



HAL
open science

EVOLUTION TARDI-OROGENIQUE DES CORDILLERES BETIQUES (ESPAGNE) : APPORTS D'UNE ETUDE INTEGREE

Romain Augier

► **To cite this version:**

Romain Augier. EVOLUTION TARDI-OROGENIQUE DES CORDILLERES BETIQUES (ESPAGNE) : APPORTS D'UNE ETUDE INTEGREE. Géologie appliquée. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2004. Français. NNT : . tel-00008744

HAL Id: tel-00008744

<https://theses.hal.science/tel-00008744>

Submitted on 10 Mar 2005

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.

INTRODUCTION	5
L'EXHUMATION DES ROCHES METAMORPHIQUES-L'ETAT DES CONNAISSANCES.....	13
1. L'EXHUMATION DES ROCHES METAMORPHIQUES.....	15
1.1 <i>L'extension syn-orogénique</i>	16
1.2 <i>L'extension post-orogénique</i>	17
1.3 <i>Leur transition dans le temps et dans l'espace</i>	19
1.4 <i>Asymétrie de l'extension post-orogénique</i>	21
2. LES PRINCIPAUX MODELES D'EXHUMATION DES ROCHES.....	22
2.1 <i>Les modèles d'exhumation en contexte convergent</i>	22
2.1.1 Du modèle de "corner flow" à celui de prisme d'accrétion.....	22
2.1.2 Le modèle du chenal de subduction ou "flow channel"	24
2.1.3 Individualisation d'écailles de croûte continentale.....	25
2.2 <i>Changement du bilan des forces</i>	27
2.2.1 Changement des forces horizontales.....	28
2.2.2 Changement des forces de volume	30
2.3 <i>L'érosion</i>	32
3. LES MECANISMES D'EXHUMATION DES ROCHES.....	33
3.1 <i>L'érosion</i>	34
3.2 <i>Les zones de cisaillement extensives</i>	35
3.3 <i>L'amincissement ductile</i>	37
4. LES POINTS COMMUNS	38
4.1 <i>Les dômes métamorphiques extensifs</i>	38
4.2 <i>Les détachements</i>	39
4.2.1 Anatomie et apports de l'étude d'une zone de cisaillement extensive.....	39
4.2.2 Géométrie des zones de cisaillement majeures.....	41
4.2.3 Estimation des quantités de mouvement et des taux d'extension	43
5. LES OUTILS DISPONIBLES POUR CONTRAINDRE L'EXHUMATION.....	44
5.1 <i>La forme des chemins P-T</i>	44
5.2 <i>La géochronologie</i>	45
5.3 <i>Les bassins sédimentaires</i>	46
5.4 <i>Une étude intégrée</i>	47
DE LA MEDITERRANEE AUX ZONES INTERNES DES CORDILLERES BETIQUES.....	49
1. EVOLUTION TERTIAIRE DE LA MEDITERRANEE.....	51
1.1 <i>Situation actuelle</i>	51
1.2 <i>Une collision inachevée</i>	52
1.2.1 Des domaines en subduction	53
1.2.2 Des collisions actives.....	54
1.2.3 De l'extension post-orogénique	54
1.3 <i>Le domaine d'Alboran</i>	55
1.4 <i>Vers un modèle plus global</i>	59
1.4.1 Evolution tertiaire de la Méditerranée.....	59
1.4.2 30 Ma: une date singulière.....	60
1.4.3 Un même moteur	62
2. LES CORDILLERES BETIQUES ET LEUR ZONE INTERNE.....	64
2.1 <i>Anatomie de la chaîne</i>	66
2.1.1 Les zones externes	66
2.2.2 Les flyschs.....	68
2.2.3 Le bassin du Guadalquivir	68
2.2 <i>Les zones internes en détail</i>	69
2.2.1 Le Complexe Malaguide.....	70
2.2.2 Le Complexe Alpujarride.....	72
2.2.3 Le Complexe Névalo-Filabride.....	80
2.2.4 La compression du Tortonien Supérieur et la situation actuelle.....	86
2.2.5 Le problème de la formation des bassins sédimentaires miocènes supérieurs :	88
LES BASSINS SEDIMENTAIRES.....	91

1. LES BASSINS SEDIMENTAIRES : DES ENREGISTREMENTS DE LA DEFORMATION	93
1.1 <i>Les facteurs contrôlant l'enregistrement sédimentaire</i>	93
1.1.1 L'Eustatisme	94
1.1.2 Le flux sédimentaire	95
1.1.3 La tectonique	95
1.2 <i>L'outil accommodation</i>	96
1.3 <i>L'expression stratigraphique des variations du rapport A/S</i>	97
1.4 <i>Surfaces remarquables de la séquence de dépôt</i>	98
1.5 <i>Influence de la déformation sur les processus de sédimentation ou comment lire la déformation dans l'enregistrement des bassins</i>	98
1.5.1 Influence de la déformation sur le profil de dépôt	99
1.5.2 Influence de la déformation sur l'architecture stratigraphique	99
1.6 <i>La mesure de l'accommodation</i>	100
1.6.1 Le découpage stratigraphique	101
1.6.2 L'épaisseur « décompactée » des sédiments	103
1.6.3 Les variations de bathymétries/altitudes	104
1.7 <i>La subsidence</i>	105
1.7.1 La correction de l'eustatisme	105
1.7.2 La correction sur la charge du bassin	106
2. ETUDE DU BASSIN DE HUERCAL-OVERA (ARTICLE 1)	108
2.1 <i>Présentation et but de l'article 1</i>	108
2.2 <i>Article 1: Late-orogenic extension of the Eastern Betics and basin genesis: the example of the Huércal-Overa basin</i>	109
2.2.1 Abstract	109
2.2.2 Introduction	109
2.2.3 Geological setting	110
2.2.4 Sedimentology and stratigraphy of the Huércal-Overa basin	112
2.2.5 Quantification of accommodation and sedimentation rates	126
2.2.6 Interpretations	130
2.2.7 Deformational history	132
2.2.8 Discussion	140
2.2.9 Conclusion	143
2.3 <i>Conclusions principales et remarques complémentaires</i>	145
3. ETUDE DU BASSIN DE TABERNAS (ARTICLE 2)	146
3.1 <i>Présentation et but de l'article 2</i>	146
3.2 <i>Article 2: The Tabernas basin: A new example of extensional tectonic in the Eastern Betics (SE Spain)</i>	148
3.2.1 Abstract	148
3.2.2 Introduction	149
3.2.3 Geological setting	150
3.2.4 Sedimentology and stratigraphy of the Tabernas basin	153
3.2.5 Accommodation and sedimentation rates quantification	165
3.2.6 Interpretations	169
3.2.7 Discussion	171
3.2.8 Conclusions	177
3.3 <i>Conclusions principales et remarques complémentaires</i>	178
4. SYNTHÈSE	179
5. ANNEXES	180
EVOLUTION DES DOMES METAMORPHIQUES: UNE APPROCHE STRUCTURALE	203
1. CARACTERISATION DE LA DEFORMATION DUCTILE	205
1.1 <i>L'ellipsoïde de la déformation finie</i>	206
1.2 <i>Géométrie des roches déformées</i>	207
1.3 <i>Déformation finie et déformation instantanée</i>	208
1.4 <i>Les plis</i>	208
1.5 <i>La déformation instantanée</i>	209
2. ARTICLE 3	210
2.1 <i>Présentation de l'article 3</i>	210

2.2 Article 3: <i>Late Orogenic doming in the Eastern Betics: Final exhumation of the Nevado-Filabride complex and its relation to basin genesis</i>	212
2.2.1 Abstract.....	212
2.2.2 Introduction.....	213
2.2.3 Geological setting.....	214
2.2.4 Ductile deformation of the Nevado-Filabride complex and P-T evolution.....	216
2.2.5 Ductile deformation (D1-D2 events).....	218
2.2.6 Late ductile deformation history of the Nevado-Filabride complex (D3 event).....	221
2.2.7 Brittle deformation and Neogene basins (D4 event).....	225
2.2.8 Discussion and Conclusions.....	230
2.3 <i>Conclusions principales et remarques complémentaires</i>	234
3. ANNEXES.....	237
APPORTS DE LA PETROLOGIE METAMORPHIQUE ET DES DATATIONS RADIOMETRIQUES 249	
1. LES ESTIMATIONS P-T.....	251
1.1 <i>La spectroscopie RAMAN</i>	252
1.2 <i>La thermobarométrie (THERMOCALC, TWEEQU)</i>	254
2. LES DATATIONS RADIOMETRIQUES.....	256
2.1 <i>Le principe</i>	256
2.2 <i>Le protocole</i>	257
2.3 <i>Un problème récurrent: que date t-on ?</i>	258
2.4 <i>Une alternative: les datations in-situ (?)</i>	260
3. ARTICLE 4.....	260
3.1 <i>Présentation de l'article 4</i>	260
3.2 <i>Article 4: P-T-ϵ-t retrograde evolution of the Nevado-Filabride complex (SE Spain): New insights from in-situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and metamorphic petrology</i>	262
3.2.1 Abstract.....	262
3.2.2 Introduction.....	263
3.2.3 Geology of the Nevado-Filabride (NF) complex.....	264
3.2.4 Sampling and analytical methods.....	269
3.2.5 Mineral evolution.....	271
3.2.6 P-T-t results and discussion.....	277
3.2.7 Conclusion.....	288
3.3 <i>Principales conclusions</i>	290
4. ARTICLE 5.....	291
4.1 <i>Présentation de l'article 5</i>	291
4.2 <i>Article 5: Exhumation constraints for the lower Nevado-Filabride Complex (Betic Cordillera, SE Spain): a Raman thermometry and TWEEQU multiequilibrium thermobarometry approach</i>	293
4.2.1 Abstract.....	293
4.2.2 Introduction.....	293
4.2.3 Geological setting.....	294
4.2.4 Methodology.....	298
4.2.5 Results.....	301
4.2.6 Discussion and conclusions.....	308
4.3 <i>Principales conclusions</i>	311
5. ANNEXES.....	312
SYNTHESE ET IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES	323
1. SYNTHESE, DISCUSSION ET IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES.....	325
1.1 <i>Des bassins sédimentaires purement extensifs</i>	325
1.2 <i>Les dômes métamorphiques Névado-Filabride</i>	326
1.3 <i>De nouvelles contraintes P-T sur l'exhumation du complexe Névado-Filabride</i>	329
1.4 <i>La cinématique de l'exhumation du complexe Névado-filabride</i>	331
1.5 <i>Des forces aux limites à celles du « doming »</i>	335
1.6 <i>L'intégration à l'échelle de la chaîne</i>	338
2. PERSPECTIVES.....	340
2.1 <i>Comment préciser les stades finaux de l'exhumation et permettre une meilleure corrélation des signaux tectoniques et sédimentaires</i>	341

2.1.1 Les apports des fentes à Qz-Chl.....	341
2.1.2 La datation des basses températures.....	342
2.2 <i>Questions soulevées par l'étude et perspectives</i>	343
2.2.1 Le bilan érosion-sédimentation.....	343
2.2.2 L'âge de la Haute-Pression dans les Alpujarrides.....	344
2.2.3 Etude des mécanismes de déformation à l'échelle de la lithosphère, approche thermo-mécanique.....	345
2.2.4 L'épisode Messinien.....	345
3. ANNEXES (ARTICLE 6): SUBDUCTION, CONVERGENCE AND THE MODE OF BACK-ARC EXTENSION IN THE MEDITERRANEAN REGION.....	346
3.1 <i>Abstract</i>	346
3.2 <i>Introduction</i>	347
3.3 <i>Geodynamic context</i>	348
3.4 <i>Kinematics of slab retreat and convergence</i>	349
3.5 <i>Kinematics of post-orogenic extension above the Hellenic subduction, active convergence</i>	350
3.6 <i>Kinematics of post-orogenic extension in the northern Tyrrhenian Sea, no convergence</i>	353
3.7 <i>Two contrasted styles of extension</i>	355
3.8 <i>Changing direction and boundary conditions, the Betic Cordillera</i>	356
3.8.1 Large scale structure of the Betic internal zones.....	357
3.8.2 Neogene basins.....	358
3.8.3 Strain pattern in the Alpujarrides.....	359
3.8.4 Strain pattern in the Nevado-Filabrides, extensional domes formation.....	360
3.8.5 A two-staged evolution.....	361
3.9 <i>Discussion and conclusions</i>	363

Introduction

Evolution tardi-orogénique des Cordillères
Bétiques (Espagne) : Apports d'une étude
intégrée

Les roches métamorphiques de Haute Pression (faciès schistes bleus ou éclogite) marquent l'emplacement de chaînes de montagnes actives ou fossiles (subduction ou collision) dont la signification est traditionnellement interprétée comme résultant d'une phase d'épaississement crustal. L'exhumation de ces roches est en revanche mal comprise, d'autant plus d'ailleurs que des roches ont enregistré des pressions très fortes (Chopin, 1984; Liou *et al.*, 1996; Lardeaux *et al.*, 2001). Sur le terrain, ces roches sont souvent intimement liées à de grands accidents extensifs dont les premiers ont été décrits dans le Sud-Ouest des Etats-Unis, dans la région du Basin and Range. Le « saut » de conditions métamorphiques de part et d'autre de ces structures, qu'il est convenu d'appeler détachements (Critenden, 1980) indique l'échelle, souvent crustale, des mouvements extensifs qui en sont à l'origine (Wernicke, 1992). Le terme de « metamorphic core complex » décrit les dômes métamorphiques exhumés durant un épisode d'extension crustale sous de tels détachements (Coney 1973; Critenden, 1980). Leur caractéristique majeure est la zone de cisaillement ductile, puis parfois cassante, qui sépare l'unité supérieure, nettement moins métamorphique, de l'unité inférieure. Cette unité est souvent affectée par une déformation cassante contrôlant les dépôts de bassins sédimentaires. Dans ce cas, l'étude du fonctionnement de ces zones extensives peut donc, *a priori*, être entreprise tant dans les roches métamorphiques déformées que dans les bassins sédimentaires formés durant l'exhumation.

Les Cordillères Bétiques, au Sud de l'Espagne, figurent parmi les terrains idéaux pour l'étude de l'exhumation des roches métamorphiques du fait de conditions d'affleurement exceptionnelles. Les zones internes contiennent des noyaux d'éclogites alpines préservées dans un environnement amphibolitique sur lequel reposent, via de grandes zones de cisaillement extensives, des bassins sédimentaires néogènes. La cinématique tertiaire de la région est relativement bien contrainte, les déformations relativement récentes et, pour partie, encore actives, n'ayant pas été effacées par des déformations ultérieures.

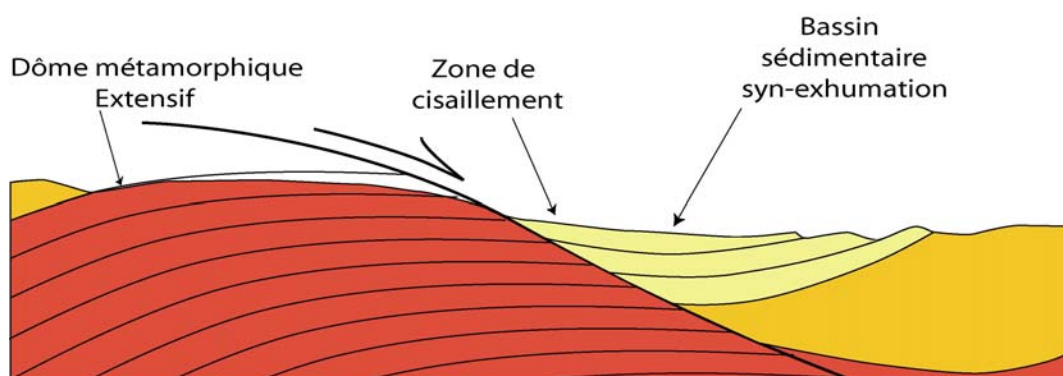


Figure 0.1 : Schéma conceptuel d'une zone de cisaillement extensive limitant une unité inférieure métamorphique déformée ductilement et une unité supérieure moins métamorphique portant un bassin sédimentaire formé pendant l'exhumation.

Ainsi cette thèse vise à l'établissement d'un modèle géodynamique accompagné d'un calendrier cinématique le plus précis possible pour l'exhumation des roches d'une unité métamorphique majeure de l'édifice bétique. Elle repose sur l'analyse de deux enregistrements de la déformation: celui des bassins sédimentaires dont sera tirée la subsidence tectonique (subsidence en fonction du temps, S-t) et celui des roches métamorphiques (chemins pression - température - temps - déformation, P-T-t- ϵ). Le but est ici de répondre à une problématique régionale en comparant les enregistrements de ces deux marqueurs témoignant d'une cause unique, l'exhumation de roches métamorphiques alpines (Figure 0.1).

L'idée de départ de ce travail était d'obtenir des chemins S-t dans les bassins supra-détachements et des chemins P-T-t- ϵ dans les dômes métamorphiques sous-jacents pour corrélérer les différents événements et comparer les vitesses d'exhumation et de subsidence (Figure 0.2).

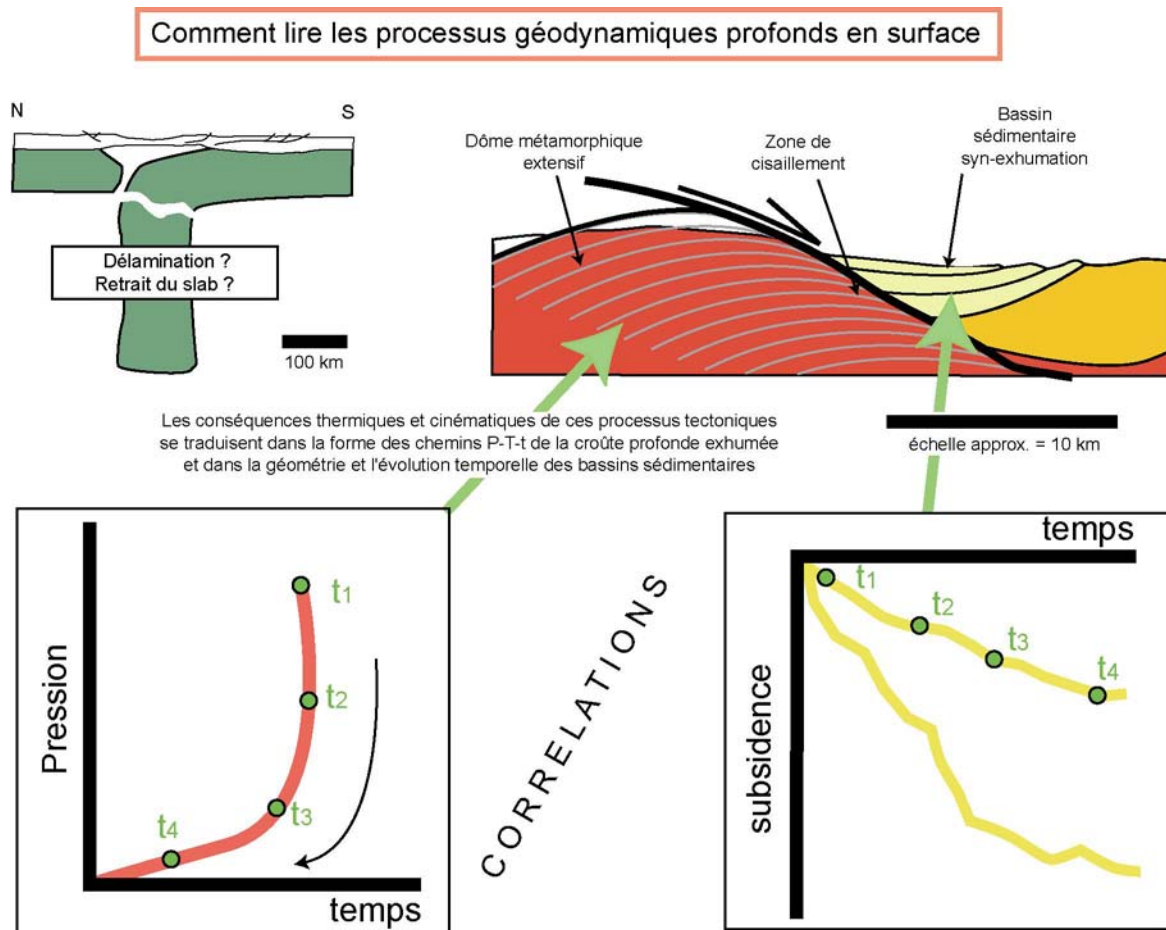


Figure 0.2 : Schéma de principe illustrant le but de ce travail, l'analyse et la corrélation des signaux sédimentaires et métamorphiques afin d'expliquer dans processus crustaux voire lithosphériques.

A la fin de ce travail de recherche, on se rend compte que cet objectif a du être réévalué car les bassins sédimentaires n'enregistrent pas la totalité de l'épisode d'exhumation mais seulement la fin. Néanmoins une partie des objectifs initiaux a été atteinte et nous sommes capables de proposer un schéma 3D de l'évolution de la région, tant du point de vue des phénomènes profonds que de la formation des bassins sédimentaires, et des relations entre déformation profonde et dépôts.

Le second objectif de ce travail, implicite, est plus méthodologique, montrant tant la faisabilité que les limites de cette approche intégrée, s'apparentant à une étude de type « tectonique et sédimentation ». Celle-ci est en revanche réalisée à une échelle supérieure, en regard de ce qui est pratiqué en général et dans un contexte à fort contrôle tectonique.

Cette thèse, dont voici le plan, suit globalement cette démarche:

* **Le chapitre 1** dresse le bilan des connaissances sur l'exhumation des roches de Haute Pression. Les contextes géodynamiques, les modèles et les mécanismes sont brièvement revus en insistant particulièrement sur les zones de cisaillement extensives dont l'activité contrôle, au moins en partie, l'exhumation. Une attention particulière est portée aux outils disponibles pour étudier les phénomènes d'exhumation.

* **Le chapitre 2** présente le contexte géologique, après ce tour d'horizon sur les « généralités » théoriques et méthodologiques. La dynamique actuelle et l'évolution tertiaire du domaine méditerranéen sont d'abord revues pour replacer l'évolution des Cordillères Bétiques dans son contexte, et servir de jalon dans l'intégration des résultats à cette échelle lors de la discussion finale. L'arc Bétiques-Rif est ensuite décrit plus en détail en se focalisant particulièrement sur les zones internes et leur évolution. Le détail des connaissances sur les différents « complexes » métamorphiques y est donné en synthétisant tant l'évolution tectono-métamorphique que les contraintes chronologiques ou les relations avec les processus de sub-surface comme la formation de bassins sédimentaires.

Les chapitres suivants apportent les contributions propres à cette étude. Les résultats et leurs interprétations y sont présentés sous forme d'articles en anglais en cours de soumission ou de publication. Ce type de présentation présente l'avantage majeur de la concision, le « manque de concret » étant pallié par des planches couleurs faisant le lien avec le terrain en fin de chapitre. D'autre part, les résultats présentés couvrant différents domaines des géosciences, les articles sont précédés d'une introduction sur les concepts et les méthodes ainsi qu'en un paragraphe montrant en quoi ils répondent à la problématique générale.

L'organisation de ces parties est thématique, d'abord focalisée sur l'étude des bassins sédimentaires (S-t) suivie de deux chapitres exclusivement liés à l'évolution tant structurale que métamorphique et temporelle (P-T-t-ε) des zones de socle.

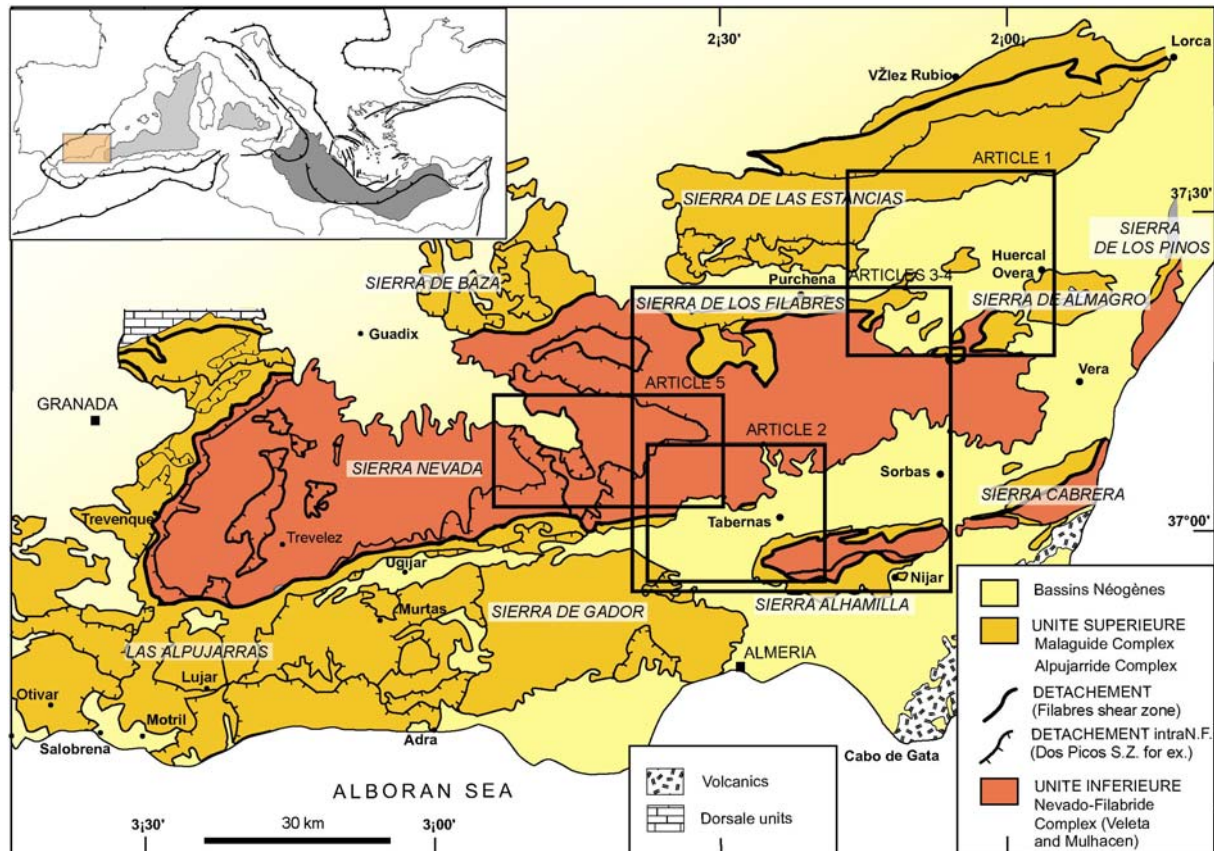


Figure 0.3 : Carte géologique très simplifiée de l'Est des zones internes des Cordillères Bétiques montrant avec le même formalisme les différents compartiments de l'édifice étudié avec une unité inférieure métamorphique (en rouge), une unité supérieure moins métamorphique (en orange) portant les bassins sédimentaires formés durant l'exhumation de l'unité inférieure. Les cadres noirs représentent les zones d'étude concernées par les différents articles présentés dans cette thèse.

Le chapitre 3 présente les résultats de deux études (articles 1 et 2, Figure 0.3) visant à lire et contraindre la déformation du substratum au travers de l'enregistrement sédimentaire afin de dégager l'histoire de la subsidence. Ces études, en particulier la première, sont couplées à une analyse microstructurale des failles affectant les dépôts et à la recherche d'indices de déformation syn-sédimentaire afin de caractériser le lien entre la déformation et la subsidence.

* **Le chapitre 4**, principalement structural (article 3, Figure 0.3), tente de répondre aux questions posées par le chapitre précédent. Il tente en particulier de résoudre l'apparent paradoxe entre les directions d'extension dans la croûte inférieure et dans la croûte supérieure portant les bassins. Cette partie est focalisée sur les domaines de socle et propose un modèle structural d'évolution des dômes métamorphiques depuis les reliques de déformation « prograde » jusqu'aux stades finaux de l'exhumation sous des conditions cassantes.

* **Le chapitre 5** apporte, par le biais de deux articles (4 et 5, Figure 0.3) de nouvelles contraintes tant en « Pression-Température » qu'en « temps » sur la base du modèle précédent. Ainsi, les trois unités métamorphiques constitutives des dômes métamorphiques étudiés font-elles l'objet de l'utilisation conjointe de différentes méthodes de quantification P-T. Le volet radiochronologie apporte les contraintes temporelles nécessaires à l'intégration de nos résultats et repose sur un concept nouveau de datation qui sera présenté en introduction du chapitre.

Enfin, **le chapitre 6** fait la synthèse des résultats à des échelles de temps et d'espace croissantes depuis celles des bassins sédimentaires jusqu'à celle de l'évolution de la Méditerranée Occidentale en passant par l'échelle des dômes métamorphiques. L'intégration à l'échelle de la chaîne, en particulier avec l'évolution du complexe Alpujarride est discutée dans deux articles (6 et 7) supplémentaires disponibles en annexes.

Chapitre I

L'exhumation des roches métamorphiques-
L'état des connaissances

L'EXHUMATION DES ROCHES METAMORPHIQUES-L'ETAT DES CONNAISSANCES.....	13
1. L'EXHUMATION DES ROCHES METAMORPHIQUES.....	15
1.1 L'extension syn-orogénique.....	16
1.2 L'extension post-orogénique.....	17
1.3 Leur transition dans le temps et dans l'espace.....	19
1.4 Asymétrie de l'extension post-orogénique.....	21
2. LES PRINCIPAUX MODELES D'EXHUMATION DES ROCHES.....	22
2.1 Les modèles d'exhumation en contexte convergent.....	22
2.1.1 Du modèle de "corner flow" à celui de prisme d'accrétion.....	22
2.1.2 Le modèle du chenal de subduction ou "flow channel".....	24
2.1.3 Individualisation d'écaillés de croûte continentale.....	25
2.2 Changement du bilan des forces.....	27
2.2.1 Changement des forces horizontales.....	28
2.2.2 Changement des forces de volume.....	30
2.3 L'érosion.....	32
3. LES MECANISMES D'EXHUMATION DES ROCHES.....	33
3.1 L'érosion.....	34
3.2 Les zones de cisaillement extensives.....	35
3.3 L'amincissement ductile.....	37
4. LES POINTS COMMUNS.....	38
4.1 Les dômes métamorphiques extensifs.....	38
4.2 Les détachements.....	39
4.2.1 Anatomie et apports de l'étude d'une zone de cisaillement extensive.....	39
4.2.2 Géométrie des zones de cisaillement majeures.....	41
4.2.3 Estimation des quantités de mouvement et des taux d'extension.....	43
5. LES OUTILS DISPONIBLES POUR CONTRAINDRE L'EXHUMATION.....	44
5.1 La forme des chemins P-T.....	44
5.2 La géochronologie.....	45
5.3 Les bassins sédimentaires.....	46
5.4 Une étude intégrée.....	47

Les mécanismes d'enfouissement des roches par des processus tectoniques tels que la subduction ou la collision, sont relativement bien compris depuis les années 70, après l'avènement de la tectonique des plaques. Bien après les premières descriptions des écloïtes basiques (Eskola, 1921), et grâce à la découverte de roches contenant de la coésite, le polymorphe de haute pression (HP) du quartz (Chopin, 1984; Smith, 1984) la pétrologie métamorphique a montré que des roches crustales pouvaient atteindre des profondeurs équivalentes à 26,3-27,3 kbar (70-90 km; Hemingaway *et al.*, 1998, pour des températures comprises entre 600 et 700°C). Cette transition minéralogique marque la limite inférieure du domaine de la ultra haute pression (UHP), dont l'extension a plus récemment été repoussée vers des pressions plus importantes avec la découverte de micro-diamants (Sobolev et Shatsky, 1987; Xu *et al.*, 1992; Dodrzhinetskaya *et al.*, 1995) correspondant à des pressions de 30 à 33 kbars (95 à 110 km, pour des températures entre 600 et 700°C). L'enfouissement de fragments continentaux (à quartz) à ces profondeurs est difficile à expliquer, compte tenu de leur flottabilité dans un environnement mantellique beaucoup plus dense. La tomographie sismique permet d'imager des panneaux plongeants à des profondeurs bien supérieures, mais on ne retrouve que rarement des matériaux océaniques, attestant de pressions supérieures à 20-25 kbar, matériaux devenant à ces pressions, plus denses que le manteau environnant.

L'exhumation des roches métamorphiques pose des problèmes d'autant plus grands que les pressions atteintes sont importantes, ce que l'on explique parfois par des surpressions tectoniques (Mancktelow, 1995 ; Pétrini et Podladchikov, 2000). De nombreux modèles d'exhumation ont été proposés, basés justement sur les différences de densité entre croûte et manteau, utilisant la flottabilité de la croûte continentale comme moteur de l'exhumation.

Le but de ce premier chapitre est de faire une brève synthèse de ce que l'on sait sur l'exhumation des roches de HP. Elle revient, en particulier, sur les contextes, les modèles et les mécanismes impliqués dans l'exhumation de ces roches. En outre, elle permet de présenter la terminologie dont le détail ne sera souvent pas rappelé dans la suite du manuscrit. Enfin, cette revue permet de fixer un cadre « théorique » à l'étude des Cordillères Bétiques en rappelant les modèles d'exhumation les plus probables.

1. L'exhumation des roches métamorphiques

L'exhumation des roches métamorphiques n'est plus considérée comme résultante des seuls effets de l'érosion. En effet, l'extension syn- ou post-orogénique peut créer de grandes zones de cisaillement d'échelle crustale, responsables d'une grande partie de l'exhumation de roches métamorphiques. (Davis *et al.*, 1978; Crittenden *et al.*, 1980; Platt, 1986; Wernicke, 1992; Jolivet et Goffé, 2000). Malgré une similitude structurale, le contexte dans lequel sont exhumées les roches métamorphiques contrôle un grand nombre de paramètres dont en particulier, la préservation ou la disparition des assemblages minéraux de Haute Pression (HP).

La notion d'extension pour une chaîne de montagnes n'est pas perçue de la même façon par tous les auteurs. L'extension syn-orogénique est observée, par

définition, pendant l'édification de la chaîne. Elle est souvent limitée aux parties les plus superficielles de la chaîne, n'affectant souvent que la croûte cassante jusqu'à la transition cassant-ductile. Dans le cas de la chaîne himalayenne, de grandes zones de cisaillement extensives ductiles, cette fois, éliminent une partie de l'épaississement crustal au dessus la dalle du Tibet, alors que des chevauchements importants sont actifs en avant de la chaîne (Burg *et al.*, 1984; Burchfiel *et al.*, 1992; Hodges *et al.*, 1993; Brunel *et al.*, 1994). Ces zones de cisaillement extensives, du fait de leur synchronisme avec des structures compressives et donc, avec l'épaississement crustal, indiquent une extension locale, les conditions aux limites étant compressives (Burchfiel *et al.*, 1992; Brunel *et al.*, 1994). Des cas d'extension syn-orogénique sont également décrits en Crète ou en Oman (Jolivet *et al.*, 1996, 1998).

L'extension post-orogénique ou tardi-orogénique, qui intervient après la formation de la chaîne de montagnes conduit le plus souvent à sa disparition totale (Dewey, 1989; Platt, 1993). Les cas d'extension post-orogénique sont en général moins discutés avec, par exemple, les cas de la région du Basin and Range (Wernicke, 1992), des Calédonides de Norvège (Andersen *et al.*, 1994; Andersen, 1998), des Schistes Bleus Cycladiques (Lister, 1984; Gautier *et al.*, 1993; Gautier et Brun, 1994 a, b; Jolivet *et al.*, 1994; Jolivet et Patriat, 1999), de l'ensemble Corse-Toscane-Mer Tyrénienne (Fournier *et al.*, 1991; Jolivet *et al.*, 1991, 1999; Brunet *et al.*, 2000) ou des Cordillères Bétiques (Platt et Vissers, 1989; Vissers *et al.*, 1995).

Ces deux contextes géodynamiques vont maintenant être décrits succinctement. Le propos de cette partie sera illustré par les exemples les plus probants choisis dans le domaine méditerranéen qui présente des segments orogéniques à différents stades d'avancement (Jolivet et Faccenna, 2000).

1.1 L'extension syn-orogénique

L'extension syn-orogénique, dite également syn-collisionnelle, décrit, par définition, les mouvements extensifs n'intéressant qu'une partie de l'orogène alors que celui-ci est encore dans un stade d'épaississement crustal.

Dans le cas d'une subduction classique « océan-continent », ou bien dans celui d'une subduction continentale, la plaque plongeante emmène avec elle des roches à basse température en profondeur, les vitesses de subduction, mêmes faibles, étant beaucoup plus rapides que les rééquilibrations thermiques. Les structures thermiques de la croûte et de la lithosphère s'en trouvent profondément modifiées avec l'apparition d'une zone anormalement froide mimant approximativement la géométrie du panneau plongeant dans lequel les isothermes sont déprimées par rapport aux zones environnantes (Schubert *et al.*, 1975). Les roches sont donc, en général, enfouies le long d'un gradient « froid » de type HP/BT, également dépendant du type de roches incorporées au prisme d'accrétion (England et Richardson, 1977; England et Thompson, 1984; Davy et Gillet, 1986; Molnar et Lyon-Caen, 1988; Bousquet, 1998).

La compilation des chemins P-T provenant de différentes zones des Alpes Franco-italiennes montre que les pics de métamorphisme de chacune de ces unités (atteints de façon diachrone) s'alignent sur un unique gradient d'environ $8^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ (Agard *et al.*, 2001; Agard et Lemoine, 2003) (Figure I.1).

Les modèles d'exhumation comme ceux du « corner flow » ou du « flow channel » (qui seront développés plus bas), étant concomitants de la subduction, exhumeront les roches métamorphiques dans un environnement thermique voisin de celui ayant présidé durant l'enfouissement. C'est par exemple le cas de la Crête (chemin « Cr1 » Figure I.1; Jolivet *et al.*, 1996) ou des Schistes Lustrés (chemins « SL1 à SL5 », Agard *et al.*, 2001).

Un deuxième type de chemin P-T est observé dans ce contexte, présentant souvent une portion de décompression isotherme suivant directement le pic de métamorphisme (chemin « Cr2 » Figure I.1, Jolivet *et al.*, 1996).

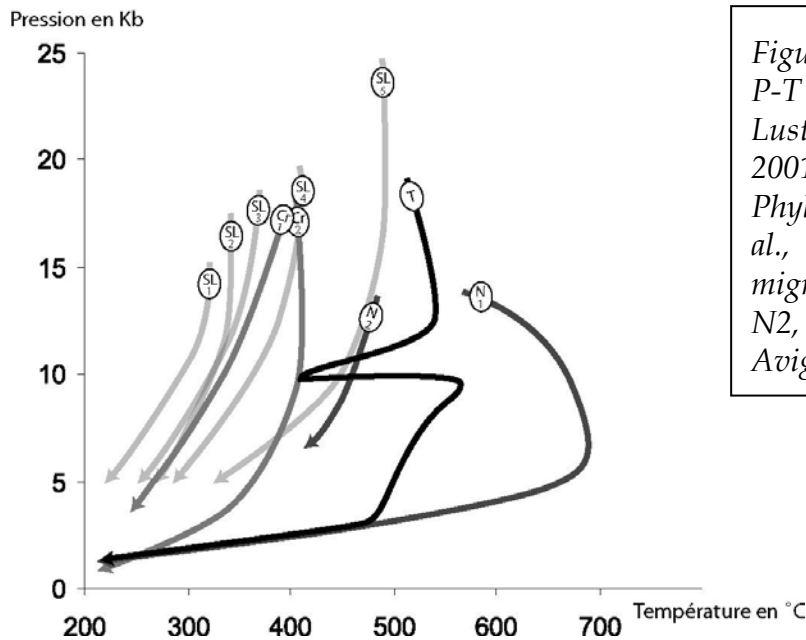


Figure I.1 : Exemples de chemins P-T rétrogrades dans les Schistes Lustrés (SL 1 à 5, Agard *et al.*, 2001), dans la nappe des Phyllades (Cr1 et Cr2, Jolivet *et al.*, 1996) et dans le dôme migmatitique de Naxos (N1 et N2, Buick et Holland, 1989; Avigad, 1998).

1.2 L'extension post-orogénique

L'extension post-orogénique conduit au démantèlement des chaînes de montagnes, alors souvent « remplacées » par de vastes zones de croûte continentale amincie voire de croûte océanique (Dewey *et al.*, 1989). Quelques soient les causes responsables du démantèlement de la chaîne (développées plus bas), celui-ci est quasiment invariablement accompagné par une advection de chaleur en base de croûte. Les dômes métamorphiques extensifs sont, en effet, souvent caractérisés par des paragenèses chaudes, dans le domaine de stabilité de la sillimanite et/ou de l'andalousite. De nombreux dômes montrent d'ailleurs, de la fusion partielle, tel est le cas des Calédonides de Norvège (Labrouse *et al.*, 2002, 2003), de la Montagne Noire (Brun et Van Den Driessche, 1994) ou de Naxos (Buick et Holand, 1989, Figure I.2).

Les chemins P-T proposés impliquent souvent un réchauffement pendant la décompression dont l'ampleur est mal connue du fait d'une rétro-morphose importante, voire totale des paragenèses de HP. La dernière partie des chemins est ainsi caractérisée par un gradient métamorphique chaud, en général bien supérieur à un gradient d'équilibre comme pour le dôme migmatitique de Naxos ($\approx 60^\circ\text{C.km}^{-1}$; chemin C, Buick et Holand, 1989).

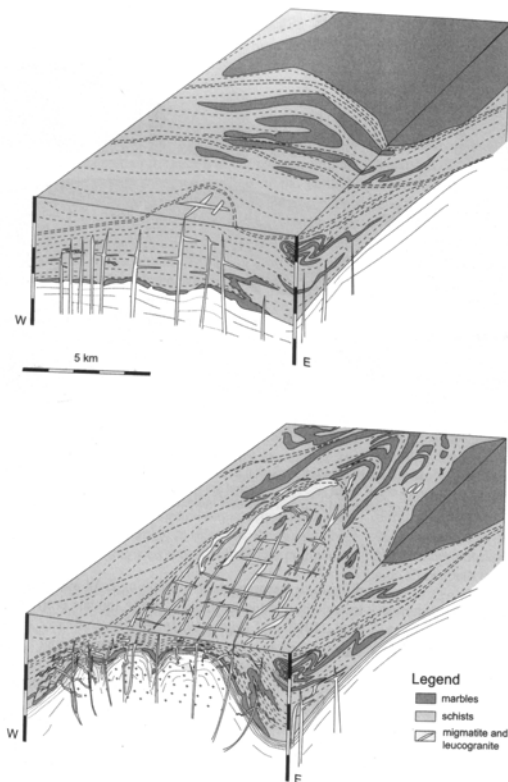


Figure I.2: Exemple de modèle de formation du dôme de gneiss de Naxos (Vanderhaeghe, 2004). Ce modèle illustre la mise en place du dôme ainsi que celle du cortège filonien associé.

Dans ce dernier exemple, le chemin P-T obtenu pour le cœur du dôme de Naxos montre un réchauffement important durant la décompression, associé à de la fusion partielle (chemin « N1 », Figure I.1, Buick et Holand, 1989). Des reliques écolitiques y ont pourtant récemment été découvertes, à la périphérie du dôme (Avigad *et al.*, 1997). Leur chemin rétrograde (chemin « N2 », Figure I.1, Avigad *et al.*, 1997) est très différent du chemin précédemment décrit, avec un refroidissement post-HP. Ceci atteste que les roches de Naxos font partie de la ceinture des Schistes Bleus Cycladiques et que c'est durant leur exhumation, visiblement guidée par des processus et des cinétiques d'exhumation additionnels, qu'elles ont suivi des évolutions rétrogrades très différentes. Le refroidissement durant la décompression signe vraisemblablement une exhumation en contexte syn-orogénique (Jolivet et Goffé, 2000). Ces roches, comme la majorité des roches des Cyclades ont potentiellement été exhumées dans les deux contextes, sans que pour autant, leurs contributions respectives soient quantifiables. Dans les stades intermédiaires, on observe seulement des paragéneses du type schiste vert comme sur l'île de Tinos ou d'Andros, même si les chemins P-T indiquent une exhumation plus chaude que pour l'exhumation syn-orogénique (chemin « T », Figure I.1, Parra *et al.*, 2002).

Les écolites de Corse montrent, par exemple, qu'une grande partie de l'exhumation se fait le long d'un gradient de type HP/BT, permettant une rétro-morphose des écolites en schistes bleus à lawsonite, avant que l'extension post-orogénique ne démarre (Fournier *et al.*, 1991; Jolivet *et al.*, 1991, 1998). De plus, les unités écolitiques reposent souvent sur des unités ayant subi des pressions moindres, impliquant sans conteste, qu'une partie importante de l'exhumation s'est

produite durant la phase orogénique. Les accidents les séparant sont donc, par définition, des chevauchements fossiles (Avigad *et al.*, 1997).

Le complexe Névado-Filabride des Cordillères Bétiques montre également cette architecture avec une unité ayant, au moins en partie, subi des conditions éclogitiques (unité de Bédar-Macael) reposant sur des unités de pressions moindres (unités de Calar Alto et de Ragua; Martínez-Martínez, 1986; De Jong, 1993; Puga *et al.*, 2000).

1.3 Leur transition dans le temps et dans l'espace

Dans de nombreux cas, exhumations syn- et post-orogéniques se succèdent. Prenons, par exemple, le cas des domaines de subduction affectés par un retrait du panneau plongeant (l'origine d'une telle situation sera discutée plus bas). Ces zones présentent souvent une forte asymétrie avec une face convexe caractérisée par du raccourcissement et une face concave, en arrière de laquelle la lithosphère entière est sujette à de l'extension généralisée et à du magmatisme (Figure I.3). En avant, dans les zones de compression frontale, les roches sont incorporées au prisme d'accrétion où elles sont d'abord équilibrées dans des conditions de type HP/BT (Figure I.3).

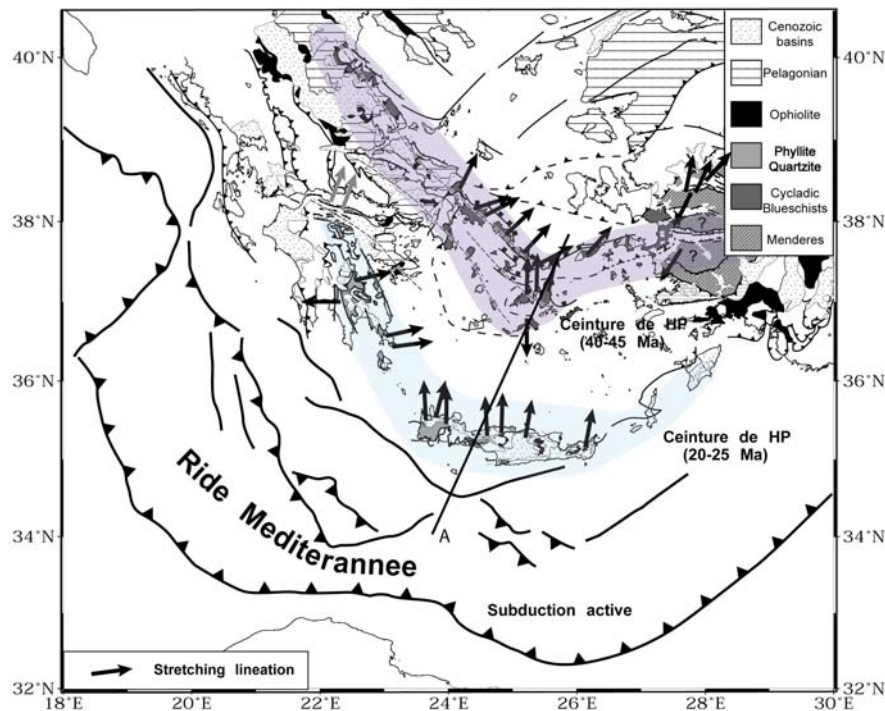


Figure I.3: Carte du domaine égéen et localisation des deux ceintures métamorphiques de haute pression (Jolivet *et al.*, 2004) d'après les travaux originaux de Bonneau et Kienast, 1982).

Par sous-placage de nouvelles unités accrétées en avant, une partie de ces roches sera exhumée dans ces mêmes conditions, préservant ainsi leurs paragenèses HP/BT. Avec le retrait de la subduction, les unités métamorphiques déjà en partie exhumées ou non, sont transférées relativement vers le domaine d'arrière-arc (Jolivet

et Patriat, 1999; Trotet *et al.*, 2001a,b). Ces unités seront alors exhumées plus tard dans des conditions plus chaudes où les assemblages HP/BT sont partiellement, voire complètement, rééquilibrés en assemblages barroviens. Il est d'ailleurs fréquent dans ce contexte que les roches subissent un épisode de fusion partielle (Naxos, Figure I.2).

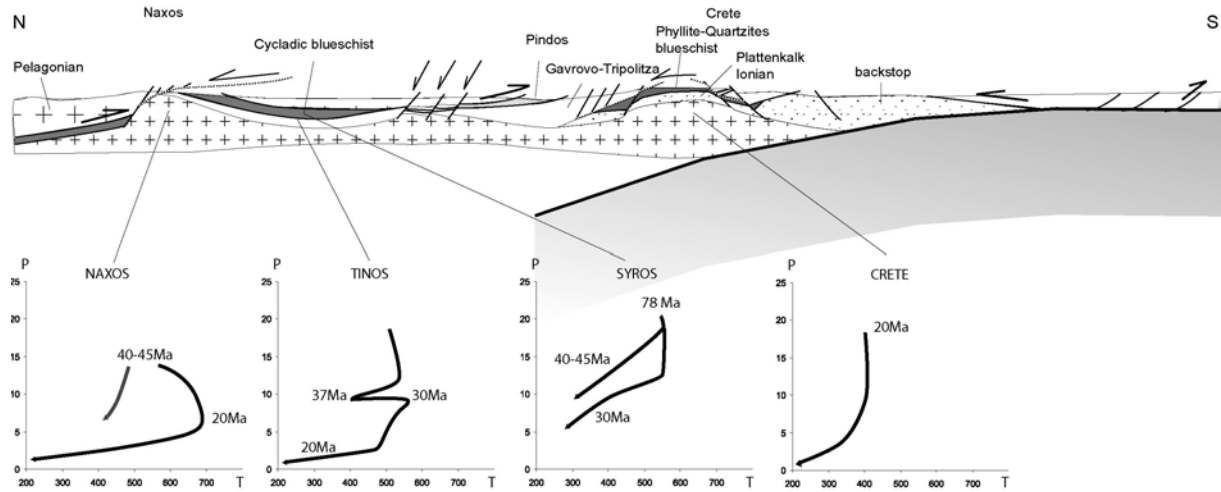


Figure I.4: Coupe N-S du domaine égéen et localisation de trois chemins P-T types. Du Sud au Nord (Localisation Figure I.3), on distingue, (1) la zone de subduction, (2) le prisme d'accrétion de la ride méditerranéenne où des roches sont actuellement enfouies le long d'un gradient froid, (3) la crête où affleurent des roches métamorphiques de type HP/BT n'ayant pas subi de rétro-morphose importante, exhumées en contexte syn-orogénique, (4) les Cyclades, où affleurent des roches de HP qui ont été exhumées en partie en contexte syn-orogénique, l'exhumation ayant été complétée en contexte post-orogénique.

La coupe du domaine égéen (Figure I.4) montre la transition spatiale et temporelle entre les deux contextes. Sur cette coupe, des unités sont exhumées en contexte syn-orogénique près du front, comme c'est le cas en Crète. Leur évolution métamorphique est caractérisée par une bonne préservation des minéraux de HP-BT (chemin de droite, Figure I.1, chemins de type « Cr », Figure I.1). Les roches non-exhumées peuvent être exhumées plus tardivement, en contexte post-orogénique. Elles seront, dans ce cas, restées plus longtemps en profondeur et seront de ce fait fortement rééquilibrées à HT, dans des conditions compatibles avec le gradient géothermique élevé qui règne dans cet environnement. Tel est le cas des roches de Naxos ou de Ios montrant une incursion dans les hautes températures (chemin de gauche, Figure I.4, Buick et Holland, 1998). Il est également possible de trouver des roches métamorphiques dans lesquelles on peut faire la part entre l'efficacité des différents contextes. En effet, le chemin P-T des roches de l'île de Tinos montre clairement un début d'exhumation en contexte syn-orogénique, le long d'un gradient froid (Parra *et al.*, 2002). Les roches sont ensuite réchauffées en base de croûte marquant un arrêt momentané de l'exhumation avant qu'elles ne soient finalement exhumées dans un contexte chaud (post-orogénique). Cet arrêt momentané de l'exhumation peut donc être interprété comme le temps nécessaire pour passer d'un contexte à l'autre.

Il est donc possible d'avoir, sur une même coupe la coexistence des deux contextes, c'est d'ailleurs également le cas sur le transect Corse-Toscane (Jolivet *et al.*, 1998; Jolivet et Goffé, 2000).

Les unités métamorphiques des Cordillères Bétiques montrent également des types de chemins bien distincts. Certaines unités des Alpujarrides montrent en effet, des paragenèses bien préservées à carpholite fraîche, et des unités ayant subi une rétro-morphose importante à HT avec la cristallisation d'andalousite, de sillimanite et de feldspath potassique (Figure I.1).

1.4 Asymétrie de l'extension post-orogénique

Il est important de noter, même si l'origine de ce phénomène n'est pas encore clairement expliquée, que les zones de cisaillements majeurs montrent une forte asymétrie à l'échelle d'une région. En effet, les sens de cisaillement, à cette l'échelle sont rarement symétriques, montrant une vergence soit vers l'avant soit vers l'arrière de la chaîne.

La quasi-intégralité du domaine égéen (Figure I.5), depuis la Crête jusqu'aux Cyclades du Nord est par exemple caractérisée par des accidents majeurs à pendage nord (Faure *et al.*, 1991; Gautier et Brun, 1994; Jolivet *et al.*, 1994, 1996; Jolivet et Goffé, 2000). Des accidents avec des sens de cisaillement vers les zones externes de la chaîne (pendage Sud) ne sont observables que dans les confins nord du domaine égéen (Rhodope, Dinter et Royden, 1993; Sokoutis *et al.*, 1993). Le fait le plus marquant de cette organisation réside dans le fait que ces accidents, initiés pour la plupart durant la collision en extension syn-collisionnelle, n'ont pas changé de cinématique durant les stades post-orogéniques. La Crête ne montre que les signes d'une exhumation syn-orogénique, alors que les Cyclades montrent une exhumation syn-orogénique sur laquelle s'est superposée une phase d'extension post-orogénique.

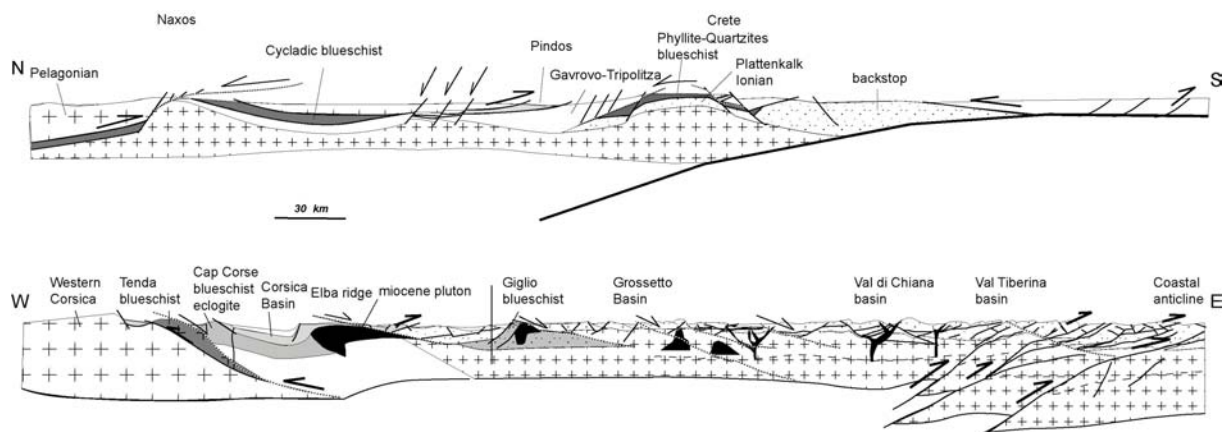


Figure I.5: Coupes N-S de la Mer Egée (Cyclades-Crête-Ride Méditerranée) et W-E du Nord de la Mer Tyrrhénienne (Corse-archipel Toscan-Appennins) montrant l'asymétrie structurale de ces deux domaines. Dans le premier cas, les structures extensives majeures (failles normales et détachements) sont systématiquement à pendage nord, vers les zones internes, dans le second, elles ont un pendage vers les zones externes.

La situation est inversée sur le transect Corse-Mer Tyrrhénienne-Toscane (Fournier *et al.*, 1991; Faccenna *et al.*, 1996, 1997; Jolivet *et al.*, 1991, 1998, 1999; Rossetti *et al.*, 1998; Brunet *et al.*, 2001). Sur cette coupe (Figure I.5), les accidents majeurs ont systématiquement un pendage vers l'Est (zones externes) qu'ils exhument des schistes bleus et des écloïtes en Corse, ou des assemblages barroviens et des granites syn-cinématiques comme à Elbe ou à Giglio. Des accidents à pendage ouest ne sont signalés que dans des régions plus proches des chevauchements actifs des Apennins (Lavecchia *et al.*, 1987; D'Agostino *et al.*, 1998).

Dans l'arc Bético-Rifain, les principaux accidents extensifs, caractérisant au moins une partie des derniers mouvements extensifs de la chaîne, ont un pendage ouest (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1991; García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993; Martínez-Martínez *et al.*, 2002). L'asymétrie structurale de ce segment est donc à rapprocher de la configuration du domaine tyrrhénien. L'évolution de cette région sera largement discutée dans le second chapitre.

2. Les principaux modèles d'exhumation des roches

Après avoir défini les deux contextes privilégiés (mais non exclusifs) pour l'exhumation des roches métamorphiques, il est utile de s'attarder sur les modèles d'exhumation.

2.1 Les modèles d'exhumation en contexte convergent

2.1.1 Du modèle de "corner flow" à celui de prisme d'accrétion

Si les sédiments, initialement solidaires de la plaque qui plonge, se détachent au niveau où celle-ci est en contact avec la plaque supérieure, il en résulte une accumulation de matériel dans lequel se met en place une convection: le « corner-flow ». Un tel modèle a été proposé pour le complexe Franciscan (Cowan and Silling, 1978; Cloos, 1982) avec une géométrie relativement simple (Figure I.6). Il apparaît, selon les observations géologiques, que le matériel enfoui et exhumé est un « mélange » contenant des blocs exotiques inclus dans une matrice pélitique de faible viscosité. Ces observations ont été ensuite modélisées en laboratoire par des circulations d'argile dans une géométrie semblable (Cowan and Silling, 1978).

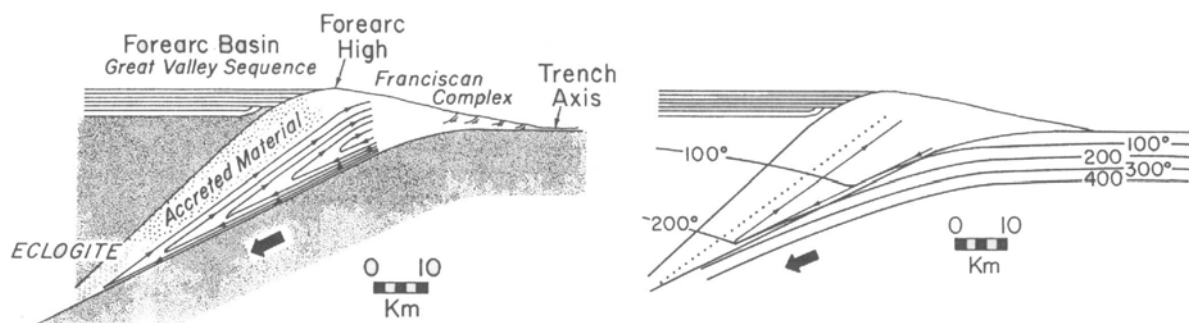


Figure I.6: Modèle du « géométrique » du « corner flow » et de la déflexion attendue des isothermes par introduction de matériel froid en profondeur d'après Cloos (1982).

Ces auteurs proposent également l'allure des isothermes et leur déflexion suite à l'apport de matériel froid en profondeur (Figure I.6).

Le modèle du prisme d'accrétion est du même type sur le plan cinématique mais est beaucoup plus précis quant aux structures qui accommodent l'enfouissement et l'exhumation (Platt, 1986). Dans ce modèle, le prisme d'accrétion est considéré comme un ensemble relativement ductile, limité par un buttoir rigide (la croûte continentale) et la plaque plongeante (Platt, 1986; Platt, 1993). Le flux entrant, l'accrétion de nouvelles unités par sous-placage est compensée par une convection et une dénudation active à son sommet de façon à ce que le prisme retrouve une configuration stable. Les principaux facteurs contrôlant sa géométrie sont la friction en base de prisme, la sédimentation et l'érosion influant sur la pente du prisme (Figure I.7). Cette formulation permet de remonter à un certain nombre de mécanismes d'enfouissement et d'exhumation; il permet, en particulier d'expliquer l'exhumation de roches enfouies à des profondeurs équivalentes au faciès des schistes bleus pendant la convergence par dénudation tectonique (Figure I.7 et I.8).

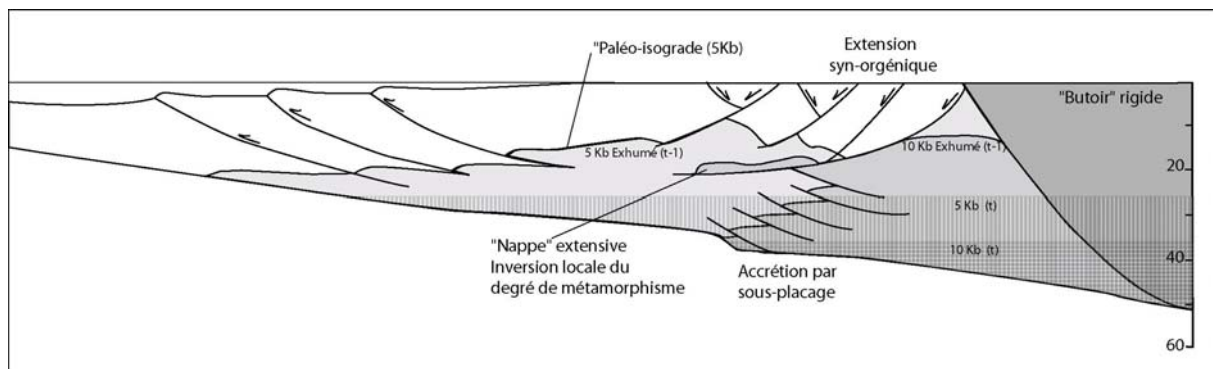


Figure I.7: Modèle de fonctionnement du prisme d'accrétion. Les unités entrent dans le prisme par sous-placage et sont exhumées par les effets conjoints de la poursuite du sous-placage d'autres unités et la dénudation tectonique active au sommet du prisme d'après Platt (1989).

Dans ce modèle, l'exhumation des roches métamorphiques est distribuée sur une grande partie de la largeur du prisme. De plus, le pic de pression (et souvent de température) de ces roches est ainsi croissant depuis les zones externes du prisme vers les zones internes (Figure I.8).

La zonéographie (Figure I.8), la structure et le type des occurrences métamorphiques de nombreuses régions ont été attribués à ce concept d'exhumation, par exemple, le complexe Franciscain de Californie (Ernst, 1971; Platt, 1986), les Cordillères Bétiques (Platt, 1986), le domaine Valaisan des Alpes (Bousquet, 1998) ou les schistes bleus de l'île de Groix (Ballèvre, comm. pers.).

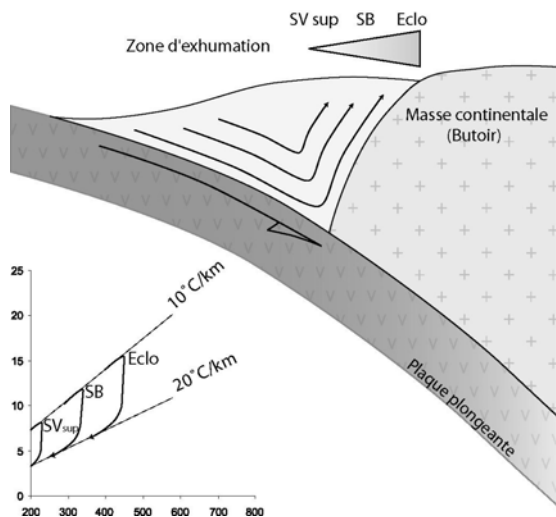


Figure I.8: Représentation schématique d'un prisme d'accrétion mettant en relation le trajet des roches dans le prisme et l'allure des chemins PT attendus et observés dans ces contextes.

Ce modèle, initialement proposé pour expliquer l'exhumation des roches métamorphiques dans un prisme sédimentaire est étendu à l'échelle crustale voire lithosphérique comme pour le cas des Alpes (Agard et Lemoine, 2003).

2.1.2 Le modèle du chenal de subduction ou " flow channel "

Ce modèle du " flow channel " (chenal de subduction) est souvent présenté comme une adaptation du modèle de « corner flow » dans sa version « initiale » (Cloos, 1982). Leur architecture est en effet relativement comparable, avec un butoir rigide en arrière, et l'accrétion d'un matériau de faible viscosité en avant, détaché de la plaque plongeante (Figure I.9).

En revanche, la première différence notable entre les deux modèles est que le chenal de subduction est nettement plus étroit, n'autorisant une exhumation que sur une étroite bande de terrain, d'ailleurs très proche de la « zone » d'enfouissement.

La seconde différence réside dans le fait que la viscosité de la roche requise pour initier un flux à contre-courant dans le chenal de subduction doit être très faible, de l'ordre de 10^{-15} Pa.s (Cloos, 1982). De telles viscosités ne sont pas réalistes, et donc l'applicabilité du modèle n'est possible, que pour des lithologies telles que les marbres, les serpentinites (Schere et Cloos, 1986; Schwartz, 2000) ou encore les migmatites (Labrousse *et al.*, 2002, 2004).

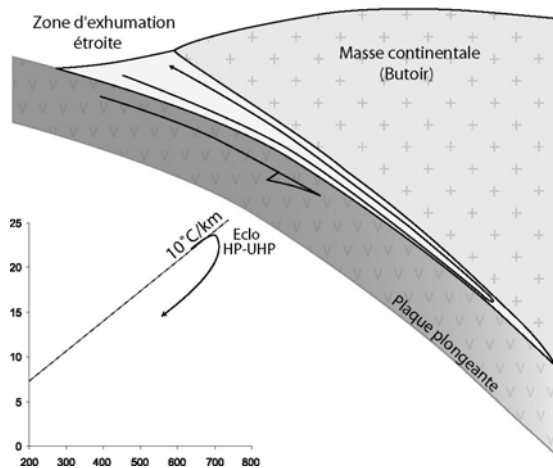


Figure I.9: Représentation schématique du modèle de « flow channel » en relation le trajet des roches dans le prisme et l'allure des chemins PT attendus et observés dans ces contextes.

L'intérêt de ce modèle est qu'il permet d'expliquer, malgré ces contraintes sévères, l'enfouissement et l'exhumation de roches équilibrées dans des conditions métamorphiques bien supérieures à celles qui caractérisent le modèle du « corner flow » ou du prisme d'accrétion (Figure I.9).

En revanche, du fait de la nécessité de valeurs de viscosité extrêmement faibles, les roches de haute pression ne peuvent être ramenées en surface que sous forme de petits volumes incohérents « emballés » dans une matrice plus légère, selon Cloos (1982). Cette observation est en profond désaccord avec les observations de terrain montrant dans de nombreuses zones de subduction, la présence de vastes ensembles cohérents équilibrés à haute, voire à très haute pression. Tel est le cas, par exemple, de la nappe d'Adula dans laquelle les variations cartographiques du pic de métamorphisme HP/BT sur plus de 40 km renseignent sur son pendage initial (Heinrich, 1986) ou pour les Calédonides de Norvège (Labrousse *et al.*, 2002, 2004).

Ces deux modèles d'exhumation sont, par nature des modèles proposés pour l'exhumation de roches en contexte syn-orogénique (Platt, 1986, 1993; Ring *et al.*, 1999; Jolivet et Goffé, 2000).

2.1.3 Individualisation d'écailles de croûte continentale

Ce modèle est conceptuellement très proche du précédent, reposant sur la faible flottabilité de la croûte continentale (Figure I.10). Il en diffère cependant du fait que la croûte inférieure est beaucoup moins résistante (d'un facteur 10 à 100) et beaucoup moins visqueuse que la croûte supérieure. Ce niveau faible, entre deux niveaux relativement résistants, permet un découplage de la croûte et de la lithosphère sous jacente.

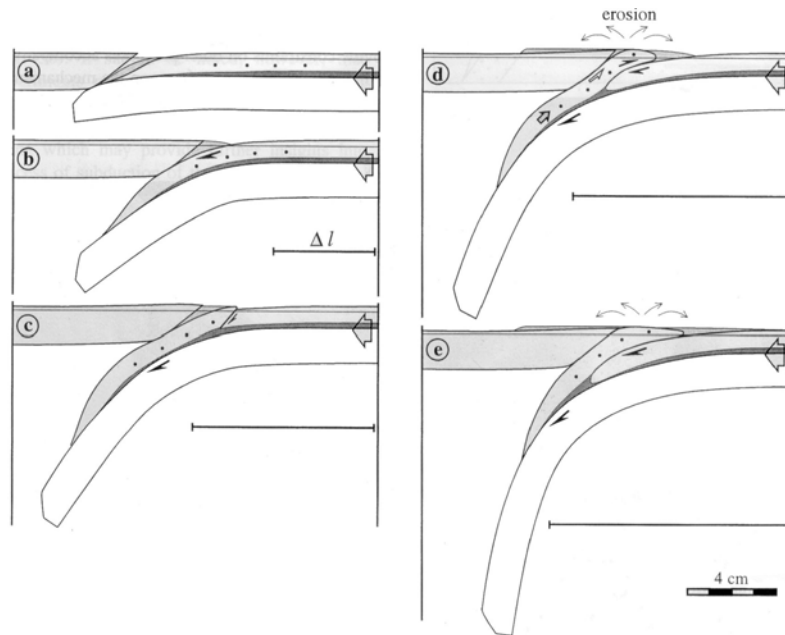


Figure I.10: Principales étapes de modélisation analogique du détachement d'une écaïlle de croûte supérieure de la lithosphère plongeante et de son exhumation syn-collisionnelle (Chemenda *et al.*, 1995, 1996).

Dans le modèle analogique proposé par Chemenda *et al.* (1995, 1996), la structure de la lithosphère continentale reste cohérente jusqu'à environ 250 km, une écaïlle se détache alors et est exhumée vers la surface de 20 à 45 km sur la durée de l'expérience (Figure I.10). Cette écaïlle est limitée par un chevauchement à l'avant et un accident normal à l'arrière (Figure I.10). Ce résultat a été appliqué à la dalle du Tibet limitée par le Main Central Thrust (MCT) en avant et par la faille normale nord himalayenne en arrière (Chemenda *et al.*, 1995). Ce modèle a également été proposé pour le massif de Dora Maira à une échelle plus réduite (Wheeler, 2001). De plus, l'entrée en subduction de la croûte supérieure encore solidaire de sa lithosphère provoque un doublement de celle-ci (un « duplex » de croûte). L'intérêt de ce modèle est qu'il peut expliquer l'enfouissement et l'exhumation de volumes importants et cohérents de roches métamorphiques ayant subi un métamorphisme important. En revanche, le problème principal de ce modèle est l'extrême localisation de la déformation à la base de l'écaïlle crustale. La flottabilité de la croûte est également le principal moteur de l'exhumation dans les modèles thermo-mécaniques (Burov *et al.*, 2001) qui prend mieux en compte la distribution de la déformation.

Dans ce modèle une circulation à deux étages s'établit : un étage supérieur correspondant au prisme d'accrétion crustal et un étage inférieur rappelant le chenal de subduction. C'est le réchauffement de la croûte en profondeur qui permet cette circulation profonde (Burov *et al.*, 2001; Figure I.11).

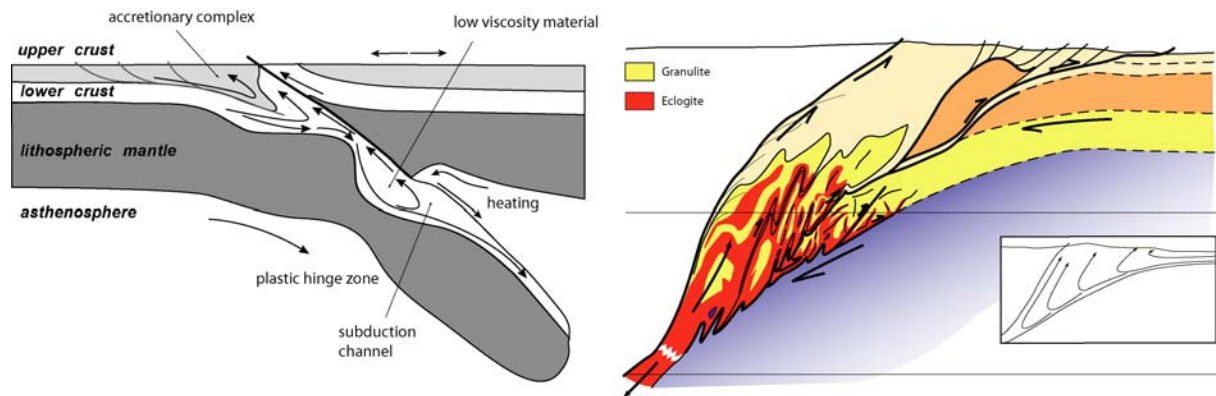


Figure I.11: Illustrations des modèles de Burov et al. (2001) dans lesquels une circulation de matériaux à faible viscosité s'établit à plusieurs niveaux de l'édifice, et de Jolivet et al. (2004) expliquant la remontée de « noyaux » granulitiques par des zones de cisaillement chevauchantes favorisant les réactions d'éclogitisation et de fusion partielle.

Les observations de terrain dans les Calédonides de Norvège montrent que les éclogites sont exhumées et remontent dans une matrice partiellement fondue (Labrousse *et al.*, 2002, 2004) sur l'exemple des gneiss de l'Ouest.

La région de l'arc de Bergen, plus au Sud, montre que les premières zones de cisaillement ou chevauchement qui conduisent à la remontée des roches de HP sont localisées près de l'interface croûte-manteau. Elle facilite, par ailleurs, les réactions métamorphiques d'éclogitisation et véhiculent les fluides nécessaires à ces réactions (Austrheim et Griffin, 1985; Boundy *et al.*, 1992; Jolivet *et al.*, 2004; Raimbourg *et al.*, sous presse).

Les modèles suivants sont, par contre réservés à l'exhumation de roches en contexte post-orogénique, lequel survenant après une phase d'épaississement crustal durant laquelle des roches ont déjà pu être exhumées, du moins en partie.

2.2 Changement du bilan des forces

La géométrie d'une zone épaissie ou en épaississement est régie par deux types de forces (Figure I.12). On distingue en premier lieu, les forces compressives, horizontales, qui sont transmises au travers de la zone de contact entre les « plaques » (« forces aux limites »). La magnitude de ces forces est imposée par la cinématique des deux blocs en présence en terme de taux de convergence et de géométrie de la zone de collision et par le taux de couplage. Les autres forces sont, au contraire, intrinsèques à l'orogène. Elles se décomposent en deux termes : la contribution du poids de la colonne de roche et celle de la « flottabilité » de la racine. On parle de « forces de volume ». Dans un orogène en épaississement, ces forces sont inférieures aux forces aux limites. Une troisième force, dans la troisième direction de l'espace (perpendiculaire aux deux premières) ne joue pas de rôle important dans la

majorité des cas (déformation plane) sauf dans de rares cas comme celui du Tibet (England et Houseman, 1989; Molnar et Lyon-Caen, 1988).

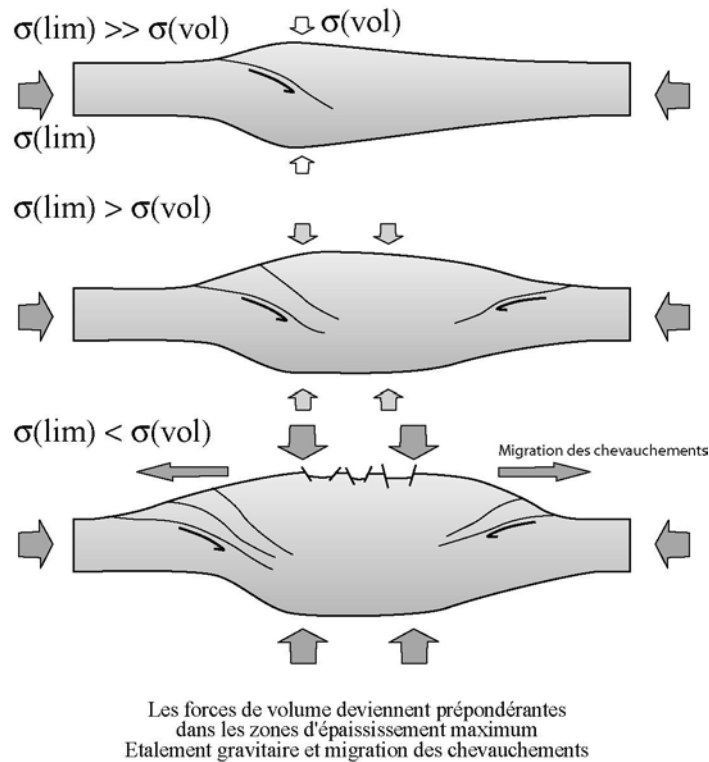


Figure I.12.: Représentation schématique d'une chaîne de montagnes durant sa formation et l'évolution du rapport forces aux limites/forces de volume (Jolivet, 1997).

Le schéma de la Figure I.12, montre une représentation simple de ces forces.

Après un épaississement critique, les forces de volume deviennent plus importantes que les forces aux limites. A ce stade, la chaîne ne s'épaissit plus, mais s'étale gravitairement avec une migration des chevauchements vers l'extérieur accompagnée d'extension distribuée au dessus de l'orogène (Figure I.12).

Ce concept de bilan des forces est fait pour des raisons évidentes de simplification, à rhéologie constante. Il faut pourtant ajouter que des changements de rhéologie de la croûte, surtout dans les stades finaux de leur démantèlement, jouent un rôle crucial contrôlant directement la résistance de la croûte aux forces de volume.

2.2.1 Changement des forces horizontales

Dans le cadre d'un changement de cinématique global, il est possible que plusieurs plaques lithosphériques, initialement en convergence, passent en divergence. Dans ce cas, le bilan des forces est tel que l'effet des forces de volume s'ajoute à celui des forces aux limites, contribuant conjointement à l'extension de la chaîne et par la même occasion à l'exhumation des roches métamorphiques.

Ce modèle est proposé pour expliquer l'évolution des Calédonides de Norvège et la divergence entre les plaques Laurentia et Baltica dès le Dévonien (Fossen, 1992, 2000; Wilks et Cuthbert, 1994; Rey *et al.*, 1997). Selon ce modèle, une

part importante de l'exhumation des roches métamorphiques est postérieure à la collision, sans que l'on puisse quantifier l'éventuelle part d'exhumation réalisée en contexte syn-collisionnel.

Ce modèle est également privilégié dans les zones de subduction affectées par un retrait du panneau plongeant, en particulier pour les domaines égéen et tyrrhénien (Figure I.13); Malinverno et Ryan, 1986; Faccenna *et al.*, 1997; Jolivet *et al.*, 1991, 1998, 1999; Rossetti *et al.*, 1998; Mattei *et al.*, 2002).

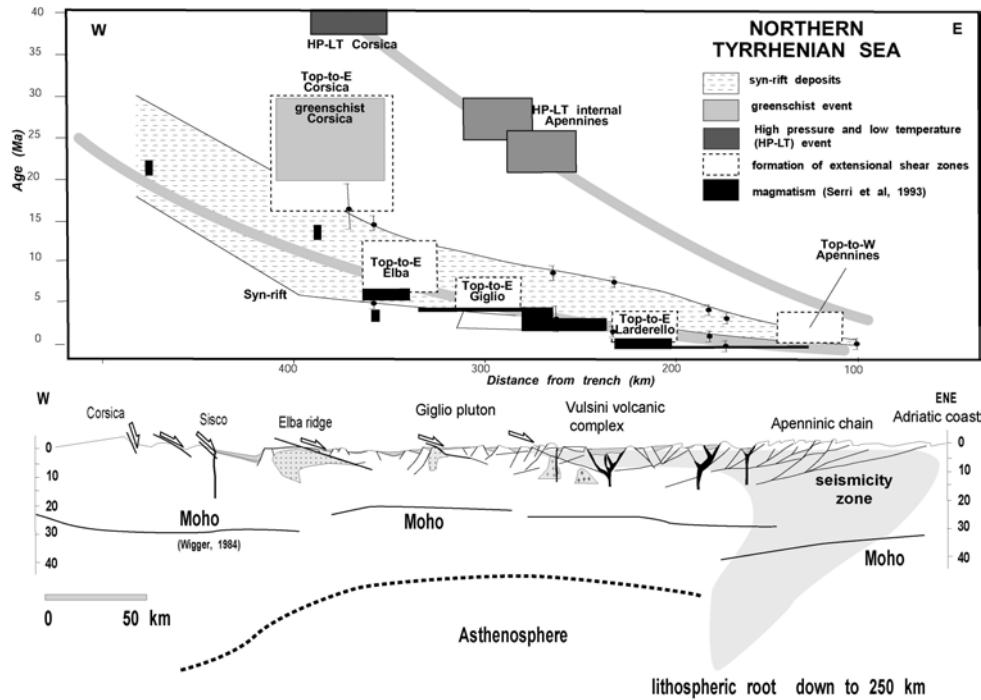


Figure I.13: Coupe lithosphérique W-E de la Mer Tyrrhénienne et contraintes temporelles sur l'enfouissement et l'exhumation de différents massifs métamorphiques (Corse, Elbe, Giglio...). Ces données montrent la migration au cours du temps du couple compression-extension avec le retrait du panneau plongeant. D'après Jolivet *et al.* (1998).

Dans cette région, on observe une migration très claire, au cours du temps, du front de compression vers l'avant de la chaîne directement en arrière de la zone de subduction. Des unités tectoniques y sont emportées en profondeur selon un gradient de type HP/BT, le long duquel elles s'exhument ensuite, au moins en partie (Figure I.13). L'extension arrière-arc migre également vers l'avant de la chaîne et finalise l'exhumation des roches métamorphiques dans un environnement plutôt chaud. On observe également une migration de l'arc volcanique (Jolivet *et al.*, 1998).

Dans l'exemple de la Norvège, les changements de forces aux limites correspondent visiblement, en partie à une inversion des forces horizontales (Fossen, 1992, 2000; Wilks et Cuthbert, 1994; Rey *et al.*, 1997). Dans le cas des exemples méditerranéens, les changements de forces horizontales sont locaux, limités aux domaines « arrière arc » alors que les forces aux limites, dues à la convergence Afrique-Eurasie, sont compressives.

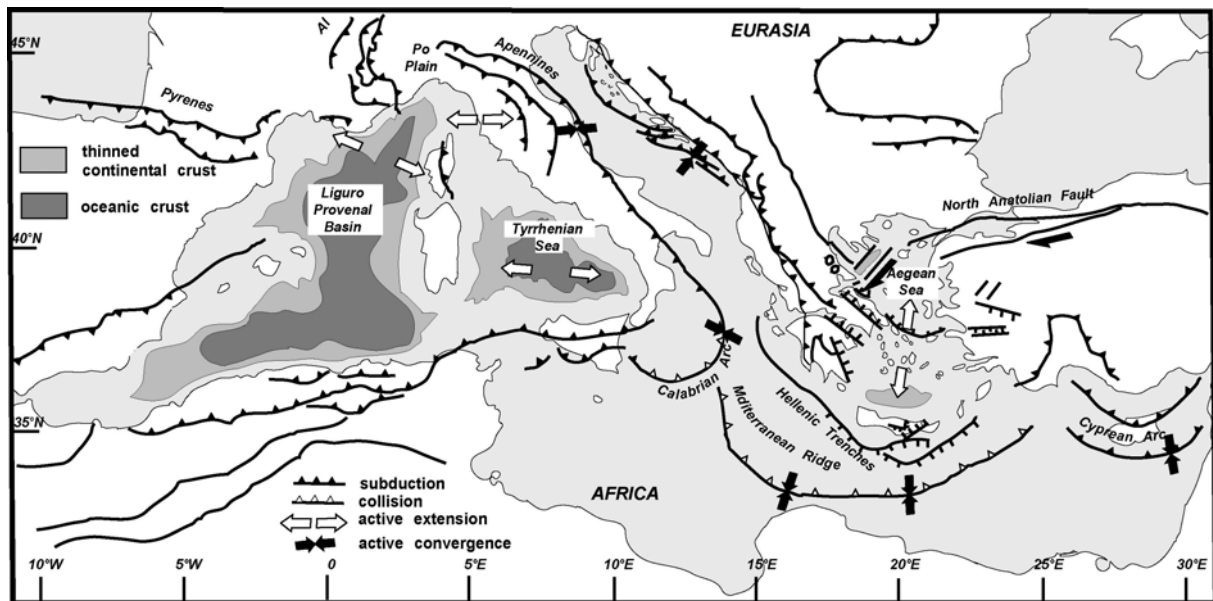


Figure I.14: Directions locales de compression et d'extension dans le domaine méditerranéen (Jolivet *et al.*, 1998).

A l'échelle de la Méditerranée, une diminution des contraintes horizontales a visiblement suffi pour que de nombreuses zones entrent en extension (Figure I.14, Jolivet *et al.*, 1998; Jolivet et Faccenna, 2000), évoluant à partir de ce moment avec leur dynamique propre. Ce point sera abordé en détail en début de chapitre suivant.

2.2.2 Changement des forces de volume

La topographie d'une chaîne de montagnes est compensée par une racine crustale selon la théorie d'isostasie d'Airy (1855). Les roches crustales d'affinité continentale subsistent en profondeur, en particulier à des profondeurs mantelliques, une force verticale dirigée vers le haut, la poussée d'Archimède, d'autant plus importante que le contraste de densité des roches et leur quantité sont importants. La racine assure en quelque sorte la flottabilité de l'orogène.

La topographie ainsi que la racine qui la supporte constituent une « réserve d'énergie potentielle », et sont entretenues dans un équilibre souvent précaire par les forces aux limites. Une inversion ou une diminution des forces aux limites conduisent à une rupture de cet équilibre et un étalement de la chaîne sous le poids de sa topographie et la « flottabilité » de sa racine.

Au contraire, une lithosphère océanique en subduction, du fait des transformations métamorphiques peut devenir plus dense que l'asthénosphère environnante. La situation est similaire dans le cas d'une racine crustale contenant de grandes quantités de matériel metabasique.

Plusieurs modèles ont été proposés, tous basés sur ces différences fondamentales de comportement des roches crustales durant leur enfouissement et leur transformations métamorphiques.

2.2.2.1 Le modèle du « slab-breakoff »

Ce modèle propose, qu'après la subduction de la croûte océanique, une partie de croûte continentale commence à passer en subduction (Figure I.15). La différence importante de flottabilité entre les deux types de croûtes induit un blocage de la subduction et l'accumulation de contraintes extensives au voisinage de la transition continent-océan (TOC).

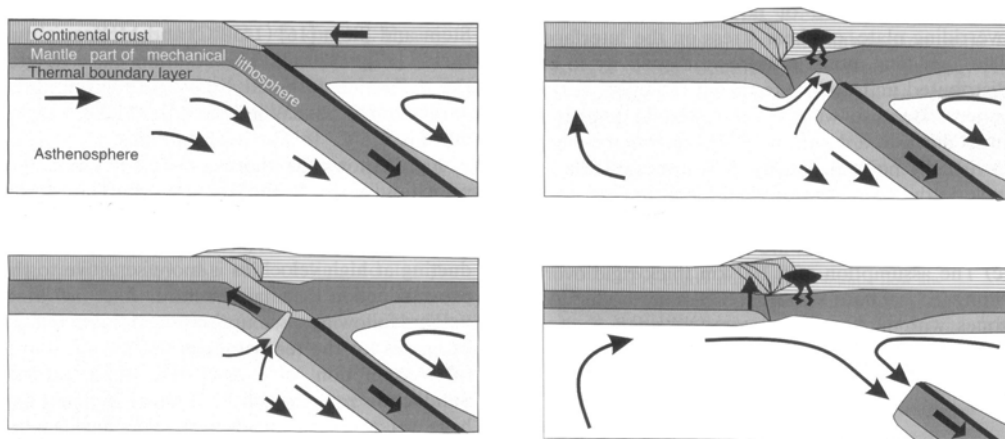


Figure I.15: Schéma de principe du modèle de rupture et de détachement du panneau plongeant (slab breakoff; Davies et Von Blanckenburg, 1995) sur l'exemple des Alpes.

La rupture du panneau plongeant à ce niveau entraîne dans un premier temps un « rebond », ensuite entretenu par l'advection de chaleur (isobare) en base de croûte entraînant de la fusion partielle tant crustale que mantellique (Davies et Von Blanckenburg, 1995). L'altitude de la région entière s'en trouve fortement augmentée, favorisant l'érosion et l'effondrement gravitaire de la topographie (Figure I.15).

2.2.2.2 Perte de la racine lithosphérique et délamination de la lithosphère

De nombreuses collisions continentales sont considérées comme étant accompagnées d'un épaissement crustal homogène et instantané (Parsons et McKenzie, 1978; Houseman *et al.*, 1981). La racine crustale formée est hautement instable (Houseman *et al.*, 1981), son espérance de vie ne dépassant pas une dizaine de millions d'années. La perte de la racine lithosphérique ou la délamination de la lithosphère accompagnent la diminution relative de la densité de la croûte et sa surrection (Figure I.16). De même que dans les modèles précédents, cette augmentation de l'altitude moyenne de la région induit une accélération des processus érosifs et gravitaires.

De plus, dans un cas comme dans l'autre, la base de la croûte se trouve réchauffée par le manteau asthénosphérique (Figure I.16). Il y a donc en second lieu, une advection importante en base de croûte (augmentation transitoire du gradient géothermique (Platt et England, 1993) responsable de fusion partielle et, quoiqu'il

en soit, une diminution de la résistance de la croûte. La chaîne se trouve alors fortement affectée par l'extension et l'étalement gravitaire (Dewey, 1988).

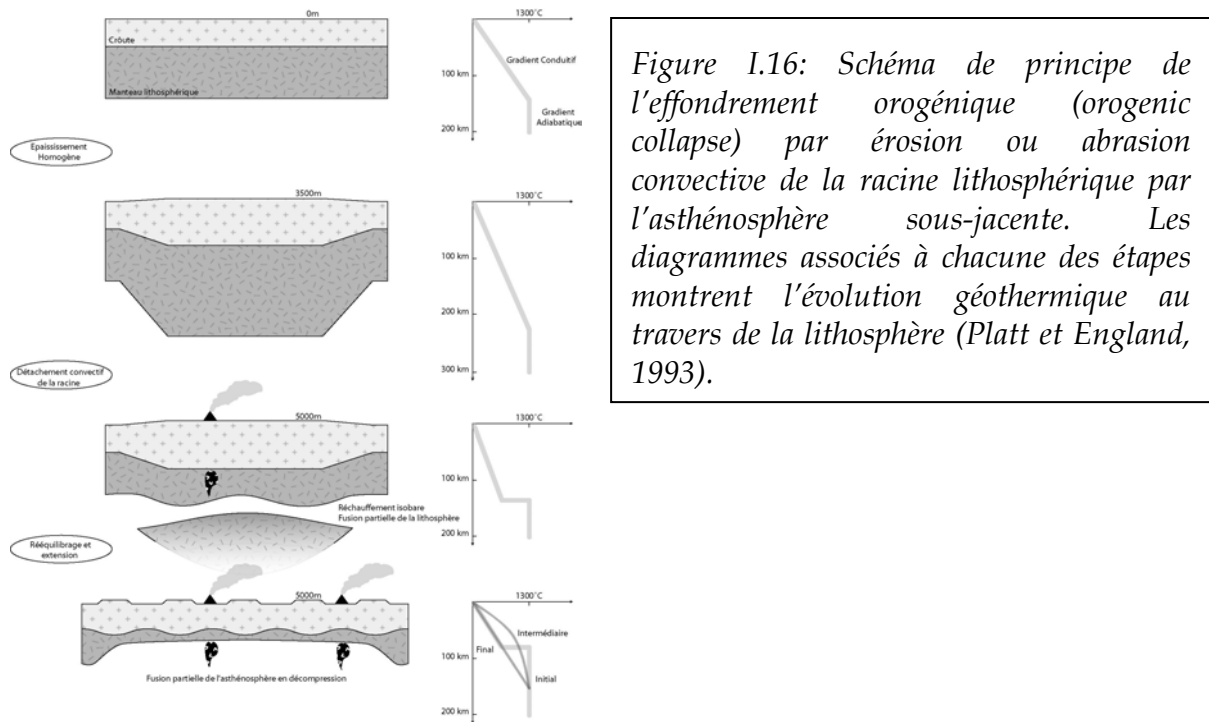


Figure I.16: Schéma de principe de l'effondrement orogénique (orogenic collapse) par érosion ou abrasion convective de la racine lithosphérique par l'asthénosphère sous-jacente. Les diagrammes associés à chacune des étapes montrent l'évolution géothermique au travers de la lithosphère (Platt et England, 1993).

Ce modèle (Figure I.16) a été proposé pour la chaîne himalayenne afin d'expliquer en particulier l'altitude importante et constante du plateau himalayen et son flux géothermique élevé (Dewey, 1988; England et Thomson, 1986). Cette hypothèse est en partie supportée par les données de sismique qui montrent une anomalie négative des vitesses sismiques sous le plateau du Tibet (Burg *et al.*, 1984; Burchfiel *et al.*, 1992; Hodges *et al.*, 1993; Brunel *et al.*, 1994, Jolivet, 1997), mais ce modèle est discuté (Taponnier *et al.*, 1981). England et Houseman (1989) expliquent la formation du plateau du Tibet par la compétition des « forces de volume et forces aux limites », l'épaississement crustal étant tel que le Tibet aurait tendance à s'étaler latéralement plutôt que de s'élever. Le démarrage de l'extension (vers le Miocène Supérieur) semble concomitant à une élévation rapide de la topographie (Jolivet, 1997).

2.3 L'érosion

Se superposent à ces modèles simples, souvent conceptuels, l'effet des changements de rhéologie des matériaux constituant l'orogène, en particulier dans ses parties profondes. En effet, la perte ou la délamination de la lithosphère ainsi que la rupture du slab océanique sont autant de modèles proposant une forte advection de chaleur en base de croûte dans des stades déjà avancés de destruction de la chaîne. L'augmentation du flux géothermique, accompagné de l'intrusion de magma, souvent granitique, autant que la fusion partielle d'une partie de la croûte contribuent fortement à « affaiblir » la croûte (Figure I.17) et aide à l'effondrement

des orogènes. C'est le cas, par exemple, de la fin de l'orogénèse Varisque où de nombreux dômes anatectiques et des corps de granite affaiblissent la croûte.

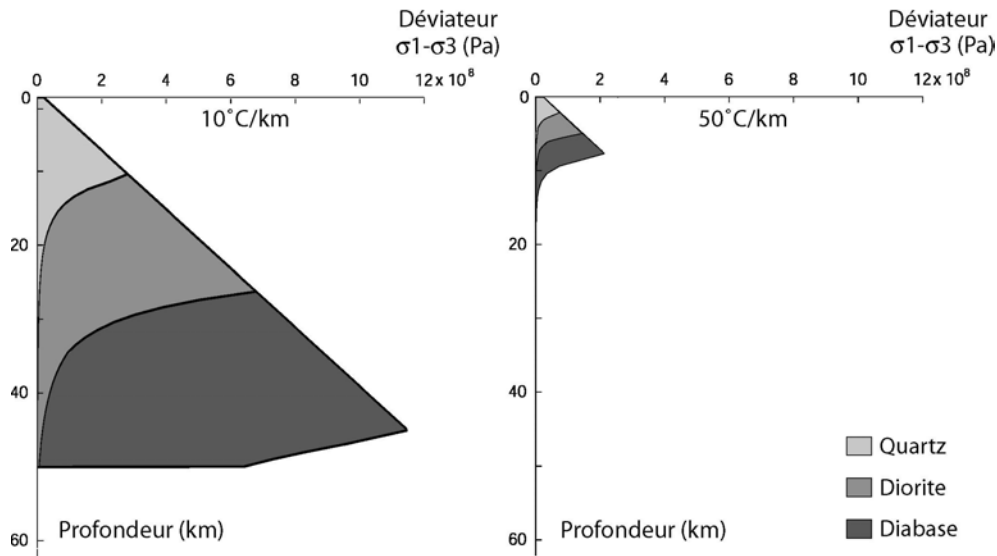


Figure 1.17: Enveloppes rhéologiques de trois croûtes continentales de 50 km, respectivement complètement en quartz, en diorite et en diabase, pour deux gradients, l'un typique d'une subduction ($10^\circ/\text{km}$) et l'autre d'un environnement post-orogénique (arrière-arc par exemple) de $50^\circ/\text{km}$.

Ces mécanismes ne sont en général pas à l'origine de cet effondrement, mais suivent dans le temps en décuplant les effets, les processus initiateurs ayant été décrits précédemment.

3. Les mécanismes d'exhumation des roches

Avant de décrire les principaux mécanismes par lesquels les roches métamorphiques sont exhumées, il est important de préciser deux points essentiels (Platt, 1993). D'abord, le mot soulèvement (uplift), largement utilisé dans ce contexte, est potentiellement ambigu. Il est en effet nécessaire de faire la différence entre « uplift », qui désigne une augmentation de l'altitude d'une région d'une part, et le mouvement ascendant des roches vers la surface de la terre, qui décrit le processus d'exhumation d'autre part (England and Molnar, 1990). De cette manière, « soulèvement » et « exhumation » sont deux concepts indépendants. Il est d'ailleurs à remarquer que le mécanisme d'exhumation le plus probable est accompagné par une diminution d'altitude (Platt, 1993).

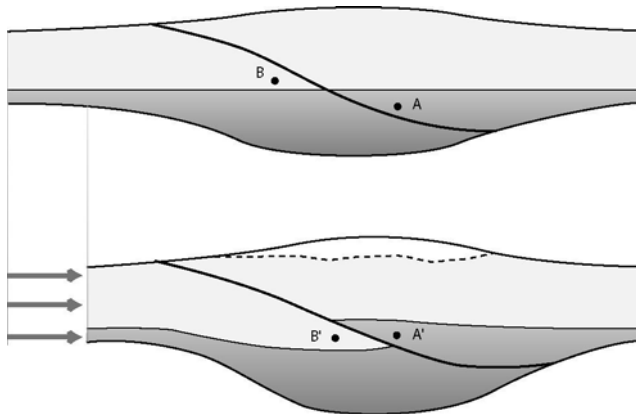


Figure I.18: Schéma de principe de l'effet d'un chevauchement avec ou sans érosion sur l'exhumation du point A. (Platt., 1993).

La seconde mise au point concerne le chevauchement. Un chevauchement (Figure I.18) seul ne réduit pas la distance entre un point situé au dessus du plan de chevauchement et la surface (Platt, 1993). Les points situés sous le plan sont, par contre, enfouis plus profondément. Le chevauchement est un mécanisme d'épaississement crustal par lequel l'altitude d'une région est, au moins localement, augmentée. Il en résulte une accélération de l'érosion qui rapproche les roches de la surface et dans ce cas le mécanisme d'exhumation n'est pas le chevauchement mais l'érosion (Platt, 1993).

3.1 L'érosion

La présence de grandes quantités de sédiments détritiques autour de toutes les chaînes de montagnes actives ou en cours de démantèlement, atteste que l'érosion intervenait de manière significative dans l'exhumation des roches métamorphiques. L'érosion a souvent été considérée comme un mécanisme d'exhumation relativement lent, néanmoins responsable d'une grande partie de l'élimination de la surcharge (Ahnert, 1970; Pinet et Souriau, 1988; Li *et al.*, 1994). En effet, une récente compilation des taux d'érosion de la littérature (Duchêne *et al.*, 1997) montre que ces derniers sont compris entre les valeurs limites de 0,001 à 0,5 mm.a⁻¹ (Figure I.19), le taux moyen d'érosion des rivières étant de 0.052 mm.a⁻¹ (Ring *et al.*, 1999).

Cependant ces taux peuvent être bien supérieurs avec des valeurs de 10 à 15 mm.a⁻¹ (Ring *et al.*, 1999) comme c'est le cas dans le Sud des Alpes Néo-Zélandaises ou à Taiwan.

L'estimation du volume de sédiments déposés dans les bassins d'avant-pays et les cônes alluviaux alpins adjacents ($1.4 \cdot 10^6$ km³), rapportée à la surface des Alpes ($7 \cdot 10^4$ km²), explique une épaisseur moyenne érodée de 20 km (Duchêne *et al.*, 1997). Cette épaisseur pourtant colossale, n'est pas suffisante pour expliquer complètement l'exhumation des roches de HP, voire d'UHP.

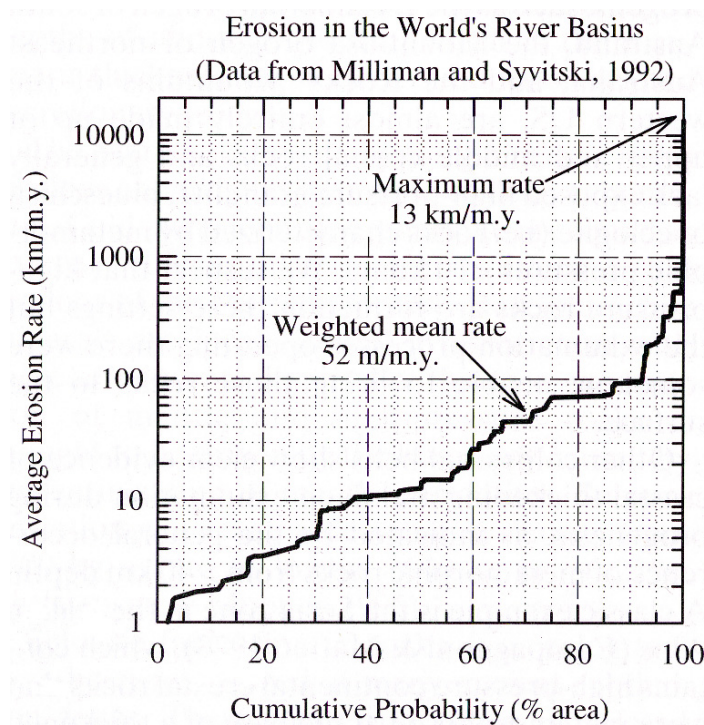


Figure I.19: Compilation des taux d'érosion moyens des rivières du monde en fonction de leur probabilité cumulée. Les taux sont très variables avec des valeurs extrêmes de 13km/an pour une moyenne de 52m/Ma. D'après Ring et al. (1999).

3.2 Les zones de cisaillement extensives

Les zones de cisaillement extensives et, en particulier, les détachements crustaux, sont pressenties pour permettre une exhumation importante des roches métamorphiques. Il y a de nombreux exemples où les failles normales (s.l.) participent à l'exhumation des roches profondes. Par exemple, la province du Basin and Range (Armstrong, 1982; Crittenden *et al.*, 1980; Davis, 1988; Malavieille, 1993), le domaine égéen (Lister *et al.*, 1984; Gautier et Brun, 1994; Jolivet *et al.*, 1996), les Calédonides de Norvège (Hossack, 1984; Boundy *et al.*, 1997), le domaine toscan-tyrrénien (Jolivet *et al.*, 1998), les Alpes (Selverstone, 1985; Bousquet, 1998; Agard, 2000) ou les Cordillères Bétiques (Platt et Vissers, 1986; Vissers *et al.*, 1995) sont de bons exemples où les failles normales jouent un rôle indiscutable dans l'exhumation des roches métamorphiques.

Les preuves les plus communément avancées pour prouver le jeu normal d'un détachement, sont la superposition anormale de terrains, montrant un saut de conditions métamorphiques, caractéristique de l'omission d'une partie des séries stratigraphiques et/ou métamorphiques (Platt, 1986) parfois accompagné par le dépôt de bassins sédimentaires syn-exhumation (Crittenden *et al.*, 1980; Davis, 1988; Armstrong, 1982; Wernicke, 1981, 1992; Lister et Davis, 1989). Les exemples les plus clairs montrent un compartiment inférieur déformé ductilement, alors que l'unité supérieure est déformée de manière cassante (Lister et Davis, 1989). Plus flagrant encore sont les détachements contrôlant la subsidence de bassins sédimentaires. De plus, la présence des bassins sédimentaires, comme l'a montré Wernicke (1992), permet dans les cas les plus favorables, de contraindre l'ordre d'initiation et de séquence des générations successives de détachements (Figure I.20).

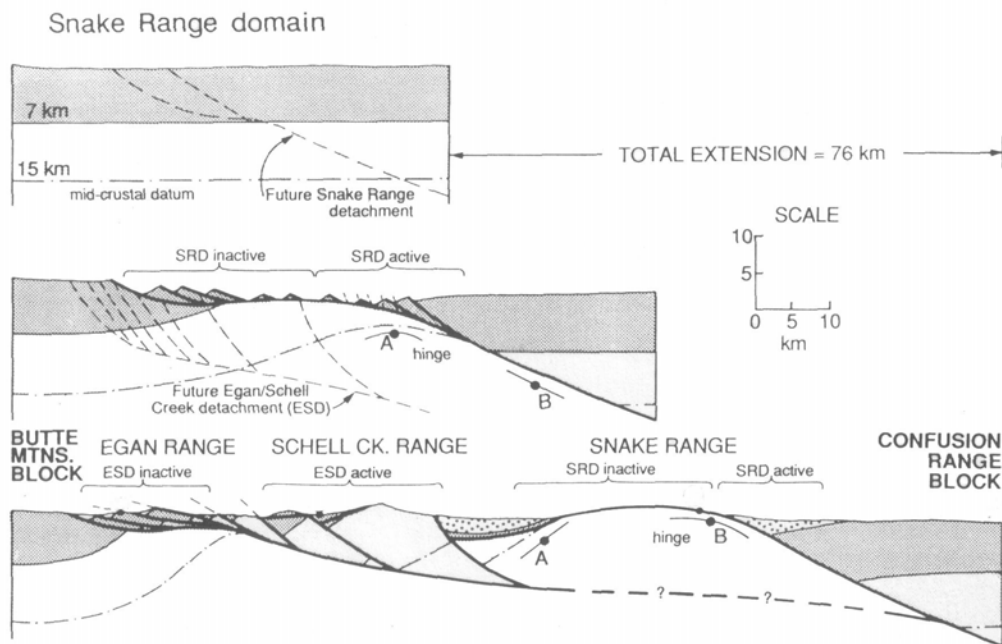


Figure I.20: Restauration de la géométrie de la région du Snake Range (Basin and Range). Un premier système extensif (celui du Snake Range) provoque l'exhumation d'un premier massif métamorphique (« metamorphic core complex ») qui contrôle également dans les stades tardifs, la sédimentation des bassins sédimentaires. Le second système extensif (celui de Egan-Schell Creek) est alors également actif, recoupant les structures du premier en profondeur (Vernicke, 1992).

Les taux d'exhumation dus au fonctionnement d'accidents extensifs sont fonction du pendage de l'accident, ainsi que de sa cinématique. Peu d'études ont tenté de mesurer les vitesses de déplacement sur les zones de cisaillement extensives. Dans le Basin and Range, les vitesses moyennes sont de l'ordre de 7 à 9 mm.a⁻¹ (Davis and Lister, 1988; Scott, 1992). Un accident de pendage constant de 30° fonctionnant à une vitesse de 7 à 9 mm.a⁻¹ exhume alors les roches à des vitesses (verticales) de 3.5-4.5 mm.a⁻¹. De même, si le pendage de l'accident n'est que de 20°, les vitesses d'exhumation sont de 2.4 à 3.1 mm.a⁻¹, en moyenne.

Ces taux d'exhumation sont comparables avec ceux proposés pour la zone de Zermatt-Saas (Reddy, 1999) avec des valeurs de 3.5 mm.a⁻¹. Dans cette étude, les mouvements verticaux des roches sont contraints par des estimations de pression de part et d'autre de l'accident (30 km) couplées à des datations visant à contraindre la durée de fonctionnement de l'accident (9 Ma). Notons que cet exercice repose sur l'hypothèse contraignante que le pic des conditions métamorphiques est synchrone de part et d'autre de l'accident.

3.3 L'amincissement ductile

Le développement d'une foliation horizontale est souvent révélateur d'un raccourcissement ductile vertical important, de même que les processus de pression/dissolutions tels les stylolithes dans les niveaux plus superficiels. La présence dans une large majorité des chaînes de montagnes de telles structures, indique que l'amincissement ductile est un processus important. De même, une foliation verticale, si elle n'a pas été basculée postérieurement, indiquera un raccourcissement horizontal et l'épaississement de la croûte. Le fait que ce processus réduise la colonne de roches par fluage « latéral » indique que ce phénomène participe à l'exhumation des roches métamorphiques (Selverstone, 1985; Platt, 1993; Dewey, 1998; Ring *et al.*, 1999). De nombreuses tentatives visant à quantifier l'amincissement ductile montrent des valeurs très variables, de 15% (Feehan and Brandon, 1999) à 70-80% de contraction (Dewey *et al.*, 1993; Platt *et al.*, 1998). Ces variations importantes résident dans le fait qu'il est très difficile de quantifier l'amincissement ductile, puisque les roches affleurantes ne renseignent que sur l'état de déformation final pouvant avoir été également engendré par le jeu de contacts discrets. De même les vitesses de ce processus varient de 0.3 mm.a^{-1} (Ring *et al.*, 1999) et 4.5 mm.a^{-1} (Platt *et al.*, 1998) dans le domaine d'Alboran.

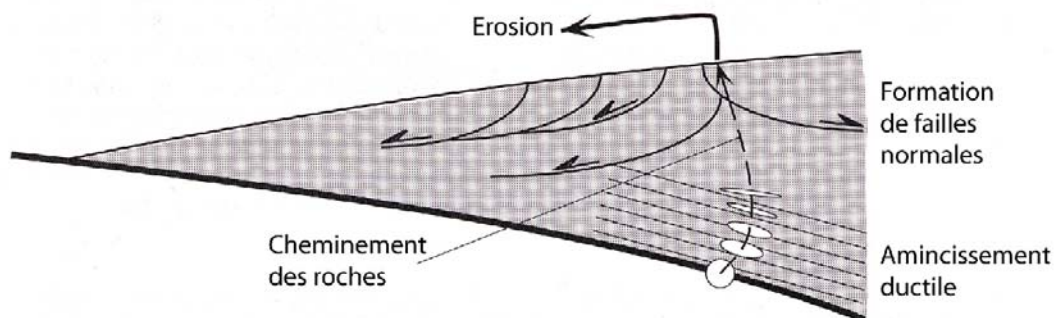


Figure I.21: Schéma de principe d'une structure de type « prisme d'accrétion » montrant les trois mécanismes d'exhumation : l'amincissement ductile, l'érosion et l'activité des zones de cisaillement extensives (Ring *et al.*, 1999).

Il ressort de l'étude des mécanismes d'exhumation que ceux-ci n'agissent jamais seuls.

Les roches métamorphiques sont donc exhumées via ces trois processus travaillant soit en concomitance, soit de façon diachrone (Figure I.21). La forme du chemin pression-température (discutée plus bas) peut s'avérer utile pour préciser le mécanisme d'exhumation ou en tout cas le mécanisme dont la contribution est la plus importante (Ring *et al.*, 1999).

4. Les points communs

4.1 Les dômes métamorphiques extensifs

Les dômes métamorphiques extensifs (Figure I.22), qu'il est convenu d'appeler « metamorphic core complexes » ou simplement « core complexes » (Davis et Coney, 1979), tels qu'ils ont été initialement définis, présentent une unité supérieure souvent intensément déformée de manière cassante (failles normales) et une unité inférieure, souvent métamorphique et déformée de manière ductile, limitées par une zone de cisaillement majeure (Davis et Coney, 1979; Crittenden *et al.*, 1980; Armstrong, 1982). Ces unités peuvent être d'affinités variées, du type couverture et socle, ou épi- et méso-métamorphique, par exemple (Brun et Van den Driessche, 1994), mais montrent le plus souvent d'importants sauts de métamorphisme attestant de la nature extensive des contacts qui les limitent. La présence de bassins sédimentaires bien préservés directement déposés au toit de ces accidents en est, sans conteste, le meilleur argument. Ces caractéristiques se retrouvent aussi bien dans les exemples syn- que post-orogéniques, les bassins sédimentaires étant toutefois beaucoup plus fréquents dans les cas post-orogéniques (Jolivet et Goffé, 2000).

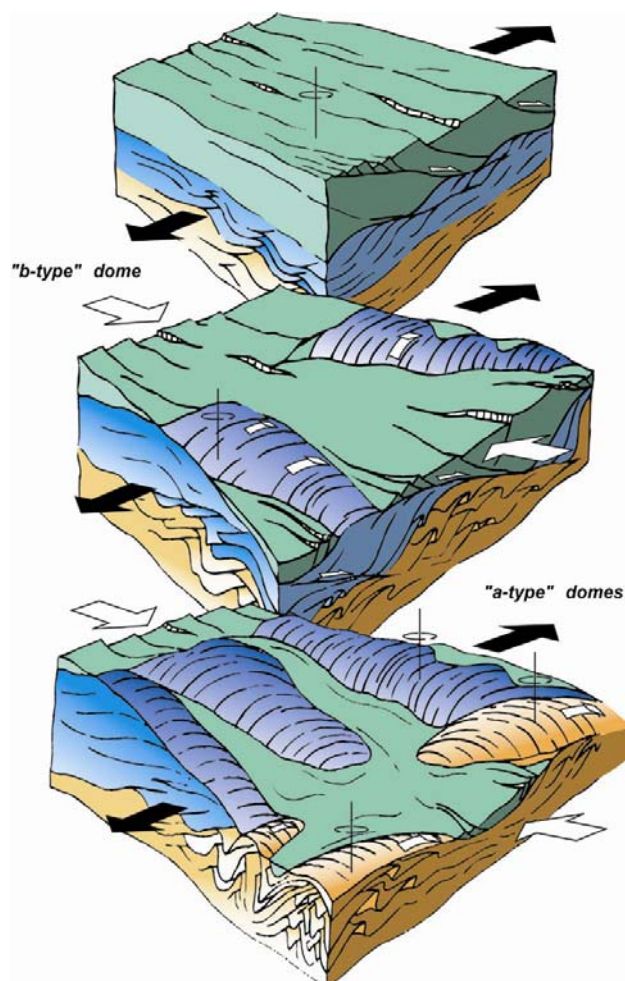


Figure I.22: Schéma de formation des dômes de type « a » et « b » dans le domaine égéen (Jolivet *et al.*, 2004). La nappe des Schistes Bleus Cycladiques est principalement exhumée au cœur de dômes de direction perpendiculaire à l'extension régionale (globalement N-S, dômes « b »). Les roches de plus grande profondeur, type « base de croûte » (Naxos ou Ios) sont exhumées plus tardivement en contexte arrière-arc, au cœur de dômes de direction parallèle à l'étirement régional (dômes « a »).

4.2 Les détachements

Les zones de cisaillement extensives, ou détachements, sont responsables d'au moins une partie de l'exhumation des roches métamorphiques quelque soit le contexte dans lequel elles se forment. Ces accidents, quand ils concernent la croûte entière, montrent souvent des évidences de jeu depuis des conditions ductiles jusqu'à des conditions cassantes. Cette déformation continue est d'ailleurs très souvent responsable de l'effacement partiel des structures plus précoces. L'analyse de la déformation, et donc de la cinématique de ces zones, révèle très souvent un sens de cisaillement constant durant toute l'histoire de l'exhumation de leur mur. Ainsi, les dômes métamorphiques, dont on rappellera les principales caractéristiques plus bas, sont affectés par des failles normales accommodant la fin de leur exhumation avec des mouvements cohérents par rapport à celui des zones de cisaillement ductiles (Davis et Lister, 1988). Dans les exemples post-orogéniques, les derniers incréments de déformation contrôlent souvent la formation et la subsidence de bassins sédimentaires développés sur l'unité supérieure, voire directement sur le détachement de façon concomitante avec la formation du dôme. Ce genre de configuration montre parfois des changements de cinématique, les sens de cisaillement devenant divergents de part et d'autre de l'axe du dôme comme cela est proposé pour le cas discuté de la Montagne Noire (Malavielle et Taboada, 1991; Malavielle, 1993).

4.2.1 Anatomie et apports de l'étude d'une zone de cisaillement extensive

La déformation engendrée par le jeu d'une zone de cisaillement majeure dans son mur (le futur dôme métamorphique) est, par nature, à grande échelle, cisailante donc fortement non coaxiale. A plus petite échelle, on constate une évolution claire de la déformation depuis les zones profondes vers le détachement. La déformation associée aux stades précoces de l'activité du détachement est souvent caractérisée par une déformation distribuée, affectant de grandes quantités de roches et où la déformation montre souvent une forte composante coaxiale. La déformation est en général d'autant plus coaxiale que le régime thermique est chaud, les hautes températures influant directement sur la rhéologie des roches et donc, leur « capacité » à localiser la déformation. Avec le refroidissement, la déformation se localise et se concentre de plus en plus, délaissant les parties profondes du domaine pour se concentrer dans une frange superficielle de roches coiffant le dôme (Brun et Van Der Driessche, 1994). L'évolution vers le domaine cassant se traduit par une localisation extrême de la déformation, n'intéressant plus que la zone de cataclasites formée depuis la transition cassant-ductile (Davis, 1988).

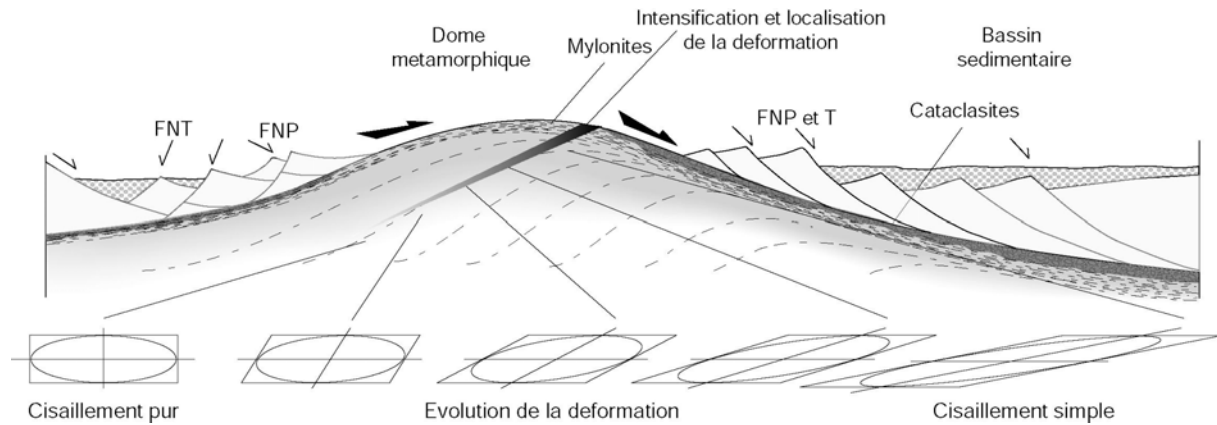


Figure I.23: Evolution schématique de la déformation depuis le cœur d'un dôme métamorphique vers le détachement qui le coiffe. La déformation est plus faible en profondeur qu'au sommet du dôme. De plus la déformation est d'autant plus rotationnelle que l'on s'approche de la zone de cisaillement. FNP : Failles Normales « Primaires », FNT : Failles Normales Tardives. Inspiré de Lister et Davis (1989) et Brun et Van Den Driessche (1994) et Famin (2002).

L'intensité de la déformation finie augmente donc fortement depuis le cœur vers le toit des dômes (Figure I.23). Les structures ductiles initiales ne restent préservées que dans les parties les plus profondes. Les parties les plus superficielles sont donc beaucoup plus déformées avec une complexification et une intensité telles que les stades antérieurs sont souvent effacés. Cette déformation est, de plus, souvent vectrice de fluides aidant à la rétro-morphose des roches (Fricke *et al.*, 1992; Buick et Cartwright, 2002).

Sur la même coupe (du cœur vers le toit des dômes), le type de déformation change également, passant de relativement coaxial (étirement homogène) en profondeur, à un cisaillement simple de plus en plus prononcé vers le contact. Les principales structures associées aux zones de cisaillement extensives majeures sont représentées sur la Figure I.24 (Malavielle, 1993), où on peut apprécier l'évolution des structures.

La conséquence la plus importante qui découle de l'évolution de la déformation, est que la déformation et les paragenèses les plus superficielles sont aussi les plus jeunes. De même, les déformations ductiles et les paragenèses les plus précoces préservées au cœur des structures sont les plus anciennes. Il en résulte donc qu'en opérant une coupe de la bordure d'un dôme métamorphique vers ses parties les plus profondes, on opère en quelque sorte une « coupe temps ». Le chapitre 5 de cette thèse sera consacré à une telle étude en couplant, en plus de l'étude intégrée « pétrologie métamorphique-déformation », des datations radiométriques de différents stades discrets de l'évolution des dômes.

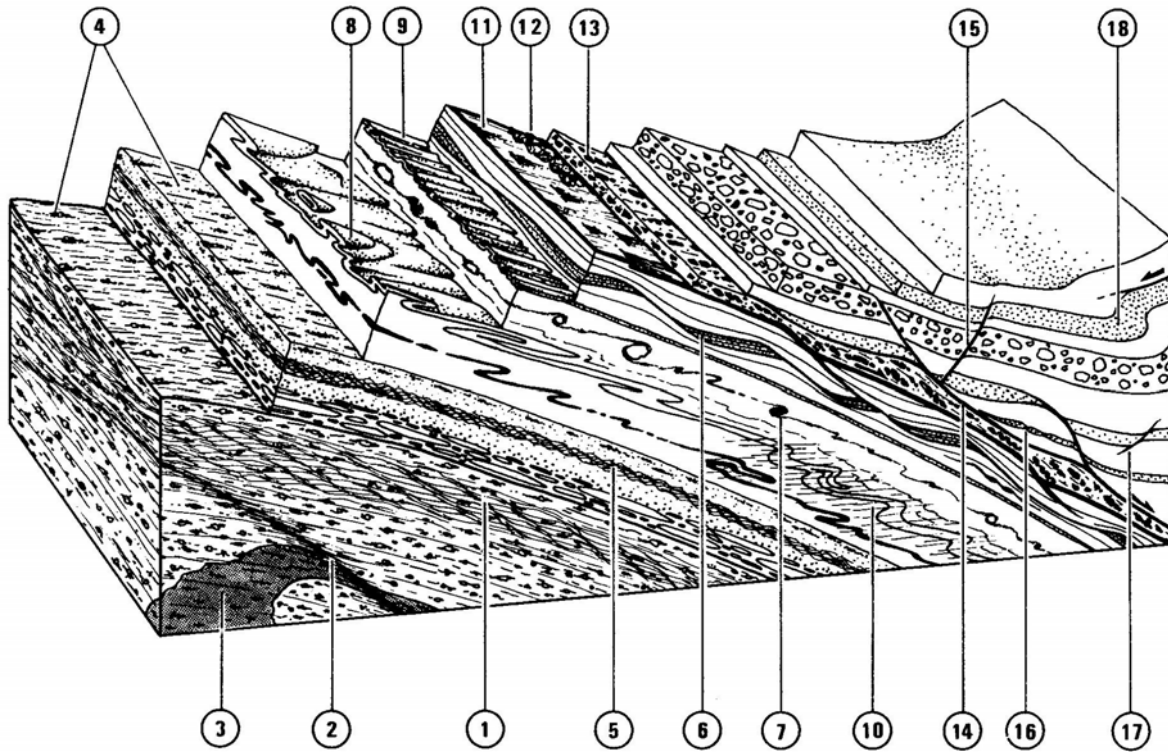


Figure I.24: Bloc diagramme synthétique montrant les différentes structures associées aux zones de cisaillement extensives d'après Malavieille (1993). (1) Roches foliées et affectées par des bandes de cisaillement extensives (plans C'); (2) Zone de cisaillement extensive; (3) Intrusions magmatiques (plutons, sills ou dykes) syn-cinématiques du jeu de la zone de cisaillement majeure, boudinées et/ou mylonitisées; (4) Linéation d'étirement; (5) Plans de crénulation extensifs; (6) Boudinage à toutes les échelles; (7) Objets tournés par le cisaillement simple; (8) Plis en fourreau dans les zones de forte déformation cisailante; (9) Plis d'axes parallèles à la linéation d'étirement se formant à toutes les échelles; (10) Plis serrés se développant dans les lithologies contrastées au cours des derniers stades de la déformation ductile, et remaniant la foliation mylonitique; (11) Stries indiquant le sens de cisaillement sur le plan de glissement du détachement; (12) Cataclasite; (13) Galets striés, étirés et/ou fracturés; (14) Décollements à faible pendage dans les lithologies peu compétentes; (15) Failles normales à fort pendage; (16) Niveaux étirés; (17) Failles syn-sédimentaires dans des sédiments non compactés; (18) Plis gravitaires affectant la couverture des bassins.

4.2.2 Géométrie des zones de cisaillement majeures

Le but de ce paragraphe n'est pas de prendre parti dans la discussion très controversée sur le pendage initial d'une partie des accidents extensifs exhumés, mais de présenter le problème et les observations généralement admises.

Les lois de fracturation de la croûte supérieure, en tout cas pour sa partie franchement cassante (Anderson, 1951), prédisent que la fracturation en compression

verticale forme des failles normales de pendage voisin de 60° qui ne devraient plus être actives avec un pendage inférieur à 45° (Sibson, 1974, 2000; Byerlee, 1978). Cependant, l'observation dans de très nombreuses régions de détachements est en contradiction apparente avec la mécanique andersonienne, suggérant qu'au moins une partie des accidents ont été actifs avec un pendage bien inférieur voire subhorizontal (Wernicke 1981; Davis et Lister, 1988; Wernicke, 1992; John, 1987). Une résolution potentielle de ce paradoxe réside dans la réorientation du champ de contraintes tectoniques (Lister et Davis, 1989; Melosh, 1990; Parsons et Thompson, 1991; Wills et Buck, 1997). Les axes principaux de contraintes peuvent en effet tourner, et induire des configurations compatibles, au moins géométriques, avec des accidents à faible pendage (Parsons et Thompson, 1991). Il faut également signaler que même si elles ne s'expliquent pas, un nombre croissant d'observations directes ou géophysiques, montre l'existence d'accidents peu pentés initialement.

Par exemple, certaines zones de rift actif, comme le Golfe de Corinthe, présentent une microsismicité s'alignant sur un plan faiblement penté ($10\text{-}15^\circ$) vers le Nord à une profondeur d'une dizaine de kilomètres (Rigo *et al.*, 1996; Figure I.25). La présence de cet accident, corroboré par la sismique et la tomographie (Tiberi, 1999; Tiberi *et al.*, 2000), explique l'asymétrie des nombreuses failles normales toutes fortement pentées vers le Nord, et l'asymétrie du remplissage sédimentaire. Ces observations corroborent les interprétations pionnières de King *et al.* (1985).

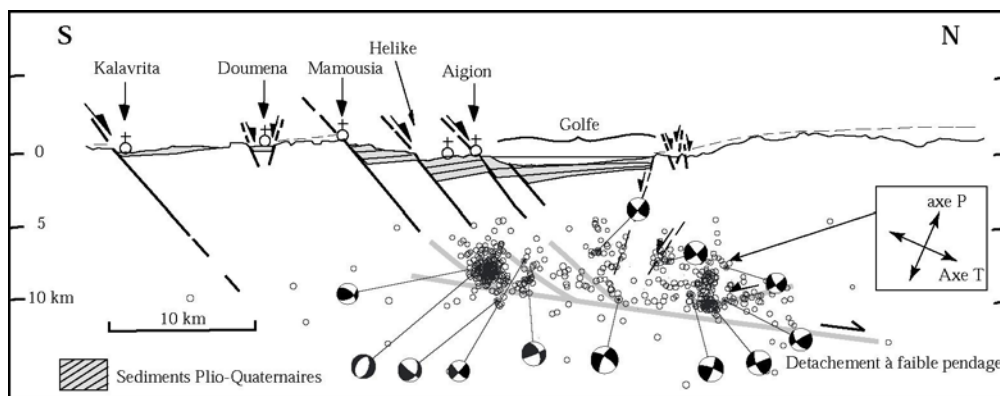


Figure I.25: Localisation de la microsismicité sous le golfe de Corinthe entre juillet et août 1991, d'après Rigo *et al.*, (1996). La micro-sismicité semble se concentrer le long d'un plan à faible pendage vers le Nord, entre 10 et 12 km de profondeur. Au deuxième ordre, les essaims de sismicité sont dans le prolongement des failles normales à fort pendage.

A partir de ces observations, il a été proposé que le Golfe de Corinthe puisse être un stade précoce de l'évolution d'un détachement crustal, conduisant à l'exhumation de roches métamorphiques du type de ceux des dômes métamorphiques égéens (Jolivet *et al.*, 1994, 2001; Chéry, 2001) et de la plupart des dômes méditerranéens (Jolivet *et al.*, 1990, 1994, 1998). Il y aurait donc des accidents extensifs à faible pendage, actifs à l'heure actuelle.

Une partie des détachements fossiles, affleurant en général sur de grandes étendues, limitent souvent une unité inférieure (mur), attestant de conditions métamorphiques relativement homogènes. Une telle configuration illustre que le détachement lors de son fonctionnement en profondeur était peu sécant par rapport

aux isogrades du métamorphisme, ou encore d'un déplacement très important et d'une transposition des structures. Une zone de cisaillement à pendage initial fort devenu faible par rotation tardive n'aurait pas ces relations angulaires avec la structure de son mur (Lister et Davis, 1989).

Les auteurs s'accordent cependant sur le fait qu'une écrasante majorité de zones de cisaillement fossiles ont été, parfois fortement, déformées durant les stades tardifs voire postérieurs de leur fonctionnement, épousant en quelque sorte la géométrie des dômes métamorphiques.

4.2.3 Estimation des quantités de mouvement et des taux d'extension

Les quantités de mouvement proposées pour les accidents extensifs majeurs sont en général très importantes. Les pendages de ces accidents sont souvent considérés comme faibles. Pour expliquer la remontée de roches métamorphiques de profondeur équivalente à la base de la croûte, les quantités de mouvement doivent être très importantes. Par exemple, dans les Calédonides de Norvège, le déplacement sur le détachement contrôlant la sédimentation dans le bassin d'Hornelen est estimé à 100 km (Krabbendam et Wain, 1997), pour un pendage d'une vingtaine de degrés.

Dans la région du Basin and Range, la restauration et l'équilibrage de coupes (Wernicke *et al.*, 1988) ont permis de proposer des taux d'extension régionaux (β) de l'ordre de 2 à 3.5. Les quantités de mouvement sur les détachements assumant des pendages proches de 30° (Axen, 1992; Foster *et al.*, 1990) atteignent des valeurs comprises entre 55 et 76 km (Wernicke, 1992).

Selon la même méthode de calcul de la quantité d'extension (« rolling-hinges geometry »; Wernicke, 1992), Martínez-Martínez *et al.* (2002) proposent des taux d'extension de 3,5 à 3,9 pour des quantités de mouvement de 106 à 119 km.

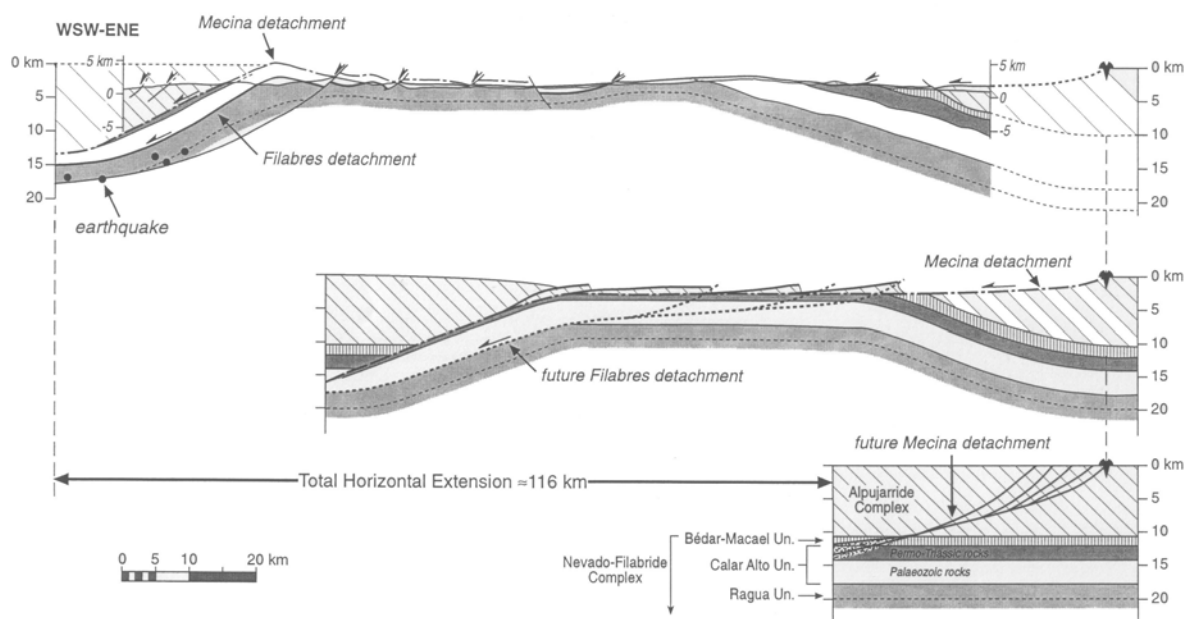


Figure I.26: Tentative de restauration de la géométrie initiale des systèmes extensifs des Cordillères Bétiques internes (Martinez-Martinez et al., 2002) avec la méthode de « rolling-hinge geometry » (Wernicke, 1992).

5. Les outils disponibles pour contraindre l'exhumation

5.1 La forme des chemins P-T

La forme de la partie rétrograde des chemins Pression-Température renseigne sur les processus ayant présidé à l'exhumation des roches métamorphiques (Figure I.27).

La forme des chemins Pression-Température est contrôlée par la compétition entre les échanges de chaleur et les déplacements des roches dans la croûte (tectonique ou érosion; England et Richardson, 1977; England et Thompson, 1984; Davy et Gillet, 1986; Molnar & Lyon-Caen, 1988). Ces deux phénomènes ont des cinétiques très différentes, les échanges de chaleur étant, quoiqu'il en soit, plus lents que les processus d'exhumation. Ces processus ont eux-mêmes, des constantes de temps relativement différentes (Figure I.27). Par exemple, en première approximation, l'exhumation par dénudation tectonique est souvent plus rapide que l'érosion. Il est donc possible de contraindre, avec l'étude de la forme des chemins rétrogrades, les mécanismes responsables de l'exhumation. Dans les faits, la forme des chemins n'est cependant pas interprétée de manière univoque (Figure I.27).

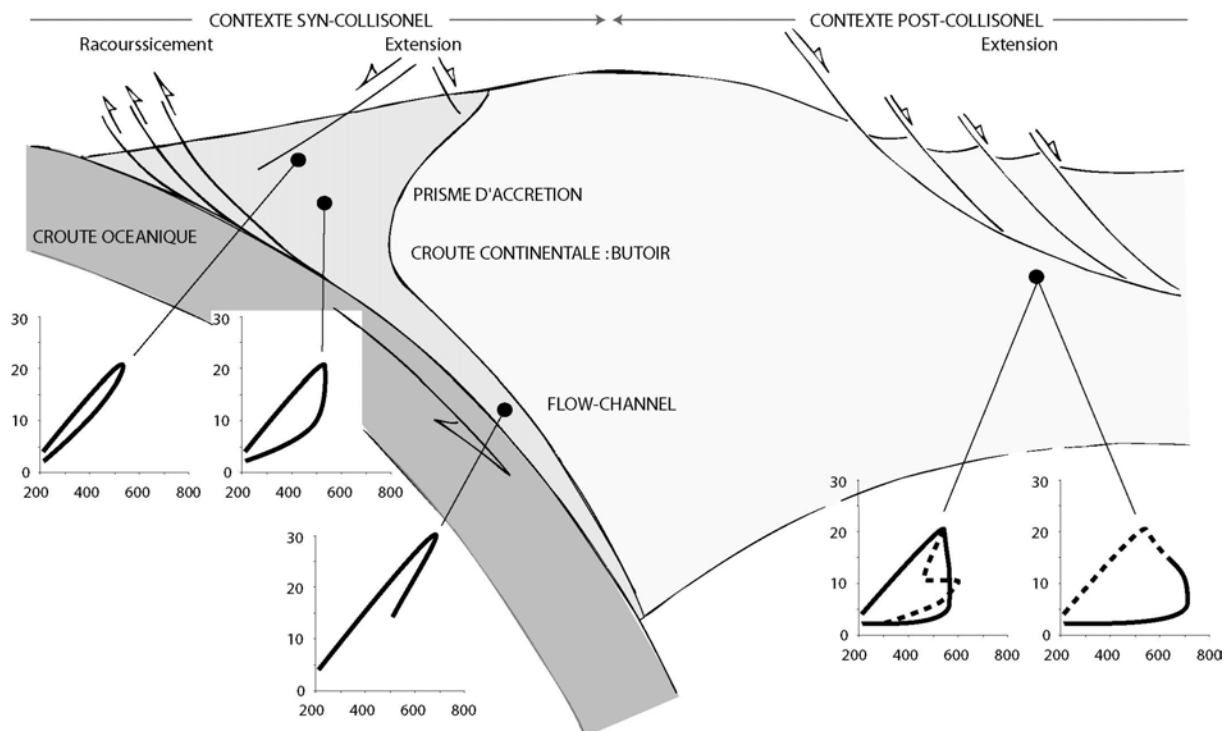


Figure I.27 : Schéma de principe d'une zone de subduction et sa zone arrière-arc associée et les chemins P-T attendus dans les différents « compartiments » de l'orogène.

Beaucoup de chemins P-T présentent un segment de décompression isotherme post-HP. En effet, la remontée rapide des roches métamorphiques, quel qu'en soit le mécanisme, empêche les échanges thermiques, plus lents, et induit une exhumation des roches sans réchauffement. Au contraire, une remontée plus lente, avec des constantes de temps comparables à celles du rééquilibrage thermique, conduit souvent à un réchauffement des unités métamorphiques (Jolivet et Goffé, 2000).

Platt (1993) propose que l'étude de la forme du chemin P-T soit un moyen de faire la distinction entre une exhumation associée au sous-placage d'unités nouvelles (refroidissement progressif) ou une exhumation associée à un rééquilibrage thermique induisant un réchauffement post-HP.

Dans les cas syn-orogéniques, la position structurale des roches par rapport aux accidents extensifs majeurs est également à l'origine de variations importantes de la forme du chemin P-T, pour une même unité métamorphique ayant par ailleurs subi les mêmes conditions au pic (Figure I.27). En effet, les roches situées directement au mur de grands accidents extensifs sont caractérisées par un refroidissement rapide, alors que des roches plus profondes enregistrent une décompression isotherme (Jolivet *et al.*, 1998). Une telle différence de forme de chemin peut être expliquée par des échanges conductifs locaux entre l'unité supérieure plus froide et le sommet de l'unité inférieure qui est en quelque sorte refroidi lors du jeu du détachement; les roches plus profondes ne profitant pas de ce refroidissement. Le premier exemple de cette régionalisation de la forme du chemin a d'abord été mise en évidence près du détachement sud-tibétain (Hodges *et al.*, 1993) suivi par les exemples de la Crête (Jolivet *et al.*, 1996), de la fenêtre de l'Engadine (Bousquet *et al.*, 1998) ou de la fenêtre de Saih Hatat en Oman (Jolivet *et al.*, 1998).

5.2 La géochronologie

Les datations radiométriques de différents stades dans l'histoire rétrograde d'une roche métamorphique apportent, si ces stades bénéficient d'estimations Pression-Température fiables, de précieuses informations sur les vitesses de refroidissement et d'exhumation. On peut ainsi, à la lumière de cette approche P-T-t, remonter aux mécanismes d'exhumation.

Une partie des auteurs propose des vitesses d'exhumation reposant sur la datation des roches de HP telles que les éclogites (*s.l.*) de HP ou de UHP, et sur leur arrivée à l'affleurement. Ce genre d'approche présente l'inconvénient majeur de ne donner, par nature, que des taux moyens (Duchêne *et al.*, 1997; Platt et Whitehouse, 1999; Lopez Sanchez-Viscino, 2001). Dans ce cas, les taux proposés n'ont de sens réel que pour les seuls chemins montrant un refroidissement rapide post-HP (retour sur un gradient voisin du gradient prograde). Cette approche est d'autant plus « risquée » que dater réellement la haute pression est souvent vain, du fait que les températures de fermeture des minéraux sont thermo-dépendantes, et que le pic de pression ne correspond souvent pas au pic de température souvent plus tardif. Dans les cas d'exhumation en deux temps (décompression isotherme puis refroidissement

à base pression), ces taux moyens perdent leur signification, d'autant que dans ce cas, la première partie de l'exhumation est souvent très rapide (infiniment plus rapide que l'équilibre thermique) et qu'elle est suivie par une seconde partie beaucoup plus lente.

Des approches plus complexes se basent justement sur ces propriétés qu'ont les systèmes isotopiques à se « fermer » à une température, ou dans une gamme de températures durant le refroidissement de la roche (Dodson, 1973). Il est alors question de dater une roche avec tout un panel de méthodes avec des températures de fermeture balayant les conditions de température subies par la roche durant son histoire métamorphique. En revanche, les datations de roches de type HP/BT où les températures n'ont jamais dépassé la température de blocage, révèlent des âges de cristallisation. Le chemin P-T devient donc un chemin P-T-t capable de fournir des informations d'ordre cinétique sur l'exhumation elle-même, cinétique indicatrice elle-même des processus en jeu.

5.3 Les bassins sédimentaires

L'étude conjointe de l'évolution des bassins sédimentaires déposés en relation avec le mouvement sur les zones de cisaillement majeures apporte des contraintes complémentaires à celles obtenues avec l'étude « évolution P-T-t- ϵ ».

Tout d'abord, l'étude de la stratigraphie (*s.l.*) du remplissage des bassins, conduisant à la proposition de courbes de subsidence, est en général d'un ordre de grandeur mieux résolu en temps et en espace que les études visant à contraindre le cheminement dans le temps d'une roche métamorphique.

Suivant cette même idée, les contraintes apportées par l'étude des bassins sont synchrones de l'arrivée en sub-surface des roches métamorphiques, période qui n'est plus caractérisée par de nouvelles cristallisations minérales et donc en général mal contrainte en P-T. Les marqueurs temporels, pour les mêmes raisons, sont limités aux datations par traces de fission et U-Th-He, offrant la possibilité de dater l'âge de refroidissement sous les températures de 250-290°C pour les traces de fission sur Zircon (Tamagi et Shimada, 1996), ou de 110-60°C pour les traces de fission sur Apatite (Hurford *et al.*, 1990; Gunnell *et al.*, 2000).

L'étude des bassins environnant un dôme métamorphique, est également la seule capable de contraindre l'âge de la dénudation finale d'une unité métamorphique et son « arrivée » sous forme de sédiments dans le bassin. De plus, la quantification des volumes des bassins peut permettre une évaluation, même grossière, des quantités érodées et donc de remonter au relief, c'est-à-dire à une estimation des altitudes atteintes par les roches du dôme. Ainsi est il possible de remonter au terme de soulèvement (uplift), difficile à quantifier ailleurs que dans l'Actuel.

On comprend donc la nécessité de coupler les informations « de profondeur » (chemin P-T) et celles apportées par les bassins sédimentaires. Leurs enregistrements étant en partie synchrones, peuvent être corrélés.

5.4 Une étude intégrée

Les bassins dévoniens de l'Ouest de la Norvège sont de bons exemples des manifestations de surface des processus profonds associés au démantèlement tardi-orogénique du système calédonien et l'exhumation de ces roches métamorphiques. La lecture du cheminement de ces roches dans la croûte par le biais de l'étude de leur déformation montre une certaine cohérence dans le temps et dans l'espace depuis les premiers stades rétrogrades après le pic de pression aux stades tardifs, cassants. Dans cet exemple, de grandes zones de cisaillement comme celle d'Hornelen ou de Kramshesten montrent un continuum de déformation depuis des conditions ductiles, durant la rétroformation des roches de haute pression dans le faciès amphibolitique, jusqu'à des conditions cassantes où elles contrôlent la sédimentation des bassins (Seranne et Séguret, 1987; Osmundsen et Andersen, 1994; Andersen *et al.*, 1994).

Le bassin de Saint Florent, en Corse, montre le même genre de relations avec le massif métamorphique du Tende. Ici, le fonctionnement d'un accident extensif exhume ce massif préalablement porté à 8 kbar (Daniel *et al.*, 1996; Jolivet *et al.*, 1998) et contrôle plus tardivement sous des conditions cassantes, la sédimentation typique « syn-rift » de ce bassin.

D'autres cas sont plus discutés, comme celui de la Montagne Noire (Van Der Driessche et Brun, 1991; Brun et Van Der Driessche, 1994; Malavieille, 1993; Mattauer *et al.*, 1996). Dans ce cas, la géométrie même du dôme gneissique est controversée avec des modèles de formation de type « core-complex » ou à l'opposé, de type pli compressif (Mattauer *et al.*, 1996). Les bassins stéphaniens aux alentours, en particulier celui de Graissessac ont, de ce fait, une signification ambiguë. Certaines études montrent cependant des changements importants de cinématique dans les stades tardifs de l'exhumation du dôme avec des linéations ayant tendance à être plus ou moins radiales. Cette géométrie suggère un contrôle local de la déformation qui n'est plus seulement liée aux contraintes régionales (Malavieille, 1993; Brun et Van Der Driessche, 1994).

De même, les relations semblent complexes entre l'exhumation de la partie profonde de l'orogène « égéen » (Naxos, Ios) et les bassins sédimentaires miocènes déposés au toit des zones de cisaillement extensives. Le cas des Cordillères Bétiques s'inscrit dans la même thématique où les relations entre l'exhumation finale des roches métamorphiques et son expression de surface sont controversées. Dans le but de comprendre les modalités de l'exhumation, en particulier la fin de la remontée des roches métamorphiques des zones internes des Cordillères Bétiques, il a été réalisé une double approche « surface-profondeur », avec comme point commun l'activité des zones de cisaillement extensives. Le but de cette étude est d'apporter des contraintes supplémentaires sur les stades finaux de l'exhumation de roches métamorphiques, en particulier sur leurs mouvements verticaux par le biais de deux marqueurs de la déformation : les roches métamorphiques et les bassins sédimentaires étudiés conjointement. Ces deux systèmes enregistrent, en effet un signal tectonique unique « codé » de manière différente.

Chapitre II

De la Méditerranée aux zones internes des
cordillères bétiques

DE LA MEDITERRANEE AUX ZONES INTERNES DES CORDILLERES BETIQUES.....	49
1. EVOLUTION TERTIAIRE DE LA MEDITERRANEE.....	51
1.1 Situation actuelle.....	51
1.2 Une collision inachevée.....	52
1.2.1 Des domaines en subduction.....	53
1.2.2 Des collisions actives.....	54
1.2.3 De l'extension post-orogénique.....	54
1.3 Le domaine d'Alboran	55
1.4 Vers un modèle plus global.....	59
1.4.1 Evolution tertiaire de la Méditerranée	59
1.4.2 30 Ma: une date singulière	60
1.4.3 Un même moteur.....	62
2. LES CORDILLERES BETIQUES ET LEUR ZONE INTERNE	64
2.1 Anatomie de la chaîne.....	66
2.1.1 Les zones externes	66
2.2.2 Les flyschs.....	68
2.2.3 Le bassin du Guadalquivir.....	68
2.2 Les zones internes en détail.....	69
2.2.1 Le Complexe Malaguide.....	70
2.2.2 Le Complexe Alpujarride	72
2.2.3 Le Complexe Névado-Filabride	80
2.2.4 La compression du Tortonien Supérieur et la situation actuelle	86
2.2.5 Le problème de la formation des bassins sédimentaires miocènes supérieurs : .	88

1. Evolution Tertiaire de la Méditerranée

1.1 Situation actuelle

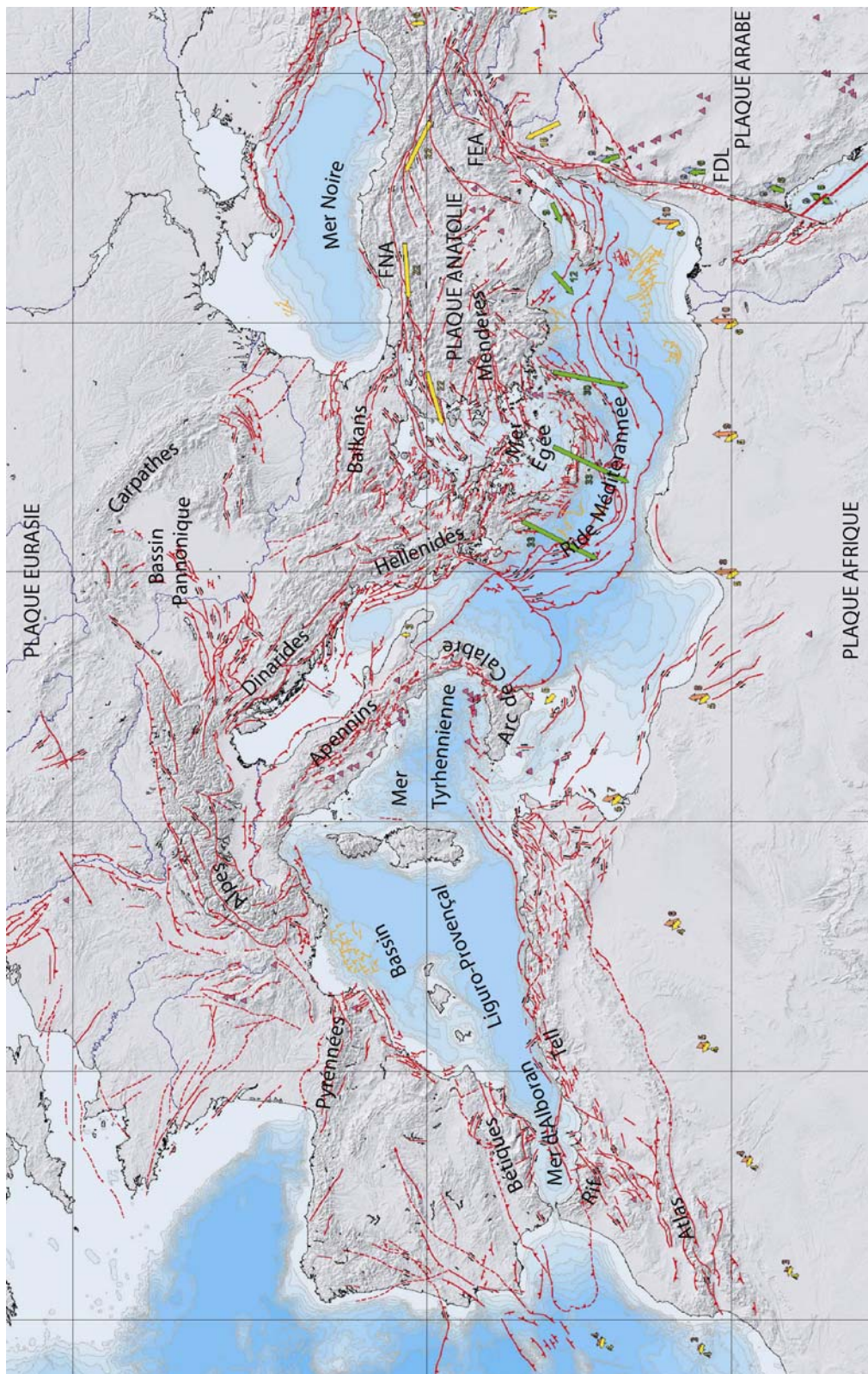


Figure II.1: Carte tectonique du domaine Méditerranéen. Les principaux accidents actifs sont indiqués ainsi que les vecteurs de la convergence Afrique-Eurasie (Eurasie fixe).

Le mouvement Afrique-Eurasie (AF-EU) consiste en une rotation de l'Afrique autour d'un pôle situé aux alentours des Canaries. Cela conduit à une direction de convergence plus ou moins N-S sur tout le domaine méditerranéen (Figure II.1). Dans le détail, on observe que la convergence est très oblique à l'Ouest dans l'arc Bétiques-Rif, où elle est NW-SE, devenant de plus en plus N-S en allant vers l'Est. La vitesse de convergence évolue également d'Ouest en Est régulièrement depuis 0,3-0,4 cm.an⁻¹ jusqu'à environ 1cm.an⁻¹ (Demets *et al.*, 1990). Cette convergence est néanmoins absorbée par de nombreux segments orogéniques d'orientations variées conduisant à des directions locales de raccourcissement montrant de fortes fluctuations.

A l'extrémité Est du domaine, le bloc Anatolien « coulisse » très rapidement entre les failles Nord et Sud Anatolienne (Figure II.1). La configuration de cette région fut d'abord décrite comme un exemple (le premier) d'extrusion de blocs le long d'accidents décrochants (McKenzie, 1972, 1978; Le Pichon *et al.*, 1995; Armijo *et al.*, 1999). Les données GPS ont montré que venait s'ajouter à cette extrusion une déformation extensive interne, montrant que l'Anatolie ne se comporte pas comme un bloc rigide (Le Pichon *et al.*, 1995; McHusky *et al.*, 2000; Reilinger *et al.*, 2000). La convergence entre l'Afrique et l'Eurasie, au niveau de la ride méditerranéenne est donc la somme du mouvement AF-EU ($\approx 0,9$ cm.an⁻¹), et les 3 à 3,5 cm.an⁻¹ mesurés le long de la faille Nord Anatolienne. Le mouvement résultant donne une convergence rapide de l'ordre de 4 à 4,5 cm.an⁻¹ avec une direction NNE-SSW au niveau de la ride méditerranéenne (Armijo *et al.*, 1999).

Quelque soit le modèle de reconstruction, la région des Cordillères Bétiques est actuellement soumise à une convergence faible, de l'ordre de 0,4-0,5cm.an⁻¹ (Noquet *et al.*, 2003). Cet état de contraintes contrôle actuellement le fonctionnement de nombreuses failles décrochantes importantes comme les failles de Palomares, Carboneras, Lorca-Totana délimitant une mosaïque de petits blocs (Bell *et al.*, 1997; Faulkner *et al.*, 2003; Booth-Rea *et al.*, 2003) ainsi que des topographies élevées dans la région. Les effets de cet événement compressif seront largement développés plus bas.

1.2 Une collision inachevée

L'ouverture de l'Océan Téthysien, très étroit dans cette région, a fragmenté les masses continentales gondwaniennes en de nombreux fragments continentaux limités par les domaines transitionnels ou océaniques étroits. La zone de collision Afrique-Eurasie possède, en partie pour cette raison, une géométrie complexe. De ce fait, la collision entre l'Afrique et l'Eurasie a atteint des états d'avancement différents selon les segments. Des segments sont encore en subduction alors que d'autres sont en collision, voire déjà en extension post-collisionnelle.

Cette situation permet, selon les coupes, de remonter dans le temps depuis le stade de subduction océan-continent jusqu'à la disparition des chaînes par des processus tectoniques tardi-orogéniques. La carte de la Figure II.2 montre la situation tectonique actuelle avec trois coupes représentatives illustrant 3 états d'avancement des systèmes orogéniques méditerranéens (A, B, C) qui vont maintenant être décrits succinctement.

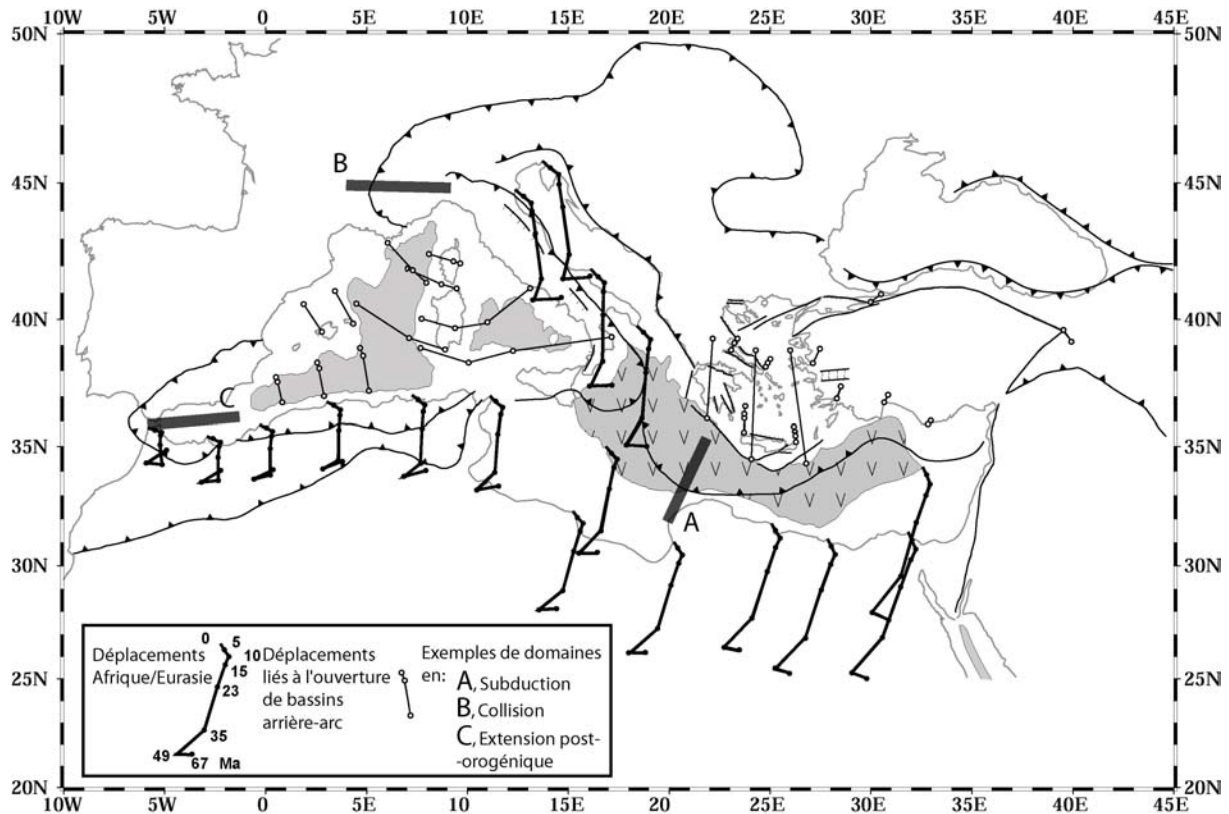


Figure II.2: Carte de la région méditerranéenne montrant les vecteurs déplacement depuis le Crétacé Terminal à l'actuel (Dewey et al., 1989). Sont figurés également les vecteurs déplacement de l'extension arrière-arc. D'après Jolivet et al (2003).

1.2.1 Des domaines en subduction

Il subsiste deux domaines de subduction « océan-continent » relativement étroits en Méditerranée orientale. Ces subductions ne concernent que la partie océanique de la plaque africaine, ultime relique de l'Océan Téthysien et sont marquées par les arcs Calabrais et Helléniques. En arrière, se situent les arcs volcaniques des Iles Eoliennes et des Cyclades du Sud (Milos, Santorin) caractérisés par des magmas calco-alcalins typiques. La structure la plus importante de cette partie de la Méditerranée est le prisme d'accrétion sédimentaire de la ride méditerranéenne, très impressionnant de part sa taille (Figure II.2, coupe A). Le front de ce prisme est actuellement en pied de marge libyenne, profilant le début de son inversion et l'accrétion d'unités continentales au prisme.

Ces deux zones de subduction passent latéralement à des segments de collision dans les Magrébides (s.l.) à l'Ouest et aux chaînes du Sud de la Turquie à l'Est.

Il est fort probable que des roches de HP s'y forment actuellement et y soient exhumées (exhumation syn-collisionnelle), en particulier dans le prisme de la ride méditerranéenne. Les roches métamorphiques de Crète témoignent d'un tel fonctionnement durant le Miocène Inférieur à Moyen (20Ma).

1.2.2 Des collisions actives

La chaîne des Alpes (Figure II.2, coupe B) est l'exemple le plus caractéristique de collision des chaînes alpines méditerranéennes, en montrant toutes les caractéristiques. Elle permet d'illustrer les processus précoces dans la formation d'une chaîne; processus qui ont été en partie effacés dans d'autres chaînes comme c'est le cas pour l'Himalaya.

En effet, les Alpes montrent bien les déformations précoces de la marge passive Eurasienne et le métamorphisme HP/BT associé.

L'architecture de la chaîne, de part sa structure et son métamorphisme rappelle le fonctionnement d'un prime d'accrétion (Platt, 1986) d'abord sédimentaire devenant ensuite crustal et enfin lithosphérique avec décalage et redoublement local du Moho (Profil ECORS; Nicolas *et al.*, 1990; Roure *et al.*, 1990; Agard et Lemoine, 2002). La grande différence avec l'Himalaya est que, dans ce cas-là, les chevauchements frontaux (MCT et MBT) affectent la croûte indienne, bien au delà de la marge passive, dans la zone de croûte d'épaisseur « normale ». L'accrétion de ces unités de croûte, provoque en avant, leur chevauchement direct sur les sédiments molassiques. Il en résulte un métamorphisme inverse dans le mur dont la libération de fluides provoque de la fusion partielle dans l'unité du toit. L'histoire métamorphique antérieure en est fortement affectée et les roches actuellement à l'affleurement sont plutôt du type HT-PI voire HT-BP.

Le front Pennique, un des accidents chevauchants majeurs des Alpes, interprété comme la suture entre l'Afrique et l'Eurasie, est à l'heure actuelle caractérisé par une sismicité de type extensif alors que les chevauchements à l'avant sont toujours actifs (Pavoni et Roth, 1990; Sue *et al.*, 1999). L'extension est bien connue dans les Alpes Suisses et Autrichiennes où de grandes zones de cisaillement extensives ont exhumé, en particulier, la fenêtre des Tauern ou le dôme Lépointin, des roches métamorphiques caractérisés par une évolution métamorphique comprenant un épisode de HT post-HP (650°C et 6 kbars, Merle *et al.*, 1989).

1.2.3 De l'extension post-orogénique

Les domaines en extension (*s.l.*) sont une des caractéristiques majeures du domaine méditerranéen. Malgré des vitesses de convergence faibles, la région n'a cessé d'être en convergence depuis le Crétacé Supérieur alors que de nombreux bassins à croûte amincie voire océanique se sont ouverts avec des directions variables (Figure II.2, coupe C). Ces grands bassins sédimentaires extensifs sont structuralement superposés à des chaînes de collision désormais démantelées. Dans la Méditerranée occidentale, les bassins Liguro-Provençaux ainsi que la Mer d'Alboran sont situés à l'emplacement des zones internes des Bétiques-Maghrébides et des Apennins, formant un segment orogénique visiblement unique (Figure II.2, Bouillin, 1986; Royden, 1993; Jolivet et Faccenna, 2000; Jolivet *et al.*, 2003; Platt *et al.*, 2003). La Mer Tyrrhénienne est également située à l'emplacement des zones internes des Apennins internes et de la Corse alpine, surimposée à leurs structures compressives. De même, la Mer Egée est située sur l'emplacement d'une chaîne de montagnes faisant le lien entre les Hellénides (Grèce) et les Taurides (Turquie).

Le Bassin Panomien entre également dans cette catégorie de segments orogéniques en extension distribuée alors que la convergence n'a pas cessé d'être active.

Comme le montre la Figure II.2, les directions d'extension sont variables d'un exemple à l'autre. A l'échelle d'un de ces exemples, elles décrivent également des mouvements extensifs centrifuges depuis la chaîne initiale, donnant lieu à des bordures très arquées.

Le deuxième point commun de ces bassins est la simultanéité de leur rifting. En effet, le rifting s'initie un peu partout à l'Oligocène vers 30Ma suivi de l'océanisation du bassin Liguro-Procencal entre 24 et 19 Ma (Jolivet et Faccenna, 2000; Rosenbaum *et al.*, 2002; Jolivet *et al.*, 2003). L'extension est toujours active dans la Mer Tyrrhénienne et dans le domaine égéen .

Les raisons avancées pour expliquer un tel changement de cinématique seront discutées plus bas, après être revenu sur l'évolution tertiaire du domaine d'Alboran et plus généralement de la Méditerranée.

1.3 Le domaine d'Alboran

Les bassins extensifs associés à une situation géodynamique en convergence sont communs dans l'Ouest du Pacifique ainsi qu'en Méditerranée (Vine et Smith, 1981). En revanche, si la plupart des bassins de l'Ouest Pacifique sont expliqués en terme de bassins d'arrière-arc ouverts avec le retrait de la zone de subduction, l'origine des bassins méditerranéens est plus controversée. En particulier, l'origine de la Mer d'Alboran, ceinturée par l'arc Bétiques-Rif (ou Arc de Gibraltar) pose des problèmes d'ordre géométrique de part son « étroitesse » (Royden, 1993; Lonergan et White, 1997; Jolivet *et al.*, 2003).

Trois principaux modèles tectoniques ont été proposés pour expliquer la genèse et l'évolution du domaine d'Alboran. On distingue (1) les modèles faisant intervenir le mouvement rapide vers l'Ouest d'un bloc continental rigide; (2) la perte convective de la racine ou la délamination de la racine lithosphérique et (3) le retrait de la zone de subduction. Depuis une dizaine d'années, depuis le travail de Royden (1993) en particulier, les arguments sont en faveur du retrait du slab.

Le premier modèle proposé est celui du mouvement vers l'Ouest du bloc rigide « de la microplaque Alboran » (Andrieux, 1971; Leblanc et Olivier, 1984; Durand-Delga et Olivier, 1988; Sanz de Galdeano, 1990) rend bien compte des chevauchements dirigés vers l'extérieur de la chaîne et met en avant l'existence des grandes failles décrochantes de Crevillente dans les Bétiques et du Nékor dans le Rif. Ce modèle fut ensuite déconsidéré quand l'importance de l'extension fut démontrée, tant dans la mer d'Alboran, que dans les zones émergées environnantes (García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993; Crespo-Blanc *et al.*, 1994).

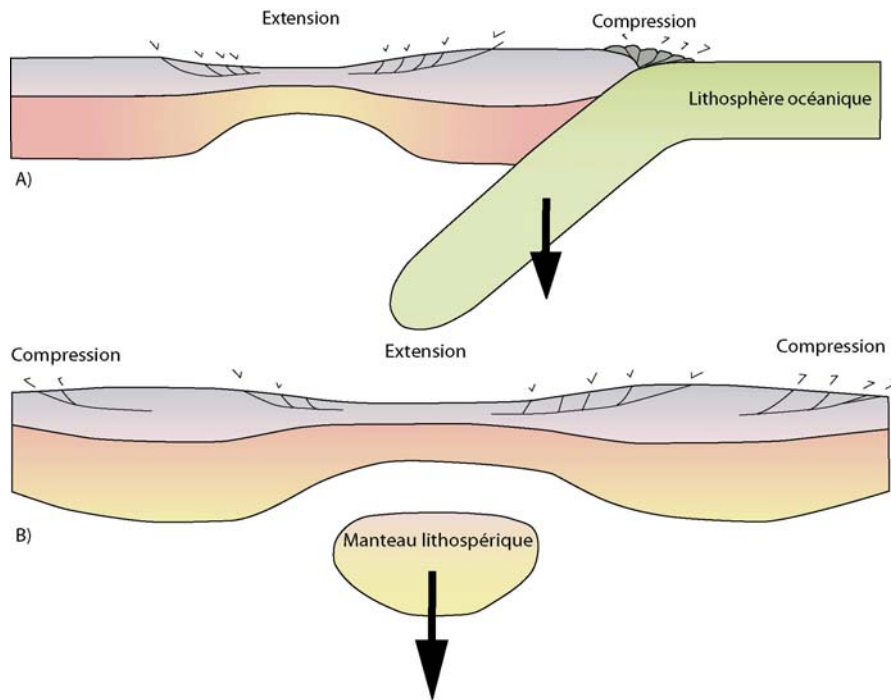


Figure II.3: Schéma des deux modèles privilégiés pour expliquer l'évolution de la Mer d'Alboran : le retrait de la fosse de subduction et la perte de la racine crustale. Modifié, d'après Platt *et al.* (1998).

Le paradoxe de raccourcissements importants dans les zones externes et d'extension distribuée en arrière ainsi que le caractère (semi-) circulaire de l'orogène ont poussé Dewey (1988), Platt et Vissers (1989) ainsi que Doblas et Oyarzun (1989) à proposer que la mer d'Alboran et les chaînes de montagnes environnantes soient le résultat de l'effondrement gravitaire d'une lithosphère préalablement épaissie (Figure II.3). Ce modèle reprend les résultats géophysiques de Grimson et Chen (1986) montrant l'existence d'un fragment de lithosphère détaché (Figure II.3). A la lumière de nouvelles données de terrains et géophysiques, ce modèle a ensuite été également proposé par de nombreux autres auteurs (Platzman, 1992; Platt et England, 1994; Vissers *et al.*, 1995; Orozco *et al.*, 1998). Les données d'inversion sismique (Grimson et Chen, 1986; Seber *et al.*, 1996; Calvert *et al.*, 2000) montrent un « gap » de sismicité, caractérisé par une forte atténuation des vitesses sismiques (disparition des ondes de cisaillement), situé au dessus d'un volume sismiquement actif, caractérisé en revanche par de fortes vitesses sismiques (Figure II.4). Cette zone de forte atténuation correspond à une forte anomalie négative de gravité (Banda *et al.*, 1980; Torné *et al.*, 2000), à la cartographie des épanchements volcaniques néogènes (Comas *et al.*, 1992, 1999; Maillard et Mauffret, 1993) et à de fortes anomalies de flux de chaleur (Polyak *et al.*, 2000).

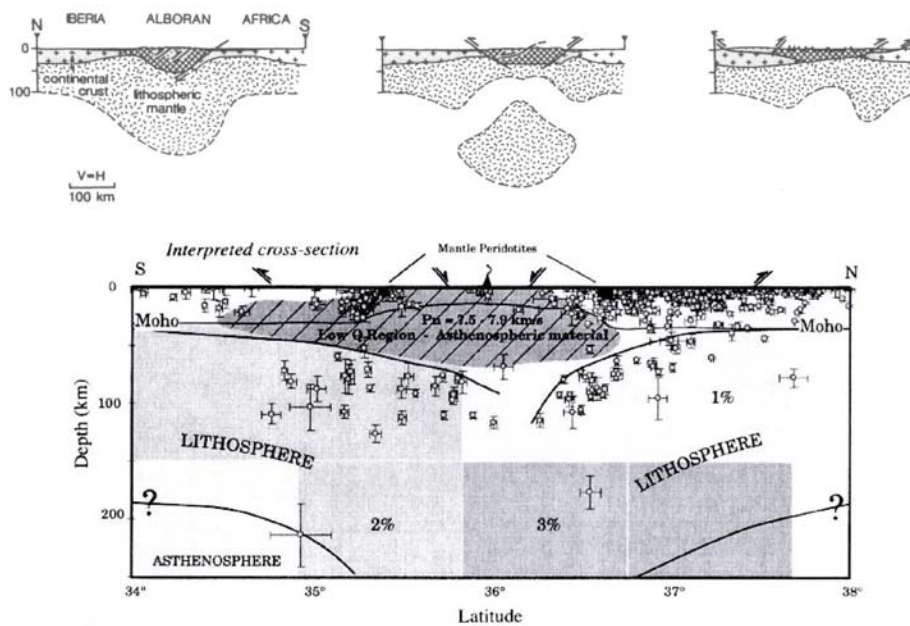


Figure II.4: Schéma de l'évolution de la lithosphère dans le modèle de délamination tel qu'il a été proposé par Platt et Vissers (1989). Coupe S-N interprétée du domaine d'Alboran montrant le « gap » de sismicité entre 20 et 60 km, caractérisé par ailleurs par des vitesses sismiques faibles (Seber et al., 1996).

Le dernier modèle, initialement proposé par Malinverno et Ryan (1986), et Royden (1993) repose sur les effets du retrait d'une zone de subduction sur la plaque supérieure (Figure II.3). En effet, de nombreuses zones de subduction se retirent de leurs arcs (qui reculent également) dans le référentiel des points chauds (Dewey, 1980). Ce retrait des zones de subduction génère et entretient l'extension d'arrière-arc dans la plaque supérieure, ce qui représente un des principaux moyens de relâcher l'énergie potentielle stockée dans les zones à lithosphère épaissie. Ce processus est une conséquence de la subduction d'une vieille lithosphère froide et donc plus dense que le manteau dans lequel elle a tendance à couler (Le Pichon et Angelier, 1981). Lonergan et White (1997) ont synthétisé les données de différents domaines des géosciences en faveur de ce modèle (Figure II.5):

(1) Les données du paléomagnétisme (Figure II.5A) montrent que les zones externes des Cordillères Bétiques ont subi des rotations post-oligocènes autour d'axes verticaux d'environ 130° dans le sens des aiguilles d'une montre (Allerton *et al.*, 1993; Platt *et al.*, 1995). Dans le Rif, les rotations mesurées sont également très importantes, de l'ordre de 100° mais dans le sens inverse des aiguilles d'une montre (Platzman *et al.*, 1993). Ces rotations semblent s'initier à la limite Oligo-Miocène et se prolonger durant une grande partie du Miocène (Allerton *et al.*, 1993) avec des taux de rotation compris entre 6 et $18^\circ/\text{Ma}$ entre 22 Ma, date à laquelle le raccourcissement a affecté les zones externes, et 15 Ma (Langhien) dont les sédiments ne sont pas déformés (Kissel & Laj, 1988; Lonergan *et al.*, 1994).

(2) L'âge et la nature du volcanisme (synthétisés également par Duggen *et al.* 2003) montrent à l'échelle de l'Ouest de la Méditerranée une migration très claire Figure II.5B: depuis des magmas calco-alcalins sur les marges de l'Océan

Liguro-Provençal entre 35 et 20 Ma jusqu'à ceux de la Mer d'Alboran et du Cabo de Gata entre 15 et 8Ma (Bellon, 1981; Rehault *et al.*, 1985) suivis par des magmas alcalins et tholéïtiques formant tant le fond des bassins Liguro-Provençal et Tyrrhénien, que de nombreux massifs à la périphérie de ces bassins (Kastens *et al.*, 1988; Kastens et Mascle, 1990; Serri *et al.*, 1993; Maillard et Mauffret, 1993).

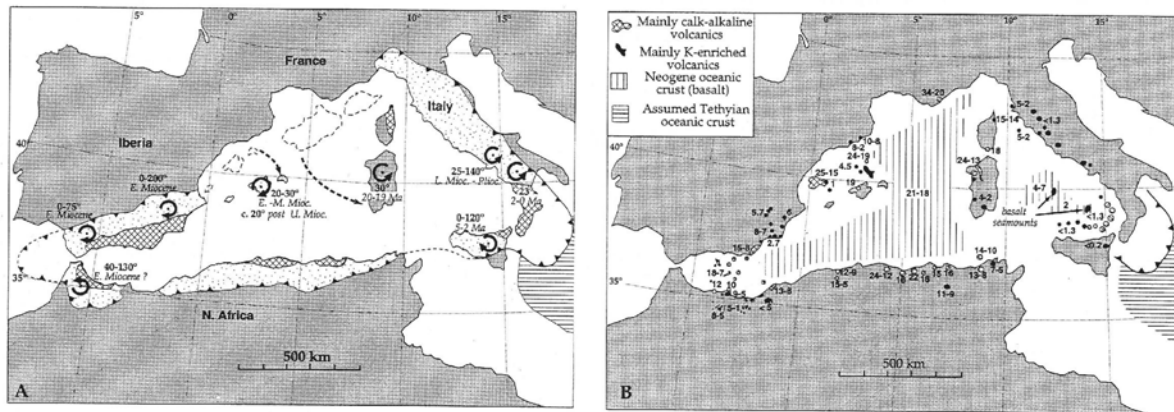


Figure II.5: Carte de la Méditerranée occidentale montrant les rotations paléomagnétiques ainsi que la nature et l'âge du volcanisme (Lonergan et White, 1997).

(3) Plus récemment (Figure II.6), des études de tomographie sismique (Gutcher *et al.*, 2002; Spakman et Wortel, 2004) ont imagé avec une grande résolution, un corps « rapide » à pendage E sous la Mer d'Alboran, interprété comme la trace d'un panneau plongeant de la même façon que pour les arcs calabrais et hellénique (Bijuraard *et al.*, 1998; Spakman *et al.*, 1988, 1993; Wortel et Spakman, 2000; Piromallo et Morelli, 2003; Spakman et Wortel, 2004).

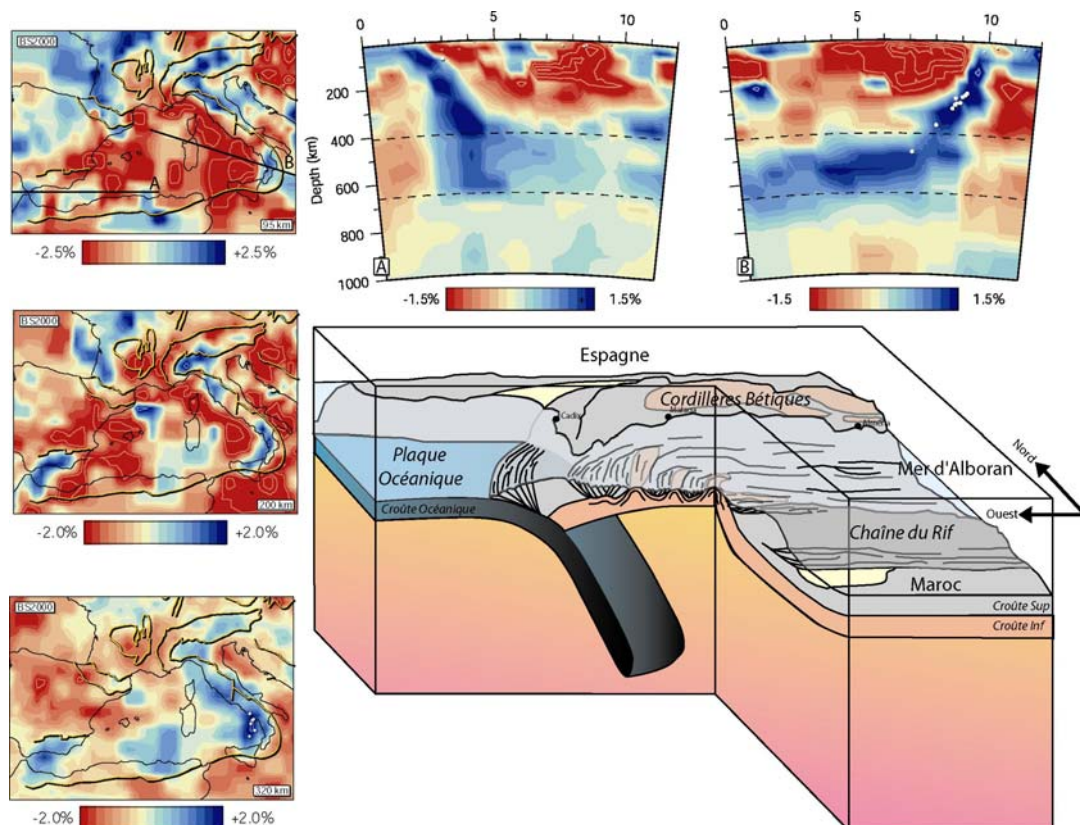


Figure II.6: Vue en carte et en coupe de tomographie sismique (Spakman et Wortel, 2004) et schéma 3-D de l'arc Bético-Rifain et de la Mer d'Alboran. Inspiré de Gutcher et al. (2002) et Spakman et Wortel (2004).

1.4 Vers un modèle plus global

1.4.1 Evolution tertiaire de la Méditerranée

Comme nous l'avons vu précédemment, le domaine méditerranéen est soumis, depuis le Crétacé Supérieur, au mouvement de convergence Afrique-Europe. Dans ce contexte géodynamique, pourtant relativement simple, l'évolution tertiaire de la Méditerranée apparaît comme très complexe, évoluant avec une dynamique propre n'étant pas uniquement liée à la convergence.

L'évolution du domaine méditerranéen se divise en deux parties distinctes. Pour l'illustrer, nous nous baserons sur les reconstitutions de Jolivet *et al.* (2003).

Du Crétacé Supérieur à l'Eocène Inférieur, la fermeture progressive de l'Océan Ligure provoque la formation de roches de HP dans les Alpes et en Corse alpine, alors que des nappes ophiolitiques se mettent en place de la Turquie jusqu'en Oman, (Ricou *et al.*, 1986). Entre 67 et 49 Ma (Figure II.7), la convergence est relativement E-W (Dewey *et al.*, 1989), permettant une convergence faible sous les domaines calabrais, maghrébins et sous le futur domaine d'Alboran. De l'Eocène Supérieur à l'Oligocène inférieur (35-30 Ma), la subduction de l'océan situé au nord de la future plaque arabe s'achève et la collision directe entre l'Afrique et l'Europe débute (Figure II.7). Une forte réduction de la vitesse absolue vers le Nord de l'Afrique s'initie, et le régime tectonique change de façon importante (Jolivet et Faccenna, 2000). Les dernières roches de Haute Pression des Alpes sont exhumées de même que les Schistes Bleus Cycladiques. Sur ce transect, l'extension est déjà active dans le Rhodope (Figure II.7).

De l'Oligocène Supérieur au Miocène Moyen (de 30 à 10 Ma), les panneaux plongeants des zones d'Océan Mésogéen qui n'ont pas encore été subductés sont bloqués du fait des collisions effectives latérales et « coulent » dans le manteau, occasionnant un recul rapide de la zone de subduction (Jolivet et Faccenna, 2000). Une extension distribuée s'initie dans les plaques chevauchantes formant les nombreux bassins extensifs dans les domaines égéen, tyrrhénien, panonnien et alboran (Figure II.7). Ces domaines sont caractérisés par des croûtes continentales amincies voire des croûtes océaniques (Gueguen *et al.*, 1998). Cette extension, post-orogénique par nature, permet l'exhumation finale des roches métamorphiques en contexte d'arrière-arc, déjà initiée en contexte syn-orogénique comme c'est le cas, par exemple dans les Schistes Bleus Cycladiques (Parra *et al.*, 2002) ou dans le domaine tyrrhénien (Fournier *et al.*, 1991; Jolivet *et al.*, 1991; Brunet *et al.*, 2000). Du Miocène Supérieur à l'Actuel (10 à 0Ma), les zones de subduction continuent à migrer vers les « bordures libres » et consomment à l'heure actuelle les derniers restes océaniques de l'Océan Téthysien. La subduction active concerne à l'heure actuelle, l'arc de Calabre et la

fosse hellénique, en arrière de la ride méditerranéenne. Cette dernière est d'ailleurs en train de chevaucher le pied de la marge libyenne (Figure II.7).

1.4.2 30 Ma: une date singulière

Jolivet et Faccenna (2000) remarquent le synchronisme des épisodes de rifting responsables de la naissance des grands bassins sédimentaires méditerranéens sous croûte continentale amincie ou croûte océanique (Figure II.7). Les bassins sédimentaires, même s'ils sont « syn-rift », sont quasiment systématiquement plus récents de plusieurs millions d'années, que les âges radiométriques sur les dômes métamorphiques extensifs.

Les « metamorphic core complexes » des Cyclades, représentant les premiers stades d'extension post-orogénique datent de l'Oligocène Supérieur à la base du Miocène (Lister *et al.*, 1984; Gautier et Brun, 1994; Jolivet *et al.*, 1994). L'âge des premiers sédiments déposés sur ces roches métamorphiques est aquitanien. Cette extension est d'ailleurs toujours active, le front de subduction étant relégué à l'avant de la ride méditerranéenne.

L'exhumation de roches de type HP-BT dans les zones internes des Carpathes s'échelonne entre 45 et 30 Ma (Von Blanckenburg et Davies, 1995). Les premiers sédiments déposés dans le Bassin Panomien en positions syn-rift sont datés de la fin de l'Oligocène au début du Miocène (Horvath, 1993).

Le rifting du bassin Liguro-Provençal débute à environ 30 Ma. Les premiers sédiments syn-rift ont 29 Ma dans le Golfe du Lion (Gorini *et al.*, 1994; Séranne, 1999), 30 Ma sur la marge ouest de la Sardaigne (Cherchi and Montadert, 1982) et 28 Ma dans la région d'Alicante (Fossé de Valence, Geel, 1995). Ces âges sont confirmés par les âges de refroidissement des roches exhumées durant le soulèvement des épaules du rift d'environ 27 ± 2 Ma de part et d'autre du bassin (Jakni *et al.*, 2000). Cette extension est également responsable de l'exhumation finale des roches de HP de Corse alpine, préalablement en partie exhumées en contexte syn-collisionnel. Les âges radiométriques des phases finales de l'exhumation sont systématiquement compris entre 30 et 25 Ma (Thomson, 1998; Brunet *et al.*, 2000). L'extension du domaine tyrrhénien est, par contre beaucoup plus récente et d'ailleurs toujours active (Sartori *et al.*, 1987; Patacca *et al.*, 1990). La compression et l'épaississement crustal sont aujourd'hui localisés dans l'Est des Apennins.

Enfin, le domaine d'Alboran montre les signes d'un premier épisode extensif à la limite Oligocène-Miocène (Lonergan et White, 1997; Platt et Whitehouse, 1999). Les sédiments syn-rift associés les plus anciens sont datés de la fin de l'Aquitainien (22-23 Ma). Cette phase d'extension accompagne l'exhumation de roches de haut grade (gneiss; Platt *et al.*, 1996, 1998; Comas *et al.*, 1999) ayant révélé un âge de 27 Ma, interprété comme le début de l'extension (Platt *et al.*, 1998).

La transition depuis un régime compressif responsable de l'épaississement de la marge sud-eurasienne, à un régime extensif se situe, depuis le domaine égéen jusqu'au du d'Alboran aux alentours de 30Ma. Les fossés de l'Europe de l'Ouest, plus anciens (Eocène-Oligocène) semblent obéir à une autre logique.

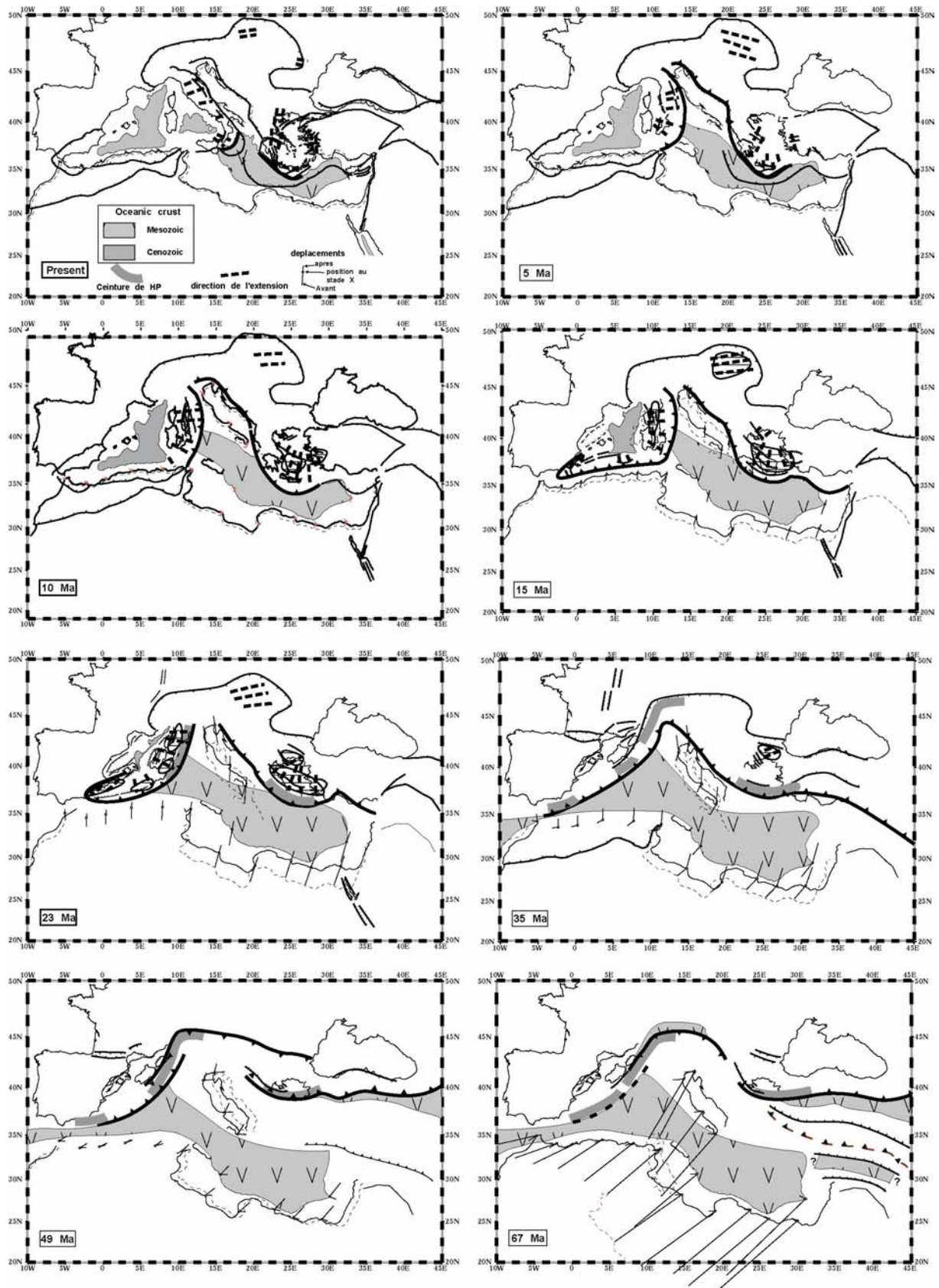


Figure II.7: Reconstitutions cinématiques du domaine Méditerranéen depuis 67 Ma à l'Actuel (Jolivet et al., 2003) avec cinématique Afrique-Eurasie de Dewey et al. (1989)

1.4.3 Un même moteur

De nombreuses reconstructions cinématiques sont proposées pour le domaine méditerranéen (Dercourt *et al.*, 1986; Savostin *et al.*, 1986; Dewey *et al.*, 1989; Dercourt *et al.*, 1993; Yilmaz *et al.*, 1996). De façon assez unanime, ces auteurs proposent une augmentation importante du taux de convergence entre l'Europe et l'Afrique à environ 35-30 Ma, suivie d'une forte diminution depuis des vitesses de 1.5 à 0.5 cm.an⁻¹ vers 20 Ma. D'autre part, ces mêmes auteurs proposent une forte diminution des vitesses absolues de l'Afrique après 40 Ma vers 35-30Ma (diminution de moitié). Le mouvement absolu de l'Afrique est quoiqu'il en soit plus important que la vitesse de convergence entre les plaques, puisque l'Eurasie est également animée d'un mouvement vers le Nord (Gordon et Jurdy, 1986).

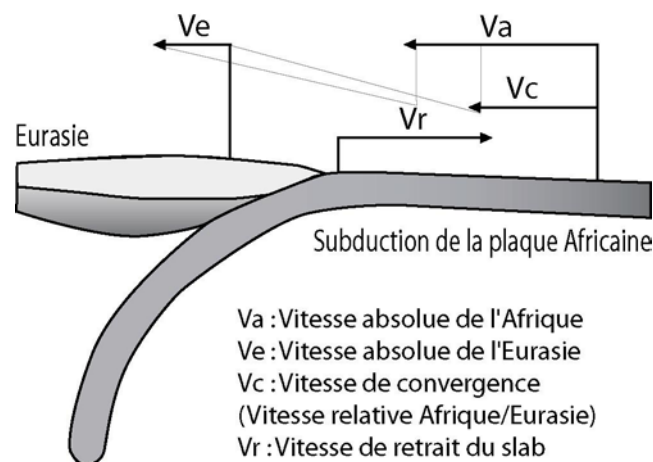


Figure II.8: Schéma de principe montrant les conditions sur différents vecteurs-vitesses responsables du retrait de la zone de subduction (Jolivet et Faccenna, 2000).

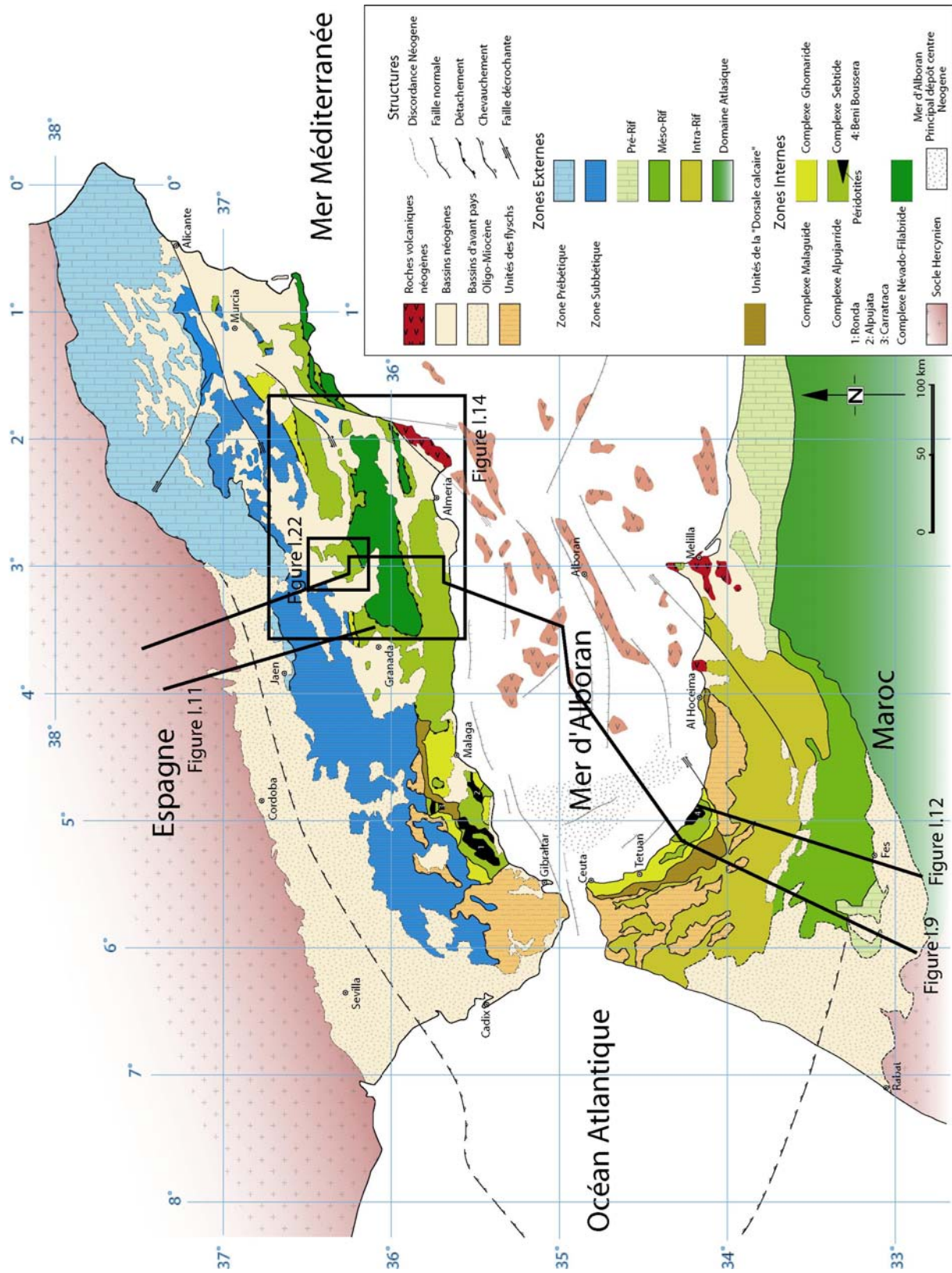
Jolivet et Faccenna (2000) ont étudié l'effet que pouvait induire le ralentissement du mouvement absolu de l'Afrique sur l'augmentation de la vitesse de retrait du panneau plongeant responsable de l'extension arrière-arc (Figure II.8). Comme l'ont montré Taylor et Karner (1983), les relations entre les paramètres cinématiques du système (Figure II.8) et l'extension arrière-arc peuvent être appréhendées de deux façons. La première, intuitive, considère que l'extension arrière-arc peut se produire quand la vitesse de retrait (V_r) devient supérieure à la vitesse (V_c) de convergence (Molnar et Atwater, 1978). L'autre approche considère le panneau plongeant comme ancré dans le manteau (Uyeda et Kanamori, 1979). Dans ce cas, les auteurs proposent que l'extension arrière arc puisse se produire si le vecteur « vitesse absolue » de la plaque supérieure (Eurasie, V_e) est opposé à celui du retrait du slab (Chase, 1978) ou que la vitesse de retrait devient plus importante que la vitesse absolue de la plaque supérieure (Dewey, 1980). Il est généralement accepté que la vitesse de convergence soit indépendante de l'état de contrainte de la plaque supérieure (Dewey, 1980; Bevis *et al.*, 1995) rendant fondamentales les vitesses absolues des plaques. Dans le cas de la Méditerranée, il est important de noter qu'une augmentation de la vitesse de convergence, comme c'est le cas entre 35 et 20 Ma n'augmente la compression horizontale que dans les zones de collision effectives

mais pas nécessairement dans les zones de subduction qui peuvent rester faiblement couplées.

Il semble donc que la diminution de la vitesse absolue de l'Afrique soit la cause première de l'initiation des processus extensifs sur l'intégralité du domaine méditerranéen.

La forte diminution du mouvement de la plaque Afrique est interprétée comme étant le résultat de la collision effective, mais locale, entre l'Afrique et l'Eurasie (Jolivet et Faccenna, 2000) à l'Est et à l'Ouest. Vers 35 Ma, une large portion d'Océan Téthysien reste à subduire dans la partie centrale du domaine. A cette période, le ralentissement important et brutal du mouvement absolu de l'Afrique change le bilan des forces au niveau des zones de subduction, évoluant quasi-exclusivement avec les forces produites par « l'effondrement » et le retrait du panneau plongeant africain. La réduction du mouvement absolu du bloc indien est interprétée de la même façon, invoquant les conséquences de la collision himalayenne il y a 45 Ma (Patriat et Achache, 1984).

2. Les Cordillères Bétiques et leur zone interne



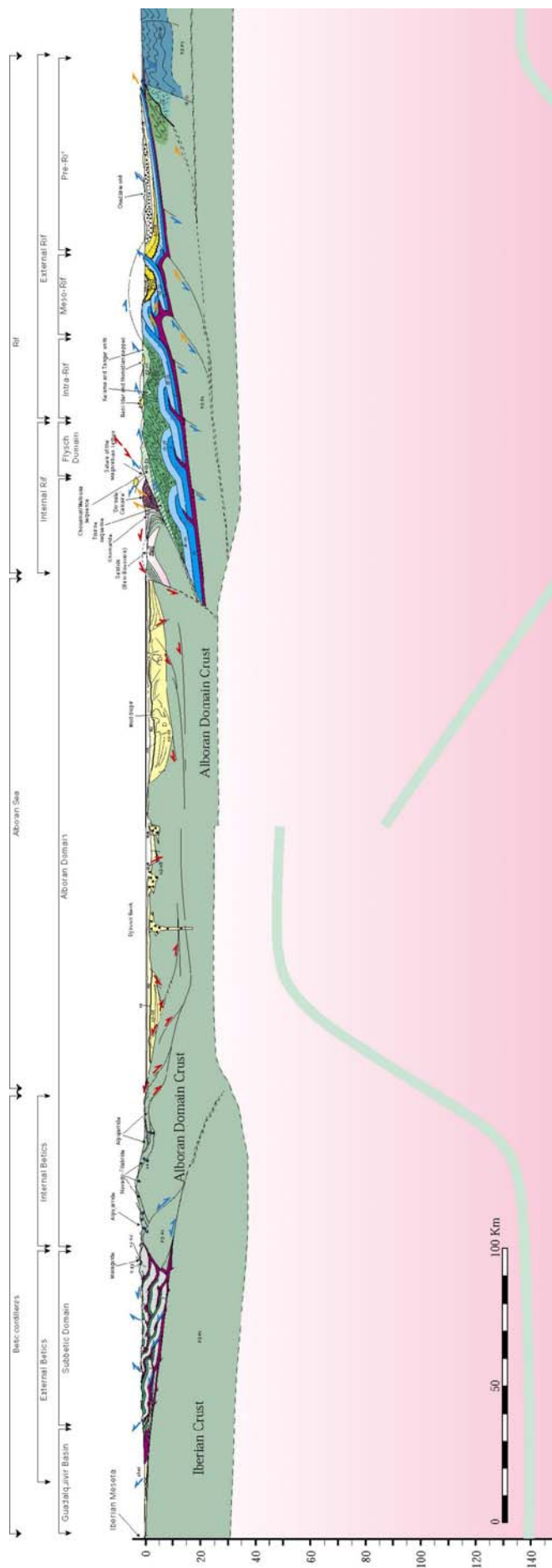


Figure II.9 (Page précédente): Carte des principaux éléments tectoniques de l'arc Bético-Rifain compilation des travaux de Comas et al. (1992); Viissers et al. (1995); Michard et al., 2001; Sanchez-Gomez et al. (2002). Sont indiqués les zones externes, pré et sub-Bétiques au Nord et pré-, méso et intra-Rifaines au Sud, les unités de flyschs et le domaine d'Alboran (zones internes). Sont représentés dans les zones internes, les massifs péridotitiques intercalés dans les unités du complexe Alpujarride, situé structurellement entre les complexes Malaguide (peu métamorphique) et Névalo-Filabride (en partie éclogitique). Figure II.10: coupe N-S de l'arc Bético-Rifain (Frizon de Lamotte et al., 2004).

2.1 Anatomie de la chaîne

A grande échelle, l'arc Bétiques-Rif apparaît comme une chaîne relativement symétrique (Figure II.9 et II.10). De l'extérieur de l'arc vers la mer d'Alboran, on distingue un avant-pays principalement paléozoïque structuré pendant l'orogénèse Varisque sur lequel sont charriées les paléo-marges de l'Océan téthysien vers le Nord et le Nord-Ouest dans les Cordillères Bétiques et vers le Sud et Sud-Ouest dans le Rif. L'Ouest de ces zones externes, non métamorphiques, est recouvert tectoniquement de nappes de flyschs. Lors de la mise en place de ces nappes de charriage, se développent en avant de larges bassins d'avant-pays : le bassin du Guadalquivir en Espagne et le bassin du Gharb au Maroc. Le cœur de l'arc, formé par la frange sud des Cordillères Bétiques et l'extrême Nord du Rif ainsi que le substratum de la Mer d'Alboran, forme les zones internes, métamorphiques et intensément déformées. Dans cet exposé, ne sera développée que la partie « Bétique » de l'édifice, en indiquant dès que possible les différences et les analogies principales avec le Rif.

2.1.1 Les zones externes

Les zones externes représentent actuellement une bande d'une centaine de kilomètres de large au Nord et dans l'alignement de la chaîne (WSW-ENE). Comme nous l'avons vu précédemment, les zones externes représentent la marge continentale ibérique (ou eurasiatique) de l'Océan Téthys et sont subdivisées sur des critères essentiellement paléogéographiques (Garcia-Hernandez *et al.*, 1980).

Durant le Trias Supérieur et le Jurassique Inférieur, la sédimentation est typique d'une mer peu profonde (dépôts d'évaporites et carbonates néritiques) et très homogène. Cette période est néanmoins caractérisée par une déformation extensive syn-sédimentaire importante, permettant l'accumulation de grandes quantités de sédiments (environ 1000m, Vera, 2001). La limite Domérien-Callovien se caractérise par un épisode extensif responsable de l'individualisation de deux domaines « paléo-géographiquement » contrastés dont résulte la division des zones externes en deux sous-zones. On distingue alors une zone Nord, dite prébétique, conservant des faciès néritiques (Molina *et al.*, 1991) et une zone sud, dite subbétique, caractérisée par des faciès profonds, pélagiques, riches en niveaux de radiolarites (Garcia Hernandez *et al.*, 1980). Cet épisode est interprété comme le principal évènement responsable du rifting téthysien accompagné dans les zones les plus méridionales par du volcanisme sous-marin.

Cette zone, est sujette, durant tout le Mésozoïque, à une sédimentation restant contrastée et enregistrant divers mouvements transtensifs en particulier durant la migration de l'Ibérie vers le Nord-Ouest (Ziegler, 1988, 1990).

La majeure partie de la couverture de la marge est enfin intégrée à différentes nappes n'incorporant pas de socle (déformation thin-skin) durant le Miocène inférieur (Véra, 2001). En effet, les contacts tectoniques s'enracinent pour la plupart dans les évaporites triasiques, délimitant deux ensembles décollés, la zone Prébétique formant le para-autochtone de la zone Subbétique (Figure II.11).

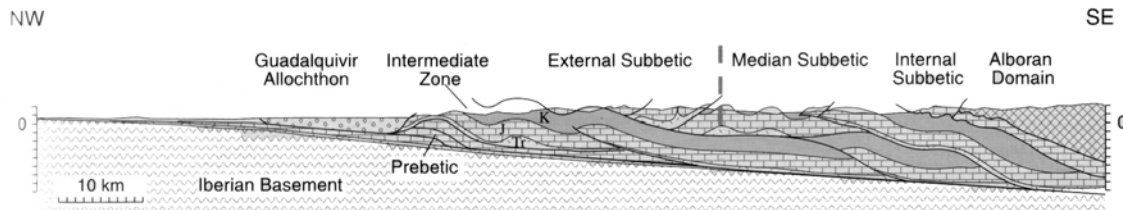


Figure II.11: Coupe NW-SE des Bétiques depuis les zones internes (domaine d'Alboran) jusqu'au bassin d'avant-pays, ici décollé (bassin du Guadalquivir) (Platt et al., 2003) d'après les travaux originaux de Sanz de Galdeano et al. (1993).

L'histoire et la géométrie des zones externes du Rif sont très similaires avec dans ce cas, une série sédimentaire trois fois plus épaisse Figure II.12. Celle-ci est décollée, plissée et chevauchée sur le socle africain créant le bassin d'avant-pays du Rharb (Chalouan et Michard, 2004). On distingue trois zones depuis les zones internes vers l'extérieur de la chaîne : l'Intrarif, le Mésorif et le PréRif structuralement superposés (Suter, 1980) chevauchant vers le Sud et le Sud-Ouest les structures du moyen Atlas (Michard et al., 2002).

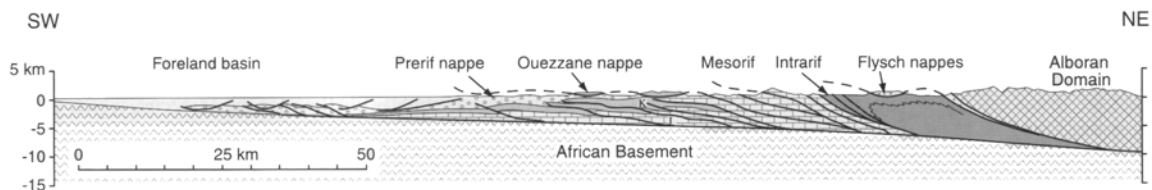


Figure II.12: Coupe SW-NE du Rif depuis les zones internes (domaine d'Alboran) jusqu'au bassin d'avant-pays (bassin du Rharb); (Platt et al., 2003) d'après les travaux originaux de Flinch (1996).

La cinématique de ces chevauchements est quasiment radiale sur tout l'arc Bétiques-Rif. Les directions de chevauchement sont vers le Nord et le Nord-Ouest dans les Cordillères Bétiques, vers le Sud-Ouest dans le Rif (García-Dueñas et al., 1988; Platt et Vissers, 1989; García-Dueñas et al., 1992; Comas et al., 1992; Jabaloy et al., 1993; Watts et al., 1993; Plattzman et al., 1993; Lonergan et al., 1994; Vissers et al., 1995; Martínez-Martínez et Azañón, 1997; Platt et al., 2003) et vers l'Ouest près du Détroit de Gibraltar (Balanya et García-Dueñas, 1987; Plattzman et al., 1993; Platt et al., 1995). Ces données, déjà abondantes, ont été récemment complétées (Platt et al., 2003; Figure II.13)

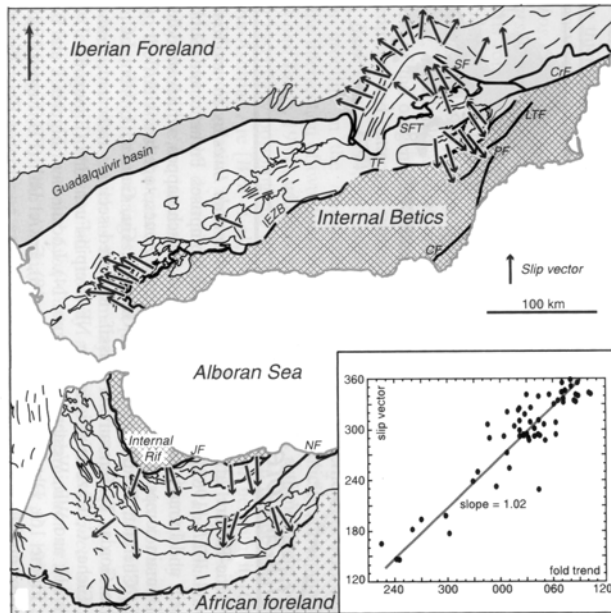


Figure II.13: Carte de l'arc Bético-Rifain (Platt *et al.*, 2003) montrant les directions de mouvements des principaux chevauchements. Ces directions sont globalement radiales sur toute la périphérie de la chaîne. L'orientation des principaux axes de plis et des chevauchements est également indiquée.

2.2.2 Les flyschs

Les unités de flyschs également appelées unités du « Campo de Gibraltar » sont composées principalement de turbidites et d'hémipélagites contenant d'abondants niveaux radiolaritiques d'âge Crétacé Supérieur et Miocène Basal (Durand-Delga, 1980; Sanz de Galdeano et Véra, 1992). Ces sédiments ont été déposés dans un domaine profond de croûte continentale amincie voire océanique (Durand-Delga, 2000) dont ils contiennent quelques fragments, principalement des serpentines (Michard *et al.*, 2002) situés vraisemblablement plusieurs centaines de kilomètres plus à l'Est de leur affleurement actuel entre les paléo-marges précédemment décrites (Wildi, 1983; Sanz de Galdeano et Véra, 1992). Les nappes de flyschs sont structurellement situées sur les zones externes sur lesquelles elles ont été charriées au Burdigalien Supérieur-Langhien (Bourgeois, 1978; Balanya et García-Dueñas, 1986; Sanz de Galdeano et Véra, 1992; Michard *et al.*, 2000; Crespo-Blanc and Campos, 2001) autant dans les Bétiques que dans le Rif (Figure II.9 et II.10).

2.2.3 Le bassin du Guadalquivir

Le bassin du Guadalquivir est situé au Nord-Ouest des zones externes précédemment décrites (Figure II.9 et II.10). Ce bassin est interprété comme un bassin d'avant-pays, d'architecture relativement simple, montrant un enfoncement vers le Sud-Sud-Est du substratum Varisque Ibérique depuis le Nord du bassin, où il affleure, vers le Sud, où il est chevauché par des unités tectoniques plus « internes » (García-Castellanos *et al.*, 2002). Sa partie sud est marquée par le chevauchement des zones internes qui le recouvrent et l'incorporent en partie sous forme de petites unités (Fernandez *et al.*, 1998).

La création de ce bassin et sa subsidence initiale semblent se situer au Burdigalien Supérieur, se maintiennent jusqu'au Miocène Supérieur (Sanz de Galdeano et Vera, 1992; Fernandez *et al.*, 1998; Garcia-Castellanos *et al.*, 2002). Son équivalent au Maroc est le bassin du Rharb se développant au Sud des chevauchements du Rif.

2.2 Les zones internes en détail

Les zones internes de l'arc Bétiques-Rif ou domaine d'Alboran (Balanya et García-Dueñas, 1987) sont formées exclusivement de roches métamorphiques alpines (Figure II.14 et II.15) affleurant entre le Sud des zones externes des Cordillères Bétiques et le Nord des zones externes du Rif, et formant avec les roches volcaniques néogènes, le substratum de la Mer d'Alboran.

Les zones internes des Cordillères Bétiques sont constituées par un grand nombre d'unités tectoniques (compressives et/ou extensives) groupées en trois complexes distingués sur des critères lithologiques, métamorphiques et sur leur position structurale (Egeler et Simon, 1969; Torres-Roldan, 1979, pour les premiers). On distingue de bas en haut les complexes Névalo-Filabride, Alpujarride et Malaguide (*s.l.*), le complexe Malaguide (*s.s.*) étant souvent associé aux unités dites de la Dorsale calcaire (Michard *et al.*, 2002; Frizon de Lamotte, comm. pers.).

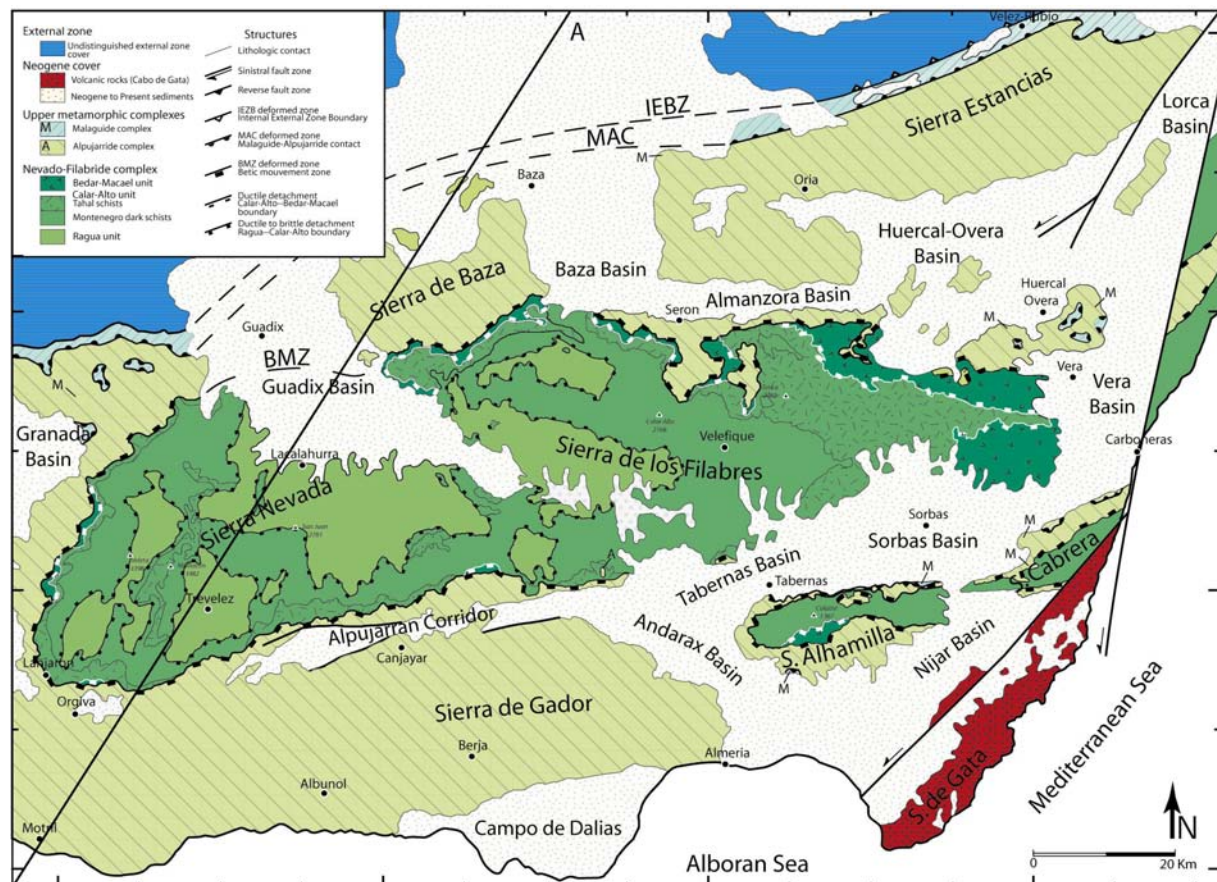


Figure II.14: Carte de l'Est des zones internes des Cordillères Bétiques (Augier et al., soumis) d'après la compilation des travaux de Vissers et al., (1995) et Martinez-Martinez et al. (2002). Les complexes métamorphiques Malaguide, Alpujarride et Nevado-Filabride (plus détaillé, avec ses trois unités constitutives) y sont représentés ainsi que les principaux bassins sédimentaires et structures tectoniques majeures.

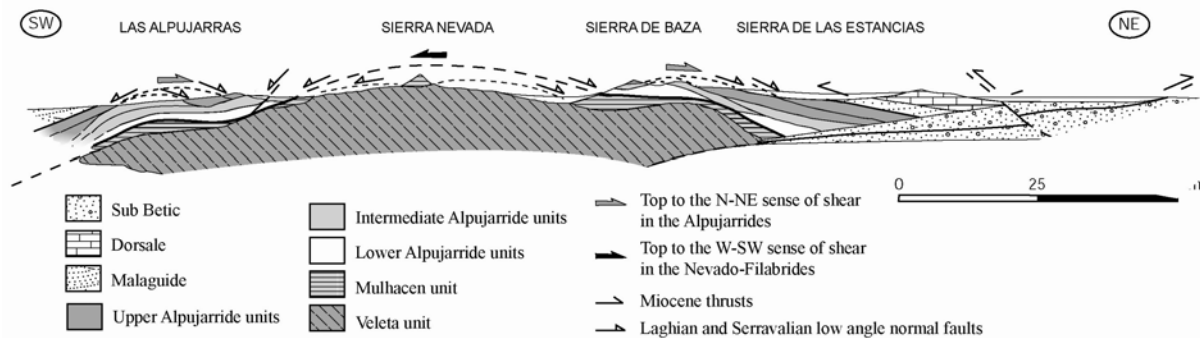


Figure II.15: Coupe SW-NE des zones internes des Cordillères Bétiques (Négro et al., en préparation) notée A sur la carte de la Figure II.14.

Ces trois complexes vont maintenant être décrits en détail; cette revue étant cruciale, tant pour intégrer les résultats de cette thèse ne portant principalement que sur le complexe Névado-Filabride, que pour faire un rapide survol des points encore mal compris dans la chaîne. Il va de soi que cette partie est rédigée avec l'impartialité qui s'impose, faisant un exposé tant des connaissances actuelles que de quelques problèmes géologiques ouverts.

2.2.1 Le Complexe Malaguide

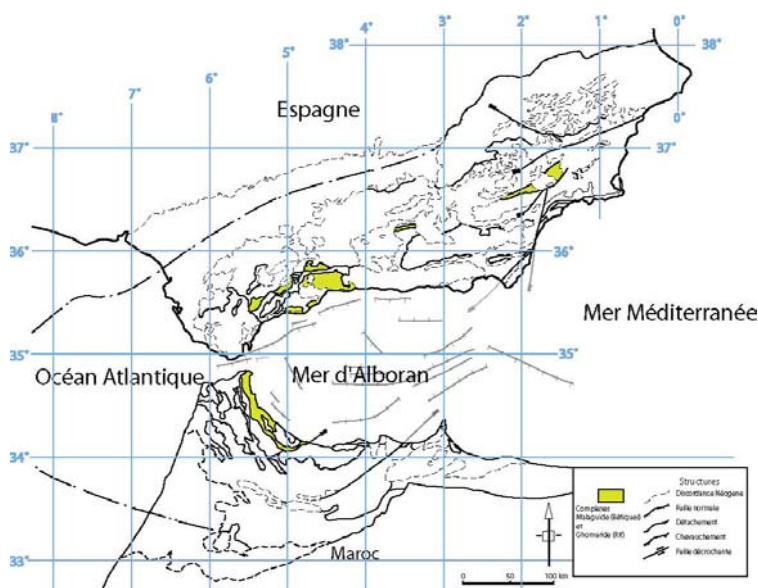


Figure II.16: Carte de localisation du complexe Malaguide (dans les Bétiques et de son équivalent au Maroc, le complexe des Ghomarides). Ne sont pas figurés les affleurements de ces complexes en Mer d'Alboran.

2.2.1.1 Série stratigraphique

Le complexe Malaguide (Blumenthal, 1927) occupe la position structurale la plus haute des zones internes des Cordillères Bétiques (Figure II.15). Ce complexe est l'équivalent du complexe Ghomaride défini au Maroc dans le Rif (Kornprobst et Durand-Delga, 1985; Chalouan, 1986).

Les affleurements de roches Malaguide sont limités à l'Ouest des Cordillères dans la région de Malaga (Ouest des Bétiques) et le long de la limite zone interne-externe (Lonergan, 1991; Vissers *et al.*, 1995) et sont en général mal préservés (Figure II.16).

La succession stratigraphique est relativement bien datée avec des sédiments paléozoïques incluant des niveaux clastiques et carbonatés. Une série mésozoïque relativement complète avec des « red-beds » en partie permien, des carbonates et des évaporites triasiques, des carbonates jurassiques et une série gréseuse Crétacé (Paquet, 1969; Makel, 1985; Lonergan, 1991).

Cette succession est complétée, dans la Sierra Espuna, par une remarquable série de bassins d'avant-pays épaisse de 3000m de sédiments Oligocène à Miocène Moyen (Lonergan et Mange-Rajetzky, 1993; Martin-Martin *et al.*, 1997).

2.2.1.2 Métamorphisme, déformation

La série sédimentaire Paléozoïque est affectée par un métamorphisme de bas grade correspondant à la limite inférieure des schistes-verts, attribué à l'orogénèse Varisque (Chalouan, 1986; Chalouan et Michard, 1990; Balanya, 1991; Frizon de Lamotte, comm. Pers.). La série mésozoïque et cénozoïque est, en revanche, très peu métamorphique, anchizontale (Nieto *et al.*, 1994; Lonergan et Platt, 1995). Les datations par traces de fission sur zircons confirment qu'une grande partie du Complexe Malaguide n'a jamais subi de température supérieure à 200°C (Johnson, 1993). Les principaux affleurements du complexe Malaguide sont localisés sur une étroite bande de quelques kilomètres de large entre les zones internes et les zones externes (Figure II.16 et II.17) et à l'état de nombreuses petites klippes comme sur le flanc Nord de la Sierra Alhamilla (Figure II.17).

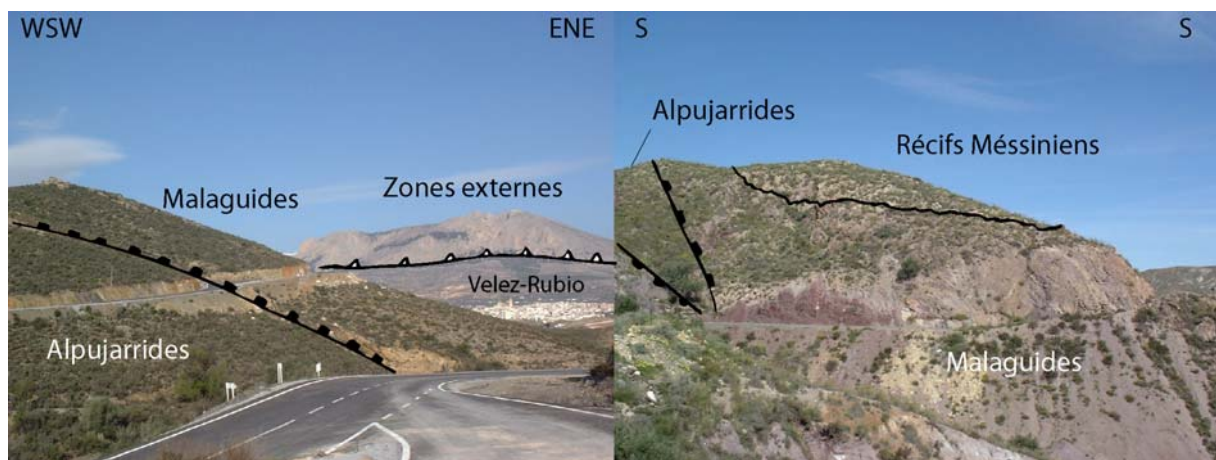


Figure II.17: Vues d'affleurements du complexe Malaguide. Dans la région de Velez-Rubio, il affleure sur une longue bande de 1 à 4 km de large, sous un « back-thrust » faisant chevauché les zones externes (Prébétiques). Il est le plus souvent limité à de petits affleurements hectométriques comme c'est le cas sur le flanc Nord de la Sierra Alhamilla. Sur les deux exemples, les unités du complexe Malaguide, peu épaisses sont limitées à leur base par une zone de cisaillement extensive.

2.2.2 Le Complexe Alpujarride

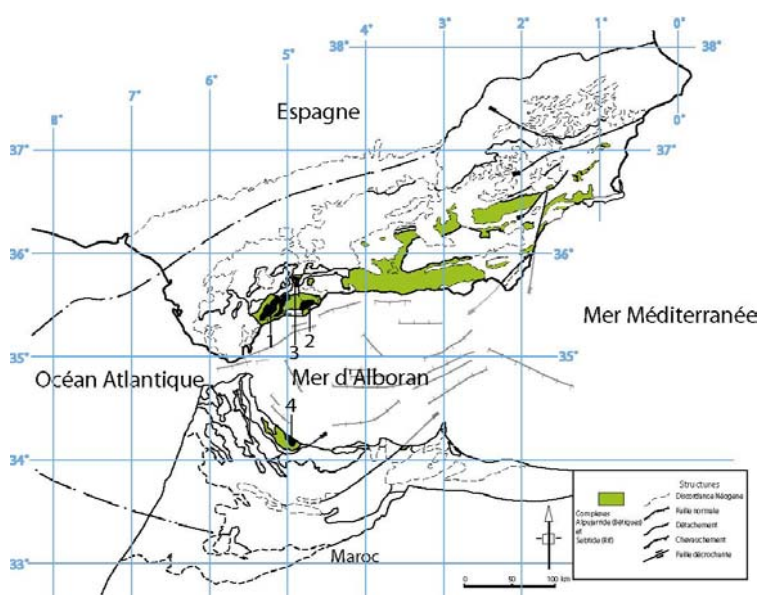


Figure II.18: Carte de localisation du complexe Alpujarride (dans les Bétiques et de son équivalent au Maroc, le complexe des Septides). Ne sont pas figurés les affleurements de ces complexes en Mer d'Alboran. Sont indiqués les massifs péridotitiques « inclus » dans ces complexes: 1 : Ronda; 2 : Alpujata; 3 : Carratraca et 4 : Beni-Boussera.

2.2.2.1 Série stratigraphique

Les « Alpujarride » tels qu'ils ont été définis (Van Bemmelen, 1927, Westerveld, 1929) définissent un ensemble de nappes de caractéristiques lithologiques communes affleurant autour de la Sierra Nevada (Figure II.18).

Le terme de complexe Alpujarride est venu plus tard (Egeler et Simon, 1969). La première division de ce complexe en « unités types » fut réalisée dans la partie centrale des zones internes et basée sur des critères stratigraphiques, métamorphiques et la position structurale des unités les unes par rapport aux autres (Aldaya *et al.*, 1979, 1981). Sur le même type de critères, Tubia *et al.* (1992) proposa d'étendre cette classification au reste des zones internes, en particulier à l'ouest où le complexe affleure largement. Cet auteur divisa les unités en trois groupes d'unités de métamorphisme croissant vers le haut.

Les unités Alpujarride montrent une succession stratigraphique voisine. On peut en effet, définir un motif de base qui sera plus ou moins complet d'une unité à l'autre avec parfois de fortes variations d'épaisseur (amincissement tectonique et/ou paléogéographie contrastée).

On distingue de la base au sommet:

- Une formation de schistes sombres (graphiteux) attribués au Paléozoïque (Lafuste et Pavillon, 1976) contenant des passées gréseuses et psammitiques. La base de cette unité étant localement formée de gneiss migmatitiques (exemple des Gneiss de Torrox, Zeck *et al.*, 1989).
- Une formation de métaconglomérats clairs attribués localement au Permien (Carte géologique IGME 974, Vélez-Rubio).
- Une formation de schistes et quartzites clairs, rappelant parfois l'aspect des Schistes Lustrés attribuée au Permo-Trias avec quelques rares niveaux carbonatés au sommet de la formation.
- Une série de roches carbonatées (marbres et dolomies) datée du Trias Moyen et Supérieur (Kozur *et al.*, 1974). Ces carbonates sont très souvent décollés du reste de la série.

2.2.2.2 Métamorphisme, chemins P-T et âges

La plupart des unités Alpujarride sont caractérisées par des assemblages métamorphiques de type HP/BT (Figure II.19; Westerhoff, 1977; Goffé *et al.*, 1989; Bakker *et al.*, 1989; De Jong, 1991; Tubia et Gil-Ibarguchi, 1991; Azañón, 1994; Azañón *et al.*, 1997, 1998; Balanya *et al.*, 1997; Tubia *et al.*, 1997). Ces assemblages enregistrent le plus ancien événement métamorphique alpin affectant les unités Alpujarride (D1).

Cet événement est suivi d'une décompression isotherme souvent accompagnée d'un léger refroidissement pour la plupart des unités (Figure II.20, Goffé *et al.*, 1989; Tubia et Gil-Ibarguchi, 1991; Azañón, 1994; Azañón *et al.*, 1997, 1998; Balanya *et al.*, 1997; Tubia *et al.*, 1997). Cette décompression est donc visiblement très rapide (Monié *et al.* (1994) atteignant des conditions de pression aussi basses que 3-4 Kbars pour 600°C dans le domaine de stabilité de l'andalousite (Figure II.19) ou de la sillimanite (Monié *et al.*, 1994; Garcia-Casco et Torres-Roldan, 1996; Balaya *et al.*, Azañón *et al.*, 1997; Platt *et al.*, 1997). Les paragéneses de HP sont donc souvent très rétro-morphosées et donc souvent visiblement absentes.



Figure II.19: Clichés de carpholite (magnésienne, $XMg = 0,6-0,7$) d'une veine primaire de quartz provenant de la région de Trévenque (Unité d'Escalate, Bétiques Centrale) et d'andalousite tardive post-S2 provenant de la région de Torrox (Bétiques de l'Ouest).

Quelques unités Alpujarride échappent à cette logique (Figure II.20). Certaines montrent un fort réchauffement durant l'exhumation (Platt *et al.*, 1998; Soto et Platt, 1999) similairement aux chemins parfois observés dans les Cyclades (Ios, Naxos; Buick et Holland, 1989). D'autres unités comme celles qui affleurent dans les secteurs de la Sierra Alhamilla (Bétiques de l'Est) ou dans la région de Trévenque (Bétiques Centrales) montrent au contraire des chemins PT rétrogrades très froids (de l'ordre de 10°C/km, voire moins). Les paragenèses de HP y sont très bien préservées avec de la carpholite fraîche (Figure II.19) parfois très ferreuse (« très froide ») accompagnée ou non de saliotite (Goffé *et al.*, 1996). Ces deux types de chemins sont certainement à rapprocher des contextes dans lesquels s'est effectuée l'exhumation de ces roches (Figure II.20). Les roches caractérisées par des paragenèses fraîches de haute pression pourraient être indicatrices d'une exhumation syn-collisionnelle alors que les roches fortement ré-équilibrées à HT seraient exhumées plus tardivement en contexte post-collisionnel. Un des principaux arguments qui pourrait valider cette hypothèse serait de dater précisément ces épisodes (voir les perspectives de ce travail).

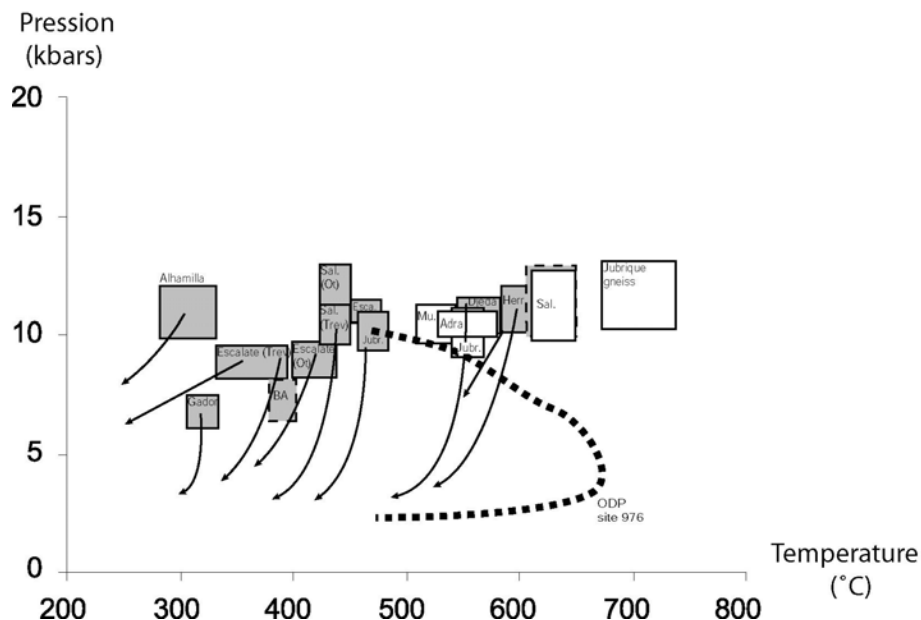


Figure II.20: Compilation des chemins P-T disponibles dans la littérature (Jolivet *et al.*, 2003), d'après les travaux originaux de Goffé *et al.* (1989); Azanon et Goffé (1997); Platt *et al.* (1998); Platt et Whitehouse (1999); Azanon et Crespo-Blanc (2000). Sont indiquées les localisations des roches dont sont tirées les estimations PT. Les abréviations utilisées correspondent au nom des UTA (Azanon *et al.*, 1994) : Herr.: Herradura; Sal.: Salobrena; Escalate; Adra) et Trev.: Trevenque; Jubr.: Jubrique.

Dans les deux cas, la décompression des roches est accompagnée par la formation de la foliation (S2, stade de déformation D2). Cet épisode, durant lequel les roches métamorphiques effectuent une grande partie de leur exhumation, est caractérisé par une condensation des zones métamorphiques parallèlement à S2

(Balanya *et al.*, 1993, 1997; Azañón *et al.*, 1997; Argles *et al.*, 1999) en particulier à l'approche des massifs péridotitiques (Platt, comm. pers.). L'exhumation finale du complexe est réalisée par deux épisodes extensifs successifs depuis des conditions ductiles jusqu'à cassantes.

Les contraintes temporelles sont très mal réparties (Figure II.21).

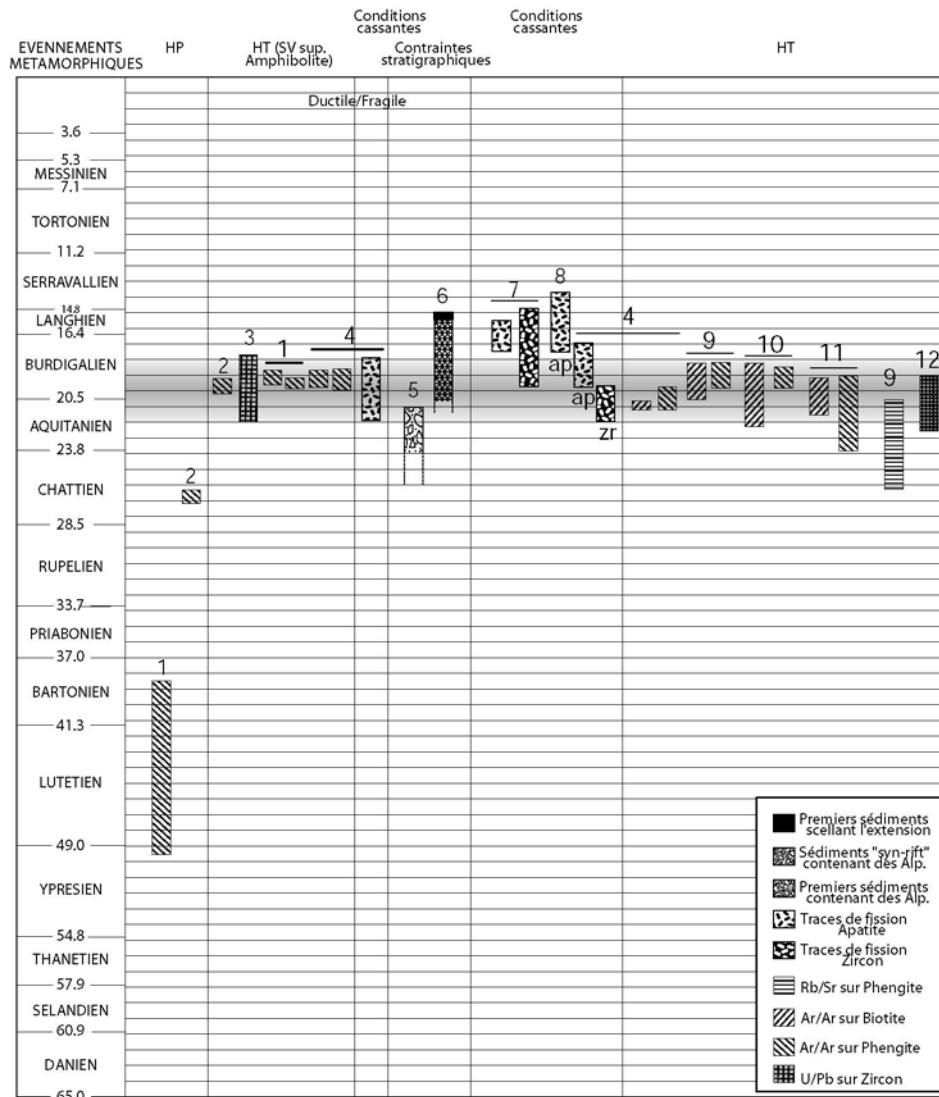


Figure II.21: Synthèse des âges radiométriques et des contraintes bio-stratigraphiques sur le complexe Alpujarride. Etudes originales de : (1) Platt *et al.* (sous presse); (2) Monié *et al.* (1991), (3) Platt *et al.* (2003a), (4) Zeck *et al.* (2001) (5) Comas *et al.* (1992), Durand-Duelga *et al.* (1993), (6) Aguado *et al.* (1990); Mayoral *et al.* (1994), Crespo-Blanc (1995), (7) Andriesen et Zeck (1996), (8) Sosson *et al.* (1998), (9) Zeck *et al.* (1992), (10) Monié *et al.* (1994), (11) Platt *et al.* (2003b), (12) Platt et Whitehouse (1999).

En effet, si les unités Alpujarride de l'Ouest et les massifs péridotitiques sont bien datés et par de nombreuses méthodes, le reste des unités, en particulier les unités centrales ou de l'Est, restent peu ou pas datées (Figure II.21). Il ressort de la

compilation des âges radiométriques et des données stratigraphiques différents points :

- L'épisode de haute pression n'est pas clairement daté (une seule étude, Platt *et al.*, sous presse, Figure II.21)
- L'épisode de haute température est, en revanche bien daté (« re-setting » des systèmes isotopiques).
- Cet épisode de haute température est visiblement synchrone dans l'ensemble des unités ainsi que dans les massifs péridotiques vers 22-19 Ma (Figure II.21). Ces âges correspondent donc à la fin de la décompression isotherme affectant la majeure partie des unités (Figure II.21).
- Tous les systèmes isotopiques sur différents minéraux donnent des âges très proches illustrant la rapidité de l'exhumation entre 24 et 18 Ma (Zeck *et al.*, 1989, 1992; Sosson *et al.*, 1998; Platt et Whitehouse, 1999; Sanchez-Rodriguez, 2000).

2.2.2.3 Evolution tectono-métamorphique

Les phases de déformation décrites par Azañón et Crespo-Blanc (2000) sont reprises pour illustrer l'évolution du complexe Alpujarride.

Une foliation S1 est parfois reconnaissable dans des domaines préservés d'une déformation postérieure importante. On la trouve dans des domaines lenticulaires, dans des axes de plis, dans les porphyroblastes (grenats, en particulier) et exceptionnellement en crénulation de clivage limitée par une S2 très pénétrative. Celle-ci porte les reliques de minéraux de HP et correspond à des stades d'épaississement crustaux (D1)

La principale fabrique de chaque unité Alpujarride est la foliation S2 portant une linéation minérale pénétrative (Balanya *et al.*, 1997; Azañón et Crespo-Blanc, 2000). Cette foliation se développe entre les deux épisodes métamorphiques principaux affectant ces roches (D2): un premier événement de type HP/BT et un second qui n'est pas enregistré dans toutes les unités de type HT/IP voire HT/BP.

Une phase de plissement (D3) de signification régionale affecte ensuite la S2 (García-Dueñas *et al.*, 1992; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Crespo-Blanc, 1995; Balanya *et al.*, 1997; Orozco *et al.*, 1998; Azañón et Crespo-Blanc *et al.*, 2000). L'analyse cinématique de ces plis montre une vergence nord dominante. L'axe de ces plis est plus ou moins orienté E-W avec un axe souvent plongeant interprété comme le résultat d'une déformation ultérieure. La signification de ces plis est très discutée et fera l'objet du paragraphe suivant.

Le stade de déformation D4 correspond à l'amincissement important de la pile de nappes précédemment décrite durant lequel le bassin de la Mer d'Alboran est formé (Comas *et al.*, 1992; García-Dueñas *et al.*, 1992). Cet amincissement est en fait le résultat de l'interférence de deux systèmes extensifs (Figure II.22) successifs quasiment orthogonaux (D4a et D4b).

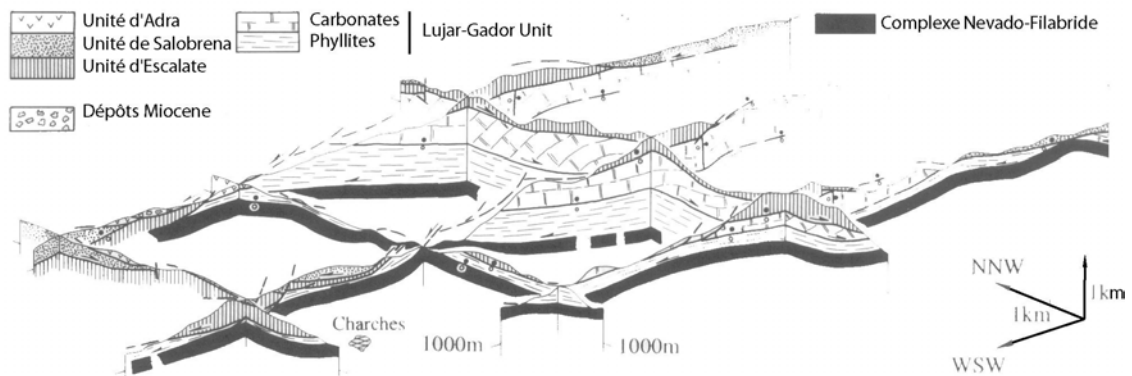


Figure II.22: Exemple d'interférences dans la Sierra de Baza (au Nord de la Sierra Nevada) entre les systèmes extensifs de Contraviesia, à transport tectonique essentiellement N-S et ceux des Filabres à transport E-W (Crespo-Blanc *et al.*, 1995).

Le premier, dit de Contraviesia (Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Crespo-Blanc, 1995) est d'âge Burdigalien-Langhien (Figure II.22). Le système extensif à un transport tectonique régional vers le Nord (Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Azañón et Crespo Blanc, 2000, Negro *et al.*, in prep) et montre un continuum de déformation depuis une déformation ductile à une déformation cassante (Figure II.22). Les failles normales du système de Contraviesia sont scellées par des sédiments datés du Langhien supérieur (Mayoral *et al.*, 1994).

Le second, dit des Filabres, est d'âge Serravallien (García-Dueñas *et al.*, 1992; Martínez-Martínez *et al.*, 2002). Le transport tectonique de ce système extensif dont l'accident majeur est la limite Alpujarride-Nevado-Filabride est « top vers l'Ouest » (García-Dueñas *et al.*, 1988, 1992; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989; Jabaloy *et al.*, 1993; Martínez-Martínez *et al.*, 2000).

Il en résulte que l'exhumation finale des unités Alpujarride s'est effectuée en deux temps. La majeure partie de l'exhumation est visiblement effectuée à l'épisode D4a comme l'attestent les âges tant radiométriques que paléontologiques (Figure II.22). Les unités montrent une structuration en « tablette de chocolat » résultant de l'interférence de systèmes sub-orthogonaux (Crespo-Blanc, 1995). Le second épisode, responsable de l'exhumation finale du complexe Névado-Filabride sera traité lors des rappels qui seront faits sur ce complexe.

Le dernier stade de déformation (D5) affectant les unités Alpujarride (et Névado-Filabride d'ailleurs) est un épisode compressif au Tortonien Supérieur et encore actif à l'heure actuelle. Cet épisode sera largement décrit plus bas dans un paragraphe qui lui est dédié.

2.2.2.4 Les péridotites

Trois grands massifs péridotitiques sont reconnus dans l'Ouest des Cordillères Bétiques : les massifs de Ronda, Alpujata et Carratraca, d'importance décroissante. Avec les péridotites de Béni-Boussera, au Maroc, elles forment des provinces de UHP avec des pseudomorphes de graphite après le diamant (Pearson *et al.*, 1989; Davies *et al.*, 1993).

Ces massifs ont longtemps été interprétés comme des « diapirs asthénosphériques » chauds, responsables du métamorphisme des unités Alpujarride/Septide (Loomis, 1975; Platt et Vissers, 1989; Montel *et al.*, 2000) mis en place au Néogène. Cette explication n'est pourtant pas en accord avec les nombreuses occurrences de type HP/BT caractérisant les unités Alpujarride et Septide (Goffé *et al.*, 1989; Tubia et Gil-Ibarguchi, 1991, Bouybaouene, 1993; Azañón, 1994; Goffé *et al.*, 1996; Balanya *et al.*, 1997; Azañón et Crespo-Blanc, 2000) comme l'ont fait remarquer Vissers *et al.* (1995); Balanya *et al.* (1997); Azañón et Crespo-Blanc (2000). Ces corps péridotitiques n'ont d'ailleurs pas de « racine » et sont affectés par les mêmes accidents que leurs « unités hôtes ». La preuve de cette structure est à l'affleurement dans plusieurs fenêtres par le biais desquelles il est possible de voir les unités Alpujarride sous les péridotites (Balanya *et al.*, 1997).

Ces unités sont donc désormais considérées d'après les données géologiques (Lundeen, 1978; Tubia et Cuevas, 1986) et d'après les données gravimétriques (Torné *et al.*, 1992) comme de larges fragments inclus dans les unités Alpujarride et Septide. De plus, les âges de mise en place sont, quelque soit la méthode radiométrique utilisée, compris dans une fourchette relativement réduite entre 24 et 20 Ma et garde pourtant des âges mésozoïques (entre 183 ± 3 et 131 ± 3 Ma; Sanchez-Rodriguez et Gebauer, 2000). Les auteurs s'accordent maintenant à proposer que les massifs péridotitiques soient des fragments de manteau lithosphérique incorporés dans la chaîne durant les épisodes précoces de subduction / collision alors qu'ils étaient déjà en base de croûte, exhumés pour une grande partie durant le rifting téthysien et/ou pendant le jeu décrochant de la limite des plaques au Crétacé Supérieur (Reuber; 1982, Michard *et al.*, 1991; Van der Wal et Vissers, 1993; Vissers *et al.*, 1995; Chalouan et Michard, 2004) .

2.2.2.5 Discussion sur la signification de l'événement D₃

La signification de l'inversion apparente du grade de métamorphisme des unités Alpujarride ainsi que celle des plis, souvent syn- à post-HT (D2) et anté-extension finale (entre les épisodes extensif D2 et D4) sont des problèmes ouverts. Le but de cette thèse n'étant pas directement lié à ces problèmes, les faits et les solutions proposées seront passés en revue sans prise de partie.

Le concept de réarrangement régional, post-métamorphique, des unités Alpujarride renvoie aux travaux initiaux de Aldaya *et al.* (1979; 1981) et Tubia *et al.* (1992) qui ont les premiers proposé une classification et des corrélations entre les unités Alpujarride, sur la base de nombreux critères incluant les différences lithostratigraphiques et métamorphiques, ainsi que la position structurale relative. Ces corrélations ont été améliorées par Azañón (1994); Azañón *et al.* (1994, 1998);

Balanya *et al.* (1998) et Azañón et Crespo-Blanc (2000) et regroupées en 5 unités allochtones types (UAT). Il ressort de ce découpage que les unités Alpujarride sont actuellement dans le « désordre » (Figure II.23) avec les unités les moins métamorphiques dans les positions structurales les plus basses et réciproquement les unités les plus métamorphiques structurellement les plus hautes, au contact avec le complexe Malaguide. On distingue de bas en haut les unités de Lugar-Godar, Heradura, Escalate, Salobrena et Adra.

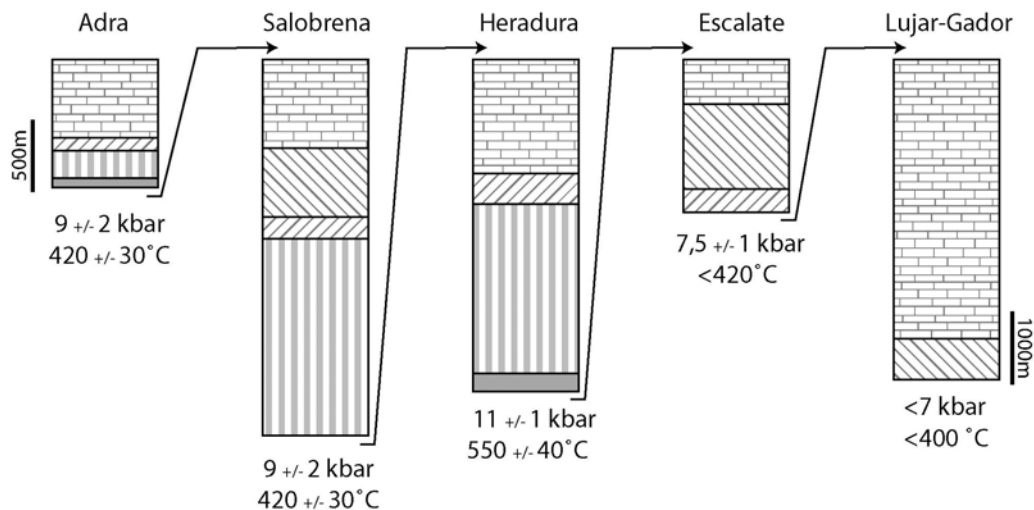


Figure II.23: Conditions métamorphiques obtenues dans les niveaux méta-pélitiques et position structurale actuelle des différentes unités « types » acquises durant l'épisode D3 (Azañón et Crespo-Blanc, 2000). Les épaisseurs sont calculées perpendiculairement à la foliation principale (S2).

La foliation S2, développée pendant la décompression des unités Alpujarride est affectée par une crénulation de clivage S3, localement pénétrative associée à des plis déjetés à vergence Nord (Tubia *et al.*, 1992; Simancas y Campos, 1993; Azañón *et al.*, 1997; Balanya *et al.*, 1997, 1998; Azañón et Crespo-Blanc, 2000). Ces plis se développent dans les conditions de HT (500-600°C) pour de basses pressions (3-4 kbar) à la fin de l'épisode de décompression isotherme (D2) et avant la formation de mylonites de bas grade indiquant les derniers stades de l'exhumation ductile de ce complexe (D4). Les minéraux de HT sont donc en général, syn-plissement (Azañón et Crespo-Blanc, 2000).

La superposition des unités Alpujarride ainsi que la présence des plis, à toutes les échelles (de la crénulation aux plis kilométriques) sont interprétées de deux façons. Certains auteurs en font un épisode compressif qui ré-organise la pile d'unités entre les épisodes extensifs D2 et D4 (Balanya *et al.*, 1997, 1998; Azañón et Crespo-Blanc, 2000). D'autres auteurs proposent que ces observations puissent être le résultat d'un continuum de déformation extensive à l'échelle, par exemple, d'un prisme d'accrétion (Platt, 1997). Le réarrangement des unités ainsi que la formation des plis est également expliqué par le fonctionnement de grandes zones de cisaillement extensives (Orozco *et al.*, 1998).

2.2.3 Le Complexe Névado-Filabride

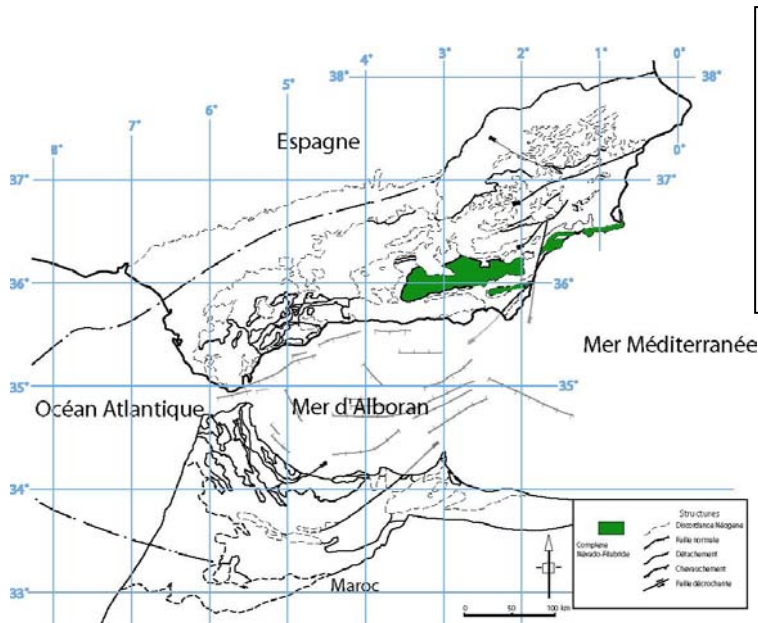


Figure II.24: Carte de localisation du complexe Névado-Filabride. Celui-ci n'affleurant que dans les Bétiques de l'Est n'a pas d'équivalent au Maroc ni en Mer d'Alboran.

2.2.3.1 Série stratigraphique

Le complexe Névado-Filabride (Egeler et Simon, 1969), occupant la position structurale la plus basse des zones internes, n'affleure que dans l'Est des Cordillères Bétiques où il forme les hauts topographiques (Figure II.24). A la différence des complexes Alpujarride et Malaguide, ce complexe n'a pas d'équivalent dans le domaine d'Alboran (Figure II.24).

Il est composé de trois unités principales (García-Dueñas *et al.*, 1988; De Jong, 1991; Vissers *et al.*, 1995), de bas en haut : l'unité de Ragua (ex unité de Veleta, Martínez-Martínez *et al.*, 2002), l'unité de Calar-Alto et l'unité de Bédar Macael (formant le complexe de Mulhacen) montrant les épaisseurs structurales respectives de 4000, 4500 et 600m (García-Dueñas, 1988a). La coupe la plus complète est située dans la Sierra de los Filabres (Martínez-Martínez et Azañón, 1997).

Chacune de ces unités est formée d'une succession stratigraphique similaire, une série « type » montrant de bas en haut :

- Une formation de schistes sombres (graphiteux) d'âge pré-Permien attribuée au Paléozoïque (Lafuste et Pavillon, 1976) contenant des passées gréseuses et psamitiques et quelques rares niveaux carbonatés (Martínez-Martínez, 1986).
- Une formation de schistes faiblement colorés contenant une série alternante de méta-pélites et de méta-psamites, traditionnellement considérée d'âge Permo-Triassique.
- Une formation de roches carbonatées avec des niveaux de marbre et de dolomite contenant quelques niveaux d'évaporites et de schistes clairs. La partie supérieure de cette formation, traditionnellement considérée comme Triassique (De Jong et Bakker, 1991) a récemment fourni une microfaune mal préservée du Crétacé (Tendero *et al.*, 1993).

Le haut de cette succession stratigraphique est souvent compliqué par des corps intrusifs tels que des intrusions granitiques permienes (Priem *et al.*, 1966; De Jong 1991; Monié *et al.*, 1991; De Jong *et al.*, 2003) et filons de dolérites jurassiques (146 Ma, Hebeda *et al.*, 1980). Ces roches basiques sont interprétées comme des fragments océaniques (Bodinier *et al.*, 1987; Puga *et al.*, 1989), de la croûte de transition (Michard *et al.*, 2002) ou des filons liés à un épisode régional d'extension (rifting, Hebeda *et al.*, 1980). Dans la zone étudiée, le meilleur exemple de ce type de roches basiques intrusives est le massif de Cobdar (Nord de la Sierra de los Filabres).

2.2.3.2 Métamorphisme, chemin P-T, âges

Les trois unités métamorphiques du complexe des Névado-Filabride ont des registres métamorphiques différents. Les unités de Calar Alto et de Bedar-Macael, regroupées sous le nom de complexe de Mulhacén, sont caractérisées par des assemblages métamorphiques de type HP/BT, renfermant de l'omphacite et du grenat dans des éclogites et du glaucophane dans les schistes bleus (Figure II.25; Morten *et al.*, 1987; Gomez-Pugnaire et Fernandez-Soler, 1987; Bakker *et al.*, 1989; Puga *et al.*, 2000; Lopez Sanchez-Viscaino *et al.*, 2001).



Figure II.25: Clichés de roches de HP (éclogites) dans le massif de métabasites de Cobdar (Nord de Sierra de los Filabres). Ces roches se présentent sous forme de masses de grande taille (plusieurs centaines de mètres) ou de « filons » comme celui de la première photographie. Ces éclogites sont très fortement rétro-morphosées en amphibolites. La deuxième photographie montre un détail de ces éclogites amphibolitisées traversées par des veines tardives (schiste vert). La dernière photographie montre une éclogite relativement saine, traversée par une veine du faciès amphibolite : l'omphacite, le mica et le grenat sont transformés en amphibole, le rutile (très abondant) en sphène.

Cet événement est suivi d'une décompression isotherme et d'une rétro-morphose importante dans les faciès « amphibolite » et « schiste vert supérieur » (Morten *et al.*, 1987; Gomez-Pugnaire et Fernandez-Soler, 1987; Bakker *et al.*, 1989; Jobaloy *et al.*, 1993; Soto, 1994). Cette décompression visiblement rapide atteint des conditions de pression aussi basses que 3-4 Kbars pour 500-600°C (Figure II.26; Gomez-Pugnaire et Fernandez-Soler, 1987; Bakker *et al.*, 1989; Jabaloy *et al.*, 1993). Les chemins Pression-Température proposés sont rares (Figure II.26) et montrent des pics de métamorphisme décroissants depuis l'unité la plus haute, celle de Bédar-Macael jusqu'à l'unité de Ragua structuralement la plus basse de l'édifice (Figure II.14; Martínez-Martínez, 1986; De Jong, 1993; Puga *et al.*, 2000; Booth-Rea *et al.*, 2003). De ce fait, la zone de cisaillement (zone de Dos Picos, García-Dueñas *et al.*, 1992) séparant cette unité de l'unité de Calar-Alto sus-jacente est interprétée comme un chevauchement important (De Jong, 1993; Puga *et al.*, 2000).

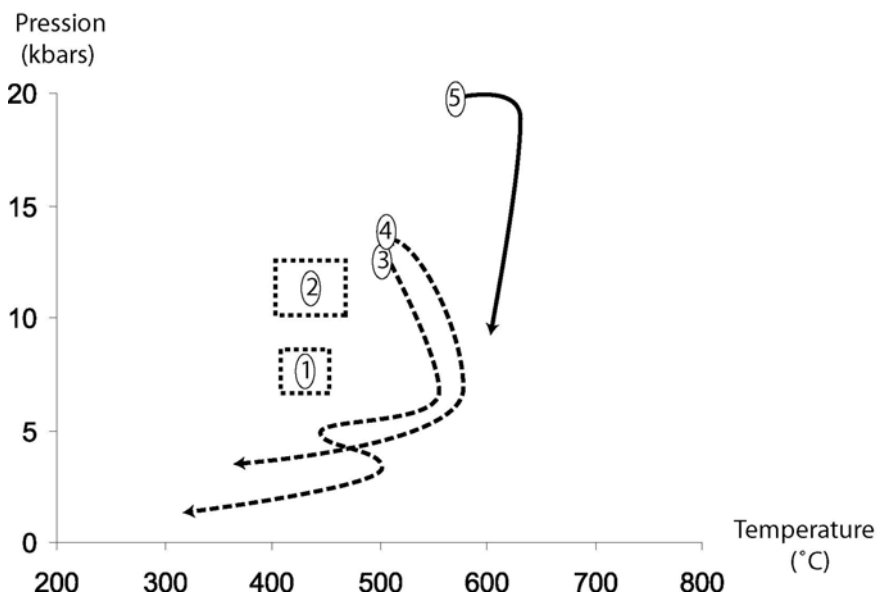


Figure II.26: Compilation des chemins P-T disponibles dans la littérature, pour l'unité de Ragua (1; De Jong, 1993; Puga *et al.*, 2000, 2; Booth-Rea *et al.*, 2003), pour l'unité de Calar-Alto (3; Bakker *et al.*, 1989; 4, Gomez-Pugnaire et Fernandez-Soler, 1987) et pour l'unité de Bédar-Macael (5; Lopez Sanchez-Viscaino *et al.*, 2001).

Les âges radiométriques disponibles (Figure II.27) dans la littérature sont rares et ne montrent pas de consensus sur l'âge de l'épisode de HP (de 48 Ma pour Monié *et al.*, 1991 à 15 Ma pour Lopez-Sanchez-Viscaino *et al.*, 2001). L'épisode de HT (forte rétro-morphose dans le faciès amphibolite) n'est contraint que par une étude (Ar/Ar sur phengite (Monié *et al.*, 1991) livrant un âge de 25 Ma (Figure II.27).

En revanche, les stades tardifs sont mieux contraints avec, d'une part, plus d'études et d'autre part des âges plus cohérents, (Andriensen *et al.*, 1991; De Jong, 1992; Monié *et al.*, 1991; Johnson *et al.*, 1997; Platt *et al.*, sous presse). En effet, les âges Ar/Ar de refroidissement sur phengite dans différents échantillons de mylonites schiste vert donnent des âges comparables entre 15 et 17 Ma (Monié *et al.*, 1991; De Jong, 1992; Platt *et al.*, sous presse). Les stades tardifs (Figure II.27) sous les conditions cassantes sont contraints par une étude « extensive » de trace de fission (Johnson *et al.*, 1997). Ces âges, tant sur zircon (température de fermeture (TF) de 250-290°C; Tamagi et Shimada, 1996) que sur apatites (TF :110-60°C; Hurford *et al.*, 1990; Gunnell *et al.*, 2000) indiquent des âges Serravallien Terminal à Tortonien, compatibles avec l'âge des premiers sédiments des bassins adjacents (Huerca-Overa, Tabernas, Vera, Alpujarras et Almanzora; Ruegg, 1964; Kleverlaan, 1989; Montenat et Ott d'Estevou, 1990; Briend *et al.*, 1990; Mora, 1993; Vissers *et al.*, 1995; Poisson *et al.*, 1999; Montenat et Ott d'Estevou, 1999).

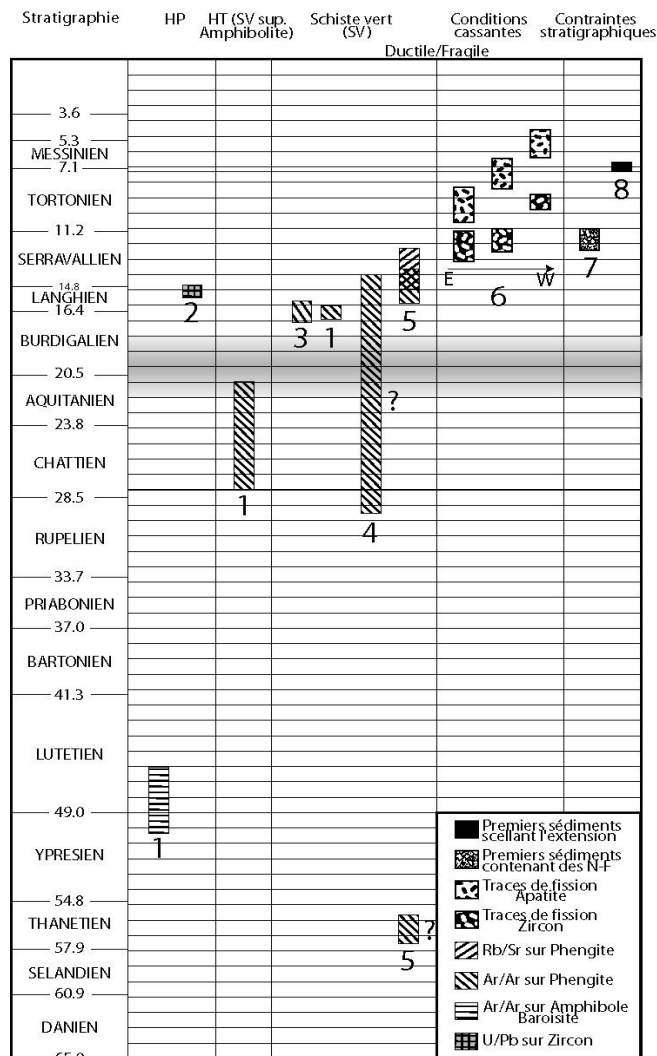


Figure II.27: Synthèse des âges radiométriques et des contraintes biostratigraphiques sur le complexe Névalo-Filabride. Etudes originales de: (1) Monié *et al.* (1991), (2) Lopez Sanchez-Viscaino *et al.* (2001), (3) Platt *et al.* (Sous presse), (4) De Jong (1992), (5) Andriensen *et al.* (1991), 6 Johnson *et al.* (1997), (7) Ruegg (1964); Kleverlaan, (1989); Montenat et Ott d'Estevou (1990); Briend *et al.*, 1990; Mora, 1993; Vissers *et al.* (1995); Poisson *et al.* (1999); Montenat et Ott d'Estevou (1999), (8) Weijermars *et al.* (1985).

2.2.3.3 Evolution tectono-métamorphique

La foliation S1 et la stratification sont facilement reconnaissables dans le cœur du complexe Névalo-Filabride, en particulier dans les unités de Calar Alto et de Ragua. Plus « haut » dans le complexe, elle n'est préservée que dans des domaines lenticulaires, dans des charnières de plis ainsi que sous forme crénelée limitée par une S2 dont l'intensité croît rapidement vers le toit du complexe (Jabaloy *et al.*, 1993).

La principale fabrique du complexe est la foliation S2 portant, quand elle est bien développée, une linéation minérale pénétrative L2 (Galindo-Zaldívar *et al.* 1989, 1991; Jabaloy *et al.*, 1993). Cette foliation se développe entre un premier événement métamorphique de type HP/BT et un second de type HT/IP voire HT/BP. Ainsi, les paragenèses de HT sont syn-cinématiques (Jabaloy *et al.*, 1993). Les auteurs sont unanimes sur le cisaillement associé à la formation de cette fabrique avec des directions régionalement vers l'Ouest (Galindo-Zaldívar *et al.* 1989, 1991; García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993; Soto, 1994; Vissers *et al.*, 1995; Martínez-Martínez et Azañón, 1997; Martínez-Martínez *et al.*, 2002).

Cette foliation est affectée par des plis d'axe globalement E-W particulièrement abondants dans la partie supérieure de la pile du complexe. Ces plis sont associés à une schistosité de crénelation formant une foliation S3 localement pénétrative (Galindo-Zaldívar *et al.* 1989; Jabaloy *et al.*, 1993).

L'exhumation finale du complexe est principalement achevée grâce au fonctionnement du système extensif des Filabres (García-Dueñas *et al.*, 1992; Martínez-Martínez *et al.*, 2002) accompagné de la formation de mylonites de bas grade et de cataclasites. Il est clair que le premier système extensif (système de Contraviesa; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Crespo-Blanc, 1995) joue un rôle important dans l'exhumation finale du complexe Névalo-Filabride dont il est cependant difficile de quantifier la contribution.

2.2.3.4 Le système extensif des Filabres

La limite Alpujarride-Névalo-Filabride, traditionnellement interprétée comme un chevauchement (Simon et Egeler, 1969) est maintenant décrite comme un détachement (García-Dueñas et Martínez-Martínez, 1988; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989; García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993; Galindo-Zaldívar, 1993; Martínez-Martínez et Azañón, 1997; Martínez-Martínez *et al.*, 2002). La limite Alpujarride-Névalo-Filabride affleure le long de l'ensemble Sierra Nevada-Sierra de los Filabres ainsi que dans les Sierra Alhamilla et Cabrera. Cet accident sera appelé « détachement des Filabres » tel qu'il a été décrit dans la Sierra de los Filabres (García-Dueñas *et al.*, 1988; Martínez-Martínez *et al.*, 1997). Le cisaillement sur cet accident est vers l'Ouest sur une grande partie de la région et se réoriente vers le Sud-Ouest à l'approche de la terminaison occidentale de la Sierra Nevada (Figure II.28); Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989; García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993; Galindo-Zaldívar, 1993; Martínez-Martínez *et al.*, 2002).

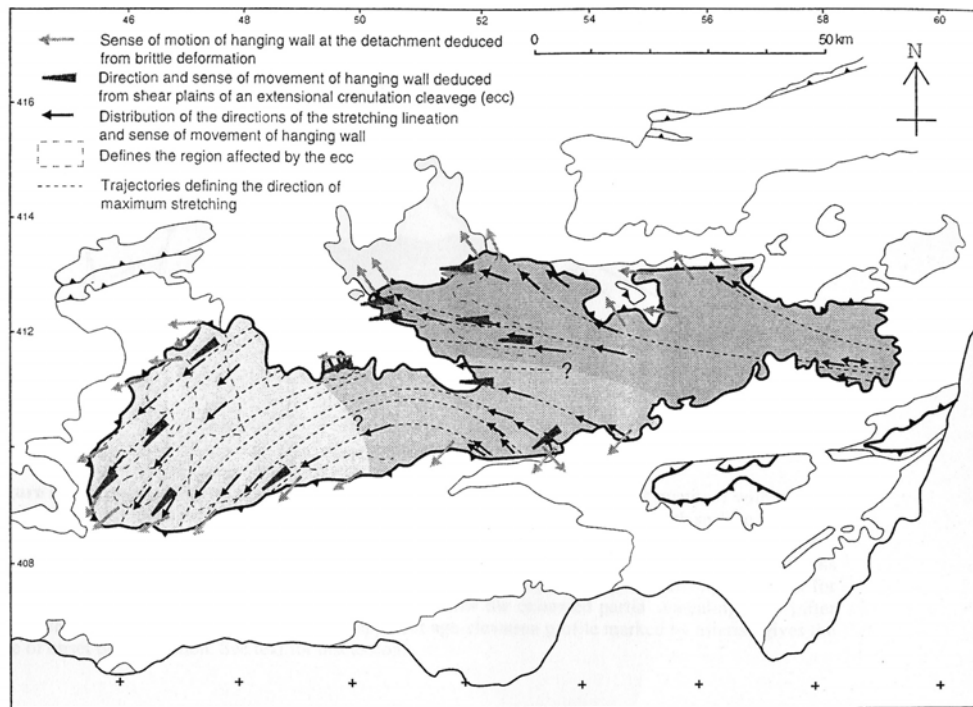


Figure II.28: Carte des sens de cisaillement ductile et cassant sur l'ensemble du dôme Sierra Nevada-Sierra de los Filabres (Johnson et al., 1997) d'après les travaux originaux de Jabaloy et al. (1993).

L'épaisse zone déformée ductilement à son mur (complexe Névado-Filabride) et la présence d'épaisses cataclasites associée à de nombreuses failles normales dans l'unité supérieure (complexe Alpujarride) indiquent un continuum de déformation depuis des conditions ductiles jusqu'à des conditions cassantes (García-Dueñas et Martínez-Martínez, 1988; Galindo-Zaldívar et al., 1989; García-Dueñas et al., 1992; Jabaloy et al., 1993; Galindo-Zaldívar, 1993; Martínez-Martínez et al., 2002).

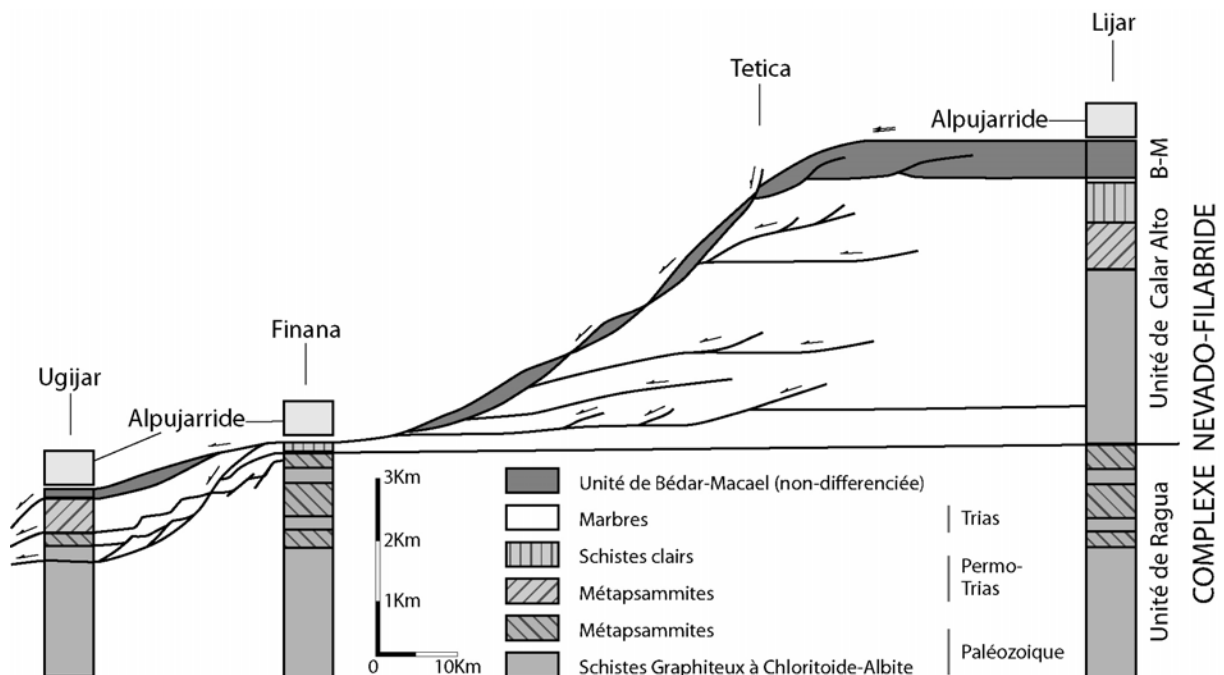


Figure II.29: Coupe schématique WSW (Ugijar)-ENE (Lijar) montrant la géométrie de la zone de cisaillement extensive des Filabres (Martinez-Martinez et Azanon, 1997). Cette zone de cisaillement présente des portions de « plat » (Finana) et des portions de rampe extensives (entre Lijar et Finana, par exemple). On se rend compte du caractère extensif du contact en voyant qu'au niveau de Finana, les terrains Alpujarrides reposent quasiment sur l'unité de Ragua, 5000 m sous le contact à Lijar.

Deux autres zones de cisaillement sont importantes, correspondant aux limites d'unités. On distingue entre les unités de Ragua et de Calar Alto la zone de cisaillement de Dos Picos et entre les unités de Calar Alto et Bédar-Macael, la zone de cisaillement de Marchall (Figure II.29). Ces deux zones sont déformées ductilement et ne montrent que très localement des évidences de jeu sous des conditions cassantes. En référence aux sauts de pression et de température qui les caractérisent (les unités étant rangées de la moins métamorphique en bas à la plus métamorphique en haut), ces accidents sont décrits comme des chevauchements (Martínez-Martínez *et al.*, 1986; Bakker *et al.*, 1989; De Jong, 1991, 1993; Puga *et al.*, 2000). En revanche, la géométrie et les critères cinématiques à l'approche de ces zones sont très clairement des critères extensifs montrant que ces zones ont été réactivées lors des événements extensifs tardi-orogéniques (Figure II.29).

2.2.4 La compression du Tortonien Supérieur et la situation actuelle

La situation tectonique de la région est actuellement contrôlée par une compression N-S à NNW-SSE (Weijermars *et al.*, 1985; Dewey *et al.*, 1989; Buforn *et al.*, 1992; Comas *et al.*, 1992; Rodriguez-Fernandez et Martin-Penela, 1993; Vissers *et al.*, 1995; Martínez-Martínez et Azañón, 1997; Platt *et al.*, 2003). Cet état de contrainte, effectif depuis le Crétacé Supérieur (Dewey *et al.*, 1989; Mazzoli et Helman, 1994), ne s'enregistre dans les zones internes que durant l'épisode initial d'épaississement crustal anté-Miocène et à partir du Tortonien terminal. En effet, durant tout le Miocène, les zones internes sont caractérisées par de l'extension, N-S puis E-W alors que la compression est quasi-radiale dans les zones externes tout autour de l'arc (Martínez-Martínez et Azañón, 1997; Platt *et al.*, 2003) vers le Nord et le Nord-Ouest dans les Bétiques et vers le Sud et le Sud-Ouest dans le Rif. Durant cette période, même si la convergence Afrique-Eurasie est toujours active, elle ne s'enregistre pas dans la déformation des roches des zones internes.

En revanche, à la fin du Tortonien, un épisode de serrage est clairement enregistré, en particulier par la formation de la topographie des zones internes montrant trois « rangées » de plis approximativement E-W (Figure II.30). On distingue du Nord vers le Sud, celui de la Sierra de las Estancias, la Sierra Nevada et la Sierra de los Filabres et l'ensemble Sierra de Contraviesa-Gador se prolongeant vers l'Est par la Sierra Alhamilla dont la mise en place fut datée par Weijermars *et al.* (1985) au Tortonien Supérieur (Figure II.30).

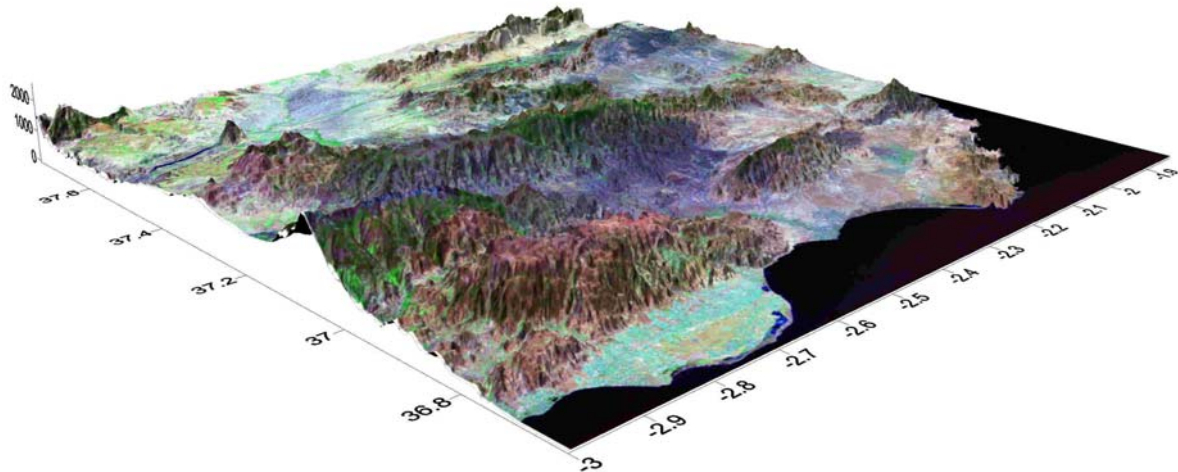


Figure II.30: Modèle numérique de terrain (résolution de 100m) « habillé » par les images LANDSAT.

Depuis 7,5 Ma environ, la région entière est en surrection, visible tant dans les bassins sédimentaires que dans les Sierras (Figure II.31).

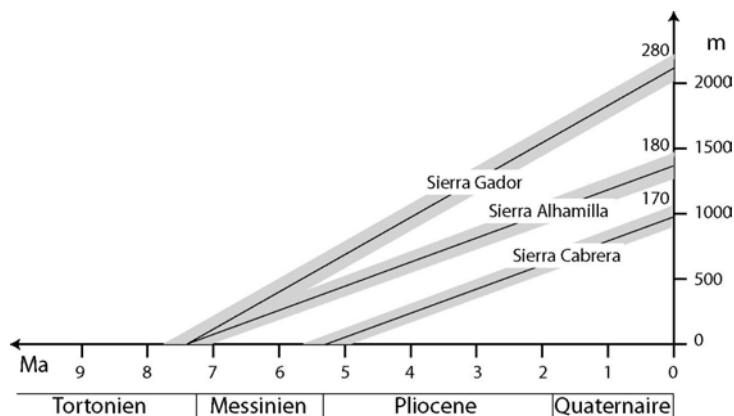


Figure II.31: Exemples de taux de surrection (uplift) de trois Sierras de l'Est des zones internes liés à l'évènement compressif du Tortonien Terminal (Braga et al., 2003).

Dans le détail, les altitudes actuelles des dépôts du Tortonien Terminal et du Messinien Basal sont décroissantes de façon radiale autour de chaque « sierra ». Par exemple, des dépôts de cet âge sont rencontrés à 1600m d'altitude dans la Sierra de Gador (Figure II.31) et à des altitudes décroissantes sur tous ses flancs. En résumé, la région entière est actuellement soumise au soulèvement, mais celui-ci est localement beaucoup plus important au niveau des Sierras.

Cet épisode compressif est également responsable de la formation, au moins de l'activité de failles décrochantes conjuguées, d'ampleur crustale comme les failles de Carboneras, Palomares ou Lorca-Tonata (Bell et al., 1997; Faulkner et al., 2003; Booth-Rea et al., 2003).

2.2.5 Le problème de la formation des bassins sédimentaires miocènes supérieurs :

Les bassins sédimentaires néogènes couvrent une grande partie des zones internes des Cordillères Bétiques. Souvent de petite taille, ils ont en général été très subsidents montrant des séries sédimentaires épaisses typiquement de 1000 ou 2000m déposées en un laps de temps relativement court, quelques millions d'années tout au plus. Leur stratigraphie est relativement constante sur toutes les zones internes (Sanz de Galdeano et Vera, 1992) avec deux épisodes majeurs de sédimentation, séparés par un épisode érosif majeur. Des reliques de sédiments plus anciens, d'âge Oligocène ou Miocène Basal sont préservés à l'état de lambeaux reposant sur le complexe Malaguide.

Ces sédiments ne contiennent exclusivement que des clastes provenant du complexe Malaguide sur lequel ils reposent. Ils ne se rencontrent que dans la partie occidentale des Cordillères Bétiques. Ces dépôts montrent de grandes variations de faciès et de ce fait ont été décrits avec de nombreux noms de formations dont il n'est pas ici le but de faire la liste exhaustive. Citons par exemple les formations de Ciudad Granada ou la de Vinuela (Durand-Delga *et al.*, 1993). Ces sédiments appartiennent à un épisode de remplissage très différent, plutôt présidé par de la compression. Ces formations sont, d'ailleurs pour la plupart, recouvertes tectoniquement par les unités de flyschs (Sanz de Galdeano et Vera, 1992).

Le premier épisode majeur de sédimentation est daté du Burdigalien-Langhien Inférieur. Les sédiments correspondant à cet épisode sont pourtant relativement mal préservés, surtout à l'Est et ne permettent que difficilement d'établir les modalités de leur mise en place. Cependant ces dépôts ont récemment été décrits comme intimement liés à l'activité d'un système de détachements extensifs affectant les complexes Malaguide et Alpujarride (Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Crespo-Blanc, 1995), ces détachements et les failles normales associées étant regroupées sous le nom de système extensif de Contraviersa précédemment décrit (du nom de la « sierra » où il a été décrit, Crespo-Blanc *et al.*, 1994).

Le second épisode majeur de sédimentation est bien mieux préservé constituant une grande partie du remplissage des bassins des zones internes (Sanz de Galdéano et Vera, 1992; Vissers *et al.*, 1995). Cet épisode débute à la limite Serravallien/Tortonien (Weijermars *et al.*, 1985; Kleverlaan *et al.*, 1989; Montenat et Ott d'Estevou, 1990; Briend *et al.*, 1990; Sanz de Galdeano et Vera, 1992; Vissers *et al.*, 1995; Pascual-Molina, 1997; Poisson *et al.*, 1999; Montenat et Ott d'Estevou, 1999). Si les auteurs s'accordent sur la date à laquelle débute cette période de sédimentation, les raisons de ce « pulse de sédimentation » sont en revanche très discutées.

Deux écoles proposant deux types de modèles très différents s'opposent.

Le premier modèle explique la formation des bassins sédimentaires en contexte compressif aux limites, se basant sur les reconstitutions cinématiques régionales (Dewey, 1989) selon lesquelles la convergence Afrique-Eurasie n'a cessé d'être active depuis le Crétacé Supérieur jusqu'à l'actuel.

Ce modèle repose sur le fonctionnement de grands accidents décrochants dilacérant les zones internes (Montenat, 1977, Montenat et Ott d'Estevou, 1990;

Briend, 1981; Briend *et al.*, 1990; Sanz de Galdeano et Vera, 1992; Poisson *et al.*, 1999; Montenat et Ott d'Estevou, 1999).

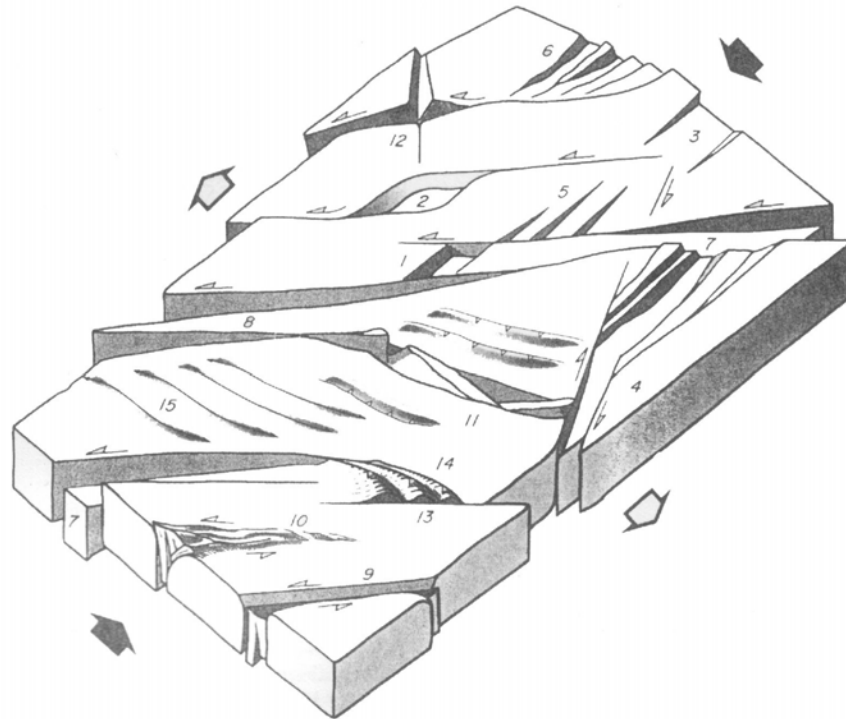


Figure II.32: Représentation schématique de la diversité des bassins sédimentaires de l'Est des Cordillères Bétiques (Montenat et Ott d'Estevou, 1999). Bassins extensifs: 1, 2 et 3: bassins en pull-apart (Bassin Lorca); 4: bassins en décrochement transtensif (Bassin de Mazaron); 5: grabens le long de failles décrochantes; Terminaison et amortissement d'une faille décrochante en queue de cheval extensive (Bassin de Fortuna); Bassins compressifs: 7, 8, 9: synclinaux et figure en fleur négatives entre et le long de faille(s) décrochante(s) (bassins de Sorbas, Vera-Garrucha, Carboneras); 10: zones subsidences le long de structures en fleur positive (Carboneras); 11: rotation de blocs entre deux accidents décrochants (bassin de Segura); 12: bloc subsident à l'intersection de deux accidents décrochants; 13: dépression relative entre des accidents chevauchants; 14: Terminaison et amortissement d'une faille décrochante en queue de cheval compressive (bassin de Huercal-Overa); 15: plis en échelon syn-sédimentaires. Les flèches noires correspondent à la direction de raccourcissement.

Ce modèle nie l'existence de l'extension Miocène pourtant décrite depuis la fin des années 80 (García-Dueñas *et al.*, 1988; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989; García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993). D'autre part, l'existence même de ces grands décrochements ou des chevauchements affectant les zones internes à cette période, est remise en cause (Weijermars *et al.*, 1985; Crespo-Blanc *et al.*, 1994, 1995, paragraphe suivant). Une autre incohérence de ce modèle réside dans la diversité des mécanismes responsables de la subsidence de chacun des bassins (Figure II.32, Montenat et Ott d'Estevou, 1999). Il est, en effet, difficile de réconcilier le fait d'avoir des séries sédimentaires comparables (Sanz de Galdeano et Vera, 1992) et une

subsidence comparable (Kleverlaan, 1989; Cloething *et al.*, 1992) et des bassins situés dans des structures si différentes. On imagine assez bien que le mouvement sur une faille décrochante aura des effets très différents sur la subsidence de deux bassins sédimentaires situés dans une structure en fleur positive et dans un « pull-apart ». En revanche, l'application de ce modèle semble bien convenir à la situation observée depuis le Tortonien Supérieur jusqu'à l'Actuel (Figure II.32).

Le second modèle repose sur la mise en évidence de grandes zones de cisaillement extensives (comme le détachement des Filabres; García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993) permettant, d'une part, l'exhumation des roches métamorphiques, en particulier, celles du complexe Névado-Filabride et donc, d'autre part, de former des bassins purement extensifs (Mora, 1993; Vissers *et al.*, 1995; Pascual-Molina, 1997). Cependant aucune démonstration du lien existant entre l'extension responsable de l'exhumation des roches métamorphiques et l'ouverture des bassins sédimentaires n'a, jusqu'à maintenant, été proposée. Bien que plus satisfaisant, ce modèle se heurte à un autre problème. En effet, les bassins, au moins ceux de Huercal-Overa, de l'Almanzora au Nord (Mora, 1993; Vissers *et al.*, 1995), de Tabernas et des Alpujarras au Sud (Kleverlaan, 1989; Pascual-Molina, 1997) s'ouvrent à la limite Serravallien/Tortonien avec des directions d'extension N-S. Or, les directions d'extension ductiles décrites dans la littérature pour le complexe Névado-Filabride sont E-W (García-Dueñas *et al.*, 1988, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993; Martínez-Martínez *et al.*, 2000). Il y a donc une incohérence apparente forte entre ces deux phénomènes visiblement liés restant à expliquer.

Chapitre III

Les bassins sédimentaires

LES BASSINS SEDIMENTAIRES	91
1. LES BASSINS SEDIMENTAIRES : DES ENREGISTREMENTS DE LA DEFORMATION.....	93
1.1 Les facteurs contrôlant l'enregistrement sédimentaire	93
1.1.1 L'Eustatisme	94
1.1.2 Le flux sédimentaire.....	95
1.1.3 La tectonique	95
1.2 L'outil accommodation	96
1.3 L'expression stratigraphique des variations du rapport A/S.....	97
1.4 Surfaces remarquables de la séquence de dépôt.....	98
1.5 Influence de la déformation sur les processus de sédimentation ou comment lire la déformation dans l'enregistrement des bassins	98
1.5.1 Influence de la déformation sur le profil de dépôt.....	99
1.5.2 Influence de la déformation sur l'architecture stratigraphique.....	99
1.6 La mesure de l'accommodation.....	100
1.6.1 Le découpage stratigraphique	101
1.6.2 L'épaisseur « décompactée » des sédiments.....	103
1.6.3 Les variations de bathymétries/altitudes	104
1.7 La subsidence	105
1.7.1 La correction de l'eustatisme	105
1.7.2 La correction sur la charge du bassin	106
2. ETUDE DU BASSIN DE HUERCAL-OVERA (ARTICLE 1)	108
2.1 Présentation et but de l'article 1.....	108
2.2 Article 1: Late-orogenic extension of the Eastern Betics and basin genesis: the example of the Huércal-Overa basin.....	109
2.2.1 Abstract.....	109
2.2.2 Introduction.....	109
2.2.3 Geological setting	110
2.2.4 Sedimentology and stratigraphy of the Huércal-Overa basin	112
2.2.5 Quantification of accommodation and sedimentation rates	126
2.2.6 Interpretations.....	130
2.2.7 Deformational history	132
2.2.8 Discussion.....	140
2.2.9 Conclusion.....	143
2.3 Conclusions principales et remarques complémentaires.....	145
3. ETUDE DU BASSIN DE TABERNAS (ARTICLE 2).....	146
3.1 Présentation et but de l'article 2.....	146
3.2 Article 2: The Tabernas basin: A new example of extensional tectonic in the Eastern Betics (SE Spain).....	148
3.2.1 Abstract.....	148
3.2.2 Introduction.....	149
3.2.3 Geological setting	150
3.2.4 Sedimentology and stratigraphy of the Tabernas basin	153
3.2.5 Accommodation and sedimentation rates quantification	165
3.2.6 Interpretations.....	169
3.2.7 Discussion.....	171
3.2.8 Conclusions	177
3.3 Conclusions principales et remarques complémentaires.....	178
4. SYNTHÈSE	179
5. ANNEXES	180

1. Les bassins sédimentaires : des enregistrements de la déformation

La façon d'aborder la genèse et l'évolution des bassins sédimentaires a subi de profonds changements durant les trente dernières années, voyant l'émergence des premiers principes de stratigraphie séquentielle (Wagoner *et al.*, 1988) et l'intégration des bassins sédimentaires dans le cadre de la tectonique « globale » (Mc Kenzie, 1978; Watts, 1982). Les premières études ont alors tenté de caractériser et de quantifier les facteurs contrôlant le remplissage des bassins sédimentaires. L'avènement de la notion d'accommodation (Jervey, 1988; Homewood, 1992) a donné l'opportunité de quantifier les contributions relatives des différents facteurs, en particulier celui de la déformation (Robin, 1997; Castellort *et al.*, 2003; Le Solleuz *et al.*, 2003).

Les bassins sédimentaires sont maintenant abordés comme des marqueurs, à haute résolution de la déformation dans les contextes tant extensifs, compressifs, qu'intracratoniques (Jordan, 1981; Cloething, 1993; Robin, 1997; Castellort *et al.*, 2003; Le Solleuz *et al.*, 2003). Ce chapitre présente les résultats obtenus par l'étude de deux bassins sédimentaires où le signal tectonique a été extrait de l'enregistrement sédimentaire. Avant d'entrer dans le détail de ces études et de leurs résultats, les principes de la méthode utilisée sont brièvement rappelés.

1.1 Les facteurs contrôlant l'enregistrement sédimentaire

Sur de grandes échelles de temps (à partir de 10^4 ans, Figure III.1), l'accumulation des sédiments ainsi que la géométrie des corps sédimentaires sont essentiellement dictées par les interactions, souvent complexes, entre la déformation *s.l.* (géodynamique) et le climat. Ces deux paramètres contrôlent les variations du niveau marin absolu (eustatisme) de la subsidence et du flux sédimentaire et forment les facteurs dits allocycliques (Jervey, 1988).

D'autres facteurs, dits autocycliques, sont propres au milieu de dépôt sédimentaire (Jervey, 1988). Leurs actions sont enregistrées sur des échelles de temps assez courtes (10^{-3} à 10^3 ans, Figure III.1) et se caractérisent par des variations de la nature et de la morphologie du système sédimentaire à l'échelle des faciès sédimentaires en relation avec les processus hydrodynamiques mis en œuvre. De plus, par nature, ces facteurs n'ont qu'une expression locale et ne sont donc pas enregistrés dans tout le bassin. Pour ces raisons, seuls les facteurs allocycliques (eustatisme, apports sédimentaires et tectonique) seront pris en compte.

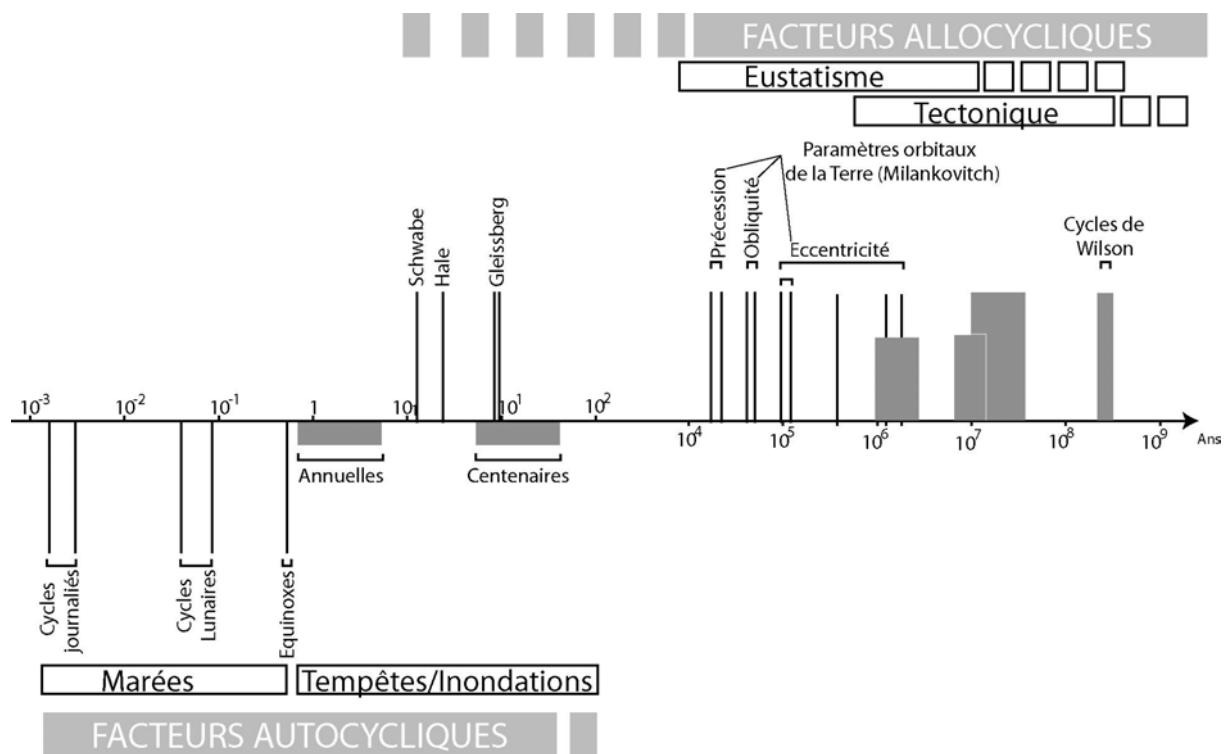


Figure III.1: Les différents facteurs allocycliques et autocycliques et leurs durées respectives (Guillocheau, 1995)

1.1.1 L'Eustatisme

Les variations de l'interface air-eau déterminent les variations du niveau marin pouvant être décrits de trois façons :

- La bathymétrie, qui représente la tranche d'eau entre l'interface eau-air et le toit des sédiments, et s'enregistre par le faciès sédimentaire (fonction de l'hydrodynamisme).
- Le niveau marin relatif, qui représente la distance entre l'interface eau-air et un point fixe du substratum. Les variations du niveau marin relatif sont, par conséquent la somme des variations du niveau marin absolu et de la subsidence (*s.l.*).
- Le niveau marin absolu ou eustatisme, qui est défini par rapport à un point fixe, indépendant de tout mouvement tectonique comme par exemple un point dans le noyau solide de la terre (Figure III.2).

Les variations du niveau marin absolu sont principalement contrôlées par deux facteurs principaux : la tectonique et le climat. La tectonique des plaques (Figure III.1, tectonique) induit des variations volumiques et géométriques des bassins océaniques via l'activité des dorsales océaniques (tectono-eustatisme, Haq *et al.*, 1987; Vail *et al.*, 1991; Hardenbol *et al.*, 1997) contrôlant en quelque sorte la « géométrie du contenant ». Le climat, quant à lui, influe sur le bilan eau solide-eau liquide et sur la dilatation thermique de l'eau liquide (glacio-eustatisme, Berger, 1978). Les variations eustatiques liées aux climats semblent obéir aux variations cycliques liées aux paramètres orbitaux de la terre et à leurs interférences (Figure III.1) (Milankovitch, 1920).

1.1.2 Le flux sédimentaire

Le flux sédimentaire correspond au rapport entre les quantités entrantes et sortantes du bassin sédimentaire dépendantes directement du bilan érosion-sédimentation et production *in-situ* le long du profil de dépôt (Figure III.1).

En système purement terrigène ou s'en rapprochant (comme les bassins étudiés avant le Messinien) le flux est essentiellement horizontal (apports fluviatiles, turbidites...). La quantité des apports sédimentaires dans le bassin est fonction de la quantité des sédiments érodée en amont. L'érosion est quant à elle d'une part, contrôlée par la tectonique par le biais de la topographie (ou relief), via deux paramètres : l'amplitude et la vitesse de surrection, et d'autre part par le climat. Les effets du climat sont également doubles. La température et la pluviométrie contrôlent l'efficacité de l'altération chimique et physique, alors que le glacio-eustatisme (décrit dans le paragraphe suivant) induit des variations eustatiques et donc de niveau de base. Un des intérêts de travailler dans des bassins dominés par les apports terrigènes sans production *in-situ* est qu'une analyse couplée de la nature des clastes et des paléocourants renseigne directement sur les types de roches à l'affleurement lors de chaque dépôt.

1.1.3 La tectonique

L'activité tectonique joue un rôle majeur dans le contrôle de l'enregistrement et des géométries sédimentaires. On distingue en général 3 ordres de contrôle sur la déformation en fonction de sa longueur d'onde (Guillocheau, 1995; Robin *et al.*, 2000, 2003, Figure III.2).

(1) Une déformation de grande longueur d'onde, de plusieurs centaines à plusieurs milliers de kilomètres dont l'amplitude dépasse souvent le kilomètre. L'origine de ces processus, également de grande longueur d'onde est essentiellement liée à une anomalie thermique positive consécutive à une perturbation (rifting, d'effondrement gravitaire d'une chaîne de montagne). Il s'en suit une contraction thermique de la lithosphère et par conséquent un affaissement dit « flexural » de toute une région.

(2) Une déformation de moyenne longueur d'onde qui illustre les déformations intraplaques. C'est le cas, par exemple, du flambage lithosphérique dont la longueur est typiquement de la centaine de kilomètres avec des amplitudes de l'ordre de la centaine de mètres (Cloething *et al.*, 1985; Burov et Diament, 1995; Burov, 2003).

(3) Une déformation de courte longueur d'onde, d'échelle locale (dix à quelques dizaines de kilomètres) qui est liée à l'activité de structures tectoniques telles que les plis ou les failles. Les détachements et autres failles normales associées à de l'extension localisée entrent dans cette catégorie. C'est donc sur cette échelle de déformation que se focalisera notre attention dans cette thèse.

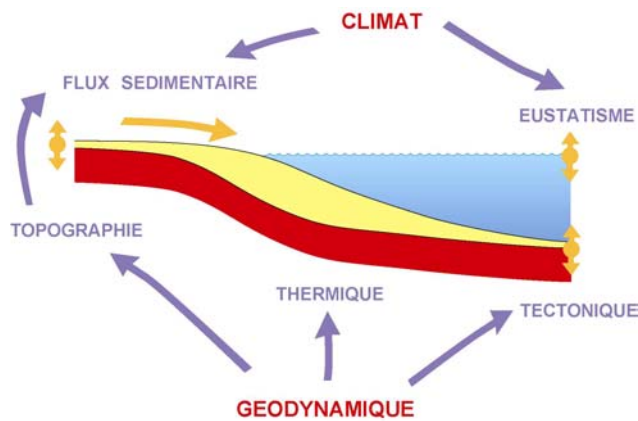


Figure III.2: Facteurs allocycliques contrôlant l'espace d'accommodation et leurs actions conjointes sur la sédimentation (modifiée d'après Robin, 1997)

1.2 L'outil accommodation

Les bassins sédimentaires sont situés à l'interface entre la croûte (ou la lithosphère) et l'atmosphère (ou l'hydrosphère). De ce fait, ils enregistrent les interactions complexes entre des processus tant « internes » comme la déformation (à différentes échelles) et les processus externes comme les variations comme le climat et l'eustatisme (également à différentes échelles).

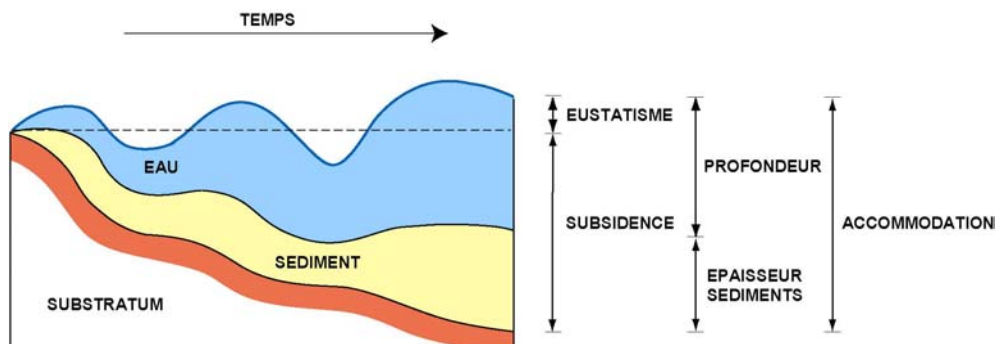


Figure III.3: Définition de l'espace d'accommodation et des différents termes impliqués (Robin, 1997)

Ces interactions, souvent complexes, sont enregistrées en termes de séquences stratigraphiques de différents ordres. Chacune de ces séquences correspond à des cycles complets de progradation (seaward stepping) et de rétrogradation de la ligne de côte (landward stepping) et sont contrôlées par les variations des apports sédimentaires, l'eustatisme, et la déformation du substratum du bassin. La façon dont les facteurs sont combinés a été formalisée en termes de variations du rapport de deux paramètres indépendants, l'accommodation notée A (désignant l'espace disponible à l'accumulation des sédiments, et enregistrant les variations de l'eustatisme et de la déformation; Figure III.3; Jervy, 1988), et les apports sédimentaires notés S (Cross, 1988; Homewood *et al.*, 1992). Utiliser l'outil « accommodation » (A) a pour intérêt de se placer dans un espace libre de sédiments. En conséquence, l'enregistrement sédimentaire peut être complètement décrit par les

variations conjointes de l'accommodation et des apports sédimentaires, le rapport A/S qui contrôle le dépôt des séquences de dépôts.

1.3 L'expression stratigraphique des variations du rapport A/S

Le rapport A/S ne dépend donc que du climat, de la déformation (contrôlant à eux deux l'eustatisme) et des apports sédimentaires. Cinq comportements géométriques de la migration de la ligne de rivage au cours du temps peuvent être distingués par les variations du rapport A/S.

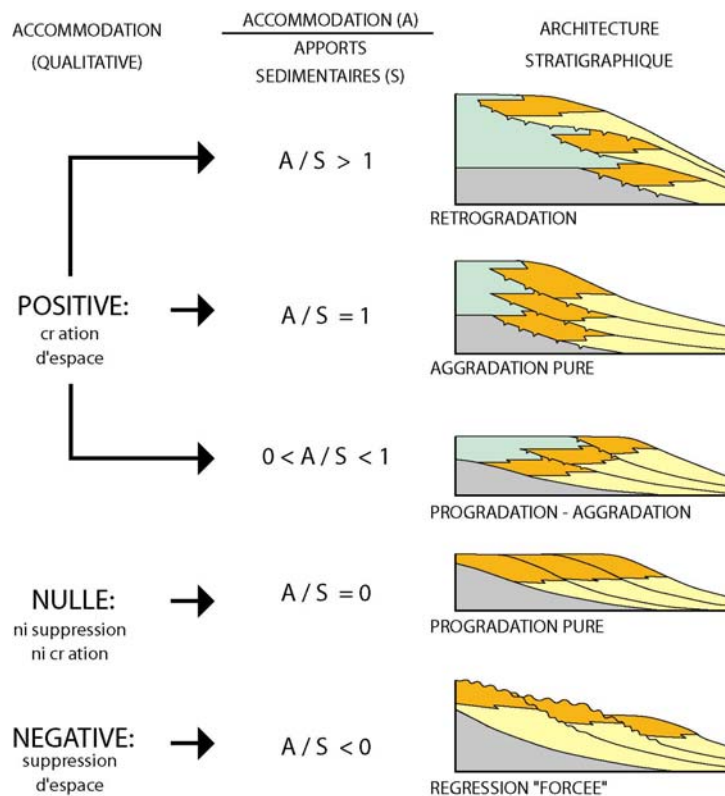


Figure III.4: Diagrammes montrant la géométrie des corps sédimentaires et leur migration spatio-temporelles sur un profil proximal-distal en fonction des variations du rapport A/S (Homewood et al.)

On distingue, avec une accommodation positive :

- $A/S > 1$: l'espace créé n'est pas complètement comblé par les apports sédimentaires. En un point, la tranche d'eau augmente et les faciès ont tendance à traduire un approfondissement. D'autre part le rivage progresse vers le continent. On dit que le système rétrograde (Figure III.4a).

- $A/S = 1$: l'espace créé est totalement comblé par les apports sédimentaires (Figure III.4b). Le rivage reste à la même position. Dans ce cas, on parle d'aggradation pure.

- $0 < A/S < 1$: l'espace créé est plus faible que les apports sédimentaires. Le bassin se comble, le rivage progresse vers le pôle distal. On dit dans ce cas que l'architecture stratigraphique est caractérisée par une progradation aggradante (Figure III.4c).

Avec une accommodation nulle,

- $A/S = 0$: il n'y a pas de création d'espace. Quelque soit la valeur du flux sédimentaire, il a tendance à combler le bassin. On parle alors de progradation pure (Figure III.4d).

Avec une accommodation négative,

- $A/S < 0$: il y a une suppression d'espace. Le système est dit en régression forcée (Figure III.4e).

Dans les bassins et pour l'intervalle étudiés, nous verrons que l'accommodation reste toujours positive. En revanche, elle devient vraisemblablement négative depuis le Messinien, illustrée par des récifs (bathymétries modestes voire nulles) portés à des altitudes de plus de 1000m.

1.4 Surfaces remarquables de la séquence de dépôt

L'expression stratigraphique d'un cycle de variation du niveau marin relatif, ou encore du rapport A/S est appelée comme nous l'avons vu plus haut « séquence sédimentaire. La séquence sédimentaire peut être caractérisée sédimentologiquement et « volumétriquement ». L'unité génétique est définie par l'empilement de trois cortèges sédimentaires, de bas niveau marin (Low stand system tract), de transgression (Transgression system tract) et de haut niveau marin (High stand system tract). Au passage entre le cortège de bas niveau marin et le cortège de transgression, les corps sédimentaires aggradent puis rétrogradent marquant dans le bassin une période de première inondation ou flooding surface (FS). Les corps rétrogradent ensuite jusqu'à un maximum, la surface d'inondation maximale ou maximum flooding surface (MFS). Enfin, lors de la baisse du niveau marin, les corps sédimentaires aggradent de nouveaux puis progradent. L'accélération de la progradation est parfois marquée par une surface d'érosion nommée « unconformity » (UN).

1.5 Influence de la déformation sur les processus de sédimentation ou comment lire la déformation dans l'enregistrement des bassins

La déformation contrôlant directement l'accommodation, le remplissage des bassins sédimentaires fournit un enregistrement de haute résolution de la cinématique de leur déformation. Par exemple, la géométrie des couches « syn-déformation » est souvent utilisée pour reconstituer la cinématique et la croissance des structures (Rouby *et al.*, 1993, 2000; Ford *et al.*, 1997; Bourgeois *et al.*, 1997).

Dans la majorité des cas, les couches sédimentaires sont considérées comme n'étant que des marqueurs passifs de la déformation, partant du principe que l'espace d'accommodation est systématiquement comblé par la sédimentation.

Cependant, de nombreuses études ont démontré que l'influence de la déformation sur les processus sédimentaires ne se limite pas seulement à la distribution des épaisseurs sédimentaires dans le bassin (Watts *et al.*, 1982; Morley, 1999; Young *et al.*, 2001) mais affecte le profil de dépôt et les environnements sédimentaires ainsi que l'architecture stratigraphique du bassin.

1.5.1 Influence de la déformation sur le profil de dépôt

Si les apports sédimentaires [S] sont insuffisants pour combler l'espace disponible [A] créé par la déformation à grande échelle (1^{er} et 2^{ème} ordre), alors des structures comme les plis ou les failles peuvent modifier la topographie. De nombreuses études ont discuté l'influence de telles structures sur les systèmes de drainage dans les environnements continentaux ou encore sur les dépôts turbiditiques et deltaïques (Sinclair, 2000; Trudgill, 2002; Lopez-Blanco, 2002). Par exemple, la surrection du sommet d'un pli, outre de drastiquement modifier la distribution des épaisseurs sédimentaires, influe directement sur la bathymétrie, donc l'hydrodynamisme du dépôt s'enregistrant en termes de faciès sédimentaire.

1.5.2 Influence de la déformation sur l'architecture stratigraphique

La déformation influe sur A en contrôlant directement les variations de l'espace disponible liées aux mouvements du substratum. De plus, comme cela a été présenté plus haut, les variations du rapport A/S contrôlent l'expression des cycles stratigraphiques qui sont donc soumis à des variations tant spatiales que temporelles.

Les variations spatiales du taux de déformation vont induire des variations spatiales de l'accommodation A qui vont, à leur tour, modifier l'expression des séquences contrôlées par d'autres mécanismes (déformation à plus grande échelle, eustatisme). Ces variations ont pour effet d'induire des variations spatiales des séquences stratigraphiques : trois types principaux de distorsions sont décrits dans la littérature.

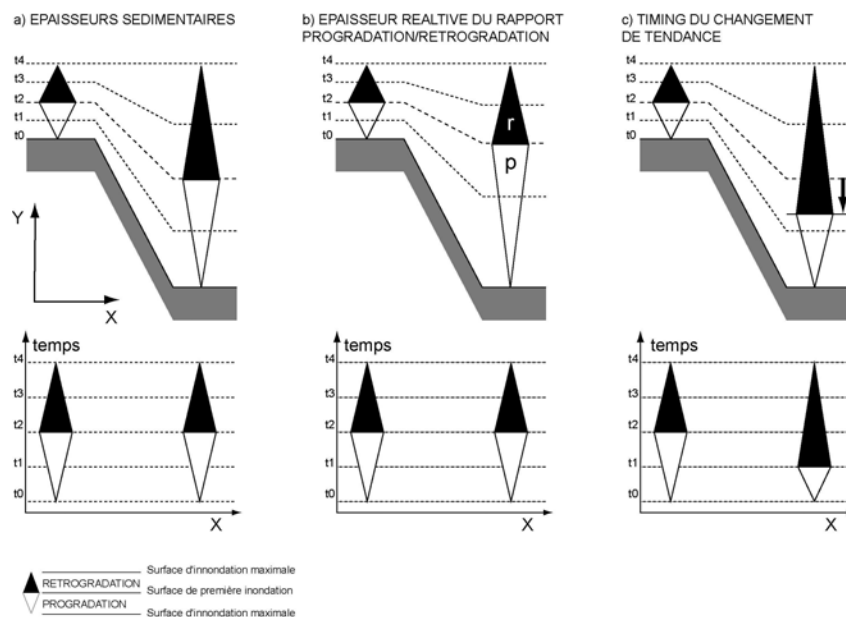


Figure III. 5: Distorsion de l'expression stratigraphique des unités génétiques induites par des variations locales du taux de déformation (Robin *et al.*, soumis)

Le plus évident est le changement latéral important des épaisseurs sédimentaires (Edwards, 1995) (Figure III.4a).

Les modifications spatiales des courbes d'accommodation peuvent être liées à la déformation locale (Posamentier et Allen, 1993). Cet effet a été proposé pour expliquer les variations latérales dans l'expression sédimentologique des surfaces stratigraphiques (FS, MFS, UN) et par conséquent, les variations de géométrie des cycles stratigraphiques (Crumeyrolle *et al.*, 1991; Dromart *et al.*, 1998; Newell, 2000). Dans ce cas, les épaisseurs respectives des phases de progradation et de rétrogradation sont altérées (le rapport P/R, Figure III.4b). La déformation peut, dans le cas précédent, altérer le timing de l'inversion de tendance (Figure III.4c) (Wehr, 1993; Castellort *et al.*, 2003). Ces auteurs ont montré que les taux de déformation associés à des structures tectoniques discrètes pouvaient localement avancer ou retarder le début des cycles de progradation et de rétrogradation (MFS et FS).

Il est donc possible de lire les effets de la déformation dans le signal stratigraphique. Maintenant que cette démonstration est faite, les étapes pour parvenir aux courbes d'accommodation et de subsidence vont être étudiées.

1.6 La mesure de l'accommodation

Sur une coupe verticale, les variations d'accommodation sont calculées (équation III.1), pour un intervalle de temps donné, en faisant la somme de l'épaisseur « décompactée » des sédiments déposés et de la variation de bathymétrie/d'altitude (Jervey, 1988; Robin *et al.*, 1996, 1998).

$$[Acc]_{t_0}^{t_1} = [Ts]_{t_0}^{t_1} + [\Delta Bathy]_{t_0}^{t_1} \quad (\text{équation III. 1})$$

où $[Acc]_{t_0}^{t_1}$ est l'accommodation créée ou supprimée entre deux niveaux datés, $[Ts]_{t_0}^{t_1}$ l'épaisseur décompactée des sédiments et $[\Delta Bathy]_{t_0}^{t_1}$ la variation de bathymétrie/d'altitude des dépôts (Figure III.6).

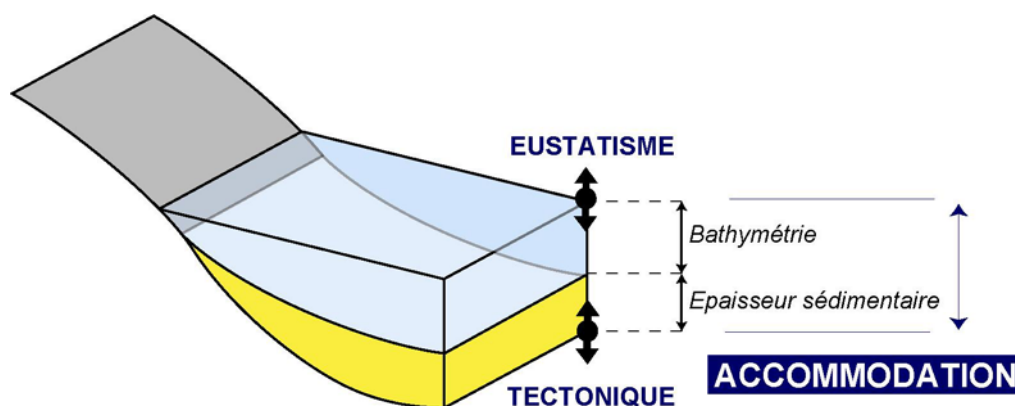


Figure III.6: Paramètres nécessaires au calcul de l'accommodation et influence des facteurs allocycliques (Robin, 1997)

Pour mesurer l'accommodation, il faut quatre données « d'entrée ». Le temps (1) et les épaisseurs « brutes » (actuelles) (2) dérivent du travail de découpage séquentiel, ces épaisseurs étant ensuite décompactées (3) du poids des séries sédimentaires et de l'eau sus-jacente. Enfin, (4) les paléo-bathymétries/altitudes sont estimées pour chacune des limites du découpage séquentiel.

1.6.1 Le découpage stratigraphique

Comme nous l'avons vu, l'enregistrement sédimentaire est constitué par une succession de séquences de dépôts de différents ordres, fonction des variations du rapport A/S. Trois étapes sont nécessaires afin de découper l'enregistrement sédimentaire : l'identification des milieux de dépôt, la caractérisation des unités génétiques et la hiérarchisation des séquences de dépôts.

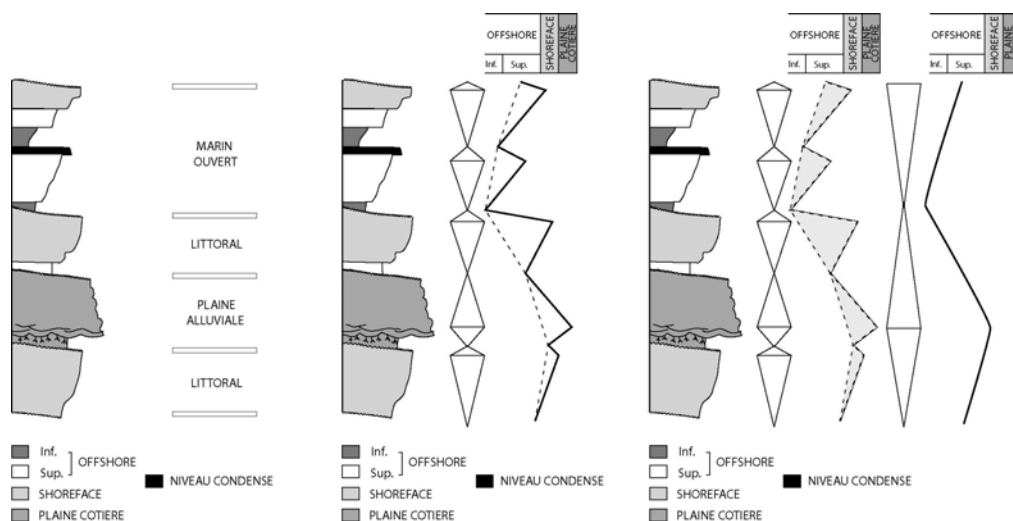


Figure III.7: Les trois étapes principales permettant de proposer un découpage séquentiel : (1) levé de log et identification des faciès, (2) identification des unités génétiques et (3) détermination des tendances et des ordres inférieurs (Robin, 1997)

L'identification des milieux de dépôt relève de la sédimentologie de faciès qui intègre l'analyse de la lithologie, des structures sédimentaires et du contenu biologique du sédiment. La répartition spatiale des différents faciès observés caractérise un profil de dépôt le long duquel ils sont distribués, relativement entre un pôle proximal et un pôle distal. Le profil de dépôt est caractérisé par 3 lignes horizontales majeures, la ligne de déferlement des vagues, la ligne de limite d'action des vagues de beau temps et la ligne de limite d'action des vagues de tempête qui limite trois grands milieux de dépôts (Figures III.7a).

On distingue le shoreface, le plus proximal, situé entre la ligne de déferlement des vagues et la limite d'action des vagues de beau temps. Il se caractérise en général, par des figures sédimentaires de haute énergie (litage oblique, érosion...) et par des granulométries sableuses (pas d'argile). L'offshore supérieur, entre les limites d'action des vagues de beau temps et de tempête où la fraction argileuse devient importante avec quelques passées sableuses correspondant à des figures de tempête. Enfin, l'offshore inférieur situé sous la limite d'action des vagues de tempête qui n'a pas de limite inférieure. La lithologie n'est en général qu'argileuse caractérisée par l'absence de figures sédimentaires.

	Bathymétries « habituelles »	Bathymétries utilisées
Limite d'action des vagues de beau temps	5-30 m	10 5 m
Limite d'action des vagues de tempêtes	60-180 m	50 10 m

Table III.1: Comparaison entre les limites d'action des vagues de beau temps et de tempête moyennes et celles que nous avons utilisées dans l'étude des deux bassins. Ces valeurs moyennes sont principalement fonction de la courantologie, de la morphologie de la côte ainsi que de la latitude.

Dans ce travail, les limites présentées dans la Table III.1 ci-dessus ont été rehaussées du fait de la taille modeste des bassins.

Les variations du rapport A/S induisent des variations de bathymétrie, dont les extrema correspondent aux surfaces remarquables précédemment définies. Une fois les environnements de dépôts caractérisés, il est possible de visualiser les variations de ces environnements au cours du temps et de remonter aux minima de bathymétrie correspondant aux FS et aux maxima correspondant aux MFS (Homewood *et al.*, 1992). La séquence de dépôt (l'unité génétique) est comprise entre deux MFS et correspond au plus petit cycle régression/transgression identifiable (Figures III.7b). L'unité génétique sera donc définie, en milieu marin, entre deux maxima de profondeur ou de façon « pratique », entre les deux faciès les plus distaux. En milieu continental, les phases de régression étant rarement préservées du fait du partitionnement volumétrique des sédimentaires (Cross *et al.*, 1988; Sonnenfeld et Cross, 1991), l'unité génétique sera alors définie entre les deux faciès les plus littoraux.

L'étude de l'empilement vertical des milieux de dépôts à l'échelle des unités génétiques permet de lire les tendances d'ordre inférieur (Figures III.7c). Les tendances générales de l'empilement montreront par exemple une migration vers la mer (seaward stepping; Cross, 1988) illustrant une tendance à la progradation. Inversement, une migration progressive vers le continent (landward stepping) illustrera une tendance d'ordre supérieur à la rétrogradation. De même, plusieurs ordres de séquences emboîtés peuvent généralement être distingués, les plus petits d'entre eux étant souvent des cycles d'origine climatique (Berger, 1977; Guillocheau, 1991, 1995; Berger et Loutre, 1994; De Boer and Smith, 1994; Schwarzacher, 2000).

Il est ensuite nécessaire de corrélérer ce découpage relatif du temps avec les données chronostratigraphiques disponibles (synthèse bibliographique, datations

réalisées pour l'étude...) qui sont, le plus souvent paléontologiques. Ces données, souvent insuffisantes, sont palliées en assumant une durée égale pour un ordre de cycles stratigraphiques donné. L'enregistrement sédimentaire est ainsi découpé en cycles datés à leurs limites.

Le calage stratigraphique est essentiel, il est pourtant souvent porteur de la marge d'erreur la plus importante, se répercutant indirectement sur les calculs d'accommodation (répercussions importantes en terme de vitesse).

Dans ce travail, les unités génétiques sont considérées comme d'origine eustatique et sont donc, à priori, corrélables en tout point du bassin. En revanche, les tendances d'ordre inférieur seront considérées comme d'origine mixte (tectonique/eustatique) voire purement tectonique. La reconnaissance de telles séquences est le but de l'étude.

1.6.2 L'épaisseur « décompactée » des sédiments

Une fois le découpage en temps et de même en épaisseur réalisé, il nous faut maintenant décompacter les épaisseurs actuelles de sédiments.

La compaction est la réduction du volume sédimentaire par réduction de sa porosité sous la surcharge des couches, ainsi que sous l'éventuelle épaisseur d'eau sus-jacente. Cette réduction de porosité en fonction de la profondeur a été formalisée par une loi exponentielle (équation III.2) proposée entre autres par Sclater et Christie, (1980).

$$\Phi = \Phi_0 e^{-c \frac{z}{z_0}} \quad (\text{équation III.2})$$

où Φ est la porosité à la profondeur considérée, Φ_0 la porosité initiale à la surface du sédiment, c le coefficient donnant la pente de la relation porosité/profondeur et z la profondeur. Dans nos calculs de décompaction, nous n'utiliserons que les paramètres Φ_0 et c de lithologies pures telles que argile et sable (Table III.2).

Lithologie	Densité ρ (kg/m ³)	Porosité initiale Φ_0 (%)	Enfouissement de référence Z_0 (m)
Sable	2650	40 à 50	1000 à 2000
Argile	2750	50 à 60	350 à 1000
Calcaire	2750	25	1000
Dolomie	2750	25	1667
Anhydrite	2870	50	1000
Sel	2350	60	5
Charbon	1500	92	10
Craie	2230	50	1000

Table III.2: Valeurs de ρ , Φ_0 et Z_0 pour les principales des lithologies pures (Sclater et Christie, 1980).

La correction de la compaction d'une série vise à rendre compte de l'épaisseur réelle de sédiments déposés. Cette correction est toujours positive, un tel phénomène ne pouvant induire qu'une diminution de volume et donc, *in-fine* une sous-estimation de l'accommodation.

Pour les bassins que nous avons étudiés, caractérisés par des séries sédimentaires relativement fines (800-1500m), l'effet de la décompaction impose déjà des variations d'une cinquantaine de mètres sur l'accommodation. Il est donc nécessaire de décompacter les sédiments. En revanche, les effets d'erreur sur la lithologie sont négligeables, nous avons à cet égard réalisé des tests montrant que le choix d'une lithologie plutôt qu'une autre (100% d'erreur) n'avait que des répercussions de l'ordre de 3% de l'accommodation.

1.6.3 Les variations de bathymétries/altitudes

Après avoir décompacté les séries sédimentaires, il convient de caractériser et de quantifier les paléobathymétries ou les paléoaltitudes des faciès caractéristiques des surfaces remarquables (MFS ou FS) définies par le découpage séquentiel.

L'estimation de la paléobathymétrie passe par la détermination du milieu de dépôt. Ce dernier est directement contrôlé par l'hydrodynamisme et s'enregistre directement en termes de géométries, de figures sédimentaires, de lithologies et de contenus biologiques dans le sédiment. L'observation, sur le terrain, de ces dépôts, forme les bases de la sédimentologie de faciès, et permet de proposer un ou plusieurs processus hydrodynamiques responsables des faciès rencontrés. Une bathymétrie est alors proposée selon le ou les processus hydrodynamiques ayant présidé le dépôt (houle, tempête, marée...).

La principale limitation de la sédimentologie de faciès résulte du fait qu'une même figure sédimentaire caractéristique d'une zone hydrodynamique connue peut s'enregistrer à des bathymétries différentes selon des facteurs comme le climat ou la géométrie du bassin (bassin ouvert, restreint, protégé...). Ainsi, des limites de zones hydrodynamiques plus superficielles qu'à l'accoutumée ont été choisies, compte tenu de la petite taille des bassins étudiés (limites d'action des vagues permanentes et des vagues de tempêtes).

Les paléoaltitudes sont beaucoup plus difficiles à contraindre, surtout en l'absence d'études palynologiques préliminaires. Nos estimations d'altitudes sont basées sur la reconnaissance du réseau hydrographique caractérisant nos dépôts. Les calculs d'altitudes sont fonctions des valeurs de pente des différents réseaux ainsi que des dimensions actuelles de ces réseaux. A chaque fois, nous avons testé différentes hypothèses (développées dans les articles 1 et 2) permettant de quantifier la (grande) variabilité des estimations d'altitude et de paléobathymétrie. Nous renvoyons le lecteur aux articles 1 et 2 où les calculs sont explicités plus en détail.

Dans le cadre de notre étude, la création d'espace disponible est notée positivement. Les paléobathymétries, au même titre que l'enfoncement du substratum, favorisant des subsidences positives sont donc logiquement également notées positivement.

1.7 La subsidence

L'accommodation, telle que nous venons de la définir, et dont nous avons brièvement rappelée les principales étapes pour en calculer les variations, est fonction des variations eustatiques. L'accommodation corrigée de l'eustatisme prend le nom de subsidence (*s.l.*), ou subsidence totale, qui regroupe l'ensemble des déformations enregistrées par le substratum. Ces déformations, en première approximation, sont dues aux déformations tectoniques (*s.s.*), à celles induites par le poids des sédiments sur le substratum du bassin et à la subsidence thermique qui ne sera pas corrigée dans les études présentées.

Ce que l'on appellera subsidence tectonique plus bas et dans les articles, sera donc en fait la somme de la subsidence tectonique (*s.s.*) et de la subsidence thermique.

Dans ces conditions, la subsidence tectonique peut donc être obtenues de la subsidence totale en en déduisant les effets de l'enfoncement du substratum sous le poids des sédiments (subsidence gravitaire ou isostasie). De l'accommodation sont déduits successivement et pour chacune des limites des cycles stratigraphiques, l'eustatisme et l'enfoncement du substratum (équation III.3).

$$[Sub]_{t_0}^{t_1} = [Acc]_{t_0}^{t_1} - [T_A]_{t_0}^{t_1} - [\Delta Eus]_{t_0}^{t_1} \quad (\text{équation III.3})$$

où $[Sub]_{t_0}^{t_1}$ est la subsidence créée ou supprimée entre deux ligne-temps $[T_A]_{t_0}^{t_1}$ l'épaisseur (fictive) équivalente à l'enfoncement du substratum sous le poids des sédiments (i.e. correction isostatique de type Airy) et $[\Delta Eus]_{t_0}^{t_1}$ les variations du niveau marin absolu (i.e. eustatisme).

1.7.1 La correction de l'eustatisme

L'eustatisme représente les variations du niveau marin absolu. Une augmentation du niveau marin (eustatisme positif) induit une augmentation de bathymétrie et avoir la même signature qu'un enfoncement du substratum du bassin. Inversement, une diminution du niveau marin favorise une diminution des bathymétries et peut avoir la même signature qu'une surrection du substratum du bassin. Pour cette raison, ces variations biaisent la lecture des courbes de subsidence et doivent, en théorie, être corrigées, le plus souvent avec une charte eustatique.

Le problème majeur de l'utilisation de ces chartes est qu'elles sont souvent en désaccord. Se pose alors le problème du choix motivé de l'une d'entre elles. La Figure III.8 montre un exemple de deux échelles récentes. Les différences y sont importantes affectant autant les « valeurs » des extrema, mais aussi leur âge.

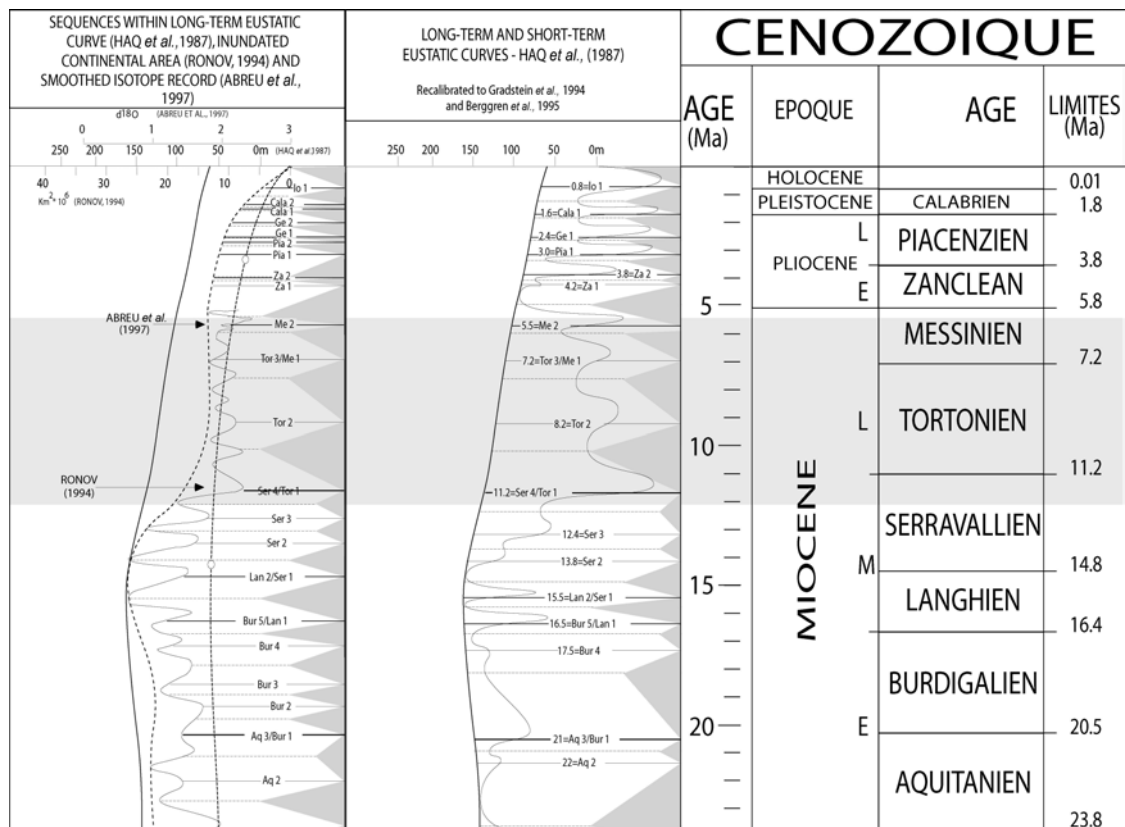


Figure III.8: Extrait des chartes des variations Eustatiques (Haq *et al.*, 1987; Abreu *et al.*, 1997) de la base du Miocène à l'actuel.

Les bassins sédimentaires des Cordillères Bétiques de l'Est posent un problème supplémentaire. A cette période, proche de la crise Messinienne (datée à 5.7 Ma dans le bassin de Tabernas, Gautier *et al.*, 1994), on peut s'interroger sur la connexion de ces bassins avec l'océan mondial.

Ces remises en cause nous ont poussé à ne pas utiliser les chartes eustatiques mondiales pour corriger des variations eustatiques.

Les variations eustatiques n'excèdent pas 40 mètres pour la période étudiée, quelle que soit la charte choisie. Pour les deux bassins étudiés, cette correction n'affecte pas les variations de subsidence de plus de 10%. De plus, quelle que soit la charte choisie, les corrections ne changent jamais les grandes tendances à l'échelle des cycles mineurs et majeurs.

1.7.2 La correction sur la charge du bassin

L'effet de la charge sédimentaire sur son substratum explique souvent environ la moitié de la subsidence totale d'un bassin. Cet effet peut être décrit par le principe d'isostasie locale d'Airy (Figure III.9a) ou par un modèle de flexuration élastique (Figure III.9b) de la lithosphère.

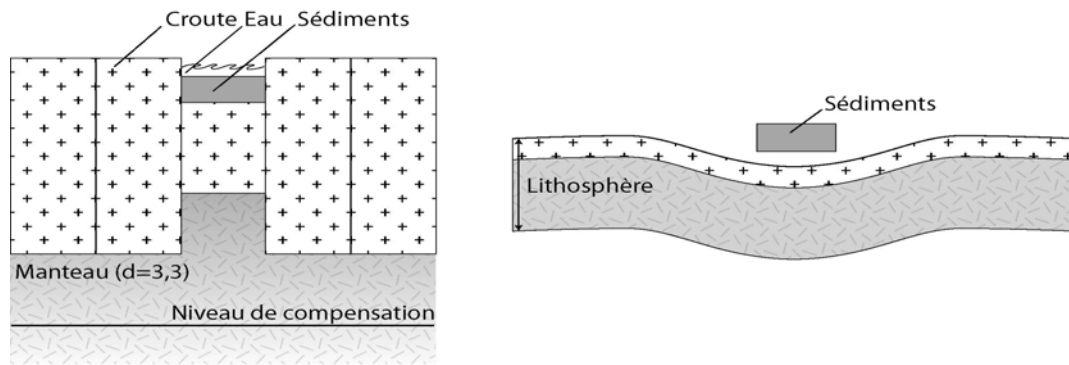


Figure III.9: Schéma de principe de l'effet de la surcharge des bassins sur la croûte et le manteau sous-jacent.

Les modèles de flexuration sont, en général, utilisés dans les cas de bassins de grande dimension où les paramètres élastiques de la lithosphère peuvent être moyennés. La déformation est alors compensée sur de grandes surfaces autour de la surcharge. Dans le cas des Cordillères Bétiques, les paramètres élastiques de la lithosphère sont mal connus et de surcroît très hétérogènes sur le plan horizontal. La présence d'un héritage structural important et d'échelle lithosphérique est décrit de longue date (Sanz de Galdeano *et al.*, 1992; Cloething *et al.*, 1992). De plus, ces contacts, de grand détachements extensifs, sont responsables de l'exhumation de roches métamorphiques, mettant en relation des roches de la croûte inférieure avec des roches beaucoup plus superficielles et perturbant, du même coup, la structure thermique de la lithosphère.

Le modèle d'isostasie locale d'Airy a donc été utilisé. Ce modèle suppose l'existence d'un niveau de compensation situé dans le manteau au dessous duquel la roche se comporte comme un liquide hydrostatique. La pression exercée par la colonne de roche sus-jacente est donc égale en tout point de ce niveau. On peut alors calculer simplement l'enfoncement du substratum sous une charge sédimentaire (équation III.4).

$$E = \frac{(\rho_s - \rho_o)}{(\rho_m - \rho_o)} \cdot E_{sed} \quad (\text{équation III.4})$$

où E est la subsidence isostatique, E_{sed} l'épaisseur des sédiments, ρ_s la densité des sédiments, ρ_o la densité de l'eau et ρ_m la densité du manteau.

Toute perturbation de cet équilibre est compensée ponctuellement et « instantanément » (cas du rebond post-glaciaire). On remarque cependant que la profondeur de compensation n'intervient plus dans l'équation 4 et doit donc être considérée comme constante durant la période de temps étudiée.

2. Etude du bassin de Huerca-Overa (Article 1)

2.1 Présentation et but de l'article 1

L'article 1 est en préparation.

La subsidence du bassin de Huerca-Overa n'avait jusqu'alors jamais été étudiée. La présente étude a donc pour but de proposer les premières contraintes sur les mouvements verticaux du substratum de ce bassin se basant sur une étude sédimentologique et stratigraphique. Le deuxième volet de cette étude est focalisé sur la déformation tant de la couverture sédimentaire que des zones de socle alentours afin de mettre en évidence la nature de cette subsidence et la structure du bassin. La confrontation de ces deux approches est cruciale, permettant d'une part de proposer un modèle de formation du bassin et d'autre part de comparer nos résultats avec les modèles en vigueur, qu'ils soient compressifs (Briand *et al.*, 1990; Montenat et Ott d'Estevou, 1999; Poisson *et al.*, 1999) ou extensifs (Mora, 1993; Vissers *et al.*, 1995).

Dans une première partie, les données, les méthodes puis les résultats sont successivement exposés. Les données de base ont été collectées sur le terrain durant trois missions de terrain et consistent principalement en cartes de faciès, de courants et d'étude de provenance des clastes et surtout de « levés de logs » (1/100) de la couverture du bassin. Ces données sont ensuite traitées en vue de calculer les variations d'accommodation et de subsidence par les méthodes décrites plus haut. Enfin, les résultats sont présentés et discutés, l'histoire du bassin étant divisée en grandes tendances évolutives qu'il convient ensuite d'expliquer. C'est le but de la seconde partie. En effet, l'étude conjointe de la fracturation de cette couverture sédimentaire ainsi que des zones de socles avoisinantes et les relations à diverses échelles entre les failles et la sédimentation permettent de proposer une origine à la subsidence observée. Un modèle de formation pour le bassin est également proposé sur les bases de la structure du bassin à grande échelle.

2.2 Article 1: Late-orogenic extension of the Eastern Betics and basin genesis: the example of the Huércal-Overa basin

R. Augier, Laboratoire de Tectonique, UMR 7072, case 129, Université de Pierre et Marie Curie, 4, place Jussieu, 75252, Paris, Cedex 5, France.

C. Robin, Géosciences, UMR 4661, Université de Rennes I, 263 Ave du Général Leclerc, CS 74205 35042 Rennes, Cedex, France.

L. Jolivet, Laboratoire de Tectonique, UMR 7072, case 129, Université de Pierre et Marie Curie, 4, place Jussieu, 75252, Paris, Cedex 5, France.

G. Booth-Rea, IFM-GEOMAR Leibniz-Institute fuer Meereswissenschaften, Abtlg. Marine Geodynamik, Wischhofstr. 1-3, Geb. 8/C-208, D-24148 Kiel, Germany.

A. Crespo-Blanc, Departamento de Geodinamica, Universidad de Granada-CSIC, Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Fuentenueva s/n 18002-Granada, Spain.

2.2.1 Abstract.

The Betic Cordillera (southern Spain) provides one of the clearest examples of late-orogenic large-scale extensional collapse. Cordilleran type metamorphic domes are formed in the late Miocene during the exhumation of the Nevado-Filabride complex while sedimentary basins are developed above the detachment faults. The present paper presents some constraints the evolution of the Huércal-Overa basin, one of the largest basins of the eastern Betics that is composed of Upper-Serravallian to Messinian sedimentary rocks overlying metamorphic rocks. We analyse the sedimentary cover of the basin from the tools of structural geology, sedimentology and sequence stratigraphy. Our analysis permits to establish: (i) a detailed sedimentary pattern with flow directions and clast provenance (ii) an asymmetric infill of the basin with south moving depocenter axis through time (iii) accommodation/tectonic subsidence curves which highlight several key-points of the basin evolution and the amount and timing of vertical motion, (iv) and to link these results with the dense network of normal faults affecting both the basin and its margins. Finally, (v) we propose the causal effect between superficial extensional activity with basin formation and the motion on the detachment fault which permits the Nevado-Filabride rocks to exhume.

2.2.2 Introduction

The Betic Cordillera (Southern Spain) together with the Rif (Morocco) and the Tell (Algeria) forms the Gibraltar Arc. It acquired its present configuration during the Neogene, and represents the westernmost part of the Alpine Mediterranean chain. The internal zones of the Betic-Rif cordillera, which form the hinterland of the Gibraltar Arc, are mostly composed of Alpine metamorphic rocks. Offshore, these latter forms most of the Alboran Sea basement extensively covered by Neogene basins (Comas *et al.*, 1992). These basins were deposited during and after the exhumation of large metamorphic domes such as the Sierra Nevada or the Sierra

Alhamilla and after the rifting of the Alboran Sea. Various models of basin formation have been proposed so far from pull-apart basins (Sanz de Galdeano and Vera, 1992; Montenat *et al.*, 1990; Montenat and Ott d'Estevou, 1999; Poisson *et al.*, 1999) to purely extensional basins (Mora, 1993; Vissers *et al.*, 1995). Yet, sedimentary basins are records of deformation (Robin *et al.*, 1997) and thus represent a reliable tool for identification of mechanisms and causes of the Betic Neogene evolution.

In order to do so, we have undertaken a detailed study of the sedimentological and tectonic evolution of the Huércal-Overa basin directly lying on the Alpine metamorphic rocks through a thick deformed zone (i.e. mylonites and cataclasites). A sequence stratigraphy study of the basin infill based upon a detailed logging of the most characteristic section of the basin permits to quantify the subsidence history. These data are then compared with the deformational history, which is, in turn based upon geological mapping and structural analysis of the basin cover together with its margins (i.e. basement rocks). Finally, an evolution model combining stratigraphical and tectonical approaches from the Serravallian to the Tortonian-Messinian boundary is proposed.

2.2.3 Geological setting

The Betic Cordillera is classically divided into an external and an internal zone, limited by the IEBZ (Lonergan and Mange-Rajetski, 1994; Platt *et al.*, 2003, Figure III.10).

The external zones consist of the detached folded and thrust sedimentary cover of the Iberian margin with carbonate shelf (Prebetic) and slope/basinal deposits (Subbetic). The external zones are thrust on the Hercynian Iberian crust towards the north and north-west creating the large Guadalquivir foreland basin filled with a thick serie of Neogene to recent sediments (Figure III.10).

By contrast, the internal zones comprise mainly metamorphic rocks, which are grouped in three tectonometamorphic complexes. These are, from bottom to top, the Nevado-Filabride (Egeler and Simon, 1969), the Alpujarride (Van Bemmelen, 1927) and the Malaguide (Blumenthal, 1927) complexes separated by sets of extensional major shear zones (Platt and Behrmann, 1986; Garcia-Dueñas *et al.*, 1992; Vissers *et al.*, 1995; Martínez-Martínez and Azañón, 1997; Martínez-Martínez *et al.* 2002).

The Nevado-Filabride and the Alpujarride complexes are composed essentially of Paleozoic schists, Permo-Triassic schists and quartzites and Triassic carbonate rocks, which have undergone plurifacial Alpine metamorphism under HP-LT and LP/HT conditions (Nijhuis, 1964; Gómez-Pugnaire and Fernandez-Soler, 1987; Bakker *et al.*, 1989; Goffé *et al.*, 1989; Tubía and Gil Ibarguchi, 1991; Azañón *et al.*, 1998; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Booth-Rea *et al.*, 2003b). The Malaguide complex is composed of a more complete, very-low grade stratigraphic succession ranging from the Silurian to the Miocene (Lonergan and Mange-Rajetzky, 1994; Nieto *et al.*, 1994).

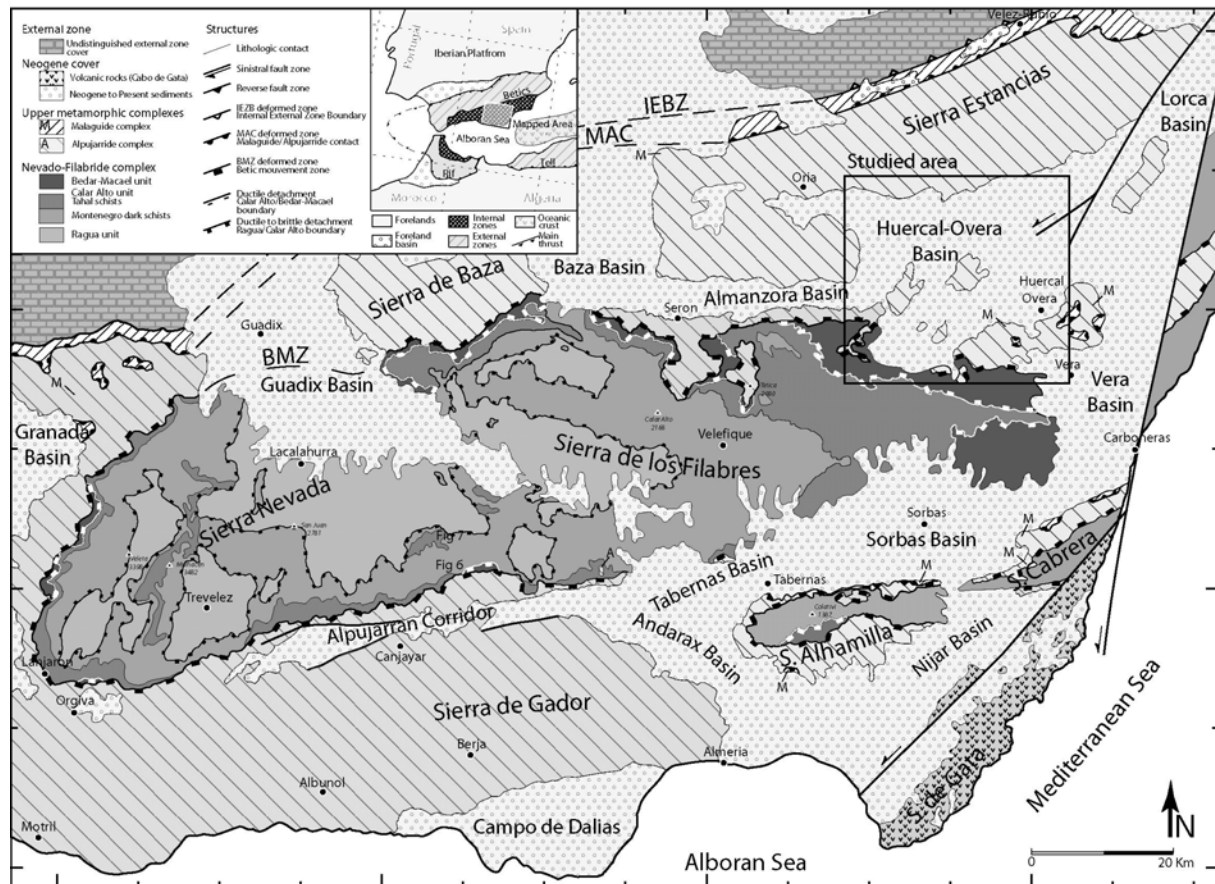


Figure III.10: Sketch map of the lithostratigraphic and metamorphic units and their main tectonic contact. Shown in the internal zones are the main Neogene basins with their abbreviated names and the three “metamorphic complexes”, in ascending order the Nevado-Filabride (reaching eclogite facies), the Alpujarride (reaching blueschists facies) and the Malaguide (anchizonal conditions). The Huércal-Overa basin and adjacent basement areas addressed in this study outlined by rectangle.

Neogene sediments cover more than half of the area in the central and eastern region of the Betics. The larger basins, located in the central position, are the Granada basin studied by (Rodríguez Fernández *et al.*, 1990) and the Guadix basin (Vera *et al.*, 1991; Viseras, 1991).

The genesis and evolution of the basins as well as the surrounding metamorphic domes which developed in the internal Betic have long been a point of controversy providing the appearance of various models in which we can distinguish two main schools of thinking.

The first one (Montenat *et al.*, 1990; Sanz de Galdeano et Vera, 1992; Montenat and Ott d’Estevou, 1999) propose various “compressional models” based on the existence of crustal strike-slip zones and thrusts, and the second one suggests a purely extensional model motivated by the existence of large scale extensive shear zones and by Cordilleran-type “metamorphic core complexes” (Platt and Vissers, 1989; Vissers *et al.*, 1995; Martínez-Martínez and Azañón, 1997).

The "compressional model" is based on the recognition of major, still active sinistral strike-slip faults trending NE-SW such as the Palomares Fault, the Carboneras Fault and the Lorca-Totana Fault that ends next to the Huércal-Overa basin. In this model the basin subsidence results from the vertical component on the strike-slip faults and the smaller-scale associated structures (pull-apart, flower structure).

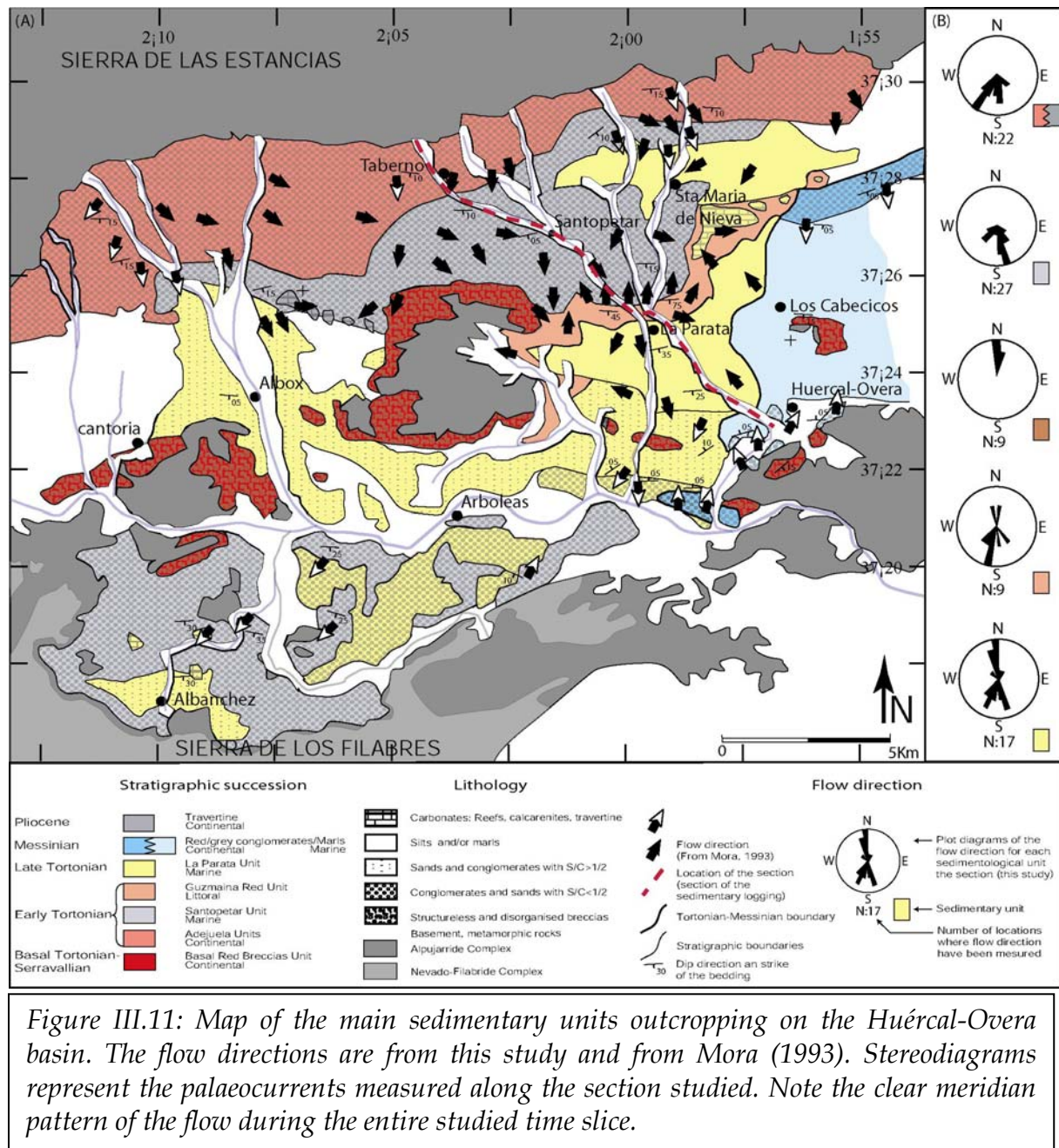
Some other authors (Sanz de Galdeano, 1989; Sanz de Galdeano and Vera, 1992; Stapel *et al.*, 1996) propose a model of tectonic "expulsion" of the internal zones of the Betic-Rif orogen. This expulsion would have started during the early Miocene and transferred westwards by N 70-90 major dextral strike-slip faults (i.e. Alpujarran Corridor and Cadiz-Alicante faults of Sanz de Galdeano (1990)). It would be responsible for the formation of Early and Middle Miocene basins (i.e. synorogenic basins, Sanz de Galdeano and Vera, 1992). These latter, which lie unconformably on the Malaguide complex, are strongly tectonised by later deformation. In the internal zones, it is impossible to reconstruct their palaeo-geometry because in most cases only a few outcrops are preserved. During the Serravallian, this extrusion and associated localised N-S extension stopped and the N-S compression due to the Africa-Eurasia convergence became preponderant (Dewey *et al.*, 1989). This new stress regime would have formed a new NE-SW sinistral set of faults that crosscut the internal zones and the whole Alboran Sea until Morocco and control the formation and evolution of late Neogene basins.

The "extensional model" emphasizes the presence of large-scale extensional features overprinting the previous contractional structures created during the initial stage of crustal thickening (Platt and Vissers, 1989; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Crespo Blanc, 1995; Vissers *et al.*, 1995; Martínez-Martínez and Azañón, 1997; Martínez-Martínez *et al.*, 2002). This model gives an important role to crustal scale detachments which permit the exhumation toward the surface of alpine HP-metamorphic rocks. The basins, lying unconformably or by faulted contact on Alpine metamorphic rocks (see Figure III.10) are parts of the late-orogenic history of the Betic Cordillera (Comas *et al.*, 1992; Mora, 1993; Vissers *et al.*, 1995).

The Huércal-Overa crops out in the Eastern part of the Betics between the high "Sierras" (Figure III. 10) surrounded by the two main types of basement rocks. To the north of the basin, the Sierra de las Estancias presents two Alpujarride units (i.e. Salobreña and Adra type units; Azañón and Crespo-Blanc, 2000). To the south, the Nevado-Filabride complex with minor Alpujarride klippe outcrop in the Sierra de los Filabres.

2.2.4 Sedimentology and stratigraphy of the Huércal-Overa basin

This study is based on a detailed stratigraphical (litho-, chrono- and sequence stratigraphy) and sedimentological (facies, clast provenance, palaeocurrent) analysis (Figure III.13). The main characteristic of this basin is a strong change through time of the sedimentary facies distribution (depositional profile). The aim of this section is to characterise these profiles in order to, (1) reconstruct the tectonically-controlled palaeo-topography and, (2) to quantify subsidence/uplift through a sequence stratigraphy approach.



2.2.4.1 Facies analysis

In the following, we describe and analyse a representative section of the Huércal-Overa basin sediments (Figure III.13, see location Figure III.11). This section, exposed in deep dry valleys running N-S from the South of the Sierra de las Estancias to the Sierra de los Filabres provides the most complete and continuous sedimentary succession of the basin.

Figure III.12: Sedimentary log of a representative section of the Huércal-Overa basin. Shown are the "embedding" three order sequences: genetic unit, minor and major cycles. Main facies (see Figure III.13), ages, main sedimentary unit and location of the detailed section are presented in Figure III.19.

Facies code	Lithology	Structures	Interpretation	
CONTINENTAL	Ccc	Red very coarse grained conglomerates grading into conglomerates and sandstones mainly matrix-supported conglomerates	Erosive base and sometime channelized (5-20 meters) boulders up to 1 meters structureless very oftenly well normal graded	Continental proximal alluvial fan
	Ccg	Red coarse grained conglomerates to pebbly sandstones matrix-supported conglomerates	Rare erosional base 2D current megaripples in the finer fraction very good lateral continuity	Continental distal alluvial fan
	Ccg'	Red coarse grained conglomerates to pebbly sandstones matrix-supported conglomerates (Idem Ccg)	Massive beds No grading stratification highlighted by clasts	
	Cbr	Red structureless very coarse grained conglomerates (angular clasts), rare pebbly sandstones intercalations (mainly clast supported conglomerates)	Massive deposits boulders up to 3 meters No grading, disorganised convoluted bedding in the finer levels	Continental fault-scarp and cliff degradation
	Cap	Red/locally green silty marls rich in root inprints	Very thin laminations structureless rain drop inprints	Continental alluvial plain
	Cch	Red coarse grained sandstones, locally pebbly	Erosive base very oftenly Channelized (5-10 meters) finer grained laterally from the channel to levees facies	Continental channel and levees
	Cef	Red coarse grained sandstones, often pebbly (Idem Cch)	Erosive bases and rarely channelised (5 meters) laterally very continuous and homogenous numerous load structures	Continental alluvial plain episodic flooding
SHORELINE	Sb	Grey moderately bioturbated coarse grained sandstones to pebbly sandstones with abundant wood debris and mud clasts	Massive beds small scale swell ripples (-10 cm wavelength) laterally discontinuous beds (few tens of meters)	Beach environment
	Sl	Brownish moderately bioturbated very well sorted medium to coarse grained sandstones occasionally pebbly	Wave ripples and current ripples rain drop inprints	Beach/shoreface
	Ssm	Greyish barren silty marls to silts	Structureless	Lagoonal/lacustrine
	Scg	Grey very coarse/coarse grained matrix-supported conglomerates	Massive beds no grading good lateral continuity	Submarine fan delta
	Ssf	Shiny grey highly bioturbated coarse grained sandstones locally pebbly	Massive beds, no grading current ripples and swell ripples	
OPEN MARINE	Ocs	Yellow slightly bioturbated very well sorted medium to coarse grained sandstone	Climbing current ripples convoluted bedding good lateral continuity	Upper offshore
	Os	Greyish silts to silts moderately fossiliferous with oysters and other lamellibranchs in living position	Structureless	
	Osm	Yellow moderately bioturbated, foraminifera rich, silty marls to silts	Upper flow regime planar stratification good lateral continuity occasional normal grading	Upper to lower offshore
	Opt	Yellow rarely bioturbated sparsely fossiliferous (lamellibranchs, echinids) very well sorted medium to coarse grained sandstones		
	Ocg	Yellow lamellibranchs (pectinids, oysters), echinoderms and shelf boulders (reefal limestone) coarse bioclastic sandstones	Erosive base structureless laterally (very-) discontinuous beds (few tens of meters)	Upper to lower offshore
	Omb	Grey very well sorted, clast-supported conglomerates (angular clasts), without organic rests	Slightly erosive base structureless good lateral continuity	
	Odt	Yellow rarely bioturbated rarely fossiliferous (Idem Opt) medium grained sandstones	Small scale (cm) climbing ripples good lateral continuity	Lower offshore

Table III.3: Simplified description and interpretation of the sedimentary facies and of the facies association identified in this study.

Sedimentological descriptions of the section include lithology, granulometry, nature of the clast and their morphoscopy, sedimentary structures and lateral variations. The facies associations, as shown in Table III.3, are classified in respect to their proposed palaeo-position on a depositional profile. We distinguished the continental facies deposited above sea level and two marine environments: shoreface and open marine environments (Table III.3). Continental facies are encountered in the units described below as the Basal-red-breccias, Abejuela and Guzmaina Red units, whilst the Santopetar and the major part of Parata units were deposited respectively in shallow and deep marine environment respectively. These stratigraphical units will now be described in detail.

2.2.4.2 Lithostratigraphy

The stratigraphy of the basin can be summarised by the succession of six main units (mainly from Mora, 1993), known in many other neighbouring basins: **the “poudingue-lit-de-vin”** unit (Briend *et al.*, 1990), **the Basal red breccias unit** as the lateral equivalent with **the Abejuela unit** (Mora, 1993), **the Santopetar unit** (Mora, 1993), **the Guzmaina red unit** (Mora, 1993) and **the Parata unit** (Mora, 1993, see Figure III.11). The correspondence of these units with previous other stratigraphical subdivisions are given in Table III.4.

Used terminology From Mora, 1993	Briend <i>et al.</i> , 1981 1990	Ott d'Estevou and Montenat, 1990	Poisson <i>et al.</i> , 1999	Palmer and Geissman 1999
Yellow marls and conglomerates	Marnes livides	Messinien	Bioclastic limestones	Messinian 7.
La Parata Unit	Marnes jaunes	Tortonien 2	Lower red clastics	Late Tortonian 8.
Guzmaina Unit	Alto de Ventica Reef			
Santopetar Unit	Turbidites micacées	Tortonien 1	Lower red clastics	Early Tortonian 10.
Abejuela Unit	Conglomerats et limons rouges			
Basal red breccias	Poudingue lit-de-vin	Serravallien		Serravallian 11.

Table III.4: Comparison between the terminologies used for the sedimentary units as defined by Mora, 1993 and previous other studies (Briend, 1981; Briend *et al.*, 1990; Ott d'Estevou and Montenat, 1990 and Poisson *et al.*, 1990).

“Poudingue lit-de-vin” unit

The “Poudingue lit-de-vin” unit (Briend, 1981, Briend *et al.*, 1990) is exposed immediately South of Huércal-Overa city in a small and tectonised outcrop. The unit comprises conglomerates with a ferrigenous matrix supporting clasts from the Malaguide complex (low-grade phyllites, quartzites, dolomites) and the Alpujarride complex (typical medium grade Palaeozoic black schists, Permo-Triassic light schists and Triassic dolomite and marble). There are no clasts from the Nevado-Filabride complex. This unit has not been studied in detail, and as been described as the oldest sedimentary unit of the basin (Briend, 1981) together with poorly preserved Middle Serravallian marls (Serrano, 1990; Guerra Merchan, 1992). They form, in addition to the Basal red breccias unit and the Abejuela unit, and the lower red clastics (Poisson *et al.*, 1999, Figure III.11) described below.

Basal red breccias unit

These breccias are exposed in the central and southern part of the basin, close to basement highs from which they are separated by normal faults and/or an erosional unconformity. The lithology encountered in the Basal red breccias is a monotonous red clast-supported badly-sorted conglomerate, showing angular boulders (*Cbr*) of up to several cubic meters. These deposits are massive, mainly structureless and lack vertical grading.

We interpret the basal red breccias as syn-tectonic fault scarp degradation deposits as pointed out by Mora (1993). Several lines of evidence illustrate this organisation: the breccias are mostly located against the basement directly lying on normal fault planes or via an erosional unconformity on a faulted palaeo-morphology, they reach their maximum thickness against the basement and thin basinwards. In each occurrence, the facies is massive and disorganised and seems to become more layered basinwards with a clear decrease of the average size of the boulders. Laterally or vertically the breccias grade into finer-grained facies associations similar to the Abejuela red conglomerates described below. This organisation leads us to correlate this unit with the “conglomerats et limons rouges” (Figure III.13) as defined by Ott d’Estevou *et al.* (1990).

Abejuela unit

Lithologies encountered in the “Abejuela” unit are mostly red, matrix-supported conglomerates. This unit crops out along the northern border of the basin, where it lays directly and unconformably on the Alpujarride rocks of the Sierra de las Estancias and disappear toward the central part of the basin underneath thick younger deposits. The Abejuela unit has a great lateral extent (see Figure III.11) forming a continuous E-W outcrop with a width ranging from 1 to 5 km south of the Sierra de Las Estancias. The sedimentary thickness of the unit is variable but reaches 400 meters along the studied section in good agreement with the study of Poisson *et al.* (1999). The Abejuela unit is characterised by coarse-grained continental sedimentation where we have distinguished proximal facies (*Ccc*, see Table III.3) with coarse grainsizes and a clearly erosive character and more distal facies such as

Ccg and *Ccg'* (see Table III.3) in which averaged grainsizes are finer and beds less or not erosives.

The "Abejuela" unit represent proximal to distal alluvial fan of which the Basal Red Breccias are a lateral equivalent. The Abejuela unit only crops out along the Southern border of the Sierra de las Estancias and, according to our flow direction study; this sierra has always been sloping southwards. We interpret this red coarse clastic unit as a succession of alluvial fans developed along the Sierra de las Estancias palaeo-relief. We notice a rapid transition from highly clastic red conglomerates of the lower red clastic fan unit to the upper grey unit without any decrease of the averaged size of the clasts. The highly continuous character of beds speaks in favour of a braided network fan.

Santopetar unit

The Santopetar unit consists of relatively coarse grained sediments formed mostly by conglomerates and sandstones with rare siltstones cropping out along two E-W trending zones. The first of these zones is located directly south of the Abejuela unit. It forms a continuous outcrop from the NW of Albox where it is only 1 to 1,5 km wide south of Santa Maria de Nieva where it reaches 5km wide and disappears under younger units (Figure I.11). The second outcrop is located north of the Sierra de los Filabres in the Albánchez region where it forms a discontinuous, 7 to 3 km wide, E-W trending outcrop overlain by younger sediments. We estimated a sedimentary thickness of 400 meters in the central part of the basin consistent with the estimation of Briend (1981) and Briend *et al.* (1990). In the Albánchez region, in the southern part of the basin, the sedimentary thickness of this unit could reach 1 kilometer (Mora, 1993). The most characteristic facies of the Santopetar unit comprises few-meters-thick brownish conglomerate/sandstone beds with decimetre to meter-scale oblique laminations highlighted by rounded pebbles surrounded by swell ripples noted *Sl* (see Table III.3) with evidence for emergence such as rain-drop imprints. They are often accompanied by structureless silty marls noted *Ssm* (Table III.3) and *Scg* and *Ssf* facies corresponding to submarine equivalent of the continental "Abejuela fan".

These facies, interpreted as of shoreline associated with fine red soil levels presenting some rain drop imprints define a restricted marine environment with short periods of aerial exposure. The deeper facies encountered were deposited above the storm wave base.

Guzmaina red unit

The Guzmaina unit consists of relatively fine grained sediment, with red silty-marls as the dominant lithology intercalated with 20 to 150 cm thick sandstone/conglomerate beds. The unit crops out along the southern border of the Santopetar in a continuous 300-500 m wide zone located north of "La Parata" village (Figure III.11). Further east and west, it disappears under younger sediments. The sedimentary thickness of this unit is variable. Along in the section studied, it reaches 40 meters. Mora (1993) noted that this unit could locally reach 80 meters. The main facies are red silty-marls whose red colour is due to weathering or later diagenetic

chemical processes. These marls include some thin greenish levels originally richer in organic matter (soil) both noted *Cap* (Table III.3). These fine-grained sediments are intercalated with sandstone channels noted *Cch* and very continuous rarely erosive beds, filled by the same sediments (*Cef*, Table III.3). With its characteristic red colour and the presence of roots and rains-drops imprints, the Guzmaina unit seems to have been deposited in strictly continental environment.

La Parata unit

The Parata unit comprises marls and silty-marls as the dominant lithology. These marls, showing yellow colours when strongly weathered and altered, are grey-bluish when fresh. They are intercalated between fine to coarse, 10 to 50 cm thick sandstone beds and rare conglomeratic beds frequent at the base and top of the unit and nearly absent in the middle. The Parata unit is exposed mainly in the southern part of the basin where it lies directly on the basement (Albanchez region, Figure I.11) and occupy a wide zone south and around the Limaria basement high. The width of this outcrop is about 5km with a maximum of around 7 km near Arboleas (Figure III.11). The sedimentary thickness of this unit measured in our section (Figure III.11) reaches approximately 500 meters. The base of the unit is characterised by well-sorted sandstones showing fair weather wave ripples and an important enrichment in wood detritus. This facies noted *Sb* (Table III.3) together with greyish silts containing oysters in living position (*Os*) and with yellow very well-sorted coarse-grained sandstones (*Ocs*) corresponds to the shallower facies of the unit (shoreface facies). Laterally they pass to a well preserved coral/algae reef known as the "Alto de Ventica" a few km SE of Santa Maria de Nieva town (Figure III.11). The "Parata" unit shows a very rapid transition from this shoreface, shallow marine deposit towards to open marine facies via storm deposits. The marly levels are intercalated with thin beds of sandstone (medium and coarse grained) which show an increasing spacing until their total disappearance. In this deep environment, apart the surrounding silty-marls (*Osm*), we had distinguished two main types of turbidites, one with proximal and one with more distal characteristics (i.e. *Opt* and *Odt*, see Table III.3) accompanied by thin debris-flow layers (*Osm*). Towards the top of the sequence, we note a re-appearance of *Opt* turbidites and conglomeratic beds (*Ocg*) and their coarsening up and thickening upwards sequence (Figure III.12).

2.2.4.3 Chronostratigraphy

Due to the highly coarse clastic infill, the Huércal-Overa basin sedimentary sequence remains poorly dated. Pre-Tortonian sediments have not been directly dated in the Huércal-Overa basin.

Their existence have however, been reported in neighbouring basins: Almanzora basin (Montenat, 1977; Serrano, 1990; Guerra Merchan, 1992), (Pulpi basin (Aellen de la chapelle, 1990; Griveau *et al.*, 1990), Sorbas basin (Ott d'Estevou *et al.*, 1990; Nijar basin (Serrano, 1990; Montenat *et al.*, 1990; Alpujarras corridor (Rodriguez Fernandez *et al.*, 1990), Vera basin (Ott d'Estevou *et al.*, 1990) and the

Huebro graben located on the southern limb of the Sierra Alhamilla (Weijermars *et al.*, 1985; Weijermars, 1991; Serrano, 1990).

The coarse continental sediments (Abejuela unit) at the base of the Huércal-Overa basin stratigraphy have traditionally been attributed to the Serravallian (Briend *et al.*, 1990; Poisson *et al.*, 1999). Such is also the case for the badly preserved “poudingue lie-de-vin” (Briend *et al.*, 1990).

This Serravallian age, without any direct palaeontological evidence, is based upon the relative stratigraphic position which lies above Middle Serravallian marls dated marls (Montenat, 1977; Serrano, 1990; Guerra Merchan, 1992) and “passes vertically” into Middle Early Tortonian dated marine sandstones (Montenat, 1977; Armijo *et al.*, 1977; Briend, 1981; Briend *et al.*, 1990). The age of these rocks then ranges from the base of Upper Serravallian (12.4 Ma) to Middle Early Tortonian (10.2, Briend *et al.*, 1990; Sanz de Galdeano and Vera, 1992; Poisson *et al.*, 1999). This indicates for both “poudingue lie-de-vin” and Abejuela units (and then lateral Basal red breccias) a maximum duration of 2.1 Mys.

The Santopetar unit is then dated at its base (10.2 My, Montenat, 1977; Briend, 1981; Briend *et al.*, 1990). The fine-grained Parata unit is well dated on the basis of microfauna (Briend, 1981; Briend *et al.*, 1990; Mora, 1993) and reveal a Basal Late Tortonian age at its base. This imply that an overall duration of 2 Ma for both Santopetar and Guzmains Red units (according to Palmer and Geissman, 1999). In all neighbouring basins and part of the Huércal-Overa basin, the Santopetar unit passes gradually into the Parata unit. The Lower/Upper Tortonian boundary is well defined in those cases except in the center of the basin where the undated continental Guzmains Red unit is then intercalated.

The age of the La Parata unit then ranges between the base of the Late Tortonian to lower Messinian without any unconformity or any change in the The Tortonian/Messinian boundary in well define in the Huércal-Overa basin (appearance of Globorotalia Mediterranean, Briend *et al.*, 1990; Mora, 1993) offering the opportunity to constrain the duration of that part of the La Parata unit, which is 2.1 Ma (according to Palmer and Geissman, 1999).

These sparse data inforce the necessity to use sequence stratigraphy as the most reliable tool to establish the relative stratigraphy of the basin between the dated levels. Uncertainties on the age model and the deriving uncertainties on the accommodation measurement are discussed later.

2.2.4.4 *Clast provenance and paleocurrent analysis*

Palaeocurrent data, shown on Fig. 2 are discussed for each unit.

The “basal red breccias” derive mainly from the Alpujarride complex but also contain large amounts of Nevado-Filabride detritus with eclogites and amphibolites, tourmaline-gneiss and various medium grade schists. It is the oldest sedimentary unit in which Nevado-Filabride detritus appear. Flow directions are very scarce and do not seem to reflect a basinwide organisation. They most probably indicate a local control due to the mode of deposition of the breccias.

The palaeo-currents indicate that both the Abejuela and Santopetar units are characterised by south-directed flow. Imbricated clasts, foresets and sole marks all

reveal a progressive regulation of the flow from the poorly regulated braided fluvial fan and distributari geometries of the Abejuela unit to much more coherent flow in the Santopetar sub-marine fan. The uppermost part of the Santopetar unit is characterised by an abrupt turn of the flow towards the north fitting earlier observations by Mora (1993) who explained this change in flow directions as a local tectonic effect.

The clast provenance study reveals that the main source of detritus of both units is the Alpujarride complex, with clasts of Paleozoic black garnet-schist, Permo-Triassic light coloured schist and Triassic low-grade meta-carbonates. Schists and meta-carbonate boulders appear more rounded and tend to disappear while quartz pebbles become more abundant. This observation is in favour of a longer residence time of aqueous transport and/or high-energy shallow marine environment.

The Guzmaina red unit shows randomly oriented palaeocurrents suggested a complicated slope geometry without any preferential flow direction. The nature of the detritus is also drastically different with the presence of all type of clasts with basement pebbles (Nevado-Filabride, Alpujarride), and the appearance of Eocene nummulithic and Mesozoic limestones pebbles derived from Malaguide units.

The Parata unit is characterised by flow everywhere directed towards the center of the basin. This unit contains a new source of detritus that becomes the main boulder type. They derive from a carbonated/reefal shelf, presumably the Alto de Ventica reef, in a proximal position, preserved north of the Parata unit. The terrigenous component is less dominant than in the underlying units with very well rounded quartz, external zone carbonates and rare metamorphic schist boulders.

The entire evolution of the basin is characterised by a (sub-)meridian organisation of the flow. During the first half of the basin story (i.e. Abejuela and Santopetar units), the paleocurrent analysis and clast provenance both reveal the strongly asymmetric character of the basin with the perennity of a south-directed slope. This disposition well explains the apparent absence of Nevado-Filabride detritus in the Abejuela unit sedimentation whilst on the southern border the Basal red breccia are mainly derived from the Nevado Filabride complex. The lack of these clasts in the Abejuela unit does therefore not necessarily indicate the absence, at the surface, of the Nevado-Filabride complex as initially proposed by Montenat *et al.* (1990) and Briend *et al.* (1990), but rather the effect of the Abejuela-Santopetar fan palaeo-slope (i.e. the southern slope of the Sierra de las Estancias). This organisation seems to progressively attenuate with no preferential flow direction during the deposition of the Guzmaina unit. The geometry evolves during the upper Tortonian towards a more symmetric geometry of the basin with a more "radial" palaeocurrent pattern. The Parata unit contains both Nevado-Filabride detritus derived from the South and rocks of the External zones coming from the North (Briend *et al.*, 1990; Mora, 1993).

2.2.4.5. Depositional profile: nature and evolution through time

Paleo-profile reconstruction

The facies associations described above can be interpreted in terms of palaeoenvironment and situated on a depositional profile (Figure III.13). Each

stratigraphic unit has its proper depositional features. The “Basal red breccias”, the “Abejuela” and the “Guzmaina Red” units are strictly continental, whilst the Santopetar and Parata units are, respectively, shallow and open marine deposits. This observation indicates changes of the depositional profile. Below we propose, for the different units developed through time, different sedimentary models corresponding to as many time slices as changes in the depositional profile geometry. We divide the basin history into three main stages (Figure III.13) with three associated depositional profiles as follows: the Abejuela-Basal red breccias profile, which illustrates the lateral equivalence of these two units (i.e. Abejuela and Basal red breccias units), the Santopetar profile, and the Guzmaina-La Parata profile showing how the Guzmaina unit grades into the Parata unit.

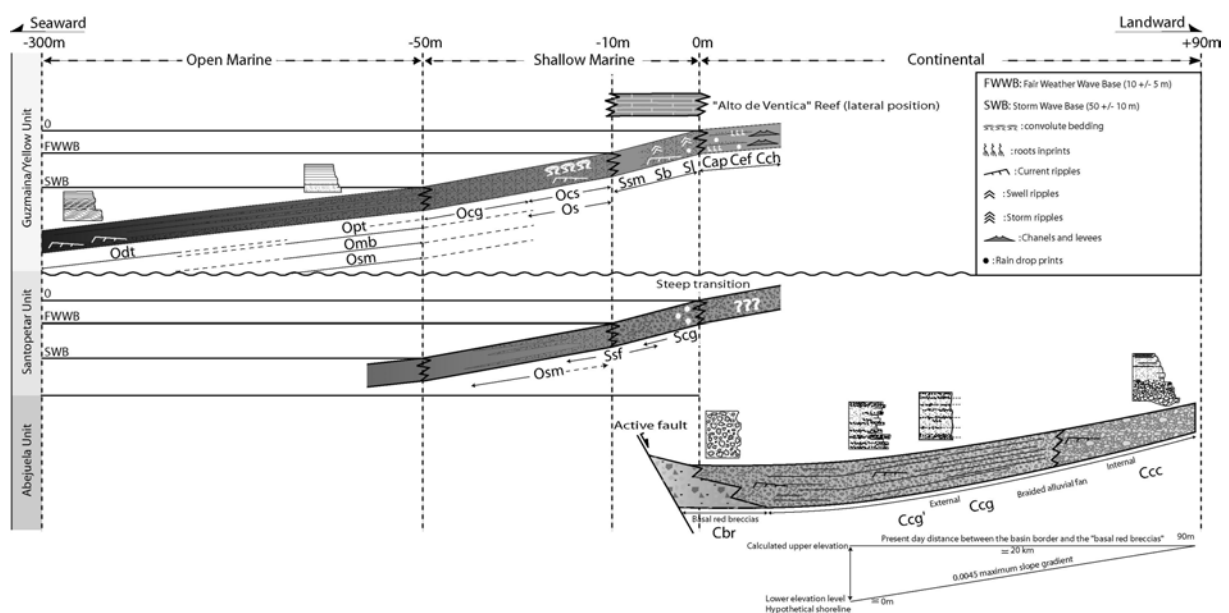


Figure III.13: Depositional profile and its evolution through time on a representative « Proximal-Distal » transect. Main facies (see Table III.3) are replaced along this profile. Bathymetries are indicated by sedimentary structures and foraminifera (Briend, 1981 and Briend et al., 1990). In the black box is explained the method used to measure the maximum elevation reached in case of continental deposit assuming a constant fan delta slope equivalent to the upper boundary of tress fan delta stability and a possible shoreline at the lowest point of the basin.

The “Abejuela” unit corresponds to a siliclastic alluvial fan, as already pointed out by Mora (1993), grading laterally on its distal edge into coarse-grained red breccias interpreted here as the result of fault scarp degradation (i.e. Basal red breccias) without evidence of lacustrine or marine facies in the depressed area (Briend, 1981; Briend et al., 1990).

The overall geometry of this profile is strongly asymmetric which seems to fit with a “half-graben” shaped basin. This assumption is well evidenced by the lateral equivalence of the south-sloping Abejuela fan and the Basal red breccias which are deposited directly against the southern faulted basin border (Figure III.11 and Figure III.13).

2. The Santopetar profile

The "Santopetar" unit displays generally coarse-grained conglomerates without any significant decrease of the grain-size average relative to the underlying "Abejuela" unit. This observation, as already pointed out by Mora (1993) suggests a steep transition from the (eroded) continental deposits landward of the Santopetar unit. We suggest that the continental Abejuela fan evolves to a subaquatic alluvial fan without significant charge loss. This unit is then interpreted here as delta-dominated ramp with coarse siliclastic sediments. The palaeoelevation/bathymetry ranges from a continental environment with soil developments to marine sediments always deposited above the storm wave base. The sedimentary environment in which the Santopetar unit has been deposited is thus mostly very shallow marine (i.e. shoreline).

3. The Guzmaina red-Parata profile

The Guzmaina red unit displays the coexistence of red root traces-bearing silty-marls passing laterally to conglomeratic channels via levee facies and episodic flooding with conglomeratic beds. These characteristics lead us to interpret the environment the whole unit as a subsiding alluvial plain. The presence of relatively well preserved bioclasts (Mora, 1993) leads us to infer an alluvial plain with episodic marine influence in a coastal plain environment.

The "Parata" unit displays a nice example of deepening from transitional (i.e. shoreline, playa facies; Mora 1993) to epibathyal (Briend *et al.*, 1990). The lower part of the unit, showing effects of fair weather wave and storm wave is also influenced by episodic fluvial events. During the same period, the "Alto de Ventica reef" (Mora, 1993) developed laterally confirming the very shallow palaeo-depth of the base of the unit. The middle part of the unit, deposited below the storm wave base, is characterised by turbidites and debris flows with siliclastic and carbonate components. Thin beds of sandstone (medium and coarse grained), intercalated with silty marls become more spaced, grading into monotonous silty marls (i.e. Parata marls). The maximum bathymetry is then reached in this marly facies as shown by a palaeoecologic study indicating bathymetries of the order of 300 meters (Briend *et al.*, 1990) which is the deepest bathymetry encountered in the basin's history.

The upper part of the sequence is characterised by the re-appearance of conglomeratic beds and proximal-type of turbidites together with a constant increase in charophyt oogons (Briend *et al.*, 1990), which indicate an increasing continental or swampy environment influence. They clearly record a rapid shallowing-upwards sequence. We propose that the Guzmaina red unit is the proximal equivalent of La Parata as suggested by their conformable contact and a continuous deepening upward sequence. Both units are parts of the same palaeo-profile with a mixed siliclastic-carbonate ramp with the first appearance of carbonated component in the sedimentation. The siliclastic component is devoid of its coarser fraction that may have been trapped landward (Mora, 1993) or, alternatively, reflects a decreasing sediment supply.

Quantification of palaeo-elevations and palaeo-bathymetries

To estimate palaeoelevation during deposition of the continental units, especially of the Abejuela unit, we propose three elevation models.

The first one assumes no significant elevation above sea level for all continental sediments. The major drawback of this hypothesis is that it does not take into account the variations (grain-size, erosional character...) in the sediments. It is however, the most reasonable solution when no absolute elevation markers are available. We propose this model as a lower-bound elevation model (i.e, the lower error bracket for the continental part of the curve).

The two other models are based on the presumed slope of the continental beds during their deposition versus the size and the shape of the basin. We assume an alluvial braided fan type environment as the most likely environment during deposition of the Abejuela unit. This type of fan admits its slope upper stability boundary around the limit value of 0.0045 (Shanley and McCabe, 1994; Bourquin *et al.*, 1998; Howard and Reineck, 1981; Aigner and Reineck, 1982; Reineck, 1980). The "upper" elevation model takes into account the geometry of the basin during the deposition of the Abejuela unit (see Figure III.13), and. calculate a maximum elevation of 90 m on the basis of the maximum slope gradient and the "length" of the braided network (for more details, see Figure III.13). We assume the lowest point of the basin during this stage about mean sea level.

On the same basis, the intermediate elevation model uses the same basin geometry but with the half of the braided fan upper stability value (maximum elevation reaching around 45m).

Palaeobathymetries are estimated from sedimentary structures, with an assumed storm wave-base at around $50\text{m} \pm 10\text{m}$ and fair weather wave-base at around $10\text{m} \pm 5\text{m}$ (see Table III.5). We use lower than usual values for both fair weather wave base and storm wave base because of the specific small size of the basin. Between well-characterised palaeo-depth values estimated with the previous structures, we interpolated the bathymetries following a linear gradient which is controlled by available palaeo-ecological data from the literature (Montenat *et al.*, 1990; Briend, 1981; Briend *et al.*, 1990), particularly for the deeper deposits of the Parata unit.

	Usual bathymetry	Huercal-Overa basin (i.e. restricted basin)
Fair Weather Wave Base	5-30 m	$10 \pm 5\text{m}$
Storm Wave Base	60-180 m	$50 \pm 10\text{m}$

Table III.5: Review of the palaeo-depth which corresponds to the Fair Weather Wave Base and the Storm Wave Base commonly admitted and those used for the Huércal-Overa basin.

2.2.4.6 Stratigraphic cycles definition and hierarchy

Methodology and sequence hierarchy

Stratigraphic cycles were defined using vertical facies variations (Homewood *et al.*, 1992; Cross *et al.*, 1993). Each stratigraphical cycle is, by definition, a record of a full progradation-retrogradation cycle of the shoreline (i.e. a full sea level cycle). We use the genetic unit, defined as the smallest identifiable and correlatable sequence then bounded by two maximum flooding surfaces (MFS, Homewood *et al.*, 1992) or flooding surface (FS, Van Wagoner *et al.*, 1990).

Three orders of sequences can be distinguished (Figure III.12):

We first identify the smallest identifiable full transgression/regression cycles bounded by Maximum Flooding Surface (MFS) and so by deeper facies which correspond to genetic units. The genetic units range from a few meters to more than 10 meters in thickness. We use genetic unit asymmetries and their vertical organisation in order to define higher order cycles as shown by (Cross, 1988; Homewood *et al.*, (1992) and (Posamentier and Allen, 1993a, b). We thus distinguish 21 full cycles (i.e. transgression-regression) named "minor cycles" with thicknesses ranging from 32 to 140 meters. Asymmetries and vertical stacking of these numerous 'minor cycles' define also two major transgression-regression cycles (i.e. higher order cycles) of 925 and 553 meters respectively.

On this basis, the first major cycle embraces the onset of the basin infill with the Abejuela unit up to the middle of the Guzmaina unit marking the Lower/Upper Tortonian boundary. This cycle is divided into 15 minor cycles. The first nine cycles are clearly asymmetric with a thick transgressive half-cycle and a (very-)thin regressive half cycle showing that they belong to a major transgressive half-cycle (i.e. higher-order sequence). From the ninth cycle onwards the asymmetry of the cycles become less clear and systematic, but instead suggests a regressive trend of the regressive major half cycle. The end of this cycle is marked by the re-appearance of continental sedimentation of the Guzmaina red unit after a significative marine invasion reflected in the Santopetar unit sediments.

The second major cycle is not fully complete, due to the lack of good Messinian outcrops. This second major cycle is much more obvious in the sedimentary record with continental sedimentation (i.e. Guzmaina red unit) at its base evolving to open marine marls and turbidites (*Odt* facies, Table III.3 and Figure III.13) and then a subsequent shallowing upward sequence in the upper part of the section studied. We note that, as the sedimentation rates control the thickness of the genetic unit as well as higher order sequences, lower sedimentation rates of both the Guzmaina and Parata units do not permit us to work with the same time resolution as in the Abejuela and Santopetar unit.

Age model

As seen above in chronostratigraphy, the basin remains poorly dated, mainly because of its coarse-grained infill characterised by thick continental deposits. In addition, the temporal resolution of biostratigraphy is not much larger than the overall basin evolution, as a result, only few absolute datations are available.

Sequence stratigraphy thus remains, the only reliable tool available for studying most in detail the basin evolution, at least in relative.

Biostratigraphic data constraint the ages of the first levels of the Santopétar unit (Middle Early Tortonian, 10.2 Ma, Montenat, 1977; Armijo *et al.*, 1977; Briend, 1981; Briend *et al.*, 1990) and the base of the La Parata unit (Early/Late Tortonian Boundary, i.e. 9.2 Ma). This time slice is made up of 6 minor cycles and by assuming an equivalent duration for minor cycles deposited, at first glance, without any important erosional event or hiatus, the duration of for each minor cycle 170 kys. We thus apply these duration for all minor cycles of the Abejuela unit and then propose an approximate duration for the entire cycle of 2,6 Mys (i.e. 15 minor cycles).

The continental environment is characterised, even in the present case by aggradation and topography infill, by minor erosions and an incomplete sedimentary record. Our age model for the corresponding first major cycle is thus asserted with uncertainties. Minor cycles (170 kys) do not correspond to any climatic periodicity but is of the order of the astronomically forced 200kys cycles related to superposition of obliquity and eccentricity climatic cycles (Schwarzacher, 2000). We assume to be wrong of one minor cycle which then represents a maximum of around 200ka uncertainty. Our age model for the first major cycle has then to be considered with 200kys error brackets (i.e. more or less 200kys).

The second major cycle is much more obvious by its amplitude and its fast facies variations (Figure. III.12), divided into 6 minor cycles. The Late Tortonien part of this cycle is represented by 5 minor cycle and an overall duration of 2.1 Mys (see chronostratigraphy). Each cycle then represents in average 400 kys, also assuming an equivalent duration for minor cycles, thus illustrating the relative condensation of the sedimentary record.

Sequence stratigraphy in the second major cycle reveals minor cycle duration corresponds to a second order effect eccentricity climatic cycles (i.e. 400ka). This result, without entirely confirming our age model leads us to propose small errors on the proposed age model.

2.2.5 Quantification of accommodation and sedimentation rates

Analysing basin tectonic subsidence is a useful tool to constrain the amount and timing of basin floor motions. In this section, after listing the required data, we estimate our sedimentation rates and their variations and then build the accommodation curve.

2.2.5.1 Methodology

Accommodation, the available space for sedimentation, is defined as the volume contained between substratum and base level (Jervey, 1988). It is a function of global sea level changes, vertical motion of the basin floor linked to tectonic

deformation, and sedimentary load. Accommodation variations are, between two time-lines, the sum of the decompacted thickness of the sediments really deposited and the paleo-depth/altitude variations (Jervey, 1988; Robin *et al.*, 1996, 1998).

The data required to obtain accommodation variations are the ages of the stratigraphic unit boundaries, the decompacted thickness of each stratigraphic unit and the estimated paleobathymetry/elevation for the bottom and top of each stratigraphic unit.

(1) The age of each stratigraphic boundary is given by our genetic stratigraphy divisions (see previous chapter).

(2) The decompaction process between two dated levels requires an averaged lithology of each stratigraphic unit. We have estimated the averaged lithology for each stratigraphic unit and divided it into marly and sandy end-members by careful sedimentological observations in the field. The choice of those end-members is provided by the siliciclastic character of the sedimentary infill of the basin. The conglomerates have been assumed to follow the same decompacting laws as the sand. Our decompaction process follows the porosity-depth laws and the algorithms established by Sclater and Christie (1980). We estimate the additional load represented by the eroded Messinian paleo-cover to 200 meters of sediments and 100 meters of water according to Briend (1981), (Briend *et al.*, 1990) and Mora (1993).

(3) For palaeoelevation estimations, we propose three different elevation models (see facies model and Figure III.13) as outlined above. The first one consists in applying no elevation to the continental environment; the two others take basin size and shape as well as the slope stability of braided fan deposits into account.

The palaeobathymetry has been mainly determined by a sedimentological facies analysis taking into account the small size of the basin. Note that we propose reduced palaeodepths as compared to commonly applied depths for the Fair Weather Wave Base and Storm Wave Base (see Table III.5). Between the different stratigraphical levels we interpolate, where possible, the bathymetry with a linear gradient. These calculations were controlled by palaeoecological data (Montenat *et al.*, 1990; Briend *et al.*, 1990).

2.2.5.2 Results

Sedimentation rates

Stratigraphic units	Abejuela	Santopetar	Guzmaina	Parata
Sedimentation rates (m/Ma)	400 ±35m	420 ±40m	220 ±10	210 ±10

Table III.6: Summary of the sedimentation rates of the 4 main sedimentary units. Presented error brackets are function of the both age model and palaeo-depth evaluation.

Sedimentation rates range from 210 to 420m/Ma (see Table III.6). The sedimentation rate variations can be seen on Figure III.14 showing the curve of the cumulated thickness of decompacted sediment through time. Table III.6 summarise the sedimentation rates of the four main stratigraphic units.

The two first stratigraphic units characterised by the coarse-clastic deposits, show roughly similar high sedimentation rates. These results confirm our first assumption about the relations between the Abejuela and Santopetar units where we propose the Santopetar unit to be the submarine equivalent related to marine invasion of the previous "Abejuela" fan. The two younger stratigraphic units (i.e. Guzmaina Red and Parata units) show much smaller values in agreement with their marly character and their distal location from the source of the coarse-clastic fraction.

Accommodation

Accommodation variation reflects the variation of space available for sedimentation. It is a useful tool to quantify the space creation or reduction for sediments and it is a function of both basin floor deformation (*s.l.*) and global sea level changes.

Accommodation variation history of the basin is in essence quite simple (Figure III.14). At the scale of minor cycles, accommodation variations are always positive (40m/Mys to 1200m/Mys) during the studied time interval except for the two last minor cycles. Accommodation variations, for these two minor cycles presenting accommodation space reduction, are respectively -60m/Mys and -50m/Mys. This implies a constant creation of space available for sedimentation over 4,4 Mys followed by a period of space reduction from around 7,4 Mys. However, we noted, before this phase of space reduction, a significant decrease of the accommodation at around 8Ma. The accommodation variation history could then be summarised by a first event characterised by a fast and important increase in accommodation space occurring during most of the history of the basin (i.e. around 3 Ma) until 8,2 Mys when accommodation variation became roughly constant. At around 7,4 Mys it became negative for at least the last minor cycles of our study.

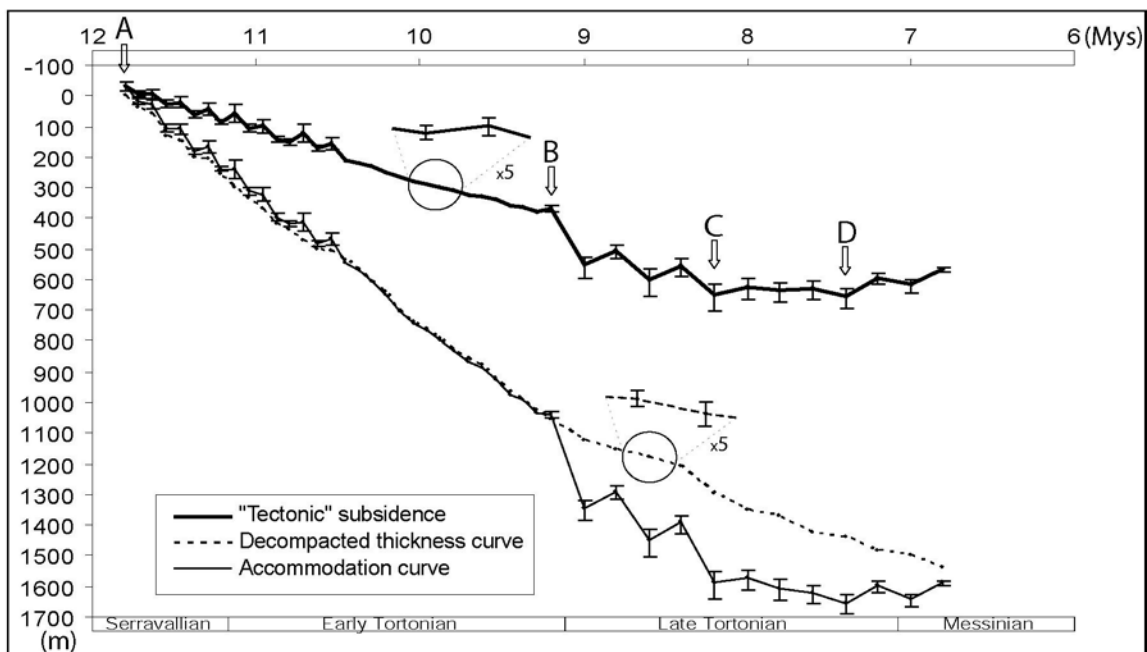


Figure III.14: Curves of the decompacted sedimentary thickness, accommodation and tectonic subsidence for the Huércal-Overa basin. Comparisons between the 2 last curves give informations on the A/S ratio. The subsidence curves are constructed from backstripped sections incorporating Airy local isostasy correction and no global sea level changes correction.

At the scale of major cycles, accommodation variations range from 420m/Mys for the first cycle to 220m/Mys for the second one. We noted that the first major cycle records a constant space creation while the second major cycle includes an initial phase of space creation then followed by a negative accommodation phase.

Uncertainties in the accommodation measurements

Three main sources of error affect the accommodation measurements outlined above, namely the age of the time lines, the estimation of the palaeobathymetry/elevation under which sediments were deposited, and décompaction processes.

(1) To evaluate the influence of the age model on the accommodation quantification, we compared the results obtained with extreme age values (i.e. proposed age model plus or minus error brackets). The sequence stratigraphy divisions for the first major, as seen previously, are affected by a 200 ka uncertainty. Accommodation variations, at the scale of a major cycle much then vary by an order of 10%.

For the second major cycle, the age model is much more reliable due to its fit with the earth eccentricity parameter. We are then unable to propose any error values. For these cycles, errors on the age model seem to be inferior to those involved in paleo-depth estimates.

(2) In shallow marine environments, uncertainties surround the depth of the fair weather wave and storm wave bases and the linear gradient of interpolation in between. In such environments, the error brackets are small, in the order of few meters. The continental environment and the deeper deposited marine sediments are characterised by larger uncertainties. For deep-marine deposits characterised by the absence of useful sedimentary structure, we use the paleontological data available in literature (Briend *et al.*, 1990) to ascertain our assumption of linear interpolation. The deepest facies encountered (i.e. 300m, Briend *et al.*, 1990; Poisson *et al.*, 1999) are then affected by an error of the order of 50m.

Paleoelevation estimations lead also to large uncertainties. The potential error corresponds to the difference between the extreme elevation models (i.e. no elevation and elevation corresponding to the braided slope value). The uncertainties are the more important for sediments deposited, at higher levels on the depositional profile where the error could be of the order of 50m.

Values calculated for accommodation depend on the decompacted sedimentary thickness and on the palaeo-depth of minor cycle boundaries. As seen

previously, all sedimentary units, particular the last two, are characterised by high sedimentation rates. The accommodation variations are then much more controlled by the sedimentary thickness of the minor cycles sedimentary than by the variations of palaeo-bathymetries. Whatever the depositional environment, we find no significant change in the patterns of alternating trends of accommodation variations.

(3) To use the decompaction algorithm, we divide the averaged lithology of each genetic unit into sandy, silty and marly end-member. Errors in the relative amounts of each of these end members are negligible (around 1%) in comparison to the accommodation values. In addition, effects of the uncertainty on the eroded palaeo-cover thickness (200m of Messinian to recent conglomerates and a maximum of 100 m water depth) are also negligible. For these reasons, errors illustrated by the “vertical” error brackets on Figure III.14 are only due to palaeo-depth uncertainties.

Whatever the sources of error, which are additives, the general trend of accommodation variation is never altered. We may thus propose a reliable general history of the basin, irrespective of the various potential errors in the duration and amplitudes of the minor cycles.

“Tectonic” subsidence

In order to estimate the tectonic subsidence, we calculate from the previous accommodation results the subsidence curve assuming Airy local isostasy. Airy local isostasy has been preferred to a flexural model because flexural parameters of the area are unknown. This choice is also motivated by our wish to compare the subsidence results to other basins treated by the same method (Cloething *et al.*, 1992).

Eustatic sea-level changes are not incorporated in the analysis because the use of eustatic sea-level third-order changes is controversial in the Mediterranean area according to its restricted character at this time. Thus, for the modest duration of the time slices studied, the second order variations are not significant (in the order of 30 m) in terms of tectonic subsidence (see (Haq *et al.*, 1987; Gradstein *et al.*, 1995) and (Berggren *et al.*, 1995).

The tectonic subsidence curve displays, more smoothed, the same oscillations as the accommodation curve. The amount of tectonic subsidence, about 650m, is reached at around 8,2 Ma. This date marks an inversion and then the uplift of the basin (Figure III.14).

2.2.6 Interpretations

We rely on the A/S (Accommodation/Sediment supply) ratio notion described by Cross *et al.* (1990) which define depositional sequences as the record of variations of the ratio between accommodation and sediment supply. The A/S is then less than 1 during a progradational trend, roughly equal to 1 during aggradation around the Flooding Surface and the Maximum Flooding Surface and more than 1 during retrogradation.

2.2.6.1 Basin creation and development

During the first major cycle, the accommodation variation was always positive (Figure III.14). This full transgression-regression cycle is characterised by the deposition of about 1000m of sediments with no significant change in the bathymetry (i.e. the space created is, at genetic unit, minor and major cycle scale, compensated by the sedimentary infill). The A/S ratio (i.e. accommodation created versus sediment supply) is roughly about 1 with values from 0,82 to 1,21 (for minor cycles 3 and 12, respectively). The very low variation in the palaeobathymetry/elevation illustrates the “buffer” effect of the sediment supply which tends to fill created accommodation space. To summarise, this first cycle is characterised mainly by aggradation of continental and shallow marine deposits (Figure III.14).

During most of the second major cycle, during the deposition of the Guzmains and Parata units (except for the 2 last minor cycles), the accommodation variation is always positive (Figure III.14). More than 600m of accommodation space is created and the bathymetry increases to 300m (Briend *et al.* 1990). This situation leads to the deposition of starved basin silty-marls under deep water-depth as also noted in the Tabernas Basin by Kleverlaan (1989). This deepening event is well known and documented in neighbouring basins as a “transgressive” event with the deposition of yellow marls (Dabrio and Polo 1988; i.e. equivalent to the Parata unit). It is supposed to be due to the global eustatic rise of the third-order eustatic cycle (Haq *et al.*, 1987, 1988; Sanz de Galdeano and Vera 1992). We do accept the principle of lithostratigraphical correlation over the internal Betics but we doubt the validity of correlations with global sea-level changes because of the restricted character of the basin (Briend *et al.*, 1990; Gautier *et al.*, 1994).

We explain this “deepening” by a rise of the A/S ratio. As a matter of fact, the accommodation space became significantly greater than the sediment supply (i.e. $A/S \gg 1$) with values as large as 3,38 and it is amplified by a low sedimentation rate. Nevertheless the comparison with neighbouring basins (Cloething *et al.* 1992) suggests a regional extensional event at this period together with a strong decrease of the sediment supply. Thus, the missing sediments (i.e. coarse-grained sediments) could have been trapped in a more proximal position on the depositional profile, as also suggested by Mora (1993).

From its genesis until the end of the 19th minor cycle, the basin is characterized by increasing accommodation space, however with a strong decrease between the 17th and the 19th minor cycle (Figure III.14).

2.2.6.2 Inversion of the basin

The last 2 minor cycles are characterised by a decrease in accommodation space. The inversion of accommodation trend occurs around 7,4 Mys according to our sequence stratigraphy-based age model. That result is illustrated by a clear shallowing upwards sequence from the 19th minor cycle with coarsening and thickening upward sequence, the re-appearance of conglomeratic beds and the increasing presence of characee oogons as already pointed out by Briend *et al.* (1990). This uplift, occurring during the 2 last minor cycles is characterised by negative A/S

ratios with values of, respectively, -0,25 and -1,19 indicating accommodation suppression. This event could not be linked directly with the Messinian salinity crisis, known in the entire Mediterranean area and dated in the Tabernas-Sorbas basin at 5,7 Mys (Gautier *et al.* 1994) but possibly to its tectonic premises. Kleverlaan (1989) and (Cloething *et al.*, 1992) showed that the Messinian salinity crisis coincides with a second significant uplift event (Figure III.14).

2.2.7 Deformational history

The previous detailed sedimentological study based mainly based upon sequence stratigraphy and subsidence analysis reveals the main basin floor motions with their turning-points during the basin evolution. In order to yield evidences on the basin evolution in the aim of comparing it with previous stratigraphical data, we undertook a structural analysis of the basin sedimentary cover and basement margins.

2.2.7.1 Brittle deformation

Numerous faults are present in the pre-Messinian sedimentary cover and in the basement rocks around the basin. The aim was, first, to identify and map the most important structures and, second, to carry out tectonic analyses of minor faults on 77 microstructural sites. An inversion procedure (Angelier 1984, 1990) has been used to statistically determine palaeo-tensors from joints, tension gashes and striated faults. In the case of tilted structures with the bedding, we have done an "horizontal-axis" correction equivalent to the present dip of the beds. At the scale of the basin two sets of normal faults are recognised, which trend respectively NNW-SSE and NE-SW.

The first one, with a WNW-ESE trend, is largely dominant and widely represented in the basin. It is found in basement rocks near the basin borders and in all of the sedimentary units including in the "Parata" marls, where it is, however less developed. This set of structures is characterised by normal faults with associated striations and gouge and by syn-sedimentary soft deformation, boudinage, clastic dykes and listric faults. This syn-sedimentary deformation could be interpreted in terms of either a regional tectonic stress field or a local slope effect due to the tilt associated with larger-scale structures.

The second set of faults, found only in the basal red breccias and in some basement outcrops has a N30-50 (NE-SW) orientation. There is no obvious chronology between these two sets of faults. The crosscutting relations are clear only at the scale of an outcrop, not at the basin scale, leading us to conclude that these two sets developed contemporaneously before and during the deposition of the basal red breccias. We noticed the polyphased character of this set of faults with the presence of both normal and subhorizontal striations clearly post-dating the normal motion.

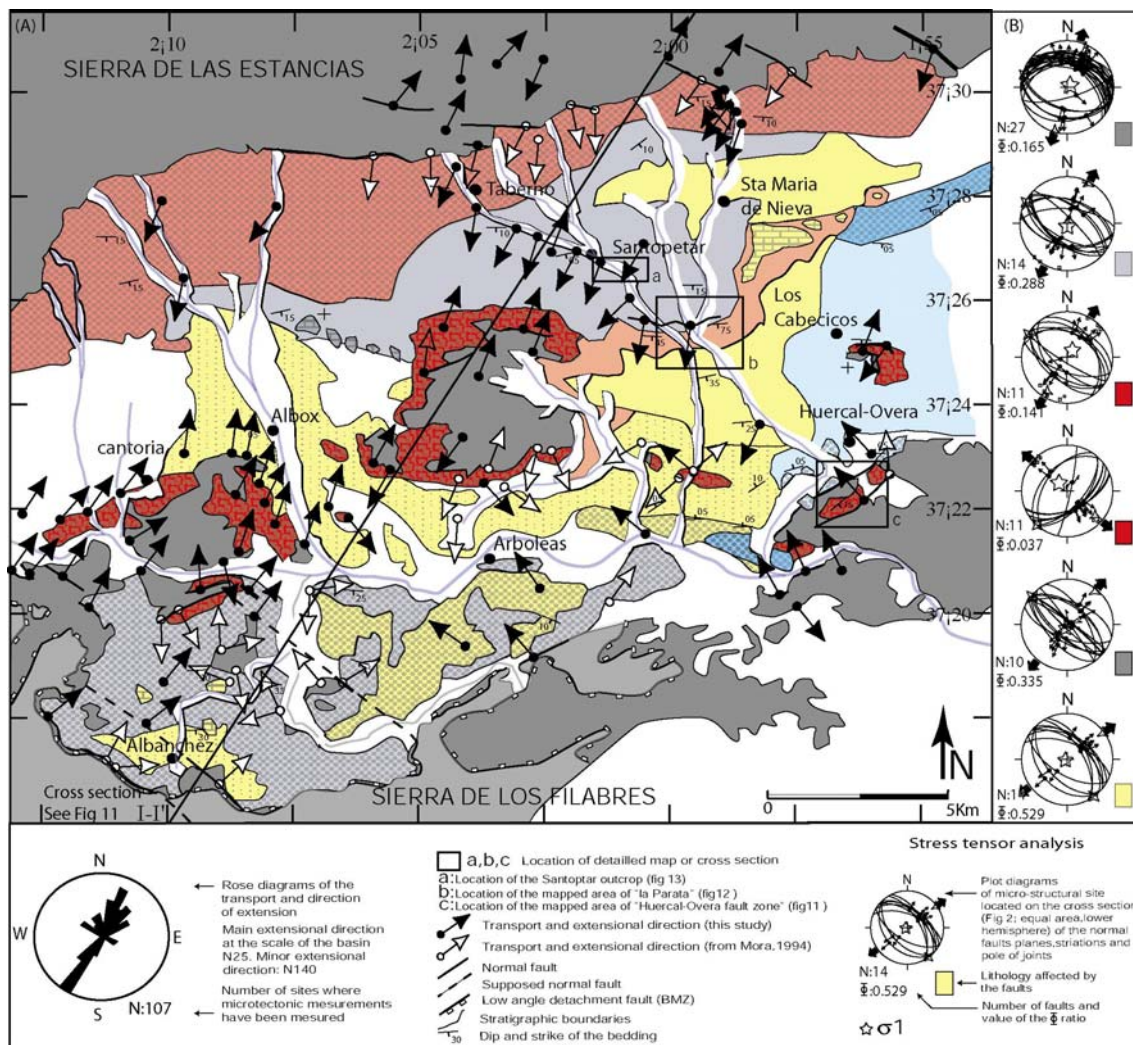


Figure III.15: Structural map of the Huércal-Overa basin and its margins. Each arrow represents σ_3 direction obtained using stress tensor analysis (Angelier, 1984, 1991) based on 4 to 34 faults. In the case of tilted structures, we have done a "horizontal axis" correction to compensate the present dip of the bedding. Boxes marked a, b and c represents the three areas presented in detail below.

The palaeo-stress analysis is illustrated in Figure III.15 where each arrow corresponds to the σ_3 direction and the asymmetry of the deformation (i.e. the most represented tectonic transport on the set of faults).

The palaeo-stress analysis carried out on the different sedimentary units reveals that the deposition of the basal red breccias was controlled by the activity of the two sets of normal faults. At this stage of basin evolution, the stress field was dominated by a N20 extension with the contribution of the second set of faults characterised by N140 extension (see Figure III.15). We explain these two directions as consequence of both the conjunction of an inherited direction of fracture and of low values of the ratio ϕ linking σ_3 (minimum stress) and σ_2 (intermediate stress) (Figure III.15):

ϕ : $(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, where σ_1 is the maximum stress and with $0 \leq \phi \leq 1$ (Angelier, 1984, 1990).

Low values of the ratio reflect σ_3 tends to be as important as σ_2 . This permits normal faults to form in all direction for extreme cases when $\phi \approx 0$. The stress field is, thus, characteristic of a radial extension. Furthermore, the presence of an inherited network of fracture could localise an additional set of faults to the one conjugate around σ_2 in case of low value of the ϕ ratio. The rest of the basin evolution, characterised by the activity of the N100-120 set of normal faults is explained in the same terms with the same stress field and higher value of ϕ the ratio.

2.2.7.2 Origin of the N30-50 faults

The N30-50 faults were only active during the first stage of the basin evolution and probably were inherited from a previous event as suggested above. These faults have been interpreted as transfer fault zones by previous authors (Mora 1993; Poisson *et al.*, 1999). This model is in agreement with a contemporaneous development of that set of faults and the major set (i.e. the WNW-ESE trending faults) but does not take into account all field evidence. Our field observations and bibliographic data permit us to propose an initial normal motion on these faults and their later reactivation with left-lateral displacement, based on:

(1) the presence, on most of the fault planes, of a previous normal motion overprinted by left-lateral striations.

(2) the existence of a well documented regional N-S contractional event (Dewey, 1988; Weijermars *et al.*, 1985; Lukowsky and Poisson, 1990; Poisson *et al.*, 1999; Montenat and Ott d'Estevou 1999) occurring at the Tortonian-Messinian boundary (Weijermars *et al.*, 1985; Booth *et al.*, 2003). This episode is responsible for the activity of crustal scale left-lateral wrench faults with a N10-60 orientation (Carboneras fault, Palomares fault, Lorca-Totana fault, (Booth-Rea *et al.*, 2003a), the development of the Sierra Alhamilla-Cabrera anticlinorium (Weijermars *et al.*, 1985) and the large scale gentle folding in the basement rocks (García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993). Small-scale compressive structures are well documented in the entire region (Briand, 1981; Briand *et al.*, 1990; Mora 1993; Poisson *et al.*, 1999, Montenat and Ott d'Estevou 1999). This event could be responsible of the reactivation of previously formed normal faults as strike-slip faults.

A clear example of such tectonic reactivation can be observed south of Huércal-Overa (see Figure III.16). There the Huércal-Overa fault (Mora 1993), trending N40, can be followed along 6 km (Figure III.15), together with other associated faults segments. This faults dips between 70° and 85° towards the NW and displays an important sinistral displacement. However, the deposition of the lower Tortonian sediments which crop out laterally further south-west along the fault has been strongly influenced by the normal motion on the fault. Only scarce micro-structural evidence was found to substantiate the normal motion of the fault except badly preserved dip-slip striations (see Figure III.16).

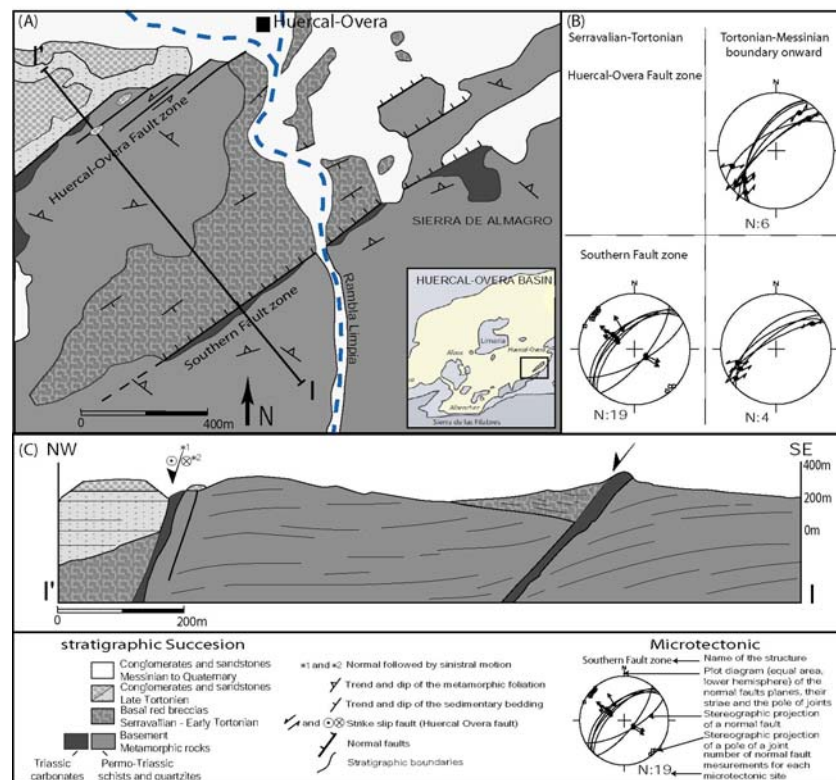


Figure III.16: (A) Simplified geological map of the “Huércal-Overa fault zone”. The area studied is located as shown in the inset. (B) Representative cross sections in the local direction of extension (NW-SE). (C) Plot diagrams of faults located on the both fault zones (Huércal-Overa fault zone at the NW and the Southern Faults zone at the SE) for the Pre- and the Post-Messinian. Each fault zone has two diagrams showing the initial normal motion (when documented) and the later strike-slip reactivation.

Other less important faults with the same orientation are located further south. They separate the Alpujarride basement from the sedimentary cover (Basal red breccias) and expose normal geometries with later modest strike-slip reactivation. A first stage of normal motion is then attested on the fault planes, overprinted by strike-slip motion of variable intensity. The Huércal-Overa fault lost evidence of normal kinematic indicators but displays a normal shift of the basement and the basal red breccias. The southern fault zone kept its normal geometry and normal striations on the fault planes with a discrete sinistral reactivation (See Figure III.16).

2.2.7.3 The "Parata" structure

The "Parata" zone (see location Figure III.15), in the centre of the basin, is represented by a strongly asymmetric south verging "antiform" with a northern limb characterised by gentle northward dip and a steep to locally vertical southern limb. To understand this structure, we have mapped in detail (1/5000) a area of 1,25 km² (see Figure III.17). The map reveals that the entire "Parata" zone is only characterised by extensional structures. The sedimentary units mapped are, from bottom to top: the Santopetar unit, the Guzmaina red unit and the base of the "Parata" unit. These sediments are affected by a combination of syn-sedimentary and brittle post-diagenetic deformation.

The syn-sedimentary deformation in this area only affects the Guzmaina red unit. The deformation is illustrated by soft boudinage (i.e. affecting non-fully lithified beds) of the sandstone beds, which is embedded in marls by low to very low angle soft normal fault and by sandstone neptunian dykes. All of these structures are offset by later brittle post-diagenetic normal faults. The inversion of these late brittle structures reveals a homo-axial character with the soft sediment deformation, both consistent with the basinwide direction of the extension.

The most important structures of the area are localised shear parallel to bedding shear zones, which could be followed in the entire mapped area, between the top of the Santopetar unit and the contact with the Guzmaina red unit. These large-scale flat or gently south-dipping shear zones are affected by a top to the SSW motion and produce numerous steeper Riedel fault planes.

This structure evolves and is offset by late normal faults showing the continuous character of the overall extensional deformation. We propose as the origin of the Parata structure a rotation of a basement block as already pointed out by Mora (1993). Later, the structure has probably been amplified by an Upper Tortonian to present compressional event, as the Upper Tortonian strata, which seal the extensional deformation (base of La Parata Unit) are also folded.

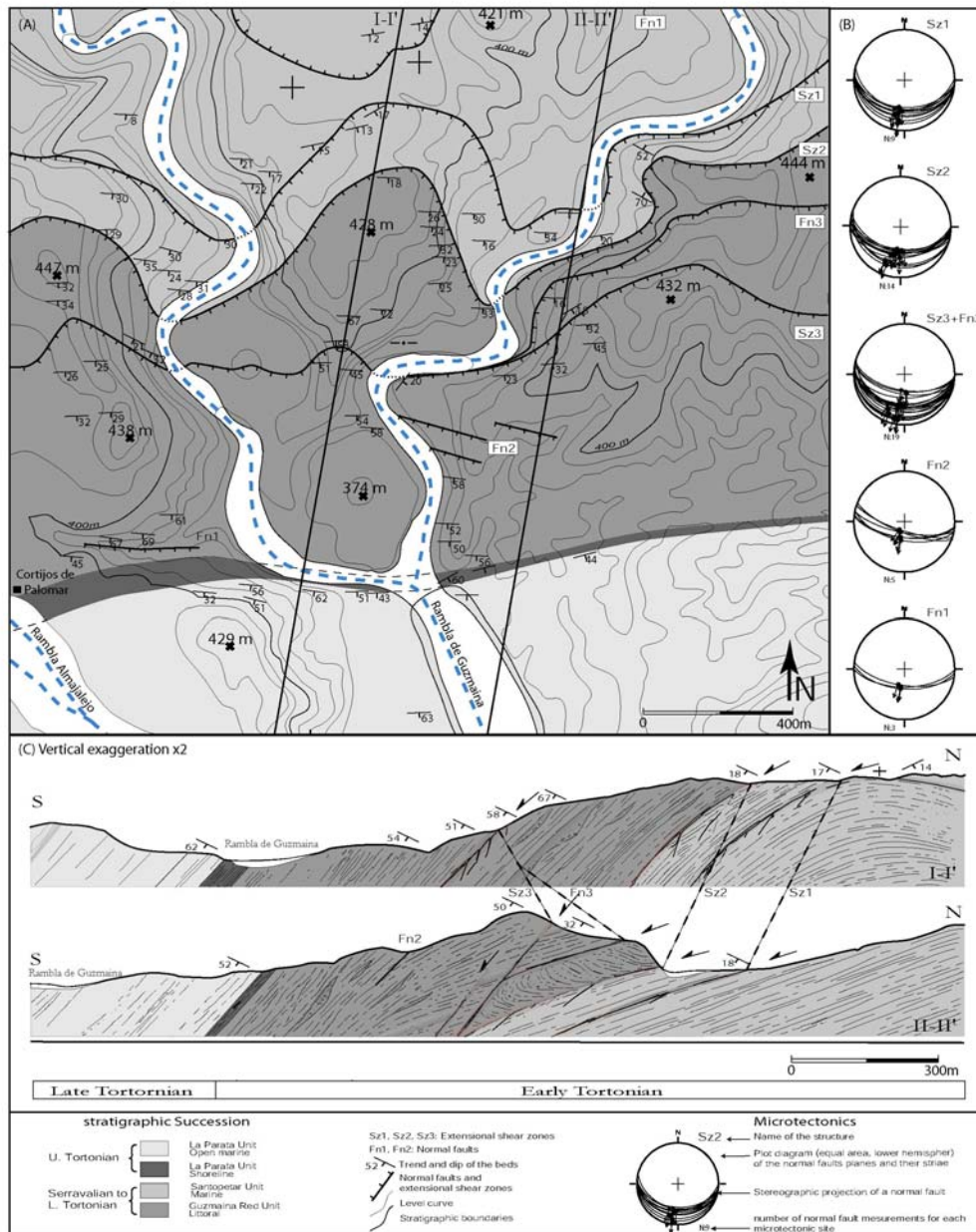


Figure III.17: (A) Geological map of "La Parata" area mapped for this study at the 1/5000 scale. (B) Representative cross sections in the local and basin wide direction of extension (NNE-SSW). (C) Plot diagrams of the main fault zones interpreted in terms of palaeo-stresses using the method of Angelier (1984, 1991).

2.2.7.4 The "Santopetar" structure

The Santopetar structure is located in the Rambla Almajalejo, 1 km south of the town of Santopetar and affects the Santopetar sedimentary unit (see location Figure III.17). This structure was described by Briend (1981) and Briend *et al.* (1990) and more recently re-visited and re-interpreted by Mora (1993). These first authors describe this structure as the results of the deformation of non-fully compacted and lithified sediments linked to the load of the overlying sedimentary pile. This study also reveals the syn-sedimentary character of the deformation with the formation of unconformities and thickness variation of beds. Mora (1993) interpreted the structure as the result of the deformation of both the footwall and hanging wall along a major fault system composed by a "sheared layer" flat and several emergent ramps cutting through the bedding.

We distinguished a major slip zone (MSZ, Figure III.18) with a flat-ramp-flat geometry (Figure III.18). This slip zone is defined by a 2 to 20 cm thick brittle fault gouge with an S-C fabric, which follows the flat into the fine sandstone to siltstone beds. Faults located above the MSZ, accommodating small amounts of deformation, sole down on the MSZ. They differ from faults located under the MSZ which nucleate away for the main "decollement" and probably sole down in another, buried flat zone.

Fault kinematics reveals an extensional regime (see Figure III.18) with consistent WNW-ESE average trend normal faults with a indicating a NNE-SSW extension. Our study reveals that the Santopetar structure kinematics is consistent with the basin-wide paleo-stress regime. This kind of deformation is very common in the Santopetar area without syn-sedimentary (s.s) characteristics but often sealed by younger deposits belonging to the same formation at the scale of the outcrop.

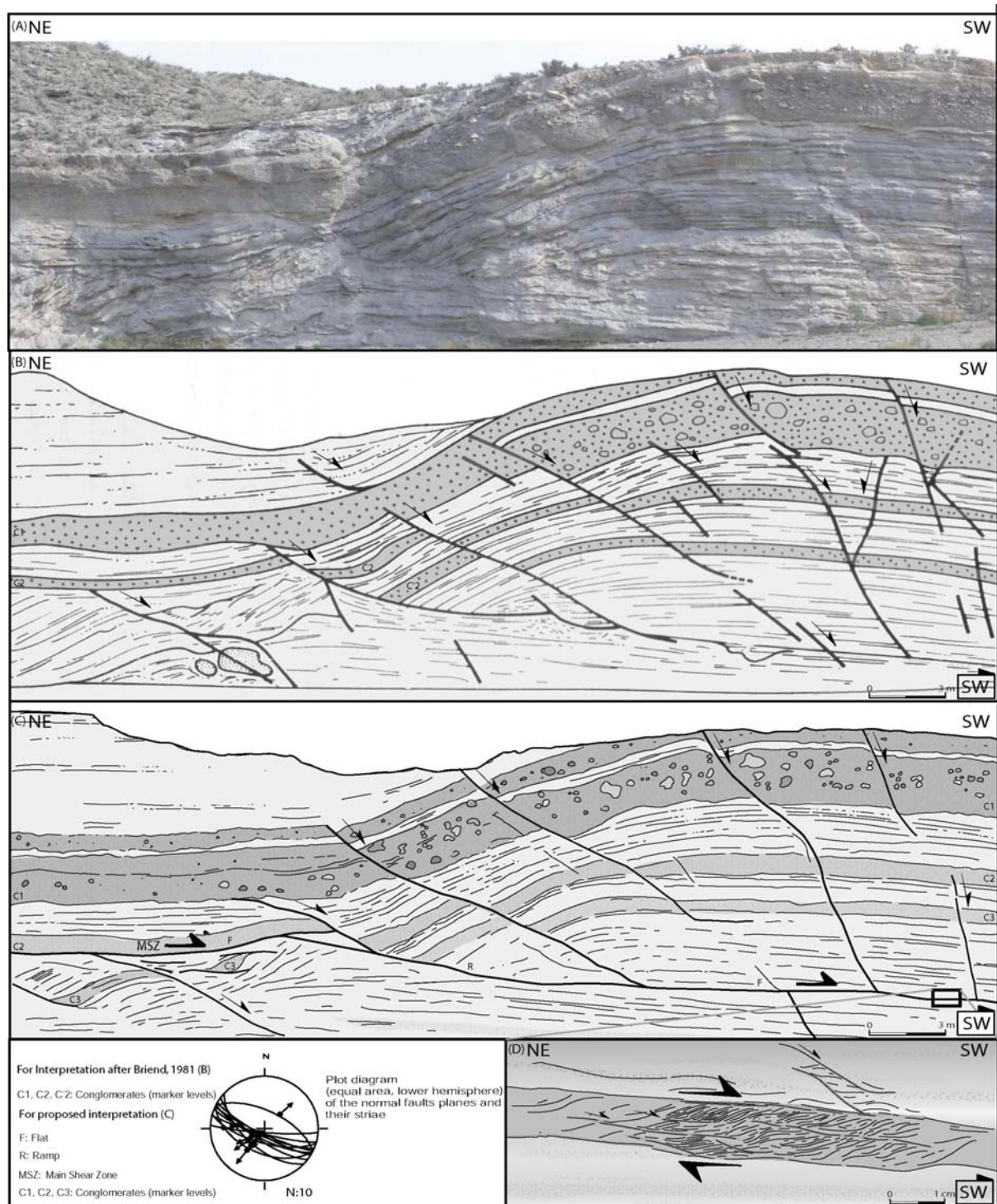


Figure III.18: (A) Santopetar extensional structure (see interpretative sketch for scale) looking SE. (B) Interpretative sketch of Briend (1981) and Briend et al., (1990). The duplication of the C2 bed into C2 and C'2 via the normal fault clearly indicates the syn-sedimentary character of the deformation. (C) Our interpretation of the structure. We found a strongly deformed conglomerate bed that we interpret as the C3 bed offset by numerous normal faults all bending down (listric faults) and up (Riedels) on a Main Shear Zone (MSZ).

2.2.8 Discussion

Pre-uppermost Serravallian to Tortonian sediments are scarce and scattered in the Huércal-Overa basin and its vicinity. Only a few outcrops have been dated or attributed to the Middle Miocene among which are the badly preserved “poudingue lie-de-vin” on the southern edge of the basin (Briend *et al.*, 1990) and the Middle Serravallian yellow marls of the Almanzora corridor (Serrano, 1990, Guera Merchan, 1992). This lack of a significant older sedimentary remnants attests for a period of aerial exposure with weathering, erosion and denudation explained by combining of a possible uplift of the “Sierras” (Weijermars *et al.*, 1985) and/or an abrupt fall in sea level (Sanz de Galdeano and Vera, 1992) occurring on the limit between the second order TB2 and TB3 cycles of the EXXON curve (Haq *et al.* 1987). Following this event, the Sierra de los Filabres formed a pronounced relief from Serravallian times onwards and acted as source of detritus, shed towards the south into the Tabernas-Sorbas Basin (Kleverlaan *et al.*, 1987; Ruegg, 1964) and towards the north into the Purchena (Dabrio 1974) and the Huercal Overa basins (Kleverlaan, 1989; Mora, 1993; Poisson *et al.*, 1999).

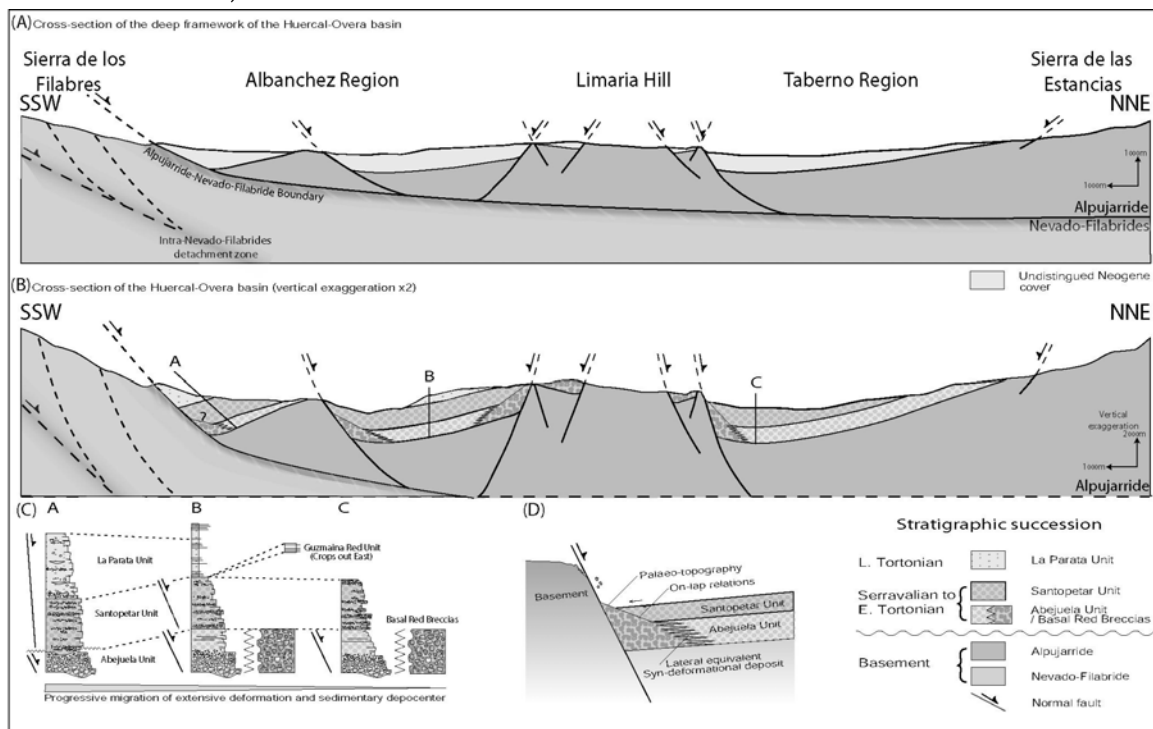


Figure III.19: NNE-SSW Cross-sections across the Huércal-Overa basin trending. Main normal faults sole down on major detachment fault corresponding to the Nevado-Filabride-Alpujarride boundary. (A) Cross section of the deep framework of the Huércal-Overa basin and Neogene cover. (B) Cross section presenting the detail of the Neogene cover with the main sedimentary units whenever mapable and their relations. (C) Correlations between the main sedimentary units on 3 fictive sections (or wells) on the 3 major slice of the basin. (D) Detail of a representative Basal red breccias outcrop. It grades laterally basinwards into the Abejuela fan delta as lateral equivalent. It forms palaeoreliefs along the normal faults cutting the basement rocks interpreted as faults scarp degradation and scree deposits which are progressively covered by Santopetar unit (with typical on-lap terminations).

The first deposited sediments (around 11,8Ma according to our age model) lie unconformably, in depressed areas, on basement rocks, belonging exclusively to Alpujarride complex, but already containing Nevado-Filabride clasts.

The basal red breccias, derived mostly from the Nevado-Filabride complex and located at the southern border of the basin are controlled by normal faulting. As noted above (see Figure III.19), the Basal red breccias pass laterally into the Abejuela alluvial fan delta fed by Alpujarride rocks of the Sierra de las Estancias (see clast provenance and flow directions of the "Abejuela" unit). This first phase of deposition in the newly formed basin is clearly linked to extensional tectonic activity with the acquisition of a strongly asymmetric geometry and the overall shape of a full half graben with a fault bounded southern border and a northern conformable sedimentary contact.

The Santopetar unit was deposited under modest water depth with some emersion event. It is not significantly different from the Abejuela alluvial fan except for its marine character. This immersion could be related to a basin floor deformation and/or a sea level rise. During the deposition of the Santopetar unit the depocenter moved southwards as already pointed out by Briend *et al.* 1990), outpassing the previous "Abejuela" towards the south coeval with the activity of the southern fault zone (i.e. Albánchez region, Figure III.15 and III.20). This deposit is affected by syn-sedimentary extension, the main part of which is located on the southern margin of the basin with the same south directed slope (see clast provenance and flow direction of the "Santopetar" unit). Along the northern border of the basin, the Santopetar unit is in conformable contact with the underlying "Abejuela" unit. The geometry in the south is less clear with the deposition of thick shallow-marine conglomerates (1 km according to Mora 1993) that are tilted towards two major normal faults (Albánchez region, see structural map, Figure III.18). The A/S ratio (i.e. the ratio between the accommodation space created versus sediment supply) always close to 1 did not permit significant marine development (invasion) and the basin is "filled" as soon as space is created explaining the persistence of nearshore to shoreline environment.

At the end of the first major cycle (i.e. end of the Lower Tortonian), the basin was partly filled with continental sediments (Guzmaina unit). This period is a turning-point in the basin evolution with a strong decrease of clast size coincident with the onset of marly sedimentation and the fall of the sedimentation rate. It is also responsible for the carbonate development (reef, carbonated platform), as shown by Briend *et al.* (1990) and Mora (1993) who found external zone carbonates in the basin showing the sediment transit from the External Zone to the Huércal-Overa basin via the Sierra de las Estancias. This emphasize that the present day Sierra Alhamilla relief were not formed yet at this stage. The flow directions change indicating more random slopes and the onset of a significant northward flow.

The Parata unit was deposited in the same geological framework with reduced sedimentary supply. A low sedimentation rate combined with a continuous accommodation leads to the formation of starved basin muds.

The coastal/alluvial plain environment of the Guzmaina Red unit and the shoreface/reef facies at the base of the "Parata" unit grade very fast into open-marine pelagic sedimentation. This sudden increase of the water depth, also known in the neighbouring basins (Dabrio and Polo, 1988) was interpreted by (Sanz de Galdeano,

1990) as the result of a sea level rise related to eustatic cycles TM-3.3 and TP-1 of Haq *et al.* (1987). However, it has also been interpreted as an extensional pulse in the Alboran, Granada, Lorca and Vera basins (Rodríguez-Fernández *et al.* 1999). In the Huércal-Overa basin we also relate this sudden water depth increase with a regional extensional tectonic event. Eustatic variations would not result in such a large amplitude (300 m) in such a short time interval.

We highlight two main reasons:

(1) Only a regional tectonic rearrangement can explain the velocity and the amplitude of the water depth increase (i.e. accommodation increase). This event could also be responsible for the formation of the Parata extensional structure.

(2) Low sedimentation rates, which are synchronous of the marine invasion and amplified the rise of A/S ratio and then the transgression trend.

During the deposition of La Parata unit, the depocenter moved further south, making the sediment lie directly on the Nevado-Filabride complex as the result of continuous activity of the Albanchez fault zone which has always been active, resulting in progressive tilting of all of the sedimentary units.

Thus, our structural study reveals the marked asymmetry of the Huércal-Overa basin with a strongly faulted and deformed southern margin (Albanchez region, Figure III.19) when the northern border is characterised by conformable contact sedimentary contact. The organisation of the deep structure of the basin (Figure III.) reminds a half graben structure characterised by smaller similar half graben structures (few kilometers) as already pointed out by Mora (1993). Similar structure has been imaged in the Granada basin (Morales *et al.*, 1990) and in the Alboran Sea (Watts *et al.*, 1993) suggesting that at least some basins initiated as Upper-Serravallian half-grabens with roughly consistent N-S opening.

We propose, as suggested on Figure III.19, that the major normal faults as the Limaria hill borders or the Albanchez region normal faults bend down on a set of low angle detachments fault zone outcropping south, along the Sierra de los Filabres-Nevada range. The major detachment fault corresponds to the Nevado-Filabride-Alpujarride boundary and is known, at the meridian of Huércal-Overa basin as the Filabres Detachment (i.e. the BMZ of Platt and Vissers, 1989). It acted during the exhumation of the Nevado-Filabride complex as a subtractive structure from ductile to brittle regime with the formation of a broad zone of cataclasite. In the Albanchez region, a similar deeper structure -intra-Nevado-Filabride- is to suspect as the Nevado-Filabride complex seems to be affected by deformation. Such organisation is common in the northern limbs of the Sierra de los Filabres, with the example of the Macael region where large scale normal faults individualising titled basement block sole down on the detachment as well as the Seron region described by (Orozco *et al.*, 1999). This assumption fits geometrically with the obvious asymmetry of the basin together with the position of the detachment. Cooling ages to near surface temperatures on zircon and apatite from (Johnson *et al.*, 1997) occurred first in the easternmost part of the Sierra de los Filabres at around 13 Ma and was completed by the Upper Tortonian in the West (Sierra Nevada). Overimposed on this progressive westward tectonic unroofing, in N-S traverses across E-W domes, cooling ages of both the Zircon (Closure Temperature around 290°C, (Tagami and Shimada, 1996) and the apatite (CT≈110-60°C, (Hurford, 1990; Gunnell, 2000), indicate that dome

cores were systematically exhumed before their adjacent limbs (Martínez-Martínez *et al.*, 2002) between 13 to 8-7 Ma. In this context, these ages then indicate the last increments of extensional deformation on the detachment. In other terms, final exhumation of the Nevado-Filabride metamorphic rocks was still active at this period accommodated by N-S tectonic denudation. The basin subsidence well records the related downward motion of the hanging wall unit of the detachment and is then well integrated in the regional late-orogenic extensional processes. We note the strong similarity in the framework and processes with the Granada Basin subject from the Upper-Tortonian to present to W-direction extension accommodated by large scale detachments such as the Mecina and a deeper detachment responsible of the shallow seismicity of the region (Galindo-Zaldivar *et al.*, 1999; Martínez-Martínez *et al.*, 2002).

As observed from the accommodation analysis, the accommodation space started to reduce at 7,4Ma. According to our structural field observations and previous work (Weijermars *et al.*, 1985; Poisson *et al.*, 1999; Montenat and Ott d'Estevou, 1999), this period corresponds to a major change in the stress field. For this reason, we propose 7,4 Ma to be the date of the first tectonic inversion of the Huércal-Overa basin. General uplift of all neighbouring basins is well documented (Kleverlaan, 1989; Cloething *et al.* 1992; Sanz de Galdeano 1992), with averaged values of 500m initiated during the end of Tortonian, from 8,5 to 7 Ma. In other basins of the Betics (i.e. Lorca and Vera basins) the first folds and reverse faults, which affect the Neogene sedimentary cover, are sealed by Upper Tortonian sediments (Montenat *et al.*, 1990; Booth-Rea *et al.*, 2002, 2003) containing the first appearance of *N. humerosa* (8,5 Ma, Berggren *et al.*, 1995). In the Tabernas basin, folded upper Tortonian sediments are covered by undisturbed Messinan sediments (Weijermars *et al.*, 1985; Ott d'estevou and Montenat 1990). The compressive stress field seems to be still active nowadays and responsible of the present-day architecture of the region with the metamorphic basement open folds (Sierras de los Filabres, Nevada, Gador and among others), large-scale strike-slip fault (Palomares, Carboneras, Lorca-totana,) and reverse faults (i.e. northern limbs of the Sierra Alhamilla and Cabrera).

2.2.9 Conclusion

In order to better constrain the Huércal-Overa basin history and its genetic relation with the Alpujarride and the Nevado-Filabride complexes, we have undertaken a detailed field study combining sedimentology, sequence stratigraphy analysis and structural geology. This approach permits us to compare both results to shed light on the genesis of the eastern Betic basins. We focused, on the tectonic subsidence history of the basin in particular.

Based upon the most complete section across the Huércal-Overa basin, we have undertaken a sedimentological field study to define in term of lithology, sedimentary structures, clast provenance and flow direction the main stratigraphical units of the basin. We distinguished three facies associations which have been interpreted as palaeoenvironment and integrated into a depositional profile.

According to the fast evolution of the basin, we choose to show how the depositional profile evolved through time from fault bounded continental to marine deltaic ramp to a mixed fine-grained siliclastic/carbonated profile.

On this basis, and studying three embedding orders of depositional cycles (genetic unit, minor cycles and major cycles) and their stacking, we propose the first sequence stratigraphic model for the basin. We used the scarce paleontologic data and our stratigraphic subdivisions to estimate the formation of the basin at around 11,8 Mys (upper-Tortonian) and then to quantify the accommodation and tectonic subsidence variations through time.

On the other hand, in order to characterise the orientation of paleostress tensors, we have performed a structural study based on the analysis of 77 micro-tectonic sites. Slickensides on fault planes, riedels as well as joints and tension gashes have been measured and treated by an inversion procedure.

The confrontation of these two approaches reveals a mutual consistency. We found, a NNE-SSW dominant extensional field stress affecting the region from the first deposited sediments to uppermost-Tortonian, strata consistent in time and geometry with the fast and important subsidence of the basin.

Field observations and small scale geological mapping speaks in favour of a continuous extensional tectonic regime during the deposition of the sedimentary infill from the formation of the basin until the uppermost-Tortonian with syn-depositional soft deformation (i.e. Basal red breccias, Santopetar region) to brittle high angle normal faults offsetting previous structures (i.e. La Parata structure). The syn-sedimentary character of the deformation attests for a link between continuous subsidence and the overall continuous extensional stress. All of the structures, smaller as well as larger ones seem consistent and clearly respond to an extensional stress field. For this reason, the Huércal-Overa basin has to be considered as an extensional basin.

According to our age model, the basin ceased to be an active depocenter at 7,4 Ma, contemporaneously to the inversion of accommodation trend (i.e. 1,7 Mys before the Messinian salinity crisis dated to 5,7 Mys (Gautier *et al.*, 1994; Montenat and Ott d'Estevou, 1999; Poisson *et al.*, 1999). We interpret this turning point of the basin evolution as the result of sudden stress regime which became compressive with N-S shortening direction. This event was responsible for the neo-formation of NNE-SSW to NE-SW sinistral faults and the reactivation of the NE-SW normal faults previously interpreted as transfer faults (Mora, 1993; Poisson *et al.*, 1999) and tends to fill the basin. Indeed, at a larger scale, we observed, in all neighbouring basins, a general uplift of the area coeval with a well documented compressive event (Weijermars *et al.*, 1985; Montenat and Ott d'Estevou, 1990) responsible for the formation of metamorphic basement open folds (Sierra de los Filabres, Sierra Nevada), for large-scale, NNE-SSW-directed strike-slip fault (Palomares, Carbonares, Lorca-Totana) and for thrusts (Sierra Alhamilla).

2.3 Conclusions principales et remarques complémentaires

[1] Le bassin de Huerca-Overa se forme au Serravallien Terminal vers 11,8 Ma selon notre découpage séquentiel, ce qui est accord avec la majorité des études antérieures (Briand, 1981; Briand *et al.*, 1990; Montenat et Ott d'Estevou, 1999; Poisson *et al.*, 1999).

[2] Son accommodation ainsi que sa subsidence tectonique sont caractérisées par deux phases distinctes. La première montre une importante création d'espace d'accommodation. Dans le détail, cette phase a pu être scindée en deux : une phase d'aggradation pure ($A/S=1$) durant laquelle se déposent de grandes épaisseurs de conglomérats continentaux. Elle est suivie d'une phase de rétrogradation importante ($A/S \gg 1$) connue dans toute les zones internes (Sanz de Galdeano *et al.*, 1992). Durant cette phase, la subsidence du bassin, de l'ordre de 150m.Ma^{-1} semble se déplacer du Nord vers le Sud. Cette phase est suivie d'une phase de soulèvement (uplift) dont on n'enregistre ici que le début, la majeure partie de la régression ayant été érodée lors de l'émersion. En revanche, on sait par ailleurs (Briand *et al.*, 1990) que le Messinien est continental indiquant une poursuite de l'uplift au-delà de la période de temps étudiée.

[3] D'après la courbe de subsidence tectonique, la date de l'inversion de tendance est située à environ 8 Ma, selon notre découpage séquentiel.

[4] L'étude structurale de la couverture et des bordures du bassin a permis de mettre en relation la phase de subsidence initiale avec un épisode extensif N-S responsable de la déformation parfois pénétrative (failles normales N90-120) du bassin (bordure Sud, secteur de La Parata). Durant cette phase, la déformation est syn-sédimentaire à toutes les échelles. De même, la phase de soulèvement du bassin est contemporaine de la formation des failles décrochantes et d'une grande partie des structures compressives de la région. Ce soulèvement, dont nous proposons l'initiation à 8 Ma est donc logiquement interprété comme l'inversion tectonique du bassin. Cette date, à la lumière des nombreuses études tectoniques, en particulier, semble correspondre à l'initiation d'une phase compressive toujours active de nos jours.

[5] A l'échelle supérieure, le bassin est fortement asymétrique avec une bordure faillée au Sud, caractérisée par de grandes failles normales, et une bordure nord où les sédiments viennent reposer directement en « on-lap » sur le socle. Cette disposition en demi-graben explique la pérennité d'une pente dirigée vers le Sud et, de fait, la quasi-absence de clastes en provenance du complexe Névalo-Filabride, pourtant déjà soumis à l'érosion à cette époque (Johnson *et al.*, 1997). L'extension dans ce bassin, selon notre étude aurait une direction N-N20.

[6] Le caractère listrique des failles normales, en particulier dans la région d'Albanchez a déjà été décrit par Mora (1993) et Vissers *et al.* (1995). La reconnaissance d'une structure extensive majeure (le détachement des Filabres) dans les zones de socle « plongeant » sous le bassin, nous pousse à proposer que les failles normales s'enracinent, en profondeur sur cet accident. Le jeu « dip-slip » sur le détachement des Filabres serait donc à l'origine du bassin de Huerca-Overa.

Le bassin de Huerca-Overa est initialement un bassin purement extensif né d'une extension N-N20. Il n'est affecté que par de la fracturation normale, ces failles s'enracinant en profondeur sur un, ou localement, deux détachements à faible pendage. Il est, à partir de 8 Ma, modérément inversé avec son émergence totale durant le Messinien. Cette inversion est contemporaine de la formation de failles décrochantes majoritairement senestres (orientation N30-50). Ces failles ne sont donc pas des failles de transfert synchrones de l'épisode extensif (Mora, 1993). D'ailleurs elles sont visiblement moins abondantes que cet auteur le propose.

La zone de cisaillement des Filabres (Garcia-Duenas *et al.*, 1992) également connue sous la dénomination de « Betic Movement Zone » (BMZ, Platt et Vissers, 1989) correspond à la limite Alpujarride/Nevado-Filabride. Cet accident longtemps interprété comme un chevauchement est aujourd'hui considéré comme une zone de cisaillement de grande échelle (Galindo-Zaldivar *et al.*, 1989; Garcia-Duenas *et al.*, 1992; Jabaloy, 1993; Jabaloy *et al.*, 1993; Martínez-Martínez *et al.*, 1997, 2002). Ces mêmes auteurs sont également assez unanimes sur le mouvement de cet accident tant sous les conditions ductiles affectant son mur par une linéation ductile E-W associée à un sens de cisaillement vers l'Ouest. L'âge proposé du fonctionnement de cet accident est au minimum Serravallien (Garcia-Duenas *et al.*, 1992; Martínez-Martínez *et al.*, 1997) et semble se prolonger jusqu'au Tortonien (Johnson *et al.*, 1997).

Notre étude propose que le jeu sur le détachement des Filabres soit à l'origine de la formation du Bassin de Huerca-Overa avec une direction d'extension N-S, au moins dans la région de Huerca-Overa et dans son prolongement occidental. Cette étude met donc en évidence une incohérence majeure entre les directions d'extension cassantes déduites de l'analyse des failles du bassin et les directions d'extension ductile déduites de l'étude des roches métamorphiques (Jabaloy *et al.*, 1993; Martínez-Martínez *et al.*, 2002).

3. Etude du bassin de Tabernas (Article 2)

3.1 Présentation et but de l'article 2

L'article 2 est soumis pour publication à la revue « *Bulletin de Société Géologique de France* » depuis le 20 Août 2004.

L'étude du bassin de Tabernas est en grande partie motivée par les conclusions de l'article 1, en particulier sur l'incohérence criante qu'il met en évidence. En effet, l'étude de ce bassin conduit à proposer un lien entre l'évolution des roches métamorphiques et la formation puis la subsidence du bassin ayant en commun l'activité d'une zone de cisaillement majeure : le détachement des Filabres (Garcia-Duenas *et al.*, 1992). Cette étude soulève néanmoins le problème de la compatibilité entre une extension ductile grossièrement E-W sous le détachement des Filabres et une extension cassante N-S au dessus.

Le bassin de Tabernas, situé dans le même cadre structural que le bassin de Huerca-Overa est un cas idéal pour tester la validité du précédent modèle. En effet,

le bassin de Tabernas se développe au toit du détachement des Filabres et représente, en quelque sorte, le symétrique du bassin de Huercal-Overa par rapport à la Sierra de los Filabres.

Le but de ce second article est donc de tester le modèle précédent. Par souci de pouvoir comparer les résultats directement avec ceux du premier bassin ainsi qu'avec ceux de Cloething *et al.* (1992), nous avons réalisé le même type d'étude.

L'article est également conçu sur le même modèle avec une partie visant à déterminer la subsidence du bassin et une seconde partie structurale, rendue très difficile du fait d'une inversion et d'une rotation importante des structures.

3.2 Article 2: The Tabernas basin: A new example of extensional tectonic in the Eastern Betics (SE Spain)

Romain AUGIER¹, Cécile ROBIN² Laurent JOLIVET¹ & Hugues RAIMBOURG¹

Corresponding author: romain.augier@lgs.jussieu.fr

Tel: (00 33) 144275260; Fax: (00 33) 144275085

¹ Laboratoire de Tectonique, UMR 7072, case 129, Université de Pierre et Marie Curie, 4, place Jussieu, 75252, Paris, Cedex 5, France.

² Géosciences, UMR 4661, Université de Rennes I, 263 Ave du Général Leclerc, CS 74205, 35042 Rennes Cedex, France.

3.2.1 Abstract

The Mediterranean area provides several examples of collisional orogens that have undergone large-scale extensional collapse while convergent motion of the bounding plates continued. In the Betic Cordillera (southern Spain), extension was partly accommodated by coeval shortening in the external thrust belts on the convex side on the orogen. Internal zones consist mainly of alpine medium-grade metamorphic rocks showing “basins and ranges” features alternating with Neogene sedimentary basins. The genesis of the metamorphic domes as well as the basins has always been discussed: they could have formed either in extensional or compressional contexts. Another question of prime importance in the evolution of the Eastern Betics is the relation between the basins and the exhumation of metamorphic rocks, in particular those of the Nevado-Filabride complex. In order to determine the late orogenic history of the area, we present new constraints on the evolution of the Tabernas basin, one of the largest basins of the eastern Betics, lying between two metamorphic domes. Its infill is mostly composed of Upper-Serravallian to Messinian sedimentary rocks overlying metamorphic rocks through a ductile to brittle major shear zone. We analyse the sedimentary cover of the basin using sedimentology and sequence stratigraphy. It permits [i] to establish a detailed sedimentary and stratigraphic patterns of this basin, illustrated with flow directions and clast provenance [ii] to quantify the accommodation and the tectonic subsidence highlighting major key-points of the basin evolution and the amount and timing of vertical motion of the basin floor, completed by a detailed structural study [iii] to establish a link between the initial subsidence pulse and the dense network of normal faults affecting both the basin and the margins. With the same approach, [iv] we propose the age of 8 Ma for the basin reversal which has a regional significance. Finally, by compiling similar existing structural and dating studies, [v] we propose that superficial extensional activity and basin formation are related to the motion on the detachment fault which permits the Nevado-Filabride rocks to exhume.

Geodynamic and stratigraphic implications at the scale of the close Huerca-Overa basin and of an N-S transect through the Eastern Betics are also discussed.

3.2.2 Introduction

Sedimentary basin infill provides a high-resolution record of external forcing factors such as absolute sea-level (eustasy) and climate fluctuations as well as basin floor deformation (*s.l.*). Such different components are however combined over different scales of both time and space. Sedimentary record is characterised by the embedment of different orders depositional sequences corresponding to full cycles of shoreline progradation and retrogradation whose timing, shape and amplitude are controlled by sedimentological supply, eustatism and basin floor deformation (*s.l.*). Such control of these different components has been formalized by the ratio of the accommodation, the available space for sedimentation [Jervey, 1988], noted A over sediments supply, noted S, which are assumed to be independent [Cross *et al.*, 1988; Homewood *et al.*, 1992, Homewood *et al.*, 2000]. As defined by the same authors, accommodation is itself controlled by variations of both absolute sea level (eustasy) and substratum deformation. Our study focuses on this aspect to propose the subsidence evolution of Tabernas basin in the late orogenic setting of the Betic Cordilleras.

Betic Cordilleras, as well as several other segments of the Alpine chain, underwent post-orogenic extension while other segments are still subject to crustal thickening. In this context, extensional processes have permitted the exhumation of metamorphic rocks as well as the formation of several narrow sedimentary basins. The genetic links between basin formation and the last increments of late orogenic extensional processes are often ambiguous and are obscured by important kinematic changes in the final stages of extension. Structural studies on the metamorphic core-complexes [Galindo-Zaldivar *et al.*, 1989; Jabaloy *et al.*, 1993; Martínez-Martínez *et al.*, 2002, Augier *et al.*, submitted] as well as geochronological studies [Monié *et al.*, 1991, 1994; Johnson *et al.*, 1997] set constraints on the timing of these processes. Sedimentological and stratigraphical studies are, in contrast, less abundant and show no consensus about basin formation. Most of them [Montenat, 1977; Montenat & Ott d'Estevou, 1990, 1999; Sanz de Galdeano & Vera, 1992; Poisson *et al.*, 1999] rely on the existence of crustal scale wrench faults that are not attested at the studied period.

In addition, these studies rarely propose accommodation or subsidence histories of basins that are yet relevant to high-resolution history of the region. Timing, kinematics and history of basins are parameters of prime importance in post-orogenic setting to precise and quantify the last increments of extension prevailing during the exhumation of metamorphic rocks.

In this paper, we combine field study including detailed logging of the most characteristic sections of the basin, and sequence stratigraphy analysis permitting to quantify the tectonic subsidence history. These data are compared with the deformational history which is based upon geological mapping and structural analysis of the basin cover as well as adjacent basement rocks. Finally, an evolution model combining stratigraphical, structural approaches and a comparison with the evolution of neighbouring basins from the Serravallian-Tortonian boundary to the

upper Messinian are proposed. Integration in the eastern Betics evolution and relations with the exhumation of the Nevado-Filabride is also discussed.

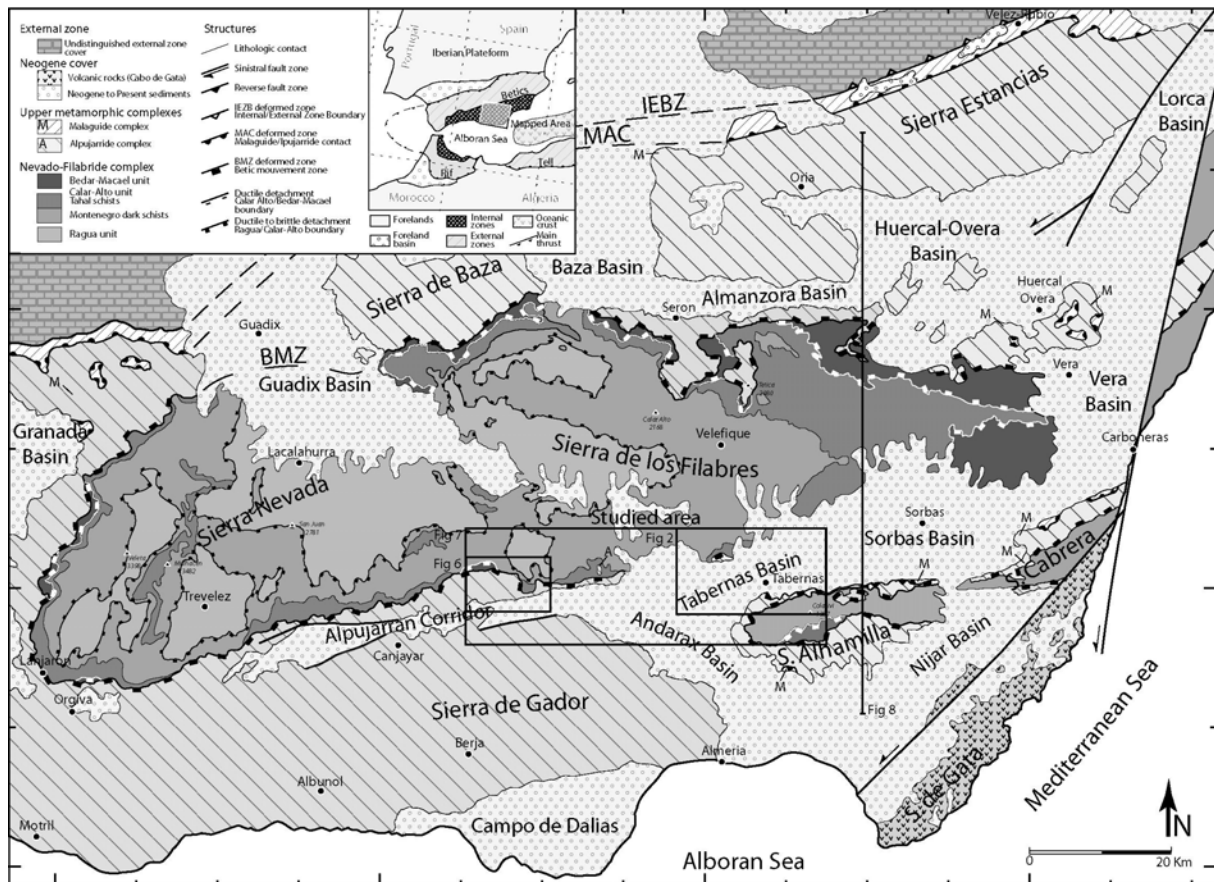


Figure III.20: The main lithostratigraphic and metamorphic units and the main tectonic contacts. Shown in the internal zones: the main Neogene basins and the three "metamorphic complexes", in order of increasing peak metamorphic facies, the Nevado-Filabride (reaching eclogite facies), the Alpujarride (reaching blueschists facies) and the Malaguide (anchizonal conditions). This study focuses on the Tabernas and Alpujarran basins and adjacent basement area (large black box). Smaller black boxes represent: (A) the Tabernas basin (Figure III.21) and (B) the Alboloduy region (Alpujarran Corridor, Figure III.25). The location of the cross section represented in Figure 8 is also shown.

3.2.3 Geological setting

Together with the Rif (Morocco), the Betic Cordilleras are divided into external and internal zones separated by a line running from Cadiz to Murcia (Figure III.20). The external zones consist of the detached, folded and thrust sedimentary cover of the Iberian margin deposited during the Mesozoic and part of the Cenozoic. They are subdivided into palaeogeographic areas known as the Subbetic and Prebetic zones corresponding respectively to pelagic and shallow marine facies. The entire external zones are thrust over the Variscan Iberian platform towards the N and the NW creating the Guadalquivir foreland basin filled with a thick Neogene sedimentary cover (Figure III.20).

By contrast, the internal zones comprise mainly metamorphic rocks, which are grouped in three tectonometamorphic complexes. These are from top to bottom, the Malaguide [Blumenthal, 1927], the Alpujarride [Van Bemmelen, 1927] and the Nevado-Filabride [Egeler, 1969] complexes separated by sets of extensional major shear zones [Platt & Behrmann, 1986; Garcia-Duenas *et al.*, 1992; Vissers *et al.*, 1995; Martínez-Martínez & Azañón, 1997; Martínez-Martínez *et al.*, 2002].

The Malaguide complex is composed of a low to very low metamorphic grade stratigraphic succession ranging from the Silurian to the Miocene [Lonergan & Mangerajetsky, 1994; Nieto *et al.*, 1994] without significant alpine metamorphic imprint.

The Nevado-Filabride and the Alpujarride complexes are composed essentially of Paleozoic schists, Permo-Triassic schists and quartzites and Triassic carbonated rocks, which have undergone plurifacial alpine metamorphism under HP/LT and LP/HT conditions [Nijhuis, 1964; Gomez-Pugnaire & Fernandez-Soler, 1987; Bakker *et al.*, 1989; Goffé *et al.*, 1989; Tubia & Gil-Ibarguchi, 1991; Azañón & Crespo-Blanc, 2000; Booth-Rea *et al.*, 2003b].

Neogene basins cover more than half of the internal zones especially in the central and eastern part. Genesis and evolution of these basins have long been a point of controversy.

3.2.3.1 *Two generations of basins*

A first generation of basins is recognized in the Western Betics. They lie unconformably or by faulted contact on the Malaguide and the Alpujarride complex with a variable stratigraphic infill but often presenting mutually unconformable continental and marine deposits. These basins are strongly tectonised by later deformation. In the internal zones, it is impossible to reconstruct their palaeogeometry because in most cases only a few outcrops are preserved.

After a period, only illustrated by scarce and badly preserved sedimentary outcrops ranging from the upper Langhian to the middle Serravallian, a second generation of basins formed. These newly formed basins, named "intramontane" basins [Sanz de Galdeano & Vera, 1992; Vissers *et al.*, 1995] overprint earlier features which are strongly eroded and tectonically disrupted. Their stratigraphies are very comparable from one basin to another one. We distinguish from bottom to top: (Upper-Serravallian?) lowermost Tortonian coarse-grained continental deposits grading into a thick shallow-marine sequence of conglomerates and sandstones, lower Tortonian in age.

These pass through a condensed transition, into less deformed and less clastic Tortonian-Messinian marls. This succession is followed by Messinian conglomerates, limestone reefs and locally thick series of gypsum [Sorbas basin, Gautier *et al.*, 1994] followed by Pliocene marls.

3.2.3.2 *Models of basin formation*

Various models of formation and evolution of this second generation of basins and the surrounding « sierras » were proposed, and we can distinguish two main theories.

The first one [Montenat & Ott d'Estevou, 1990, 1999; Sanz de Galdeano & Vera, 1992] propose different « compressional models » based on the existence of large-scale, even crustal-scale strike-slip zones and thrusts, while the second one suggests a purely extensional model motivated by the existence of large-scale extensive shear zones and cordilleran-type « core-complexes » [Vissers *et al.*, 1995; Martínez-Martínez & Azañón, 1997].

The « compressional model » stresses the role played by major, still active strike-slip faults trending NE-SW such as the Palomares and the Carboneras faults [Booth-Rea *et al.*, 2003a]. In these models [Montenat *et al.*, 1977; Ott d'Estevou *et al.*, 1990; Sanz de Galdeano & Vera, 1992; Montenat & Ott d'Estevou, 1999; Poisson *et al.*, 1999], the basin subsidence results from the vertical component on the strike-slip faults and the smaller-scale associated structures (pull-apart, flower structures). This model still widely accepted in the last decade, has been increasingly disputed due to the closer attention paid to extensional late history of orogens.

The « extensional model » results from the presence of large-scale extensional features overprinting the previous contractional structures created during the initial stage of crustal thickening [Platt & Vissers, 1989; Garcia-Duenas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993; Balanyá *et al.*, 1993; Crespo-Blanc *et al.*, 1994, 1995; Vissers *et al.*, 1995; Platt, 1996; Martínez-Martínez & Azañón, 1997; Platt *et al.*, 1998; Booth-Rea *et al.*, 2002; Martínez-Martínez *et al.*, 2002]. This model gives a major role to crustal scale detachments, which permit the exhumation towards the surface of alpine metamorphic rocks. These basins, lying unconformably or by faulted contact on the alpine metamorphic rocks of the Nevado-Filabride and the Alpujarride complexes (Figure III.20), are then parts of the post-orogenic history of the Betic Cordillera.

3.2.3.3 The Tabernas basin

The Tabernas basin is located 20km north of Almeria. It is characterised by an east-west trending depression which connects towards the West to the Alpujarran corridor and to the Sorbas basin towards the East. The basin is structurally bounded by basement rocks belonging mainly to the Nevado-Filabride and the Alpujarride complexes with minor klippen of Malaguide closely linked with Langhian-Serravallian sediments.

To the north, the Sierra de los Filabres (2100 m) forms a large scale E-W trending antiform mainly composed of medium grade Paleozoic and Mesozoic Nevado-Filabride rocks covered by scarce Alpujarride rocks through the Filabre shear zone (Figure III.20 and III.22).

To the south, the Sierra Alhamilla, reaching the altitude of 1400m, is also characterised by an antiformal structure. The core of the structure is made of typical Nevado-Filabride Paleozoic dark schists, which are covered by thick Alpujarride units (Figure III.20 and III.22).

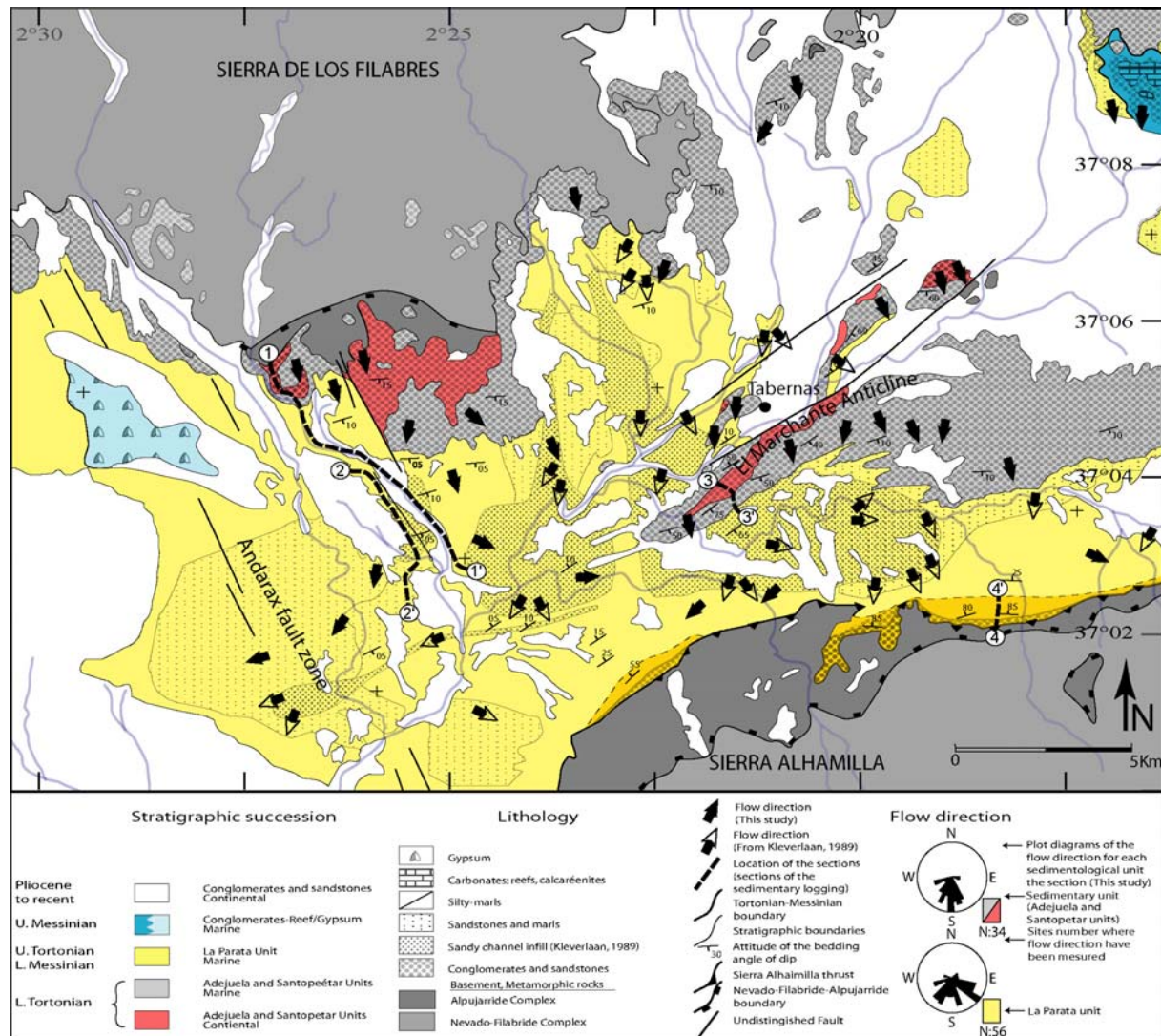


Figure III.21: Map of the main sedimentary units of the Tabernas basin. The flow directions are stem from this study and a compilation of former data (Kleverlaan et al. 1989; Ott d'Estevou and Montenat, 1990 and Pascual-Molina, 1997). Stereodiagrams represent only the palaeo-current measured along the studied sections. The first one represents palaeo-currents of the Abejuela and the Santopetar units, the second, only of the Parata unit. Note the relative dispersion of the flow for this unit.

3.2.4 Sedimentology and stratigraphy of the Tabernas basin

This study is based on a detailed stratigraphical (litho-, chrono- and sequence stratigraphy) and sedimentological (facies, clast provenance, palaeocurrent) analysis. The aim of this chapter is to characterise the depositional profile in order to, first, reconstruct the palaeo-topography/bathymetry of the deposits and, second, to quantify the subsidence/uplift history of the basin by a sequence stratigraphy approach.

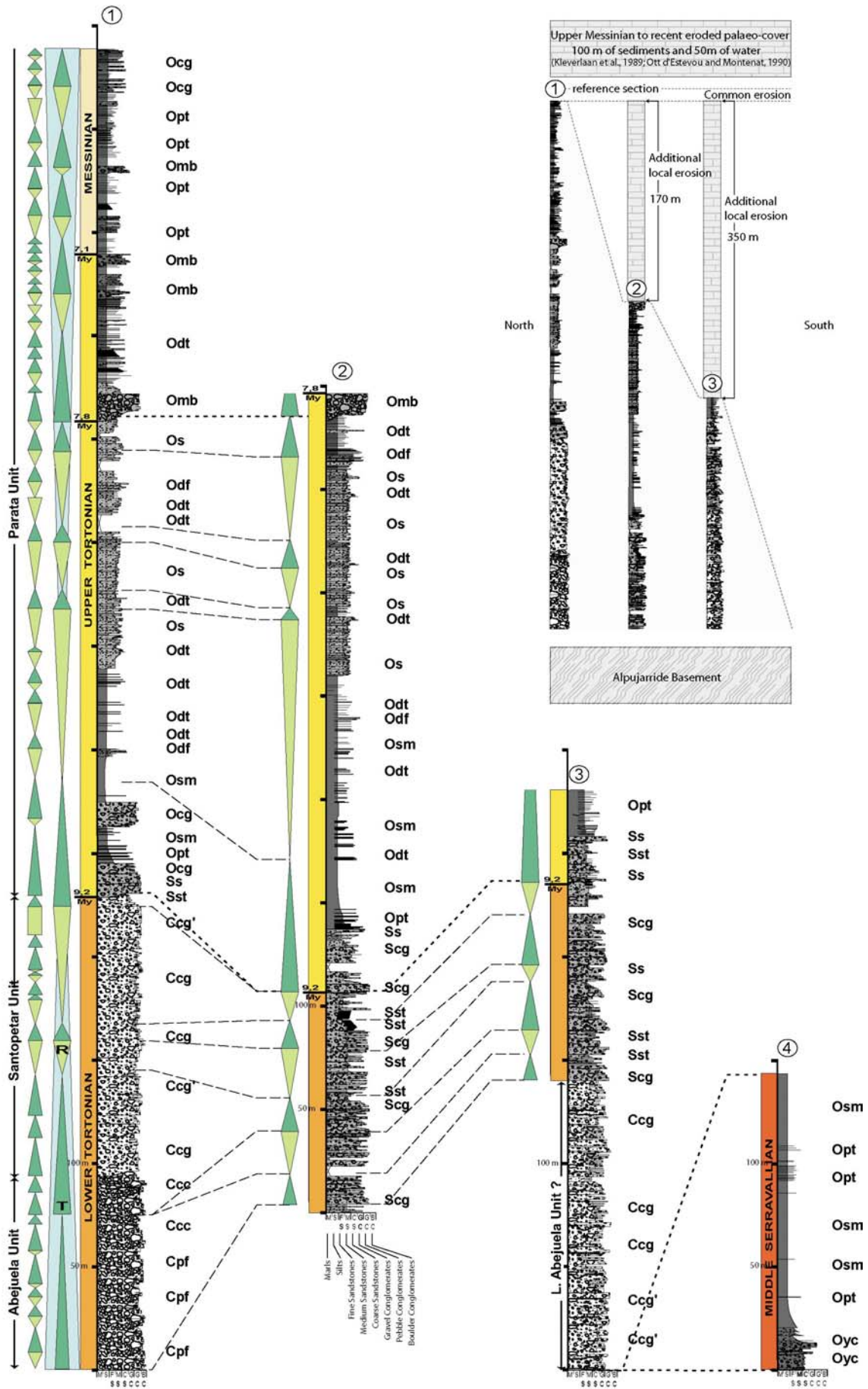


Figure III.22: (A) Sedimentological log of four representative sections of the Tabernas basin. Are shown, the “embedded” three orders of sequences: genetic unit, minor and major cycles. Main facies (Table III.7), ages, main sedimentary units are shown. Correlations have been done on the basis of biostratigraphy and sequence stratigraphic divisions for minor cycles. (B) Schematic representation of the sections and the estimated eroded palaeo-cover. The missing cover is taken into account in the decompaction processes. The missing thickness is the sum of the eroded cover common to all the sections (i.e. mostly Uppermost Messinian and Pliocene) and the local additional erosion evaluated by comparison with the most complete section (Section 1).

Facies code	Lithology	Structures	Interpretation
CONTINENTAL	Ccc Red very coarse grained conglomerates very badly sorted, matrix to clast-supported	Boulders up to 1 meters structureless	Continental Piemont fan
	Ccc Red very coarse grained conglomerates grading into conglomerates and sandstones mainly matrix-supported conglomerates	Erosive base and sometime chenalised (5-20 meters) boulders up to 1 meter structureless very oftenly well normal graded	Continental Proximal braided fan
	Ccg Red coarse grained conglomerates to pebbly sandstones matrix-supported conglomerates	Rare erosional base 2D current megaripples in the finer fraction very good lateral continuity	Continental Distal braided fan
	Ccg' Red coarse grained conglomerates to pebbly sandstones matrix-supported conglomerates (Idem Ccg)	Massive beds no grading stratification highlighted by clasts	
SHORELINE	Sst Yellowish barren silts	Structureless	Deltaic lagoon
	Scg Grey very coarse/coarse grained matrix-supported conglomerates	Massive beds no grading good lateral continuity	Submarine fan delta
	Ss Greyish conglomerates moderately fossiliferous with oysters and other lamellibranchs in living position	Structureless	
OPEN MARINE	Ocg Dark grey lamellibranchs (pectinids, oysters), echinoderms coarse sandstones with pebble levels	Erosive base structureless discontinuous beds	Upper offshore Storm deposits
	Oyc Yellow coarse grained matrix supported conglomerates	Erosive base structureless good lateral continuity	Upper offshore
	Osm Yellow moderately bioturbated, foraminifera rich, silty marls to silts	Structureless	(Gordo-megabed) Lower offshore
	Odf Yellow lamellibranchs (pectinids, oysters), echinoderms and shelf boulders (reefal limestone) coarse bioclastic sandstones	Erosive base structureless laterally (very-) discontinuous beds at the scale of few tens of meters	
	Omb Grey very badly sorted, matrix to clast-supported conglomerates (rounded clasts)	Strongly erosive base structureless very continuous	
	Opt Yellow rarely bioturbated sparsely fossiliferous (lamellibranchs, echinids) very well sorted medium to coarse grained sandstones	Upper flow regime planar stratification good lateral continuity occasional normal grading	
	Odt Yellow rarely bioturbated rarely fossiliferous (Idem Opt) medium grained sandstones	Small scale (cm) climbing ripples good lateral continuity	
	Os Grey highly bioturbated fossiliferous coarse grained to pebbly sandstones	Upper flow regime planar stratification lenticular mutually erosive beds frequent normal grading often channelized	

Table III.7: Simplified description and interpretation of the sedimentary facies and facies association identified in this study.

We described and analysed four representative sections of the sedimentary cover of the Tabernas basin (Figure III.21 and III.23). These sections display the most complete and continuous sedimentary successions of the basin that are located along dry valleys running N-S from the South of the Sierra de los Filabres and from the North of the Sierra de Alhamilla. S1, S2 and S3 are located on the same meridian, which is a palaeo- “proximal-distal” profile of the basin (Figure III.22). These three sections cumulating more than 1500m describe the Tortonian-Messinian strata constituting most of the basin infill while the S4 describes the Middle Serravallian which lie directly on the Malaguide-Alpujarride basement (i.e. Sierra Alhamilla, Figure III.22).

Sedimentological descriptions of the section include lithology, granulometry, nature of clasts and their morphoscopy, sedimentary structures and lateral facies variations. Facies associations, as shown in Table III.7, are classified by their supposed palaeo-positions on a depositional profile. We distinguished the continental facies deposited above the sea level and two marine environments: restricted and open marine environments (Table III.7). These stratigraphical units will now be described in detail.

3.2.4.2 Lithostratigraphy

The stratigraphy of the different eastern Betic basins is very comparable and can be summarised by the succession of three main units, defined by Mora [1993] in the Huércal-Overa basin: the “Abejuela” unit, the “Santopetar” unit and the “Parata” unit (Table III.8, Figure III.22). Older sedimentary relics like those of the middle Serravallian (section S4) are however sparsely present and will be treated separately. The correspondence of these units with previous other stratigraphical subdivisions are given in Table III.8. In the Huércal-Overa basin, these units display contrasted facies at the scale of the basin on which is based their division: the Abejuela unit is then strictly continental while the Santopetar and the “La Parata” units are restricted and open marine respectively. In the Tabernas basin, situation is different with roughly similar facies for the Abejuela and the Santopetar. In addition, the two units admit marine lateral equivalents. Yet, the Parata unit displays open marine characteristics like most of the neighbouring basins.

Used Terminology Defined in the Huércal-Overa Basin (Mora, 1993)	Pascal-Molina, 1997	Kleverlaan, 1989 Volk & Rondeel, 1964	Ott d'estevou and Montenat, 1990	Poisson <i>et al.</i> , 1999	Palmer and Geissman 1999
	SD-4	Yesares Fm	Messinien	Bioclastic limestones	Messinian
	SD-3	Turre Fm	Calcaire à Algues		7 Ma
La Parata Fm.	SD-2	Turb. Mudst.	Tortonien 2	Upper grey clastics	Upper Tortonian
Santopetar Unit	SD-1	Chozas Fm Sandst.	Tortonien 1		Lower Tortonian
Abejuela Unit		Congl.		Lower red clastics	10 Ma
	Neogeno [?] Antiguo		Serravallien	Serravallian	11 Ma

Table III.8: Comparison between the terminology used for the sedimentary units (Mora, 1993) in the Huércal-Overa basin and previous other studies (Volk and Rondeel, 1964; Ott d’Estevou and Montenat, 1990 and Pascual-Molina, 1997; Poisson *et al.*, 1999). Fm.: Formation; Congl.: Conglomerates; Sandst.: Sandstones; Mudst.: Mudstones; Turbs.: Turbidites

“Middle Serravallian”

“Middle Serravallian” sediments consist of relatively fine-grained sediments mostly composed of silty-marls and sandstones overlying a discrete basal conglomerate.

This unit crops out along the southern edge of the basin, where it lies directly and unconformably on the Alpujarride and the Malaguide complex rocks of the Sierra Alhamilla. The sedimentary thickness of the unit is difficult to estimate because it is covered by younger deposits. It reaches at least, 140 meters on the section 4 and in the neighbouring areas.

Encountered facies are marine matrix-supported yellow conglomerates (*Cyc*) at the base followed by yellow marls whose facies recalls the Tortonian-Messinian yellow marls (*Osm*) later described.

“Abejuela” unit

Lithologies encountered in the “Abejuela” unit are mostly matrix-supported conglomerates.

This unit crops out along the north-eastern edge of the basin, where it lies directly and unconformably on the Alpujarride complex rocks of the Sierra de los Filabres and in the central part of the basin where it crops out in the core of the “El Marchante” anticline. The sedimentary thickness of the unit is variable but reaches a minimum of 75 meters (along the section 1).

This unit is characterised by badly sorted coarse-grained continental sedimentation in its proximal pole (*Cpf*) with sub-angular boulders of several cubic meters. Beds are massive, relatively continuous and rarely erosive. It grades laterally, within a few kilometers, to finer-grained shallow-marine sedimentation characterized by a more mature organisation. The main facies encountered, highly constant basin-wide is characterised by erosive grey, normal-graded conglomerates displaying very continuous beds (*Scg*).

We interpret the continental facies as piemont alluvial fans developed along the southern (steep?) slope of the Sierra de los Filabres as already proposed by Ott d'Estevou and Montenat [1990] which laterally grade very fast into shoreline environment.

The base of the section 3 displays an important thickness of coarse continental facies that we attribute to the lower part of the Abejuela unit in the absence of paleontological data. These facies recall those of the Huércal-Overa basin and are comparable with the proximal sediments of the "Santopetar" unit (i.e. *Ccc*, *Ccg*, *Ccg'*) which are described hereafter.

"Santopetar" unit

The "Santopetar" unit consists of relatively coarse grained sediments mostly composed of conglomerates and sandstones with rare siltstones intercalations at its top.

It mostly crops out along the southern border of the Sierra de los Filabres and directly south of the town of Tabernas where it forms the limbs of the "El Marchante" anticline.

We estimate the sedimentary thickness as 180 meters on the northern border of the basin, 70 meters in the central part and 50 meters in the southern border.

Its proximal pole consists in coarse-grained continental sedimentation where we distinguished proximal facies (*Ccc*, Table III.7) with coarser granulometries and erosive characters, as well as more distal facies such as *Ccg* and *Ccg'* (Table III.7).

Towards the distal pole, this facies association grades into restricted marine facies. The most characteristic facies are few-meters-thick brownish to greyish conglomerate beds (*Scg*) characteristic of storm deposits. It is accompanied by finer grained conglomerates with oyster bio-constructions (*Ss*) and greyish silts (*Sst*).

We interpret the red coarse clastic unit as a succession of alluvial fans developed along the Sierra de los Filabres palaeo-relief. The highly continuous character of beds pleads for a braided network fan. We noticed a rapid transition from the red conglomerate to the grey conglomerate without significant decreasing in the average size of the clasts, that is particularly obvious between the sections S1 and S2. Towards the distal pole or the lateral equivalent (i.e. clast provenance), the braided alluvial fans grades laterally into a submarine equivalent with facies ranging from starved silts (*Sst*) to episodic flooding facies (levees facies, *Ss*).

“La Parata” unit

The Parata unit is dominated by marls and sandstones. Marls, strongly weathered and altered, are grey-bluish when fresh. They are often grading laterally and/or vertically into thick coarse-sandstone succession accompanied by rare conglomeratic beds.

This unit crops out in most of the basin, mainly in the southern part where it lies directly on the basement. To the north, this unit covers unconformably the previous units and locally the basement rocks of the sierra de los Filabres. The sedimentary thickness of this unit measured along the most complete section (i.e. section 1, Figure III.21 and Figure III.22) reaches approximately 400 meters. The “Parata” unit shows a very rapid transition from the “Santopetar” shallow marine towards to open marine deposits.

The most proximal facies is made of a few meter thick grey conglomerate, laterally discontinuous indicating storm deposits (*Ocg*). Main (deeper) facies are structureless silty-marls (*Osm*), turbidites, with proximal (*Opt*) and distal (*Odt*) facies accompanied by thin debris-flow layers (*Odf*). *Opt*, *Odf* and *Ocg* show an increasing spacing until their complete disappearance in the first quarter of the unit in the favour of *Odt*.

Laterally, with sometimes sharp transition, the marls grade into sandstones (*Os*) interpreted as submarine distal fan lobes and channels [Kleverlaan *et al.*, 1987, Kleverlaan, 1989; mapped Figure III.21] spreading into starved basin muds (*Osm*). They display mutually discordant and lenticular beds of coarse to boulder-rich beds of sandstones. Both the sandstones and the marls are present in the second half part of the Parata unit disturbed by several thick conglomerate beds, noted *Omb* reaching 50 meters of thickness as the “Gordo mega-bed” [Kleverlaan *et al.*, 1987, Kleverlaan, 1989]. Towards the top of the sequence, we note the re-appearance of *Opt* turbidites and conglomeratic beds (*Ocg*) and their grano- and strato- growth.

3.2.4.3 Chronostratigraphy

Due to the highly coarse clastic infill of the eastern Betic basins, the Tabernas basin stratigraphic succession remains poorly dated.

By contrast with number of neighbouring basins, the Tabernas basin displays pre-Tortonian dated deposits like the middle Serravallian of section 4 [Serrano, 1990; Pascual-Molina, 1997]. Existence of such deposits have however been reported in other basins like the Pulpi basin [Allen de la Chapelle 1990; Griveau *et al.*, 1990], Sorbas basin [Ott d’Estevou *et al.*, 1990], Nijar basin [Serrano 1990], Alpujarras corridor [Rodriguez Fernandez *et al.*, 1990], Vera basin [Ott d’Estevou *et al.*, 1990] and the Huebro graben located on the southern limb of the Sierra Alhamilla [Weijermars *et al.*, 1985; Weijermars, 1991; Serrano 1990]. These deposits include badly preserved Burdigalian, Langhian and Serravallian sediments [Pascual-Molina, 1997] which always lie by faulted contact on the basement rocks. Serravallian sediments are much more preserved and are locally abundant in particular along the northern border of the Sierra Alhamilla [Serrano, 1990; Ott d’Estevou & Montenat, 1990; Pascual-Molina, 1997]. All these deposits are unconformably covered by lowermost Tortonian

continental coarse-grained conglomerates through a major, regional erosional unconformity [Ott d'Estevou & Montenat, 1990; Sanz de Galdeano & Vera, 1992; Poisson *et al.*, 1999].

The coarse continental sediments at the base of the Tabernas basin (i.e. Abejuela and Santopetar units) stratigraphy have been attributed to the Serravallian-Tortonian boundary [Kleverlaan *et al.*, 1989; Ott d'Estevou & Montenat, 1990; Pascual-Molina, 1997; Poisson *et al.*, 1999]. This age has been first proposed by Jacquin *et al.* [1970] and Montenat *et al.* [1977] based upon their relative stratigraphic position which is above middle to upper Serravallian dated marls [Montenat, 1977] and "passing vertically" into dated Lower Tortonian marine conglomerates and sandstones [Montenat, 1977; Briend 1981; Briend *et al.*, 1990]. More recently, Pascual-Molina [1997] has correlated these continental deposits with their marine distal equivalent dated from the lowermost Tortonian. The finer Santopetar layers have been dated from the upper part of the lower Tortonian [Pascual-Molina, 1997]. A similar age has already been attributed to these layers by comparison with very similar lower Tortonian dated lithologies in the Lorca basin [Montenat 1977; Armijo *et al.*, 1977] and in the Huércal-Overa basin [Mora, 1993]. This indicates a maximum duration for the "Abejuela" and "Santopetar" units around 2 Ma according to Palmer & Geissman [1999].

In most of the neighbouring basins, the "Santopetar" unit grades directly into the well dated "Parata" unit with a good degree of microfauna preservation [Montenat *et al.*, 1977; Ott d'Estevou & Montenat, 1990; Pascual-Molina, 1997]. The Lower/Upper Tortonian boundary is then very well defined and the unit then ranges from the base of the upper Tortonian until somewhere late in the Messinian without any unconformity or drastic change in the sedimentological facies [Ott d'Estevou & Montenat, 1990; Poisson *et al.*, 1999] for a duration of 3,2 Ma [Kleverlaan *et al.*, 1989; Palmer & Geissman, 1999].

These sparse data do indicate the necessity to use sequence stratigraphy as the most reliable method to establish at least the relative stratigraphy of the basin. Errors will be later discussed as causes of variability in the accommodation measurement.

3.2.4.4 Palaeo-current analysis and clasts provenance

Palaeo-currents indicators are scarce in the middle Serravallian strata and will not be presented in this paper. The clast provenance study indicates that the major source of detritus is the Malaguide complex with local enrichment in Alpujarride clasts. Nevado-Filabride rocks are totally absent as already noticed for other pre-Tortonian sediments [Kleverlaan *et al.*, 1989; Ott d'Estevou & Montenat, 1990; Sanz de Galdeano & Vera, 1992; Serrano, 1990; Mora, 1993].

The palaeo-currents study indicates that both the Abejuela and Santopetar units are characterised by a relatively consistent south-directed flow (Figure III.21). The study, based on imbricated clasts, foresets and sole marks particularly abundant in the Abejuela and the Santopetar units, reveals a progressive regulation of the flow from the piemont and the braided fluvial fan (i.e. proximal pole, Abejuela and Santopetar units) to a much more coherent flow in the submarine equivalent (i.e. distal equivalent). This organisation of the basin is confirmed by the deepening of

facies from North to South as already reported by Weijermars *et al.* [1985], Kleverlaan *et al.* [1989] and Pascual-Molina [1997] and the transport of the turbidites, debris flow, slumps and mega-beds.

The clast provenance study reveals that the exclusive source of detritus is the Paleozoic dark schists of the Montenegro schists with rare Alpujarride as well as other Nevado-Filabride rocks only represented by quartzites, gneiss and amphibolites (i.e. harder lithologies).

La Parata unit also displays a meridian deepening along its slope. However, the Parata unit flow directions display in its second part variations over 180°. These variations are both interpreted in terms of fan lobes geometry [Kleverlaan *et al.*, 1987, 1989] and tectonic slope reorganisation due to the Sierra Alhamilla anticlinorium uplift [Weijermars *et al.*, 1985; Ott d'Estevou & Montenat, 1990].

The entire evolution of the basin is characterised by a (sub-) meridian organisation of the flow. During the whole basin history, both the palaeo-current and clast provenance analysis reveal the strongly asymmetric character of the basin with the perennity of south directed slope. This disposition well explains the dominance of Nevado-Filabride detritus in the sedimentation, in particular, clasts from the Montenegro dark schists formation located directly north of the basin. This organisation seems to progressively evolve towards a more symmetric geometry of the basin with a more equilibrated palaeo-current pattern [Weijermars *et al.*, 1985; Ott d'Estevou & Montenat, 1990]. Laterally, in the Sorbas basin, the upper Messinian, according to Ott d'Estevou & Montenat [1990] displays a roughly symmetric geometry.

3.2.4.5 Depositional profile: nature and evolution through time

Palaeo-profile reconstruction

The middle Serravallian sediments are badly preserved and seem to belong to another basin infill stage as already proposed by Sanz de Galdeano & Vera [1992]. However, encountered facies, showing similarities with those of the Tortonian have been placed on the same palaeo-profile. Available palaeo-ecological data [benthic foraminifera, Serrano, 1990] indicate a palaeo-water-depth of the order of 300 meters in the deeper facies.

	Usual bathymetry	Tabernas Basin (Restricted Basin)
Fair Weather Wave Base	5-30 m	10 ±5 m
Storm Wave Base	60-180 m	50 ±10 m

Table III.9: Review of the palaeo-depths which correspond to the Fair Weather Wave Base and the Storm Wave Base usually admitted and those used for the Tabernas basin.

The proximal pole of the "Abejuela" unit corresponds to a siliciclastic alluvial fan, as already pointed out by Kleverlaan *et al.* [1989] and Ott d'Estevou & Montenat

[1990] grading laterally in its seaward border into finer-grained shallow marine conglomerate [Pascual-Molina, 1997].

The continental sediments are very badly sorted and are organised in massive beds with the absence of erosion pleading for a piemont fan as already proposed by Ott d'Estevou & Montenat [1990]. We note an important charge loss between the lateral equivalents that could indicate a slope break as usually proposed [Rust, 1979; Stanistreet & McCarthy, 1993]. Such organisation highlights a strongly immature relief with meta-stable slope. The palaeo-elevation/bathymetries then range from a continental environment (+60 m, Figure III.23) to marine sediments deposited above the storm wave base (i.e. above 50 ± 10 m, Table III.9).

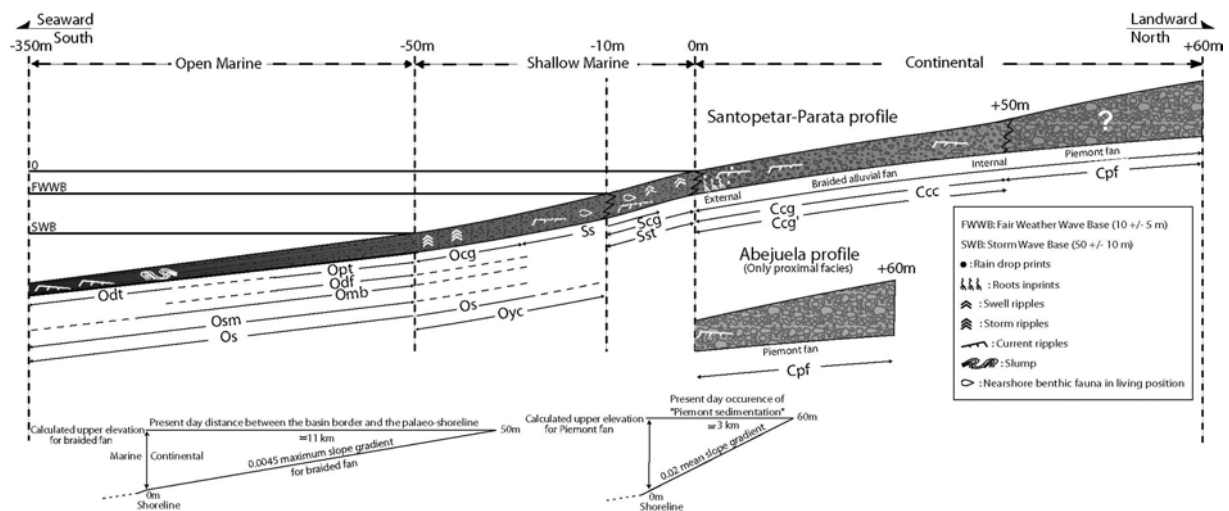


Figure III.23: (A) Depositional profile and its time evolution on a representative « proximal-distal » transect. Main facies (Table III.7) are located along this profile. Bathymetries are indicated by sedimentary structures and palaeo-ecological data (Montenat and Seilacher, 1978; Brimeaud, 1984; Brimeaud et Vachard, 1985; Kleverlaan, 1989; Poisson et al., 1999). (B) Illustration of the method used to measure the maximum elevation reached in case of continental deposit for the piemont and the braided fan, assuming a constant fan slope and the position of the shoreline

The "Santopetar" unit displays coarse-grained conglomerates without significant decrease in the grain-size average from the proximal to the distal pole. This observation, as already pointed out by Pascual-Molina [1997] suggests a steep transition between the two environments. We suggest that the continental Santopetar fan evolves into a subaquatic equivalent without significant charge loss. This unit is then here interpreted as deltaic-dominated ramp with coarse siliclastic sediments characterising a typical braided fan. The palaeo-elevations/bathymetries range from a continental environment (+60 m, Figure III.23) to shallow marine sediments (i.e. shoreline) deposited above and around the storm wave base (i.e. above 50 ± 10 m, Table III.9).

The "Parata" unit displays a nice example of fast deepening from transitional [i.e. shoreline facies of the Santopetar unit, Ott d'Estevou & Montenat, 1990] to

epibathyal depth [Kleverlaan, 1989]. The most part of the unit has been deposited below the storm wave base and is characterised by turbidites, debris flow and distal fan lobes with exclusive siliciclastic components, except at the bottom and the top of the unit, where upper offshore facies appear. The maximum bathymetry is reached in the *Osm* marls as well as in the sandy lobes as shown by a palaeo-ecologic study indicating bathymetries of the order of 350m meters [*Serpulites*, *Nereites* ichnofacies; Montenat & Seilacher, 1978; Brimeaud, 1984; Brimeaud & Vachard, 1985, Kleverlaan *et al.*, 1989; Poisson *et al.*, 1999] which is the deepest bathymetry encountered in the basin history. Sand-rich channels are active through the entire upper Tortonian and a part of Messinian, indicating important facies changes from a section to another one as pointed out by Kleverlaan, [1989]. The last part of the sequence is characterised by the re-appearance of conglomeratic beds and proximal-type of turbidites which both indicate an increasing continental influence.

We then propose to replace all the facies encountered on a single depositional profile. The only notable temporal evolution is the disappearance of the immature slope-break characterising the foot of the Abejuela fan.

Quantification of palaeo-elevations and palaeo-bathymetries

To estimate the palaeo-elevations of the continental deposits of both the Abejuela and Santopetar units, we propose three topographic models. In the first one we choose zero elevation for all continental sediments. The major drawback of this hypothesis is that it ignores the variations (grain-size, erosion...) noted on the field. It is however the most honest solution when no absolute elevation markers are available. We proposed it to be the "lower" elevation model (i.e. the lower error bracket for the continental facies).

The two other models are based on the presumed slope of the continental beds during their deposition versus the size and the shape of the basin. The "upper" elevation model takes into account the present-day "length" of the continental deposits from the erosional proximal boundary until the palaeo-shoreline position. The proximal part of the "Abejuela" unit is assumed to be a piemont as the most probable alluvial fan. This type of fan presents an averaged slope of the order of 0,02 [ratio, Rust, 1979; Schumm *et al.*, 1987; Schumm, 1999]. Now exposed outcrops of the piemont deposits reaches 3 km towards the presumed shoreline between the sections S1 and S2. The continental facies of the "Santopetar" presents the characteristics of a braided alluvial fan. This type of fan admits its slope upper stability boundary around the limit value of 0,0045 [Reineck, 1980; Howard & Reineck 1981; Aigner & Reineck 1982; Shanley & McCabe 1994]. Braided fan now occupies a very discontinuous outcrop with maximum length of 11 km towards our presumed shoreline position (i.e. also between the sections S1 and S2). On the same basis, the "intermediate" elevation model uses the same slope geometry but with the half of the used slope values. These models take into account the variations of topography observed into sedimentological facies.

Palaeo-bathymetries are estimated from sedimentary structures, with storm wave-base at around $50\text{m} \pm 10\text{m}$ and fair weather wave-base at around $10\text{m} \pm 5\text{m}$

(Table III.9). We use lower than “usual” values for both fair weather wave base and storm wave base because of the specific small size of the Tabernas basin (i.e. restricted basin).

Between well characterised palaeo-depth values estimated with the previous structures, we interpolated the bathymetries following a linear gradient. To control the previous assumption, we use available palaeo-ecological data from the literature [Montenat & Seilacher, 1978; Ott d’Estevou & Termier, 1978; Brimaud, 1984, Brimaud & Vauchard, 1985; Vachard & Brimaud, 1989; Kleverlaan *et al.*, 1989; Pascual-Molina, 1997; Poisson *et al.*, 1999], particularly for the deeper deposits of the Parata unit.

3.2.4.6 Stratigraphic cycles definition and hierarchy

Methodology and sequence hierarchy

Stratigraphic cycles were defined using vertical facies variations [Homewood *et al.*, 1992; Cross *et al.*, 1993]. Each stratigraphic cycle is, by definition, a record of a full progradation-retrogradation cycle of the shoreline. We used the genetic unit, which is defined as the smallest identifiable and correlable sequence, recording a relative sea level change cycle and bounded by two maximum flooding surfaces [MFS, Homewood *et al.*, 1992] or flooding surface [FS, parasequence, Van Wagoner *et al.*, 1990].

Three orders of sequences can be distinguished (Figure III.22):

We first identify the smallest full regression/transgression cycles limited by Maximum Flooding Surfaces (MFS) recorded by the deeper facies. The genetic units range from a few meters to more than 10 meters in thickness, depending on the sedimentation rate. We use the genetic unit asymmetries and their vertical organisation in order to define higher order cycles as shown by Cross [1988], Homewood *et al.* [1992] and Posamentier & Allen [1993a, b].

Age model

As seen above in the chapter dedicated to chronostratigraphy, the basin remains poorly dated mainly because of its coarse-grained infill characterised by thick continental deposits. Another reason to explain the lack of data on eastern Betic basin stratigraphy is the rapidity of their evolution, of the order of 5 Ma. Sequence stratigraphy remains the only reliable tool available for studying the basins.

Even if the continental deposits are characterised in our case by aggradation and topography infill with minor erosions, our age model is however spoiled by uncertainties whose effects on the accommodation quantification will be later discussed.

By calculating the duration of the genetic unit between different dated levels at several positions on the sections, we invariably found 100 ka (± 6 ka). Duration of the genetic units then corresponds to the eccentricity climatic periodicity [Berger, 1977, 1988; Berger & Loutre, 1994; De Boer & Smith, 1994; Schwarzacher, 2000]. This

result, without entirely confirming our age model, leads us to propose small errors on the age model related to its concordance with external climatic control.

Sedimentary record for continental facies is incomplete by nature but estimation of the potential error made on the age model is unknown and cannot be measured.

The rest of the sequence has deposited under a large water-depth allowing a better record of external forcing factors such as climatic variations. However, thick slumped beds (i.e. few tens of meters), like the Gordo mega-bed, represent approximately the average thickness of two genetic units. These are missing at the proximal pole and are repeated at the distal pole of the basin. We then assume 200 ka (i.e. two genetic units) uncertainties for the marine environment.

Duration of minor cycles ranges from 100 ka to 1,2 Ma, which do not fit with any external forcing factors such as tectonically (*s.l.*) controlled recorded at the scale of the basin. Such control will be discussed later.

3.2.5 Accommodation and sedimentation rates quantification

Analysing basin tectonic subsidence is a useful tool to constrain the amount and timing of basin floor displacements. In this section, after listing the required data, we determine the sedimentation rates and their variations and then measure and build the accommodation curve which is the base of the subsidence quantification.

3.2.5.1 Methodology

Accommodation, the available space for sedimentation, is defined between substratum and base level [Jervey, 1988]. It is a function of global sea level changes (eustasy), vertical motions of the basin floor linked to tectonic deformation and the sedimentary load. Accommodation variations are, between two time-lines, the sum of the decompacted thickness of the sediments really deposited and the palaeo-depth/altitude variations [Jervey, 1988; Robin *et al.*, 1996, 1998, 2000, equation III.5].

$$[Acc]_{t_0}^{t_1} = [Ts]_{t_0}^{t_1} + [\Delta Bathy]_{t_0}^{t_1} \quad (\text{equation III.5})$$

where $[Acc]_{t_0}^{t_1}$ is the accommodation between two time-lines, $[Ts]_{t_0}^{t_1}$ the decompacted sediment thickness and $[\Delta Bathy]_{t_0}^{t_1}$ the variation of palaeo-bathymetry/altitude of the deposit.

The data required to obtain accommodation variations, are the ages of the stratigraphic unit boundaries, the decompacted thickness of each stratigraphic unit and the estimated palaeo-bathymetry/elevation for the bottom and top surface of each stratigraphic unit.

[1] The age of each stratigraphic boundary is given by our genetic stratigraphic divisions.

[2] The decompaction process between two dated levels requires an averaged lithology of each stratigraphic unit. We have estimated the averaged lithology for each stratigraphic unit and divided it into marly and sandy end-members by careful

sedimentological observations on the field. The choice of those end-members is provided by the siliciclastic character of the sedimentary infill of the basin. The conglomerates have been assumed to follow the same decompaction law as the sand. Our decompaction process follows the porosity-depth law and the algorithm established by Sclater & Christie [1980]. We estimate the additional load as the addition of two terms:

*the Messinian to recent paleo-cover as 150 meters of sediments and 50 meters of water according to Kleverlaan *et al.* [1987, 1989]; Ott d'Estevou & Montenat [1990], missing on all the studied sections.

*the "missing" serie, with respect to the most complete section (i.e. section 1, Figure III.22). The most complete section (i.e. reference section) is section 1; the missing series are 170 m thick on section 2 and 350 m thick on section 3.

[3] For palaeo-elevation estimations, we propose three different elevation models (Figure III.23) which have already been described above.

3.2.5.2 Results

Sedimentation rates

At the scale of the genetic units and the minor cycles, sedimentation rates vary in a wide range and will not be discussed here. We focus only on large-scale variations of sedimentation rates which can be seen on Figure III.24 on the cumulated thickness of decompacted sediment curve. We divide the evolution of the sedimentation rates of the three sections in three major periods characterising three large-scale tendencies independent of stratigraphic divisions. The first stage last from the beginning of the sedimentation in the basin (at least at 11 Mys) to 9,2 Mys, the second from 9,2 to 8 Mys and the third from 8 to 6 Mys. Table III.10 summarises the sedimentation rates of this 3 periods for the sections S1, S2 and S3.

Sections/Time slices	Section S1	Section S2	Section S3
From 8 to 6 Ma	75 ±15 m		
From 9.2 to 8 Ma	180 ±35 m	250 ±35 m	
From 11 to 9.2 Ma	140 ±20 m	65 ±20 m	45 ±20 m

Table III.10: Summary of the sedimentation rates for the 3 key periods of the basin evolution for the 3 sections. Presented error brackets are function of the both age model and palaeo-depth evaluation.

Accommodation

Accommodation reflects the variation of space available for sedimentation. It is a useful tool to quantify the space creation or reduction for sediments. As defined by the Cross *et al.* [1988], Homewood *et al.* [1992, 2000] accommodation is itself

controlled by variations of both absolute sea level (eustasy) and substratum deformation.

The history of accommodation in the Tabernas basin is quite simple. At the scale of the major trends, accommodation variations remain positive (90m/Ma to 860m/Ma) for half transgressive minor cycles during the first 3 Ma until 8 Mys. At 8 Mys accommodation decreases then presenting accommodation space reduction ranging from -40m/Ma and -450m/Ma for half regressive minor cycles. This implies a fast and important creation of space available for sedimentation over 3 Ma followed by a period of space reduction from around 8 Mys.

Variability of the accommodation measurements

The variability of the result is due to three main sources of error, namely the age of the time lines, the estimation of the palaeo-bathymetry/elevation under which sediments were deposited and the lithology used for decompaction.

[1] To evaluate the influence of the age model on the accommodation quantification, we compare the results obtained with extreme age values (i.e. proposed age model more or less error brackets). The age model is relatively reliable due to the good fit between sequence period and eccentricity Earth parameter. Errors are function of the environment under which the sediments have been deposited: large but non-quantified errors for the continental and the 200 ka for the marine deposits. Absolute accommodation values are not affected by uncertainties of this age model through changes of accommodation rates. We then worked with absolute values without presenting horizontal error brackets.

[2] In the shallow marine environments, uncertainties are related with the depth of the fair weather-wave and storm-wave bases and on the linear gradient of interpolation in between. In this environment, the error brackets are small, of the order of few meters. Larger uncertainties on palaeo-depth characterise the continental environment and the deepest deposited marine sediments. For deep-marine deposits characterised by the absence of useful sedimentary structure, we use the palaeo-ecological data available in literature [Montenat & Seilacher, 1978; Brimeaud, 1984; Brimeaud & Vachard, 1985, Kleverlaan *et al.*, 1989; Poisson *et al.*, 1999] to control our assumption of linear interpolation. The deepest facies encountered [i.e. 350m, Kleverlaan *et al.*, 1989; Poisson *et al.*, 1999; Pascual-Molina, 1997] are then affected by an error of the order of 50m.

Palaeo-elevation estimations, without palynologic studies lead also to large uncertainties. The potential error corresponds to the difference between the extreme elevation models (i.e. no elevation and elevation corresponding to the braided slope value). Uncertainties are then all the more important that sediments were deposited in a high position on the depositional profile (i.e. about 30m). Errors made on the estimation of the palaeo-altitude/bathymetry result in direct change in the value of accommodation (i.e. addition).

[3] To use the decompaction algorithm, we divide the averaged lithology of each genetic unit into sandy, silty and marly end-member. A 100 % error in the lithology induces only around 1% error on the decompacted thicknesses estimation which is negligible in comparison to the accommodation values. In addition, effects of the

additional load of the now eroded palaeo-cover are also negligible. For the incomplete sections, we assume, at the scale of the studied area, minor lateral variations of the unit thicknesses, which allows the reconstruction of the eroded pile of overlying sediments for each section (Figure III.22). This additional load calculated of the section S2 and S3 by comparison with the section 1 may be slightly more important (i.e. resulting in 2-3% accommodation variations).

For these reasons, errors illustrated by the "vertical" error brackets on Figure III.24 are only due to palaeo-depth uncertainties. Whatever the sources of error, which are additives, the general trend of accommodation variation is never altered. We then can propose a reliable general history of the basin, even with changes in the duration and amplitudes of the minor cycles.

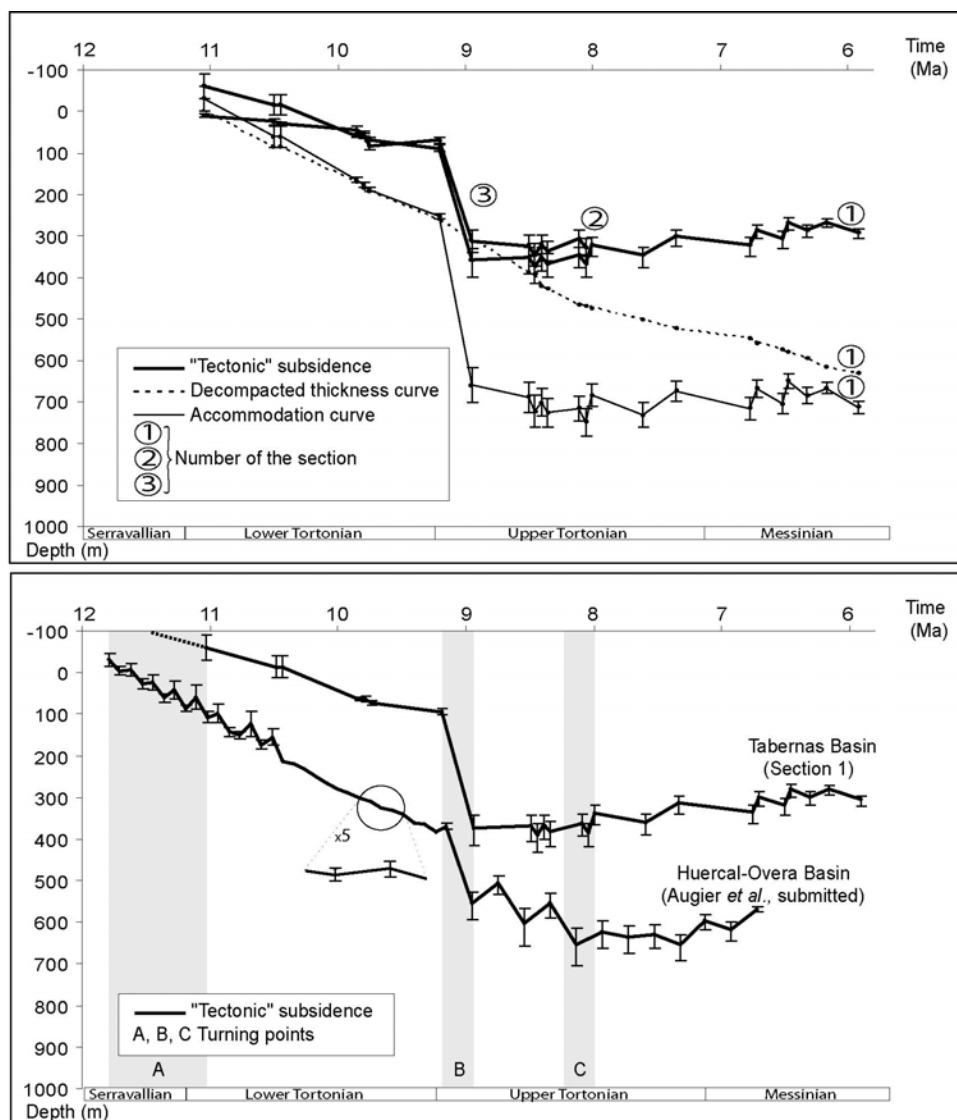


Figure III.24: (A) Curves of the decompacted sedimentary thickness, accommodation and tectonic subsidence for the Tabernas basin. The subsidence curve is constructed from backstripped sections incorporating Airy local isostasy correction and no correction for global sea level changes. (B) Comparison between the subsidence observed in the Tabernas Basin and the Huércal-Overa. A,B,C shaded areas highlight the main trends in the evolution of these basins.

“Tectonic” subsidence

Absolute sea-level (eustasy) changes through time. These changes correspond to water depth absolute variations which must be distinguished from changes due to subsidence (*s.l.*). The difficulty with taking eustatic sea-level changes into account is that there is no agreement on a single fluctuation curve. Eustatic sea-level third-order changes are controversial in the Mediterranean area according to its restricted character at this time. Thus, for the modest duration of the studied phenomenon, the variations are not significant (in the order of 30 m) by comparison with the subsidence trend [Haq *et al.*, 1987; Gradstein *et al.*, 1995 and Berggren *et al.*, 1995]. Sea-level changes are then not incorporated in the analysis.

The subsidence (*s.l.*) curve includes the contributions of factors that cause the basement to subside. In order to estimate the tectonic subsidence [i.e. equation III.6, Jervey, 1988, Cloething *et al.*, 1992], we calculate from the previous accommodation results (*Acc*), the sediment loading, which is the most important of this factor. Such sedimentary pile load, corresponding to a thickness [T_A] is corrected with an Airy type local isostasy.

$$[Sub]_{t_0}^{t_1} = [Acc]_{t_0}^{t_1} - [T_A]_{t_0}^{t_1} - [\Delta Eus]_{t_0}^{t_1} \quad (\text{equation III.6})$$

where $[Sub]_{t_0}^{t_1}$ is the subsidence between two time-lines, $[T_A]_{t_0}^{t_1}$ the equivalent thickness due to the sediment load (i.e. Airy type isostasy correction) and $[\Delta Eus]_{t_0}^{t_1}$ the variations of absolute sea-level (i.e. eustasy).

Airy local isostasy has been preferred to a flexural model because flexural parameters of the area are unknown. It is argued that the pervasive faulting that accompanies extension may allow local isostatic balance to be achieved. This choice is also motivated by our wish to compare the subsidence results to other basins treated by the same method [Cloething *et al.*, 1992] and the similar study of Augier *et al.*, submitted on the Huércal-Overa basin.

The tectonic subsidence curve displays, more smoothed, the same oscillations as the accommodation curve. Tectonic subsidence increases constantly to reach a maximum around 350 m at 8,45 Mys. From this date onwards, an important uplift occurred to at least 6 Mys. This uplift is particularly obvious on the tectonic subsidence curve while it was less important on the accommodation curve and shifted towards younger ages around 8 Mys.

3.2.6 Interpretations

We rely on the A/S (Accommodation/Sediment supply) ratio notion described by Cross *et al.* [1988] which define depositional sequences as the record of variations in the ratio between accommodation and sediment supply. The A/S is then less than 1 during progradational trend, roughly equal to 1 during aggradation

around the Flooding Surface and the Maximum Flooding Surface and more than 1 during retrogradation.

3.2.6.1 Basin creation and development

From the beginning of the sedimentation in the basin to around 8 Mys the accommodation variation remained always positive.

From 11 to 9,2 Mys, the basin is characterised by the deposition of 110 to 180 m of sediments, depending on the section, under decreasing elevation passing, for example in the section S1 (i.e. the most proximal) from +60m to 0m (Figure III.22 and 4). In the distal sections (S2 and S3), situation is the roughly similar with lower variations corresponding to increasing bathymetries (from -0/10m to -50m). During this period, the A/S ratio is roughly about 1 affected by a small but clear increase. In the section S2 and S3, this period, characterised by roughly constant sedimentation rates displays a space created (A) not fully compensated by the sedimentary infill (S). To summarise, this stage, characterised by $A/S \approx 1$ consists mainly of aggradation of continental and then shallow marine deposits with rising bathymetries.

From 9,2 to 8 Mys, the accommodation become significantly greater than the sediment supply which is still high. Around 400 to 500m of accommodation space are created and the bathymetry increases until 350m [Montenat & Seilacher, 1978; Brimeaud, 1984; Brimeaud & Vachard, 1985, Kleverlaan *et al.*, 1989; Poisson *et al.*, 1999]. This situation leads to the deposition of starved basin silty-marls only disturbed by distal sand-channels under large water-depth as already noted in the Tabernas Basin by Kleverlaan *et al.* [1989]. This deepening event is well known and documented in neighbouring basins as a "transgressive" event with the deposition of yellow marls [Dabrio & Polo, 1988, i.e. equivalent to the Parata unit]. It is supposed to be due to the global eustatic rise of the third-order eustatic cycle [Haq *et al.* 1987, 1988; Sanz de Galdeano & Vera, 1992]. We do accept the principle of lithostratigraphical correlation over the internal Betics but we doubt the validity of correlations with global sea-level changes because of the restricted character of the basin [Kleverlaan *et al.*, 1989; Cloething *et al.*, 1992; Gautier *et al.*, 1994]. The comparison with neighbouring basins [Cloething *et al.*, 1992] suggests a regional extensional event at this period.

In fact, from its genesis until 8 Mys, the basin keeps on creating more space for sediments deposition than for infill, which results in the large-scale transgressive trend (i.e. major cycle, Figure III.22). All sediments deposited before 8 Mys are affected by penetrative normal faulting. Such extensional activity is well documented over the Eastern Betics [Kleverlaan, 1989; Mora, 1993; Vissers *et al.*, 1995; Augier *et al.*, submitted] and onshore [Comas *et al.*, 1992, 1996; Watts *et al.*, 1993]. Such extensional tectonic is then proposed to be responsible for the tectonic subsidence of the basins as proposed by Cloething *et al.* [1992].

3.2.6.2 Inversion of the basin

An inversion of the accommodation trend occurs around 8 Mys according to our sequence stratigraphy age model. The subsidence study, beside, indicates that this inversion may occur rather at 8,4 Mys. Such difference is only related to the correction done on the sediments loading. The large-scale regressive trend of the

major cycle is illustrated by a clear shallowing upwards sequence with granulo- and strato-growth of the beds and the re-appearance of conglomeratic beds. This uplift is characterised by an A/S ratio still superior to 1 but decreasing to a value of 1 around 6 Mys. In other words, from 8 to 6 Mys the instantaneous rate of space creation is always inferior to the rate of sediment infill. This event could not be linked directly with the Messinian salinity crisis, known in the whole Mediterranean area and dated in the Tabernas-Sorbas basin at 5,7 Mys [Gautier *et al.*, 1994] but possibly to its tectonic premises as proposed by Weijermars *et al.* [1985], Kleverlaan [1989] and Cloething *et al.* [1992] showed that the Messinian salinity crisis coincides with a second significant uplift event. Basin uplift has also been observed in the Huércal-Overa basin at approximately 8,2 Mys [Augier *et al.*, submitted] indicating a regional significance of this event. Literature is abundant on a compressional event occurring in the upper Tortonian. The uplift of the Tabernas basin has already been related to it [Kleverlaan *et al.*, 1989; Pascual-Molina, 1997] by the observation of a strongly deformed upper Tortonian, locally vertical and discordantly overlain by undisturbed Lower Messinian [Ott d'Estevou & Montenat, 1990; Pascual-Molina, 1997; Poisson *et al.*, 1999]. This period also corresponds to the emplacement of the Sierra Alhamilla anticline [Weijermars *et al.*, 1985] which thrusts onto the southern limb of the basin, accompanied by smaller scale thrusts and folds like the Serrata or the "El Marchante" folds [Kleverlaan, 1989; Ott d'Estevou & Montenat, 1990].

Such compressive tectonic activity, particularly the formation of the Sierra Alhamilla, has already been interpreted as responsible for numerous slumps and mega-beds known and mapped at the scale of the entire basin, then interpreted as seismites [Kleverlaan *et al.*, 1987; Kleverlaan, 1989; Ott d'Estevou & Montenat, 1990; Pascual-Molina, 1997, Poisson *et al.*, 1999].

3.2.7 Discussion

Deep framework of the Tabernas basin and its western prolongation

The Tabernas basin, as seen above, has been partly reversed with a rapid shallowing upwards sequence of the facies, coeval with the formation of large-scale contractional structures such as the Sierra Alhamilla anticline and thrust. This contractional event has overprinted most of the initial extensional features of the basin, particularly towards the southern border. In addition, the northern border of the basin which escaped significant reversal has been covered by thick series of Messinian to present sediments. In the aim of understanding the structural framework of the basin, we show a detailed geological map of the Ohanes region (Figure III.25). This area is the western equivalent of the Tabernas basin in the Alpujarran corridor (Figure III.20) where shortening rates may have been less important.

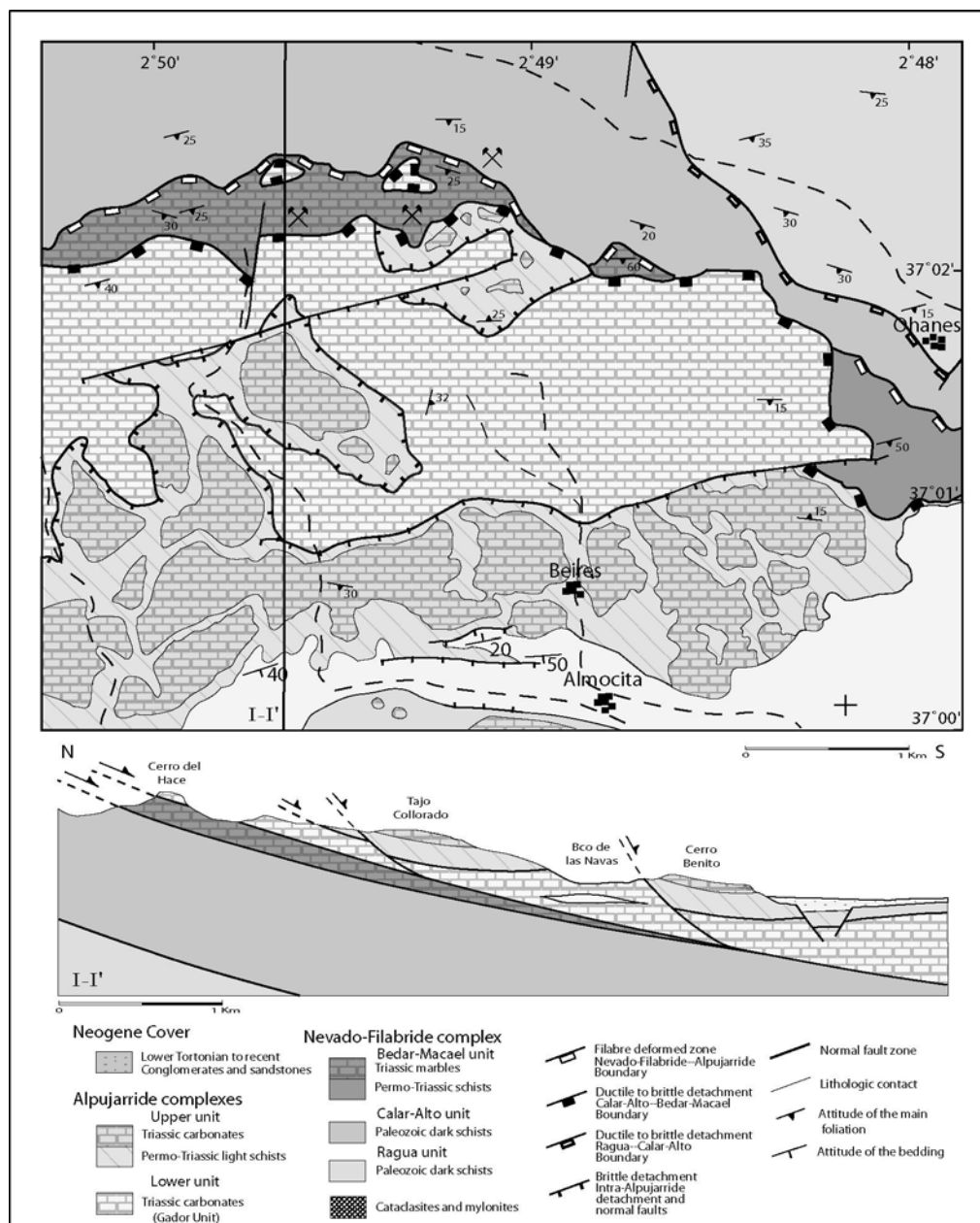


Figure III.25: (A) Simplified geological map of the Alboloduy region. (B) Representative cross section in the local direction of extension and transport (N-S). The normal faults affecting the Alpujarride rocks soling down into major detachment fault corresponding to the Alpujarride-Nevado-Filabride boundary

In the Tabernas basin, adjacent basement rocks are made of monotonous dark schists belonging to the Montenegro dark schists [Martínez-Martínez, 1986; Figure III.25] that form the most part the Nevado-Filabride basement. They are roofed by the Filabre extensional shear zone [García-Dueñas *et al.*, 1992; Martínez-Martínez *et al.*, 2002] whose activity under ductile conditions leads to the formation of tectonites. Ductile flow is consistently characterised by E-W stretching associated to a top-to-the-W sense of shear [Galindo-Zaldivar *et al.*, 1989; Jabaloy *et al.*, 1992] while ductile-brittle to brittle deformation post-dating the regional ductile fabric is characterised

by a meridian transport. The hanging wall unit, Alpujarride lenses are overlain by late Neogene to recent deposits forming the Alpujarran basinfill.

The most characteristic structures (Figure III.25) of this region are low angle normal faults which progressively merge down into the foliation forming listric faults with large rotations of the hanging wall. Transport on these structures displays a clear meridian extension with a dominant south-directed transport accompanied by only a few antithetic normal faults. This field example (Figure III.25) well illustrates the consequence of normal faulting on the space created for sedimentation. The Alpujarran corridor basal infill is characterised by early-Tortonian "syn-rift" sediment organisation [Ott d'Estevou & Montenat, 1990; Pascual-Molina, 1997; Poisson *et al.*, 1999], similar to those described in the bounding Tabernas basin [Kleverlaan *et al.*, 1989; Pascual-Molina, 1997; Poisson *et al.*, 1999]. The early-Tortonian geometry of the Alpujarran corridor suggests a "half-graben shaped" basin with a strongly faulted northern border (Figure III.25). The main slope of the basin was then north-dipping as already mentioned by Pascual-Molina [1997].

The Alpujarran corridor is the lateral equivalent of Tabernas; we have undertaken the structural and sedimentological study of Tabernas basin to Figure III.out whether Alpujarran tectonic framework applies also to the Tabernas basin. Tilted normal faults are easily observable as already noticed by Kleverlaan. [1989], Pascual-Molina [1997] and Platt, [*pers. comm.*]. However, structural arguments on the polarity of the basin are scarce but most of the authors propose an early penetrative normal faulting to the South of the basin [Weijermars *et al.*, 1985; Kleverlaan *et al.*, 1987, 1989; Pascual-Molina, 1997]. These authors propose that the Serrata, the "El Marchante" and many other minor scale faults were originally normal faults reversed as thrusts faults from the upper Tortonian onwards. Sedimentological arguments are much more consistent. Pebble imbrications and sole-marks suggest a consistent southward flow direction in all the studied sedimentary units as already pointed out by Weijermars *et al.* [1985]. Turbidites, slumps, mega-beds are also emplaced from the North to the South [Weijermars *et al.*, 1985, 1991; Kleverlaan *et al.*, 1987; Kleverlaan, 1989; Poisson *et al.*, 1999]. According to our correlations (Figure III.22), the Abejuela and the Santopetar units indicate a clear facies deepening towards the South.

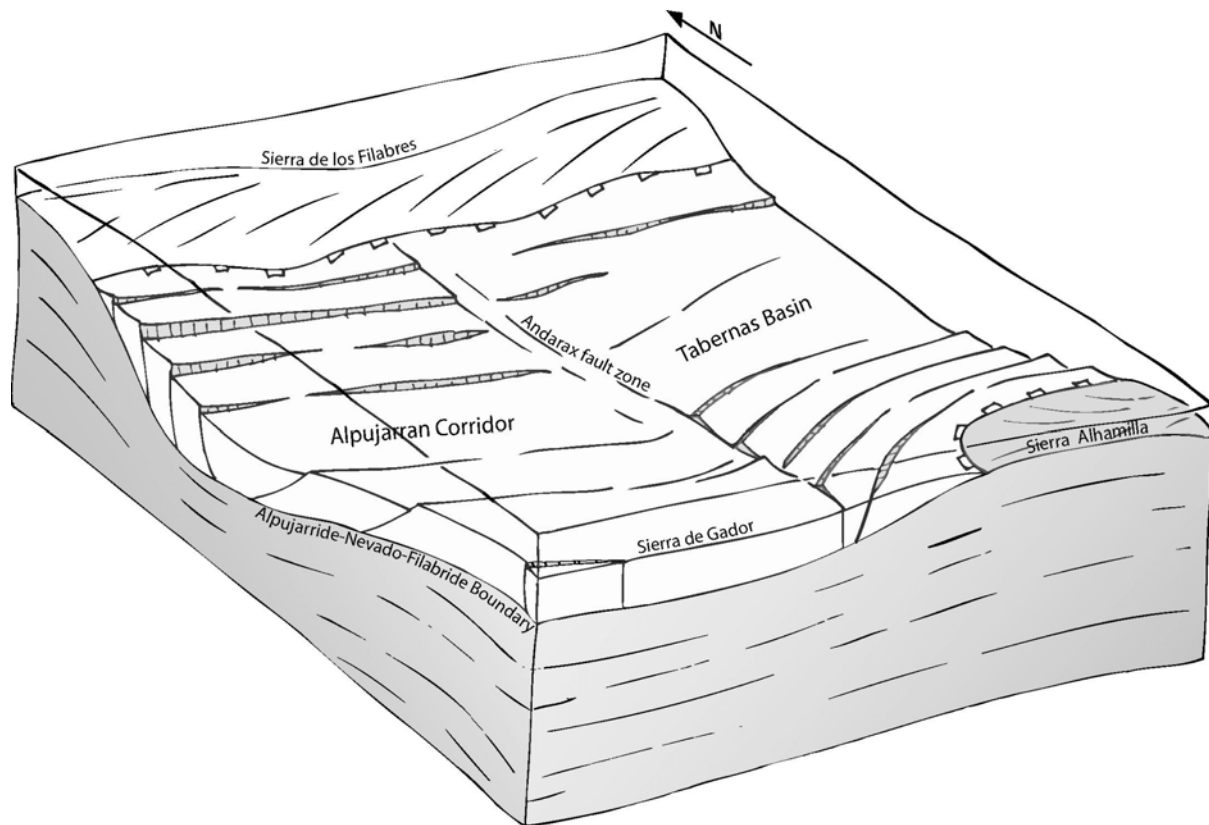


Figure III.26: Synthetic interpretative 3-D sketch (location Figure III.20) inspired by field observations illustrating the relations between the normal faults, the detachment and the polarity change in the basin through the Andarax transfert fault zone.

The Tabernas basin then seems to be strongly asymmetric with a long lasting south-deeping slope created by bounding southern normal faults. The structural framework of the basin is then similar to those described for the Alpujarran corridor but with an opposite polarity (Figure III.26).

This change in the polarity of the basin implies the presence of a transfer zone trending approximately NNE-SSW (Figure III.26) as was already proposed by several authors [Kleverlaan *et al.*, 1989; Ott d'Estevou & Montenat, 1990; Sanz de Galdeano, 1988, 1990; Pascual-Molina, 1997, Montenat & Ott d'Estevou, 1999; Poisson *et al.*, 1999].

Comparison with the Huércal-Overa basin

The Huércal-Overa basin is also sensibly asymmetric with a strongly faulted and deformed southern margin while the northern border is characterised by conformable sedimentary contact [Mora, 1993, Vissers *et al.*, 1995, Augier *et al.*, submitted]. The organisation of the deep structure of the basin recalls a half graben structure as already pointed out by Mora [1993]. Similar structures are common in the Betics and adjacent Alboran Sea [Morales *et al.*, 1990; Watts *et al.*, 1993].

West of the Huercal-Overa Basin, the Macael region displays one of the clearest evidence of brittle extensional deformation of Alpujarride rocks linked to the top-to-

the-west extensional motion along the Alpujarride-Nevado-Filabride contact, as also proposed in the Seron region further west [Orozco *et al.*, 1999]. The hanging wall unit is made of Alpujarride rocks displaying the classic lithostratigraphic succession. The whole Alpujarride units are transected by a set of normal faults. Each fault offsets and displaces the Alpujarride carbonate rocks of several tens to hundred of meters. These faults present a clear listric character explaining the tilting of the hanging wall bedding and of the schistosity and then sole down into the Filabre detachment. The hanging wall syncline of each structure is filled by red disorganised continental breccias assumed to be Serravallian or early-Tortonian [Briend, 1981; Montenat & Ott d'Estevou, 1990; Mora, 1993; Briend *et al.*, 1990, Augier *et al.*, submitted].

The Sierra de los Filabres is then bounded to the North and to the South by half-graben extensional basins, respectively Huércal-Overa and Tabernas basins, developed above the reactivated Filabre detachment fault.

Relation with the exhumation of metamorphic rocks

Recent studies mostly focused on the role of extensional detachments roofing the Nevado-Filabride complex, particularly how they bring it to the surface [Galindo-Zaldivar *et al.*, 1991; Jabaloy *et al.*, 1993; Martínez-Martínez & Azañón, 1997; Martínez-Martínez *et al.*, 2002]. Kinematics of these extensional detachments, responsible for the exhumation of the Nevado-Filabride complex display a regional consistent E-W shear direction [Garcia-Duenas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993; Martínez-Martínez *et al.*, 2002]. Such motion at depth, show an apparent contradiction with the N-S direction of extension recorded by the nearby basins previously described. Important kinematic reorganisation then occurred through time and space. Here, we present a review of available time and structural constraints on both metamorphic domes (i.e. Sierra de los Filabres and Sierra Alhamilla) and basins.

In term of age, Ar/Ar dating on phengite in mylonitic rocks below the Filabres detachment indicate ages of 16 (± 0.5) Mys [Monié *et al.*, 1991; Platt, *pers. Comm.*]. These ages are interpreted as cooling-age below the brittle-ductile transition [i.e. $\approx 350 \pm 50^\circ\text{C}$; Monié *et al.*, 1991]. Cooling ages data from Johnson *et al.* [1997] on zircon [Closure temperature around 250-290°C, Tagami & Shimada, 1996] and the apatite [CT \approx 60-110°C, Hurford, 1990; Gunnell, 2000] indicate that the final stages of exhumation occurred for the studied segment of the Sierra de los Filabres from 11.9 (± 0.9) to 8.9 (± 2.9) Mys during the last increments of extensional deformation on the Filabre detachment under brittle conditions. This results are consistent with the presence at the base of the sedimentary section of neighbouring basins (i.e. Tabernas basin and Huércal-Overa basin) of red conglomerates [Mora, 1993; Vissers *et al.*, 1995; Augier *et al.*, submitted] carrying the first Nevado-Filabride clasts corresponding to Upper-Serravallian to Serravallian-Tortonian boundary [Ruegg, 1964; Kleverlaan *et al.*, 1989; Briend *et al.*, 1990; Mora, 1993; Vissers *et al.*, 1995; Poisson *et al.*, 1999; Augier *et al.*, submitted]. Thus, at this period, sedimentary deposits are clearly related to intense normal faulting affecting both the cover and the Alpujarride rocks (Figure III.25 and III.27). Tectonic subsidence of the basins as well as their filling is thus

considered to be closely linked with final exhumation of the Nevado-Filabride complex.

From the structural point of view, Huércal-Overa basin and the Almanzora corridor are controlled by a set of relatively shallow North-deeping extensional detachments that corresponds to the Filabres detachment and deeper buried North-dipping detachments (i.e. intra-Nevado-Filabride) as already proposed by Mora [1993], Vissers *et al.* [1995] and Orozco *et al.* [1999].

Such organisation is also obvious in the Alboloduy region with normal faults of the Alpujarran corridor, soling down into the Filabres detachment and controlling the sedimentation. The tectonic transport is southward, denoting a roughly symmetric organisation of the extension on the both limbs on the Sierra de los Filabres (Figure III.27, cross-section A).

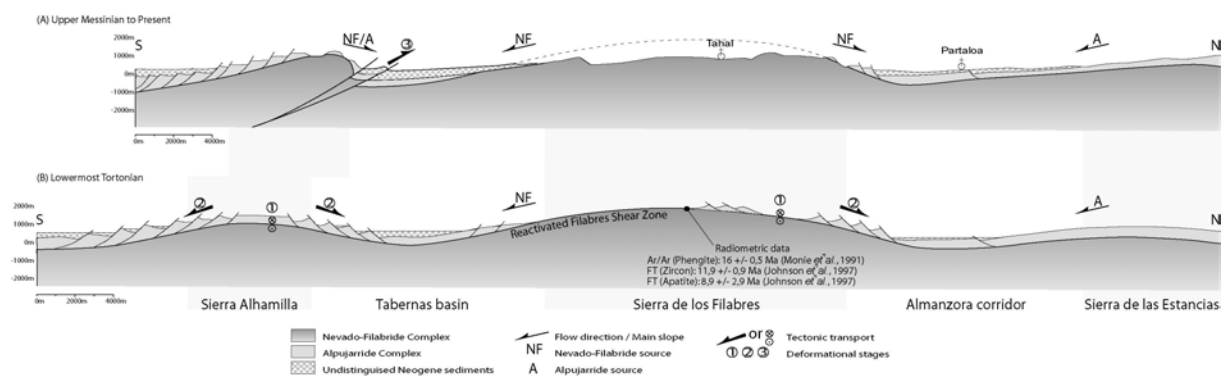


Figure III.27: N-S cross-sections across the eastern Betics. The Huércal-Overa and Tabernas basins are represented with undistinguished Neogene cover. Previous structuration of the Alpujarride slices is not represented. (A) Interpreted situation during the lower Tortonian. Main normal faults sole down into a major detachment fault corresponding to the Nevado-Filabride-Alpujarride boundary. (B) Situation during the upper Tortonian-lower Messinian. The Tabernas basin is strongly reversed. These cross sections are inspired by previous studies, among which: Sierra Alhamilla: Weijermars *et al.*, 1985, Martínez-Martínez *et al.*, 1997; Tabernas basin: Kleverlaan., 1989, Ott d'Estevo and Montenat, 1990, Pascual-Molina, 1997; Sierra de los Filabres: Vissers *et al.*, 1995, Orozco *et al.*, 1999; Huércal-Overa basin: Mora, 1993, Poisson *et al.*, 1999.

Late deformation along large-scale detachments along the Alpujarride-Nevado-Filabride boundary as well as intra-Nevado-Filabride shear zones accommodate N-S down-slope sliding of Alpujarride lenses from the upper Serravallian onwards in the Sierra de los Filabres [Voet, 1964; Leine, 1966; Langenberg, 1972; Orozco *et al.*, 1999] and in the Sierra Alhamilla [Martínez-Martínez *et al.*, 1997].

We then propose an initial stage of uppermost Serravallian to lower Tortonian age with N-S direction of extension in the upper crust controlling the formation of asymmetric basins. The transition in time and space from E-W ductile extension in the Nevado-Filabrides to N-S brittle extension in the superficial domain remains to be explained. However, numerous authors propose, at the end of the exhumation of the Nevado-Filabride complex, the formation of E-W trending metamorphic domes

[Johnson *et al.*, 1997; Martínez-Martínez *et al.*, 2002; Augier *et al.*, submitted]. The formation of domes parallel to the direction of extension has been explained with different models. For example, they have been interpreted as the result of constrictional extension [Hartz & Andersen, 1997; Lammener & Weger, 1998] as well as isostatic rebound due to tectonic unroofing [Wernicke, 1992; Axen *et al.*, 1995; Avigad *et al.*, 1997] applied to Betic domes by Galindo-Zaldívar *et al.*, [1989]. The formation of the domes could be responsible for the superficial N-S extension. This would imply a component a gravitational spreading along the limbs of the domes during their growth.

During the Upper Tortonian, around 8,2 Mys, the field stress changed to a N-S contraction responsible for the reversal of the basin and the amplification of the domal geometry first acquired during Nevado-Filabride exhumation. This contractional event was responsible for the final uplift of the entire region, disconnecting the now emerged basins from the Alboran Sea [Comas *et al.*, 1992] lifting Messinian and Pliocene marine marls up to 1000m [Martínez-Martínez *et al.*, 2002], and for the formation of the sierras as well as for the activity of large scale strike slip faults such as the Palomares and the Carboneras left-lateral faults.

3.2.8 Conclusions

In order to better constrain the Tabernas basin history and its genetic relation with the exhumation of the metamorphic basement, in particular the Nevado-Filabride complex, we have undertaken a detailed field study combining sedimentology, sequence stratigraphy analysis and structural geology. This approach permits us to shed light on the genesis of the eastern Betic basins by comparing our results to other available data. We focus in particular on tectonic subsidence history of the basin, which is one of the best tools to measure the vertical displacement of the basin floor and understand its relation with the deformational history of the region. We have undertaken a sedimentological field study to define in term of lithology, sedimentary structures, clast provenance and flow direction, and the main stratigraphical units of the basin. We distinguished three facies associations, interpreted as palaeo-environments and integrated into a depositional profile.

On this basis, and studying three embedded orders of depositional cycles (genetic unit, minor cycles and major cycles) and their stacking pattern, we propose a sequence stratigraphic model for the basin. We used the available paleontologic data and our stratigraphic subdivisions to estimate the formation of the basin at least, at around 11 Mys (Serravallian-Tortonian boundary) and then to quantify the accommodation and tectonic subsidence variations through time.

The syn-sedimentary character of the deformation [Kleverlaan, 1989, Pascual-Molina, 1997] attests the link between continuous subsidence creation and continuous extensional stress [Pascual-Molina, 1997]. All the pre-upper Tortonian structures, smallest as well as largest ones are consistent and clearly respond to an extensional stress field. For this reason, the Tabernas basin has to be considered as a purely extensional basin during the first part of its history.

The basin ceased to be subsident at around 8 Mys. This turning point in the basin evolution occurred at the same time in the Huércal-Overa basin [i.e. 8,2 Mys,

Augier *et al.*, submitted] giving to this event a regional significance. As a matter of fact, we observed, in all neighbouring basins, a general uplift of the area [Cloething *et al.*, 1992] coeval with a well documented compressive event [Weijermars *et al.*, 1985; Ott d'Estevou & Montenat, 1990].

Therefore, our structural study reveals the marked asymmetry of the Alpujarran basin with a strongly faulted and deformed northern margin (Alboloduy region, Figure III.20) and a northern border characterised by conformable contact sedimentary contact. The organisation of the deep structure of the basin (Figure III.26) is similar to a half-graben structure. Such organisation seems to be the same in the Tabernas basin with an opposite polarity accommodated by the Andarax transfer zone. Similar transfer faults have already been proposed in the Huércal-Overa basin and the Almanzora corridor [Mora, 1993; Poisson *et al.*, 1999] Similar structure has been imaged in the Granada basin [Morales *et al.*, 1990] and in the Alboran Sea [Watts *et al.*, 1993] suggesting that at least some basins were born with the development of Serravallian-Tortonian half-grabens [Vissers *et al.*, 1995]. The confrontation of these two approaches results in a consistent model. The NNE-SSW extension affecting all sediments from the first ones deposited to uppermost-Tortonian strata is consistent, in time and geometry with the fast and important subsidence of the Tabernas basin.

The major detachment fault corresponds to the Nevado-Filabride-Alpujarride boundary and is known, on the meridian of Tabernas basin, as the Filabres detachment. It was active during the exhumation of the Nevado-Filabride complex, and permits its exhumation from ductile to brittle regime with the formation of a broad zone of cataclasites. The basin subsidence records well the related downward motion of the hanging wall unit of the detachment and is then well integrated in the regional post-orogenic extensional processes. We note the strong similarity in the framework and processes between the Huércal-Overa and the Tabernas basin. Similarities are also obvious with the Granada basin which is subject from the Upper-Tortonian onward to a W-directed extension accommodated by large scale detachments such as the Mecina and a deeper detachment responsible for the shallow seismicity of the region [Galindo-Zaldivar *et al.*, 1999; Martínez-Martínez *et al.*, 2002].

3.3 Conclusions principales et remarques complémentaires

[1] Le bassin de Tabernas se forme aux alentours de la limite Serravallien-Tortonien vers 11,2 Ma, selon notre découpage séquentiel.

[2] Sa subsidence tectonique est caractérisée par deux phases distinctes. La première montre une subsidence importante néanmoins plus faible que celle de Huercal-Overa totalisant un peu moins de 400m en 3 Ma environ. Son évolution stratigraphique montre, en revanche, la même évolution, avec une phase d'aggradation suivie d'une phase de rétrogradation importante. Comme pour le bassin de Huercal-Overa, cette évolution est suivie par une phase d'uplift. La sédimentation reste cependant marine durant le Messinien avec le dépôt d'une importante série évaporitique (Montenat et Ott d'Estevou, 1990).

[3] La date de l'inversion de tendance est située à environ 8 Ma selon notre découpage séquentiel, faisant de cette date un évènement d'échelle régionale, corrélable aux incertitudes sur l'âge près.

[4] L'étude structurale de la couverture et des bordures du bassin ont permis de mettre en relation la phase de subsidence initiale avec un épisode extensif approximativement N-S déjà mis en évidence par Pascual-Molina (1997). La phase de soulèvement du bassin, est, quant à elle, contemporaine de la formation de la Sierra Alhamilla qui chevauche la partie Sud du bassin (Weijermars *et al.*, 1985; Kleverlaan, 1989).

[5] La déformation importante liée à l'inversion du bassin ne permet pas d'avoir une idée claire de la géométrie initiale du bassin. Les arguments sédimentologiques mais également une comparaison avec un équivalent latéral du bassin ont permis de déterminer que le bassin était relativement asymétrique avec une pente principale vers le Sud. Cette étude a également montré l'existence d'une zone de transfert permettant un changement de vergence des failles normales principales entre le bassin de Tabernas et le couloir de Alpujarras.

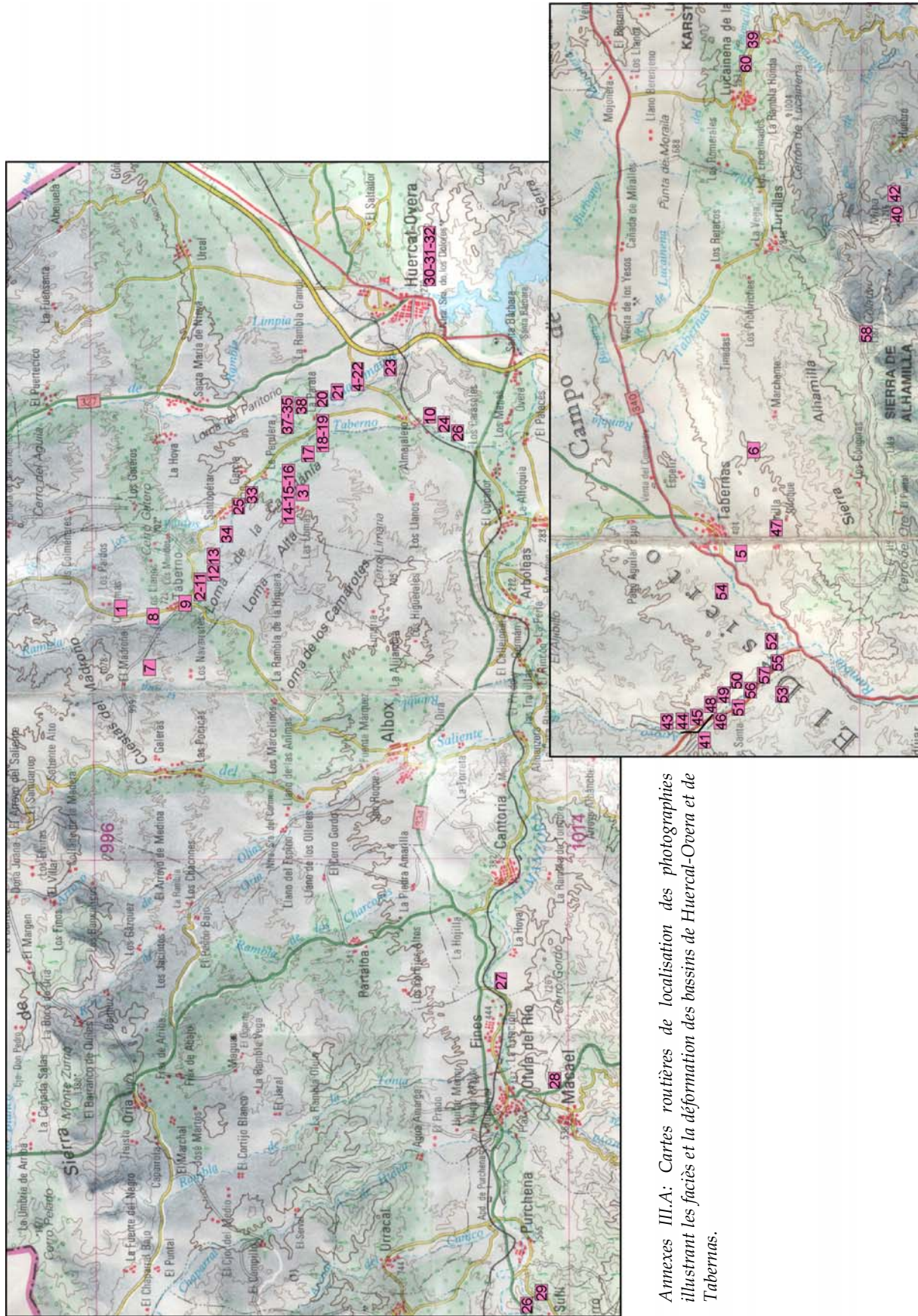
[6] Dans la région d'Ohanes, les failles normales semblent s'enraciner sur le détachement des Filabres avec un transport cette fois vers le Sud. Le bassin de Tabernas est donc également initialement également un bassin purement extensif fortement inversé à partir de 8 Ma.

4. Synthèse

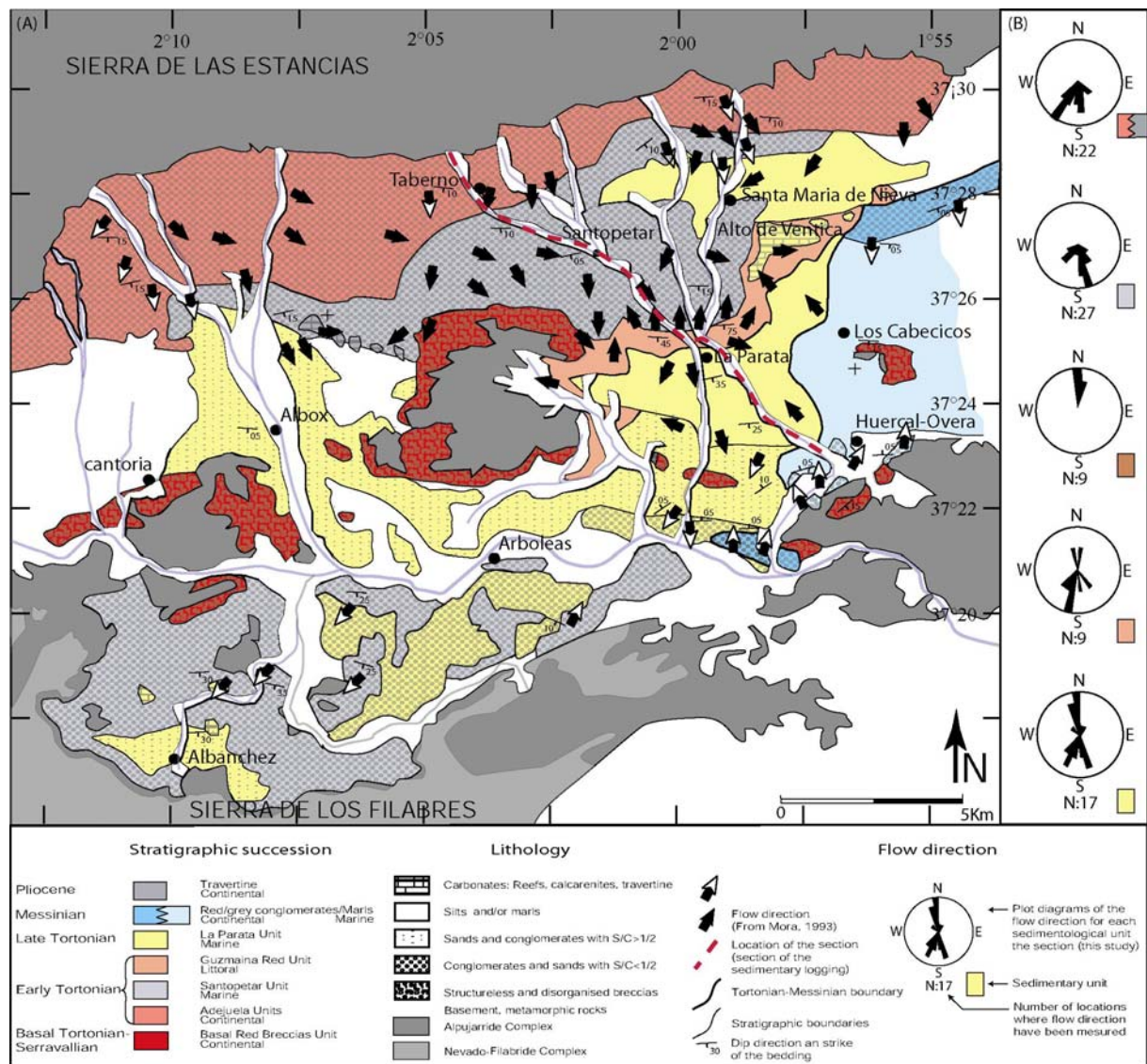
Les bassins de Huercal-Overa et de Tabernas, respectivement situés au Nord et au Sud de la Sierra de los Filabres ont une évolution très comparable. Leur subsidence montre la même évolution avec une formation en contexte extensif et des directions d'extension proches de N-S et une inversion, méridienne elle aussi, à partir de 8 Ma.

A la fin de l'article 2 est proposé un modèle selon lequel les deux bassins se seraient formés au Serravallien terminal de part et d'autre de la Sierra de los Filabres en relation avec les derniers stades de l'exhumation des roches métamorphiques de cette Sierra. Les stades finaux de cette exhumation sont bien contraints en terme d'âge par des études thermochronologiques Ar/Ar (Monié *et al.*, 1991) et traces de fission (Johnson *et al.*, 1997). Ces auteurs proposent que les roches des âges de $16,5 \pm 0,5$ Ma pour la phengite avec le couple Ar/Ar (400 ± 50 °C), de $11,9 \pm 0,9$ Ma pour les traces de fission sur Zircon ($250-290$ °C, Tagami & Shimada, 1996) et de $8,9 \pm 2,9$ Ma pour les traces de fission sur Apatites (85 ± 25 °C, Hurford, 1990; Gunnell, 2000). L'extension serait donc dans ce cas, symétrique de part et d'autre de la Sierra de los Filabres vraisemblablement liée à un moteur local induit par l'exhumation des roches métamorphiques contemporaines. Le moteur d'une telle extension n'est cependant pas connu. Plus grave, le problème selon lequel les bassins s'ouvrent avec une direction à angle droit avec ce qui est connu dans les domaines de socle n'est pas résolu. Il est donc nécessaire d'entreprendre une étude des zones de cisaillement qui limitent les bassins précédemment décrits et les roches métamorphiques.

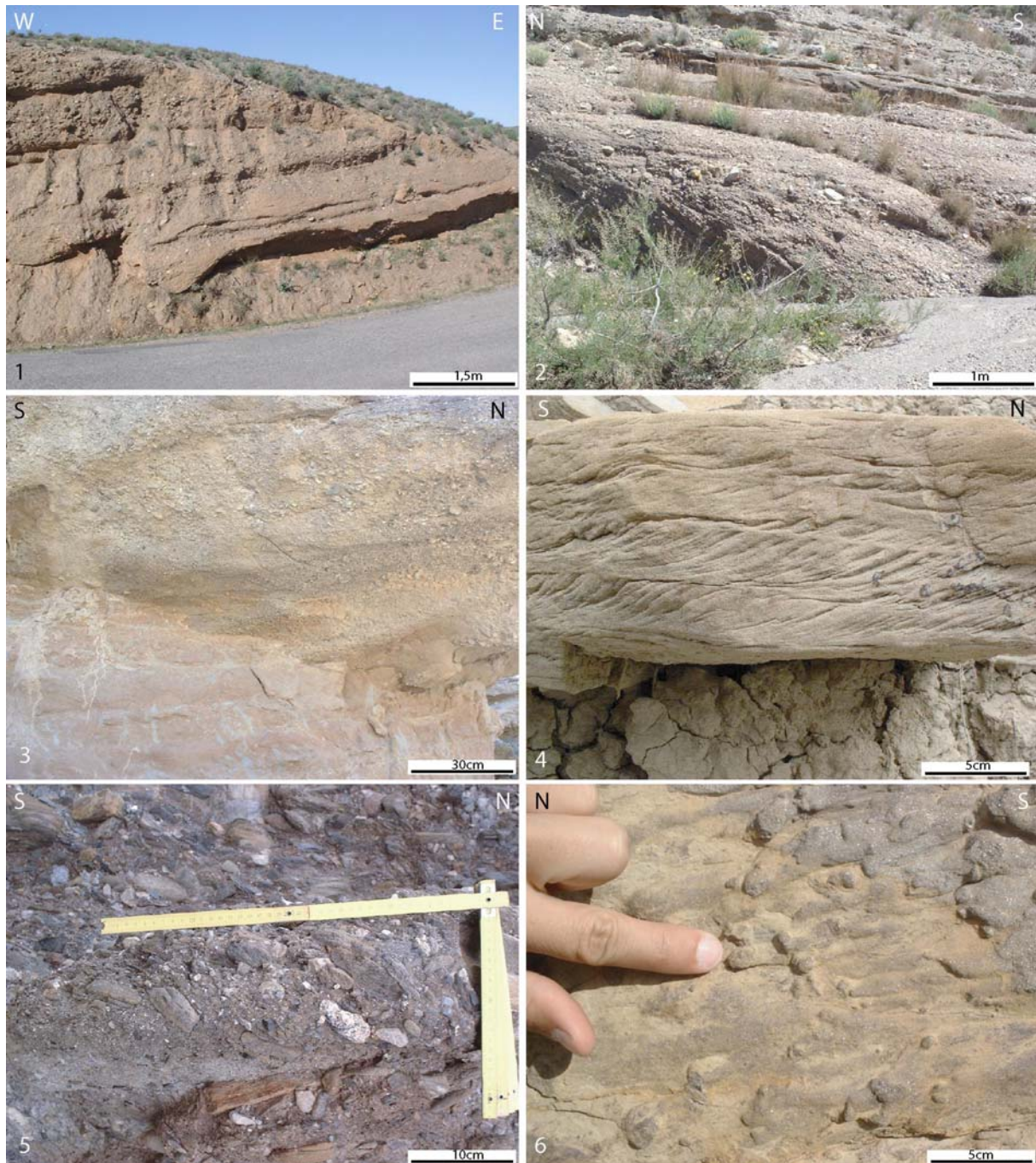
5. Annexes



Annexes III.A: Cartes routières de localisation des photographies illustrant les faciès et la déformation des bassins de Huercaal-Overa et de Tabernas.

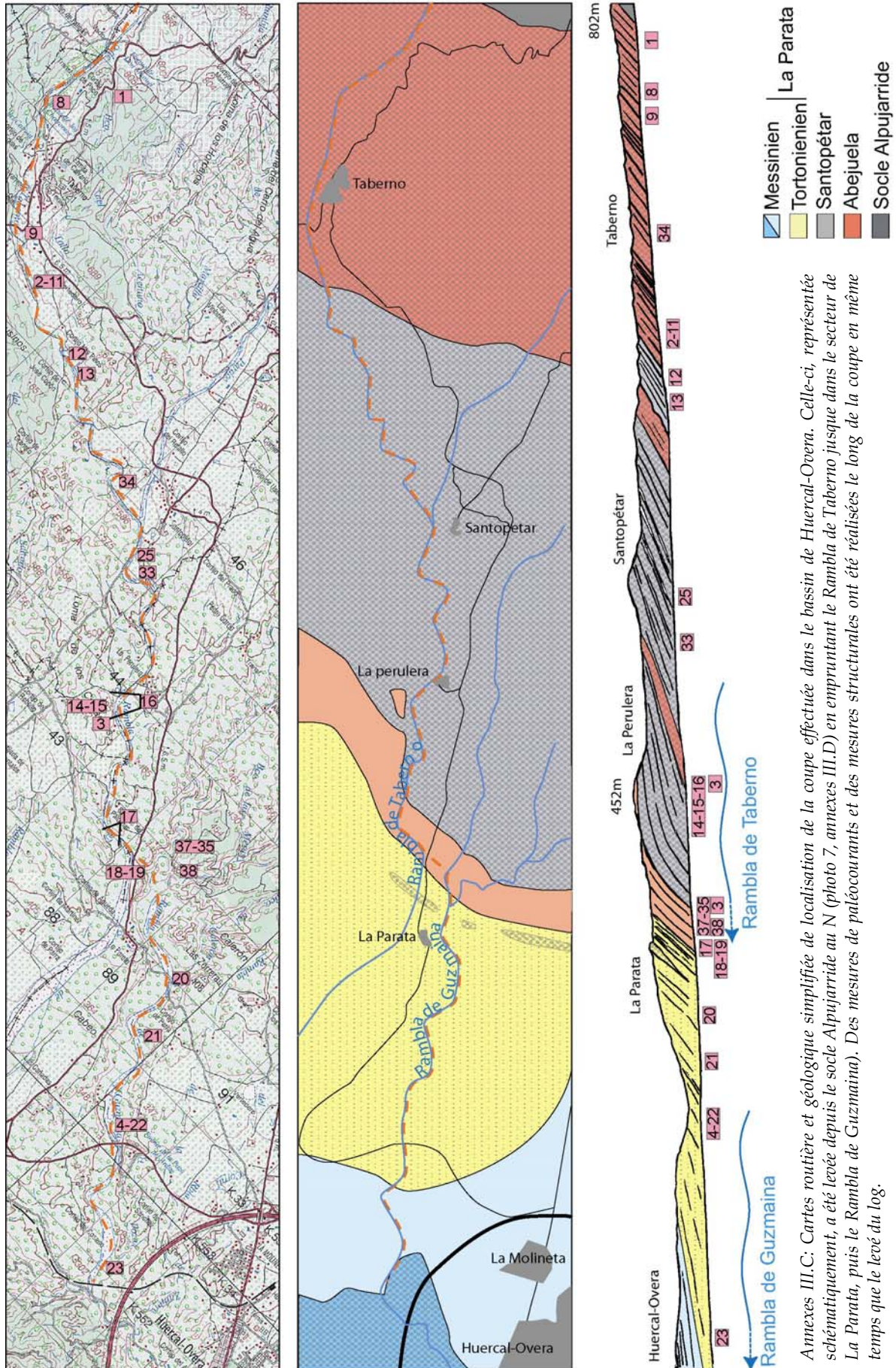


Annexes III.B: Carte géologique simplifiée du bassin de Huerca-Overa (modifiée d'après Mora, 1993). Les mesures de paléocourants y sont indiquées par les flèches (d'après cette étude et celle de Mora, 1993). Les diagrammes en rosace indiquent les sens d'écoulement unité par unité (le nombre de sites où ont été effectuées ces mesures est également indiqué).

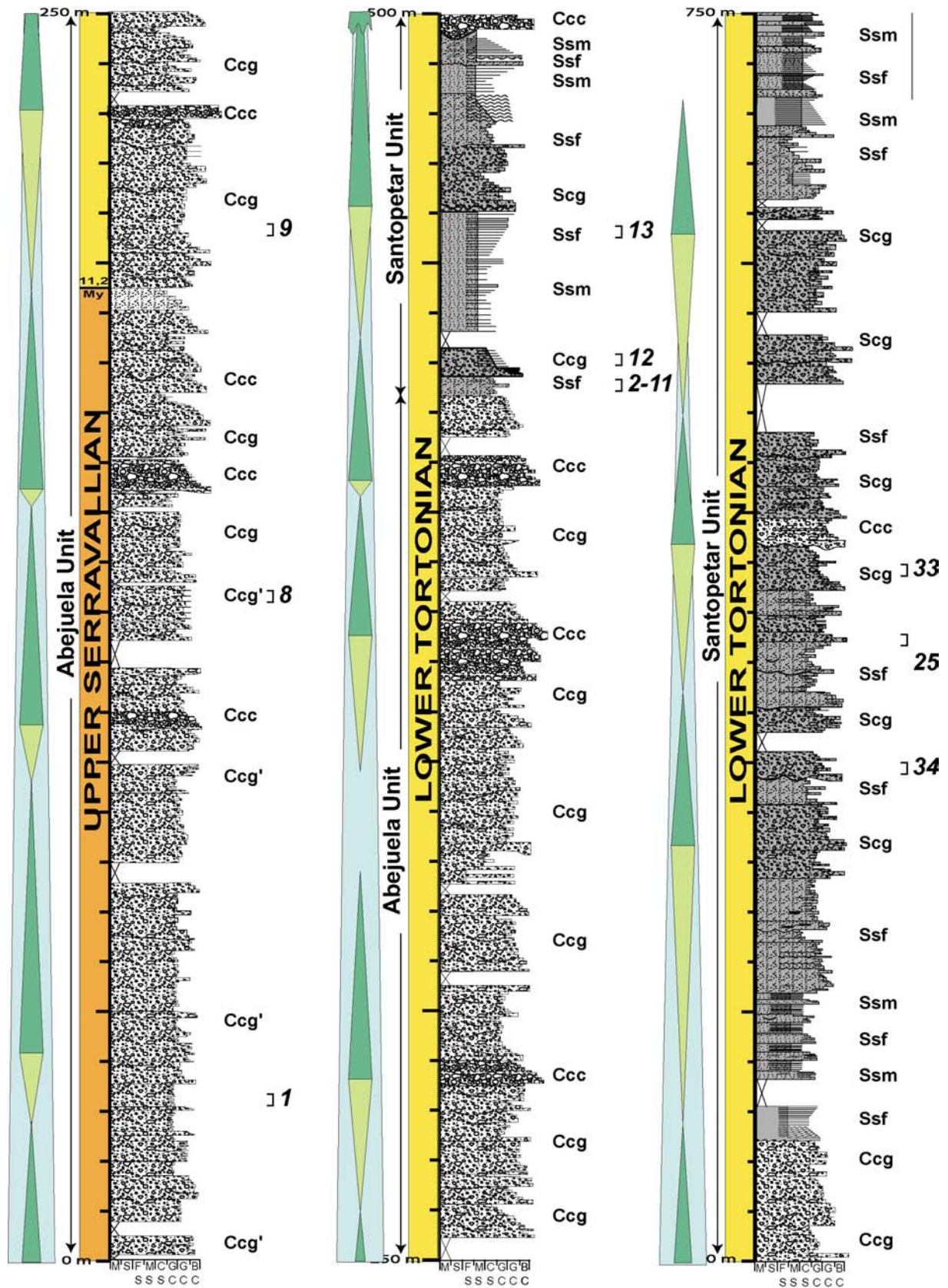


Annexes III.B (suite): Exemple de marqueurs de la direction et du sens d'écoulement.

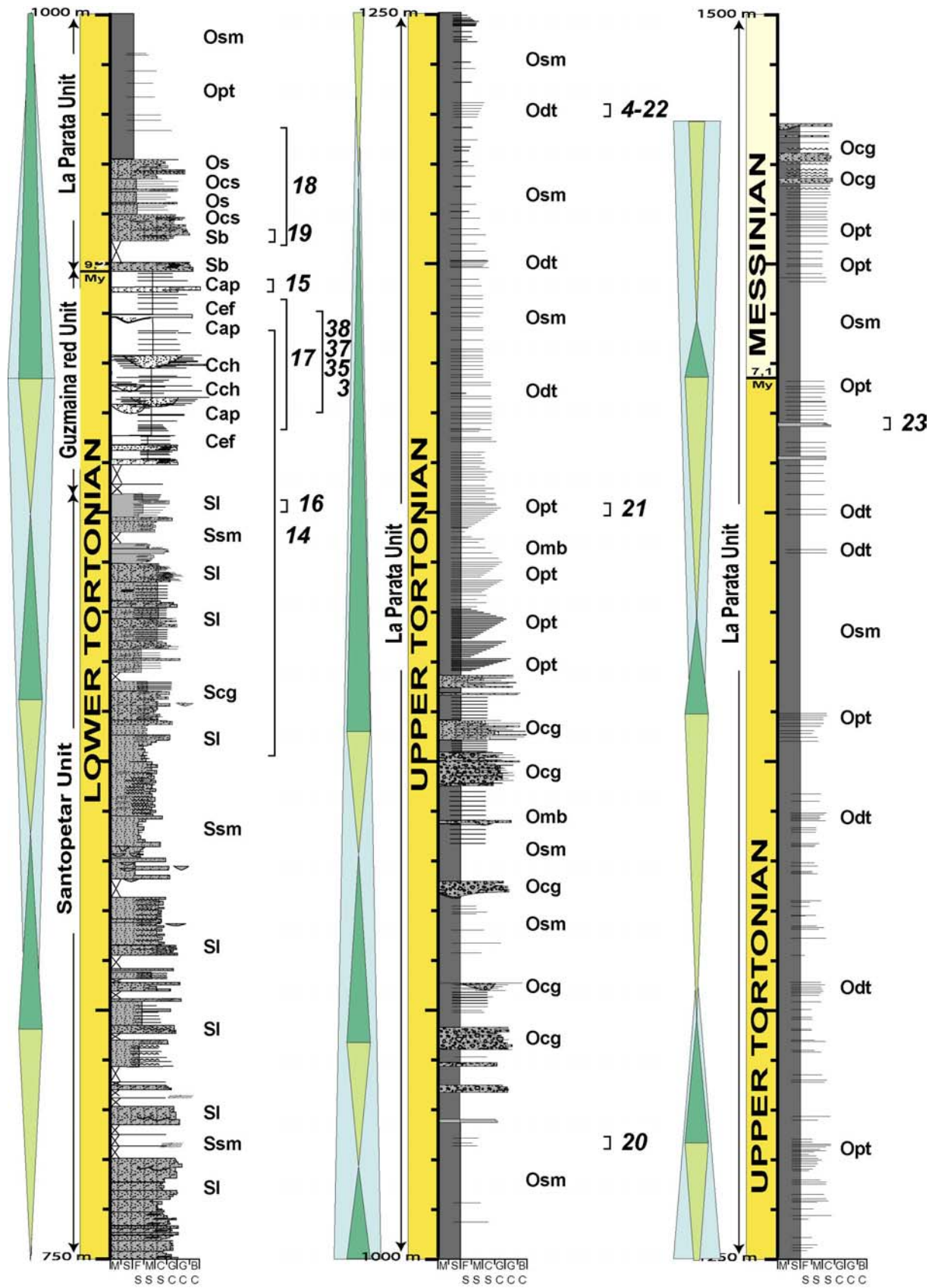
- 1) Remplissages de chenaux méandriques dans l'unité d'Abejuela. Dans ce cas, le sens d'écoulement sort du plan (vers le S comme dans toute l'unité) (Ccg, N de Taberno, bassin de Huercal-Overa).
- 2) Exemple de méga-ride indiquant la progradation vers le sud des sédiments à l'échelle d'un banc conglomératique (Ccg, unité d'Abejuela, S de Taberno, bassin de Huercal-Overa).
- 3) Détail du contact érosif d'un chenal conglomératique dans son environnement de marnes de plaine alluviale. La direction des cannelures (apparentées à des « groove-casts ») donne la direction de l'écoulement, ces cannelures sont associées à des flute-casts (exacerbées par des figures de charge). Cela permet de préciser le sens de l'écoulement (unité de Guzmaina, N de La Parata, bassin de Huercal-Overa).
- 4) Détail d'un banc gréseux de l'unité de La Parata, montrant une succession d'évènements turbiditiques caractérisés par des rides chevauchantes, indiquant la direction d'écoulement avec leur sens de progradation (Odt, S de La Parata, bassin de Huercal-Overa).
- 5) Détail d'un banc conglomératique de l'unité d'Abejuela (Ccg). L'imbrication statistique des clastes révèle un écoulement vers le S (S de Tabernas).
- 6) Figures de base de banc d'un niveau gréseux (Opt) dans l'unité de La Parata dans le bassin de Tabernas. La polarité des flute-casts indique un écoulement (turbulent) vers le Sud.



Annexes III.C: Cartes routière et géologique simplifiée de localisation de la coupe effectuée dans le bassin de Huercal-Overa. Celle-ci, représentée schématiquement, a été levée depuis le socle Alpujarride au N (photo 7, annexes III.D) en empruntant le Ramba de Taberno jusque dans le secteur de La Parata, puis le Ramba de Guzmaina). Des mesures de paléocourants et des mesures structurales ont été réalisées le long de la coupe en même temps que le levé du log.



Annexes III.D: « Logs sédimentaires » de la coupe réalisée dans le bassin de Huerca-Overa. Les numéros renvoient aux photos de faciès.



Annexes III.D (suite): « Logs sédimentaires » de la coupe réalisée dans le bassin de Huerca-Overa. Les numéros renvoient aux photos de faciès.



Annexes III.E: Principaux faciès sédimentaires du bassin de Huerca-Overa

7) Vue panoramique du contact érosif de l'unité d'Abejuela reposant sur le socle (Alpujarride). Les couches de cette unité remplissent une paléotopographie contrastée et montrent, de fait, des terminaisons en « on-lap » (N. de Taberno). Ces faciès (Ccg') ne correspondent, paradoxalement pas aux plus « énergétiques » (proximaux).

8) Affleurement montrant l'organisation des dépôts de l'unité d'Abejuela avec ici, des niveaux de conglomérats de grande continuité latérale (N de Taberno) charriant des blocs de grande taille.

9) Affleurement montrant l'organisation des dépôts de l'unité d'Abejuela. Les niveaux de conglomérats ont une grande continuité latérale interprétée comme des dépôts de réseaux alluviaux en tresse (Ccg, Taberno).

10) Vue d'ensemble d'un affleurement montrant une partie des brèches continentales (Cbr), équivalent latéral de l'unité d'Abejuela. Ces dépôts, très hétérométriques, constitués de matériaux très immatures sont interprétés comme des brèches de dégradation de plan de faille (Mora, 1993, W. de Almalajero). Ces dépôts ne se rencontrent qu'au niveau des « pointements » de socle, principalement au S du bassin et autour du relief de Limaria.

11) Affleurement montrant le passage entre les niveaux rouges (continentaux) de l'unité d'Abejuela et les premières couches de l'unité de Santopétar (Ccg). Le banc gris à mi-pente faisant une saillie porte les premières bioturbations et des rides symétriques (de vagues) (S de Taberno).



Annexes III.E (suite): Principaux faciès sédimentaires du bassin de Huerca-Overa

12) Détail d'un niveau grossier de l'unité de Santopétar. Ces niveaux sont interprétés comme les équivalents marins des dépôts fluviaux de l'unité d'Abejuela (Scg, NW de Santopétar).

13) Affleurement montrant de nombreux bancs gréseux (sables grossiers à moyens avec parfois quelques graviers à la base) dans un environnement de marnes-silteuses. Ces niveaux, affectés d'une ondulation périodique sont interprétés comme des niveaux de tempêtes (Ssf, W de Santopétar).

14) Vue panoramique du passage entre les unités de Santopétar et de Guzmanina (vue depuis La Perulera). Le passage entre ces unités est marqué par un changement marquant de la couleur du sédiment. 15-16) Détails : 15) Banc de grès grossier à graviers et galets présentant des rides de vagues (Sl, milieu marin littoral, bathymétrie très faible). 16) Banc de grès rouge et vert montrant des traces de racines et de gouttes de pluie (Cap, au contact avec les marnes rouges sus-jacentes).

17) Vue panoramique d'un chenal dans une coupe perpendiculaire à son écoulement (vers le S). La « masse » principale de grès sans stratification apparente forme le remplissage du chenal (Cch), qui passe latéralement à de nombreux petits bancs donc l'épaisseur diminue à mesure que l'on s'éloigne du chenal. Ces bancs gréseux, interprétés comme des levées et des faciès de débordement viennent se « répandre » dans les marnes rouges de la plaine alluviale (Cap, NW de La Parata). Des niveaux à gastéropodes marins ont été signalés dans des niveaux supérieurs indiquant une influence marine et de fait un milieu d'altitude très modeste (Mora, 1993).



Annexes III.E (suite): Principaux faciès sédimentaires du bassin de Huerca-Overa

18) Détail du passage entre les niveaux « de transition » (Sb, marins littoraux) et les marnes de domaine marin ouvert (Osm, marnes jaunes du second plan, série de La Parata). La transgression de faciès est très rapide puisque le premier banc apparent au Nord présente des rides de vagues (photo suivante) alors que le dernier, vingt mètres plus haut (stratigraphiquement) est un niveau caractérisé par des figures de tempêtes (NE de La Parata).

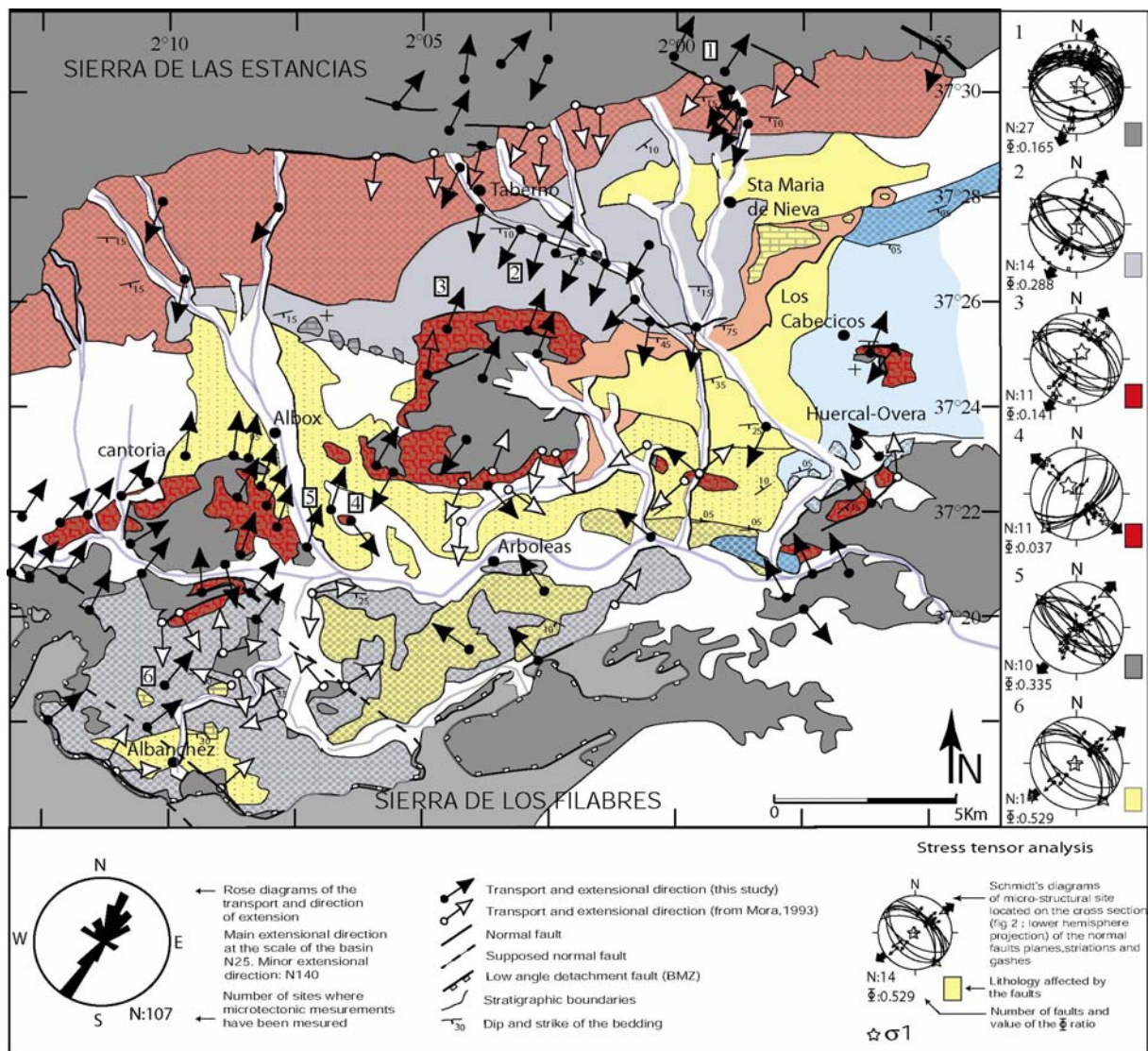
19) Détail de la surface d'un des premiers bancs de l'unité de La Parata (reposant sur les faciès continentaux de l'unité de Guzmaina) présentant des rides symétriques de vagues (Sb).

20) Vue d'ensemble d'un affleurement montrant des niveaux turbiditiques dans leur environnement de marnes silteuses (Osm). A l'échelle de l'unité de La Parata, deux types de turbidites ont pu être reconnus (E de La Parata).

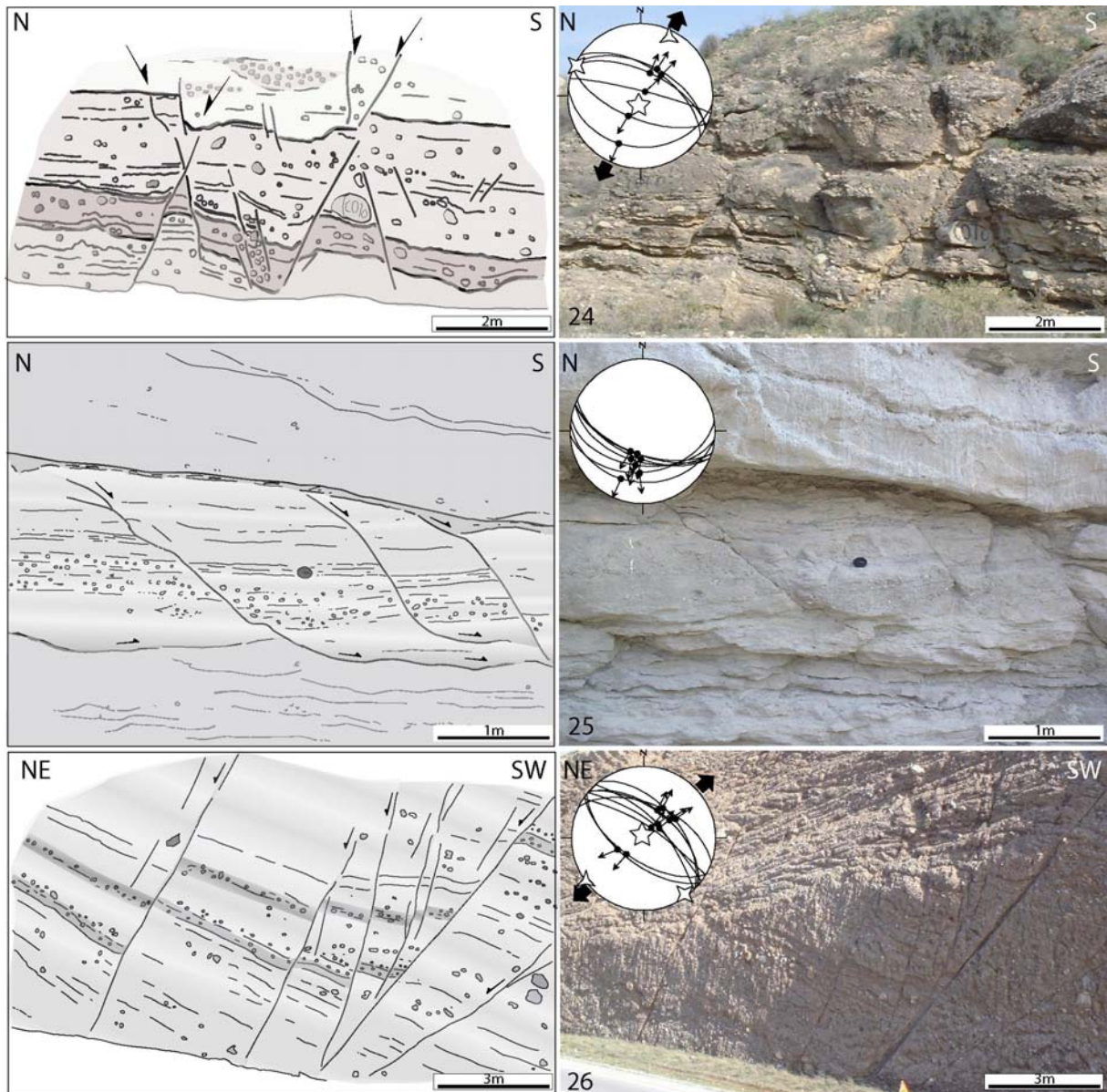
21) Détail de turbidites de type proximal (Opt). Ces turbidites sont érosives et présentent des lamines planes de haute énergie et des surfaces amalgamées. Le niveau supérieur du banc présente des figures d'échappement d'eau (SE de la Parata).

22) Détail d'un banc gréseux de type distal montrant une succession de plusieurs évènements turbiditiques (Odt). Chaque évènement, limité par une petite surface d'érosion (critère de polarité) est constitué de rides chevauchantes (de plus basse énergie que les lamines planes précédentes). L'écoulement est statistiquement vers le S (SE de La Parata).

23) Vue d'un affleurement de marnes silteuses (Osm) avec la réapparition de gros bancs de grés, voire de conglomérats, indiquant une « proximalisation » vers le haut de la série (NW de Huerca-Overa).



Annexes III.F: Carte géologique simplifiée du bassin de Huerca-Overa (modifiée d'après Mora, 1993). Les flèches représentent les sites microtectoniques où ont été réalisées des calculs de paléo-contraintes par inversion des données de failles et de veines (d'après cette étude et celle de Mora, 1993). Les projections stéréographiques présentées sont des exemples représentatifs pour chaque unité sédimentaire. Le diagramme en rosace, indique la répartition des directions d'extension pour tous les sites. Il en ressort que le bassin de Huerca-Overa est un bassin purement extensif et que sa direction d'extension est comprise entre N10 et N30.



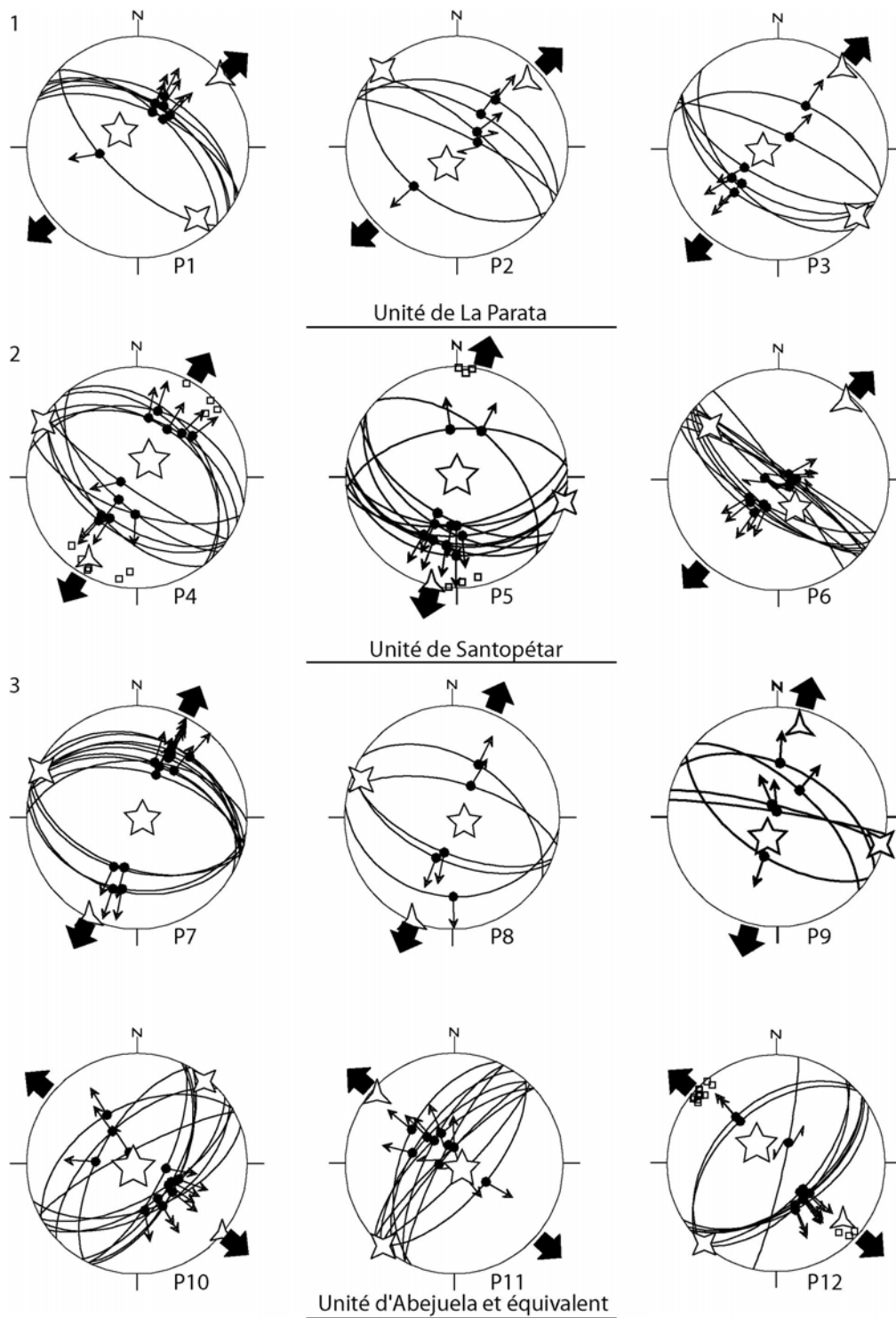
Annexes III.F (suite): Exemples de déformation extensive fragile dans le bassin de Huerca-Overa

Les projections stéréographiques montrent les failles à stries de l'affleurement entier, n'étant pas toutes dans le cadre des photos.

24) Système conjugué de failles normales délimitant une série de horsts et grabens (Extension N 020) dans l'unité de La Parata (conglomérats marins proximaux équivalent latéraux des marnes jaunes (Osm) (W d'Almalajero).

25) Succession de failles normales sigmoïdes venant se brancher sur deux niveaux de décollement (extension méridienne, pas de paléo-tenseur) (SW de Santopétar).

26) Failles normales à rejets plurimétriques dans les conglomérats et les brèches rouges de l'unité d'Abejuela (Extension N 040) (Secteur de Purchena, prolongement W du Bassin de Huerca-Overa).

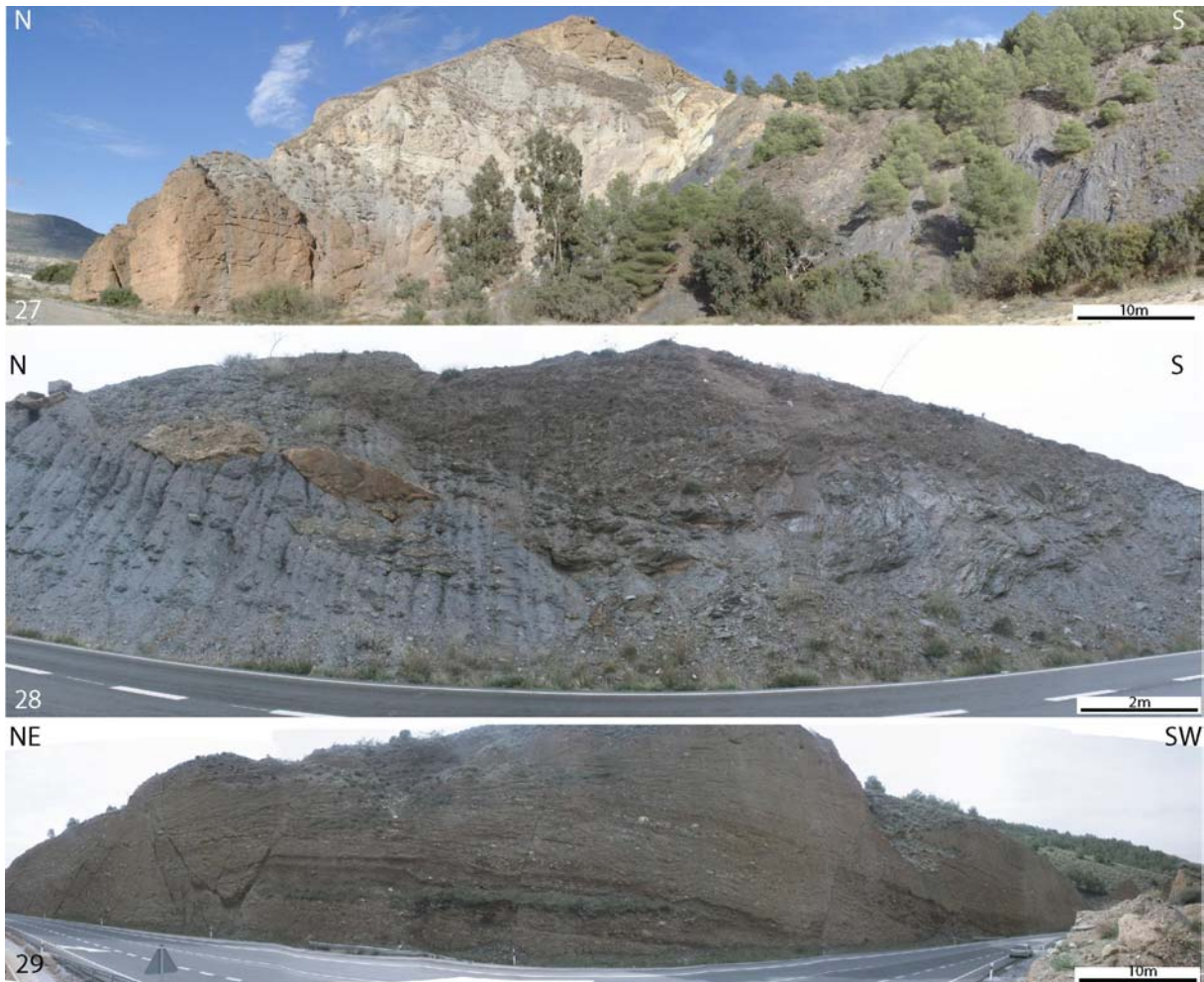


Annexes III.F (suite): Exemples de déformation extensive fragile dans le bassin de Huerca-Overa

1) Exemples de stéréogrammes (P1 à P3) obtenus sur des affleurements de la série de La Parata. Les directions d'extension sont systématiquement N30-40.

2) Exemples de stéréogrammes (P4 à P6) obtenus sur des affleurements de la série de Santopétar. Les directions d'extension varient entre N10-35.

3) Exemples de stéréogrammes (P7 à 12) obtenus sur des affleurements de la série d'Abejuela et son équivalent latéral les brèches rouges de bases (Mora, 1993). Deux directions d'extension, visiblement synchrones ressortent, la première est N10-20, dominante sur une direction N140-150 plus discrète.

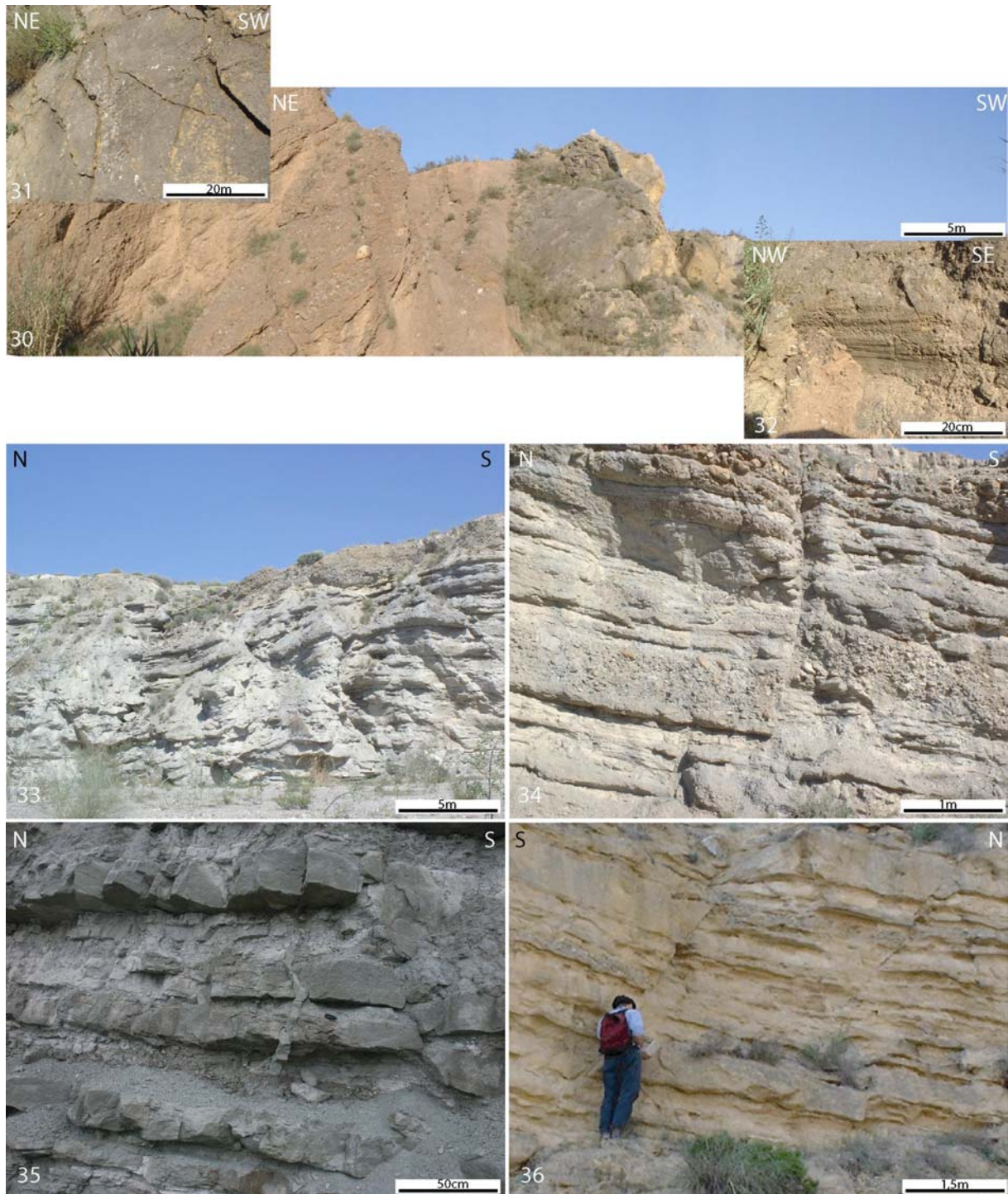


Annexes III.F (suite): Exemples de déformation extensive fragile dans le prolongement W du bassin de Huerca-Overa.

27) Contact faillé entre une série « condensée » du bassin et le socle (série Paléozoïque du complexe Alpujarride). Les unités d'Abejuela et de Santopétar ont un faciès relativement similaire à ceux qui sont décrit précédemment, en revanche les faciès de l'unité de La Parata sont ici beaucoup plus proximaux avec des conglomérats relativement massifs (haut de l'affleurement). Au second plan, la Sierra de las Estancias forme le socle de la bordure Nord du bassin (Secteur de Purchena).

28) Contact faillé entre les sédiments continentaux de l'unité d'Abejuela et le socle Alpujarride, ici, du Permo-Trias. La faille normale qui limite les sédiments, réactive visiblement une zone de cisaillement ductile, responsable du boudinage d'un niveau de carbonates (NE de Macael).

29) Exemples de failles normales de rejet décimétrique dans les conglomérats continentaux de l'unité d'Abejuela. Le socle Alpujarride affleure quelques centaines de mètres plus au SW.



Annexes III.F (suite): Exemples de déformation extensive fragile dans le bassin de Huerca-Overa

30) Contact faille entre le socle (carbonates triasiques alpujarrides) et les sédiments continentaux de l'unité d'Abejuela. 31-31-32) Détails : 31) Détail du plan de faille montrant des stries approximativement dans la ligne de la plus grande pente (dip-slip) et des fractures d'arrachement perpendiculaires. 32) Détail d'une autre partie du plan de faille montrant des stries horizontales. Cette faille, celle de Huerca-Overa, illustre la réactivation des failles normales d'âge Serravallien-Tortonien en failles décrochantes sénestres à partir du Tortonien Supérieur (S de Huerca-Overa).

33) Failles normales listriques dans l'unité de Santopétar scellées à l'échelle de l'affleurement (S de Santopétar).

34) Faille normale à fort pendage dans l'unité de Santopétar (NW de Santopétar).

35) Faille normale dans les niveaux continentaux de la série de Guzmaina. Le filon clastique (nombreux sur l'affleurement) ainsi que des failles à pendage très faible et un boudinage des bancs indiquent une déformation syn-sédimentaire qui se prolonge après la lithification complète des bancs alors caractérisée par des failles normales à forts pendages (transport tectonique vers le S) (N de La Parata).

36) Failles normales dans l'unité de La Parata (transport tectonique vers le S) (W d'Almalajero).



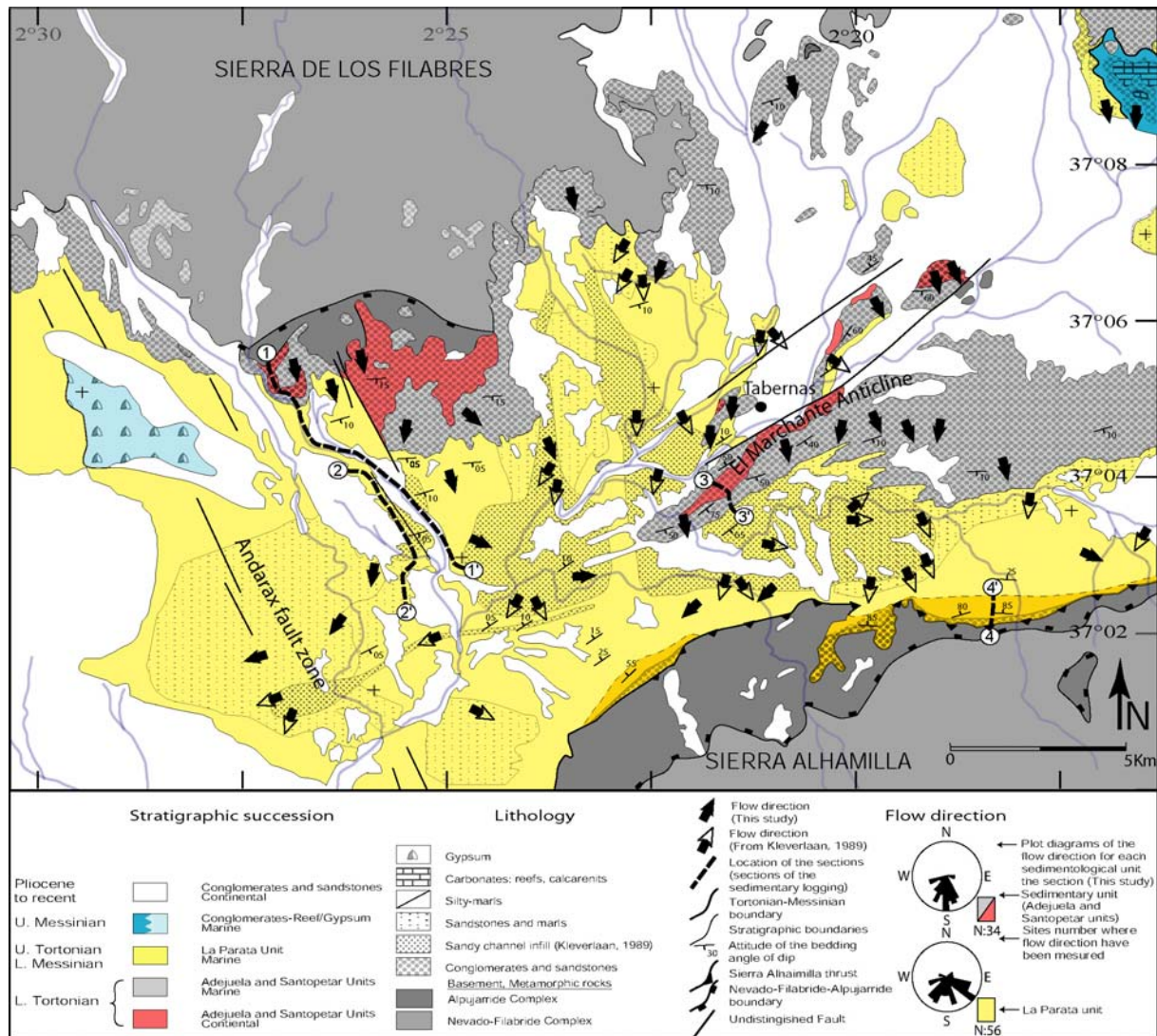
Annexes III.F (suite): Exemples de déformation extensive fragile dans le bassin de Huerca-Overa

La série de Guzmaina, dont la coupe géologique simplifiée est donnée, est localement affectée d'une déformation extensive importante.

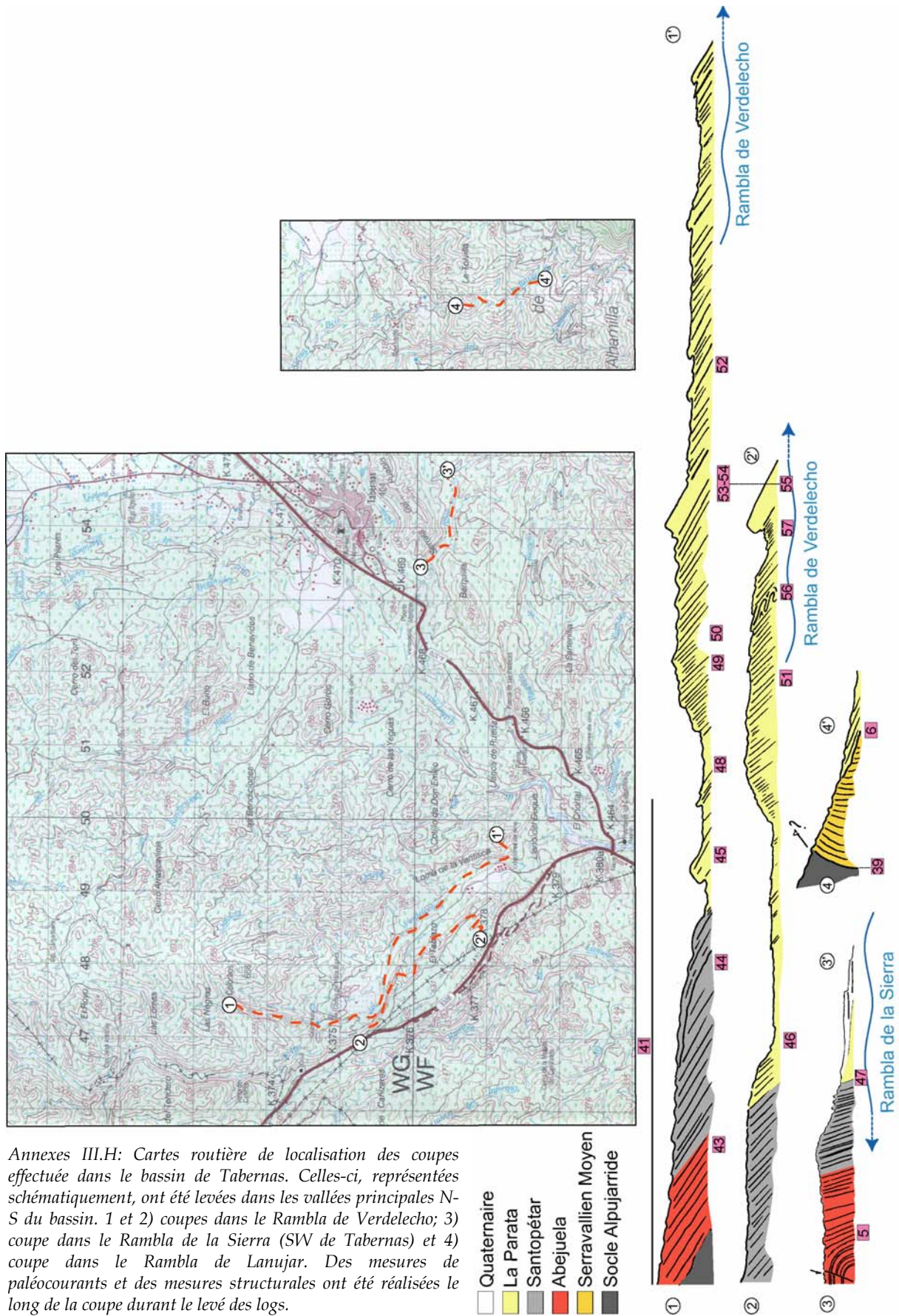
37) Affleurement caractérisé par deux niveaux de décollement plats (parallèles à la stratification) délimitant un volume de roche dans lequel la stratification est sigmoïde.

38) Affleurement caractérisé par un niveau de décollement parallèle à la stratification (plongeant vers le S) sur lequel viennent s'enraciner des failles normales listriques (décalages des niveaux plus clairs).

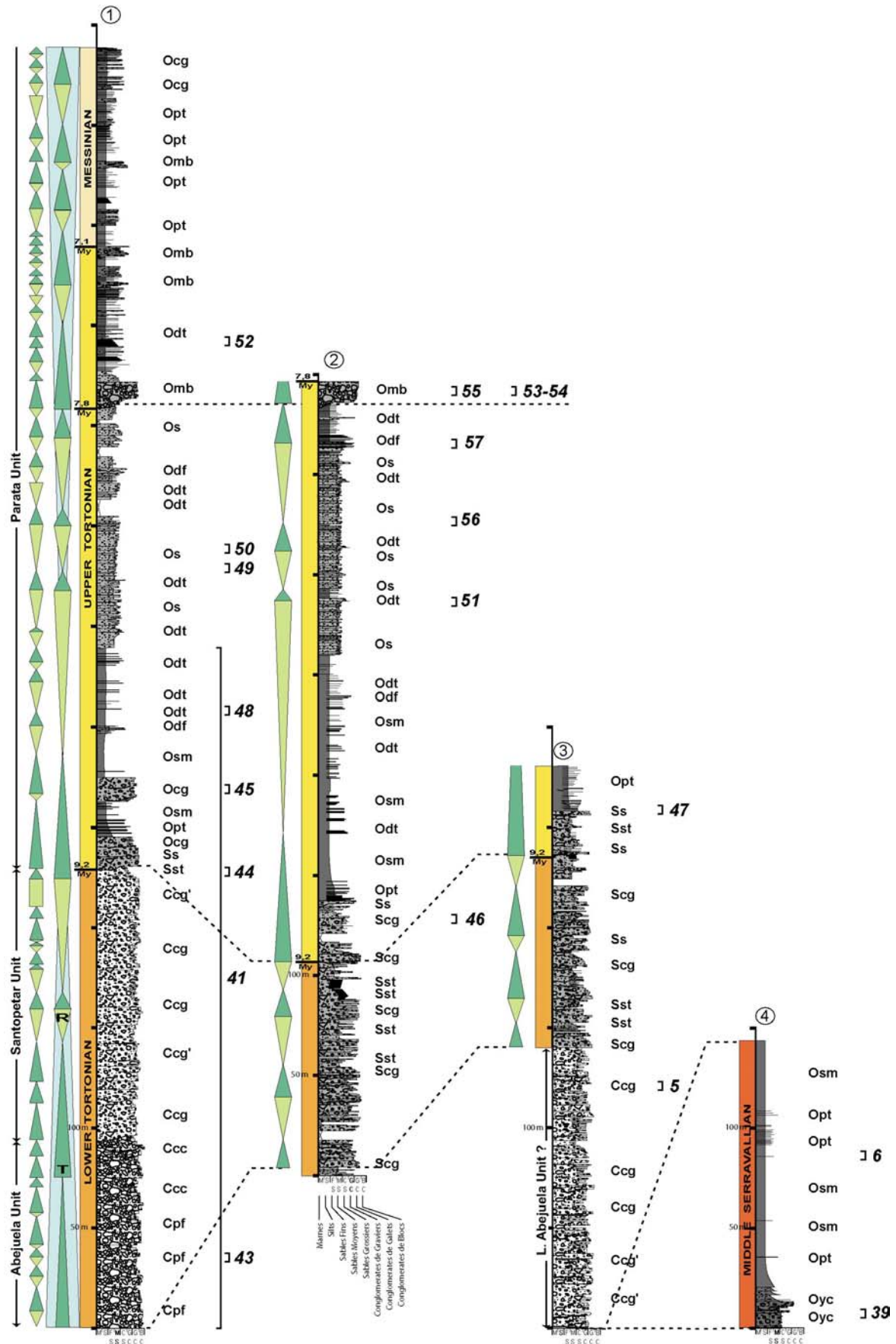
La structure de ce secteur est interprétée comme étant le résultat de la rotation d'un bloc de socle en profondeur comme l'a déjà proposé Mora (1993).



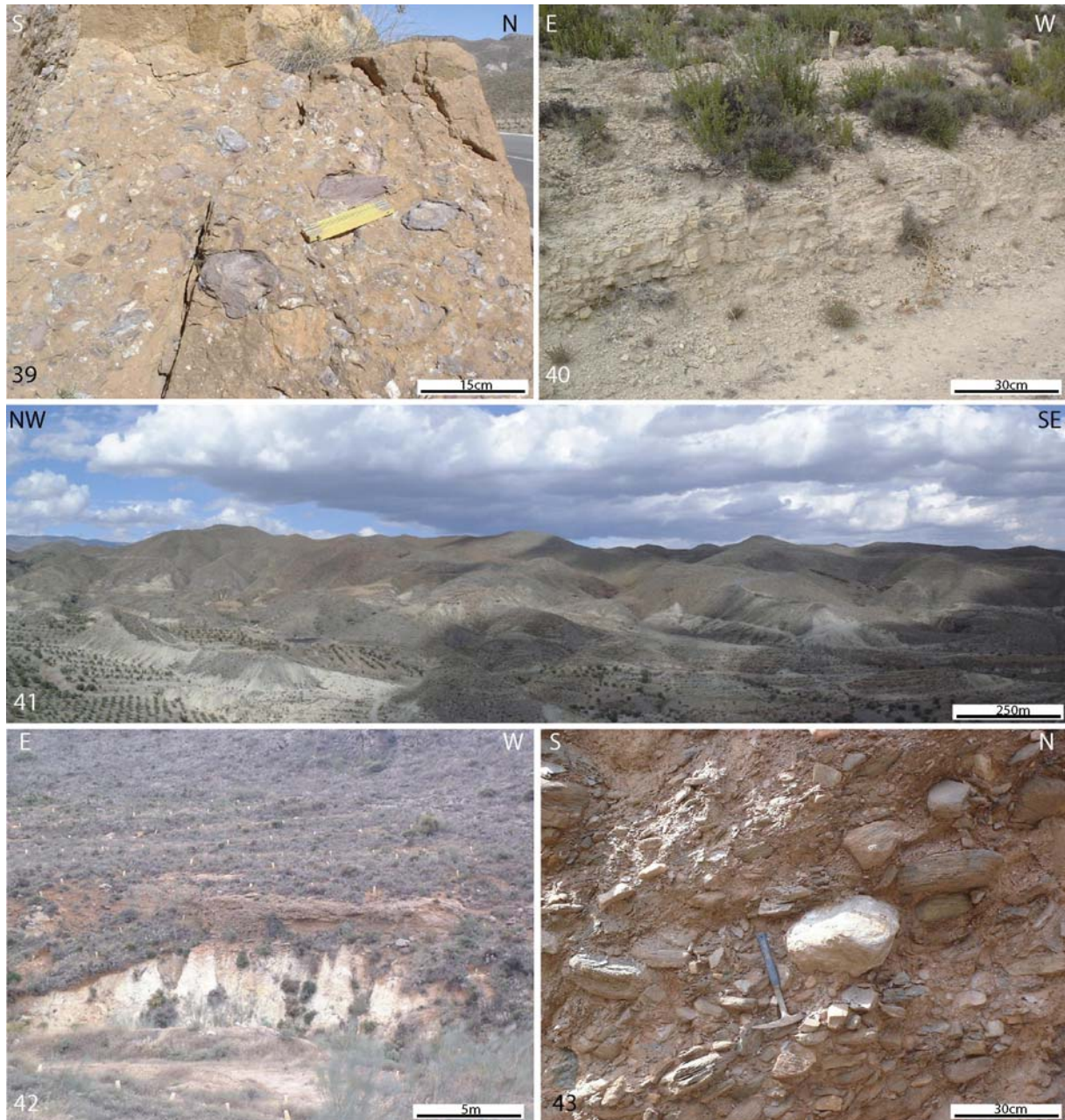
Annexes III.G: Carte géologique simplifiée du bassin de Tabernas (modifiée d'après Kleverlaan, 1989 et Ott d'Esteveou et Montenat, 1990). Les mesures de paléocourants y sont indiquées par les flèches (d'après cette étude et celle de Kleverlaan, 1989). Les diagrammes en rose indiquent les sens d'écoulement pour l'ensemble série de Santopetar-Abejuela ainsi que pour l'unité de La Parata.



Annexes III.H: Cartes routière de localisation des coupes effectuée dans le bassin de Tabernas. Celles-ci, représentées schématiquement, ont été levées dans les vallées principales N-S du bassin. 1 et 2) coupes dans le Rambla de Verdelecho; 3) coupe dans le Rambla de la Sierra (SW de Tabernas) et 4) coupe dans le Rambla de Lanujar. Des mesures de paléocourants et des mesures structurales ont été réalisées le long de la coupe durant le levé des logs.



Annexes III.I: « Logs sédimentaires » des coupes réalisées dans le bassins de Tabernas. Les numéros renvoient aux photos de faciès.



Annexes III.J: Principaux faciès sédimentaires du bassin de Tabernas

39) Détail du conglomérat de base Serravallien Moyen (Oyc, Nord de la S. Alhamilla). Les clastes sont majoritairement issus des complexes Malaguide (schistes et quartzites pourpres) et Alpujarride (équivalent de la base de la coupe 4).

40) Affleurement de marnes et de turbidites Serravallien Moyen dans le graben de Huebro (Osm, S de la S. Alhamilla).

41) Vue panoramique depuis l'Ouest du Rambla de Verdelecho (en contrebas). Les faciès continentaux (unité d'Abejuela) et marins littoraux (unité de Santopetar) progradent vers le Sud (delta de Tabernas de Kleverlaan, 1989) et sont recouverts par la rétrogradation des faciès fins de la série de La Parata.

42) Contact érosif des conglomérats de l'unité d'Abejuela (Ccg') sur la série marine Serravallien Moyen (Graben de Huebro, S de la S. Alhamilla).

43) Détail des faciès conglomératiques basaux de l'unité d'Abejuela (Cpf) interprétés comme des faciès de piedmont. Ces dépôts, continentaux, sont très mal classés avec des blocs parfois métriques dans une matrice de galets (parfois claste-porté). La nature des clastes est exclusivement issue des Névalo-Filabrides (Base de la coupe 1, Nord du Rambla de Verdelecho).



Annexes III.J (suite): Principaux faciès sédimentaires du bassin de Tabernas

44) Détail des niveaux les plus fins de l'unité de Santopétar (Ccg'). Les niveaux conglomératiques ont une grande continuité latérale, ils sont mieux classés que les faciès Ccg, et Ccc, et passent verticalement aux faciès marins proximaux de l'unité de Santopetar (Coupe 1, Rambla de Verdelecho) indiquant une altitude modeste de dépôt (proximité du rivage).

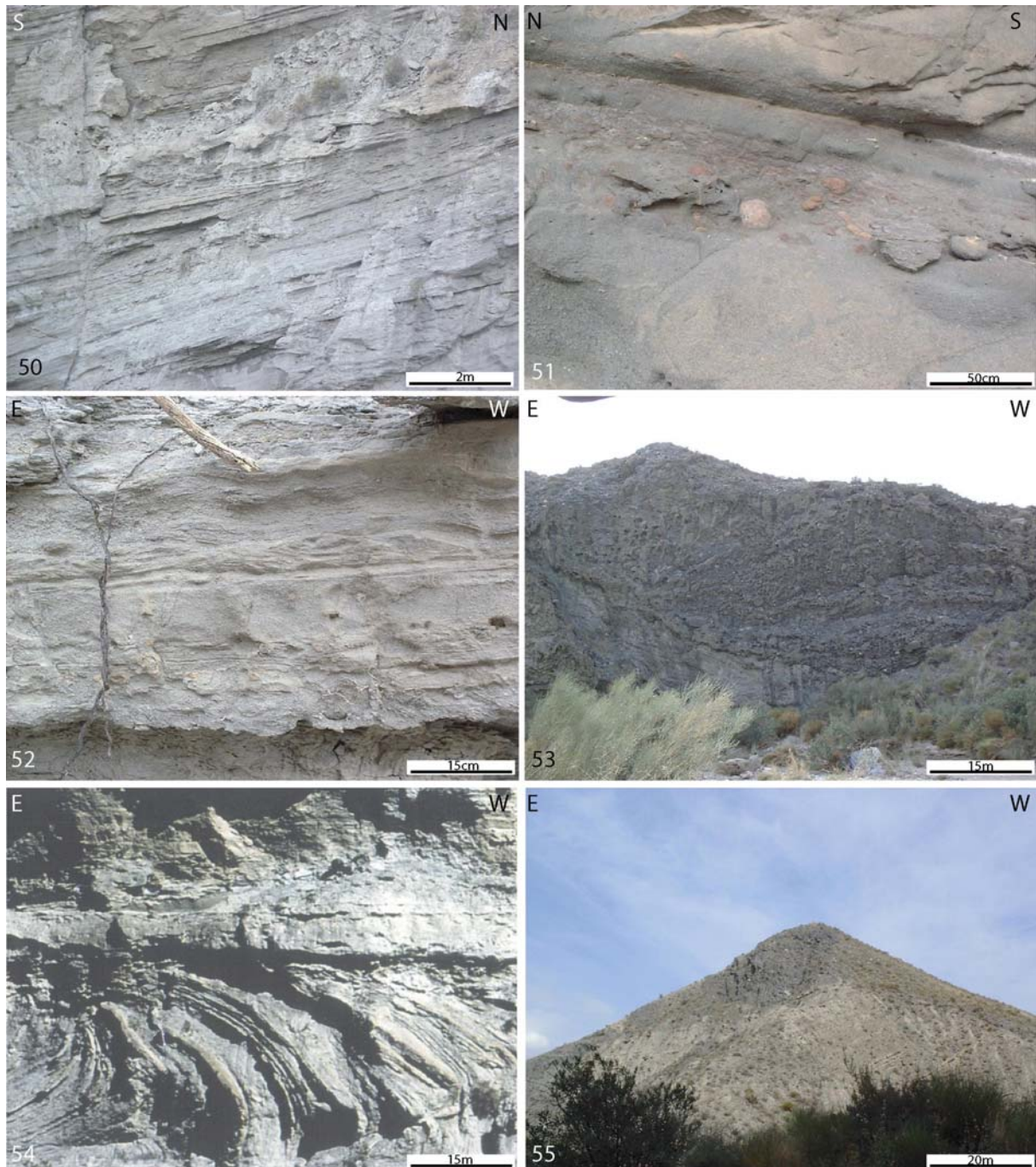
45) Affleurement de conglomérats de blocs de l'unité de Santopétar (Scg). Ces dépôts s'organisent en évènements unitaires grano-décroissants et strato-décroissants à l'échelle supérieure (Coupe 2, Rambla de Verdelecho). Les niveaux les plus fins montrent des ondulations périodiques interprétées comme étant liées à des tempêtes.

46) Détail d'un affleurement de grès grossiers à graviers montrant un niveau plus grossier de conglomérats à galets (Ocg) (Coupe 3, Rambla de Verdelecho).

47) Surface d'un bloc métrique dont la surface a été colonisée par des huîtres. Les sédiments voisins montrent des rides symétriques de houle, indiquant une bathymétrie de dépôt modeste (Sst, Coupe 3, Rambla de la Sierra, unité de Santopétar).

48) Affleurement de marnes silteuses (Osm) sans turbidite. Ce faciès se retrouve entre les niveaux conglomératiques à figures de tempêtes de la base de l'unité et entre les turbidites (bathymétrie de 300m), sans évolution notable (hémipélagites).

49) Vue d'un affleurement perpendiculaire au précédent (parallèle à la direction de courant) montrant une coupe longitudinale des chenaux précédents (Os). Ces grès renferment une faune indiquant des bathymétries de 300m (Kleverlaan, 1989)



Annexes III.J (suite): Principaux faciès sédimentaires du bassin de Tabernas

50) Affleurement montrant des biseaux de chenaux turbiditiques (Os, Coupe 2, Rambla de Verdelecho). Les niveaux turbiditiques sont limités par des surfaces durcies rouges (« hard-ground ») indiquant un arrêt momentané de la sédimentation (décantation entre les « accidents » turbiditiques), parfois repris et re-sédimentés par le dépôt suivant.

51) Détail d'un affleurement de grès grossiers à graviers montrant un niveau plus grossier de conglomérats à blocs (Odf) (Coupe 1, Rambla de Verdelecho). Les galets rouges sont des fragments de hard-ground érodés du niveau sous-jacent.

52) Détail d'un affleurement de grès (sables grossiers à moyens) montrant un événement turbiditique (Odt) dans son environnement marneux (Osm) présentant les termes a, b, c, d et e des turbidites de type Bouma (Coupe 1, Rambla de Verdelecho).

53) Affleurement montrant dans sa partie supérieure la base du Gordo-Bed (Omb) prenant ici l'aspect d'un débris flow de cinquante mètres d'épaisseur affleurant dans tout le bassin de Tabernas. Ce niveau (un repère stratigraphique précieux) est interprété par Weijermars et al. (1985) comme un niveau de séismite synchrone d'une forte activité tectonique (Kleverlaan et al., 1987) (Rambla de Lanujar).

54) Vue d'ensemble d'un affleurement montrant la partie supérieure du Gordo-bed (Omb, faciès de slump) (N. de Tabernas).

55) Vue d'ensemble d'un affleurement présentant la partie médiane de la série de La Parata dans laquelle s'intercale le Gordo-Bed (faciès de débris flow) (S. du Rambla de Verdelecho).



Annexes III.K: Exemples de déformation du bassin de Tabernas

56) Génératrice de slump (E-W approximativement) indiquant une mise en place avec le Sud. Les slumps ainsi que le « Gordo-bed » témoignent d'une activité tectonique importante, et sont interprétés comme des séismites par Weijermars et al. (1985) et Kleverlaan (1989) (S du Rambla de Verdelecho).

57) Faille normale affectant les marnes (Osm) et un niveau turbiditique (Opt). La déformation extensive est parfois très pénétrative; les failles normales étant souvent réactivées en failles inverses durant le Tortonien Terminal et le Messinien (Rambla de Verdelecho).

58) Vue panoramique depuis le sommet de la Sierra Alhamilla (Colativi, 1387 m) du bassin de Tabernas. Le bassin forme une étroite dépression E-W. Au second plan, affleurent les roches métamorphiques de la Sierra de los Filabres. En contrebas, la ligne de relief est un pli sur chevauchement (Serrata del Marchante), une des plus belles illustrations de l'évènement compressif tardi-Tortonien avec, bien sûr, la Sierra Alhamilla elle-même (Weijermars et al., 1985).

59) Exemples de failles normales dans le haut de la série Tortonienne (entre 9 et 8 Ma) de la Parata indiquant à cette période encore un régime extensif (Nord de Tabernas).

60) Progradation vers l'Est des récifs d'âge messinien en réponse à la formation de Sierra Alhamilla (Nord de Turrillas de las Torres). La situation est la même au Sud-Est de la Sierra vers Nijar où les récifs progradent vers le SE.

Chapitre IV

Evolution des dômes métamorphiques: une
approche structurale

EVOLUTION DES DOMES METAMORPHIQUES: UNE APPROCHE STRUCTURALE	203
1. CARACTERISATION DE LA DEFORMATION DUCTILE.....	205
1.1 L'ellipsoïde de la déformation finie	206
1.2 Géométrie des roches déformées.....	207
1.3 Déformation finie et déformation instantanée	208
1.4 Les plis.....	208
1.5 La déformation instantanée.....	209
2. ARTICLE 3	210
2.1 Présentation de l'article 3.....	210
2.2 Article 3: Late Orogenic doming in the Eastern Betics: Final exhumation of the Nevado-Filabride complex and its relation to basin genesis.....	212
2.2.1 Abstract.....	212
2.2.2 Introduction.....	213
2.2.3 Geological setting	214
2.2.4 Ductile deformation of the Nevado-Filabride complex and P-T evolution	216
2.2.5 Ductile deformation (D1-D2 events).....	218
2.2.6 Late ductile deformation history of the Nevado-Filabride complex (D3 event)	221
2.2.7 Brittle deformation and Neogene basins (D4 event)	225
2.2.8 Discussion and Conclusions	230
2.3 Conclusions principales et remarques complémentaires.....	234
3. ANNEXES	237

Le style de la déformation évolue depuis le cœur du dôme vers le détachement qui a permis son exhumation, passant souvent de relativement coaxiale au cœur vers « très non-coaxiale » vers le sommet. L'intensité de la déformation finie augmente également fortement. Les critères de déformation indiquent un contexte de plus en plus cassant en se rapprochant du contact avec l'unité supérieure. De ces observations structurales découle une conséquence importante : la déformation coaxiale du cœur du dôme est aussi la plus ancienne; réciproquement en allant vers le détachement, les structures rajeunissent apparemment, indiquant des conditions métamorphiques moindres. Il en ressort que la coupe « cœur-bordure » d'un dôme est une coupe-temps et qu'il est possible en utilisant des critères simples de recoupement, de reconstituer l'historique de la déformation. C'est sur cette base que nous avons réalisé l'étude du complexe Névalo-Filabride.

Avant d'en présenter les résultats, principalement structurale, des dômes métamorphiques adjacents aux bassins, il convient de faire quelques rappels sur la déformation ductile dans les roches métamorphiques. Ces rappels sont de deux ordres, théoriques mais également appliqués à la caractérisation de la déformation ductile sur le terrain.

1. Caractérisation de la déformation ductile

La caractérisation sur le terrain de la déformation ductile passe par la reconnaissance d'un certain nombre des structures et de critères plus ou moins univoques qu'il convient dans un premier temps de présenter. Dans les cas les plus simples, la plupart des roches métamorphiques déformées ductilement montre une foliation portant ou non une linéation (Figure IV.1).

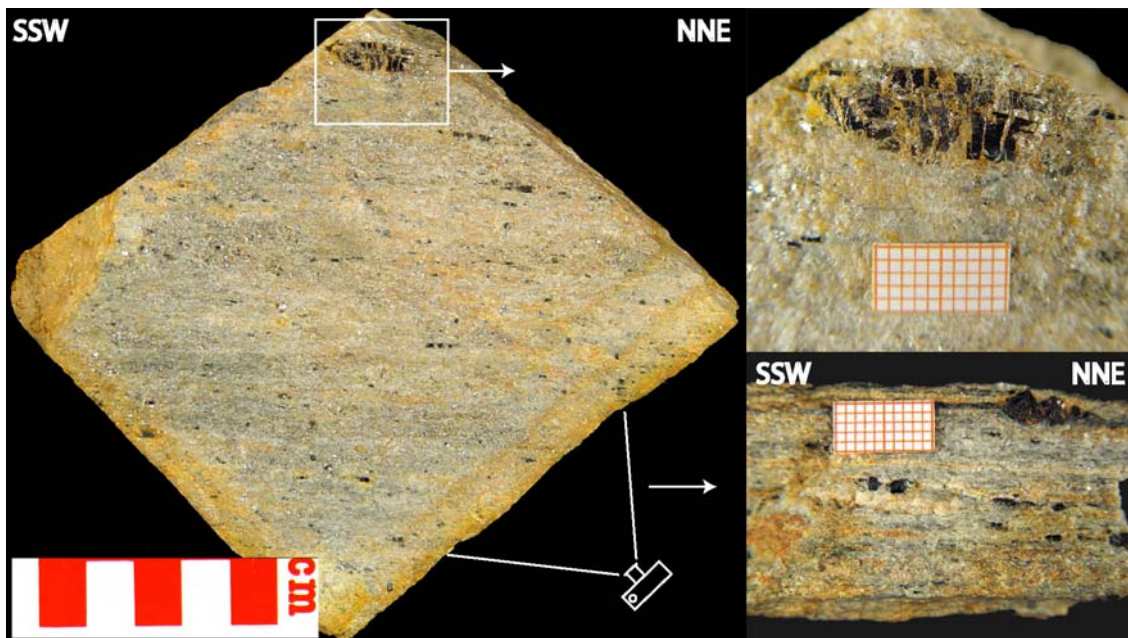


Figure IV.1: Roche métamorphique déformée ductilement portant une foliation (plans verticaux parallèles à la surface de l'échantillon). Cette foliation porte une linéation d'étirement, les cristaux de tourmalines sont tronçonnés, boudinés, ils se comportaient de manière relativement cassante alors que le reste de la roche était beaucoup plus ductile. Sur un plan perpendiculaire (ici, ne contenant pas la linéation) les fragments de tourmaline indiquent un cisaillement vers le SSW (critère en domino).

1.1 L'ellipsoïde de la déformation finie

Les trois axes de l'ellipsoïde de la déformation finie correspondent à un axe X d'allongement, un axe Z de raccourcissement et un axe Y , intermédiaire.

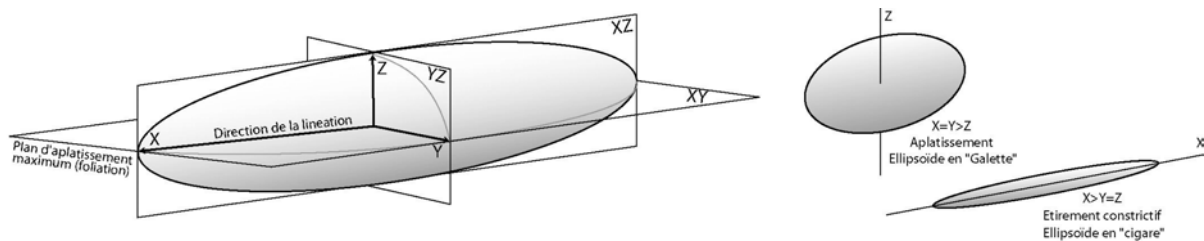


Figure IV.2: Ellipsoïde de la déformation finie avec l'orientation des axes et plans principaux de la déformation. L'axe X , dit d'allongement est souvent matérialisé par la linéation, le plan XY , d'aplatissement maximum à la foliation. Les deux cas extrêmes de forme de l'ellipsoïde de la déformation, aplatissement pur et étirement pur.

La direction de l'axe d'allongement X est marquée dans les roches métamorphiques par la linéation (Figure IV.1 et IV.2). Celle-ci peut être dite minérale quand elle est marquée par la réorientation mécanique ou la néo-cristallisation de nouveaux minéraux ou plus généralement d'étirement. Le plan XY dont la normale est la direction de raccourcissement, est le plan d'aplatissement maximum correspondant à la schistosité ou à la foliation de roche (souvent notée S en l'anglais). Ce plan, caractérisé par définition par des cristallisations minérales, mène souvent à un débit mécanique de la roche (Figure IV.1 et IV.2).

Selon le développement préférentiel de la foliation ou de la linéation, deux configurations extrêmes sont envisagées, correspondant aux deux types extrêmes de tectonites. On distingue en effet les L-tectonites, sans foliation marquée, présentant en revanche une forte anisotropie linéaire colinéaire avec la linéation. L'ellipsoïde de la déformation finie est alors dit en cigare avec $X \gg Y = Z$ (Figure IV.2). L'observation d'une roche donc la déformation finie est de ce type, est révélatrice d'un fort étirement constrictif. A l'opposé, les S-tectonites ont une foliation bien développée mais ne montrent pas de linéation. L'ellipsoïde de la déformation finie est alors dit en galette avec $X=Y \gg Z$ (Figure IV.2). Une roche de ce type est alors interprétée comme le résultat d'un aplatissement fort, sans étirement dans une direction préférentielle.

1.2 Géométrie des roches déformées

La déformation d'une roche peut être ramenée à la somme d'une composante de cisaillement simple et d'une composante en cisaillement pur. Le but étant souvent, *in fine* de pouvoir remonter à la contribution de chacune de ces composantes dans la déformation de la roche.

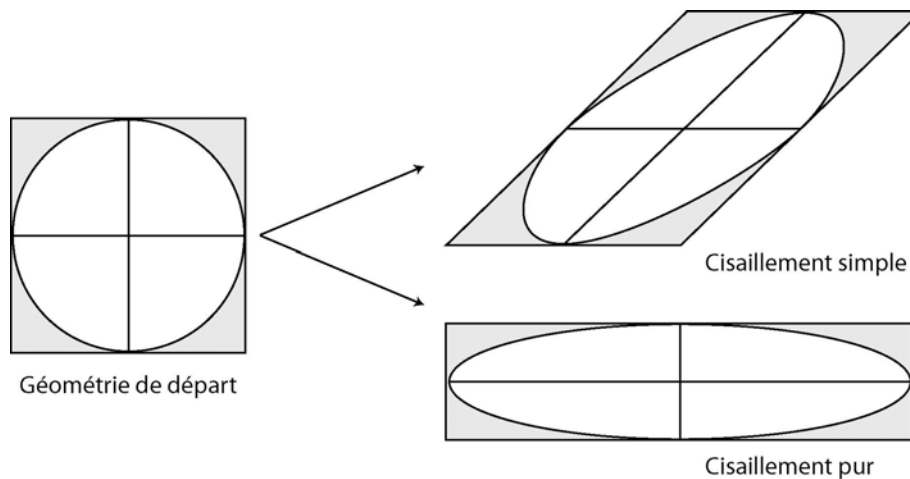


Figure IV.3: Déformation et rotation de marqueurs passifs dans les cas de cisaillement pur et cisaillement simple (Jolivet, 1997).

Les deux types de déformation conduisent à des géométries finales différentes de la roche. Le cisaillement simple conduit à la rotation des axes de déformation précédemment décrits. Plus la déformation est importante, plus l'axe X (allongement) se parallélise à la direction de cisaillement. On parle de déformation rotationnelle ou non-coaxiale responsable de l'apparition des structures asymétriques qui seront développés plus loin.

Le cisaillement pur conduit, quant à lui, à une ellipse allongée perpendiculairement à la direction de raccourcissement, ce qui peut être également interprété comme un étirement parallèle à la direction d'allongement. Quoiqu'il en soit, les axes de l'ellipse gardent les mêmes directions : on parle alors de déformation non-rotationnelle ou coaxiale (Figure IV.3).

La déformation d'une roche est souvent le fruit de l'interaction des deux types de déformation. Il en résulte que la roche est donc très souvent un tant soit peu déformée par du cisaillement simple dont il est difficile de quantifier la contribution (la non-coaxialité), en particulier dans des domaines où les marqueurs ne sont pas clairs. L'observation des gradients de cisaillement à l'approche des zones de cisaillement majeur permet de caractériser des volumes de roche où la déformation est plutôt coaxiale, par opposition à des domaines plus « non-coaxiaux » montrant une augmentation relative de la part de cisaillement simple. Ce genre de travail donne une cartographie relative de la nature de la déformation (Figure IV.3).

1.3 Déformation finie et déformation instantanée

On déduit la forme de l'ellipsoïde de la déformation finie (paragraphe suivant) par l'étude de la géométrie des structures de la roche résultant de la somme de la succession d'événements l'ayant affectée. La géométrie finale de la roche renseigne donc sur l'ellipsoïde de la déformation finie ; les événements représentant chacun un incrément de déformation relevant de la déformation instantanée.

Ces événements peuvent être liés à une seule et unique phase tectonique même si l'état fini est très complexe avec la formation de plusieurs foliations et ou plis ou bandes de cisaillement. On parle dans ces cas-là de déformation progressive, formée dans un continuum de déformation.

1.4 Les plis

L'orientation des axes de pli par rapport à la linéation est révélatrice du type de déformation ainsi que de son intensité. Les trois types « extrêmes » de plis pouvant être rencontrés sur le terrain sont illustrés par des exemples choisis dans les Cordillères Bétiques.

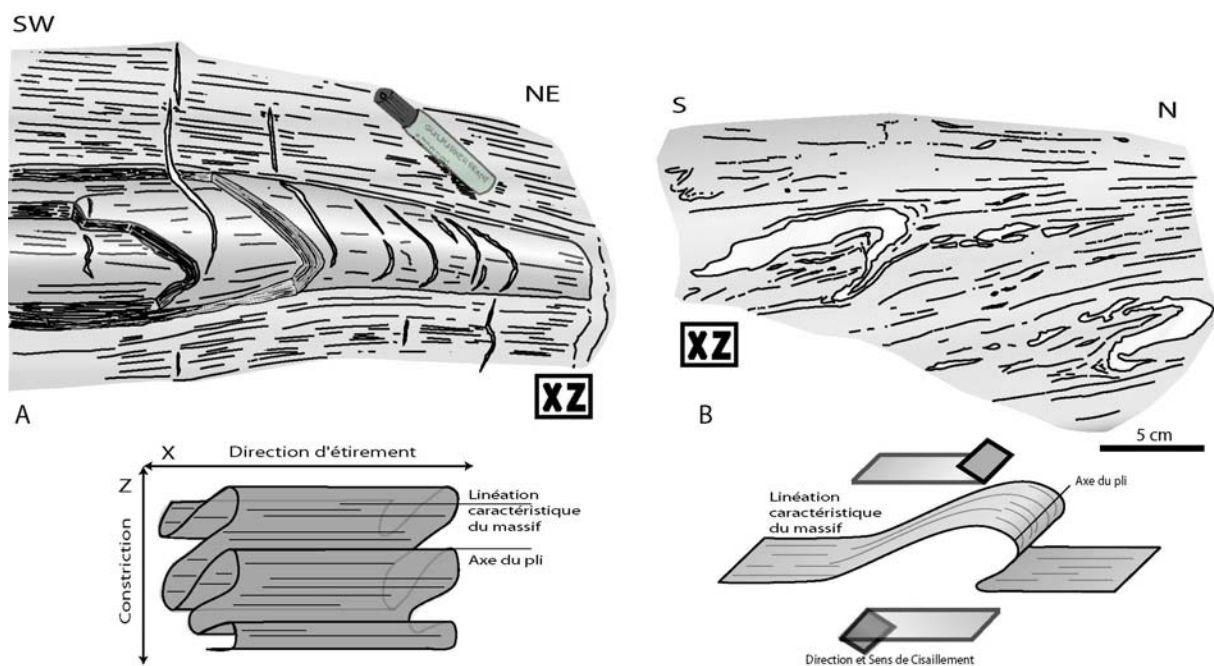


Figure IV.4: Relations entre la direction d'étirement, indiquée par la linéation et les axes des plis. Les plis d'axes perpendiculaires sont indicateurs d'une composante de constriction (Plis d'axes E-W, Sierra Alhamilla) alors que les plis d'axes perpendiculaires à l'étirement indiquent le sens de cisaillement (Plis d'axes E-W, Sierra de las Estancias).

Les plis d'axes parallèles à la linéation (direction d'étirement maximum) sont souvent indicateurs d'étirement constrictifs (Figure IV.4). En effet, dans le cas A présenté ci-dessus, la déformation révèle un raccourcissement vertical important. Les plis d'axes perpendiculaires à la linéation sont souvent décrits comme des plis d'entraînement (cas B). Dans ce cas, le pli n'est pas formé par un aplatissement homogène mais par la composante cisailante de la déformation. L'asymétrie des plis d'entraînement est d'ailleurs parfois utilisée, faute de mieux, comme marqueur de la déformation instantanée même si elle est souvent considérée comme équivoque (Figure IV.4).

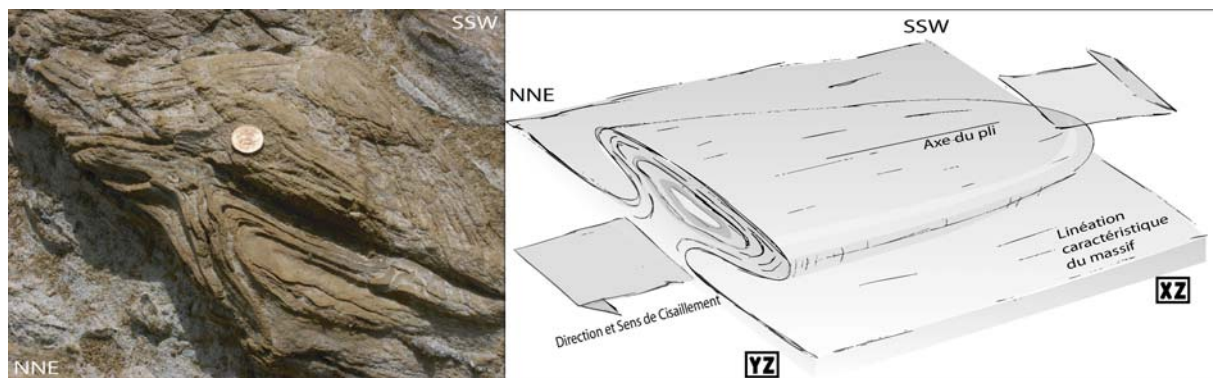


Figure IV.5: Pli en fourreau en quelques dizaines de mètres de la zone de cisaillement des Filabres (Sud de la Sierra de los Filabres). Interprétation en termes de sens de cisaillement entre la direction d'étirement, indiquée par la linéation et l'axe du pli.

Le cas des plis en fourreau (Figure IV.5), même s'il a un lien de parenté clair avec les plis d'entraînement, est plus complexe. Des études expérimentales ont montré que ces plis se formaient de façon passive à partir de défauts ou d'instabilités pour des taux de déformation très importants. Leur observation sur le terrain indique donc des zones de cisaillement intense. Ce type de pli est rare dans les Cordillères Bétiques, le plus souvent observé à l'approche des grandes zones de cisaillement.

1.5 La déformation instantanée

Comme elle a été décrite plus haute, la déformation instantanée représente un incrément de la déformation finie. Chaque incrément, qu'il soit de la même phase tectonique ou pas, qu'il soit coaxial ou pas, est enregistré, au moins en partie, par la roche. Répertorier les différentes structures de la roche et essayer ensuite de déterminer leur chronologie relative sont les bases pour déterminer l'histoire et l'évolution d'une roche ou d'un massif. D'autre part, la cartographie de la linéation, des sens de cisaillement d'une même génération de structures, permet de reconstituer l'histoire d'une région pour un moment donné (stade de déformation). On pourra ensuite connaître l'évolution dans le temps et dans l'espace de cette région en faisant de même pour des ensembles de structures plus tardives.

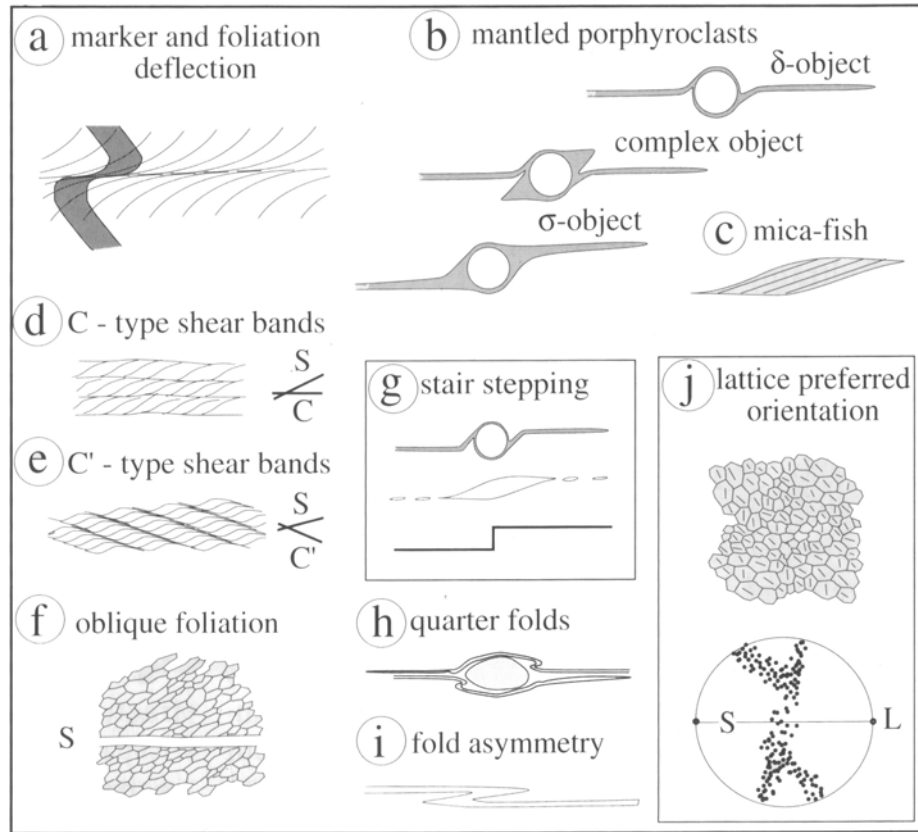


Figure IV.6: Principales structures indicatrices du sens de cisaillement sur le plan XZ; les structures présentées montrant un cisaillement dextre (Passchier et Trouw, 1996).

La figure IV.6 recense les principaux indicateurs du sens de cisaillement. Comme nous l'avons vu précédemment, ces structures cisailantes ne sont en général observables que sur le plan XZ.

2. Article 3

2.1 Présentation de l'article 3

L'article 3 est soumis dans une version corrigée (accepté avec révisions majeures) à la revue « *Tectonics* » depuis le 10 Octobre 2004.

Cet article est la suite logique du chapitre 3. Il est en effet construit pour tenter de répondre aux questions posées dans les articles 1 et 2. Ces deux études ont montré que la phase d'extension responsable de la formation des bassins sédimentaires était méridienne. Cette extension est, de plus, visiblement accommodée par le détachement des Filabres. Cette « découverte » pose un problème par rapport aux directions d'extension déduites de la déformation des roches métamorphiques du mur de cet accident. Celles-ci sont à angle droit avec les directions proposées pour l'ouverture des bassins.

Cet article s'attache également à la signification des dômes métamorphiques de l'Est des Cordillères Bétiqes qui en contrôle la topographie. Le plus important est celui groupant la Sierra Nevada et la Sierra de los Filabres de 150 Km de long et 40 Km de large. Il fait apparaître le complexe Névalo-Filabride « ceinturé » de diverses unités Alpujarrides limitées par le détachement des Filabres. La nature de cet accident, traditionnellement décrit comme un chevauchement, a plus récemment été réinterprétée en zone de cisaillement extensive affectant le complexe Névalo-Filabride d'un étirement E-W associé à un cisaillement Top vers l'Ouest. Le dernier modèle en date (Martinez-Martinez *et al.*, 2002) tentant d'expliquer la signification de ce dôme parallèle à l'étirement, propose un réajustement isostasique en arrière d'un front extensif migrant vers l'Ouest.

Ce modèle explique un grand nombre de faits de terrain mais n'intègre pas, par exemple les directions d'ouverture des bassins pourtant synchrones des derniers mouvements extensifs dans le dômes (Johnson *et al.*, 1997).

Deux caractéristiques semblent importantes dans les relations bassins-dômes : (1) La première est que les bassins ont une disposition quasi-radiale autour du dôme. En plusieurs points les failles normales sont tangentes aux limites du complexe avec des directions centrifuges par rapport à lui. (2) La seconde montre, qu'à l'échelle supérieure, la dynamique régionale est contrôlée par un cisaillement vers l'Ouest comme l'atteste tant les âges de traces de fission (Johnson *et al.*, 1997) et l'âge des premiers sédiments dans les bassins environnants.

Le cisaillement régional vers l'Ouest est indéniable, tant sous des conditions ductiles (Galindo-Zaldivar *et al.*, 1989; Garcia-Duenas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993; Martinez-Martinez *et al.*, 2002) que cassantes (Johnson *et al.*, 1997; Martinez-Martinez *et al.*, 2002), le but de cet article n'est pas de le remettre en question. Néanmoins, un changement de cinématique, au moins locale est nécessaire afin d'expliquer l'apparent paradoxe des directions d'extension. Afin d'y parvenir, les structures affectant les roches métamorphiques sont séparées en grandes phases de déformation aux critères propres. Un avantage de cette étude est qu'*in fine* la chronologie relative des événements est établie depuis les étapes initiales d'épaississement crustal jusqu'à l'exhumation finale des roches métamorphiques, voire plus tard.

2.2 Article 3: Late Orogenic doming in the Eastern Betics: Final exhumation of the Nevado-Filabride complex and its relation to basin genesis

Romain Augier

Laboratoire de Tectonique, UMR 7072, case 129, Université de Pierre et Marie Curie, 4, place Jussieu, 75252, Paris, Cedex 5, France. 00 33 144275907.

Laurent Jolivet

Laboratoire de Tectonique, UMR 7072, case 129, Université de Pierre et Marie Curie, 4, place Jussieu, 75252, Paris, Cedex 5, France. 00 33 144275260.

Cécile Robin

Geosciences, UMR 4661, Université de Rennes I, 263 Ave du Général Leclerc, CS 74205, 35042 Rennes Cedex, France. 00 33 223235727.

Corresponding author: romain.augier@lgs.jussieu.fr

Tel: [00 33] 144275260; Fax: [00 33] 144275085

2.2.1 Abstract

The geometry, timing and kinematics of late-orogenic extension in the Betic Cordillera pose the problem of a decoupling of upper crustal and lower crustal deformation regimes. Perpendicular directions of extension in metamorphic domes and nearby sedimentary basins remain unexplained. This paper puts kinematic constraints on the final exhumation of the Nevado-Filabride complex focussing on the formation of metamorphic domes and their relations with the adjacent basins. Structural fabrics and kinematic indicators as well as their relations with changing metamorphic P-T conditions together with published geochronological data were studied below the main detachment. This approach permits to describe: [i] a consistent top-to-the-west shear parallel to the axis of domes during a HT event with distributed ductile flow and strain localisation at the top of the complex [ii] strain localisation under greenschist facies conditions leading to S-C' mylonites formation below major shear zones accompanied with a strong thickness reduction, [iii] the divergence of shear direction on either limbs of domes in the greenschist facies showing the first apparition of the dome geometry, and [iv] a local evolution towards N-S brittle extension in the upper plate and formation of sedimentary basins. Continuous ductile to brittle top-to-the-West shear is compatible with the slab-retreat hypothesis from the Miocene; the formation of domes adding gravitational forces responsible for the final stages of exhumation is then characterised by important kinematics changes necessary to explain coeval N-S opened basins. Later, from the Upper Tortonian, a contractional event amplified the earlier domal structures forming the present north-vergent folds.

2.2.2 Introduction

Extensional structures such as large-scale detachments play a major role in exhuming metamorphic rocks in syn-orogenic [Platt, 1993; Jolivet *et al.*, 1994; Lister and Raouzaïos, 1996] or late-orogenic contexts [Wernicke, 1981, 1992; Lister *et al.*, 1984; Platt and Behrmann, 1986; Malavieille, 1993; Andersen, 1998]. The most characteristic detachments leading to metamorphic rocks exhumation are associated with the formation of sedimentary basins. The transition through time and space from ductile to brittle regime and a control of the geometry and infill of basins by the extensional detachment is often observed in late-orogenic cases. Close association of metamorphic core complexes and extensional detachments have been described over all Mediterranean regions, in the Alps [Avigad *et al.*, 1993; Henry *et al.*, 1993; Agard *et al.*, 2001], the Aegean [Gautier and Brun, 1994a, b; Jolivet *et al.*, 1998b; Gautier *et al.*, 1999], the Tuscan archipelago and Tyrrhenian sea [Daniel and Jolivet, 1995; Jolivet *et al.*, 1998a] or the Betic-Rif orogen [Crespo-Blanc *et al.*, 1994a, b; Vissers *et al.*, 1995; Azañón *et al.*, 1997; Martínez-Martínez *et al.*, 2002]. The mechanism of formation of these structures and the causes of extension are still debated. Different models such as convective removal of lithospheric root, lithospheric delamination or slab roll-back followed by large-scale gravitational collapse could explain post-orogenic extension [Seber *et al.*, 1996; Malinverno and Ryan, 1986; Platt and Vissers, 1989; Vissers *et al.*, 1995; Lonergan and White, 1997]. In the case of the Aegean Sea, slab roll-back can be demonstrated with a clear migration of the volcanic arc with time from 30 Ma onwards [Le Pichon *et al.*, 1995; Jolivet and Faccenna, 2000]. The case of the Betic-Rif orogen is more complex because the available space for roll-back was much narrower and the present-day geodynamic regime is compressional. Slab roll-back thus involved a complex kinematic evolution from frontal collision to back-arc extension with large-scale block rotations and migration of both compressional and extensional fronts parallel to the orogen [Lonergan and White, 1997; Martínez-Martínez and Azañón, 1997]. It is thus crucial to decipher the respective roles of extension and compression in the formation of the present geometry. Previous studies [Galindo-Zaldívar *et al.*, 1991; Jabaloy *et al.*, 1993] have shown an apparent contradiction between a consistent E-W shear direction in the largest metamorphic dome (Sierra Nevada and Sierra de los Filabres) and the NNE-SSW direction of extension in the nearby basins, especially the Huercal-Overa basin [Mora, 1993, Vissers *et al.*, 1995; Pascual Molina, 1997; Augier *et al.*, submitted].

In order to unravel the kinematics and better constrain the final stages of exhumation of the Nevado-Filabride complex and its relation with the basin infill history, we have undertaken a multi-disciplinary approach to study the Nevado-Filabride and the Alpujarride complexes as well as of the Neogene sedimentary basins deposited above the major shear zones. This paper presents mainly results from the core-complexes while a companion paper [Augier *et al.*, submitted] describes the subsidence history versus the structural evolution of the Huercal-Overa basin and its possible relation with the Nevado-Filabride exhumation. To constrain the exhumation history we used published P-T evolutions associated and radiometric ages.

2.2.3 Geological setting

In the convergent Mediterranean context, large-scale contractional and extensional structures coexist within arcuate orogenic belts such as the Hellenic arc, the Carpathians, the Calabrian arc and the Tell-Rif-Betic chain [Vissers *et al.*, 1995; Martínez-Martínez and Azañón, 1997]. All these orogenic segments display a convex border characterised by outwards motion accommodated by shortening and thrusting and a concave side characterised by large-scale distributed extension [Malinverno and Ryan, 1986; Jolivet *et al.*, 1998a; Jolivet and Patriat, 1999; Jolivet *et al.*, 2003]. These systems evolve with their own internal dynamics not simply related to the overall convergence between Africa and Eurasia [Dewey, 1989; Jolivet *et al.*, 2003; Faccena *et al.*, 2003].

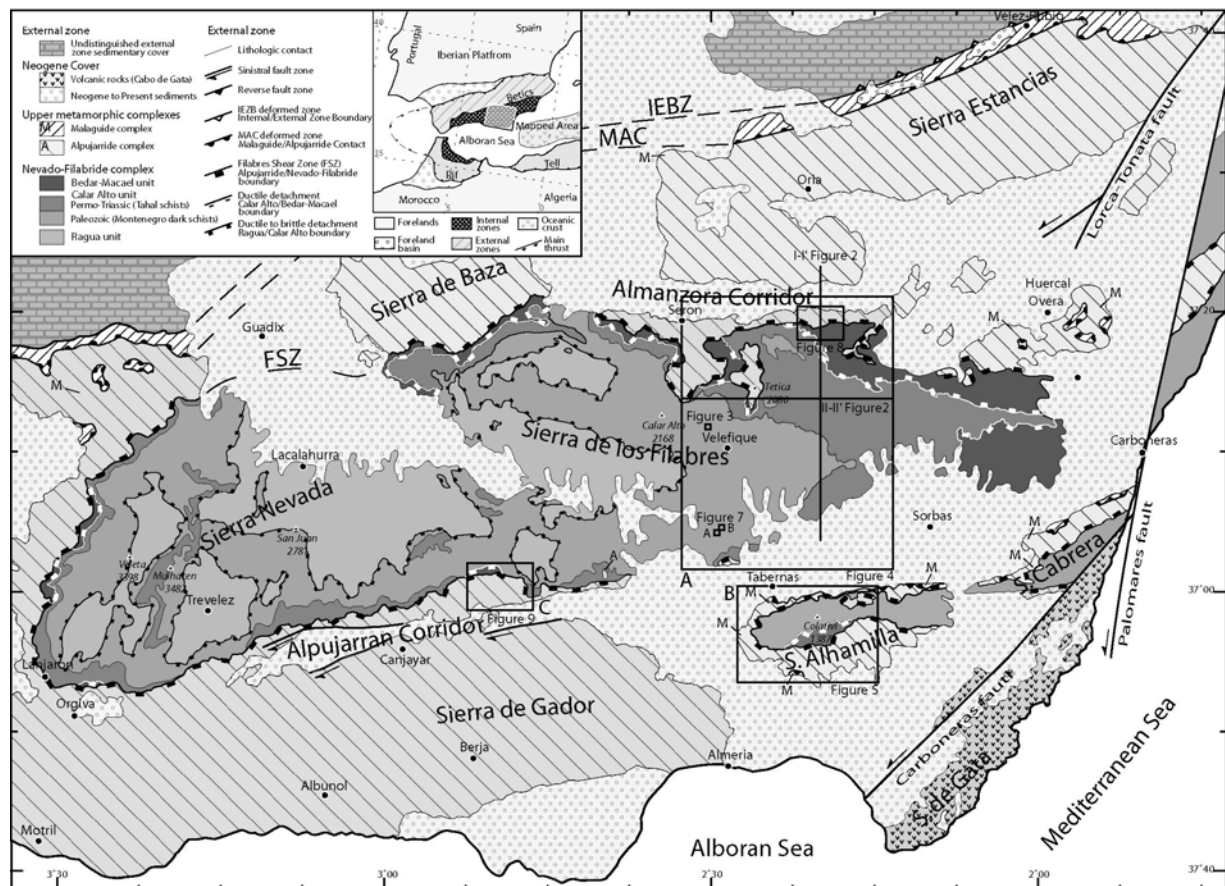


Figure IV.7: Simplified geological map of the Internal Eastern Betics showing the main metamorphic units and tectonic contacts, modified after Vissers *et al.* [1995] and Martínez-Martínez *et al.* [2002]. Shown are the three “metamorphic complexes”, from bottom to top: the Nevado-Filabride (reaching eclogite facies), the Alpujarride (reaching blueschists facies) and the Malaguide (anchizonal conditions). This study focuses on areas illustrated by black boxes.

The Betic cordillera is classically divided into external and internal zones separated by a line running from Cadiz to Alicante (Figure IV.7). The external zones consist of the detached folded and thrustured sedimentary cover corresponding to the Iberian basinal environment and slope (Subbetic) and Iberian carbonated shelf

(Prebetic). The External zones have been thrust on the Hercynian Iberian platform (i.e. Iberian Meseta) towards the north and north-west creating the large Guadalquivir foreland basin filled by a thick serie of Neogene to recent sediments [Allerton *et al.*, 1993; Sanz de Galdeano and Vera, 1992]. In contrast, the internal zones, south of the external zones, consist of numerous stacked metamorphic thrust sheets divided and grouped into three main complexes on the basis of their lithostratigraphic and metamorphic characteristics together with their relative structural position, from top to bottom, the Malaguide, the Alpujarride and the Nevado-Filabride complexes. Stacking occurred during the pre-Miocene in a more easterly position, probably when the Alboran domain was a segment of the continuous alpine system [Royden *et al.*, 1993; Lonergan and White, 1997; Jolivet *et al.*, 2003; Platt *et al.*, 2003; Spakman *et al.*, 2004].

The Nevado-Filabride complex is composed of three main units [García-Dueñas *et al.*, 1988; De Jong, 1991; Vissers *et al.*, 1995] which are, from bottom to top: the Ragua (i.e. ex Veleta, Martínez-Martínez *et al.*, 2002), the Calar Alto and Bedar-Macael units corresponding to the Mulhacen complex [García-Dueñas *et al.*, 1988a]. Each unit encompasses broadly similar lithostratigraphic succession including Paleozoic black schists, light grey quartzites and metapelites traditionally assumed to be Permo-Triassic in age and Triassic metacarbonates. A general agreement exists on the metamorphic evolution of the Mulhacen complex. Many authors recognise an early HP/LT metamorphism reaching eclogite facies followed by a strong recrystallisation during a roughly isothermal decompression in the amphibolite or upper greenschist facies, depending on the unit, before final retrogression in the greenschist facies along a warm gradient [Gómez-Pugnaire and Fernández-Soler, 1987; Bakker *et al.*, 1989; Jabaloy *et al.*, 1993]. As mentioned above, these rocks seem to have been exhumed, at least partly, by intense distributed extensional activity while contemporaneous shortening was affecting the external zones [Platt and Vissers, 1989; Frizon de Lamotte *et al.*, 1991; Vissers *et al.*, 1995; Lonergan and Vissers, 1997, Martínez-Martínez and Azañón, 1997]. Exhumation of the complex was achieved by two distinctive sub-orthogonal extensional events affecting both the Alpujarride and Nevado-Filabride complexes. [García-Dueñas *et al.*, 1992; Crespo-Blanc *et al.*, 1994b; Crespo-Blanc, 1995; Martínez-Martínez and Azañón, 1997]. The first one, Burdigalian-Langhian in age, is accommodated by the Contraviesa extensional fault system affecting the Alpujarride stack by a roughly N-S extension [Crespo-Blanc *et al.*, 1994a, b; Crespo-Blanc, 1995]. Timing of this first extensional event is well constrained with narrow radiometric age cluster from different isotopic systems [Zeck *et al.*, 1989, 1992, 1998, 2000; Monié *et al.*, 1994; Platt *et al.*, 1996] consistent with the age of both syn- and post-extension sediments [Mayoral *et al.*, 1994; Crespo-Blanc, 1995]. The timing and direction of extension are consistent with the opening of the westernmost part of the Algerian basin domain as pointed out by Martínez-Martínez *et al.* [2002]. Exhumation of both Alpujarride and Nevado-Filabride complexes were completed by a set of low angle shear zones belonging to the Filabres extensional fault system [García-Dueñas *et al.*, 1992; Martínez-Martínez *et al.*, 2002]. Extension is mainly accommodated along the Alpujarride/Nevado-Filabride boundary which, in turn show clear E-W to NE-SW extension associated with a top-to-the-west sense of shear [Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989, 1991; García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993].

Contemporaneous sedimentary basins are particularly abundant, cropping out between the basement culminations. Their stratigraphy is relatively similar [Sanz de Galdeano and Vera, 1992] and generally displays two infill events. The first one, Early to Middle Miocene in age is badly preserved followed by unconformable Upper Serravallian to recent thick deposits composing most of the infill. Their evolution has been variously interpreted from compressional to purely extensional. Extensional models, which seems to better explain the Neogene evolution of the Internal zones result from the observation of large-scale extensional features permitting alpine metamorphic rocks to exhume [Platt and Vissers, 1989; Jabaloy et al., 1993; Vissers et al., 1995; Martínez-Martínez et al., 2002]. In the Huercal-Overa basin, most of the basins history is contemporaneous with normal faulting showing syn-rift infill at all scales [Mora, 1993; Augier et al., submitted]. The major normal faults seem to listrically bend into the Filabres shear zone explaining the structural and sedimentary asymmetries of the basin drawing an overall half graben [Vissers et al., 1995; Augier et al., submitted]. Extension responsible for the formation of the basin is NNE-SSW [Mora, 1993; Vissers et al., 1995; Augier et al., submitted].

However, extensional shear zones are not the most recent structures in the Betic cordillera. A well documented still active compressional event then reworked older structures from the Uppermost Tortonian onwards [Weijermars et al., 1985; Vissers et al., 1995]. The major structures produced by this late deformation are the E-W large-scale open folds coeval with basins inversion [Weijermars et al., 1985; Ott d'Estevou and Montenat, 1990; Augier et al., submitted] and the activity of large-scale wrench fault zones [Reicherter & Reiss, 2001; Booth-Rea et al., 2003].

2.2.4 Ductile deformation of the Nevado-Filabride complex and P-T evolution

The Nevado-Filabride complex is characterised by a strong and regionally developed planar-linear fabric (S_2) developed under the major part of the retrograde evolution (D_2 event) associated with a discrete extensional crenulation cleavage C_2 as already pointed out by Jabaloy et al. [1993]. Locally, the relations between the initial bedding (S_0) and the first schistosity (S_1) in the hinges of F_1 folds (D_1 event) are still observable but will not be studied in details in this paper. The overprinting of S_1 by S_2 is clearly visible within the hinges of lineation-parallel folds (F_2). This study focuses on the formation of S_2 and younger events, from the beginning of the retrograde path to the final stages of exhumation under brittle conditions. S_2 is itself deformed by local recumbent curved-hinge folds (F_3) associated with a crenulation cleavage (S_3). Later, during final cooling (D_3 event), extensional crenulation cleavage (C_4) and later brittle deformation (D_4 event) at the scale of the complex completed the exhumation of the Nevado-Filabride complex.

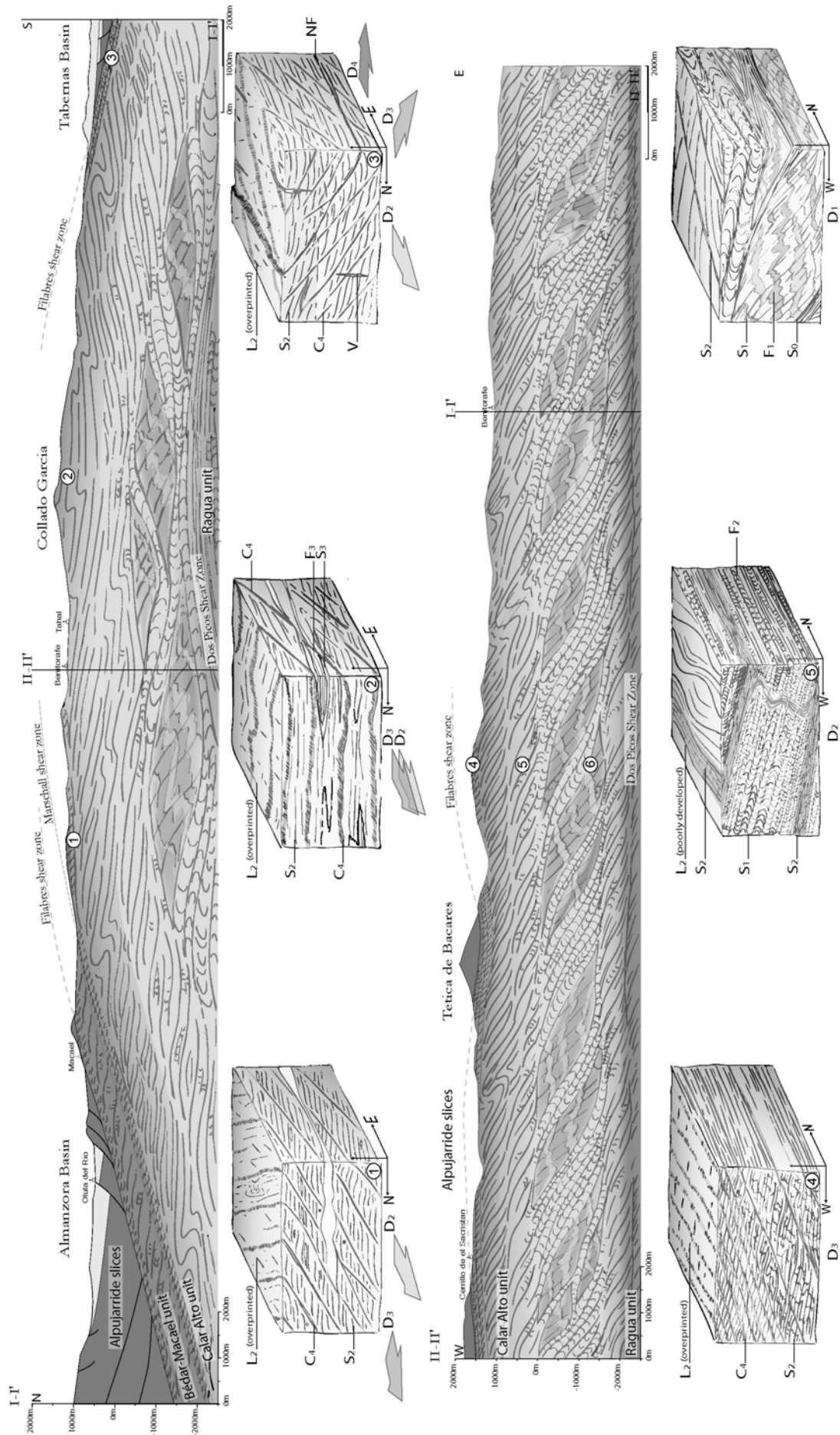


Figure IV.8: Interpretative cross-sections of the Sierra de los Filabres (N-S and E-W, location Figure IV.7) showing the geometrical relations between successive foliations and associated structures. The most penetrative structure is the planar-linear anisotropy S_2 with increasing intensity towards both the upper and the lower boundary of the complex the Filabres Shear Zone and the Calar Alto/Ragua boundary respectively. Note the divergent patterns of the C_4 with respect to L_2 invariably trending E-W. Synthetic interpretative 3-D sketches (noted 1 to 6) inspired from field observations illustrate with more details the relations of structure succession. Shown are the successive deformation events labelled (D_1 to D_4) and associated microstructures. The 3 upper 3-D sketches (sketches 1 to 3) illustrate the lateral variation of the deformation of top of the complex on the N-S cross-section, note the divergent patterns of the C_4 in respect of the L_2 invariably trending E-W. Late brittle deformation is sometime observable like in the southern Sierra de los Filabres where transport direction is consistently southward (sketch 3). The 3 lower 3-D sketches (sketches 4 to 6) rather illustrate the vertical variations of the deformation on the E-W cross-section from the core to the shallower parts of the complex.

2.2.5 Ductile deformation (D1-D2 events)

Relics of early structures (D1)

The intensity of the planar linear fabric and the strong associated metamorphic overprint makes the identification and the study of earlier structures difficult. These structures are nevertheless sparsely preserved in the core of the metamorphic units (i.e. far from the major shear zones, Figure IV.8 and IV.9).

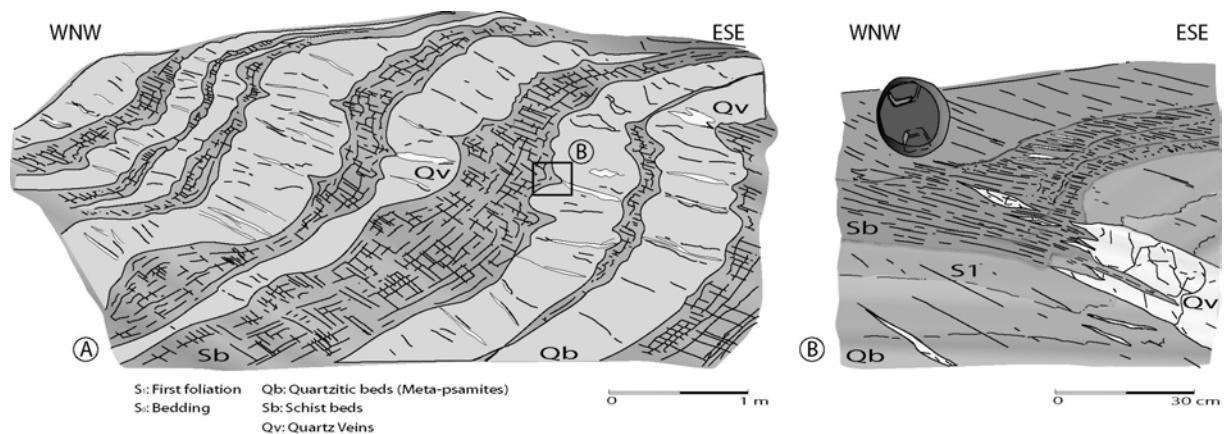


Figure IV.9: Field sketch of an outcrop of the core of the Calar Alto unit in the Paleozoic dark schists (location Figure IV.7). Shown are the relations between initial bedding (S_0) in the text, consisting in quartzites, psammites beds (Qb) and schists beds (Sb), the S_1 foliation and the quartz veins (Qv). This kind of relations is also illustrated in the lower-right 3-D diagram (6) in Figure IV.8.

The relation between the initial bedding (S_0) and a first-phase schistosity (S_1) has already been pointed out by *Langenberg* [1972] and *Vissers* [1981].

S_1 , gently east or south-east dipping is axial planar to asymmetric folds (F_1 folds, Figure IV.8 and IV.9) which are often overturned towards the northwest as already proposed by *Vissers* [1981] and *Jabaloy et al.* [1992]. These structures are related to the early stage of thickening under HP-LT metamorphic conditions [*Vissers*, 1981; *Bakker et al.*, 1989]. S_1 is well developed in the pelitic layers, but not clearly developed within the intercalated quartzites and meta-conglomerates showing instead a first set of quartz veins which trend roughly parallel to S_1 (Figure IV.9). Thus, these veins may form an important amount of the sheared veins observable in the whole complex. In the Sierra Alhamilla, the deformation associated with S_2 and later structures are much more penetrative and S_0 and S_1 are seldom observed as already mentioned by *Platt and Behrmann* [1986].

LP/HT event and the development of S_2 (D2)

In most of the Nevado-Filabride complex, the main structure is a penetrative, gently dipping, planar-linear anisotropy (S_2). Relics of the HP paragenesis strongly deformed by S_2 are preserved in the core of the complex where S_2 is a differentiated crenulated cleavage axial-planar to curved-hinge F_2 folds (mainly parallel to L_2). In this domain, the deformation is dominated by roughly coaxial flow with a strong flattening component reaching a minimum of 250 to 350% of vertical shortening obtained on flattened quartz veins and presents neither lineation nor shear bands (Figure IV.8). In more deformed domains, S_2 foliation carries a strong and penetrative E-W stretching lineation (L_2) which is more intense towards the contact with the Alpujarride complex. Lineation trajectories (i.e. flow lines) are roughly parallel and E-W trending, showing little smaller scale variations (Figure IV.10A).

Similar results were already presented by *Jabaloy et al.* [1993] based on the same kinematic indicators and quartz $\langle C \rangle$ -axis fabric data. At the vicinity of this contact, kinematic indicators such as shear bands ($S-C'$), relatively distributed, noted here C_2 , rotated objects, porphyroblasts and their pressure shadows or asymmetric folds indicate a consistent non-coaxial flow indicating a well regulated top-to-the-west sense of shear. In the Calar Alto unit, which represents most of the studied area, the syn-kinematic paragenesis is characteristic of upper greenschist facies conditions at the scale of the unit. In the lower part of Calar Alto unit, in domains where S_2 escaped from lower greenschists retrogression, thermobarometric data indicate conditions of $510^\circ\text{C} \pm 50^\circ\text{C}$ for $4,3 \pm 2$ kbars [*Jabaloy et al.*, 1993]. This result illustrates the late re-equilibration of S_2 paragenesis which seems to have been stable over a large pressure range at roughly the same temperature as already proposed by [*Gómez-Pugnaire and Fernández-Soler*, 1987; *Jabaloy et al.*, 1993]. The increasing intensity of the fabric towards the top of the complex indicates the possible activity of the (proto?-) Filabres shear zone. The tectonic activity along this shear zone could be responsible for the rapid isothermal decompression of the footwall rocks [*England & Richardson*, 1977; *England & Thompson*, 1984; *Ring et al.*, 1999].

Increasing deformation is also observable towards the boundary between the Calar Alto unit and the underlying Ragua unit with roughly similar kinematics as pointed out by González-Casado *et al.* [1995].

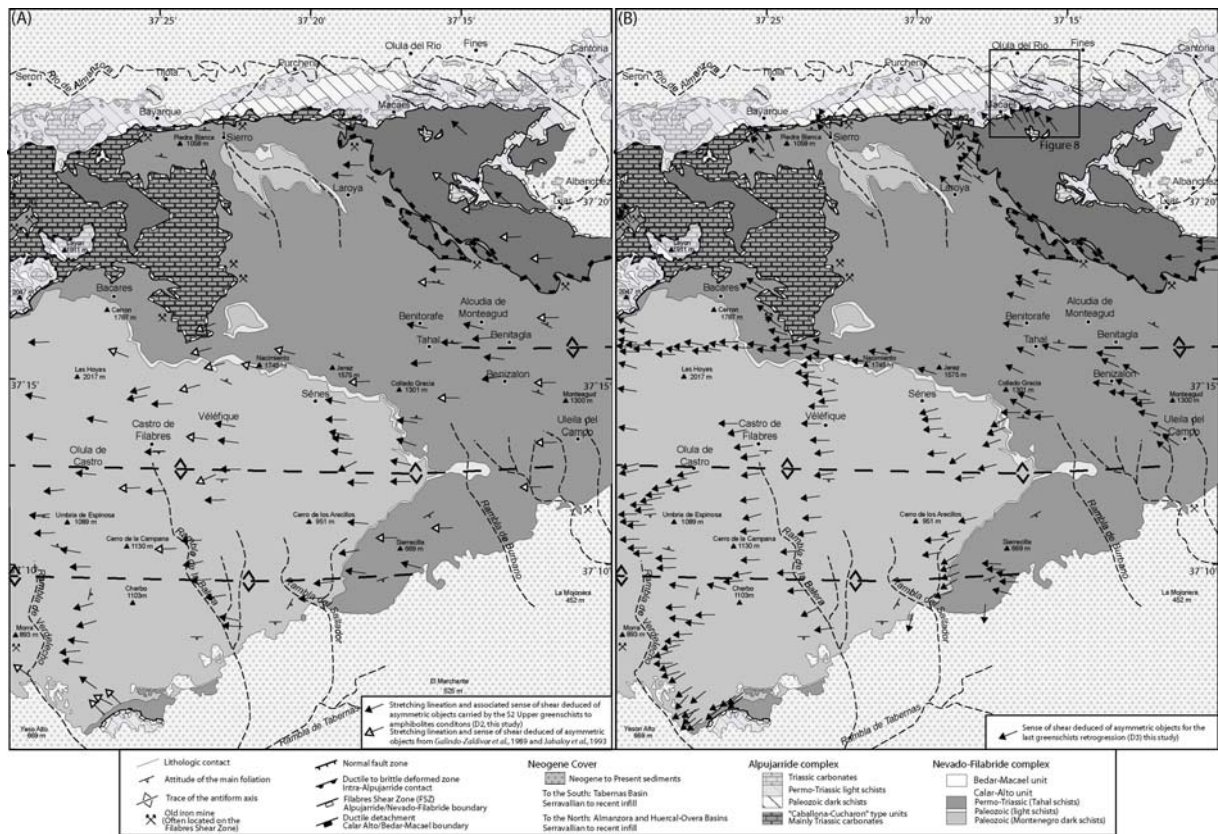


Figure IV.10: D_2 deformation structures in the Central Sierra de los Filabres, after a compilation of the IGME 1/50000 geological maps of Cantoria, Macael and Tabernas.

(A) Stretching lineation L_2 developed under amphibolite and upper greenschist facies (our own data are illustrated by black arrows and data of Galindo-Zaldívar *et al.* [1989] and Jabaloy *et al.* [1993] are illustrated by white arrows). (B) Late stretching lineation developed under greenschist facies shown by the elongated chlorite aggregates on foliation surfaces associated with chlorite bearing late shear bands. Note the transition between well regulated W-directed extension under amphibolite and upper greenschist facies illustrated by ductile flow in an important thickness of rocks and the curved pattern of the late lineations characteristics of the last ductile deformation. This major distinction to the assumption of a doming event between the two stages which added from this moment on the E-W extension a lateral extensional component. Later, under brittle conditions, the situation evolved under to N-S extension which caused the subsidence of the neighbouring sedimentary basins. Also note the location of old iron mines which are often symptomatic for the Alpujarride/Nevado-Filabride boundary [Leine, 1966; Westra, 1970; Torres-Ruiz, 1983].

The S3 foliation

Curved-hinge folds (F_3) affecting S_2 are located in higher positions of the complex. An axial-plane crenulation cleavage of variable intensity developed locally (S_3). The trends of these folds are variable but mostly parallel to the L_2 stretching lineation reflecting an important constrictional component superposed on E-W stretching. The L_2 lineation is locally folded when fold hinges are oblique to the stretching direction. These folds correspond to the F_p folds described by *Jabaloy et al.* [1993] and the F_3 folds of *De Jong* [1991] and *De Jong and Bakker* [1991] who both distinguished two different sets with axis trending N 60°E and N 130°E. We interpret these folds in terms of progressive deformation as a result of the continuation of both E-W stretching and constrictional regime (D_2 event).

2.2.6 Late ductile deformation history of the Nevado-Filabride complex (D3 event)

All previous structures are affected by a late extensional cleavage (C_4). This cleavage, highly penetrative near major shear zones, is restricted to the highest part of the Nevado-Filabride complex also affected by S_2 . The last increments of extensional deformation are accommodated by ductile-brittle and later by brittle structures, low to high angle normal faults.

Late extensional crenulation cleavage

Late extensional crenulation cleavage (C_4) shows a clear increase in intensity upward. It is mainly observed in the Permo-Triassic light schists as well as in the uppermost part of the Paleozoic black schists where overlying lithostratigraphic units are tectonically thinned (Figure IV.8, East of Tetica de Bacares). These late extensional shear bands show clear differences to the S_2 and S_3 fabrics:

* C_4 clearly offsets S_2 , S_3 and all earlier structures (Figure IV.8, stretch 2). When S_3 is not present the distinction between C_2 and C_4 is made according to the greater angle between C_4 and S_2 than between C_2 and S_2 . C_4 are thus much more localised indicating further strain localisation with cooling.

* C_4 is associated with the crystallisation of large amounts of elongated chlorite which clearly postdates the S_2/L_2 paragenesis. Thermobarometric estimates [*Booth-Rea et al.*, in prep] on phengite-chlorite couples [*Vidal and Parra*, 2000; *Trotet et al.*, 2001a, b; *Parra et al.*, 2002] located within C_4 extensional shear bands computed with TWEEQU software [*Berman*, 1991] reveal lower grade conditions than for C_2 - S_2 samples. C_4 is coeval with the last part of the P-T path with cooling from 530°C and 4-3 Kbars to 300-350°C and 2-1 kbars [*Gomez-Pugnaire and Fernandez-Soler*, 1987; *Bakker et al.*, 1989; *Jabaloy et al.*, 1993; *Booth-Rea et al.*, in prep].

The late extensional cleavage affects a thinner zone than S_2 and S_3 , indicating a progressive localisation of deformation (Figure IV.8, stretch 4). The degree of non-coaxiality and the finite strain increase towards the top of the complex.

In the uppermost part of the footwall, late shear bands form a single set of structures and their dip angles show large variations between 15° to 40°. Higher values (60° to overturned structures) are sometimes found and are interpreted to be caused by the rotation of older structures. This domain, and especially the immediate vicinity of the Filabres shear zone, has accumulated the whole cooling history of the complex with a progressive increase of the shear band dip and a strong overprint of older structures. The Nevado-Filabride rocks of the Sierra Alhamilla are all strongly deformed and provide along their southern border one of the most spectacular mylonitic deformation of the studied domain already described by *Platt and Behrmann* [1986].

Below this domain, the deformation is less non-coaxial with the appearance of antithetic shear bands. This conjugate set, however, remains less abundant than the first one with dips varying from 10° to 45°. Locally, in the deepest part of the affected zone, both sets are equally represented, suggesting a larger component of coaxial flow. Below, the S_2/L_2 fabrics are fossilised together with its associated paragenesis (Figure IV.8) without significant rotations allowing the mapping presented on Figure IV.10A.

Large-scale structures associated with the late extensional crenulation cleavage

As a preliminary conclusion, the Nevado-Filabride complex shows a succession of deformation phases which we interpret as a continuous event with strain localisation during exhumation and the transition from a ductile to a brittle regime. S_1 is found only in the core of the complex within isolated lenses preserved from further deformation. An upward increase of shear is observed towards the main contact with the Alpujarride complex with a progressive localisation of deformation showing a continuous top-to-the-west shear sense. In addition, we observed a progressive change in shear direction and a progressive outward orientation of the sense of shear towards the limbs of the Sierras (Figure IV.10B and IV.11). The best example of this pattern at the scale of a Sierra is displayed in the Sierra Alhamilla (Figure IV.11).

The Sierra Alhamilla range forms a large-scale E-W trending open fold which acquired its present geometry during the late Tortonian (D_5 , [*Platt et al.*, 1983, *Weijermars et al.*, 1985]). Here, the Nevado-Filabride complex is divided into two tectonic units. The lower one, which constitutes the main part of the Sierra, corresponds to dark schists and quartzites of the Calar Alto unit, while the upper one, cropping out only in the south, corresponds with its higher-grade metamorphic rocks to the Bedar-Macael unit [*Martínez-Martínez and Azañón*, 1997]. Study of the D_3 deformation reveals a top-to-the-west sense of shear along the antiform axis accompanied by progressive rotation towards the North on the northern limb and towards the South on the southern limb (Figure IV.11 and IV.12).

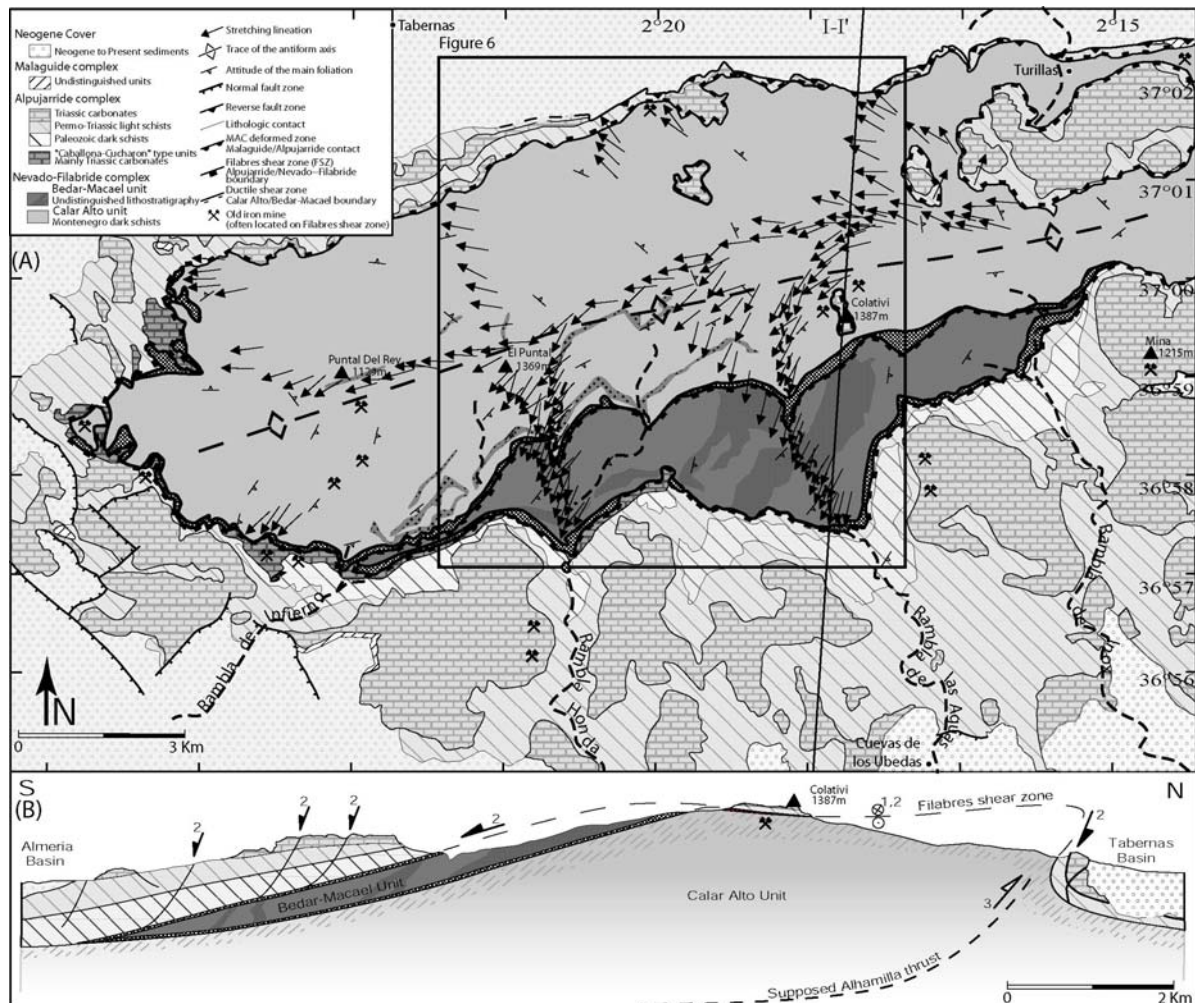


Figure IV.11: D_3 deformation structures on a simplified geological map of the Western Sierra Alhamilla modified after Platt et al. [1983]; Platt and Behrmann [1986]. (A) Late stretching lineation developed under greenschist facies measured on elongated chlorite aggregates on foliation surfaces associated with chlorite bearing late shear bands. Note the curved pattern of the late chlorite lineations characteristics of the last ductile deformation. This distinctive pattern between consistent E-W previous extension leads us to propose the acquisition of domal geometry from the greenschist facies stages. (B) N-S cross section of the Sierra Alhamilla. 1: E-W stretching and top-to-the-west sense of shear (event D_2). 2: Divergent extension, top-to-the-NW to North and top-to-the-SSW to the South (event D_3). 3: Approximately N-S compression with formation of the anticlinorium on a thrust (event D_5).

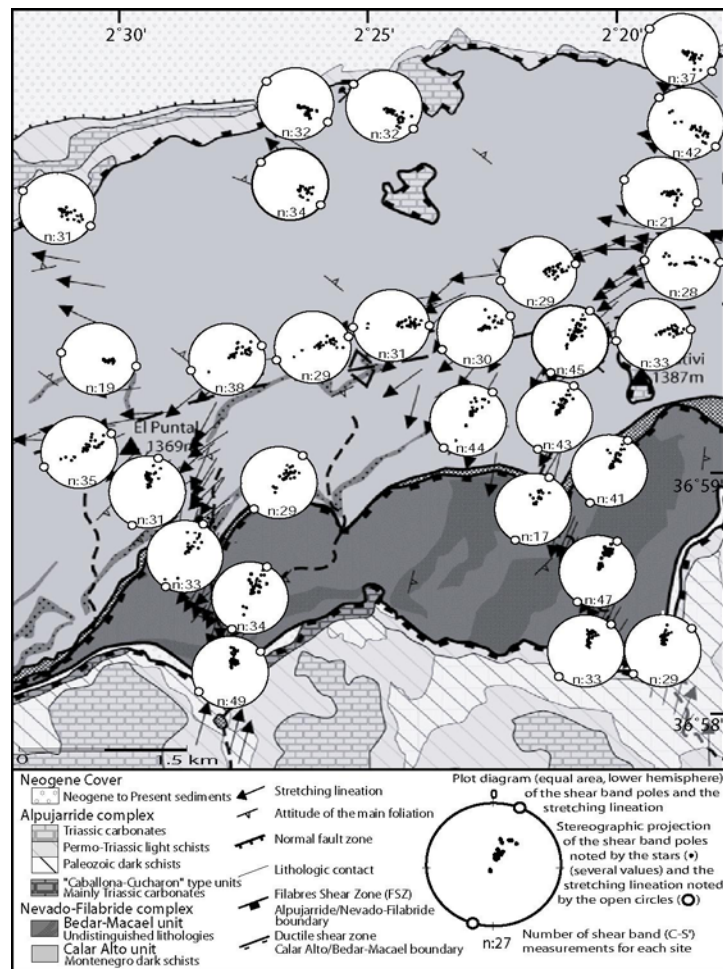


Figure IV.12: D_3 deformation structures in the central part of the Western Sierra Alhamilla.

Note the curved orientation of the C_4 and the late chlorite lineations, a characteristic of the last ductile deformation. C_4 poles are parallel to the lineation in most of the Sierra indicating the reliability of this criterion as kinematic indicator even if the southern Sierra

This pattern was already recorded, but not explained in the structural work of Platt and Behrmann [1986] on the southern limb of the Sierra Alhamilla using quartz <C>-axis analysis. Figure IV.12 displays the orientation of poles of the shear bands and lineations in the central part of the Sierra Alhamilla. These data show the progressive northward and southward rotation of both shear bands and lineations. In the southernmost outcrops of the Sierra Alhamilla the lineation is locally oblique to the transport direction deduced from the extensional shear bands. Platt and Behrmann [1986] used this obliquity to discard extensional crenulation cleavage (ECC) as shear sense indicators in the Sierra Alhamilla and preferred quartz <C>-axis fabrics. Our study shows that this obliquity is only local and that in most of the Sierra, the sense of shear can be deduced from the attitude of ECCs (here labelled C_4). In respect with the intense D_3 deformation, most of the deformation associated with S_2 has been overprinted. L_2 , seldom preserved in lower strain domains, reveal consistent E-W flow. Divergent pattern of both the lineation and the ECCs is also observable at the scale of the central Sierra de los Filabres (Figure IV.10B).

Such a divergence is particularly obvious in the northern limb of the Sierra in the Macael region where later brittle deformation has not reworked ductile features.

Timing of the late deformation events

Monié et al. [1991] and *De Jong* [1991] and more recent studies by *De Jong*, [2001, 2003] show phengite cooling ages around 18-16 Ma here interpreted as the age of the crossing of the $400 \pm 50^\circ\text{C}$ isotherm [*Hames and Bowring*, 1994; *Kirschner et al.*, 1996; *Villa*, 1998; *Agard et al.*, 2001] that is in the vicinity of the brittle-ductile transition. These ages would thus correspond to the beginning of cataclastic deformation along the major detachment surfaces as proposed by *Monié et al.* [1991]. While the end of this event is thus precisely dated, its beginning is much more subject to controversy due to its wide age spectrum [*Monié et al.*, 1991; *López Sánchez-Vizcaino et al.*, 2001; *De Jong*, 2003]. The recent publication of 15 Ma U-Pb ages on zircons from Sierra Nevada pyroxenites supposed to have formed close to the high-pressure peak by *López Sánchez-Vizcaino et al.* [2001] and interpreted by *De Jong* [2003] to indicate the age of the end of the HP event makes the interpretation even more problematic.

2.2.7 Brittle deformation and Neogene basins (D4 event)

The Filabres detachment fault

The Filabres shear zone is also in the brittle regime the major deformation structure cropping out along 250 km around the metamorphic domes. The Filabres shear zone geometry shows ramps cutting downsection towards the west and flats where the detachment is parallel to S_2 [*Martínez-Martínez et al.*, 2002]. Displacement of the hanging wall under brittle conditions is attested by a thick (5-150m) zone of cataclasites, fault-rocks, mylonitic gypsum and carbonate matrix breccias including Alpujarride and Nevado-Filabride rocks derived from the underlying mylonite and ultramylonite zone. We noted the presence of an intercalated unit between the Alpujarride and Nevado-Filabride rocks which is an equivalent of the Balladona-Cucharon unit [*Kampschuur*, 1972] initially described in the Sierra de Almagro [*Simon*, 1963]. It has been widely prospected and exploited because of its intense mineralization with iron ore and other material like barite, gypsum and copper sulphurs (mine symbols Figure IV.10 and IV.11; [*Leine*, 1966; *Westra*, 1970; *Torres-Ruiz*, 1983]).

Smaller-scale brittle structures

Normal faults and veins are widespread. Their abundance however increases towards the major shear zone. In the following we describe brittle structures in both the footwall and the hanging wall of the Filabres shear zone. Field evidences of footwall brittle deformation are provided in the example of the southern Sierra de los Filabres (i.e. Gergal region, Figure IV.13).

Examples of hanging wall are located on the both sides of the Sierra de los Filabres near Macael (Figure IV.14) in the North and near Ohanes in the South (Figure IV.15).

Footwall deformation: the southern limb of the Sierra de los Filabres

The southern central Sierra de los Filabres consist of Paleozoic monotonous dark schists belonging to the Calar Alto unit (Figure IV.13).

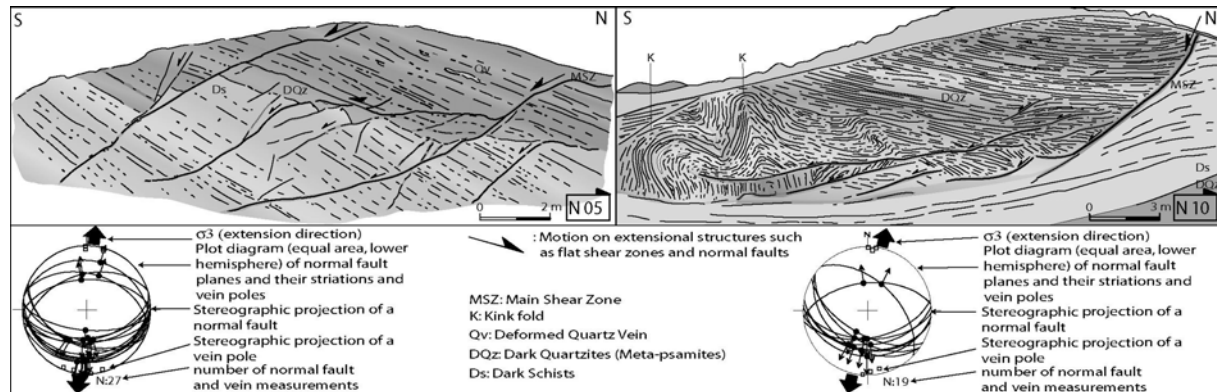


Figure IV.13: Relation between listric faults and kink folds north of Gergal (Figure IV.7). Note, as ever pointed out previously that the main shear zone is characterised by thick fault gauge. Plot diagrams of the main faults of the outcrop (mainly done with faults out of the sketch) interpreted in terms of stress axes (σ_3 , corresponding to extension direction, [Angelier, 1984, 1991]). For the two sites at a distance of 4 km, fault slip analysis reveals a roughly N-S extension with a dominating south-directed tectonic transport.

They are tectonically covered through the Filabres shear zone by minor Alpujarride klippen covered by late Neogene to recent deposits. This area is characterised by a penetrative ductile-brittle to brittle deformation post-dating both the E-W S_2/L_2 fabric and the later top-to-the-SW C_4 shear bands (Figure IV.8, stretch 3).

The most characteristic structures of this region are low-angle normal faults (Figure IV.13) reactivating earlier minor ductile shear zones which listrically bend down into the foliation forming listric faults with large rotations of the hanging wall. Transport on these structures is consistently southward with only a few antithetic normal faults. The footwall unit is also often deformed by kink folds (Figure IV.13) due to both the accommodation of the motion along the flat where the faults terminate and the friction on the faults surfaces. As shown in Figure IV.13 the deformation axis (σ_3) deduced from paleostress analysis of these structures display a clear meridian extension with a dominant south-directed transport (Figure IV.8, stretch 3).

Hanging wall deformation: examples of Macael and Ohanes regions

The Macael (Figure IV.14) region displays one of the clearest evidences of brittle extensional deformation of the Alpujarride rocks linked to the motion along the Alpujarride-Nevado-Filabride contact as already proposed to the west [Orozco *et al.*, 1999].

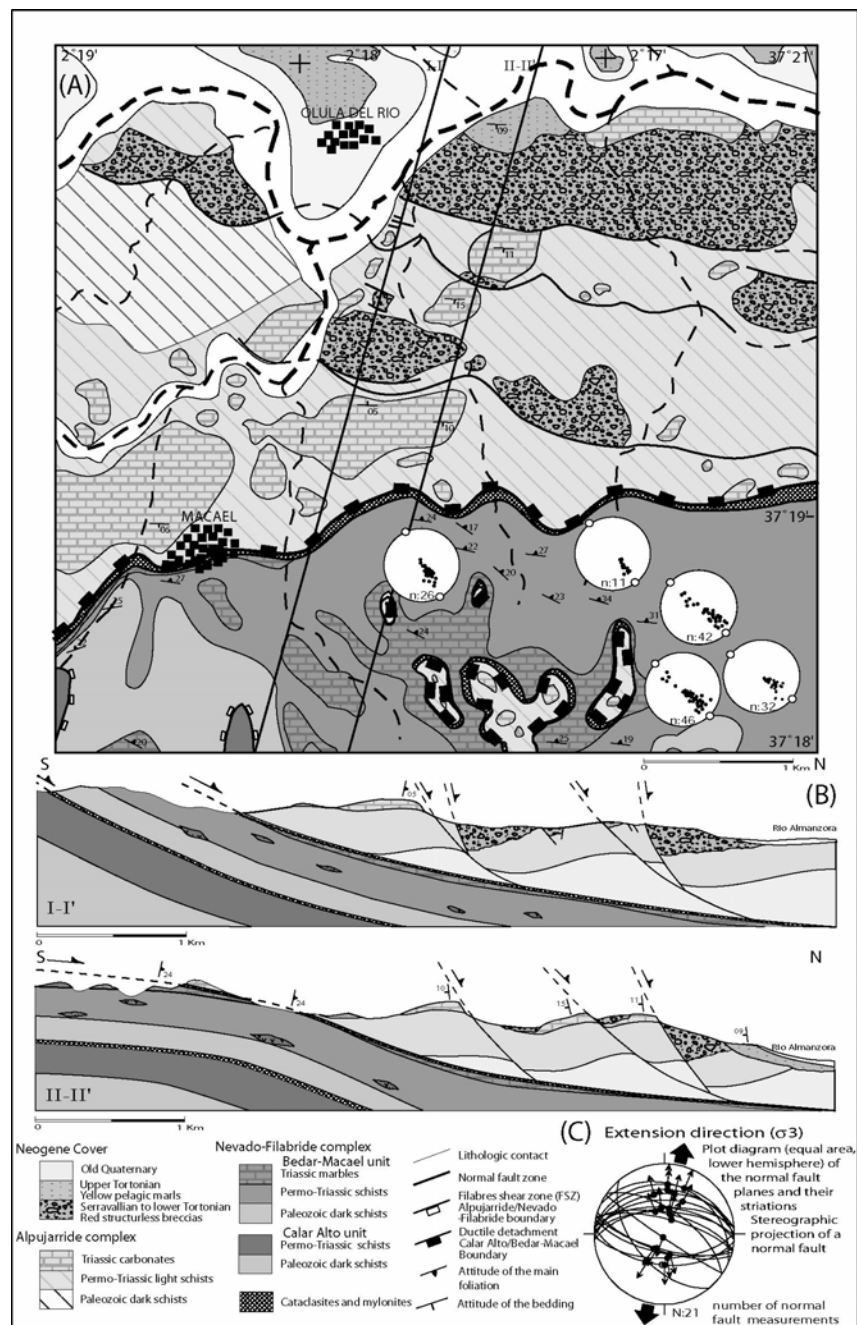


Figure IV.14: (A) Simplified geological map of the Macael region after the IGME 1/50000 geological map of Macael and our own data (location Figure 1). (B) Cross sections parallel to the local direction of brittle extension (NNE-SSW). Note the relation between the normal faults affecting the Alpujarride rocks rooting in the Filabres shear zone. (C) Stereographic projection of the main fault zones interpreted in terms of stress axes (σ_3 , corresponding to extension direction, [Angelier, 1984, 1991]). Brittle extension is NNE-SSW with a clear NNW directed tectonic transport. C_4 poles are parallel to the lineation indicating that last ductile deformation was characterised top-to-the-NNW.

The footwall is composed of the Bedar-Macael Permo-Triassic light schists showing a penetrative greenschist ductile stretching NW-SE to NNW-SSE associated with top-to-the NW to NNW C₄ shear bands which totally overprints earlier structures.

Alpujarride rocks (i.e. Permo-Triassic light schists) are separated from the underlying Nevado-Filabride rocks by the shallow-dipping (15-20°) Filabres shear zone. The whole Alpujarride unit is transected by listric normal faults offsetting and displacing the Alpujarride carbonate rocks by several tens to hundreds of meters. These faults, explaining the tilting of the hanging wall blocks and their bedding and schistosity, root in the Filabres shear zone. The hanging wall half-graben of each structure is filled by red continental breccias assumed to be Serravallian or early-Tortonian in age [Briend, 1981; Briend et al., 1990; Montenat et al., 1990; Mora, 1993; Augier et al., submitted]. The Filabres shear zone and the associated listric faults then seem to control the geometry and the tectonic subsidence of the Almanzora basin with a N-S to NNE-SSW brittle extension (Figure IV.14).

The Ohanes region also displays clear evidence of brittle extensional deformation of the Alpujarride rocks linked to the motion along the Alpujarride-Nevado-Filabride contact (Figure IV.15).

The footwall is mainly composed of the uppermost part of the Bedar-Macael unit which is affected by typical greenschist C₄ shear bands indicating a top-to-the SW to SSW shear sense.

The Alpujarride rocks are separated from the underlying Nevado-Filabride rocks by the (shallow dipping) Filabres shear zone mostly characterised by a several tens of meters thick cataclastic zone of mylonitic gypsum, carbonated breccias of various lithologies and locally iron ores on which root the main normal faults affecting the Alpujarride rocks. The hanging wall syncline of the southernmost normal fault is filled with red continental conglomerates assumed to be Serravallian or early-Tortonian in age [Montenat et al., 1990; Pascual Molina, 1997; Poisson et al., 1999] similar to those previously described. Normal faults then seem to control the geometry and the tectonic subsidence of the Alpujarran basin with a N-S brittle extension (Figure IV.13 and IV.15).

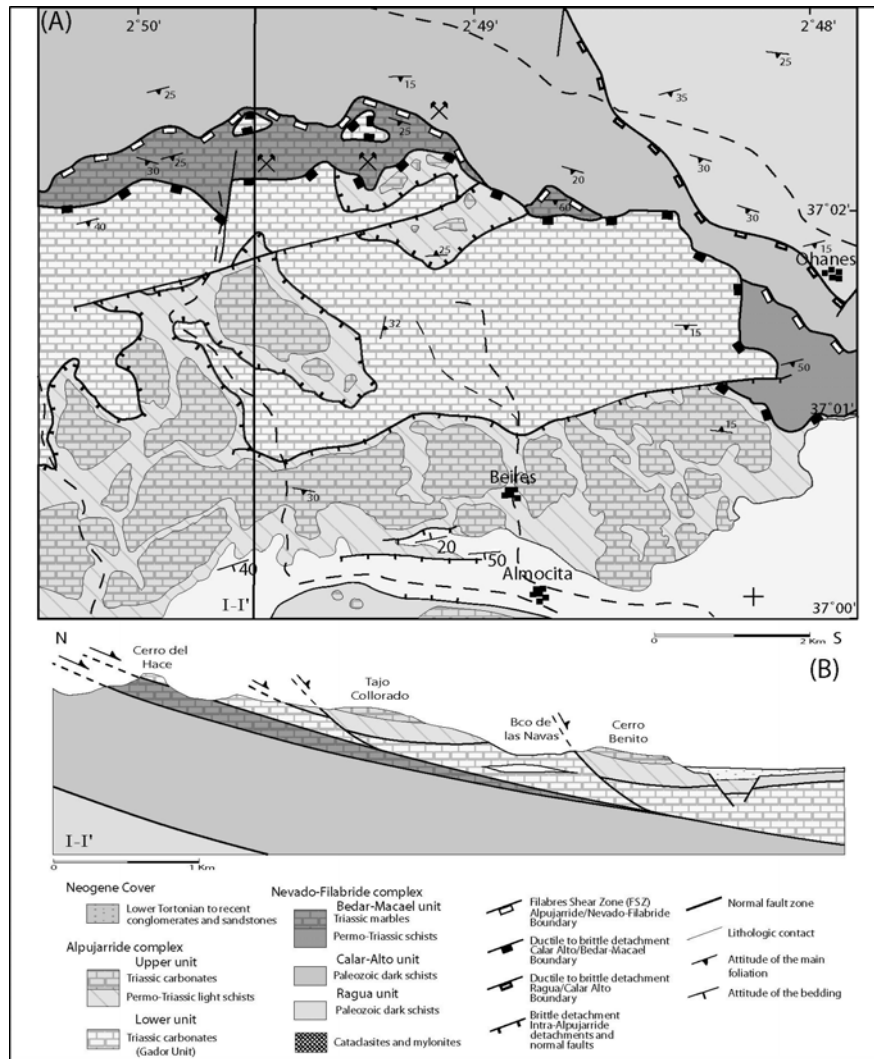


Figure IV.15: (A) Simplified geological map of the Ohanes region after the IGME 1/50000 geological map Gergal and our own data (location Figure 1). (B) Cross sections parallel to the local direction of brittle extension (N-S). Note the relation between the normal faults affecting the Alpujarride rocks rooting in a major detachment fault corresponding to the Alpujarride/Nevado-Filabride boundary.

Extensional basin genesis

Geometry and kinematics of the extensional detachment (Figure IV.14 and IV.15) responsible for the final exhumation of the Nevado-Filabride complex under brittle conditions are consistent with structural and paleostress analysis in the Huerca-Overa basin (NNE-SSW extension) as already proposed by Mora, [1993]; Vissers *et al.*, [1995] and Augier *et al.* [submitted]. Asymmetry of the basins infill can be explained by the asymmetric structural framework of the dome limbs.

Cooling ages data from *Johnson et al.* [1997] on zircons (Closure Temperature (CT) c. 250°C, *Tagami and Shimada*, 1996) and on apatites (CTc. 60-110°C, *Hurford*, 1990; *Gunnell*, 2000) indicate that the final stages of exhumation occurred in the studied segment of the Sierra de los Filabres from 11.9 (± 0.9) to 8.7 (± 2.9) Ma, i.e. during the last increments of extensional deformation on the Filabres shear zone. This result is consistent with the coeval deposition of disorganised red breccias at the base of the sedimentary infill of neighbouring basins (i.e. Tabernas and Huercal-Overa basins, *Kleverlaan*, 1989; *Mora*, 1993; *Vissers et al.*, 1995; *Pascual Molina*, 1997; *Poisson et al.*, 1999; *Augier et al.*, submitted]). These breccias contain the first Nevado-Filabride detritus thought to be of Upper Serravallian to Serravallian-Tortonian boundary age [*Ruegg*, 1964; *Kleverlaan*, 1989; *Briend et al.*, 1990; *Poisson et al.*, 1999; *Augier et al.*, submitted]. Tectonic subsidence of the basins as well as their infill is closely linked with the exhumation of the Nevado-Filabride complex. Thus, brittle deformation on the southern slope of the Sierra de los Filabres (Figure IV.13 and IV.15) which is sealed by Upper Tortonian sediments [*Kleverlaan*, 1989; *Pascual Molina*, 1997; *Poisson et al.*, 1999] indicates the end of extensional motions in the area.

2.2.8 Discussion and Conclusions

Strain localisation along the Filabres Shear Zone

A first-phase schistosity (S_1), related to the stacking event [*Vissers*, 1981; *Bakker et al.*, 1989] is preserved only in low strain domain in the core of the complex where seldom relics of initial bedding (S_0) are also preserved. The planar-linear S_2 fabric formed during retrogression and recrystallisation during decompression from eclogite to amphibolite and upper greenschist facies. S_2 affects a considerable thickness of rocks reaching locally more than 2000m [*Jabaloy et al.*, 1993] strongly overprinting the older fabrics. In most of this domain, S_2 is associated with folds with hinges parallel to L_2 indicating a constrictional component. Kinematic indicators as well as the L_2 are absent or rare in the lower domain illustrating a roughly coaxial or less non-coaxial deformation, while they tend to be less ambiguous and more frequent towards the top of the complex accompanied by the progressive disappearance of S_0 and S_1 features. This indicates an upward increase of strain accompanied by a transition from coaxial flow at depth to non-coaxial flow towards the top and the first evidence of strain localisation along the Filabres shear zone. Younger ductile extensional structures, formed during cooling and final retrogression into greenschist facies conditions, indicate further strain localisation with a strong reduction of the rock thickness affected by both the F_3 folds and the associated S_3 foliation and the C_4 shear bands. Below, S_2 - L_2 parageneses and fabrics are fossilized without any significant later retrogression or deformation. Exhumation is completed by motion on the Filabres shear zone under brittle conditions with formation of thick zones of cataclasites mostly derived from the underlying mylonite zone.

To summarise, the Nevado-Filabride complex is characterised by a progressive strain localisation from the core, where structures pre-dating S_2 are preserved towards the top of the complex where all the deformation is progressively concentrated along the Filabres shear zone. This spatial evolution observable down-section from the Filabres shear zone has then to be considered as a time section on which both the prograde (however, difficult to reconstruct) and the retrograde evolution of the complex is recorded. This evolution will now be used as a guideline for studying the evolution of the deformation, not in vertical as already presented but rather on the horizontal plan.

Dome formation and local implications

In an attempt to describe the formation of metamorphic domes and the formation of the surrounding basins, we propose the following model (Figure IV.16). After a consistent top-to-the-west shear under amphibolite and upper greenschist conditions (Figure IV.16B) prevailing during, at least, a part of the retrograde evolution, final exhumation was in turn characterised by important kinematics changes. Yet, during final retrogression in greenschist facies, both the stretching lineation and the shear bands indicate divergent extension directions.

As seen above, we interpret such appearance of a divergent pattern as the first evidence for the formation and uplift of the domes at depth (Figure IV.16C). Acquisition of domal geometry implies creation of forces controlled by the newly formed "slopes" of the domes which are added to the overall E-W crustal stretching. The situation then evolved under brittle conditions with an amplification of this pattern while the rocks completed their exhumation, leading to local predominance of N-S extension. Cooling ages [Johnson *et al.*, 1997] illustrate that the core of the dome were exhumed earlier than their adjacent limbs as already mentioned by Martínez-Martínez *et al.* [2002], in addition of a progressive younging of the fission-tracks ages towards the west [Johnson *et al.*, 1997]. This result is also confirmed by older structural studies reporting down-slope motion of Alpujarride klippe along the Filabres shear zone [Langenberg, 1972; Orozco *et al.*, 1999] whose association with normal faults in the hanging wall controls the deposition of Serravallian conglomerates forming the base of the basins infill. This also explains the marked asymmetry of the basins, half graben shaped, resulting from the geometry of the Filabres shear zone dipping away from the dome, supported by the asymmetry of the still active Granada basin with an eastern faulted contact.

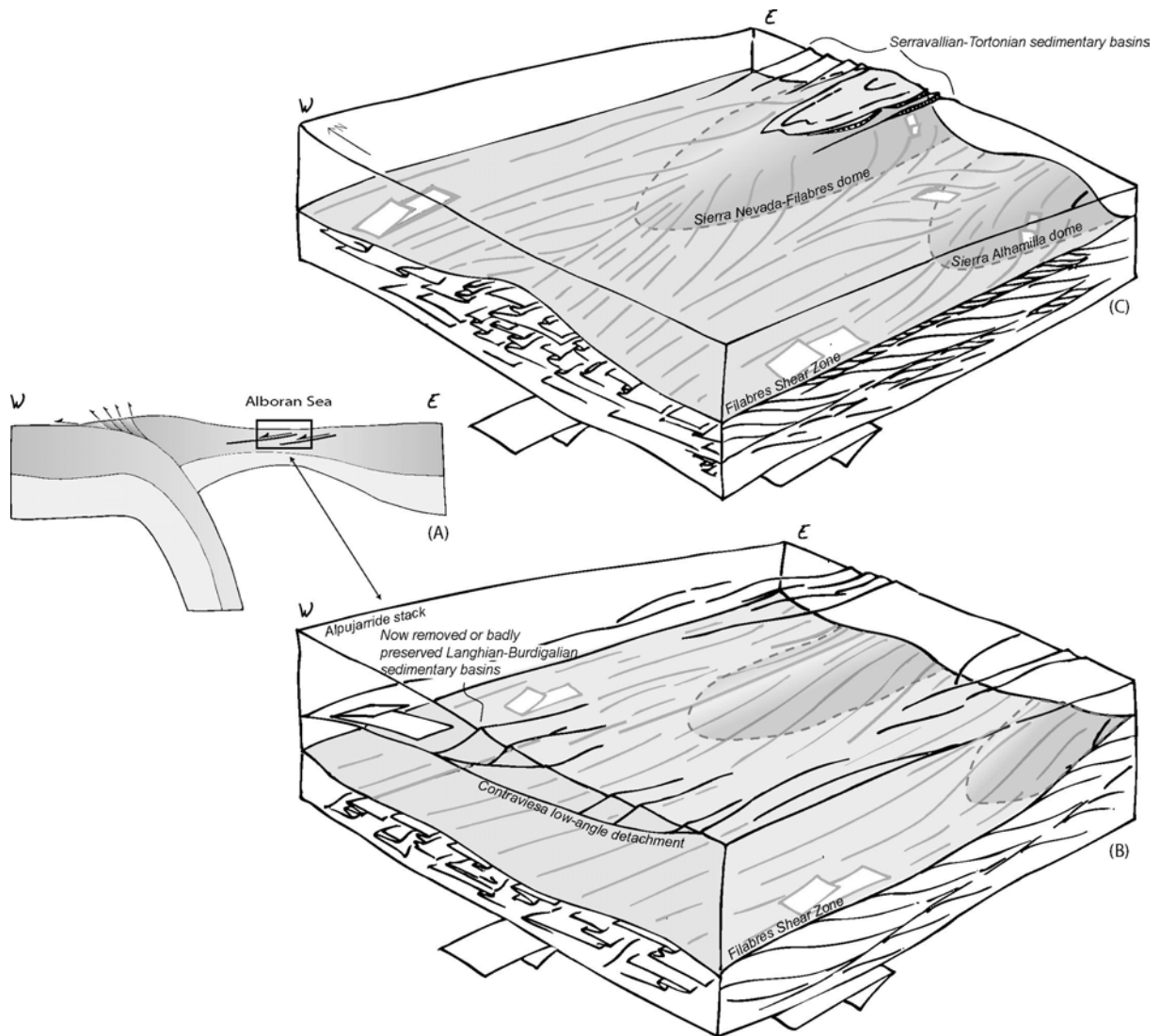


Figure IV.16: 3-D sketches showing the evolution of the Nevado-Filabride complex exhumation in two stages: [A] Deformation is mainly accommodated by the Filabres shear zone characterised by a regional top-to-the-west sense of shear. This deformation produced in the footwall block (i.e. Nevado-Filabride complex) the S_2/L_2 fabrics. Note the well regulated E-W trend of the L_2 lineation. [B] Situation during the cooling under greenschist facies conditions. Domal framework is progressively acquired which superimposed on the overall E-W extension a lateral extension component (i.e. down-slope, roughly N-S motion). Listric normal faults root in the reactivated Filabres shear zone and control the subsidence of basins such as the Huercal-Overa and the Tabernas basins.

The divergent pattern of greenschist lineation makes a gradual transition from the E-W ductile extension to late local N-S brittle one. Extension is, however principally controlled by E-W crustal stretching coupled with N-S gravitational collapse induced by the uplifting of domes. Brittle extension is then not only related to overall crust stretching but rather by dome frameworks.

Proposed model reconciles the paradox of E-W ductile deformation and the sub-radial brittle extension responsible, in the Eastern Betics for the formation of the Neogene basins at right angle from the ductile extension.

Discussion on the mechanism of dome formation

Evolution of the E-W trending large-scale open folds, which characterise the first order structure and topography of the eastern Internal Betics, have been a point of debate for a long time. These folds have first been interpreted so far from only resulting from the post-Tortonian contractional event [Platt *et al.*, 1983, Weijermars *et al.*, 1985; Montenat *et al.*, 1990; Sanz de Galdeano and Vera, 1992] to pure isostatic structures due the progressive unroofing of the footwall unit by major detachments [Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989, 1991; Martínez-Martínez *et al.*, 2002] as often proposed [Wernicke, 1992; Axen *et al.*, 1995; Avigad *et al.*, 1997]. First evidence of the domes uplift is indicated by appearance of diverging extensional direction marked by C₄ shear bands post-dating E-W syn-S₂/L₂ stretching. Last mineral re-equilibrations of the S₂/L₂ fabrics occurred at P-T conditions of the order of 550°C for 3-4kbars [Gómez-Pugnaire & Fernández-Soler, 1987; Bakker *et al.*, 1989; De Jong, 1991; Jabaloy *et al.*, 1993; Augier *et al.*, submitted]. Domal geometry is then acquired at a depth of the order of 10 km (assuming a 2,85 density crust). Nevertheless, last model of dome formation [Martínez-Martínez *et al.*, 2002] puts forward isostatic readjustment of the extensional thinned crust behind an extensional front progressively migrating westward. This model well explains the large-scale structures but does not account either for the kinematic changes, under brittle conditions necessary to explain the contemporaneous formation basins nor for the early formation of the dome, already visible in the greenschist facies.

In addition, significant constrictional component is often visible on the field at different scales, with the example of the F2 and F3 folds. The formation of domes parallel to the direction of stretching has already been explained elsewhere as the result of constrictional extension bounded by perpendicular compression [Hartz and Andersen, 1994; Lammener and Weger, 1998]. In turn, domal geometry has been strongly amplified by the contractional event that occurred during the Upper Tortonian [Weijermars *et al.*, 1985; Ott d'Estevou *et al.*, 1990; Vissers *et al.*, 1995]. It is attested, for example, by the formation of the Sierra Alhamilla anticlinorium which is thrust onto folded and overturned Upper Tortonian sediments [Weijermars *et al.*, 1985; Kleverlaan, 1989]. This contractional event was responsible for the uplift of the entire Alboran domain disconnecting the now emerged basins from the Alboran Sea [Comas *et al.*, 1992] lifting Messinian and Pliocene marine marls up to 1000m [Martínez-Martínez *et al.*, 2002], and for the formation of the Sierras as well as for the activity of large-scale strike slip faults such as the Palomares and the Carboneras left-lateral faults (Figure IV.7). Present day domes are then to be considered as, for a part, formed from the Upper Tortonian onwards as a result of the still active compressional event.

Larger-scale implications

Convergence between Africa and Eurasia (Dewey *et al.*, 1989; De Mets *et al.*, 1990; Mazzoli and Helman, 1994) does not explain the arcuate shape of the Rif-Betic orogenic system. Early models involved an Alboran microplate moving westward [Andrieux *et al.*, 1971; Leblanc et Olivier *et al.*, 1984; Sanz de Galdeano, 1990] which collided as a rigid block both with Africa and Iberia margins. This hypothesis was then abandoned with the discovery of large-scale distributed extension of the Alboran domain [Platt and Vissers, 1989; García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993; Crespo-Blanc *et al.*, 1995]. This led to alternative models involving either delamination of lithospheric mantle [Platt *et al.*, 1998], extensional collapse caused by convective removal of a previously thickened lithospheric root [Platt and Vissers, 1989; Vissers *et al.*, 1995] or back-arc extension behind a westward retreating subduction, including the strong thinning of the Alboran “plate” [Malinverno et Ryan, 1986; Royden 1993; Lonergan and White, 1997; Gutcher *et al.*, 2002; Platt *et al.*, 2003; Spakman and Wortel, 2004].

Our study shows consistent E-W stretching during the most part of the exhumation of the Nevado-Filabride complex from the lower crust which is completed by brittle deformation. First evidences of such E-W extension appeared during the formation of S₂. Attempts of dating the thermal event associated with the last mineral re-equilibrations on S₂ indicate ages of 20 Ma [Monié *et al.*, 1991] coeval with the thermal event affecting the Alpujarride complex [Zeck *et al.*, 1992, 1998; Monié *et al.*, 1994; Platt *et al.*, 1998; 1999].

Platt *et al.* [2003] have demonstrated that, at the same time, the Alboran domain was at least located 250 km eastward of its present position with respect to Iberia forming the termination of the alpine collisional orogen [Rosenbaum *et al.*, 2002; Jolivet *et al.*, 2003]. The Alboran orogen, in its early E-W extensional collapse phase then started its migration towards the West. Our data are then in favour of the slab-retreat model; the Filabres shear zone being one of the major extensional structure accommodating back-arc extension (Figure IV.16A).

2.3 Conclusions principales et remarques complémentaires

[1] L'étude a permis de montrer l'évolution de la déformation depuis les zones peu déformées du cœur du complexe vers les zones de cisaillement limitrophes très déformées, en particulier la limite Alpujarride/Nevado-Filabride au sommet du complexe (zone de cisaillement des Filabres). L'examen structural de plusieurs coupes au travers des zones de socles tant dans la Sierra de los Filabres que dans la Sierra Alhamilla a, en effet permis de remonter à des structures précoces caractéristiques des stades d'épaississement crustaux (D1) et de répertorier 3 phases d'extension responsables de l'exhumation des roches (D2, D3 et D4), les effets de l'épisode compressif Tortonien Supérieur (D5) n'affectant pas directement les roches mais plutôt la géométrie d'ensemble.

[2] Les trois phases D2, D3 et D4 forment un continuum d'extension montrant une progressive localisation de la déformation aux abords de la zone de cisaillement des Filabres. On constate durant l'épisode D2, caractérisé par une décompression

importante des roches sans réchauffement significatif (Gomez-Pugnaire et Fernandez-Soler, 1987; Bakker *et al.*, 1989), la formation de la S2 (Galindo-Zaldivar *et al.*, 1989; Jabaloy *et al.*, 1993). Le développement de la S2 est associé à un fort aplatissement (cisaillement pur formant la crénulation S1/S2) au cœur, alors que la déformation s'intensifie fortement vers le sommet du complexe où la S2 est si pénétrative que la S1 n'y est pas préservée. Cette intensification de la déformation est accompagnée par l'apparition d'une linéation d'étirement L2, également d'autant plus pénétrative qu'on se rapproche du sommet du complexe. Les stades tardifs de rétro-morphose dans les conditions du faciès schiste vert (D3) sont caractérisés par une forte réduction de l'épaisseur de roche affectée par la déformation. La déformation est ensuite accumulée, sous les conditions cassantes, par le jeu sur la limite Alpujarride/Nevado-Filabride (détachement des Filabres) et la formation d'épaisses séries de cataclasites (pouvant atteindre 150 m).

[3] L'étude, cette fois en carte, de la déformation associée à chacune des phases (D2, D3 et D4), montre que l'essentiel de la déformation est contrôlée par un étirement crustal de direction E-W.

[4] Après l'épisode D2 durant lequel l'étirement est systématiquement E-W, associé à un cisaillement « top vers l'W » sur la zone étudiée, le stade D3 montre un important changement de cinématique avec des directions d'extension devenant divergentes. Les sens de cisaillement restent « top vers l'W » sur le sommet des dômes métamorphiques, mais s'orientent « top vers le NW » au Nord et « top vers le SW » au Sud. Ce changement de cinématiques, fréquent en contexte post-orgogénique (Jolivet et Goffé, 2000) est ici interprété comme la formation et le soulèvement de dômes (Sierra de los Filabres et Sierra Alhamilla). L'effet de l'apparition progressive d'une géométrie en dôme allongé dans la direction d'étirement ajoute à l'extension E-W une composante d'extension de type gravitaire sur les « pentes » des dômes. Cette situation s'amplifie sous les conditions cassantes avec la réactivation locale du détachement des Filabres avec des directions N-S. Ce point mérite d'être décrit en détail.

[5] La structure des flancs des dômes est comparable au Nord et au Sud. La géométrie de ces zones est relativement simple avec des failles normales s'enracinant en profondeur sur le détachement des Filabres. Deux remarques sont cruciales :

(a) Les failles normales principales contrôlent, dans les deux bassins limitrophes, le dépôt des sédiments attribués au Serravallien Supérieur (proche de la limite Serravallien-Tortonien; Ruegg, 1964; Kleverlaan, 1989; Briend *et al.*, 1990; Mora *et al.*, 1993; Pascual-Molina, 1997; Poisson *et al.*, 1999). Ces séries sédimentaires forment, la base des dépôts des bassins de Huercal-Overa et de Tabernas ainsi que leur prolongement Ouest (couloir de l'Almanzora et des Alpujarras respectivement). Le remplissage des bassins semble donc directement contrôlé par l'activité de ces failles normales.

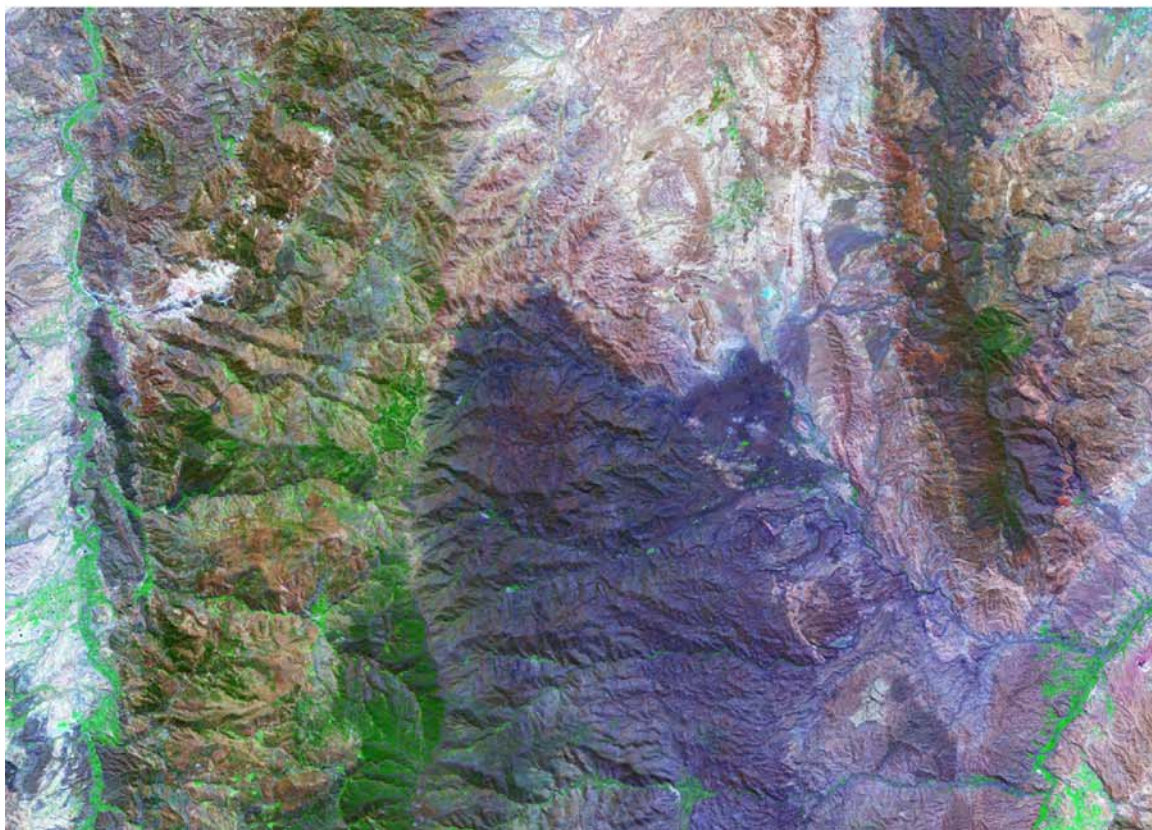
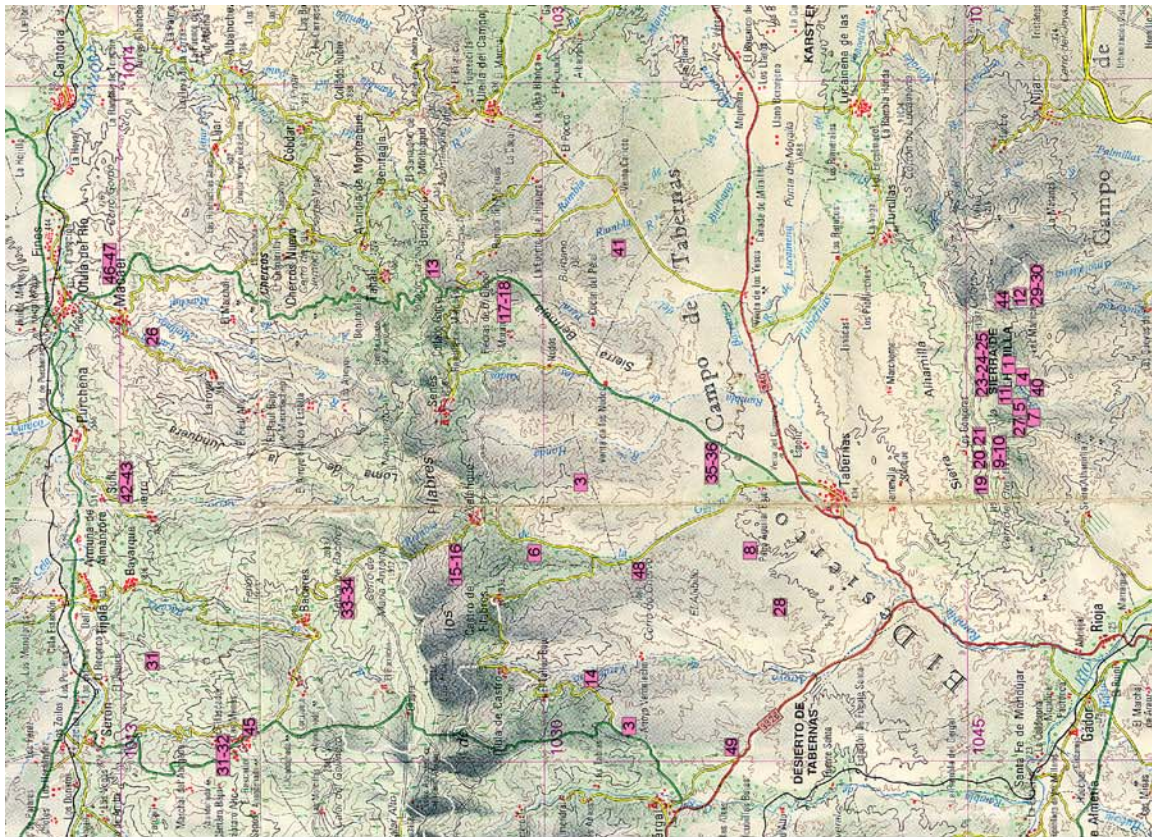
(b) La cinématique de ces systèmes extensifs en « blocs basculés » sur détachement indique une extension méridienne avec des transports tectoniques vers le Nord au Nord du dôme et vers le Sud au Sud compatibles avec celles déduites de l'analyse de la couverture des bassins (articles 1 et 2).

[6] La cinématique de l'exhumation (extension principalement E-W) ainsi que l'évolution métamorphique du complexe Névalo-Filabride sont en accord avec le

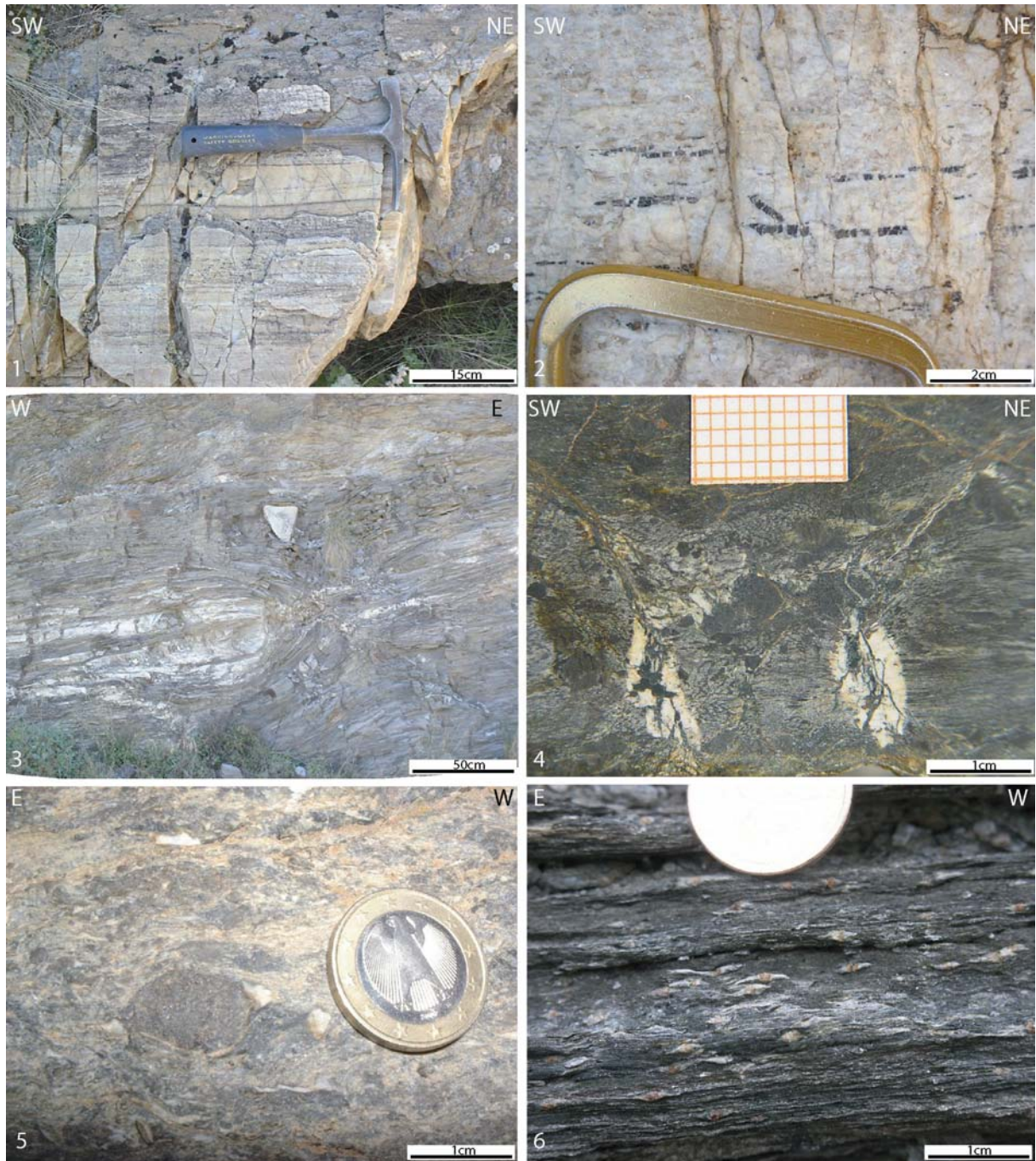
retrait de la zone de subduction vers l'ouest (Royden, 1993; Spakman et Wortel, 2004). La zone de cisaillement des Filabres accommode donc une partie de l'extension, en contexte d'arrière-arc. La dynamique néogène de l'arc Bétiques-Rif est visiblement contrôlée par un moteur plus local induisant des directions d'extension E-W alors que le contexte aux limites est une convergence N-S. La formation des dômes, durant les stades ultimes de l'exhumation du complexe Névado-Filabride indique, un autre ordre de contrôle, plus local, de la déformation; la direction d'extension des bassins sédimentaires étant orthogonale à l'étirement E-W.

L'étude structurale des dômes métamorphiques permet donc de proposer un nouveau modèle expliquant tant la « grande échelle » avec la compatibilité de l'extension avec le retrait du slab sous la mer d'Alboran que l'échelle plus locale avec la formation des bassins. Ainsi, peut on expliquer la formation et l'évolution des bassins sédimentaires à « angle droit » avec la direction d'extension régionale avec l'acquisition d'une géométrie en dôme.

3. Annexes

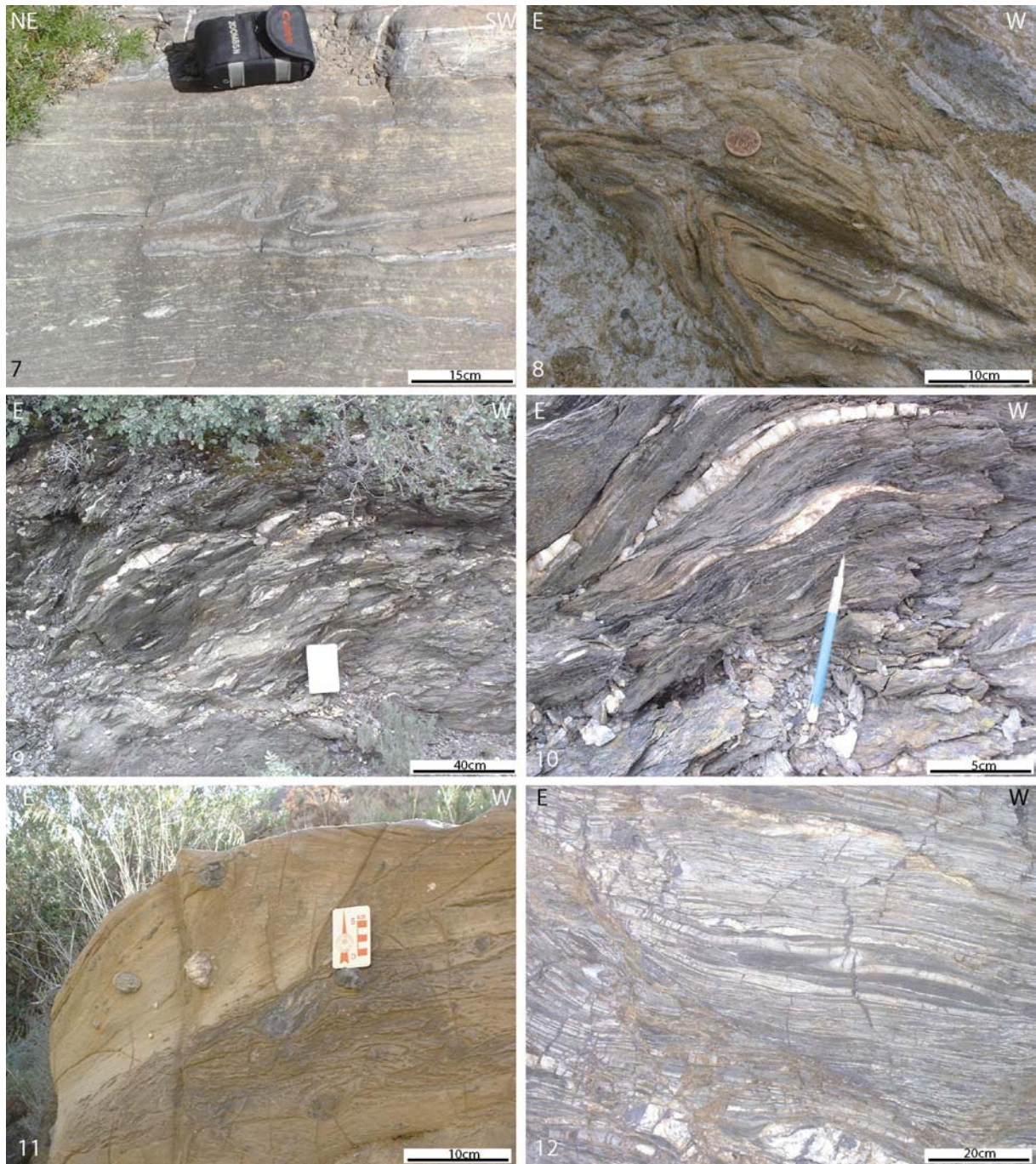


Annexes IV.A: Carte de localisation des affleurements d'où ont été prises les photos suivantes.



Annexes IV.B: Exemple d'indices de déformation instantanée

- 1) Veines de quartz (parallélisées à la foliation mylonitique) étirées indiquant la direction d'étirement X (S de la S. Alhamilla).
- 2) Cristaux de tourmaline étirés dans un métagranite; la tourmaline est boudinée car étant plus résistante que la matrice quartzo-feldspathique environnante (linéation minérale) (S de la S. Alhamilla).
- 3) Boudinage symétrique de niveaux de quartzites dans le plan ZX (contenant la linéation); la déformation est relativement coaxiale (sommet de la S. de los Filabres).
- 4) Boudinage symétrique dans des mylonites. L'espace « ouvert » entre les boudins est rempli par du quartz et de la chlorite. La déformation est relativement coaxiale; les veines localisent visiblement un système conjugué de fractures (S de la S. Alhamilla).
- 5) Grenat centimétrique montrant des cristallisations protégées asymétriques, cisaillement vers l'W (S de la S. Alhamilla).
- 6) Grenats montrant des cristallisations protégées asymétriques, cisaillement vers l'W (Sommet de la S. Alhamilla).



Annexes IV.B (Suite): Exemple d'indices de déformation instantanée

7) Plis d'entraînement d'axes perpendiculaires à la linéation (plan ZX), cisaillement vers le SW (S de la S. Alhamilla).

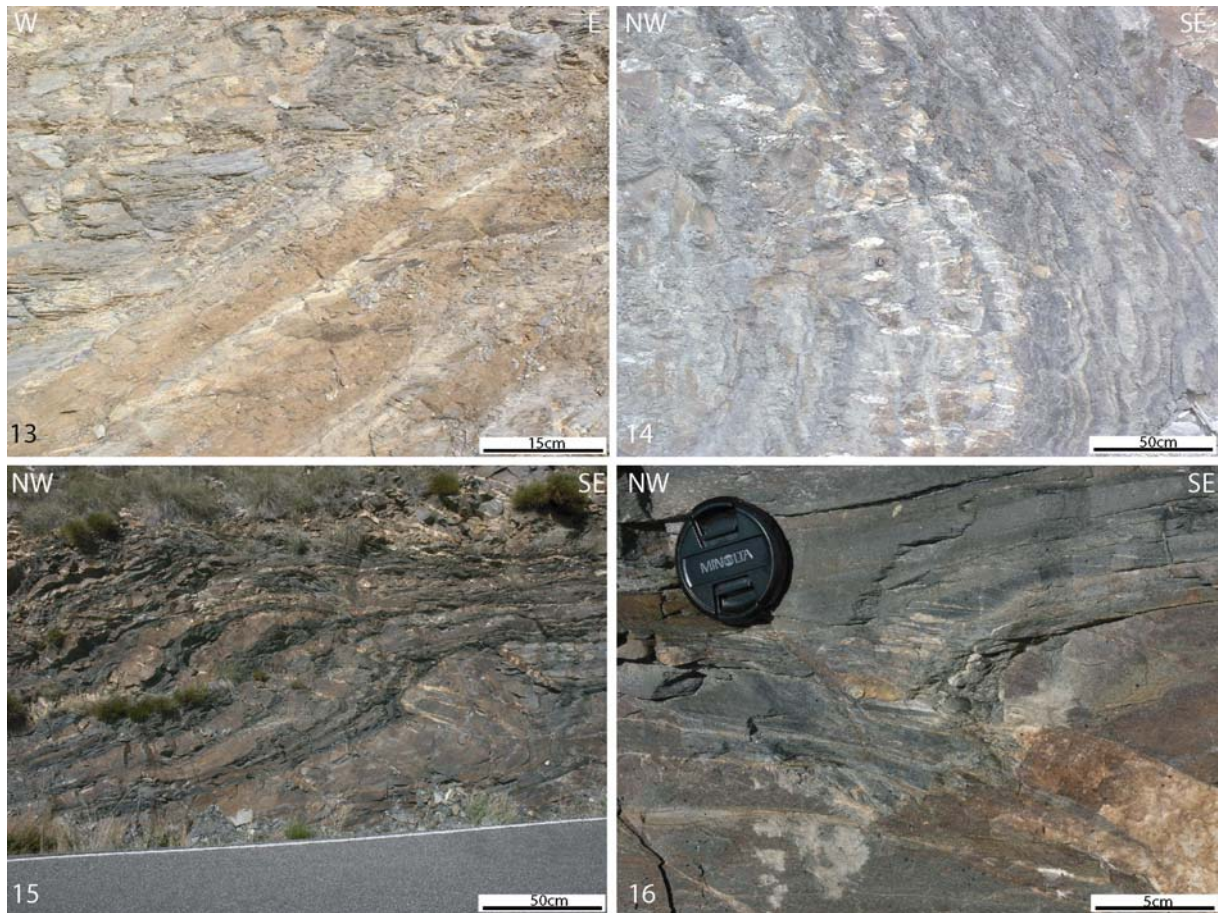
8) Section dans le plan YZ d'un pli en fourreau en, cisaillement (fort) vers le S (N200) (S de la S. de los Filabres).

9) Mylonites S-C' indiquant un cisaillement vers l'W (Sommet de la Sierra Alhamilla).

10) Détail d'une partie de l'affleurement précédent montrant des bandes de cisaillement à plus petite échelle (déformation pénétrative).

11) Niveau carbonaté mylonitique à blocs « exotiques » de quartz, schistes à grenats et amphibolites basiques. Ce niveau est caractérisé par de nombreux plis en fourreau.

12) Alternance de métapélites et de niveaux plus quartzitiques. Cet affleurement montre de nombreuses structures tant ductiles que cassantes : des bandes de cisaillement (centre), des plis d'entraînement (d'axe perpendiculaire à la linéation), une faille normale (pendage et transport vers le sud) et des fentes de tension remplis d'oxydes de Fer (S de S. Alhamilla). Tous ces critères indiquent une extension E-W et un cisaillement vers l'W.



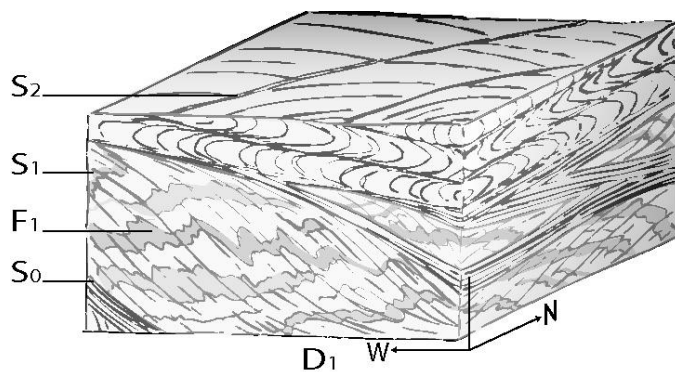
Annexes IV.C: Relique de l'épisode D1

13) Détail d'un affleurement montrant la foliation S1, horizontale, relativement pénétrative dans des métapélites où il est encore possible de distinguer la stratification pentée vers l'W à 35° (S. de los Filabres, Tahal).

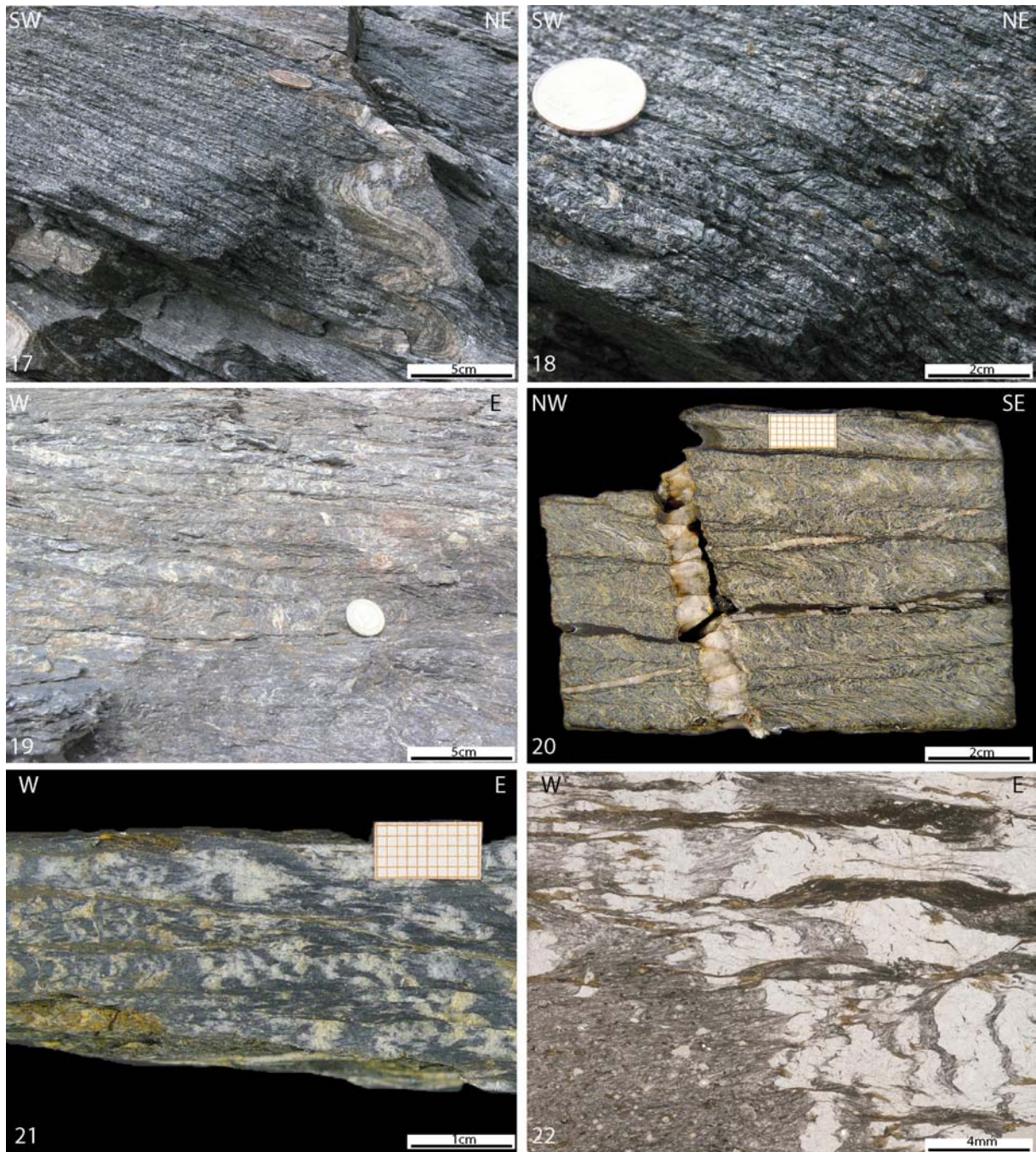
14) Affleurement présentant un pli de So (pli F1 d'axe approximativement NE-SW). Les fentes à quartz s'ouvrent visiblement comme des fentes d'extrados).

15) Affleurement montrant une succession de plis de So. La So est boudinée, aplatie avec la S1 en plan axial. La vergence de ces plis est régionalement vers le N et le NW (Vissers et al., 1981) (S de la S. de los Filabres).

16) Détail de l'affleurement précédent. La S1 est très pénétrative dans les niveaux métapélitiques alors qu'elle est très mal définie dans les niveaux quartzitiques. En revanche, les niveaux quartzitiques montrent des veines de quartz parallélisées à la S1. Il est probable que ces veines forment une partie importante des veines que l'on retrouve cisailées, parallélisées à la S2 dans la zone de cisaillement majeur.



Bloc diagramme montrant les relations entre la stratification (S0) et deux générations successives de foliation (S1 et S2). Ce genre d'affleurement montrant ces relations n'est préservé qu'au cœur des dômes dans des niveaux relativement préservés de toute déformation ultérieure.



Annexes IV.D: Formation et intensification de la foliation S2

17) Affleurement présentant une S1 (sub-verticale) crénulée entre une foliation S2 (sub-horizontale) indiquant un fort aplatissement (Sommet de la S. de los Filabres).

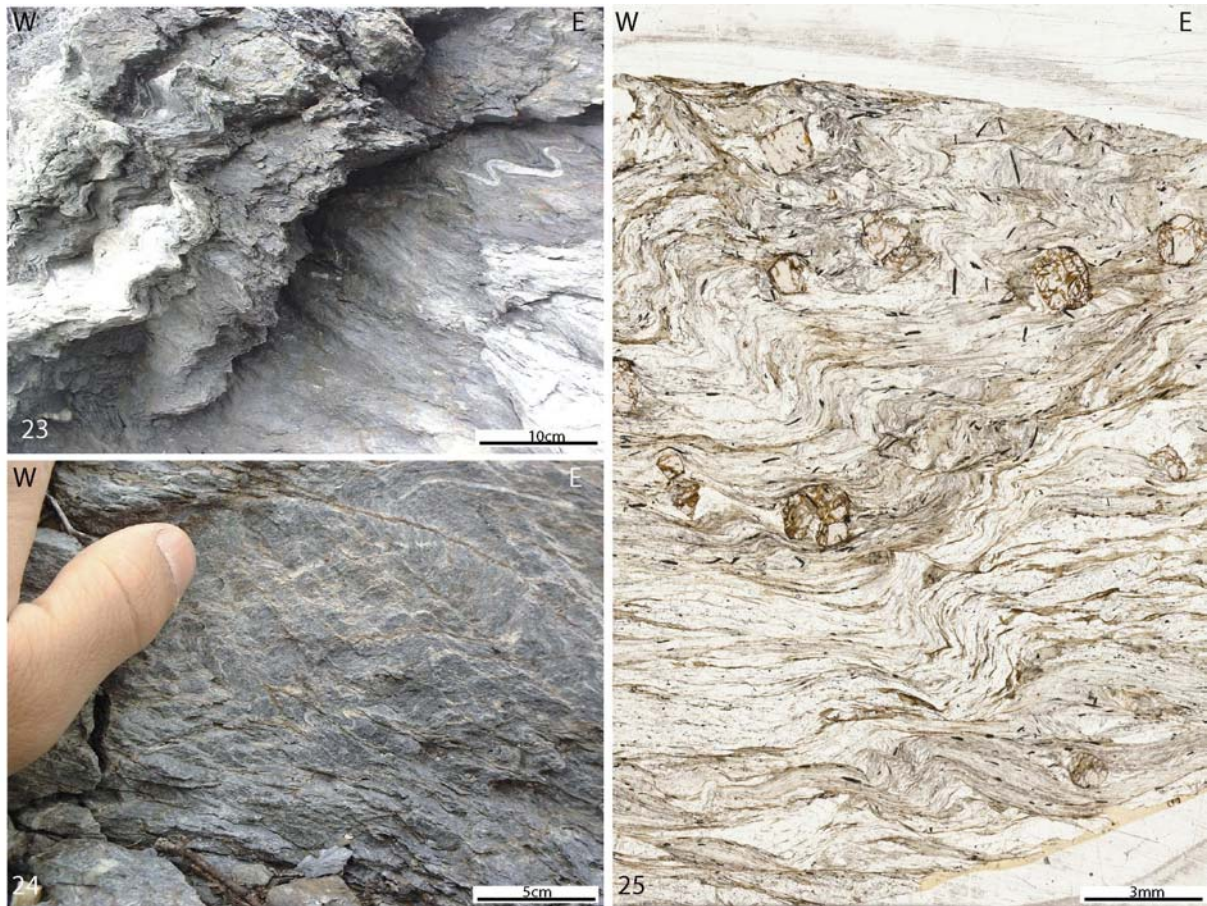
18) Détail de l'affleurement précédent. On devine les minéraux de HP (chloritoïdes et grenats) portés par la S1.

19) Affleurement présentant une S1, soulignée par des fentes de quartz (sub-verticales) et crénulée entre une foliation S2 (sub-horizontale) (Sommet de la S. Alhamilla).

20) Détail d'un échantillon prélevé sur l'affleurement précédent, coupé dans le même plan. On distingue bien la foliation S1 (sub-verticale) et la foliation S2 en formation.

21. Détail d'un échantillon prélevé dans une zone localement plus déformée où la foliation S2 est plus pénétrative. La déformation n'est visiblement ici caractérisée que par de l'aplatissement et est donc relativement coaxiale (Sommet de la S. Alhamilla).

22) Détail de la lame mince coupée dans l'échantillon précédent. La foliation S2 est bien développée dans les niveaux métapélitiques alors qu'elle est plus difficile à déceler dans les veines de quartz.

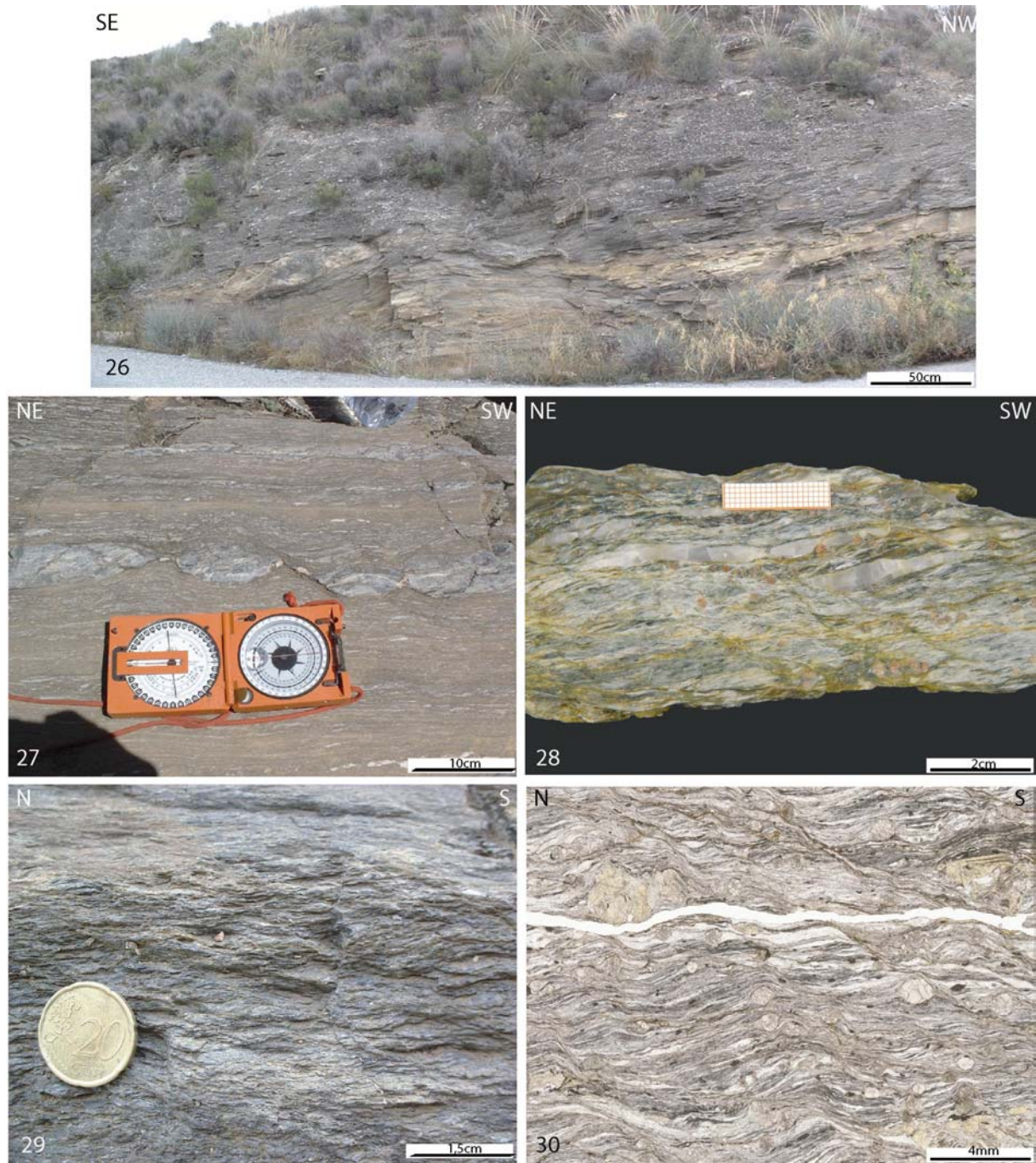


Annexes IV.E: Exemple de déformation continue : la S_3

23) Affleurement présentant la foliation S_2 crénulée. A plus grande échelle, cette crénulation ne se développe que dans des plis F_3 affectant la S_2 . Ces derniers ont des axes courbes et principalement E-W, parallèles à l'étirement (linéation). Sur ces photos l'axe des plis est globalement plutôt perpendiculaire à la linéation (Sommet de la S. Alhamilla).

24) Détail d'une autre partie de l'affleurement précédent sur lequel il est possible de voir une foliation S_3 relativement développée (pendage 50° vers l'E).

25) Lamme mince coupée dans un échantillon prélevé sur l'affleurement précédent, dans le même plan. La S_2 et la paragenèse de HT (limitée ici aux grenats et aux Chl et Phg de la foliation) sont déformés. Quelques plans de S_3 sont déjà aisément perceptibles.



Annexes IV.F: Exemple de déformation ductile tardive (D3)

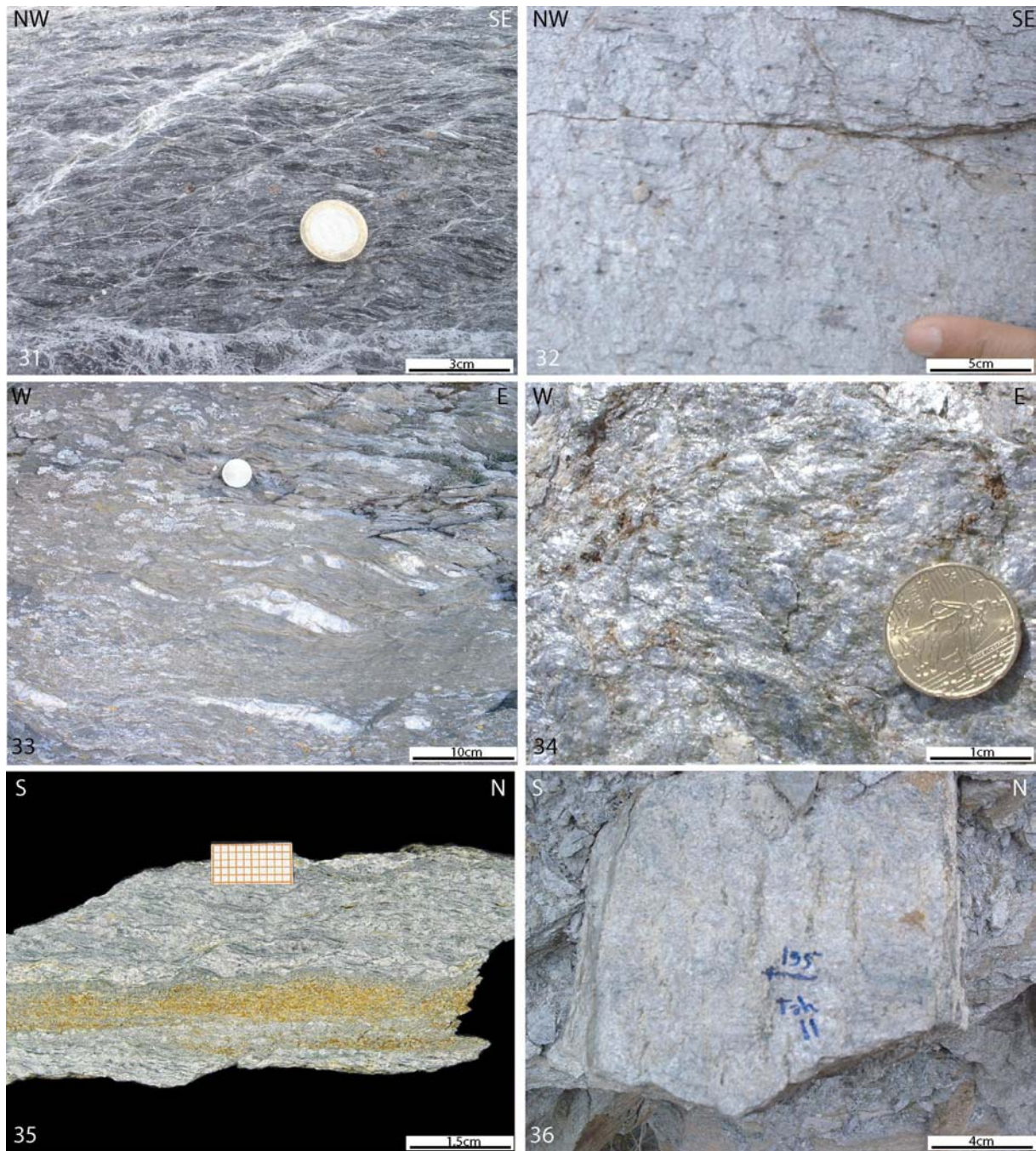
26) Bande de cisaillement de décalage métrique, cisaillement vers le NW. Le niveau de quartzitique, plus résistant que les métapélites environnantes, est boudiné (N de la S. de los Filabres).

27) Lit quartzitique boudiné dans des niveaux de métapélites très déformées. L'asymétrie des boudins (de « type bande de cisaillement ») indique une composante rotationnelle vers le SW (S de la S. Alhamilla).

28) Détail d'un échantillon de mylonite S-C' coupé dans le plan ZX, cisaillement vers le SW (S de la S. de los Filabres).

29) Mylonites S-C', cisaillement vers le S (N195). Les paragenèses de HT sont fortement déformées (S de la S. Alhamilla).

30) Détail d'une lame mince relevée sur l'affleurement précédent et coupée dans le plan ZX. Cette déformation (D3) est postérieure à la cristallisation des minéraux de HT (D2), en particulier du staurotide et du grenat.



Annexes IV.F: Divergences des directions d'extension durant D3

31) Détail d'un affleurement de mylonites S-C' montrant des bandes de cisaillement très pénétratives de décalage millimétrique dans les métapélites situées quelques mètres sous le détachement des Filabres, cisaillement vers le NW (N de la S. de los Filabres). Les bandes de cisaillement qui sont parfois réactivées en failles normales drainent des fluides (dont le passage est trahi par la cristallisation de calcite).

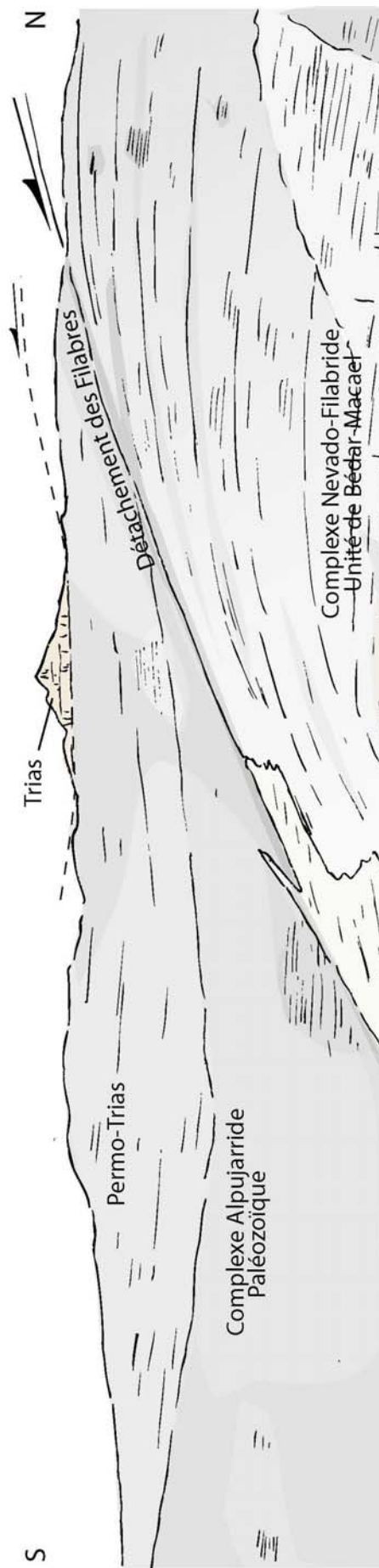
32) Linéation associée à ce cisaillement sur le plan de foliation (XY, affleurement précédent vu du dessus) formée de chlorites situées ou non de part et d'autre des grenats (ici hérité de la phase de HT, D2).

33) Détail d'un affleurement montrant des bandes de cisaillement de décalage centimétrique dans les métapélites situées à une centaine de mètres sous le détachement des Filabres, cisaillement vers l'W (sommet de la S. de los Filabres).

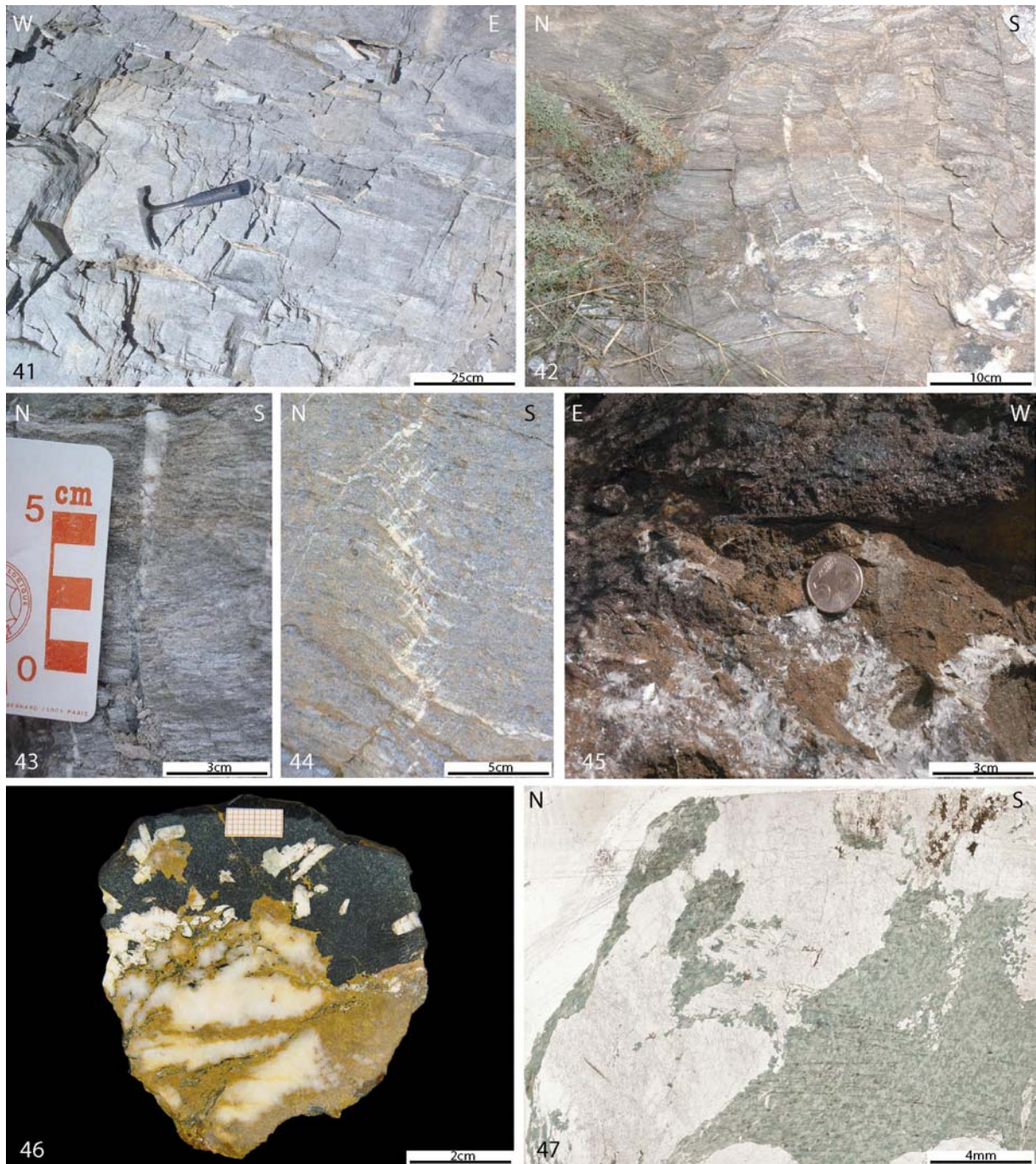
34) Linéation associée sur le plan de foliation formée de chlorites allongées (linéation minérale).

35) Détail d'un échantillon montrant des bandes de cisaillement relativement pénétratives de décalage millimétrique dans les métapélites situées à une cinquantaine de mètres sous le détachement des Filabres, cisaillement vers le S (S de la S. de los Filabres). On devine de nombreux cristaux d'albite. Leur examen en lame révèle qu'ils sont syn-cinématiques (figures de rotation de la foliation dans les cristaux).

36) Linéation associée à ce cisaillement sur le plan de foliation montrant également la trace de quelques bandes de cisaillement soulignées par les cristaux de chlorites.

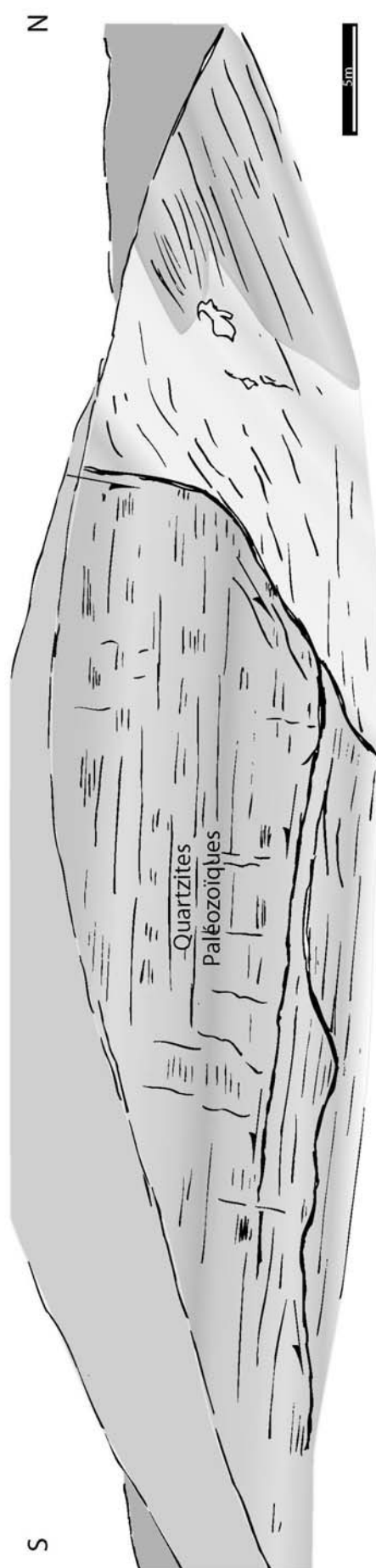


Annexes IV.G: 40) Panorama montrant le détachement des Filabres affleurant au S de la Sierra Alhambilla dans le Rambla de Honda (Cortijo del Marchal de Fuente). Cet accident sépare les complexes Nevado-Filabride au N et Alpujarride au S, au travers d'un épaisse zone de mylonites (zones de mylonites de Fuente; Platt et Behrmann, 1986) et quelques mètres de cataclasites. La foliation principale (S2) vient progressivement se paralléliser au détachement. Au sud, affleure une unité Alpujarride complète avec les schistes paléozoïques et Permo-Triasiques et les carbonates Triasiques au sommet de la colline (300 quelques mètres plus haut).



Annexes IV.H: Déformation associée aux stades ductiles tardifs et cassants (tardi- D3 et D4)

- 41) Veines décimétriques de direction WNW-ESE bien réglées (parallèles à la linéation schiste vert D3), étirement NNE-SSW (S de la S. de los Filabres).
- 42) Veines décimétriques de direction E-W, remplies de Qz et Chl vermiculaire, indiquant un étirement N-S (N de la S. de los Filabres, Sierro).
- 43) Détail d'une veine de l'affleurement précédent.
- 44) Fentes en échelons localisées le long d'un pli en genoux de S2. Ce genre de plis en « kink » est relativement abondant à l'approche du détachement.
- 45) Détail de la minéralisation associée au fonctionnement du détachement des Filabres sous des conditions cassantes (« ciment » des cataclasites) qui, de fait, jalonne « cartographiquement » ce contact. La majeure partie de cette minéralisation est constituée d'oxydes de fer, mais aussi de barite et de sulfures de cuivre.
- 46) Détail d'une fente tardive remplie de chlorite, ankérite, calcite et albite, prélevée à quelques mètres sous le détachement des Filabres (Sud de la S. de los Filabres, Macael).
- 47) Détail d'une lame mince de veine tardive du même type que la précédente remplie dans ce cas, de chlorite et de quartz.



Annexes IV.1 (suite): 48) Panorama montrant un exemple de déformation cassante au S de la Sierra de los Filabres, près de Gergal dans la série Paléozoïque de l'unité de Calar-Alto. La faille normale a une géométrie en plats et rampes. Elle accommode une déformation N-S avec un transport tectonique vers le S, comme la grande majorité des autres accidents extensifs cassants de ce secteur. Sur cet exemple, la linéation L2 est normale à l'affleurement et les bandes de cisaillement C4 accommodent une extension NE-SW avec un cisaillement associé vers

1° SW



Annexes IV.1: 49) Panorama montrant un exemple de niveau de décollement plat, parallèle à la foliation S2 au S de la Sierra de los Filabres, près de Gergal. Il s'agit d'un accident normal qui a subi postérieurement et passivement une rotation. Les roches situées directement sous ce niveau sont affectées de plis en « kink » ayant le plus souvent évolués en faille inverses. Cette déformation est à comparer avec le mode de formation des plis d'entraînement en domaine ductile. Latéralement vers le S affleure un autre niveau de décollement plat surmontant d'autres plis du même type.

Chapitre V

Apports de la pétrologie métamorphique et des datations radiométriques

APPORTS DE LA PETROLOGIE METAMORPHIQUE ET DES DATATIONS RADIOMETRIQUES	249
1. LES ESTIMATIONS P-T	251
1.1 La spectroscopie RAMAN	252
1.2 La thermobarométrie (THERMOCALC, TWEEQU)	254
2. LES DATATIONS RADIOMETRIQUES	256
2.1 Le principe	256
2.2 Le protocole	257
2.3 Un problème récurrent: que date t-on ?	258
2.4 Une alternative: les datations in-situ (?)	260
3. ARTICLE 4	260
3.1 Présentation de l'article 4.....	260
3.2 Article 4: P-T- ϵ -t retrograde evolution of the Nevado-Filabride complex (SE Spain): New insights from in-situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and metamorphic petrology	262
3.2.1 Abstract	262
3.2.2 Introduction.....	263
3.2.3 Geology of the Nevado-Filabride (NF) complex.....	264
3.2.4 Sampling and analytical methods.....	269
3.2.5 Mineral evolution	271
3.2.6 P-T-t results and discussion	277
3.2.7 Conclusion.....	288
3.3 Principales conclusions	290
4. ARTICLE 5	291
4.1 Présentation de l'article 5.....	291
4.2 Article 5: Exhumation constraints for the lower Nevado-Filabride Complex (Betic Cordillera, SE Spain): a Raman thermometry and TWEEQU multiequilibrium thermobarometry approach	293
4.2.1 Abstract	293
4.2.2 Introduction.....	293
4.2.3 Geological setting	294
4.2.4 Methodology	298
4.2.5 Results	301
4.2.6 Discussion and conclusions	308
4.3 Principales conclusions	311
5. ANNEXES	312

Les roches métamorphiques sont issues de la transformation de roches préexistantes à l'état solide principalement, induites par des variations physico-chimiques du milieu. Afin de minimiser son énergie interne, la roche adapte sa composition minéralogique aux nouvelles conditions de pression et de température. L'efficacité des transformations minéralogiques dépend de nombreux facteurs dont la cinétique de réaction et la présence de réactants en contact.

La cinétique des réactions est grandement favorisée par l'augmentation de température. Il en résulte un effacement de la majorité des stades progrades et même du pic de pression si celui-ci ne correspond pas au pic de température (plus tardif). En revanche, depuis le pic de température, la cinétique des réactions est réciproquement fortement réduite. La roche ne se rééquilibre donc souvent pas entièrement lors de son histoire rétrograde.

La déformation, en réduisant la taille des grains (formation de mylonites) et en favorisant le drainage des fluides, devient alors la principale cause de la rétro-morphose, au moins partielle de la roche. On constate en effet sur le terrain que de grands volumes de roches sont fortement rétro-morphosés aux abords des zones de cisaillement majeures, délimitant des domaines de roches exempts de toute rétro-morphose significative préservant les informations P-T antérieures.

Le transfert d'échelle depuis le terrain à la lame mince permet de remonter à la succession des assemblages minéraux à l'équilibre, donc à chercher dans les différentes micro-structures de la roche. L'avènement récent d'une part, des bases de données thermodynamiques (reliant paramètres physico-chimiques et composition des minéraux) et d'autre part, l'augmentation du pouvoir de résolution spatiale des méthodes analytiques (micro-sonde électronique, en particulier), permet de déterminer les conditions P-T de formation des assemblages minéraux des différentes micro-structures. Cette approche est à la base de la méthode des équilibres locaux et permet d'abord d'estimer, au moins une partie du cheminement P-T de la roche, et ensuite de relier chacune de ces conditions P-T à une étape de déformation (un incrément de déformation, ou déformation instantanée). Il est désormais également possible de dater de manière *in-situ* différents cristaux de compositions contrastées d'une même espèce minérale (phengite, en particulier) impliqués dans différentes paragénèses dont la séquence est connue a priori.

Ce type de résultats sera présenté dans les articles 4 et 5.

1. Les Estimations P-T

Les outils utilisés dans cette étude afin de remonter aux conditions P-T présidant à la formation des différentes paragénèses sont brièvement revus. La détermination des conditions P-T est effectuée en routine par le logiciel THERMOCALC. L'utilisation du logiciel TWEEQU a cependant été privilégiée dans le cas des paragénèses à haute variance comme dans les parties finales du chemin P-T, où seules la phengite, la chlorite et éventuellement l'albite cristallisent.

Le logiciel TWEEQU a également été utilisé en tant qu'élément de comparaison avec les résultats de spectrométrie Raman sur les matériaux carbonés des roches.

1.1 La spectroscopie RAMAN

Les méta-sédiments contiennent pour la plupart des matériaux carbonés à la hauteur de quelques dixièmes de pourcents, voire un pourcent dérivant de l'évolution de la matière organique (kérogène). Dans les conditions métamorphiques, cette matière organique se transforme progressivement à l'état solide en graphite (s.s.).

De nombreuses tentatives pour relier la « maturation » de la matière organique aux conditions d'enfouissement furent d'abord entreprises pour de faibles recouvrements à des fins « pétrolières ». C'est le cas en particulier du pouvoir de réflectance de la vitrinite. Plusieurs techniques furent développées dans le but d'étendre ce genre d'approche aux conditions métamorphiques, et en particulier à la température, et de quantifier le degré d'avancement de la réaction de graphitisation. Les principales sont la diffraction des rayons X (XDR, Landis, 1971; Nischimura *et al.*, 2000), la microscopie électronique à transmission à haute résolution (HRTEM, Bonijoly *et al.*, 1982; Kovalevski *et al.*, 2001) ou la géochimie isotopique (Mostefaoui *et al.*, 2000). Ces techniques ont l'inconvénient d'être destructives et de ne pas être quantitatives.

Depuis sa découverte en 1928, la spectrométrie Raman a été reconnue comme un outils possédant un important potentiel analytique, en raison de son caractère non destructif. Ainsi, l'étude de la matière organique avec un spectromètre RAMAN à partir de lames minces pétrographiques a-t-elle déjà été réalisée par Wopenka et Pasteris (1993) et Yui *et al.* (1996). Le spectre Raman de la matière carbonée est désormais bien connu (Tuinstra et Koenig, 1970; Nemanich et Solin, 1979). Il est composé de deux groupes de bandes (pics), une première région entre 1100-1800 cm^{-1} et une seconde entre 2500-3100 cm^{-1} . Les pics de la première région sont composés de quatre pics, trois pics de « défauts » de la structure graphitique (D1, D2 et D3) et un pic correspondant à la structure graphitique ordonnée (G) (Figure V.1).

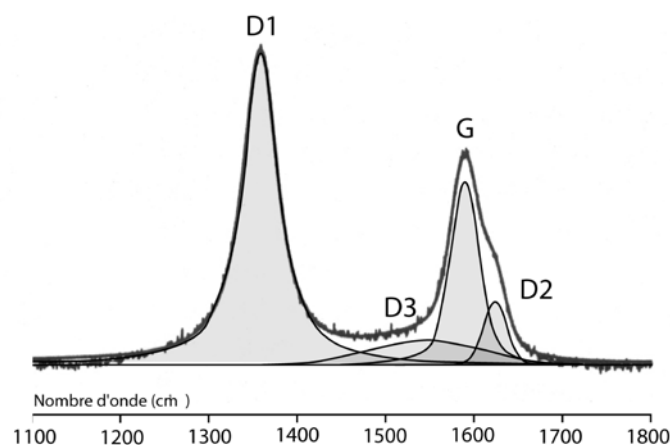


Figure V.1: Spectre Raman caractéristique de matériaux carbonés issus d'une roche de grade moyen de métamorphique, le « pic » du graphite ainsi que les « pics » de défauts sont indiqués (Beyssac *et al.*, 2002)

L'allure de ce spectre est très sensible à la température à laquelle a été exposée la roche et son contenu en matière carbonée (Figure V.2). Intuitivement, avec l'augmentation des conditions métamorphiques, la réaction de graphitisation avance et il en résulte une amplification de pic « G » et une diminution des pics de défaut (Figure V.2).

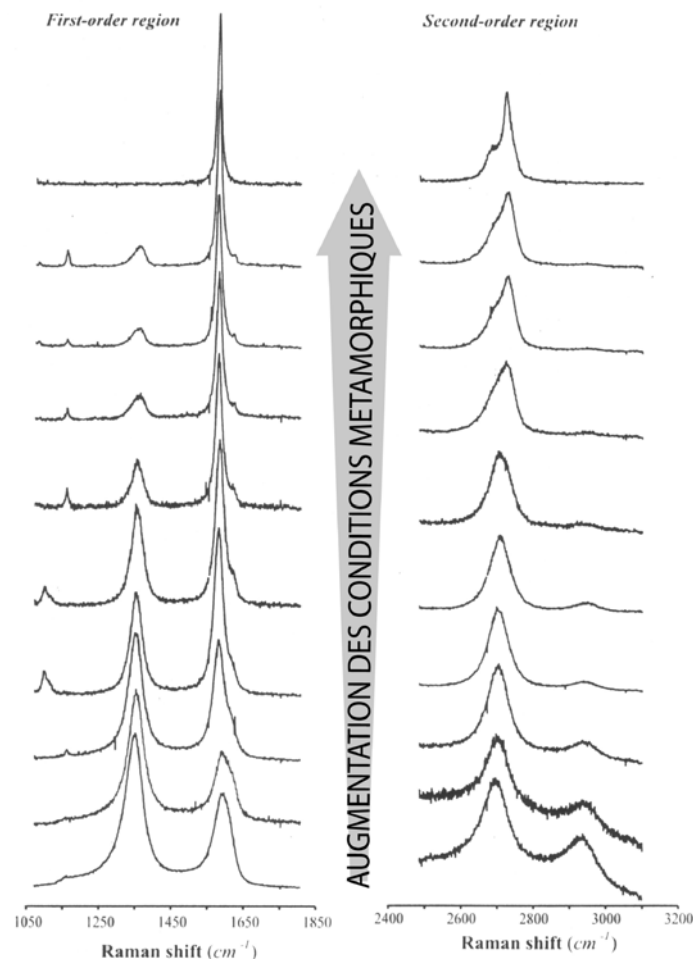


Figure V.2: Evolution des spectres Raman avec l'augmentation des conditions métamorphiques (exclusivement la température) pour deux fenêtres de nombre d'onde. La première région, entre 1100 et 1800 cm^{-1} est décrite dans le texte et est à l'origine du géothermomètre. La seconde région, entre 2400 et 3200 cm^{-1} , également sensible aux variations de température ne sera pas abordée ici. D'après (Beysac et al., 2002).

Beysac et al. (2002) proposent de quantifier la dépendance de l'allure du spectre Raman (de la première région du spectre, 1050-1850 cm^{-1}) avec une relation liant le rapport ($D1/(G + D1 + D2)$) noté plus bas R2 et la température maximale subie par la roche. La calibration de la méthode étant fondée sur la comparaison des spectres Raman d'échantillons dont les conditions du pic de température (et de

pression d'ailleurs) sont connues par ailleurs. Les auteurs proposent une loi empirique liant le rapport R2 et la température (équation V.1) :

$$T(^{\circ}\text{C}) = -445 \times R2 + 641 \quad (\text{équation V.1})$$

avec un coefficient de corrélation de 0.96, obtenu lors de la calibration de la méthode.

La réaction de graphitisation est irréversible. L'organisation de la matière organique n'est pas fonction de la rétro-morphose quelque soit son intensité. L'avantage de cette méthode est donc d'estimer le pic de température subit par la roche, et ce, quelque soit son évolution métamorphique. La base de la pétrologie « classique » est, au contraire d'étudier les successions minérales et de tenter de déduire les conditions métamorphiques ayant présidé pendant leur cristallisation. Dans ce cas là, les ré-équilibrages et la rétro-morphose permettent de contraindre différents stades de l'évolution de la roche qui sont autant d'états ayant potentiellement fossilisé les conditions P-T.

1.2 La thermobarométrie (THERMOCALC, TWEEQU)

Au début du siècle dernier, les premières estimations Pression-Température furent proposées en se basant principalement sur le diagramme P-T de stabilité des principales paragenèses pour les roches de chimie basiques (Eskola, 1914). Dans le but d'affiner les estimations P-T, des équations reliant la composition chimique des minéraux et la pression ou la température furent proposées fournissant respectivement les bases de la géobarométrie et de la géothermométrie.

Ces méthodes, encore largement utilisées aujourd'hui, sont relativement simples d'utilisation. Les géobaromètres et les géothermomètres sont des réactions chimiques aux propriétés particulières permettant d'estimer respectivement la pression et la température, indépendamment de l'autre variable. La propriété particulière de ces réactions étant qu'elles ont une pente soit faible, soit forte dans le champ Pression-Température. Se pose souvent le problème de la signification des résultats en terme d'équilibre : la pression trouvée était-elle synchrone de la température obtenue par ailleurs ?

En parallèle, se sont développées les bases de données thermodynamiques auto-corrélées (Gordon, 1973; Helgeson *et al.*, 1978; Powell et Holland, 1985). Ces bases de données, en constant affinement, sont générées par la compilation de nombreux travaux expérimentaux sous pression et température contrôlées permettant d'étudier la stabilité des minéraux, leur composition chimique en fonction de T et P, et éventuellement de la composition chimique de la roche. Les résultats de ces expériences permettent, in fine, d'extraire les propriétés thermodynamiques des minéraux étudiés, la combinaison de ces propriétés permettant de générer les bases de données thermodynamiques auto-corrélées. Les deux principales sont celles de Berman (1988, 1991) et de Holland et Powell (1990, 1998) ne différant que sur les méthodes d'optimisation des données thermodynamiques, mais sont exploitées par deux logiciels différents : TWEEQU et THERMOCALC.

Le logiciel THERMOCALC 3.1 a été téléchargé dans un package avec des fichiers de document, d'aide et le logiciel AX sur le site : <http://www.esc.cam.ac.uk/astaff/holland/thermocalc.html>. Il est associé à la base de données HP98 (Holland et Powell, 1998) concernant 154 pôles purs de minéraux. Ce logiciel a été utilisé uniquement dans le but de résoudre des problèmes inverses : la détermination des conditions P et T à partir d'une paragenèse analysée, le logiciel étant également capable de générer des diagrammes de phases à partir de la composition de la roche et pour une fenêtre P-T donnée.

Les activités des minéraux des différentes paragenèses, qui sont les paramètres d'entrée du logiciel sont calculées préalablement avec le logiciel AX.

Le logiciel TWEEQU est basé sur la méthode des équilibres multiples (Berman, 1991) et est associé à la base de données thermodynamiques de Berman (1991). Cette technique utilise le fait que pour une paragenèse dont les minéraux sont, par définition, à l'équilibre, tous les équilibres chimiques doivent être effectifs contemporanément en un seul point dans le champ P-T (Figure V.3). Ce point présente dans ce cas les conditions P-T d'équilibre. Dans la pratique, les courbes de réactions ne concourent pas exactement en un point, délimitant plutôt une surface P-T.

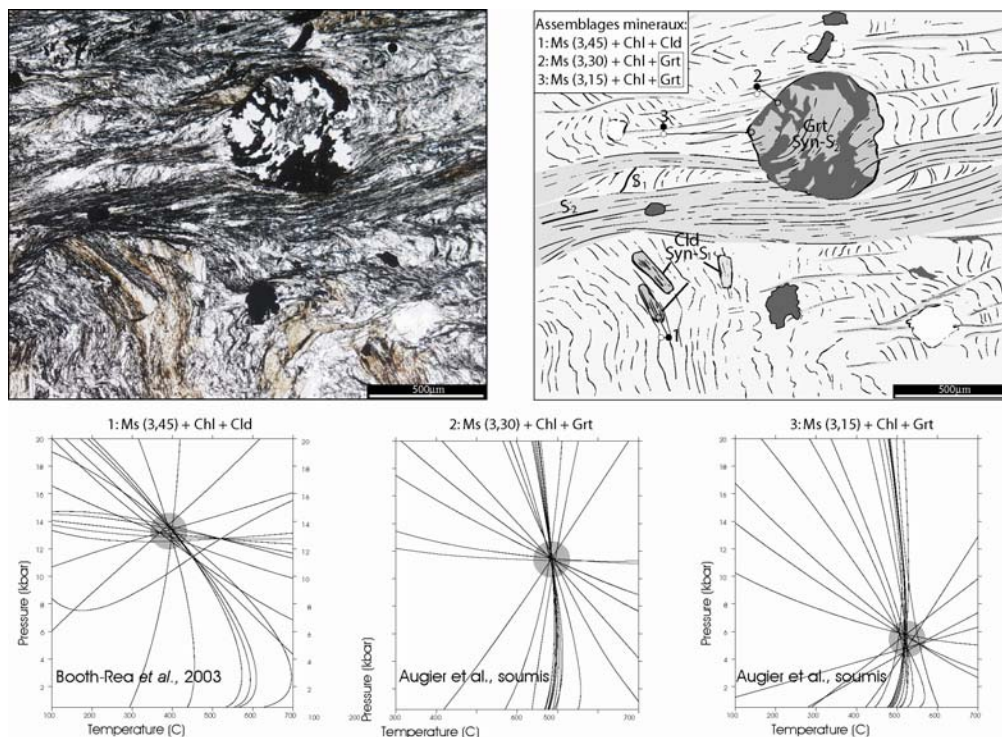


Figure V.3: Exemple d'intersections obtenues avec le logiciel TWEEQU (Augier et al., soumis). La première étape consiste à faire l'inventaire des différentes textures et des paragenèses correspondantes. Ici une foliation S_1 est caractérisée par Cld, Chl et Ms (3,45) alors qu'une foliation S_2 est caractérisée par Grt, Chl et Ms (de 3,3 à 3,15) indiquant différents stades rétrogrades.

Ces deux méthodes permettent d'estimer les conditions P-T d'une paragenèse en minimisant l'énergie de Gibbs, synonyme d'équilibre chimique. Un avantage de cette méthode est que, réciproquement, elle permet de vérifier si effectivement les minéraux sont à l'équilibre. La minimisation de l'énergie libre du système suppose que la composition de la roche reste homogène au cœur de son évolution P-T, ce qui est en général faux. L'état d'équilibre est donc cherché localement en fonction des micro-structures de la lame mince (Vidal *et al.*, 1992; 1994; 1999; 2001; Vidal & Parra, 2000 et Parra *et al.*, 2002). La difficulté est donc d'étudier les lames minces en essayant de retrouver un maximum d'équilibres « fossiles » plus ou moins clairs et bien conservés. En revanche, si cette difficulté est surmontée, il est possible de déterminer avec une relative précision différents « paléo-états » d'équilibre de la roche et ainsi de proposer son évolution P-T (Vidal & Parra, 2000 et Parra *et al.*, 2002).

Nous avons donc à notre disposition des outils puissants pour nous aider à retrouver le cheminement P-T des roches. L'allure de ce cheminement est lui-même révélateur des processus d'exhumation des roches métamorphiques (*cf* Chapitre 1).

2. Les datations radiométriques

2.1 Le principe

Comme la méthode Potassium-Argon (K-Ar) dont elle dérive, la méthode Ar/Ar a pour principe de base, la désintégration radioactive de l'isotope ^{40}K en isotope fils ^{40}Ar et en ^{40}Ca radiogéniques. Les deux constantes de désintégration λ_{Ar} et λ_{Ca} valent respectivement $4.962 \cdot 10^{-10}$ et $0.581 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ (Steiger et Jäger, 1977).

L'âge (t) d'un échantillon est donné par l'équation V.2:

$$t = \frac{1}{\lambda_{\text{Ar}} + \lambda_{\text{Ca}}} \cdot \ln \left(1 + \frac{{}^{40}\text{Ar}_{\text{rd}}}{{}^{40}\text{K}} \cdot \frac{\lambda_{\text{Ar}} + \lambda_{\text{Ca}}}{\lambda_{\text{Ar}}} \right) \quad (\text{équation V.2})$$

Cette équation, déterminée pour la méthode K-Ar, fait intervenir la quantité de K alors mesurée en parallèle de la mesure de la concentration en ^{40}Ar . Le principe de datation Ar/Ar consiste à irradier l'échantillon sous un flux de neutrons rapides de façon à transformer une partie du ^{39}K en ^{39}Ar . Cet ^{39}Ar , proportionnel à la teneur en ^{39}K et donc en potassium de l'échantillon qui sera mesuré avec ^{40}Ar dans la même analyse. Ainsi, on détermine un rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ directement proportionnel au rapport $^{40}\text{Ar}/\text{K}$ et, en première approximation à l'âge de l'échantillon (équation V.3).

$$t = \frac{1}{\lambda_{\text{Ar}} + \lambda_{\text{Ca}}} \cdot \ln \left(1 + J \cdot \frac{{}^{40}\text{Ar}_{\text{rd}}}{{}^{39}\text{Ar}_k} \right) \quad (\text{équation V.3})$$

La condition nécessaire est de connaître le rendement de la transformation du ^{39}K en ^{39}Ar lors de l'irradiation, noté J, sans dimension dont voici l'expression (équation V.4, Grasty et Mitchell, 1966).

$$J = \frac{{}^{39}\text{K}}{{}^{40}\text{K}} \cdot \left(\frac{\lambda_{\text{Ar}} + \lambda_{\text{Ca}}}{\lambda_{\text{Ar}}} \right) \cdot \Delta \int \Phi(E) \cdot \sigma(E) \cdot dE \quad (\text{équation V.4})$$

avec ${}^{39}\text{K}$ et ${}^{40}\text{K}$ les teneurs initiales dans l'échantillon, Δ le temps d'irradiation, le terme intégral représentant l'efficacité de l'irradiation dépendant de Φ , le flux de neutrons et de σ , la section efficace de capture des neutrons. J est estimé pour chaque lot d'échantillons à partir de standards (dont l'âge est connu) irradiés dans les mêmes conditions que les échantillons.

2.2 Le protocole

La « ligne » d'extraction-purification est relativement simple (Figure V.4). Elle comporte un système de chauffage en amont, la ligne proprement dite, destinée tant à l'extraction des gaz qu'à la purification de l'argon et un spectromètre de masse, en aval de la ligne pour mesurer les rapports isotopiques.

Nous avons travaillé sur des sections de roches polies d'environ 1 cm² afin de réaliser des analyses *in-situ* sur différentes familles de micas. La source de chauffage utilisée n'est donc pas un four mais un LASER offrant une très grande résolution spatiale.

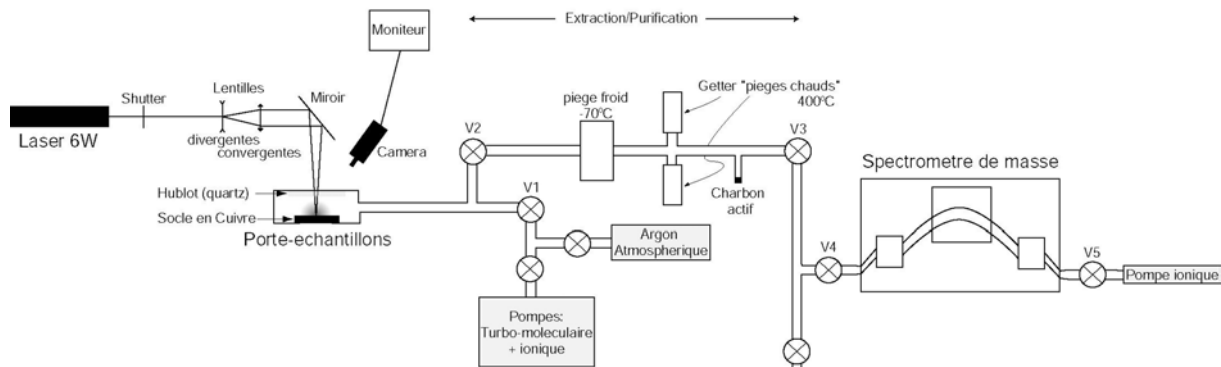


Figure V.4: Représentation schématique de la « ligne » extraction-purification utilisée (ISTEEM, Montpellier). D'après Bertrand (1999).

L'analyse se déroule en 5 phases.

*L'extraction (3 min) : l'échantillon est isolé dans le porte-échantillon (V1 et V2 fermées). Le faisceau LASER est focalisé à la surface de l'échantillon, réglé sur une puissance suffisante pour provoquer la fusion directe et totale d'un petit volume d'échantillon.

*Le piégeage (2 min) : on ouvre V2, les gaz pénètrent dans la ligne pour y être purifiés. Un système de pièges « chauds » et « froids » (getters) piège les gaz tels le

CO₂, H₂O et autres gaz actifs. L'argon quant à lui est fixé sur le charbon actif refroidi à l'azote liquide (-190°C environ).

*La purification (1 min) : on ouvre V1, les gaz de la ligne sont aspirés à l'exception de l'argon, adsorbé dans le charbon.

*La désorption: on referme V1 et on chauffe le charbon actif. Celui-ci libère l'argon dans la ligne vide de tout autre gaz.

*L'analyse (s.s.) : on ouvre V4, V5 étant fermée, l'argon entre dans le spectromètre de masse. L'analyse est lancée quelques secondes plus tard après que les pressions soient équilibrées entre la ligne et le spectromètre. L'analyse dure environ 15 minutes à la suite desquelles on obtient les concentrations en isotopes ³⁶Ar, ³⁷Ar, ³⁸Ar, ³⁹Ar et ⁴⁰Ar.

Le ⁴⁰Ar mesuré étant la somme de ⁴⁰Ar*(père) et ⁴⁰Ar(atm), la mesure de l'³⁶Ar, uniquement atmosphérique permet de remonter à la valeur de ⁴⁰Ar(atm) qu'il faut soustraire de la concentration en ⁴⁰Ar totale, le rapport isotopique ⁴⁰Ar/³⁹Ar étant de 295,5.

Afin de contrôler la « propreté » de la ligne et de surveiller la valeur de fond des différents isotopes, des blancs de ligne sont effectués toutes les 1 à 3 analyses selon la quantité d'Argon libérée à chaque analyse. Ces analyses sont similaires à celles des échantillons, mais se font à vide permettant donc de quantifier le bruit de fond qui sera ensuite soustrait aux analyses.

Les quantités de gaz étant relativement faibles du fait des petites quantités de matériel abrasées par le laser, et dans notre cas du fait de la « jeunesse » de nos échantillons, le signal est amplifié par un multiplicateur d'électrons.

2.3 Un problème récurrent: que date t-on ?

L'idée que les chronomètres indiquent le temps écoulé depuis la cristallisation de la roche, a été abandonnée depuis la mesure d'âges différents par plusieurs méthodes (K-Ar et Rb-Sr) sur différents minéraux (Jäger, 1965; Armstrong *et al.*, 1967). Il en découle une dépendance entre l'âge obtenu et (1) la méthode utilisée et (2) le minéral daté. Jäger *et al.* (1967) proposent alors que l'âge obtenu soit le temps écoulé depuis le passage sous une « température de blocage » propre à la méthode utilisée et au minéral considéré.

La notion de « température de fermeture » est plus tardive (Dodson, 1973). Cette notion se base sur la diffusion des éléments chimiques dans les minéraux comme étant fonction principalement de la température. Le passage sous cette température critique, interdit ou, en tout cas limite beaucoup la diffusion des éléments dans le minéral, « déclenchant » du même coup le chronomètre. Dodson (1973) énonce l'expression de la température de fermeture (T_f) comme suit (équation V.5) :

$$T_f = \frac{E/R}{\ln\left(\frac{ART_f^2 \cdot D_0 / a^2}{E \cdot dT/dt}\right)} \quad (\text{équation V.5})$$

où a est le rayon du domaine diffusion, isotrope donc et souvent assimilé à la taille du grain, A un paramètre dépendant de la géométrie du domaine de diffusion, dT/dt la vitesse de refroidissement, E l'énergie d'activation de la diffusion, R la constante des gaz parfaits et D_0 le coefficient de diffusion dont voici l'expression (équation V.6):

$$D = D_0 \cdot e^{-\frac{E}{RT}} \quad (\text{équation V.6})$$

Cette équation montre en particulier, la forte dépendance de la température de fermeture à la taille et à la forme des grains, ainsi qu'à la vitesse de refroidissement, toujours considérées aujourd'hui comme des paramètres primordiaux dans l'interprétation des âges (Monié *et al.*, 1994; Hames et Bowring, 1994; Reddy *et al.*, 1996; Agard *et al.*, 2001).

Ainsi, les températures de fermeture ont elles été estimées pour de nombreuses méthodes radiochronologiques pour différents minéraux. Par exemple, pour la méthode Ar/Ar, la température de fermeture retenue est de $400 \pm 50^\circ\text{C}$ pour la muscovite et de $350 \pm 50^\circ\text{C}$ pour la biotite (Spear, 1993; Villa, 1998). On dispose ainsi de méthodes radiométriques couvrant la majeure partie des conditions de température subies par les roches affleurantes (Figure V.5).

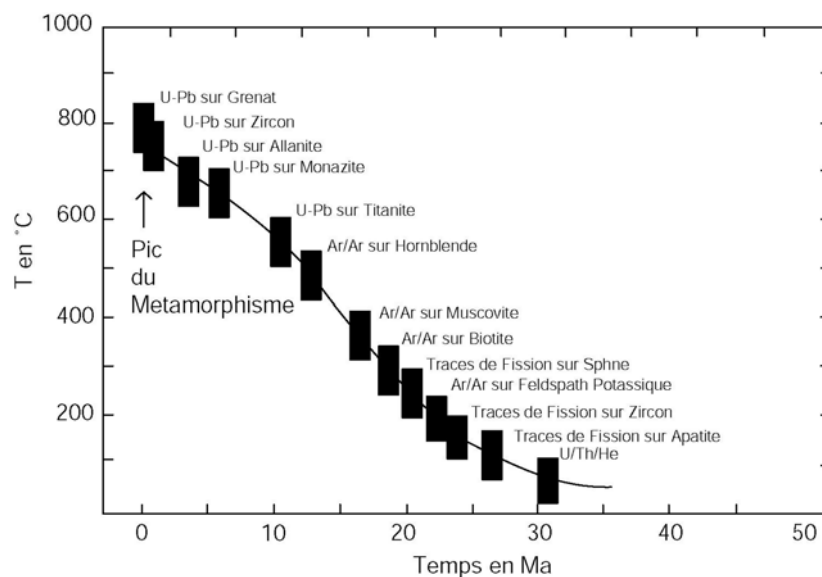


Figure V.5: Compilation des températures de fermeture de différents couples isotopiques et traces de fission sur un chemin Température-Temps fictif (modifié d'après Spear, 1993).

Il est donc à priori possible de suivre le refroidissement d'une roche depuis des températures d'environ 800°C (Spear, 1993) et 40°C (U/Th/He, Farley *et al.*, 2003). L'âge mesuré est donc un âge de refroidissement si la température de cristallisation est plus importante que la température de fermeture, et un âge de cristallisation dans le cas contraire. C'est de cette façon que Jolivet *et al.* (1998) interprètent les âges du pic de métamorphisme des unités HP/BT de Crète où la température du pic de métamorphisme est inférieure à la température de fermeture de l'argon pour les phengites.

Ce concept est discuté depuis quelques années (Agard *et al.*, 2002; Muller, 2003).

2.4 Une alternative: les datations in-situ (?)

La philosophie de notre étude consacrée aux datations visant à remonter à ces paramètres critiques est différente, basée au contraire sur un unique minéral: la phengite. Tel que l'ont suggéré les travaux précurseurs de Frey (1983) et Chopin *et al.* (1991), la roche contient souvent plusieurs générations successives de phengites de compositions chimiques contrastées, occupant des sites micro-texturaux différents. La roche est donc constituée d'une succession de générations de minéraux à l'équilibre entre eux. Cette approche est d'ailleurs à l'origine des estimations des chemins P-T basées sur la discrimination des minéraux à priori à l'équilibre dans différentes micro-textures (Vidal & Parra, 2000 et Parra *et al.*, 2002). Le dernier pas dans cette voie est encore plus récent (Agard *et al.*, 2002; Muller *et al.*, 2001; Muller, 2003). Ces auteurs montrent, qu'après avoir établi optiquement une chronologie relative de ces différentes textures, les avoir contrôlées chimiquement à la microsonde (Si⁴⁺, XMg, estimations P-T), les différentes générations de phengites pouvaient être datées précisément.

Dans ce cas, les âges obtenus s'apparentent plus à des âges de cristallisation ou de dernière rééquilibration dans des conditions P-T données, plutôt qu'à des âges de refroidissement. Cette avancée décisive n'est rendue possible que par une technique in-situ, dotée d'une très grande résolution spatiale (Maluski et Monié, 1988; Muller *et al.*, 2003). Cette technique (présentée plus haut) présente l'avantage de faire le lien direct entre la texture (déformation, δ), les conditions P-T et l'âge (t), donnant de fait des informations solides « P-T-t- δ » sur l'évolution des roches métamorphiques.

3. Article 4

3.1 Présentation de l'article 4

L'article 4 est en préparation pour la revue « *Journal of Metamorphic Petrology* ».

Sa vocation, qui se retrouve dans sa structure, est double. Il vise, d'une part à préciser les conditions P-T sous lesquelles se sont effectués les stades de déformation précédemment décrits, et d'autre part à intégrer le temps à ces estimations afin de remonter à la cinétique de l'exhumation du complexe.

Pour cette étude, nous reprenons le guide structural précédemment décrit (Article 3); les relations macroscopiques entre les structures se retrouvant à l'échelle de la lame mince.

Les outils utilisés, la microsonde électronique pour les analyses chimiques, et l'ablation laser pour les datations radiométriques allient un très grand pouvoir de résolution spatial à un « respect » des micro-textures.

La première partie de cet article expose les résultats obtenus avec les logiciels de thermobarométrie THERMOCALC et TWEEQU pour les unités de Calar Alto et de Bédar-Macael. La seconde partie, forte des résultats de la première, présente les résultats des datations radiométriques Ar/Ar *in-situ* sur les phengites étant entrées dans les calculs P-T précédents.

3.2 Article 4: *P-T- ϵ -t* retrograde evolution of the Nevado-Filabride complex (SE Spain): New insights from *in-situ* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and metamorphic petrology

R. Augier, P. Agard, L. Jolivet

Laboratoire de Tectonique, UMR 7072, case 129, Université de Pierre et Marie Curie, 4, place Jussieu, 75252, Paris, Cedex 5, France. romain.augier@lgs.jussieu.fr

Tel: (00 33) 144275260; Fax: (00 33) 144275085

P. Monié

Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, UMR 5573, Université Montpellier2, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05

C. Robin

Geosciences, UMR 4661, Université de Rennes I, 263 Ave du Général Leclerc, CS 74205, 35042 Rennes Cedex, France.

G. Booth-Rea

IFM-GEOMAR Leibniz-Institute fuer Meereswissenschaften, Abtlg. Marine Geodynamik, Wischhofstr. 1-3, Geb. 8/C-208, D-24148 Kiel, Germany.

3.2.1 Abstract

The combination of metamorphic petrology tools and *in situ* laser $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ on phengite (linking time of growth, composition and P-T conditions) enables us to propose a detailed P-T- ϵ -t path for the still debated tectonometamorphic evolution of the Nevado-Filabride complex (Betic Cordillera, SE Spain). The data show a first isothermal decompression (at c. 550°C) from 20 kbar for the Bédar-Macael unit and 14 kbar for the Calar-Alto unit down to approximately 3 kbar for both units at 3 mm.yr⁻¹. This first part of the exhumation is followed by a final exhumation at 0.6 mm.yr⁻¹ along a HT-LP gradient of ~60°/km. Radiometric ages show that the change from isothermal exhumation to cooling occurred some 18 Myrs ago. The age of the peak of pressure is not precisely known but we show that it has to be around 30 Ma and possibly older.

A large part of the final exhumation is related to post-orogenic extension and the formation of large-scale detachments. The formation of the main ductile extensional shear zone occurred from ~22 to 18 Ma (D2 deformation stage), and the transition from ductile to brittle shear along the same detachment occurred from 18 Ma to 14 Ma (D3 deformation stage). D2 deformation becomes clearly associated with a top-to-the-west shear sense once the shear zone is well localised, which corresponds to the cluster of ages around 22-18 Ma. The final exhumation, accommodated by brittle deformation, occurred from 14 to 8 Ma and was accompanied from 12 to 8 Ma by the formation of nearby extensional basins.

The duration of the extensional process is approximately 20 Myrs long which pleads in favour of progressive slab retreat from ~30 to 8 Ma rather than instantaneous convective removal at 20 Ma. The change in the shape of the P-T path at 18 Ma together with the localisation of the main top-to-the-west shear zone suggest that this date corresponds to a change in the direction of slab retreat from southward to westward and to the tearing of the slab suggested by several authors.

3.2.2 Introduction

The mechanisms and processes by which deep-seated metamorphic rocks of highly extended back arc terrains were transported to the surface, such as the migmatitic gneiss dome of Naxos (Greece; e.g. Avigad *et al.*, 1997) or the Betic Cordillera domes (Martínez-Martínez *et al.*, 2002), are still debated (Platt and Vissers, 1989; Vissers *et al.*, 1995; Lonergan and White, 1997; Martínez-Martínez *et al.*, 2004). In particular, extensional structures alone cannot discriminate between syn- or post-orogenic settings (or both). In order to do so, continuous P-T paths relying on blastesis-deformation relationships (Spear and Selverstone, 1983; Parra *et al.*, 2002) must be obtained for samples related to the main exhumation shear zones (e.g. Lister *et al.*, 1984; Spear *et al.*, 1990; Jolivet *et al.*, 1994; Jolivet *et al.*, 1998; Parra *et al.*, 2002). Texturally controlled *in situ* dating of minerals can then provide the crucial link between ages and textures with high spatial resolution as proposed by Muller (2003). The aim of this paper is to present such an integrated pressure-temperature-deformation-time (P-T- ϵ -t) approach for the Betic Cordillera.

The Betic-Rif orogen results from the closure of the westernmost part of the Tethys Ocean between Africa and the Iberian Peninsula. Subduction and crustal thickening leading to the formation of HP-LT metamorphic units probably took place from the Eocene to the Oligocene and was followed by late-orogenic extension after c. 35-30 Ma (Jolivet and Faccenna, 2000). The causes of late orogenic extension are still debated, with two main models based on slab retreat (Lonergan and White, 1997) or convective removal (Platt and Vissers, 1989). One major difference between the two scenarios pertains to the timing: convective removal is thought to be more instantaneous than slab retreat, which also shows a migration of the locus of extension. The clustering of overall ages around 20 Ma in the Betic-Rif orogen has often been taken as an argument in favor of a sudden removal of the lower lithosphere (Platt and Vissers, 1989). It is thus crucial to obtain a precise timing and scenario of exhumation (P-T- ϵ -t path) of the various metamorphic units of the internal Betics, especially for the lowermost Nevado-Filabride complex.

The internal zones of the Betic Cordillera correspond to the stacking of the Nevado-Filabride, Alpujarride and Malaguide complexes (from bottom to top), separated from each other by major crustal scale shear zones: the Betic Movement Zone (BMZ, Platt and Behrmann, 1986) and the Malaguide-Alpujarride Contact (MAC, Vissers *et al.*, 1995), respectively. Although both the Nevado-Filabride and the Alpujarride units suffered an initial high pressure low temperature (HP/LT) metamorphic event (Goffé *et al.*, 1989; Azañón and Goffé, 1997; Gómez-Pugnaire and Fernández-Soler, 1987), the P-T, structural and time evolution of the Nevado-Filabride complex is less understood.

Indeed, published P-T paths for the Nevado-Filabride complex include both cooling (Puga *et al.*, 2000; López Sánchez-Vizcaino *et al.*, 2001; De Jong, 2003) and heating during decompression (Gómez-Pugnaire and Fernández-Soler, 1987). P-T trajectories and peak temperatures undergone by these rocks range between 500 °C (González-Casado *et al.*, 1995) and 700 °C (López Sánchez-Vizcaino *et al.*, 2001). In addition, neither recent P-T estimates nor the shape of P-T paths are available for the

Bédar-Macael unit, which is the uppermost unit of the Nevado-Filabride complex (see below).

While the main exhumation of the Alpujarrides occurred through a roughly N-S regional penetrative extension between 22 and 18 Ma (Zeck *et al.*, 1989b, 1992, 2000; Monié *et al.*, 1994; Platt and Whitehouse, 1999), exhumation of the Nevado-Filabride complex took place through a roughly E-W regional penetrative extension whose timing is still debated. No consensus exists on the timing of the peak pressure event in the Nevado-Filabride complex, which ranges from the Early Eocene (Monié *et al.*, 1991) to as late as the Middle Miocene (c. 15 Ma; López Sánchez-Vizcaino *et al.*, 2001; De Jong, 2003). In particular, the recently published extremely high exhumation and cooling rates (12 km.My⁻¹, López Sánchez-Vizcaino *et al.*, 2001), based on the assumption that these 15 Ma ages represent peak burial conditions, contrast with numerous other geochronological and stratigraphical studies (Monié *et al.*, 1991; De Jong, 1992; Platt *et al.*, in press).

In order to tackle such discrepancies, this study first provides new metamorphic evolution, mineral chemistry and thermobarometric constraints for samples from the Calar Alto and Bédar-Macael units. We then present the results of in situ laser-ablation ⁴⁰Ar/³⁹Ar radiochronology on successive generations of phengite whose compositions and P-T-ε history were detailed before.

This allows discussing absolute ages of the main metamorphic stages with respect to the closure temperature concept as well as exhumation rates. These data are then combined with published low-T fission track ages (Johnson *et al.*, 1997) in order to draw a new P-T-ε-t path for the Nevado-Filabride complex. Implications in terms of tectonic processes involved in the exhumation and doming of the Betic Cordillera internal zones are then discussed.

3.2.3 Geology of the Nevado-Filabride (NF) complex

Only the geology of the Nevado-Filabride (NF) complex is detailed here and the reader unfamiliar with the geology of the Betic Cordillera is referred to recent publications (e.g., Vissers *et al.*, 1995; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Platt *et al.*, 2003).

3.2.3.1 The Nevado-Filabride core-complexes

The Nevado-Filabride metamorphic complex (Egeler and Simon, 1969) only crops out at the favour of two tectonic windows in the core of large-scale antiformal structures (Figure V.6b,c; i.e. the “Sierra Nevada-Sierra de los Filabres” and to the SE and the E, the “Sierra Alhamilla-Sierra Cabrera”). They are separated from the overlying Alpujarride units and from the associated sedimentary basins by major shear zones (see cross-section: Figure V.6d).

The NF complex is composed of three main units (García-Dueñas *et al.*, 1988; De Jong *et al.*, 1991; Vissers *et al.*, 1995) which are, from bottom to top: the Ragua (i.e. ex Veleta, Martínez-Martínez *et al.*, 2002), the Calar Alto and Bédar-Macael units with respective structural thicknesses of 4000, 4500 and 600 meters (García-Dueñas *et al.*, 1988a), the latter two corresponding to the so-called Mulhacen complex (see

Martínez-Martínez *et al.*, 2002). These three units present a roughly similar lithostratigraphic succession (as for the Alpujarride units) with a thick and monotonous sequence of presumably Palaeozoic dark schists (Lafuste & Pavillon, 1976) topped by light coloured Permo-Triassic graphitic schists and quartzites (Nijhuis, 1964; Platt *et al.*, 1984) and Triassic carbonate rocks (Kozur *et al.*, 1985). The most complete section of the NF complex can be found in the Sierra de los Filabres (Figure V.6b).

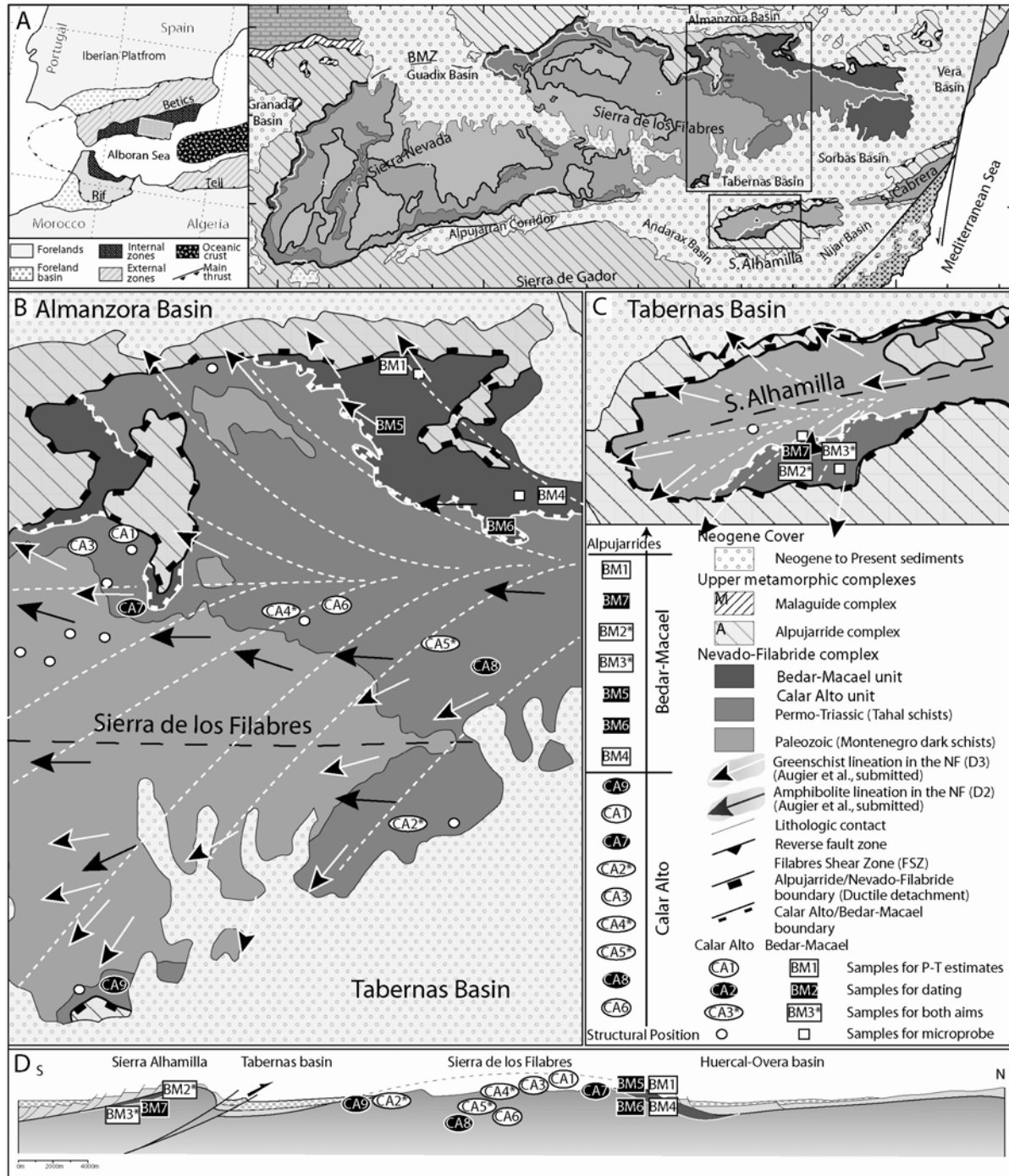


Figure V.6: Tectonic maps and location of the samples. A) Location of the studied areas within the Gibraltar arc (inset) and the Nevado-Filabride domes. B-C) Position of the samples on the maps of the Eastern Sierra de los Filabres and the Sierra Alhamilla, respectively. The main D2 and D3 stretching direction are indicated. D) Position of the samples along a schematic N-S cross section. Note that the relative structural location of the samples is also given across the vertical axis of the legend. Key to symbols (used hereafter in other figures): circles and squares: samples from Calar Alto and Bédar-Macael units, respectively; empty symbols: samples only studied for thermobarometry; filled symbols: samples only studied for geochronology; stars: samples used for both purposes; small dots: other samples not detailed here.

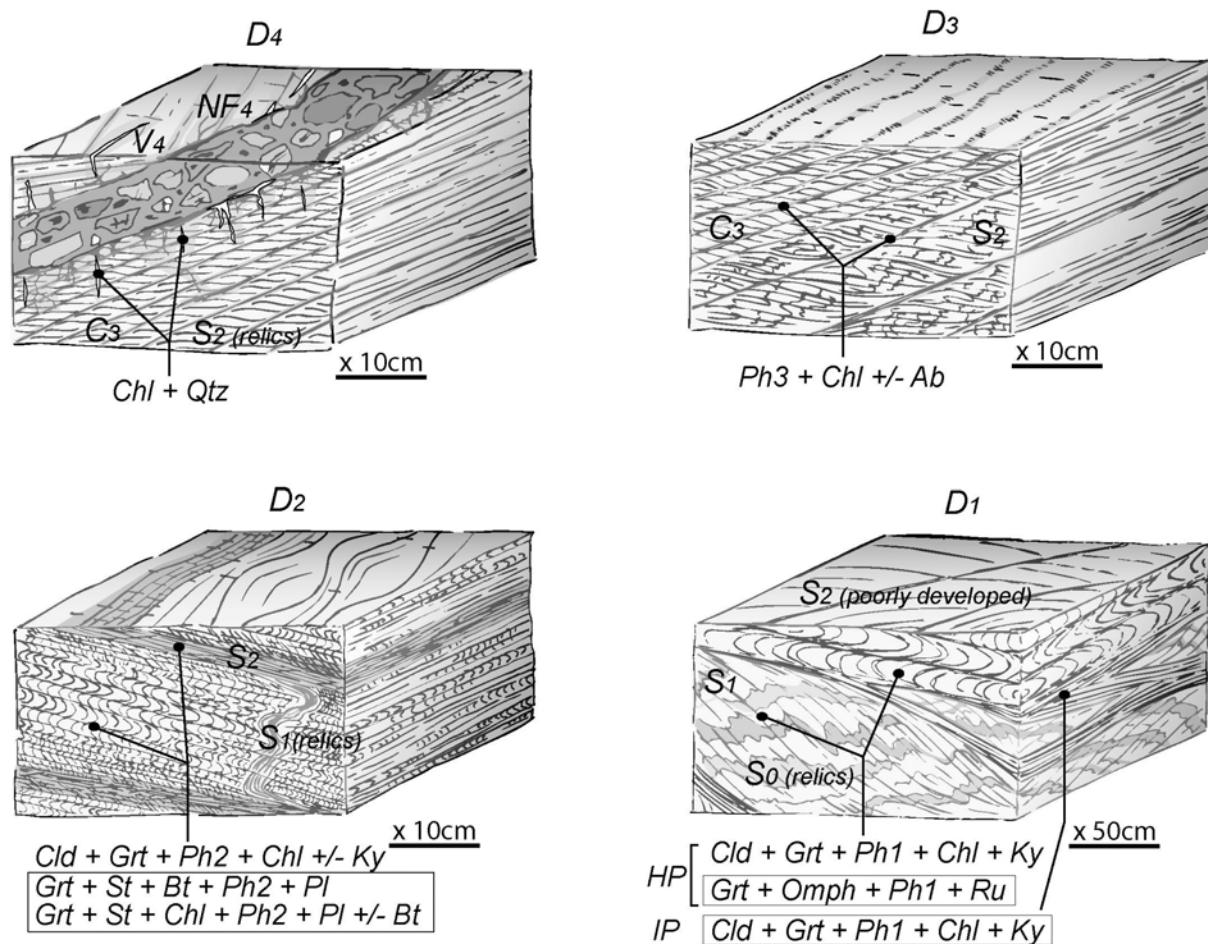
Adjacent Neogene Basins were infilled from the Serravallian-Tortonian boundary (c. 12 Ma) to the Plio-Quaternary, with evidence of syn-tectonic infill related to the exhumation of the NF complex (see below) from 12 to 8 Ma (Augier *et al.*, subm.).

Despite abundant stratigraphic markers in the Nevado-Filabride complex (Nijhuis, 1964; Kozur *et al.*, 1985; Lafuste and Pavillon, 1976; Platt *et al.*, 1984; Tendero *et al.*, 1993), the youngest stratigraphic constraints from meta-sediments are Cretaceous (Tendero *et al.*, 1993) and thus not very restrictive for the timing of the metamorphism (as already pointed out by Monié *et al.*, 1991).

3.2.3.2 Structural evolution of the Nevado-Filabride complex

The detailed structural evolution of the Nevado-Filabride complex, which is beyond the scope of the present paper, was recently investigated by Augier *et al.* (submitted) in order to relate the tectonic evolution of the NF complex and the formation of adjacent basins. Only the main informations are thus summarized here.

Figure V.7: 3-D sketches derived of field observation illustrating the outcrop-scale tectono-metamorphic evolution of the Nevado-Filabride complex. Successive parageneses are closely associated with (macro-) textures (also visible at the thin section scale). This evolution is separated into 4 main deformation stages labelled from D1 to D4, which is from peak-burial conditions to the latest extensional deformation taking place under brittle conditions. Framed/unframed assemblages belong to the Bédar-Macael/Calar Alto units, respectively.



Very little is known about early deformation stages coeval with thickening, rising pressure and temperature and peak-pressure conditions (D1; Vissers, 1981; Bakker *et al.*, 1989). The first schistosity (S_1) is seen only in the core of the complex within isolated lenses preserved from further deformation; in places, the relationships between the initial bedding (S_0) and S_1 can be observed in the hinges of F_1 folds (Figure V.7).

In fact, the Nevado-Filabride complex primarily shows a succession of extensional deformation phases (labelled D2, D3 and D4) interpreted as a continuum of strain localisation during exhumation with a progressive evolution from ductile to brittle regime.

D2 is characterised by the development in most of the NF complex of a generally gently dipping, planar-linear anisotropy (S_2 - L_2), axial-planar to F_2 folds. S_2 foliation carries a strong and penetrative E-W stretching lineation (L_2) which is more intense towards the major BMZ contact with the Alpujarrides. Kinematic indicators (absent or rare in the lower part of the complex) increase near the BMZ contact, indicating a consistent non-coaxial flow near the top of the complex accompanied by the progressive disappearance of S_0 and S_1 features. Direction and sense of shear consistently indicate an overall top-to-the W shear (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1991; Jabaloy *et al.*, 1993; Martínez-Martínez and Azañón, 1997, Martínez-Martínez *et al.* 2002).

All previous structures, particularly in the highest part of the NF complex, are affected by a late D3 extensional cleavage. This cleavage is highly penetrative near major shear zones, and finite strain and the degree of non-coaxiality increase toward the top of the complex, as revealed by the progressive increase of the shear band dip and the strong overprint of previous structures. Most importantly, a progressive change in the shear direction and an outward rotation of the stretching lineations toward the limbs of the Sierras are observed: top-to-the W shear senses, which are observed along the antiform axis, progressively rotate toward the N on the northern limb and toward the S on the southern limb. This pattern suggests that extension is principally controlled by E-W crustal stretching coupled with N-S extension due to gravitational processes induced by the formation of domes.

Brittle conditions (D4) point to an amplification of this pattern leading to locally predominant lateral extension (i.e. N-S). This result is confirmed by cooling ages which illustrate that the cores of domes were systematically exhumed before their adjacent limb (as already pointed out by Martínez-Martínez *et al.*, 2002), in addition to a progressive younging of the fission tracks ages toward the W (Johnson *et al.*, 1997). It should be noted that this time and space transition from regional E-W to N-S extension in the metamorphic domes reconciles the history of ductile deformation with the N-S extension responsible for the formation of the Eastern Betic basins.

Age constraints on the P-T evolution of the NF complex

Unlike for the Alpujarride complex, no consensus exists on the timing of the peak pressure event in the Nevado-Filabride complex, which ranges from the Early Eocene (Monié *et al.*, 1991) to as late as the Middle Miocene (c. 15 Ma; López Sánchez-Vizcaino *et al.*, 2001; De Jong, 2003). High exhumation and cooling rates recently based on 15 Ma ages attributed to peak burial (D1) conditions (without accurate control on the time of growth of the dated minerals) contrast with numerous other geochronological and stratigraphic data (Figure V.15a). Amphibolite facies retrogression coeval with the formation of the S2 foliation (D2) is only constrained by the study of Monié *et al.* (1991).

Late exhumation stages are better constrained, as several studies dated the greenschist facies retrogression (Monié *et al.*, 1991; De Jong *et al.*, 1991; Platt *et al.*, in press). Yet, although some of the 30-15 Ma ages may correspond to D3 (e.g., the 17-16 Ma cluster; Figure V.15a), the lack of reliable control of the texture and time of growth of phengite prevent any definitive interpretation.

The final exhumation stages (D4) are constrained by fission tracks (FT) cooling ages (Johnson *et al.*, 1993, 1997) on both zircons and apatites (closure temperature around 250-290°C and \approx 60-110°C, respectively; Hurford, 1990; Tagami and Shimada, 1996; Gunnell, 2000). Zircon FT ages of Johnson *et al.* (1997) show that cooling occurred first in the E (Sierra de los Filabres) at the Serravallian-Tortonian boundary (12 Ma) and was completed by the middle Tortonian in the W (9-8 Ma; Sierra Nevada). In the studied transect across the Sierra de los Filabres, last extensional deformation increments took place from 11.9 ± 0.9 Ma for zircons and 8.9 ± 2.9 Ma for

apatites, with core ages systematically older than those of the NF complex adjacent limbs.

These results are consistent with the presence at the base of the sedimentary infill of neighbouring basins (i.e. Tabernas basin and Huercal-Overa basin) of disorganised red conglomerates (Mora, 1993; Vissers *et al.*, 1995; Augier *et al.*, submitted) carrying the first Nevado-Filabride detritus, thought to be Upper-Serravallian to Serravallian-Tortonian boundary (Ruegg, 1964; Braggia and Martin, 1988; Kleverlaan *et al.*, 1989; Briend *et al.*, 1990; Vissers *et al.*, 1995; Pascual-Molina, 1997; Poisson *et al.*, 1999; Augier *et al.*, submitted).

Accurate constraints for the above mentioned stages are thus needed in order to establish an internally consistent P-T- ϵ -t tectonic model.

3.2.4 Sampling and analytical methods

3.2.4.1 Sample selection

Metapelite samples were selected from the presumably Permo-Triassic unit (García-Dueñas *et al.*, 1988) of both the Bédar-Macael (BM) and the Calar Alto (CA) units to avoid inheritance of mineral relics and/or Ar excess in phengite from the Hercynian metamorphism recognized in the underlying Paleozoic unit (Puga, 1977). Samples were selected in key outcrops providing unambiguous deformational features such as the ones illustrated on Figure V.7. Stars refer to samples for which full P-T- ϵ -t estimates were obtained.

Oriented samples witnessing the main deformation stages were chosen so as to ensure a good tectonic control and thin sections were prepared in the XZ plane. Location of the samples in the structural nappe stack is indicated in Figure V.6b, c, d (maps and cross section).

3.2.4.2 Microprobe and P-T estimates

Microprobe

Mineral analyses were performed with Camebax SX50 and SX100 electron microprobes at University Paris VI and at the Granada University (15kV, 10nA, PAP correction procedure) using Fe₂O₃ (Fe), MnTiO₃ (Mn, Ti), diopside (Mg, Si), CaF₂ (F), orthoclase (Al, K), anorthite (Ca) and albite (Na) as standards.

P-T estimates

The major source of errors in P-T estimates stems from the equilibrium criteria used to select parageneses. We combined criteria such as the habit of minerals, their textural relationships, and their micro-structural location to select the minerals used in each multiequilibrium calculation. We used minerals involved in the same micro-structural domain and in close contact, which are believed to have crystallised at the same time. In parageneses involving garnet, minerals in the pressure shadows were assumed to be in equilibrium with the rim composition. The program THERMOCALC was used to apply an average pressure-temperature calculation (Powell and Holland, 1988, 1994, 1998) to assemblages that are interpreted to be in textural equilibrium. THERMOCALC calculations were typically performed for low variance stage 1 and stage 2 mineral assemblages (see below). TWEEQU software was used for high-variance mineral associations such as phengite, chlorite \pm albite, or only chlorite and quartz. P-T results allowed constraints to be placed on the P-T paths for the two different units.

3.2.4.3 THERMOCALC thermobarometry calculations

Calculations used the internally consistent thermodynamic dataset of Holland and Powell (1998) and the program THERMOCALC v3.0 (Powell *et al.*, 1998). Calculations were made on metapelitic assemblages except for assemblages of the Bédar-Macael metabasites. Recalculation of the analysis, including the calculation of Fe³⁺ iron and mineral end-member activities was performed with the downloadable program AX, of Holland and Powell (<ftp://www.esc.cam.ac.uk/pub/minp/AX/>).

Only P-T estimates satisfying the equilibrium test criteria (e.g., sigfit, hat; Holland & Powell, 1998) have been considered in this study (and plotted onto Figure V.10). Accuracy on the P-T estimates, estimated by the error ellipse parameters, is typically of the order 10-30°C for temperature and 1-1,5kbar for pressure, except for the calculations on the eclogitic association (stage 1) of the Bédar-Macael unit where they reach 50°C and 2kbar.

3.2.4.4 TWEEQU Multiequilibrium thermobarometry

The multi-equilibrium approach (Berman, 1991; Vidal and Parra, 2000) was chosen for deriving continuous P-T paths for rocks which include mica-chlorite pairs because i) these minerals rather recrystallise than change composition by lattice diffusion (especially at the low temperatures of blueschist and greenschist facies metamorphism) and ii) a relative chronology of phyllosilicate growth can frequently be determined using micro-structural criteria (Vidal & Parra, 2000; Parra *et al.*, 2002). In this study, we used this method only for low-pressure-low-temperature characterisation, where only mica and chlorite record the P-T changes.

The P-T location of these reactions was calculated with TWEEQU 2.02 software (Berman, 1991) and its associated database JUN92 together with thermodynamic properties for Mg-amesite, Mg-sudoite, Mg-celadonite and chlorite and mica solid-solution models from Vidal *et al.*, (1992; 1994; 1999; 2001), Vidal & Parra (2000) and Parra *et al.*, (2002). The character and magnitude of these uncertainties have been discussed by Parra (2001), Vidal *et al.* (2001) and Trotet *et al.*, (2001). Following these authors, the temperature (σT) and pressure (σP) scatter are calculated with INTERSX (Berman, 1991) and if $\sigma P > 800$ bar or $\sigma T > 25$ °C the minerals are considered to be out of equilibrium and the P-T estimates are rejected.

3.2.4.5 Ar-Ar *in situ* dating

The Ar/Ar *in situ* laser ablation technical procedure was first proposed by Schaeffer *et al.* (1977), modified by Maluski and Monié (1988), and was recently detailed elsewhere (Agard *et al.*, 2002). We recall here the main stages for Ar/Ar *in situ* sample preparation and analytical procedure. The laser block consists of (a) a continuous 6w argon ion LASER, (b) a beam shutter for selection of laser exposure time, with typically 5 milliseconds pulses separated by 40 milliseconds and (c) a set of lenses for beam focussing. The number of pulses depends on the nature of the analysed mineral, its K-content and its presumed age. Gas collection and mass analysis is made of three distinctive parts with (d) the sample chamber where gas extraction is done, (e) the purification line with hot and nitrogen liquid (cold) traps and (f) a MAP 215-50 noble gas mass spectrometer equipped with an electron multiplier.

Rock sections of ≈ 1 mm thick which had been used to make the petrographic thin-section were double polished to 1 μ m. Whole section and detailed area photographs of both the rock section and corresponding thin section were taken for an accurate during laser experiment. All samples were ultrasonically rinsed in ethanol and distilled water, wrapped in pure aluminium foils and then irradiated in the Mc Master nuclear reactor (Canada) with several aliquots of the MMHb-1 (520,4 1,7Ma; Sanson and Alexander, 1987) standards. After irradiations both the monitors and the sections were placed on a Cu-holder inside high vacuum gas extraction system for 48 hr. at 150 to 200°C. For each age determination, argon was extracted from a 200x500 μ m surface which always corresponds to a mixture of several phengite grains taking into account the small size of the grains. The crater is a 30-40 μ m approximate hemisphere surrounded by a circular wall made of melted material. Incision of the sample did not exceed 10-20 μ m deep depending on the three-dimensional orientation of the phengite grains.

Once the extraction done, 5 min are required for gas extraction and cleaning of the line and 15 min for data acquisition by peak jumping from mass 40 to mass 36 (8 steps).

Each experiment was corrected for the presence of atmospheric argon assuming that all ^{40}Ar is radiogenic except from the fraction associated with ^{36}Ar which is estimated through the $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ isotopic ratio (i.e. ≈ 295.5). Additional corrections consisted in subtracting the line blank which was evaluated every two or three gas extractions.

3.2.5 Mineral evolution

3.2.5.1 Crystallisation-deformation relationships

In the study area, several successive parageneses systematically relate to the main deformation stages inferred from field data, which were recalled above and on Figure V.7. and Table V.1 gives the detailed paragenetic evolution of each Nevado-Filabride unit during the retrograde metamorphic evolution. Microphotographs of representative mineral associations are shown on Figure V.8.

Representative analyses given in Table V.2 (hereafter, c.p.f.u.: cation per formula unit) correspond to samples presented on Figure V.8, so as to illustrate how P-T results and later Ar/Ar dating were performed (stars refer to samples for which full P-T-t estimates were obtained). They represent turning points of both the Calar Alto and the Bédar-Macael P-T paths.

Unit	Sample	D1	D2		D3	Accessories
Bédar-Macael	BM4	Omp, Grt, Ph, Ru				Amph, Alb, Spn
	BM3*	Cld, Grt, Ph1, Chl, Ky	St, Grt, Bt, Ph2, Pl	(St), Grt, Bt, Ph3, Chl	Ph4	Qtz, Ru, Tit, Ap, Rt, Cal
	BM2*		St, Grt, Bt, Ph, Pl	(St), Grt, Bt, Ph, Chl	Ph4	Qtz, Ru, Tit, Ap, Rt, Spn
	BM1				Chl, Ph4	Qtz, Ab, Mag, Grt, Ep, Tur
Calar Alto	CA6	Cld, Grt, Ph1, Chl, Ky		Ph2	Ph3	Qtz, Mag, Ep, Rt
	CA5*	Cld, Grt, Ph1, Chl, Ky		Ph2	Ph3	Qtz, Mag, Tur, Ap, Rt
	CA4*	Cld, Grt, Ph1, Chl, Ky		Ph2	Ph3	Qtz, Mag, Ep
	CA3		Cld, Grt, Ph2, Chl			Qtz, Ep, Tur
	CA2*		Cld, Grt, Ph2, Chl			Qtz, Mag, Ep
	CA1				Chl, Ph3	Qtz, Ab, Mag, Grt, Ep, Tur

Table V.1: List of successive parageneses for each sample. Mineral abbreviations are from Kretz (1983) except Amph: amphibole; Omp: omphacite; Phg: phengite.

D1 stage The eclogitic mineral association of the Bédar-Macael metabasites comprises garnet, omphacite, phengite (often rare and tiny) and rutile (Figure V.8a), located at the boundary of the magmatic grain whose texture is still recognisable (see also Morten *et al.*, 1987; Puga *et al.*, 2000). On Figure V.8a garnet, omphacite and HP phengite are included inside a large D2 stage amphibole.

In the Calar Alto unit, HP/LT paragenesis correspond to garnet, chloritoid, phengite and chlorite associated with kyanite and rutile (Figure V.8b; Table V.1).

D2 stage In Bédar-Macael metabasites, stage D2 corresponds to the transformation of the stage 1 paragenesis into amphibole, plagioclase and titanite (i.e. from rutile, Figure V.8a). In the pelitic rocks, mineral associations comprise staurolite, biotite, garnet, phengite \pm kyanite (Figure V.8c,d).

These minerals are predominantly syn-kinematic. Phengite forming the often very penetrative S2 foliation are a lot less substituted than in the previous stage, with

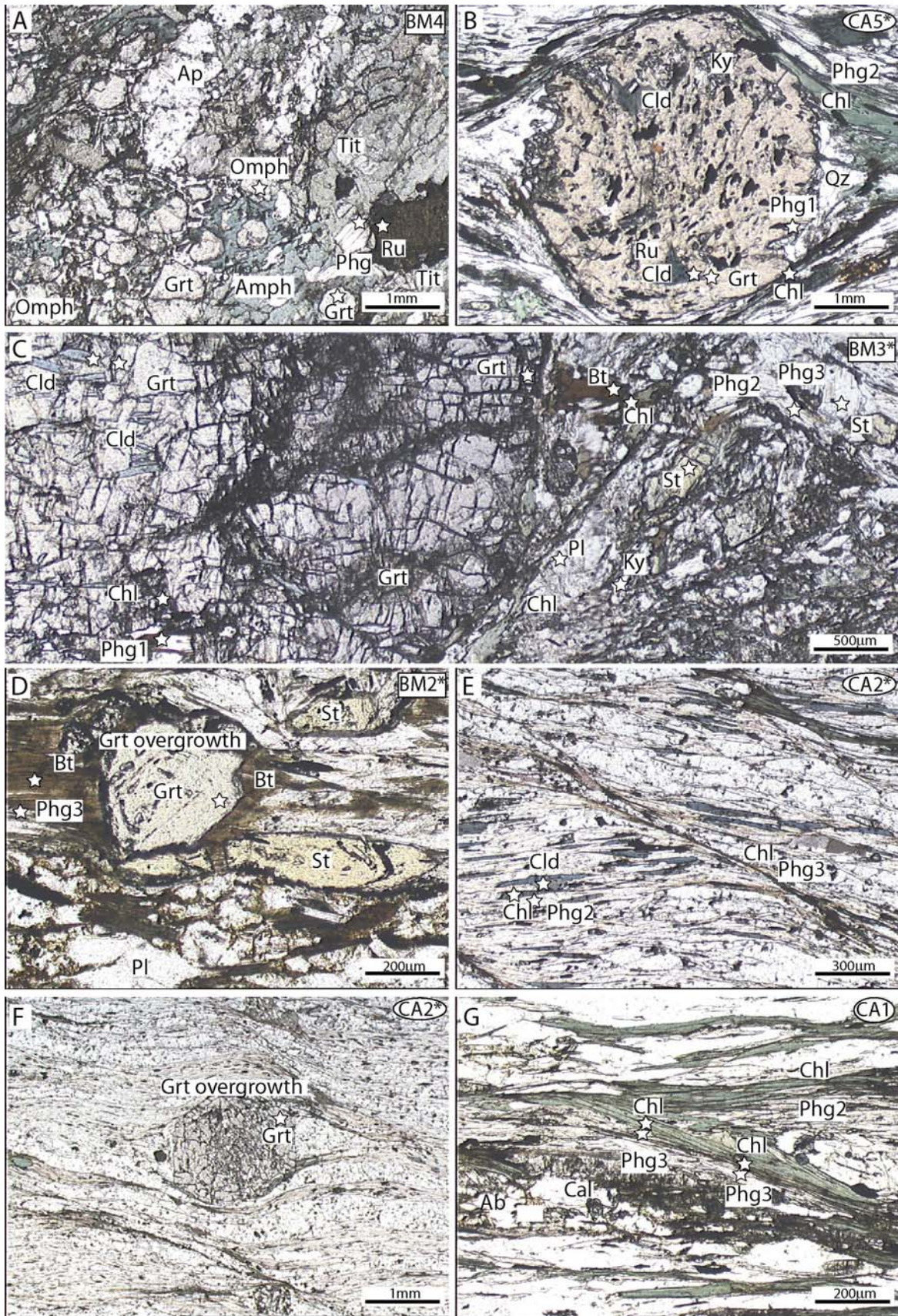
values about 3.15 c.p.f.u. Rutile in the matrix is partially replaced by titanite while still preserved in the garnet. The case of sample BM3* (Figure V.8c) is particularly interesting, as the D1 paragenesis is partly preserved inside the garnet with Fe-chloritoid, while the matrix is mostly characterised by D2 minerals including biotite, staurolite and plagioclase. On the basis of textures, we considered the following three successive parageneses, Grt-Cld-Phg-Chl, Grt-Phg-St-Bt±Pl, and Grt-Phg-Bt-Chl in our calculations. Another example of this latter paragenesis is given by the closer textural association of Figure V.8d (sample BM2*). Details of the mineral evolution for each sample are given in Table V.1.

In the Calar Alto unit, the post-HP/LT paragenesis corresponds to a garnet overgrowth around the HP/LT garnet, together with chloritoid (in the matrix), phengite and chlorite (Table V.1). A microphotograph of this paragenesis is shown in Figure V.8e, where a new generation of chloritoid underlines the S2 foliation. A larger scale view (Figure V.8f) demonstrates that garnet overgrowth occurred during the formation of the chloritoid-rich S2 foliation.

D3 stage In the most deformed, highest parts of the NF complex (for both units), stage 3 corresponds to the crystallisation of large amounts of chlorite, phengite ± albite. This paragenesis overprints and thus clearly post-dates stage S2 parageneses. Figure V.8g illustrates the neo-crystallisation of phengite and chlorite along a C3 shear band post-dating the chloritoid, chlorite and phengite S2 foliation (Figure V.8).

D4 stage Crystallisation of D4 minerals, mainly chlorite and albite, occurs at the vicinity of the main BMZ shear zone roofing the NF complex, mostly in quartz veins. Although these veins represent useful kinematic indicators of the ductile-brittle to purely brittle stages, the P-T conditions for this late stage were not investigated and are not discussed below.

Figure V.8: Microphotographs of representative textures and structures. Dots refer to microprobe analyses given in Table V.2. A) Partially preserved mafic eclogite (sample BM4) showing the garnet-omphacite-phengite-rutile paragenesis within a retrograde amphibolite matrix. B) High-pressure assemblage partially preserved as rutile, chloritoid and phengite inclusions in garnet (sample CA5). C) Typical example of the progressive record of P-T conditions in some metapelites (sample BM3*): inclusions in garnet comprise chloritoid, rutile, phengite which yield HP conditions (together with kyanite relics in the matrix), while the assemblage staurolite-biotite-plagioclase later developed in the matrix as well as successive phengite generations (corresponding P-T estimates are given in the legend of Table V.2). See also Figure V.19b for garnet, phengite and chlorite chemistry. D) Late staurolite-garnet-biotite-bearing S2 foliation (sample BM2*). E) Chlorite-chloritoid-phengite-bearing S2 foliation deformed by chlorite-phengite±albite-bearing C3 shear bands. The relic S2 paragenesis yields equilibrium conditions with the rim of the garnet porphyroblast shown in picture F) (sample CA2*). F) Relic garnet porphyroblast showing a clear syn-S2, post HP overgrowth (while the core is underlined by the presence of many inclusions; sample CA2*) whose zonation is given in Figure V.19a. G) Close-up view of a post-S2 C3 shear band underlined by chlorite and phengite. Successive recrystallisations and decreasing P-T estimates from 3-4 kbar/550°C to 1-2 kbar/350°C suggest that this shear band apparently recorded the whole of the D3 cooling path (sample CA1). See text for details and Table V.1 for a detailed list of mineral*



3.2.5.2 Mineral compositions

Table V.2 lists representative analyses of the D1 to D3 stages for both units. Each mineral of this table is involved in one of the above mentioned parageneses, whose corresponding microphotograph was presented earlier (Figure V.8). Equilibrium P-T estimates derived from these assemblages are also given in Table V.2 (see also Figure V.10, V.11).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	Phg	Phg	Phg	Phg	Phg	Phg	Phg	Phg	Phg	Phg	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
	BM 4	BM 3*	BM 3*	BM 2*	CA 5*	CA 2*	CA 1	CA 1	BM 1	BM 1	BM 4	BM3*	BM 3*	BM2*	CA 5*	CA 2*
SiO2	50,21	46,60	46,92	46,00	47,07	45,12	46,90	46,28	47,07	47,41	37,68	36,57	38,12	37,14	37,28	36,52
TiO2	0,49	0,21	0,41	0,34	0,42	0,16	0,54	0,34	0,42	0,34	0,11	0,06	0,00	0,14	0,18	0,09
Al2O3	28,88	33,79	35,17	35,20	31,37	34,71	30,62	30,84	31,37	30,71	20,36	20,89	19,88	20,71	19,83	20,63
FeO	2,49	1,66	1,62	1,09	3,92	2,89	3,72	4,05	3,92	4,07	28,45	32,56	35,19	33,80	27,38	26,93
MnO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,09	0,00	0,06	0,34	0,24	0,19	1,79	7,90	6,26
MgO	3,06	0,91	0,67	0,55	1,32	0,71	1,49	1,36	1,32	1,59	2,98	1,71	1,55	1,44	2,11	2,14
CaO	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02	0,02	0,05	0,04	0,02	0,00	9,52	7,64	5,93	5,44	5,96	5,89
Na2O	0,55	1,16	0,99	1,06	1,42	1,09	1,27	1,42	1,42	1,19	0,10	0,10	0,00	0,06	0,09	0,03
K2O	8,01	8,99	8,93	9,10	9,17	8,90	9,03	9,12	9,17	9,19	0,00	0,05	0,00	0,01	0,10	0,01
Totals	93,67	93,31	94,71	93,41	94,70	93,63	93,61	93,54	94,70	94,56	99,50	99,82	100,88	100,52	100,83	98,52
struct. Formulae																
Si	3,36	3,15	3,12	3,10	3,18	3,06	3,20	3,18	3,18	3,21	3,01	2,96	3,06	2,99	3,00	2,98
Ti	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Al	2,28	2,69	2,75	2,79	2,50	2,78	2,46	2,49	2,50	2,45	1,92	1,99	1,88	1,97	1,88	1,98
Fetot	0,14	0,09	0,09	0,06	0,22	0,16	0,21	0,23	0,22	0,23	1,90	2,20	2,36	2,28	1,84	1,84
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,12	0,54	0,43
Mg	0,31	0,09	0,07	0,06	0,13	0,07	0,15	0,14	0,13	0,16	0,35	0,21	0,19	0,17	0,25	0,26
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,81	0,66	0,51	0,47	0,51	0,52
Na	0,07	0,15	0,13	0,14	0,19	0,14	0,17	0,19	0,19	0,16	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01
K	0,68	0,77	0,76	0,78	0,79	0,77	0,79	0,80	0,79	0,79	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
XMg	0,69	0,49	0,43	0,47	0,38	0,30	0,42	0,38	0,37	0,41	0,16	0,09	0,07	0,07	0,10	0,10
17																
	Omp	Cld	Cld	Cld	Bt	Bt	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl
	BM 4	BM 3*	CA 5*	CA 2*	BM 3*	BM 2*	BM 3*	BM 2*	CA 5*	CA 2*	CA 1	CA 1	BM 1	BM 1	BM 3*	BM 3*
	1	75/1	132	1	11 / 1	1 44	35/3	1 38	147	3	6/6	4/4	13/2	13/03	55 / 1	28 / 1
SiO2	55,42	24,34	23,10	23,39	34,41	32,30	27,58	23,91	26,98	25,69	25,61	26,34	26,39	26,29	59,92	28,22
TiO2	0,09	0,11	0,00	0,00	1,12	0,99	0,18	0,19	0,09	0,09	0,09	0,06	0,20	0,12	0,01	0,92
Al2O3	10,76	39,89	40,27	39,12	18,69	18,53	23,58	23,26	21,04	21,51	20,91	21,24	21,26	21,55	26,63	52,25
FeO	6,57	26,27	23,57	22,96	24,01	24,00	23,97	27,37	20,65	21,72	21,01	21,10	21,24	21,23	0,02	12,43
MnO	0,03	0,01	0,42	0,68	0,04	0,09	0,12	0,23	0,30	0,37	0,12	0,18	0,16	0,23	0,00	0,14
MgO	6,87	2,64	4,40	4,40	9,32	9,13	11,79	11,97	17,30	17,46	16,73	16,17	16,47	17,38	0,00	0,83
CaO	11,63	0,02	0,00	0,01	0,03	0,28	0,02	0,02	0,05	0,02	0,04	0,09	0,03	0,00	6,97	0,00
Na2O	7,97	0,03	0,00	0,01	0,17	0,20	0,01	0,03	0,16	0,00	0,04	0,08	0,10	0,05	7,71	0,00
K2O	0,00	0,03	0,00	0,01	8,28	8,00	0,11	0,21	0,25	0,02	0,05	0,03	0,09	26,29	0,17	0,00
Totals	99,34	93,35	91,77	90,56	96,06	93,51	87,35	87,19	86,83	86,87	85,93	85,27	85,95	86,85	101,42	94,80
struct. Formulae																
Si	2,00	1,00	0,96	0,99	2,65	2,57	2,86	2,57	2,80	2,68	2,74	2,79	2,77	2,73	2,63	1,92
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,06	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,05
Al	0,46	1,94	1,98	1,94	1,69	1,74	2,88	2,94	2,57	2,65	2,63	2,65	2,63	2,64	1,38	4,18
Fetot	0,20	0,91	0,82	0,81	1,54	1,60	2,08	2,46	1,79	1,90	1,88	1,87	1,87	1,84	0,00	0,71
Mn	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01
Mg	0,37	0,16	0,27	0,28	1,07	1,08	1,82	1,92	2,68	2,72	2,66	2,55	2,58	2,69	0,00	0,08
Ca	0,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,33	0,00
Na	0,56	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,66	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,81	0,81	0,01	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
XMg	0,65	0,15	0,25	0,25	0,41	0,40	0,47	0,44	0,60	0,58	0,59	0,58	0,58	0,59	0,00	0,11

Unit	Sample	Paragenesis	P	σP	T	σT	Picture (Fig. 3)
Bedar-Macael	BM1	Phg9, Chl29	1,5	0,8	419	14	
	BM1	Phg10, Chl30	2,9	0,4	561	7	
	BM2*	Grt14, Bt22, Phg4, Chl24	4,0	2,0	559	19	D
	BM3*	Grt13, Bt21, St32, Phg3, Pl31	7,2	1,3	601	34	C
	BM3*	Cld18, Grt12, Phg12, Chl23, Ky	12,2	2,9	566	13	C
	BM4	Omp17, Grt10, Phg1, Rt	20,1	2,4	647	61	A
Calar Alto	CA1	Phg7, Chl27	1,6	0,6	361	9	G
	CA1	Phg8, Chl28	2,5	0,7	550	10	G
	CA2*	Cld20, Grt16, Phg6, Chl26	6,5	2,3	565	12	E-F
	CA5*	Cld19, Grt15, Phg5, Chl25, Ky	13,1	2,2	563	12	B

Table V.2: Representative microprobe analyses of major index minerals from the Calar Alto and Bédar-Macael units. Same mineral abbreviations as for Table 1. These mineral compositions were used to estimate P-T conditions: parageneses and corresponding P-T estimates are given at the bottom of this table.

Phengite (Phg) show Si contents of 3.36 to ≈ 3.00 c.p.f.u (Table V.2; Figure V. 9d,e) with strong variations from a sample to another. Variable Si contents are generally interpreted in terms of Tschermak substitution alone (between the celadonite and muscovite end members), which is favoured by an increase of pressure (Velde, 1967; Massonne and Schreyer, 1987; Massonne, 1995). Si contents are high in D1 phengite and decrease in each sample during the retrograde deformation stages. Some Calar Alto metapelites contain phengite with a Si content around 3.40-3.35 c.p.f.u (i.e. > to those shown in Table V.2), but this phengite does not provide equilibrium HP/LT P-T results: it is interpreted as a relic of prograde stages. Figure V.9 shows that Si contents variations of the sample BM3* comprise a small amount (c. 10 mol%) of pyrophyllite component and deviate from the purely Tschermak type substitution. Si contents vary from 3.27 c.p.f.u for S1 phengites preserved inside the garnet and in their adjacent pressure shadows down to ≈ 3.00 c.p.f.u for rosette-like phengite post-dating the S2 foliation (Figure V.8c). S2 foliation phengite shows a continuous range of Si contents between ≈ 3.15 and ≈ 3.05 c.p.f.u (Figure V.9), which, at least in places, corresponds texturally to successive neo-crystallisation of phengite during the formation and development of the S2 foliation (Figure V.8c). This suggests that during the P-T evolution, equilibrium is maintained by the crystallisation of new phengite grains of different composition, as suggested by Vidal and Parra (2000), rather than by the progressive reequilibration of older grains. These contrasted phengite compositions allow to infer different P-T estimates and to expect distinct radiometric ages by laser-probe *in-situ* age dating.

Chlorite (Chl): according to Vidal & Parra (2000) variations in the chlorite compositions can be explained in terms of (1) FeMg_{-1} substitution between the daphnite (Daph: $\text{Fe}^{2+}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_4$) and clinochlore (Clin: $\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_4$) end members, (2) Tschermak substitution ($\text{Al}_2\text{R}^{2+}_{-1}\text{Si}_{-1}$: TK) between clinochlore/daphnite and amesite (Am: $(\text{Fe,Mg})_4\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_4$), and (3) di-trioctahedral substitution ($\square\text{Al}_2\text{R}^{2+}_{-3}$: DT) between daphnite/clinchlore and sudoite (Sud: $\square(\text{Fe,Mg})_2\text{Al}_4\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_4$). Most of the chlorite compositions of the studied samples plot along a line corresponding to the TK substitution with amesite contents between 25 and 60 mol% (e.g., Figure V.9d for sample BM3*). Sudoite content varies between ≈ 0 and ≈ 30 mol% (e.g., Figure V.9d). As for phengite, a clear trend is visible in the XMg vs Si contents, which underlines progressive changes during the retrograde evolution.

Garnet (Grt) are generally Fe rich and show, in Calar Alto samples, a chemical zoning characterised by a depletion in Ca and Mn and an enrichment in Mg and Fe towards the rims (Figure V.9a,b,c). Core-rim compositions are $\text{XPyp} = 0.03\text{-}0.06$; $\text{XAlm} = 0.70\text{-}$

0.82; XSps = 0.05-0.00; XGrs = 0.22-0.12 in the pelitic rocks of the Calar Alto unit. In the Bédar-Macael unit, core-rim compositions are XPyp = 0.05-0.08; XAlm = 0.60-0.73; XSps = 0.02-0.01; XGrs = 0.33-0.18 for the metapelites. Garnet is even more homogenous in the metabasites and typical compositions (core-rim) are XPyp = 0.10-0.09; XAlm = 0.62-0.59; XSps = 0.02-0.01; XGrs = 0.26-0.21.

Chloritoid (Cld) are always Fe rich and devoid of chemical zoning. XMg for D1 stage chloritoid is around 0.17-0.14 in the Bedar Macael, and 0.32-0.23 in the Calar Alto unit. Later, D2 stage chloritoid (for Calar Alto) shows XMg values around 0.25-0.21.

Biotite, staurolite, omphacite, and plagioclase: these minerals show only minor compositional variations from one thin-section to the other. Representatives analyses are given on Table V.2.

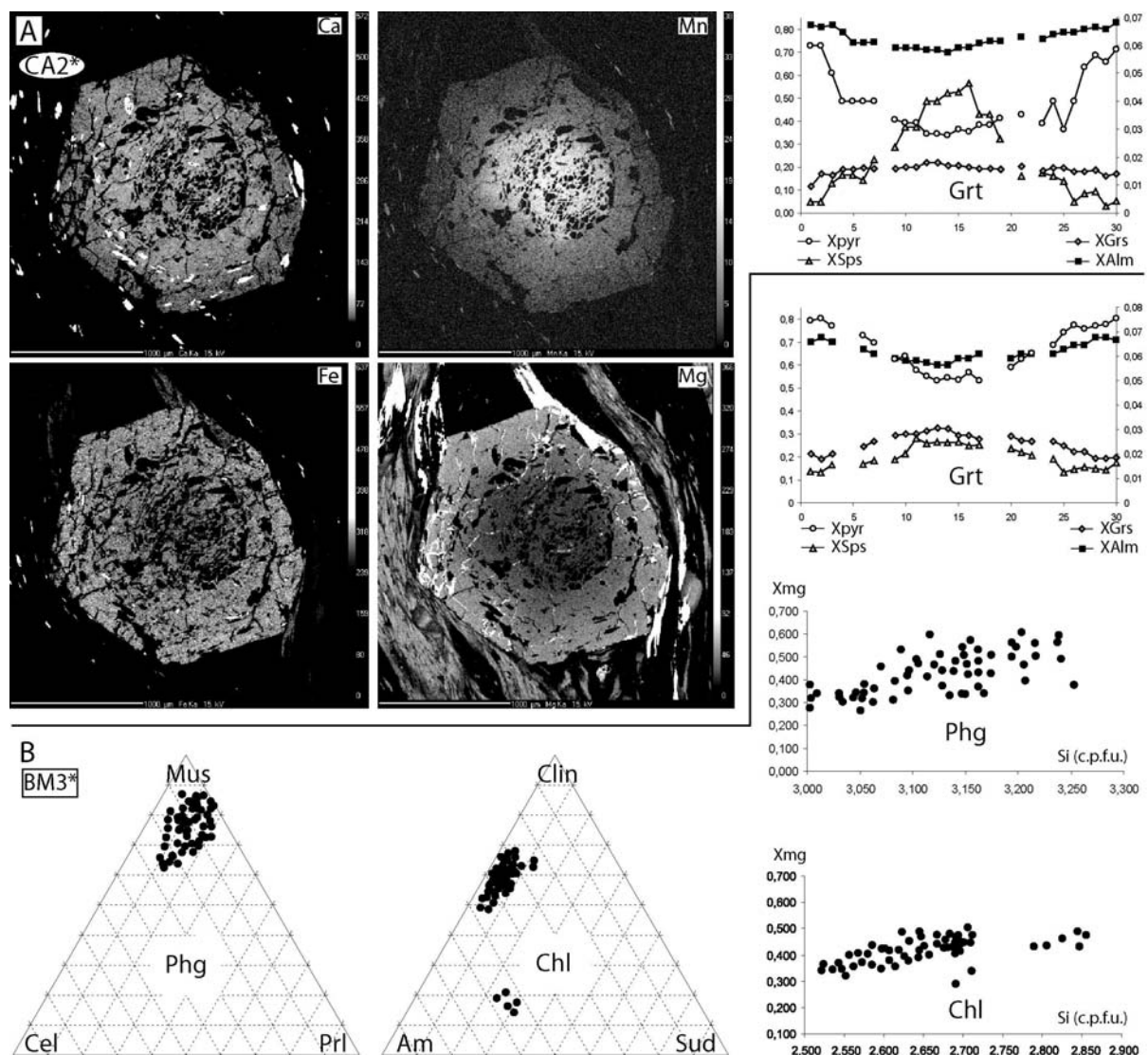


Figure V.9: A) Element maps (Fe, Mn, Mg, Ca) showing core to rim garnet zoning in sample CA2* with an increase of Fe and Mg towards the rim and correlative decrease in Ca and Mn. The corresponding garnet profile is shown to the right of the maps. B) Chemical variations of phengite, chlorite and garnet in sample BM2*.

3.2.6 P-T-t results and discussion

3.2.6.1 P-T results

Averaged P-T estimates and associated uncertainties for the D1 to D3 stages are presented in Figure V.10 for Calar Alto (CA; white symbols) and Bédar-Macael units (BM; black symbols). For the sake of clarity, only some of the P-T points obtained are shown in Figure V.10, but the shaded area indicates the full scatter of the P-T estimates for each deformation stage (italicized numbers give the total number of such P-T estimates).

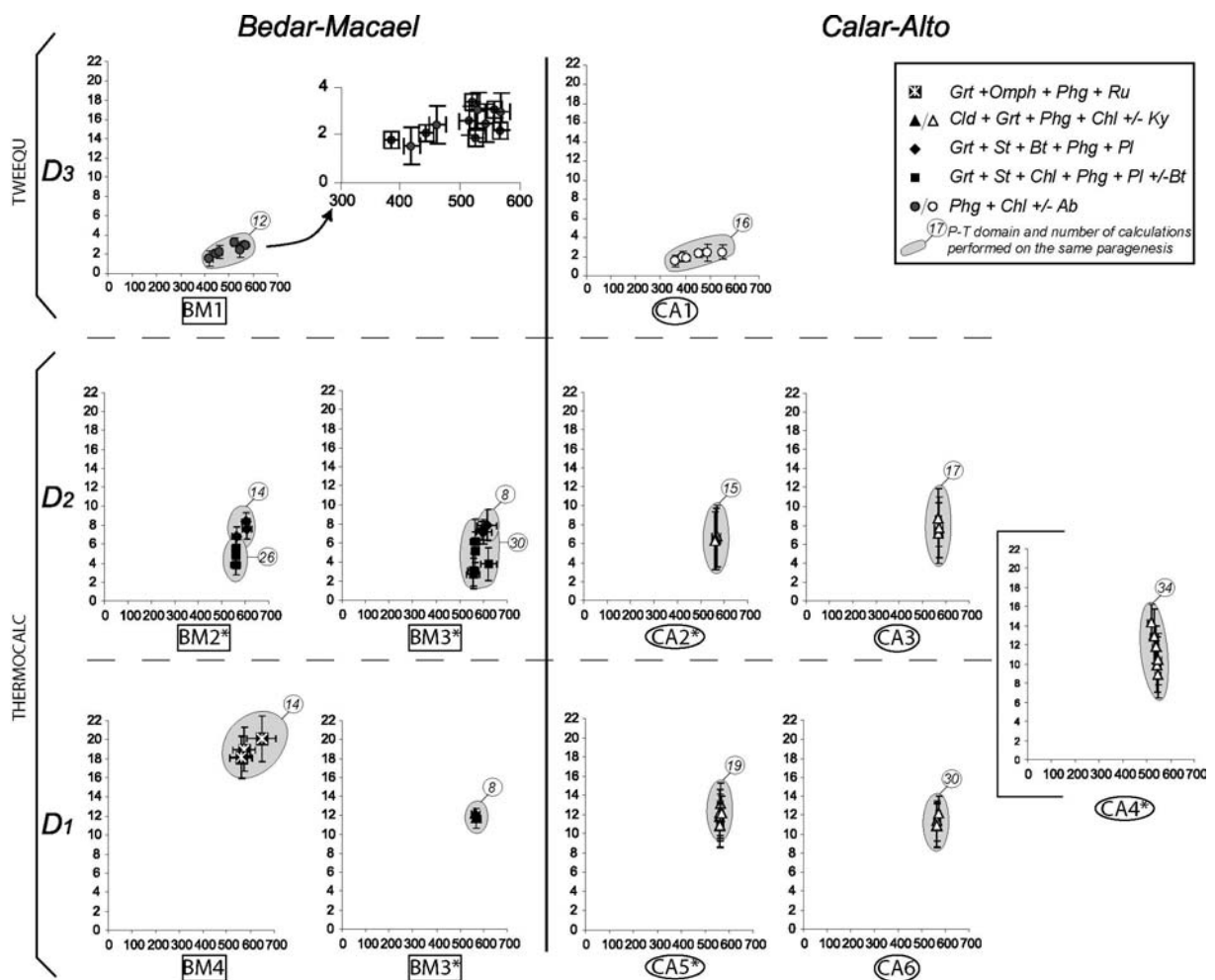


Figure V.10: P-T results and inferred P-T path segments. For the sake of clarity, only some of the P-T points and related error bars are shown; the area in grey corresponds to the envelope comprising all calculation results and uncertainties (numbers refer to the number of calculations). Errors brackets are based on the 1σ uncertainties on P and T. Results are presented, from bottom to top, according to the main deformation stages (this presentation actually also respects their relative position in the structural pile; see legend of Figure V.6).

The eclogitic association of the Bédar-Macael metabasites (sample BM4) consistently yield higher P-T results than any other sample (Figure V.10; see also Figure V.8c Table V.2 for the corresponding texture, mineral compositions and detailed P-T results). Peak conditions for Calar Alto unit are lower, of the order of 14 kbar/550°C (obtained with the HP mineral Cld-Ru-Phg assemblage preserved inside the garnet of CA5*; Figure V.8b).

The continuous P-T record exemplified by the progressive paragenetic change in sample BM3* (Figure V.8c) yields the following estimates (Figure V.10; see Table V.2 for the two first steps): c. 12 kbar/560°C for Grt-Cld-Phg-Chl-Ky, c. 7 kbar/600°C for Grt-Phg-St-Bt±Pl from the matrix, and c. 4 kbar/560°C Grt-Phg-Bt-Chl. These P-T estimates effectively provide a large segment of the P-T path (Figure V.10). A similar example is given by CA4* sample (Figure V.10).

Final retrogression through the greenschists facies is illustrated by the crystallisation of closely associated Chl-Phg ±Ab in D3 shear bands both in Calar Alto (Figure V.8g; Table V.2) and Bedar Macael, whose P-T results (derived from TWEEQU software) indicate an approximately 200°C cooling from a pressure of the order of 3-4 kbar down to 1 kbar for some 350°C.

Combining the P-T results from stage 1, 2, 3 assemblages allows these fragmentary constraints to be put on a single synthetic P-T path for each unit of the Nevado-Filabride complex (Figure V.11). Relative P-T results for CA and BM can be compared with a good precision because the same thermobarometric method was used. It is also shown that THERMOCALC (stage 1, 2) and TWEEQU (stage 3) methods yield estimates which line up along a fairly continuous path.

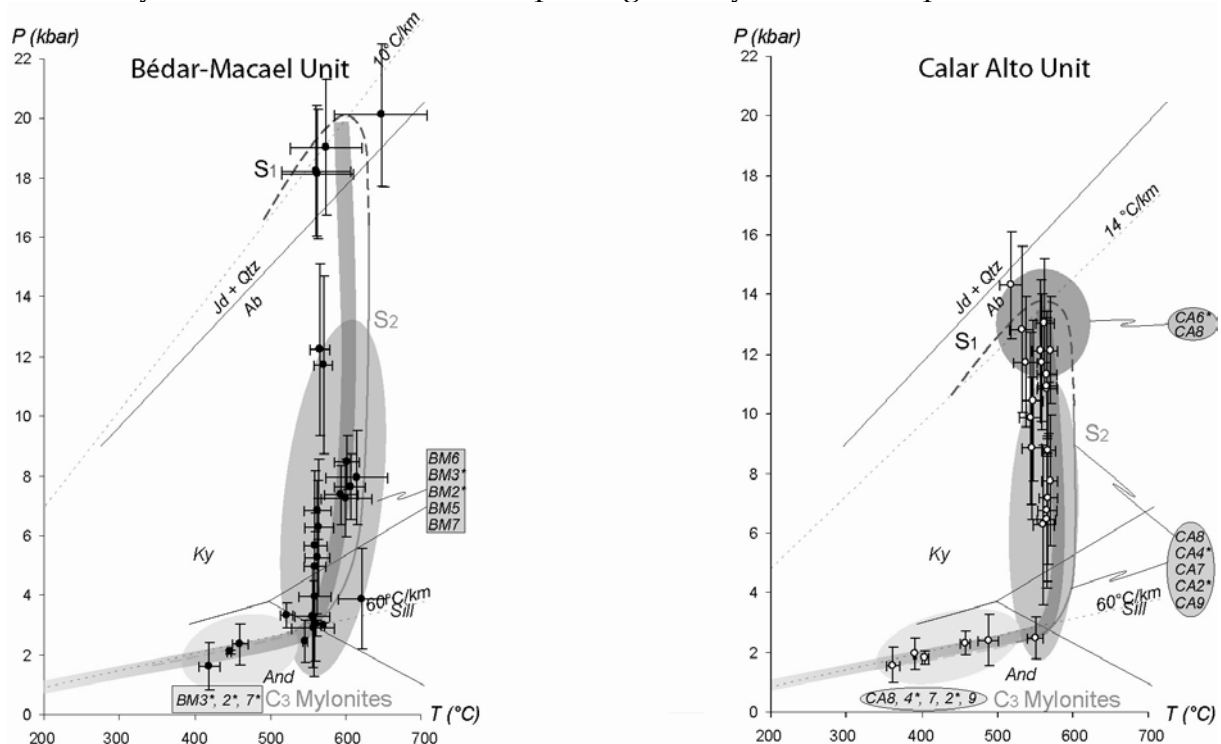


Figure V.11: Synthetic P-T path for the Calar Alto and Bédar-Macael units, as inferred from the detailed estimates given in Figure V.20. Sample name and approximate equilibrium P-T conditions of the phengite generations considered in the radiochronological study are indicated (shaded areas). See text for details.

The two P-T paths show a similar clockwise trajectory (a) into the eclogite facies (18-20 kbars/550-650°C) for the Bédar-Macael unit and (b) the lower eclogite facies (14 kbar/550°C) for the Calar Alto unit. Both units were buried at a somewhat different depth along a gradient of the order of 11-14°C.km⁻¹. This HP-LT event is followed, for both units, by an important isothermal decompression to a pressure as low as 3-4 kbars, a result in line with previous estimates for the Calar Alto unit (Jabaloy *et al.*, 1993; Gómez-Pugnaire and Fernández-Soler, 1987). Rocks were finally exhumed along a HT-LP gradient of the order of 60 °C/km.

3.2.6.2 Interpretation of age data

Results are shown in Figure V.13 and complete results are given in Table V.3. A straightforward yet important conclusion from Figure V.13a is that the successive phengite generations recognized on the basis of textures, compositions and P-T estimates effectively yield successive ages. Results obtained for S1 phengite preserved at the favour of isolated lenses or crenulation cleavage in the deeper and the less deformed part of the Calar Alto unit show a large age scatter from 42 down to 20 Ma, whereas ages obtained for the S2 foliation are very consistent with an unweighted mean on 33 spots of 19.3 Ma (Figure V.12). Results for S3 phengite cluster at around 17-16 Ma (Figure V.13: samples CA9, CA7, BM3*, BM2*, CA2*, BM5, BM7).

Many studies assume that the closure temperature of isotopic diffusion for phengite varies in the narrow range of 350 to 430 °C, depending on cooling rate or grain size (Hames and Browring, 1994; Krischner *et al.*, 1996; Hames and Cheney, 1997; Villa, 1998). According to the closure temperature concept, radiometric ages represent the time elapsed since the cooling through the closure temperature (Dodson, 1983). For the temperature path followed by the NF rocks, the temperature concept thus predicts that all S1 and S2 (and at least some of the S3) phengite should yield the same age. Yet this is not the case. On the contrary, the correlation of *in situ* ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages with phengite of distinct compositions (XMg, Tchernak substitution and, whenever available, P-T conditions) reveals that ages are rather texturally controlled than dependent of closure temperature.

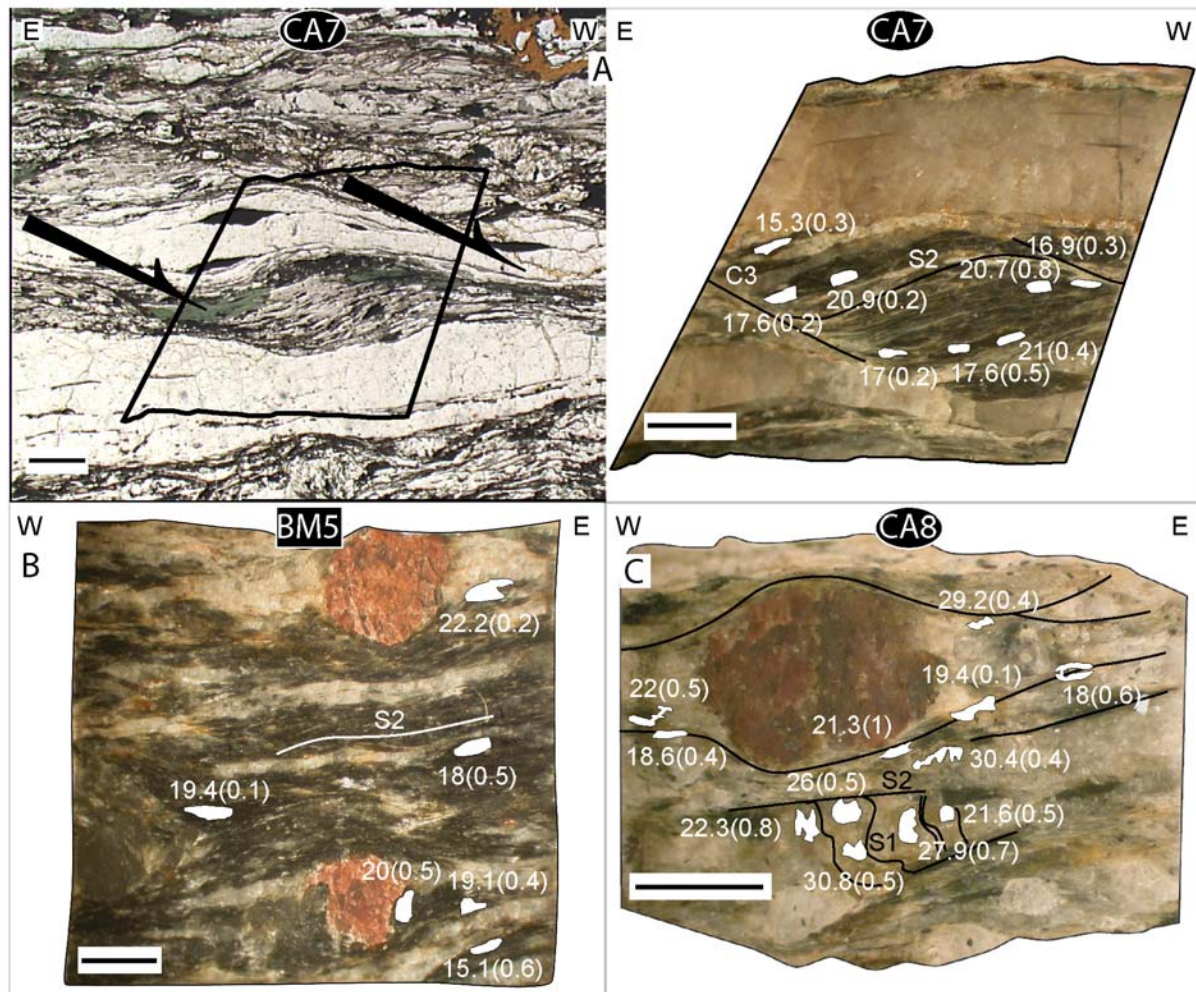


Figure V.12: Three examples of the rock stubs used for in-situ laser-probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radiochronology illustrating textures typical of S2/C3 (A), penetrative S2 (B) and S1/S2 (C) relationships. White overlays show surface areas from which argon was extracted: numbers represent the obtained ages. A) Example of the close correspondence between the irradiated/dated stub and the thin-section microphotograph (sample CA7), illustrating our approach to ensure a good textural control on phengite. Phengite crystallised along the S2 foliation and C3 shear bands. Age results reveal a younging of S2 phengite, which partly recrystallised at the vicinity of the C3 shear bands. B) Stub from sample BM5 showing a penetrative S2 foliation yielding ages within the range 22-18 Ma plus a younger age attributed to a later recrystallisation of phengite (during D3?). C) Stub from sample CA8 showing the relics of a crenulated S1 foliation within the S2 matrix foliation (also note the pressure shadows around garnet). Age results reveal a cluster of S2 ages around 20 ± 2 Ma, while S1 phengite partly recrystallised but retained older ages (around c. 30 Ma).

Thin sect.	N°	AGE	40*/39		36/40		39/40		37/39		38/39		%atm
			*1000		*100		*1000		*1000				
CA 5*													
	49	24,67	0,2	1,20	0,01	0,03	82,77	0,48	64,29	0,60	0,00	0,01	0,32
	50	26,45	0,5	1,29	0,02	0,04	76,61	0,30	159,38	3,09	0,01	0,02	1,05
	51	27,17	0,6	1,33	0,03	0,06	74,06	0,60	90,31	7,34	0,01	0,02	1,69
	52	29,07	3,7	1,42	0,18	0,33	63,51	0,42	338,14	22,19	0,11	0,11	9,76
	53	42,14	5,2	2,07	0,26	0,64	39,19	0,31	171,85	37,97	0,32	0,16	18,99
	54	43,57	4,2	2,14	0,21	0,28	42,85	0,63	71,27	26,78	0,12	0,12	8,38
CA 8													
	31	18,04	0,8	0,88	0,04	0,27	104,86	0,47	16,20	2,69	0,05	0,02	7,83
	32	18,62	0,4	0,91	0,02	0,35	98,87	0,36	4,93	1,70	0,07	0,01	10,30
	33	19,45	0,1	0,95	0,01	0,15	100,65	0,32	18,68	0,57	0,03	0,00	4,54
	34	21,33	1	1,04	0,05	0,15	91,79	0,32	0,09	0,45	0,03	0,03	4,52
	35	21,56	0,5	1,05	0,02	0,23	88,54	0,31	72,01	9,83	0,05	0,02	6,87
	36	22,05	0,5	1,08	0,02	0,06	91,24	0,64	18,79	1,01	0,01	0,01	1,87
	37	22,32	0,9	1,09	0,04	0,12	88,63	0,93	7,86	1,23	0,02	0,02	3,50
	38	25,97	0,5	1,27	0,02	0,03	78,12	0,27	5,66	0,95	0,01	0,01	0,93
	39	27,92	0,7	1,36	0,03	0,07	71,68	0,27	21,91	2,20	0,02	0,02	2,22
	40	29,23	0,4	1,43	0,02	0,20	65,93	0,30	23,19	1,42	0,05	0,01	5,80
	41	30,42	0,5	1,47	0,02	0,06	68,45	0,30	3,91	1,15	0,01	0,01	0,00
	42	30,84	0,5	1,51	0,02	0,06	65,10	0,28	3,91	1,58	0,02	0,02	1,82
CA 4*													
	80	16,6	0,3	0,81	0,01	0,20	116,45	0,25	17,99	0,89	0,03	0,01	5,84
	81	16,91	0,1	0,82	0,01	0,02	120,87	0,60	14,66	1,74	0,00	0,00	0,45
	82	18,09	0,4	0,84	0,02	0,21	111,10	2,00	14,31	2,45	0,03	0,00	6,13
	83	18,76	0,4	0,91	0,02	0,05	107,70	0,84	40,79	5,71	0,01	0,01	1,54
	84	19,14	0,2	0,93	0,01	0,03	106,28	0,41	23,29	2,26	0,01	0,01	0,84
	85	19,59	0,4	0,96	0,02	0,06	102,87	0,83	41,80	10,84	0,01	0,01	1,76
	86	21,64	0,7	1,06	0,03	0,19	89,40	0,39	7,85	8,20	0,04	0,02	5,61
	87	25,78	0,3	1,26	0,01	0,42	69,67	0,32	52,22	4,76	0,11	0,01	12,28
BM 6													
	43	15,13	0,7	0,74	0,03	0,08	132,43	3,91	59,89	4,81	0,01	0,01	2,43
	44	18,04	0,5	0,88	0,03	0,07	111,45	0,57	103,26	27,31	0,01	0,02	2,04
	45	19,09	0,4	0,93	0,02	0,07	105,33	0,44	1,04	1,39	0,01	0,01	1,99
	46	19,36	0,1	0,94	0,01	0,02	105,37	0,45	7,60	0,90	0,00	0,00	0,56
	47	20,04	0,5	0,98	0,02	0,07	100,18	0,64	15,04	2,53	0,01	0,01	2,10
	48	22,2	0,3	1,08	0,01	0,03	91,47	0,46	11,08	1,55	0,01	0,01	0,95
CA 9													
	80	16,6	0,3	0,81	0,01	0,20	116,45	0,25	17,99	0,89	0,03	0,01	5,84
	81	16,91	0,1	0,82	0,01	0,02	120,87	0,60	14,66	1,74	0,00	0,00	0,45
	82	18,09	0,4	0,84	0,02	0,21	111,10	2,00	14,31	2,45	0,03	0,00	6,13
	83	18,76	0,4	0,91	0,02	0,05	107,70	0,84	40,79	5,71	0,01	0,01	1,54
	84	19,14	0,2	0,93	0,01	0,03	106,28	0,41	23,29	2,26	0,01	0,01	0,84
	85	19,59	0,4	0,96	0,02	0,06	102,87	0,83	41,80	10,84	0,01	0,01	1,76
	86	21,64	0,7	1,06	0,03	0,19	89,40	0,39	7,85	8,20	0,04	0,02	5,61
	87	25,78	0,3	1,26	0,01	0,42	69,67	0,32	52,22	4,76	0,11	0,01	12,28
CA 7													
	59	15,28	0,2	0,74	0,01	0,14	128,70	0,73	63,43	2,08	0,02	0,00	4,24
	60	16,92	0,3	0,82	0,01	0,03	120,38	0,94	85,38	4,28	0,00	0,01	0,79
	61	17,05	0,2	0,83	0,01	0,01	120,10	0,84	44,52	2,91	0,00	0,00	0,23
	62	17,6	0,5	0,86	0,02	0,07	114,26	1,88	20,08	9,96	0,01	0,01	2,01
	63	17,61	0,2	0,86	0,01	0,04	115,31	0,57	19,42	1,03	0,01	0,01	1,08
	64	20,71	0,8	1,01	0,04	0,54	83,23	0,59	65,90	6,25	0,12	0,03	15,95
	65	20,88	0,2	1,02	0,01	0,06	96,44	0,52	8,87	1,52	0,01	0,00	1,81
	66	20,98	0,4	1,02	0,02	0,07	95,81	0,46	3,42	0,29	0,01	0,01	1,95
BM 2*													
	21	14,76	1,5	0,72	0,08	0,67	111,75	0,78	19,72	6,22	0,11	0,05	19,69
	22	14,79	0,6	0,72	0,03	0,70	110,11	0,67	1,89	2,23	0,12	0,02	20,72
	23	14,86	0,4	0,72	0,02	0,66	111,33	0,55	23,72	2,39	0,11	0,02	19,47
	24	15,4	0,3	0,75	0,01	0,54	107,07	0,57	3,14	0,62	0,12	8,14	19,72
	25	16,31	0,4	0,79	0,02	0,69	100,25	0,26	15,90	2,21	0,13	0,01	20,34
	26	16,48	0,7	0,80	0,03	0,98	88,56	0,57	5,84	2,15	0,21	0,02	28,89
	27	17,49	0,5	0,85	0,02	0,08	114,59	0,59	17,27	1,89	0,01	0,01	2,34
	28	18,85	0,4	0,92	0,02	0,73	85,37	0,20	6,78	2,16	0,16	0,01	21,56
	29	19	0,2	0,93	0,01	0,36	96,59	0,41	25,33	1,14	0,07	0,00	10,56
	30	19,38	3	0,94	0,15	0,06	104,30	0,51	1,01	1,26	0,01	0,09	1,48

Table V.3: Results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radiometric data. Isotopic ratios and associated errors are presented together with the amount of atmospheric argon (% atm).

Exceptions to the closure temperature rule have often been interpreted as diagnostic of excess argon incorporation (e.g., for older ages; De Jong, 2001, for the Betics) or late re-opening of the isotopic system (e.g., for younger ages) by a later thermal event (i.e. hydrothermal, magmatic or metamorphic re-heating). In the Alps however, several studies (Chopin and Maluski, 1980; Scaillet *et al.*, 1992; Dahl, 1996a; Scaillet, 1998; *in-situ* dating: Muller *et al.*, 2001; Agard *et al.* 2002; Muller, 2003) have demonstrated that many ages are in fact recrystallisation ages rather than closure temperature ages, probably owing to the complexity of controlling factors on argon diffusion (i.e., time of growth versus metamorphic evolution, composition or grain-size, cooling rate, pressure, fluids or deformation).

However, Figure V.13 also shows a significant scatter of ages, principally for stages D1 and D3. In the case of D3 deformation, figures V.12b and V.13b reveal a strong correlation between the radiometric age and the precise location of the phengite: younger ages are encountered close to microscopic-scale C3 shear bands. Away from the shear bands, typical D2 ages are found. Such textural evidence accounting for the scatter of ages is much more limited for S1 phengite (Figure V.12b). Ages range mainly between 30 and 20 Ma, so that the younger ages correspond to (the younger ages of) the D2 deformation stage.

Overall, it is noteworthy that samples diagnostic of D3 deformation (Figure V.13) show a bimodal clustering around 20 and 14 Ma. The former age clearly corresponds to ages found for D2 deformation, whereas the latter age could correspond to the last mineral recrystallisation, which one can expect when crossing the ductile-brittle transition and/or the lower bound of the presumed closure temperature of phengite (Hames and Browring, 1994; Hames and Cheney, 1997; Villa, 1998). Incidentally, the 16.4 and 16.5 Ma ages found for the Alhamilla and Sierra de los Filabres mylonites (Platt, *in press*, and Monié, 1991, respectively), certainly correspond to a mixture of these two ages.

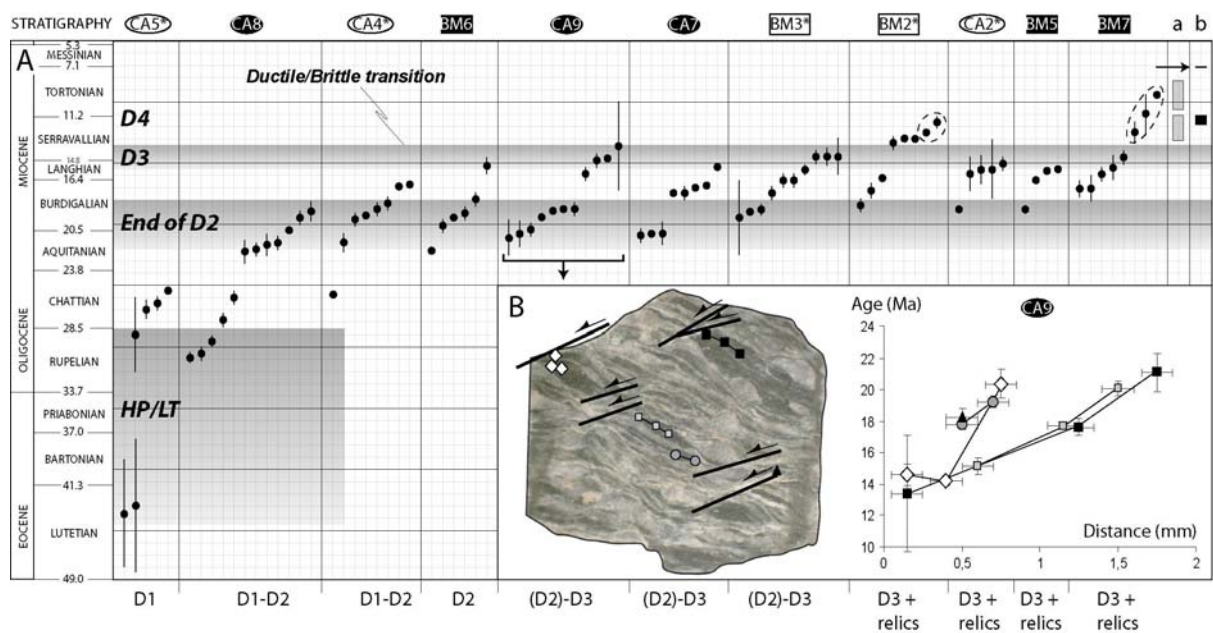


Figure V.13: A) Compilation of the age results obtained in this study displayed by sample. The *a priori* tectonic constraints derived from field and thin-section observations are indicated below each column. To facilitate the comparison between the samples, they are ordered so that samples progressively yield younger ages to the right. Horizontal shaded bands correspond, from bottom to top, to the inferred age for HP metamorphism, to the end of D2 deformation stage and to the end of D3 deformation stage, respectively. See text for details. a): age constraints from fission-track data (zircon and apatite; Johnson *et al.*, 1997); b): stratigraphic constraints for the earliest occurrence of Nevado-Filabride pebbles in adjacent Eastern Betic basins and the earliest occurrence of post-extensional sediments (arrow). B) Example of the deformation-controlled recrystallisation of phengite during D3 deformation stage (sample CA9): ages clearly decrease toward C3 shear bands.

These results suggest that recrystallisation processes therefore probably prevailed in the NF complex: the coexistence, at the scale of a few microns, of different phengite generations of contrasting compositions and ages demonstrate that phengite did recrystallise under different P-T conditions rather than were complete reset. We therefore interpret D3 ages as the age of formation of new S3 phengite together with the partial, deformation-controlled reequilibration of S2 phengite. On the other hand, D1 ages would correspond to the temperature-controlled progressive reequilibration of S1 phengite (and/or to the existence of inherited excess argon) after its formation and until the D2 deformation, which is more or less along the isothermal part of the P-T path. Conversely, the age cluster for D2 is probably accounted for by the fact that the end of D2 deformation coincides with the peak of temperature.

3.2.6.3 Time constraints, cooling and exhumation rates for the NF complex

The above discussion shows that texturally controlled *in-situ* dating allows attributing a specific age to phengite generations from distinct deformation events (whose compositions and P-T conditions were determined earlier on). We thus propose that the minimum age for the HP event in the Calar Alto unit, characterised by the higher celadonite content S1 phengite, took place at c. 30 Ma and in any case before 20 Ma. Our study thus proposes new “old” ages for the burial age of the NF complex, similar to those of Monié *et al.* on amphibole (c. 48 Ma; 1991). The mafic Bédar-Macael eclogites were not dated however, and the significance of these rocks remains uncertain.

In the light of the recrystallisation processes evidenced above, we propose that the end of the dominant D2 extensional deformation took place at c. 20-18 Ma, and that the end of D3 deformation took place at c. 16-14 Ma (Figure V.13a). These 14 Ma ages correspond to the last phengite crystallisation (S3 phengite and re-equilibration of the S2 phengite) and are thought to mark the crossing of the ductile-brittle boundary. They agree well with recent, well-constrained fission track ages in the range of 13-11 Ma for zircons and 11-6 Ma for apatites (Johnson *et al.* 1997).

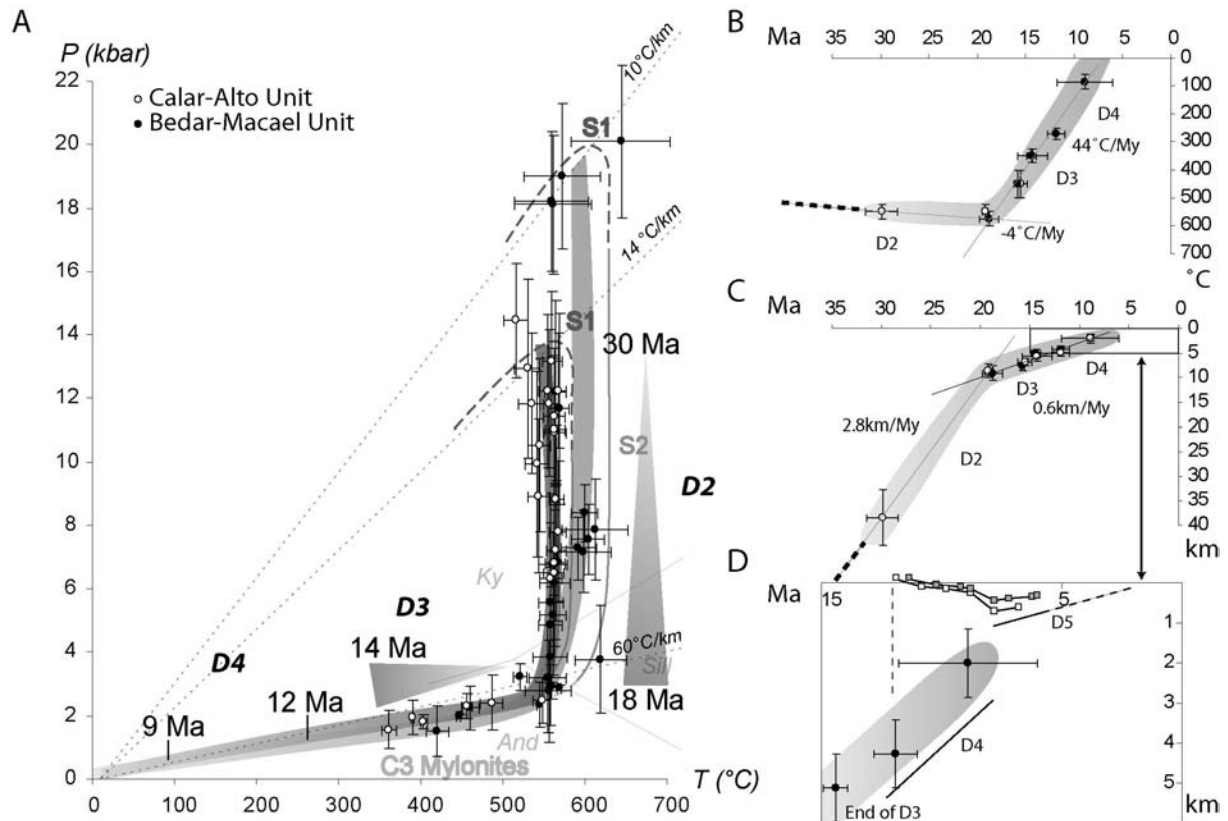


Figure V.14: A) Synthetic P-T-t path for the Calar Alto and Bédar-Macael units deduced from the thermobarometric and radiometric results of this study. B) Cooling history (T-t diagram) of the Calar Alto and Bédar-Macael units underlining the abrupt change of cooling rates take place at c. 19.3 Ma. Later, D3 exhumation takes place along a 60°C/km gradient at 40-45°C/Ma. C) Exhumation rates (P-t diagram) for the Calar Alto and Bédar-Macael units: initial D2 exhumation velocities of the order of 3 mm/yr decrease to 0.6 mm/yr during D3. D) Close-up view of the final part of the P-t diagram showing the correlation between the final exhumation of the Nevado-Filabride complex and the subsidence curves of adjacent sedimentary basins (Huercal-Overa, Tabernas: see Figure V.16 for location).

These results are set back in a synthetic P-T diagram for the NF complex (Figure V.14a) and plotted in Temperature-time and Pressure-time diagrams (Figure V.14b-d) in order to estimate cooling and exhumation rates of both units. These new radiometric constraints can also be compared with previous estimates in Figure V.15a.

Figure V.14 shows that both units follow the same P-T evolution, at least from the D2 onward. The Calar Alto unit presents an exhumation in two very distinctive steps. The first step, D2, corresponds to the isothermal decompression at c. 550°C. It is followed by a second exhumation stage during which the complex underwent a relative fast (from 20 to c. 10 Ma) and constant cooling of 40-45°C.My⁻¹ through the greenschists facies onto the surface (Figure V.14b). Such estimates for cooling are not

particularly high with respect to the cooling rates of 200-350°C.My⁻¹ proposed for the Alpujarride complex (Zeck *et al.*, 1992, 1994, 1998, Monié *et al.*, 1994; Sanchez-Rodriguez and Gebauer, 2000), which suggests that different cooling mechanisms prevailed. Our data also contrast with the 80°C.My⁻¹ cooling rate of Sanchez-Viscaino *et al.* (2001) and De Jong (2003) associated with 12 km.My⁻¹ exhumation rate.

Exhumation rate estimates are of the order of 3 km.My⁻¹ for the first part of the exhumation path and fall to 0.6 km.My⁻¹ from the end of the D2 onward (Figure V.14c-d). Such contrasted and decreasing exhumation rates have already been reported from a variety of geodynamic contexts (Andersen *et al.*, 1990; Duchêne *et al.*, 1997; Brunet *et al.*, 2000; de Sigoyer *et al.*, 2000; Agard *et al.*, 2002). This steep decrease suggests important changes in the mechanism responsible for the exhumation. Interestingly, although final exhumation rates are comparable with erosion rates, which are typically lower than 0.5 km.My⁻¹ (Ahnert, 1970; Pinet and Souriau, 1988; Ring *et al.*, 1999), field observations recalled above show that it occurred in a highly active extensional tectonic setting.

3.2.6.4 Geodynamic implications

Doming of the NF complex and basin infill

The origin of the Nevado-Filabride dome remains a matter of controversy (Galindo-Zaldívar, 1989; Martínez-Martínez *et al.*, 2002). The latter authors proposed that doming resulted from the combination of the large-scale folding taking place at the rear of a progressively westward migrating extensional front, as a consequence of an isostatic readjustment of the extensional detachment, and to an orthogonal NS compression. These models, however, do not account for the progressive rotation of extension directions between D2 and D3 (Augier *et al.*, *subm.*; Figure V.6b), which likely results from the acquisition of a domal geometry and suggests that the dome already existed under greenschist facies conditions. Neither do they explain the kinematic changes required to account for the contemporaneous formation of the Huercal-Overa and Tabernas basins.

Although the origin of doming remains to be explained, the present study places constraints on the timing of acquisition of the domal geometry. The main exhumation stage took place between 30 and 20 Ma and brought back the NF units from depths of 40-45 to 10 km (Figure V.14a,c). The last mineral reequilibrations characterising the preserved S2 phengite (D2) took place between 20 and 18 Ma, for both units, while D3 ages scatter from 18 to 14 Ma.

As recalled above, near-surface cooling of the metamorphic rocks (T<300°C) occurred during the Serravallian to Tortonian period (Johnson *et al.*, 1997). This period also corresponds to the first infill of the adjacent eastern Betic sedimentary basins by continental coarse-grained sediment from the Nevado-Filabride metamorphic rocks (Figure V.14d). Basin subsidence curves (Figure V.14d) point to an increase in subsidence rates until 8 Ma, at the time when the overall tectonic regime changes from extension to compression across the NF domes. Eastern sedimentary basins therefore only record the very end of the exhumation of the Nevado-Filabride complex, from 12 to 8 Ma.

Although extensional processes exhuming the Nevado-Filabride complex at depth were active from 30 Ma onward, they have no surface expression preserved, at least before 12 Ma (Figure V.14d).

Implications for the Betic nappe stack

The P-T- ϵ -t evolution of the NF complex demonstrates that the main E-W, amphibolite facies deformation responsible for most of the exhumation of the Nevado-Filabride units took place toward the end of the period 30-20 Ma, with age constraints clustering near 22-18 Ma (Figure V.13a).

During that period, the Alpujarride complex was exhumed from depths around c. 35 km (e.g., Azañón & Goffé, 1997) to the surface (FT data on apatite clusters around 18 Ma; Zeck *et al.*, 1989b,1992, 2000; Monié *et al.*, 1994; Platt and Whitehouse, 1999).

These almost perfectly coeval exhumations point to very intriguing processes at depth since the two complexes also show perfectly orthogonal exhumation directions (top to the N for the Alpujarrides; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Crespo-Blanc, 1995; top to the W for the Nevado-Filabrides; García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993)! However, apatite fission tracks reveal that the Alpujarrides reached the surface (CT < 60-110°) at 18 Ma, whereas the Nevado-Filabrides only did so at 9-8 Ma (Johnson *et al.*, 1997). The Nevado-Filabride complex thus only represented a core-complex with respect to the Alpujarrides from the period 18-8 Ma.

The NF core-complex and slab-retreat

The formation of domes parallel to the extension direction (type-a domes of Jolivet *et al.*, 2003), such as the Nevado-Filabride complex, has been explained so far by various models. For example, they have been interpreted as the result of constrictional extension bounded by perpendicular compression (Hartz and Andersen, 1997; Lammener and Weger, 1998), or as isostatic rebound due to tectonic unroofing (Wernicke, 1992; Axen *et al.*, 1995; Avigad *et al.*, 1997).

In the Western Alpine Mediterranean system, Neogene extensional tectonics triggered the development of thinned continental crust (such as the Alboran Sea; Figure V.15b) on the concave side of tight orogenic arcs (in this case the Betic-Rif arc). Tomographic images through to mantle depths have revealed a Tethyan slab relic dipping eastward below the Alboran Sea (Gutscher *et al.*, 2002; Spakman and Wortel, 2004). Following the latter authors, the Oligo-Miocene southward slab retreat (resulting from the regional-scale transition from frontal collision to back-arc extension) was split during the Miocene into two distinctive segments rolling back toward the E (Calabrian active subduction) and toward the W (Alboran Sea).

The main exhumation of the NF complex (until c. 18 Ma; Figure V.13a) therefore took place after the transition from frontal collision to back-arc extension and coincided with the southward slab roll-back (Gutscher *et al.*, 2002; Jolivet *et al.*, 2003; Spakman and Wortel, 2004). On the other hand, during the second exhumation stage of the NF complex (D3 stage), the Alpujarride complex had reached the surface and the movements across the BMZ shear zone separating the two complexes were

constantly E-W and associated with top-to-the W shear senses (García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993; Martínez-Martínez *et al.*, 2002). Fission-track data also point to a westward younging of the unroofing of the Nevado-Filabride complex therefore illustrating continuous E-W crustal stretching under brittle conditions.

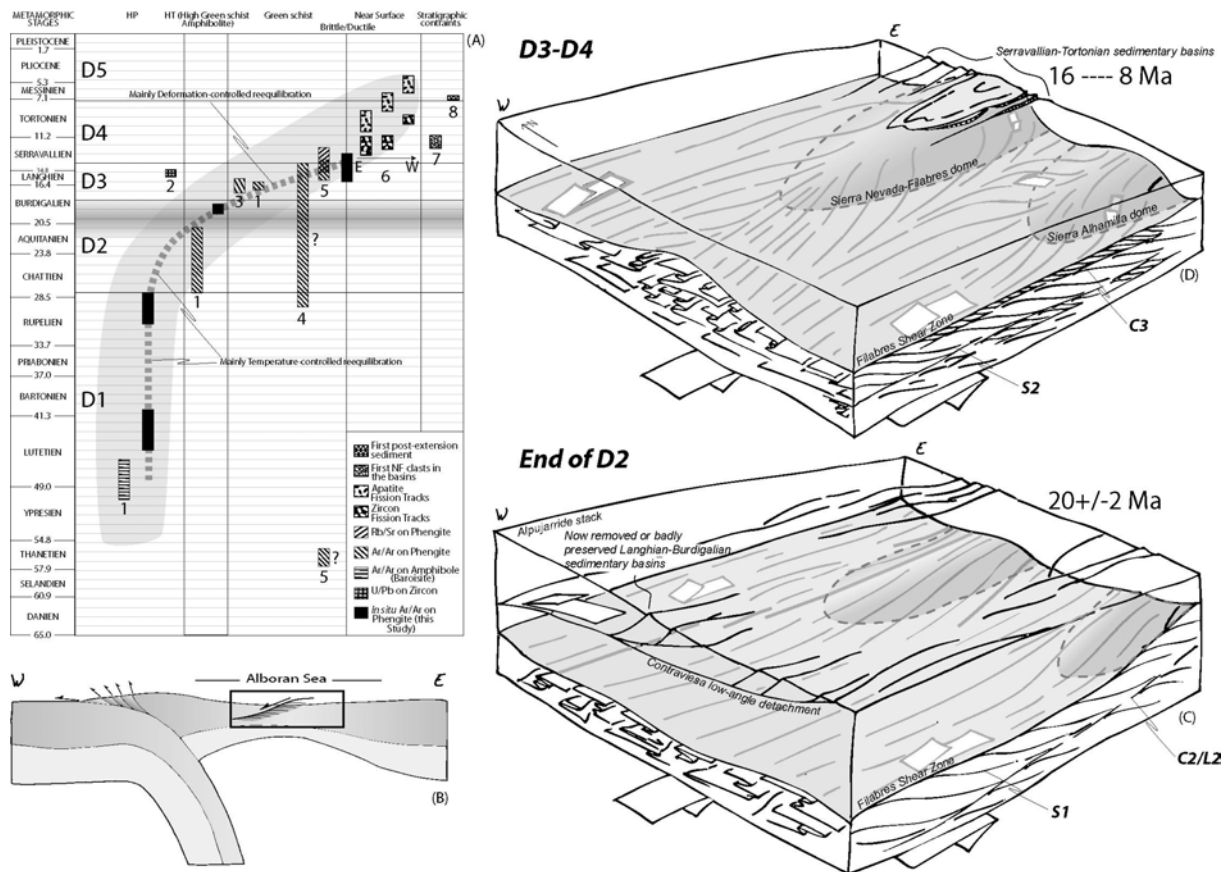


Figure V.15: A) Compilation of the radiochronological and stratigraphical data from the Nevado-Filabride complex. For each study, the method, the mineral used and the presumed dated P-T domains are indicated in the legend. Data are from: (in black) this study, (1) Monié *et al.* (1991), (2) Lopez Sanchez-Viscaino *et al.* (2001), (3) Platt *et al.*, (in press), (4) De Jong (1992), (5) Andriesen *et al.* (1991), (6) Johnson *et al.* (1997), (7) Montenat *et Ott d'Estevou* (1990); Briend *et al.*, 1990; Mora, 1993; Vissers *et al.* (1995); Poisson *et al.* (1999); Montenat *et Ott d'Estevou* (1999), (8) Weijermars *et al.* (1985). By comparison with previous studies, our results yield the first complete P-T-t history of the Nevado-Filabride complex and allow refining its cooling trend. These results also suggest that the claim of a recent HP-LT event for the NF complex at c. 15 Ma (study n°2) is unlikely. B) Sketch depicting a possible geodynamic setting of the exhumation of the Nevado-Filabride complex illustrating how, in our interpretation, the late D2 to D3 exhumation stage relates to the roll-back of the relic Neo-Tethyan slab below the Alboran Sea. Box: location of figures 10c-d. C-D) 3D sketches summarizing the time evolution of the NF domes. See text for details.

It is therefore tempting to propose that the final exhumation of the NF complex (i.e. the last 10km) below the Alpujarride complex occurred as a consequence of the westward slab retreat in a back arc extension setting. Following this hypothesis, the BMZ shear zone would have concentrated a part of the extensional deformation permitting the Nevado-Filabride to exhume from 18 to 8 Ma (Figure V.15b, c).

Appearance of the D3 divergent stretching directions, as an evidence for the formation and uplift of the domes at depth, implies that significant gravity forces controlled by the newly formed "slopes" of the domes were added to the overall E-W crustal stretching. The situation then evolved under brittle conditions with an amplification of this pattern while the rocks completed their exhumation, leading to local predominance of N-S extension in the eastern part of the NF complex from 12 to 8 Ma (Figure V.15d).

The duration of the extensional process is approximately 20 Myrs long which pleads in favor of progressive slab retreat from ~30 to 8 Ma rather than instantaneous convective removal at 20 Ma. The change in the shape of the P-T path at 18 Ma together with the localisation of the main top-to-the-west shear zone suggest that this date corresponds to a change in the direction of slab retreat from southward to westward and to the tearing of the slab suggested by several authors (Faccenna et al., 2004; Spakman and Wortel, 2004). This event, rather abrupt could explain the quite sudden surge of temperature around 20 Ma often used by advocates of convective removal. This position could reconcile both approaches.

3.2.7 Conclusion

We hereafter summarize the results of our integrated pressure-temperature-deformation-time (P-T- ϵ -t) study on the two uppermost (Calar Alto and Bédar-Macael) units of the Nevado-Filabride (NF) complex and outline their bearing on the exhumation of the internal parts of the Betic Cordillera.

Peak burial conditions are 20 kbar/550°C for Bédar-Macael metabasites and of the order of 14 kbar/550°C for the Calar Alto unit (Figure V.10). During the D2 deformation stage, both units followed a similar isothermal decompression path constrained by a progressive paragenetic change (e.g., 12 kbar/560°C for Grt-Cld-Phg-Chl-Ky, 7 kbar/600°C for Grt-Phg-St-Bt \pm Pl, and 4 kbar/560°C Grt-Phg-Bt-Chl; sample BM3*). Final retrogression through the greenschists facies is illustrated by the crystallisation of closely associated Chl-Phg \pm Ab in D3 shear bands indicating an approximately 200°C cooling from a pressure of the order of 3-4 kbar down to 1 kbar for some 350°C. The final exhumation of the NF complex to depths corresponding to the ductile-brittle boundary thus took place along a HT-LP gradient of 60 °C/km.

Texturally controlled *in situ* laser-probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of phengite with high spatial resolution provided a crucial link between ages and P-T- ϵ conditions. Results reveal that ages are rather texturally controlled through deformation-controlled recrystallisation processes than dependent of closure temperature. We propose that the minimum age for the HP event in the Calar Alto unit took place at c. 30 Ma and in any case before 20 Ma. In the light of recrystallisation processes, the end of the dominant D2 extensional deformation likely took place at c. 20-18 Ma, and the

end of D3 deformation took place at c. 16-14 Ma. These ages of 14 Ma correspond to the last phengite crystallisation (S3 phengite and re-equilibration of the S2 phengite) and are thought to mark the crossing of the ductile-brittle boundary. They agree well with recent, well-constrained fission track ages in the range of 13-11 Ma for zircons and 11-6 Ma for apatites (Johnson *et al.* 1997).

The first exhumation stage, D2, which corresponds to the isothermal decompression at c. 550°C, is followed by a second exhumation stage during which the complex underwent a relative fast (from 18 to c. 8 Ma) and constant cooling of 40-45°C.My⁻¹ through the greenschists facies onto the surface. Exhumation rate estimates, of the order of 3 km.My⁻¹ for the first part of the exhumation path, fall to 0.6 km.My⁻¹ from the end of D2 deformation onward. This steep decrease suggests important changes in the mechanism responsible for the exhumation. Although these final exhumation rates are comparable with erosion rates (usually < 0.5 km.My⁻¹; Ring *et al.*, 1999), field observations show that it occurred in a highly active extensional D3 tectonic setting.

The P-T- ϵ -t evolution of the NF complex demonstrates that the main E-W, amphibolite facies deformation responsible for most of the exhumation of the Nevado-Filabride units took place toward the end of the period 30-20 Ma, with age constraints clustering near 22-18 Ma: during the very same period, the Alpujarride complex was being exhumed from depths around c. 35 km to the surface. These coeval exhumations consequently point to very intriguing processes at depth, as the two complexes show perfectly orthogonal exhumation directions (top to the N for the Alpujarrides; top to the W for the Nevado-Filabrides). A striking difference, however, is that the Alpujarrides reached the surface at 18 Ma (apatite fission track dating: T < 60-110°), whereas the Nevado-Filabrides only did so at 9-8 Ma (Johnson *et al.*, 1997). The Nevado-Filabride complex thus represented a core-complex with respect to the Alpujarrides from the period 18-8 Ma, the BMZ shear zone concentrating a significant part of the extensional deformation.

Although the origin of the doming of the NF complex remains to be explained, the present study shows that the inception of doming, witnessed by the progressive rotation of extension directions between D2 and D3 (Augier *et al.*, *subm.*), dates back to 18 to 14 Ma. The first infill of the adjacent eastern Betic sedimentary basins by continental coarse-grained sediment from the NF metamorphic rocks dates back to the Serravallian to Tortonian period, with an increase of subsidence rates until 8 Ma. The eastern Betic sedimentary basins therefore only recorded the very end of the exhumation of the NF complex, from 12 to 8 Ma: although extensional processes exhuming the NF complex at depth were active from 30 Ma onward, they have no surface expression preserved, at least before 12 Ma.

The main exhumation of the Nevado-Filabride complex (D2 deformation until c. 18 Ma) took place after the transition from frontal collision to back-arc extension and coincided with the regional-scale southward slab roll-back (Jolivet *et al.*, 2003). We propose that the final exhumation of the NF complex below the Alpujarride complex (i.e. the last 10km, from 18 to 8 Ma) occurred as a consequence of the Miocene westward slab retreat revealed by seismic tomography images (Spakman and Wortel, 2004). The approximately 20 Myrs long duration of the extensional

process also pleads in favor of progressive slab retreat from ~30 to 8 Ma rather than instantaneous convective removal at 20 Ma.

3.3 Principales conclusions

[1] Cette étude apporte de nouvelles estimations ainsi que des chemins P-T pour les unités de Calar-Alto et Bédar Macael. Ces nouveaux résultats permettent de proposer les pics de pressions de pour ces deux unités avec 14 kbar et 500°C pour l'unité de Calar-Alto et 20kbar pour les niveaux basiques de l'unité de Bédar Macael.

[2] L'allure des chemins P-T est relativement similaire, même les conditions « absolues » ne sont pas les mêmes. Après le pic de pression, les roches sont exhumées de façon quasi-isotherme, sans réchauffement significatif jusqu'à des pressions aussi basses que 3-4kbars. L'exhumation finale est donc caractérisée par un refroidissement important à basse pression le long d'un gradient chaud (60°C/km), relativement typique des environnements post-orogéniques. L'allure de ces chemins est très semblable au chemin proposé par Gomez-Pugnaire et Fernandez-Soler (1987) pour l'unité de Calar-Alto.

[3] Afin d'intégrer directement le temps aux estimations P-T et ainsi de proposer un modèle cinétique de l'exhumation du complexe Névalo-Filabride, des datations radiométriques ont été réalisées. Ces datations, Ar/Ar ont été réalisées *in-situ* sur les phengites qui ont par ailleurs été intégrée dans les calculs P-T; cette approche permettant, a priori d'avoir un contrôle optimal sur la signification des âges.

Les phengites caractérisant la foliation S1 (D1, HP/BT) donnent systématiquement les âges les plus anciens aux alentours de 30 Ma malgré une forte ré-équilibration due au maintien de température important durant toute la décompression. Réciproquement, les phengites caractérisant la foliation S2 (la fabrique la plus pénétrative, D2) donnent des âges de 20 Ma. Ces âges, très bien contraints (33 âges) sont interprétés comme les dernières ré-équilibrations de la S2 dans des conditions voisines de 3-4 kbar pour 500-550°C.

L'âge du fonctionnement des bandes de cisaillement schiste vert (D3) n'a pas été daté directement. Dans la plupart des échantillons affectés par cette déformation tardive, l'âge des phengites est intimement lié à leur position par rapport aux bandes de cisaillement. Ainsi, sur différents transects depuis des zones de S2 (au cœur des micas sigmoïdaux) vers les bandes, les âges évoluent progressivement entre 20 Ma, l'âge de S2 et 14 Ma. Cet âge est interprété comme l'âge des dernières ré-équilibrations vers 350°C, correspondant plus ou moins au passage sous la transition cassant-ductile.

[4] Cette étude propose de nouveaux des âges relativement anciens pour la HP comme Monié *et al.* (1991). Ces nouveaux résultats sont en profond désaccord avec les âges U/Pd sur Zircon de Sanchez Lopez-Vizcaino (2001) de 15 Ma pour la HP, plus jeunes que les âges Ar/Ar sur phengite de mylonites de basses températures (Monié *et al.*, 1991; Platt *et al.*, sous presse). Ces nouveaux résultats s'intègrent particulièrement bien dans les stades tardifs (D4) de l'exhumation avec les derniers âges vers 14 Ma par rapport aux âges de traces de fission sur zircon aux alentours de 12 Ma.

[5] Dans le cadre de cette approche, grâce au pouvoir de résolution spatial de la sonde laser ainsi qu'aux contrôles préliminaires réalisés à la microsonde (analyses et éventuellement estimations P-T), le concept de température de fermeture ne semble s'appliquer que pour les âges les plus récents. La diffusion isotopique semble être principalement contrôlée par le maintien d'une température importante durant la majeure partie de l'exhumation du complexe (D2). Elle est, en revanche, visiblement plutôt contrôlée dans les mylonites schiste vert, par la déformation, expliquant les gammes d'âges obtenus. Les informations P-T-t obtenues conjointement dans cette étude permettent d'estimer les vitesses d'exhumation et de proposer un modèle cinétique pour l'exhumation du complexe Névalo-Filabride, les âges obtenus étant complétés par ceux de Johnson *et al.* (1997) pour les basses températures (Traces de Fission).

L'exhumation du complexe Névalo-Filabride est réalisée en deux étapes aux cinétiques propres. La première est caractérisée par des taux d'exhumation d'environ 3 mm/an entre 30 et 20 Ma. Elle est suivie d'une seconde partie, durant laquelle le complexe est complètement exhumé caractérisée par des vitesses beaucoup plus modestes, d'environ 0,6 mm/an. Ces valeurs sont à priori, compatibles avec la forme des chemins P-T caractérisé par une décompression isotherme synonyme de déplacements relativement rapides. Le refroidissement du complexe s'effectue quant à lui, lors des stades relativement avancés de l'exhumation, durant la seconde phase, à des vitesses importantes, de l'ordre de 45°C/Ma. Malgré les erreurs assumées sur les estimations P-T ainsi que sur les datations, la deuxième partie de l'exhumation s'effectue visiblement à vitesse constante.

[6] Ces nouveaux résultats s'intègrent particulièrement bien dans les stades tardifs (D4) de l'exhumation du complexe avec les derniers âges Ar/Ar vers 14 Ma par rapport aux âges de traces de fission sur zircon aux alentours de 12 Ma (Johnson *et al.* (1997). Les bassins sédimentaires, en particulier ceux de Huerca-Overa et Tabernas se forment vers 12-11 Ma, approximativement en même temps que le refroidissement des roches sous la température de blocage des traces de fission sur Zircon (T. Bloc. $\approx 250-290^\circ\text{C}$, Tagami & Shimada, 1996). Les bassins se forment donc relativement tard dans l'exhumation du complexe Névalo-Filabride, visiblement uniquement liés à l'acquisition de la géométrie des dômes (Chapitre 4).

4. Article 5

4.1 Présentation de l'article 5

L'article 5 est soumis pour publication à la revue « *Bulletin de Société Géologique de France* » depuis le 27 Septembre 2004.

Cet article sort de la continuité logique des quatre premiers articles. Il répond toutefois à la thématique de la thèse, puisqu'il vise également à caractériser l'histoire rétrograde de l'évolution du complexe Névalo-Filabride.

Il est focalisé sur la partie inférieure du complexe, en particulier sur les unités de Ragua et de Calar Alto, et sur l'épaisse zone de cisaillement majeur qui les sépare : la zone déformée de Dos Picos.

L'évolution P-T de l'unité de Ragua est très mal connue. Son registre métamorphique est en effet traditionnellement décrit comme schiste vert (Diaz de Frederico *et al.*, 1979; Martínez-Martínez, 1986; De Jong, 1993; Puga *et al.*, 2000), sans minéraux indicateurs de haute pression et basse température. De ce fait, l'unité de Ragua étant structurellement sous l'unité de Calar-Alto où des éclogites ont été décrites de longue date (Gomez-Pugnaire et Fernandez-Soler, 1987; Lopez Sanchez-Viscaino *et al.*, 2001), l'accident de Dos Picos est interprété comme un accident chevauchant majeur (Martínez-Martínez *et al.*, 2002; Platt, *comm. pers.*). Cet accident montre pourtant des évidences claires de jeu extensif tardif (Gonzales-Casado *et al.*, 1995), vraisemblablement concomitant de l'activité du détachement des Filabres, les directions d'extension déduites de ces accident étant également vers l'Ouest.

Booth-Rea *et al.* (2003) y ont récemment décrit les conditions du pic de pression à 12-13 Kbars à l'aide de calculs P-T réalisés avec la méthode des équilibres multiples TWEEQU (Berman, 1991). Cette découverte remet en question les interprétations précédentes tant sur l'unité de Ragua, que sur la nature de la zone de cisaillement de Dos Picos.

Le but de cet article est de contraindre, grâce aux apports conjoints de la spectrométrie Raman et de la thermobarométrie TWEEQU, l'évolution P-T des unités de Ragua et de Calar-Alto.

4.2 Article 5: Exhumation constraints for the lower Nevado-Filabride Complex (Betic Cordillera, SE Spain): a Raman thermometry and TWEEQU multiequilibrium thermobarometry approach

Romain AUGIER¹, Guillermo BOOTH-REA², Phillipe AGARD¹, José Miguel MARTÍNEZ-MARTÍNEZ³, Laurent JOLIVET¹ and José Miguel AZAÑÓN³.

¹Laboratoire de Tectonique, UMR 7072, case 129, Université Pierre et Marie Curie, 75252, Paris, France.

²GEOMAR, Wischhofstr. 1-3, D-24148 Kiel, Germany.

³Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (C.S.I.C.-Universidad de Granada) and Dpt. de Geodinámica, Av. Fuentenueva s/n, E-18071 Granada, Spain.

Corresponding author: romain.augier@lgs.jussieu.fr

Tel: (00 33) 144275260; Fax: (00 33) 144275085

4.2.1 Abstract

The HP/LT rocks of the Nevado-Filabride complex (Eastern Betic Cordillera) were exhumed during the Serravallian but their retrograde P-T evolution remains fragmentary and not established for all its tectonic units. The present paper places detailed constraints on the P-T evolution of the two deeper units of the Nevado-Filabride complex, namely the Ragua and the Calar Alto units in order to constrain their exhumation and the role of the km-thick shear zone separating them. Our approach uses both TWEEQU-software multiequilibrium thermobarometry and Raman spectrometry thermometry. The study permits to [i] estimate the peak-temperature P-T conditions (c. 520°C) and then to draw the first P-T path of the Ragua unit, [ii] establish that the Ragua and the Calar Alto units suffered comparable metamorphic evolutions with [iii] a well constrained HT excursion following a strong decompression characterised by limited heating. The study also permits to infer that the major Dos Picos shear zone was once a contractional structure later reactivated into an extensional shear zone. These results point to exhumation processes intermediate between those of syn- and post- orogenic contexts during the late evolution of the Betics.

4.2.2 Introduction

The initial thickening of the Betic Cordillera produced an alpine high pressure-low temperature (HP/LT) metamorphism in the Alpujarride and Nevado-Filabride complexes [Nijhuis, 1964; Gómez-Pugnaire & Fernández-Soler, 1987; Goffé *et al.*, 1989]. Two main extensional episodes later accompanied the well-documented Neogene collapse: a Langhian extensional event responsible for most of the exhumation of the Alpujarride rocks was followed by a Serravallian extensional event permitting the exhumation of the Nevado-Filabride complex [Crespo-Blanc *et*

al., 1994; Crespo-Blanc, 1995; García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993; Martínez-Martínez *et al.*, 2002].

The P-T evolution of the Nevado-Filabride complex is however fragmentary and not established for all its tectonic units. For example, published P-T paths for the Nevado-Filabride complex include both cooling [Puga *et al.*, 2000; López Sánchez-Vizcaino *et al.*, 2001; De Jong, 2003] and heating during decompression P-T trajectories [Gómez-Pugnaire & Fernández-Soler, 1987], and the peak temperatures undergone by these rocks range between 500 °C [Bakker *et al.*, 1989; González-Casado *et al.*, 1995] and 700 °C [López Sánchez-Vizcaino *et al.*, 2001; De Jong, 2003]. In addition, no P-T path is available for the lowermost Ragua unit traditionally described as devoid of any HP/LT event (Martínez-Martínez, 1986; De Jong, 1993; Puga *et al.*, 2000).

A precise knowledge of the rocks P-T evolution, which results from the competition between displacements in the crust due to tectonic/erosional processes and rock thermal conduction [e.g., England & Richardson, 1977; England & Thompson, 1984; Davy & Gillet, 1986; Molnar & Lyon-Caen, 1988], is nevertheless crucial to discriminate at least between syn- and post-orogenic exhumation contexts [e.g., Selverstone & Spear, 1985; Jolivet & Goffé, 2000] and to derive a reliable geotectonic scenario [Dewey, 1988; Platt, 1993; Duchene *et al.*, 1997; Ring *et al.*, 1999]. Besides, although the geometry and the kinematics of the main extensional shear zones roofing the Nevado-Filabride complex are well documented, the nature of the km-scale intra-Nevado-Filabride shear zones remains poorly studied [González-Casado *et al.*, 1995].

The aim of the present paper is to bring constraints on the exhumation of the two deepest Nevado-Filabride units, namely the Ragua and the Calar Alto units. Our study focussed on the western and central part of the Sierra de los Filabres and on the easternmost Sierra Nevada in order to study the metamorphic history of both units and of the major shear zone separating them (namely the Dos Picos shear zone; DPSZ, hereafter). Our approach is based on both TWEEQU-software multiequilibrium thermobarometry [Berman, 1991] and on Raman spectrometry of carbonaceous matter-rich rocks to access to maximum temperatures [Beysac *et al.*, 2002]. This double approach permits to [i] infer the first peak-temperature P-T conditions of the Ragua unit, [ii] compare the metamorphic evolution of the Calar Alto and the Ragua units, [iii] discuss the nature of the Dos Picos Shear Zone (DPSZ) whose neutral geometry and monotonous adjacent series make its study difficult with classical methods only and [iv] constrain the exhumation of the Nevado-Filabride complex.

4.2.3 Geological setting

4.2.3.1. The Gibraltar Arc

The Gibraltar Arc constitutes the western end of the Mediterranean alpine chains, developed between the Eurasian and African Plates. This highly-arched orogenic system connects the Betics, Rif and Tell chains through the Gibraltar Straits, while the internal part of the arc is occupied by the thinned continental crust of the

Alboran Sea and by the Algero-Balearic basin towards the east (Figure V.16). This convergent orogenic system suffered approximately 200 km of N-NNE shortening from the Upper Cretaceous to the Tortonian (9 Ma) and 50 km of further NW-SE shortening until the present day [Dewey et al., 1989; Mazzoli & Helman, 1994].

The Gibraltar Arc was formed by the collision of several pre-Miocene crustal domains [Balanyá & García-Dueñas, 1987]. From top to bottom, these crustal domains comprise the Mesozoic-Cenozoic palaeo-margins respectively of the Iberian and African Plates, the Flysch-Trough units formed by allochthonous sedimentary covers originated in a deep trough floored by thinned-continental or oceanic basement [Durand-Delga et al., 2000] and the Alboran crustal domain. The Alboran crustal domain has been traditionally divided in three metamorphic complexes, from top to bottom: the Malaguide, the Alpujarride and the Nevado-Filabride complexes.

The contacts between these complexes, which were initially thought to be major thrusts [Egeler & Simon, 1969] were recently reinterpreted as low-angle ductile and brittle-ductile detachment faults [e.g., García-Dueñas et al., 1986; 1988a, b, Platt & Behrmann, 1986; Galindo-Zaldívar et al., 1989; Platt & Vissers, 1989; García-Dueñas et al., 1992; Crespo-Blanc et al., 1994; Vissers et al., 1995; Martínez-Martínez et al., 2002].

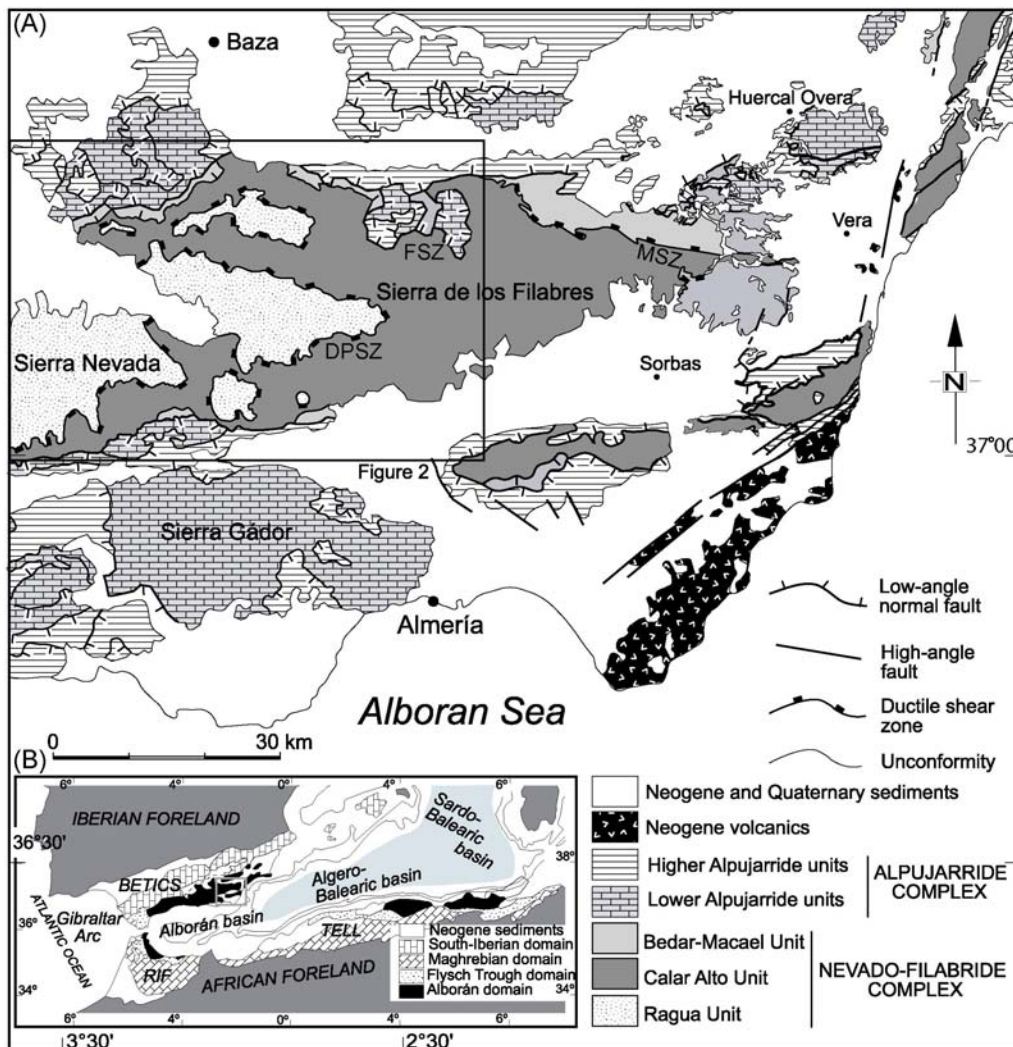


Figure V.16: (A) Simplified geological map of the Internal Eastern Betics showing the main metamorphic units and tectonic contacts, modified after Booth-Rea et al. [2003]. The three "metamorphic complexes", from top to bottom, the Malaguide (anchizonal conditions), the Alpujarride (reaching blueschists to eclogite facies) and the Nevado-Filabride (reaching eclogite facies) complexes are shown. This study focuses on the area indicated by the black box (Figure V.17), providing the most complete section of the complex with, from top to bottom the Bédar-Macael, the Calar Alto and the Ragua tectonic units. DPSZ: Dos Picos Shear Zone (Ragua/Calar Alto boundary); MSZ: Marchall Shear Zone (Calar Alto/Bedar-Macael boundary); FZS: Filabres Shear Zone (Alpujarride/Nevado-Filabride boundary). Lower left inset (B) shows the main tectonic domains of the peri-Alboran orogenic system.

4.2.3.2. The Nevado-Filabride complex

The Nevado-Filabride complex consists of the tectonic superposition of at least three main tectonic units (Figure V.17), from top to bottom: the Bédar-Macael, the Calar Alto (i.e. Mulhacén unit; García-Dueñas et al., [1988b]) and the Ragua units (i.e. ex Veleta unit; Martínez-Martínez et al., [2002]). These three units present a roughly similar lithostratigraphic succession (as for the Alpujarride units) with a thick and monotonous sequence of presumably Palaeozoic dark schists [Lafuste & Pavillon, 1976] topped by light coloured Permo-Triassic graphitic schists and quartzites [Nijhuis, 1964; Platt et al., 1984] and Triassic carbonate rocks [Kozur et al., 1985]. The Calar Alto unit shows the full succession with structural thicknesses of 3000-4000m, 1500m and 200m, respectively [Nijhuis, 1964; Martínez-Martínez et al., 1985] while the Bédar-Macael unit comprises a similar but significantly thinner lithostratigraphic succession with an overall structural thickness of 600m [García-Dueñas et al., 1988b]. The approximately 4000m thick Ragua unit shows only the Palaeozoic term [García-Dueñas et al., 1988b; González-Casado et al., 1995; Martínez-Martínez et al., 2002], with graphite schists and intercalated quartzites, meta-sammites and rare dark marbles [Martínez-Martínez, 1985].

The Nevado-Filabride rocks underwent a polyphased alpine metamorphism with an initial HP-LT event characterised by the formation of eclogites with garnet and omphacite [Nijhuis, 1964] in metabasites of the Calar Alto and Bédar-Macael units [Gómez-Pugnaire & Fernández-Soler, 1987; Morten et al., 1987]. These minerals have been later transformed and strongly re-equilibrated into lower pressure and equal-to-higher temperature assemblages. Amphiboles, plagioclases and epidotes appear in the metabasites [Nijhuis, 1964; Gómez-Pugnaire & Fernández-Soler, 1987], garnet, plagioclase, and locally staurolite and biotite in graphitic schists [Vissers, 1981; Martínez-Martínez, 1986; Platt & Behrmann, 1986; De Jong, 1993], and scapolite with biotite in meta-evaporites [Gómez-Pugnaire & Cámara, 1990].

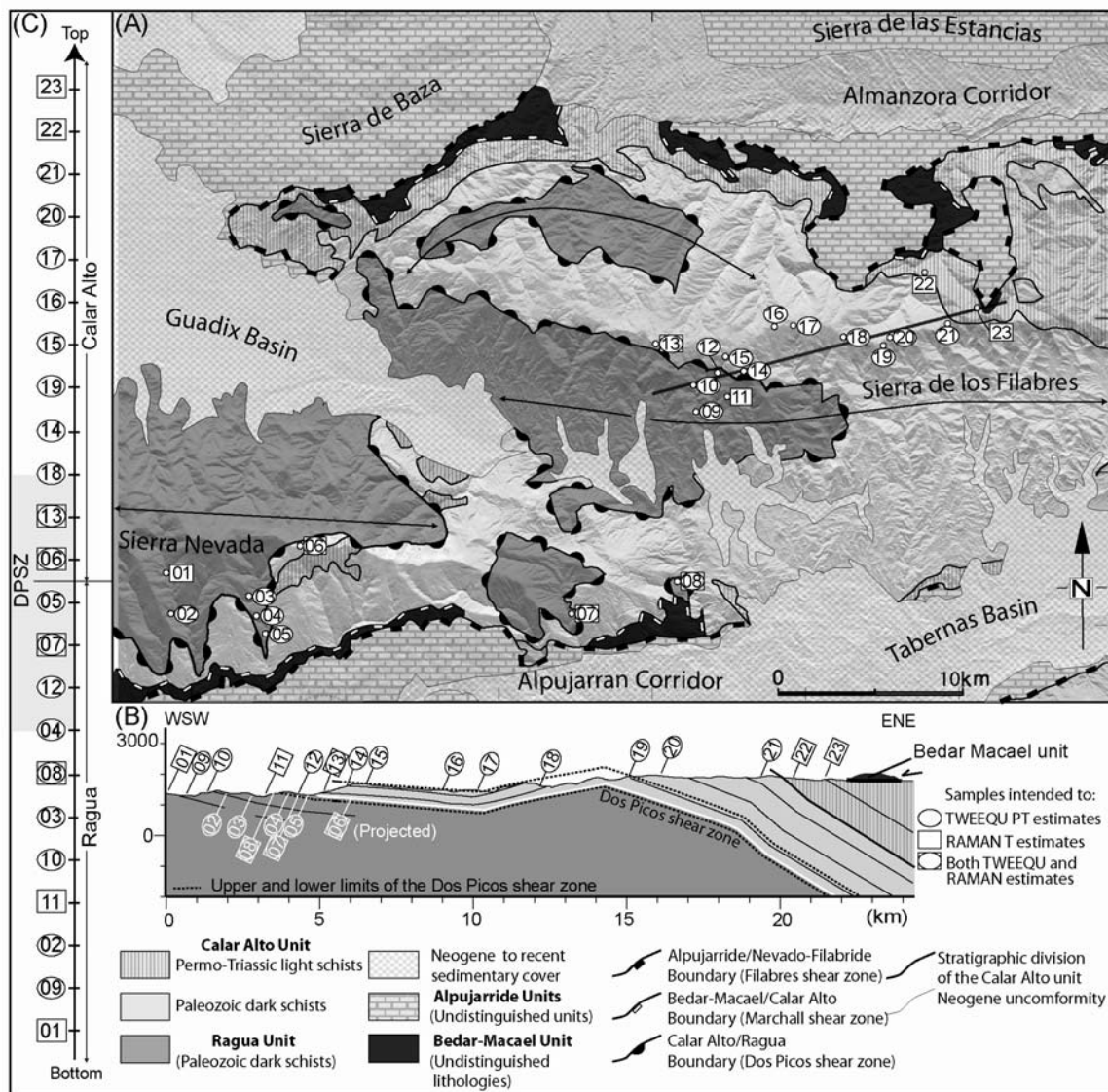


Figure V.17: (A) Simplified geological map of the eastern Sierra Nevada and the western/central Sierra de los Filabres (Figure V.16). The main ductile shear zones as well as metamorphic units and lithostratigraphic boundaries are represented. Samples are located and the analytical method used is indicated (circles: TWEEQU; squares: Raman). (B) Schematic representative WSW-ENE cross-section of the central Sierra de los Filabres through the Dos Picos Shear Zone (DPSZ). The trend of the section corresponds to the direction of the late extensional sense of shear along the DPSZ. Samples are projected on the section with respect to their relative structural position. (C) Relative structural position of the samples.

The timing of the early alpine metamorphic events is subject to controversy. There is neither consensus on the age of HP-LT metamorphism (from late Cretaceous to Middle Miocene; e.g., [Portugal-Ferreira et al., 1988; De Jong, 1991, 2003; Monié et al., 1991, 1994; De Jong et al., 1992; López Sánchez-Vizcaino, 2001; Puga et al., 2002]) nor on the age of the HT-LP imprint.

The final exhumation of the Nevado-Filabride complex is much better constrained with white mica Ar/Ar cooling-ages [Monié et al., 1991; Augier et al., submitted] around 18-16 Ma and fission track cooling-ages on zircons (Closure Temperature, $CT \approx 250-290^\circ\text{C}$, Tagami & Shimada, [1996]) and apatite ($CT \approx 60-110^\circ\text{C}$, Hurford [1990]; Gunnell [2000]) around 13-11 Ma and 11-9Ma, respectively [Johnson et al., 1997].

4.2.3.3. Dominant fabrics in the Nevado-Filabride complex

The main planar fabric found in the Nevado-Filabride units is a crenulation-cleavage (S_2), axial plane of similar folds showing mostly E/W-oriented axes (Figure V.17; Martínez-Martínez, [1986]; De Jong, [1991]), that developed under upper greenschist facies in the two lowest units and under amphibolite facies in the Bédar-Macael unit [Martínez-Martínez, 1986; Platt & Behrmann, 1986; García-Dueñas et al., 1988b; Martínez-Martínez & Azañón, 1997].

In the Calar Alto and the Ragua units the S_1 foliation is poorly preserved. The intensity of the planar linear fabric and the strong metamorphic overprint makes the identification and the study of earlier structures difficult. S_1 is defined by a high-variance mineral assemblage, previously interpreted as a greenschist facies assemblage [Díaz de Federico et al., 1979; Martínez-Martínez, 1986; De Jong, 1991; De Jong et al., 1992]. However, geothermobarometry based on local equilibria of mica-chlorite \pm chloritoid \pm garnet in the Ragua schists indicate that these rocks also underwent a HP-LT metamorphic event with a pressure peak of 12-13 kbars for around 400°C [Booth-Rea et al., 2003].

The contacts among the Nevado-Filabride units (such as the DPSZ) are thick (500-600 m) ductile-shear zones affecting monotonous rock series with a neutral geometry [García-Dueñas et al., 1988b; Williams et al., 1989; González-Casado et al., 1995] that were reworked lately. The main S_2 foliation is replaced in the shear zones by microstructures which are typical of moderate-temperature mylonites ($400-500^\circ\text{C}$, noted S_m), exhibiting a penetrative foliation, ESE/WNW stretching lineations and consistent top-to-the-west shear sense kinematic indicators [Soto et al., 1990; González-Casado et al., 1995; Martínez-Martínez et al., 2002].

4.2.4 Methodology

4.2.4.1. Sampling

In order to establish the metamorphic evolution of the Ragua and Calar Alto units, we have selected 23 metapelite samples mostly located along a WSW-ENE section across the two units (Figure V.17). The samples show comparable compositions and present the same structural features at the scale of the outcrop with both S_1 and S_2 preserved, except for samples from the DPSZ which are more deformed. Two parageneses correlated with two successive foliations (S_1 and S_2) are recognised in the schists of the Ragua and Calar Alto units. The S_1 foliation

(sometimes preserved in quartz-rich domains of the S_2 crenulations cleavage) is defined by quartz (Qtz), phengite (Ms), paragonite (Prg), chlorite (Chl), garnet (Grt) \pm chloritoid (Cld) \pm kyanite (Ky) \pm rutile (Rt) following mineral abbreviations of Kretz [1983]. A similar mineral assemblage with ilmenite (Ilm) \pm albite (Ab) \pm epidote (Ep) \pm biotite (Bt) \pm titanite (Sph) but devoid of Cld and Rt [Bakker et al., 1989; De Jong, 1991; Gómez-Pugnaire & Fernández-Soler, 1987; Soto, 1993] forms the S_2 foliation which is also highlighted by large amounts of carbonaceous matter as graphite grains (Gr).

Height samples, four in each unit, were selected for TWEEQU thermobarometric study while 19 samples, mostly the finer grained schists were selected for the Raman thermometric approach (Figure V.17). Four samples have been used for both methods to allow for detailed comparisons between them (ES.02.06, 07, 08, 13; Figure V.17).

In the following, we present thermobarometric results of metapelite samples corresponding to the Ragua and Calar Alto units, which are devoid of albite, epidote or biotite. Chlorite is frequently altered to post-kynematic reddish oxychlorite, and locally grows with a rosette-like shape in quartz-rich domains and fractures together with Ms, which are locally altered by submicroscopic illitization [De Jong et al., 2001].

4.2.4.2 Analytical techniques

Raman spectrometry of carbonaceous-rich rocks (and estimation of the amount of carbonaceous matter)

In order to quantify the amount of carbonaceous material (CM) still present in the rock, we measured the amount of Total Carbon in the rocks by 1200°C pyrolysis with a LECO furnace [Grant-Gross, 1971].

The Raman spectrum of CM was recently calibrated as a geothermometer in the range 330-650°C by Beyssac et al. [2002]. Since the evolution of the carbonaceous material towards graphite is irreversible, temperatures deduced from the spectra represent peak-temperature conditions reached by the rocks. The Raman spectra of carbonaceous material displays one graphite band (G band) and three “defect” bands (i.e. respectively D1, D2, D3) whose intensities decrease and tend to disappear with rising metamorphic grade. In addition, with increasing temperature conditions, the G band shift from 1600 down to 1580 cm^{-1} , shifted from 1575 cm^{-1} its “usual” value by the heating induced by the laser beam [Tuinstra & Koenig, 1970].

The Raman analysis was done on thin sections of graphite-bearing schists oriented perpendicular to the foliation by focusing the laser beam beneath a transparent crystal. We used a DILOR XY double subtractive spectrograph with pre-monochromator, equipped with confocal optics before the spectrometer entrance and a liquid nitrogen-cooled SPECTRUM CCD detector. The exciting source was a monochromatic (514.5 nm) external argon LASER with a power of 5 mW. Acquisition duration was 60s divided in three 20s subtractive runs. We recorded 6 to 13 spectra

for each sample to take into account the CM heterogeneities. The program Peak Fit 4.0 was then used to process the spectra.

The following expression was used to derive peak temperature conditions [Beysac et al., 2002]: $T(^{\circ}\text{C}) = -445R_2 + 641$, where $R_2 = (D_1 / (G + D_1 + D_2))$ peak area ratio.

The standard deviations (σ) listed on Table V.4 do not include the error produced by the method calibration which is $< 50^{\circ}\text{C}$. [Beysac et al., 2002]. Yet, the small variations of the R_2 ratio for our samples (c. 0.12; Table V.6), are negligible when compared to the R_2 variation range (Figure V.18). Errors related to the method calibration are thus the same for all our measurements and cancel out when looking at the relative variations from one sample to another.

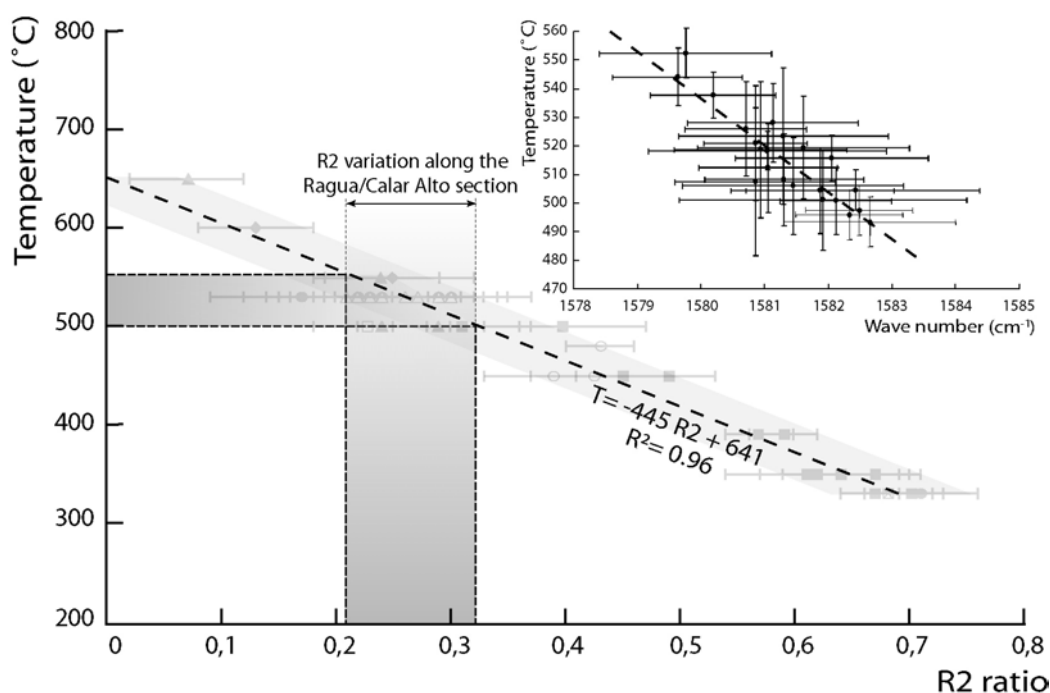


Figure V.18

(A) Calibration diagram "R2 ratio ($D_1 / (G + D_1 + D_2)$) versus peak-metamorphic temperature ($T^{\circ}\text{C}$)" modified after Beysac et al. [2002]. In grey, presented are the maximum variation of the R2 ratio and the corresponding temperature for the studied samples. (B) G band position versus peak-metamorphic temperature ($T^{\circ}\text{C}$) for the studied samples. Each point corresponds to the average of 6 to 13 G band position measurements and the corresponding peak-metamorphic temperature ($T^{\circ}\text{C}$). Note the good correlation between the two.

Microprobe

The mineral analyses were performed with CAMEBAX electron microprobes at University Paris VI and at the Granada University (15 kV, 10nA, PAP correction procedure) using Fe_2O_3 (Fe), MnTiO_3 (Mn, Ti), diopside (Mg, Si), CaF_2 (F), orthoclase (Al, K), anorthite (Ca) and albite (Na) as standards. X_{Mg} in minerals is calculated as $X_{\text{Mg}} = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$ and $X_{\text{Fe}} = \text{Fe}^{2+} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$. The analytical spot-size diameter was routinely set at 3 μm keeping the same current conditions.

Structural formulae were calculated on the basis of 14 (anhydrous) oxygens for chlorite, 11 oxygens for mica, 12 oxygens for garnet, 6 oxygens for Chloritoid. Approximately 100 analyses were done on each of the 8 samples.

Multi-equilibrium thermobarometry

A multi-equilibrium approach [Vidal & Parra, 2000] is adequate for deriving continuous P-T paths for rocks which include mica-chlorite pairs because [i] these minerals recrystallise rather than change composition by lattice diffusion (especially at the low temperatures of blueschist and greenschist facies metamorphism; [Frey et al., 1983; Chopin et al., 1991; Agard et al., 2001]) and [ii] a relative chronology of phyllosilicate growth can frequently be inferred based on micro-structural criteria [Vidal & Parra, 2000; Parra et al., 2002].

In order to ensure selection of an equilibrium paragenesis, we combined criteria such as the habit of minerals, their textural relationships, and only used minerals involved in the same micro-structural domain which presumably crystallised at the same time. In garnet bearing parageneses, minerals in the pressure shadows were assumed to be in equilibrium with the rim composition.

The P-T location of the reactions involving such parageneses was calculated with TWEEQU 2.02 software [Berman, 1991] and its associated database JUN92 together with thermodynamic properties for Mg-amesite, Mg-sudoite, Mg-celadonite, chloritoid, and chlorite and mica solid-solution models from Vidal et al., [1992; 1994; 1999; 2001], Vidal & Parra [2000] and Parra et al., [2002]. The character and magnitude of these uncertainties have been discussed by Parra et al. [2001], Vidal et al. [2001] and Trotet et al., [2001].

4.2.5 Results

4.2.5.1 Raman spectroscopy of carbonaceous material

The Paleozoic rocks of both the Ragua and Calar Alto units are characterised by high and constant CM content of the order of 0,7-0,9 wt% (results are summarised in Table V.4). Unfortunately, metamorphic conditions underwent by the CM do not allow recognition of the organic precursor type.

Sample	TC		S	
		SD		SD
<i>Ragua</i>				
ES.02.09	0,88	0,03	0,1	0,003
ES.02.11	0,7	0,02	0,05	0,002
<i>Calar Alto</i>				
ES.02.14	0,28	0,01	0,02	0,001
ES.02.16	0,86	0,03	0,09	0,003
ES.02.18	0,77	0,02	0,04	0,001
ES.02.21	0,85	0,03	0,05	0,002

Table V.4: Results from LECO furnace giving both the Total Carbon and the Sulphur contents of the rock

For the Raman study, the G band position, R2 ratio values and corresponding temperatures are presented for each sample on Table V.5. The R2 ratio, along the entire section from the Ragua unit to the Calar Alto unit through the DPSZ, presents very low variations without an obvious trend from 0,21 to 0,33, corresponding to temperatures between 495 to 550°C.

As determined by Beyssac et al. [2002], the G band position shifts from 1600 cm^{-1} where it includes both the G band s.s. and the D2 band down to 1580 cm^{-1} with rising metamorphic conditions.

Along the section, the G band shift is also very low, indicating roughly homogenous metamorphic conditions, but is very well correlated with temperature as seen on Figure V.18. Both units seem to present a low decrease upward sequence with variations of the order of 40-50°C so that the two units are separated by a gap of the order of 60-50°C (Table V.5 et Figure V.19). Temperatures are often higher in the Calar Alto than for the Ragua unit (Table V.5).

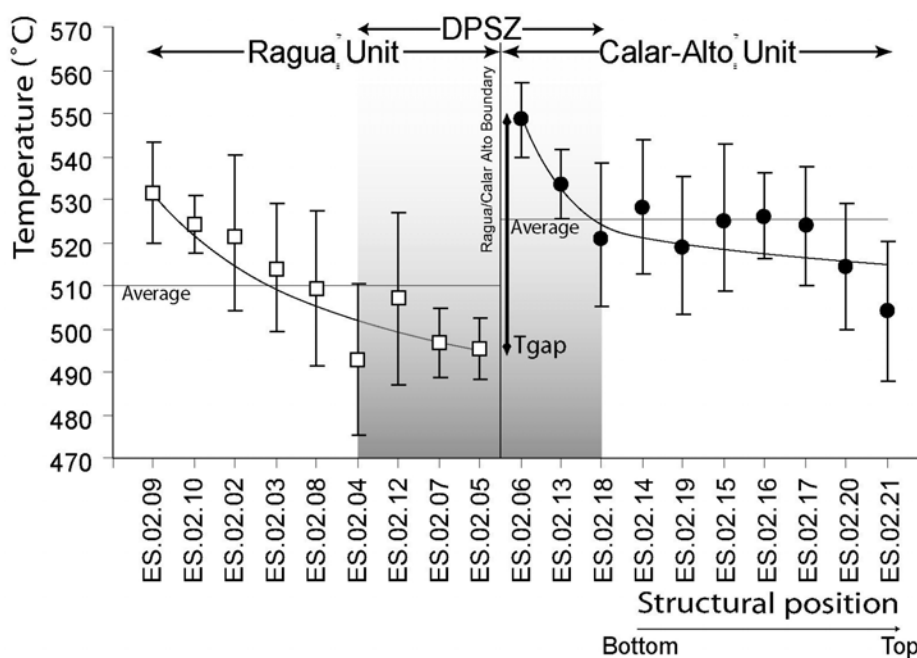


Figure V.19: Results of the Raman spectra decomposition along the section (Figure V.17). Samples are ranked with respect to their relative structural position (Figure V.17C). Temperatures are presented with the standard deviation due to the CM heterogeneities at the sample-scale (6-13 spectra).

Temperature (°C) Pressure (bars)				Temperature (°C) Pressure (bars)					
Ragua		SD	SD		Calar-Alto		SD	SD	
ES.02.07	514	26	8443	1150	ES.02.23	501	18	3509	618
ES.02.07	458	15	11557	1199	ES.02.23	513	12	3185	679
ES.02.07 T	526	19	5637	1071	ES.02.23	514	17	3380	634
ES.02.08	499	15	12413	344	ES.02.23	535	6	3096	316
ES.02.08	526	16	7174	923	ES.02.22	531	11	8617	336
ES.02.11	501	11	8341	1111	ES.02.22	540	17	8909	671
ES.02.11	489	9	10006	397	ES.02.13	521	1	7692	14
ES.02.11	480	31	12009	784	ES.02.13	522	3	7450	221
ES.02.11	488	25	11314	825	ES.02.13	523	3	8039	662
ES.02.11	500	19	8380	592	ES.02.13	537	18	2246	778
ES.02.11 B	521	12	8304	1525	ES.02.13	556	5	8824	147
ES.02.11	511	24	7674	1025	ES.02.13	541	21	6368	647
ES.02.11	517	32	5478	1223	ES.02.13	550	20	10000	700
ES.02.01	495	22	3071	1126	ES.02.06	544	1	6640	800
ES.02.01	486	14	5592	989	ES.02.06	560	21	8515	539
ES.02.01	486	19	3166	978	ES.02.06	560	27	8506	699
ES.02.01	510	9	5738	736	ES.02.06	581	19	4251	525
					ES.02.06	574	28	7247	1311
					ES.02.06	577	26	3762	1438
					ES.02.06	576	47	8217	2173

Top ↑

Bottom ↓

] T: Samples from the top of the unit
B [: Samples from the bottom of the unit

Table V.5: Results from TWEEQU software (Berman, 1991). Minerals routinely used for calculations are Ms, Chl and sometimes Grt whose involvement in the calculations is indicated in bold. The location and relative structural position of the samples along the section is given in Figure V.17.

4.2.5.2. Mineral compositions

Chlorite: according to Vidal & Parra [2000] and Holland et al. [1998] the main variations in the chlorite compositions can be accounted for by 3 solid solutions exchange reactions: [i] FeMg₋₁ substitution between the daphnite [Daph: Fe²⁺₅Al₂Si₃O₁₀[OH]₄] and clinochlore [Clin: Mg₅Al₂Si₃O₁₀[OH]₄] end-members, [ii] Tschermak substitution [Al₂R²⁺₋₁Si₋₁: TK] between clinochlore/daphnite and amesite [Am: [Fe, Mg]₄Al₄Si₂O₁₀[OH]₄], and [iii] di-trioctahedral substitution [□Al₂R²⁺₋₃: DT] between daphnite, clinochlore and sudoite [Sud: □[Fe, Mg]₂Al₄Si₃O₁₀[OH]₄]. Most of the chlorite compositions plot along a line corresponding to the TK substitution with amesite contents between 35 and 50 mol% (Figure V.20). Di-trioctahedral substitution in the clinochlore-rich compositions varies between 5 and 15 mol% (Figure V.20). The compositional trend followed by the chlorites in both the Ragua and Calar Alto units shows a clear decrease in clinochlore content and a slight decrease in the sudoite content towards amesite rich compositions. Samples ES.02.06 and ES.02.13, from the base of the Calar Alto unit shows higher X_{Mg} values than the Ragua rocks underlying the DPSZ (i.e. X_{Mg} ranging between 0,55-0,65 and 0,3-0,35 respectively, Figure V.20). Assuming that we selected samples with a roughly similar global chemical composition, these differences in the value of the chlorites could indicate higher temperatures at the base of the Calar Alto unit.

White K mica (Ms) shows Si contents from 3,42 to 3,05 a.p.f.u (Figure V.20). Variable Si contents are generally interpreted in terms of Tschermak substitution alone (between the celadonite and muscovite end members), which is usually favoured by an increase of pressure [Velde, 1967; Massonne & Schreyer, 1987; Massonne, 1995, Massonne & Szpurka, 1997]. However, the Ms also shows variable interlayer cation contents (IC) resulting from the pyrophyllitic substitution between muscovite and pyrophyllite [$K^{XII}_{-1}Al^{IV}_{-1}Si^{IV}_{\square^{XII}}$]. Celadonite and pyrophyllite rich micas (ca. 3,42-3,3 Si a.p.f.u. and IC between 0,8 and 0,9 a.p.f.u.) were found inside lenticular domains of the main foliation as porphyroblasts growing together with chlorite, or defining the S₁ foliation. Meanwhile the celadonite/pyrophyllite-poor white K micas (ca. 3,3-3,1 Si a.p.f.u. and IC between 0,9 and 1) grow defining the S₂ crenulation cleavage and in garnet pressure shadows. This tendency could indicate heating during decompression as IC deficiencies have been attributed to low temperature samples [Leoni et al., 1998; Vidal & Parra, 2000; Agard et al., 2001].

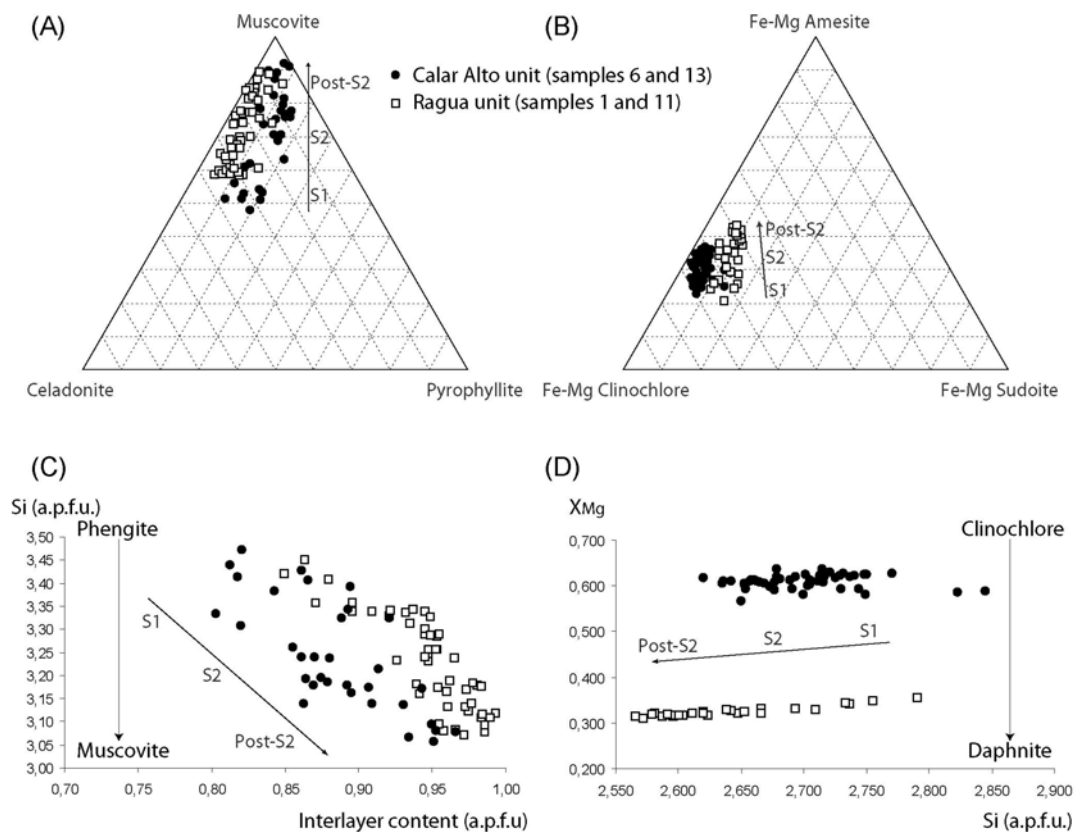


Figure V.20: (A and B) Composition diagrams for studied Phengite (Ms) and Chlorite (Chl). Ms has been decomposed into Muscovite, Celadonite and Pyrophyllite; Chl into Amesite, clinocllore and Sudoite. The trend in the Ms compositions towards a decrease in both Pyrophyllite and Celadonite content is also observed in a Si/IC diagram where the Ms show a linear tendency towards lower Si⁴⁺ contents and higher IC values. (C) Interlayer Contents (IC) versus Si⁴⁺ contents of Ms. (D) Si⁴⁺ versus X_{Mg} contents of Chl.

Garnet is Fe-rich and shows a chemical zoning characterised by depletion in Ca and Mn and enrichment in Mg and Fe towards the rims. Core-Rim compositions are $X_{Prp} = 0,06-0,07$; $X_{Alm} = 0,78-0,82$; $X_{Sps} = 0,08-0,04$; $X_{Grs} = 0,08-0,07$ at the base of the Calar Alto Unit (ES.02.06 and 13); and $X_{Prp} = 0,03-0,05$; $X_{Alm} = 0,63-0,82$; $X_{Sps} = 0,06-0,07$; $X_{Grs} = 0,28-0,07$ at the top of the Ragua unit. This zoning whose growth trapped inclusions of high-pressure minerals such as Rt or Cld could indicate the garnets grew during decompressive metamorphism [Spear and Selverstone, 1983; Spear et al., 1990; Hoisch et al., 2002]. The higher pyrope content in samples ES.02.06 and ES.02.13 is consistent with higher temperature conditions at the base of the Calar Alto unit.

Chloritoid is Fe-rich without chemical zoning. Its composition is very homogeneous from one section to another with $X_{Mg} = 0,10-0,15$.

4.2.5.3. Results from multiequilibrium thermobarometry

	G position		R2 ratio		Temperature (°C)			G position		R2 ratio		Temperature (°C)	
<i>Ragua</i>	<i>SD</i>	<i>SD</i>	<i>SD</i>	<i>SD</i>	<i>SD</i>	<i>T_{qp}</i>	<i>Calar-Alto</i>	<i>SD</i>	<i>SD</i>	<i>SD</i>	<i>SD</i>	<i>SD</i>	<i>SD</i>
ES.02.05	1582,35	1,95	0,33	0,02	495	7	ES.02.21	1581,23	1,25	0,31	0,03	504	16
ES.02.07	1582,98	1,52	0,32	0,02	497	8	ES.02.20	1580,86	1,36	0,29	0,03	515	15
ES.02.12	1581,78	0,81	0,30	0,04	507	20	ES.02.17	1581,05	1,34	0,27	0,03	524	14
ES.02.04	1581,84	2,26	0,33	0,04	493	18	ES.02.16	1579,56	1,02	0,27	0,02	526	10
ES.02.08	1581,53	1,66	0,29	0,06	509	18	ES.02.15	1581,67	1,74	0,27	0,03	526	17
ES.02.03	1581,29	1,16	0,29	0,03	514	15	ES.02.19	1581,22	1,65	0,28	0,03	519	16
ES.02.02	1580,78	1,26	0,27	0,03	522	18	ES.02.14	1580,98	1,09	0,26	0,03	528	16
ES.02.10	1580,46	1,87	0,27	0,02	524	7	ES.02.18	1580,63	0,95	0,27	0,03	522	17
ES.02.09	1580,34	0,88	0,26	0,02	532	12	ES.02.13	1580,12	0,99	0,24	0,02	534	8
							ES.02.06	1579,68	1,35	0,21	0,02	548	9

Bottom

Table V.6: Temperature results and other parameters obtained from decomposition of 6-13 spectra for each sample. The location and relative structural position of the samples along the section are given in Figure V.17.

We focussed on the peak metamorphic conditions obtained for mineral assemblages defining the main S_2 foliation of both the Ragua and Calar Alto units. Results are presented by unit and are summarised on Table V.6.

P-T conditions in the Ragua unit (in the footwall of the DPSZ)

Thermobarometric conditions for the Ragua unit were obtained from several textural domains all post-dating the S_1 , showing the assemblage Chl + Ms (Si 3,2-3,1 a.p.f.u.) + Qtz + W ± Grt: [i] along the S_2 foliation, [ii] in garnet pressure shadows, and [iii] without a clear orientation (rosette-like shaped chlorite) in quartz-rich domains. Adjacent to the rim of pre- to syn- S_2 garnets the assemblage is formed by Grt + Ms (Si 3,3 a.p.f.u.) + Chl + Qtz + W. The calculated P-T conditions, in the KMAH system using 10 end members (almandine, Al-celadonite, muscovite, pyrophyllite, Mg-amesite, clinocllore, sudoite, daphnite, quartz and water), are constrained by the intersection of 41 equilibria, four of which are independent. Figure V.21(C, D) presents the representative textures of a sample characterised by both the S_1 and the S_2 .

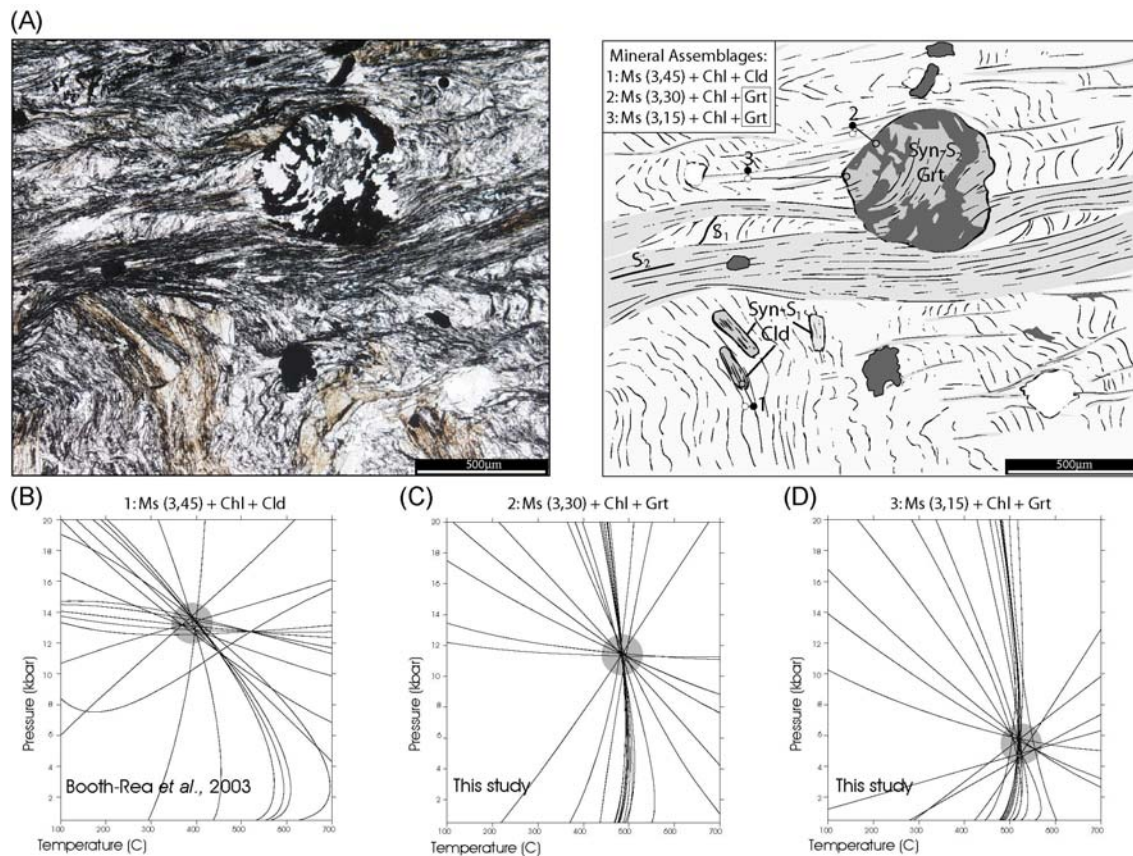


Figure V.21: (A) Example of relationships between S_1 and S_2 in a low strain domain of the Ragua unit. S_1 underlined by Cld, is here roughly vertical while S_2 is sub-horizontal with syn-kinematic Grt. The locations of the analyses whose P-T conditions are presented below, are shown by the dots (B, C, D). (B, C, D) P-T results (intersections) from TWEEQU software (Berman, 1991) for (1) Ms + Chl + Cld (Booth-Rea et al., 2003) and (2 and 3) Ms + Chl + Grt (this study).

Results for samples are displayed in the two lower P-T diagrams representing results from the base and the top of the unit in Figure V.22b. The results for this parageneses range between $12 \pm 0,8$ kbars/ 480 ± 31 °C and $10,1 \pm 0,9$ kbars/ 489 ± 9 °C (Figure V.22b). These data compared to the ones obtained with neighbouring samples from the S_1 foliation, of the order of $13.1 \pm 0,4$ kbars/ 396 ± 18 °C ([Booth-Rea et al., 2003], Figure V.21) indicate quasi isothermal decompression with slight heating during garnet growth.

Ms growing transverse to the external foliation in contact with the garnet rim have a very low content in Si (3,1 a.p.f.u.) and do not show equilibrium with the garnet rim in the TWEEQU calculations. However, older Chl and Ms (Si= 3,2-3,25 a.p.f.u.) pairs included in the pressure shadow a bit farther away (ca. 500 μ m) from the garnet rim do offer equilibrium P-T conditions with the garnet-rim composition ($8,3$ down to $5,5 \pm 1$ kbars for 520 ± 20 °C, Table V.5 and Figure V.22b). Thus, further growth of the pressure shadow during formation of the S_2 crenulation-cleavage probably separated the Chl-Ms pairs from the garnet rim with which they had attained equilibrium. The

results for Ms growing together with rosette-like shape chlorite are constrained by the intersection of 14 equilibria, three of which are independent (Figure V.21).

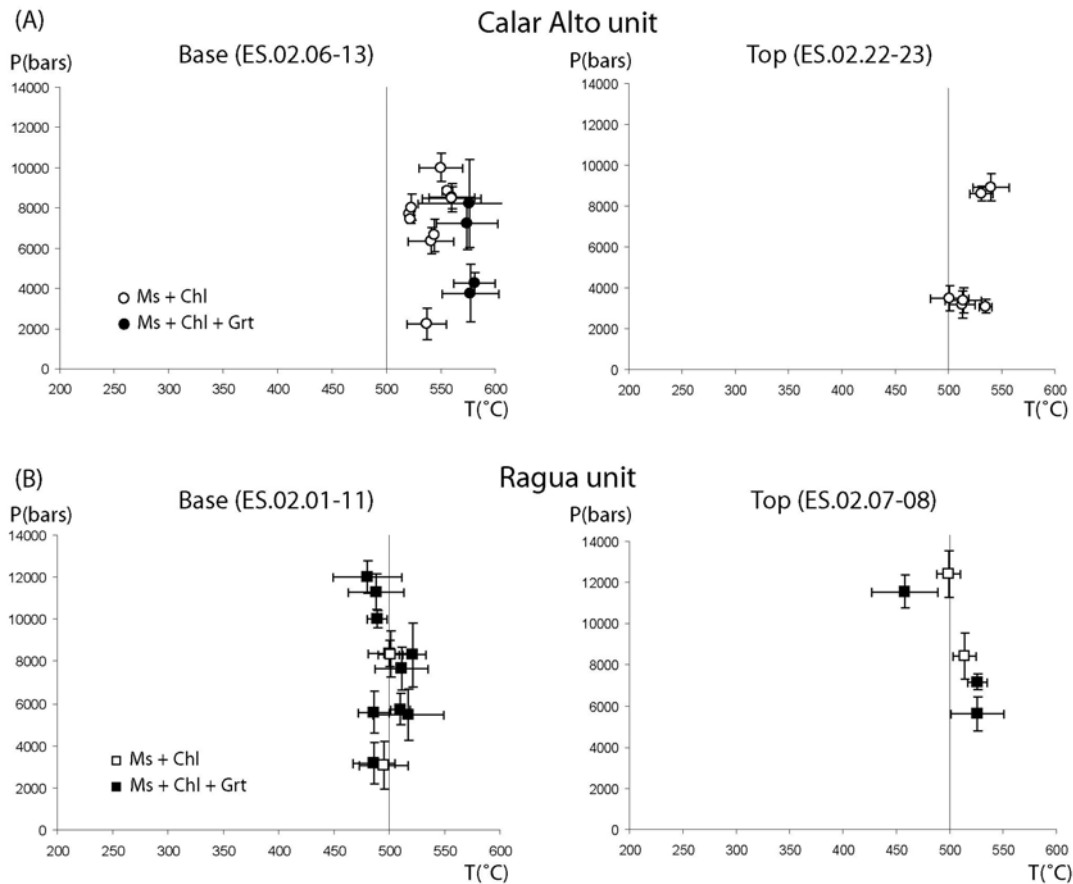


Figure V.22: P-T results from TWEEQU software (Berman, 1991) for Ms + Chl \pm Grt. Results are displayed for each unit separating for both units samples from the base and from the top: for the Calar Alto unit (A), samples ES.02.06, 13 for the base and ES.02.22, 23 for the top (Figure V.17C), and for the Ragua unit (B), samples ES.02.01, 11 for the base and ES.02.07, 08 for the top (Table V.2).

The P-T conditions of $3,1 \pm 0,9$ kbars at 490 ± 20 °C (ES.01.01, Table V.5) show that the thermal peak in the Ragua unit was achieved coeval to strong decompression at the end of the formation of the S₂ crenulation cleavage.

P-T conditions in the Calar Alto unit (in the hanging-wall of the DPSZ)

The rocks at the base of the Calar Alto unit show the same textural domains than the underlying Ragua rocks as pointed out by De Jong [1991; 1993]. However, as discussed in the crystal chemistry chapter, compositional trends in these rocks seem to indicate higher temperatures than at the top of the Ragua unit. This hypothesis is confirmed by the TWEEQU results. Results are summarised in Figure V.22a.

Equilibrium conditions between chlorite, Ms (Si = 3,3-3,1 a.p.f.u.) defining the main S₂ crenulation cleavage are in the range of $10 \pm 0,7$ kbars/ 550 ± 20 °C and $3,1 \pm 0,3$ kbars/ 535 ± 6 °C (Table V.5).

Overall, the peak-temperatures determined by TWEEQU indicate a clear temperature decrease towards the top of both units (Figure V.22) and a temperature gap between the top of the Ragua unit and the base of the Calar Alto unit of the order of 90°C (Figure V.22).

4.2.6 Discussion and conclusions

4.2.6.1 P-T constraints for the lower Nevado-Filabride complex

Comparison of the results from the TWEEQU multiequilibrium thermobarometry and the Raman spectrometry thermometry reveals coherent peak temperatures conditions. Dark schists from the Paleozoic sequence of the Ragua and the Calar Alto units were a test-area by providing [i] clear relationships between deformation and parageneses succession [ii] large amounts of graphite deriving of the evolution of organic compounds required for the Raman spectrometry and then [iii] the possibility to compare both tools.

Both the Raman spectroscopy and multiequilibrium thermobarometric data show that the top of the Ragua unit below the DPSZ underwent maximum temperatures of the order of 490-500°C. Meanwhile, the base of the Calar Alto unit within the DPSZ underwent higher temperatures of the order of 550°C (Figure V.22 et V.23) highlighting a temperature gap of 50-60°C between the two units. These results for Calar Alto contrast with the temperature of 700°C of López Sánchez-Vizcaino [2001] and De Jong [2003] estimated for minor metabasite outcrops within the meta-pelitic sequence.

Furthermore, maximum temperatures in both units were maintained until the end of the S₂ development at pressures as low as 3 kbars as deduced from local equilibria of Chl-Ms pairs growing in post-S₂ veins (Figure V.23). The thermal peak reached by the Calar Alto graphite schists (Figure V.22 and V.18) decreases of about 50-60°C between the bottom (T ~ 550-560°C) and the top of the unit (T ~ 490-500 °C). We can calculate a minimum value for the temperature field gradient during the thermal peak using the thickness of the present-day graphite schists formation, which is approximately 3.5 km thick [González-Casado et al., 1995]. The resulting field thermal gradient (dT/dz) is 17 °C/km. This gradient contrasts with the 38-80 °C/km gradient obtained for peak thermal conditions in the overlying Alpujarride complex [Azañón et al., 1997; Argles et al., 1999; Azañón & Crespo-Blanc, 2000] as well as the 60°C/km gradient obtained from the peak thermal conditions for all the Nevado-Filabride units (as already proposed by Gómez-Pugnaire and Fernández-Soler [1987] and Bakker et al. [1989]).

This study complements the work of Booth-Rea et al. [2003] (HP-LT event, 12-13 Kbars and 400°C) and provides the first P-T path for the Ragua unit. This P-T path is characterised by a heating phase at relatively high pressure and then an almost isothermal decompression to pressure values as low as 3 kbars. Such an evolution does indicate that the Ragua and the Calar Alto units underwent a broadly similar

metamorphic history and refutes the claim that the Ragua unit was characterised by both lower pressure and temperature conditions [Martínez-Martínez et al., 1986; Bakker et al., 1989; De Jong, 1991, 1993; Puga et al., 2000].

4.2.6.2 *The Dos Picos Shear Zone*

Unlike the major contacts roofing the Nevado-Filabride complex [Galindo-Zaldívar et al., 1989; Jabaloy et al., 1993; Martínez-Martínez et al., 2002], the nature and kinematics of the intra-Nevado-Filabride shear zone such as the DPSZ are difficult to assess because of their neutral geometry and the presence of monotonous rock series on both sides. Our study reveals a gap of about 50-60°C for the peak-temperature event between the Calar Alto and the underlying Ragua unit across the DPSZ. The use of two independent tools makes this temperature gap a geological evidence of the nature of the shear zone. In this context, we interpret the DPSZ as a thrust which pre-dates the final extension responsible of the reworking of the contact and the exhumation of the Nevado-Filabride complex. The DPSZ could then represent an equivalent of the Calar Alto/Bédar-Macael shear zone (i.e. Marchall shear zone; García-Dueñas et al., 1992), which shows a pressure gap of the order of 6-8 kbars and a 50°C retrograde temperature gap.

4.2.6.3 *Implications for the late orogenic evolution of the lower Nevado-Filabride complex*

The shape of P-T paths results from a competition between thermal conduction and displacements in the crust (due to tectonics and/or erosion; [England & Richardson, 1977; England & Thompson, 1984]) and is useful to discriminate between syn-orogenic and post-orogenic extension [Platt, 1993; Ring et al., 1999]. Syn-orogenic extension is often characterised by a good preservation of HP/LT parageneses due to the continuous underthrusting of cold units maintaining a HP-LT gradient [Davy & Gillet, 1986; Jolivet et al., 1998], whereas post-orogenic metamorphic domes usually display HT parageneses acquired during a HT excursion which totally or partially overprints HP/LT assemblages [England & Thompson, 1984; Davy & Gillet, 1986; Jolivet and Goffé, 2000]. Mixed examples include "Z" type P-T paths, such as the one obtained by Parra et al., [2002] on the Cycladic blueschists.

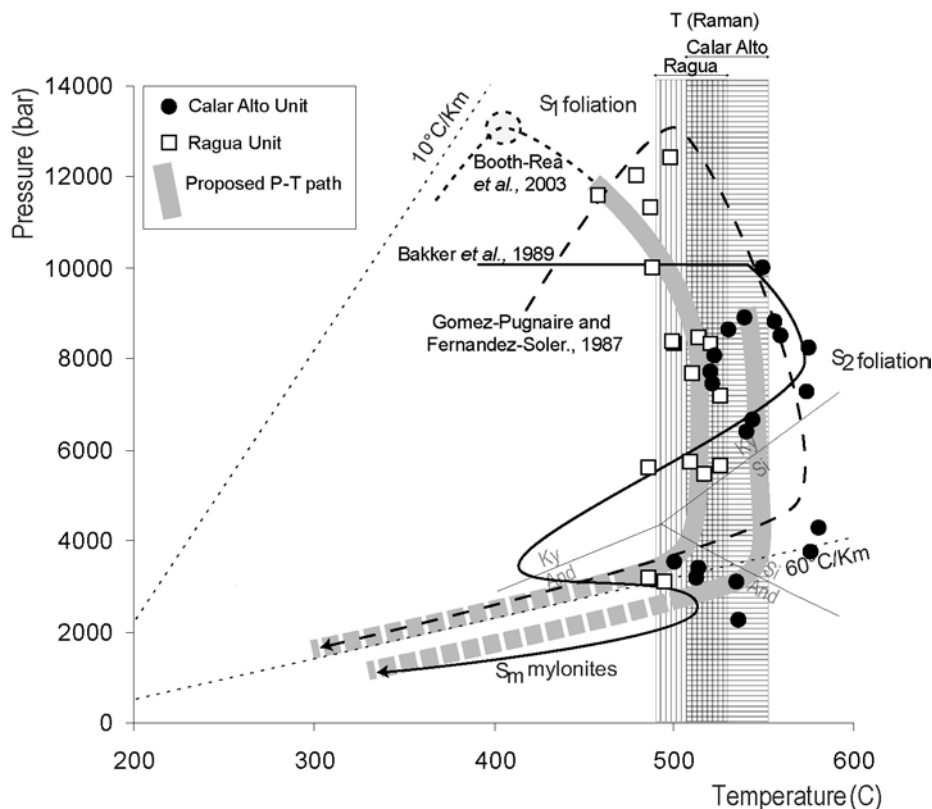


Figure V.23: Proposed P-T evolution for both the Ragua and the Calar Alto units. Our data from TWEEQU software (Berman, 1991) are shown for the Ragua unit (white squares) and for Calar Alto unit (black circles). Results from the RAMAN spectrometry are represented by hachured temperature domains; the temperature range of the Ragua unit being illustrated by vertical hatching while the horizontal hatching represents the Calar Alto unit. The peak-pressure of the Ragua unit (12-13 kbars/400°C) has been obtained by Booth-Rea et al. [2003] as well as the adjacent P-T path segment. The P-T paths for the Calar Alto unit are from Gómez-Pugnaire & Fernández-Soler [1987] and Bakker et al. [1989].

The Calar Alto and Ragua units reached conditions of the order of 12-13 kbars for 400°C (Figure V.23). This event is followed for both units (as for the Bedar-Macael unit; [Soto, 1990; Martínez-Martínez et al. 2002]) by a limited HT excursion in amphibolite or upper greenschist conditions during a syn-S₂ quasi isothermal decompression (Figure V.23). This isothermal decompression together with the partial preservation of contractional structures (see above) testifies, at least partly, to a syn-orogenic context.

Nevertheless, peak temperatures of the order of 500-550°C corresponding to the last mineral re-equilibration in the S₂ are found for the lower pressure assemblages around 3-4 kbars (consistent with the data of [Jabaloy et al., 1993]). Final exhumation through greenschists conditions therefore took place along a high-temperature cooling gradient of the order of 60°C.km⁻¹ (as already proposed by Gómez-Pugnaire and Fernández-Soler [1987]; Bakker et al. [1989] and Martínez-Martínez et al. [2004]) diagnostic of a post-orogenic context [England & Richardson, 1977; England & Thompson, 1984]. This HT excursion was however limited, which

could point to a rapid exhumation during the post-orogenic stages from 20 Ma onwards [Monié et al., 1991; Johnson et al., 1997; Augier et al., submitted], which were recently interpreted as the consequence of the westward slab rollback below the Alboran sea [Royden, 1993; Lonergan and White, 1997; Gutcher et al., 2002; Spakman & Wortel., 2004].

4.3 Principales conclusions

[1] Les résultats tant thermo-barométriques (TWEEQU) que thermométriques (Raman) montrent la structure thermique des unités de Ragua et de Calar Alto. Pour ces deux unités, la température diminue depuis la base vers le sommet depuis 530°C à 500°C pour l'unité de Ragua et depuis 550°C à 495°C pour l'unité de Calar Alto.

[2] Les deux unités ont donc subi des conditions et des évolutions P-T relativement comparables. La différence entre l'ensemble Calar Alto/Bédar-Macael, formant le complexe de Mulhacen et l'unité de Ragua, anciennement Véléta (Martínez-Martínez *et al.*, 2002), n'est donc pas si importante que de nombreux auteurs l'avaient estimée (Diaz de Frederico *et al.*, 1979; Martínez-Martínez, 1986; De Jong, 1993; Puga *et al.*, 2000). La différence de température entre les unités était l'argument principal de la nature de la zone de cisaillement de Dos Picos.

[3] La comparaison des températures maximales obtenues de part et d'autre de la zone de cisaillement de Dos Picos montrent que l'unité de Calar Alto, ayant un pic de pression relativement comparable avec celui de l'unité de Ragua, a cependant subi une évolution rétrograde caractérisée par des températures plus importantes. Il en résulte que la zone de cisaillement de Dos Picos est effectivement un chevauchement dont le jeu n'a pas été complètement inversé pendant les épisodes extensifs finaux. Le « gap » tant en température qu'en pression est donc inférieur à celui traditionnellement proposé entre les unités en l'absence de quantifications P-T pour l'unité de Ragua.

[4] L'examen de la forme du chemin P-T révèle que l'exhumation du complexe Névado-Filabride s'est vraisemblablement effectuée dans les contextes syn- et post-orogéniques successivement. Le segment de décompression quasi-isotherme ainsi que la préservation partielle des structures compressives sont, en effet, révélateurs d'une exhumation rapide en contexte syn-collisionnel. Les rééquilibrations minérales syn-S2 s'effectuent jusqu'à des pressions aussi basses que 3-4 kbar accompagnées par un léger réchauffement indiquant que la fin de l'exhumation a été faite le long d'un gradient de 60°C/km. Cette évolution est en revanche plutôt symptomatique d'une exhumation en contexte post-orogénique également relativement rapide.

Les apports de cette étude ainsi que ceux de l'article 4 apportent de nouvelles conditions P-T des trois unités constitutives du complexe Névado-Filabride. Les estimations P-T pour l'unité de Calar Alto sont très comparables avec celles présentées dans l'article précédent. Il ressort de la comparaison de ces résultats que même si les conditions « absolues » subies par ces unités sont différentes, la forme générale des chemins est la même, indiquant des mécanismes et un contexte d'exhumation comparables.

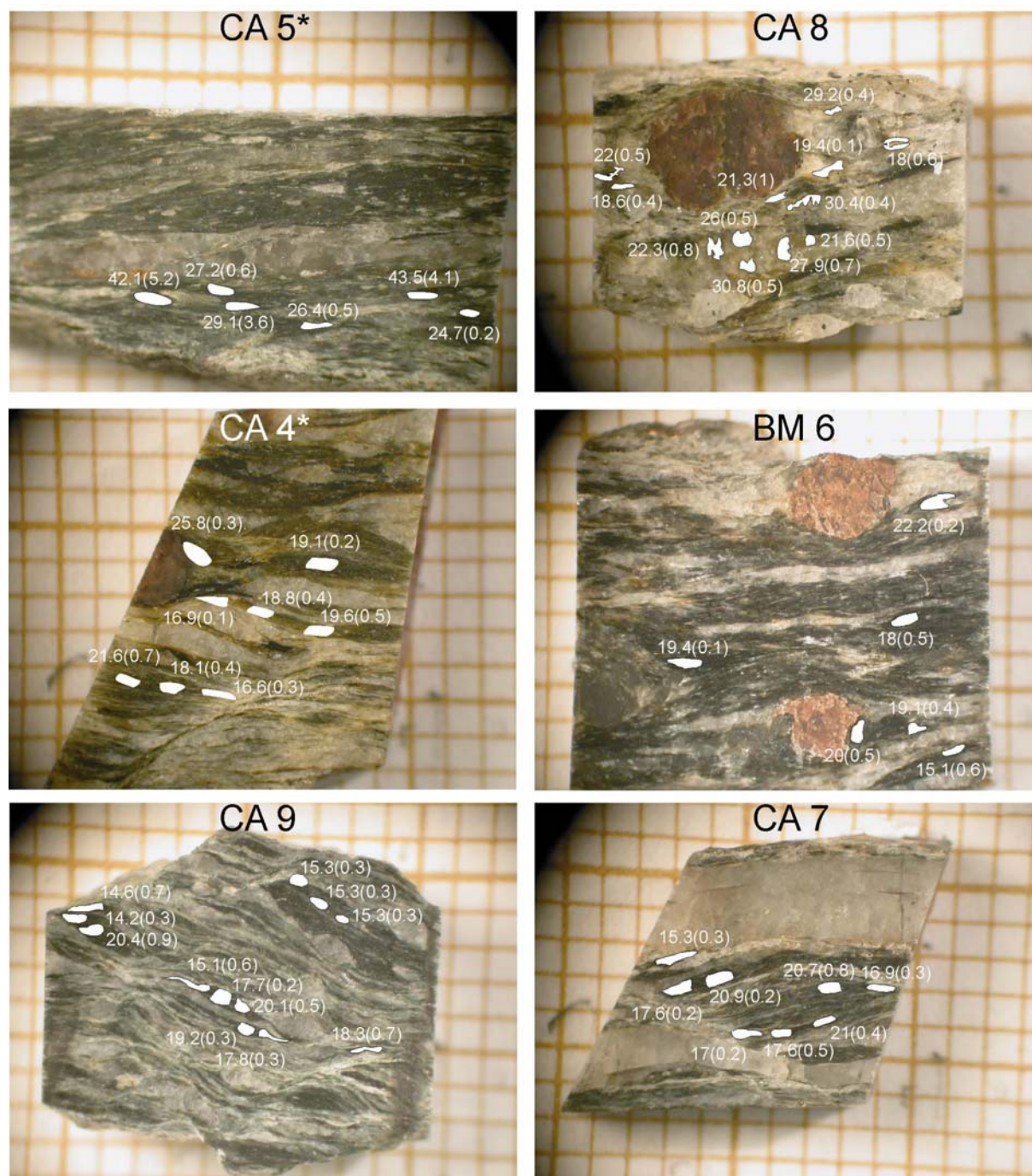
5. Annexes

Lame	N°	AGE	1 σ	40*/39	1 σ	36/40	1 σ	39/40	1 σ	37/39	1 σ	38/39	1 σ	%atm
						*1000		*100		*1000		*1000		
CA 5*														
	49	24,67	0,2	1,20	0,01	0,01	0,03	82,77	0,48	64,29	0,60	0,00	0,01	0,32
	50	26,45	0,5	1,29	0,02	0,04	0,06	76,61	0,30	159,38	3,09	0,01	0,02	1,05
	51	27,17	0,6	1,33	0,03	0,06	0,08	74,06	0,60	90,31	7,34	0,01	0,02	1,69
	52	29,07	3,7	1,42	0,18	0,33	0,39	63,51	0,42	338,14	22,19	0,11	0,11	9,76
	53	42,14	5,2	2,07	0,26	0,64	0,34	39,19	0,31	171,85	37,97	0,32	0,16	18,99
	54	43,57	4,2	2,14	0,21	0,28	0,30	42,85	0,63	71,27	26,78	0,12	0,12	8,38
CA 8														
	31	18,04	0,8	0,88	0,04	0,27	0,14	104,86	0,47	16,20	2,69	0,05	0,02	7,83
	32	18,62	0,4	0,91	0,02	0,35	0,06	98,87	0,36	4,93	1,70	0,07	0,01	10,30
	33	19,45	0,1	0,95	0,01	0,15	0,02	100,65	0,32	18,68	0,57	0,03	0,00	4,54
	34	21,33	1	1,04	0,05	0,15	0,15	91,79	0,32	0,09	0,45	0,03	0,03	4,52
	35	21,56	0,5	1,05	0,02	0,23	0,07	88,54	0,31	72,01	9,83	0,05	0,02	6,87
	36	22,05	0,5	1,08	0,02	0,06	0,07	91,24	0,64	18,79	1,01	0,01	0,01	1,87
	37	22,32	0,9	1,09	0,04	0,12	0,12	88,63	0,93	7,86	1,23	0,02	0,02	3,50
	38	25,97	0,5	1,27	0,02	0,03	0,06	78,12	0,27	5,66	0,95	0,01	0,01	0,93
	39	27,92	0,7	1,36	0,03	0,07	0,08	71,68	0,27	21,91	2,20	0,02	0,02	2,22
	40	29,23	0,4	1,43	0,02	0,20	0,05	65,93	0,30	23,19	1,42	0,05	0,01	5,80
	41	30,42	0,5	1,47	0,02	0,06	0,05	68,45	0,30	3,91	1,15	0,01	0,01	0,00
	42	30,84	0,5	1,51	0,02	0,06	0,05	65,10	0,28	3,91	1,58	0,02	0,02	1,82
CA 4*														
	80	16,6	0,3	0,81	0,01	0,20	0,06	116,45	0,25	17,99	0,89	0,03	0,01	5,84
	81	16,91	0,1	0,82	0,01	0,02	0,02	120,87	0,60	14,66	1,74	0,00	0,00	0,45
	82	18,09	0,4	0,84	0,02	0,21	0,03	111,10	2,00	14,31	2,45	0,03	0,00	6,13
	83	18,76	0,4	0,91	0,02	0,05	0,06	107,70	0,84	40,79	5,71	0,01	0,01	1,54
	84	19,14	0,2	0,93	0,01	0,03	0,03	106,28	0,41	23,29	2,26	0,01	0,01	0,84
	85	19,59	0,4	0,96	0,02	0,06	0,07	102,87	0,83	41,80	10,84	0,01	0,01	1,76
	86	21,64	0,7	1,06	0,03	0,19	0,10	89,40	0,39	7,85	8,20	0,04	0,02	5,61
	87	25,78	0,3	1,26	0,01	0,42	0,03	69,67	0,32	52,22	4,76	0,11	0,01	12,28
BM 6														
	43	15,13	0,7	0,74	0,03	0,08	0,10	132,43	3,91	59,89	4,81	0,01	0,01	2,43
	44	18,04	0,5	0,88	0,03	0,07	0,10	111,45	0,57	103,26	27,31	0,01	0,02	2,04
	45	19,09	0,4	0,93	0,02	0,07	0,07	105,33	0,44	1,04	1,39	0,01	0,01	1,99
	46	19,36	0,1	0,94	0,01	0,02	0,02	105,37	0,45	7,60	0,90	0,00	0,00	0,56
	47	20,04	0,5	0,98	0,02	0,07	0,07	100,18	0,64	15,04	2,53	0,01	0,01	2,10
	48	22,2	0,3	1,08	0,01	0,03	0,03	91,47	0,46	11,08	1,55	0,01	0,01	0,95
CA 9														
	9	13,39	3,7	77,742	0,87	47,46	13	72,836	0,5	0,019	0,01	0,68	1,38	0,103
	10	14,24	0,3	280,89	0,59	226,4	5,5	326,52	0,9	0,034	0	5,215	0,36	0,184
	11	14,58	0,7	199,69	2,69	158,9	7,2	223,9	1,5	0,026	0	3,265	0,45	0,138
	12	15,14	0,6	365,08	1,5	252,4	9,4	342,41	0,9	0,071	0,01	10,34	0,11	0,381
	13	17,63	0,5	203,52	0,83	188,5	5,6	219,47	0,5	0,009	0	0,204	0,28	0,051
	14	17,66	0,2	401,85	2,59	398,6	4,8	463,15	0,8	0,002	0	10,3	0,11	0,011
	15	17,8	0,3	360,97	2,16	339,5	5,6	391,52	0,6	0,014	0	2,878	0,61	0,073
	16	18,28	0,6	251,92	0,64	235,4	7,5	264,18	2,6	0,01	0,01	2,346	0,43	0,056
	17	19,17	0,3	767,13	1,88	759,9	11	813,2	5,1	0,005	0,01	53,73	1,17	0,245
	18	20,09	0,5	403,05	2,06	375	8,6	382	0,6	0,018	0,01	7,018	0,73	0,095
	19	20,38	0,9	353,02	4,37	203,3	8,7	204,57	3,2	0,095	0,01	3,634	0,65	0,507
	20	21,06	1,2	90,196	0,46	85,29	4,9	83,057	0,3	0,003	0	0	0,43	0,017

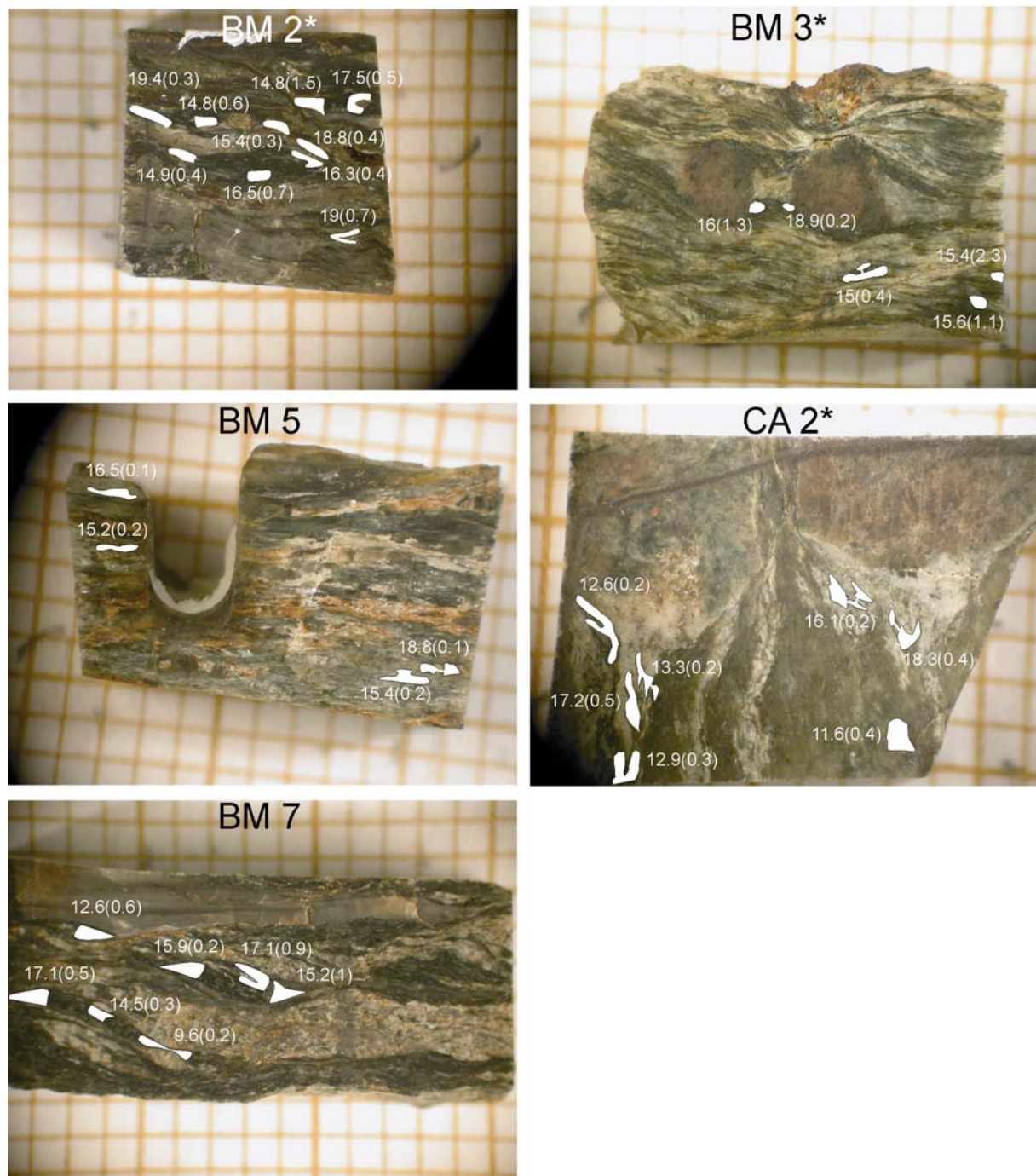
Annexe V.A: Résultats complets des datations radiométriques présentées dans l'article 5.

Lame	N°	AGE	1σ	40*/39	1σ	36/40	1σ	39/40	1σ	37/39	1σ	38/39	1σ	%atm
						*1000		*100		*1000		*1000		
CA 7														
	59	15,28	0,2	0,74	0,01	0,14	0,04	128,70	0,73	63,43	2,08	0,02	0,00	4,24
	60	16,92	0,3	0,82	0,01	0,03	0,05	120,38	0,94	85,38	4,28	0,00	0,01	0,79
	61	17,05	0,2	0,83	0,01	0,01	0,02	120,10	0,84	44,52	2,91	0,00	0,00	0,23
	62	17,6	0,5	0,86	0,02	0,07	0,07	114,26	1,88	20,08	9,96	0,01	0,01	2,01
	63	17,61	0,2	0,86	0,01	0,04	0,04	115,31	0,57	19,42	1,03	0,01	0,01	1,08
	64	20,71	0,8	1,01	0,04	0,54	0,11	83,23	0,59	65,90	6,25	0,12	0,03	15,95
	65	20,88	0,2	1,02	0,01	0,06	0,02	96,44	0,52	8,87	1,52	0,01	0,00	1,81
	66	20,98	0,4	1,02	0,02	0,07	0,07	95,81	0,46	3,42	0,29	0,01	0,01	1,95
BM 2*														
	21	14,76	1,5	0,72	0,08	0,67	0,03	111,75	0,78	19,72	6,22	0,11	0,05	19,69
	22	14,79	0,6	0,72	0,03	0,70	0,12	110,11	0,67	1,89	2,23	0,12	0,02	20,72
	23	14,86	0,4	0,72	0,02	0,66	0,08	111,33	0,55	23,72	2,39	0,11	0,02	19,47
	24	15,4	0,3	0,75	0,01	0,54	0,54	107,07	0,57	3,14	0,62	0,12	8,14	19,72
	25	16,31	0,4	0,79	0,02	0,69	0,07	100,25	0,26	15,90	2,21	0,13	0,01	20,34
	26	16,48	0,7	0,80	0,03	0,98	0,98	88,56	0,57	5,84	2,15	0,21	0,02	28,89
	27	17,49	0,5	0,85	0,02	0,08	0,08	114,59	0,59	17,27	1,89	0,01	0,01	2,34
	28	18,85	0,4	0,92	0,02	0,73	0,05	85,37	0,20	6,78	2,16	0,16	0,01	21,56
	29	19	0,2	0,93	0,01	0,36	0,03	96,59	0,41	25,33	1,14	0,07	0,00	10,56
	30	19,38	3	0,94	0,15	0,06	0,05	104,30	0,51	1,01	1,26	0,01	0,09	1,48
BM 3*						*1000		*100		*1000		*1000		
	1	11,58	0,4	0,56	0,02	0,50	0,10	151,55	1,47	36,33	5,29	0,06	0,01	14,62
	2	12,58	0,2	0,61	0,01	0,42	0,04	143,00	0,48	69,41	0,87	0,05	0,00	12,47
	3	12,93	0,2	0,63	0,01	0,10	0,04	154,42	0,74	11,64	1,04	0,01	0,01	2,84
	4	12,95	0,3	0,63	0,01	0,40	0,06	140,08	0,84	55,00	0,89	0,05	0,01	11,74
	5	13,41	0,4	0,65	0,02	3,52	0,08	137,33	0,43	21,16	0,80	0,05	0,01	10,39
	6	16,14	0,3	0,79	0,01	0,69	0,04	101,31	0,45	118,09	2,14	0,13	0,01	20,37
	7	17,21	0,6	0,84	0,03	0,74	0,08	93,04	0,34	36,71	1,18	0,15	0,01	22,01
	8	18,32	0,4	0,89	0,02	0,61	0,06	91,91	0,31	87,42	1,04	0,12	0,01	17,93
BM 5														
	55	15,23	0,2	0,74	0,01	0,67	0,03	108,27	0,50	0,00	0,25	0,12	0,01	19,72
	56	15,45	0,2	0,75	0,01	0,47	0,02	114,28	0,76	4,33	2,19	0,08	0,00	14,03
	57	16,55	1,1	0,81	0,01	0,11	0,02	120,05	0,31	39,83	0,68	0,02	0,00	3,19
	58	19,32	0,1	0,94	0,00	0,00	0,01	106,06	0,40	29,02	2,27	0,00	0,00	0,13
CA 2*														
	67	14,99	0,4	0,73	0,02	0,70	0,07	108,62	0,77	4,53	3,06	0,12	0,01	20,72
	68	15,45	2,3	0,75	0,11	0,44	0,45	115,60	1,13	9,53	9,88	0,08	0,08	13,04
	69	15,59	1,2	0,76	0,06	0,58	0,21	109,16	1,09	21,51	3,34	0,10	0,04	17,11
	70	15,97	1,3	0,78	0,06	0,37	0,25	114,31	0,61	0,73	1,09	0,06	0,04	11,06
	71	18,86	0,2	0,92	0,01	0,60	0,03	89,37	0,54	12,53	3,57	0,12	0,01	17,82
BM 7														
	72	9,62	0,2	0,47	0,01	1,48	0,04	120,09	0,73	59,42	8,81	0,23	0,01	43,81
	73	10,88	1,4	0,53	0,07	0,38	0,39	167,67	2,00	19,93	16,35	0,05	0,05	11,27
	74	12,58	0,6	0,61	0,03	0,10	0,16	158,72	1,56	158,76	3,07	0,01	0,02	2,84
	75	14,52	0,3	0,71	0,02	0,63	0,06	115,19	0,45	35,64	1,71	0,10	0,01	18,54
	76	15,21	1	0,74	0,05	1,11	0,15	90,90	0,49	46,93	0,78	0,23	0,03	32,69
	77	15,87	0,2	0,77	0,01	0,14	0,04	124,07	0,29	30,83	0,88	0,02	0,01	4,08
	78	17,09	0,9	0,83	0,04	0,47	0,15	103,28	0,92	26,83	4,48	0,09	0,03	14,01
	79	17,14	0,5	0,84	0,02	0,47	0,08	103,08	0,46	30,11	1,97	0,08	0,02	13,90

Annexe V.A (suite): Résultats complets des datations radiométriques présentées dans l'article 5.



Annexe V.B: Photos de détail des échantillons ayant servi aux datations radiométriques (présentées dans l'article 5). Les points blancs indiquent les surfaces abrasées par le laser. Les chiffres sont les âges obtenus pour chaque mesure avec leur erreur (1σ).



Annexe V.B (suite): Photos de détail des échantillons ayant servi aux datations radiométriques (présentées dans l'article 5). Les points blancs indiquent les surfaces abrasées par le laser. Les chiffres sont les âges obtenus pour chaque mesure avec leur erreur (1σ).

Ech	g	bi	st	ctd	mu	chl	fsp	ky	ru	Pyr	Eq	q	H2O	P	sd	T	sd	cor	Sig
															P	T			Fit
CA2*	2			1	10	3		o			7	o	o	6	2,2	563	12	0,69	1,08
CA2*	2			1	27	3		o			7	o	o	5,9	2,2	563	12	0,70	1,06
CA2*	2			1	32	3		o			7	o	o	6	2,2	563	12	0,69	1,08
CA2*	2			1	36	3		o			7	o	o	6,8	2,4	566	12	0,58	1,19
CA2*	2			1	37	3		o			7	o	o	6,5	2,3	565	12	0,63	1,14
CA2*	2			1	37	16		o			7	o	o	6,4	2,5	565	13	0,64	1,24
CA2*	2			1	37	17		o			7	o	o	5,7	2,8	562	16	0,72	1,42
CA2*	2			1	37	18		o			7	o	o	5,8	2,8	563	15	0,69	1,40
CA2*	2			1	37	19		o			7	o	o	6,5	2,4	565	12	0,62	1,16
CA2*	2			1	37	20		o			7	o	o	6,3	2,5	564	13	0,65	1,24
CA2*	2			12	37	20		o			7	o	o	6,3	2,7	561	14	0,64	1,33
CA2*	4			12	37	20		o			7	o	o	4,5	3	560	20	0,89	1,21
CA2*	6			12	37	20		o			7	o	o	4,6	2,9	559	19	0,88	1,20
CA2*	14			12	37	20		o			7	o	o	4,5	3	550	19	0,88	1,22
CA2*	16			12	37	20		o			7	o	o	4,6	2,9	552	19	0,88	1,19
CA2*	2			1	36	3		o			7	o	o	6,8	2,4	566	12	0,58	1,19
CA2*	2			1	37	3		o			7	o	o	6,5	2,3	565	12	0,63	1,14
CA2*	2			12	37	20		o			7	o	o	6,3	2,7	561	14	0,64	1,33
CA3	91/2			107/8	89/2	87/7		o			7	o	o	7,2	2,2	568	12	0,52	1,33
CA3	91/2			108/1	88/10	87/7		o			7	o	o	7,8	2,2	567	13	0,40	1,52
CA3	91/2			108/1	89/2	93/2		o			7	o	o	7,4	2,2	569	11	0,51	1,20
CA3	91/2			108/1	88/10	93/3		o			7	o	o	8,1	2,2	570	12	0,39	1,33
CA3	91/2			108/1	88/10	94/1		o			7	o	o	8	2,2	570	11	0,39	1,30
CA3	91/2			108/1	88/10	95/1		o			7	o	o	7,8	2,2	570	11	0,43	1,34
CA3	91/2			108/1	88/10	96/1		o			7	o	o	7,8	2,2	570	12	0,42	1,38
CA3	91/2			108/1	88/10	87/7		o			7	o	o	8,9	2,2	572	9	0,26	1,09
CA3	91/2			108/1	98/10	87/8		o			7	o	o	11,1	2,9	574	13	-0,68	1,50
CA3	91/2			91/1	88/10	87/7		o			7	o	o	8,9	2,3	571	9	0,26	1,12
CA3	91/2			83/1	88/10	87/7		o			7	o	o	8,6	2,6	568	11	0,29	1,26
CA3	91/2			83/2	88/10	87/7		o			7	o	o	8,8	2,4	569	10	0,27	1,16
CA3	84/2			83/2	88/10	87/7		o			7	o	o	8,8	2,3	568	9	0,26	1,12
CA3	84/2			83/2	88/10	87/9		o			7	o	o	8,3	2,5	567	11	0,34	1,24
CA3	84/1			83/2	88/10	87/9		o			7	o	o	8,3	2,5	567	11	0,34	1,25
CA3	85/1			83/2	88/10	87/9		o			7	o	o	8,3	2,5	571	11	0,38	1,23
CA3	85/2			83/2	88/10	87/9		o			7	o	o	8,3	2,5	569	11	0,38	1,23
CA3	91/2			107/8	89/2	87/7		o			7	o	o	7,2	2,2	568	12	0,52	1,33
CA3	91/2			108/1	88/10	95/1		o			7	o	o	7,8	2,2	570	11	0,43	1,34
CA3	84/2			83/2	88/10	87/7		o			7	o	o	8,8	2,3	568	9	0,26	1,12
BM3*	82/1	11/1	28/1		41/1		55/1	o			8	o	o	8,1	0,9	626	17	0,58	1,26
BM3*	82/1	11/1	28/1		41/1		55/1				7	o	o	7,2	1,3	601	34	0,82	1,29
BM3*	82/1	11/1	28/1		49/1		55/1	o			8	o	o	8,2	1	628	19	0,58	1,37
BM3*	82/1	11/1	28/1		49/1		55/1				7	o	o	7,4	1,5	605	37	0,82	1,43
BM3*	82/1	11/1	28/1		49/1		16/1	o			8	o	o	8,4	1,1	633	20	0,58	1,44
BM3*	82/1	11/1	28/1		49/1		16/1				7	o	o	7,9	1,6	615	41	0,82	1,54
BM3*	82/1	11/1	28/1		30/1		16/1	o			8	o	o	8,3	0,9	619	17	0,57	1,24
BM3*	82/1	11/1	28/1		30/1		16/1				7	o	o	7,2	1,2	587	31	0,82	1,20

Annexe V.C: Tableau des résultats P-T obtenus pour les échantillons présentés dans l'article 5 avec le détail des paragenèses.

Ech	g	bi	st	ctd	mu	chl	fsp	ky	ru	Pyr	Eq	q	H2O	P	sd	T	sd	cor	Sig
															P	T			Fit
BM3*	81/1	11/1	28/1		30/1		16/1	o			8	o	o	8,4	0,9	620	17	0,57	1,21
BM3*	81/1	11/1	28/1		30/1		16/1				7	o	o	7,3	1,2	589	30	0,82	1,18
BM3*	83/1	11/1	28/1		30/1		16/1	o			8	o	o	8,5	1	622	16	0,72	1,39
BM3*	83/1	11/1	28/1		30/1		16/1				7	o	o	7,7	1,3	600	28	0,85	1,40
BM3*	65/1	11/1	28/1		30/1		16/1	o			8	o	o	8,4	0,9	625	15	0,73	1,25
BM3*	65/1	11/1	28/1		30/1		16/1				7	o	o	7,3	1	594	22	0,85	1,11
BM3*	67/1	11/1	28/1		30/1		16/1	o			8	o	o	8,4	0,9	622	15	0,72	1,31
BM3*	67/1	11/1	28/1		30/1		16/1				7	o	o	7,5	1,2	598	26	0,85	1,29
BM3*	67/1	11/1	28/1		30/1		16/1	o			8	o	o	8,3	0,9	620	15	0,72	1,30
BM3*	67/2	11/1	28/1		30/1		16/1				7	o	o	7,4	1,5	594	25	0,85	1,25
BM3*	153	11/1	28/2		40/1	36/1					8	o	o	3,4	1,7	557	20	0,82	0,81
BM3*	153	11/1	28/2		40/1	36/1		o			9	o	o	5,4	2,4	578	17	0,19	1,44
BM3*	153	11/1	28/2		25/1	36/1					8	o	o	3,2	1,7	556	23	0,86	0,79
BM3*	153	11/1	28/2		25/1	36/1					8	o	o	3,1	1,6	557	24	0,88	0,82
BM3*	153	11/1	28/2		196	36/1					8	o	o	3,4	1,7	557	20	0,82	0,85
BM3*	153	11/1	28/2		200	36/1					8	o	o	3,6	1,7	558	19	0,78	0,89
BM3*	153	11/1	28/2		189	36/1					8	o	o	2,8	1,6	558	28	0,92	0,80
BM3*	153	11/1	28/2		189	35/1					8	o	o	2,8	1,6	557	28	0,92	0,81
BM3*	153	11/1	28/2		200	35/1					8	o	o	3,5	1,7	559	19	0,77	0,89
BM3*	153	11/1	28/2		200	35/2					8	o	o	3,2	1,7	585	24	0,81	0,94
BM3*	153	11/1	28/2		200	35/3					8	o	o	3,6	1,7	568	19	0,74	0,71
BM3*	153	11/1	28/2		200	36/1					8	o	o	3,6	1,7	558	19	0,78	0,89
BM3*	153	11/1	28/2		200	36/2					8	o	o	3,5	1,7	559	19	0,79	0,94
BM3*	153	11/1	28/2		199	36/2					8	o	o	3,9	1,8	561	18	0,68	1,07
BM3*	153	11/1	28/2		33/4	36/2					8	o	o	5,5	2,1	563	17	0,29	1,24
BM3*	153	11/1	28/2		49/1	36/2					8	o	o	5,7	2,2	564	18	0,23	1,33
BM3*	153	11/1	28/2		41/1	36/2					8	o	o	5,2	2	563	16	0,37	1,17
BM3*	153	11/1	28/2		26/1	36/2					8	o	o	5,4	2,1	564	17	0,31	1,27
BM3*	153	11/1	28/2		26/2	36/2					8	o	o	5,9	2,3	565	19	0,18	1,42
BM3*	153	11/1	28/2		33/3	36/2					8	o	o	6	2,3	565	19	0,17	1,41
BM3*	153	11/1	28/2		48/1	36/2					8	o	o	6,2	2,3	565	19	0,13	1,42
BM3*	153	10/1	22/1		181	52/1					8	o	o	2,8	1,8	559	32	0,91	1,13
BM3*	153	11/1	22/1		181	52/1					8	o	o	3,4	1,8	560	23	0,82	1,03
BM3*	153	12/1	22/1		181	52/1					8	o	o	3,3	1,8	560	24	0,83	1,05
BM3*	153	13/1	22/1		181	52/1					8	o	o	3,2	1,9	558	28	0,87	1,13
BM3*	81/1	13/1	24/1		25/1	35/3					8	o	o	3,9	1,8	603	18	0,88	1,02
BM3*	81/1	13/1	24/1		25/1	35/3					8	o	o	3,8	1,8	601	30	0,88	1,04
BM3*	83/1	13/1	24/1		25/1	35/3					8	o	o	3,8	1,8	601	30	0,88	1,04
BM3*	150	13/1	24/1		25/1	35/3					8	o	o	3,7	1,6	641	52	0,97	0,90
BM3*	151	13/1	24/1		25/1	35/3					8	o	o	3,8	1,7	621	42	0,95	0,94
BM3*	152	13/1	24/1		25/1	35/3					8	o	o	3,8	1,7	622	42	0,95	0,94
BM3*	83/1			80/2	33/3	35/3		o			6	o	o	11,9	3,2	572	18	-0,31	1,51
BM3*	83/1			80/2	33/3	35/3		o			6	o	o	12	3,2	571	18	-0,32	1,53
BM3*	81/1			78/1	33/3	35/3		o			6	o	o	11,7	3	570	12	-0,16	1,44
BM3*	82/1			78/1	33/3	35/3		o			6	o	o	11,6	3,1	570	12	-0,16	1,45
BM3*	150			78/1	33/3	35/3		o			6	o	o	12,2	3	564	13	-0,23	1,45
BM3*	151			78/1	33/3	35/3		o			6	o	o	12,2	2,9	566	13	-0,23	1,46

Annexe V.C (suite): Tableau des résultats P-T obtenus pour les échantillons présentés dans l'article 5 avec le détail des paragenèses.

Ech	g	bi	st	ctd	mu	chl	fsp	ky	ru	Pyr	Eq	q	H2O	P	sd	T	sd	cor	Sig
															P	T			Fit
BM3*	152			78/1	33/3	35/3		o			6	o	o	12,2	2,9	566	13	-0,23	1,45
BM3*	152			76/1	33/3	35/3		o			6	o	o	12,2	2,9	566	13	-0,23	1,45
BM3*	82/1	11/1	28/1		41/1		55/1				7	o	o	7,2	1,3	601	34	0,82	1,29
BM3*	82/1	11/1	28/1		49/1		16/1				7	o	o	7,9	1,6	615	41	0,82	1,54
BM3*	65/1	11/1	28/1		30/1		16/1				7	o	o	7,3	1	594	22	0,85	1,11
BM3*	153	11/1	28/2		25/1	36/1					8	o	o	3,2	1,7	556	23	0,86	0,79
BM3*	153	11/1	28/2		189	35/1					8	o	o	2,8	1,6	557	28	0,92	0,81
BM3*	153	11/1	28/2		41/1	36/2					8	o	o	5,2	2	563	16	0,37	1,17
BM3*	153	11/1	28/2		48/1	36/2					8	o	o	6,2	2,3	565	19	0,13	1,42
BM3*	152	13/1	24/1		25/1	35/3					8	o	o	3,8	1,7	622	34	0,95	0,94
BM3*	81/1			78/1	33/3	35/3		o			6	o	o	11,7	3	570	12	-0,16	1,44
BM3*	152			76/1	33/3	35/3		o			6	o	o	12,2	2,9	566	13	-0,23	1,45
BM2*	65/2	44/5			51/1	62,5		o			7	o	o	6,8	1	578	18	0,62	1,49
BM2*	65/2	44/5			67	62,5		o			7	o	o	6,8	0,1	577	18	0,62	1,46
BM2*	65/2	44/5			67	62,5					6	o	o	6,7	1	562	18	0,54	1,28
BM2*	65/4	44/5			67	62,5		o			7	o	o	7,2	1,1	568	18	0,40	1,38
BM2*	65/3	44/5			50/2	62,5		o			7	o	o	4,7	1,9	559	16	0,53	1,06
BM2*	65/3	44/5			50/2	62,5					6	o	o	5,6	2,5	560	15	0,25	1,21
BM2*	65/3	44/5			50/2	42/1		o			7	o	o	4,9	1,8	559	15	0,49	0,95
BM2*	65/2	44/5			51/1	62/5					5	o	o	6,8	1,1	562	18	0,54	1,30
BM2*	65/3	44/5			51/1	62/5					5	o	o	5,6	2,8	579	13	0,28	1,36
BM2*	65/3	44/5			51/1	62/5		o			7	o	o	4,5	2,1	558	18	0,58	1,22
BM2*	65/3	44/1			51/1	62/5		o			7	o	o	3,9	2,2	559	21	0,68	1,25
BM2*	65/3	44/1			51/1	36/3		o			7	o	o	4	2	558	19	0,66	1,17
BM2*	65/3	44/1			51/1	38/1		o			7	o	o	4	2	559	19	0,65	1,17
BM2*	65/3	44/1			51/1	42/1		o			7	o	o	4	2	558	19	0,65	1,17
BM2*	65/3	44/2			51/1	42/1		o			7	o	o	4,2	2	558	18	0,62	1,16
BM2*	65/3	44/3			51/1	42/1		o			7	o	o	4,2	2	557	18	0,63	1,16
BM2*	65/3	44/4			51/1	42/1		o			7	o	o	4,9	1,9	556	15	0,50	1,07
BM2*	65/3	45/1			51/1	42/1		o			7	o	o	4,2	2	559	18	0,61	1,17
BM2*	65/2	44/5			51/1	62/5	61	o			6	o	o	6,8	1,1	578	18	0,62	1,49
BM2*	65	44/5	58/1		67/2		61	o			7	o	o	8,4	0,9	620	17	0,57	1,24
BM2*	65	44/5	58/1		67/3		61	o			7	o	o	8,6	0,9	611	17	0,57	1,27
BM2*	65	44/4	58/1		63/1		61	o			7	o	o	8,3	1,1	632	20	0,58	1,40
BM2*	65/2	44/4	58/1		63/1		61	o			7	o	o	8,4	1,1	632	20	0,58	1,42
BM2*	65/7	44/4	58/1		63/1		61	o			7	o	o	7,6	1,1	633	20	0,60	1,36
BM2*	66/1	44/4	58/1		63/1		61	o			7	o	o	6,5	1,3	626	24	0,63	1,33
BM2*	66/2	44/4	58/1		63/1		61	o			7	o	o	7,5	1	628	18	0,60	1,26
BM2*	65	44/5	58/1		51/1		61				7	o	o	7,2	1,1	588	27	0,81	1,13
BM2*	65	44/5	58/1		51/1		61	o			8	o	o	8,2	0,9	618	16	0,57	1,19
BM2*	66/1	44/5	58/1		51/1	62,5		o			10	o	o	5,6	1,1	584	18	0,66	1,40
BM2*	66/1	44/5	58/1		51/1	62,5					8	o	o	7,2	2,2	595	17	0,19	1,30
BM2*	66/1	44/5	58/1		51/1	62/5	61/2	o			10	o	o	5,6	1,1	584	18	0,66	1,40
BM2*	66/1	44/5	58/1		51/1	62/5	61/2				8	o	o	7,2	2,2	595	17	0,19	1,30
BM2*	65/2				51/1	62/5	61				5	o	o	6,8	1	562	18	0,54	1,30
BM2*	65/4				67	62/5	61	o			6	o	o	6,8	1,1	577	18	0,62	1,46
BM2*	65/4				67	62/5	61				5	o	o	6,7	1	562	18	0,54	1,28

Annexe V.C (suite): Tableau des résultats P-T obtenus pour les échantillons présentés dans l'article 5 avec le détail des paragenèses.

Ech	g	bi	st	ctd	mu	chl	fsp	ky	ru	Pyr	Eq	q	H2O	P	sd	T	sd	cor	Sig
														P	T	T			Fit
BM2*	65/4				67	62/5	61	o			6	o	o	7,2	1,1	568	18	0,40	1,38
BM2*	65	44/5	58/1		51/1						7	o	o	7,2	1,1	588	27	0,81	1,13
BM2*	65	44/5	58/1		51/1			o			8	o	o	8,2	0,9	618	16	0,57	1,19
BM2*	35/3	44/5			50/2	62/5		o			7	o	o	4,7	1,9	559	16	0,53	1,06
BM2*	65/3	44/5			50/2	62/5					6	o	o	5,6	2,5	560	15	0,25	1,21
BM2*	65/3	44/5			50/2	42/1		o			7	o	o	4,9	1,8	559	15	0,49	0,95
BM2*	65/3	44/5			50/2	62/5					6	o	o	5,6	2,5	560	15	0,25	1,21
BM2*	65/3	44/5			50/2	42/1					6	o	o	4,9	1,8	559	15	0,49	0,95
BM2*	65/3	44/1			51/1	62/5					6	o	o	3,9	2,2	559	21	0,68	1,25
BM2*	65	44/5	58/1		67/2		61				6	o	o	8,4	0,9	602	17	0,57	1,24
BM2*	65/7	44/4	58/1		63/1		61				6	o	o	7,6	1,1	606	20	0,60	1,36
BM2*	65/2				51/1	62/5	61				5	o	o	6,8	1	562	18	0,54	1,30
CA6	29/1			40/1	34/6	28/3		o			7	o	o	11,7	2,5	565	16	-0,24	1,43
CA6	29/1			40/1	34/6	28/3					6	o	o	12	2,7	556	23	-0,33	1,52
CA6	29/2			40/1	34/6	28/3		o			7	o	o	11,7	2,5	565	16	-0,24	1,44
CA6	41/1			40/1	34/6	28/3		o			7	o	o	11,6	2,6	563	17	-0,24	1,47
CA6	29/1			40/1	c38	28/3		o			7	o	o	11,4	2,5	566	15	-0,22	1,37
CA6	29/1			40/1	c39	28/3		o			7	o	o	11,1	2,4	566	14	-0,20	1,31
CA6	29/1			40/1	c40	28/3		o			7	o	o	10,9	2,3	566	14	-0,18	1,27
CA6	29/1			40/1	c41	28/3		o			7	o	o	11,1	2,4	566	14	-0,20	1,31
CA6	29/1			40/1	c42	28/3		o			7	o	o	11,1	2,4	566	14	-0,20	1,32
CA6	29/1			40/1	c43	28/3		o			7	o	o	11,8	2,6	565	16	-0,25	1,47
CA6	29/1			40/1	c44	28/3		o			7	o	o	11,4	2,5	566	15	-0,22	1,37
CA6	29/1			40/1	c40	30/1		o			7	o	o	11,5	2,1	567	13	-0,22	1,17
CA6	29/1			40/1	c40	30/2		o			7	o	o	11,4	2,1	566	13	-0,22	1,17
CA6	29/1			40/1	c40	30/3		o			7	o	o	11,9	1,9	565	12	-0,25	1,03
CA6	29/1			40/1	c40	32/1		o			7	o	o	11	2,3	566	12	-0,19	1,27
CA6	29/1			40/1	c40	32/2		o			7	o	o	10,6	2,5	566	15	-0,16	1,38
CA6	29/1			40/1	c40	32/3		o			7	o	o	10,7	2,4	566	15	-0,17	1,33
CA6	b33/1			40/1	c40	32/3		o			7	o	o	10,8	2,4	573	15	-0,17	1,34
CA6	b33/1			40/1	c40	32/3		o			7	o	o	10,8	2,4	571	14	-0,17	1,32
CA6	b34/1			40/1	c40	32/3		o			7	o	o	10,7	2,5	572	15	-0,16	1,35
CA6	b34/2			40/1	c40	32/3		o			7	o	o	10,7	2,5	570	15	-0,16	1,40
CA6	b34/2			39/1	c40	32/3		o			7	o	o	10,8	2,4	572	14	-0,16	1,32
CA6	b34/2			39/1	c38	30/1		o			7	o	o	12,4	2,2	571	11	-0,13	1,21
CA6	b34/1			39/1	c39	30/2		o			7	o	o	12	2,1	572	10	-0,09	1,17
CA6	b33/1			39/1	c40	30/3		o			7	o	o	12,2	1,8	571	9	-0,11	0,99
CA6	b32/1			39/1	c41	32/1		o			7	o	o	11,6	2,2	572	11	-0,12	1,27
CA6	29/1			39/1	c42	32/2		o			7	o	o	11,1	2,4	565	12	-0,09	1,41
CA6	29/2			39/1	c43	32/3		o			7	o	o	12,1	2,6	566	13	-0,11	1,50
CA6	41/1			39/1	c44	b12/2		o			7	o	o	11,4	2,6	563	13	-0,12	1,50
CA6	29/1			40/1	c40	28/3		o			7	o	o	10,9	2,3	566	14	-0,18	1,27
CA6	29/1			40/1	c40	30/2		o			7	o	o	11,4	2,1	566	13	-0,22	1,17
CA6	29/1			40/1	c40	32/1		o			7	o	o	11	2,3	566	12	-0,19	1,27
CA6	b33/1			39/1	c40	30/3		o			7	o	o	12,2	1,8	571	9	-0,11	0,99
BM4	9				4			o	5		3	o	o	17,8	2,3	548	51	-0,42	0,01

Annexe V.C (suite): Tableau des résultats P-T obtenus pour les échantillons présentés dans l'article 5 avec le détail des paragenèses.

Ech	g	bi	st	ctd	mu	chl	fsp	ky	ru	Pyr	Eq	q	H2O	P	sd	T	sd	cor	Sig
															P	T	T		Fit
BM4	9				7				o	5	3	o	o	18	2,2	563	47	-0,44	0,07
BM4	13/1				7				o	5	3	o	o	18,1	2,2	563	47	-0,45	0,06
BM4	10				1				o	3	3	o	o	18,4	2,2	553	45	-0,44	0,36
BM4	13/2				1				o	3	3	o	o	18,5	2,2	555	45	-0,49	0,39
BM4	13/2				3				o	3	3	o	o	19	2,3	574	47	-0,46	0,20
BM4	13/2				3				o	2	3	o	o	18,5	2,3	575	47	-0,46	0,26
BM4	13/2				2				o	2	3	o	o	18,2	2,2	564	46	-0,48	0,37
BM4	12				2				o	2	3	o	o	18,2	2,2	561	46	-0,48	0,32
BM4	12				10				o	1	3	o	o	18	2,2	556	45	-0,48	0,38
BM4	13/2				5				o	1	3	o	o	20,2	2,4	651	62	-0,33	0,48
BM4	10				5				o	1	3	o	o	20,1	2,4	647	61	-0,33	0,51
BM4	9				5				o	1	3	o	o	20,5	2,4	640	61	-0,32	0,56
BM4	9				6				o	4	3	o	o	18,1	2,2	568	47	-0,47	0,42
BM4	13/1				7				o	5	3	o	o	18,1	2,2	563	47	-0,45	0,06
BM4	13/2				3				o	3	3	o	o	19	2,3	574	47	-0,46	0,20
BM4	12				2				o	2	3	o	o	18,2	2,2	561	46	-0,48	0,32
BM4	10				5				o	1	3	o	o	20,1	2,4	647	61	-0,33	0,51
CA4*	b31			c30	7	c18			o		5	o	o	12,2	2	530	14	-0,48	0,58
CA4*	b31			c30	7	6			o		5	o	o	14,4	1,8	518	14	-0,50	0,71
CA4*	b31			c30	4	7			o		5	o	o	14,4	1,8	518	15	-0,50	0,70
CA4*	b31			c30	8	7			o		5	o	o	14,1	1,9	520	15	-0,50	0,69
CA4*	b31			c30	10	7			o		5	o	o	14,6	1,8	516	15	-0,50	0,72
CA4*	b31			c30	12	7			o		5	o	o	13,9	1,8	521	15	-0,50	0,67
CA4*	b31			c30	14	7			o		5	o	o	14,2	1,8	519	15	-0,50	0,69
CA4*	b31			c30	16	7			o		5	o	o	14,3	1,8	518	15	-0,50	0,70
CA4*	b31			c30	16	5			o		5	o	o	14	1,8	519	14	-0,50	0,75
CA4*	b31			c30	16	9			o		5	o	o	13,9	1,8	520	14	-0,49	0,81
CA4*	b31			c30	16	11			o		5	o	o	14,1	1,8	518	14	-0,51	0,70
CA4*	b31			c30	16	13			o		5	o	o	14,2	1,8	518	14	-0,50	0,69
CA4*	b31			c30	16	15			o		5	o	o	13,8	1,8	520	14	-0,49	0,84
CA4*	b31			c30	16	17			o		5	o	o	14	1,8	520	14	-0,49	0,80
CA4*	b27			c30	16	17			o		5	o	o	14	1,8	521	15	-0,49	0,77
CA4*	b30			c30	16	17			o		5	o	o	14	2,2	518	14	-0,49	0,77
CA4*	b27			c30	c5	17			o		5	o	o	14,6	2,3	524	16	-0,60	0,90
CA4*	b27			c30	c6	17			o		5	o	o	14,3	2,5	525	16	-0,60	0,88
CA4*	b27			c30	c8	17			o		5	o	o	12,9	2,8	532	16	-0,59	0,82
CA4*	b27			c30	c9	17			o		5	o	o	9,9	2,8	544	14	-0,44	0,72
CA4*	b27			c30	c11	17			o		5	o	o	9,9	2,9	544	14	-0,44	0,72
CA4*	b27			c30	c13	17			o		5	o	o	8,9	2,4	546	13	-0,33	0,70
CA4*	b27			c30	c16	17			o		5	o	o	13,2	2,4	531	16	-0,59	0,83
CA4*	b27			c30	c22	17			o		5	o	o	14,1	2,5	527	16	-0,61	0,87
CA4*	b27			c30	c64	17			o		5	o	o	12,4	2,6	534	15	-0,58	0,80
CA4*	b27			c30	c67	17			o		5	o	o	11,8	2,2	537	15	-0,55	0,78
CA4*	b33			c30	c76	17			o		6	o	o	8,7	3,2	564	13	0,10	1,28
CA4*	b33			c30	c77	17			o		6	o	o	8,3	3,1	563	12	0,09	1,20
CA4*	b33			c30	c78	17			o		6	o	o	8,7	3,2	564	13	0,09	1,28
CA4*	b33			c30	c79	17			o		6	o	o	8,6	3,2	563	13	0,11	1,26

Annexe V.C (suite): Tableau des résultats P-T obtenus pour les échantillons présentés dans l'article 5 avec le détail des paragenèses.

Ech	g	bi	st	ctd	mu	chl	fsp	ky	ru	Pyr	Eq	q	H2O	P	sd P	T	sd T	cor	Sig Fit
CA4*	b33			c30	c76	17		o			5	o	o	11,1	2,7	545	15	-0,51	0,84
CA4*	b33			c30	c77	17		o			5	o	o	10,5	2,7	547	14	-0,47	0,82
CA4*	b33			c30	c78	17		o			5	o	o	11,1	2,7	545	15	-0,51	0,84
CA4*	b33			c30	c79	17		o			5	o	o	10,9	2,7	545	15	-0,50	0,83
CA4*	b31			c30	7	6		o			5	o	o	14,4	1,8	518	14	-0,50	0,71
CA4*	b27			c30	c8	17		o			5	o	o	12,9	2,8	532	16	-0,59	0,82
CA4*	b27			c30	c11	17		o			5	o	o	9,9	2,9	544	14	-0,44	0,72
CA4*	b27			c30	c13	17		o			5	o	o	8,9	2,4	546	13	-0,33	0,70
CA4*	b27			c30	c67	17		o			5	o	o	11,8	2,2	537	15	-0,55	0,78
CA4*	b33			c30	c77	17		o			5	o	o	10,5	2,7	547	14	-0,47	0,82
CA5*	19			130	31	48		o			7	o	o	12	2,5	561	12	-0,16	1,39
CA5*	20			131	32	49		o			7	o	o	11,8	2,3	559	11	-0,18	1,27
CA5*	22			133	62	51		o			7	o	o	13,1	2,2	563	13	-0,10	1,15
CA5*	23			134	35	52		o			7	o	o	9,6	2,6	561	9	-0,17	1,44
CA5*	21			132	119	105		o			7	o	o	11,8	2,6	558	12	-0,22	1,43
CA5*	21			132	119	147		o			7	o	o	12,2	2,4	558	12	-0,25	1,35
CA5*	21			132	119	148		o			7	o	o	12,4	2,6	558	12	-0,23	1,38
CA5*	21			132	119	149		o			7	o	o	12,2	2,7	558	12	-0,22	1,44
CA5*	21			132	119	150		o			7	o	o	11,8	2,6	558	12	-0,20	1,52
CA5*	21			132	119	179		o			7	o	o	12,1	2,4	558	12	-0,23	1,47
CA5*	21			132	117	148		o			7	o	o	12	2,5	558	12	-0,26	1,30
CA5*	21			132	136	148		o			7	o	o	12,4	2,5	558	11	-0,25	1,38
CA5*	21			132	120	148		o			7	o	o	12,8	2,6	558	12	0,00	1,46
CA5*	21			132	133	148		o			7	o	o	12,6	2,5	558	13	-0,25	1,42
CA5*	21			132	134	148		o			7	o	o	12,7	2,6	558	12	-0,26	1,44
CA5*	24			132	134	148		o			7	o	o	12,7	2,5	558	12	-0,26	1,39
CA5*	26			132	134	148		o			7	o	o	12,7	2,5	561	12	-0,26	1,40
CA5*	27			132	134	148		o			7	o	o	12,7	2,5	564	12	-0,25	1,38
CA5*	28			132	134	148		o			7	o	o	12,7	2,6	568	12	-0,24	1,42
CA5*	20			131	32	49		o			7	o	o	11,8	2,3	559	11	-0,18	1,27
CA5*	22			133	62	51		o			7	o	o	13,1	2,2	563	13	-0,10	1,15
CA5*	21			132	119	147		o			7	o	o	12,2	2,4	558	12	-0,25	1,35
CA1					6/3-5/1							o	o	2,262	0,4	461	5		
CA1					6/4-5/1							o	o	2,473	0,6	444	9		
CA1					6/5-5-1							o	o	2,849	0,3	422	5		
CA1					6/6-5/5							o	o	2,412	0,2	460	4		
CA1					6/7/-5/1							o	o	1,565	0,6	361	9		
CA1					6/9-12-15							o	o	2,528	0,5	440	7		
CA1					6/1-5-1							o	o	2,311	0,4	457	7		
CA1					1/3-9/5							o	o	2,459	0,8	438	11		
CA1					1/2-9-7							o	o	2,372	0,2	363	2		
CA1					1/7-9-6							o	o	2,417	0,9	488	14		
CA1					1/5/-9-5							o	o	1,826	0,2	404	4		
CA1					4.4-2.5							o	o	1,966	0	390	1		
CA1					4.9-2.4							o	o	2,486	0,7	550	13		
CA1												o	o	3,676	0,6	460	5		

Annexe V.C (suite): Tableau des résultats P-T obtenus pour les échantillons présentés dans l'article 5 avec le détail des paragnèses.

Ech	g	bi	st	ctd	mu	chl	fsp	ky	ru	Pyr	Eq	q	H2O	P	sd	T	sd	cor	Sig
															P	T	T		Fit
CA1					4.3-2.3							o	o	3,334	0,2	461	3		
CA1					4.6-2.7							o	o	3,564	0,3	377	6		
CA1					6/6-5/5							o	o	1,565	0,6	361	9		
CA1					1/2-9-7							o	o	2,417	0,9	488	14		
CA1					1/5/-9-5							o	o	1,966	0,5	390	1		
CA1					4.4-2.5							o	o	2,486	0,7	550	10		
CA1					1/7-9-6							o	o	1,826	0,2	404	4		
CA1					6/9-45/5							o	o	2,311	0,4	457	7		
BM1					13/2-12/2							o	o	1,546	0,8	419	14		
BM1					13/6-12/1							o	o	2,902	0,1	570	3		
BM1					13/3/-12/1							o	o	2,951	0,4	561	7		
BM1					13/9/-12/1							o	o	3,241	0,4	522	8		
BM1					13/9/-12/3							o	o	3,035	0,8	529	13		
BM1					13/8/-14/5							o	o	1,825	0	384	1		
BM1					2/1-19.5							o	o	2,387	0,7	546	3		
BM1					2/4-19.5							o	o	2,113	0,4	567	7		
BM1					24/8-23.4							o	o	2,345	0,3	525	4		
BM1					24.2-23.3							o	o	2,023	0,1	446	2		
BM1					24.2-23.4							o	o	2,277	0,7	460	11		
BM1					13/2-12/2							o	o	1,546	0,8	419	14		
BM1					13/3/-12/1							o	o	2,951	0,4	561	7		
BM1					24.2-23.3							o	o	2,023	0,1	446	2		
BM1					13/9/-12/1							o	o	3,241	0,4	522	8		
BM1					13/6-12/1							o	o	2,902	0,1	570	3		
BM1					24.2-23.4							o	o	2,277	0,7	460	11		
BM1					2/1-19.5							o	o	2,387	0,7	546	3		

Annexe V.C (suite): Tableau des résultats P-T obtenus pour les échantillons présentés dans l'article 5 avec le détail des paragenèses.

Chapitre VI

Synthèse et implications géodynamiques

SYNTHESE ET IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES	323
1. SYNTHESE, DISCUSSION ET IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES	325
1.1 Des bassins sédimentaires purement extensifs	325
1.2 Les dômes métamorphiques Névado-Filabride	326
1.3 De nouvelles contraintes P-T sur l'exhumation du complexe Névado-Filabride.....	329
1.4 La cinématique de l'exhumation du complexe Névado-filabride	331
1.5 Des forces aux limites à celles du « doming »	335
1.6 L'intégration à l'échelle de la chaîne	338
2. PERSPECTIVES	340
2.1 Comment préciser les stades finaux de l'exhumation et permettre une meilleure corrélation des signaux tectoniques et sédimentaires	341
2.1.1 Les apports des fentes à Qz-Chl	341
2.1.2 La datation des basses températures	342
2.2 Questions soulevées par l'étude et perspectives	343
2.2.1 Le bilan érosion-sédimentation	343
2.2.2 L'âge de la Haute-Pression dans les Alpujarrides	344
2.2.3 Etude des mécanismes de déformation à l'échelle de la lithosphère, approche thermo-mécanique	345
2.2.4 L'épisode Messinien.....	345
3. ANNEXES (ARTICLE 6): SUBDUCTION, CONVERGENCE AND THE MODE OF BACK-ARC EXTENSION IN THE MEDITERRANEAN REGION.....	346
3.1 Abstract	346
3.2 Introduction.....	347
3.3 Geodynamic context.....	348
3.4 Kinematics of slab retreat and convergence	349
3.5 Kinematics of post-orogenic extension above the Hellenic subduction, active convergence	350
3.6 Kinematics of post-orogenic extension in the northern Tyrrhenian Sea, no convergence	353
3.7 Two contrasted styles of extension	355
3.8 Changing direction and boundary conditions, the Betic Cordillera	356
3.8.1 Large scale structure of the Betic internal zones.....	357
3.8.2 Neogene basins	358
3.8.3 Strain pattern in the Alpujarrides	359
3.8.4 Strain pattern in the Nevado-Filabrides, extensional domes formation	360
3.8.5 A two-staged evolution	361
3.9 Discussion and conclusions.....	363

1. Synthèse, discussion et implications géodynamiques

Ce chapitre résume les résultats de ce travail qui s'attache à contraindre les derniers mouvements extensifs affectant l'arc Bétiques-Rif, en particulier, le complexe Névalo-Filabride. La synthèse de ces résultats et les principales conclusions sont présentées et débouchent sur une intégration aux échelles crustale et lithosphérique.

1.1 Des bassins sédimentaires purement extensifs

L'analyse sédimentologique et séquentielle des bassins de Huerca-Overa et de Tabernas révèle que ces bassins sont nés entre 12 et 11 Ma. Ceci témoigne de la reprise de la sédimentation après une période d'érosion, durant laquelle la majeure partie des dépôts antérieurs, principalement du Serravallien Moyen Supérieur, a été érodée. Dans les deux cas, la subsidence tectonique (et la création d'espace d'accommodation) est ensuite très rapide, atteignant des taux de 150m.Ma⁻¹ durant au maximum 3-4Ma. Cette phase de subsidence est subdivisée par deux parties distinctes, la première, caractérisée par de l'aggradation pure ($A/S=1$) et la seconde, par une phase importante de rétrogradation ($A/S \gg 1$). Cet événement, enregistré de façon synchrone dans les deux bassins, est connu par ailleurs dans les bassins voisins (Sanz de Galdeano et Vera, 1992) et en Mer d'Alboran (Comas *et al.*, 1992) à 9-9,2Ma.

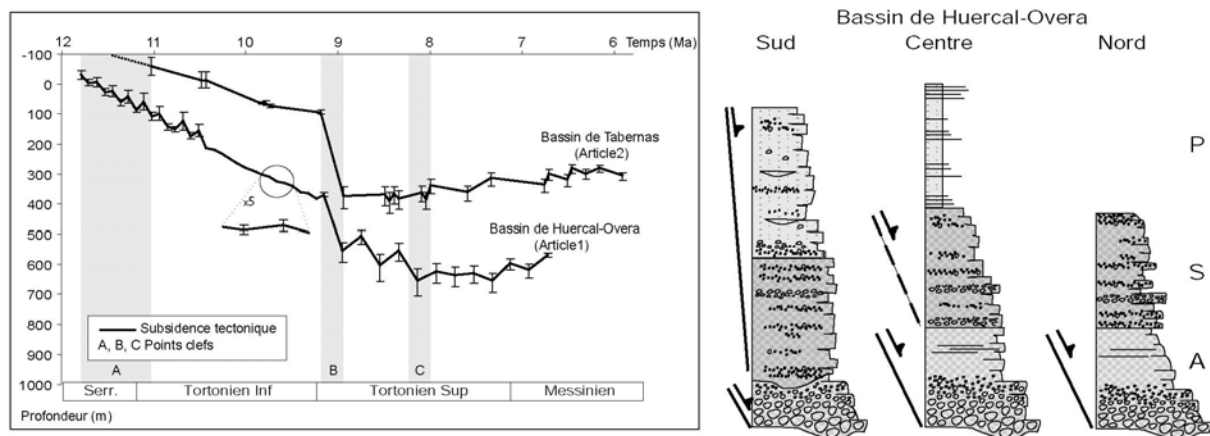


Figure VI.1: a) Courbes de subsidence tectonique des bassins de Huerca-Overa (Article 1) et de Tabernas (Article 2). Le mimétisme de leur évolution est frappant. b) Représentations simplifiées de trois coupes « virtuelles » au N, centre et S du bassin de Huerca-Overa montrant les unités sédimentaires affectées par la déformation extensive pendant le dépôt. A : unité d'Abejuela; B : unité de Santopétar et C : unité de La Parata. La déformation migre vers le Sud affectant la série de La Parata jusqu'à des niveaux élevés dans la région d'Albanchez.

L'étude structurale conjointe de la couverture de ces bassins a permis de remonter directement aux origines et à la nature de la subsidence. La déformation est extensive à toutes les échelles, avec souvent un caractère syn-sédimentaire (variations d'épaisseur et de la nature du sédiment; failles plates, listriques, scellées à l'échelle de l'affleurement; déformation « molle »; filons clastiques...). L'étude de la

cinématique de ces failles, dans le bassin de Huerca-Overa, a permis de proposer une direction d'extension comprise entre N10 et N30. Malgré un effacement partiel des structures extensives par l'épisode de compression Tortonien Supérieur, le bassin de Tabernas garde encore de nombreuses traces d'extension comme l'ont déjà montré Kleverlaan (1989) et Pascual-Molina (1997). La géométrie d'ensemble des bassins est fortement asymétrique, du type « demi-graben » avec des bordures sud faillées, et des bordures nord où les sédiments reposent en « on-laps » sur le socle. Cette disposition explique la pérennité d'une pente sédimentaire vers le Sud, observée tant grâce à l'étude des paléocourants, qu'avec l'étude de l'origine des clastes.

Ces deux bassins sont donc des bassins initialement purement extensifs.

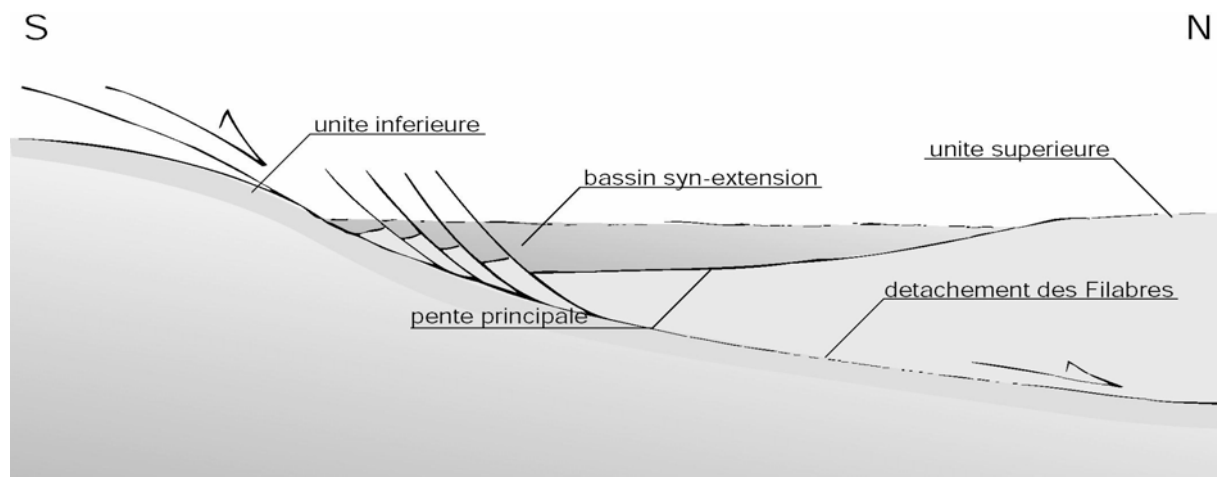


Figure VI.2: Représentation conceptuelle d'un bassin sur détachement pouvant être le bassin de Huerca-Overa comme le bassin de Tabernas. Cette géométrie contrôle le remplissage asymétrique du bassin, la pérennité de ses pentes Nord et propose un lien entre la formation et le développement des bassins et l'exhumation du complexe Névado-Filabride

La déformation extensive et la subsidence des bassins sont synchrones de l'exhumation finale du complexe Névado-Filabride illustrée par les âges de traces de fission (Johnson *et al.*, 1997). Ce travail prend donc clairement position pour les modèles de type « extensifs » comme celui de Vissers *et al.*, (1995), mais va plus loin en en proposant l'origine. Il s'oppose, en revanche, aux modèles « en compression » quel qu'en soit l'échelle. Du point de vue structural, il existe cependant un problème géométrique important entre les directions d'extension N-S dans la plaque supérieure (portant les bassins) et celles qui caractérisent la déformation des roches métamorphiques du complexe Nevado-Filabride, E-W, au moins durant le Serravallien (García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993; Martínez-Martínez *et al.*, 2002).

1.2 Les dômes métamorphiques Névado-Filabride

L'étude structurale des roches métamorphiques du complexe Névado-Filabride a pour vocation première la reconnaissance des différents stades de

déformation. Son but principal est d'identifier la succession de ces événements et ainsi, de comprendre l'incohérence apparente entre les directions d'extension entre unités supérieure et inférieure. Cette étude a été menée sur différentes coupes « cœur-bordure » dans les deux dômes métamorphiques qui sont autant de coupes-temps (Chapitre 4).

Dans cette étude, l'évolution du complexe Névado-Filabride est divisée en quatre stades de déformation : le stade D1, relique de la déformation « prograde » et trois stades extensifs (D2 à D4) caractérisant l'exhumation du complexe. Ces stades correspondent à un continuum de déformation extensive et sont d'ailleurs décrits comme tels dans la littérature (García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993; Martínez et Azañón, 1997; Martínez-Martínez *et al.*, 2002) alors éventuellement subdivisés en terme de déformation ductile puis cassante (Jabaloy *et al.*, 1993; Chapitre 2).

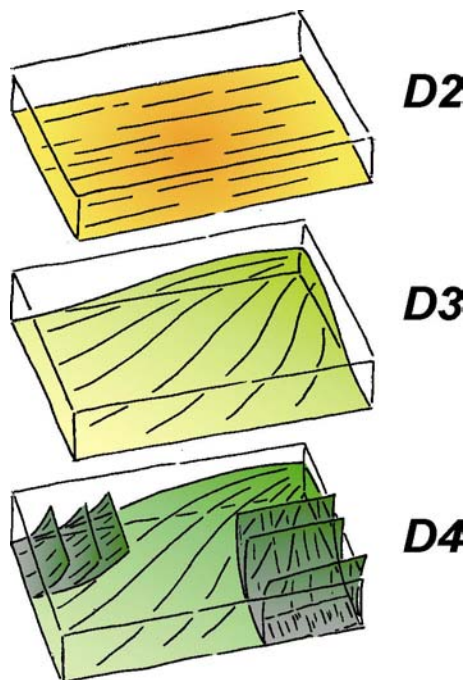


Figure VI.3 : Représentation schématique de l'évolution structurale du détachement des Filabres. Durant l'épisode de déformation D2, la S₂ est formée par un aplatissement important des structures antérieures, préservées, de fait, uniquement en profondeur. Dans les niveaux supérieurs, la foliation S₂, très pénétrative porte une linéation L₂ (E-W) et des critères de cisaillement vers l'Ouest. Durant l'épisode D3, avec la formation et le soulèvement des dômes, les directions d'extension deviennent divergentes, plus uniquement contrôlées par l'étirement aux limites. Cet effet s'amplifie sous les conditions cassantes (D4) avec la réactivation du détachement des Filabres dans la ligne de plus grande pente.

Le stade D2 est principalement caractérisé par la formation de la S₂. Celle-ci affecte une grande épaisseur de roche. Elle est caractérisée en profondeur par une déformation relativement coaxiale (aplatissement important) alors qu'elle admet une composante rotationnelle importante dans les niveaux les plus superficiels. Dans ce cas, elle porte une linéation d'étirement L₂ très pénétrative, et est affectée par des bandes de cisaillement relativement distribuées (C₂). C'est également au sein de ces niveaux que se forme localement la foliation S₃ à la faveur de plis de F₂.

Durant le stade D3, la déformation se concentre dans les niveaux les plus superficiels du complexe n'affectant qu'une frange de roches relativement réduite. La déformation est rotationnelle en tout point de cette zone mais montre, tout de même, une évolution du degré de non-coaxilité depuis la profondeur, où les bandes de cisaillement (C₄) sont espacées et quasiment également représentées, vers le sommet du complexe.

Les mylonites coiffant le complexe ne présentent qu'une famille de bandes de cisaillement ensuite reprises sous des conditions cassantes (D4) avec la formation d'épaisses cataclasites. La zone directement affectée par la déformation est alors très faible.

La déformation évolue alors de façon importante entre D3 et D4 avec tout d'abord, une localisation importante de la déformation au voisinage de la limite Alpujarride/Nevado-Filabride.

La cartographie des directions et des sens de cisaillement associés pour chacun de ces épisodes montre également une évolution importante de la déformation.

Durant l'épisode D2, la direction de la linéation L2 est régionalement E-W, associée à un cisaillement vers l'Ouest. La cartographie des structures du stade D3 (principalement les bandes de cisaillement C₄) montre un important changement de cinématique, avec des directions d'extension devenant divergentes. Les sens de cisaillement sont alors toujours vers l'Ouest sur les crêtes des dômes métamorphiques, mais s'orientent vers le NW au Nord et vers le SW au Sud. Ce changement de cinématique est ici interprété comme étant directement lié à la formation et au soulèvement (uplift) des dômes. L'apparition progressive de cette géométrie ajoute à l'extension E-W, régionale, une composante d'extension de type gravitaire, sur les « pentes » des dômes. Cette situation s'amplifie sous les conditions cassantes, alors caractérisée par la réactivation locale du détachement des Filabres avec, pour la zone d'étude, des directions d'extension N-S. A l'échelle du dôme de la Sierra Nevada-Sierra de los Filabres, les bassins sédimentaires ont une disposition quasi-radiale, avec des failles normales tangentes aux limites du dôme avec des directions de transport centrifuges. Pour tenter de comprendre l'apparente incohérence entre la déformation de l'unité supérieure (Alpujarride), qui porte les bassins, et l'unité inférieure (Nevado-Filabride), l'évolution structurale de ce complexe a donc été ré-évaluée.

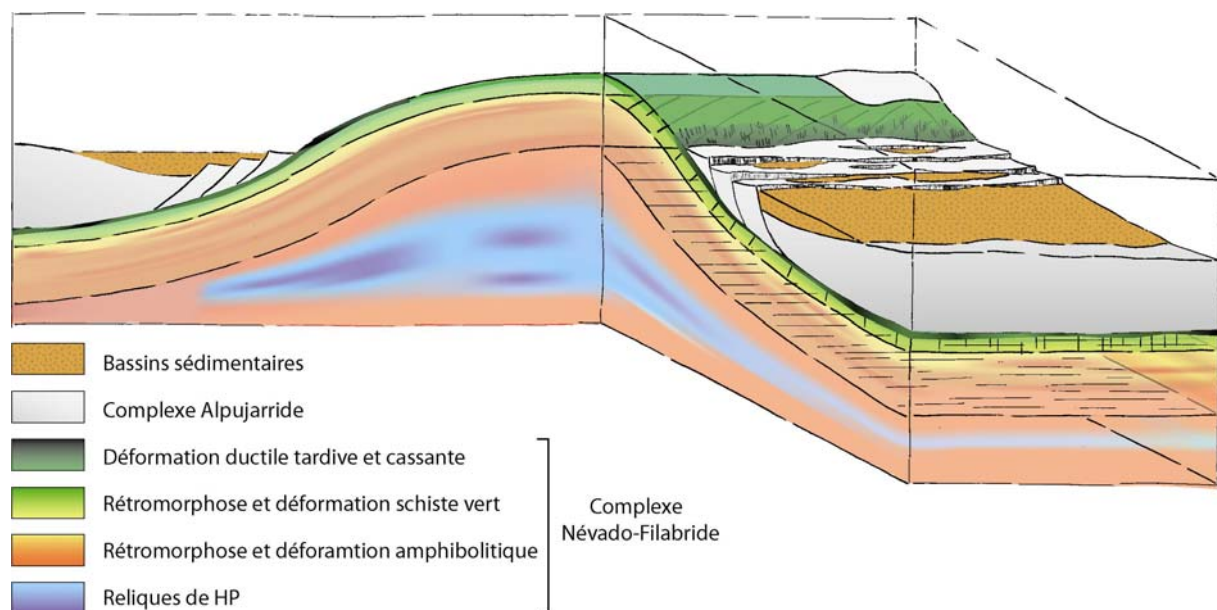


Figure VI.4: Représentation schématique de l'évolution structurale du dôme métamorphique principal (Sierra Nevada-Sierra de los Filabres). Les directions d'extension durant les différents épisodes de déformation sont indiquées en transparences à la base de l'épaisseur de roche affectée. Ce schéma montre la progressive localisation de la déformation au voisinage du détachement des Filabres ainsi que l'évolution structurale de cet accident. Le cisaillement est vers l'Ouest durant D2, divergent de part et d'autre de l'axe du dôme durant D3 et enfin dans la ligne de plus grande pente durant D4. Les bassins sédimentaires se développent sur l'unité supérieure (Alpujarride) et sont intimement liés à ce changement de cinématique.

Ainsi, la formation des bassins sédimentaires, synchrones de l'exhumation finale du complexe Névado-Filabride (Johnson *et al.*, 1997; Martínez-Martínez *et al.*, 2002) est-elle maintenant « géométriquement » expliquée par ce modèle en dôme. L'asymétrie structurale et la subsidence depuis le Tortonien Supérieur du bassin de Grenade, ainsi que sa sismicité actuelle (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1999; Martínez-Martínez *et al.*, 2002) sont-elles l'illustration actuelle d'une telle géométrie.

1.3 De nouvelles contraintes P-T sur l'exhumation du complexe Névado-Filabride

L'étude des relations entre la succession des cristallisations minérales et la déformation repose sur le cadre structural précédemment défini, adapté à l'échelle de la lame mince. Les équilibres chimiques successifs sont accessibles en faisant l'inventaire et la chronologie relative des différentes micro-textures de la roche (Parra *et al.*, 2002). Cette approche permet de remonter aux conditions P-T d'équilibre pour chaque stade de déformation lu dans la lame mince.

Les résultats P-T ont été obtenus avec les logiciels de thermobarométrie THERMOCALC et TWEEQU pour toutes les unités du complexe et par thermométrie Raman pour celles de Calar Alto et de Ragua. L'intérêt d'avoir utilisé les mêmes outils thermobarométriques pour toutes ces unités réside dans le fait que les résultats sont donc directement comparables, réalisés avec les mêmes bases de données thermodynamiques.

Cette étude apporte les premiers résultats P-T, et ainsi, le premier chemin P-T pour l'unité de Ragua, grâce aux apports conjoints de la spectrométrie Raman et du logiciel de thermobarométrie TWEEQU. Ces résultats, avec ceux de Booth-Rea (2003) diffèrent fortement des estimations précédentes qui proposaient un pic aux alentours de 6-8 kbar pour 450°C (Martínez-Martínez, 1986; De Jong, 1993; Puga *et al.*, 2000). L'estimation des conditions P-T pour cette unité est cruciale, car elle repose sous une unité ayant subi des conditions bien supérieures. Les résultats de cette étude ont donc tendance à minimiser l'écart de conditions métamorphiques de part et d'autre

de la zone de cisaillement qui les limite mais ils ne changent pas, de fait, l'interprétation précédente sur sa nature chevauchante.

Cette étude apporte également de nouveaux résultats P-T pour les unités de Calar Alto et Bédar-Macael. Ces résultats permettent de proposer les pics de pression pour ces deux unités avec respectivement 14 kbar et 520°C pour l'unité de Calar Alto et 20kbar et 600°C pour les niveaux basiques de l'unité de Bédar Macael. L'allure des chemins P-T des trois unités est relativement comparable, même si les conditions absolues ne sont pas les mêmes (Figure VI.5). En effet, après le pic de pression, les roches sont exhumées de façon isotherme sans réchauffement important jusqu'à des pressions aussi basses que 3-4kbar. L'exhumation finale est donc caractérisée par un refroidissement important à basse pression, le long d'un gradient chaud (60°C/km), typique des environnements post-orogéniques « arrière-arc ». Ces chemins sont très semblables au chemin proposé par Gomez-Pugnaire & Fernandez-Soler (1987) pour l'unité de Calar-Alto.

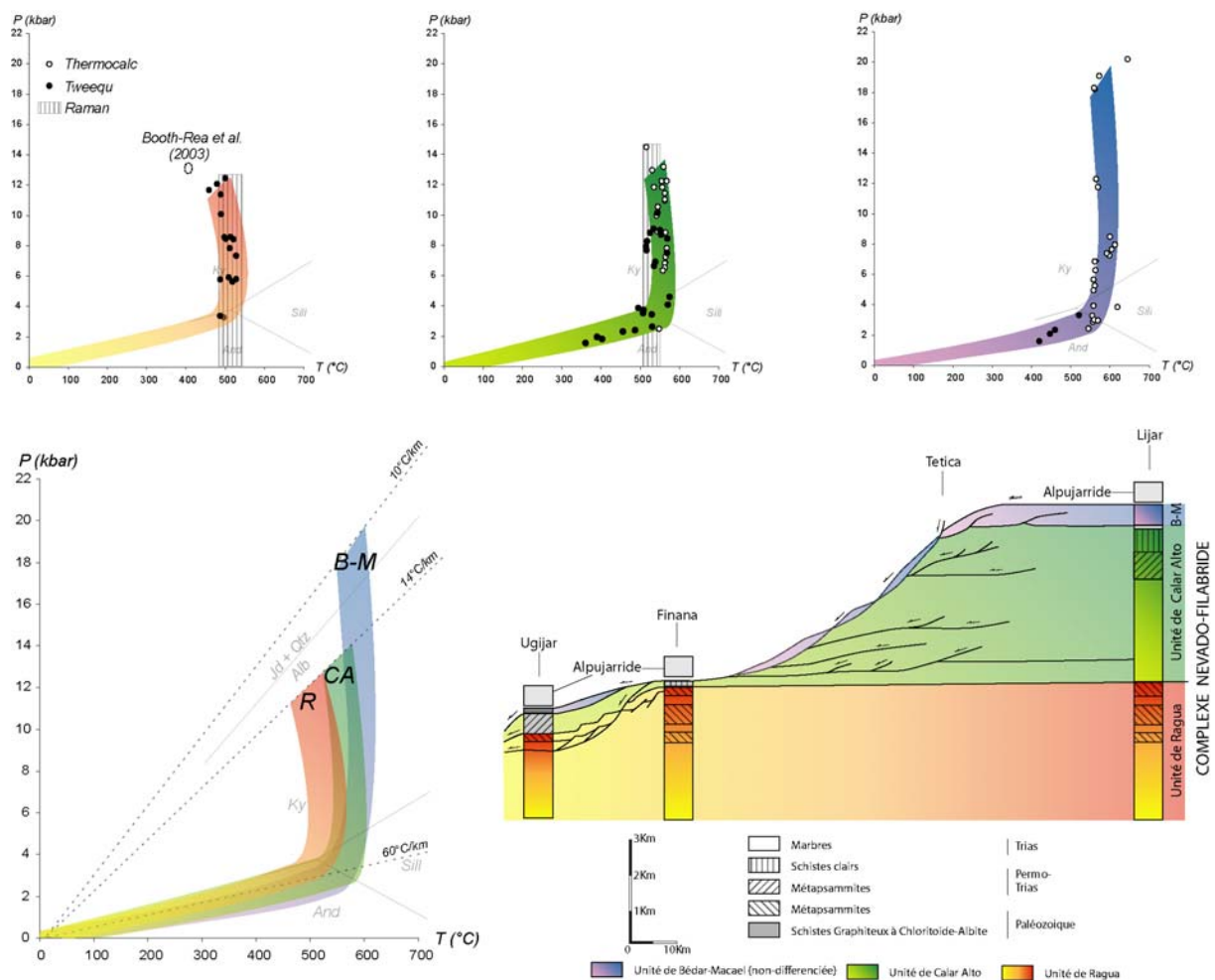


Figure VI.5: Résultats P-T pour les 3 unités métamorphiques constitutives du complexe Névado-Filabride, c'est-à-dire pour les unités de Ragua, Calar Alto et Bédar-Macael. Sont figurés les résultats obtenus avec les logiciels de thermobarométrie THERMOCALC et TWEEQU et les conditions de T avec la spectrométrie Raman. Les pics de conditions métamorphiques sont différents d'une unité à l'autre mais l'allure générale du chemin P-T est relativement semblable. Même si les conditions du pic de métamorphisme de l'unité de Ragua ont été revues à la hausse (de 6-8 kbar à 12 kbar), les zones de cisaillement intra-Névado-Filabride (Dos Picos et Marshall) sont des accidents chevauchants.

Les accidents intra-Névado-Filabride sont donc, au vu des résultats P-T des unités qu'ils limitent, des chevauchements, même si leur géométrie actuelle et les structures associées sont actuellement extensives (Gonzales-Casado *et al.*, 1995). En effet, ces zones de cisaillement, en particulier la « Dos Picos Shear Zone », de 500-600m d'épaisseur, exhibent des mylonites S-C' de basse température avec un mouvement compatible avec celui du détachement des Filabres (García-Dueñas *et al.*, 1992; Gonzales-Casado *et al.*, 1995; Martínez-Martínez *et al.*, 2002). Ces accidents ont donc été réactivés, mais pas inversés durant les mouvements extensifs tardi-orogénique de la chaîne.

L'architecture du complexe Névado-Filabride, préservant des traces « compressives » et les chemins P-T sans réchauffement significatif, militent en faveur d'une exhumation réalisée, au moins en partie, en contexte syn-collisionnel sans pour autant qu'il soit possible d'en estimer la contribution. Il est également clair que l'extension en contexte post-orogénique a ensuite finalisé l'exhumation des roches du complexe, expliquant la rétro-morphose importante des paragéneses de HP illustrée par une décompression jusqu'à 3-4 kbar pour des températures excédant 500°C pour toutes les unités.

1.4 La cinématique de l'exhumation du complexe Névado-filabride

Afin d'intégrer le temps aux résultats des estimations P-T précédemment rappelés et ainsi de proposer un modèle cinématique de l'exhumation du complexe Névado-Filabride, des datations radiométriques ont été réalisées. La géochronologie « conventionnelle » est souvent basée sur l'analyse de concentrés minéraux obtenus par broyage et purification avec la perte inévitable des informations texturales (Muller, 2003). Les âges obtenus sont alors liés à l'évolution (supposée) de la roche par le biais du concept de température de fermeture des systèmes isotopiques. Le problème majeur de cette approche, hormis le concept même de température de fermeture, est le risque de mélange de différentes générations d'une même phase minérale, donnant un âge moyen fonction de la pondération des contributions des différentes générations.

La thermobarométrie « moderne » est basée sur l'évolution et réciproquement sur la préservation locale de l'équilibre chimique entre différents minéraux d'une paragénesis (Parra *et al.*, 2002). Il est fréquent, à l'échelle d'une lame mince, de trouver

différentes populations de phengites aux compositions contrastées occupant des sites micro-texturaux différents. Sur ces critères, les différentes phengites sont associées à d'autres minéraux visiblement à l'équilibre (dans la même micro-texture) et donnent, ou non, à posteriori des estimations P-T valides. Sur ces bases, et grâce à l'amélioration notable du pouvoir de résolution analytique, les datations Ar/Ar effectuées pour cette thèse ont été réalisées *in-situ* sur les phengites qui ont, par ailleurs, été intégrées dans les calculs P-T.

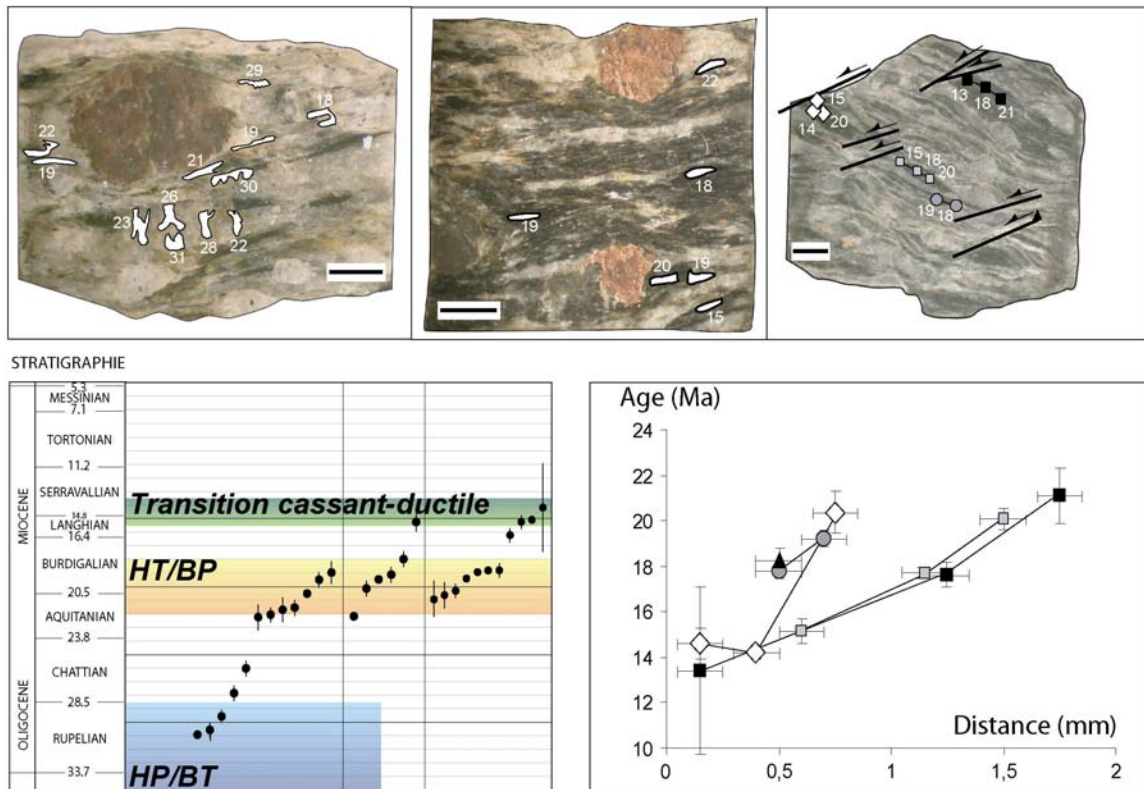


Figure VI.6: Exemples représentatifs d'échantillons dont les phengites ont été datés durant cette étude. Les phengites caractérisant la S1, indiquent les âges les plus anciens, autour de 30 Ma avec de fortes ré-équilibrations durant la formation de la S2. L'âge de la S2 est réciproquement, très bien défini du fait, d'une part, qu'il est lié à la fabrique la plus pénétrative et d'autre part, au maintien de températures importantes durant toute la décompression. Les phengites des mylonites schistes verts donnent des âges couvrant une gamme entre 20 et 14 Ma très bien corrélés à la distance des bandes de cisaillement. A ce stade, les fortes ré-équilibrations isotopiques sont visiblement contrôlées par la déformation; les phengites les plus éloignées des bandes donnant les âges caractéristiques de la S2.

Les phengites caractérisant la foliation S1 (D1, HP/BT) donnent systématiquement les âges les plus anciens aux alentours de 30 Ma (avec même deux âges à 42 Ma) malgré une forte ré-équilibration due en partie, au maintien de températures importantes durant toute la décompression. Réciproquement, les phengites caractérisant la foliation S2 (la fabrique la plus pénétrative, D2) donnent des âges de 20 Ma. Ces âges, très bien contraints (33 ages) sont interprétés comme les

dernières ré-équilibrations de la S2 dans des conditions voisines de 3-4 kbar pour 500-550°C à « l'inflexion » du chemin P-T.

L'âge du fonctionnement des bandes de cisaillement schistes verts (D3) n'a pas été daté directement. Dans la plupart des échantillons affectés par cette déformation tardive (Annexe V.1 et V.2), l'âge des phengites est intimement lié à leur position par rapport aux bandes de cisaillement. Ainsi, sur différents transects depuis des zones de S2 (au cœur des micas sigmoïdaux) vers les bandes, les âges évoluent progressivement entre 20 Ma, l'âge de S2, et 14 Ma (Figure VI.5).

Cet âge est interprété comme l'âge des dernières ré-équilibrations vers 350°C, correspondant plus ou moins au passage de la transition cassant-ductile.

Cette étude propose de nouveau, des âges relativement anciens pour la HP compatibles avec ceux de Monié *et al.* (1991). Ces nouveaux résultats sont, en revanche, en profond désaccord avec les âges U/Pb de 15 Ma sur Zircon de Sanchez Lopez-Vizcaino (2001) attribués à l'épisode de HP/BT, plus jeunes que les âges Ar/Ar sur phengite de mylonites de basses températures (Monié *et al.*, 1991; Platt *et al.*, sous presse). Ces nouveaux résultats s'intègrent particulièrement bien dans les stades tardifs (D3-D4) de l'exhumation avec les derniers âges vers 14 Ma par rapport aux âges de traces de fission sur zircon aux alentours de 12 Ma (Figure VI.7).

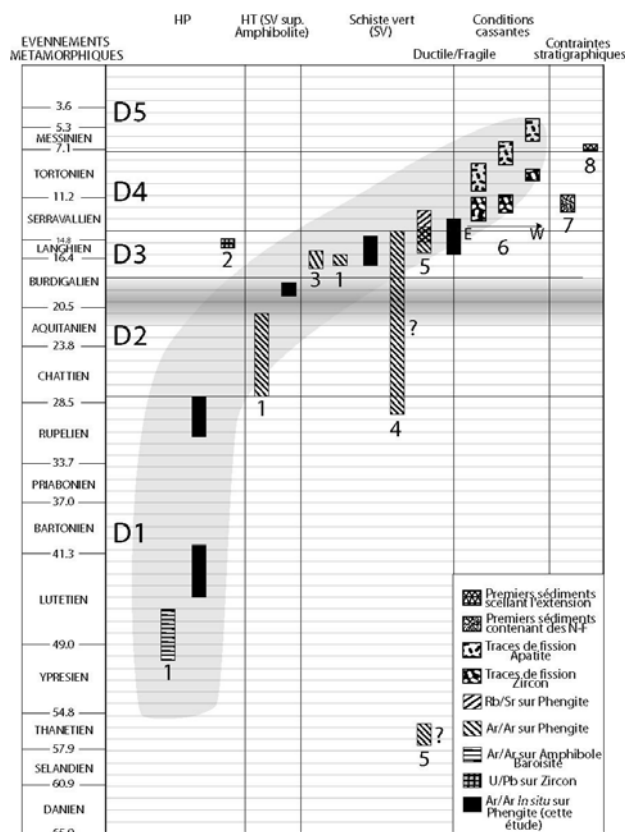


Figure VI.7: Recueil des âges radiométriques et stratigraphiques qui contraignent l'exhumation du complexe Névalo-Filabride. Les âges apportés par cette étude sont indiqués en noir. Les autres sont : (1) Monié *et al.* (1991); (2) Lopez Sanchez-Vizcaino *et al.* (2001); (3) Platt *et al.* (Soumis); (4) De Jong *et al.* (1991); (5) Andriessen *et al.* (1991); (6) Johnson *et al.* (1997); (7) Ruegg (1964); Kleverlaan (1989); Briend *et al.* (1990); Mora (1993); Vissers *et al.* (1995); Poisson *et al.* (1999); Augier *et al.* (Soumis); Weijermars *et al.* (1985); Sanz de Galdeano *et Vera* (1992).

Les informations P-T-t obtenues conjointement dans l'Article 5 permettent d'estimer les vitesses d'exhumation et de proposer un modèle cinétique pour

l'exhumation du complexe Névado-Filabride, les âges obtenus étant complétés par ceux de Johnson *et al.* (1997).

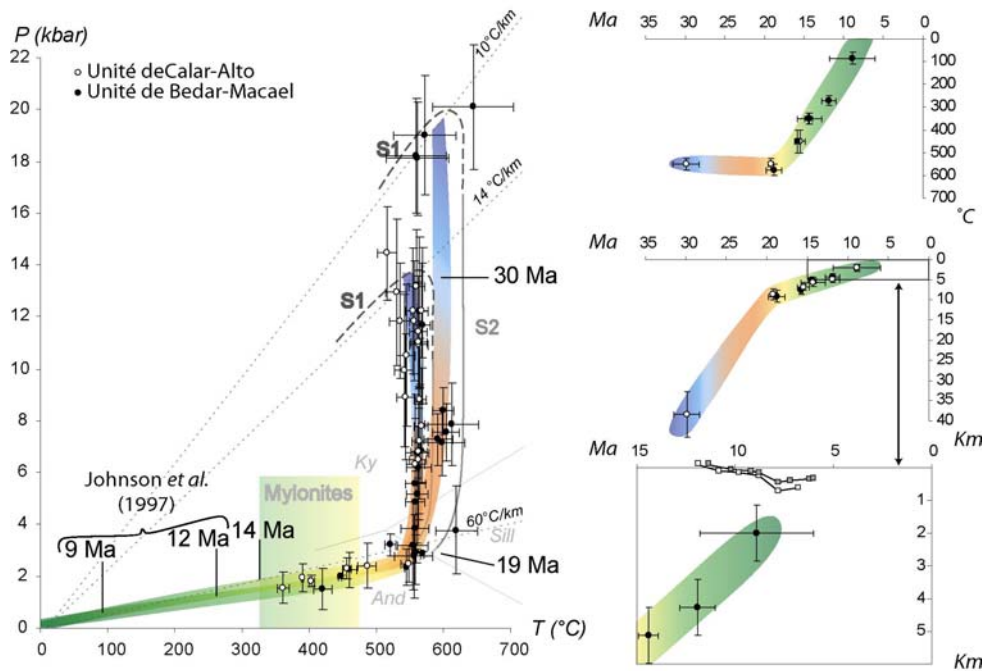


Figure VI.8: Chemin P-T-t des unités de Calar Alto et de Bédar Macael. Sont figurés les chemins P-T des deux unités avec les points P-T représentatifs obtenus à partir des logiciels THERMOCALC et TWEEQU ainsi que des âges des principaux points clefs de l'évolution tectono-métamorphique du complexe. Les diagrammes T-t et P-t montrent, respectivement les taux de refroidissement et d'exhumation du complexe. Celle-ci s'effectue en deux étapes distinctes, la première, à des vitesses importantes (de l'ordre de 3mm/an) et la seconde à des vitesses plus modestes (de l'ordre de 0,6mm/an).

Les diagrammes de la Figure VI.8 montrent les chemins P-T sur lesquels sont indiqués les repères temporels qui permettent de calculer les vitesses moyennes d'exhumation.

L'exhumation s'effectue en deux temps. Depuis des valeurs d'environ 3mm/an pour la première partie de l'exhumation entre 30 et 20 Ma, l'exhumation ralentie jusqu'à environ 0,6mm/an. Ces valeurs sont, *a priori*, compatibles avec la forme des chemins P-T, caractérisés par une décompression isotherme synonyme de déplacements relativement rapides. Le refroidissement du complexe s'effectue, quant à lui, lors des stades relativement avancés de l'exhumation à des vitesses importantes, de l'ordre de 45°C/Ma. Il est à noter, malgré les erreurs (additives) faites sur les estimations P-T et les datations, que la deuxième partie de l'exhumation s'effectue à des vitesses très constantes.

Les bassins sédimentaires, en particulier ceux de Huercal-Overa et Tabernas, se forment vers 12-11 Ma, approximativement en même temps que le refroidissement des roches sous la température de blocage des traces de fission sur Zircon (T. Bloc. \approx 250-290°C, Tagami & Shimada, 1996). Les bassins se forment donc relativement tard

dans l'exhumation du complexe Névado-Filabride, visiblement uniquement liés à la géométrie des dômes.

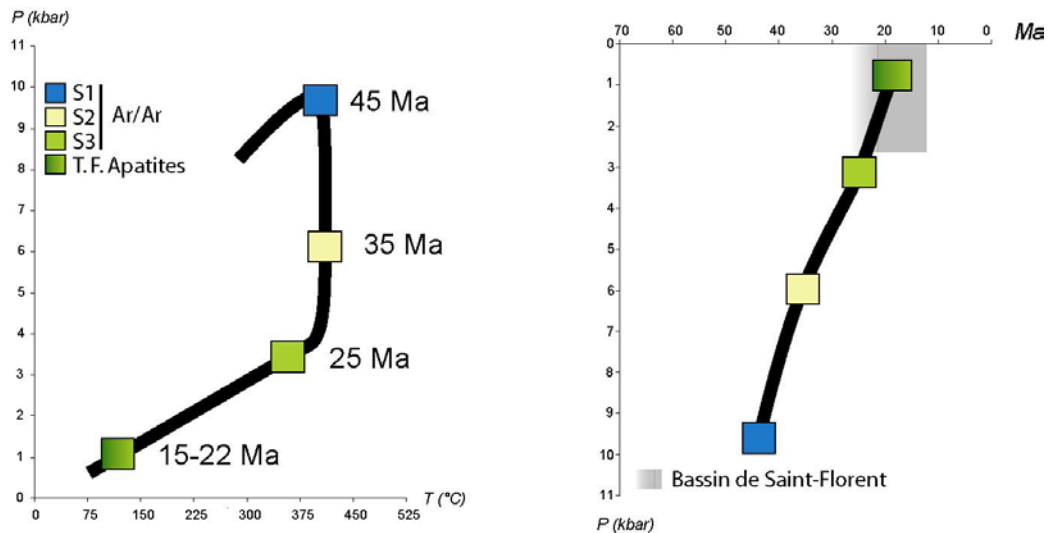


Figure VI.9: Chemin P-T-t du massif du Tende (Corse alpine). Les âges des foliations S1 (HP/BT), S2 et S3 (exhumation) donnent respectivement 45, 35 et 25 Ma (Ar/Ar sur Phengite, Brunet et al., 2000). La fourchette d'âge entre 22 et 15 Ma sont issus d'une synthèse des âges de traces de fission d'après Cavazza et al. (2001) et Zarki-Jakni et al. (2004). Le bassin de Saint-Florent séparé du massif du Tende par une zone de cisaillement extensive reçoit ses premiers sédiments marins au Burdigalien Inférieur. Ceux-ci surmontent, au travers d'une légère discordance, une série de conglomérats continentaux attribuée au Miocène Basal voire à l'Oligocène Terminal (Ferrandini et al., 1996).

1.5 Des forces aux limites à celles du « doming »

Les résultats apportés par cette étude montrent que l'exhumation des roches métamorphiques est exclusivement contrôlée par une extension E-W d'échelle crustale. En effet, celle-ci est pleinement exprimée par le fort étirement E-W et le cisaillement vers l'W, synchrones de la formation de la foliation S2 (épisode D2). Ceci est vrai jusqu'à ce que les roches soient exhumées à des profondeurs voisines de 10 km (3-4 kbar, pour 500-550°C, base de la croûte supérieure) vers 20Ma. A partir de ce moment, la dynamique et l'extension, toujours dominée par l'étirement E-W se voit « perturbée » par la formation des dômes. Les directions d'extension locales deviennent donc le résultat de la conjonction des deux phénomènes responsable de l'apparition de directions divergentes durant l'épisode D3, entre 20 et 14 Ma; la contribution « radiale » des dômes devenant, sous des conditions cassantes (D4, à partir de 14 Ma) localement dominantes.

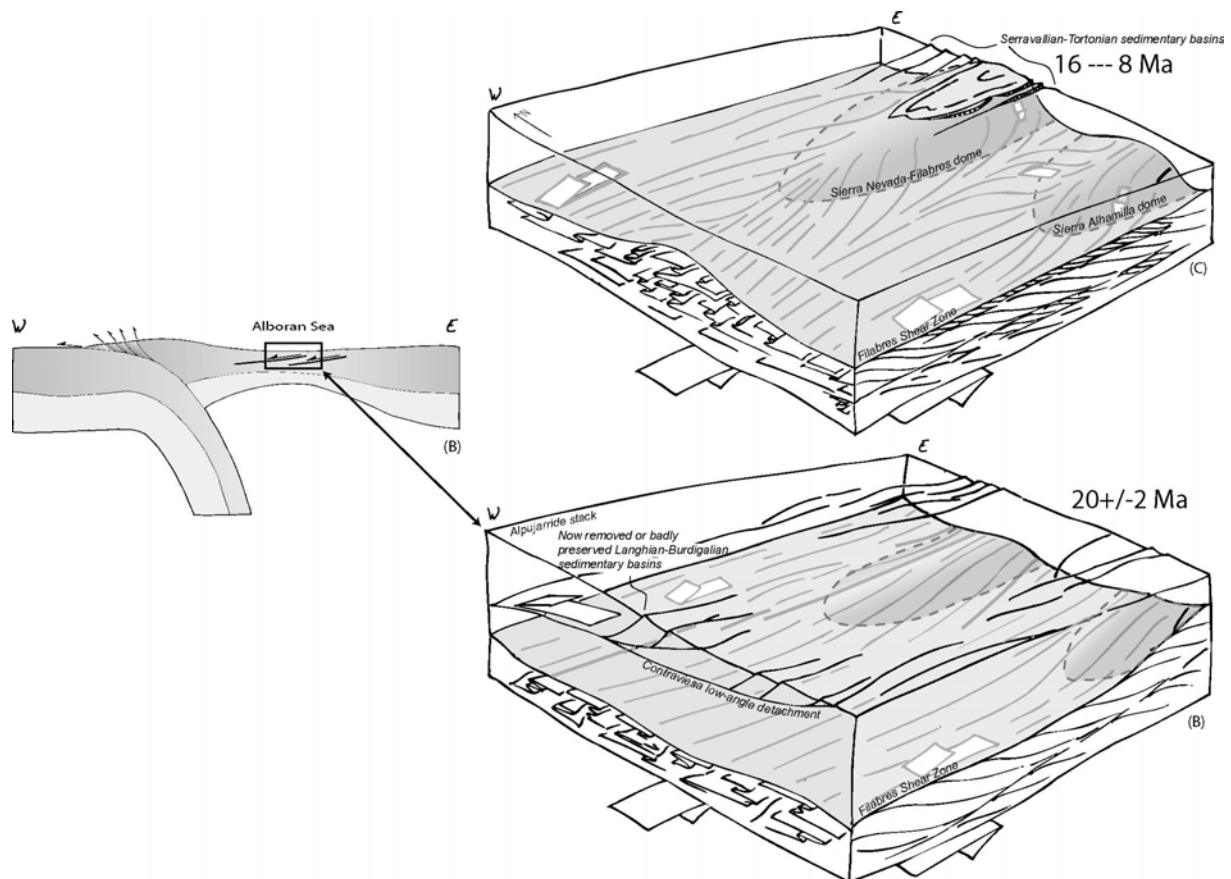


Figure VI.10: Blocs 3-D schématisant l'évolution des dômes et l'influence qu'ils ont sur les directions de cisaillement. (B) Situation entre (42) 30 et 20 Ma, le cisaillement est régionalement vers l'W associé à un étirement E-W (D2). Ceux-ci sont visiblement exclusivement contrôlés par le retrait du panneau plongeant sous la Mer d'Alboran (A); les zones internes des Cordillères Bétiques étant alors en position arrière-arc. (C) Situation entre 20Ma et 14Ma, la formation des dômes métamorphiques ajoute de nouvelles forces aux forces aux limites (D3). Sous les conditions cassantes, cet effet, s'amplifie et l'extension n'est localement contrôlée que par la géométrie du dôme (D4).

L'imagerie tomographique a récemment révélé la présence d'une anomalie « rapide » à pendage E sous la Mer d'Alboran interprétée comme la trace d'un panneau plongeant océanique (Gutcher *et al.*, 2002; Spakman et Wortel, 2004). Cette découverte confirme de nombreux travaux précurseurs (Malinverno et Ryan, 1986; Royden, 1993; Lonergan et White, 1997) qui avaient proposé le retrait d'une zone de subduction sous la Mer d'Alboran. Le second type de « moteur » capable d'expliquer une partie des observations géologiques et géophysiques sont ceux impliquant un retrait convectif de la racine crustale et/ou la délamination de la lithosphère (Platt et Vissers, 1989; Vissers *et al.*, 1995; Seber *et al.*, 1996; Calvert *et al.*, 2000). Ainsi, la dynamique de la Méditerranée occidentale est-elle visiblement contrôlée par le retrait d'une zone de subduction initialement unique et maintenant scindée en deux segments : le segment Est, où la subduction sous l'arc de Calabre est encore active et le segment Ouest sous l'arc de Gibraltar.

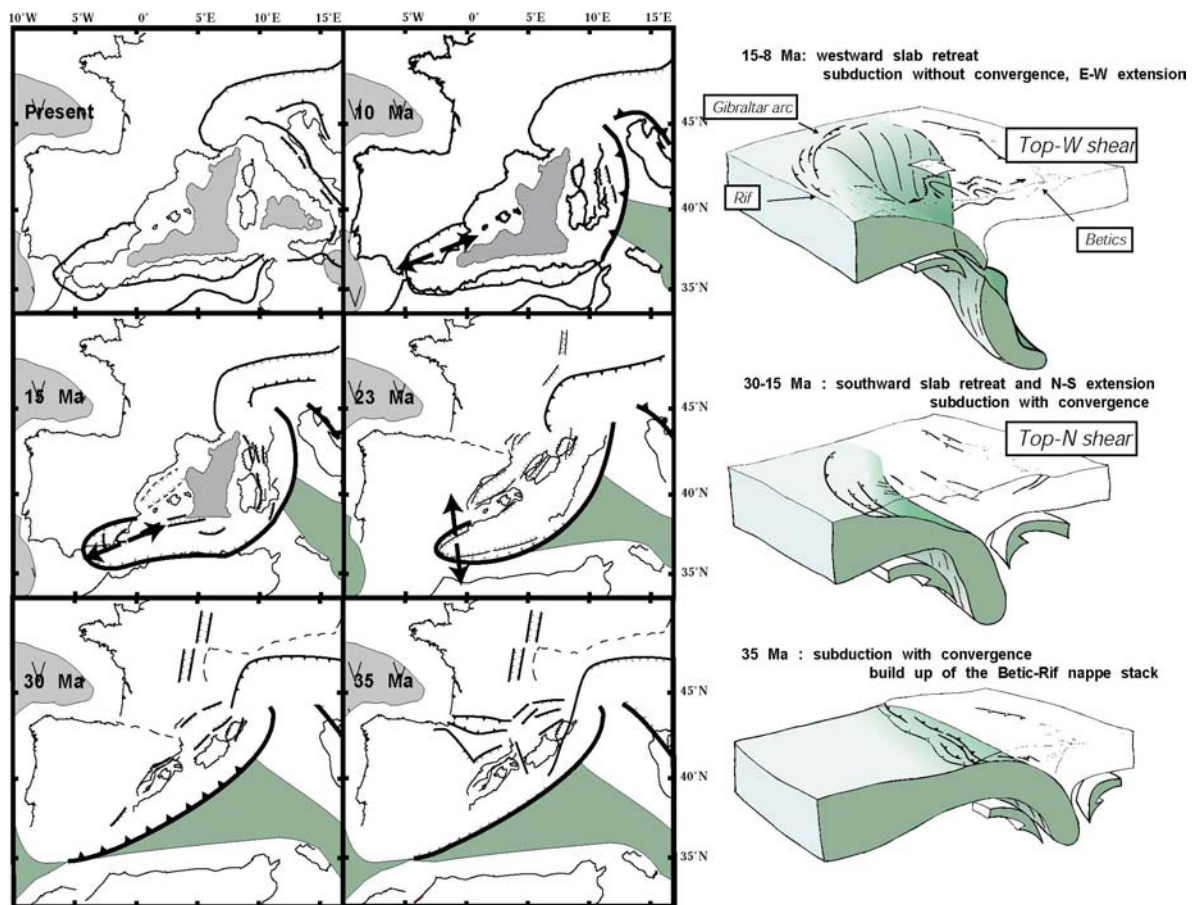


Figure VI.11: Reconstitution de l'évolution de la Méditerranée occidentale depuis 35 Ma, date à laquelle une zone de subduction « couplée » occupait encore toute sa bordure N-NW, jusqu'à l'actuel. Vers 35-30 Ma, cette situation évolue avec le retrait progressif de cette zone de subduction vers les bordures libres du système : d'abord vers l'E-SE (segment Toscan et Calabrais), le S (Maghrebides), puis vers l'W-SW (domaine d'Alboran). L'évolution de l'W de la Méditerranée occidentale est résumée par 3 blocs diagrammes qui en illustrent 3 périodes clefs. Le premier montre la subduction de la partie océanique de la plaque Afrique vers le NW. Cette situation évolue ensuite avec le retrait du panneau plongeant vers le Sud induisant une N-S extension distribuée de la plaque supérieure. Enfin, après avoir progressivement « consommé » la totalité de l'espace océanique vers le Sud, le retrait du panneau plongeant se réoriente progressivement vers l'W, induisant cette fois une extension E-W. Notre étude n'illustre que cette partie de l'évolution.

De ce fait, à l'ouest du système, après un retrait progressif de la zone de subduction vers le Sud, formant les chaînes du Maghreb, le retrait s'est principalement opéré d'E en W sous la mer d'Alboran. Cette migration de la compression est suivie, en arrière par la migration de vastes zones en extension dont la déformation interne (distribuée) est également E-W.

Dans ces conditions, l'extension E-W permettant l'exhumation du Névado-Filbride peut être interprétée comme étant la conséquence du retrait de la zone de subduction. L'effet de la formation des dômes n'est donc qu'un effet local se surimposant à une dynamique de plus grande échelle.

Cette réflexion permet d'engager un débat sur le problème de l'échelle de la déformation. Le domaine méditerranéen est soumis depuis le Crétacé Supérieur à la convergence méridienne des plaques Afrique et Eurasie (sans entrer dans le détail des microplaques d'affinité africaines). Ceci constitue, ici, les forces aux limites. Depuis 30 Ma, depuis que des collisions effectives ont ralenti ce mouvement, les segments encore en subduction ont commencé à reculer, consommant les restes océaniques téthysiens (mésogéens) faisant office de bordures libres (Jolivet et Faccenna, 2000). L'irrégularité des marges des plaques, et de fait de la largeur des domaines océaniques contigus, a permis le retrait des zones de subduction dans des directions variées, contrôlant à l'échelle de chacun de ces domaines, la direction de l'extension arrière-arc. De plus, ces directions ne sont plus fonction de ces forces aux limites, mais contrôlées plus localement par la dynamique du retrait du panneau plongeant (Jolivet *et al.*, 2003; Faccenna *et al.* 2004; Spakman et Wortel, 2004). Cette étude va plus loin en montrant, à une échelle plus locale encore, alors que la région entière est soumise à de l'extension arrière-arc, que la formation de dôme métamorphique, même s'il ne s'agit pas de « diapirs » peut contrôler l'extension et la formation d'objets aussi importants que des bassins sédimentaires.

1.6 L'intégration à l'échelle de la chaîne

Le modèle d'évolution tant métamorphique que structural dans le temps du complexe Névado-Filabride apporte des contraintes nouvelles et cohérentes intégrant, en particulier, les directions d'extension perpendiculaires à l'extension « aux limites » responsables de la formation des bassins sédimentaires. Ce modèle s'intègre également dans le contexte « back-arc » régional dominé par le retrait de la subduction sous la Mer d'Alboran. A cette échelle, l'extension E-W distribuée du domaine d'Alboran est accommodée, en partie, par de grands accidents extensifs comme le détachement des Filabres indiquant la permanence d'un cisaillement vers l'Ouest, depuis au moins 20 Ma. La formation du dôme n'ajoute que des effets relativement locaux ne devenant prédominants que sous les conditions cassantes vers 14 Ma.

L'évolution tectonique à une échelle intermédiaire correspond à celle des zones internes du domaine d'Alboran. L'intégration des résultats de cette étude à cette échelle avec ce que l'on sait, par ailleurs, sur l'évolution du complexe Alpujarride est plus délicate. Il semble, à la lumière des nouvelles contraintes apportées par cette étude sur le complexe Névado-Filabride et aux récentes études tant radiométriques (Platt *et al.*, sous presse) que structurales (Negro *et al.*, en préparation) sur le complexe Alpujarride, que les directions d'extension perpendiculaires affectant ces deux complexes, soient en partie synchrones.

Figure VI.13: Recueil des âges radiométriques et stratigraphiques qui contraignent l'exhumation des complexes Névado-Filabride, Alpujarrides et des massifs péridotitiques de l'W. D'après les études originales de: (1) Montenat et Ott d'Estevou (1990); Briend et al., 1990; Mora, 1993; Vissers et al. (1995); Poisson et al. (1999); Montenat et Ott d'Estevou (1999), (2) Weijermars et al. (1985), (3) Johnson et al. (1997), (4) Augier et al. (submitted), (5) Andriessen et al. (1991), (6) De Jong (1992), (7) Platt et al., (in press), (8) Monié et al. (1991), (9) Lopez Sanchez-Viscaino et al. (2001), (10) Aguado et al. (1990); Comas et al. (1992); Durand-Duelga et al. (1993), Lonergan and Mange-Rajetsky (1994), (11) Mayoral et al. (1994), Crespo-Blanc (1995), (12) Platt et al. (2003a), (13) Zeck et al. (2001), (14) Andriessen et Zeck (1996), (15) Sosson et al. (1998), (16) Zeck et al. (1992), (17) Monié et al. (1994), (18) Platt et al. (2003b), Platt et Whitehouse (1999).

Ce paragraphe présente le problème soulevé par le synchronisme de la déformation dans les complexes Alpujarride et Névado-Filabride avec des directions d'extension sub-orthogonales. L'article 6 tente d'expliquer dans quelles circonstances l'évolution tectono-métamorphique des complexes Alpujarride et Névado-Filabride ne sont pas incompatibles. Ce paradoxe est crucial dans la compréhension de l'évolution du système Bétiques-Rif. Depuis un épisode de HP d'âge Eocène jusqu'à l'épisode de HT vers 20 Ma, les complexes métamorphiques suivent une évolution tectono-métamorphique relativement semblable. Cet âge de 20 Ma est en effet caractéristique de l'épisode de HT/BP tant dans les Alpujarrides que dans les Névado-Filabrides ainsi que dans les massifs péridotitiques. Ensuite, leurs évolutions sont, en revanche, très différentes. Les unités Alpujarride sont visiblement exhumées très vite, entre 20 et 18 Ma (Zeck et al., 1989; 1992, 2001; Monié et al., 1994; Sosson et al., 1998; Platt et Whitehouse, 1999; Platt et al., 2003). La poursuite de l'extension sous des conditions cassantes, responsables de la formation de bassins sédimentaires Burdigalien-Langhien Inférieur est scellée par les sédiments Langhien Supérieur (Mayoral et al., 1994; Crespo-Blanc et al., 1994; Crespo-Blanc, 1995). Durant toute cette histoire tardive, l'extension est régionalement associée à un cisaillement vers le N-NE. L'exhumation du complexe Névado-Filabride est plus lente et se prolonge jusqu'à 8 Ma, avec cette fois des directions de cisaillement principalement vers l'W-SW, auxquelles s'ajoutent les directions locales d'extension liées à la géométrie des dômes.

2. Perspectives

Le but initial de ce travail de recherche comportait deux volets.

Le premier visait à l'établissement d'un modèle géodynamique accompagné d'un calendrier cinématique le plus précis possible pour l'exhumation des roches métamorphiques du complexe Névado-Filabride. Il reposait sur l'analyse de deux enregistrements de la déformation: celui des bassins sédimentaires, dont fut tirée la subsidence tectonique (subsidence en fonction du temps, S-t), et celui des roches métamorphiques (chemins pression - température - temps - déformation, P-T-t-ε). Une partie des objectifs initiaux a été atteinte, un schéma 3D de l'évolution de la région a été proposé, expliquant tant les phénomènes profonds que la formation des bassins sédimentaires, et les relations entre déformation profonde et dépôts. L'intérêt

de ce genre d'étude intégrée a été démontré, illustré par des résultats à différentes échelles.

Il reste néanmoins, suite à l'exposé des résultats, de nombreuses questions ouvertes, auxquelles s'ajoutent de nouvelles questions soulevées par l'étude. Les perspectives de recherche offertes par ces nouvelles questions seront développées plus bas.

L'objectif principal, après avoir obtenu les données de base, des chemins S-t dans les bassins supra-détachements et des chemins P-T-t-ε dans les dômes métamorphiques sous-jacents, était de corrélérer ces différents enregistrements.

Ce second volet de l'étude a dû être réévalué car les bassins sédimentaires n'enregistrent pas la totalité de l'épisode d'exhumation mais seulement la fin. La corrélation entre les signaux sédimentaires et métamorphiques est la base de ce travail et en fait d'ailleurs la force. Celle-ci reste, dans le détail, relativement limitée en terme de corrélation événementielle.

Les perspectives de ce travail sont divisées en deux parties: ce que l'on peut faire pour compléter la présente étude (2.1) et dans un deuxième temps, quelles perspectives nouvelles de recherche offre-t-elle (2.2).

2.1 Comment préciser les stades finaux de l'exhumation et permettre une meilleure corrélation des signaux tectoniques et sédimentaires

L'article 3 (Chapitre 4) montre la relation génétique entre la formation des bassins sédimentaires et l'exhumation des roches métamorphiques du complexe Névado-Filabride, déjà suggérée par l'étude des bassins sédimentaires (articles 1 et 2). La structure et l'évolution des dômes métamorphiques impose que les bassins se soient formés tardivement dans l'histoire de l'exhumation du complexe Névado-Filabride, durant le stade de déformation D4. Ce stade est entièrement enregistré sous les conditions cassantes. L'analyse des données pétrologiques et les datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Chapitre 5) permet de dater le début de cette phase, en fixant l'âge de la transition cassant-ductile (≈ 14 Ma), ces données étant ensuite complétées par des âges de traces de fission (Johnson *et al.*, 1997). L'âge des premiers dépôts dans les bassins sédimentaires correspond approximativement au passage des roches métamorphiques sous l'isotherme de 290-250°C (Tagami et Shimada, 1996). Les stades finaux de l'exhumation des roches métamorphiques ne sont alors contraints que par les âges des traces de fission sur apatite (Johnson *et al.*, 1997).

Dans le but de palier ce manque de contraintes sur les stades tardifs, une démarche serait de coupler l'étude des dernières cristallisations minérales à l'emploi de méthodes géochronologiques spécifiques des basses températures.

2.1.1 Les apports des fentes à Qz-Chl

Les cristallisations minérales tardives (hydrothermales) sont, dans ce cas, intimement liées à l'activité du détachement des Filabres et des zones de cisaillement associées, et aux fluides que ces derniers véhiculent (Famin *et al.*, 2003, 2004). En effet, il y a une relation claire entre l'abondance des veines tardives et la distance au détachement.

L'intérêt d'étudier les veines tardives est double (Figure VI.14). Elles sont, d'une part, révélatrices de la cinématique de l'exhumation finale, formant un excellent marqueur de la déformation. Elles permettent, d'autre part, par l'intermédiaire de la composition des chlorites, de remonter à leur température de cristallisation (Figure VI.14).

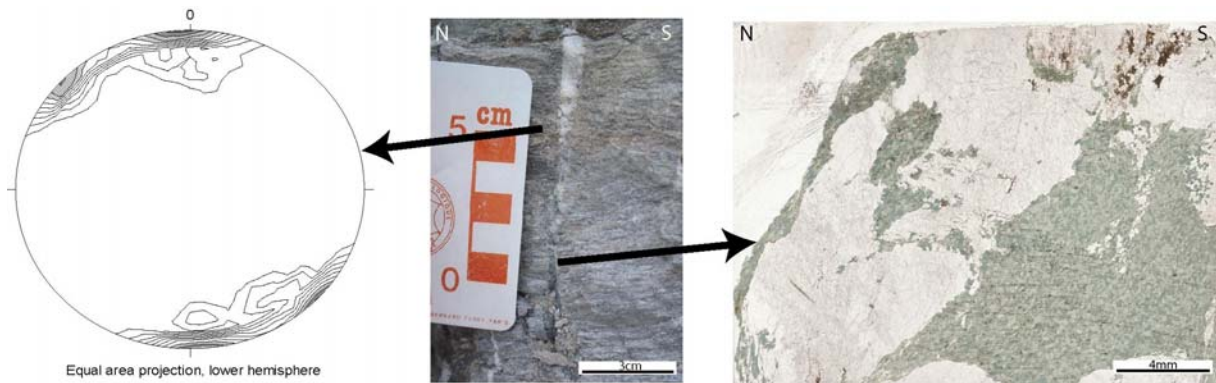
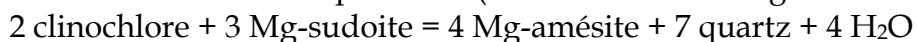


Figure VI.14: Représentation conceptuelle des apports qu'offrent les veines tardives, comme marqueur structural et comme géothermomètre. Le diagramme stéréographique montre la répartition des pôles de veines (ouverture NW-SE à N-S) compatible avec la cinématique déduite sur les bandes de cisaillement tardives ainsi que des failles normales (Nord de la Sierra de los Filabres). La photographie du centre est un exemple de veine à Qtz-Chl de direction E-W. La photographie de droite montre le détail d'une lame mince taillée dans un échantillon provenant de l'échantillon précédent.

La température peut être obtenue par un thermomètre empirique, de type Cathelineau (Cathelineau, 1988; Hiller et Velde, 1991), ou bien grâce au logiciel TWEEQU (Vidal *et al.*, 2001). Dans ce cas, elle est calculée grâce à la position de la réaction hautement thermodépendante (verticale dans le diagramme P-T):



Il serait ainsi possible d'affiner la partie finale de l'évolution P-T du complexe Névado-Filabride.

2.1.2 La datation des basses températures

Les géochronologistes ont récemment remis à l'honneur une technique permettant de dater le passage d'une roche sous des températures aussi basses que l'isotherme de 40°C (U/Th/He sur apatites; Farley, 2000). Cette technique, basée sur la rétention de l'He sous une température de blocage (chute de la diffusion intracrystalline d'He), est employée sur les apatites et les zircons (Reiners and Farley, 1999; Farley, 2000), pour des températures de fermeture de 40-100°C (68±5°C, Farley, 2000) pour les apatites, et 180-200°C pour les zircons (Reiners et Farley, 2001).

L'utilisation de la titanite, potentiellement « datable » est rare du fait de l'absence de consensus sur sa température de blocage (Reiners *et al.*, 1999).

Après s'être assuré des quantités et de la qualité requises des titanites dans les roches du complexe Névado-Filabride par une étude préliminaire, le but de cette approche est double (collaboration avec Y. Gunnell de l'université de Paris 7 et A. Carter de l'université d'Oxford). D'abord sur le plan méthodologique, elle permettrait de contraindre la température de fermeture de la titanite; la fin du chemin P-T rétrograde étant par ailleurs contraint, d'études $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Augier *et al.*, en préparation) et traces de fission sur Zircon et Apatite (Johnson *et al.*, 1997). Dans un deuxième temps, cette étude permettrait également d'apporter des contraintes temporelles supplémentaires sur les stades tardifs de l'évolution du complexe Névado-Filabride.

Dans cette optique, il est également prévu d'entreprendre des datations par $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur feldspath potassique (métagranites Permien de l'unité de Bédar-Macael). Cette méthode de thermochronologie serait mise en œuvre à l'Université de Montpellier (ISTEEM, avec N. Arnaud et P. Monié). Elle apporterait l'avantage majeur d'enregistrer de façon relativement continue une grande partie du refroidissement du complexe Névado-Filabride, depuis la transition cassant-ductile jusqu'à des températures voisines de 150°C. La lecture de l'allure du spectre $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (qui n'est ici, justement pas un plateau) est en effet révélatrice des variations du taux de refroidissement.

Ainsi, serait-il possible de remonter aux variations (paliers et accélérations) du taux d'exhumation des roches métamorphiques de façon relativement continue et de pouvoir se rapprocher de la résolution des bassins sédimentaires. Cette approche pourrait par exemple, expliquer l'accélération de la subsidence à 9.2 Ma.

2.2 Questions soulevées par l'étude et perspectives

2.2.1 Le bilan érosion-sédimentation

Pour obtenir un modèle plus complet des relations dynamiques entre exhumation, déformation de la croûte profonde et sédimentation, il est nécessaire d'établir un bilan quantitatif des processus d'érosion et de sédimentation. Ceci ne peut se faire qu'à l'échelle de l'ensemble du système Rif-Bétiques. Il est possible de savoir assez précisément sur quelle surface se sont déposés les sédiments issus de l'érosion des Malaguides, des Alpujarrides et des Nevado-Filabrides, aussi bien à terre qu'en mer. Il serait alors utile de faire une étude semblable à celle de Métivier (Métivier *et al.*, 1999), dans le cas de l'Asie du Sud-Est, en établissant des cartes d'isohypses des différentes formations, époque par époque, à partir des données de terrain, de forages et de la sismique offshore.

L'analyse des volumes déposés à chaque époque permettrait de remonter aux volumes érodés et les variations de ces taux pourraient être comparées aux vitesses d'exhumation des Alpujarrides et des Nevado-Filabrides.

2.2.2 L'âge de la Haute-Pression dans les Alpujarrides

Cette thèse montre la simultanité de l'évènement de HT/BP (≈ 20 Ma) dans les complexes Alpujarride (et les massifs péridotitiques) et Névado-Filabride avec des directions d'extension sub-orthogonales. Les unités Alpujarrides sont alors exhumées très rapidement ($\approx 18-17$ Ma) alors que l'exhumation du complexe Névado-Filabride est beaucoup plus lente (se poursuivant jusqu'à 8 Ma). La comparaison de leur évolution s'arrête pourtant là, car l'âge de la haute pression dans les Alpujarrides n'est pas connu avec certitude. Celui-ci est pourtant crucial pour comprendre l'évolution de la chaîne depuis les stades d'épaississement crustaux jusqu'aux stades finaux de l'exhumation.

Le problème de la datation de la haute pression est en général relativement difficile. Ceci est en particulier vrai pour les cas d'exhumation post-orogénique où le pic de pression est suivi, parfois très tardivement, par une incursion vers les hautes températures. Le cas des Alpujarrides entre dans cette catégorie, avec une préservation sporadique des paragenèses de HP souvent fortement, voire complètement, rétomorphosées et la cristallisation abondante de phases de haute température comme la sillimanite et l'andalousite (décrites dans les Alpujarrides). Cet évènement thermique tardif, a remis à zéro une grande partie des géochronomètres et, de ce fait, les âges radiométriques ne dépassent que très rarement 20 Ma, l'âge proposé pour l'évènement thermique. Cet évènement thermique, assez brutal, a souvent été utilisé comme argument en faveur d'un détachement convectif de la racine lithosphérique (Platt et Vissers *et al.*, 1989; Vissers *et al.*, 1995; Seber *et al.*, 1996; Calvert *et al.*, 2000). Il est cependant possible de le concilier avec un retrait du panneau plongeant assorti d'une déchirure et d'un changement dans la direction du retrait.

Afin de contourner le problème de cet évènement important, l'étude envisagée permettrait d'appliquer la méthode des datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ *in-situ* aux Alpujarrides. L'efficacité de cette méthode a été démontrée dans le cas des Nevado-Filabrides (cette thèse) et dans les Alpes (Agard *et al.*, 2001). Appliquée à certaines des unités Alpujarrides ayant échappé à cet évènement thermique (déjà exhumée durant la collision?), cette approche permet un espoir sérieux de pouvoir dater le pic de pression et les déformations associées. En effet, quelques unités Alpujarrides montrent encore, localement, de la carpholite (Figure VI.15; minéral index de la HP/BT dans les métapelites; Goffé 1982; Goffé *et al.*, 1994, Azanon, 1994) ou de la saliotite (Goffé *et al.*, 1989). Dans cette optique, des échantillons ont spécialement été prélevés dans différentes localités et ajoutés à d'autres échantillons dont les conditions P-T du pic de pression sont connues (Azanon, 1994; Jolivet *et al.*, 2003; Azanon, non publié). Le but est ici, grâce à la technique *in-situ*, de dater des phengites intimement associées à de la carpholite fraîche. Ce projet, déjà entamé, est réalisé en coloration avec l'université de Grenade (J-M Azanon et G Rea-Booth).

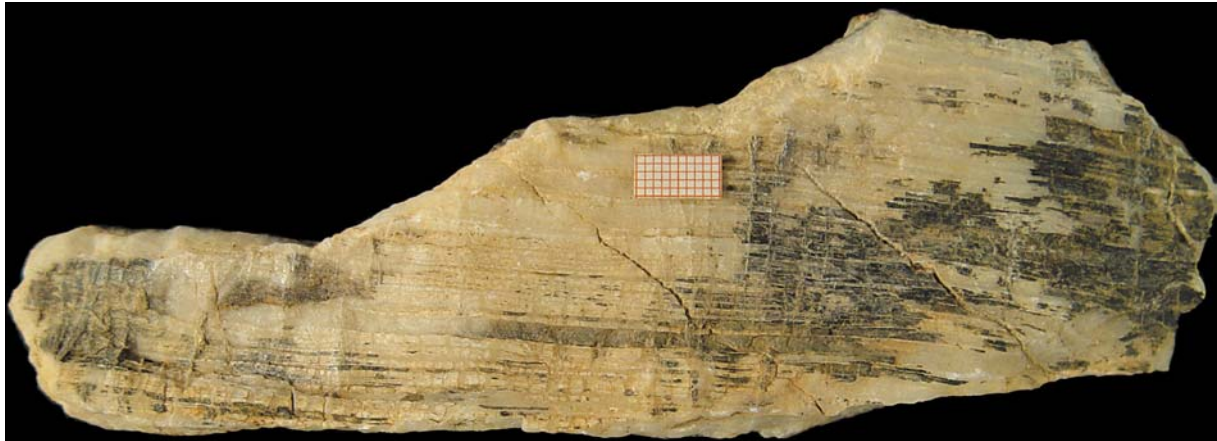


Figure VI.15: Photographie d'une veine de quartz à carpholite, ici boudinée et étirée. Dans le détail, les fibres de carpholite sont intimement associées à de la phengite de HP. Les conditions P-T proposées sont aux alentours de 10-12 kbar pour 400°C (Azanon, non publié).

2.2.3 Etude des mécanismes de déformation à l'échelle de la lithosphère, approche thermo-mécanique

Cette étude a montré l'intérêt de l'utilisation conjointe de plusieurs outils issus de différents domaines des géosciences pour aborder un problème géodynamique complexe.

Elle a également permis de mettre le doigt sur des problèmes nouveaux comme la contemporanéité de cisaillements selon des directions différentes dans la lithosphère pendant les périodes de changement des conditions aux limites cinématiques (direction de retrait du panneau plongeant, par exemple). Aboutissement actuel d'un travail de longue haleine sur l'ensemble du domaine méditerranéen, cette étude montre en outre, que la dynamique de la déformation crustale est très étroitement contrôlée par les interactions entre le panneau plongeant et son environnement mantellique. Il serait donc intéressant de travailler sur ces interactions, en explorant le champ des paramètres thermiques et cinématiques pour connaître les conditions nécessaires à la subduction de type ablatif. En deux dimensions dans un premier temps, en trois dimensions lorsque les codes thermomécaniques le permettront. Dans le cas du domaine d'Alboran, l'approche 3D semble, en effet, incontournable.

2.2.4 L'épisode Messinien

Cette étude a également confirmé et précisé le calendrier de la reprise en compression des bassins néogènes. Cette reprise précède de peu la crise de salinité messinienne. Il semble donc difficile d'accepter certains modèles récents reliant extension et retrait du panneau plongeant à cette crise de salinité (Duggen *et al.*, 2003). En effet, l'extension est bien antérieure à la crise messinienne et le slab s'est

déjà très largement retiré à cette époque où on enregistre au contraire un renouveau de la compression N-S. Ce travail permet donc d'ouvrir un débat sur les implications de ce travail sur l'épisode messinien et proposer une alternative au modèle de Duggen *et al.* (Duggen *et al.*, 2003).

3. Annexes (Article 6): Subduction, convergence and the mode of back-arc extension in the Mediterranean region

Laurent Jolivet ¹, Romain Augier ¹, Claudio Faccenna ², François Negro ³, Gaetan Rimmelé ³, Philippe Agard ¹, Cécile Robin ⁴

1. Laboratoire de Tectonique, UMR 7072, Université Pierre et Marie Curie, T 46-00 E2, case 129, 4 Place Jussieu, 75252 Paris cedex France. laurent.jolivet@lgs.jussieu.fr
2. Dipartimento di Scienze Geologiche, University of Roma Tre, Largo San Murialdo 1, 00146 Rome, Italy.
3. Laboratoire de Géologie, Ecole Normale Supérieure, 14 rue Lhomond, 75231 Paris cedex 05 France.
4. Geosciences, UMR 4661, Université de Rennes I, 263 Avenue du Général Leclerc, 35042 Rennes Cedex, France.

3.1 Abstract

30-35 Ma ago a major change occurred in the Mediterranean region, from a regionally compressional subduction and formation of Alpine mountain belts, to extensional subduction and backarc rifting. Backarc extension thus was accompanied by collapse of the mountain belts formed before this Oligocene revolution. Syn-rift basins formed during this process above detachments and low-angle normal faults. Parameters that control the formation of such flat-lying detachments are still poorly understood. From the Aegean Sea to the Tyrrhenian Sea and the Alboran Sea we have analysed onshore the kinematics and P-T-t evolution of the ductile crust exhumed by extension and the transition from ductile to brittle conditions and the relations between deep deformation and the formation of basins. We show two different types of evolution: in the eastern Mediterranean where subduction had been engaged in the Early Mesozoic, and in the Central and Western Mediterranean where it started only in the late Cretaceous or Early Cenozoic. We show that (1) the early crustal tectonic fabric has little influence of the kinematics of the post-orogenic extension, (2) the sense of shear along crustal-scale detachments is toward the trench when subduction proceeds with little or no convergence (northern Tyrrhenian and Alboran) and away from the trench in the case of true convergence (Aegean and southern Tyrrhenian). We tentatively propose a scheme explaining how the interactions between the subducting slab and the mantle control the basal shear below the upper plate and the geometry and distribution of detachments and the associated sedimentary basins. We propose that ablative subduction below the Aegean is

responsible for the observed kinematics on detachments (top-to-the-north). The example of the Betic Cordillera and the Rif orogen, where the direction of stretching were different in the lower and the upper crust and changed through time, is discussed and we proposed a scenario of evolution from the Eocene to the Tortonian.

3.2 Introduction

From the Oligocene onward, most Mediterranean mountain belts collapsed in the backarc regions of subduction zones [Jolivet and Faccenna, 2000] (Figure VI.16). The Hellenic chain, the internal Apennines, the Betic-Rif orogen and the Carpathians were subjected to post-orogenic extension to form respectively the Aegean Sea, the Tyrrhenian Sea, the Alboran Sea and the Pannonian Basin [Le Pichon, 1982; Malinverno and Ryan, 1986; Dewey, 1988; Royden, 1993]. Only the Alps and the Dinarids escaped from post-orogenic extension. In three regions, the Aegean Sea, the Northern Tyrrhenian region and the Alboran domain, this extension led to the formation of metamorphic core-complexes, cropping out today at the surface, where deep ductile deformation of the continental crust can be observed [Lister et al., 1984; Platt and Vissers, 1989; Jolivet et al., 1990; Gautier and Brun, 1994a]. It has been shown that the deformation is highly asymmetric and that the direction and sense of shear along major ductile-brittle shear zones is constant over large regions and characteristic of the deformation regime of the whole crust or lithosphere [Jolivet et al., 1994; 1998].

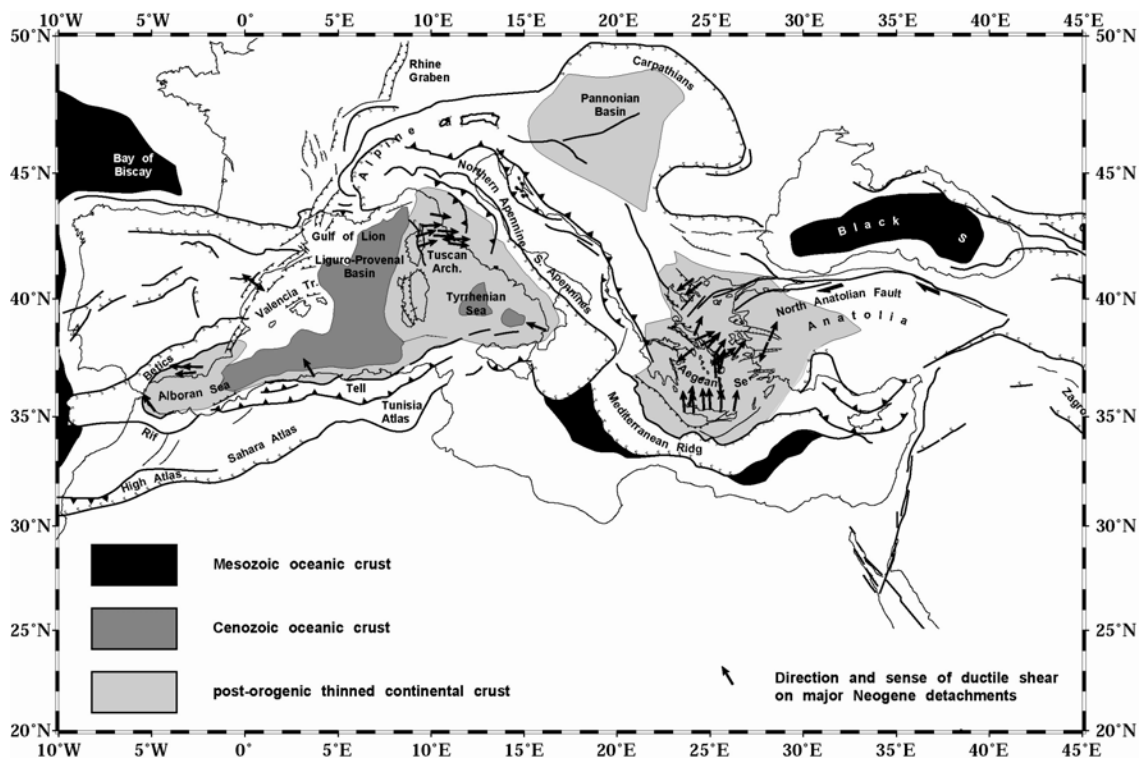


Figure VI.16: Tectonic map of the Mediterranean region showing the main thrust fronts and subduction zones, the major strike-slip systems and the largest extensional systems. Also shown the post-orogenic thinned continental crust as well as Cenozoic oceanic crust. Arrows show the direction and sense of shear along major detachments at the top of metamorphic core complexes.

Major questions arise such as whether the earlier deformation history has any influence on the geometry and kinematics of extension, and a second question is what controls the asymmetry of extension (e.g. the sense of shear on detachments). Using a comparison between the three main zones of post-orogenic extension in the Mediterranean region we first conclude that the main extensional structures are newly formed and do not correspond in general to reactivated thrusts. Our conclusion to the second question is that the asymmetry of extension is primarily controlled by the interaction between the subducting slab and the mantle.

3.3 Geodynamic context

Peri-Mediterranean belts formed from the Cretaceous to the present in the convergent zone between Africa and Eurasia [Dercourt et al., 1986; 1993; Stampfli, 2000] (Figure VI.16). The Alps, the Carpathians, the Hellenides, the Dinarids and the Apennines formed by the collision between the Apulian (or Adria) plate with Eurasia. The Alps and Carpathians are made of nappe stacks overthrusting Europe while the Apennines and the Dinarids-Hellenides correspond to nappe stacks thrust over Apulia. In the western Mediterranean, the Betic-Rif orogen corresponds to the collision between the Iberian Peninsula and the northern margin of Africa and a disputed intervening block, the AlKaPeCa block [Martinez-Martinez and Azañon, 1997; Michard et al., 2002].

Fragments of oceanic crust were caught in the collision nappe stack. An additional mountain belt formed by the closure of an intracontinental rift between Spain and Europe, the Pyrenees, in the Eocene [Vergés et al., 2002].

In the eastern Mediterranean, remnants of the former oceanic domain are still subducting below the recent Mediterranean Ridge and Calabria accretionary complexes, and further down below the Tyrrhenian Sea and the Aegean Sea. Delay-time seismic tomography images show that these subducting slabs extend deep in the mantle, down to the upper-lower mantle discontinuity for the Tyrrhenian slab and well below the transition zone for the Aegean slab [Spakman et al., 1993; Wortel and Spakman, 2000]. Similarly, the Betic slab is well imaged down to the transition zone [Gutscher et al., 2002; Piromallo and Morelli, 2003; Spakman and Wortel, 2004]. The Tyrrhenian and Betic slabs both lie horizontally at depth on the upper-mantle transition. They correspond to a once continuous single slab torn apart during back-arc extension and slab retreat [Faccenna et al., 2004a; Spakman and Wortel, 2004]. The timing of extension shows that a major change occurred some 35-30 Ma ago when the compressional subduction leading to the formation of mountain belts became extensional in the whole region, leading to the collapse of the thickened upper plate lithosphere [Jolivet and Faccenna, 2000] (Figure VI.17). Slab retreat then started (Figure VI.17) and still proceeds today [Gutscher et al., 2002]. The Hellenic

trench retreated southward, the Apennine-Calabria trench eastward and southeastward and the Betic trench southward and then westward.

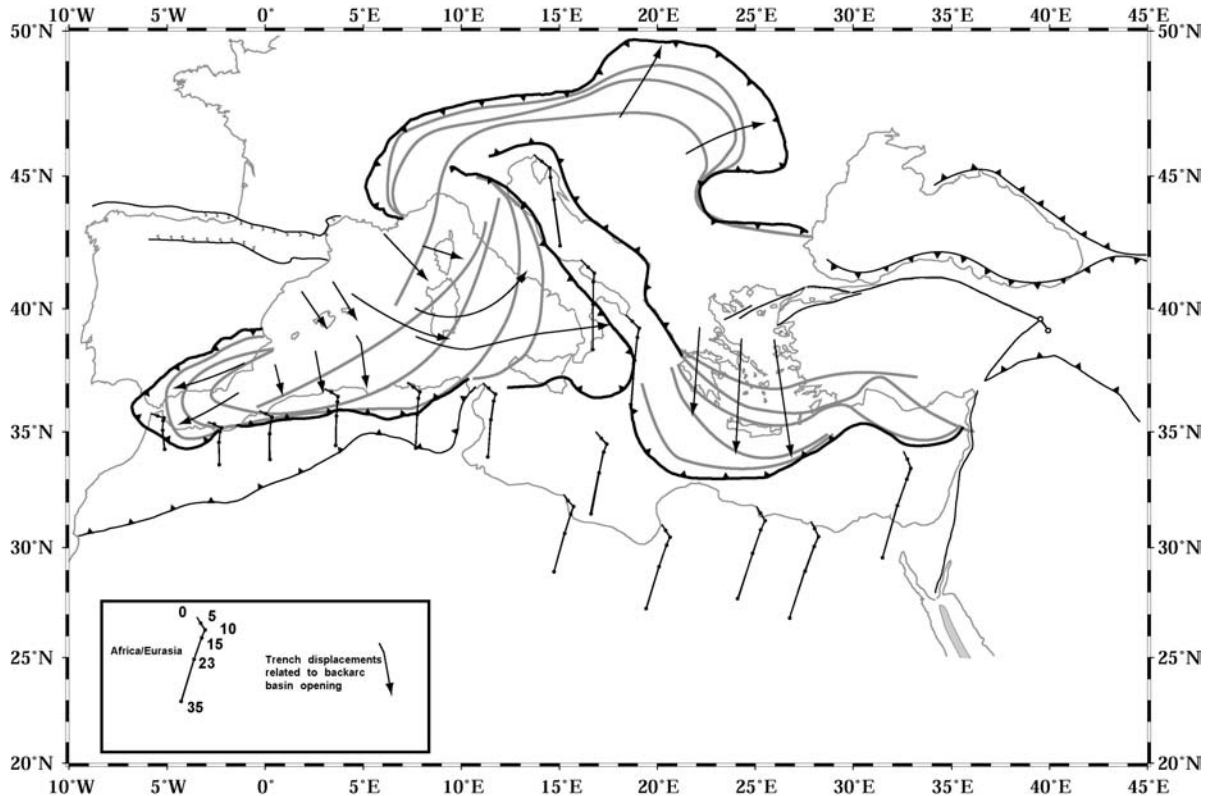


Figure VI.17: Pattern of trench retreat in the Mediterranean region. Grey thick lines show the successive positions of the main subduction fronts from 35 Ma to the present taken from the kinematic reconstructions of Jolivet et al. [2003]. Arrows show the directions of displacement in backarc regions in the same reconstructions. Also shown the successive positions of points carried by the African plate using kinematic parameters of Dewey et al. [1989]. This map illustrates the difference between the Aegean region where convergence is perpendicular to the trench and roughly parallel to the direction of extension in the overriding plate and the Betic-Rif and Apennines where convergence is perpendicular to the direction of slab retreat and extension in the upper plate. In the last two cases subduction proceeds without convergence only accommodating the sinking of a dense slab.

3.4 Kinematics of slab retreat and convergence

Peri-Mediterranean belts formed from the Cretaceous to the present in the convergent zone between Africa and Eurasia [Dercourt et al., 1986; 1993; Stampfli, 2000] (Figure VI.16). The Alps, the Carpathians, the Hellenides, the Dinarids and the Apennines formed by the collision between the Apulian (or Adria) plate with Eurasia. The Alps and Carpathians are made of nappe stacks overthrusting Europe while the Apennines and the Dinarids-Hellenides correspond to nappe stacks thrust over Apulia. In the western Mediterranean, the Betic-Rif orogen corresponds to the collision between the Iberian Peninsula and the northern margin of Africa and a disputed intervening block, the AlKaPeCa block [Martinez-Martinez and Azañon, 1997; Michard et al., 2002].

Fragments of oceanic crust were caught in the collision nappe stack. An additional mountain belt formed by the closure of an intracontinental rift between Spain and Europe, the Pyrenees, in the Eocene [Vergés et al., 2002].

In the eastern Mediterranean, remnants of the former oceanic domain are still subducting below the recent Mediterranean Ridge and Calabria accretionary complexes, and further down below the Tyrrhenian Sea and the Aegean Sea. Delay-time seismic tomography images show that these subducting slabs extend deep in the mantle, down to the upper-lower mantle discontinuity for the Tyrrhenian slab and well below the transition zone for the Aegean slab [Spakman et al., 1993; Wortel and Spakman, 2000]. Similarly, the Betic slab is well imaged down to the transition zone [Gutscher et al., 2002; Piromallo and Morelli, 2003; Spakman and Wortel, 2004]. The Tyrrhenian and Betic slabs both lie horizontally at depth on the upper-mantle transition. They correspond to a once continuous single slab torn apart during back-arc extension and slab retreat [Faccenna et al., 2004a; Spakman and Wortel, 2004]. The timing of extension shows that a major change occurred some 35-30 Ma ago when the compressional subduction leading to the formation of mountain belts became extensional in the whole region, leading to the collapse of the thickened upper plate lithosphere [Jolivet and Faccenna, 2000] (Figure VI.17). Slab retreat then started (Figure VI.17) and still proceeds today [Gutscher et al., 2002]. The Hellenic trench retreated southward, the Apennine-Calabria trench eastward and southeastward and the Betic trench southward and then westward.

3.5 Kinematics of post-orogenic extension above the Hellenic subduction, active convergence

The whole Aegean Sea, the eastern part of Greece and the western part of Turkey have been strongly affected by post-orogenic extension [Berckhemer, 1977; Le Pichon, 1982; Lister et al., 1984] (Figure VI.18).

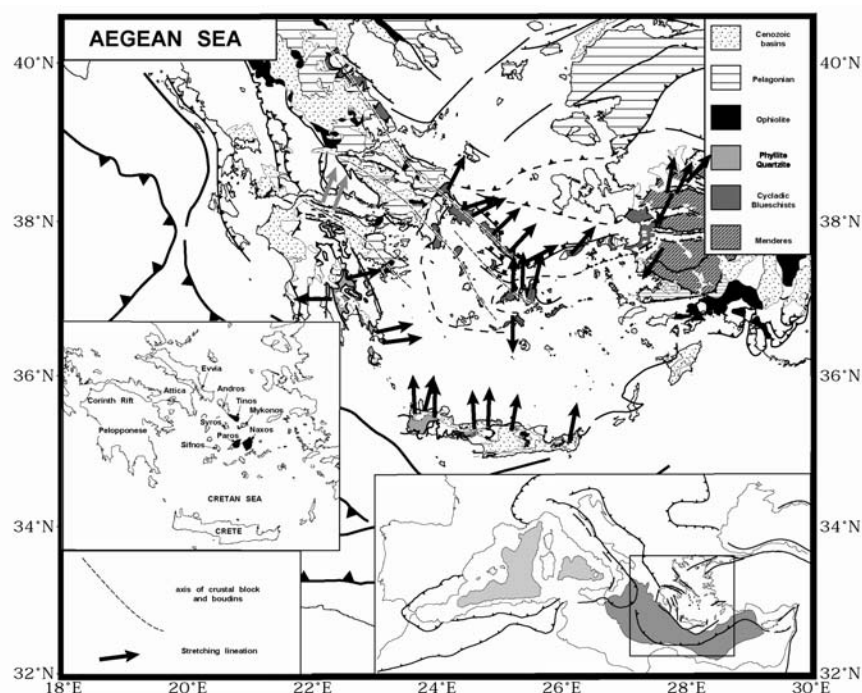


Figure VI.18: Tectonic map of the Aegean region showing the main geological units and the direction and sense of shear along the main detachments. Thin pecked lines show the axes of crustal blocks and crustal scale basement culminations, alignments of metamorphic core complexes. This figure shows the persistence of top-to-the-North shear sense over the whole Aegean region from Crete to the Cyclades. Shear directions in the Peloponnese should be rotated back counterclockwise to account for recent paleomagnetic rotations. The same direction of shear persists in the recent period in the Corinth Rift.

The whole Aegean Sea, the eastern part of Greece and the western part of Turkey have been strongly affected by post-orogenic extension [Berckhemer, 1977; Le Pichon, 1982; Lister et al., 1984] (Figure VI.18). This resulted in the formation of crustal blocks bounded by NW-SE-trending normal faults in continental Greece and Evia and NNW-SSE-trending ones in the Peloponnese [Papanikolaou et al., 1988; Gautier and Brun, 1994a; Jolivet et al., 1994]. Active normal faults in the Volos Gulf and Corinth Rift tend to be more E-W [Jackson et al., 1982; Taymaz et al., 1991; Armijo et al., 1996]. In the Aegean Sea extension has formed metamorphic core complexes in the core of which metamorphic rocks have been exhumed in two stages: a first syn-orogenic stage during the Eocene and a post-orogenic stage during the late Oligocene and Early to Middle Miocene [Avigad and Garfunkel, 1989; Avigad et al., 1997; Jolivet and Patriat, 1999; Trotet et al., 2001]. They are aligned along two lines, which extend at sea the crustal blocks of Attica and Evia [Jolivet et al., 1994; Jolivet et al., 2004]. The southern part of Evia and Attica belong to the domain where metamorphic rocks were exhumed. A gradient of finite extension is observed from the NW to the SE, from Mount Olympos to the island of Naxos in the centre of the Cyclades [Avigad and Garfunkel, 1989]. Along this same gradient crustal thickness decreases from ~45 km to 26 km [Vignier, 2002]. Metamorphic core complexes are roofed by NE-dipping detachments which partly control the deposition of sediments in extensional basins, either offshore or on the islands [Gautier et al., 1993; Gautier and Brun, 1994b]. Further east in Turkey, post orogenic extension is less severe but also shows recent E-W trending grabens, and N- and S-dipping detachments [Hetzel et al., 1995; Bozkurt and Satir, 2000; Lips et al., 2001].

Metamorphic cores show a highly asymmetric deformation and localisation of shear along major shear zones that evolve in time from ductile to brittle [Buick, 1991; Gautier et al., 1993; Jolivet and Patriat, 1999; Jolivet et al., 2004] (Figure VI.19). The direction of shear is marked by stretching lineations (Figure VI.18) that trend N-S or NE-SW. In the Aegean domain where extension reaches its maximum the sense of shear is consistently top-to-the-north or top-to-the-northeast. In Turkey, extension is more symmetrical with diverging shear senses on both sides of the Menderes massif [Hetzel et al., 1995]. Crete and the Peloponnese also show metamorphic core complexes that formed closer to the trench in the Early to Middle Miocene than those of the Cyclades, in a cooler environment [Fassoulas et al., 1994; Jolivet et al., 1996].

In Crete the direction and sense of shear is similar to those of the Cyclades while in the Peloponnese the direction is more E-W [Trotet, 2000]. Taking into account the clockwise paleomagnetic rotation of the Peloponnese [Kissel and Laj, 1988] the reconstructed direction of stretching comes parallel to the one seen in the Cyclades and in Crete.

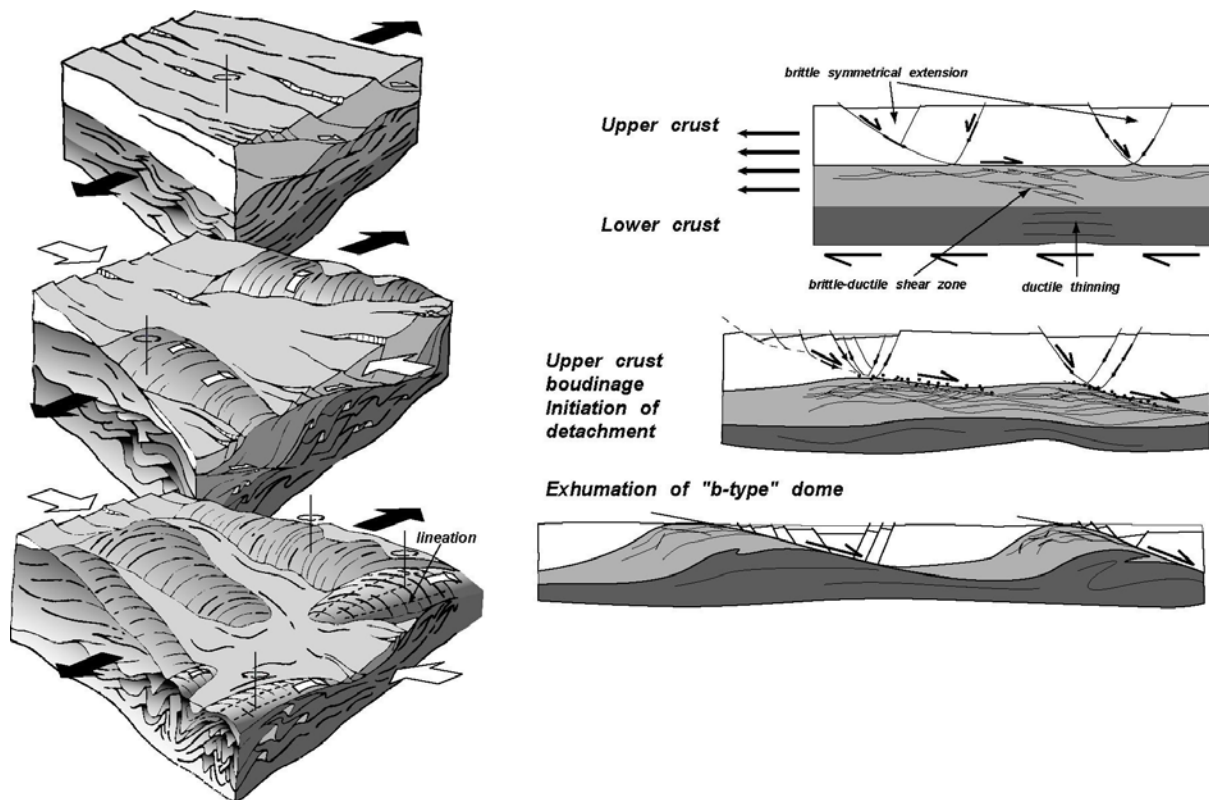


Figure VI.19: Cross-sections and 3D sketches of the evolution of extension in the Aegean region showing the progressive localisation of shear along north-dipping detachments and the exhumation of core complexes [Jolivet et al., 2004].

Recent and active extension in the Corinth rift [Rigo et al., 1996; Moretti et al., 2003] is also compatible with the same kinematics [Jolivet, 2001]. The main normal faults that bound the Gulf of Corinth are located along its southern margin and they dip to the north. Microseismicity and detailed seismic tomography [Rigo et al., 1996; Tiberi et al., 2000a; 2000b] show the existence of a shallow north-dipping extensional shear zone close to the brittle-ductile transition, a situation that is very similar to that of the Cycladic metamorphic core complexes in the Miocene [Jolivet et al., 1994; Chéry, 2001; Jolivet, 2001].

From the Oligocene to the present the Aegean domain is thus dominated by an asymmetric extensional deformation with a sense of shear along major detachments and extensional ductile shear zones toward the north or northeast, that is away from the trench.

It is noticeable that the direction of extension in the Gulf of Corinth is not perpendicular to the former thrusts that result from crustal thickening in the Hellenides and that the rift itself cuts obliquely the strike of those thrusts.

3.6 Kinematics of post-orogenic extension in the northern Tyrrhenian Sea, no convergence

The northern Tyrrhenian Sea results from the foundering of the internal zones of the Apennines and part of the southern part of the Alps [Malinverno and Ryan, 1986]. The area located between Provence and the topographic divide of the Apennines has been subjected to post-orogenic extension (Figure VI.20) [Faccenna et al., 1997; Jolivet et al., 1998]. Extension started in the west some 32 Myrs ago during the rifting of the Liguro-Provençal basin and then migrated eastward [Burrus, 1984; Réhault et al., 1984; Jolivet et al., 1998; Chamot-Rooke et al., 1999; Gattacceca, 2000]. It is now active in the internal zones of the Apennines where it produces an intense upper crustal seismicity [Boncio et al., 2000; Ghisetti and Vezzani, 2002]. During crustal thinning metamorphic rocks were exhumed in metamorphic core complexes topped by shallow east-dipping detachments [Jolivet et al., 1998; Rossetti et al., 1999b]. The first detachments were formed in Alpine Corsica in the Late Oligocene and Early Miocene [Jolivet et al., 1991; Daniel et al., 1996]. Tectonic units deeply buried during the Alpine contraction were partly exhumed earlier during the formation of the nappe stack (for instance the Cap Corse eclogites) [Fournier et al., 1991] but the last part of the exhumation history, from the depth of the greenschist facies to the surface, was achieved during post-orogenic extension. Stretching lineations strike E-W or NE-SW and the sense of shear is top-to-the-east.

East of Corsica the Corsica basin developed as an asymmetric graben controlled by east-dipping normal faults [Mauffret et al., 1999]. East of the Corsica basin the Tuscan archipelago (Elba, Pianosa, Monte Cristo and Giglio islands) also shows the same asymmetry of extension [Jolivet et al., 1998; Rossetti et al., 1999b]. The island of Elba shows two main extensional shear zones and detachments: the first one is associated with the intrusion of the Monte Capanne granodiorite in the western part of the island and the second one crops out in the eastern part of the island [Zucalle detachment, Keller and Pialli, 1990; Keller et al., 1994; Daniel and Jolivet, 1995]. Both extensional systems are associated with E-W trending stretching lineations and top-to-the-east sense of shear. The association of extension with the intrusion of granites allows dating them from the late Miocene with a migration from west (8-7 Ma) to east (6-5 Ma). The small island of Monte Cristo shows a granodiorite contemporaneous with the Monte Capanne intrusion where it is associated with syn-intrusion top-to-the-east shear zones [Jolivet et al., 1998]. The more recent intrusion of Giglio island (5 Ma) also shows top-to-the-east extensional shear zones and the high-pressure metamorphic complex to the west shows top-to-the-east extensional features [Rossetti et al., 1999a]. The Monte Argentario peninsula shows a more symmetrical high-pressure metamorphic complex with top-to-the-east and top-to-the-west extensional features [Jolivet et al., 1998].

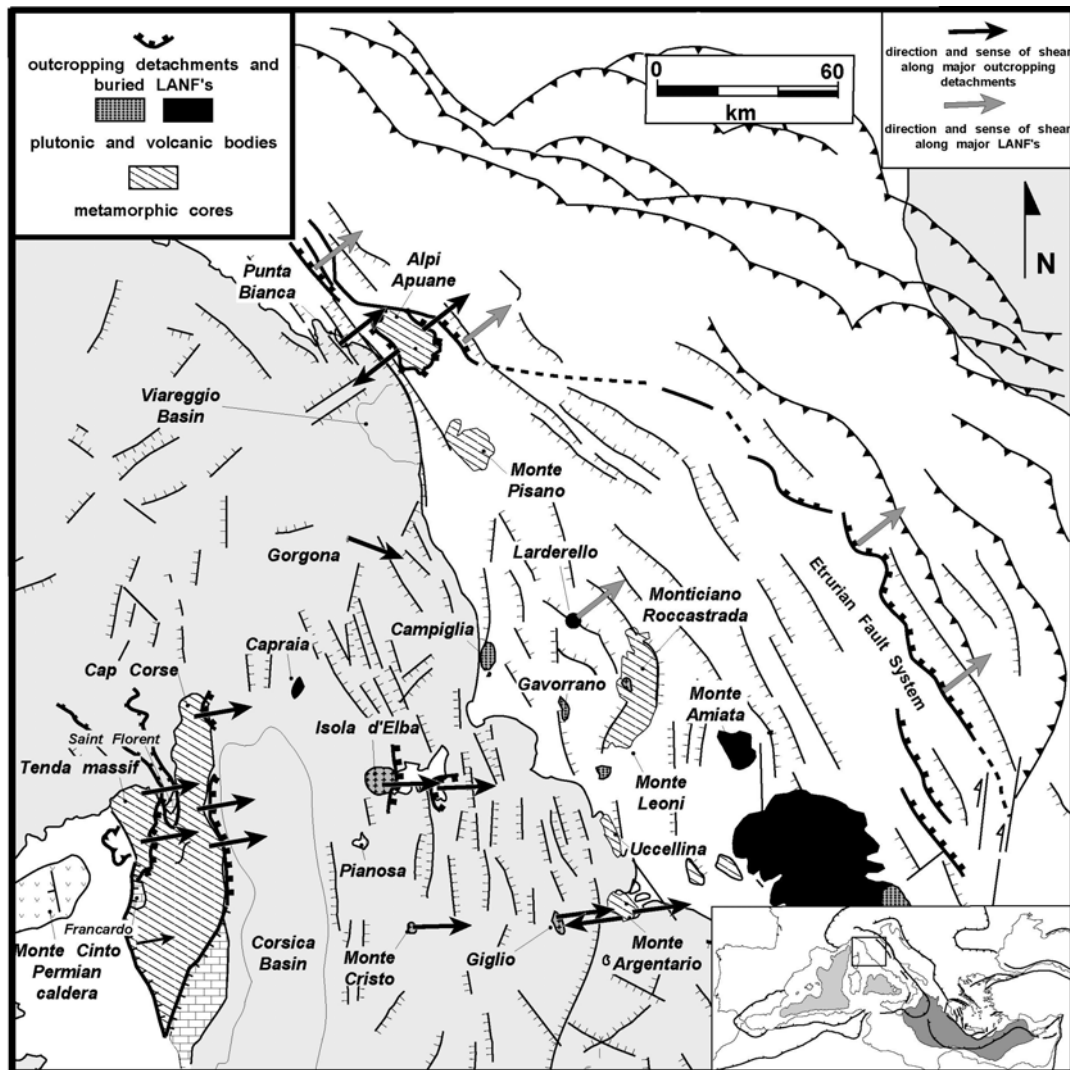


Figure VI.20: Tectonic map of the northern Tyrrhenian Sea and Italian peninsula showing the main normal faults and detachments after Jolivet et al. [1998] (and references therein) and Boncio et al. [2000] for the Etrurian Fault System. The pattern of Thrust Faults in the external Apennines is after Consiglio Nazionale delle Ricerche [1992]. This figure illustrates the top-to-the-east shear sense observed from Corsica to the Apennines along brittle-ductile detachments and low-angle normal faults (LANF) and its association to granitoid plutons.

Further north the Punta Bianca small metamorphic complex is affected by a shallow-dipping detachment with top-to-the-ENE displaced hangingwall [Storti, 1995]. The large Alpi Apuane metamorphic core complex is bounded at the top by a major detachment that was active during the exhumation of the high-pressure metamorphic rocks during thrusting [Carmignani and Kligfield, 1990; Jolivet et al., 1998]. Seismic data in the area of the Larderello geothermal field suggest the existence of shallow NE-dipping extensional shear zone within the brittle-ductile transition reminiscent of the exhumed shear zones seen in Corsica [Brogi et al., 2003].

A large part of the seismic activity in the Apennines is concentrated on one major normal fault system, the Etrurian Fault System which bounds the Tiber basin to the SW [Boncio et al., 2000; Collettini and Barchi, 2002]. The Tiber Basin is bounded by a system of low angle normal faults (LANF) dipping to the northeast connected by a transfer system to similar normal faults in the vicinity of the Apuane Alps. The LANF's are interpreted by Boncio et al. [2000] to reach the zone of the brittle-ductile transition at 10-12 km depth. This series of LANF cuts through the SW-dipping thrusts responsible for the formation of the Apennines [Boncio et al., 2000]. Further east, extension is accommodated by west-dipping normal faults that partly reactivate earlier thrusts at depth as shown in the Gran Sasso area [D'Agostino et al., 1998].

3.7 Two contrasted styles of extension

This brief review of the kinematics of extension in the Aegean Sea and the northern Tyrrhenian Sea reveals two different reactions of the continental crust to extensional forces acting on the overthrusting plate of a subduction zone. The Aegean Sea is characterized by a vast majority of normal faults and extensional detachments dipping away from the trench whereas normal faults dip toward the trench in the Northern Tyrrhenian Sea and the Apennines. The factors that control the geometry of extension and the polarity of normal faults in general is not entirely understood. Analog models suggest that a component of simple shear at the base of the models induces the formation of parallel normal faults all dipping in the same direction, compatible with the general shear direction [Faugère and Brun, 1984; Vendeville et al., 1987]. Crustal anisotropy inherited from earlier tectonic stages can control the geometry of normal faults [Le Pourhiet et al., 2004]. Clearly in the case of the Apennines crustal heterogeneity inherited from the crustal thickening episode does not lead to a reactivation of thrust faults except near the front of the belt. In the western part of the extended domain however, in Corsica, normal faults and detachments seem to reactivate Eocene thrusts that dip eastward. It is however difficult to prove this reactivation because the intensity of ductile deformation is such that all structures may have been transposed and parallelized during extension. Moreover, in the hinterland of the Apennines, low angle normal faults are newly formed and cut across earlier thrusts, which suggests that the dip of LANF's originates from a more general cause than a simple reactivation of earlier crustal heterogeneity.

In the Aegean the polarity of extension could also suggest that earlier north-dipping thrusts were reactivated during extension. However, the observation that the Gulf of Corinth is highly oblique on the strike of the Hellenic thrust system, suggests that this might not have been the case. Considering that the formation of the Corinth rift belongs to a continuum of extension that formed the Aegean Sea from the Late Oligocene to the Present with similar geometry and kinematics [Jolivet, 2001] instead suggests that the asymmetry of the rift is controlled by external boundary conditions and not by the anisotropy of the crust. It is however difficult to be firmly conclusive because it is highly probable that the Gulf of Corinth was set on an already partly thinned crust where detachments, contemporaneous of those of

Crete, formed during the exhumation of the Phyllite-Quartzite high-pressure nappe. The direction of this Miocene shear in the northern Peloponnese is to the NE as in the nearby Aegean Sea that is already oblique on the direction of earlier thrust faults. The succession of these extensional stages may have progressively reoriented the crustal anisotropy and prepared it for the present-day extension.

As a preliminary conclusion we may say that subduction with overall convergence in the Aegean region is associated with a general shear away from the trench in the upper extending plate whereas the subduction without overall convergence of the Apennines is associated with a general shear toward the trench. The example of the Apennines where LANF's cut across earlier thrusts suggest that this asymmetry of extension is not simply related to the anisotropy of the crust but rather to asymmetrical kinematic boundary conditions. The observation of a top-to-the-WNW shear in the core complexes of west Calabria [Rossetti et al., 2001] where convergence was active seems to confirm this relation. In order to test this hypothesis we now discuss the case of the Betic Cordillera where the direction of shear has changed through time.

3.8 Changing direction and boundary conditions, the Betic Cordillera

The Betic Cordillera and the Rif (figures VI.21 and VI.22) are composed of a series of cover units thrust over the continental autochthonous basement of Iberia and Morocco [Martinez-Martinez and Azañon, 1997; Gutscher et al., 2002; Michard et al., 2002].

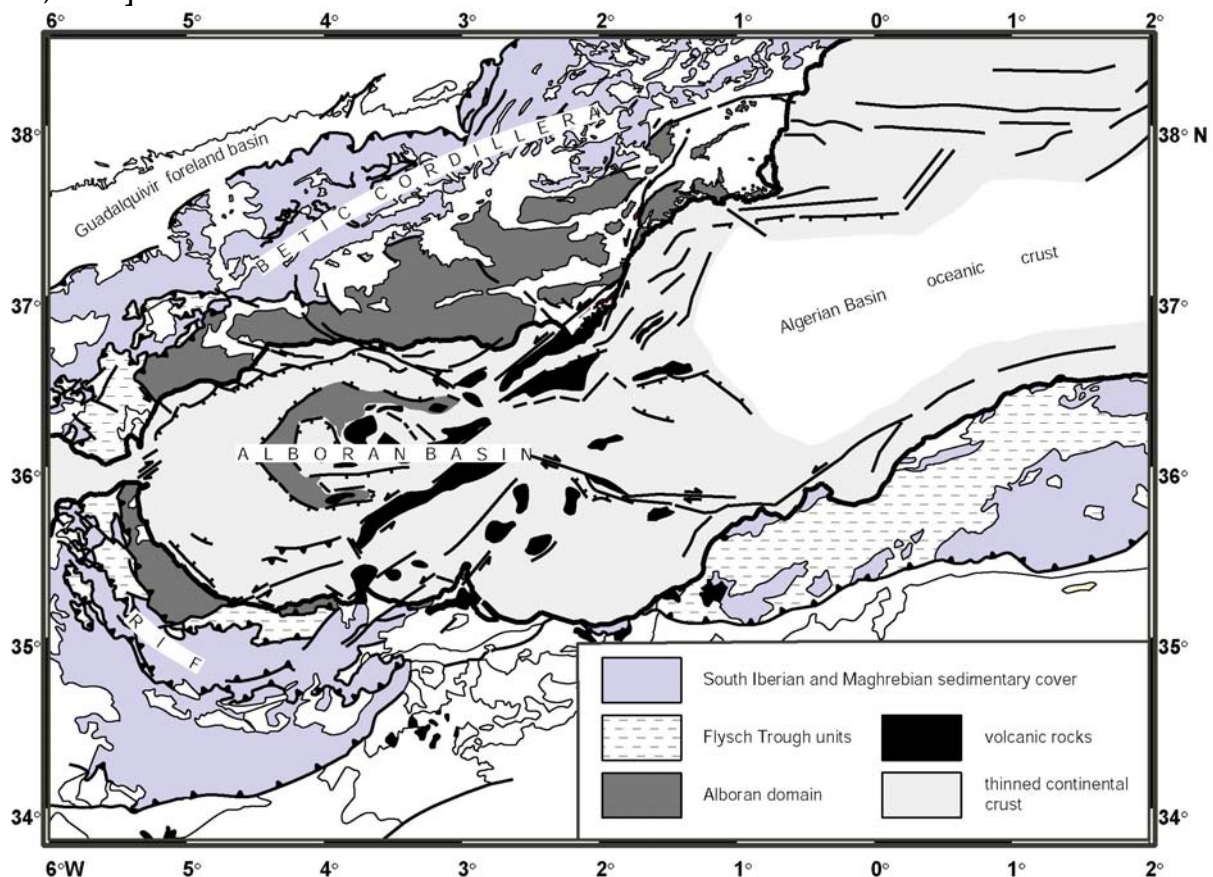


Figure VI.21: Tectonic map of the Alboran sea and peripheral regions showing the Betic Cordillera, the Rif and the Gibraltar arc, simplified after Frizon de Lamotte et al. [2004].

The Guadalquivir basin is the foreland basin of the Betic cordillera and the Rharb the foreland basin of the Rif. The internal zones contain mainly metamorphic and non-metamorphic units grouped in the Alboran domain that also floors the Alboran basin [Jabaloy et al., 1993; Vissers et al., 1995; Lonergan and White, 1997; Azañon and Crespo-Blanc, 2000]. Intramountaneous sedimentary basins cover a large part of the Alboran domain in the Betic Cordillera. Cenozoic volcanic rocks are known onland but are more developed offshore in the Alboran basin [Lonergan and White, 1997; Duggen et al., 2003].

3.8.1 Large scale structure of the Betic internal zones

The internal zones of the Betics show several metamorphic core complexes and two superposed main detachment zones [Platt, 1986; Platt and Vissers, 1989; Jabaloy et al., 1993; Lonergan and Platt, 1995]. The upper detachment (MAC: Malaguide-Alpujarride Contact) separates the unmetamorphosed Malaguide nappe from the underlying Alpujarride nappe that contains evidence for a high-pressure and low-temperature metamorphism of probable Eocene age [Goffé et al., 1989; Monié et al., 1991; 1994b; Platt et al., in press]. The lower detachment (BMZ: Betic Movement Zone) separates the Alpujarride from the underlying Nevado-Filabrides units. The Nevado-Filabrides crop out in the core of two topographic and structural domes: (1) the Sierra Nevada - Sierra de los Filabres dome and (2) the Sierra Alhamilla - Sierra Cabrera dome.

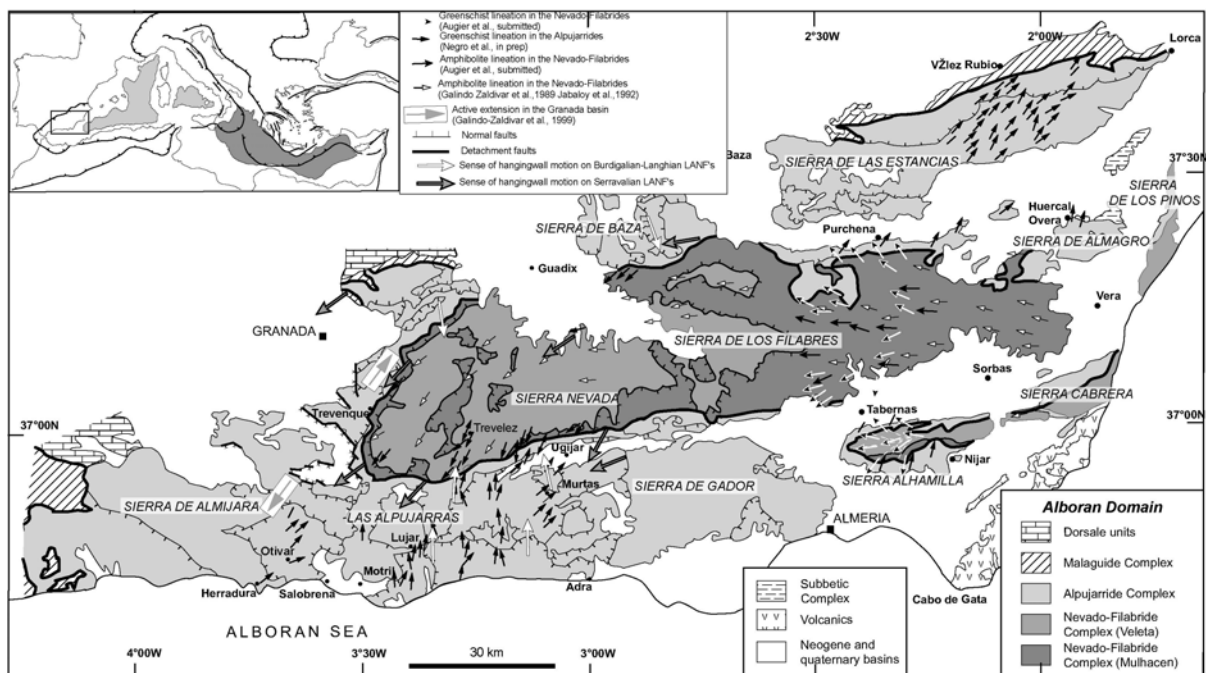


Figure VI.22: Tectonic map of the eastern internal Betic Cordillera showing the main tectonic units and detachments: MAC (Malaguides-Alpujarrides Contact) and BMZ (Betic Movement Zone between the Alpujarrides and the Nevado-Filabrides) [Platt and Vissers, 1989; Jabaloy et al., 1993; Vissers et al., 1995]. Lineations and sense of shear in the metamorphic core complexes are after Jabaloy et al. [1993], Augier et al. (submitted) and Negro et al. (in prep.). Direction recent extension in the Granada basin and associated fault pattern are taken from Galindo-Zaldívar [1999]. Motion on low-angle normal faults (LANF) are from Crespo-Blanc et al. [1994] and Martínez-Martínez and Azañón [1997; 2002]. This map illustrates the top-to-the-north or top-to-the-northeast shear sense in the Alpujarrides which lasts until the Burdigalian and Langhian in the brittle field and the top-to-the-west shear sense in the deep Nevado-Filabrides which is more recent. The change seems to occur progressively after 20 Ma until 15 Ma. The map also shows the divergent pattern of lineations and shear sense characteristic of the greenschist facies deformation in the Sierra de los Filabres and Sierra Alhamilla showing the progressive formation of domes. Extension in the Huercal-Overa and Tabernas basins is N-S or NNE-SSW.

Within the Nevado-Filabrides two main units are recognized: the Mulhacen high-pressure and low-temperature nappe rests on top of the Ragua unit (ex Veleta [Martínez-Martínez et al., 2002]), equilibrated in the upper greenschist facies [Martínez-Martínez, 1986; De Jong, 1993; Puga et al., 2000]. Alpujarrides units reached ~12 kbar and 550°C [Goffé et al., 1989; Azañón and Goffé, 1997; Azañón and Crespo-Blanc, 2000], typical conditions of the blueschist facies, while the Mulhacen unit reached 20 kbar and 550-600°C [López Sánchez-Vizcaíno et al., 2001], well in the P-T field of eclogites. Maximum P-T conditions in the Ragua units are debated, first estimated to 6-8 kbar [Martínez-Martínez, 1986; De Jong, 1993; Puga et al., 2000] and recently reevaluated to 12 kbar - 450°C [Booth-Rea et al., 2003b; Augier et al., submitted-a].

A clear pressure-gap is thus recorded through the MAC and BMZ detachments [Platt, 1986]. The contact between the Mulhacen and Veleta units shows a less important pressure-gap, either very small or with higher pressure above the contact which has thus preserved the geometry of the original thrust, most of the exhumation being accommodated on the BMZ [García-Dueñas et al., 1986; Jabaloy et al., 1993; González Lodeiro et al., 1996; Martínez-Martínez and Azañón, 1997; 2002] (Augier et al., submitted).

3.8.2 Neogene basins

The main core complexes are separated in the field by Miocene continental and marine sedimentary basins that partly developed during the exhumation of the Nevado-Filabrides [Crespo Blanc et al., 1994; Crespo Blanc, 1995; Vissers et al., 1995; Lonergan and White, 1997; Martínez-Martínez and Azañón, 1997; Comas et al., 1999]. The Huercal-Overa and Sorbas-Tabernas basins formed as extensional basins controlled by a meridian extension from the Serravalian to the Late-Tortonian, after

which N-S compression took over and partly inverted the basins [Weijermars et al., 1985; Vissers et al., 1995; Augier et al., submitted-b]. The Sierra Alhamilla was thrust over the Sorbas-Tabernas basin, but the Huercal-Overa basin preserved its extensional geometry. The recent N-S compression is also accommodated by several major strike-slip faults that cross the Alboran basin in its eastern and central part [Bell et al., 1997; Booth-Rea et al., 2003a].

Extension is presently active in the Granada basin where NW-SE trending normal faults control the morphology and the subsidence since the Tortonian [Galindo-Zaldivar et al., 1999; Martinez-Martinez and Azañon, 2002]. The direction of active extension is NE-SW.

3.8.3 Strain pattern in the Alpujarrides

Figure VI.22 shows the distribution of ductile and brittle deformation in the Alpujarrides and Nevado-Filabrides. Two sets of LANF's have been described in the Alpujarrides [García-Dueñas et al., 1992; Crespo Blanc et al., 1994; Crespo Blanc, 1995; Martinez-Martinez and Azañon, 1997; 2002]. The oldest LANF's, unconformably covered by Late Langhian deposits [Mayoral, 1994], formed during the Burdigalian and Langhian during N-S extension. The second set was formed during the Serravallian and relate to a more E-W direction of extension [Galindo-Zaldivar et al., 1989; 1991; Jabaloy et al., 1993; Martinez-Martinez and Azañon, 1997].

The Alpujarrides also show a well-organised ductile deformation that is contemporaneous with the exhumation of the high-pressure parageneses. The syn-exhumation deformation is associated with N-S or NE-SW trending stretching lineations and a regionally consistent top-to-the-NNW or -NE sense of shear [Crespo Blanc et al., 1994; Crespo Blanc, 1995; Balanya et al., 1997; Orozco et al., 1998; Negro et al., in prep]. The significance of this deformation is debated: the question is whether it entirely corresponds to post-orogenic extension contemporaneous with the formation of the Alboran basin that started some 27 Myrs ago [Platt and Whitehouse, 1999], or to syn-orogenic deformation within the Eo-Oligocene accretionary complex. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ages on white micas (Figure VI.23) suggest that some units had already been exhumed some 50 or 40 Myrs ago [Platt et al., in press], but most ages cluster around 20 Ma [Zeck et al., 1989; 1992; Platt and Whitehouse, 1999; Platt et al., 2003b]. As the deformation recorded in the Alpujarrides evolves in time from ductile to brittle, showing a clear cooling trend, it is likely that the major part of the observed deformation occurred in the Early Miocene, which is during post-orogenic extension. The absence of any oblique lineation in the Alpujarride units further suggests that the earlier deformation was already associated with the same N-S shear direction and top-to-the-NE shear sense but this is quite speculative.

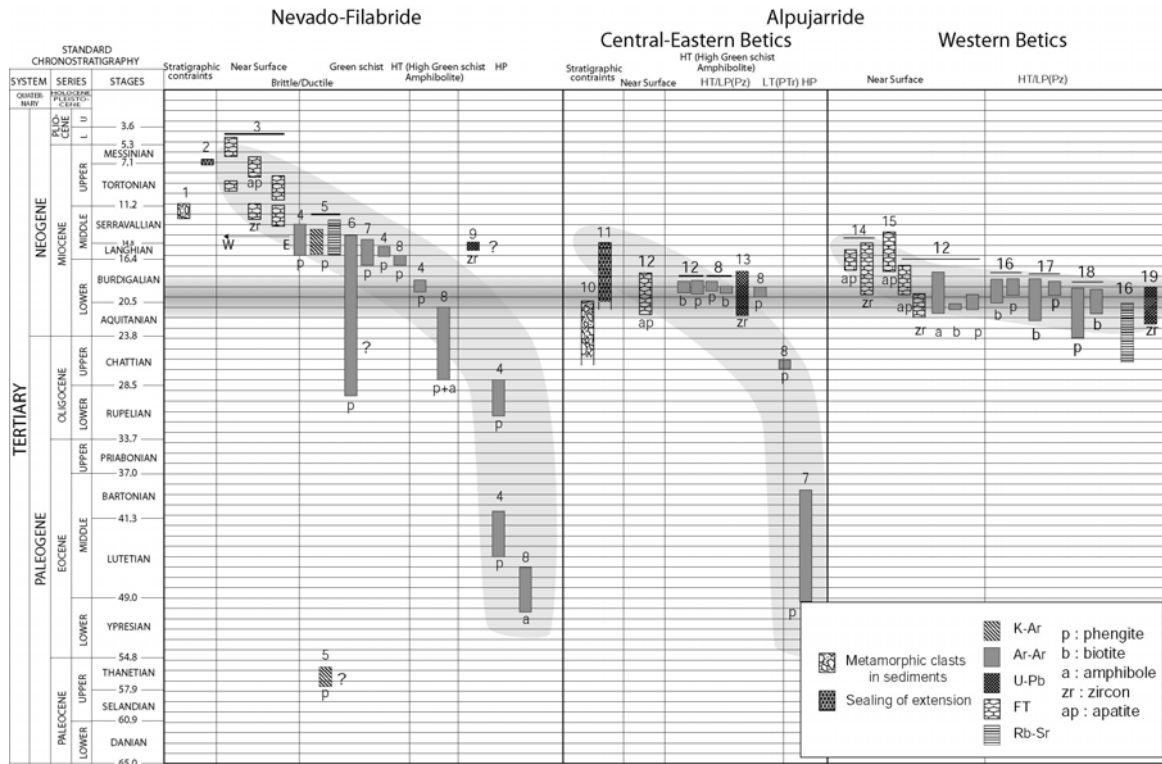


Figure VI.23: Synthesis of radiometric ages and biostratigraphic constraints for the Nevado-Filabrides and Alpujarrid complexes as well as for the peridotitic massives. After the original studies of (1) Montenat and Ott d'Estevo [1990] (1990); Briend et al. [1990]; Mora, [1993]; Vissers et al. [1995]; Poisson et al. [1999], (2) Weijermars et al. [1985], (3) Johnson et al. [1997], (4) Augier et al. [submitted-a], (5) Andriesen et al. [1991], (6) De Jong [1992], (7) Platt et al., [in press], (8) Monié et al. [1991], (9) Lopez Sanchez-Viscaino et al. [2001], (10) Aguado et al. [1990]; Comas et al. [1992]; Durand-Delga et al. [1993], Lonergan and Mange-Rajetsky [1994], (11) Mayoral [1994], Crespo-Blanc [1995], (12) Platt et al. [2003b], (13) Zeck and Williams [2001]; (14) Ruegg [1964], (15) Sosson et al. [1998], (16) Zeck et al. [1992], (17) Monié et al. [1994a], (18) Platt et al. [2003a], Platt and Whitehouse [2003b].

3.8.4 Strain pattern in the Nevado-Filabrides, extensional domes formation

The Nevado-Filabrides show a very different metamorphic and structural evolution. Relics of the high-pressure event are clear in the Mulhacen but mostly erased or never recorded in the Ragua schists [Gomez-Pugnaire and Fernandez-Soler, 1987; De Jong, 1993; Puga et al., 2000]. Multiequilibrium methods on pelitic parageneses suggest a high-pressure peak of metamorphism but most structures were formed during the upper greenschist facies overprint [Jabaloy et al., 1993; Augier et al., submitted-a]. Some in-situ laser radiometric ages are older than 20 Ma but most ages for the amphibolite facies foliation cluster around 20 Ma [Monié et al., 1991; Augier et al., submitted-a]. Later shear structures such as extensional shear bands are younger, as young as 13-14 Ma for the less ductile [De Jong, 1991; Monié et al., 1991; Johnson et al., 1997; Platt et al., in press]. In contrast with the Alpujarrides

the presence of these younger ages suggest that exhumation and ductile deformation continued after the Early Miocene. This observation is well in line with the results of Fission Tracks that show a continuum of exhumation from 12 to 9 Ma with a migration from east to west [Johnson et al., 1997]. The end of exhumation is thus contemporaneous with the formation of the Huerca-Overa and Sorbas-Tabernas basins [Kleverlaan, 1989; Mora, 1993; Vissers et al., 1995; Pascual Molina, 1997] (Augier et al. In prep).

The direction of shear in the Nevado-Filabrides is in general E-W, which is compatible with the second set of LANF's observed in the Alpujarride for the Serravallian event [García-Dueñas et al., 1992; Jabaloy et al., 1993; Martínez-Martínez and Azañón, 2002]. A detailed structural study in the Sierra de los Filabres and Sierra Alhamilla shows a progressive evolution from ductile to brittle deformation with a gradual formation of the domes [Augier et al., submitted-b]. Amphibolite facies lineations (20 Ma) are everywhere E-W in the core of the domes and the sense of shear is top-to-the-west. Greenschist facies lineations (20-14 Ma) are E-W along the axis of the domes and rotate outward near the dome limbs. Greenschist deformation concentrates in the vicinity of the BMZ in both the Mulhacen and Veleta schists indicating the progressive localisation of a shear zone below the main detachment. For both the Sierra de los Filabres and Sierra Alhamilla this pattern is observed with NW-trending lineations on the northern limbs and SW-trending ones on the southern limbs of domes. Near the contact with the Alpujarrides or with the basins, greenschist structures are reworked by E-W trending brittle normal faults that partly control the deposition of the Miocene sediments [Vissers et al., 1995; Augier et al., submitted-b]. The domes thus start to be visible in the greenschist facies with the divergent pattern of stretching lineations. The basins then form in an extensional environment with a meridian direction of extension from the Serravallian to the Late Tortonian while the domes are still exhuming from east to west [Johnson et al., 1997]. It thus seems that the direction of extension in the basins is controlled by the formation of the domes rather than by a regional N-S extension [Augier et al., submitted-b].

3.8.5 A two-staged evolution

A progressive change in the direction of crustal scale extension seems to have occurred between 20 and 14 Ma. In the Burdigalian extension was clearly N-S and it had changed to E-W in the Serravallian. The general sense of shear is top-to-the north in the first stage and top-to-the-west in the second stage. N-S extension is seen as ductile deformation in the upper part of the complex (Alpujarride units) and brittle deformation above, while E-W extension is observed as ductile deformation in the lowermost units (Nevado-Filabride) and brittle deformation above. About 20 Myrs ago radiometric ages suggest that N-S extension in the Alpujarride and E-W extension in the Nevado-Filabrides were active simultaneously during the transition between the two regimes. To follow up on the comparison with the Aegean and the northern Tyrrhenian Sea, the first stage (northward) was associated with a sense of shear away from the subduction zone and the second stage (westward) with a sense of shear toward the subduction zone. The direction of

extension is furthermore parallel to the direction of convergence during the first stage and perpendicular to it in the second stage. We thus see the same relation between the deformation in the upper plate as we saw previously for the Aegean and northern Tyrrhenian regions. Extension and slab retreat in the Betic-Rif region can thus be described in two steps. Figure VI.24 shows this evolution in map view and 3D. The first period is characterized by N-S contraction leading to the formation of the Betic-Rif nappe stack involving the burial and exhumation of the Alpujarride and Nevado-Filabride and their Rifian equivalents [Michard et al., 2002]. This period lasted until 35-30 Ma when the overall subduction regime changed in the whole Mediterranean.

The western Mediterranean slab started to retreat and adopted progressively a curved shape [Faccenna et al., 2004b; Spakman and Wortel, 2004]. Eastward retreat formed the Liguro-Provençal basin and the Tyrrhenian Sea and the extensional shear zones of Corsica and the Tuscan Archipelago [Jolivet et al., 1998]. Southward retreat was active in the southwest to form progressively the Algerian Basin [Faccenna et al., 2004b]. During this period, which probably did last very long because the available space was already very narrow, subduction was parallel to the convergence between Africa and Eurasia. The sense of shear was thus away from the trench, which is to the north. After ~20 Ma the slab started to retreat westward toward the available space, and extension in the upper plate switched to E-W. Retreat was then perpendicular to plate convergence and the sense of shear in the upper plate then turned toward the west.

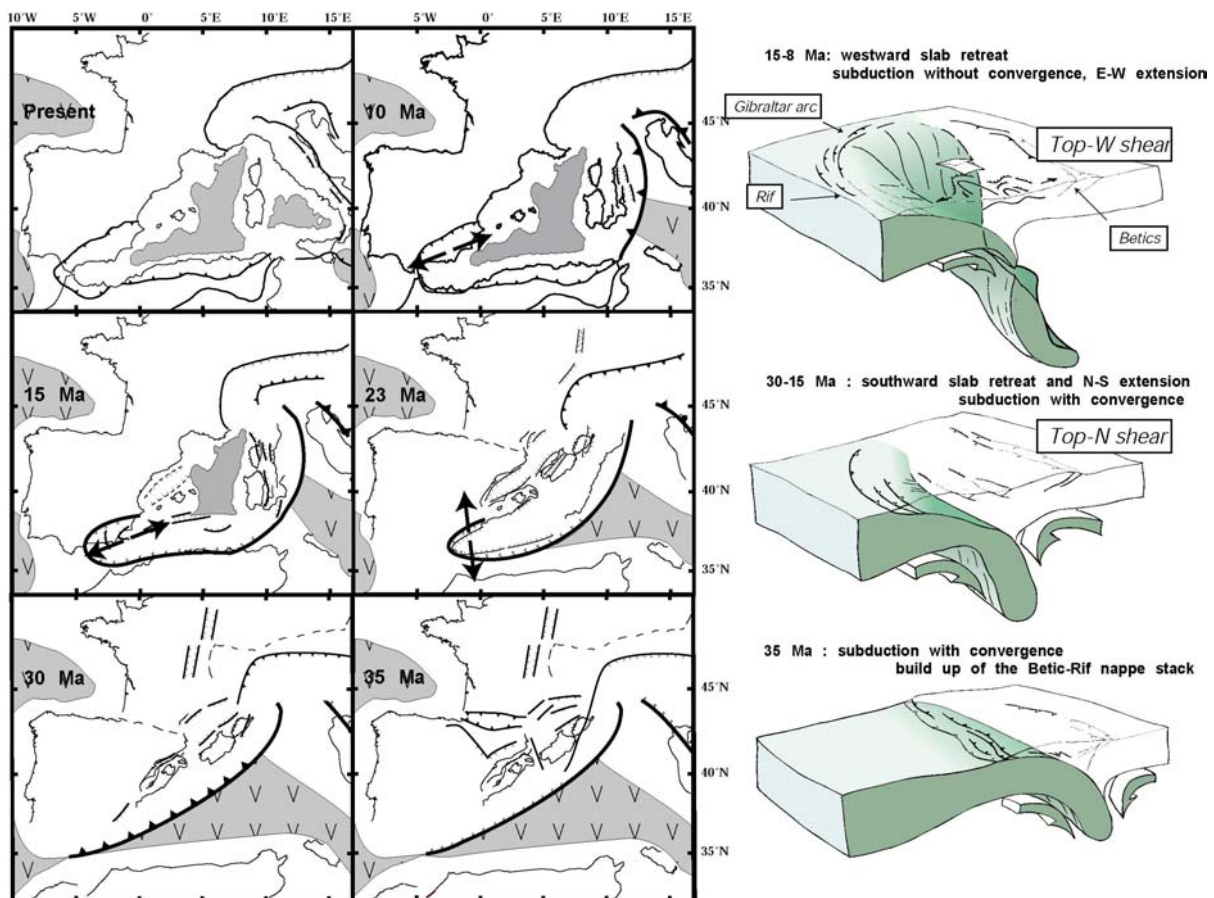


Figure VI.24: Tectonic evolution of the Alboran region. Kinematic reconstructions [Lacombe and Jolivet, 2004] show the progressive slab retreat in the Western Mediterranean region and the succession of N-S extension in the first period followed by E-W extension when the direction of retreat changed. 3D diagrams illustrate the change in the direction of slab retreat and progressive detachment and the reaction of the continental crust above.

This evolution shows that the strike and kinematics of LANF's and detachments can easily adapt to changing boundary conditions and that pre-existing structures play little or no role in the kinematics of extension. Field relations show that large shear strain is concentrated along rheological discontinuities, i.e. contacts between nappes of different tectonostratigraphy, but these discontinuities can apparently be easily be sheared and rotated to accommodate a new displacement field.

3.9 Discussion and conclusions

The continental crust of the upper plate above subduction zones during post-orogenic extension seems highly sensitive to changing conditions of subduction. Depending upon the subduction regime, convergent or not convergent, the sense of shear along the main extensional shear zones and detachment varies (Figure VI.25). This observation is consistent with the results of numerical modelling suggesting that a weak crust above a downwelling mantle tends to be intensely deformed except when it is shield by a resistant mantle [Pysklywec and Shahnas, 2003]. The high heat flow regime of backarc regions creates the conditions for a weak lithosphere, crust and mantle. We are thus in the ideal conditions for the crust to be sheared if a component of simple shear is transmitted to the lithosphere during subduction. These conditions are found in both the eastern (Aegean) and western (Betics and Apennines) Mediterranean regions. The only difference lies in the presence or absence of convergence in the direction perpendicular to the trench.

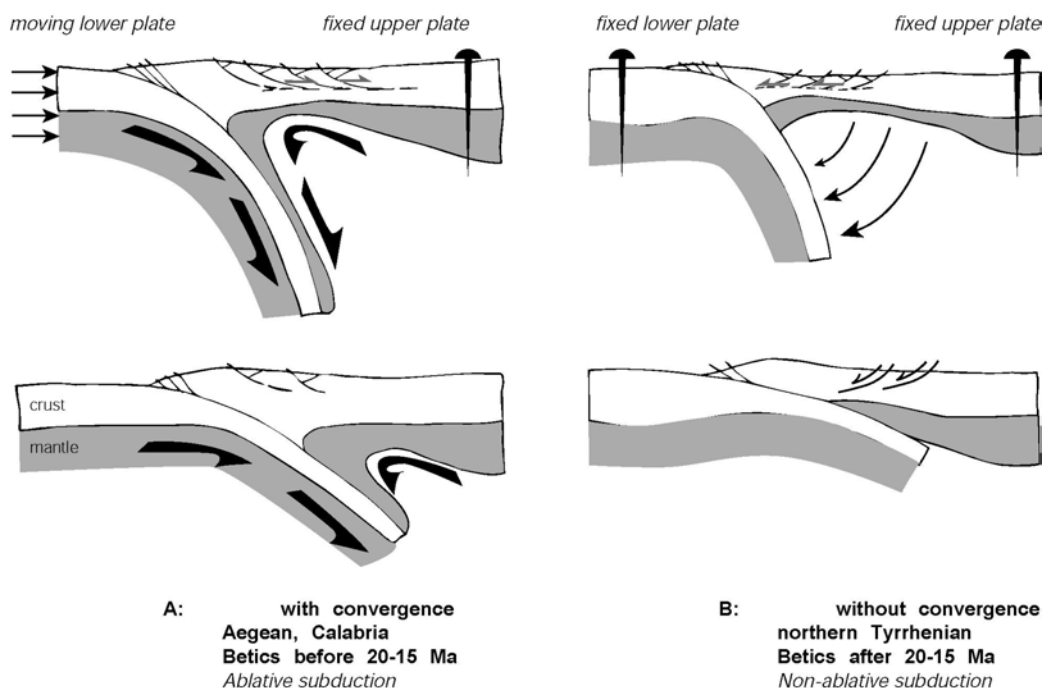


Figure VI.25: Comparison of the two modes of subduction and respective deformation patterns in the overriding plate. Subduction with convergence leads to ablation of the lower part of the overriding lithosphere and induces a strong component of simple shear between the crust and the mantle. This basal shear induces an asymmetric pattern of detachments all dipping toward the hinterland. Subduction without convergence is non-ablative, there is thus non component of basal shear and the crust collapses toward the external domain.

Analogue models have shown that the polarity of normal faults in the upper brittle crust is controlled by the sense of simple shear along the brittle-ductile discontinuity [Faugère and Brun, 1984; Handy and Brun, 2004] and thus conclude that a consistent asymmetry over large areas implies a component a simple shear at the scale of the crust. One way to obtain this component of simple shear is to have a differential movement of the mantle and the crust in the overriding plate. Ablative subduction is a mechanism that can produce such a basal shear. It was first proposed as an alternative to the classical one-sided subduction model where one semi-rigid plate underthrusts the other [Tao and O'Connell, 1992]. The viscous lower part of the overthrusting plate is dragged down along with the downgoing plate leading to a partly two-sided subduction kinematics. The overthrusting lithosphere is thus ablated during the subduction process. The numerical experiments reported in Tao and O'Connell [1992] show that a vigorous rate of ablation leads to Mariana-type (steep) slab profiles. The concept of ablative subduction has been explored in the case of the Andean subduction [Pope and Willett, 1998]. The removal of the lower part of the South American lithosphere by ablation by the underthrusting Nazca plate induces a component of shear at the base of the crust and the formation of an orogenic plateau growing toward the continent above west-dipping large thrust planes. A recent study of the feasibility of continental subduction with a thermo-mechanical numerical code shows that a hot geotherm (Moho temperature 550-750°C) favors the subduction of the lower part of the overriding lithosphere in a mechanism similar to ablative subduction [Toussaint et al., 2004].

For ablative subduction a viscous coupling between the subducting and the overthrusting lithosphere must be active and this is more likely when convergence is active. Ablative removal of the lower part of the Aegean lithosphere would induce a southward motion of the lithospheric mantle and a component of top-to-the-north shear at the base of the crust leading to the observed polarity of detachments. The opposite situation is seen in the case of the northern Apennines and the recent evolution of the Betic Cordillera where there is no convergence in the direction of subduction. One may assume that in this case subduction is non-ablative and that there is no significant shearing at the base of the crust. The crust then collapses toward the retreating boundary leading to the formation of detachment dipping outward, eastward in the Apennines and westward in the Betics. In the Aegean case the kinematics of crustal deformation is thus driven from below while it mainly driven by crustal collapse in the case of the Betics and Apennines.

The observations summarized in this paper suggest that in backarc environments the kinematics of crustal deformation is controlled either by mantle flow or by intracrustal forces rather than by crustal anisotropy inherited from earlier tectonic episodes. The formation of shallow-dipping detachments is thus an intrinsic property of the thickened continental crust. At lithospheric scale heterogeneities such as old suture zones seem to be efficient to localise deformation at least in extensional contexts (ref Baikal and East African Rift) [Ebinger and Sleep, 1998]. In backarc environments the reactivation of earlier tectonic contacts or the weakness of certain terranes may in some cases localize deformation as it was recently proposed for the Corinth Rift (Lepourhiet *et al.*, 2004) but this is not representative of the general case, at least in the Mediterranean region. The case of the Apennines and the Betics show that new detachments form at high angle to earlier thrust planes and that a change in the kinematic boundary conditions is soon accommodated by a new kinematics on the detachments. The Corinth Rift itself is highly oblique on earlier thrusts. The formation of shallow-dipping detachments and brittle-ductile extensional shear zones in the continental crust is then controlled by a component of simple shear at crustal scale and by the intrinsic rheology of the continental crust and we thus favor models involving boudinage and/or metamorphic reactions and interactions between shear zones and fluids to localise the deformation at or near the brittle-ductile transition [Gueydan *et al.*, 2001; 2003; Jolivet *et al.*, 2004].

Références bibliographiques

- Allen de la Chapelle, M., 1990. Le couloir de Pulpi. In: C. Montenat (Editor), Les Bassins Neogenes du Domaine Bétique Orientale (Espagne). Documents et Travaux de l'IGAL, Paris, pp. 195-205.
- Agard, P., Jolivet, L. and Goffé, B., 2001a. Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustrés complex: implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the Western Alps. *Bull. géol. Soc. France*, 172(5): 617-636.
- Agard, P., Vidal, O. and Goffé, B., 2001c. Interlayer and Si content of phengites in high-pressure carpholite-bearing metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 19: 1-20.
- Agard, P. and Lemoine, M., 2003. Visage des Alpes, structure et évolution géodynamique. Commission de la Carte Géologique du Monde, Paris, 49 pp.
- Aguado, R. et al., 1990. Nuevos datos sobre la edad de las formaciones miocenas transgresivas sobre las Zonas Internas Béticas: La Formación San Pedro de Alcántara (Provincia de Málaga). *Rev. Soc. Geol. España*, 3(1-2): 79-85.
- Ahnert, F., 1970. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins. *Am. J. Sci.*, 268: 243-263.
- Aigner, T. and Reineck, H.F., 1982. Proximality trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. *Senckenbergiana maritima*, 14: 183-215.
- Aldaya, F., García-Dueñas, V. and Navarro-Vilá, F., 1979. Los Mantos Alpujarrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de Correlación tectónica de los Alpujarrides. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 154-166.
- Aldaya, F. et al., 1991. The Malaguide-Alpujarride contact (Betic Cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313(Série II-101): 1447-1453.
- Allen, P.A., Crampton, S.L. and Sinclair, H.D., 1991. The inception and early evolution of the North Alpine Foreland Basin, Switzerland. *Basin Research*, 3: 143-163.
- Allerton, S., Lonergan, L., Platt, J.P., Platzman, E.S. and McClelland, E., 1993. Paleomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, Southern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 119: 225-241.
- Allerton, S., Reicherter, K. and Platt, J.P., 1994. A Structural and Paleomagnetic Study of a Section Through the Eastern Subbetic, Southern Spain. *JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY*, 151(JUL): 659-668.
- Anderson, E.M., 1951. The dynamics of faulting. *Transactions of the Edinburgh Geological Society*, 8: 387-402.
- Andersen, T.B., Osmundsen, P.T. and Jolivet, L., 1994a. Deep crustal fabric and a model for the extensional collapse of the southwest Norwegian Caledonides. *J. Struct. Geol.*, 16(9): 1191-1203.
- Andersen, T.B., 1998. Extensional tectonics in the Caledonides of southern Norway, an overview. *Tectonophysics*, 285: 333-351.
- Andriessen, P.A.M., Hebeda, E.H., Simon, O.J. and Verschure, R.H., 1991a. K. Tourmaline, (Cyclades and southern Spain) Ar ages compared to other radiometric dating systems in Alpine anatectic leucosomes and metamorphic rocks. *Chem. Geol.*, 91: 33-48.
- Andriessen, P.A.M. and Zeck, H.P., 1996. Fission-track constraints on timing of Alpine nappe emplacement and rates of cooling and exhumation, Torrox area, Betic Cordilleras, S. Spain. *Chemical Geology*, 131(1-4): 199-206.
- Andrieux, J., Fontboté, J.M. and Mattauer, M., 1971. Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 12: 191-198.
- Andrieux, J. and Mattauer, M., 1973. Précisions sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 15: 115-118.
- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophys. Research*, 89: 5835-5848.
- Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress: a new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, 103: 363-376.
- Angelier, J., 1991. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress: a new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, 103: 363-376.
- Argles, T.W., Platt, J.P. and Waters, D.J., 1999a. Attenuation and Excision of a Crustal Section During Extensional Exhumation - The Carratraca Massif, Betic Cordillera, Southern Spain. *Journal of geophysical research*, 156(JAN): 149-162.

- Argles, T.W., Prince, C.I., Foster, G.L. and Vance, D., 1999b. New Garnets for Old - Cautionary Tales from Young Mountain Belts. *earth and planetary science letter*, 172(3-4): 301-309.
- Armijo, R., B. Meyer, G.C.P. King, A. Rigo, and D. Papanastassiou, Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean, *Geophys. J. Int.*, 126, 11-53, 1996.
- Armijo, R., 1977. Les résultats de l'analyse structurale en Espagne, L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. *Bull. Soc. Geol. Fr.* (7), Paris, pp. 591-594.
- Armstrong, R.L., Jäger, E. and Eberhardt, P., 1966. A comparison of K-Ar and Eb-Sr ages on Alpine biotites. *Earth and Planetary Science Letters*, 1(13-19).
- Armstrong, R.L., 1982. Cordilleran metamorphic core complexes, from Arizona to Southern Canada. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 10: 129-154.
- Augier, R., Robin, C., Jolivet, L., Booth-Rea, G. and Crespo-Blanc, A., in prep. Post-orogenic extension of the Eastern Betics and basin genesis: the example of the Huércal-Overa basin.
- Augier, R. et al., submitted-a. P-T-D-t retrograde evolution of the Nevado-Filabride complex (SE Spain): New insights from in-situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and metamorphic petrology.
- Augier, R., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Jolivet, L. and Azanon, J.M., submitted-b. Exhumation constraints for the lower Nevado-Filabride Complex (Betic Cordillera, SE Spain): a Raman thermometry and TWEEQU multiequilibrium thermobarometry approach. *Bull. Soc. Geol. France*.
- Augier, R., Jolivet, L. and Robin, C., submitted-c. Late Orogenic doming in the Eastern Betics: Final exhumation of the Nevado-Filabride complex and its relation to basin genesis.
- Augier, R., Robin, C. and Jolivet, L., submitted-d. The Tabernas basin: A new example of extensional tectonic in the Eastern Betics (SE Spain). *Bull. Soc. Geol. France*.
- Austrheim, H. and Griffin, W.L., 1985. Shear deformation and eclogite formation within granulite-facies anorthosites of the Bergen Arcs, Western Norway. *Chemical Geology*, 50: 267-281.
- Avigad, D., and Z. Garfunkel, Low-angle faults above and below a blueschist belt: Tinos Island, Cyclades, Greece., *Terra Nova*, 1, 182-187, 1989.
- Avigad, A., Garfunkel, Z., Jolivet, L. and Azañón, J.M., 1997a. Back-arc extension and denudation of Mediterranean eclogites. *Tectonics*, 16(6): 924- 941.
- Avouac, J.P., Tapponnier, P., Bai, M., You, H. and Wang, G., 1993. Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and Late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan. *J. Geophys. Res.*, 98: 6755-6804.
- Avouac, J.P. and Burov, E.B., 1996. Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *J. Geophys. Res.*, 110: 17747-17769.
- Axen, G., 1992. Pore pressure, stress increase, and fault weakening in low-angle normal faulting. *Journal of Geophysical Research*, 97(B6): 8979-8991.
- Axen, G., Bartley, J. and Selverstone, J., 1995. Structural expression of a rolling hinge in the footwall of the Brenner Line normal fault, eastern Alps. *Tectonics*, 14: 1380-1392.
- Azañón, J.M., García-Dueñas, V. and Goffé, B., 1992. High pressure mineral assemblages in the Trevenque Unit (Central Alpujarrides, Andalucía). *Geogaceta*, 11: 81-84.
- Azañón, J.M., García Dueñas, V., Martínez Martínez, J.M. and Crespo Blanc, A., 1994. Alpujarride tectonic sheets in the central Betics and similar eastern allochthonous units (SE Spain). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318 (Série II): 667-674.
- Azañón, J.M., 1994. Metamorfismo de alta presión/ baja temperatura, baja presión/ alta temperatura y tectónica del Complejo Alpujarride (Cordilleras Bético-Rifeñas). Doctoral Thesis, U. de Granada.
- Azañón, J.M., Crespo-Blanc, A., García-Dueñas, V. and Sánchez-Gómez, M., 1996. Folding of metamorphic isogrades in the Adra extensional unit (Alpujarride complex, Central Betics). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 323, série II: 949-956.
- Azañón, J.M. and Alonso Chaves, F., 1996. Alpine tectono-metamorphic evolution of the Tejeda unit, an extensionally dismembered Alpujarride Nappe (Western Betics). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 322(Serie IIa): 47-54.
- Azañón, J.M., Crespo Blanc, A. and García Dueñas, V., 1997a. Continental collision, crustal thinning and nappe forming during the pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alboran Domain, Betic). *J. Struct. Geol.*, 19(8): 1055-1071.

- Azañón, J.M. and Goffé, B., 1997. Ferro-Magnesiocarpholite-kyanite assemblages as record of the high-pressure, low-temperature metamorphism in central Alpujarride units, Betic cordillera (SE Spain). *Eur. J. Mineral.*, 9: 1035-1051.
- Azañón, J.M., García Dueñas, V. and Goffé, B., 1998. Exhumation of High-Pressure Metapelites and Coeval Crustal Extension in the Alpujarride Complex (Betic Cordillera). *TECTONOPHYSICS*, 285(3-4): 231-252.
- Azañón, J.M. and Crespo Blanc, A., 2000. Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain). *Tectonics*, 19(3): 549-565.
- Bakker, H.E., De Jong, K., Helmers, H. and Bierman, C., 1989. The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (South-East Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry. *J. Metamorphic Geol.*, 7: 359-381.
- Balanyá, J.C. and García-Dueñas, V., 1986. Grandes fallas de contracción y extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar. *Geogaceta*, 1: 19-21.
- Balanyá, J.C., Campos, J., García-Dueñas, V., Orozco, M. and Simancas, J.F., 1987. Generaciones de cabalgamientos y pliegues recumbentes en los Mantos Alpujarrides entre Ronda y Almería. *Cordilleras Béticas. Geogaceta*, 2: 51-53.
- Balanyá, J.C., 1991. Estructura del Dominio de Alborán en la parte Norte del Arco de Gibraltar. inédita, Univ. Granada.
- Balanya, J.C., V. Garcia-Dueñas, J.M. Azañón, and M. Sanchez-Gomez, Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain, *Tectonics*, 16, 226-238, 1997.
- Balanyá, C.J., García-Dueñas, V., Azañón, J.M. and Sánchez-Gómez, M., 1998. Reply. *Tectonics*, 17(6): 977-981.
- Balanyá, J.C., Azañón, J.M., Sánchez Gómez, M. and García Dueñas, V., 1993. Pervasive ductile extension, isothermal decompression and thinning of the Jubrique unit in the Paleogene (Alpujarride Complex, western Betics Spain). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316(Série II): 1595-1601.
- Balanyá, J.C. and García-Dueñas, V., 1987. Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Déroit de Gibraltar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 304, Série II(15): 929-932.
- Balanyá, J.C. and García-Dueñas, V., 1991. Estructuración de los Mantos Alpujarrides al W de Málaga (Béticas, Andalucía). *Geogaceta*, 9: 30-33.
- Balanyá, J.C., García-Dueñas, V., Azañón, J.M. and Sánchez-Gómez, M., 1997. Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc). *Tectonics*, 16(2): 226-238.
- Banda, E. and Ansorge, J., 1980. Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 63: 515-532.
- Banda, E., Gallart, J., García-Dueñas, V., Dañobeitia, J.J. and Makris, J., 1993. Lateral variation of the crust in the Iberian peninsula: new evidence from the Betic Cordillera. *Seismic Studies of the Iberian Peninsula*, 221: 53-66.
- Bell, J.W., Amelung, F. and King, G.C.P., 1997. Preliminary late Quaternary slip history of the Carboneras fault, southeastern Spain. *J. Geodynamics*, 24: 51-66.
- Berckhemer, H., Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Aegean region, in *International Symposium on Structural History of the Mediterranean Basins*, pp. 303-314, Technip, Paris, 1977.
- Berman, R.G., 1988a. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *J. Petrol.*, 29: 445-522.
- Berman, R.G. and Perkins, E.H., 1987. GEO-CALC: software for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams. *Am. Mineral.*, 72: 861-862.
- Berman, R.G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Can. Mineral.*, 29: 833-855.
- Bertrand, G., 1999. Tectonique cénozoïque de l'escarpement du plateau Shan (Myanmar), UPMC-Paris 6, Paris.
- Bevis, M. et al., 1995. Geodetic observations of very rapid convergence and back-arc extension at the Tonga arc. *Nature*, 374: 249-251.

- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C. and Rouzaud, N.J., 2002. RAMAN spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *J. metamorphic geology*, 20: 859-871.
- Biermann, C., 1995. The Betic Cordilleras (SE Spain). Anatomy of a dualistic collision-type orogenic belt. *Geol. en Mijnbouw*, 74: 167-182.
- Bijwaard, H., Spakman, W. and Engdahl, E.R., 1998. Closing the gap between global and regional mantle tomography. *J. Geophys. Res.*, 103: 30055-30078.
- Bird, P., 1991. Lateral extrusion of lower crust from under high topography in the isostatic limit. *J. Geophys. Res.*, 96(B6): 10275-10286.
- Boncio, P., F. Brozzetti, and G. Lavecchia, Architecture and seismotectonics of a regional low-angle normal fault zone in central Italy, *Tectonics*, 19, 1038-1055, 2000.
- Blair, T.C. and Bilodeau, W.L., 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, 16: 517-520.
- Blumenthal, M., 1927. Versuch einer tektonischen Gliederung der Betschen Kordilleren von Central und Südwest Andalusien. *Eclogae Geologicae Helvetica*, 20: 487-592.
- Bodinier, J.L., Morten, L., Puga, E. and Diaz de Federico, A., 1987. Geochemistry of metabasites from the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordilleras, Spain: relics of a dismembered ophiolitic sequence. *Lithos*, 20: 235-245.
- Bonneau, M., Kienast, J., Lepvrier, C. and Maluski, H., 1980. Tectonique et métamorphisme haute pression d'âge Eocène dans les Hellénides: exemple de l'île de Syros (Cyclades, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 291: 171-174.
- Bonneau, M. and Kienast, J.R., 1982. Subduction, collision et schistes bleus: exemple de l'Egée, Grèce. *Bull. Soc. géol. France*, 7: 785-791.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Goffé, B., Vidal, O. and Martínez-Martínez, J.M., 2002. High-pressure low-temperature metamorphism in the Alpujarride Units outcropping in the southeastern Betics (Spain). *C.R. Geoscience*, 334(11): 857-865.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Martínez-Martínez, J.M., Vidal, O. and García-Dueñas, V., 2003b. Evolución tectonometamórfica del complejo Alpujarride: evolución metamórfica y tectónica diferente de rocas superpuestas en un evento compresivo tardimetamórfico (basamento de las cuencas neógenas de Vera y Huercal-Overa, Béticas surorientales). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15 (3-4): en prensa.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Azor, A. and García-Dueñas, V., 2003a. Influence of strike-slip fault segmentation on drainage evolution and topography. A case study: the Palomares fault zone (southeastern Betics, Spain). *Journal of Structural Geology*, accepted.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., García-Dueñas, V. and Augier, R., 2003b. Uppermost-Tortonian to present depocentre migration related with segmentation of the Palomares Fault Zone (PFZ), SE Betics, Spain. *C. R. Geosciences*, 335: 751-761.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., García-Dueñas, V., Augier, R. and Sánchez-Gómez, M., 2003c. A "core-complex-type structure" formed by superposed ductile and brittle extension followed by folding and high-angle normal faulting. The Santi Petri dome (western Betics, Spain). *C. R. Geosciences*, 335: 265-274.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M. and Martínez-Martínez, J.M., 2003d. Metamorfismo de AP/BT en metapelitas de la unidad de Ragua (complejo Nevado-Filábride, Béticas). Resultados termobarométricos del estudio de equilibrios locales. *Geogaceta*, en prensa.
- Bouillin, J.P., Durand-Delga, M. and Olivier, P., 1986a. Betic, Rifian and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stage. In: F.C. Wezel (Editor), *The origin of Arcs*. Elsevier, New York, pp. 281-304.
- Boundy, T.M., Fountain, D.M. and Austrheim, H., 1992. Structural development and petrofabrics of eclogite facies shear zones, Bergen Arcs, Western Norway : implications for deep crustal deformational processes. *Journal of Metamorphic Geology*, 10: 127-146.
- Boundy, T.M., Mezger, K. and Essene, E.J., 1997. Temporal and tectonic evolution of the granulite-eclogite association of the Bergen Arcs, western Norway. *Lithos*, 39: 159-178.
- Bourgeois, J., 1978. La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. *Annales scientifiques de l'Université de Besançon, Besançon*.

- Bourgeois, O., Cobbold, P.R., Rouby, D. and Thomas, J.C., 1997. Least square restoration in plan view of tertiary thrust sheets in the Tadjik depression, Central Asia. *J. Geoph. Res.*, 102: 27,553-27,573.
- Bousquet, R., 1998. L'exhumation des roches métamorphiques de haute pression-basse température: de l'étude de terrain à la modélisation numérique. Exemple de la fenêtre de l'Engadine et du domaine Valaisan dans les Alpes Centrales. PhD Thesis, Université Paris XI, Paris, 279 pp.
- Bousquet, R., Oberhänsli, R., Goffé, B., Jolivet, L. and Vidal, O., 1998. Distribution of HP-LT metamorphism and extensional deformation in the "Bündnerschiefer" of the Engadine window (eastern Central Alps): implications for regional evolution. *J. Metamorph. Geol.*, 16: 653-670.
- Bozkurt, E., and M. Satir, The southern Menderes Massif (western Turkey): geochronologie and exhumation history, *Geol. J.*, 35, 285-296, 2000.
- Braga, C., Martín, J.M. and Quesada, C., 2003. Patterns and average rates of late Neogene-Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology*, 50: 3-26.
- Briand, M., 1981. Evolution morpho-tectonique du bassin néogène de Huercal-Overa (Cordillères Bétiques orientales, Espagne). Doc et Trav IGAL n°4 Thesis, Paris, 208 pp.
- Briand, M., Montenat, C. and Ott d'Estevou, P., 1990. Le bassin de Huercal-Overa. In: C. Montenat (Editor), *Les bassins Neogenes du Domaine Betique Oriental (Espagne)*, pp. 239-259.
- Broggi, A., A. Lazzarotto, D. Liotta, and G. Ranalli, Extensional shear zones as imaged by reflection seismic lines: the Larderello geothermal field (central Italy), *Tectonophysics*, 363, 127-139, 2003.
- Brun, J.P. and Choukroune, P., 1983. Normal faulting, block tilting and décollement in a stretched crust. *Tectonics*, 2(4): 345-356.
- Brun, J.P., Sokoutis, D. and Van Den Driessche, J., 1994. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes. *Geology*, 22: 319-322.
- Brun, J.P. and Van Den Driessche, J., 1994. Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics. *Bull. Soc. géol. France*, 165: 519-530.
- Brunel, M., Arnaud, N., Tapponnier, P., Pan, Y. and Wang, Y., 1994. Kongur Shan normal fault: type example of mountain building assisted by extension (Karakorum fault, eastern Pamir). *Geology*, 22: 707-710.
- Brunet, C., Monié, P., Jolivet, L. and Cadet, J.P., 2000a. Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on micas along a transect from Corsica to Tusacany. *Tectonophysics*, 321: 127-155.
- Buick, I.S. and Holland, T.J.B., 1989. The P-T-t path associated with crustal extension, Naxos, Cyclades, Greece. In: J.S. Daly (Editor), *Evolution of metamorphic belts*. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, pp. 365-369.
- Buick, I.S., Mylonite fabric development on Naxos, Greece, *J. Struct. geol.*, 13, 643-655, 1991.
- Buick, I.S. and Cartwright, I., 2002. Fractured-controlled fluid flow and metasomatism in the contact aureole of the Marulan Batholith (New South Wales, Australia). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 143: 733-749.
- Burbank, D.W., Beck, R.A., Raynolds, R.G.H., Hobbs, R. and Tahirkheli, R.A.K., 1988. Thrusting and gravel progradation in foreland basins: a test of post-thrusting gravel dispersal. *Geology*, 16: 1143-1146.
- Burbank, D., Meigs, A. and Brozovic, N., 1996. Interactions of growing folds and coeval depositional. *Basin Res.*, 8: 199-223.
- Burchfiel, B.C. et al., 1992a. The south Tibetan detachment system, Himalayan orogen: extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 269: 1-41.
- Burg, J.P. and Chen, G.M., 1984. Tectonics and structural zonation of southern Tibet, China. *Nature*, 311: 219-223.
- Burg, J.P. and Ford, M., 1997. Orogeny through time: an overview. In: F.M. Burg J.P. (Editor), *Orogeny through time*. *Geological Society Special Publication*, pp. 1-17.
- Burov, E.B. and Cloetingh, S., 1997. Erosion and rift dynamics: new thermomechanical aspects of post-rift evolution of extensional basins. *Earth and Planet Sci. Lett.*, 150.
- Burov, E. and Poliakov, A., 2000. Erosional forcing on basin dynamics: new aspects of syn- and post-rift evolution. *J. Geophys. Res.*, en cours de révision.

- Burov, E., Jolivet, L., Le Pourhiet, L. and Poliakov, A., 2001a. A thermomechanical model of exhumation of high pressure (HP) and ultra-high pressure (UHP) metamorphic rocks in Alpine-type collision belts. *Tectonophysics*, 342: 113-136.
- Burrus, J., Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal basin (north-western Mediterranean), *Marine Geology*, 55, 247-269, 1984.
- Butler, R.W.H., Grasso, M., Gardiner, W. and Sedgeley, D., 1997. Depositional patterns and their tectonics controls within Plio-Quaternary carbonate sands and muds of onshore and offshore SE Sicily (Italy). *Mar. Petrol. Geol.*, 14: 879-892.
- Calvert, A. et al., 2000. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: constraints from travel time tomography. *J. Geophys. Res.*, 105(B5): 10871-10898.
- Calvo, M., Cuevas, J. and Tubía, J., 2001. Preliminary paleomagnetic results on Oligocene-early Miocene mafic dykes from southern Spain. *tectonophysics*, 332(333-345).
- Campos, J. and Simancas, J.F., 1989. Los pliegues tumbados del Manto de Lujar y su modificación por el sistema de cabalgamientos frágiles (Complejo Alpujárride, Cordillera Bética). *Geogaceta*, 6: 50-52.
- Carmignani, L., and R. Kligfield, Crustal extension in the northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex, *Tectonics*, 9, 1275-1305, 1990.
- Carter, K.E., 1992. Evolution of stacked, ductile shear zones in carbonates from mid-crustal levels: Tuscan Nappe, N. Apennines, Italy. *J. Struct. Geol.*, 14: 181-192.
- Castelltort, S. et al., 2003. Fold control on the stratigraphic record: a quantified sequence stratigraphic study of the Pico del Aguila anticline in the south-western Pyrenees (Spain). *Basin Research*, 15(4): 527-551.
- Cathelineau, M. and Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91: 235-244.
- Cathelineau, M., 1988. The chlorite and illite geothermometers. *Chemical Geol.*, 70: 182.
- Catuneanu, O., Beaumont, C. and Waschbusch, P., 1997. Interplay of static loads and subduction dynamics in foreland basins: reciprocal stratigraphies and the missing peripheral bulge. *Geology*, 25: 1087-1090.
- Catuneanu, O. and Elango, H.N., 2001. Tectonic control on fluvial styles: the Balfour Formation in the Karoo Basin, South Africa. *Sed. Geol.*, 140: 291-313.
- Chalouan, A., 1986. Les nappes Ghomarides (Rif Septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la Chaîne Alpine. Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.
- Chalouan, A. and Michard, A., 1990. The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco: a variscan chip in the Alpine belt. *Tectonics*, 9(6): 1565-1583.
- Chalouan, A., Rachida, S., Michard, A. and Bally, A.W., 1997. Neogene Tectonic Evolution of the Southwestern Alboran Basin as Inferred from Seismic Data Off Morocco. *AAPG Bull.*, 81(7): 1161-1184.
- Chalouan, A., Michard, A., Feinberg, H., Montigny, R. and Saddiqi, O., 2001a. The Rif mountain building (Morocco): a new tectonic scenario. *Bull. Geol. Soc. France*, 242(5): 603-616.
- Chalouan, A., Michard, A., Feinberg, H., Montigny, R. and Saddiqui, C., 2001b. The Rif mountain building (Morocco): a new tectonic scenario. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 172: 603-616.
- Chamot-Rooke, N., J.M. Gaulier, and F. Jestin, Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provençal basin from a 3D gravity inversion: geodynamic implications, in *Geol. Soc. Special Publication*, vol. 156, edited by B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath and M. Séranne, pp. 37-62, Geological Society, London, 1999.
- Chase, C.G., 1978a. Extension behind island arcs and motion relative to hot-spots. *J. Geophys. Res.*, 83: 5385-5387.
- Chase, C.G., 1978b. Plate kinematics: the Americas, East Africa and the rest of the world. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37: 357-368.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M., Malavieille, J. and Bokun, A.N., 1995. A mechanism for syn-collision rock exhumation and associated normal faulting: results from physical modelling. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 132: 225-232.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M. and Bokun, A.N., 1996. Continental Subduction and a Mechanism for Exhumation of High-Pressure Metamorphic Rocks: New Modeling and Field Data from Oman. *Earth and Planet Sci. Lett.*, 143: 173-182.

- Cherchi, A. and Montadert, L., 1982. Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin. *Nature*, 294: 736-739.
- Chéry, J., Core complex mechanics: From the gulf of Corinth to the Snake Range, *Geology*, 29, 439-442, 2001.
- 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 concept. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74: 109-122.
- Chopin, C., 1984a. Coesite and pure pyrope in high grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86: 107-118.
- Chopin, C., Henry, C., Michard, A., 1991. Geology and petrology of the coesite-bearing terrain, Dora Maira massif, Western Alps. *European Journal of Mineralogy*, 3: 263-291.
- Cloething, S. et al., 1992. Flexural Interaction and the Dynamics of Neogene Extensional Basin Formation in the Alboran-Betic region. *Geo-Marine Letters*, 12: 66-75.
- Cloos, M., 1982. Flow melanges: numerical modelling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex. *Bull. geol. Soc. Am.*, 93: 330-345.
- Collettini, C., and M.R. Barchi, A low-angle normal fault in the Umbria region (Central Italy): a mechanical model for the related microseismicity, *Tectonophysics*, 359, 97-115, 2002.
- Comas, M.C., García Dueñas, V. and Jurado, M.J., 1992. Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from Mcs data. *Geo Mar. Lett.*, 12: 157-164.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I. and Watts, A.B., 1999. The Origin and Tectonic History of the Alborán Basin: Insights from Leg 161 Results. In: R. Zahan, M.C. Comas and A. Klaus (Editors), *Proc. ODP Sci. Results*, pp. 555-579.
- Coney, P.J. and Harms, T.A., 1984. Cordilleran metamorphic core complexes; Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology*, 12: 550-554.
- Consiglio Nazionale delle Ricerche, Progetto Finalizzato Geodinamica. Structural model of Italy and gravity map, *Quaderni de "La Ricerca Scientifica"*, 114, 1992.
- Coppier, G., Ott d'Estevou, O. and Montenat, C., 1990. Kinematics and paleogeographic evolution of the eastern Almeria basins. In: C. Montenat (Editor), *Les Bassins Neogenes du Domaine Bbetique Orientale (Espagne)*. IGAL, Paris, pp. 189-193.
- Cowan, D.S. and Silling, R.M., 1978. A dynamic model of accretion at trenches and its implications for the tectonic evolution of subduction complexes. *J. Geophysical. Res.*, 83: 5389-5396.
- Crespo Blanc, A., 1995. Interference pattern of extensional fault systems: a case study of the Miocene rifting of the Alboran basement (North of Sierra Nevada, Betic Chain). *J. Struct. Geol.*, 17(11): 1559-1569.
- Crespo Blanc, A., García Dueñas, V. and Orozco, M., 1994a. Systèmes en extension dans la Chaîne Bétique Centrale: que rest-t-il de la structure en nappes du Complexe Alpujarride. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 317, Série II: 971-977.
- Crespo Blanc, A., Orozco, M. and García-Dueñas, V., 1994b. Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault systems. *Tectonics*, 13: 78-88.
- Crespo-Blanc, A., 1995. Interference pattern of extensional fault systems; a case study of the Miocene rifting of the Alboran basement (North of Sierra Nevada, betic Chain). *Journal of Structural geology*, 17: 1559-1569.
- Crespo-Blanc, A. and Campos, J., 2001. Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: extensional tectonics within the Gibraltar Arc fold-and-thrust belt (western Betics). *J. Struct. Geol.*, 23: 1615-1630.
- Crittenden, M., Coney, P. and Davis, G., 1980. Tectonic significance of metamorphic core complexes of the North American Cordillera. *Mem. geol. Soc. Am.*, 153.
- Cross, T.A., 1988. Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles. Upper Cretaceous, Western Interior, USA. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), *Sea-level changes: An integrated approach*. Soc. Ecom. Palaeont. Miner. Spec. Publ., pp. 371-380.
- Cross, T.A. et al., 1993. Application of high resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. In: R. Eschard and B. Doligez (Editors), *Subsurface reservoir characterization from outcrop observations*. Technip, Paris.

- Crumeyrolle, P., Rubino, J.L. and Clauzon, G., 1991. Miocene depositional sequences within a tectonically controlled transgressive-regressive cycle. In: D.I.M. MacDonald (Editor), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Spec. Public. Int. Ass. Sediment.*, pp. 373-390.
- Cuevas, J., 1990. Microtectónica y metamorfismo de los Mantos Alpujarrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. *Publicaciones especiales del Boletín Geológico y Minero, Madrid*, 129 pp.
- Dabrio, J.C. and Polo, O., 1988. Late Neogene fan deltas and associated coral reefs in the Almanzora Basin, Almería Province, southeastern Spain. In: W.S. Nemec, R. J. (Editor), *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. Blackie & Son.
- D'Agostino, N., Chamot-Rooke, N., Funicello, R., Jolivet, L. and Speranza, F., 1998. The role of pre-existing thrust faults and topography on the styles of extension in the Gran Sasso range (Central Italy). *Tectonophysics*, 292: 229-254.
- Dahl, P.S., 1996a. The crystal-chemistry basis for Ar retention in micas: inferences from interlayer partitioning and implications for geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 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. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 60: 3687-3700.
- Daniel, J.M. and Jolivet, L., 1995. Interaction of detachments and granitic plutons during extension in the Tyrrherian Sea (Elba island). *Bull. Soc. Geol. France*, 166: 341-354.
- Daniel, J.M., 1995. Extension post-orogénique sur un transect Corse-Apennins, données structurales et modèles numériques. Thesis Thesis, Université Pierre et Marie Curie.
- Daniel, J.M., Jolivet, L., Goffé, B. and Poinssot, C., 1996. Crustal-scale strain partitioning: footwall deformation below the Alpine Corsica Oligo-Miocene detachment. *J. Struct. Geol.*, 18: 41-59.
- Davis, D., Suppe, J. and Dahlen, F.A., 1983a. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res.*, 88: 1153-1172.
- Davis, G.A. and Lister, G.S., 1988. Detachment faulting in continental extension; perspectives from the southwestern U.S. Cordillera. In: S.P.J. Clark (Editor), *Processes in continental lithospheric deformation*. Geological Society of America Special Paper, pp. 133-159.
- Davis, E.E. and Hyndman, R.D., 1990. Rates of Fluid Expulsion Across the Northern Cascadia Accretionary Prism: Constraints From New Heat Flow and Multichannel Seismic Reflection Data. *Journal of Geophysical Research*, 95(B6): 8869-8889.
- Davies, G.R., Nixon, P.H., Pearson, D.G. and Obata, M., 1993. Tectonic implications of graphitized diamonds from the Ronda peridotite massif, southern Spain. *Geology*, 21: 471-474.
- Davies, J.H. and von Blanckenburg, F., 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 129: 85-102.
- Davy and Gillet, 1986. The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. *Tectonics*, 5(6): 913-929.
- De Jong, K., 1991. Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain). Vrije Universiteit, Amsterdam.
- De Jong, K. and Bakker, H., 1991. The Mulhacén and Alpujarride Complex in the eastern Sierra de los Filabres, SE Spain: Lithostratigraphy. *Geol. Mijn.*, 70: 93-103.
- De Jong, K., 1992a. Comment and Reply on "Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain". *Geology*, 20: 1052.
- De Jong, K., 1992b. Comment on: the structural configuration of the eastern Sierra de los Filabres, SE Spain by H. Bakker. *Geol. Mijnbouw*, 71: 81-83.
- De Jong, K., Wijbrans, J.R. and Feraud, G., 1992. Repeated Thermal Resetting of Phengites in the Mulhacén Complex (Betic Zone, Southeastern Spain) Shown by Ar-40/Ar-39 Step Heating and Single Grain Laser Probe Dating. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 110(1-4): 173-191.
- De Jong, G., 1993a. The tectono-metamorphic evolution of the Veleta Complex and the development of the contact with the Mulhacén Complex (Betic Zone, SE Spain). *Geol. Mijnbouw*, 71: 227-237.
- De Jong, K., 1993b. The Tectono-Metamorphic and Chronological Development of the Betic Zone (SE Spain) with Implications for the Geodynamic Evolution of the Western Mediterranean Area. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, 96(3): 295-333.

- De Jong, K., Féraud, G., Ruffet, G., Amouric, M. and Wijbrans, J.R., 2001. Excess argon incorporation in phengite of the Mulhacén Complex: submicroscopic illitization and fluid ingress during late Miocene extension in the Betic Zone, south-eastern Spain. *Chem. Geol.*, 178: 159-195.
- De Jong, K., 2003a. Very fast exhumation of high-pressure metamorphic rocks with excess ^{40}Ar and inherited ^{87}Sr , Betic Cordilleras, Southern Spain. *Lithos*, 70: 91-110.
- De Larouzière, F.D., Montenat, C., Ott d'Estevou, P. and Griveaud, P., 1987. Simultaneous evolution of Neogene basins in compression and extension in a strike-slip fault zone (Hinojar and Mazarrón Basins, SE Spain). *Soc. Nat. Elf Aquitaine*, 2: 23-38.
- De Larouzière, F.D. and Ott d'Estevou, P., 1990. Les Bassins d'Hinojar et de Mazarrón. In: C. Montenat (Editor), *Les Bassins Neogènes du Domaine Bétique Oriental (Espagne)*. Doc. et Trav. IGAL, Paris, pp. 207-220.
- De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101: 425-478.
- Dercourt, J. et al., 1986a. Geologic evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123: 241-315.
- Dercourt, J. et al., 1986b. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias. *Tectonophysics*, 123: 241-315.
- Dercourt, J., L.P. Zonenshain, L.E. Ricou, V.G. Kuzmin, X. Le Pichon, A.L. Knipper, C. Grandjacquet, I.M. Sbertshikov, J. Geysant, C. Lepvrier, D.H. Pechersky, J. Boulin, J.C. Sibuet, L.A. Savostin, O. Sorokhtin, M. Westphal, M.L. Bazhenov, J.P. Lauer, and B. Biju-Duval, Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias, *Tectonophysics*, 123, 241-315, 1986.
- Dercourt, J., Ricou, L.E. and Vrielinck, B., 1993. Atlas Tethys Palaeo environmental Maps. Gauthier-Villars, Paris, 307 p. pp.
- De Sigoyer, J. et al., 2000. Dating the Indian continental subduction and collision thickening in the northwest Himalaya: multichronology of the Tso Moriri eclogites. *Geology*, 28: 487-490.
- Dewey, J.F., 1980. Episodicity, Sequence, and style at convergent plate boundaries. In: D.W. Stangway (Editor), *The continental crust and its mineral deposits*. Geol. Assoc. Canada Spec. Pap., pp. 553-573.
- Dewey, J.F., Shackleton, R.M., Chang Chengfa and Sun Yiyin, 1988. The tectonic evolution of the Tibetan plateau. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 327: 379-413.
- Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7: 1123-1139.
- Dewey, J.F., Cande, S. and Pitman, W.C.I., 1989a. Tectonic evolution of the India-Eurasia collision zone. *Eclogae geol. Helv.*, 82: 717-734.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Torco, E., Hutton, D.H.W. and Knott, S.D., 1989b. Kinematics of the Western Mediterranean. In: M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park (Editors), *Alpine Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Pub., pp. 265-283.
- Dewey, J.F., Ryan, P.D. and Andersen, T.B., 1993. Orogenic uplift and collapse, crustal thickness, fabrics and metamorphic phase changes: the role of eclogites. In: H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris and C.R. Neary (Editors), *Magmatic processes and plate tectonics*. Geological Society Special Publication, pp. 325-343.
- Díaz de Federico, A., Gómez Pugnnaire, M.T., Puga, E. and Sassi, F.P., 1979. (Betic Cordillera, Spain) New problems in the Sierra Nevada Complex. *N. Jahrb. Geol. Paläontol.*, 10: 577-585.
- Didon, W.P., Durand Delga, M. and Kornprobst, J., 1973. Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltár. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 (15): 77-105.
- Dinter, D.A., 1998. Late Cenozoic extension of the Alpine collisional orogen, northeastern Greece: origin of the north Aegean basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110(9): 1208-1230.
- Dinter, D.A. and Royden, L., 1993. Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex. *Geology*, 21: 45-48.
- Doblas, M. and Oyarzun, R., 1989a. Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology*, 17: 430-433.
- Doblas, M. and Oyarzun, R., 1989b. "Mantle core complexes" and Neogene extensional detachment tectonics in the western Betic Cordilleras, Spain: an alternative model for the emplacement of the Ronda peridotite. *Earth and Planetary Science Letters*, 96: 76-84.

- Dobrzhinetskaya, L.F. et al., 1995. Microdiamond in high-grade metamorphic rocks of the Western Gneiss Region, Norway. *Geology*, 23: 597-600.
- Docherty, C. and Banda, E., 1995. Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: A case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere? *Tectonics*, 14(4): 804-818.
- Dodson, M., 1973a. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40: 259-274.
- Doglioni, C., D'Agostino, N. and Mariotti, G., 1998. Normal faulting vs regional subsidence and sedimentation rate. *Mar. Petrol. Geol.*, 15: 737-750.
- Doglioni, C. and Prosser, G., 1997. Fold uplift versus regional subsidence and sedimentation rate. *Mar. Petrol. Geol.*, 14: 170-190.
- Dromart, G., Allemand, P. and Quiquerez, A., 1998. Calculating rates of syndepositional normal faulting in the western margin of the Mesozoic Subalpine Basin (south-east France). *Basin Res.*, 10: 235-260.
- Duchêne, S., Lardeaux, J.M. and Albarède, F., 1997a. Exhumation of eclogites : insights from depth-time analysis. *Tectonophysics*, 280: 125-140.
- Duggen, S., K. Hoernle, P. van den Bogaard, L. Rüpke, and J. Phipps Morgan, Deep roots of the Messinian salinity crisis, *Nature*, 422, 602-606, 2003.
- Duggen, S., K. Hoernle, P. van den Bogaard, L. Rüpke, and J. Phipps Morgan, Deep roots of the Messinian salinity crisis, *Nature*, 422, 602-606, 2003.
- Durand-Delga, M., 1980. La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Soc. Geol. Fr. Mém. h. sér.*, 10: 203-224.
- Durand-Delga, M. and Fonboté, J.M., 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale, 26^e Congrès Géol. Intern. Paris, Colloque n° 5 (Les chaînes alpines issues de la Téthys). *Mem. B.R.G.M.*, pp. 67-85.
- Durand Delga, M., Feinberg, H., Magné, J., Olivier, P. and Anglada, R., 1993. Les formations oligo-miocènes discordantes sur les Malaguides et les Alpujarrides et leurs implications dans l'évolution géodynamique des Cordillères bétiques (Espagne) et la Méditerranée d'Alboran. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317(série II): 679-687.
- Durand-Delga, M., Rossi, P., Olivier, P. and Puglisi, D., 2000. Situation structurale et nature ophiolitique des roches basiques jurassiques associées aux flyschs maghrébins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 331: 29-38.
- Duval, B., Cramez, C. and Jackson, M.P.A., 1992. Rafts tectonics in the Kwanza Basin, Angola. *Mar. Petrol. Geol.*, 9: 389-404.
- Edwards, M.B., 1995. Differential subsidence and preservation potential of shallow-water Tertiary sequences, northern Gulf Coast basin, USA. In: G. Plint (Editor), *Sedimentary Facies Analysis. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 265-281.
- Egeler, C.G., 1964. On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Geologische Rundschau*, 53: 260-269.
- Egeler, C.G. and Simon, O.J., 1969. Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). Étude basée sur la recherche dans le secteur compris entre Almería y Vélez Rubio. *Verh. Kon. Ned. Akad. Wet. Afd. Natuurk.*, 25: 1-90.
- Egeler, C.G. and Simon, O.J., 1969b. Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures. *Geol. Mijnbouw*, 48: 296-305.
- England, P.C. and Richardson, S.W., 1977. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *J. Geol. Soc. London*, 134: 201-213.
- England, P. and Thompson, A.P., 1984a. Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism I. Heat Transfer during the Evolution of Regions of Thickened Continental Crust. *J. Petrol.*, 25(4): 849-928.
- England, P. and Houseman, G., 1989b. Extension during continental convergence with applications to the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, 18: 1173-1177.
- England, P. and Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, 18: 1173-1177.
- Ernst, W.G., 1971. Tectonic contact between the Franciscan melange and the Great Valley sequence - crustal expression of a late Mesozoic Benioff zone. *J. Geophys. Res.*, 75: 886-901.

- Ernst, W.G. and Liou, J.G., 2000. Overview of UHP metamorphism and tectonics in well-studied collisional orogens. In: W.G. Ernst, Liou, J.G., (Editor), Ultrahigh-pressure metamorphism and geodynamics in collision-type orogenic belts. Geological society of America, Columbia, pp. 3-19.
- Eskola, P., 1921. On the eclogites of Norway. *Skrifter Norske Videnskaps-Akademi Oslo*, I, 8, 118 pp.
- Faccenna, C. et al., 1996. The dynamic of backarc basins: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophys. J. Int.*, 126: 781-795.
- Faccenna, C., Giardini, D., Davy, P. and Argentieri, A., 1999. Initiation of subduction at Atlantic-type margin: insight from laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, 104: 2749-2766.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L. and Rossetti, F., 2001a. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophys. J. Int.*, 145: 809-820.
- Faccenna, C., Funicello, F., Giardini, D. and Lucente, P., 2001b. Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 187: 105-116.
- Faccenna, C., Jolivet, L., Piromallo, C. and Morelli, A., 2003. Subduction and the depth of convection in the Mediterranean mantle. *J. Geophys. Res.*, 108(B2): 2099, doi: 10.1029/2001JB001690.
- Faccenna, C., Mattei, M., Funicello, R. and Jolivet, L., 1997. Styles of back-arc extension in the Central Mediterranean. *Terra Nova*, 9(3): 126-130.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. and Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the Western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23: TC1012, doi:10.1029/2002TC001488.
- Famin, V., 2003. IncurSION de fluides dans une zone de cisaillement ductile (Tinos, Cyclades, Grèce): mécanismes de circulation et implications tectoniques. Thèse de Doctorat Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 296 pp.
- Famin, V., Philippot, P., Jolivet, L. and Agard, P., 2004. Evolution of hydrothermal regime along a crustal shear zone, Tinos island, Greece. *Tectonics*, 23(doi:10.1029/2003TC001509).
- Farley, K.A., 2000. He diffusion from apatite: General behavior as illustrated by durango fluorapatite. *J. Geophysical. Res.*, 105: 2903-2914.
- Fassoulas, C., A. Kiliias, and D. Mountrakis, Postnappe stacking extension and exhumation of high-pressure/low-temperature rocks in the island of Crete, Greece, *Tectonics*, 13, 127-138, 1994.
- Faugère, E., and J.P. Brun, Modélisation expérimentale de la distension continentale, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 299, 365-370, 1984.
- Faure, M., Bonneau, M. and Pons, J., 1991. Ductile deformation and syntectonic granite emplacement during the late Miocene extension of the Aegean (Greece). *Bull. Soc. géol. France*, 162: 3-12.
- Feehan, J.G. and Brandon, M.T., 1999. Contribution of ductile flow to exhumation of low-temperature, high-pressure metamorphic rocks: San Juan-Cascade nappes, NW Washington State. *J. Geophys. Res.*, 104(B5): 10883-10902.
- Fernández, J. and Guerra Merchán, A., 1996. A coarsening-upward Megasequence generated by a Gilbert-type fan delta in a tectonically controlled context. Upper Miocene, Guadix-Baza basin, Betic Cordillera, Southern Spain. *Sediment. Geol.*, 105: 191-202.
- Fernández, J., Soria, J. and Viseras, C., 1996. Stratigraphic architecture of the Neogene basins in the central sector of the Betic Cordillera (Spain): Tectonic control and base-level changes. In: P.F.D.C.J. Friend (Editor), Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 353-365.
- Fernández, M., Foucher, J.P. and Jurado, M.J., 1995. Evidence for the multi-stage formation of the south-western Valencia Trough. *Mar. Petrol. Geol.*, 12: 101-109.
- Flinch, J.F., Bally, A.W. and Wu, S., 1996. Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera of Spain. *Geology*, 24(1): 67-70.
- Ford, M., Williams, M., Artoni, A., Vergès, J. and Hardy, S., 1997. Progressive evolution of fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 19.
- Fossen, H., 1992. The role of extensional tectonics in the Caledonides of south Norway. *Journal of Structural Geology*, 14(8/9): 1033-1046.
- Fossen, H., 2000. Extensional tectonics in the Caledonides : Synorogenic or postorogenic ? *Tectonics*, 19(2): 213-224.

- Foster, D.A., Harrison, T.M., Miller, C.F. and Howard, K.A., 1990. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Thermochronology of the Eastern Mojave Desert, California, and Adjacent Western Arizona with Implications for the Evolution of Metamorphic Core Complexes. *Journal of Geophysical Research*, 95(B12): 20005-20024.
- Fournier, M., Jolivet, L., Goffé, B. and Dubois, R., 1991. The Alpine Corsica metamorphic core complex. *Tectonics*, 10: 1173-1186.
- Frey, M., Hunziker, J.C., Jäger, E. and Stern, W.B., 1983. Regional distribution of white K-mica polymorphs and their phengite content in the central Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 83: 185-197.
- Fricke, H.C., Wickham, S.M. and O'Neil, J.R., 1992. Oxygen and hydrogen isotope evidence for meteoric water infiltration during mylonitization and uplift in the Ruby Mountains-East Humboldt Range core complex, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111: 203-221.
- Frizon de Lamotte, D. et al., 1990. Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology*, 18: 381.
- Frizon de Lamotte, D., Andrieux, J. and Guézou, J.C., 1991. Cinématique des chevauchements Néogène dans l'arc Bético-Rifain: Discussion sur les modèles géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4.
- Frizon de Lamotte, D. and Guezou, J.C., 1995. Distinguishing lateral folds in thrust-systems; examples from Corbières (Sw France) and Betic Cordillera (SE Spain). *J. Struct. Geol.*, 17: 233-244.
- Frizon de Lamotte, D., A. Crespo-Blanc, B. Saint-Bézar, M Comas, M Fernández, H. Zeyen, P. Ayarza, C. Robert-Charrue, A. Chalouan, M. Zizi, A. Teixell, M L. Arboleya, F. Alvarez-Lobato, M Julivert, and A. Michard, Transect I: Iberia-Meseta -Guadalquivir Basin - Betic Cordillera - Alboran Sea - Rif - Moroccan Meseta - High Atlas - Sahara Domain, in *The TRANSMED Atlas - The Mediterranean region from crust to Mantle*, edited by W. Cavazza, F.M. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli and P.A.Z. (eds), Springer, Berlin, Heidelberg, 2004.
- Frizon de Lamotte, D. et al., 2004. Transect I: Iberia-Meseta -Guadalquivir Basin - Betic Cordillera - Alboran Sea - Rif - Moroccan Meseta - High Atlas - Sahara Domain. In: W. Cavazza, F.M. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli and P.A.Z. (eds) (Editors), *The TRANSMED Atlas - The Mediterranean region from crust to Mantle*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. and Jabaloy, A., 1989. Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodinamica Acta*, 3: 73-85.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. and Jabaloy, A., 1991. Geometry and kinematic of post-Aquitanián brittle deformation in the Alpujárride rocks and their relation with the Alpujárride/Nevado-Filábride contact. *Geogaceta*, 9: 30-33.
- Galindo-Zaldívar, J., A. Jabaloy, I. Serrano, J. Morales, F. Gonzales-Lodeiro, and F. Torcal, Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras): Example of a late Miocene-present-day extensional basin in a convergent plate boundary, *Tectonics*, 18, 686-702, 1999.
- García Casco, A., 1993. Evolución metamórfica del Complejo Gneísico de Torrox y series adyacentes. Doctoral Thesis, Univ. Granada.
- García Casco, A. and Torres Roldán, R.L., 1996. Disequilibrium induced by fast decompression in St-Bt-Grt-Ky-Sil-And metapelites from the Betic Belt (southern Spain). *J. Petrol.*, 37(5): 1207-1239.
- García Dueñas, V. and Navarro Vilá, F., 1976. Alpujarrides, Malaguides et autres unités allochtones au Nord de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 18: 641-648.
- García-Dueñas, V. and Martínez-Martínez, J.M., 1988. Sobre el adelgazamiento mioceno del Dominio Cortical de Alborán, el Despegue Extensional de Filabres (Béticas orientales). *Geogaceta*, 5: 53-55.
- García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M., Orozco, M. and Soto, J., 1988a. Plis-nappes, cisaillements syn- à post-métamorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filabrides (Cordillères bétiques, Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 307, Série II: 1389-1395.

- García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M. and Soto, J.I., 1988b. Los Nevado-Filábrides, una pila de pliegues mantos separados por zonas de cizalla. II Congreso Geológico de España, Simposios: 17-26.
- García-Dueñas, V., J.M. Martínez-Martínez, and F. Navarro-Vilá, La zona de cizalla de Torres Cartas, Conjunto de Fallas normales de bajo ángulo entre Nevado-Filábrides y Alpujarrides (Sierra Alhamilla, Béticas Orientales), *Geogaceta*, 1, 17-19, 1986.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. and Martínez-Martínez, J.M., 1992. Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo Mar. Lett.*, 12: 88-95.
- García-Dueñas, V. et al., 1993. Kinematics of the Miocene extension detachment faults and shear zones in the Betics and Rif chains. In: M. Séranne and J. Malavieille (Editors), Late orogenic extension in Mountain belts. B.R.G.M., Fr., pp. 76-77.
- Gattacceca, J., 1980. Cinématique du bassin liguro-provençal entre 30 et 12 Ma. Implications géodynamiques, Thèse de Doctorat thesis, 293 pp., 2000.
- Gautier, P., Brun, J.P. and Jolivet, L., 1993. Structure and kinematics of upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades Islands, Greece). *Tectonics*, 12: 1180-1194.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.P., Cravatte, J. and Violanti, D., 1994. Age et Durée de la crise de salinité Messinienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 318, serie II: 1103-1109.
- Gautier, P. and Brun, J.P., 1994a. Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evvia island). *Tectonophysics*, 238: 399-424.
- Gautier, P. and Brun, J.P., 1994b. Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia islands). *Geodinamica Acta*, 7(2): 57-85.
- Gawthorpe, R.L., Fraser, A.J. and Collier, R.E., 1994. Sequence stratigraphy in active extensional basins: implications for the interpretation of ancient basin-fills. *Mar. Petrol. Geol.*, 11: 642-658.
- Gawthorpe, R.L., Sharp, I., Underhill, J.R. and Gupta, S., 1997. Linked sequence stratigraphic and structural evolution of propagating normal faults. *Geology*, 25: 795-798.
- Gawthorpe, R.L., Hall, M., Sharp, I. and Dreyer, T., 2000. Tectonically enhanced forced regressions: example from growth folds in extensional and compressional settings, the Miocene of the Suez Rift and the Eocene of the Pyrenees. In: D. Hunt and R.L. Gawthorpe (Editors), *Sedimentary response to forced regressions*. Geol. Soc. London Sp. Public., London, pp. 177-191.
- Gawthorpe, R.L. and Leeder, M.R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Res.*, 12: 195-218.
- Ghisetti, F., and L. Vezzani, Normal faulting, transcrustal permeability and seismogenesis in the Apennines (Italy), *Tectonophysics*, 348, 2002.
- Goffé, B., Azañón, J.M., Bouybaouene, M.L. and Jullien, M., 1995. Metamorphic cookeite in alpine metapelites from Rif and Betic Chains (Northern Morocco, Southern Spain). *European Journal of Mineralogy*, in press.
- Goffé, B., 1982. Définition du faciès à Fe-Mg-carpholite-chloritoïde, un marqueur du métamorphisme de HP-BT dans les métasédiments alumineux. Thèse Doct. Sci. Thesis, Paris.
- Goffé, B. et al., 1989. First evidence of high pressure, low temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordillera (SE Spain). *Eur. J. Mineral.*, 1: 139-142.
- Goffé, B. and Oberhänsli, R., 1992. Ferro- and magnesio-ferro- and magnesio-carpholite in the "Bünderschiefer" of the eastern central Alps (Grisons et Engadine window). *Eur. J. Mineral.*, 4: 835-838.
- Goffé, B., Baronnet, A. and Morin, G., 1994. La saliotite, interstratifié régulier 1:1 cookeïte-paragonite. Un nouveau phyllosilicate du métamorphisme de haute pression et basse température. *Eur. J. Mineral.*, 6: 897-911.
- Goffé, B. and Bousquet, R., 1997. Ferrocapholite, chloritoïde et lawsonite dans les métapelites des unités du Versoyen et du Petit St Bernard (zone valaisanne, Alpes occidentales). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 77: 137-147.
- Gómez-Pugnaire, M.T. and Soler, J.M., 1987. High-Pressure metamorphism in metabasite from the Betic Cordilleras (SE Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 95: 231-244.
- González-Casado, J.M., Casquet, C., Martínez-Martínez, J.M. and García-Dueñas, V., 1995. Retrograde evolution of quartz segregations from the Dos Picos shear zone in the Nevado-Filábride

- Complex (Betic chains, Spain). Evidence from fluid inclusions and quartz c-axis fabrics. *Geol. Rundsch.*, 84: 175-186.
- González Lodeiro, F., F. Aldaya, J. Galindo Zaldívar, and A. Jabaloy, Superimposition of extensional detachments during the Neogene in the internal zones of the Betic cordilleras, *Geol. Rundsch.*, 85, 350-362, 1996.
- Gordon, R.G. and Jurdy, D.M., 1986. Cenozoic global plate motion. *J. Geophys. Res.*, 91(B12): 12389-12406.
- Gueydan, F., Y. Leroy, and L. Jolivet, Grain-size sensitive flow and shear stress enhancement at the brittle to ductile transition of the continental crust, *Int. Journ. Earth Sciences*, 90, 181-196, 2001.
- Gueydan, F., Y. Leroy, and L. Jolivet, The development of the internal structure of the brittle-ductile transition in the extending continental crust, *J. Geophys. Res.*, submitted, 2003.
- Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G., Hardenbol, J., VanVeen, P., Thierry, J. and Huang, Z., 1994. A Mesozoic time scale. *J. Geophys. Res.*, 99: 24051-24074.
- Gradstein, F., Ogg, J. and Smith, J.G., 1995. Geological Time Scale. SEPM Special pub. Cambridge University Press, 54: 95-128.
- Griveau, P., Coppier, G., Montenat, C. and Ott d'Estevou, P., 1990. Le Neogene des Sierras d'Aguillas. In: C. Montenat (Editor), Les bassins Neogenes du Domaine Betique Oriental (Espagne). Doc. et Trav. IGAL. 12-13, Paris, pp. 261-280.
- Guerra-Merchán, A. (Editor), 1992. La Cuenca Neógena del Corredor del Almanzora. Doctoral. Edit. Edinford, Málaga.
- Guillocheau, F., 1991. Modalité d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien Armoricaïn) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées. *Bull. Centres. Rech. Explor.-Prod. Elf. Aquitaine.*, 15: 383-410.
- Guillocheau, F., 1995. Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320: 1141-1157.
- Gunnell, Y., 2000a. Apatite fission track thermochronology: an overview of its potential and limitations in geomorphology. *Basin Research*, 12: 115-132.
- Gupta, S., 1997. Tectonic control on paleovalley incision at the distal margin of the early tertiary alpine foreland basin, southeastern France. *J. Sedim. Res.*, 67: 1030-1043.
- Gupta, S. and Allen, P., 1999. Fossil shore plateforms and drowned gravel beaches: evidences for high frequency sea-level fluctuations in the distal alpine foreland basin. *J. Sedim. Res.*, 69: 394-413.
- Gupta, S., Underhill, J.R., Sharp, I.R. and Gawthorp, R.L., 1999. Role of fault interactions in controlling synrift sediment dispersal patterns : miocene, Abu Alaqa Group, Suez Rift, Sinai, Egypt. *Basin Res.*, 11: 167-189.
- Gutscher, M.A. et al., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30: 1071-1074.
- Hames, W.E. and Bowring, S.A., 1994. An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. *Earth and Planetary Science Letters*, 124: 161-167.
- Handy, M.R., and J.P. Brun, Seismicity, structure and strength of the continental lithosphere, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 223, 427-441, 2004.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Hardy, S. and Gawthorp, R.L., 1998. Effects of variations in fault slip rate on sequence stratigraphy in fan deltas: insights from numerical modeling. *Geology*, 26: 911-914.
- Hartz, E., Andresen, A. and Andersen, T.B., 1994. Structural observations adjacent to a large-scale extensional detachment zone in the hinterland of the Norwegian Caledonides. *Tectonophysics*, 231: 123-137.
- Hebeda, E.H., Boelrijk, N.A.I.M., Priem, H.N.A. and Verdurmen, T., 1980. Excess radiogenic Ar and Rb/Sr systems in basic intrusives subjected to be Alpine metamorphic in SE Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47: 81-90.
- Hetzl, R., C.W. Passchier, U. Ring, and O.O. Dora, Bivergent extension in orogenic belts: the Menderes massif (southwestern Turkey), *Geology*, 23, 455-458, 1995.
- Hillier, S. and Velde, B., 1991. Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites. *Clay Minerals*, 26: 146-168.
- Hodges, K.V., Burchfiel, B.C., Royden, L.H., Chen, Z. and Liu, Y., 1993. The metamorphic signature of contemporaneous extension and shortening in the central Himalayan orogen: data from the Nyalam transect, southern Tibet. *J. metamorphic Geol.*, 11: 721-737.

- Holland, T.J.B. and Powell, R., 1990. An enlarged and updated internal consistent dataset with uncertainties and correlations: the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-C-H_2O-O_2$. *Journal of Metamorphic Geology*, 8: 89-124.
- Holland, T.J.B., Baker, J. and Powell, R., 1998. Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *European J. Mineral.*, 10: 395-406.
- Holland, T.J.B. and Powell, R., 1998. An internally-consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 309-343.
- Homewood, P.W., Guillocheau, F., Eschar, R. and Croos, T., 1992. Corrélations haute-résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bull. centre Rech. Elf Explor. Prod.*, 16: 375-381.
- Homewood, P.W., Mauriaud, P. and Lafont, F., 2000. Best practices in sequence stratigraphy from explorationists and reservoir engineers. *Bull. centre Rech. Elf Explor. Prod.*, 25: 1-63.
- Hossack, J.R., 1984. The geometry of listric growth faults in the Devonian basins of Sunnfjord, W. Norway. *Journal of the Geological Society, London*, 141: 629-637.
- Hurfurd, A.J., 1990a. Standardization of fission track dating calibration: recommandation by fission track working group of the IUGS Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geology*, 80: 171-178.
- Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J. and González-Lodeiro, F., 1992. The Mecina Extensional System: Its Relation with the Post-Aquitanian Piggy- Back Basins and the Paleostresses (Betic Cordilleras, Spain). *Geo-Marine Letters*, 12: 96-103.
- Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J. and González-Lodeiro, F., 1993. The Alpujarride-Nevado-Filábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *J. Struct. Geol.*, 15(3-5): 555-569.
- Jackson, J.A., G. King, and C. Vita-Finzi, The neotectonics of the Aegean: an alternative view, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61, 303-318, 1982.
- Jäger, E., 1965. Rb-Sr age determinations on minerals and rocks from the Alps. *Géochronologie Absolue, CNRS*, 151: 191-201.
- Jäger, E., Niggli, E. and Wenk, E., 1967. Rb-Sr Alters-Bestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beitr. Geol. Karte Schweiz., N.F. 134* Lieferung.
- Jäger, E., 1973. Die Alpine orogenese im lichte der radiometrischen Alterbestimmung. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 66: 11-21.
- Jakni, B. et al., 2000. Dénudations cénozoïques en Corse : une analyse thermochronologique par traces de fission sur apatites. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 331(12): 775-782.
- Jervey, M.T., 1988. Quantitative geological modeling of siliclastic rock sequences and their seismic expressions. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), *Sea-level changes : an integrated approach*. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Public., pp. 47-69.
- John, J.E., 1987. Geometry and evolution of a mid-crustal extensional fault system: Chemehuevi Mountains, southeastern California. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental extensional tectonics*. Special Publication. Geological Society, London, pp. 313-335.
- Johnson, C., 1993. Contrasted thermal histories of different nappe complexes in SE Spain: evidence for complex crustal extension. In: M.M. Séranne, J. (Editor), *Late Orogenic Extension in Mountain Belts*. Doc. BGRM Fr.
- Johnson, C., Harbury, N. and Hurfurd, A.J., 1997a. The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics*, 16(2): 189-204.
- Jolivet, L. et al., 1990. Ductile extension in Alpine Corsica. *Geology*, 18: 1007-1010 Jolivet, L., R. Dubois, M. Fournier, B. Goffé, A. Michard, and C. Jourdan, Ductile extension in Alpine Corsica, *Geology*, 18, 1007-1010, 1990.
- Jolivet, L., J.M. Daniel, and M. Fournier, Geometry and kinematics of ductile extension in alpine Corsica, *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 278-291, 1991.
- Jolivet, L., Daniel, J.M., Truffert, C. and Goffé, B., 1994. Exhumation of deep crustal metamorphic rocks and crustal extension in back-arc regions. *Lithos*, 33(1/2): 3-30.
- Jolivet, L., J.P. Brun, P. Gautier, S. Lallemand, and M. Patriat, 3-D kinematics of extension in the Aegean from the Early Miocene to the Present, insight from the ductile crust, *Bull. Soc. géol. France*, 165, 195-209, 1994.
- Jolivet, L., 1995. La déformation des continents. Collection Enseignement des Sciences. Hermann, Paris, 413 pp.

- Jolivet, L. et al., 1996. Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high pressure metamorphic rocks. *Tectonics*, 15(6): 1129-1153.
- Jolivet, L. and Nataf, H.C., 1997. Géodynamique. Dunod, Paris, 226 pp.
- Jolivet, L., Goffé, B., Bousquet, R., Oberhänsli, R. and Michard, A., 1998b. Detachements in high pressure mountains belts, Tethyan examples. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160: 31-47.
- Jolivet, L. and Patriat, M., 1999. Ductile extension and the formation of the Aegean Sea. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath and M. Séranne (Editors), *The Mediterranean basins: tertiary extension within the Alpine orogen*. Geological Society Special Publication. Geological Society, London, pp. 427-456.
- Jolivet, L., B. Goffé, P. Monié, C. Truffert-Luxey, M. Patriat, and M. Bonneau, Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high pressure metamorphic rocks, *Tectonics*, 15, 1129-1153, 1996.
- Jolivet, L., C. Faccenna, B. Goffé, M. Mattei, F. Rossetti, C. Brunet, F. Storti, R. Funicello, J.P. Cadet, and T. Parra, Mid-crustal shear zones in post-orogenic extension: the northern Tyrrhenian Sea case, *J. Geophys. Res.*, 103, 12123-12160, 1998.
- Jolivet, L. et al., 1998a. Mid-crustal shear zones in post-orogenic extension: the northern Tyrrhenian Sea case. *J. Geophys. Res.*, 103(B6): 12123-12160.
- Jolivet, L., Frizon de Lamotte, D., Mascle, A. and Séranne, M., 1999. The Mediterranean Basins : Tertiary Extension within the Alpine Orogen - an Introduction. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath and M. Séranne (Editors), *The Mediterranean Basins : Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Special Publications. Geological Society, London, pp. 1-14.
- Jolivet, L. and Goffé, B., 2000. Les domes métamorphiques dans les chaînes de montagnes. Extension syn-orogénique et post-orogénique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 330: 739-751.
- Jolivet, L. and Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19(6): 1095-1106.
- Jolivet, L., A comparison of geodetic and finite strain in the Aegean, geodynamic implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 187, 95-104, 2001.
- Jolivet, L., C. Faccenna, B. Goffé, E. Burov, and P. Agard, Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens, *Am. J. Science*, 303, 353-409, 2003.
- Jolivet, L., V. Famin, C. Mehl, T. Parra, C. Aubourg, R. Hébert, and P. Philippot, Progressive strain localisation, boudinage and extensional metamorphic complexes, the Aegean Sea case, in *Gneiss domes in orogeny*, vol. in press, *Geological Society of America Special Paper 380*, edited by D.L. Whitney, C. Teyssier and C.S. Siddoway, pp. 185-210, Geological Society of America, Boulder, Colorado, 2004.
- Jolivet, L. et al., in prep. Subduction, convergence and the mode of back-arc extension in the Mediterranean region.
- Jolivet, L. et al., 2004. Progressive strain localisation, boudinage and extensional metamorphic complexes, the Aegean Sea case. In: D.L. Whitney, C. Teyssier and C.S. Siddoway (Editors), *Gneiss domes in orogeny*. Geological Society of America Special Paper 380. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 185-210.
- Jordan, T.E. and Flemings, P.B., 1991. Large-scale stratigraphic architecture, eustatic and unsteady tectonism: a theoretical evaluation. *J. Geophys. Res.*, 96: 6681-6699.
- Joy, M.P., Mitchell, C.E. and Adhya, S., 2000. Evidence of a tectonically driven sequence succession in the Middle Ordovician Taconic foredeep. *Geology*, 28: 727-730.
- Jurado, M. and Comas, M., 1992. Well log interpretation and seismic character of the Cenozoic sequence in the northern Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, 12: 96-103.
- Kampschuur, W. et al., 1972. Mapa Geológico y Minero de España 932 (Coy). I.G.M.E., Madrid.
- Kampschuur, W., Langenberg, C.W. and Rondeel, H.E., 1973. Poliphase Alpine deformation in the Eastern part of the Betic zone of Spain. *Estudios Geológicos*, 29: 209-222.
- Kampschuur, W., 1975. Data on thrusting and metamorphism in the eastern Sierra de los Filabres: Higher Nevado-Filabride units and the glaucophanitic greenschist facies. *Tectonophysics*, 27: 57-81.

- Kampschuur, W. and Rondeel, H.E., 1975. The origin of the Betic Orogen, SE Spain. *Tectonophysics*, 27: 39-56.
- Keller, J.V., and G. Pialli, Tectonics of the island of Elba: a reappraisal, *Boll. Soc. Geol. It.*, 109, 413-425, 1990.
- Keller, J.V.A., G. Minelli, and G. Pialli, Anatomy of late orogenic extension: the Northern Apennines case, *Tectonophysics*, 238, 275-294, 1994.
- Kelley, S.P., Arnaud, N.O. and Turner S.P., 1994. High spatial resolution $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ investigations using an ultra-violet laser probe extraction technique. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 58: 2519-2525.
- King, G. et al., 1985. The evolution of the Gulf of Corinth (Greece) an aftershock study of the 1981 earthquake. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 80: 677-693.
- Kirschner, D.L., Cosca, M.A., Masson, H. and Hunziker, J.C., 1996. Staircase $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectra of fine-grained white mica: Timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion. *Geology*, 24: 747-750.
- Kissel, C. and Laj, C., 1988a. The Tertiary geodynamic evolution of the Aegean arc: a palaeomagnetic reconstruction. *Tectonophysics*, 146: 183-201.
- Kleverlaan, K., 1987. Gordo Mega bed: a possible seismite in a Tortonian submarine fan, Tabernas basin, Province Almeria., *SE Spain-Sed-Geology*, 51(165-180).
- Kleverlaan, K., 1989. Neogene history of the Tabernas basin (SE SPain) and its Tortonian submarine fan development. *Geologie en Mijnbouw*, 68: 421-432.
- Kneller, B. and Buckee, C., 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, 47: 62-94.
- Kozur, H., Mulder-Blanken, C.W.H. and Simon, O.J., 1985. On the triassic of the Betic Cordilleras (S. Spain), with special emphasis on holothurian sclerites. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, Ser. B, 88: 83-110.
- Krabbendam, M. and Wain, A., 1997. Late-Caledonian structures, differential retrogression and structural position of (ultra)high-pressure rocks in the Nordfjord-Stadlandet area, Western Gneiss region. *NGU Bull.*, 432: 127-139.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Labrousse, L., Jolivet, L., Agard, P., Hébert, R. and Andersen, T.B., 2002. Crustal-scale boudinage and migmatization of gneiss during their exhumation in the UHP Province of Western Norway. *Terra Nova*, 14: 263-270.
- Labrousse, L. et al., 2003. Pressure-Temperature-Time-Deformation history of the exhumation of Ultra-High Pressure rocks in the Western Gneiss Region, Norway. *Geol. Soc. Am. Bull.*, submitted.
- Labrousse, L. et al., 2004. Pressure-temperature-time-deformation history of the exhumation of ultra-high-pressure rocks in the Western Gneiss Region, Norway. *GSA special publications*, 380: 393.
- Lacombe, O., and L. Jolivet, Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny, *Tectonics*, in press, 2004.
- Lafuste, M.L.J. and Pavillon, M.J., 1976. Mise en évidence d'Eifélien daté au sein des terrains métamorphiques des zones internes des Cordillères bétiques. Intérêt de ce nouveau repère stratigraphique. *C.R.Acad.Sci.Ser.II*, 283: 1015-1018.
- Langenberg, C.W., 1972. Gravitational gliding in the northern Sierra de los Filabres (SE Spain). *Geol. Mijnbouw*, 52: 187-192.
- Lavecchia, G., Minelli, G. and Pialli, P., 1987. Contractional and extensional tectonics along the transect Trasimeno Lake-Pesaro (Central Italy). In: A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo and G.B. Vai (Editors), *The lithosphere in Italy. Advances in Earth science research*, pp. 139-142.
- Leeder, M.R. and Gawthorpe, R.L., 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental extensional tectonics*. *Geol. Soc. Sp. Public.*, London, pp. 75-94.
- Le Pichon, X., Pautot, G., Auzende, J.M. and Olivet, J.L., 1971. La méditerranée occidentale depuis l'Oligocène schema d'évolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 13: 145-152.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1981. The Aegean Sea. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 300: 357-372.

- Le Pichon, X., Land-locked oceanic basins and continental collision, the eastern Mediterranean as a case example, in *Mountain Building processes*, edited by K.J. Hsue, pp. 201-211, Academic press, London, 1982.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N. and Lallemand, S., 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.*, 100(B7): 12675-12690.
- Le Pourhiet, L., E. Burov, and I. Moretti, Rifting through a stack of inhomogeneous thrusts (the dipping pie concept), *Tectonics*, 23, doi:10.1029/2003TC001584, 2004.
- Leblanc, D. and Olivier, P., 1984. Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics*, 101: 345-355.
- Leine, L., 1966. On the tectonics of the Menas de Seron region, Western Sierra de los Fillabres, SE Spain. *Proc. Koninkl. Nederl. Akad. V. Wetensch. Amsterdam.*, 69: 403-414.
- Leine, L., 1968. Rauhwaekles in the Betic Cordilleras, Spain. Doctoral Thesis, Amsterdam, 112 pp.
- Leoni, L., Sartori, F. and Tamponi, M., 1998. Compositional variation in K-white micas and chlorites coexisting in Al-saturated metapelites under late diagenetic to low grade metamorphic conditions (Internal Liguride Units, Northern Apennines, Italy). *Eur. J. Mineral.*, 10: 1321-1339.
- Li, S. et al., 1994. Excess argon in phengite from eclogite: evidence from dating of eclogite minerals by Sm-Nd, Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ methods. *Chemical Geology*, 112: 343-350.
- Lips, A.L.W., D. Cassard, H. Sözbilir, H. Yilmaz, and J.R. Wijbrans, Multistage exhumation of the Menderes Massif, Western Anatolia (Turkey), *Int. J. Earth Sci.*, 89, 781-792, 2001.
- Lister, G.S. and Snoke, A.W., 1984. S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6(6): 617-638.
- Lister, S.G. and Davis, A.G., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *J. Struct. Geol.*, 11(1/2): 65-94.
- Lister, G.S., Banga, G. and Feenstra, A., 1984a. Metamorphic core complexes of cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology.*, 12: 221-225.
- Lister, G.S., Etheridge, M.A. and Symonds, P.A., 1991. Detachment models for the formation of passive continental margins. *Tectonics*, 10: 1038-1064.
- Lister, G.S. and Raouzaïos, A., 1996. The significance of a porphyroblastic blueschist facies overprint during Alpine orogenesis; Sifnos, Aegean Sea, Greece. *J. Struct. Geol.*, 18: 1417-1436.
- Liu, M. and Yang, Y., 2003. Extensional collapse of the Tibetan Plateau: Results of three-dimensional finite element modeling. *J. Geophys. Res.*, 108(B8): doi:10.1029/2002JB002248.
- Lonergan, L., 1991. Structural Evolution of the Sierra Espuña, Betic Cordillera, SE Spain. Doctoral Thesis, Oxford University, 154 pp.
- Lonergan, L., 1993. Timing and Kinematics of deformation in the Malaguide Complex, Internal Zone of the Betic Cordillera, Southeast Spain. *Tectonics*, 12(2): 460-476.
- Lonergan, L. and Mangerajetzky, M.A., 1994. Evidence for Internal Zone Unroofing from Foreland Basin Sediments, Betic Cordillera, SE Spain. *J. Geol. Soc.*, 151(MAY): 515-529.
- Lonergan, L., Platt, J.P. and Gallagher, L., 1994. The Internal-External Zone Boundary in the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *J. Struct. Geol.*, 16(2): 175-188.
- Lonergan, L., and J.P. Platt, The Malaguide-Alpujarride boundary: a major extensional contact in the internal zones of the eastern Betic Cordillera, SE Spain, *J. Struct. Geol.*, 17, 1655-1671, 1995.
- Lonergan, L., and N. White, Origin of the Betic-Rif mountain belt, *Tectonics*, 16, 504-522, 1997.
- Lonergan, L. and White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16(3): 504-522.
- Lonergan, L. and Johnson, C., 1998. Reconstructing orogenic exhumation histories using synorogenic detrital zircons and apatites: an example from the Betic Cordillera, SE Spain. *Basin Research*, 10: 353-364.
- Loomis, T.P., 1975. Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar. *American Journal of Science*, 275: 1-33.
- López-Blanco, M., 2002. Sedimentary response to thrusting and fold growing on the SE margin of the Ebro basin (paleogene, NE Spain). *Sediment. Geology*, 146: 133-154.
- López Sánchez-Vizcaíno, V., Rubatto, D., Gómez-Pugnaire, M.T., Trommsdorff, V. and Müntener, O., 2001. Middle Miocene high-pressure metamorphism and fast exhumation of the Nevado-Filábride complex, SE Spain. *Terra Nova*, 13: 327-332.

- Lukowsky, P. and Poisson, A.M., 1990. Le bassin de Fortuna. In: C. Montenat (Editor), Les Bassins Neogenes du Domaine Bétique Orientale (Espagne). Documents et Travaux IGAL, Paris, pp. 303-313.
- Lundin, E.R., 1992. Thin-skinned extensional tectonics on a salt detachment, northern Kwanza Basin, Angola. *Mar. Petrol. Geol.*, 9: 405-411.
- Lyon-Caen, H. and Molnar, P., 1985. Gravity anomalies, flexure of the Indian plate, and the structure, support and evolution of the Himalaya and Ganga basin. *Tectonics*, 4: 513-538.
- Lyon-Caen, H. et al., 1988. The 1986 Kalamata (South Peloponnesus) earthquake: detailed study of a normal fault, evidences for E-W extension in the Hellenic Arc. *J. Geophys. Res.*, 93: 14967-15000.
- Lyon-Caen, H. et al., 1994. Seismotectonics and deformation of the Gulf of Corinth, 1994 AGU Spring Meeting, Eos, pp. 116.
- Mäkel, G.H. (Editor), 1985. The geology of the Malaguide Complex and its bearing on the geodynamic evolution of the Betic-Rif Orogen (Southern Spain and Northern Morocco). *Gua Papers of Geol.*, 22, Amsterdam, 263 pp.
- Malavieille, J. and Taboada, A., 1991. Kinematic model for post-orogenic Basin and Range extension. *Geology*, 19: 555-558.
- Malavieille, J., 1993. Late orogenic extension in mountain belts; insights from the Basin and Ranges and the Late Paleozoic Variscan Belt. *Tectonics*, 12: 1115-1130.
- Maldonado, A. et al., 1992. Alboran Sea Late Cenozoic Tectonic and Stratigraphic Evolution. *Geo-Marine Letters*, 12: 179-186.
- Malinverno, A. and Ryan, W., 1986a. Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5: 227-245.
- Maluski, H., 1977. Application de la méthode $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ aux minéraux des roches cristallines perturbées par des évènements thermiques et tectoniques en Corse, Montpellier (U.S.T.L., France), 113 pp.
- Maluski, H. and Monié, P., 1988. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-probe multi-dating inside single biotites of a Variscan orthogneiss (Pinet Massif Central, France). *Chemical Geology*, 73: 245-263.
- Maluski, H., 1989. Argon-39/Argon-40 dating, principles and applications to minerals from terrestrial rocks. In: E. Roth and E.R.B. Poty (Editors), *Nuclear methods of dating*. Kluwer Academic Publishers, Paris, pp. 325-352.
- Mancktelow, N., 1995. Nonlithostatic pressure during sediment subduction and the development and exhumation of high pressure metamorphic rocks. *J. Geophys. Res.*, 100: 571- 583.
- Martín Martín, M., El Mamoune, B., Agustín Algarra, A. and Serra Kiel, J., 1997a. La formation As, datée de l'Oligocène, est impliquée dans les charriages des unités malaguides supérieures de la Sierra Espuña (zones internes bétiques, province de Murcie, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 325: 861-868.
- Martín Martín, M., Martín Algarra, A. and Serra Kiel, J., 1997b. El terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (Prov. de Murcia, SE de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 10(3-4): 265-280.
- Martínez-Martínez, J.M., 1985. Las Sucesiones Nevado-Filábrides en la Sierra de los Filabres y Sierra Nevada. *Correlaciones. Cuad. Geol.*, 12: 127-144.
- Martínez-Martínez, J.M., 1986a. Evolución tectóno-metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). *Cuad. Geol.*, 13: 1-194.
- Martínez-Martínez, J.M., 1986b. Fábricas y texturas miloníticas. Cinemática de las traslaciones en el Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas, España). *Estud. Geol.*, 42: 291-300.
- Martínez-Martínez, J.M., 1995. La Sierra Alhamilla (Béticas orientales), una ventana extensional abierta en el basamento de la cuenca Miocena de Alborán. *Geogaceta*, 17: 128-130.
- Martínez-Martínez, J., Soto, J. and Balanyá, J., 1997. Large scale structures in the Nevado-Filábride Complex and crustal seismic fabrics of the deep seismic reflection profile ESCI-Béticas 2. *Bol. Soc. Geol. Esp.*, 8: 477-489.
- Martínez-Martínez, J.M. and Azañón, J.M., 1997. Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain). Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system. *Tectonics*, 16(2): 205-225.
- Martínez-Martínez, J.M., and J.M. Azañón, Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): implications for the tectonic evolution of the peri-Alboran orogenic system, *Tectonics*, 16, 205-225, 1997.

- Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I. and Balanyá, J.C., 1998. Crustal decoupling and intracrustal flow beneath domal exhumed core complexes, Betic (SE Spain). Terra Nova.
- Martínez-Martínez, J.M., and J.M. Azañón, Orthogonal extension in the hinterland of the Gibraltar Arc (Betics, SE Spain), in *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*, vol. 8, *Journal of the Virtual Explorer*, edited by G. Rosenbaum and G.S. Lister, pp. 3-22, 2002.
- Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I. and Balanyá, J.C., 2002. Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, 21: DOI 10.1029/2001TC001283.
- Massonne, H.J. and Schreyer, W., 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 214-224.
- Massonne, H.J., 1995. Experimental and petrogenetic study of UHPM. In: R.G. Coleman and X. Wang (Editors), *Ultra High Pressure Metamorphism*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 33-95.
- Massonne, H.J. and Szpurka, Z., 1997. Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the systems K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Lithos*, 41: 229-250.
- Mattauer, M., Laurent, P. and Matte, P., 1996. Plissement hercynien synschisteux post-nappe et étirement subhorizontal dans le versant sud de la Montagne Noire. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 322: 309-315.
- Mauffret, A., Maldonado, A. and Camplillo, A.C., 1992. Tectonic framework of the eastern Alboran basin. *Geo-Marine Letters*, 12: 104-110.
- Mauffret, A., I. Contrucci, and C. Brunet, Structural evolution of the Northern Tyrrhenian Sea from new seismic data, *Marine and Petroleum Geology*, 16, 381-407, 1999.
- Mayoral, E., Crespo Blanc, A., Díaz, M.G., Benot, C. and Orozco, M., 1994. Rifting miocène du Domaine d'Alboran: Datations de sédiments discordants sur les unités alpujarrides en extension (Sud de la Sierra Nevada, Chaîne Bétique). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319(série II): 581-588.
- Mazzoli, S. and Helman, M., 1994. Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics. *Geol. Rundschau*, 83: 464-468.
- McClusky, S. et al., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.*, 105: 5695-5720.
- McKenzie, D., 1972. Active tectonics in the Mediterranean region. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 30: 109-185.
- McKenzie, D., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 55: 217-254.
- McKenzie, D. and Jackson, J.A., 1983. The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 65: 182-202.
- McKenzie and Jackson, J.A., 1986. A block model of distributed deformation by faulting. *J. Geol. Soc. London*, 143: 349-353.
- Melosh, H.J., 1990. Mechanical basis for low-angle normal faulting in the Basin and Range province. *Nature*, 343: 331-335.
- Merle, O., Cobbold, P.R. and Schmid, S., 1989. Tertiary kinematics in the Lepontine Dome. In: M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park (Editors), *Alpine tectonics*. Geol. Soc. Spec. Pub., London, pp. 113-134.
- Métivier, F., Y. Gaudemer, P. Tapponnier, and M. Klein, Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic, *Geophys. J. Int.*, 137, 280-318, 1999.
- Michard, A. et al., 1996. The Rif belt, Morocco: new geological data, and their tectonic implications, *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen an international workshop*, december 1996. Institut Français du Pétrole, Cergy-Pontoise, Paris.
- Michard, A., Goffé, B., Bouybaouene, M.L. and Saddiqi, O., 1997. Late Hercynian-Mesozoic thinning in the Alboran domain: metamorphic data from the northern Rif, Morocco. *Terra Nova*, 9: 171-174.
- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B. and Montigny, R., 2002. How does the Alpine belt end between Spain and Morocco? *Bull. Soc. géol. France*, 173: 3-15.
- Milankovitch, M., 1920. *Theorie Mathématique des Phenomenes Thermiques produits par la Radiation Solaire*. Gauthier-Villars Paris.

- Mitchum, R.M.J., Vail, P.R. and Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: C.E. Payton (Editor), *Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration*. Am. Ass. Petr. Geol. Mem., pp. 53-62.
- Molnar, P. and Atwater, T., 1978. Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternates related to the age of the subducted oceanic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41: 330-340.
- Molnar, P. and Lyon-Caen, H., 1988. Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 218: 179-207.
- Monié, P., Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F., Goffé, B. and Jabaloy, A., 1991a. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *Journal of the Geological Society of London*, 148: 288-297.
- Monié, P., Torres Roldán, R.L., García Casco, A. and Goffé, B., 1991b. High rates of cooling in the Western Alpujarrides, Betic Cordilleras, Southern Spain. A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study. *Terra Nova*, Supplement 6(Abstract 17).
- Monié, P., R.L. Torres-Roldan, and P. Garcia-Casco, Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronological constraints on a collapse terrane, *Tectonophysics*, 238, 353-379, 1994.
- Monié, P., Torres-Roldán, R.L. and García-Casco, A., 1994a. Cooling and exhumation of the Wertern Betic Cordilleras, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronological constraints on a collapsed terrane. *Tectonophysics*, 238: 353-379.
- Montel, J.M., Kornprobst, J., Vielzeuf, D. and Veschambre, M., 1995. Shielding effect of garnet for the U-Th-Pb system in monazite: an e-probe study at Beni Bousera (Morocco). *Terra Nova Abstracts*, 7(1): 348.
- Montenat, C., 1973. Les formations néogènes du levant espagnole. tesis doctoral Thesis, Orsay, 1170 p pp.
- Montenat, C., 1977. Les bassins néogènes du levant d'Alicante et de Murcie (Cordillères Bétiques Orientales. Espagne). Stratigraphie, paleogéographie et évolution dynamique. *Doc. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon*, 69: 345 p.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P. and Masse, P., 1987. Tectonic-Sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 11: 1-22.
- Montenat, C. and Ott d'Estevou, P., 1990. Eastern betic Neogene Basins-A review. In: C. Montenat (Editor), *Les Bassins Neogenes du Domaine Bétique Orientale (Espagne)*. Documents et Travaux IGAL, pp. 9-15.
- Montenat, C. and Ott d'Estevou, P., 1999. The diversity of late Neogene sedimentary basins generated by wrench faulting in the Eastern Betics Cordillera, SE Spain. *Journal of Petroleum Geology*, 22(1): 61-80.
- Mora, M., 1991. Extensional tectonics in an intramontane basin in SE Spain. *Terra Abstracts*, 3(1): 244.
- Mora, M., 1993. Tectonic and sedimentary analysis of the Huercal-Overa region, SE Spain, Betic Cordillera, Oxford University, Oxford England, 300 pp.
- Morales, J. et al., 1990. Basement structure of the Granada basin, Betic Cordilleras, Southern Spain. *Tectonophysics*, 177: 337-348.
- Moretti, I., D. Sakellariou, V. Lykoussis, and L. Micarelli, The Gulf of Corinth: a half graben ?, *Marine Geology*, 36, 323-340, 2003.
- Morgan, R., 1978. Albian to Senonian playnology of Site 364, Angola Basin. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 40: 915-951.
- Moriceau, R., 2000. Evolution du massif métamorphique du Rhodope (Grèce, Bulgarie) dans le contexte alpin. Structures, cinématique et origine de la déformation ductile. Thèse de doctorat Thesis, Université de Rennes I, Rennes, 537 pp.
- Morley, C., 1999. Pattern of displacement along large normal faults: implications for basin evolution and fault propagation, based on examples from East Africa. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 83: 613-634.
- Mortem, L., Bargossi, G.M., Martínez-Martínez, J.M., Puga, E. and Díaz de Federico, A., 1987. M₁etagabbro and associated eclogites in the Lubrín area, Nevado-Filabride Complex, Spain. *J. Metamorphic Geol.*, 5: 155-174.

- Muller, W., Kelley, S. and Villa, I.M., 2001. Dating fault-generated pseudotachylytes: comparaison of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ stepwise-heating, laser ablation and Rb-Sr microsampling analysis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 144: 57-77.
- Muller, W., 2003. Strengthening the link between geochronology, textures and petrology. *Earth and Planetary Science Letters*, 206(3-4): 237-251.
- Negro, F. et al., in prep. Tectonic and metamorphic evolution of the Alpujárride Complex in Central and Eastern Betics (Alboran Domain, SE Spain).
- Newell, A.J., 2000. Fault activity and sedimentation in marine rift basin (Upper Jurassic, Wessex Basin, UK). *J. Geol. Soc. London*, 157: 83-92.
- Nicolas, A., 1989. Structures of ophiolites and dynamic of oceanic lithosphere. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 368 pp.
- Nicolas, A., Polino, R., Hirn, A., Rinaldo, N. and ECORS-CROP working group, 1990. ECORS-CROP traverse and deep structure of the Western Alps: a synthesis. *Mém. Soc. géol. France*, 156: 15-27.
- Nieto, F., Velilla, N., Peacor, D.R. and Ortega-Huertas, M., 1994. Regional retrograde alteration of sub-greenschist facies chlorite to smectite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115: 243-252.
- Nieto, J.M., Puga, E., Monie, P., Díaz de Federico, A. and Jagoutz, E., 1997. High-pressure metamorphism in metagranites and orthogneiss from the Mulhacén Complex (Betic Cordillera, Spain), Fifth International Elogite Conference. Blackwell Science, Ascona, Switzerland, pp. 22.
- Nijhuis, H.J., 1964. Plurifacial alpine metamorphism in the southeastern Sierra de los Filabres, South of Lubrín, SE Spain. Doctoral Thesis, Univ. Amsterdam.
- Orozco, M., Alonso-Chaves, F.M. and Nieto, F., 1998. Development of large north-facing folds and its relation with crustal extension in the Alborán domain (Alpujarras region, Betic Cordilleras). *Tectonophysics*, 56: 277-295.
- Orozco, M., Molina, J.M., Crespo-Blanc, A. and Alonso-Chaves, F.M., 1999a. Paleokarst and Rauhwaacke development, Mountain uplift and subaerial sliding of tectonic sheets (Northern Sierra de los Filabres, Betic Cordilleras, Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 78: 103-117.
- Osmundsen, P.T. and Andersen, T.B., 1994. Caledonian compressional and late-orogenic extensional deformation in the Staveneset area, Sunnfjord, Western Norway. *J. Struct. Geol.*, 16(10): 1385-1401.
- Ott d'Estevou, P. and Montenat, C., 1985. Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 300(Série II): 363-368.
- Ott d'Estevou, P. and Montenat, C., 1990. Le Bassin de Sorbas-Tabernas. In: C. Montenat (Editor), *Less Bassins Neogenes du Domaine Betique Orientale (Espagne)*. Doc. et Trav. IGAL, Paris, pp. 101-128.
- Ott d'Estevou, P., Montenat, C. and Alvado, J.C., 1990. Le Bassin de Vera - Garrucha. In: C. Montenat (Editor), *Les Bassins Neogenes du Domaine Betique Oriental (Espagne)*. Doc. et Trav. IGAL. IGAL, Paris, pp. 165-187.
- Paquet, J., 1969. Etude Géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne). *Mém. Soc. Géol. France*, 111: 270 p.
- Parra, T., Vidal, O. and Agard, P., 2001. A thermodynamic model for Fe-Mg dioctahedral K-white micas using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 143: 706-732.
- Parra, T., Vidal, O. and Agard, P., 2002a. A thermodynamic model for Fe-Mg dioctahedral K-white micas using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 143: 706-732.
- Parra, T., Vidal, O. and Jolivet, L., 2002b. Relation between deformation and retrogression in blueschist metapelites of Tinos island (Greece) evidenced by chlorite-mica local equilibria. *Lithos*, 63: 41-66.
- Parson, T. and Thompson, G.A., 1991. Does magmatism influence low-angle normal faulting? *Geology*, 11: 1399-1402.
- Pascual Molina, A.M., 1997. La Cuenca Neógena de Tabernas (Cordilleras Béticas). Doctoral Thesis, U. de Granada, Granada, 345 p. pp.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 1998. *Microtectonics*. Springer, Berlin.

- Patacca, E., Sartori, R. and Scandone, P., 1990. Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45: 425-451.
- Patacca, E. and Scandone, S., 1989. Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab. In: A. Boriani, Bonafede, M., Piccardo, G.B., Vai, G.B. (Editor), *The lithosphere in Italy. Advances in science research. Accademia Nazionale dei Lincei*, Rome, pp. 157-176.
- Patriat, P. and Achache, J., 1984. India-Asia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates. *Nature*, 311: 615-621.
- Pavoni, N. and Roth, P., 1990. Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps. results of microearthquake investigations 1983-1988. *Mém. Soc. géol. France*, 156: 129-134.
- Pearson, D.G., Davies, G.R., Nixon, P.H. and Milledge, H.J., 1989. Graphitized diamonds from a peridotite massif in Morocco and implications for anomalous diamond occurrences. *Nature*, 338: 60-62.
- Petrini, K. and Podladchikov, Y., 2000. Lithospheric pressure-depth relationship in compressive regions of thickened crust. *J. Metamorph. Geol.*: 67-78.
- Pinet, P. and Souriau, M., 1988. Continental erosion and large scale relief. *Tectonics*, 7: 563-582.
- Piomallo, C. and Morelli, A., 2003. P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *J. Geophys. Res.*, 108(B2): 2065, doi: 10.129/2002JB001757.
- Platt, J.P., Behrmann, J.H., Martínez Martínez, J.M. and Vissers, R.L.M., 1984. A zone of mylonite and related ductile deformation beneath the Alpujarride Nappe Complex, Betic Cordilleras, S. Spain. *Geol. Rundsch.*, 73(2): 773-785.
- Platt, J.P. and Vissers, R.L.M., 1980a. Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, 2: 397-410.
- Platt, J.P. et al., 1983. The structure and tectonic evolution of the Aguilón fold-nappe, Sierra Alhamilla, Betic Cordilleras, SE Spain. *J. Struct. Geol.*, 5: 519-535.
- Platt, J.L., 1986a. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America bulletin*, 97: 1037-1053.
- Platt, J.P. and Behrmann, J.H., 1986. Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordilleras, SE Spain. *J. Struct. Geol.*, 5: 519-538.
- Platt, J.P., 1987. The uplift of high-pressure low-temperature metamorphic rocks. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 321: 87-103.
- Platt, J.P. and Vissers, R.L.M., 1989a. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology*, 17: 540-543.
- Platt, J.P., 1993. Exhumation of high-pressure rocks: a review of concept and processes. *Terra Nova*, 5: 119-133.
- Platt, J.P. and England, P.C., 1993. Convective removal of lithosphere beneath mountain belts : Thermal and mechanical consequences. *American Journal of Science*, 293: 307-336.
- Platt, J.P. and England, P., 1994. Convective removal of lithosphere beneath mountain belt: thermal and mechanical consequences. *Am. J. Sci.*, 294: 307-336.
- Platt, J.P., Soto, J.I. and Comas, M.C., 1996. Decompression and High-Temperature-Low-Pressure Metamorphism in the Exhumed Floor of an Extensional Basin, Alboran-Sea, Western Mediterranean. *Geology*, 24(5): 447-450.
- Platt, J.P., Soto, J.I., Whitehouse, M.J., Hurford, A.J. and Kelley, S.P., 1998a. Thermal Evolution, Rate of Exhumation, and Tectonic Significance of Metamorphic Rocks from the Floor of the Alboran Extensional Basin, Western Mediterranean. *Tectonics*, 17(5): 671-689.
- Platt, J.P., 1998. Comment on "Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc)" by Juan C. Balanya et al. *Tectonics*, 17(6): 973-976.
- Platt, J.P. and Whitehouse, M.J., 1999a. Early Miocene high-temperature metamorphism and rapid exhumation in the Betic Cordillera (Spain): evidence from U-Pb zircon ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171: 591-605.
- Platt, J.P. et al., 2003a. Exhumation of the Ronda peridotite and its crustal envelope: constraints from thermal modelling of a P-T-time array. *Journal of the Geological Society*, 160: 655-676.
- Platt, J.P., Whitehouse, M.J., Kelley, S.P., Carter, A. and Hollick, L., 2003b. Simultaneous extension exhumation across the Alboran Basin: implications for the causes of late orogenic extension. *Geology*, 31(3): 251-254.

- Platt, J.P. et al., 2003b. The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics*, 22(3).
- Platt, J.P., Kelley, S.P., Carter, A. and Orozco, M., in press. Timing of tectonic events in the Alpujarride Complex, Betic Cordillera, S. Spain. *Journal of the Geological Society, London*.
- Platzman, E.S., 1992. Paleomagnetic rotations and the kinematics of the Gibraltar Arc. *Geology*, 20: 311-314.
- Platzman, E.S., 1994. East-west thrusting and anomalous magnetic declinations in the Sierra Gorda, Betic Cordillera, southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 16(1): 11-20.
- Platzman, E.S., Platt, J.P. and Olivier, P., 1993. Paleomagnetic Rotations and Fault Kinematics in the RIF Arc of Morocco. *J. Geol. Soc.*, 150(JUL): 707-718.
- Platzman, E., Platt, J., Kelley, S. and Allerton, S., 2000. Large clockwise rotations in an extensional allochthon, Alboran Domain (Southern Spain). *J. Geol. Soc. London*, 157: 1187-1197.
- Poisson, A.M. et al., 1999. The origin and development of neogene basins in the SE Betic Cordiller (SE Spain): A case study of the Tabernas-Sorbas and Huerca-Overa basins. *Journal of Petroleum Geology*, 22(1): 97-114.
- Pope, D.C., and S.D. Willett, Thermal-mechanical model for crustal thickening in the central Andes driven by ablative subduction, *Geology*, 26, 511-514, 1998.
- Portugal ferreira, M., Ferreira, J.T., E., P. and Díaz de Federico, A., 1988. Geochronological contribution to the petrogenetic picture of the Betic Chain (SE Spain), Congreso Geológico de España, Comunicaciones, pp. 55-58.
- Posamentier, H.W. and Allen, G.P., 1993a. Siliclastic sequence stratigraphic patterns in foreland ramp-type basins. *Geology*, 21: 455-458.
- Posamentier, H.W. and Allen, G.P., 1993b. Variability of the sequence stratigraphic model: effects of the local basin factors. *Sedimentary geology*, 86: 91-109.
- Postma, G. and Roep, T.B., 1985. Resedimented conglomerates in the bottomsets of Gilbert-type gravel deltas. *J. Sediment. Geol.*, 55(6): 874-885.
- Powell, R. and Holland, T.J.B., 1985. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations. 1. Methods and a worked example. *Journal of Metamorphic Geology*, 3: 327-342.
- Powell, R. and Holland, T.J.B., 1988. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6: 173-204.
- Powell, R. and Holland, T.J.B., 2001. Course Notes for "THERMOCALC Workshop 2001: Calculating Metamorphic Phase Equilibria" on CD-ROM.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H. and Vershure, R.H., 1966. Isotopic age determinations on tourmaline granite-gneisses and a meatgranite in the eastern Betic cordilleras (SE Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 45: 184-187.
- Priem, H.N.A. et al., 1979. Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serrania de Ronda, southern Spain. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 70: 103-109.
- Puga, E., Díaz de Federico, A. and Fonboté, J.M., 1974. Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la Zona Bética. *Estudios Geológicos*, 30: 543-548.
- Puga, E. and Díaz de Federico, A., 1976. Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas, Reun. Geod. Cord. Bét. y Mar de Alborán. Pub. Univ. de Granada (1978), pp. 79-114.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Bargossi, G.M. and Morten, L., 1989. The Nevado-Filabride metaophiolitic association in the Cobdar region (Betic Cordillera, SE Spain). *Geodinamica Acta*, 3: 17-36.
- Puga, E. and Torres Roldán, R.L., 1989. Geochemistry and age relationships of metamorphosed mafic sills from Sierra de Enmedio and Sierra Carrascoy (Eastern Betic Zone, Southeastern Spain). *Est. Geol.*, 45: 325-336.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Bodinier, J.L., Morten, L. and Nieto, J.M., 1997. High-Pressure metamorphism in the Betic ophiolitic association (Betic Cordilleras, SE Spain), Fifth International Eclogite Conference, Ascona, Switzerland, pp. 26.
- Puga, E., Nieto, J.M., Díaz de Federico, A., Bodinier, J.L. and Morten, L., 1999. Petrology and metamorphic evolution of ultramafic rocks and dolerite dykes of the Betic Ophiolitic Association (Mulhacén Complex, SE Spain): evidence of eo-Alpine subduction following an ocean-floor metasomatic process. *Lithos*, 49: 23-56.

- Puga, E., Nieto, J.M. and Díaz de Federico, A., 2000. Contrasting P-T paths in eclogites of the Betic Ophiolitic association, Mulhacén Complex, Southeastern Spain. *Canad. Mineral.*, 38: 1137-1161.
- Puga, E., Díaz de Federico, A. and Nieto, J.M., 2002. Tectonostratigraphic subdivision and petrological characterisation of the deepest complexes of the Betic zone: a review. *Geodinamica Acta*, 15: 23-43.
- Pysklywec, R.N., and M H. Shahnas, Time-dependent surface topography in a coupled crust-mantle convection model, *Geophys. J. Int.*, 154, 268-278, 2003.
- Raimbourg, H., Jolivet, L., Labrousse, L., Leroy, Y. and Avigad, D., in press. Kinematics of syn-eclogite deformation in the Bergen Arcs, Norway, implications for exhumation mechanisms. *Geol. Soc. London*, submitted.
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1983. *Modern structural geology : Strain Analysis*, 1. Academic Press.
- Reddy, S.M., Kelley, S.P. and 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. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 493-508.
- Reddy, S.M., Wheeler, J. and Cliff, R.A., 1999a. The geometry and timing of orogenic extension: an example from the Western Italian Alps. *J. Metamorphic Geol.*, 17: 573-589.
- Rehaut, J.P., Boillot, G. and Mauffret, A., 1985. The Western Mediterranean basin. In: D.J. Stanley (Editor), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag, New-York, pp. 101-129.
- Reilinger, R. et al., 1995. GPS evidence for westward continuation of dextral strike-slip motion from the North Anatolian Fault Zone across the North Aegean and North-Central Greece. Abstract. American Geophysical Union (AGU). EOS, Supplement, Nov. 7: F620-F621.
- Reilinger, R.E. et al., 1997. Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.*, 102: 9983-9999.
- Reineck, H.F., 1980. *Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics*. Springer Verlag, Berlin, 549p pp.
- Platt, J.P. et al., 2003. The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics*, 22(3).
- Reuber, I., Michard, A., Chaulan, A., Juteau, T. and Jermoumi, B., 1982. Structure and emplacement of the Alpine type peridotites from Beni Bousera, Rif Morocco: a polyphase tectonic interpretation. *Tectonophysics*, 82: 231-251.
- Rey, P., Burg, J.-P. and Casey, M., 1997. The Scandinavian Caledonides and their relationship to the Variscan belt. In: J.-P. Burg and M. Ford (Editors), *Orogeny Through Time*. Geological Society Special Publication, London.
- Ricou, L.E., 1994. Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to south-eastern Asia. *Geodinamica Acta*, 7: 169-218.
- Rigo, A. et al., 1996. A microseismicity study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophys. J. Int.*, 126: 663-688.
- Ring, U., Brandon, M.T., Willett, S.D. and Lister, G.S., 1999. Exhumation processes. In: U. Ring, M.T. Brandon, S.D. Willett and G.S. Lister (Editors), *Exhumation processes: normal faulting, ductile flow and erosion*. Special Publication. Geological Society, London, pp. 1-27.
- Robin, C., Guillocheau, F. and Gaulier, J.M., 1996. Mesure des signaux eustatiques et tectoniques au sein de l'enregistrement sédimentaire d'un bassin intracratonique. Application au Bassin de Paris. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 322: 1079-1086.
- Robin, C., 1997. Mesure stratigraphique de la déformation: application à l'évolution Jurassique du Bassin de Paris., *Geosciences Rennes I, Rennes*, 293 pp.
- Robin, C., Guillocheau, F. and Gaulier, J.M., 1998. Discriminating between tectonic and eustatic controls on the stratigraphic record in the Paris Basin. *Terra Nova*, 10: 323-329.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S. and Duboz, C., 2002a. Reconstruction of the tectonic evolution of the Western Mediterranean since the Oligocene. In: G. Rosenbaum and G.S. Lister (Editors), *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogen*. *Journal of the Virtual Explorer*, pp. 107-126.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S. and Duboz, C., 2002b. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine Orogeny. *Tectonophysics*, 359: 117-129.
- Rosenbaum, G. and Lister, G., 2004.

- Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics*, 23.
- Rossetti, F., Faccenna, C., Jolivet, L. and Funiciello, R., 1999a. Structural evolution of the Giglio island, Northern Tyrrhenian Sea (Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, 52: 493-512.
- Rossetti, F. et al., 1999b. Blueschist to greenschist transition from the Gorgona metamorphic complex (Northern Tyrrhenian Sea, Italy): P-T-t paths, fluid inclusion analysis and geodynamic implications. *Ofioliti*, in press.
- Rossetti, F. et al., 1999c. Syn- versus post-orogenic extension in the Tyrrhenian Sea, the case study of Giglio Island (Northern Tyrrhenian Sea, Italy). *Tectonophysics*, 304: 71-93.
- Rossetti, F., C. Faccenna, L. Jolivet, F. Tecce, R. Funiciello, and C. Brunet, Syn- versus post-orogenic extension in the Tyrrhenian Sea, the case study of Giglio Island (Northern Tyrrhenian Sea, Italy), *Tectonophysics*, 304, 71-93, 1999b.
- Rossetti, F. et al., 2000. Pluton emplacement in the northern Tyrrhenian area, Italy. In: B. Vendeville, Mart, Y. & Vigneresse, J.L (Editor), Salt, shale and igneous diapirs in and around Europe. Geological Society, London, pp. 55-77.
- Rossetti, F. et al., 2001. Alpine structural and metamorphic signature of the Sila Piccola massif nappe stack (Calabria, Italy): insights for the tectonic evolution of the Calabrian arc. *Tectonics*, 20(1): 112-133.
- Rouby, D., Cobbold, P.R., Szatmari, P., Demercian, S., Coelho, D. and Rici, J.A., 1993. Restoration in plan view of faulted Upper Cretaceous and Oligocene horizons and its bearing on the history of salt tectonics in the Campos Basin (Brazil). *Tectonophysics*, 228: 435-445.
- Rouby, D., Suppe, J. and Xiao, H., 2000. 3D Restoration of complexly faulted and folded surfaces using multiple unfolding mechanisms. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 84: 805-829.
- Roure, F. et al., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections; geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8: 41-50.
- Roure, F., Polino, R. and Nicolich, R., 1990. Early Neogene deformation beneath the Po Plain: constraints of the post-collisional Alpine evolution. *Mèm. Soc. géol. France*, 156: 309-322.
- Royden, L.H., 1993a. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12(3): 629-638.
- Royden, L.H., 1993b. The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics*, 12: 303-325.
- Rubatto, D., Gebauer, D. and Compagnoni, R., 1997. Dating the UHP/HP metamorphism in the Western Alps (Sesia Lanzo and Zermatt - Saas Fee): evidence for subduction events at the Cretaceous-Tertiary boundary and in the middle Eocene. *Terra Nova*, 9: 30-31.
- Ruegg, G., 1964. Geologische onderzoekingen in het bekken van Sorbas, S Spanje. Amsterdam Geological Institute, Univ. of Amsterdam, 64 pp pp.
- Sánchez-Gómez, M. and García-Dueñas, V., 1995. Intracrustal emplacement of the Ronda Peridotites. In: H.G. Barschus and F. Gervilla (Editors), Documents of the 2nd International workshop on orogenic lherzolites and mantle processes. Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Granada, pp. 58-59.
- Sánchez-Gómez, M., García-Dueñas, V., Muñoz, M. and Balanyá, J.C., 1995. Relación estructural de los cuerpos peridotíticos situados al Norte y al Sur del Estrecho de Gibraltar. *Geogaceta*, 17: 135-137.
- Sánchez Gómez, M., Azañón, J.M., García Dueñas, V. and Soto, J.I., 1999. Correlation between metamorphic rocks recovered from Site 976 and the Alpujárride rocks of the western Betics. In: R. Zahn, M.C. Comas and A. Klaus (Editors), *Proc. ODP Sci. Results*, pp. 307-317.
- Sanchez-Gomez, M., Avigad, D. and Heiman, A., 2002. Geochronology of clasts in allochthonous Miocene sedimentary sequences on Mykonos and Paros islands: implications for back-arc extension in the Aegean Sea. *J. Geol. Soc. London*, 159: 45-60.
- Sanchez-Rodriguez, L., Gebauer, D., Tubia, J.M., Gil Ibarguchi, J.I. and Rubatto, D., 1996. First schrimp-ages on pyroxenite, eclogites and granites of the Ronda complex and its country-rocks. *Geogaceta*, 20: 487-489.
- Sánchez Rodríguez, L., 1998. Pre-Alpine and Alpine evolution of the Ronda Ultramafic Complex and its country-rocks (Betic chain, southern Spain): U-Pb SHRIMP zircon and fission-track dating. Tesis doctoral Thesis, Zürich, 170 pp.

- Sánchez Rodríguez, L. and Gebauer, D., 2000. Mesozoic Formation of Pyroxenites and Gabbros in the Ronda Area (Southern Spain), Followed by Early Miocene Subduction Metamorphism and Emplacement into the Middle Crust - U-Pb Sensitive High-Resolution Ion Microprobe Dating of Zircon. *Tectonophysics*, 316(1-2): 19-44.
- Sanz de Galdeano, C., 1987. Strike-slip faults in the Southern border of the Vera Basin (Almeria, Betic Cordilleras). *Estud. Geol.*, 39: 157-165.
- Sanz de Galdeano, C., 1988. The evolution, importance and significance of the neogene fault within the Betic-Rifean domain. *Mediterranea Sec. Geol.*, 7: 33-43.
- Sanz de Galdeano, C., 1990. Geological evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. and Vera, J.A., 1992. Stratigraphic record and palaeogeographical context of the neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4: 21-36.
- Sartori, R., Mascle, G. and Amaudric du Chaffaut, S., 1987. A review of circum-Tyrrhenian regional geology. In: K. Kastens, J. Mascle, C. Aurox and *et al.* (Editors). *Proc. Init. Repts, ODP*, pp. 37-63.
- Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X. and Roulet, M.J., 1986. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamir since the Triassic. *Tectonophysics*, 123: 1-35.
- Scaillet, S., Féraud, G., Lagabrielle, Y., Ballèvre, M. and Ruffet, G., 1990. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-probe dating by step heating and spot fusion of phengites from the Dora Maira nappe of the western Alps, Italy. *Geology*, 18: 741-744.
- Scaillet, S., 1998a. K-Ar (^{40}Ar - ^{39}Ar) geochronology of ultrahigh pressure rocks. In: L.J.G. Hacker B.R. (Editor), *When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks*. Kluwer, pp. 161-201.
- Schumm, S.A., 1993. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *J. Geol. Soc. London*, 101: 279-294.
- Schwartz, S., 2000. La zone Piémontaise des Alpes occidentales: un paléo-complexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux. Thèse de doctorat Thesis, Université Claude Bernard - Lyon I, Lyon, 341 pp.
- Schwarzacher, W., 2000. Milankovitch cycles and sequence boundaries. In: H.-S. Pandalai (Editor), *Recent researches in geology Geological data analysis, statistical methods*. Hindustan Publishing Corporation, Dehli, pp. 86-92.
- Sclater, J.G. and Christie, P.A.F., 1980. Continental stretching: an explanation of the mid-cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. *J. Geophys. Res.*, 85: 3711-3739.
- Scott, R.J. and Lister, G., 1992. Detachment faults: Evidence for a low-angle origin. *Geology*, 20: 833-836.
- Seber, D. et al., 1996. Three-dimensional upper mantle structure beneath the intraplate Atlas and interplate Rif mountains of Morocco. *J. Geophys. Res.*, 101(B2): 3125-3138.
- Selverstone, J. and Spear, F.S., 1985. Metamorphic P-T paths from pelitic schists and greenstones from the south-west Tauern Window. *Journal of Metamorphic Geology*, 3: 439-465.
- Séranne, M. and Séguret, M., 1987. The Devonian basins of Western Norway: tectonics and kinematics of extending crust. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics*. Spec. Pub. geol. Soc. Lond., pp. 537-548.
- Séranne, M., 1999. The Gulf of Lions continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath and M. Séranne (Editors), *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, pp. 15-36.
- Serrano, F., 1990. El mioceno medio en el area de Nijar (Almeria, Espana). *Rev. Soc. Geol. Espana*, 3((1-2)): 65-77.
- Serri, G., Innocenti, F. and Manetti, P., 1993. Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of central Italy. *Tectonophysics*, 223: 117-147.
- Shanley, K.W. and McCabe, P.J., 1994. Perspectives on the Sequence stratigraphy of Continental Strata. *AAPG*, 78(4): 544-568.
- Shreve, R.L. and Cloos, M., 1986. Dynamics of sediment subduction, melange formation, and prism accretion. *Journal of Geophysical Research*, 91: 10229-10245.
- Sibson, R.H., 1974. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. *Nature*, 249: 542-544.

- Sibson, R.H., 2000. Fluid involvement in normal faulting. *Journal of Geodynamics*, 29: 469-499.
- Simancas, J.F. and Campos, J., 1993. Compresión NNW-SSE tardi a postmetamórfica y extensión subordinada en el Complejo Alpujárride (Dominio de Alborán, Orógeno Bético). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 23-35.
- Simon, O.J., 1963. Geological investigations in the Sierra de Almagro, southeastern Spain. Univ. Amsterdam, Inédita, pp. 164 p.
- Simon, O.J., 1966. Note préliminaire sur l'âge des roches de l'unité Cucharón dans la Sierra de Carrascoy (province de Murcia, Espagne). *Geol. Mijnb.*, 45: 112-113.
- Simon, O.J., 1987. On the Triassic of the Betic Cordilleras (Southern Spain). *Cuad. Geol. Ib.*, 11: 385-402.
- Sinclair, H.D. and Allen, P.A., 1992. Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge. *Basin Res.*, 4: 215-232.
- Smith, D.C., 1984. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, 310: 641-644.
- Sobolev, N.V. and Shatsky, V.S., 1987. Carbon mineral inclusions in garnets of metamorphic rocks (en russe). *Geol. Geofiz.*, 7: 77-80.
- Sosson, M. et al., 1998a. Late Exhumation Stages of the Alpujarride Complex (Western Betic Cordilleras, Spain) - New Thermochronological and Structural Data on Los-Reales and Ojen Nappes. *Tectonophysics*, 285(3-4): 253-273.
- Soto, J.I., García-Dueñas, V. and Martínez-Martínez, J.M., 1990. El valor de la deformación dúctil asimétrica en el ortogneis de Lubrín, Almería (Manto de Bédar-Macael, Complejo Nevado-Filábride). *Geogaceta*, 7: 92-94.
- Soto, J.I. and Gervilla, F., 1991. Los macizos ultramáficos de Sierra de las Aguas y de Sierra de la Robla como una ventana extensional (Béticas occidentales). *Geogaceta*, 9: 21-23.
- Soto, J.I., 1991. Estructura y evolución metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en la terminación oriental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). Doctoral Thesis, Univ. de Granada.
- Soto, J.I. and Azanon, J.M., 1994. Zincian Staurolite in Metabasites and Metapelites from the Betic-Cordillera (Se Spain). *N. Jb. Miner. Abh.*, 168(2): 109-126.
- Soto, J.I. and Platt, J.P., 1999. Petrological and Structural Evolution of High-Grade Metamorphic Rocks from the Floor of the Alboran Sea Basin, Western Mediterranean. *J. Petrol.*, 40(1): 21-60.
- Spakman, W., Wortel, M.J.R. and Vlaar, N.J., 1988. The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implications. *Geophys. Res. Lett.*, 15: 60-63.
- Spakman, W., 1990. Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean. *Terra Nova*, 2: 542-553.
- Spakman, W., van der Lee, S. and van der Hilst, R., 1993. Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle. *Phys. Earth and Planet. Int.*, 79: 3-74.
- Spakman, W. and Wortel, R., 2004. A tomographic view on Western Mediterranean geodynamics. In: W. Cavazza, F.M. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli and P.A.Z. (eds) (Editors), *The TRANSMED Atlas - The Mediterranean region from crust to Mantle*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Spathopoulos, F., 1996. An insight on salt tectonics in the Angola basin, South Atlantic. In: G.I. Alsop, D.J. Blundel and I. Davison (Editors), *Salt Tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Pub., London, pp. 153-174.
- Spear, F.S., Selverstone, J., Hickmott, D., Cowley, P. and Hodges, K.V., 1984. P-T paths from garnet zoning: A new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes. *Geology*, 12: 87-90.
- Spear, F.S. and Peacock, S.M., 1989. Metamorphic Pressure-Temperature-Time Paths. Short Course in Geology, 7. American Geophysical Union, Washington, 102 pp.
- Spear, F.S., Hickmott, D.D. and Selverstone, J., 1990. Metamorphic consequences of thrust emplacement, Fall Mountain, New Hampshire. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102: 1344-1360.
- Stampfli, G.M., 2000. Tethyan oceans. *Geological Society, London, Special Publications*, 173: 1-23.
- Stampfli, G.M. et al., 2003. Remnants of the Paleotethys oceanic suture zone in the Western Tethyan area. In: G. Cassinis and F.A. Decandia (Editors), *Stratigraphic and structural evolution of the Late Carboniferous to Triassic continental and marine succession in Tuscany (Italy): regional reports and and general correlation*. *Bolletino della Societa Geologica Italiana*, Roma, pp. in press.

- Stapel, G., Moeys, R. and Biermann, C., 1996. Neogene evolution of the Sorbas basin (SE Spain) determined by paleostress analysis. *Tectonophysics*, 255: 291-305.
- Steckler, M.S. and Watts, A.B., 1978. Subsidence of the atlantic-type continental margin off New-York. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41: 1-13.
- Steiger, R.H. and Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 359-362.
- Storti, F., Tectonics of the Punta Bianca promontory: insights for the evolution of the northern Apennines-northern Tyrrhenian Sea basin, *Tectonics*, 14, 832-847, 1995.
- Sue, C., Tricart, P., Thouvenot, F. and Fréchet, J., 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. Geophys. Res.*, 104: 611-622.
- Tagami, T. and Shimada, C., 1996. Natural long-term annealing of the fission-track system around a granitic pluton. *Journal of Geophysical Research*, 101: 8245-8255.
- Tao, W.C., and R.J. O'Connell, Ablative subduction: a two-sided alternative to the conventional subduction model, *J. Geophys. Res.*, 97, 8877-8904, 1992.
- Tapponnier, P., Mercier, J.L., Armijo, R., Han, T. and Zhou, J., 1981. Field evidences for active normal faulting in Tibet. *Nature*, 294: 410-414.
- Taymaz, T., J. Jackson, and D. McKenzie, Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, 106, 433-490, 1991.
- Tendero, J.A., Martín-Algarra, A., Puga, E. and Díaz de Federico, A., 1993. Lithostratigraphie des métasédiments de l'association ophiolitique Nevado-Filábride (SE Espagne) et mise en évidence d'objets ankéritiques évocant des foraminifères planctoniques du Crétacé: conséquences paléogéographiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 316, série II: 1115-1122.
- Theye, T., Seidel, E. and Vidal, O., 1992. Carpholite, sudoite and chloritoid in low high-pressure metapelites from Crete and the peloponese, Greece. *Eur. J. Mineral.*, 4: 487-507.
- Thompson, A.B. and England, P.C., 1984. Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism II. Their Inference and Interpretation using Mineral Assemblages in Metamorphic Rocks. *J. Petrol.*, 25(4): 929-955.
- Thompson, A., Schulmann, K. and Jezek, J., 1997. Extrusion tectonics and elevation of lower crustal metamorphic rocks on convergent orogens. *Geology*, 25: 491- 494.
- Tiberi, C., 1999. Rifts de Corinthe et d'Evvia (Grèce) : structure lithosphérique par tomographie télésismique et gravimétrie. PhD Thesis, Paris VII, Paris, 239 pp.
- Tiberi, C., H. Lyon-Caen, D. Hatzfeld, U. Achauer, E. Karagianni, A. Kiratzi, E. Louvari, D. Panagiotopoulos, I. Kassaras, G. Kaviris, K. Makropoulos, and P. Papadimitriou, Crustal and upper mantle structure beneath the Corinth rift (Greece) from a teleseismic tomographic study, *J. Geophys. Res.*, 105, 28159-28173, 2000b.
- Tiberi, C., Diament, M., Lyon-Caen, H. and King, T., 2000a. Moho topography beneath the Corinth rift area (Greece) from inversion of gravity data. *Geophys. J. Int.*, 142(in press).
- Tiberi, C. et al., 2000b. Crustal and upper mantle structure beneath the Corinth rift (Greece) from a teleseismic tomographic study. *J. Geophys. Res.*, 105(B12): 28159-28173.
- Torné, M., Banda, E., García Dueñas, V. and Balanyá, J.C., 1992. Mantle-Litosphere bodies in the Alboran crustal domain (Ronda peridotites, Betic-Rif orogenic belt). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 110: 163-171.
- Torne, M., Fernandez, M., Comas, M.C. and Soto, J.I., 2000. Lithospheric structure beneath the Alboran Basin: results from 3D gravity modeling and tectonic relevance. *J. Geophys. Res.*, 105(B2): 3209-3228.
- Torres-Roldán, R.L., 1979a. La evolución tectonometamórfica del Macizo de los Reales (extremo occidental de la Zona Bética). Un ensayo sobre el origen de gradientes anómalos de alta temperatura en el Dominio Cortical Alpujárride-Maláguide de la Zona Bética. inédita, Univ. Granada.
- Torres-Roldán, R.L., 1979b. The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Southern Spain): Its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost Alpine belt. *American Journal of Science*, 279: 19-51.
- Toussaint, G., E. Burov, and L. Jolivet, Continental plate collision: unstable vs. stable slab dynamics, *Geology*, 32, 33-36, 2004.

- Trotet, F., 2000. Exhumation des roches de haute pression - basse température le long d'un transect des Cyclades au Péloponnèse, implications géodynamiques. Thèse de doctorat Thesis, Université Paris XI, Orsay.
- Trotet, F., Jolivet, L. and Vidal, O., 2001a. Tectono-metamorphic evolution of Syros and Sifnos islands (Cyclades, Greece). *Tectonophysics*, 338: 179-206.
- Trotet, F., Vidal, O. and 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.
- Trudgill, B.D., 2002. Structural controls on drainage development in the Canyonlands grabens of southeast Utah. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 86: 1095-1112.
- Tubía, J.M. and Gil Ibarguchi, J.I., 1991. Eclogites of the Ojén nappe: a record of subduction in the Alpujárride complex (Betic Cordilleras, southern Spain). *Journal of the Geological Society of London*, 148: 801-804.
- Tubía, J.M., Cuevas, J., Navarro-Vilá, F., Alvarez, F. and Aldaya, F., 1992a. Tectonic evolution of the Alpujárride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain). *J. Struct. Geol.*, 14(2): 193-203.
- Tubía, J.M., Navarro-Vilá, F., Gil Ibarguchi, J.I. and Cuevas, J., 1992b. Adelgazamiento litosférico en el Manto de los Reales; evolución estructural y de las condiciones P-T. *Symposium del III Congreso Geológico Español, Salamanca*, 2: 439-445.
- Tubía, J.M., Cuevas, J. and Ibarguchi, J.I.G., 1997. Sequential Development of the Metamorphic Aureole Beneath the Ronda Peridotites and Its Bearing on the Tectonic Evolution of the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 279(1-4): 227-252.
- Turcotte, D. and Schubert, G., 1982. *Geodynamics*. John Wiley and Sons, New York, 450 pp.
- Van Bemmelen, R.W., 1927. *Bijdrage tot de Geologie der Betische Ketens in the provincie Granada*. Tesis Doctoral Thesis, Delft, 176 p pp.
- Van der Voo, R., Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparison with continental reconstructions, *Rev. Geophys.*, 28, 167-206, 1990.
- Van der Wal, D., 1993. Deformation processes in Mantle Peridotites: with emphasis on the Ronda peridotite of SW Spain. *Univ. Utrecht*.
- Van der Wal, D. and Vissers, R.L.M., 1993. Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean. *Geology*, 21: 1119-1122.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), *Sea Level Changes: an Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., pp. 39-45.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. and Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic stratigraphy in well logs, cores and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies. *AAPG Methods in Exploration*, 7: 55p.
- Van Den Driessche, J. and Brun, J.P., 1991. Tectonic evolution of the Montagne Noire (french Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodinamica Acta*, 5: 85-99.
- Vanderhaeghe, O. and Teyssier, C., 2001. Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics*, 342: 451-472.
- Velde, B., 1967. Si⁴⁺ content of natural phengites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 14: 250-258.
- Vendeville, B., P.R. Cobbold, P. Davy, J.P. Brun, and P. Choukroune, Physical Models of Extensional Tectonics at Various Scales, in *Continental Extension Tectonics*, vol. 28, edited by M.P. Coward, Dewey, J.F. & Hancock P.L., pp. 95-107, Geol. Soc. Spec. Pub., London, 1987.
- Vera, J.A., Rodriguez-Fernandez, J., Guerra, A. and Visseras, C., 1991. La cuenca de Guadix-Baza. In: C. Montenat (Editor). *DOuments et travaux de l'IGAL, Prias*.
- Vergés, J., M Fernandez, and A. Martinez, The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution, in *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogen*, vol. 8, *Journal of the Virtual Explorer*, edited by G. Rosenbaum and G.S. Lister, pp. 57-76, 2002.
- Vernet, R., Assoua-Wande, C., Massamba, L. and Sorriaux, P., 1996. Paléogéographie du Crétacé (Albien-Maastrichien) du bassin côtier congolais. *Mem. Bull. Centres Rech. Explo. Prod. Elf*, 16: 39-55.
- Vidal, O., Goffé, B. and Theye, T., 1992a. Experimental study of a new petrogenetic grid for the system FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *J. Metamorphic Geol.*, 14: 381-386.
- Vidal, O., Theye, T. and Chopin, C., 1994. Experimental study of chloritoid stability at high pressure and various fO₂ conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 118: 256-270.

- Vidal, O. and Theye, T., 1996. Petrology of Fe-Mg-carpholite-bearing metasediments from NE Oman. *J. metamorphic Geol.*, 14(381-397).
- Vidal, O., Goffé, B., Bousquet, R. and Parra, T., 1998. An empirical chloritoid-chlorite Mg-Fe exchange thermometer and thermodynamic data for daphnite. Application to a field example (upper Sebtides nappes, northern Morocco). *J. metamorphic Geol.*, in press.
- Vidal, O., Goffé, B., Bousquet, R. and Parra, T., 1999. Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite thermometer and thermodynamic data for daphnite. *J. Metamorphic Geol.*, 10: 603-614.
- Vidal, O. and Parra, T., 2000a. Exhumation paths for high pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages. *Geol. J.*, 35: 139-161.
- Vidal, O., Parra, T. and Trotet, F., 2001a. 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. *American J. Sci.*, 301: 557-592.
- Vigner, A., Images sismiques par réflexions verticales et grand-angle de la croûte en contexte extensif: les Cyclades et le Fossé Nord-Egéen, Thèse de doctorat thesis, 269 pp., Institut de Physique du Globe, Paris, 2002.
- Villa, I.M., 1998. Isotopic closure. *Terra Nova*, 10: 42-47.
- Viseras, C., 1991. Estratigraphia y sedimentología del relleno aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas), University of Granada, Granada, 344 pp.
- Vissers, R.L.M., 1981. A Structural study of the central Sierra de los Filabres (Betic Zone, SE Spain) with emphasis on deformational processes and their relation to the alpine metamorphism. *GUA Pap. Geol.*, 15: 1-154.
- Vissers, R.L.M., Platt, J.P. and Van der Wal, D., 1995. Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran domain: a lithospheric view. *Tectonics*, 14(4): 786-803.
- Von Blanckenburg, F. and Davies, J.H., 1995. Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14: 120-132.
- Watts, A.B., Karner, G.D. and Steckler, M.S., 1982. Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 305: 249-281.
- Wehr, F.L., 1993. Effects of variations in subsidence and sediment supply on parasequence stacking pattern. In: P. Weimer and H.W. Posamentier (Editors), *Siliclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., pp. 369-379.
- Weijermars, R., 1985. Uplift and subsidence history of the Alboran Basin and a profile of the Alboran Diapir (W-Mediterranean). *Geologie en Mijnbouw*, 64: 349-356.
- Weijermars, R., Roep, T.B., Van den Eeckhout, B., Postma, G. and Kleverlaan, K., 1985. Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almería, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). *Geol. en Mijnbouw*, 64: 397-411.
- Weijermars, R., 1991. Geology and tectonics of the Betic Zone, SE Spain. *Earth-Science Reviews*, 31: 153-236.
- Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291: 645-648.
- Wernicke, B.P. and Axen, G.J., 1988. On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology*, 16: 848-851.
- Wernicke, B., 1992. Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera. In: B. Burchfiel, L. PW and Z. ML (Editors), *The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S. Geol. Soc. Am.*, The Geology of North America, Boulder, Colorado, pp. 553-581.
- Westerhof, A.B., 1977. On the contact relations of high-temperature peridotites in the Serranía de Ronda, Southern Spain. *Tectonophysics*, 39: 579-591.
- Wheeler, J. and 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 and Planetary Science Letters*, 117: 457-474.
- Wheeler, J., Reddy, S.M. and Cliff, R.A., 2001a. Kinematic linkage between internal zone extension and shortening in more external units in the NW Alps. *J. Geol. Soc. London*, 158: 439-443.
- Whitehouse, M.J. and Platt, J.P., 2003. Dating high-grade metamorphism-constraints from rare-earth elements in zircon and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145(Issue 1): 61-74.

- Wilks, W.J. and Cuthbert, S.J., 1994. The evolution of the Hornelen Basin detachment system, western Norway : implications for the style of late orogenic extension in the southern Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics*, 238: 1-30.
- Williams, G. and Chapman, T., 1983. Strains developed in the hangingwalls of thrusts due to their slip/propagation rate: a dislocation model. *J. Struct. Geol.*, 5(6): 563-571.
- Williams, M., Ford, M., Vergès, J. and Artoni, A., 1998. Alluvial gravel sedimentation in a contractional growth fold setting, Sant Llorenç de Morunys, southeastern Pyrenees. In: A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H.P. Luterbacher and M. Fernández (Editors), *Cenozoic foreland basins of Western Europe*. Geol. Soc. Spec. Public.
- Willis, A., 2000. Tectonic control of nested sequence architecture in the Sego sandstone, Nelsen formation and Upper Castlegate sandstone (Upper Cretaceous), Sevier Foreland Basin, Utah, USA. *Sedim. Geol.*, 136: 277-317.
- Wortel, M.J.R. and Spakman, W., 1992. Structure and dynamic of subducted lithosphere in the Mediterranean. *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.*, 95(3): 325-347.
- Wortel, M.J.R. and Spakman, W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, 290: 1910-1917.
- Xu, S. et al., 1992. Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication for tectonic setting. *Science*, 256: 80-82.
- Yilmaz, P.O., Norton, I.O., Leary, D. and Chuchla, R.J., 1996. Tectonic evolution and paleogeography of Europe. In: P.A. Ziegler and F. Horvath (Editors), *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands*. Mém. Mus. nat. Hist. nat. Museum National d'Histoire Naturelle, Paris, pp. 47-60.
- Young, M.J., Gawthorpe, R.L. and Hardy, S., 2001. Growth and linkage of a segmented normal fault zone; the Late Jurassic Murchison-Stafjord North Fault, northern North Sea. *J. Struct. Geol.*, 23: 1933-1952.
- Zeck, H.P. et al., 1989. A 21 ± 2 Ma age for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, South Spain. *Tectonophysics*, 169: 215-220.
- Zeck, H.P., Monié, P., Villa, I.M. and Hansen, B.T., 1992. Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology*, 20: 79-82.
- Zeck, H.P., 1996. Betic-RIF Orogeny - Subduction of Mesozoic Tethys Lithosphere Under Eastward Drifting Iberia, Slab Detachment Shortly Before 22Ma, and Subsequent Uplift and Extensional Tectonics. *Tectonophysics*, 254(1-2): 1-16.
- Zeck, H.P., Kristensen, A.B. and Williams, I.S., 1998. Postcollisional Volcanism in a Sinking Slab Setting - Crustal Anatectic Origin of Pyroxene-Andesite Magma, Caldear Volcanic Group, Neogene Alboran Volcanic Province, Southeastern Spain. *LITHOS*, 45(1-4): 499-522.
- Zeck, H.P. and Whitehouse, M.J., 1999. Hercynian, Pan-African, Proterozoic and Archean Ion-Microprobe Zircon Ages for a Betic-RIF Core Complex, Alpine Belt, W Mediterranean - Consequences for Its P-T-T Path. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 134(2-3): 134-149.
- Zeck, H.P., Argles, T.W. and Platt, J.P., 2000. Discussion on Attenuation and Excision of a Crustal Section During Extensional Exhumation, Carratraca Peridotite, Betic Cordilleras, Southern Spain. *J. Geol. Soc.*, 157(JAN): 253-255.
- Zeck, H.P. and Williams, I.S., 2001. Hercynian metamorphism in nappe core complexes of the Alpine Betic-Rif belt, Western Mediterranean - a SHRIMP zircon study. *Journal of Petrology*, 42(7): 1373-1385.