,64	2,54	2,11	2,74	2,29	2,65	2,56	2,82	2,96
CaO	0,07	0,04	0,04	0,01	0,01	0,11	0,00	0,02	0,04	0,00	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02
Cr2O3	0,07	0,06	0,03	0,00	0,03	0,06	0,03	0,02	0,07	0,07	0,03	0,04	0,07	0,09	0,05
NiO	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,00	-	0,00	-	-	-	-	0,00	-	-
Na2O	2,89	2,43	2,07	1,83	1,61	1,14	0,90	0,80	0,78	0,65	0,71	0,56	0,23	0,13	0,20
K2O	6,21	7,53	8,16	8,91	8,53	8,54	9,68	10,11	9,31	10,18	10,17	10,31	10,38	10,01	10,90
Total	89,64	90,19	92,09	93,32	89,74	88,40	93,10	92,82	89,10	93,06	92,52	93,54	92,28	88,77	94,87
FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)															
Si	6,41	6,51	6,53	6,44	6,42	6,61	6,69	6,60	6,53	6,74	6,47	6,71	6,77	6,75	6,87
ALIV	1,59	1,49	1,47	1,56	1,58	1,39	1,31	1,40	1,47	1,26	1,53	1,29	1,23	1,25	1,13
ALVI	3,42	3,31	3,29	3,37	3,25	3,16	3,16	3,12	3,30	3,10	3,15	3,12	3,11	3,02	3,08
Ti	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Fe	0,31	0,33	0,35	0,29	0,41	0,47	0,36	0,44	0,32	0,39	0,50	0,41	0,42	0,48	0,34
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
Mg	0,35	0,41	0,40	0,37	0,43	0,50	0,54	0,52	0,45	0,56	0,48	0,54	0,53	0,61	0,59
Ca	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,79	0,66	0,55	0,48	0,45	0,32	0,24	0,22	0,22	0,17	0,19	0,15	0,06	0,04	0,05
K	1,11	1,35	1,44	1,55	1,55	1,58	1,69	1,79	1,70	1,79	1,81	1,80	1,84	1,85	1,87
Total	27,02	26,88	26,84	27,02	26,96	26,60	26,49	26,64	26,79	26,40	26,85	26,46	26,34	26,31	26,18
Al	5,01	4,80	4,77	4,93	4,83	4,55	4,47	4,52	4,76	4,36	4,68	4,41	4,35	4,27	4,21
Si4+	3,21	3,25	3,26	3,22	3,21	3,30	3,35	3,30	3,27	3,37	3,24	3,36	3,38	3,37	3,44

Phengites

Label	75/1-5	/1-6	/1-7	/1-8	/3-10	/3-11	/3-12	/3-13	/3-14	/4-1	/4-2	/4-3	72/1-1	/2-4	/2-5
	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	GBM	GBM	GBM
SiO2	45,47	45,05	46,56	44,88	48,70	45,77	46,59	45,74	49,68	49,50	46,41	46,06	49,05	48,70	48,88
Al2O3	31,57	33,21	29,35	32,90	27,41	32,27	32,77	32,71	25,82	25,24	33,34	33,07	26,06	29,10	29,65
TiO2	0,45	0,41	0,19	0,42	0,29	0,39	0,46	0,40	0,05	0,10	0,38	0,30	0,70	0,51	0,51
FeO	1,49	1,60	2,89	1,64	3,17	1,56	1,55	1,54	3,97	3,55	1,54	1,49	3,57	2,11	2,16
MnO	0,04	0,02	0,03	0,03	0,00	0,09	0,08	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,11	0,13	0,00
MgO	1,74	1,14	1,97	1,25	2,23	1,33	1,47	1,34	2,76	2,71	1,34	1,20	2,72	1,87	1,78
CaO	0,00	0,02	0,12	0,04	0,00	0,00	0,01	0,07	0,01	0,07	0,01	0,08	0,41	0,00	0,03
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	1,04	0,92	0,26	0,84	0,25	0,90	1,07	0,56	0,19	0,11	1,09	1,25	0,31	0,65	0,62
K2O	9,89	9,87	10,86	10,36	10,85	10,03	9,79	10,65	11,06	10,65	9,75	9,80	9,48	9,59	9,32
Total	91,69	92,24	92,23	92,36	92,90	92,34	93,79	93,01	93,54	91,99	93,86	93,25	92,44	92,65	92,95

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,31	6,21	6,48	6,20	6,72	6,30	6,30	6,27	6,84	6,90	6,27	6,27	6,78	6,65	6,64
ALIV	1,69	1,79	1,52	1,80	1,28	1,70	1,70	1,73	1,16	1,10	1,73	1,73	1,22	1,35	1,36
ALVI	3,47	3,60	3,30	3,55	3,18	3,54	3,53	3,55	3,03	3,05	3,57	3,58	3,02	3,34	3,38
Ti	0,05	0,04	0,02	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04	0,01	0,01	0,04	0,03	0,07	0,05	0,05
Fe	0,17	0,18	0,34	0,19	0,37	0,18	0,18	0,18	0,46	0,41	0,17	0,17	0,41	0,24	0,24
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Mg	0,36	0,23	0,41	0,26	0,46	0,27	0,30	0,27	0,57	0,56	0,27	0,24	0,56	0,38	0,36
Ca	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,28	0,25	0,07	0,22	0,07	0,24	0,28	0,15	0,05	0,03	0,29	0,33	0,08	0,17	0,16
K	1,75	1,73	1,93	1,83	1,91	1,76	1,69	1,86	1,94	1,89	1,68	1,70	1,67	1,67	1,62
Total	27,24	27,44	26,90	27,46	26,47	27,28	27,25	27,34	26,25	26,12	27,33	27,37	26,15	26,56	26,57
Al	5,16	5,39	4,82	5,36	4,46	5,24	5,22	5,28	4,19	4,15	5,31	5,31	4,24	4,69	4,75
Si4+	3,15	3,10	3,24	3,10	3,36	3,15	3,15	3,13	3,42	3,45	3,13	3,13	3,39	3,33	3,32

Phengites

Label	72/3-8	/3-9	/3-10	/3-11	/3-12	/4-9	/4-10	/4-11	72/1-7	75/3-10	75/3-14	75/4-1	72/2-9	/3-1	/3-2	/3-3
	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM	GBM
SiO2	53,62	51,41	52,82	45,51	51,38	49,15	50,00	47,34	46,56	48,70	49,68	49,50	46,80	46,99	46,48	47,35
Al2O3	25,06	25,58	25,91	30,91	21,68	24,24	26,89	29,50	29,35	27,41	25,82	25,24	31,15	31,99	31,56	31,55
TiO2	0,11	0,11	0,11	0,35	0,04	0,10	0,19	0,25	0,19	0,29	0,05	0,10	0,48	0,45	0,47	0,39
FeO	4,47	3,66	3,71	1,83	5,13	3,46	3,26	3,13	2,89	3,17	3,97	3,55	2,11	1,77	1,92	1,79
MnO	0,83	0,19	0,13	0,00	0,01	0,03	0,05	0,08	0,03	0,00	0,00	0,06	0,00	0,06	0,03	0,00
MgO	3,39	3,78	3,19	1,65	3,97	3,11	2,70	1,92	1,97	2,23	2,76	2,71	1,08	1,23	1,10	1,05
CaO	0,47	0,05	0,04	0,06	0,02	0,08	0,00	0,06	0,12	0,00	0,01	0,07	0,05	0,00	0,00	0,09
Cr2O3	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,08
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,10	0,16	0,12	0,83	0,00	0,11	0,20	0,42	0,26	0,25	0,19	0,11	0,77	0,72	0,61	0,93
K2O	6,38	10,67	9,49	9,65	10,71	10,62	10,96	10,44	10,86	10,85	11,06	10,65	9,50	9,65	9,41	9,53
Total	94,46	95,64	95,54	90,79	92,94	90,90	94,25	93,14	92,23	92,90	93,54	91,99	91,97	92,85	91,59	92,78

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	7,11	6,89	7,01	6,37	7,14	6,94	6,80	6,51	6,48	6,72	6,84	6,90	6,45	6,40	6,42	6,46
ALIV	0,89	1,11	0,99	1,63	0,86	1,06	1,20	1,49	1,52	1,28	1,16	1,10	1,55	1,60	1,58	1,54
ALVI	3,03	2,93	3,06	3,47	2,70	2,97	3,11	3,30	3,30	3,18	3,03	3,05	3,51	3,54	3,55	3,53
Ti	0,01	0,01	0,01	0,04	0,00	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,05	0,05	0,05	0,04
Fe	0,50	0,41	0,41	0,21	0,60	0,41	0,37	0,36	0,34	0,37	0,46	0,41	0,24	0,20	0,22	0,20
Mn	0,09	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,67	0,75	0,63	0,34	0,82	0,65	0,55	0,39	0,41	0,46	0,57	0,56	0,22	0,25	0,23	0,21
Ca	0,07	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,04	0,03	0,23	0,00	0,03	0,05	0,11	0,07	0,07	0,05	0,03	0,21	0,19	0,16	0,25
K	1,08	1,82	1,61	1,72	1,90	1,91	1,90	1,83	1,93	1,91	1,94	1,89	1,67	1,68	1,66	1,66
Total	25,39	26,05	25,82	27,12	25,58	26,04	26,31	26,82	26,90	26,47	26,25	26,12	26,97	27,05	27,01	26,99
Al	3,92	4,04	4,05	5,10	3,55	4,03	4,31	4,78	4,82	4,46	4,19	4,15	5,06	5,14	5,14	5,07
Si4+	3,56	3,45	3,50	3,18	3,57	3,47	3,40	3,26	3,24	3,36	3,42	3,45	3,22	3,20	3,21	3,23

Phengites

Label	73/3-7						40b-1						27_1_3		
	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM	ABM
SiO2	47,00	47,36	47,16	47,03	47,17	47,26	44,10	43,46	50,90	48,56	51,83	51,07	47,35	46,79	47,61
Al2O3	31,25	31,35	31,10	31,36	30,92	31,22	39,83	39,52	26,68	23,76	25,11	25,51	30,75	30,20	30,78
TiO2	0,50	0,55	0,54	0,54	0,55	0,36	0,10	0,88	0,10	6,07	0,38	0,92	0,61	0,66	0,57
FeO	1,58	2,13	1,88	2,23	1,76	1,92	2,89	2,96	2,85	3,31	3,39	2,84	1,71	2,02	1,82
MnO	0,05	0,02	0,00	0,11	0,00	0,00	0,26	0,26	0,01	0,00	0,00	0,06	0,04	0,02	0,07
MgO	1,17	1,25	1,36	1,35	1,22	1,18	0,19	0,19	3,26	3,14	3,51	3,20	1,80	1,72	1,67
CaO	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,03	1,93	2,13	0,02	0,02	0,03	0,49	0,03	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,79	0,86	0,66	0,90	0,74	0,78	6,09	6,19	0,09	0,05	0,07	0,11	0,80	0,56	0,64
K2O	9,68	9,48	9,98	9,44	9,43	9,39	0,26	0,32	10,81	10,10	10,71	10,43	9,84	10,45	10,07
Total	92,03	93,03	92,68	92,98	91,84	92,14	95,64	95,90	94,74	95,01	95,07	94,67	92,92	92,42	93,22

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,46	6,45	6,45	6,42	6,49	6,48	5,71	5,64	6,85	6,59	6,97	6,89	6,46	6,46	6,48
ALIV	1,54	1,55	1,55	1,58	1,51	1,52	2,29	2,36	1,15	1,41	1,03	1,11	1,54	1,54	1,52
ALVI	3,52	3,48	3,47	3,46	3,50	3,53	3,79	3,68	3,09	2,38	2,95	2,94	3,41	3,37	3,42
Ti	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,01	0,09	0,01	0,62	0,04	0,09	0,06	0,07	0,06
Fe	0,18	0,24	0,22	0,25	0,20	0,22	0,31	0,32	0,32	0,37	0,38	0,32	0,19	0,23	0,21
Mn	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Mg	0,24	0,25	0,28	0,28	0,25	0,24	0,04	0,04	0,65	0,63	0,70	0,64	0,37	0,35	0,34
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	0,30	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,21	0,23	0,18	0,24	0,20	0,21	1,53	1,56	0,02	0,01	0,02	0,03	0,21	0,15	0,17
K	1,70	1,65	1,74	1,64	1,65	1,64	0,04	0,05	1,86	1,75	1,84	1,79	1,71	1,84	1,75
Total	26,97	26,95	26,96	26,99	26,88	26,93	28,10	28,10	26,19	25,58	25,91	25,96	26,91	26,92	26,89
Al	5,06	5,03	5,02	5,04	5,01	5,05	6,08	6,04	4,23	3,80	3,98	4,05	4,95	4,91	4,94
Si4+	3,23	3,22	3,23	3,21	3,24	3,24	2,86	2,82	3,43	3,29	3,48	3,44	3,23	3,23	3,24

Phengites

Label	128/1-3	/1-7	/1-8	/1-9	/1-10	/2-1	/2-2	/2-3	/2-5	/2-6	224/2-4	/2-5	/2-6	/2-7	/2-8	/2-9
	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ
SiO2	48,24	48,05	49,33	49,90	51,19	49,40	49,05	47,74	48,35	46,95	48,48	48,29	46,90	48,12	49,17	47,80
Al2O3	28,76	29,20	27,18	25,71	24,50	25,11	26,37	27,45	25,67	29,19	26,01	26,16	26,91	25,68	25,40	26,41
TiO2	0,25	0,39	0,20	0,07	0,00	0,07	0,13	0,21	0,24	0,20	0,17	0,10	0,11	0,17	0,13	0,10
FeO	3,50	3,34	3,84	3,60	2,89	4,60	4,98	3,30	5,17	3,68	5,28	5,23	5,85	5,28	4,58	5,79
MnO	0,00	0,03	0,09	0,04	0,00	0,02	0,00	0,02	0,04	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,00
MgO	2,11	2,07	2,77	3,23	3,72	2,73	2,32	2,26	2,41	1,26	1,65	1,94	1,41	1,84	2,09	1,59
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03
Cr2O3	0,03	0,00	0,03	0,04	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,83	1,12	0,84	0,32	0,29	0,30	0,33	0,73	0,34	0,61	0,21	0,18	0,22	0,28	0,21	0,26
K2O	9,58	9,98	9,51	10,36	10,22	10,41	10,17	9,41	10,20	10,14	9,73	9,77	9,91	10,07	10,08	10,08
Total	93,31	94,17	93,80	93,29	92,81	92,64	93,37	91,13	92,41	92,06	91,56	91,70	91,32	91,54	91,76	92,06

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,60	6,54	6,73	6,85	7,02	6,87	6,77	6,68	6,77	6,54	6,81	6,78	6,65	6,79	6,89	6,73
ALIV	1,40	1,46	1,27	1,15	0,98	1,13	1,23	1,32	1,23	1,46	1,19	1,22	1,35	1,21	1,11	1,27
ALVI	3,24	3,22	3,09	3,01	2,98	2,99	3,06	3,21	3,00	3,34	3,12	3,11	3,15	3,06	3,08	3,10
Ti	0,03	0,04	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Fe	0,40	0,38	0,44	0,41	0,33	0,53	0,57	0,39	0,60	0,43	0,62	0,61	0,69	0,62	0,54	0,68
Mn	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,43	0,42	0,56	0,66	0,76	0,56	0,48	0,47	0,50	0,26	0,35	0,41	0,30	0,39	0,44	0,33
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,22	0,30	0,22	0,09	0,08	0,08	0,09	0,20	0,09	0,16	0,06	0,05	0,06	0,08	0,06	0,07
K	1,67	1,73	1,65	1,82	1,79	1,85	1,79	1,68	1,82	1,80	1,74	1,75	1,79	1,81	1,80	1,81
Total	26,64	26,78	26,37	26,17	25,89	26,14	26,30	26,50	26,28	26,82	26,22	26,27	26,51	26,27	26,13	26,39
Al	4,64	4,68	4,37	4,16	3,96	4,12	4,29	4,53	4,23	4,80	4,31	4,33	4,50	4,27	4,19	4,38
Si4+	3,30	3,27	3,36	3,43	3,51	3,44	3,39	3,34	3,38	3,27	3,41	3,39	3,33	3,40	3,44	3,36

Phengites

Label	224/2-10 SZ	/2-11 SZ	/2-12 SZ	/2-13 SZ	/2-14 SZ	/2-15 SZ	/2-16 SZ	/2-17 SZ	/2-18 SZ	/1-1 SZ	/1-2 SZ	/1-3 SZ	/1-4 SZ	/1-5 SZ	/1-6 SZ	/1-7 SZ	/1-8 SZ
SiO2	48,52	49,24	48,20	48,51	49,86	48,26	47,54	49,67	49,25	48,27	50,12	46,67	48,32	46,54	49,45	48,20	44,90
Al2O3	26,21	24,97	25,45	25,36	26,57	26,17	26,35	25,71	25,32	27,25	25,75	27,58	24,93	28,40	25,36	26,30	23,92
TiO2	0,18	0,04	0,12	0,05	0,12	0,14	0,22	0,02	0,11	0,00	0,14	0,18	0,05	0,12	0,10	0,08	0,08
FeO	5,97	5,12	4,96	4,68	4,93	5,97	6,63	4,98	4,86	5,15	5,25	5,45	4,90	4,66	5,08	6,11	7,32
MnO	0,09	0,04	0,12	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,09	0,08	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	1,73	2,20	1,98	1,98	2,14	1,48	1,53	2,21	2,18	1,51	2,16	1,49	2,08	1,03	2,15	1,49	1,61
CaO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05
Cr2O3	0,00	0,08	0,00	0,04	0,00	0,06	0,00	0,10	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,20	0,14	0,30	0,19	0,14	0,38	0,29	0,27	0,23	0,29	0,25	0,28	0,25	0,33	0,35	0,47	0,24
K2O	10,03	10,17	9,79	10,08	10,08	9,59	9,82	9,72	9,86	9,83	10,18	10,11	9,81	10,00	9,90	9,55	9,12
Total	92,93	92,01	90,91	90,90	93,87	92,06	92,37	92,68	91,93	92,44	93,85	91,86	90,34	91,15	92,41	92,20	87,26

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,76	6,90	6,83	6,86	6,82	6,77	6,69	6,88	6,89	6,72	6,88	6,58	6,88	6,58	6,89	6,76	6,73
ALIV	1,24	1,10	1,17	1,14	1,18	1,23	1,31	1,12	1,11	1,28	1,12	1,42	1,12	1,42	1,11	1,24	1,27
ALVI	3,07	3,02	3,08	3,09	3,11	3,10	3,06	3,08	3,06	3,20	3,04	3,17	3,06	3,31	3,05	3,10	2,95
Ti	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe	0,70	0,60	0,59	0,55	0,56	0,70	0,78	0,58	0,57	0,60	0,60	0,64	0,58	0,55	0,59	0,72	0,92
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,36	0,46	0,42	0,42	0,44	0,31	0,32	0,46	0,45	0,31	0,44	0,31	0,44	0,22	0,45	0,31	0,36
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,04	0,08	0,05	0,04	0,10	0,08	0,07	0,06	0,08	0,07	0,08	0,07	0,09	0,09	0,13	0,07
K	1,78	1,82	1,77	1,82	1,76	1,72	1,76	1,72	1,76	1,75	1,78	1,82	1,78	1,80	1,76	1,71	1,74
Total	26,29	26,08	26,21	26,18	26,20	26,28	26,39	26,11	26,10	26,43	26,11	26,64	26,13	26,72	26,11	26,32	26,28
Al	4,30	4,12	4,25	4,23	4,28	4,33	4,37	4,20	4,17	4,47	4,17	4,59	4,18	4,73	4,16	4,35	4,22
Si4+	3,38	3,45	3,41	3,43	3,41	3,39	3,34	3,44	3,44	3,36	3,44	3,29	3,44	3,29	3,44	3,38	3,36

Phengites

Label	224/1-9		221/1-1					220/1-4						
	/1-10 SZ	SZ	/1-2 SZ	/1-3 SZ	/1-4 SZ	/1-5 SZ	/1-5 SZ	/1-6 SZ	/1-7 SZ	/2-3 SZ	/2-4 SZ	/2-5 SZ		
SiO2	49,09	48,29	49,23	47,69	48,98	48,89	49,75	49,86	47,74	47,73	47,89	48,18	48,00	49,42
Al2O3	25,50	25,24	26,95	28,00	26,84	27,14	25,36	25,27	28,22	28,31	28,56	29,63	29,52	26,83
TiO2	0,06	0,07	0,09	0,07	0,00	0,00	0,01	0,06	0,07	0,07	0,21	0,09	0,08	0,11
FeO	5,06	5,42	3,56	4,14	4,00	3,38	3,59	3,66	3,70	3,75	4,04	3,41	3,77	3,82
MnO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	0,07	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	2,23	2,14	2,38	1,80	2,58	2,45	3,12	2,90	1,91	1,90	1,85	1,73	1,57	2,48
CaO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
Cr2O3	0,10	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00	0,04	0,01	0,00	0,03	0,01	0,04	0,11	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,22	0,27	0,38	0,40	0,38	0,36	0,18	0,34	0,42	0,42	0,38	0,54	0,52	0,29
K2O	10,04	9,68	9,87	9,71	9,82	9,86	9,97	10,46	9,67	9,86	10,22	10,18	9,90	9,87
Total	92,32	91,14	92,47	91,85	92,71	92,08	92,09	92,60	91,74	92,07	93,15	93,81	93,48	92,85

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,85	6,83	6,79	6,65	6,76	6,77	6,90	6,90	6,65	6,63	6,60	6,57	6,57	6,80
ALIV	1,15	1,17	1,21	1,35	1,24	1,23	1,10	1,10	1,35	1,37	1,40	1,43	1,43	1,20
ALVI	3,04	3,04	3,18	3,25	3,13	3,20	3,04	3,03	3,28	3,27	3,24	3,33	3,33	3,15
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Fe	0,59	0,64	0,41	0,48	0,46	0,39	0,42	0,42	0,43	0,44	0,47	0,39	0,43	0,44
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,46	0,45	0,49	0,37	0,53	0,51	0,65	0,60	0,40	0,39	0,38	0,35	0,32	0,51
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,07	0,10	0,11	0,10	0,10	0,05	0,09	0,11	0,11	0,10	0,14	0,14	0,08
K	1,79	1,75	1,74	1,73	1,73	1,74	1,76	1,85	1,72	1,75	1,80	1,77	1,73	1,73
Total	26,16	26,17	26,31	26,56	26,33	26,36	26,08	26,12	26,58	26,61	26,65	26,76	26,73	26,27
Al	4,19	4,21	4,38	4,60	4,37	4,43	4,14	4,12	4,63	4,64	4,64	4,76	4,76	4,35
Si4+	3,43	3,42	3,40	3,33	3,38	3,38	3,45	3,45	3,32	3,32	3,30	3,28	3,28	3,40

Phengites

Label	81/1-1 SZ	/1-2 SZ	/1-3 SZ	/2-1 SZ	/2-2 SZ	/2-3 SZ	/2-4 SZ	/2-5 SZ	/2-6 SZ	/2-7 SZ	/2-8 SZ	/2-9 SZ	/2-10 SZ
SiO2	46,58	48,43	47,43	48,33	48,09	47,80	48,51	47,21	48,10	48,17	48,60	48,36	48,82
Al2O3	25,35	26,77	26,27	26,19	26,15	27,01	25,97	26,81	26,62	26,92	26,32	26,30	26,69
TiO2	0,12	0,11	0,10	0,11	0,04	0,22	0,07	0,18	0,01	0,07	0,13	0,06	0,08
FeO	4,03	4,82	4,48	4,52	4,54	4,45	4,32	4,57	3,97	4,47	4,64	4,15	4,72
MnO	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,11	0,00
MgO	2,11	2,15	1,92	2,21	2,21	2,07	2,24	1,95	2,23	2,26	2,27	2,43	2,14
CaO	0,02	0,01	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Cr2O3	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,10	0,00	0,00	0,09	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,13	0,28	0,18	0,17	0,21	0,16	0,12	0,23	0,13	0,13	0,13	0,07	0,20
K2O	10,45	10,75	10,48	10,61	10,83	10,46	10,21	10,35	11,10	10,83	10,96	10,85	10,71
Total	88,89	93,35	90,92	92,15	92,09	92,21	91,48	91,32	92,28	92,85	93,08	92,44	93,34

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,76	6,71	6,73	6,77	6,75	6,68	6,81	6,67	6,73	6,70	6,75	6,75	6,75
ALIV	1,24	1,29	1,27	1,23	1,25	1,32	1,19	1,33	1,27	1,30	1,25	1,25	1,25
ALVI	3,10	3,08	3,13	3,09	3,08	3,13	3,11	3,14	3,12	3,11	3,06	3,08	3,10
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe	0,49	0,56	0,53	0,53	0,53	0,52	0,51	0,54	0,46	0,52	0,54	0,48	0,55
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,46	0,44	0,41	0,46	0,46	0,43	0,47	0,41	0,46	0,47	0,47	0,51	0,44
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,08	0,05	0,05	0,06	0,04	0,03	0,06	0,03	0,03	0,04	0,02	0,05
K	1,94	1,90	1,90	1,89	1,94	1,86	1,83	1,87	1,98	1,92	1,94	1,93	1,89
Total	26,38	26,45	26,43	26,35	26,40	26,47	26,26	26,51	26,47	26,48	26,38	26,38	26,39
Al	4,34	4,37	4,40	4,32	4,33	4,45	4,30	4,47	4,39	4,41	4,31	4,33	4,35
Si4+	3,38	3,36	3,37	3,38	3,38	3,34	3,41	3,34	3,36	3,35	3,38	3,38	3,38

Phengites

Label	paragonite					74-43	74-73	74-26	74-30	74-34	74-47	74-49	74-50	74-51	74-52	74-53
	221/1-7	/1-8	/1-9	/1-10	221/1-6											
	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ											
SiO2	48,11	47,49	47,84	48,09	47,87	47,62	47,58	46,83	47,93	47,77	46,55	47,96	46,74	47,76	48,12	48,15
Al2O3	36,82	36,56	36,27	36,97	36,16	31,17	31,05	30,22	30,99	29,73	29,48	30,35	30,44	29,19	29,39	29,71
TiO2	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,18	0,17	0,13	0,44	0,14	0,15	0,13	0,14	0,14	0,14	0,13
FeO	0,78	0,81	1,05	0,90	1,05	3,82	3,88	4,25	4,32	4,39	3,87	4,10	3,91	4,14	4,26	4,02
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
MgO	0,26	0,34	0,30	0,30	0,44	1,41	1,44	1,56	1,46	1,89	1,57	1,70	1,71	2,02	2,02	1,96
CaO	0,05	0,07	0,03	0,01	0,06	0,01	0,01	0,07	0,07	0,03	0,03	0,01	0,00	0,03	0,04	0,03
Cr2O3	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,04	0,05	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00											
Na2O	7,09	6,69	7,68	7,22	7,00	0,71	0,71	0,53	0,53	0,71	0,68	0,59	0,74	0,70	0,43	0,62
K2O	1,10	0,86	0,59	0,47	1,58	9,19	9,78	9,98	9,86	10,07	9,65	9,62	9,61	9,62	9,97	10,05
Total	94,22	92,82	93,83	93,97	94,23	94,18	94,68	93,62	95,64	94,78	92,01	94,50	93,33	93,65	94,42	94,72

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,23	6,22	6,22	6,22	6,23	6,44	6,43	6,43	6,43	6,49	6,49	6,49	6,42	6,54	6,54	6,52
ALIV	1,77	1,78	1,78	1,78	1,77	1,56	1,57	1,57	1,57	1,51	1,51	1,51	1,58	1,46	1,46	1,48
ALVI	3,84	3,87	3,79	3,86	3,77	3,42	3,38	3,32	3,33	3,25	3,33	3,34	3,34	3,25	3,25	3,27
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe	0,08	0,09	0,11	0,10	0,11	0,43	0,44	0,49	0,48	0,50	0,45	0,46	0,45	0,47	0,48	0,46
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,05	0,07	0,06	0,06	0,08	0,28	0,29	0,32	0,29	0,38	0,33	0,34	0,35	0,41	0,41	0,40
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	1,78	1,70	1,94	1,81	1,77	0,19	0,19	0,14	0,14	0,19	0,18	0,15	0,20	0,19	0,11	0,16
K	0,18	0,14	0,10	0,08	0,26	1,59	1,69	1,75	1,69	1,74	1,72	1,66	1,68	1,68	1,73	1,74
Total	27,56	27,52	27,57	27,54	27,56	26,91	26,96	26,94	26,89	26,84	26,87	26,82	26,97	26,73	26,72	26,78
Al	5,62	5,65	5,56	5,64	5,54	4,97	4,95	4,89	4,90	4,76	4,84	4,84	4,93	4,71	4,71	4,74
Si4+	3,11	3,11	3,11	3,11	3,11	3,22	3,22	3,22	3,21	3,24	3,24	3,25	3,21	3,27	3,27	3,26

Phengites

Label	74-54	74-55	74-56	74-59	74-84	74-86	74-87	74-93	74-95	63-11	63-16	63-12	63-10	63-7	63-6	63-21
	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ
SiO2	49,08	48,65	48,16	47,15	47,73	48,19	48,76	47,28	47,80	51,11	49,66	49,35	49,40	49,42	49,19	48,67
Al2O3	27,55	28,66	31,41	31,00	30,96	28,59	28,05	29,60	29,41	26,99	27,47	26,84	26,99	27,67	27,55	27,53
TiO2	0,12	0,12	0,11	0,16	0,15	0,19	0,11	0,12	0,18	0,06	0,11	0,16	0,11	0,10	0,07	0,11
FeO	4,29	4,31	3,57	4,09	3,93	3,99	4,10	3,42	4,30	3,89	4,33	4,86	4,47	4,19	3,80	4,22
MnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00
MgO	2,45	2,16	1,54	1,56	1,51	2,30	2,51	1,96	1,85	2,57	2,55	2,59	2,62	2,57	2,54	2,54
CaO	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00
Cr2O3	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	0,07	0,04	0,06	0,03	0,02	0,02	0,07	0,04	0,02	0,05
NiO																
Na2O	0,30	0,41	1,63	0,72	0,84	0,63	0,63	1,73	0,62	0,28	0,24	0,39	0,31	0,22	0,28	0,28
K2O	10,11	9,76	8,34	9,34	9,71	9,90	9,96	8,28	10,04	10,62	10,68	10,85	10,75	10,77	10,78	10,47
Total	93,95	94,14	94,81	94,09	94,87	93,86	94,20	92,49	94,26	95,55	95,06	95,07	94,74	95,01	94,26	93,87

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,70	6,62	6,45	6,41	6,44	6,59	6,64	6,50	6,52	6,85	6,72	6,72	6,73	6,69	6,71	6,67
ALIV	1,30	1,38	1,55	1,59	1,56	1,41	1,36	1,50	1,48	1,15	1,28	1,28	1,27	1,31	1,29	1,33
ALVI	3,14	3,22	3,41	3,38	3,37	3,19	3,15	3,30	3,25	3,11	3,10	3,02	3,06	3,11	3,13	3,12
Ti	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe	0,49	0,49	0,40	0,47	0,44	0,46	0,47	0,39	0,49	0,44	0,49	0,55	0,51	0,47	0,43	0,48
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,50	0,44	0,31	0,32	0,30	0,47	0,51	0,40	0,38	0,51	0,51	0,53	0,53	0,52	0,52	0,52
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,08	0,11	0,42	0,19	0,22	0,17	0,17	0,46	0,16	0,07	0,06	0,10	0,08	0,06	0,07	0,07
K	1,76	1,69	1,42	1,62	1,67	1,73	1,73	1,45	1,75	1,82	1,84	1,88	1,87	1,86	1,87	1,83
Total	26,42	26,56	26,94	26,96	26,95	26,64	26,54	26,84	26,78	26,22	26,41	26,41	26,40	26,46	26,47	26,49
Al	4,43	4,60	4,96	4,97	4,92	4,61	4,50	4,80	4,73	4,26	4,38	4,31	4,33	4,42	4,43	4,45
Si4+	3,35	3,31	3,23	3,21	3,22	3,29	3,32	3,25	3,26	3,42	3,36	3,36	3,36	3,35	3,35	3,34

Phengites

Label	63-13	63-9	63-5	63-4	63-8	63-15	63-18	Paragonite	Paragonite		Phengite				
	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	72B-3 SZ	72A-13 SZ	72A-4 SZ	72A-9 SZ	72A-10 SZ	72A-3 SZ	72A-7 SZ	72A-6 SZ
SiO2	49,35	48,50	48,24	47,99	47,48	47,40	46,94	45,85	46,77	47,54	49,09	47,92	47,17	46,19	44,06
Al2O3	28,04	27,83	28,10	28,59	30,10	30,76	30,82	37,09	38,47	38,71	28	30,29	31,26	31,7	29,4
TiO2	0,14	0,10	0,15	0,14	0,17	0,22	0,11	0,07	0,08	0,93	0,1	0,15	0,09	0,14	0,13
FeO	4,75	3,99	4,32	4,12	4,01	4,64	3,87	0,77	1,47	1,15	4,08	3,79	3,58	3,02	7,12
MnO	0,03	0,03	0,04	0,00	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0	0,05	0,02	0
MgO	2,33	2,32	2,38	2,27	1,72	1,52	1,59	0,38	0,16	0,19	2,22	1,65	1,36	1,19	1,2
CaO	0,03	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,06	0,04	0,01	0	0,01	0,07	0,02	0,08
Cr2O3	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,04	0,02	0,02
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na2O	0,29	0,30	0,34	0,26	0,34	0,33	0,52	6,04	7,03	6,92	0,32	0,68	2,66	1,7	0,93
K2O	10,57	10,89	10,77	10,98	10,72	10,80	10,85	2,51	1,10	1,06	10,92	10,2	7,27	8,9	8,88
Total	95,54	94,02	94,35	94,39	94,58	95,73	94,76	92,79	95,14	96,52	94,74	94,71	93,55	92,9	91,82
FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)															
Si	6,66	6,65	6,60	6,56	6,47	6,40	6,39	6,07	6,03	6,03	6,673	6,49	6,4	6,339	6,265
ALIV	1,34	1,35	1,40	1,44	1,53	1,60	1,61	1,93	1,97	1,97	1,327	1,51	1,6	1,661	1,735
ALVI	3,12	3,15	3,13	3,17	3,30	3,30	3,33	3,86	3,87	3,81	3,159	3,325	3,399	3,465	3,193
Ti	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,09	0,01	0,015	0,009	0,014	0,014
Fe	0,54	0,46	0,49	0,47	0,46	0,52	0,44	0,09	0,16	0,12	0,464	0,429	0,406	0,347	0,847
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0	0,006	0,002	0
Mg	0,47	0,47	0,49	0,46	0,35	0,31	0,32	0,08	0,03	0,04	0,45	0,333	0,275	0,243	0,254
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0	0,001	0,01	0,003	0,012
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,001	0,002	0,004	0,002	0,002
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0	0	0	0
Na	0,08	0,08	0,09	0,07	0,09	0,09	0,14	1,55	1,76	1,70	0,084	0,179	0,7	0,452	0,256
K	1,82	1,90	1,88	1,92	1,86	1,86	1,88	0,42	0,18	0,17	1,894	1,762	1,258	1,558	1,611
Total	26,50	26,58	26,63	26,72	26,91	27,00	27,08	27,80	27,85	27,71	26,55	26,88	27,07	27,21	27,12
Al	4,46	4,50	4,53	4,61	4,83	4,90	4,94	5,79	5,84	5,78	4,49	4,835	4,999	5,127	4,927
Si4+	3,33	3,32	3,30	3,28	3,23	3,20	3,19	3,04	3,01	3,01	3,337	3,245	3,2	3,169	3,133

Phengites

Label					Paragonite									Phengite		
	72A-11	72A-5	72A-1	72A-2	82-2	82-10	82-11	82-21	82-22	82-23	82-24	82-25	82-12	82-13	82-15	82-1
	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ
SiO2	45,16	44,92	47,2	47,48	47,23	46,24	46,76	47,27	46,66	47,69	47,23	46,52	47,32	51,53	50,68	47,76
Al2O3	30,42	29,6	33,65	33,11	39,82	39,25	39,44	39,34	38,81	39,05	38,77	38,68	38,78	26,22	27,86	32,66
TiO2	0,18	0,18	0,32	0,3	0,04	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,06	0,04	0,13	0,13	0,17
FeO	5,37	6,12	1,87	2,24	0,24	0,63	0,52	0,31	0,38	0,32	0,41	0,49	0,57	3,3	2,81	1,21
MnO	0,03	0,03	0	0,05	0,08	0	0	0,06	0,03	0	0,03	0,06	0	0	0,02	0
MgO	1,76	1,87	1,11	1,15	0,1	0,34	0,36	0,23	0,34	0,29	0,3	0,24	0,55	3,04	2,83	1,66
CaO	0,05	0,07	0,04	0,02	0,06	0,07	0,06	0,06	0,09	0,07	0,08	0,06	0,05	0,02	0,01	0,03
Cr2O3	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,06	0,04	0,04	0,05	0,04	0,02	0,05	0,09	0,05
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na2O	0,65	0,61	1,14	0,73	7,43	7,45	7,78	7	7,04	7,26	7,2	7,32	6,72	0,14	0,23	0,51
K2O	9,48	9,27	9,95	9,95	0,42	0,45	0,42	1	0,97	0,62	0,71	0,82	1,11	10,41	10,34	9,65
Total	93,12	92,69	95,31	95,07	95,46	94,48	95,42	95,36	94,39	95,37	94,81	94,29	95,16	94,84	95	93,7
FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)																
Si	6,278	6,296	6,289	6,342	6,009	5,965	5,974	6,034	6,024	6,075	6,061	6,018	6,058	6,923	6,785	6,417
ALIV	1,722	1,704	1,711	1,658	1,991	2,035	2,026	1,966	1,976	1,925	1,939	1,982	1,942	1,077	1,215	1,583
ALVI	3,261	3,185	3,573	3,555	3,98	3,932	3,913	3,953	3,929	3,937	3,924	3,916	3,909	3,074	3,181	3,589
Ti	0,019	0,019	0,032	0,03	0,004	0,002	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,006	0,004	0,013	0,013	0,017
Fe	0,624	0,717	0,208	0,25	0,026	0,068	0,056	0,033	0,041	0,034	0,044	0,053	0,061	0,371	0,315	0,136
Mn	0,004	0,004	0	0,006	0,009	0	0	0,006	0,003	0	0,003	0,007	0	0	0,002	0
Mg	0,365	0,391	0,22	0,229	0,019	0,065	0,069	0,044	0,065	0,055	0,057	0,046	0,105	0,609	0,565	0,332
Ca	0,007	0,011	0,006	0,003	0,008	0,01	0,008	0,008	0,012	0,01	0,011	0,008	0,007	0,003	0,001	0,004
Cr	0,002	0,002	0,003	0,004	0,004	0,003	0,004	0,006	0,004	0,004	0,005	0,004	0,002	0,005	0,01	0,005
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0,175	0,166	0,294	0,189	1,833	1,863	1,927	1,732	1,762	1,793	1,791	1,836	1,668	0,036	0,06	0,133
K	1,681	1,657	1,691	1,695	0,068	0,074	0,068	0,163	0,16	0,101	0,116	0,135	0,181	1,784	1,766	1,654
Total	27,12	27,04	27,31	27,17	27,92	27,98	27,99	27,87	27,88	27,8	27,82	27,91	27,79	26,05	26,31	27,04
Al	4,984	4,889	5,284	5,213	5,971	5,967	5,939	5,919	5,905	5,862	5,864	5,897	5,851	4,152	4,396	5,172
Si4+	3,139	3,148	3,144	3,171	3,005	2,982	2,987	3,017	3,012	3,037	3,03	3,009	3,029	3,461	3,392	3,208

Phengites

Label	82-3	82-18	82-19	82-20	82-5	82-6	82-16	82-17	83-1	83-2	83-5	83-8
	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ
SiO2	47,29	48,53	47,67	47,89	47,56	46,62	47,53	47,39	46,66	46,93	47,34	46,6
Al2O3	32,76	32,59	32,72	33,53	32,74	33,03	34,15	33,99	36,19	36,18	36,65	36,03
TiO2	0,16	0,09	0,12	0,08	0,19	0,21	0,11	0,14	0,08	0,08	0,15	0,25
FeO	1,13	1,18	1,32	0,99	1,05	1,34	0,84	1,11	0,85	0,93	1,04	1,04
MnO	0	0,02	0,03	0	0	0,03	0,02	0	0	0,04	0,01	0
MgO	1,6	1,74	1,66	1,44	1,78	1,77	1,33	1,45	0,56	0,74	0,58	0,66
CaO	0,1	0,02	0,03	0,03	0,05	0,05	0,07	0,01	0,02	0	0,02	0,01
Cr2O3	0,04	0,05	0,05	0,08	0,07	0,05	0,05	0,02	0,02	0,04	0,02	0,04
NiO												
Na2O	0,56	0,5	0,49	0,55	0,56	0,61	0,8	0,64	1,13	1,08	1,24	1,02
K2O	9,38	9,69	9,84	9,5	9,48	9,64	9,5	9,66	9,07	9,18	8,67	9,02
Total	93,02	94,41	93,93	94,09	93,48	93,35	94,4	94,41	94,58	95,2	95,72	94,67

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,393	6,465	6,402	6,39	6,398	6,308	6,327	6,319	6,188	6,19	6,191	6,179
ALIV	1,607	1,535	1,598	1,61	1,602	1,692	1,673	1,681	1,812	1,81	1,809	1,821
ALVI	3,612	3,581	3,581	3,664	3,589	3,576	3,685	3,661	3,844	3,813	3,84	3,809
Ti	0,016	0,009	0,012	0,008	0,019	0,021	0,011	0,014	0,008	0,008	0,015	0,025
Fe	0,128	0,131	0,148	0,11	0,118	0,152	0,094	0,124	0,094	0,103	0,114	0,115
Mn	0	0,002	0,003	0	0	0,003	0,002	0	0	0,004	0,001	0
Mg	0,322	0,345	0,332	0,286	0,357	0,357	0,264	0,288	0,111	0,145	0,113	0,13
Ca	0,014	0,003	0,004	0,004	0,007	0,007	0,01	0,001	0,003	0	0,003	0,001
Cr	0,004	0,005	0,005	0,008	0,007	0,005	0,005	0,002	0,002	0,004	0,002	0,004
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0,147	0,129	0,128	0,142	0,146	0,16	0,206	0,165	0,291	0,276	0,314	0,262
K	1,617	1,647	1,686	1,617	1,627	1,664	1,613	1,643	1,534	1,544	1,446	1,526
Total	27,08	26,97	27,08	27,11	27,06	27,21	27,25	27,24	27,54	27,52	27,5	27,5
Al	5,219	5,117	5,179	5,273	5,191	5,268	5,358	5,342	5,657	5,624	5,649	5,63
Si4+	3,196	3,232	3,201	3,195	3,199	3,154	3,164	3,16	3,094	3,095	3,096	3,089

Phengites

Label	34/1-1	34/1-2	34/1-3	34/1-4	34/1-5	34/2-1	34/2-2	34/2-3	34/2-4	34/2-5	104-8	104-11	104-12	104-13	104-14	104-17
	qtz	qtz	qtz	qtz	qtz	qtz	qtz	qtz	qtz	qtz	EBM	EBM	EBM	EBM	EBM	EBM
SiO2	48,88	49,26	48,96	48,63	49,46	48,69	48,45	48,50	49,61	48,77	47,35	52,07	51,42	49,44	50,77	52,07
Al2O3	23,04	22,37	22,62	22,72	23,04	21,20	23,24	23,50	22,96	22,24	24,49	26,5	26,62	26,38	25,95	26,99
TiO2	0,64	0,33	0,73	0,49	0,86	0,52	0,86	0,50	0,57	0,65	0,07	0,09	0,11	0,07	0,12	0,16
FeO	7,22	6,95	6,08	7,15	7,02	8,24	6,86	6,74	6,92	6,97	2,1	2,65	2,45	3,85	2,45	2,68
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,05	0,02	0,01	0,06	0,04	0
MgO	2,73	2,99	2,83	2,77	2,71	3,02	2,75	2,86	2,73	2,71	3,16	3,6	3,51	4,3	3,77	3,45
CaO	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,07	0,07	0,04	0,02	0,06	0,11
Cr2O3	0,05	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,72	0,06	0,07	0,06	0,02	0,03
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00						
Na2O	0,06	0,02	0,03	0,04	0,07	0,03	0,00	0,12	0,00	0,02	0,21	0,16	0,2	0,18	0,27	0,44
K2O	10,67	10,70	10,57	10,65	11,09	10,58	10,95	10,38	10,60	10,46	10,19	10,79	11,12	10,12	10,85	10,38
Total	93,35	92,63	91,83	92,47	94,25	92,29	93,14	92,64	93,39	91,90	88,41	96,01	95,55	94,48	94,3	96,31

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,87	6,96	6,95	6,90	6,89	6,96	6,83	6,84	6,94	6,95	6,84	6,90	6,87	6,71	6,87	6,87
ALIV	1,13	1,04	1,05	1,10	1,11	1,04	1,17	1,16	1,06	1,05	1,16	1,10	1,13	1,29	1,13	1,13
ALVI	2,69	2,69	2,73	2,69	2,67	2,54	2,69	2,75	2,72	2,68	3,01	3,05	3,05	2,93	3,01	3,07
Ti	0,07	0,04	0,08	0,05	0,09	0,06	0,09	0,05	0,06	0,07	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Fe	0,85	0,82	0,72	0,85	0,82	0,99	0,81	0,80	0,81	0,83	0,25	0,29	0,27	0,44	0,28	0,30
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,57	0,63	0,60	0,58	0,56	0,64	0,58	0,60	0,57	0,57	0,68	0,71	0,70	0,87	0,76	0,68
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,06	0,04	0,05	0,05	0,07	0,11
K	1,91	1,93	1,91	1,93	1,97	1,93	1,97	1,87	1,89	1,90	1,88	1,83	1,89	1,75	1,87	1,75
Total	25,93	25,83	25,83	25,92	25,91	25,74	26,00	26,01	25,84	25,80	7,15	7,04	7,13	7,35	7,15	7,07
Al	3,82	3,73	3,78	3,80	3,78	3,57	3,86	3,91	3,78	3,73	4,17	4,14	4,19	4,22	4,14	4,20
Si4+	3,43	3,48	3,47	3,45	3,44	3,48	3,41	3,42	3,47	3,47	3,42	3,45	3,43	3,36	3,44	3,44

Phengites

Label	104/2-4 EBM	/2-5 EBM	/2-6 EBM	/2-7 EBM	/2-8 EBM	/2-9 EBM	/2-10 EBM	/2-11 EBM	/3-6 EBM	/3-7 EBM	/3-8 EBM	/3-9 EBM	/3-10 EBM	/3-11 EBM	/3-12 EBM	/3-13 EBM
SiO2	48,10	47,56	48,90	48,39	49,07	41,83	46,42	41,08	49,41	49,13	44,66	49,83	49,19	47,92	47,53	48,79
Al2O3	28,58	28,37	28,70	28,46	26,13	27,47	26,78	26,40	26,70	28,17	27,41	27,46	28,41	27,27	30,04	30,62
TiO2	0,08	0,16	0,05	0,00	0,09	0,06	0,08	0,06	0,18	0,01	0,17	0,09	0,05	0,07	0,10	0,08
FeO	3,31	2,82	2,72	2,65	3,10	2,66	2,71	5,07	3,61	2,45	6,96	2,63	2,33	2,85	2,28	2,44
MnO	0,03	0,13	0,04	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,05	0,06	0,09	0,05	0,05
MgO	2,57	2,09	2,65	2,51	2,67	1,60	2,34	1,65	2,72	2,69	2,19	2,80	2,12	2,41	2,02	1,95
CaO	0,01	0,00	0,06	0,05	0,02	0,17	0,04	3,99	0,14	0,05	0,15	0,02	0,36	0,12	0,05	0,07
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,15	0,15	0,29	0,23	0,19	0,24	0,27	0,22	0,25	0,37	0,33	0,19	0,25	0,21	0,20	0,19
K2O	11,05	10,71	10,85	10,81	10,49	9,45	10,81	7,82	10,17	10,69	9,67	10,73	10,21	10,23	11,27	9,06
Total	93,88	91,99	94,26	93,10	91,86	83,48	89,45	86,29	93,18	93,62	91,58	93,80	92,98	91,17	93,54	93,25

FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)

Si	6,59	6,62	6,64	6,64	6,83	6,42	6,66	6,23	6,78	6,70	6,39	6,78	6,72	6,71	6,51	6,59
ALIV	1,41	1,38	1,36	1,36	1,17	1,58	1,34	1,77	1,22	1,30	1,61	1,22	1,28	1,29	1,49	1,41
ALVI	3,20	3,27	3,22	3,25	3,12	3,39	3,19	2,95	3,10	3,22	3,01	3,18	3,30	3,21	3,35	3,47
Ti	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe	0,38	0,33	0,31	0,30	0,36	0,34	0,33	0,64	0,41	0,28	0,83	0,30	0,27	0,33	0,26	0,28
Mn	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,52	0,43	0,54	0,51	0,55	0,37	0,50	0,37	0,56	0,55	0,47	0,57	0,43	0,50	0,41	0,39
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,65	0,02	0,01	0,02	0,00	0,05	0,02	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,04	0,08	0,06	0,05	0,07	0,08	0,06	0,07	0,10	0,09	0,05	0,07	0,06	0,05	0,05
K	1,93	1,90	1,88	1,89	1,86	1,85	1,98	1,51	1,78	1,86	1,76	1,86	1,78	1,83	1,97	1,56
Total	26,70	26,66	26,63	26,64	26,26	27,02	26,62	26,91	26,28	26,54	26,83	26,37	26,48	26,47	26,92	26,64
Al	4,61	4,65	4,59	4,61	4,29	4,97	4,53	4,72	4,32	4,53	4,62	4,40	4,58	4,50	4,85	4,87
Si4+	3,29	3,31	3,32	3,32	3,42	3,21	3,33	3,11	3,39	3,35	3,19	3,39	3,36	3,36	3,25	3,30

Sphènes

Label	104-29	104-57	104-63	104-65	104-66	104-67	104-68	39a-55
position	mt	incl	incl	incl	incl	incl	incl	incl
SiO2	31,470	31,67	31,23	31,49	32,18	32,21	31,62	30,04
TiO2	39,060	39,08	38,96	39,59	36,68	32,45	39,24	37,12
Al2O3	1,450	1,45	1,55	1,24	2,78	4,58	1,33	2,195
Cr2O3								0,055
FeO	0,640	0,63	0,76	0,64	1,7	4,7	0,51	0,618
MnO	0,040	0,09	0,14	0,13	0,3	0,66	0,04	0,084
MgO	0,000	0	0,01	0	0,07	0,18	0	0,002
CaO	28,340	28,45	28,22	28,6	27,27	25,59	28,49	28,26
Na2O	-	-	-	-	-	-	-	0,022
K2O	-	-	-	-	-	-	-	0,012
Total	101	101,4	100,9	101,7	101	100,4	101,2	98,42

Annexe 71

—

Analyses $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}^*$

Annexe 71 (1) - Analyses 39 Ar / 40 Ar

Echantillon Ga-63																							
Temp.	Ar 40 tot.	error Ar40	Ar 40 *	Ar 39	error Ar39	%	Ar 38	error Ar38	Cl	Ar 37	error Ar37	Ar 36	error Ar36	Ca / K	error Ca/K	J=001019	error age	39 / 40	sig9	36 / 40	sig6	Cl/K	
454C	7,80E-09	1,30E-11	1,06E-09	9,37E-11	1,60E-13	1,066	1,15E-11	2,10E-13	6,14E-12	3,16E-11	3,93E-12	2,28E-11	2,30E-13	6,75E-01	8,40E-02	20,70	1,20	1,20E-02	2,90E-05	2,92E-03	3,00E-05	0,015062	
599C	3,48E-09	1,40E-11	1,21E-09	1,08E-10	7,00E-13	1,231	5,76E-12	2,10E-13	3,05E-12	1,27E-11	2,92E-12	7,68E-12	2,50E-13	2,35E-01	5,40E-02	20,41	1,10	3,11E-02	2,40E-04	2,21E-03	7,10E-05	0,006482	
645C	3,28E-09	1,60E-12	2,72E-09	1,14E-10	2,50E-13	1,295	2,02E-12	1,50E-13	3,28E-13	-9,48E-12	-2,73E-12	1,91E-12	1,90E-13	-1,67E-01	-4,80E-02	43,39	0,84	3,47E-02	7,70E-05	5,82E-04	5,90E-05	0,000663	
690C	4,25E-09	8,80E-13	3,88E-09	1,60E-10	2,70E-13	1,817	2,17E-12	1,80E-13	5,51E-14	-7,14E-12	-3,91E-12	1,25E-12	2,10E-13	-8,94E-02	-4,90E-02	44,11	0,66	3,76E-02	6,40E-05	2,94E-04	5,00E-05	0,000779	
717C	3,39E-09	1,20E-12	3,21E-09	1,32E-10	2,10E-13	1,498	2,45E-13	1,90E-13	-1,42E-12	-1,53E-11	-3,82E-12	6,29E-13	1,90E-13	-2,32E-01	-5,80E-02	44,23	0,70	3,88E-02	6,40E-05	1,87E-04	5,50E-05	-0,002488	
743C	4,57E-09	1,20E-12	4,42E-09	1,79E-10	2,60E-13	2,041	1,88E-12	1,70E-13	-3,29E-13	-9,52E-12	-4,84E-12	5,00E-13	1,60E-13	-1,06E-01	-5,40E-02	44,74	0,45	3,93E-02	5,80E-05	1,10E-04	3,60E-05	-0,000422	
768C	4,08E-09	1,60E-12	3,79E-09	1,60E-10	2,40E-13	1,819	1,50E-12	2,60E-13	-5,60E-13	-2,87E-12	-3,68E-12	9,61E-13	2,00E-13	-3,59E-02	-4,60E-02	43,11	0,62	3,92E-02	6,00E-05	2,36E-04	5,00E-05	-0,000806	
791C	4,99E-09	9,50E-13	4,59E-09	1,95E-10	3,00E-13	2,213	1,96E-12	1,20E-13	-5,79E-13	-7,75E-12	-3,11E-12	1,34E-12	2,10E-13	-7,97E-02	-3,20E-02	42,84	0,54	3,90E-02	6,00E-05	2,70E-04	4,30E-05	-0,000685	
839C	6,55E-09	1,90E-12	6,50E-09	2,58E-10	3,10E-13	2,941	3,61E-12	1,90E-13	5,31E-13	-2,35E-11	-2,33E-12	1,64E-13	1,90E-13	-1,82E-01	-1,80E-02	45,62	0,37	3,95E-02	4,80E-05	2,60E-05	3,00E-05	0,000472	
908C	1,46E-08	3,10E-12	1,43E-08	5,82E-10	6,40E-13	6,628	6,03E-12	2,10E-13	-1,04E-12	-1,47E-11	-4,95E-12	1,14E-12	1,80E-13	-5,06E-02	-1,70E-02	44,57	0,16	3,98E-02	4,40E-05	7,83E-05	1,20E-05	-0,000412	
1104C	5,96E-08	1,00E-11	5,78E-08	2,24E-09	2,00E-12	25,505	2,85E-11	1,80E-13	9,39E-13	-1,34E-11	-3,59E-12	6,38E-12	2,20E-13	-1,19E-02	-3,20E-03	46,76	0,06	3,76E-02	3,50E-05	1,07E-04	3,80E-06	0,000096	
1378C	1,31E-07	2,40E-11	1,26E-07	4,56E-09	4,10E-12	51,945	5,89E-11	2,50E-13	2,52E-12	-3,09E-11	-3,65E-12	1,41E-11	1,50E-13	-1,35E-02	-1,60E-03	50,18	0,05	3,50E-02	3,20E-05	1,08E-04	1,10E-06	0,000127	
total			2,30E-07	8,79E-09					9,63E-12	-9,02E-11				-0,0188796								0,000252	
tot/g			1,1767E-05	4,5004E-07																			
conc (g/g)			0,63156217						0,00015914	-0,0119236													

Echantillon Ga-74																							
Temp.	Ar 40 tot.	error Ar40	Ar 40 *	Ar 39	error Ar39	%	Ar 38	error Ar38	Cl	Ar 37	error Ar37	Ar 36	error Ar36	Ca / K	error Ca/K	J=001016	error age	39 / 40	sig9	36 / 40	sig6	Cl/K	
450C	2,30E-09	5,10E-13	9,61E-10	3,22E-11	2,80E-13	0,450	1,67E-12	1,40E-13	4,44E-13	-1,89E-12	-1,48E-12	4,52E-12	1,80E-13	-1,17E-01	-9,20E-02	53,87	2,70	1,40E-02	1,20E-04	1,97E-03	7,80E-05	0,00317063	
605C	5,73E-09	8,80E-11	3,10E-09	1,23E-10	1,50E-12	1,725	1,00E-11	1,20E-13	6,92E-12	6,27E-11	1,05E-12	8,92E-12	5,30E-13	1,02E+00	1,70E-02	45,43	2,30	2,15E-02	4,20E-04	1,55E-03	9,60E-05	0,01289815	
770C	2,00E-08	1,90E-11	1,04E-08	4,16E-10	9,10E-13	5,809	9,09E-12	8,40E-14	-1,82E-12	3,81E-11	2,08E-12	3,22E-11	2,40E-13	1,83E-01	1,00E-02	45,47	0,30	2,08E-02	5,00E-05	1,61E-03	1,20E-05	-0,001009	
777C	1,08E-08	8,60E-12	9,38E-09	4,08E-10	6,80E-13	5,698	7,85E-12	1,30E-13	2,14E-12	4,39E-11	1,63E-12	4,91E-12	1,70E-13	2,15E-01	8,00E-03	41,66	0,22	3,77E-02	6,90E-05	4,52E-04	1,60E-05	0,0012083	
800C	1,38E-08	1,30E-12	1,33E-08	5,06E-10	5,50E-13	7,070	7,44E-12	8,70E-14	1,16E-12	1,02E-11	1,42E-12	1,74E-12	1,60E-13	4,02E-02	5,60E-03	47,53	0,16	3,66E-02	4,00E-05	1,26E-04	1,20E-05	0,00052818	
850C	2,26E-08	3,40E-12	2,17E-08	8,04E-10	7,70E-13	11,228	9,42E-12	1,00E-13	-5,44E-13	-5,62E-12	-2,05E-12	2,73E-12	1,60E-13	-1,40E-02	-5,10E-03	48,94	0,11	3,56E-02	3,40E-05	1,21E-04	7,20E-06	-0,0001557	
910C	2,41E-08	3,60E-12	2,33E-08	8,28E-10	7,70E-13	11,573	1,07E-11	1,40E-13	4,86E-13	7,07E-12	1,90E-12	2,62E-12	1,40E-13	1,71E-02	4,60E-03	50,93	0,10	3,43E-02	3,20E-05	1,09E-04	5,90E-06	0,00013495	
1010C	4,09E-08	6,40E-12	4,02E-08	1,31E-09	1,20E-12	18,260	1,66E-11	1,90E-13	7,90E-13	-2,68E-12	-1,63E-12	2,19E-12	2,00E-13	-4,10E-03	-2,50E-03	55,57	0,09	3,20E-02	3,00E-05	5,36E-05	4,90E-06	0,00013988	
1090C	2,22E-08	2,50E-12	2,17E-08	6,01E-10	5,80E-13	8,394	7,93E-12	1,70E-13	5,51E-13	-5,30E-13	-2,10E-12	1,67E-12	1,70E-13	-1,76E-03	-7,00E-03	65,00	0,15	2,71E-02	2,70E-05	7,54E-05	7,60E-06	0,00021103	
1150C	2,51E-08	4,70E-12	2,46E-08	5,84E-10	5,90E-13	8,161	7,21E-12	1,30E-13	2,22E-14	2,64E-12	1,87E-12	1,69E-12	1,90E-13	9,04E-03	6,40E-03	75,68	0,17	2,32E-02	2,40E-05	6,71E-05	7,60E-06	8,7565E-06	
1212C	2,29E-08	3,40E-12	2,24E-08	5,33E-10	5,00E-13	7,445	8,07E-12	1,60E-13	1,46E-12	4,27E-12	1,81E-12	1,85E-12	1,80E-13	1,60E-02	6,80E-03	75,44	0,18	2,32E-02	2,20E-05	8,07E-05	8,00E-06	0,00063024	
1290C	2,60E-08	1,70E-12	2,55E-08	6,09E-10	6,20E-13	8,509	7,39E-12	8,70E-14	-9,93E-14	2,47E-12	1,34E-12	1,73E-12	1,80E-13	8,12E-03	4,40E-03	75,17	0,16	2,34E-02	2,40E-05	6,66E-05	7,00E-06	-3,751E-05	
1368C	1,67E-08	1,20E-12	1,65E-08	3,70E-10	4,50E-13	5,167	5,57E-12	1,30E-13	1,08E-12	-7,77E-13	-1,29E-12	7,85E-13	1,70E-13	-4,20E-03	-7,00E-03	79,93	0,24	2,21E-02	2,70E-05	4,70E-05	1,00E-05	0,00066884	
total			2,33E-07	7,12E-09					1,26E-11	1,60E-10				0,04129772								0,00040667	
tot/g			1,428E-05	4,3598E-07																			
conc (g/g)			0,06136346						2,4955E-05	0,00253417													

Echantillon Ga-72a																							
Temp.	Ar 40 tot.	error Ar40	Ar 40 *	Ar 39	error Ar39	%	Ar 38	error Ar38	Cl	Ar 37	error Ar37	Ar 36	error Ar36	Ca / K	error Ca/K	J=001014	error age	39 / 40	sig9	36 / 40	sig6	Cl/K	
379C	4,82E-09	2,00E-11	1,57E-09	6,57E-11	3,20E-13	0,686	6,97E-12	4,90E-13	4,14E-12	1,85E-11	3,94E-12	1,10E-11	1,80E-13	5,62E-01	1,20E-01	43,26	1,40	1,36E-02	8,60E-05	2,28E-03	3,80E-05	0,01450764	
600C	1,84E-08	1,30E-10	1,44E-08	6,30E-10	3,00E-12	6,580	2,22E-11	4,50E-13	1,22E-11	6,29E-11	4,09E-12	1,35E-11	4,40E-13	2,00E-01	1,30E-02	41,37	0,48	3,43E-02	2,90E-04	7,32E-04	2,50E-05	0,00447077	
654C	1,97E-08	1,20E-11	1,83E-08	8,41E-10	7,90E-13	8,788	1,41E-11	3,30E-13	3,28E-12	1,62E-11	5,05E-12	4,82E-12	2,30E-13	3,86E-02	1,20E-02	39,36	0,14	4,27E-02	4,80E-05	2,44E-04	1,10E-05	0,00089548	
696C	3,15E-08	2,80E-11	2,99E-08	1,30E-09	1,20E-12	13,559	2,70E-11	3,20E-13	1,07E-11	-1,91E-11	-3,70E-12	5,65E-12	2,50E-13	-2,95E-02	-5,70E-03	41,59	0,11	4,12E-02	5,20E-05	1,79E-04	8,10E-06	0,00189266	
720C	1,89E-08	2,00E-12	1,85E-08	7,80E-10	7,00E-13	8,145	1,07E-11	2,20E-13	1,28E-12	1,11E-11	3,16E-12	1,36E-12	1,60E-13	2,85E-02	8,10E-03	42,82	0,11	4,13E-02	3,70E-05	7,19E-05	8,40E-06	0,00037616	
760C	2,21E-08	6,60E-13	2,15E-08	8,82E-10	8,50E-13	9,211	1,27E-11	1,70E-13	1,95E-12	6,62E-12	3,70E-12	2,01E-12	2,10E-13	1,50E-02	8,40E-03	43,98	0,13	4,00E-02	3,90E-05	9,10E-05	9,60E-06	0,00050941	
771C	1,58E-08	4,00E-12	1,52E-08	6,31E-10	5,60E-13	6,588	9,13E-12	2,60E-13	1,39E-12	-1,38E-11	-4,41E-12	1,75E-12	1,90E-13	-4,38E-02	-1,40E-02	43,67	0,16	4,00E-02	3,70E-05	1,11E-04	1,20E-05	0,00050562	
797C	1,35E-08	2,10E-12	1,31E-08	5,43E-10	5,40E-13	5,670	6,74E-12	2,20E-13	5,56E-14	-1,19E-11	-5,70E-12	1,56E-12	2,20E-13	-4,39E-02	-2,10E-02	43,48	0,21	4,02E-02	4,10E-05	1,15E-04	1,60E-05	2,3566E-05	
846C	2,97E-08	1,50E-12	2,96E-08	1,20E-09	1,10E-12	12,509	1,47E-11	2,40E-13	4,76E-13	-2,06E-12	-4,07E-12	4,65E-13	2,20E-13	-3,44E-03	-6,80E-03	44,62	0,10	4,03E-02	3,70E-05	1,57E-05	7,10E-06	9,1426E-05	
888C	2,72E-08	1,50E-12	2,68E-08	1,12E-09	1,00E-12	11,650	1,52E-11	1,40E-13	1,84E-12	-6,04E-12	-4,80E-12	1,24E-12	1,90E-13	-1,08E-02	-8,60E-03	43,46	0,10	4,10E-02	3,80E-05	4,58E-05	7,10E-06	0,00037964	
934C	2,09E-08	2,60E-12	2,04E-08	8,36E-10	8,50E-13	8,736	1,16E-11	3,10E-13	1,45E-12	-4,12E-12	-3,05E-12	1,82E-12	1,40E-13	-9,85E-03	-7,30E-03	44,08	0,10	3,99E-02	4,10E-05	8,67E-05	6,70E-06	0,0003995	
976C	1,31E-08	1,90E-11	1,26E-08	4,63E-10	4,50E-13	4,840	6,94E-12	2,															

Annexe 72

—

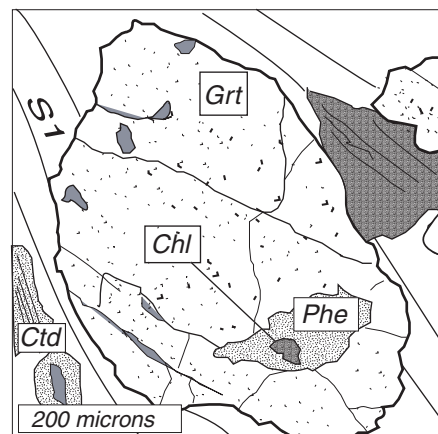
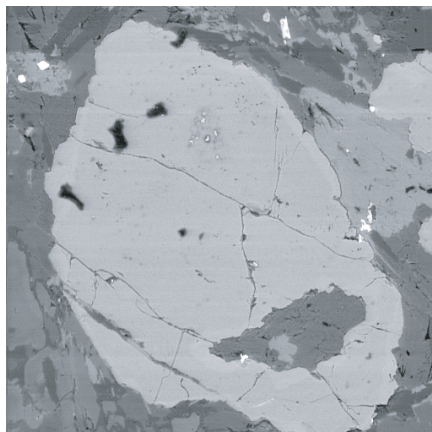
**Estimations P-T dites ‘traditionnelles’ dans
les socles d’Ambin et de Vanoise Sud**

N°	échantillon	provenance	fabrique analysée	géothermomètre	géobaromètre	estimation P.T
17	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Chlorite	phengite	618°C ,8,2 Kb
18	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Chlorite	phengite	457°C ,6,4 Kb
19	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Chlorite	phengite	500°C ,8,8 Kb
20	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Chlorite	phengite	460°C ,7,8 Kb
21	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Chlorite	phengite	415°C ,7,3 Kb
22	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Chlorite	phengite	445°C ,11,9 Kb
23	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Chlorite	phengite	585°C ,14,8 Kb
24	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Chlorite	phengite	409°C ,10,8 Kb
25	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Chlorite	phengite	488°C ,10,6 Kb
34	Ga-70	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	450°C ,11,6 Kb
35	Ga-72	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	390°C ,8,3 Kb
36	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	452°C ,12 Kb
37	Ga-71	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	445°C ,12,5 Kb
38	Ga-70	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	464°C ,12,4 Kb
39	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	460°C ,12,8 Kb
40	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	454°C ,13 Kb
41	Ga-71	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	465°C ,14,8 Kb
42	Ga-71	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	470°C ,13,1 Kb
43	Ga-71	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	476°C ,13,5 Kb
44	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	477°C ,14 Kb
45	Ga-71	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	486°C ,14,2 Kb
46	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	480°C ,14 Kb
47	Ga-71	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	495°C ,13,8 Kb
48	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	487°C ,13 Kb
49	Ga-70	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	495°C ,12,7 Kb
50	Ga-72	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	478°C ,11,7 Kb
51	Ga-70	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	515°C ,10,9 Kb
52	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	506°C ,12,6 Kb
53	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	498°C ,13,5 Kb
54	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	510°C ,13,8 Kb
55	Ga-71	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	505°C ,14,2 Kb
56	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	548°C ,13,2 Kb
57	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	550°C ,13,6 Kb
58	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	546°C ,13,8 Kb
59	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	530°C ,14,6 Kb
60	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	514°C ,15,2Kb
61	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	544°C ,15,2Kb
62	Ga-51	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	555°C ,16,3Kb
63	Ga-72	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	450°C ,9,5 Kb
64	Ga-72	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	428°C ,10,3 Kb
65	Ga-72	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	500°C ,9,7 Kb
66	Ga-72	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	418°C ,8,8 Kb
29	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Chlorite	phengite	261°C ,7,9 Kb
30	Ga-128	Gr. Ambin	S1	Chlorite	phengite	307°C ,8,1 Kb
31	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Chlorite	phengite	333°C ,10,2 Kb
32	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Chlorite	phengite	207°C ,11 Kb
33	Ga-53	Gr. Claréa	S1	Chlorite	phengite	318°C ,12,3 Kb
26	Ga-53	Gr. Claréa	S2/C2	Chlorite-Chloritoïde	phengite	441°C ,7,5 Kb
26'	Ga-53	Gr. Claréa	S2/C2	Chlorite-Chloritoïde	phengite	380°C ,6,2 Kb
26''	Ga-53	Gr. Claréa	S2/C2	Chlorite-Chloritoïde	phengite	358°C ,9,1 Kb
27	Ga-53	Gr. Claréa	S2/C2	Chlorite-Chloritoïde	phengite	405°C ,9,6 Kb
28	Ga-53	Gr. Claréa	S2/C2	Chlorite-Chloritoïde	phengite	436°C ,8,7 Kb
1	Ga-74	Gr. Ambin	S2/C2	Chlorite	Phengite	201°C ,3 Kb
2	Ga-74	Gr. Ambin	S2/C2	Chlorite	Phengite	229°C ,2,8 Kb
3	Ga-74	Gr. Ambin	S2/C2	Chlorite	Phengite	231°C ,3,2 Kb
4	Ga-74	Gr. Ambin	S2/C2	Chlorite	Phengite	241°C ,3,1 Kb
5	Ga-63	Gr. Ambin	S2/C2	Chlorite	Phengite	270°C ,3 Kb
6	Ga-128	Gr. Ambin	S2/C2	Chlorite	Phengite	270°C ,3 Kb
7	Ga-53	Gr. Claréa	S2/C2	Chlorite	Phengite	270°C ,3,1 Kb
8	Ga-128	Gr. Ambin	S2/C2	Chlorite	Phengite	248°C ,4,6 Kb
9	Ga-128	Gr. Ambin	S2/C2	Chlorite	Phengite	239°C ,4,3 Kb
10	Ga-70	Gr. Claréa	S2/C2	Chlorite	Phengite	280°C ,3,8 Kb
12	Ga-63	Gr. Ambin	S2/C2	Chlorite	Phengite	328°C ,3,9 Kb
12	Ga-128	Gr. Ambin	S2/C2	Chlorite	Phengite	312°C ,4,2 Kb
13	Ga-63	Gr. Ambin	S2/C2	Chlorite	Phengite	305°C ,5,9 Kb
14	Ga-63	Gr. Ambin	S2/C2	Chlorite	Phengite	282°C ,5,8 Kb
15	Ga-128	Gr. Ambin	S2/C2	Chlorite	Phengite	264°C ,6,6 Kb
16	Ga-128	Gr. Ambin	S2/C2	Chlorite	Phengite	218°C ,6,7 Kb
67	Ga-53	Gr. Claréa	S2/C2	Chlorite	Phengite	332°C ,4,5 Kb
68	Ga-27	Gr. Claréa	S2/C2	Chlorite	Phengite	297°C ,3,9 Kb

N°	échantillon	provenance	fabrique analysée	géothermomètre	géobaromètre	estimation P.T
77	Ga-104	Gr. Claréa	S1	Grenat-Chlorite	phengite	546°C , 6,2 Kb
78	Ga-104	Gr. Claréa	S1	Grenat-Chlorite	phengite	500°C , 8,2 Kb
79	Ga-104	Gr. Claréa	S1	Grenat-Chlorite	phengite	450°C , 9 Kb
80	Ga-104	Gr. Claréa	S1	Grenat-Chlorite	phengite	509°C , 8,3 Kb
81	Ga-104	Gr. Claréa	S1	Grenat-Chlorite	phengite	490°C , 8,8 Kb
82	Ga-104	Gr. Claréa	S1	Grenat-Chlorite	phengite	585°C , 11 Kb
83	Ga-104	Gr. Claréa	S1	Grenat-Chlorite	phengite	516°C , 10 Kb
84	Ga-104	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	506°C , 10,7 Kb
85	Ga-104	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	474°C , 11,1 Kb
86	Ga-104	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	477°C , 11,9 Kb
87	Ga-104	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	506°C , 11,8 Kb
88	Ga-104	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	540°C , 11,7 Kb
89	Ga-104	Gr. Claréa	S1	Grenat-Phengite	phengite	550°C , 12,6 Kb
69	Ga-104	Gr. Claréa	S2/C2	Chlorite	phengite	303°C , 6,2 Kb
70	Ga-104	Gr. Claréa	S2/C2	Chlorite	phengite	246°C , 5 Kb
71	Ga-104	Gr. Claréa	S2/C2	Chlorite	phengite	318°C , 6,8 Kb
73	Ga-104	Gr. Claréa	S2/C2	Chlorite	phengite	264°C , 6,2 Kb
74	Ga-104	Gr. Claréa	S2/C2	Chlorite	phengite	326°C , 4,6 Kb
75	Ga-104	Gr. Claréa	S2/C2	Chlorite	phengite	335°C , 3,6 Kb
76	Ga-104	Gr. Claréa	S2/C2	Chlorite	phengite	268°C , 2,3 Kb

Exemple de couples géothermobarométriques
(lame Ga-53b)

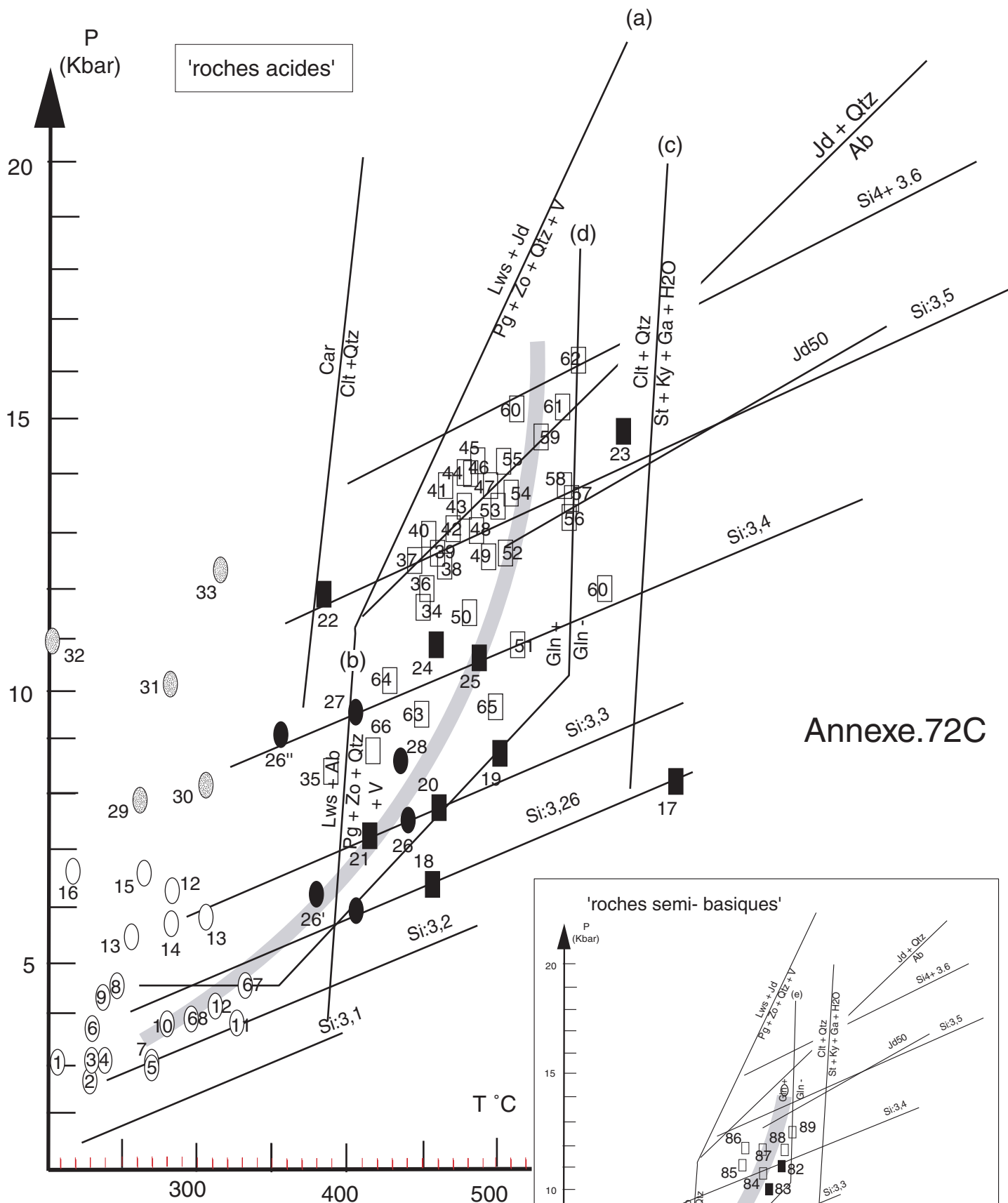
Label	d4-50	d4-48	d4-53
	Grt	Phe(incl)	Chl (incl)
SiO2	36,96	54,34	23,43
TiO2	0,11	0,12	0,07
Al2O3	20,90	26,10	19,77
Cr2O3	0,04	0,03	0,02
FeO	32,83	3,28	36,03
MnO	0,92	0,05	0,48
MgO	1,26	3,52	7,82
CaO	6,38	0,02	0,04
Na2O	0,01	0,09	0,05
K2O	0,06	9,45	0,04
total	99,47	96,99	87,76
Xalm	0,79	si4+ :3,52	
Xpy	0,03		
Xgr	0,15		
Xsps	0,02		



équilibre 53 (Grt - Chl) [green & Hellman, 1982] : 498°C à 13,5 Kb
Phe (incl) [Massone & Schreyer, 1987] : 13,5 Kb à 498°C

équilibre 23 (Grt - Chl) [Dickenson et Hewitt, 1986] : 585°C
Phe (incl) [Massone & Schreyer, 1987] : 14,8 Kb à 585°C

Annexe.72B



Annexe.72C

- équilibre grenat - chlorite en inclusion (assemblage D1 prograde)
 - équilibre grenat - phengite en inclusion (assemblage D1 prograde)
 - équilibre chlorite - phengite matricielle (assemblage D1 rétrograde)
 - équilibre chlorite - chloritoïde (assemblage D2 rétrograde)
 - équilibre chlorite - phengite (assemblage D2 rétrograde)
- pic de pression

