Centre Val de Loire UNIVERSITÉ

# UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

UNIVERSITE D'ORLEANS

*ÉCOLE DOCTORALE*
*ENERGIE, MATERIAUX, SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS*

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO)

**THÈSE** présentée par : **Eloïse BESSIERE**

soutenue le : **23 Avril 2019**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**

Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre

# ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DES ZONES INTERNES DES CORDILLÈRES BÉTIQUES (Andalousie, Espagne) :

## APPORTS D'UNE ÉTUDE PLURIDISCIPLINAIRE DU COMPLEXE ALPUJÁRRIDE

**THÈSE dirigée par :**

| | |
|---|---|
| **Laurent JOLIVET** | Professeur, Sorbonne Université |
| **Romain AUGIER** | Maître de Conférences, Université d'Orléans |

**RAPPORTEURS :**

| | |
|---|---|
| **Gianreto MANATSCHAL** | Professeur, Université de Strasbourg |
| **Yann ROLLAND** | Maître de Conférences, Université de Nice Sophia Antipolis |

---

**JURY :**

| | |
|---|---|
| **Hugues RAIMBOURG** | Maître de Conférences, Université d'Orléans |
| **Olivier VIDAL** | Directeur de recherche, ISTerre, Grenoble |
| **Gianreto MANATSCHAL** | Professeur, Université de Strasbourg |
| **Yann ROLLAND** | Maître de Conférences, Université de Nice Sophia Antipolis |
| **Laurent JOLIVET** | Professeur, Sorbonne Université |
| **Romain AUGIER** | Maître de Conférences, Université d'Orléans |

**INVITÉS :**

| | |
|---|---|
| **José Miguel AZAÑÓN** | Professeur, Université de Grenade |
| **Sylvain CALASSOU** | Project Manager, TOTAL SA |
| **Emmanuel MASINI** | Team Leader, M&U Consulting |

Centre Val de Loire UNIVERSITÉ

*Université d'Orléans*

UNIVERSITE D'ORLEANS

# ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DES ZONES INTERNES DES CORDILLÈRES BÉTIQUES (Andalousie, Espagne) :

## Apports d'une étude pluridisciplinaire du Complexe Alpujárride

***Júzcar**, le village des Schtroumpfs, Province de Málaga, Andalousie, Espagne*

*Manuscrit de thèse*

-

***Eloïse Bessière***

-

*23 Avril 2019*

Thèse dirigée par : Laurent Jolivet, Directeur de thèse
Romain Augier, Co-encadrant de thèse

Earth Sciences Institute of Orléans ISTO

OROGEN

TOTAL

Geoscience for a sustainable Earth brgm

cnrs INSU

*À **ma famille***

*passée, présente et future…*

# AVANT-PROPOS

Ce travail de thèse réalisé très majoritairement à l'Université d'Orléans et finalisé à Sorbonne Université a été financé par le ***Projet OROGEN***, débuté en 2015. Ce projet tripartite, avec des participations à la fois financières, logistiques, instrumentales ou encore « salariales », repose sur les contributions du CNRS, du BRGM et de TOTAL. *OROGEN*, dont la fin est programmée pour 2020, a pour but principal de mieux comprendre et ainsi contraindre l'histoire d'un orogène, depuis son initiation, jusqu'à son effondrement, tout en employant un maximum d'approches, d'outils, de spécialités et d'expertises actuellement disponibles. En parallèle, plusieurs autres projets (*Fluids* et *Source to Sink*) ont été lancés, entretenant des liens étroits avec *OROGEN*, que ce soit au travers de réunions internes communes, mais aussi de sessions plénières ou encore de différentes écoles d'été et d'hivers. Ainsi, ce travail de thèse a largement bénéficié de nombreux échanges avec des spécialités et des terrains d'étude divers et variés.

L'encadrement principal de cette thèse a été réalisé par Laurent Jolivet, initialement à l'Université d'Orléans, et désormais à Sorbonne Université. Cette thèse a également largement bénéficié du co-encadrement de Romain Augier, actuellement à l'Université d'Orléans.

# REMERCIEMENTS

Les remerciements ou plutôt leur rédaction marque la fin de la thèse, pourtant c'est ce que les gens lisent en premier… Comme beaucoup d'autres l'ont rappelé avant moi, je vous prie de m'excuser par avance des répétitions et j'espère surtout n'oublier personne.

En tout premier lieu, je ne saurais commencer ces remerciements sans témoigner toute ma gratitude à mon directeur de thèse, **Laurent Jolivet**, sans qui je n'aurais eu la chance de vivre cette aventure et expérience, qui m'a accordé sa confiance, suffisamment pour m'attribuer ce sujet de thèse. Notre collaboration a commencé avec mon stage de Master 2, sans lui, sa bonne humeur, son enthousiasme et sa passion pour la recherche et la géologie, je n'aurais certainement pas continué dans cette voie. Il m'a permis de découvrir le monde de la recherche et avec son énergie communicative, il est difficile de ne pas y succomber ! En second, je souhaite profondément remercier **Romain Augier** qui m'a également fait confiance tout au long de ce chapitre de ma vie. Je pense que sans eux, sans leur encadrement, leur conseil, leur écoute, leur motivation et encouragements mais aussi sans leur lâcher prise et la liberté d'autonomie qu'ils m'ont accordée, je n'aurais pas pu réaliser ni vivre ce travail de recherche ainsi. Il y a aussi les certitudes mais surtout les doutes que cela implique et que j'ai pu avoir, et Dieu sait qu'il y en a eu ! Mais c'est aussi ça la recherche.

Une personne également très importante dans ce travail de recherche a été Adrien Romagny, même si la dernière année a été plus compliquée. Je ne saurais le remercier à la hauteur de l'aide, des conseils et des encouragements qu'il a pu m'apporter. Merci pour toutes les discussions quelque peu prises de tête et les missions de terrain, parfois longues, auxquelles il a participé.

Ce sujet de recherche a largement bénéficié de collaborations et j'aimerais tout particulièrement témoigner ma gratitude à Stéphane Scaillet et Jacques Précigout avec qui j'ai pu partager des expériences riches d'enseignement que ce soit sur la technique et la rigueur nécessaires aux datations Ar/Ar ou encore sur les problèmes liés à la péridotite de Ronda dont les discussions pourraient durer des heures et des heures, sur le terrain ou de retour au bureau.

Je souhaite, ici, remercier les personnes composant mon jury de thèse et qui ont accepté de lire et d'évaluer ce travail de recherche. Ainsi, merci à Gianreto Manatschal et Yann Rolland, les deux rapporteurs, Olivier Vidal et Hugues Raimbourg, les deux examinateurs, même si Hugues Raimbourg a eu la chance d'avoir la triple casquette de l'interne, l'examinateur et le Président de ce jury. Merci aussi aux invités, José-Miguel Azañón, Sylvain Calassou et Emmanuel Masini pour notammant avoir fait le déplacement parfois d'assez loin, et qui savent qu'Orléans n'est pas le plus facile à atteindre malgré sa proximité avec Paris…

Cette thèse s'est, certes, faite à Orléans, mais avec le départ de Laurent Jolivet d'Orléans et son retour sur les terres parisiennes, j'ai eu la chance de pouvoir rédiger une partie de ce manuscrit au sein du laboratoire ISTeP de la Sorbonne Université. Durant ce temps passé à Jussieu, je voudrais remercier l'accueil qu'il m'a été fait, les moyens matériels mis à ma disposition mais aussi et surtout la bonne humeur des personnes que j'ai pu rencontrer. Un grand merci à Sylvie Leroy, directrice du laboratoire et Marie-José Queyroy qui m'a beaucoup aidée dans les démarches administratives. Un grand merci également à Paul, mon co-bureau d'un temps, Marianne, également ma co-bureau d'un temps mais dans un bureau différent et enfin, Julie et Nicolas, post-doc dans les bureaux d'à côté. Il y avait aussi Vincent, qui m'a permis de ne pas être trop dépaysée et avec qui c'est toujours aussi agréable de faire une pause thé ou café, que ce soit à Orléans ou Paris.

Tout au long de ce travail de thèse j'ai pu profiter de l'expérience et des discussions relatives à l'utilisation des microsonde et MEB avec Ida Di Carlo à l'ISTO, mais aussi du spectromètre RAMAN avec Abdeltif Lahfid et Sylvain Delchini au BRGM. Dans la continuité de ces remerciements, je ne peux oublier les litho-lamelleurs qui ont vu passer pas mal de marbres (blancs) des Bétiques. Il en est de même pour Patricia Benoist qui a réalisé la métallisation de nombreuses lames minces. Merci à Marielle Hatton pour sa gentillesse, sa bonne humeur et son aide notamment lors de la préparation des différentes missions de terrain, mais aussi lors des essais sur mes chers marbres pour les datations. D'autres personnes, liées à la partie administrative, ont énormément facilité cette thèse, je pense notamment à Marie-Noëlle Pailhès, Olivier Gaudefroy ou encore Nathalie Pothier à qui une certaine thèse a dû lui faire des cheveux blancs… Il est également impossible d'oublier les informaticiens, qui ont eu du fil à retordre avec mes nombreux problèmes, incidents et bizarreries informatiques, merci à Laurent Catherine, Julien Catherine et Yohann Brossard.

Plus largement du point de vue géographique et scientifique, en plus de l'aspect financier, cette expérience de thèse, étant intégrée au **Programme OROGEN**, a indubitablement bénéficié des nombreuses réunions et échanges avec des chercheurs, thésards, post-doc… d'université et de spécialités diverses et variées. Il est également impossible d'oublier les *Summer* et *Winter Schools* qui ont eu lieu dans des endroits vraiment extraordinaires. Ce type de projet par son caractère peu ordinaire et par sa rareté ont, sans aucun doute, agrémenté ces trois années (et quelques) de thèse de

souvenirs, d'expériences, d'échanges et de rencontres qu'il est peu fréquent de faire et trouver dans des contrats plus classiques. Je ne saurais suffisamment remercier Emmanuel Masini et Sylvain Calassou pour leur aide, leur expertise et leurs conseils tout en restant très disponibles et abordables.
Je souhaite également remercier le BRGM, la Région Centre, le CNRS et TOTAL, via en grande partie le Projet OROGEN, pour leur soutien financier.

D'un point de vue plus personnel, je me dois de remercier chaleureusement toutes les personnes qui m'ont accompagnée durant ce chapitre orléanais de ma vie. Je commencerais par mes collègues de promo de Master 2 : Sarah, Mélissa, les deux Anthony et Nicolas. La reprise des études a été assez bizarre mais s'est plutôt bien passée et en (grande) partie grâce à vous ! Ensuite, vient tout naturellement le tour des collègues thésards, post-doc, et affiliés, certains avant moi ont choisi de les citer par ordre de taille ou de grande g****e…, je choisis l'option aléatoire =D : Val(entin), Alex(andre), Max(ime), Chloé, Julie, Virginie, Nolwenn, Aurélien (Rabi), Zineb, Clément, Benjamin, Flo(rent), Thomas T, Sarah, Hugo, Adoum, Vincent, Hugues, Mohammed, P'tit Gui (Guillaume), Anaïs, Léo, Thomas P, Yann, Justine, Charlène, Brian, Clara, Elodie, Amélie, Benoit, Marie-Laure, Morgane, Nicolas, Anne-Aziliz… Carlos, en tant que co-bureau durant ces 3 années (et quelques) a le droit à une spéciale dédicace ! Pour continuer cette section ISTO, je tiens à remercier une collocation qui m'a très bien « accueillie », je parle de la Villa bien entendu, merci à Leïla, David, Malcolm et Colin. Anaëlle étant la maman du groupe et durant ma thèse passée du côté des grands, je te mets en dehors du groupe « thésards/post-doc ». Mais tu n'en es pas moins importante. Je n'oublierais certainement jamais tous les bons moments passés en ta compagnie, les petits cafés du matin (pour ceux qui se lèvent tôt), les pauses, les discussions, et les très beaux instants d'amitié qui nous ont rapprochés et que nous avons partagés.

Lorsque je suis arrivée sur Orléans, ne connaissant personne, j'ai eu la chance d'intégrer une collocation extraordinaire ! Merci aux Dionysiens… Merci à Matthieu (deux T et un H, comme le Saint), Benjamin, Ségolène, Jérôme, Kévin, Manon et Tony. Sans vous et ces excellents moments passés à la colloc, ma vie d'étudiante puis de thésarde n'aurait pas été la même ! Sans oublier notre petite période de chômage commune, Tony ;) Ou encore nos Porchouis, plus ou moins chanceux du point de vue de la météo mais toujours aussi géniaux ! N'habitant pas avec nous mais faisant presque partie de la collocation, je n'oublie certainement pas Claire, qui nous a finalement quittés pour repartir dans sa ville de Rennes, encore une bretonne qui retourne chez elle… En parlant de bretonne qui rentre, j'ai également une pensée pour Marine et ses choux fleurs ! J'ai dit qu'à mon arrivée à Orléans, je ne connaissais personne, ce n'est pas complètement vrai, il y avait Sarah. Je suis très heureuse que cette étape orléanaise nous ait rapprochée et de t'avoir fait rencontrer ma collocation.

Maintenant je souhaite remercier tous mes amis de longue date ou plus récents qui m'ont suivi dans cette expérience orléanaise et de recherche. Certains n'ont pas toujours compris mon choix de quitter

mon travail et de reprendre les études, du moins au début. Je ne vais pas me lancer dans une liste et une énumération de prénoms, mais sachez bien tous que je vous adore et que je vous remercie pour tous les excellents moments que j'ai pu passer avec vous, les soirées, fous-rire, « sorties éducatives »…

Je vais naturellement terminer ces remerciements par la famille, car sans eux je ne serais pas là et que sans eux je n'y serais pas arrivée. Certains, bien évidemment sont partis trop tôt, et ne m'auront pas vu finaliser ce chapitre de ma vie, mais ce n'est pas pour autant que je ne leur en suis pas reconnaissante. J'ai et aurais une éternelle reconnaissance envers mes parents qui je l'espère (j'en suis sûre en fait) sont fiers de moi et d'eux-mêmes pour m'avoir accompagnée et toujours encouragée à faire ce que j'aime. J'ai également une énorme pensée pour mon petit frère, Guilhem, qui m'a souvent décrite et affublée de petits surnoms insolites et souvent liés aux travers et clichés des géologues !

La toute dernière phrase de cette partie est dédiée à Armel, sans qui je n'aurais pas vécu cette expérience de la même manière, qui a toujours su me supporter, m'encourager et me rassurer tout en partageant mon quotidien.

# TABLE DES MATIÈRES

**Introduction** ..... **27**

**Chapitre 1 – Contexte géologique et géodynamique** ..... **35**

**1.1. La géodynamique méditerranéenne et Bético-Rifaine** ..... **39**

***1.1.1. Géodynamique Méditerranéenne*** ..... 39

***1.1.2. Géodynamique Bético-Rifaine*** ..... 41

*1.1.2.1. L'histoire pré-alpine* ..... 42

*1.1.2.2. Subduction alpine et évolution syn-orogénique* ..... 43

*1.1.2.3. Extension tardi-orogénique et formation des bassins d'arrière-arc* ..... 44

*1.1.2.4. La reprise du régime compressif* ..... 48

*1.1.2.5. La Crise de Salinité Messinienne* ..... 50

*1.1.2.6. Les grandes controverses sur l'évolution géodynamique des Cordillères Bético-Rifaines* ..... 51

**1.2. Structure profonde actuelle de la chaîne et déformation active** ..... **56**

***1.2.1. Situation actuelle et sismicité active*** ..... 56

***1.2.2. Structure profonde*** ..... 58

**1.3. Les principales unités structurales de la chaîne** ..... **59**

***1.3.1. Les bassins d'avant-pays*** ..... 60

***1.3.2. Les Zones Externes*** ..... 61

*1.3.2.1. Le domaine Sud-Ibérique* ..... 61
*1.3.2.2. Le domaine du Rif ou Maghrébin* ..... 62
***1.3.3. Le Complexe des Flyschs*** ..... 63
***1.3.4. Les Zones Internes*** ..... 64
*1.3.4.1. L'unité de la Dorsale Calcaire* ..... 65
*1.3.4.2. Le Complexe Malaguide-Ghomaride* ..... 67
*1.3.4.3. Le Complexe Alpujárride-Sebtide* ..... 69
*1.3.4.4. Le Complexe Nevado-Filabride* ..... 85

**Chapitre 2 – Les massifs péridotitiques des Cordillères Bético-Rifaines ..... 93**

**2.1. Abstract ..... 101**
**2.2. Introduction ..... 102**
**2.3. Geological and geodynamic settings ..... 103**
***2.3.1. Western Mediterranean and Betic-Rif orogen*** ..... 103
***2.3.2. Sierra Bermeja area*** ..... 107
*2.3.2.1. Jubrique Unit* ..... 107
*2.3.2.2. Ronda Peridotite* ..... 107
*2.3.2.3. Dorsale Calcaire Unit* ..... 109
**2.4. Field observations: large-scale structure and strain markers ..... 110**
***2.4.1. Prominent complements to the geological map*** ..... 110
*2.4.1.1. Massive Magnetite deposits and ophicalcites* ..... 110
*2.4.1.2. Occurrences and structural position of felsic rocks* ..... 112
***2.4.2. Strain markers*** ..... 113
*2.4.2.1. Planar fabrics* ..... 114
*2.4.2.2. Stretching lineation* ..... 117
*2.4.2.3. Folding* ..... 117
*2.4.2.4. Preferred sense of shear at the vicinity of the contact* ..... 118
*2.4.2.5. Localized structures* ..... 118
**2.5. The Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material (RSCM) ..... 118**
**2.6. Thermal structure of the Dorsale Calcaire Unit ..... 120**
**2.7. Discussion ..... 124**
***2.7.1. Structure and thermicity of the Dorsale Calcaire Unit*** ..... 124
***2.7.2. Mineralizations of magnetite and ophicalcites*** ..... 126
***2.7.3. Deformation of the DCU: Thrusting vs. detachment*** ..... 127
***2.7.4. Comparison with of a seismic profile of a hyper-extended margin*** ..... 128

*2.7.5. Timing of exhumation* ..... 130
**2.8. Conclusion ..... 131**

**Chapitre 3 – Le métamorphisme de HP/BT dans le Complexe Alpjujárride ..... 133**

**3.1. Abstract ..... 141**
**3.2. Introduction ..... 142**
**3.3. Geological setting ..... 144**
*3.3.1. Geodynamic evolution of the Betic-Rif orogen* ..... 144
*3.3.2. Alpine P-T evolution and geochronology of the Alpujárride Complex* ..... 147
**3.4. Sampling strategy and samples description ..... 150**
*3.4.1. Sampling strategy* ..... 150
*3.4.2. Samples description* ..... 151
*3.4.2.1. Western part of the Alpujárride Complex* ..... 151
*3.4.2.2. Central and eastern Alpujárride Complex* ..... 153
**3.5. Texture, microstructure and mineral composition ..... 156**
**3.6. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating ..... 166**
*3.6.1. Sample preparation and analytical procedure* ..... 166
*3.6.2. Age results* ..... 167
*3.6.2.1. Western region: Guadaiza and Dorsale Calcaire units samples* ..... 167
*3.6.2.2. Central and eastern part of the Alpujárride Complex* ..... 170
**3.7. Discussion ..... 172**
*3.7.1. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age significance* ..... 172
*3.7.2. Constraints on the main metamorphic events: the HT/LP and HP/LT metamorphism conditions* ..... 172
*3.7.3. Regional significance of the 20 Ma overprint and its connection with the western Alpujárride* ..... 176
*3.7.4. Implications in terms of the Alpujárride Complex geodynamical evolution* ..... 177
**3.8. Conclusion ..... 179**

**Chapitre 4 – Synhtèse géodynamique ..... 181**

**4.1. Quelles contraintes géodynamiques majeures sont apportées par les résultats de ce travail de thèse ? ..... 186**
*4.1.1 L'exhumation et la mise en place de la Sierra Bermeja : le résultat de l'hyper-amincissement de la croute continentale* ..... 186

*4.1.2. Contraintes temporelles sur les différentes phases de métamorphisme alpin ayant affecté le Complexe Alpujárride*....189

**4.2. Le rifting Mésozoïque : un événement majeur dans l'histoire et la structuration de la région occidentale de la Méditerranée ....194**

*4.2.1. L'hyper-extension et océanisation Trias-Jurassique-Crétacé*....195

*4.2.2. De l'océanisation durant le Mesozoïque associée à de l'exhumation de manteau sous-continental*....196

*4.2.3. Synthèse paléogéographique à 145 Ma et localisation des unités des Cordillères Bético-Rifaines*....197

**4.3. Le métamorphisme de haute-pression/basse température relatif à la subduction Cénozoïque : un consensus pour un événement au début de l'Eocène ?....199**

*4.3.1. Configuration et ordre d'enfouissement des complexes Alpujárride et Nevado-Filabride*....199

*4.3.2. Timing et conditions du métamorphisme de HP/BT et exhumation syn-orogénique*...202

*4.3.3. Pourquoi séparer les unités du Complexe Alpujárride de l'ouest?*....205

**4.4. L'extension d'arrière-arc débutant à la transition Eocène-Oligocène : une exhumation majeure des unités métamorphiques ?....206**

*4.4.1. Le retrait vers le sud du panneau plongeant et l'extension d'arrière-arc associée*....206

*4.4.2. L'exhumation tardi-orogénique des unités métamorphiques*....209

*4.4.3. La transition Aquitanien-Burdigalien comme étape majeure de mise en place de la chaîne sur les marges continentales*....211

*4.4.4. La transition Serravalien-Tortonien : exhumation finale du Complexe Nevado-Filabride.*....213

**4.5. Du Tortonien à l'actuel : reprise de la compression, crise de la salinité Messinienne et acquisition de la configuration actuelle....215**

**4.6. Quid du modèle d'exhumation des massifs péridotitiques au Miocène ? ....216**

**4.7. Problèmes non résolus, points clefs bloquants et perspectives de travail ....218**

**Conclusion ....223**

**Références bibliographiques ....229**

**Annexes ....253**

# LISTE DES FIGURES

## Chapitre 1 – Contexte géologique et géodynamique


1.1 : Carte tectonique de la Méditerranée avec la position des fosses, les principaux fronts de chevauchement et les bassins d'arrière-arc. ..... 39

1.2 : Reconstructions cinématiques de l'évolution des plaques tectoniques durant le Paléozoïque et le Mésozoïque avec l'Europe fixe. ..... 40

1.3 : Cinématique actuelle de la région méditerranéenne. Vecteurs GPS horizontaux de déplacement avec l'Eurasie fixe, d'après Faccenna et al. (2014). ..... 41

1.4 : Reconstructions cinématiques de l'Océan Atlantique Central et de la Méditerranée de l'ouest avec les traits de côtes actuels. ..... 42

1.5 : Schéma illustrant la structure d'un domaine en subduction et synthétisant les environnements d'exhumation des roches métamorphiques. ..... 44

1.6 : Reconstructions cinématiques de l'évolution de la région méditerranéenne en cinq étapes. ..... 45

1.7 : Carte montrant la répartition des différentes signatures magmatiques en Alboran depuis l'Eocène jusqu'à l'actuel. ..... 47

1.8 : Carte de l'ouest méditerranéen montrant le volcanisme du Miocène moyen au Pléistocène. ..... 48

1.9 : Carte géologique simplifiée montrant la localisation des différentes Sierras et des principaux bassins de la partie centrale et orientale des Cordillères Bétiques. ..... 49

1.10 : Carte de la Mer Méditerranée synthétisant les différents dépôts sédimentaires liés à la Crise de Salinité Messinienne au niveau des bassins profonds et intermédiaires. ..... 50

1.11 : Image satellite modifiée pouvant illustrer la présence de corridors marins entre l'Océan Atlantique et la Mer Méditerranée avant la Crise de Salinité Messinienne pour la région ouest de la Mer Méditerranée. . 51

1.12 : Modèle d'évolution tectonique du domaine d'Alboran proposé par Platt et al. (2006). ..... 52

1.13 : Reconstructions paléogéographiques et paléotectoniques de la région ouest méditerranéenne. ..... 53

1.14 : Représentations schématiques de quatre scénarii d'évolution géodynamique por la région ouest méditerranéenne. ..... 54

1.15 : Carte bathymétrique représentant l'activité sismique actuelle de l'ouest méditerranéen, avec les trois hypothèses majeures des différentes géométries des limites de plaques entre le Golfe de Cadix et Alboran. ..... 56

1.16 : Activité sismique et cinématique actuelle de la région ouest méditerranéenne. ..... 57

1.17 : Sismicité à la frontière des plaques Afrique et Ibérie et mécanismes au foyer des principaux séismes affectant la zone. ..... 57

1.18 : Structure profonde la région ouest méditerranéenne. ..... 58

1.19 : Carte de l'épaisseur crustale au niveau de la région d'Alboran. ..... 59

1.20 : Carte tectonique et géologique de l'arc Bético-Rifain. ..... 60

1.21 : Coupe ONO-ESE puis O-E mettant en évidence une tectonique de couverture n'impliquant pas le socle ibérique. ..... 62

1.22 : Coupe SSO-NNE puis SO-NE mettant en évidence une tectonique impliquant le socle africain. ..... 62

1.23 : Carte montrant la répartition du Complexe des Flyschs Aquitano-Burdigalien sur le pourtour ouest méditerranéen depuis l'Italie jusqu'à Gibraltar. ..... 63

1.24 : Structure des Cordillères Bétiques centrales. ..... 65

1.25 : Carte de localisation de l'unité de la Dorsale Calcaire au sein de l'arc Bético-Rifain. ..... 66

1.26 : Hypothèse sur la structure actuelle et le mode de mise en place de la Dorsale Calcaire au contact de la péridotite de Ronda. ..... 67

1.27 : Carte de localisation du Complexe Malaguide-Ghomaride au sein de l'arc Bético-Rifain. ..... 68

1.28 : Carte de localisation du Complexe Alpujárride-Sebtide et des différents massifs de péridotite au sein de l'arc Bético-Rifain. ..... 69

1.29 : Carte géologique et tectonique de localisation du Complexe Alpujárride et des différents massifs de péridotite au sein des Cordillères Bétiques. ..... 70

1.30 : Carte géologique et tectonique de localisation du Complexe Sebtide au sein des Zones Internes du Rif.. 71

1.31 : Synthèse des données de datation disponibles concernant le Complexe Alpujárride-Sebtide. ..... 73

1.32 : Photographies d'échantillons repésentatifs des principaux evènements métamorphiques affectant le Complexe Alpujárride. ..... 74

1.33 : Synthèse des conditions métamorphiques et chemins d'exhumation enregistrés dans les unités du Complexe Alpujárride de l'ouest. ..... 76

1.34 : Synthèse des conditions métamorphiques et chemins d'exhumation enregistrés dans les unités du Complexe Alpujárride du centre et de l'est. ..... 77

1.35 : Synthèse des paragenèses métamorphiques observées dans le Complexe Alpujárride. ..... 78

1.36 : Le métamorphisme alpin dans le Complexe Sebtide. ..... 80

1.37 : Carte et coupe structurale présentant les différents domaines constitutifs du massif de la péridotite de Ronda. ..... 81

1.38 : Synthèse des modèles proposés pour la mise en place des massifs de péridotite au sein de la chaîne Bético-Rifaine. ..... 84

1.39 : Carte de localisation du Complexe Nevado-Filabride, sur terre au sein de l'arc Bético-Rifain. ..... 86

1.40 : Carte géologique simplifiée des Cordillères Bétiques de l'Est et centrales, montrant les différents contacts tectoniques et les principaux domaines lithologiques et métamorphiques. ..... 87

1.41 : Synthèse des conditions métamorphiques et chemins d'exhumation enregistrés dans les unités du Complexe Nevado-Filabride. ..... 88

1.42 : Coupes interprétées de la Sierra de los Filabres appartenant au Complexe Nevado-Filabride. ..... 89

1.43 : Synthèse des données de datation concernant le Complexe Nevado-Filabride, synthétisant les principaux événements métamorphiques et tectoniques. ..... 90

## Chapitre 2 – Les massifs péridotitiques des Cordillères Bético-Rifaines

2.1 : Geological map of the Betic Cordillera with the major tectonic features. ..... 104

2.2 : Detailed geological and tectonic map of the studied area. ..... 106

2.3 : Field description of the mineralized zone at the contact between the Dorsale Calcaire Unit and the Ronda peridotite. ..... 111

2.4 : Field and microscopic observations about the magnetite veins. ..... 112

2.5 : Structure of the Dorsale Calcaire Unit. ..... 114

2.6 : Field examples of the observed ductile deformation. ..... 115

2.7 : Ploted structural data, from this study, in a stereogram representation of the Ronda Peridotite and the Dorsale Calcaire Unit. ..... 116

2. 8 : Representative spectras obtained with the RAMAN Spectroscopy of Carbonaceous Material method (RSCM). ..... 119

2.9 : The sample location with the associated calculated peak temperatures using the RSCM method and the interpreted isotherms are presented on the geological and tectonic map of the Dorsale Calcaire Unit.... 123

2.10 : Synthesis of the maximal paleo-temperatures recorded in the Dorsal Calcaire Unit. ..... 125

2.11 : Seismic profile line drawing of a hyper-thinned margin in a trans-tensional context, from the Equatorial Atlantic Ocean region. ..... 129

2.12 : Cross-section schema of the extensional structuration during the subcontinental mantle exhumation (here the Ronda peridotite) under the crustal sequence (here Jubrique unit) and then below the sedimentary cover (here the Dorsale Calcaire Unit). ..... 130

## Chapitre 3 – Le métamorphisme de HP/BT dans le Complexe Alpjujárride

3.1 : Geological map of the Betic Codillera. ..... 143

3.2 : Synthesis of the tectonic and metamorphic events timing in the Alpujárride Complex and the Nevado-Filabride Complex. ..... 148

3.3 : Synthesis of the different P-T paths, detailed for each unit from the Alpujárride Complex, with the distinction between the Paleozoic and Permo-triassic metamorphic units. ..... 150

3.4 : Detailed geological and tectonic map of the western part of the Alpujárride Complex, with the location of Dorsale Calcaire unit samples. ..... 153

3.5 : Microscopic observations of phlogopites from marbles (Guadaiza and Dorsale Calcaire units) and description of the dated samples chemistry. ..... 157

3.6 : Summary of structural, petrographical and geochemical observations for the sample ALP1603. ..... 158

3.7 : Summary of structural, petrographical and geochemical observations for the samples ALP1601 and ALP1602 ..... 159

3.8 : Summary of structural, petrographical and geochemical observations for the sample TREV.1. ..... 160

3.9 : Summary of structural, petrographical and geochemical observations for the sample Betw3b. ..... 161

3.10 : Summary of structural, petrographical and geochemical observations for the sample ALP1706. ..... 162

3.11 : Summary of structural, petrographical and geochemical observations for the sample ALP1702. ..... 163

3.12 : Summary of structural, petrographical and geochemical observations for the sample EST1610. ..... 164

3.13 : Summary of structural, petrographical and geochemical observations for the samples ALP1712 and ALP1713. ..... 165

3.14 : : $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectrum obtained for the western part of the Alpujárride Complex, i.e. from the Guadaiza and the Dorsale Calcaire units. ..... 168

3.15 : $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectrum obtained for the central part of the Alpujárride Complex. ..... 169

3.16 : $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectrum obtained for the central and eastern part of the Alpujárride Complex. ..... 171

3.17 : Compilation of the interpreted $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages obtained in this work, completed by the main tectono-metamorphic events affecting the Alpujárride Complex. ..... 174

3.18 : $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectrum synthetizing the main metamorphic events affecting the Alpujárride Complex, dated in this work. ..... 176

## Chapitre 4 – Synhtèse Géodynamique

4.1 : Synthèse des données de terrain mais aussi de la thermicité acquises au niveau de l'unité de la Dorsale Calcaire. ..... 187

4.2 : Modèle schématique et synthétique du contexte et de la géométrie d'exhumation et de mise en place du massif de péridotite de Ronda. ..... 188

4.3 : Cartes et coupes synthétisant les différentes conditions pression-température déterminées pour les unités métamorphiques des Cordillères Bétiques. ..... 190

4.4 : Figures synthétiques présentant les différents âges obtenus ainsi qu'un chemin P-T type pour les unités HP/BT du Complexe Alpujárride-Sebtide. ..... 192

4.5 : Compilation des différentes données disponibles de pression-température concernant les unités permo-triasiques du Complexe Alpujárride-Sebtide. ..... 193

4.6 : Paléogéographie de la région d'Alboran à ~145 Ma, durant la phase d'hyper-extension Jurassique. ..... 194

4.7 : Paléogéographie et coupes à ~145 Ma avec la localisation des différents domaines d'intérêt. ..... 198

4.8 : Compilation des principaux événements tectono-métamorphiques affectant les Cordillères Bético-Rifaines. ..... 200

4.9 : Carte paléogéographique et tectonique de la région d'Alboran à 35-40 Ma. ..... 201

4.10 : Coupes synthétiques et schématiques de la structuration de la zone de subduction au début de son initiation. ..... 202

4.11 : Synthèse des données P-T-t associées aux grandes phases de déformation concernant le Complexe Nevado-Filabride. ..... 203

4.12 : Compilation des différents chemins P-T disponibles concernant l'unité de Bédar-Macael appartenant au Complexe Nevado-Filabride, les éclogites partiellement rétromorphosées d'Ojén et les unités permo-triasiques à carpholites appartenant au Complexe Alpujárride mais aussi les formations à carpholite de l'unité de Beni Mezala appartenant au Complexe Sebtide. ..... 204

4.13 : Carte paléogéographique et tectonique de la région d'Alboran à ~28 Ma. ..... 207

4.14 : Coupe synthétique et schématique de la structuration de la zone de subduction à ~28 Ma, durant le retrait du panneau plongeant..... 207

4.15 : Carte paléogéographique et tectonique de la région d'Alboran à ~23 Ma. ..... 208

4.16 : Coupe synthétique et schématique de la structuration de la zone de subduction à ~23 Ma. ..... 208

4.17 : Compilation des données disponibles de pression-température concernant le Complexe des Alpujárride et plus précisément les unités permo-triasiques et paléozoïques du centre et de l'est. ..... 210

4.18 : Carte paléogéographique et tectonique de la région d'Alboran à ~18 Ma. ..... 212

4.19 : Coupe synthétique et schématique de la zone de subduction à ~18 Ma, lors du détachement du panneau plongeant et les changements dans les cinématiques de déplacements et d'extension. ..... 212

4.20 : Carte paléogéographique et tectonique de la région d'Alboran à ~9-10 Ma. ..... 214

4.21 : Coupe synthétique et schématique de la zone d'étude à ~9 Ma. ..... 214

4.22 : Paléogéographie à environ 145 Ma dans la configuration d'une exhumation des massifs péridotitiques Miocène. ..... 217

# LISTE DES TABLES

## Chapitre 2 – Les massifs péridotitiques des Cordillères Bético-Rifaines

2.1 : Chemical compositions of the major observed minerals in the Dorsale Calcaire Unit and in the mineralized zone (w%). ..... 113

2.2 : Peak temperatures calculated with the RSCM from the Dorsale Calcaire Unit, for all the samples (74) from the Dorsale Calcaire Unit. ..... 121

## Chapitre 3 – Le métamorphisme de HP/BT dans le Complexe Alpjujárride

3.1 : Summary of the marble sample locations from the Guadaiza and Dorsale Calcaire (DCU) units, with the step-heating method used..... 152

3.2 : Summary of the samples from the central and eastern Alpujárride Complex, with the lithology, the mineral assemblages and the P-T conditions associated, the unit and the localities where sampling have been done, associated to the coordinates and the step-heating method used. ..... 154

# INTRODUCTION

Problématique générale et objectifs de la thèse

Les Cordillères Bético-Rifaines sont depuis de nombreuses années étudiées mais font également l'objet de très nombreux débats. Située dans la partie la plus occidentale de la Méditerranée, cette chaîne Alpine arquée présente un rayon de courbure très court comparé à d'autres chaines ou zones de subduction, résultat de l'interaction complexe entre convergence Afrique/Eurasie, héritage tectonique, subduction océanique et continentale ou encore retrait et déchirure du panneau plongeant. Cet arc localisé au niveau de Gibraltar est classiquement divisé en deux zones affleurant de part et d'autre de la Mer d'Alboran, la première située au sud de l'Espagne, plus précisément en Andalousie, avec les Cordillères Bétiques et la seconde située au Nord du Maroc avec la chaîne du Rif. Malgré la quantité d'études réalisées et disponibles, un certain nombre de questions et points-clefs majeurs restent mal contraints ou font l'objet de vives discussions. L'évolution géodynamique des Cordillères Bético-Rifaines est d'autant plus discutée qu'elle résulte d'une histoire tectono-métamorphique polyphasée depuis l'orogenèse Varisque en passant par le rifting Mésozoïque jusqu'à la subduction et la collision alpines avec une importance majeure de l'héritage tectono-métamorphique. Ainsi, des gradients géothermiques et des cinématiques de déformation très différents sont observés dans un environnement géologique bien contraint et avec des données géophysiques exceptionnelles acquises au cours des années récentes (tomographie sismique en particulier).

Les Cordillères Bétiques sont donc un terrain d'étude idéal pour répondre à certaines questions de premier ordre sur la dynamique d'une zone de subduction/collision dans une région possédant un héritage tectono-métamorphique très marqué. Les conditions d'affleurement, mais aussi la présence d'unités sédimentaires et métamorphiques variées permettent d'obtenir des informations précises et complémentaires sur l'évolution de cette chaîne, ce qui constitue également un atout important. Dans l'objectif de mieux contraindre la part de l'héritage anté-orogénique, la dynamique de subduction ainsi que les modalités d'accrétion et de construction de la chaine que nous connaissons aujourd'hui, l'étude des unités métamorphiques est primordiale. Ainsi, nous avons focalisé notre travail sur une problématique principale de laquelle a découlé deux questions majeures, visant à chaque fois à mieux contraindre le calendrier des différents événements ou grandes phases d'une orogenèse.

***Quelle est l'histoire tectono-métamorphique des Zones Internes (unités métamorphiques) et plus particulièrement du Complexe Alpujárride ainsi que son intégration dans l'évolution géodynamique des Cordillères Bético-Rifaines ?***

Le Complexe Alpujárride est composé en majorité d'unités méta-sédimentaires, au même titre que les complexes Malaguide et Nevado-Filabride, respectivement situés en position structurale supérieure et inférieure, et qui constituent à eux trois les Zones Internes des Cordillères Bético-Rifaines.

Un des principaux débats concernant les Zones Internes et leur évolution réside dans le calendrier des différents événements tectono-métamorphiques dont les âges radiométriques publiés sont majoritairement concentrés autour de 23-18 Ma, quel que soit les conditions métamorphiques (haute pression/basse température et haute température/basse pression) ou la phase de déformation (compressif et extensif) et quelle que soit la méthode de datation utilisée, i.e. U/Pb sur zircon ou monazite, Ar/Ar sur micas ou amphibole ou encore traces de fission sur zircon ou apatite. Cette focalisation des âges sur une période si courte pose un problème géodynamique de premier ordre au vu de la succession des nombreux événements tectoniques reconnus sur le terrain impliquant des temps caractéristiques bien plus longs. Le travail de cette thèse s'est donc principalement focalisé sur cet aspect calendaire et sur sa précision. Cela passe par l'étude de deux particularités et sous-problématiques ayant trait à ce complexe métamorphique.

- *Quel est l'âge précis des conditions métamorphiques de haute pression-basse température liées à la subduction des unités du Complexe Alpujárride ?*

- *Comment les différents massifs de péridotite observés au sein du Complexe Alpujárride-Sebtide influencent et s'intègrent dans cette orogénèse alpine ?*

Le travail de recherche s'est principalement axé sur une approche multi-échelles et pluridisciplinaires, intégrant des études détaillées de terrain, complétées par des contraintes géothermométriques et géochronologiques, le tout re-contextualisé à l'échelle du Complexe Alpujárride dans sa globalité. Ainsi, cette étude a été menée depuis l'échelle de l'affleurement jusqu'à l'échelle lithosphérique, celle des Cordillères Bético-Rifaines.

Afin de répondre à ces deux principales questions, ce manuscrit de thèse est articulé selon les quatre chapitres suivants :

*Chapitre 1 – Contexte géodynamique et géologique : Histoire et structure des Cordillères Bético-Rifaines en Méditerranée occidentale.* Ce chapitre est dédié à la présentation des connaissances géodynamiques et géologiques existantes sur la Méditerranée occidentale. Cette description passe d'abord par un bref résumé de l'évolution géodynamique méditerranéenne, et de manière plus détaillée pour la région d'Alboran, depuis le Mésozoïque jusqu'à l'actuel. Cette partie de synthèse se termine par un descriptif des grandes controverses sur l'évolution des Cordillères Bético-Rifaines. Ensuite, une description de la structure profonde actuelle de la chaîne est présentée. Enfin, la dernière partie de ce chapitre présente en détail les principales unités structurales de la chaîne. Une attention toute particulière a été portée sur les Zones Internes des Cordillères Bético-Rifaines, et plus précisément sur le Complexe Alpujárride.

Après ce chapitre de synthèse des connaissances actuellement disponibles, les chapitres suivants présentent les principaux résultats et interprétations liés au travail de recherche mené durant cette thèse.

*Chapitre 2 – Les massifs de péridotites des Cordillères Bético-Rifaines : Modèle d'exhumation et de mise en place de la Sierra Bermeja (péridotite de Ronda) au travers de l'étude de la Dorsale Calcaire et de son métamorphisme de haute température.* Ce chapitre présente, sous la forme d'un article en préparation dans la perspective d'une soumission imminente au journal *Tectonics*, les résultats de l'étude menée sur l'unité de la Dorsale Calcaire. Cette unité principalement sédimentaire au contact de la péridotite de Ronda a été investiguée par une étude détaillée de terrain et de spectrométrie Raman au niveau de sa zone métamorphique de haute température. Nous apportons ainsi de nouvelles contraintes sur les modalités d'exhumation de la péridotite qui remettent en question certains modèles controversés proposés jusqu'alors.

*Chapitre 3 – Le métamorphisme de haute pression-basse température dans les unités du Complexe Alpujárride : Nouvelles contraintes temporelles.* Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article en préparation en vue d'une soumission prochaine au journal *Lithos*. Bien que l'évolution tectono-métamorphique soit relativement bien caractérisée pour ce complexe métamorphique, l'aspect calendaire reste très mal contraint. Ainsi, des datations radiochronologiques ont été réalisées afin de préciser ces grands événements métamorphiques, de haute pression-basse température et de haute température-basse pression.

*Chapitre 4 – Synthèse : Evolution géodynamique de la région occidentale de la Méditerranée, depuis le Mésozoïque jusqu'à l'actuel.* Dans ce chapitre final, une synthèse des différents résultats obtenus durant ce travail de recherche est faite, pour finalement proposer un modèle d'évolution géodynamique de la chaîne dans son ensemble. Une discussion sur les implications de ces travaux de recherche est ensuite proposée que ce soit à l'échelle du Complexe Alpujárride, mais aussi des Zones Internes et plus largement des Cordillères Bético-Rifaines. Ce chapitre se termine sur une discussion des questions toujours en suspens ou des problématiques nouvellement soulevées par ce travail, proposant ainsi des perspectives intéressantes à ce travail de recherche.

# CHAPITRE 1

## CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET GÉOLOGIQUE : Histoire et structure des Cordillères Bético-Rifaines en Méditerranée occidentale

*Vue, en direction de l'ouest, sur la Sierra Almijará*
*Avril 2016*

---


**1.1. La géodynamique méditerranéenne et Bético-Rifaine ..... 39**

***1.1.1. Géodynamique Méditerranéenne*** ..... 39

***1.1.2. Géodynamique Bético-Rifaine*** ..... 41

**1.2. Structure profonde actuelle de la chaîne et déformation active ..... 56**

***1.2.1. Situation actuelle et sismicité active*** ..... 56

***1.2.2. Structure profonde*** ..... 58

**1.3. Les principales unités structurales de la chaîne ..... 59**

***1.3.1. Les bassins d'avant-pays*** ..... 60

***1.3.2. Les Zones Externes*** ..... 61

***1.3.3. Les Flyschs*** ..... 63

***1.3.4. Les Zones Internes*** ..... 64

Dans ce chapitre, je présenterai dans un premier temps les grandes lignes de l'évolution géodynamique de la région Méditerranéenne (Figure 1.1), puis plus précisément des Cordillères Bético-Rifaines, et ceci depuis les épisodes de rifting au Mésozoïque jusqu'à la fin de l'épisode orogénique alpin. Je m'attacherai ensuite à proposer une synthèse de toutes les données géométriques, cinématiques, métamorphiques, radiochrologiques ainsi que des différents modèles et principales controverses existantes concernant l'évolution géodynamique de cette chaîne. Puis, je synthétiserai les observations sismiques et géophysiques qui permettent de mieux contraindre la géométrie et la dynamique actuelle de cette région ouest-méditerranéenne. Enfin, je fournirai une description détaillée des unités géologiques constituant la chaîne Bético-Rifaine, et en particulier le côté Bétique qui est au cœur de mon sujet.

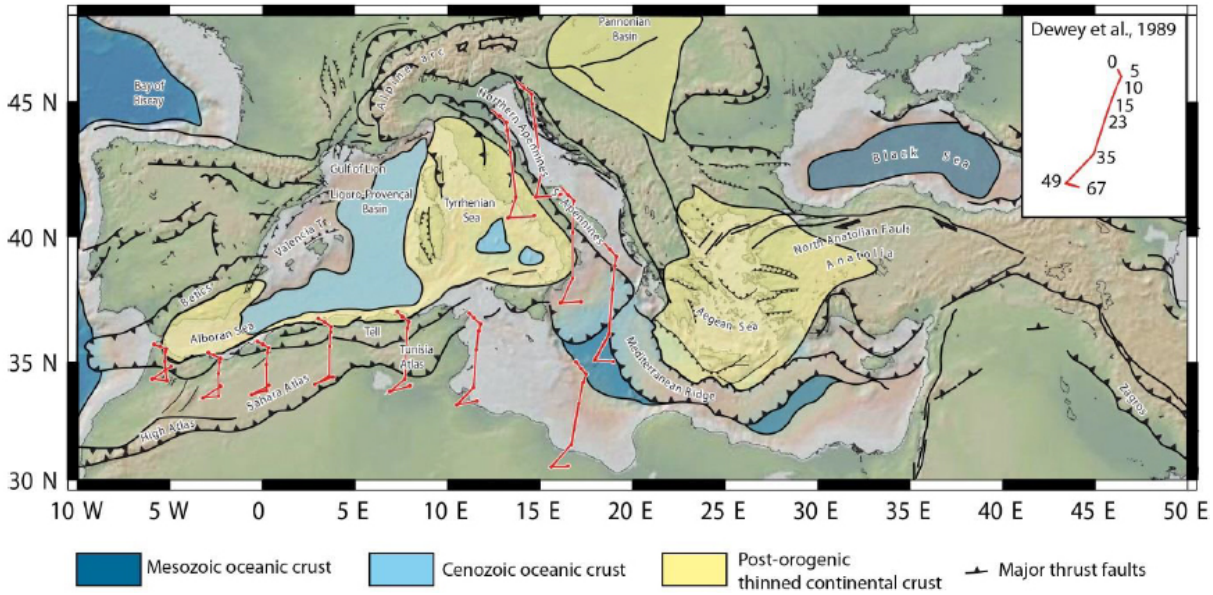



*Figure 1.1 : Carte tectonique de la Méditerranée avec la position des fosses, les principaux fronts de chevauchement et les bassins d'arrière-arc, d'après Do Couto (2014). Les lignes et points rouges représentent les vecteurs de déplacement de la plaque Afrique, d'après les paramètres cinématiques de Dewey et al. (1989).*

## 1.1. La géodynamique méditerranéenne et Bético-Rifaine

### *1.1.1. Géodynamique Méditerranéenne*

Nous allons dans cette partie nous intéresser à l'histoire post-Paléozoïque de la région méditerranéenne, avec pour point de départ les phases de rifting au Mésozoïque. Ces événements, liés à l'ouverture de l'Océan Atlantique Central et plus localement à celle de l'Océan Téthysien, présentent une géométrie très particulière au niveau de la Méditerranée. En effet, dans cette région localisée entre la plaque Afrique et la plaque Eurasie, l'extension se retrouve partitionnée entre de grandes zones de transfert morcelant les marges continentales de l'Afrique et de l'Eurasie (Figure 1.2 ; *Stampfli et al., 1998 ; Stampfli and Borel, 2002*). Ainsi, on observe durant cette période la formation de domaines

continentaux hyper-amincis, voire de croûte océanique (*Weijermars, 1987; Stampfli et al., 1998; Manatschal, 2004; Michard et al., 2006; Schettino and Turco, 2009; Frizon de Lamotte et al., 2009*).

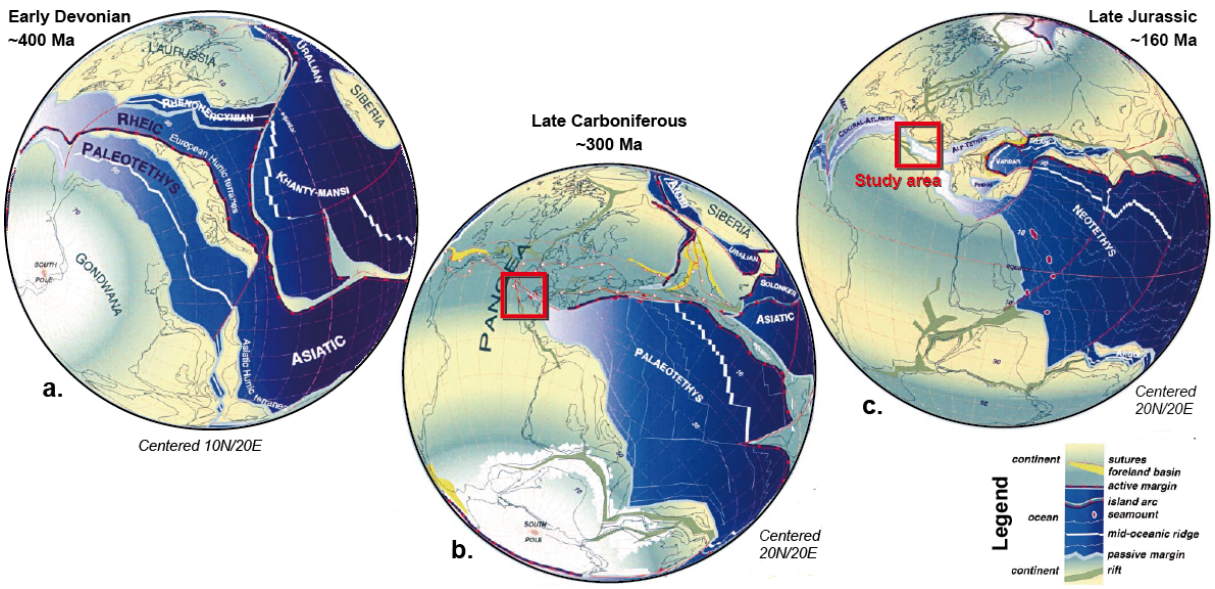



*Figure 1.2 : Reconstructions cinématiques de l'évolution des plaques tectoniques durant le Paléozoïque et le Mésozoïque avec l'Europe fixe, modifiée d'après Stampfli et Borel (2002). (a) Reconstructions à ~400 Ma au début du Dévonien. (b) Reconstructions à ~300 Ma à la fin du Carbonifère. (c) Reconstructions à ~160 Ma à la fin du Jurassique.*

De ce fait, lorsque la convergence de la plaque Afrique vers la plaque Eurasie s'initie à la fin du Crétacé en même temps que l'ouverture de l'Océan Atlantique sud (*Rosenbaum et al., 2002*), cela se traduit par des géométries et des évolutions des zones de subduction et de collision complètement différentes au sein de la région méditerranéenne (*Jolivet et al., 2003; Faccenna et al., 2014*). Les reconstructions cinématiques disponibles montrent un mouvement relatif de l'Afrique par rapport à l'Eurasie se traduisant par une rotation anti-horaire de la plaque Afrique autour d'un pôle de rotation eulérien situé dans la région des Canaries, au large de l'Afrique de l'Ouest (*Dewey et al., 1989*). Ainsi, l'orientation de la convergence évolue fortement depuis l'est vers l'ouest de la Méditerranée, passant respectivement d'un axe N-S à NO-SE (Figure 1.1). Le constat est le même concernant les vitesses de convergence actuelles avec des vitesses de l'ordre de 1,5 cm.an$^{-1}$ à 0,3-0,4 cm.an$^{-1}$, d'est en ouest (Figure 1.3 ; *Nocquet, 2012; Faccenna et al., 2014*).

Actuellement, coexistent au sein de la région méditerranéenne des domaines en subduction, des zones en collision mais aussi des domaines d'arrière-arc caractérisés par de l'extension active accommodée par l'amincissement forte de la croûte continentale ou par de la formation de croûte océanique (Figure 1.1). On retrouve notamment les arcs Calabrais et Helléniques concernés par une subduction océan-continent toujours active associée à du volcanisme d'arc, de type calco-alcalin, respectivement sur les Îles Eoliennes et les Îles de Milos et Santorin (*Pe-Piper and Piper, 2005; Piper et al., 2007*).

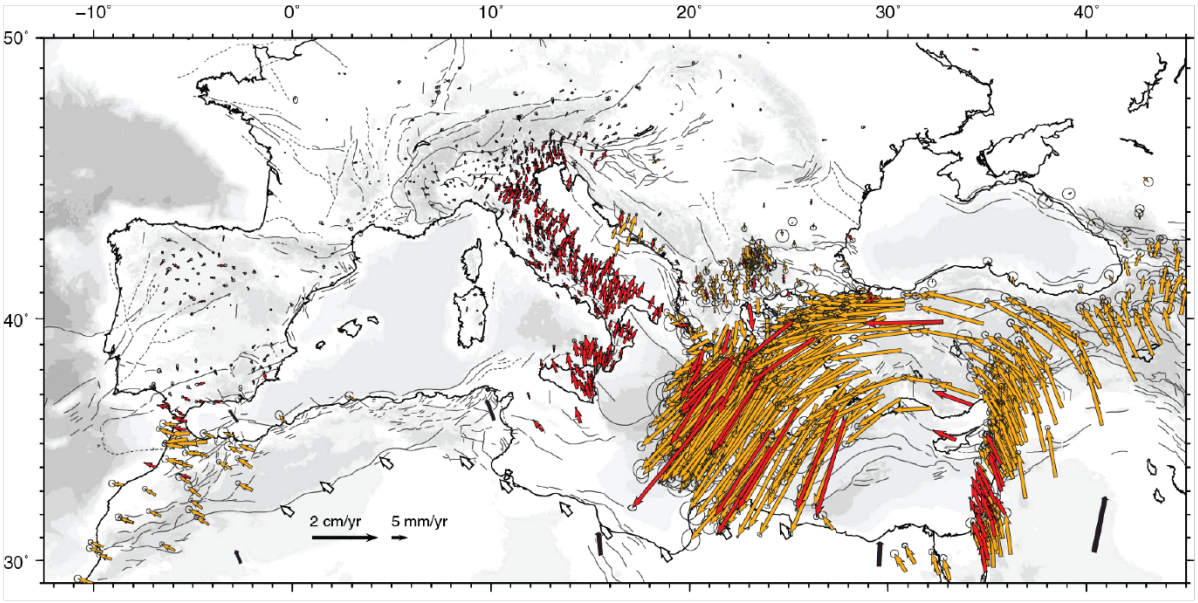



*Figure 1.3 : Cinématique actuelle de la région méditerranéenne. Vecteurs GPS horizontaux de déplacement avec l'Eurasie fixe, d'après Faccenna et al. (2014).*

Ensuite, les Alpes sont caractérisées aujourd'hui par une collision résultant d'une subduction continentale tandis que les Pyrénées ou encore l'Atlas sont caractéristiques de zones en collision intracontinentale (inversion de rifts) avec des domaines continentaux épaissis. Parmi les domaines en extension, les mers d'Alboran et Egée ou le bassin Pannonien sont caractérisés par des domaines continentaux amincis alors que la mer Tyrrhénienne ou le bassin Liguro-Provençal sont en partie constitués de croûte océanique. En effet, malgré le fait que la région méditerranéenne ait toujours été en convergence, de larges zones ont connu ou connaissent une dynamique extensive d'arrière-arc qui a permis l'effondrement de segments orogéniques résultant d'épisodes antérieurs de subduction et/ou de collision. Un élément caractéristique à toutes ces zones en extension est leur âge d'initiation à l'Oligocène, vers 30-35 Ma (*Jolivet and Faccenna, 2000; Jolivet et al., 2003; Michard et al., 2006; Faccenna et al., 2014; Menant et al., 2016*).

### *1.1.2. Géodynamique Bético-Rifaine*

Cette partie sera focalisée sur la région Bético-Rifaine, située à l'extrémité ouest de la Mer Méditerranée et coincée entre les plaques Ibérique et Afrique. Cette chaîne orogénique présente une géométrie très particulière avec sa forme arquée très étroite. La partie nord de cette chaîne, située sur la marge Ibérique correspond aux Cordillères Bétiques, tandis que la branche marocaine correspond à la chaîne du Rif. Cette région est composée de domaines non-métamorphiques (les Zones Externes) et métamorphiques (les Zones Internes) constituant les deux branches de la chaîne, mais aussi d'un large domaine central en extension active, le bassin d'Alboran (voir les Sections 1.3.2. et 1.3.4. de ce Chapitre). Ainsi, les roches observées montrent une histoire composite et complexe, depuis l'orogenèse Varisque jusqu'à l'effondrement final de la chaîne au Miocène-Pliocène, qui va être détaillée ci-dessous.

#### *1.1.2.1. L'histoire pré-alpine*

L'histoire pré-alpine du domaine d'Alboran commence par l'identification de reliques de l'orogenèse Varisque qui résulte de la collision des plaques Laurussia et Gondwana (Figure 1.2). Cette collision intervient suite à la fermeture du domaine océanique Rhéique, impliquant des micro-plaques continentales, Avalonia et Armorica (*Matte, 2001; Stampfli and Borel, 2002; Ballèvre et al., 2009*). Le métamorphisme lié à la compression intervient durant le Carbonifère (*Mirouse et al., 1983; Bessière, 1987; Delvolvé et al., 1993, 1998*). La fin du Carbonifère est marquée par un régime extensif, dont l'origine reste encore débattue, qui a entrainé l'effondrement de la chaîne Varisque (*Arthaud and Matte, 1975; Burg et al., 1994*), associé à un magmatisme important (*Sánchez-Rodríguez, 1998; Rossetti et al., 2010; Esteban et al., 2011; Acosta-Vigil et al., 2014*).

Depuis le Permien, un nouveau régime extensif se met en place et se poursuit tout au long du Trias et du Jurassique avec l'ouverture de l'Océan Atlantique Central et de l'Océan de la Téthys alpine (Figure 1.2 et 1.4 ; *Schettino and Turco, 2009; Vergés and Fernàndez, 2012*). Durant cette période, d'épaisses séries sédimentaires de type plateforme carbonatée se déposent (*Martín-Algarra and Estévez, 1984; Martín-Algarra, 1987; Dercourt et al., 1993; Vera, 2001*).

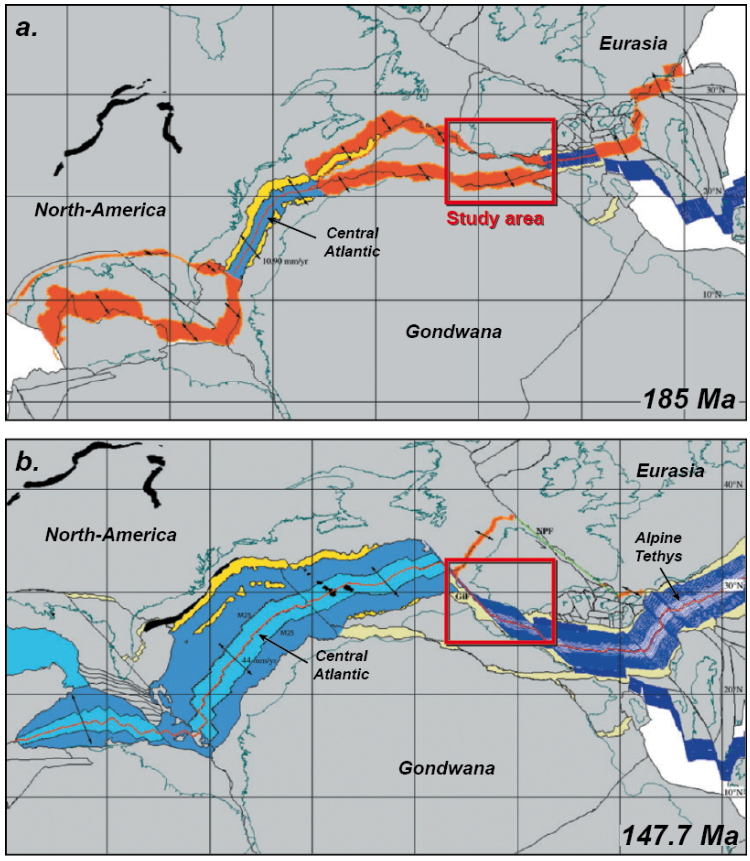



*Figure 1.4 : Reconstructions cinématiques de l'Océan Atlantique Central et de la Méditerranée de l'ouest avec les traits de côtes actuels ; les lignes oranges délimitent les zones de rifting ; les lignes rouges représentent les centres d'extension ; les lignes bleues sont les isochrones synthétiques représentant la croûte continentale formée ; les failles transformantes sont symbolisées en vert. Les flèches représentent la direction et le taux de déplacement relatif. Les zones affectées par une phase de rifting actif et d'amincissement sont symbolisées en marron clair, modifée d'après Schettino et Turco, (2009). (a) Reconstructions à 185 Ma. (b) Reconstructions à 147,7 Ma.*

Les reconstructions des mouvements relatifs de l'Ibérie et de l'Europe durant l'épisode extensif mésozoïque sont toujours un sujet de débat, que ce soit au sujet des quantités de déplacement ou des positions des pôles de rotation. Ainsi, les interprétations et modèles cinématiques proposés sont radicalement différents (*Choukroune and Mattauer, 1978; Srivastava et al., 1990; Stampfli and Borel, 2002; Rosenbaum et al., 2002; Handy et al., 2010; Sibuet et al., 2012; Vissers et al., 2016; Nirrengarten et al., 2017; Barnett-Moore et al., 2017; Nirrengarten et al., 2018*). Un probable épisode d'hyper-amincissement crustal mésozoïque pourrait être également proposé, au moins le long de certains segments continentaux. Celui-ci est mis en évidence grâce à plusieurs éléments : (i) l'augmentation de la subsidence et l'approfondissement des environnements de dépôt (*García-Hernández et al., 1980; Vera, 2001*) et (ii) la formation de flyschs majoritairement composés de dépôts turbiditiques contenant également des fragments de serpentines (*Didon et al., 1973; Durand-Delga, 1980; Sanz de Galdeano and Vera, 1992; Guerrera et al., 1993, 2005; Durand-Delga et al., 2000; Michard et al., 2002*). Cet événement d'hyper-extension est également associé à de l'océanisation avec notamment la présence de roches mafiques et ultramafiques (*Michard et al., 1992; Schettino and Turco, 2009; Puga et al., 2011, 2017; Jiménez-Munt et al., 2011*). Au niveau de l'ensemble Bétiques-Rif, des bassins se développent en transtension, avec une ouverture oblique à la direction d'extension et des failles de transfert accommodant des vitesses d'ouverture différentielles, et ce durant environ 20 Ma (Figure 1.4 ; *Vergés and Fernàndez, 2012*). La propagation de l'ouverture de l'Océan Atlantique vers le nord entraine l'arrêt de l'activité extensive au niveau de la zone de l'Océan Téthys alpine et de l'ensemble Bétiques-Rif. Des bassins se développent alors en transtension, avec une ouverture, globalement NNW-SSE, oblique à la direction d'ouverture du Golfe de Gascogne (*Gong et al., 2008, 2009; Vissers and Meijer, 2012*), individualisant ainsi la micro-plaque Ibérie qui présente des déplacements indépendants jusqu'à la fin du Crétacé, alors que la plaque Afrique entame sa remontée vers le NNW.

#### *1.1.2.2. Subduction alpine et évolution syn-orogénique*

Le mouvement de convergence de l'Afrique vers l'Eurasie initié à la fin du Crétacé, présente des vitesses assez faibles quoique variables à la fois dans l'espace et dans le temps. En réponse à cette cinématique complexe, la fermeture de l'océan téthysien s'accompagne de la formation de divers prismes orogéniques. Au pied de ces prismes, caractérisés par des environnements de dépôts sédimentaires profonds, se déposent des formations généralement silico-clastiques de type flysch. De plus, la structure héritée de l'orogénèse Varisque puis du rifting Mésozoïque a fortement influencé la géométrie et la dynamique de subduction (Figures 1.2 et 1.4 ; *Stampfli and Borel, 2002; Schettino and Turco, 2009*). Ainsi, une multitude de blocs continentaux composés d'unités paléozoïques, mais aussi d'une couverture sédimentaire mésozoïque vont être impliqués dans ce contexte de convergence. Plus en profondeur, au niveau du chenal de subduction, se forment des roches de haute pression et basse température (HP/BT), caractéristiques de ces environnements de marge active (Figure 1.5). Ces roches

métamorphiques, lorsqu'elles s'exhument en contexte syn-orogénique, voient leurs assemblages minéralogiques de HP/BT relativement préservés (*Jolivet et al., 2003*). Cette particularité est caractéristique de chemins rétrogrades froids d'approximativement 10 °C/km ou moins (*Azañón et al., 1998; Trotet et al., 2001; Booth-Rea et al., 2002*). Il est possible d'observer ce type de roches de HP/BT un peu partout en région méditerranéenne, que ce soit dans les Alpes, en Egée, mais aussi au sein des Zones Internes des Cordillères Bético-Rifaines (voir la Section 1.3.4. de ce Chapitre ; *Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Booth-Rea et al., 2002; Jolivet et al., 2003*). Cet épisode de métamorphisme HP/BT lié à la subduction est généralement enregistré entre la fin du Crétacé et le Miocène au sein de la région méditerranéenne. Dans les Alpes, il est observé jusqu'à environ 38 Ma (voir synthèse de *Jolivet et al., 2003*), tandis que dans la région égéenne, le pic de pression a été daté entre 55 et 49 Ma (voir synthèse de *Laurent, 2017*). En ce qui concerne plus particulièrement le segment Bético-Rifain, la datation précise de cette phase reste encore très largement débattue (voir les Sections 1.3.4.3. et 1.3.4.4. de ce Chapitre). La fin de cet épisode est également mal contrainte et toujours un sujet de débat.

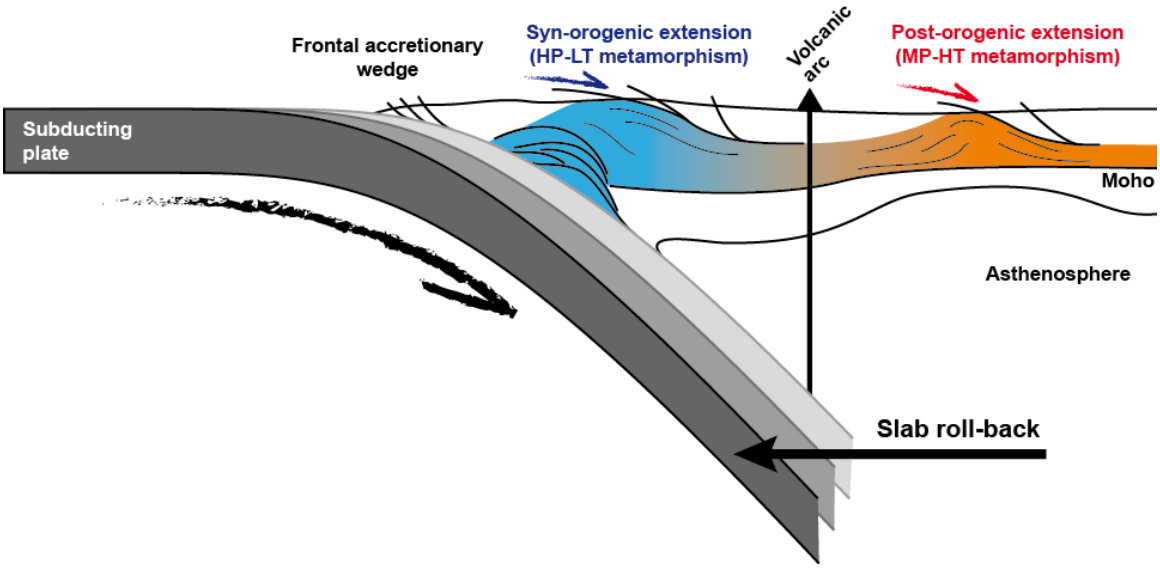



*Figure 1.5 : Schéma illustrant la structure d'un domaine en subduction et synthétisant les environnements d'exhumation des roches métamorphiques, que ce soit en contexte syn-orogénique (métamorphisme de HP/BT) ou en contexte d'extension post-orogénique (métamorphisme de moyenne pression et haute température (MP/HT)), résultant du retrait du panneau plongeant, modifiée d'après Jolivet et Goffé (2000).*

### *1.1.2.3. Extension tardi-orogénique et formation des bassins d'arrière-arc*

Malgré la convergence continue de l'Afrique vers l'Eurasie, la région méditerranéenne est soumise à de l'extension en de nombreux segments, comme la Mer Egée, la Mer d'Alboran, le bassin Liguro-Provençal et la Mer Tyrrhénienne (Figure 1.6). L'Oligocène et une grande partie du Néogène sont alors marqués par l'ouverture du bassin Liguro-Provençal accompagnant le retrait de la subduction vers le SE (Figures 1.5 et 1.6). L'ouverture du bassin Tyrrhénien s'effectue dans un second temps alors que l'arc de subduction de l'Océan Liguro-Piémontais se retire vers l'ESE jusqu'à sa

position actuelle au sud-est de la Sicile et de la Calabre (Figure 1.6). Durant cette période de mouvement vers le SE de l'arc calabrais, le domaine d'Alboran a migré de manière opposée vers le SO pour atteindre sa position actuelle, « coincé » entre l'Afrique et l'Ibérie.

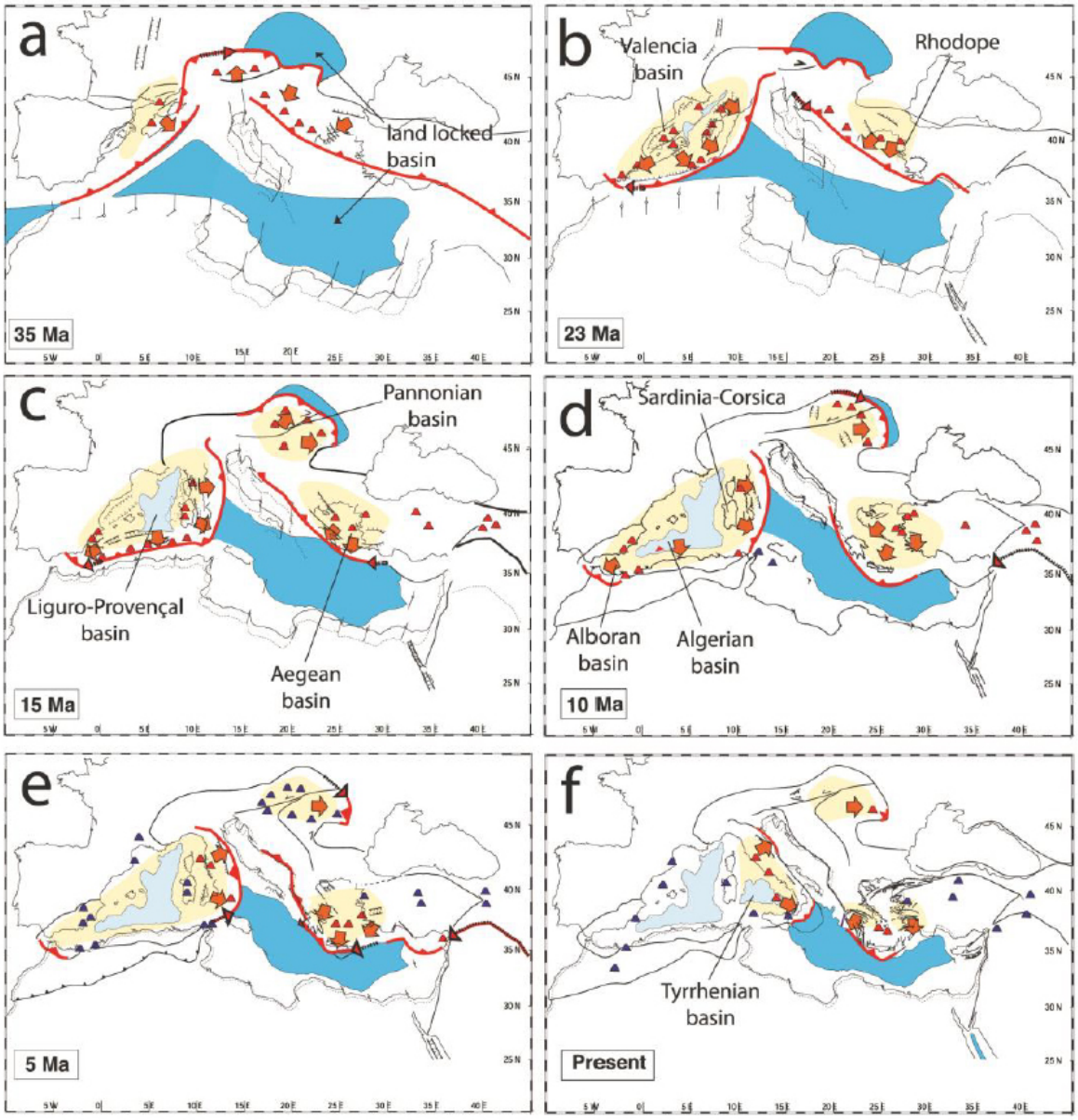



*Figure 1.6 : Reconstructions cinématiques de l'évolution de la région méditerranéenne en cinq étapes, d'après Faccenna et al. (2014) : (a) Reconstructions à 35 Ma, (b) Reconstructions à 23 Ma, (c) Reconstructions à 15 Ma, (d) Reconstructions à 10 Ma, (e) Reconstructions à 5 Ma et (f) Reconstructions au présent. Le magmatisme calco-alcalin est représenté en rouge et les triangles bleus symbolisent le volcanique anorogénique. Les zones en jaune sont en extension avec les directions associées représentées sous forme de flèches orange.*

#### *1.1.2.3.1. Métamorphisme HT/BP et déformation crustale associée*

Associé à ce retrait de panneau plongeant vers l'ouest et donc à l'extension induite au sein de la plaque supérieure, l'exhumation de roches métamorphiques est également observée. Cette exhumation est caractérisée par un fort réchauffement des unités impliquées (Figure 1.5), avec notamment la cristallisation de minéraux typiques des conditions de haute température et basse

pression (HT-MP), tels que l'andalousite voire la sillimanite. Il est important de noter que généralement, dû à ce réchauffement, une réouverture des thermo-chronomètres peut effacer partiellement ou totalement l'histoire anté-HT. C'est durant cette phase d'extension tardi-orogénique que les complexes Alpujárride-Sebtide et Nevado-Filabride ont été, au moins en partie, exhumés ; une autre partie de l'exhumation ayant pu avoir lieu pendant la subduction ou la collision.

Le début de l'extension tardi-orogénique en Alboran a été estimé à l'aide des datations faites sur des gneiss, roches métamorphiques de haut grade, interprétées comme le résultat du début de l'extension, à environ 27 Ma (*Platt, 1986; Platt et al., 1998; Comas et al., 1999*), ou encore sur les dykes andésitiques/basaltiques de la région de Malaga avec des datations à environ 33-34 Ma (*Duggen et al., 2004*).

Grâce aux données paléomagnétiques, il a été mis en évidence que les Zones Externes de la chaîne ont subi des rotations autour d'un axe vertical d'environ 130° dans le sens horaire et 100° dans le sens anti-horaire, respectivement dans les Bétiques de l'ouest et le Rif (*Platzman et al., 1993; Allerton et al., 1993; Saddiqi et al., 1995; Feinberg et al., 1996; Mattei et al., 2006*). Ces mouvements semblent s'initier à la limite Oligocène-Miocène et se poursuivre jusqu'au Pliocène. Les taux de rotation ont été variables (i.e. de 6 à 18°/Ma) entre 22 et 15 Ma (*Kissel and Laj, 1988; Lonergan et al., 1994*). Récemment réinterprétées par la mise en évidence d'une réaimentation, les rotations à partir de la fin du Tortonien ont été estimées à environ 50° dans le sens horaire et 15° dans le sens anti-horaire, respectivement dans les Bétiques de l'ouest et le Rif (*Crespo-Blanc et al., 2016*). Les taux ainsi calculés concernant la période courant de la fin du Tortonien jusqu'au Pliocène sont d'environ 6°/Ma (*Crespo-Blanc et al., 2016*).

#### *1.1.2.3.2. Dépôts sédimentaires*

Les domaines d'arrière-arc de la région méditerranéenne formés de bassins sédimentaires reposant soit sur une croûte continentale amincie, soit sur une croûte océanique, présentent la caractéristique de s'être initiés presque de manière synchrone entre la fin de l'Oligocène et le début du Miocène (*Jolivet and Faccenna, 2000*). En effet, les premiers dépôts syn-rift constituant le bassin Liguro-Provençal sont datés à 29 Ma (*Séranne, 1999*). Ceux du bassin Pannonien sont, quant à eux, datés de la fin de l'Oligocène au début du Miocène (*Horváth, 1993*). Et enfin, le bassin d'Alboran montre les premiers dépôts syn-rift datés à 23-22 Ma (*Lonergan and White, 1997; Platt and Whitehouse, 1999*).

#### *1.1.2.3.3. Anomalie thermique et activité magmatique*

D'une manière générale, une migration du volcanisme d'est en ouest entre l'Oligocène et le Miocène, voire même jusqu'au Pléistocène, au sein de la Méditerranée occidentale est observée depuis

le bassin Algéro-Provençal jusqu'au domaine d'Alboran (Figure 1.7 ; *Rehault et al., 1985; Kastens and Mascle, 1990; Maillard and Mauffret, 1993; Duggen et al., 2004; Lebret, 2014*).

Les premières traces de magmatisme et de volcanisme durant l'histoire alpine de la chaîne étant les dykes de Malaga, d'affinité tholéiitique, ils ont été attribués à l'extension débutée vers 35 Ma. (Figure 1.7 ; *Torres-Roldán et al., 1986; Duggen et al., 2004; Lustrino et al., 2011; Esteban et al., 2013*). Il est intéressant de noter que, contrairement au cas de la Mer Egée où de nombreux granitoïdes syn-tectoniques se mettent en place, une telle activité magmatique n'est pas observée dans le cas de la Mer d'Alboran (*Altherr et Siebel, 2002 ; Pe-Piper et Piper, 2002 ; Iglseder et al., 2009 ; Laurent et al., 2015 ; Rabillard et al., 2015, 2018 ; Menant et al., 2016 ; Bessière et al., 2018* ; voir Annexe 1).

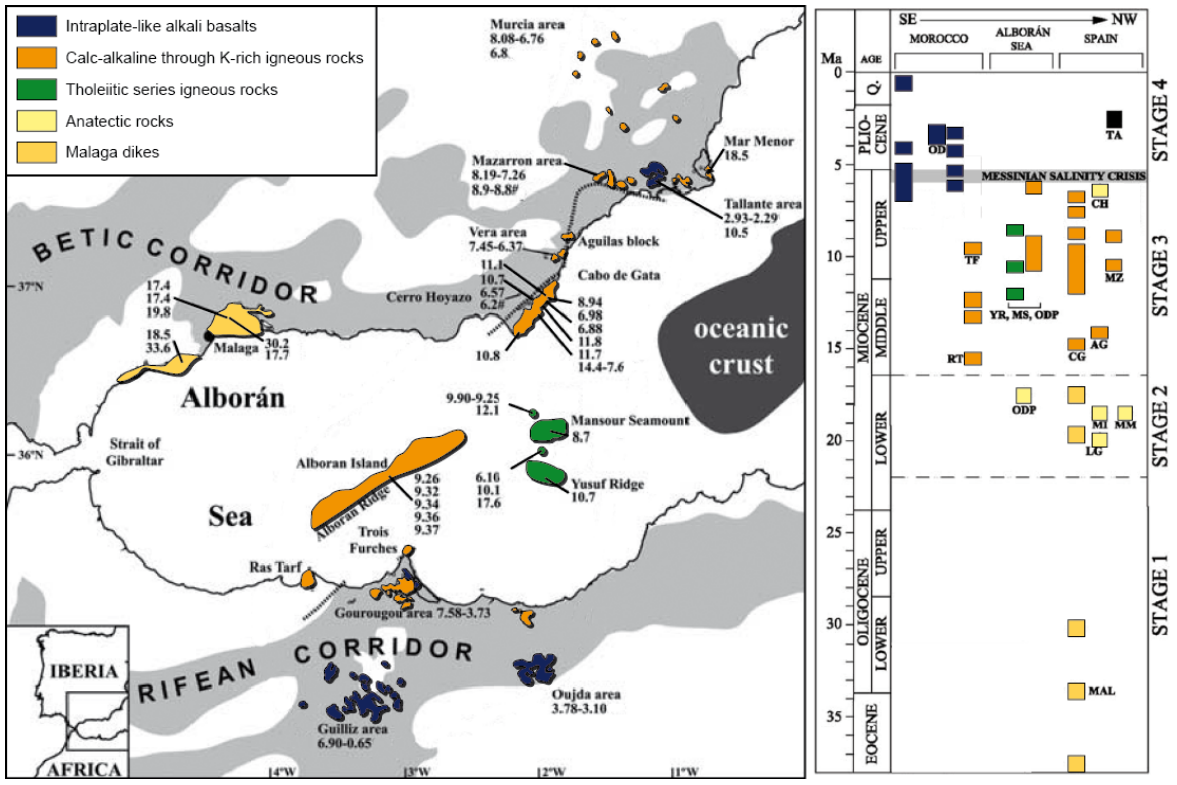



*Figure 1.7 : Carte montrant la répartition des différentes signatures magmatiques en Alboran depuis l'Eocène jusqu'à l'actuel, modifiée d'après Duggen et al. (2004).*

Concernant plus particulièrement le Miocène inférieur, plusieurs types de magma peuvent être observés, avec des dacites présentes côté Bétiques à Mar Menor, datées par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ à 18,5 ± 1,6 Ma (*Duggen et al., 2004*). Des filons leucogranitiques anatectiques datés à l'Aquitanien-Burdigalien inférieur sont, quant à eux, présents à la fois en Espagne et au Maroc, au sein ou à proximité des massifs de péridotite présents à l'Ouest des Zones Internes (Figures 1.7 et 1.8 ; *Zeck et al., 1989; Platt et al., 2003; Duggen et al., 2004; Rossetti et al., 2010; Lustrino et al., 2011*). L'étude de ces filons a permis de mettre en évidence qu'ils proviennent de la fusion de protolithes sédimentaires et auraient refroidis en deçà de 4 kbar (*Rossetti et al., 2013*).

Ensuite, durant le Miocène, le volcanisme devient important au niveau du bassin d'Alboran, de l'est ibérique et marocain, ainsi qu'à l'ouest des marges algériennes (Figure 1.8). Le bassin d'Alboran voit l'évolution des signatures géochimiques de ce volcanisme avec des séries calco-alcalines datées de 15 à 6 Ma qui entourent des séries alcalines et tholéiitiques datées de 12,7 à 8,7 Ma (*Duggen et al., 2008*). Ces auteurs proposent qu'il s'agirait du résultat de la subduction d'une croûte d'affinité océanique à pendage est.

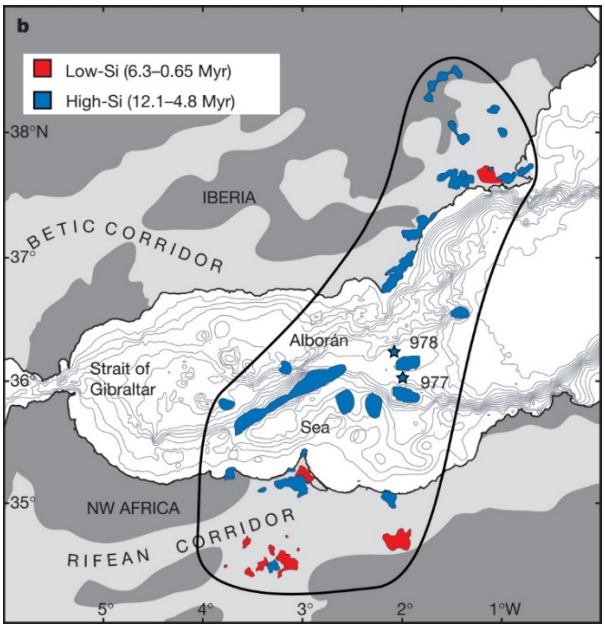



*Figure 1.8: Carte de l'ouest méditerranéen montrant le volcanisme du Miocène moyen au Pléistocène, avec en bleu le groupe des roches volcaniques riches en Si (séries calco-alcalines) du Miocène moyen au Pliocène inférieur et en rouge le groupe des roches volcaniques pauvres en Si (séries alcalines et tholéitiques) du Miocène supérieur au Pléistocène (Duggen et al., 2003).*

Depuis le Miocène supérieur, le volcanisme est localisé majoritairement au niveau de la Trans-Alboran Shear Zone, mise en évidence par l'alignement du magmatisme, qui se traduit par une activité intraplaque de type Ocean Island Basalts (OIB), mettant en évidence une source asthénosphérique importante (Figure 1.8 ; *Duggen et al., 2003; Chalouan et al., 2008*). Ainsi, les modèles géodynamiques les plus récents intégrant ces données proposent la combinaison du retrait du panneau plongeant avec une composante de délamination lithosphérique permettant l'évolution du volcanisme vers un type OIB (*Duggen et al., 2005; Pérouse et al., 2010*). Il est également proposé que cet alignement, concordant avec celui de la Trans-Alboran Shear Zone, se prolongerait jusqu'aux îles Canaries, et serait donc relié à l'activité du point chaud des Canaries, en passant par le Moyen Atlas.

#### *1.1.2.4. La reprise du régime compressif*

Depuis la fin du Tortonien jusqu'à aujourd'hui, le régime tectonique qui prévaut au niveau de la Méditerranée de l'ouest est un régime compressif lié à la convergence nord-sud de la plaque Afrique vers la plaque Eurasie (*Do Couto et al., 2014a*). Du côté des Cordillères Bétiques, ce retour au régime

compressif dominant entraine la formation d'une succession de trois rangées de plis d'axe E-O, avec respectivement depuis le nord vers le sud, le groupe de la Sierra de las Estancias, l'ensemble Sierra Nevada et Sierra de los Filabres, et enfin celui de la Sierra de Contraviesa-Gador et de la Sierra Alhamilla (Figure 1.9). Le développement et le chevauchement de cette dernière ont, par ailleurs, été datés au Tortonien supérieur (*Weijermars et al., 1985; Braga et al., 2003; Booth-Rea et al., 2005; Janowski et al., 2017*).

La surrection associée n'est pas seulement visible au travers de la topographie des Zones Internes, elle est également observée au travers des bassins sédimentaires. Les dépôts sédimentaires datés du Tortonien terminal ou du Messinien basal voient, en effet, leur altitude actuelle décroitre de manière radiale depuis les hauts topographiques des Sierras. L'exemple de la Sierra de Gador montre ainsi clairement un pli à grande longueur d'onde portant des calcarénites tortoniennes à plus de 1600 m d'altitude (*Janowski et al., 2017*). Une autre conséquence de ce régime compressif dominant est la formation de chevauchements et de failles décrochantes d'échelle crustale avec, entre autres, les failles de Carboneras ou de Palomares (Figure 1.9 ; *Booth-Rea et al., 2003*).

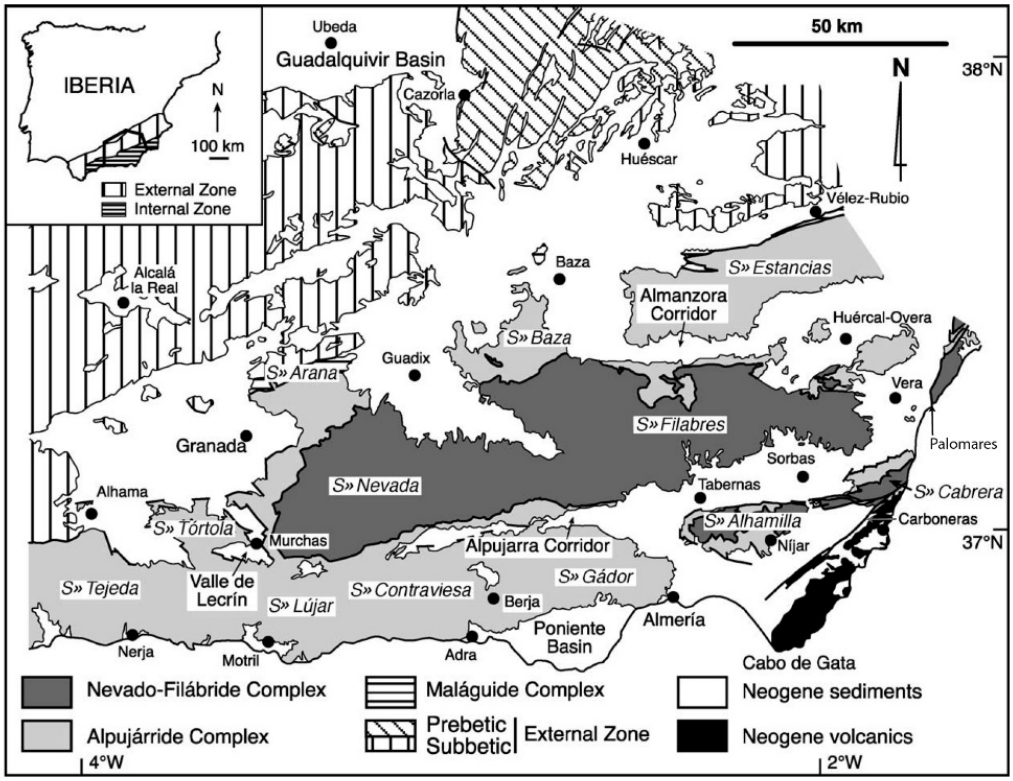



*Figure 1.9 : Carte géologique simplifiée montrant la localisation des différentes Sierras et des principaux bassins de la partie centrale et orientale des Cordillères Bétiques, modifiée d'après Braga et al. (2003).*

### *1.1.2.5. La Crise de Salinité Messinienne*

D'importants dépôts évaporitiques ont été identifiés et documentés sur tout le pourtour méditérannéen depuis la fin des années 50 (Figure 1.10 ; *Do Couto, 2014a* et références associées). Ces évaporites, datées du Messinien (7,25-5,33Ma), ont alors été reliées à la « Crise de salinité ».

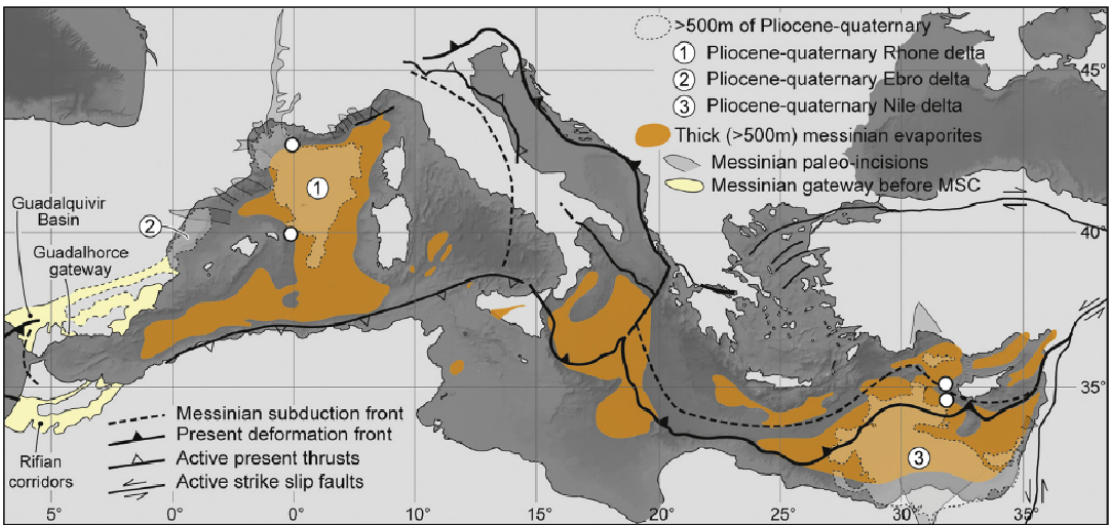



*Figure 1.10 : Carte de la Mer Méditerranée synthétisant les différents dépôts sédimentaires liés à la Crise de Salinité Messinienne au niveau des bassins profonds et intermédiaires, modifiée d'après Gorini et al. (2015).*

Cette Crise de Salinité Messinienne a été un événement très marquant dans l'histoire géodynamique des Cordillères Bético-Rifaines, se traduisant par un assèchement drastique du bassin méditerranéen. Cette baisse du niveau marin, dont l'origine est encore débattue, d'environ 1500 m entre 5,96 et 5,33 Ma résulte de l'isolement de la Méditerranée par rapport à l'Océan Atlantique (Figure 1.11 ; *Do Couto, 2014* et références associées). Cette crise implique d'importants volumes, que ce soit de dépôts évaporitiques, d'évaporation d'eau ou encore d'érosion sédimentaire (Figure 1.10). A partir de 5,55Ma s'amorce la remontée du niveau marin qui s'accompagne d'un retour progressif à des dépôts sédimentaires marins. C'est pendant le début de cette remontée que se dépose la majeure partie du sel des bassins profonds (*Bache et al., 2012; Clauzon et al., 2015*). Cette étape se termine avec la reconnexion de la Mer Méditerranée à l'Océan Atlantique et par un brusque ré-ennoiement de la Mer Méditerranée qui stoppe de manière rapide l'érosion.

Même si des études récentes permettent de mieux contraindre l'évolution de cette Crise de Salinité, il demeure des débats portant notamment sur l'origine de la fermeture des corridors ayant coupé la Mer Méditerranée de l'Océan Atlantique (baisse seule du niveau marin global, raccourcissement horizontal dû à la mise en place des nappes, surrection tectonique ou encore soulèvement des marges en lien avec la dynamique de subduction), mais aussi sur l'ouverture du détroit de Gibraltar (tectonique simple, eustatisme, la combinaison des deux, ou érosion seule) (*Maldonado et al., 1999; Duggen et al., 2003; Luján et al., 2011 ; Do Couto, 2014* et références associées).

*Figure 1.11 : Image satellite modifiée pouvant illustrer la présence de corridors marins entre l'Océan Atlantique et la Mer Méditerranée avant la Crise de Salinité Messinienne pour la région ouest de la Mer Méditerranée (Duggen et al., 2003).*

Dans les Cordillères Bétiques, des dépôts de cet événement sont préservés et à l'affleurement, avec notamment le bassin de Sorbas (*Völk and Rondeel, 1964*), qui a enregistré de manière cyclique la précipitation des dépôts évaporitiques de type gypse, pour une épaisseur totale atteignant environ 120 m (*Do Couto et al., 2014b*). La présence de ces dépôts sous forme remaniée au sein du bassin d'Alboran témoigne des effets érosifs et de remobilisation de cette Crise de la Salinité Messinienne (*Comas et al., 1992; Loget and Van Den Driessche, 2006; Do Couto et al., 2014b*).

#### *1.1.2.6. Les grandes controverses sur l'évolution géodynamique des Cordillères Bético-Rifaines*

Malgré le perfectionnement des outils et méthodes d'analyses ainsi que le nombre croissant d'études réalisées, l'évolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale, et en particulier de la région d'Alboran, reste largement débattue au sein de la communauté scientifique (*Royden, 1993; Lonergan and White, 1997; Jolivet et al., 2003*). Ainsi, plusieurs modèles d'évolution géodynamique ont pu être proposés.

Le premier modèle proposé par (*Andrieux et al., 1971*) est basé sur l'analyse des chevauchements vers l'extérieur de la chaîne avec un mouvement accommodé latéralement via de grands décrochements. Ainsi, ces auteurs ont avancé l'hypothèse que ces grandes structures, les failles Nord-Bétique et Crevillente, côté Ibérie, et les failles de Jebha et de Nékor, côté Maroc, se sont développées du fait du déplacement vers l'ouest d'un micro-bloc continental rigide. Ce modèle, repris

par d'autres auteurs, considère les Zones Internes et le substratum du bassin d'Alboran (les roches métamorphiques des Cordillères des Bétiques et du Rif) comme le charriage de ce micro-bloc sur les marges ibérique et africaine (*Olivier, 1984; Leblanc and Olivier, 1984; Durand-Delga and Olivier, 1988*). Ce premier modèle a progressivement été délaissé au profit d'autres modèles accordant plus d'importance à l'épisode extensif enregistré dans la région et du fait que le domaine d'Alboran n'a pas évolué comme une micro-plaque continentale rigide (*García-Dueñas et al., 1992; Jabaloy et al., 1993; Crespo-Blanc et al., 1994*).

Le deuxième modèle propose un amincissement de la lithosphère résultant d'un régime extensif qui affecte les Zones Internes, tandis qu'une dynamique compressive affecte les Zones Externes des Cordillères Bético-Rifaines, le tout associé à une géométrie particulière de l'arc en front semi-circulaire très étroit (*Dewey et al., 1989; Platt and Vissers, 1989; Doblas and Oyarzun, 1989*). Ainsi, l'effondrement gravitaire d'une partie de la lithosphère crustale au préalable épaissie durant l'orogenèse Varisque et Alpine, aurait engendré la formation de la Mer d'Alboran au Paléocène-Éocène (Figure 1.12). Ce modèle est également basé sur les premières données géophysiques de tomographie sismique imageant un corps présentant une anomalie positive de vitesse des ondes sismiques, généralement interprétée comme la trace du panneau plongeant, localisé sous l'arc de Gibraltar (*Seber et al., 1996; Calvert et al., 2000*). Ce modèle géodynamique, largement relayé par *Platt et al.* (*1998*), propose que les roches métamorphiques constituant une partie des Zones Internes auraient été équilibrées dans le faciès Schiste Vert au niveau de l'arc orogénique. Dans le même temps, les roches métamorphiques présentant un métamorphisme de HP/BT se seraient formées à partir de fragments subduits de croûte continentale amincie de la marge ibérique. Ainsi, pendant que les roches métamorphiques du faciès Schiste Vert s'exhumaient en conséquence d'une délamination lithosphérique, les roches de HP/BT se formaient en profondeur dans le chenal de subduction (Figure 1.12c ; *Platt et al., 2006*).

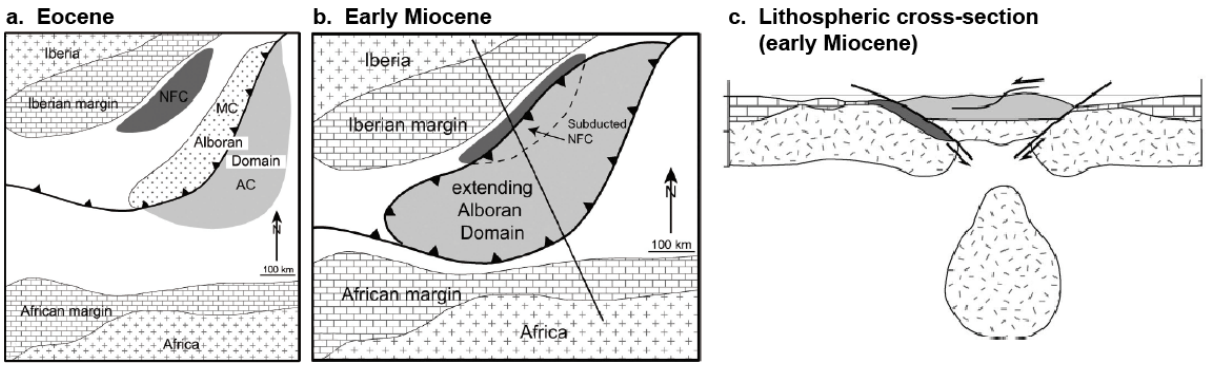



*Figure 1.12 : Modèle d'évolution tectonique du domaine d'Alboran proposé par Platt et al. (2006). (a) Modèle pour l'Eocène avec un mouvement de l'Afrique vers l'Ibérie au nord. L'arc orogénique est formé par l'accrétion du Complexe Alpujárride (AC) sous le Complexe Malaguide (MC), tous deux appartenant aux Zones Internes. Le futur Complexe Nevado-Filabride (NFC) serait à cette époque une croûte continentale amincie localisée au sud-est de la plaque Ibérique. (b) Modèle pour le Miocène avec l'effondrement extensif du domaine d'Alboran impliquant le mouvement vers l'ouest durant la convergence de l'Afrique vers l'Eurasie. (c) Coupe schématique à l'échelle lithosphérique du domaine d'Alboran durant le Miocène et l'extension tardi-orogénique.*

Le troisième type de modèles propose que l'extension enregistré dans la plaque supérieure soit dû au retrait de la zone de subduction en contexte de convergence (Figure 1.13 ; *Lonergan and White, 1997; Jolivet et al., 2006; van Hinsbergen et al., 2014*). Les premières reconstructions cinématiques proposées sur la base de ce modèle ont montré un retrait du panneau plongeant en deux temps, avec une extension N-S puis E-O (dans les coordonnées actuelles, sans prendre en compte les rotations paléomagnétiques), respectivement durant l'Oligocène puis le Miocène (Figure 1.13 ; *Lonergan and White, 1997; Jolivet et al., 2006; van Hinsbergen et al., 2014; Faccenna et al., 2014*). En effet, il a été mis en évidence que les vitesses de convergences des plaques sont largement inférieures aux vitesses d'extension et donc d'ouverture des bassins localisés en arrière de l'arc. Ainsi, le bassin d'Alboran a été interprété comme résultant de l'étirement de la plaque supérieure, lié au recul du front de subduction vers l'ouest (*Dewey et al., 1989; Lonergan and White, 1997; Jolivet and Faccenna, 2000; Rosenbaum et al., 2002; Schettino and Turco, 2006*). Ce modèle est confirmé par l'analyse de l'anisotropie de vitesse de propagation des ondes sismiques dans le manteau supérieur, interprétée comme reflétant le fluage mantellique orienté E-O qui accommode le retrait de la zone de subduction Bético-Rifaine vers l'ouest (*Jolivet et al., 2009*). Enfin, plusieurs études de modélisation numérique thermo-mécanique viennent également supporter cette hypothèse d'un retrait du panneau plongeant (*Bokelmann et al., 2011; Valera et al., 2011*).

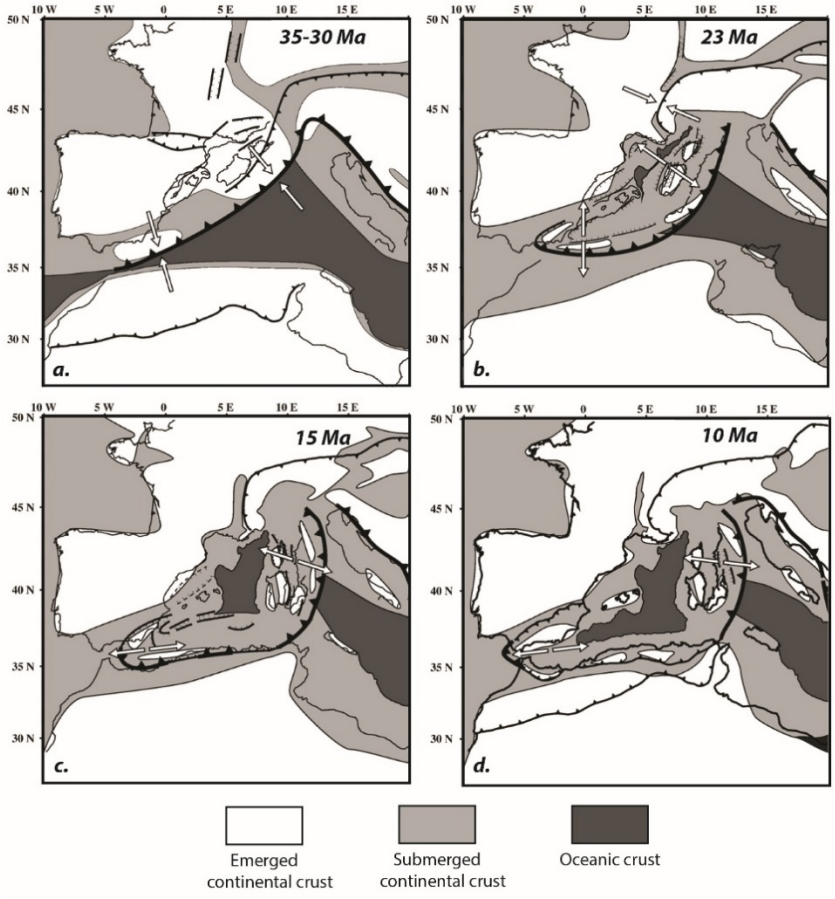



*Figure 1.13 : Reconstructions paléogéographiques et paléotectoniques de la région ouest méditerranéenne, d'après Jolivet et al. (2006). (a) Reconstruction à 35-30 Ma. (b) Reconstruction à 23 Ma. (c) Reconstruction à 15 Ma. (d) Reconstruction à 10 Ma.*

Bien que ce dernier modèle soit le plus communément admis, la géométrie et la dynamique de retrait de cette zone de subduction reste largement débattu, à commencer par la polarité du ou des plan(s) de subduction. Ainsi, certains auteurs proposent un plan à pendage nord (Figure 1.14, scénarii 1 et 2 ; *Dercourt et al., 1986; Jolivet and Faccenna, 2000; Wortel and Spakman, 2000; Faccenna et al., 2001, 2014; Rosenbaum et al., 2002; Jolivet et al., 2006, 2008; van Hinsbergen et al., 2014; Chertova et al., 2014*), d'autres invoquent un plan de subduction à pendage nord et un autre à pendage sud (Figure 1.14, scénario 3 ; *Vergés and Fernàndez, 2012*), alors que d'autres, encore, suggèrent un changement dans la polarité de subduction, d'abord sud puis nord (Figure 1.14, scénario 4 ; *Michard et al., 2002*).

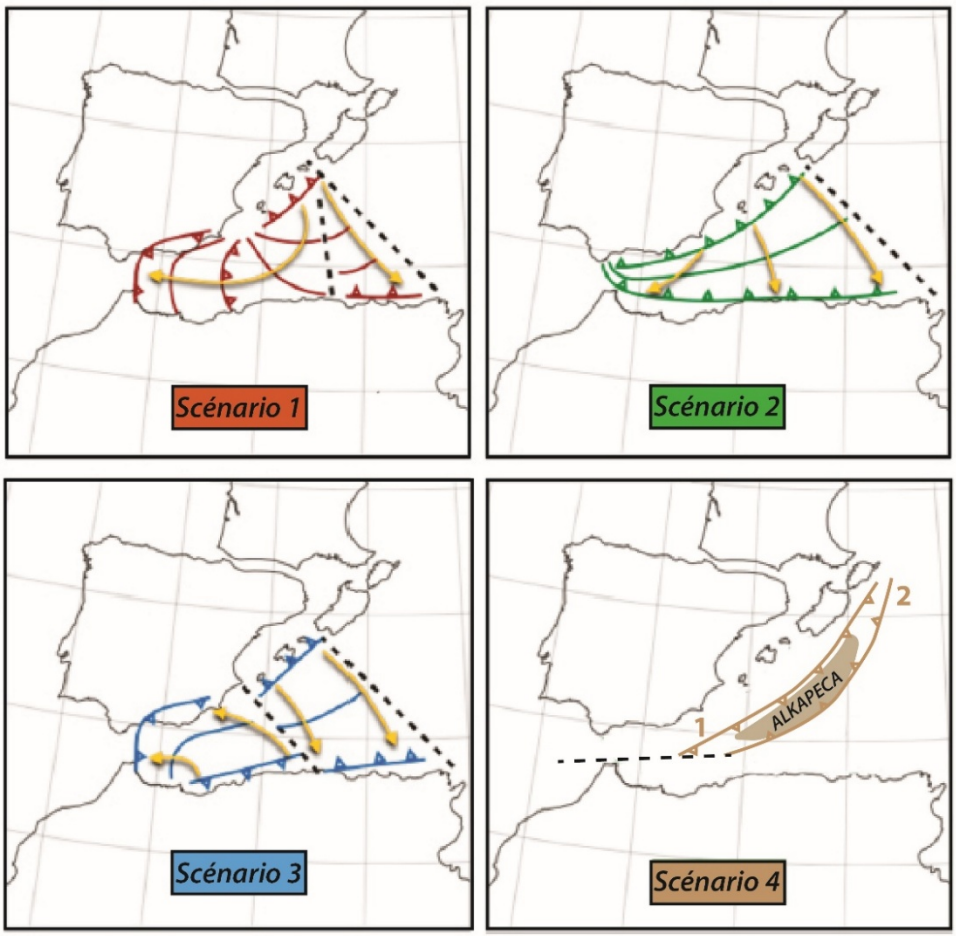



*Figure 1.14 : Représentations schématiques de quatre scénarii d'évolution géodynamique por la région ouest méditerranéenne, modifiée d'après Chertova et al. (2014). Ces cartes montrent la localisation des tracés de côtes actuels à ~35 Ma, d'après van Hinsbergen et al. (2014). Scénario 1 selon le modèle de Rosenbaum et al. (2002) ; Spakman et Wortel (2004) ; van Hinsbergen et al. (2014). Scénario 2 selon le modèle de Gueguen et al. (1998) ; Faccenna et al. (2004, 2014) ; Jolivet et al. (2009). Scénario 3 selon le modèle de Vergés et Fernàndez (2012). Scénario 4 selon le modèle de Michard et al, (2002).*

Un autre point toujours débattu est l'origine et la position initiale géographique des zones internes de la chaîne. Certains auteurs proposent ainsi une micro-plaque appelée AlKaPeCa pour désigner les domaines d'Alboran, des Kabylies, des monts Péloritains et de Calabre. Pour cela, les similitudes lithologiques et l'évolution tectonique de ces différents domaines sont mises en avant

(*Bouillin, 1986*). *Lonergan and White* (*1997*) ont proposé que le domaine d'Alboran se serait déplacé de 500 à 600 km vers le sud-ouest. Ajouté à cela les mouvements horaires et anti-horaires précédemment décrits, cela permet d'expliquer « l'éclatement » de ce bloc AlKaPeCa et sa répartition sur le pourtour de l'ouest méditerranéen. Ainsi, et selon ce modèle, ce bloc se serait situé approximativement à la position actuelle des Baléares durant l'Oligocène avant d'être démantelé au tout début du Miocène (Figure 1.14, scénario 4 ; *Michard et al., 2002; Michard et al., 2006*). Sur la base de ce premier modèle, une autre hypothèse propose que les Cordillères Bético-Rifaines résulteraient du jeu contemporain de deux subductions opposées et indépendantes. La première en se retirant aurait formé les Bétiques tandis que la seconde aurait permis la formation du Rif (*Lustrino et al., 2011; Carminati et al., 2012*).

D'autres reconstructions cinématiques font appel à de plus faibles déplacements le long du front de subduction, avec des distances de l'ordre de 100 à 150 km seulement (Figure 1.14, scénario 2 ; *Jolivet et al., 2006*).

Récemment, il a été proposé l'existence de deux subductions aux polarités opposées avec des plans orientés vers le NO et le SE qui se seraient retirés respectivement vers le sud sur les côtes Kabyles et vers le nord sur la marge ibérique (Figure 1.14, scénario 3 ; *Vergés and Fernàndez, 2012*). Séparant ces deux plans de subduction, il y aurait deux structures accommodant les mouvements différentiels, orientées approximativement NO-SE et localisées de part et d'autre des Baléares.

Dans le cas de l'ouest méditerranéen, le retrait du panneau plongeant s'opère selon une rotation horaire dans la partie la plus occidentale et anti-horaire dans la partie la plus orientale, respectivement au niveau des Baléares et du bloc corso-sarde (*Spakman and Wortel, 2004*). Le bassin d'Alboran est donc interprété comme le résultat de l'extension d'arrière-arc et la migration de l'arc de subduction vers l'ouest dû au retrait du panneau plongeant (*Platt and Vissers, 1989; García-Dueñas et al., 1992; Comas et al., 1992; Comas et al., 1999; Maldonado et al., 1999; Martínez García, 2013*).

Ainsi les modèles cinématiques proposés sont assez différents les uns des autres et notamment concernant l'emplacement du domaine d'Alboran durant l'Oligocène. Plusieurs auteurs ont tenté de reconstruire la paléogéographie durant l'Oligocène, proposant ainsi que le domaine d'Alboran se serait situé à proximité de la bordure SE de l'Ibérie et à l'ouest des Grandes Kabylies, elles-mêmes localisées au sud d'Ibiza (*Schettino and Turco, 2006; Chalouan et al., 2008*).

Le nombre de subductions, leur polarité ainsi que leur évolution dans le temps restent donc une question centrale. L'âge de la subduction ou des subductions est également très discuté. Contraindre l'âge d'au moins une phase de subduction en identifiant clairement l'épisode de HP/BT des stades ultérieurs, en particulier du stade de HT/BP apparait donc un préalable absolument majeur.

## 1.2. Structure profonde actuelle de la chaîne et déformation active

### *1.2.1. Situation actuelle et sismicité active*

Actuellement, les Cordillères Bétiques sont soumises à une convergence à faible vitesse de l'Afrique vers l'Eurasie, d'environ 0,4 à 0,5 cm/an (*Nocquet and Calais, 2003*). Le domaine d'Alboran se situe donc à la limite de ces deux plaques continentales dont la géométrie actuelle est encore largement débattue (Figure 1.15 ; *Stich et al., 2006; Vernant et al., 2010; Gutscher et al., 2012; Nocquet, 2012*).

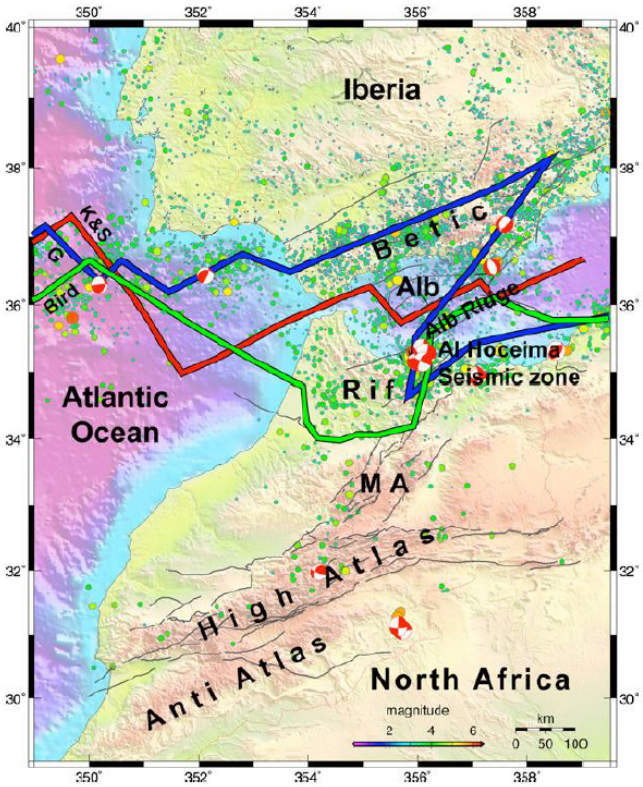



*Figure 1.15 : Carte bathymétrique représentant l'activité sismique actuelle de l'ouest méditerranéen, avec les trois hypothèses majeures des différentes géométries des limites de plaques entre le Golfe de Cadix et Alboran, en rouge, vert et bleu, d'après Vernant et al. (2010).*

La convergence n'étant pas complètement perpendiculaire à l'axe de la chaîne Bético-Rifaine, c'est à-dire à l'axe de l'arc de Gibraltar, il en résulte une « extrusion » du domaine d'Alboran vers l'OSO, mise en évidence par l'analyse des données GPS (*Pedrera et al., 2010; Pérouse et al., 2010; Nocquet, 2012*). Même si les limites de ce bloc extrudé ne sont pas clairement établies, la sismicité combinée aux données géodésiques permettent d'approcher une géométrie (Figure 1.16). Ainsi, cet état actuel des forces contrôle l'activité de failles décrochantes telle que la faille Palomares. Cette dernière fait partie d'un grand système de failles actives appelé la Trans-Alboran Shear Zone, caractérisée par des segments transpressifs et d'autres transtensifs (*Stich et al., 2006*).

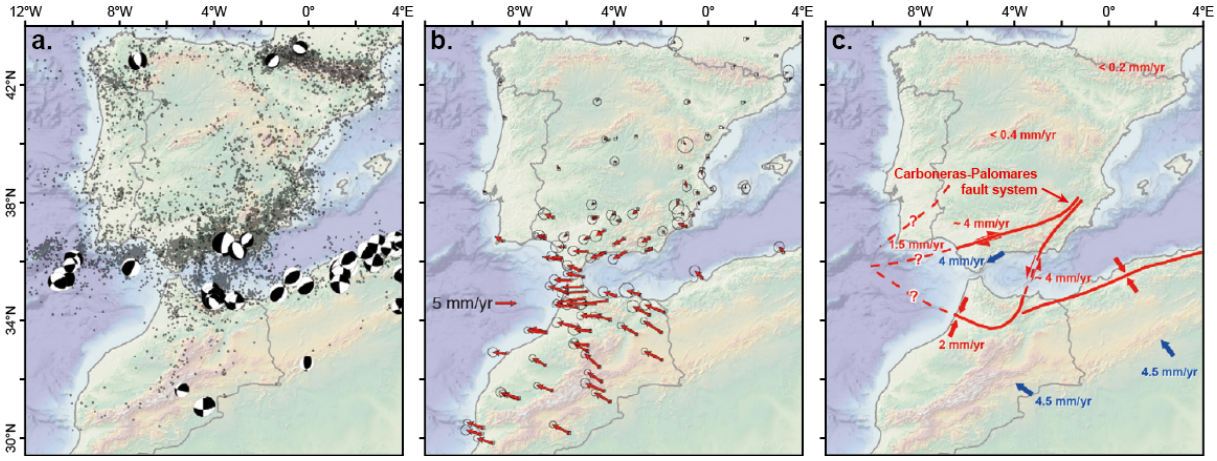



*Figure 1.16 : Activité sismique et cinématique actuelle de la région ouest méditerranéenne. (a) Distribution de sismicité. (b) Carte des vitesses de déplaceemnt calculées pour la plaque Afrique fixe et (c) le modèle cinématique associé (Nocquet, 2012).*

La sismicité, dont les épicentres se localisent au niveau des grandes structures, est très active dans la région méditerranéenne, mais plus diffuse au niveau de la Mer d'Alboran. Les mécanismes au foyer sont généralement situés à moins de 50 km de profondeur, mais il en existe jusqu'à 150 km de profondeur (Figure 1.17 ; *Mancilla et al., 2015a*). Ces derniers semblent se localiser dans la partie ouest de la Mer d'Alboran selon une orientation N-S et sont interprétés comme l'expression de la présence du panneau plongeant. Il est intéressant de noter également la présence de séismes très profonds, au-delà des 600 km, qui restent encore très mal contraints. L'étude et l'analyse des déformations actives mais aussi des mécanismes au foyer des séismes au niveau du Golfe de Cadiz laissent à penser que la subduction, qui se trouve réduite à une bande étroite de lithosphère océanique mésozoïque, serait toujours active (*Gutscher et al., 2002; Pedrera et al., 2010; Gutscher et al., 2012; Bezada et al., 2013; Miller et al., 2013*).

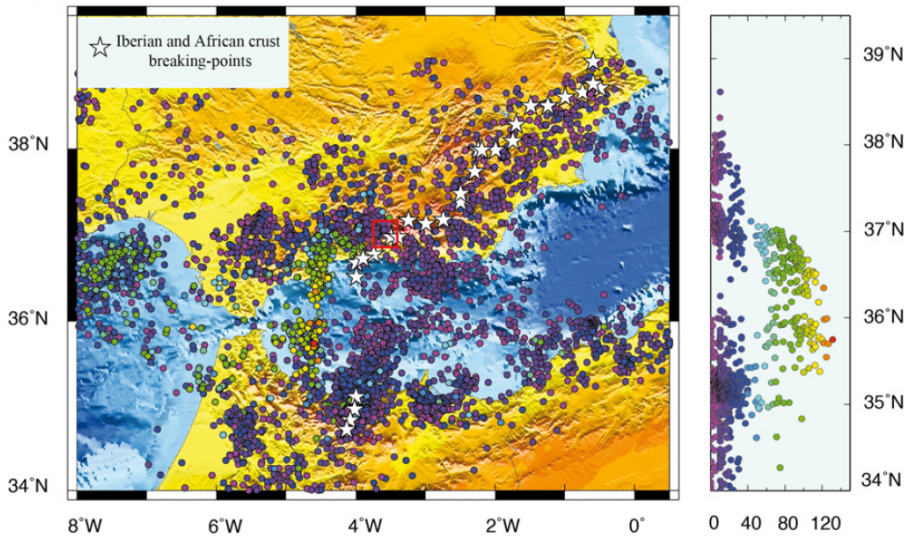



*Figure 1.17: Sismicité à la frontière des plaques Afrique et Ibérie et mécanismes au foyer des principaux séismes affectant la zone. A droite, projection des séismes sur une coupe N-S située en 4°W et 5°W, modifiée d'après Mancilla et al. (2015). Les différentes couleurs se réfèrent à la profondeur des séismes.*

### *1.2.2. Structure profonde*

Grâce aux images issues des bases de données de tomographie sismique, un corps présentant des anomalies positives de vitesse des ondes sismiques a été imagé sous la Mer d'Alboran, dans le même secteur où se localise la sismicité profonde décrite précédemment. Ce corps a été interprété comme les restes du panneau plongeant, d'affinité océanique, et présentant un pendage vers l'est (*Gutscher et al., 2002; Piromallo and Morelli, 2003; Spakman and Wortel, 2004; Faccenna et al., 2004*). Cependant, les progrès des techniques d'imagerie et de traitement du signal, ainsi que la densification de la couverture des stations télésismiques ont mis en évidence que les manteaux lithosphériques africain et ibérique sont partiellement délaminés et, ainsi, impliqués dans le processus de subduction (Figure 1.18 ; *Piromallo and Morelli, 2003; Spakman and Wortel, 2004; Pérouse et al., 2010; Bezada et al., 2013; Mancilla et al., 2015b*). Il en résulte une géométrie complexe de ce panneau plongeant avec une partie encore reliée à la lithosphère continentale en surface et une grande partie détachée. Le début de la déchirure se serait alors localisée à l'est de la côte ibérique et se propagerait en direction du Golfe de Cadix (Figure 1.18b ; *Mancilla et al., 2015b*).

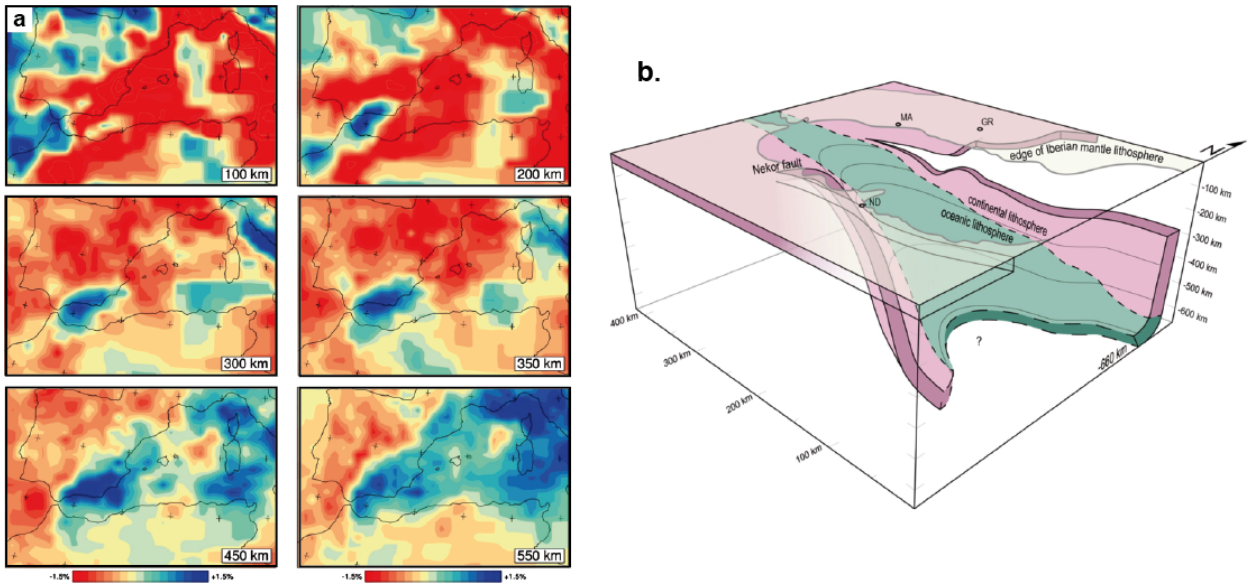



*Figure 1.18 : Structure profonde de la région ouest méditerranéenne. (a) Imagerie tomographique en carte à différentes prodondeurs des anomalies de vitesse des ondes simiques sismiques dans l'ouest méditerranéen. (b) Représentation 3D de la morphologie du panneau plongeant sous le domaine d'Alboran, modifiée d'après Chertova et al. (2014) et Mancilla et al. (2015).*

La compilation des données disponibles, c'est-à-dire l'interprétation des données de tomographie sismique ainsi que leur modélisation 3D, permet de mettre en évidence une évolution de la profondeur du Moho symétrique du nord au sud, à l'image de la symétrie de l'arc Bético-Rifain (Figure 1.18). Le Moho de la marge ibérique semble ainsi relativement plat à une profondeur d'environ 32-34 km, avec localement une augmentation de la profondeur jusqu'à 40-45 km au niveau du nord de la chaîne (Figure 1.19 ; *Mancilla et al., 2015b*). Le Moho remonte de manière significative au niveau de la Mer d'Alboran, atteignant une valeur minimale de 16 km. Enfin côté Africain, il

plonge à nouveau pour retrouver des valeurs autour de 40-50 km de profondeur (Figure 1.19). Il est intéressant de noter qu'un saut important dans l'épaisseur crustale est observé de part et d'autre de la Trans-Alboran Shear Zone ou plus localement de la Faille de Jehba avec, à l'ouest, une épaisseur d'environ 50 km, alors qu'à l'est, elle n'est plus que de 25 km (Figure 1.19c ; *Mancilla et al., 2012, 2015b*). L'évolution de l'épaisseur lithosphérique semble, quant à elle, bien moins symétrique entre les marges ibériques et marocaines. En effet, côté Ibérique, la base de la lithosphère se situe à environ 140 km de profondeur alors qu'elle remonte sous la Mer d'Alboran à environ 50 km. Concernant le Rif, la profondeur de la lithosphère augmente de manière significative, jusqu'à 180 km, pour ensuite diminuer en allant vers le sud (*Frizon de Lamotte et al., 2004; Mancilla et al., 2015b*). Du fait de ce découplage entre profondeur du Moho et de la lithosphère, il est avancé que les Cordillères des Bétiques et du Rif possèdent une racine orogénique limitée et certainement une lithosphère amincie par des processus orogéniques actifs ou très jeunes (*Frizon de Lamotte et al., 2004*).

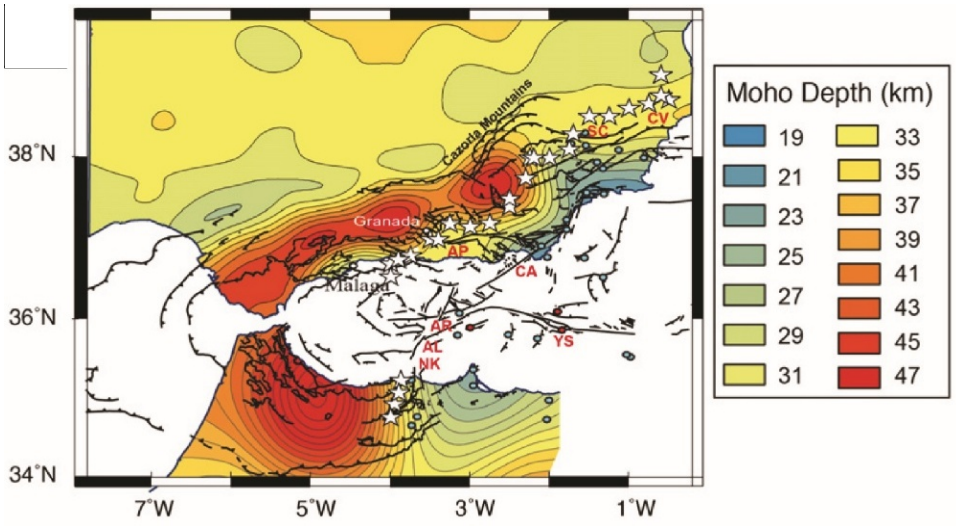



*Figure 1.19: Carte de l'épaisseur crustale au niveau de la région d'Alboran, d'après Mancilla et al. (2015). Les étoiles blanches sur la figure marquent la disparissions du signal géophysique de la croûte sous l'Ibérie et l'Afrique.*

## 1.3. Les principales unités structurales de la chaîne

Cette troisième partie va s'attacher à décrire et présenter en détail les quatre grands ensembles tectoniques qui composent l'arc des Cordillères Bético-Rifaines.

De manière assez symétrique entre la marge ibérique et marocaine, l'arc des Cordillères Bético-Rifaines peut être divisé en quatre grands ensembles : (i) les bassins d'avant-pays périphériques, (ii) les Zones Externes qui correspondent aux anciennes marges continentales de l'Océan Téthys, (iii) le Complexe des Flyschs et enfin (iv) les Zones Internes composées presqu'exclusivement de roches métamorphiques constituant les sommets topographiques (Figure 1.20 ; *Vissers et al., 1995; Martínez-Martínez and Azañón, 1997*). L'ensemble de ces roches est recouvert par une mosaïque de bassins sédimentaires tant à terre comme les bassins de Grenade,

Sorbas ou Huercal-Overa qu'en mer avec par exemple le Bassin Ouest Alboran (WAB sur la Figure 1.20).

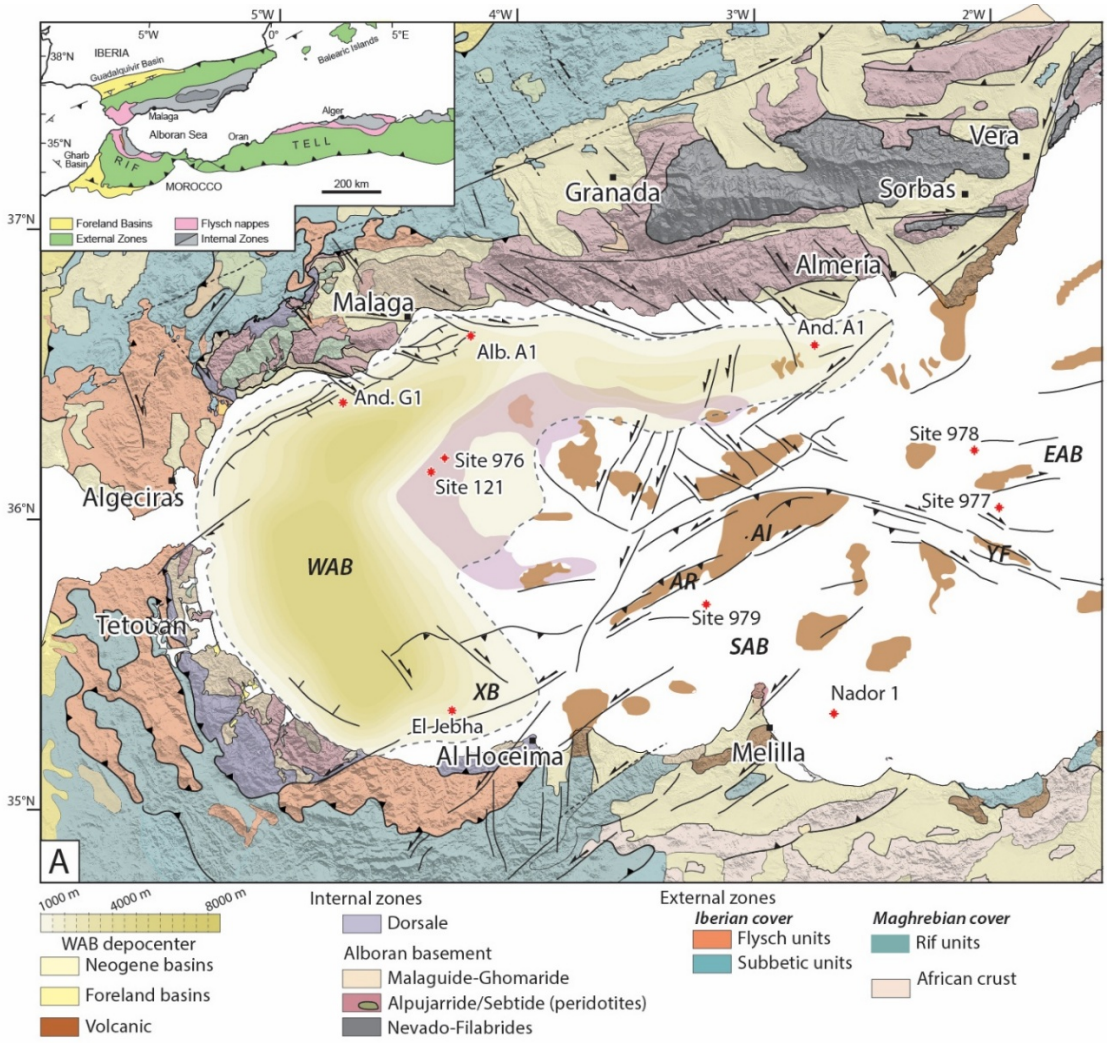



*Figure 1.20 : Carte tectonique et géologique de l'arc Bético-Rifain, modifiée d'après Do Couto et al. (2016).*

### *1.3.1. Les bassins d'avant-pays*

Initié durant le Burdigalien, le charriage des nappes des Zones Externes, mais aussi des Flyschs et des Zones Internes, induit le développement de bassins d'avant-pays, celui du Guadalquivir côté Ibérie et celui du Gharb côté Maroc (*Chalouan and Michard, 2004*). La subsidence commence au début du Miocène, d'abord au niveau du bassin du Gharb à l'Aquitanien puis au niveau du bassin du Guadalquivir au début du Burdigalien (*Sanz de Galdeano and Vera, 1992; Fernàndez et al., 1998; Garcia-Castellanos et al., 2002; Iribarren et al., 2009*). Ces deux bassins d'avant-pays montrent une sédimentation assez similaire, des dépôts de calcarénite de type plateforme depuis la fin du Langhien jusqu'au début du Serravalien, suivi par le dépôt en discordance de marnes profondes du Tortonien à la fin du Pliocène (*Sanz de Galdeano and Vera, 1992; Fernàndez et al., 1998; Garcia-Castellanos et al., 2002; Iribarren et al., 2009*). Ces bassins d'avant-pays se déposant en transgression sur les Zones

Externes et les socles des marges hispaniques et africaines, les substratums des bassins du Guadalquivir et du Gharb sont donc respectivement les domaines des Prébétiques-Meseta ibérique et du Prérif-socle africain.

### *1.3.2. Les Zones Externes*

Côté Bétiques, les Zones Externes s'étendent, selon un axe OSO-ENE, sur plusieurs centaines de kilomètres de long pour une centaine de kilomètres de large, depuis Cadiz jusqu'à Gandia (70 km au nord d'Alicante), alors que côté Rif, les Zones Externes forment une bande incurvée depuis la frontière avec l'Algérie, jusqu'à Tanger (Figure 1.20). Que ce soit dans les Bétiques ou dans le Rif, les formations composant les Zones Externes sont majoritairement des unités sédimentaires datées du Mésozoïque et subdivisées selon des critères d'affinité paléogéographique (*García-Hernández et al., 1980*).

#### *1.3.2.1. Le domaine Sud-Ibérique*

Les Zones Externes sud-ibériques sont divisées en deux sous-unités : (i) les Prébétiques principalement à l'est et (ii) les Subbétiques majoritairement à l'ouest. Depuis le Trias supérieur jusqu'au Jurassique inférieur la sédimentation est homogène sur l'ensemble de la zone, c'est-à-dire au niveau des marges continentales téthysiennes, typique d'un environnement de dépôt marin peu profond avec des évaporites et des carbonates néritiques. L'importante extension active durant cette période favorise le dépôt de grandes quantités de sédiments (environ 1000 m d'épaisseur) présentant une déformation syn-sédimentaire très marquée (*Vera, 2001*). Le Jurassique moyen, et plus précisément la limite Domérien-Callovien, marque la séparation entre les Prébétiques et les Subbétiques par l'épisode extensif du rifting téthysien (*García-Hernández et al., 1980*). Ainsi, les Prébétiques conservent un environnement de dépôt marin en milieu peu profond avec des évaporites et des carbonates néritiques (*Molina et al., 1999*), alors que les Subbétiques sont caractérisées par des environnements de dépôt plus profonds et une sédimentation pélagique (*García-Hernández et al., 1980; Vera, 2001*).

Au Miocène inférieur, une tectonique de couverture ou « thin-skinned » affecte cette série sédimentaire par le biais de grands chevauchements enracinés dans les niveaux évaporitiques du Trias et n'affectant pas le socle (Figure 1.21 ; *García-Hernández et al., 1980; Flinch et al., 1996; Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006*). Ce charriage de nappe sur le socle Varisque s'est initié au Burdigalien, approximativement vers 20 Ma, avec des structures à vergence NO (*Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006*).

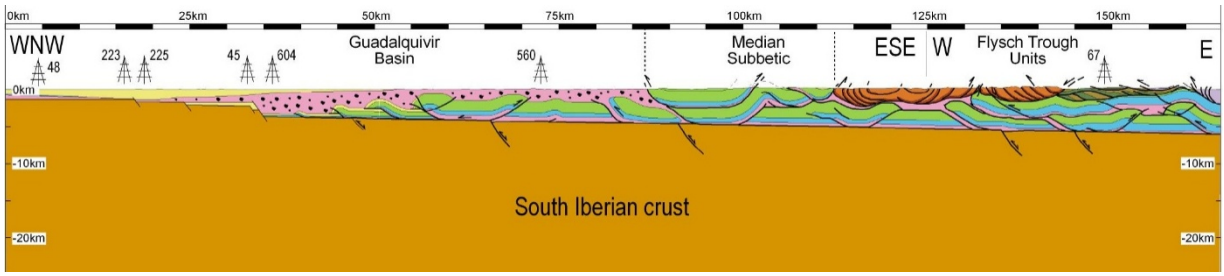



*Figure 1.21 : Coupe ONO-ESE puis O-E mettant en évidence une tectonique de couverture n'impliquant pas le socle ibérique, d'après Crespo-Blanc et Frizon de Lamotte (2006).*

### *1.3.2.2. Le domaine du Rif ou Maghrébin*

Dans les Zones Externes côté maghrébin, trois grands domaines sont identifiés, du plus externe au plus interne : (i) le Prérif, (ii) le Mésorif et (iii) l'Intrarif (*Wildi, 1983; Chalouan et al., 2008*). En position structurale actuelle, l'Intrarif chevauche le Mésorif qui chevauche à son tour le Prérif, tout en incluant le socle dans cette tectonique de nappe (Figure 1.22). Dans le détail, le domaine du Prérif est composé de marnes tortoniennes incluant des olistostromes remaniant des blocs paléozoïques à cénozoïques (*Bourgois, 1977*). Le domaine du Mésorif est composé principalement par des formations d'âge Miocène inférieur à moyen, chevauchées par des nappes allochtones d'âge Mésozoïque (*Chalouan et al., 2008*). Enfin, le domaine de l'Intrarif est constitué de dépôts Mésozoiques. Il s'agit principalement de dépôts syn-rift d'âge Lias moyen à Dogger, mais aussi de dépôts post-rift d'âge Jurassique supérieur à Crétacé inférieur et de dépôts détachés de la série d'âge Crétacé supérieur à Burdigalien-Serravalien (*Andrieux et al., 1971; Gübeli et al., 1984; Zaghloul et al., 2005*). Une des particularités des Zones Externes rifaines est la présence d'un métamorphisme significatif. L'unité de Kétama (Intrarif) présente des recristallisations dans le faciès Schiste Vert (limite inférieure) alors que l'unité des Temsamane (Mésorif) présente les traces d'un métamorphisme du faciès des Schiste Vert (limite supérieure) à Schiste Bleu (*Azdimousa et al., 1998, 2007; Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006; Negro et al., 2007, 2008; Booth-Rea et al., 2012; Vázquez et al., 2013*).

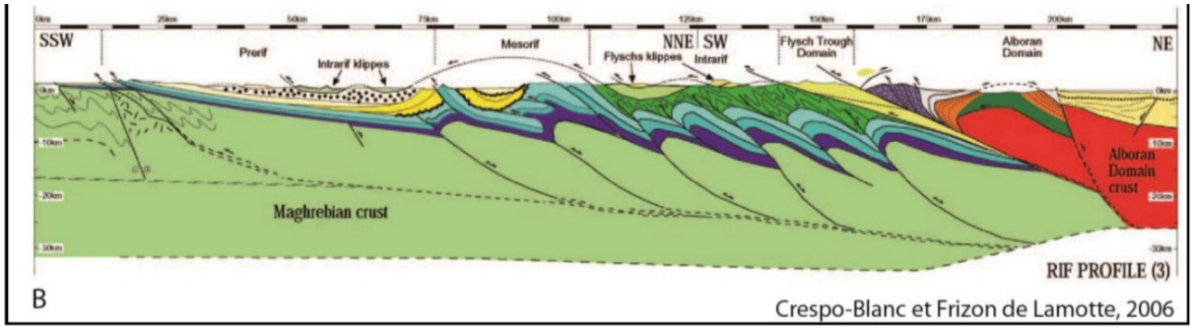



*Figure 1.22 : Coupe SSO-NNE puis SO-NE mettant en évidence une tectonique impliquant le socle africain, d'après Crespo-Blanc et Frizon de Lamotte (2006).*

### *1.3.3. Le Complexe des Flyschs*

Les unités du Complexe des Flyschs affleurent le long du front de chevauchement principal de la chaîne et principalement dans la partie occidentale de l'arc de Gibraltar, depuis Malaga jusqu'à Al Hoceima (Figure 1.20). Elles sont charriées sur les Zones Externes à la fin du Burdigalien-Langhien et sont, elles-mêmes, chevauchées par les Zones Internes, notamment au niveau du Golfe de Cadix où ces nappes de flyschs sont scellées par des dépôts d'âge Langhien (*Bourgois, 1978; Balanyá and García-Dueñas, 1987; Sanz de Galdeano and Vera, 1992; Crespo-Blanc and Campos, 2001; Bonardi, 2003; Michard et al., 2006*).

Le Complexe des Flyschs est composé de dépôts turbiditiques et de radiolarites, mettant en évidence un environnement de dépôt profond d'âge Jurassique supérieur à Miocène inférieur, typique d'un contexte de croûte continentale amincie, voire de croûte océanique (*Didon et al., 1973; Durand-Delga, 1980; Sanz de Galdeano and Vera, 1992; Guerrera et al., 1993, 2005; Durand-Delga et al., 2000*). Les unités qui composent le Complexe des Flyschs contiennent localement des fragments de serpentines (*Michard et al., 2002*), mais aussi des clastes provenant d'unités des Zones Internes, telles que la Dorsale Calcaire et le Complexe Malaguide-Ghomaride, indiquant ainsi que ces formations étaient à l'affleurement dès l'Aquitanien-Burdigalien supérieur (*de Capoa et al., 2007*). La localisation de ces dépôts était probablement plusieurs centaines de kilomètres à l'est de leur position actuelle, correspondant au(x) bassin(s) néo-téthysien(s) compris entre les marges ibérique et africaine (Figure 1.23 ; *Wildi, 1983; Sanz de Galdeano and Vera, 1992; Rodríguez-Fernández et al., 1999; Luján et al., 2006; de Capoa et al., 2007*).

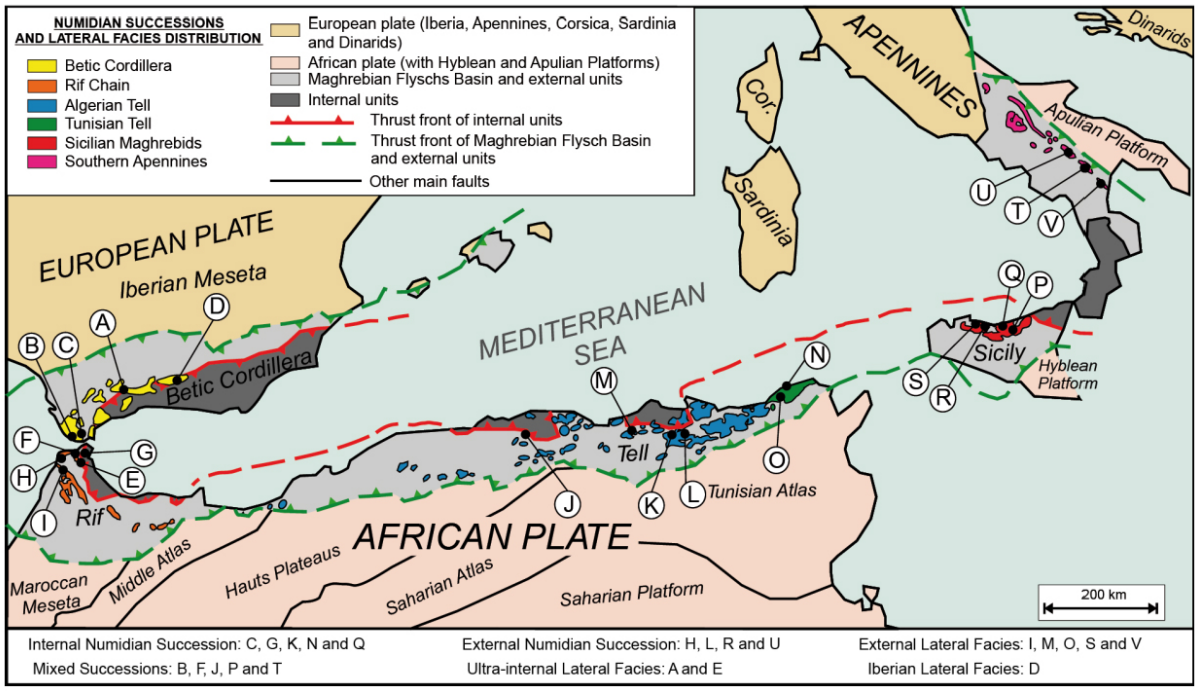



*Figure 1.23 : Carte montrant la répartition du Complexe des Flyschs Aquitano-Burdigalien sur le pourtour ouest méditerranéen depuis l'Italie jusqu'à Gibraltar, d'après Guerrera et al. (2012).*

### *1.3.4. Les Zones Internes*

Les Zones Internes des Cordillères Bético-Rifaines, en plus de l'unité de la Dorsale Calcaire, sont principalement composées de roches métamorphiques pouvant être divisées en 3 grands complexes, respectivement des plus externes au plus internes ou de haut en bas structuralement : (i) le Complexe Malaguide-Ghomaride, (ii) le Complexe Alpujárride-Sebtide et enfin (iii) le Complexe Nevado-Filabride (Figure 1.20 ; *Blumenthal, 1927; Torres-Roldán, 1979; Kornprobst and Durand-Delga, 1985; Chalouan, 1986*). Ces différents complexes sont individualisés selon leurs lithologies, leur degré de métamorphisme, mais aussi selon leur position structurale (*Egeler and Simon, 1969b; Torres-Roldán, 1979*). Ce sont ces mêmes Zones Internes, hormis l'unité de la Dorsale Calcaire, qui forment majoritairement le substratum de la Mer d'Alboran, en plus des roches volcaniques néogènes (*Comas et al., 1999*). Excepté le Complexe Névado-Filabride, seulement observé côté Bétiques, l'unité de la Dorsale Calcaire et les deux autres complexes métamorphiques affleurent de chaque côté de la chaîne, avec cependant des désignations différentes pour ce qui est des unités métamorphiques. Côté Rif, on observe les complexes Ghomaride et Sebtide alors que, du côté des Cordillères Bétiques, ce sont respectivement les complexes Malaguide et Alpujárride (Figure 1.20).

Côté Bétiques, ces nappes crustales empilées sont délimitées par des zones de cisaillement extensives d'échelle crustale qui sont : (i) la Betic Mouvement Zone (BMZ) qui correspond à un réseau anastomosé de détachements (le détachement de Mécina et le détachement des Filabres) qui marque la limite entre les complexes Alpujárride et Nevado-Filabride et (ii) le Contact Malaguide-Alpujárride (MAC) entre les complexes Malaguide et Alpujárride (Figure 1.24 ; *García-Dueñas et al., 1986, 1988, 1992; Platt, 1986; Platt and Behrmann, 1986; Galindo-Zaldívar et al., 1989; Platt and Vissers, 1989; Aldaya et al., 1991; Jabaloy et al., 1993; Crespo-Blanc et al., 1994; Vissers et al., 1995; Lonergan and Platt, 1995; Balanyá et al., 1997; Martínez-Martínez et al., 2002; Booth-Rea et al., 2004; Platt et al., 2005; Augier et al., 2005a, 2005b, 2005c; Behr and Platt, 2012*).

La succession des unités et complexes métamorphiques constituant les Zones Internes vont maintenant être présentés, d'abord en détaillant les séries stratigraphiques qui les composent, puis en exposant la déformation et le métamorphisme les affectant.

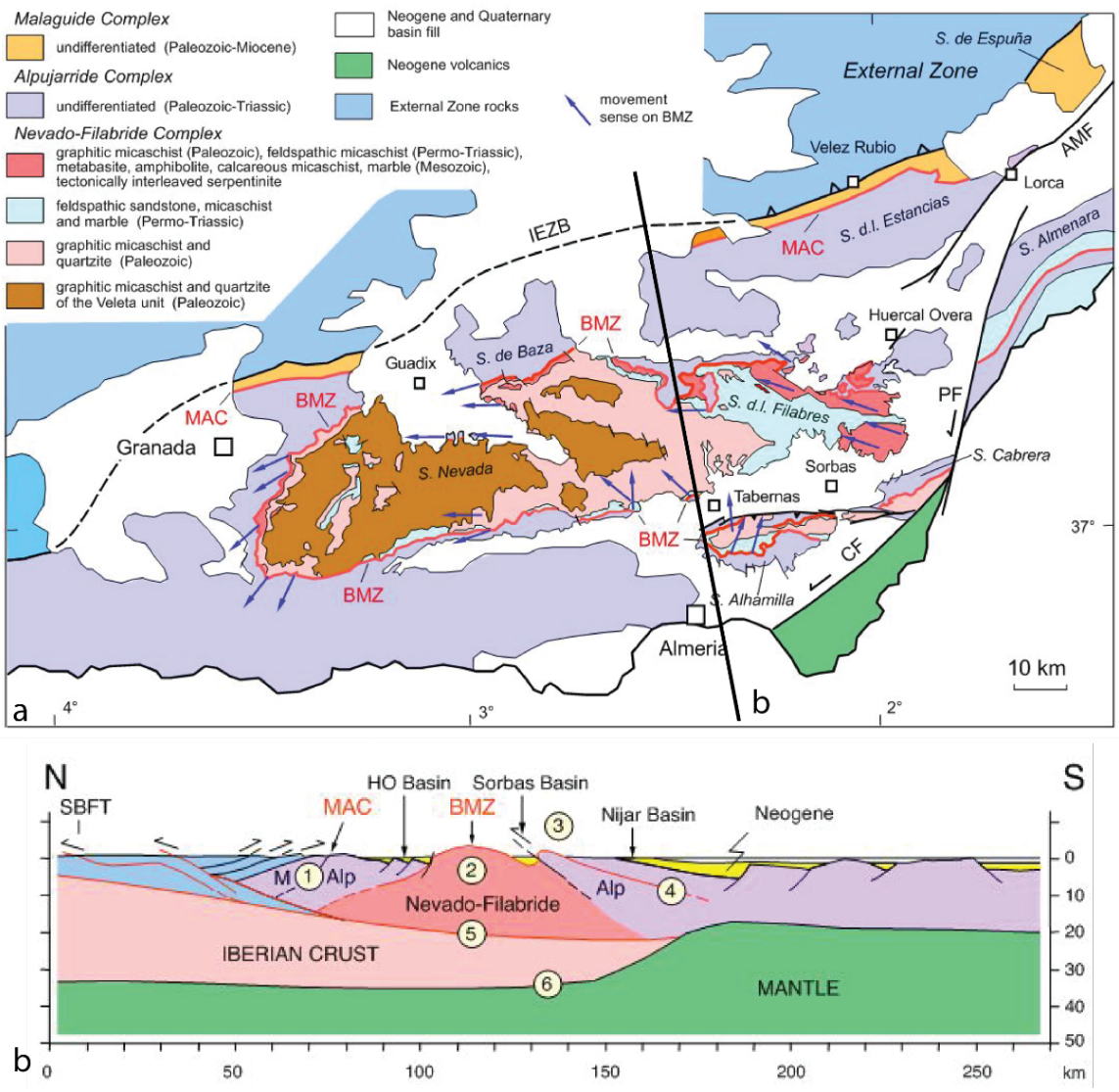



*Figure 1.24 : Structure des Cordillères Bétiques centrales, d'après Vissers (2012). (a) Carte structurale présentant les principaux complexes des Zones Internes ainsi que les données de cinématique au niveau de la Betic Movement Zone (BMZ). Les données de cinématique, qui sont globalement compatibles avec un mouvement à vergence O à SO dans le secteur de la terminaison occidentale de la Sierra Nevada sont toutefois en désaccord avec d'autres études locales comme au SE (Augier et al., 2005, 2015 ; Agard et al., 2011). Les autres contacts majeurs sont aussi présentés, avec notamment le Malaguide-Alpujárride Contact (MAC). (b) Coupe crustale synthétique N-S au travers des Cordillères Bétiques centrales.*

#### *1.3.4.1. L'unité de la Dorsale Calcaire*

Cette unité est associée au domaine des Zones Internes bien qu'elle ne présente pas de trace de métamorphisme lié à l'histoire de la subduction. En effet, les données paléomagnétiques de cette unité montrent une évolution similaire à celle des Zones Internes mais différente de celle des Flyschs (*Platzman et al., 1993; Feinberg et al., 1996*), justifiant ainsi son appartenance aux Zones Internes (Figures 1.20 et 1.25 ; *Michard et al., 2002*). Son association structurale avec le domaine d'Alboran tend à démontrer que ces sédiments représentent la couverture sédimentaire décollée du socle paléozoïque (*Didon et al., 1973; Chalouan et al., 2008*). Sous l'appellation « Dorsale Calcaire » sont généralement regroupés à la fois l'unité de la Dorsale Calcaire ainsi que le complexe Pré-Dorsalien.

Ce dernier est coincé au niveau de la zone de chevauchement des Zones Internes sur les Zones Externes. Paléogéographiquement, il correspond à la transition vers le bassin océanique profond où se sont déposés les unités du Complexe des Flyschs (*Olivier, 1984*). Côté espagnol, l'unité de la Dorsale Calcaire peut être divisée en deux formations qui sont : (i) l'unité de Nieves et (ii) la brèche de Las Navas (*Blumenthal, 1933; Dürr, 1963*).

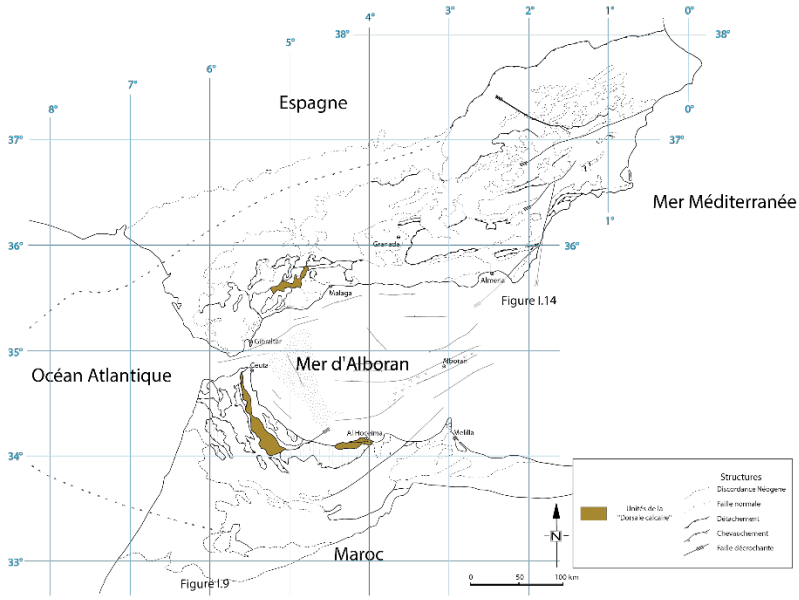



*Figure 1.25 : Carte de localisation de l'unité de la Dorsale Calcaire au sein de l'arc Bético-Rifain, modifiée d'après Augier (2004).*

L'unité de Nieves, avec une épaisseur totale d'environ 1,5 km, est composée de dépôts dolomitiques de la plateforme téthysienne, de marnes, de calcaires et d'une succession pélagique d'âge Norien à Crétacé (Figure 1.26 ; *Martín-Algarra and Estévez, 1984; Martín-Algarra, 1987; Martín-Algarra et al., 1998; O'Dogherty et al., 2001*). Elle est majoritairement non métamorphique à l'exception d'une zone localisée au contact avec la péridotite de Ronda. En effet, cette zone est caractérisée par un métamorphisme de haute température ayant entrainé la formation de marbres. Les assemblages minéralogiques de cette auréole de contact ont révélé un gradient thermique depuis 520-700 °C à 330 °C, avec des isothermes parallèles au contact du corps ultramafique sur cette formation carbonatée, et ceci pour une pression maximale estimée de 3 kbar (Figure 1.26 ; *Mazzoli et al., 2013*).

La brèche de Las Navas est une brèche à matrice carbonatée dont l'âge est estimé au début du Miocène et relative à l'arrivée à l'affleurement de la péridotite de Ronda (*Blumenthal, 1933; Martín-Algarra, 1987*). Cette brèche polygénique est principalement composée de fragments carbonatés métamorphiques provenant de l'unité de Nieves, mais aussi d'éléments métapélitiques provenant du Complexe Alpujárride. Ces fragments de marbres sont anguleux et hétérométriques, avec des blocs pouvant atteindre plusieurs mètres (*Martín-Algarra and Estévez, 1984*). Cependant, en l'absence de fossiles, cette formation n'a pu être datée qu'à partir de critères très indirects. Tout d'abord, la brèche

de Navas s'est déposée sur des argilites d'âge Eocène-Miocène (*Felder, 1980*), et est recouverte, par discordance érosive, par des formations sédimentaires d'âge Burdigalien avec, par exemple, la formation de Viñuela-Millanas, qui marquent la tectonique extensive post-nappe dans les Zones Internes (*González Donoso et al., 1981*). Une autre observation importante quant à la datation relative de cette brèche, est qu'elle se dépose en discordance érosive sur les unités métamorphiques des Zones Internes et scelle le contact chevauchant majeur des Zones Internes sur les Zones Externes, daté de l'Aquitanien (*Dürr, 1963; Estévez et al., 1984; Martín-Algarra and Estévez, 1984*).

D'après la littérature, la structuration générale de l'unité de la Dorsale Calcaire s'est faite durant le Miocène avec l'emplacement des massifs de péridotite (Figure 1.26). Ainsi dans la région de Ronda, un synclinal renversé de vergence NO et d'échelle régionale s'est développé à l'Aquitanien-Burdigalien, pendant le dépôt de la brèche de Navas (*Martín-Algarra, 1987; Mazzoli and Martín-Algarra, 2011*).

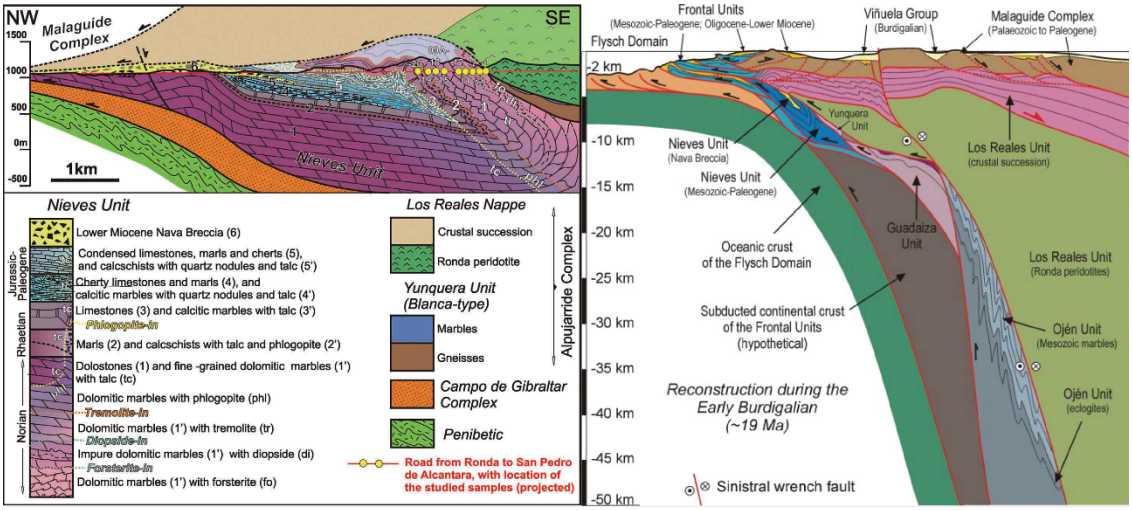



*Figure 1.26 : Hypothèse sur la structure actuelle et le mode de mise en place de la Dorsale Calcaire au contact de la péridotite de Ronda. A gauche, coupe structurale et lithologique NO-SE au sein de l'unité de la Dorsale Calcaire au contact avec la péridotite de Ronda, au travers de ce qui est décrit comme une auréole de métamorphisme de haute température. A droite, modèle géodynamique en coupe au moment de la mise en place des massifs de péridotite au sein des Zones Internes et notamment sur la Dorsale Calcaire, d'après Mazzoli et al. (2011, 2013).*

#### *1.3.4.2. Le Complexe Malaguide-Ghomaride*

Le Complexe Malaguide-Ghomaride, le plus haut structuralement au sein des Zones Internes, apparaît majoritairement dans la partie occidentale de l'arc de Gibraltar et par lambeaux pincés entre les Zones Externes et le Complexe Alpujárride dans la partie centrale et orientale des Cordillères Bétiques (Figures 1.20 et 1.27 ; *Vissers et al., 1995; Lonergan and Platt, 1995*). Le Complexe Malaguide est observé au niveau des Cordillères Bétiques avec comme équivalent dans le Rif le Complexe Ghomaride (*Blumenthal, 1927; Kornprobst and Durand-Delga, 1985; Chalouan, 1986*). Le Complexe Malaguide se retrouve essentiellement entre les Subbétiques et le Complexe Alpujárride alors que le Complexe Ghomaride affleure entre l'unité de la Dorsale Calcaire et le Complexe Sebtide.

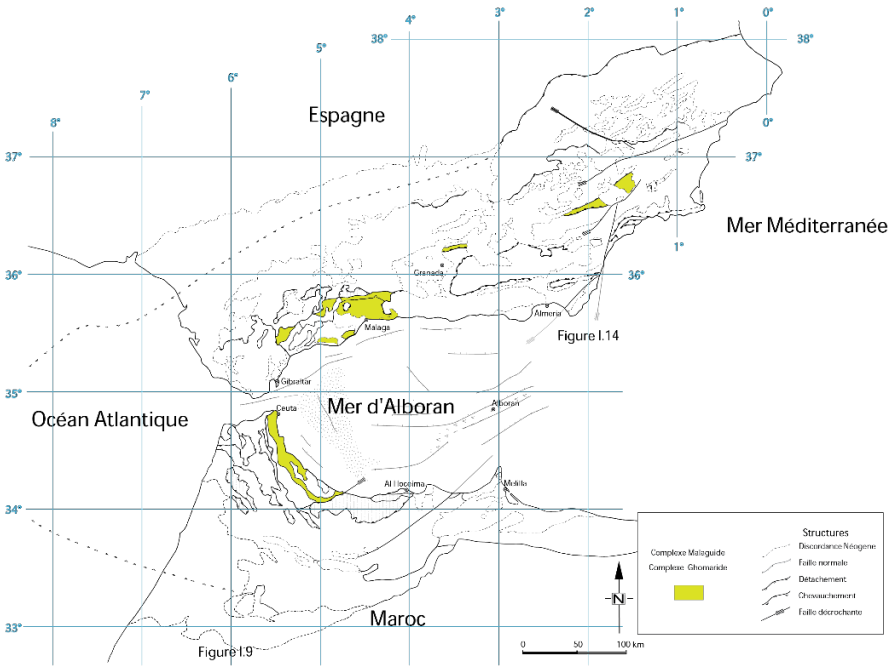



*Figure 1.27 : Carte de localisation du Complexe Malaguide-Ghomaride au sein de l'arc Bético-Rifain, d'après Augier (2004).*

#### *1.3.4.2.1. Description de la série stratigraphique*

Le Complexe Malaguide-Ghomaride présente une succession stratigraphique Paléozoïque à Mésozoïque, avec la série Paléozoïque caractérisée par des niveaux clastiques et des carbonates. Le Permien est composé en premier lieu de « red-beds », conglomérats rouges et de quartzites. La série Mésozoïque est composée de carbonates et évaporites d'âge Trias, suivi de carbonates Jurassique et enfin d'une série gréseuse d'âge Crétacé (*Lonergan and Platt, 1995; Chalouan et al., 2008*). Localement, au niveau de la Sierra Espuna (extrémité est de la chaîne), une série de type bassin d'avant-pays d'âge Oligo-Miocène vient compléter la succession stratigraphique du Complexe Malaguide, qui présente une épaisseur totale d'environ 3000 m (*Lonergan and Mange-Rajetzky, 1994; Martín-Martín et al., 1997*).

#### *1.3.4.2.2. Description de la déformation et du métamorphisme*

Le Complexe Malaguide-Ghomaride présente un métamorphisme Varisque faible, montrant des recristallisations dans le faciès Schiste Vert (*Chalouan, 1986; Chalouan and Michard, 1990; Balanyá, 1991*). Ainsi, seuls les dépôts paléozoïques ont subi une intense phase de déformation (*Lonergan and Platt, 1995*). Le métamorphisme varisque est localement surimprimé par un métamorphisme de haute température alpin, réouvrant partiellement ou totalement les thermo-chronomètres tels que le système K/Ar. En effet, un gradient de température est observé depuis le haut de la pile structurale avec des températures inférieures à 300 °C, vers la base avec des températures approchant les 550 °C. Ce gradient est directement corrélé avec l'évolution verticale des âges radiométriques, depuis 259,0 ± 5,0 Ma pour le haut de la pile montrant la préservation/persistance

d'âge Permien, jusqu'à 25,3 ± 0,9 Ma à la base (*Chalouan and Michard, 1990; Platt et al., 2003; Michard et al., 2006; Negro et al., 2006*).

#### *1.3.4.3. Le Complexe Alpujárride-Sebtide*

Le Complexe Alpujárride-Sebtide représente la majeure partie des Zones Internes à l'affleurement, que ce soit dans les Bétiques ou dans le Rif, ainsi que sur le substratum de la Mer d'Alboran (*Soto and Platt, 1999*). On distingue le Complexe Alpujárride du côté des Bétiques et son équivalent le Complexe Sebtide dans le Rif. Une particularité de ce complexe est la présence de massifs de péridotite, qui sont identifiés sous les noms de Ronda, Carratraca, Alpujatta et Beni Bousera, les trois premiers étant côté Bétiques et le dernier observé dans le Rif (Figures 1.20 et 1.28 ; voir la Section 1.3.4.3.4. de ce Chapitre).

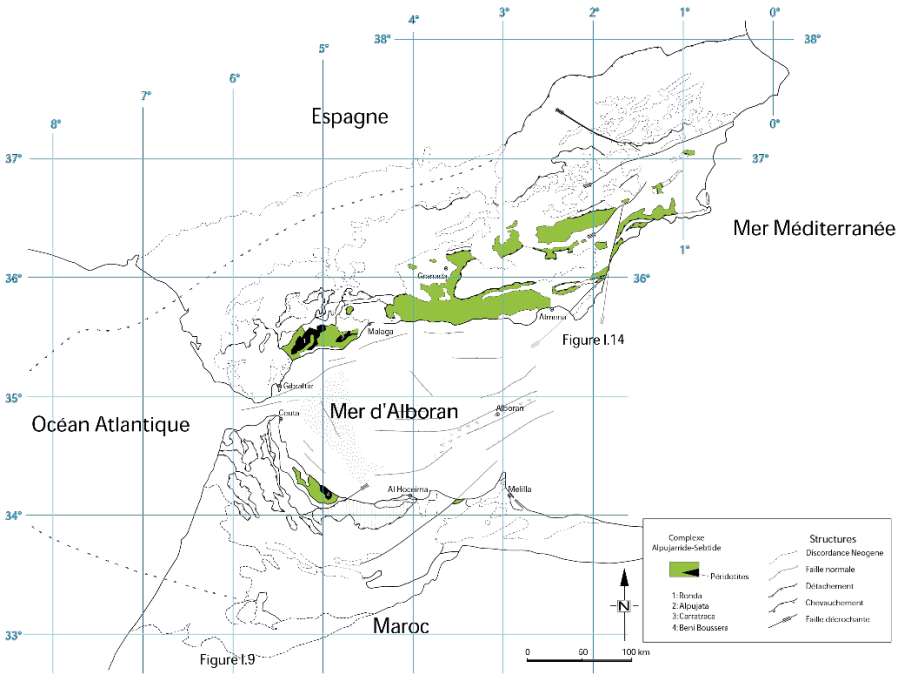



*Figure 1.28 : Carte de localisation du Complexe Alpujárride-Sebtide et des différents massifs de péridotite au sein de l'arc Bético-Rifain, d'après Augier (2004).*

##### *1.3.4.3.1. Description de la série stratigraphique et subdivisions des unités*

La base du Complexe Alpujárride-Sebtide, attribuée au Paléozoïque, est composée de schistes sombres graphiteux avec quelques niveaux gréseux (*Lafuste and Pavillon, 1976; Zeck et al., 1989*), couverts par des micaschistes et des métaquartzites Permo-Trias et complétés, enfin, par des marbres calcitiques et dolomitiques d'âge Trias (*Kozur et al., 1974; Zeck et al., 1989; Platt et al., 2013*).

Le Complexe Alpujárride est divisé en de nombreuses sous-unités, avec d'ouest en est, les simplifications suivantes :

(i) Le Complexe Alpujárride de l'ouest (Figure 1.29), d'Estepona à Malaga, qui sont formées des sous-unités de Jubrique, de Guadaiza, de Yunquera, d'Istan, de Blanca (*Torres-Roldán, 1983; Azañón, 1992; Sanz de Galdeano and Andreo, 1995; Balanyá et al., 1997; Sosson et al., 1998; Esteban et al., 2005a, 2005b, 2008; Tubía et al., 2013*),

(ii) Le Complexe Alpujárride du centre (Figure 1.29), de Velez-Malaga à Almeria, qui comprennent les sous-unités de Torrox, de Tejeda, de Competa, de Benamocarra, de Herradura, de Salobreña, d'Adra, d'Escalate, de Lújar-Gádor, de Guajares, de Trevenque (*Aldaya et al., 1979; Sanz de Galdeano, 1985, 1989; Zeck et al., 1989; Azañón et al., 1998; Sanz de Galdeano and López-Garrido, 1999; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Alonso-Chaves and Orozco, 2007; Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2013; Sánchez-Navas et al., 2017*).

(iii) Le Complexe Alpujárride de l'est (Figure 1.29), d'Almeria à Murcia, qui sont constituées des sous-unités de Murtas, de Variegato, de Viboras, d'Alboloduy, mais aussi de Salobreña, de Herradura, d'Escalate et de Lujar-Gador (*Goffé et al., 1989; Sanz de Galdeano, 1990; Azañón, 1992; Azañón et al., 1992; Crespo-Blanc, 1995; Sanz de Galdeano et al., 1997; Booth-Rea, 2001, 2002; 2005*).

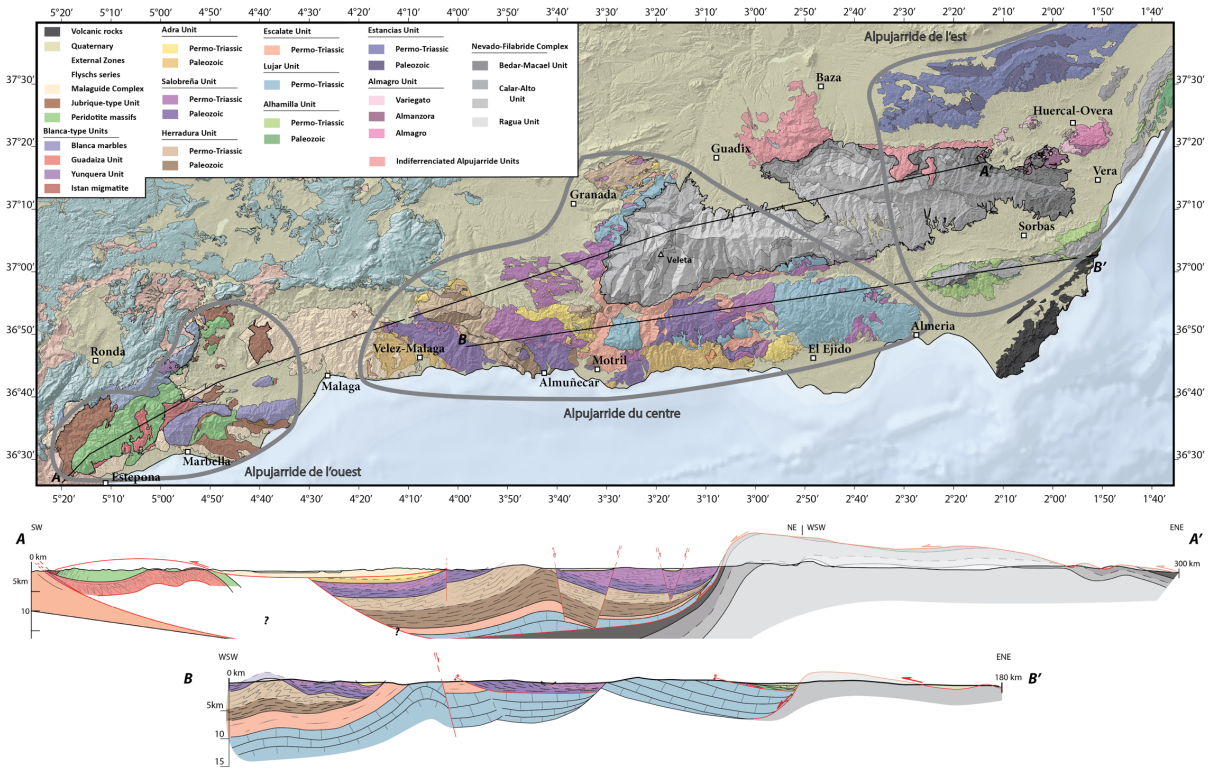



*Figure 1.29 : Carte géologique et tectonique de localisation du Complexe Alpujárride et des différents massifs de péridotite au sein des Cordillères Bétiques. Les deux coupes sont localisées sur la carte par les traits noirs, notés A-A' et B-B'.*

Le Complexe Sebtide, quant à lui, comprend deux sous-unités, avec du NO au SE (Figure 1.30) :

(i) Le Complexe Sebtide supérieur (ou unités de Federico) qui est constitué, depuis la base de la pile tectonique, des unités de Beni Mezala inférieur, de Beni Mezala supérieure, du Boqueta d'Anjera et de Tizgarine.

(ii) Le Complexe Sebtide inférieur qui est divisé en trois unités qui sont l'unité du Monte Hacho, l'unité de Beni Bousera et l'unité de Filali.

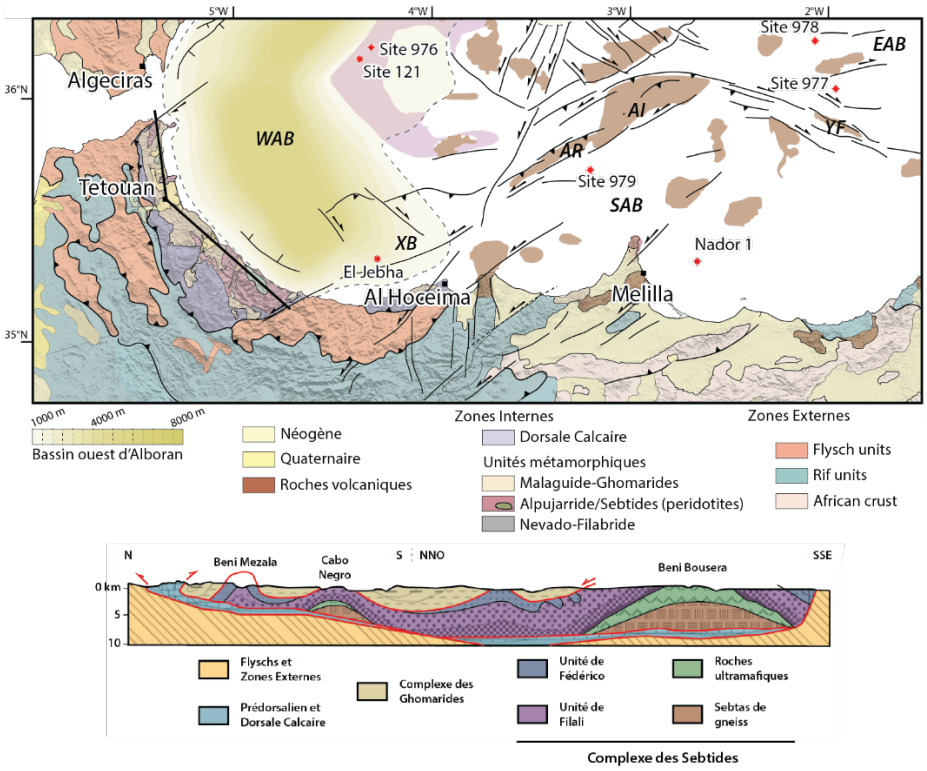



*Figure 1.30 : Carte géologique et tectonique de localisation du Complexe Sebtide au sein des Zones Internes du Rif, d'après Do Couto et al. (2016). La coupe géologique est localisée sur la carte par le trait noir, d'après Chalouan et Michard (2004).*

L'ensemble de ces sous-unités sont séparées par des contacts tectoniques à faible pendage, qui avaient été préalablement interprétées comme des chevauchements, réinterprétées par la suite comme des zones de cisaillement extensives (*Galindo-Zaldívar et al., 1989; García-Dueñas et al., 1992; Jabaloy et al., 1993; Crespo-Blanc et al., 1994; Crespo-Blanc, 1995; Martínez-Martínez and Azañón, 1997; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Martínez-Martínez et al., 2002*).

#### *1.3.4.3.2. Description de la déformation observée*

L'histoire et la chronologie des différents événements de déformation et de métamorphisme ayant affecté le Complexe Alpujárride-Sebtide sont assez complexes et parfois encore débattues. Cependant, elles peuvent être présentées en cinq épisodes majeurs, appelés D1 à D5.

Tout d'abord, il est encore possible d'observer la phase de déformation D1 au niveau des zones les mieux préservées des épisodes tectono-métamorphiques postérieurs. Celle-ci correspond à

une étape d'épaississement crustal ayant engendré la formation de minéraux de HP/BT, exprimés sous forme de reliques portées par une foliation S1 encore présente au sein d'axes de plis, de porphyroblastes ou encore au sein d'une crénulation de clivage dans une foliation S2 pénétrative. Les assemblages minéralogiques indiquent des conditions de métamorphisme dans le faciès Schiste Bleu, voire des Eclogite, témoignant parfois d'une exhumation syn-orogénique et ayant fourni des âges controversés Eocène (Figure 1.31 ; *Goffé et al., 1989; Kornprobst et al., 1990; de Jong, 1991; Azañón et al., 1992, 1997, 1998; Azañón, 1994; Bouybaouene et al., 1995; Azañón and Goffé, 1997; Balanyá et al., 1997; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Jolivet et al., 2003; Platt et al., 2005; Chalouan et al., 2008*).

Un événement de décompression isotherme D2 associé à une importante rétromorphose des minéraux de HP/BT voit le développement d'une foliation pénétrative S2 qui constitue la principale fabrique du Complexe Alpujárride-Sebtide (Figure 1.31 ; *Monié et al., 1994; Azañón and Crespo-Blanc, 2000*). Par exemple, dans le cas de l'unité de Jubrique (*Balanyá et al., 1987; Balanyá et al., 1997*), cette foliation se développe parallèlement aux contacts lithologiques. En outre, les isogrades métamorphiques dans cette unité de Jubrique sont également parallèles à la foliation S2, ce qui a permis à certains auteurs d'attribuer cet épisode thermique et cette déformation à un contexte extensif ayant conduit à l'amincissement important de cette séquence crustale, jusqu'à la réduire à seulement 5 km d'épaisseur (*Torres-Roldán, 1979; Balanyá et al., 1997; Argles et al., 1999*). La fin de cet événement tectono-métamorphique est enregistré par les principaux thermo-chronomètres concernés par les conditions de température, que sont l'U/Pb sur zircons et/ou monazites et l'$^{40}Ar/^{39}Ar$ sur amphiboles et micas (blancs et noirs), avec des âges tous concentrés autour de 20 Ma (Figure 1.31 ; *Loomis, 1975; Priem et al., 1979; Monié et al., 1994; Sosson et al., 1998; Platt and Whitehouse, 1999; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; Zeck and Williams, 2001; Whitehouse and Platt, 2003; Platt et al., 2003, 2005; Esteban et al., 2011; Frasca et al., 2017*).

Par la suite, une phase de plissement régional D3 affecte la foliation S2, avec des plis d'axe E-O présentant une vergence nord. Le développement d'une crénulation C3, parfois pénétrative est également observée, associée à cette phase D3 (*Azañón et al., 1997, 1998; Platt et al., 2005*). Cette dernière est responsable de l'empilement des nappes post-métamorphisme de HT/BP (*Simancas and Campos, 1993; Azañón et al., 1998; Azañón and Crespo-Blanc, 2000*).

Un événement d'amincissement de grande ampleur est ensuite responsable de la phase de déformation D4 qui a permis, entre autres, la formation du bassin d'Alboran et l'amincissement important des nappes composant le Complexe Alpujárride-Sebtide via l'activité des systèmes extensifs de Contraviesa et des Filabres. Le premier, d'âge Burdigalien-Langhien, montre un continuum de déformation depuis des conditions ductiles à cassantes avec des cinématiques de transport vers le nord (*Crespo-Blanc et al., 1994; Crespo-Blanc, 1995; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Chalouan et al.,*

*2008*). Les failles normales composant le système extensif de Contraviesa sont scellées par des sédiments d'âge Langhien. Le second, d'âge Serravallien, montre des cinématiques de transport généralement vers l'ouest avec localement des directions SO et marque la limite entre les complexes Alpujárride et Nevado-Filabride. Il présente, tout comme le système extensif de Contraviesa, un continuum de déformation depuis des conditions ductiles à cassantes (*García-Dueñas et al., 1988, 1992; Galindo-Zaldívar et al., 1989; Jabaloy et al., 1993; Martínez-Martínez et al., 2002; Augier et al., 2005c*).

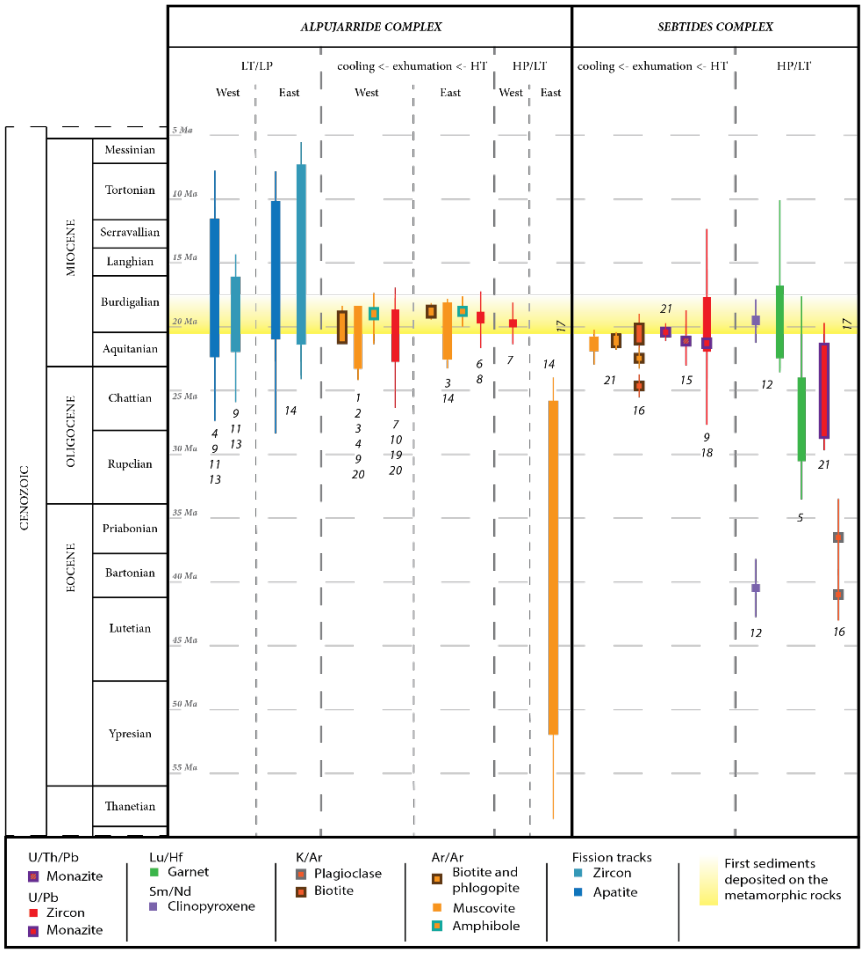



*Figure 1.31 : Synthèse des données de datation disponibles concernant le Complexe Alpujárride-Sebtide. (1) Loomis (1975), (2) Priem et al. (1979), (3) Monié et al. (1994), (4) Sosson et al. (1998), (5) Blichert-Toft et al. (1999), (6) Platt et Whitehouse (1999), (7) Sanchez-Rodriguez et Gebauer (2000), (8) Zeck et Williams (2001), (9) Platt et al. (2003), (10) Whitehouse et Platt (2003), (11) Esteban et al. (2004), (12) Pearson et Nowell (2004), (13) Esteban et al. (2005), (14) Platt et al. (2005), (15) Janots et al. (2006), (16) Michard et al. (2006), (17) Serrano et al. (2006), (18) Rossetti et al. (2010), (19) Esteban et al. (2011), (20) Frasca et al. (2017), (21) Homonnay et al. (2018).*

Enfin, la dernière phase de déformation D5 affectant ce complexe mais aussi l'ensemble des Cordillères, débute au Tortonien supérieur et est marquée par une reprise d'une tectonique en raccourcissement en lien avec l'arrêt de la domination de la dynamique extensive (*Azañón et al., 1998; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Do Couto et al., 2016*).

#### *1.3.4.3.3. Description du métamorphisme observé*

D'une manière générale, les unités paléozoïques ont subi une déformation et un métamorphisme liés à l'orogénèse Varisque. Il est cependant souvent difficile de différencier cette déformation de ceele développée lors de l'épisode alpin, en particulier à case de la prévalence des âges radiométriques centrés sur 20 Ma. Ainsi, nous nous focaliserons dans cette étude sur la description du métamorphisme alpin qui peut être étudié sans risque de tomber dans cette confusion possible en observant les séries permo-triasiques (*Azañón et al., 1997., 1998; Azañón and Crespo-Blanc, 2000*).

Suite à l'initiation de la subduction au Mésozoique et à l'enfouissement des unités de la plaque plongeante à des profondeurs variables, différentes conditions P-T sont enregistrées. Cependant, la plupart des unités du complexe montrent des assemblages minéralogiques typiques de conditions de HP/BT, associés à la phase de déformation D1, avec notamment la présence de Fe-Mg-carpholite (Figure 1.32a et 1.32b ; *Goffé et al., 1989; Bakker et al., 1989; de Jong, 1991; Tubía and Gil Ibarguchi, 1991; Azañón, 1994; Balanyá et al., 1997; Azañón et al., 1997, 1998; Tubía et al., 1997*). Lors de la phase de déformation D2, le Complexe Alpujárride a subi une décompression brutale, possiblement associée à un réchauffement qui permet d'atteindre les champs de stabilité de l'andalousite ou de la sillimanite, effaçant ainsi les paragénèses de HP-BT (Figure 1.32c et 1.32d ; *Goffé et al., 1989; Tubía and Gil Ibarguchi, 1991; Azañón, 1994; Monié et al., 1994; García-Casco and Torres-Roldán, 1996; Balanyá et al., 1997; Azañón et al., 1997, 1998; Tubía et al., 1997*). Ce réchauffement est bien marqué à l'ouest et parfois non observé à l'est, avec des températures maximales enregistrées, respectivement de l'ordre de 800 °C et 400 °C (*Azañón et al., 1992; Platt et al., 1998; Soto and Platt, 1999; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Booth-Rea, 2001, 2002; Esteban et al., 2005b; Sánchez-Navas et al., 2017*).

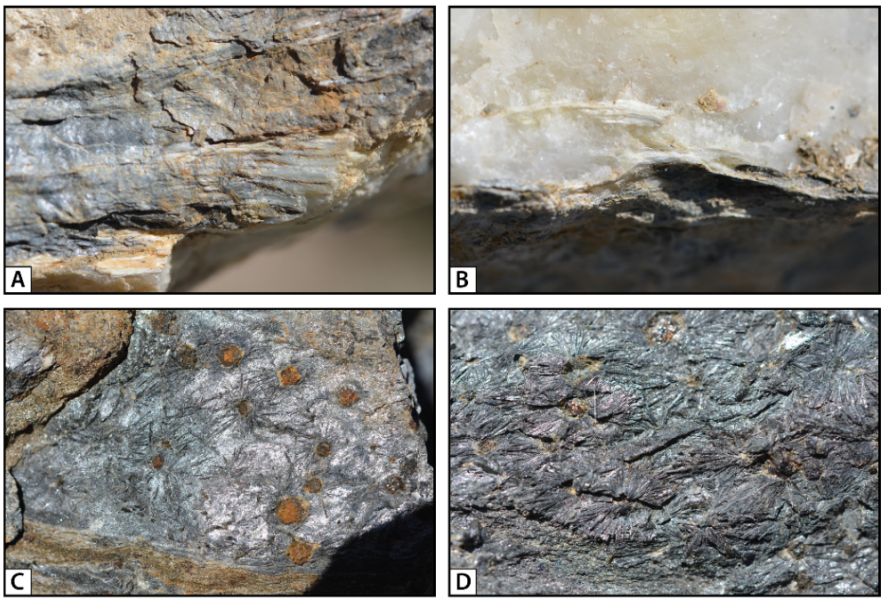



*Figure 1.32 : Photographies d'échantillons repésentatifs des principaux evènements métamorphiques affectant le Complexe Alpujárride. (a) et (b) Carpholite (magnésienne) contenue dans une veine de quartz au sein de méta-carbonates provenant de la région de Trévenque (unité du Complexe Alpujárride du centre). (c) et (d) Andalousite tardive, postérieure à l'événement tectono-métamorphique D2 et provenant de micaschistes paléozoïques proche de la ville d'Almuñecar (unité du Complexe Alpujárride du centre).*

Ci-dessous, je présente de manière détaillée les conditions P-T et assemblages minéralogiques qui caractérisent les grandes unités du Complexe Alpujárride-Sebtide.

- Le Complexe Alpujárride de l'ouest

Les seules études disponibles concernant un métamorphisme de HP-BT enregistré par les roches de l'unité de Jubrique (voir Figure 1.29 pour la localisation), se sont principalement portées sur les formations paléozoïques, telles que les gneiss, migmatites et kinzigites situés en base de séquence (*Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2014; Barich et al., 2014; Massonne, 2014; Acosta-Vigil et al., 2014, 2016*). Ces derniers présentent des cœurs de grenats avec des inclusions de disthène et rutile qui permettent d'estimer les conditions P-T d'un évènement de HP/HT (granulites de HP) à 12-14 kbar et ~850 °C d'âge Varisque probable (Figure 1.33 ; *Barich et al., 2014*). Ensuite, un événement de BP-HT est documenté à 5-6 kbar et 750-850 °C ayant conduit à la formation des surcroissances sur les grenats avec des inclusions de sillimanite et d'ilménite, mais aussi au remplacement des bordures des grenats par des couronnes de biotite-quartz-cordiérite (*Barich et al., 2014; Massonne, 2014*). Ces conditions métamorphiques sont attribuées à l'évolution tardi-orogénique alpine (*Zeck and Whitehouse, 2002; Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2014; Barich et al., 2014; Massonne, 2014*). Par comparaison et corrélation avec d'autres unités permo-triasiques du Complexe Alpujárride-Sebtide, les estimations des conditions P-T pour les schistes et phyllites d'âge Permo-Trias sont de l'ordre de 7-9 kbar pour 400-480 °C, conditions attribuées à l'événement de HP/BT alpin et associées à la phase de déformation D1 (*Balanyá et al., 1997*).

Dans l'unité de Yunquera (voir Figure 1.29 pour la localisation), située structuralement en-dessous de l'unité de Jubrique, le métamorphisme de HP/HT varisque enregistré par les gneiss migmatitiques et les micaschistes paléozoïques, est assez similaire à celui de l'unité de Jubrique, de l'ordre de 13 kbar et 570 °C (Figure 1.33 ; *Esteban et al., 2005b*). Ensuite, une forte décompression associée à un réchauffement sont enregistrés avec le remplacement du disthène par de la sillimanite et une cristallisation généralisée du plagioclase, indiquant des conditions P-T de l'ordre de 6 kbar et 700 °C (*Esteban et al., 2005b*).

Toujours structuralement en-dessous de l'unité de Jubrique, mais en équivalent latéral de l'unité de Yunquera, l'unité de Blanca-Ojén (voir Figure 1.29 pour la localisation) présente, quant à elle, des reliques d'éclogites relative à la phase D1 au sein d'amphibolites relatives à la phase D2. Les conditions P-T estimées sont alors de 15-16 kbar et 670-750 °C concernant les conditions éclogitiques et de 8 kbar et ~735 °C concernant leur amphibolitisation (Figure 1.33 ; *Tubía and Gil Ibarguchi, 1991; Tubía et al., 1997, 2009*).

Structuralement équivalente aux unités de Yunquera et de Blanca-Ojén, l'unité de Guadaiza (voir Figure 1.29 pour la localisation) présente comme particularité un métamorphisme inverse apparent sur une épaisseur d'environ 100 à 200 m depuis le contact avec le massif péridotitique de

Ronda, appelé « auréole dynamothermale » (*Tubía and Cuevas, 1987; Tubía et al., 1997; Esteban et al., 2008; Bartoli et al., 2013; Acosta-Vigil et al., 2014; Bartoli et al., 2016*). Cette dernière est constituée en son sommet par des mylonites atteignant 30 m d'épaisseur et présentant des clastes de métapélites et des blocs de quartz et, en-dessous, par des migmatites contenant des clastes de métapélites, de quartz et de matériel ultramafique. Il est intéressant de noter que les clastes et blocs contenus dans la zone mylonitique sont déformés et ont acquis des formes elliptiques. Sous cette auréole, on retrouve des schistes et quartzites reposant sur les migmatites d'Istan d'âge Varisque, (*Tubía and Cuevas, 1987*). Les conditions de formation de cette auréole, également présente dans la nappe d'Ojen au contact du massif péridotitique d'Alpujata, sont de l'ordre de 4-6 kbar pour des températures supérieures à 600 °C, probablement autour de 660-700°C (Figure 1.33 ; *Esteban et al., 2008; Bartoli et al., 2013*). Aucune relique métamorphique liée à la phase D1 n'est observée.

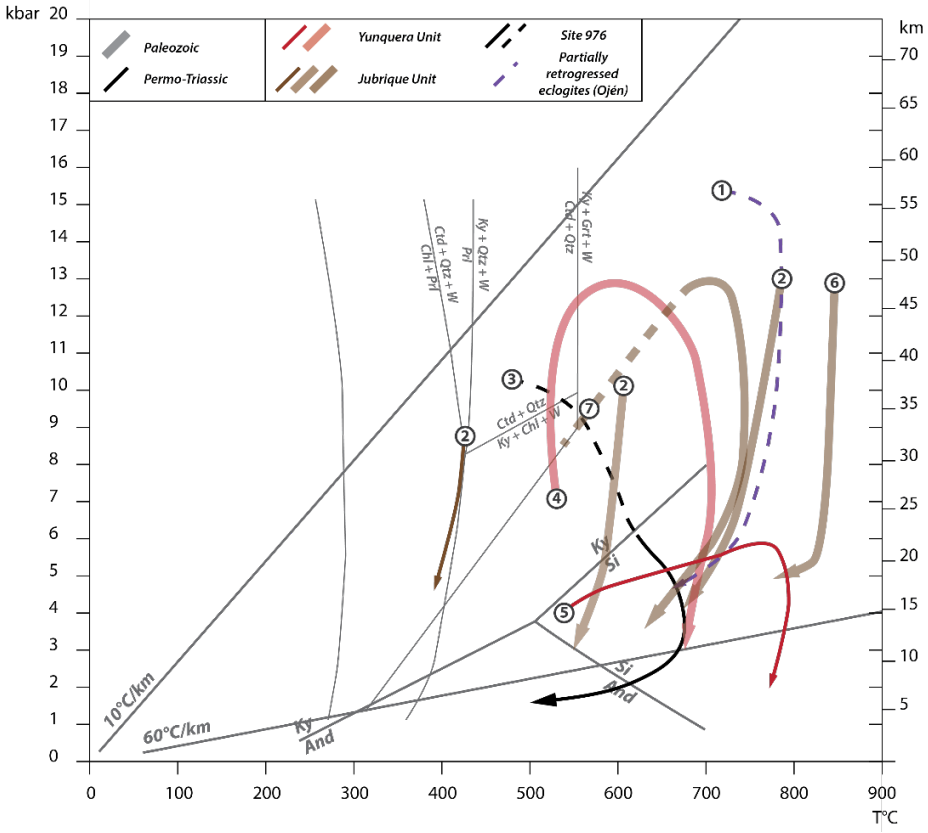



*Figure 1.33 : Synthèse des conditions métamorphiques et chemins d'exhumation enregistrés dans les unités du Complexe Alpujárride de l'ouest. Y figure également les conditions de formation de l'auréole « dynamothermale ». (1) Tubia et Gil de Ibarguchi (1991), Tubia et al. (2009), (2) Balanya et al. (1997), (3) Soto et Platt (1999), (4) Esteban et al. (2005), (5) Esteban et al. (2008), (6) Barich et al. (2014), (7) Massonne (2014).*

- Le Complexe Alpujárride du centre et de l'est

Le Complexe Alpujárride du centre et de l'est présente des reliques d'un métamorphisme de HP/BT assez bien conservées avec notamment la préservation de cristaux de carpholite, parfois ferreuses (plutôt vertes), mais plus généralement magnésiennes (plutôt blanches ; Figures 1.32a, 1.32b, 1.35 et 1.36 ; *Azañón et al., 1992; Goffé et al., 1996; Booth-Rea et al., 2002*). Ce minéral, observé au

niveau de la Sierra Alhamilla, de la région de Trevenque ou encore au niveau des Sierras de Cabrera et Almagrera, est caractéristique d'un faible gradient P-T d'approximativement 10 °C/km (Figures 1.34 et 1.35 ; *Azañón et al., 1998; Booth-Rea et al., 2002*). Ce type de chemin rétrograde peut être rapproché de ceux observés en Crête ou dans le Péloponnèse (Grèce) par exemple (*Trotet et al., 2001*).

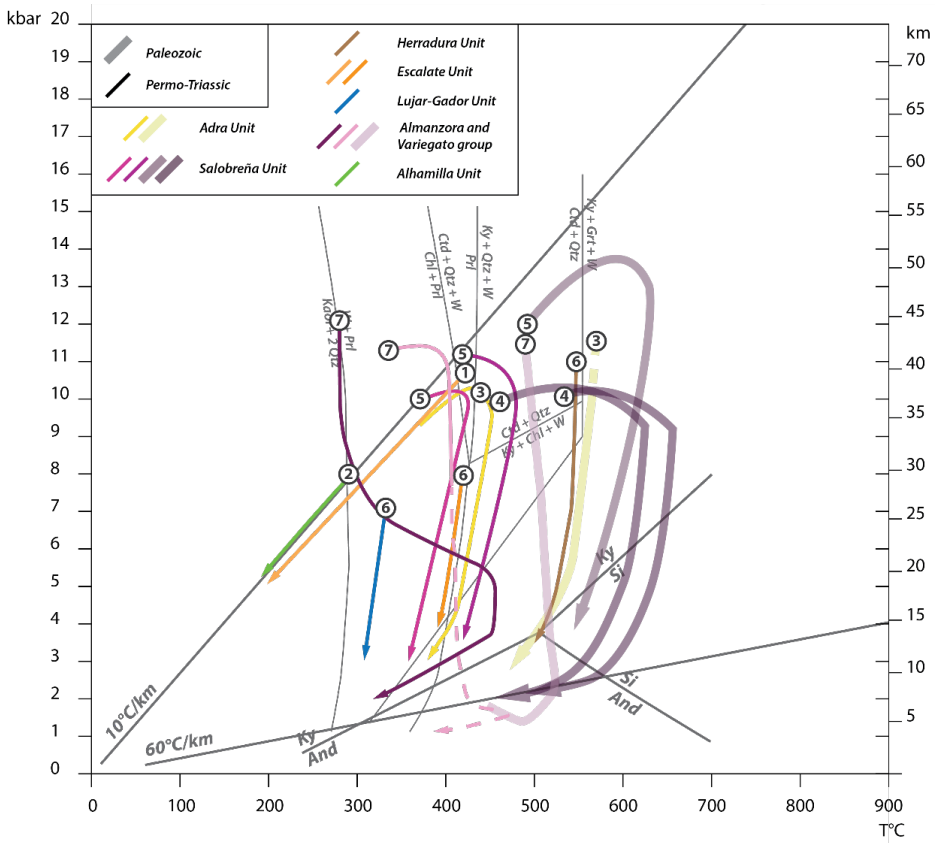



*Figure 1.34 : Synthèse des conditions métamorphiques et chemins d'exhumation enregistrés dans les unités du Complexe Alpujárride du centre et de l'est. (1) Azañon et al. (1992), (2) Goffé et al. (1994), (3) Azañon et al. (1994), (4) Garcia-Casco et Torres-Roldán (1996), (5) Azañon et al. (1997), (6) Azañon et al. (1998), (7) Booth-Rea et al. (2005).*

Dans le détail, il est possible d'observer une variabilité dans les conditions P-T enregistrées par chaque unité (Figures 1.34 et 1.35). En effet, le Complexe Alpujárride du centre montre un pic du métamorphisme de plus basse pression, autour de 7- 11 kbar et 400-580 °C. En outre, les assemblages minéralogiques de HP/BT sont généralement partiellement rétromorphosés, à l'inverse du Complexe Alpujárride de l'est qui les conserve de manière exceptionnelle. De même, les estimations P-T de ces unités à l'est sont plus élevées autour de 12-14 kbar et ~400 °C (Figures 1.32 et 1.34 ; *Booth-Rea et al., 2002*). L'absence d'andalousite ou de biotite au sein de ces unités indique qu'elles ont été préservées du réchauffement observé au sein des autres unités de l'ouest et du centre.

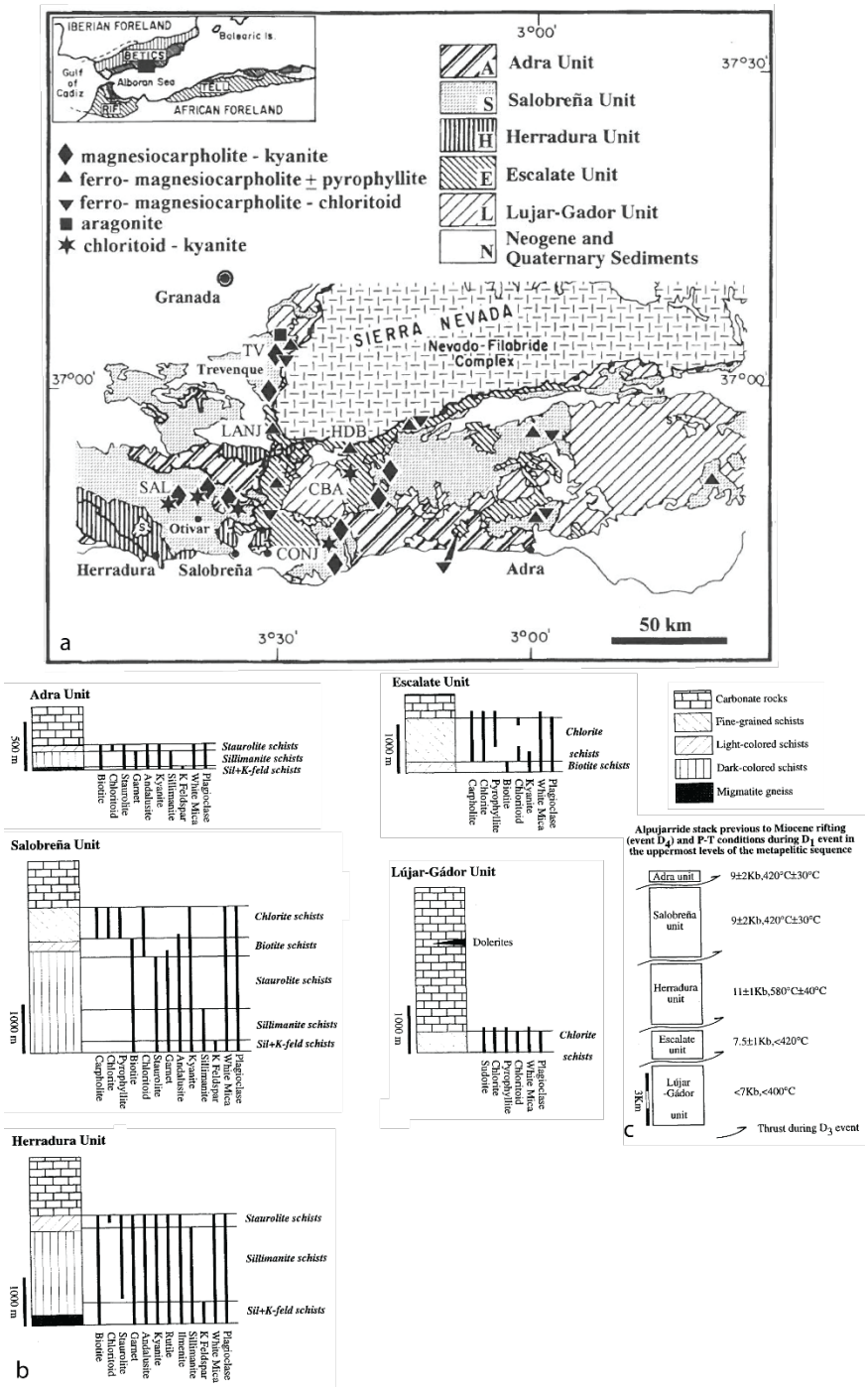



*Figure 1.35 : Synthèse des paragenèses métamorphiques observées dans le Complexe Alpujárride. (a) Carte tectonique du Complexe Alpujárride du centre avec la localisation des différents minéraux d'intérêts, d'après Azañon et Goffé (1997). (b) Séquences lithologiques, métamorphiques et assemblages minéralogiques des unités du Complexe Alpujárride du centre. (c) Représentation de la pile structurale idéalisée des unités du Complexe Alpujárride du centre avec les conditions P-T pour chacune de ces unités acquises durant l'orogénèse alpine, d'après Azañon et Crespo-Blanc (2000).*

A l'échelle du Complexe Alpujárride, on observe donc un gradient de rétromorphose et de réchauffement lié à l'extension tardi-orogénique depuis l'ouest vers l'est. Il est ainsi possible de proposer que les unités contenant de la carpholite et autres minéraux caractéristiques des conditions de HP/BT relativement bien préservés, se soient exhumées précocement dans un contexte syn-orogénique (*Azañón et al., 1992; Azañón and Goffé, 1997; Jolivet et al., 2003*).

- Le Complexe Sebtide

Dans le Complexe Sebtide supérieur, les unités de Federico (voir Figures 1.30 et 1.36 pour la localisation), constituées de méta-sédiments permo-triasiques, présentent un métamorphisme de haut grade lié à la subduction alpine qui n'a pas été enregistré de manière homogène dans l'ensemble de la pile tectonique (i.e. depuis les unités de Beni Mezala situées à la base, jusqu'à l'unité de Tizgarine en son sommet ; Figure 1.36 ; *Bouybaouene et al., 1995; Michard et al., 1997*).

(i) Les unités de Beni Mezala montrent des reliques de carpholite magnésienne au sein de veines de quartz à chloritoïde ou à disthène, indiquant un métamorphisme de HP/BT dans le faciès Schiste Bleu à Eclogite, relatif à la phase de déformation D1. Dans le détail, l'unité de Beni Mezala inférieure (BM1) montre des pressions comprises entre 12-15 kbar et 20 kbar pour des températures de 430-480 °C à 550 °C. Au-dessus, les conditions du pic métamorphique de l'unité de Beni Mezala supérieure (BM2) s'étalent de 8-10 kbar pour 380-450 °C à 12-15 kbar pour 430-450 °C (Figure 1.36c). Le chemin rétrograde a été enregistré avec notamment la cristallisation tardive de tremolite et phlogopite dans l'unité de BM1 ou encore de paragonite, chlorite et cookeite dans l'unité de BM2. Ces assemblages minéralogiques indiquent des pressions inférieures à 6-8 kbar associées à la phase de déformation D2 (Figure 1.36).

(ii) Les unités de Boquete Anjera et de Tizgarine ont, quant à elles, enregistrées des conditions P-T moindres autour de 7 kbar et 300-380 °C pour la première et 1-3 kbar et 300 °C pour la seconde.

Dans le Complexe Sebtide inférieur (voir Figures 1.30 et 1.36 pour la localisation), les unités permiennes n'ont enregistré qu'un métamorphisme de type barrovien. Ainsi, les micaschistes de l'unité de Filali montrent une augmentation des températures enregistrées depuis le haut de la pile structurale vers le bas, respectivement depuis 520 °C jusqu'à 680 °C, pour des pressions de l'ordre de 6-8 kbar, le tout attribué à la phase de déformation D2 (Figure 1.36). Ces conditions P-T sont suivies par la cristallisation d'andalousite tardive (*Kornprobst, 1974; El Maz, 1989*). La base de la pile structurale est caractérisée par un gneiss migmatitique à cordiérite et sillimanite indiquant des pressions similaires (6-8 kbar) mais des températures supérieures à 700°C (Figure 1.36). Les kinzigites au contact avec le massif péridotitique de Beni Bousera donnent des conditions P-T allant de 9-11 kbar à 10-13 kbar au plus près des péridotites et 800-850°C (*Kornprobst and Vielzeuf, 1984; El Maz, 1989*). Localement, des granulites au sein des kinzigites présentent des assemblages minéralogiques de HP supérieure à 16 kbar, probablement proche de 20 kbar, pour des températures de 760-820°C (Figure 1.36 ; *Wendt et al., 1993; Bouybaouene et al., 1995*).

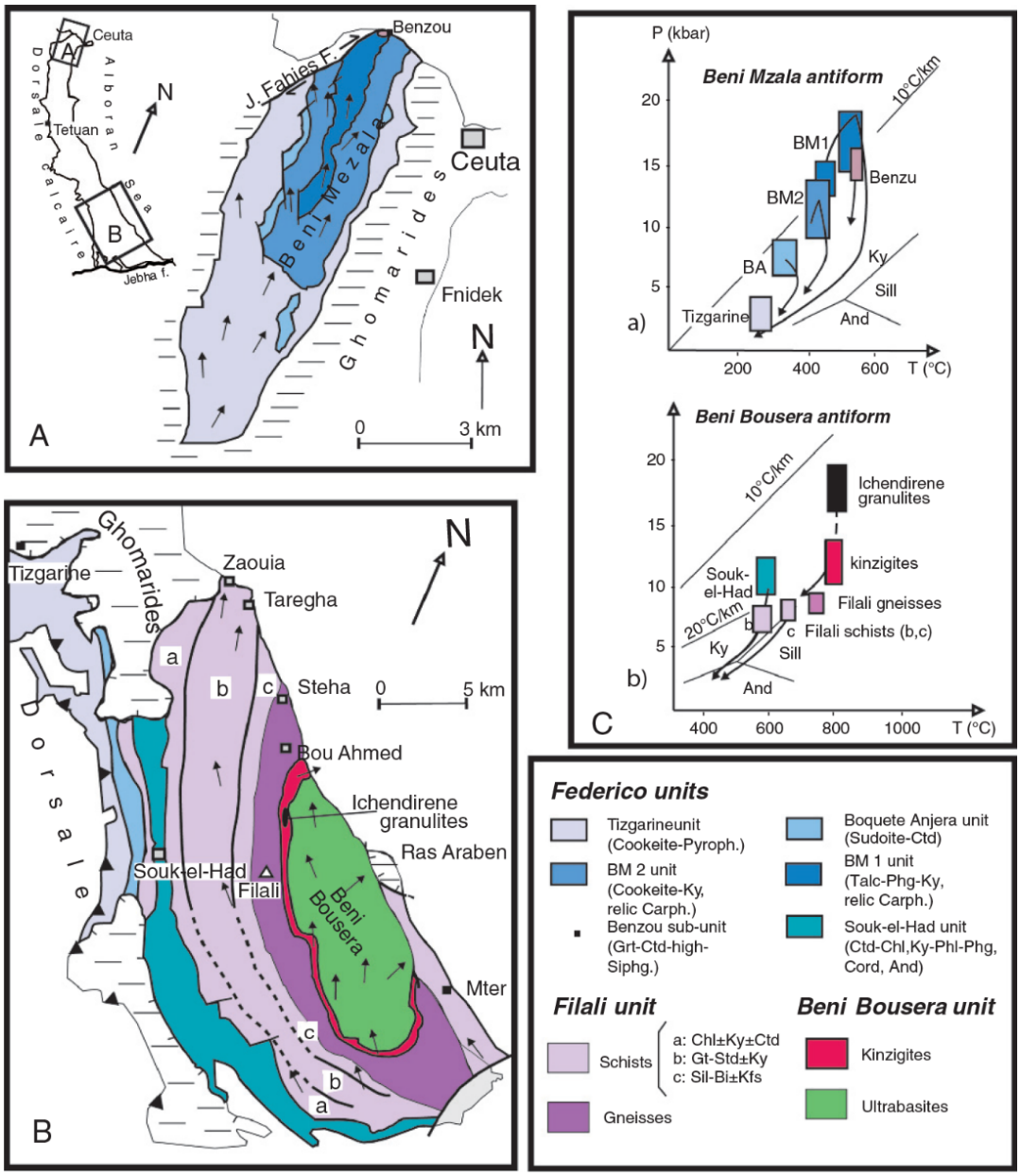



*Figure 1.36 : **Le métamorphisme alpin dans le Complexe Sebtide.** (a) et (b) Cartes structurales et métamorphiques des principaux affleurements du Complexe Sebtide, côté Rif, avec (a) l'antiforme de Beni Mezala et (b) l'antiforme de Beni Bousera. (c) Conditions P-T calculées pour les unités de Federico et de Filali, d'après Chalouan et al. (2008).*

Ainsi, toutes ces conditions P-T enregistrées par les unités pré-permiennes du Complexe Sebtide inférieur sont assez similaires à celles présentées pour le Complexe Alpujárride de l'ouest et notamment à l'unité de Jubrique (*Figures 1.33 et 1.36c*). Le métamorphisme de HP/BT alpin (D1) mis en évidence dans les unités permiennes est, quant à lui, très proche de celui décrit pour le Complexe Alpujárride du centre. Certaines pressions maximales enregistrées étant encore plus élevées (jusqu'à 20 kbar), ces conditions se rapprocheraient plus de celles observées dans le Complexe Alpujárride de l'est ou encore dans le Complexe Nevado-Filabride (voir la Section 1.3.4.4. de ce Chapitre ; *Augier et al., 2005a, 2005b; Puga et al., 2011, 2017; Jabaloy-Sánchez et al., 2015; Ruiz-Cruz et al., 2015; Li and Massonne, 2018*).

#### *1.3.4.3.4. Les massifs de péridotite*

- Description des différents domaines et séquences

Les séries stratigraphiques du Complexe Alpujárride-Sebtide sont complétées par différents massifs péridotitiques qui présentent une séquence type basée sur les domaines structuraux, pétrologiques et géochimiques (Figure 1.37 ; *Obata, 1980; van der Wal and Vissers, 1996*), qui est la suivante (de bas en haut) :

(i) le domaine de la tectonite à plagioclases,
(ii) le domaine de la péridotite granulaire à spinelles,
(iii) le domaine de la tectonite à spinelles,
(iv) le domaine de la mylonite à spinelles et grenats, qui se trouve en contact avec les unités crustales.

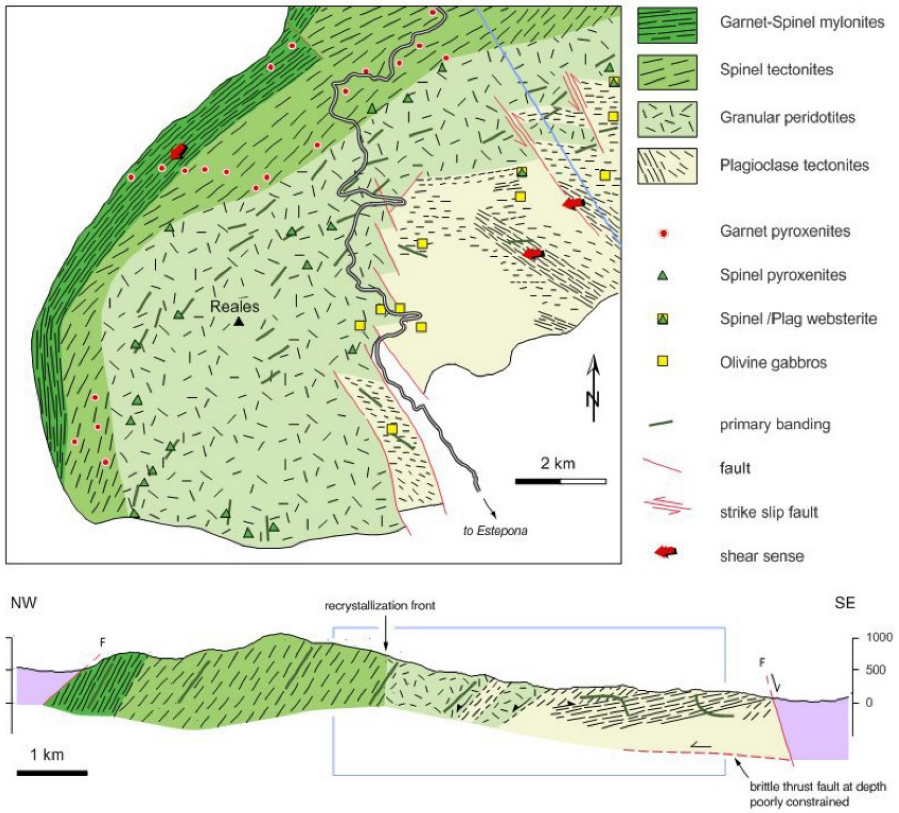



*Figure 1.37 : Carte et coupe structurale présentant les différents domaines constitutifs du massif de la péridotite de Ronda (Vissers, 2012).*

Il est intéressant de noter que ces massifs péridotitiques sont associées aux unités crustales sus-jacentes pour former des complexes (*Kornprobst, 1974; Saddiqi, 1988*), tel que le Complexe de Los Reales qui est constitué de la péridotite de Ronda et de l'unité crustale de Jubrique, avec depuis la base vers le haut :

(i) des écailles de manteau en contact normal avec une séquence crustale composée de granulites,
(ii) des gneiss migmatitiques,
(iii) des micaschistes dont l'intensité du métamorphisme diminue en remontant dans la pile.

Il est à noter également que des pseudomorphes de graphite remplaçant le diamant ont été observés dans les péridotites ou les granulites sus-jacentes (*Davies et al., 1993; Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2012; Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2014*), bien que cela fasse encore débat dans le cas des granulites (*Barich et al., 2014; Massonne, 2014*).

- Description des principaux modèles de mise en place et controverses

Le premier modèle de mise en place proposé pour ces massifs de péridotite est le diapirisme asthénosphérique, expliquant également le métamorphisme de HT dans les unités du Complexe Alpujárride-Sebtide qui se trouvaient au contact (Figure 1.38a ; (*van Bemmelen, 1969; Loomis, 1972b*). Cependant, plusieurs éléments contredisent ce modèle, comme l'absence de racine à ces diapirs, mais aussi l'inadéquation avec les caractéristiques de HP/BT dans certaines unités de ce complexe (*Goffé et al., 1989; Tubía and Gil Ibarguchi, 1991; Tubía et al., 1992, 1993, 1997; Torné et al., 1992; Azañón, 1994; Bouybaouene et al., 1995; Vissers et al., 1995; Goffé et al., 1996; Balanyá et al., 1997; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Esteban et al., 2008*). Par la suite, un second modèle a été proposé, suggérant que ces différents massifs péridotitiques seraient des « Mantle Core Complex » par (Figure 1.38b ; *Doblas and Oyarzun, 1989*).

Actuellement, ces massifs sont plutôt interprétés comme de grandes écailles tectoniques intercalées entre les unités crustales du Complexe Alpujárride-Sebtide. Cependant, les mécanismes et contraintes temporelles exactes de leur exhumation sont toujours débattues (*Platt and Vissers, 1989; Tubía et al., 1997, 2004, 2013; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; Lenoir, 2001; Esteban et al., 2004; Cuevas et al., 2006; Mazzoli and Martín-Algarra, 2011; Garrido et al., 2011; Marchesi et al., 2012; Gueydan et al., 2015; Frasca et al., 2016*). Un des exemples les plus frappants concerne le massif péridotitique de Ronda (Complexe Alpujárride de l'ouest) dont la mise en place a fait l'objet de nombreuses hypothèses. Ainsi, ce massif a subi une première décompression adiabatique permettant son exhumation jusqu'à une profondeur d'environ 85 à 70 km, comme en atteste les pseudomorphoses de diamants en graphite (*Davies et al., 1993; van der Wal and Vissers, 1993; Pearson et al., 1994*). Un second événement de décompression est également reconnu, associé à une déformation intense qui s'exprime par une réduction de la taille de grain et une recristallisation dynamique qui ont entrainé la formation de tectonites à spinelle et de mylonites à grenat et spinelle (*Obata, 1980; Balanyá et al., 1993; van der Wal and Vissers, 1993, 1996; Balanyá et al., 1997; Précigout et al., 2007, 2013*). S'en est suivi un épisode de fusion partielle au sein même du massif qui a permis la formation du domaine de la péridotite granulaire avec son front de recristallisation (*van der Wal and Bodinier, 1996; Lenoir,*

*2001*). Aucun de ces événements dont la séquence est maintenant bien admise n'est clairement daté. Les résultats issus de la méthode U/Pb sur des zircons présents des filons de pyroxénite traversant le massif de péridotite ont fourni des âges Jurassique uniquement (*Montel et al., 2000; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000*).

Basé sur ces observations, il a été proposé que ces écailles tectoniques de manteau auraient été incorporées dans la croûte par le biais de l'extrusion du coin de manteau en contexte transpressif (Figure 1.38c ; (*Darot, 1974; Tubía and Cuevas, 1986; Vauchez and Nicolas, 1991; Tubía et al., 1992; Tubía et al., 1997; Mazzoli and Martín-Algarra, 2011*). D'autres auteurs considèrent que ces écailles ultramafiques se soient localisées au-dessus ou à proximité du géotherme 900 °C lors des premiers stades de la subduction, puis qu'elles auraient été intercalées entre les unités crustales en raison de l'effondrement de la chaîne et de l'extension induite (Figure 1.38d ; *Reuber et al., 1982; van der Wal and Vissers, 1993, 1996; Platt et al., 2003; Tubía et al., 2004; Chalouan and Michard, 2004*). Plus récemment, un autre modèle propose une mise en place des corps péridotitiques durant la phase d'extension d'arrière arc à l'Oligo-Miocène, toujours après avoir été largement exhumé lors d'une phase d'exhumation antérieure, possiblement d'âge Mésozoïque (Figure 1.37e ; *Afiri et al., 2011; Garrido et al., 2011; Précigout et al., 2013; Frasca et al., 2016*).

Ces différents modèles de mise en place sont notamment basés sur les nombreux âges Miocène, autour de 20 Ma, obtenus par différentes méthodes de datation. Côté Rif, des datations Sm-Nd sur grenats et pyroxènes ont donné des âges de 21,5 ± 1,8 Ma et les datations Lu-Hf sur grenats ont révélé des âges de 25 ± 1 et 24 ± 3 Ma (*Blichert-Toft, 1999*). Par ailleurs, les différents massifs de péridotite sont recoupés par des dykes granitiques datés en U/Pb sur zircons entre 22,6 ± 1,8 Ma et 19,98 ± 0,27 Ma. Ces dykes généralement non déformés sont attribués, selon certains auteurs, à la mise en place finale des corps ultramafiques ayant entrainé la fusion des unités crustales chevauchées par ces derniers (*Cuevas et al., 2006; Esteban et al., 2008, 2011, p.201; Frasca et al., 2017*). Par ailleurs, une auréole « dynamo-thermale » a été décrite au niveau de certaines unités crustales situées structuralement sous les massifs de péridotite, plus particulièrement ceux de Ronda et d'Alpujata, datée en U/Pb sur zircons à 22,3 ± 0,7 Ma (*Tubía and Cuevas, 1986; Tubía et al., 1992; Esteban et al., 2008, 2011*).

De plus, des datations ont été réalisées au niveau des zones de cisaillement dont certaines sont considérées comme extensives et d'autres comme compressives entre le massif de péridotite de Carratraca et les unités crustales de part et d'autre de ce massif. Un premier âge obtenu par datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur mica blanc provenant d'une zone extensive a donné 22,59 ± 0,13 Ma, alors que celui sur la faille décrochante dextre reliée au front de chevauchement est à environ 19 Ma (*Frasca et al., 2017*). Les filons de leucosomes étirés dans la foliation des unités crustales ont, quant à eux, délivrés des âges U-Th-Pb sur monazites de 21,37 ± 0,87 Ma et U-Pb sur zircons de 22,0 ± 0,3 Ma et 22,52 ±

0,16 Ma (*Platt et al., 2003; Gueydan et al., 2015; Frasca et al., 2017*). Ainsi, ces auteurs proposent un changement extrêmement rapide entre (i) une tectonique extensive (~22-21 Ma) en lien avec le retrait du panneau plongeant et qui a permis d'exhumer les massifs ultramafiques, et (ii) un contexte transpressif (~19 Ma) permettant l'emplacement de ces massifs dans la croûte, intercalés entre les unités crustales (*Frasca et al., 2016, 2017*).

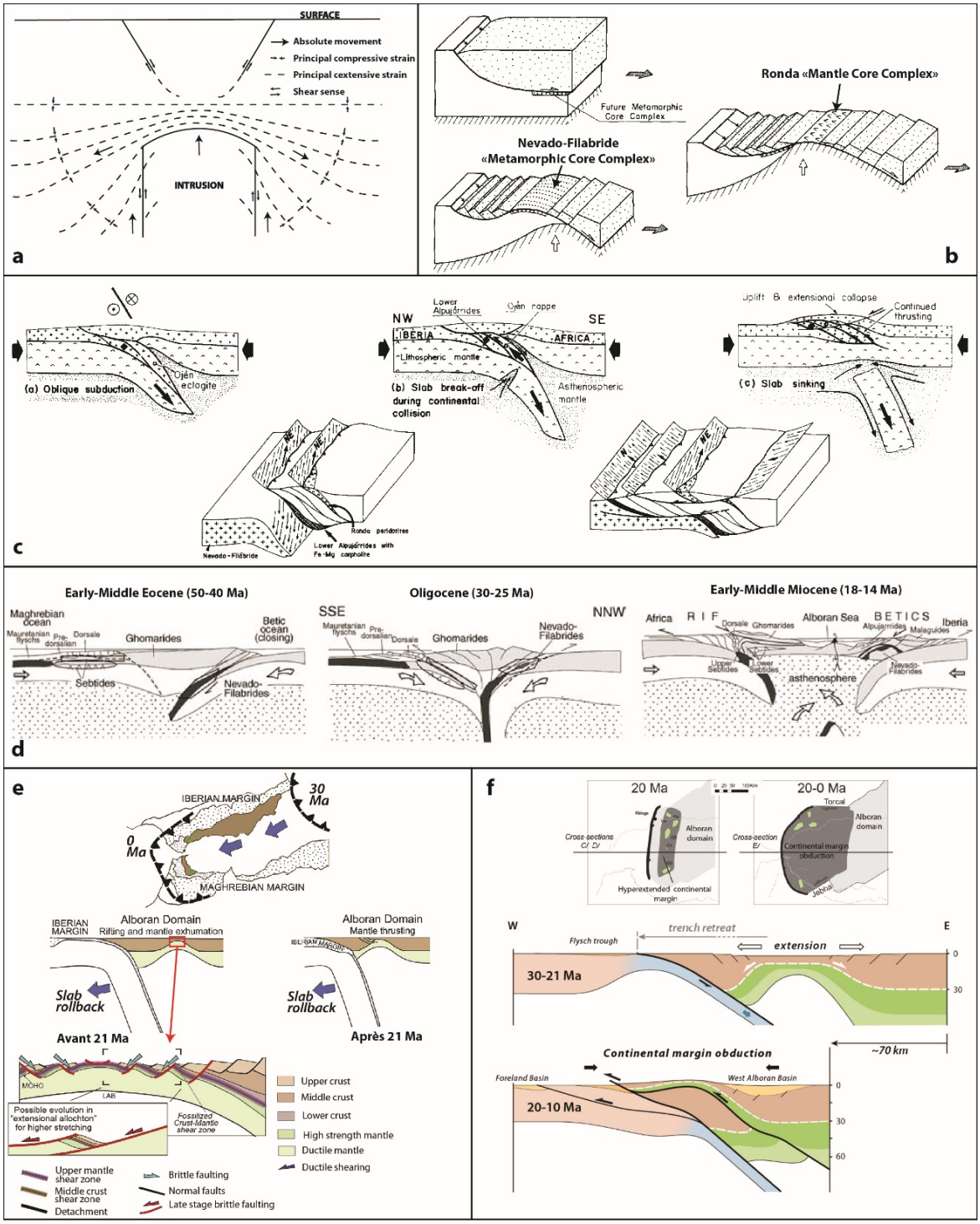



*Figure 1.38 : Synthèse des modèles proposés pour la mise en place des massifs de péridotite au sein de la chaîne Bético-Rifaine. (a) Modèle selon Loomis (1972), (b) modèle selon Doblas et Oyarzun (1989), (c) modèle selon Tubia et al. (1992, 1997), (d) modèle selon Chalouan et Michard (2004), (e) modèle selon Frasca et al. (2017), (f) modèle selon Gueydan et al.2019.*

Cette mise en place tardive a également été reprise par *Gueydan et al.* (*2019*) qui s'appuient sur le fait que l'écaille constituant le massif de Ronda possèderait une racine, ou une relique de racine, jusqu'à la base de la croûte entre les unités crustales de Blanca et Jubrique (Figure 1.38f). Cette continuité témoignerait, selon ces auteurs, d'une mise en place postérieure à l'épisode de subduction alpine et donc de manière contemporaine à l'épisode d'extension d'arrière-arc. Ils utilisent le terme d' « obduction de la marge continentale » pour nommer ce processus.

Il est intéressant de noter que certains auteurs proposent même une exhumation et une mise en place de ces massifs de péridotite durant la fin ou juste après l'orogenèse Varisque, à environ 330 Ma (*Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2014*). Dans ce sens, (*Kornprobst, 1976*) décrit des clastes et galets d'unités crustales, de type Filali, et de péridotite, de type Beni Bousera, dans des sédiments siluriens à carbonifères, suggérant la mise à l'érosion de ces unités au plus tard à la fin du Carbonifère. Cependant, la grande majorité, voire la totalité, des différents modèles proposés actuellement soutiennent une mise en place des massifs péridotitiques au Miocène. La raison en est la concentration des âges autour de 20 Ma obtenus dans les unités autour de ces massifs, quelle que soit la méthode de datation utilisée (U/Pb sur zircons et/ou monazites, Lu/Hf sur grenats, K/Ar sur micas, $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et amphiboles ; Figure 1.31 ; *Loomis, 1975; Priem et al., 1979; Monié et al., 1994; Sosson et al., 1998; Platt and Whitehouse, 1999; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; Zeck and Williams, 2001; Whitehouse and Platt, 2003; Platt et al., 2003, 2005; Pearson and Nowell, 2004; Michard et al., 2006; Janots et al., 2006; Rossetti et al., 2010; Esteban et al., 2011; Frasca et al., 2017; Homonnay et al., 2018*).

La diversité des modèles et le manque de consensus sur la mise en place des différents massifs de péridotite illustrent très clairement la controverse de ce sujet et traduisent la nécessité d'un apport de nouvelles contraintes que ce soit de terrain, pétrologiques ou encore temporelles.

#### *1.3.4.4. Le Complexe Nevado-Filabride*

Le Complexe Nevado-Filabride, présent seulement dans les Cordillères Bétiques, n'affleure que dans la partie orientale de la chaîne et constitue la partie la plus profonde des Zones Internes et donc de l'arc de Gibraltar (Figures 1.20 et 1.39 ; (*Egeler and Simon, 1969b*). Ce complexe peut être divisé en trois sous-unités principales, depuis le bas de la pile structurale vers le haut : (i) l'unité de Ragua, (ii) l'unité de Calar-Alto et (iii) l'unité de Bédar-Macael, avec des épaisseurs structurales respectivement de 4000, 4500 et 600 m (Figure 1.40 ; *García-Dueñas et al., 1988; de Jong, 1991; Vissers et al., 1995; Martínez-Martínez et al., 2002*).

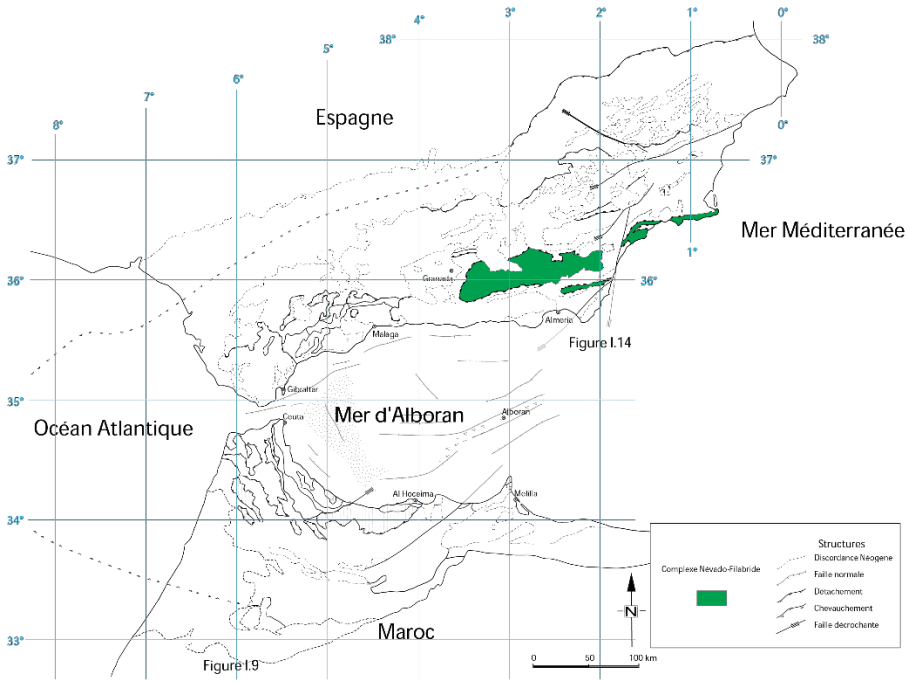



*Figure 1.39 : Carte de localisation du Complexe Nevado-Filabride, sur terre au sein de l'arc Bético-Rifain, d'après Augier (2004).*

#### *1.3.4.4.1. Description de la série stratigraphique*

Ces trois unités présentent une succession stratigraphique similaire avec (i) une formation de micaschistes sombres graphiteux attribuée au Paléozoïque et intercalée avec des séries gréseuses et psammitiques ainsi que de rares niveaux carbonatés (*Lafuste and Pavillon, 1976; Martínez-Martínez, 1986*), (ii) une formation de métasédiments clairs avec une alternance de métapélites et métapsammites attribuée au Permo-Trias et (iii) une formation de carbonates attribuée à la période du Trias au Crétacé et contenant des niveaux de marbres et de dolomites, ainsi que quelques évaporites et micaschistes clairs (*Tendero et al., 1993*).

Situé au sommet de ce complexe, l'unité de Bédar-Macael est composée de leucogneiss dont le protolithe présente un âge Paléozoïque, associé à des métacarbonates d'âge supposé triasique, intercalé avec des schistes d'âge probable paléozoïque. Cette unité est souvent recoupée par des intrusions mafiques (métamorphisées en métabasites et serpentines), d'âge Jurassique, et des filons leucogranitiques interprétés comme des témoins d'une activité magmatique de type marge passive (i.e. à la transition entre domaines océanique et continental) qui se seraient mis en place lors d'un événement régional extensif (*Priem et al., 1966; Hebeda et al., 1980; Bodinier et al., 1987; de Jong, 1991, 1993; Monié et al., 1991; Michard et al., 2002; Guerrera et al., 2005; Puga et al., 2011, 2017 ; Dyja, 2014*).

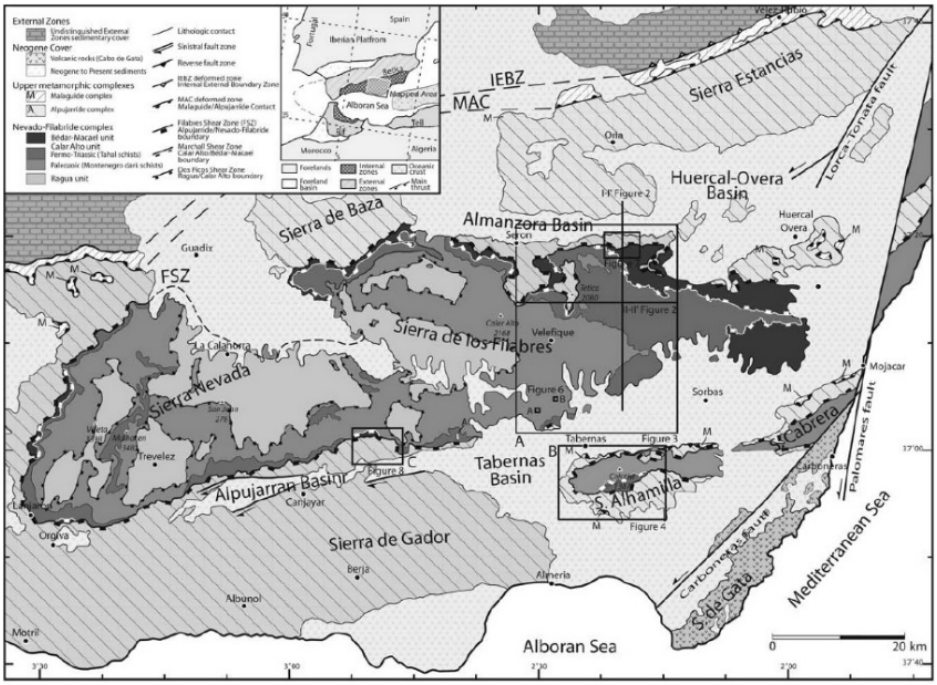



*Figure 1.40 : Carte géologique simplifiée des Cordillères Bétiques de l'Est et centrales, montrant les différents contacts tectoniques et les principaux domaines lithologiques et métamorphiques, d'après Augier et al. (2005b).*

#### *1.3.4.4.2. Description de la déformation et du métamorphisme observés*

Les trois unités composant le Complexe Nevado-Filabride n'ont pas subi ni enregistré les mêmes conditions P-T lors de l'épisode de subduction alpine. Les unités de Calar-Alto et de Bédar-Macael, aussi regroupées sous la dénomination du Complexe de Mulhacén, présentent des assemblages minéralogiques principalement à chloritoide-grenat-rutile-phengite pour les métapélites éclogitiques et à omphacite-grenat pour les métabasites associées (*Nijhuis, 1964; Gomez-Pugnaire and Fernandez-Soler, 1987; Morten et al., 1987; Bakker et al., 1989; López Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; Puga et al., 2011, 2017*). L'unité de Ragua est, quant à elle, caractérisée par un assemblage minéralogique assez semblable à celui de Calar-Alto avec chloritoïde - phengite ± grenat ± staurotide (*Augier et al., 2005b*). Ainsi, les conditions P-T maximales sont estimées à 12-13 kbar, 400-450 °C pour l'unité de Ragua, 14-16 kbar, 550 °C pour l'unité de Calar-Alto et 20-22 kbar, 550-675 °C pour l'unité de Bédar-Macael (Figure 1.41 ; *Augier et al., 2005a, 2005b; Puga et al., 2011, 2017; Jabaloy-Sánchez et al., 2015; Booth-Rea et al., 2015; Ruiz-Cruz et al., 2015; Li and Massonne, 2018*).

Ces variations importantes en termes de conditions P-T, combinées au fait que l'unité ayant enregistré les conditions P-T les plus élevées se retrouve au sommet de cette pile, ont permis de proposer que les zones de cisaillement ductiles appartenant au Complexe Nevado-Filabride, i.e. les zones de cisaillement de Dos Picos et de Marchall, seraient des structures chevauchantes (Figure 1.42 ; *Martínez-Martínez, 1986; Bakker et al., 1989; de Jong, 1991, 1993; Puga et al., 2017*). L'âge de cet épisode métamorphique de HP/BT, attribué à la phase de déformation D1, reste toujours largement débattu et s'étale de l'Éocène à l'Oligocène (Figure 1.43 ; *Monié et al., 1991; Augier et al., 2005a;*

*Puga et al., 2011; Li and Massonne, 2018*), voire au Miocène inférieur (*López Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; Platt et al., 2006*).

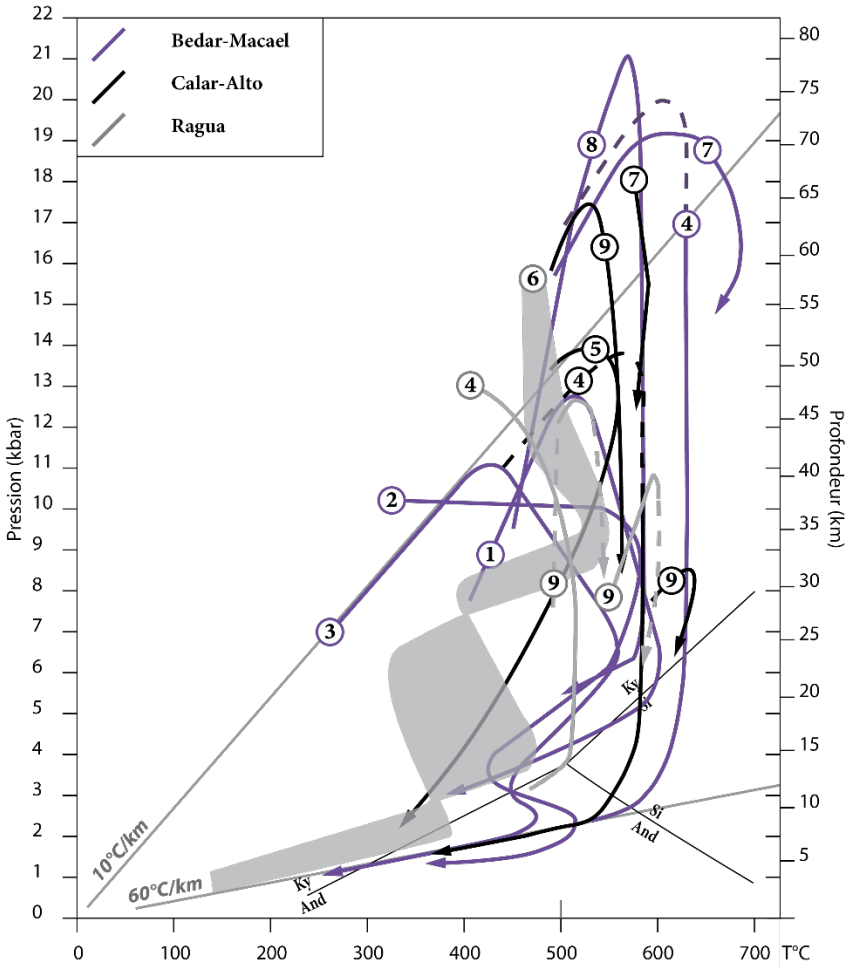



*Figure 1.41 : Synthèse des conditions métamorphiques et chemins d'exhumation enregistrés dans les unités du Complexe Nevado-Filabride. (1) Gomez-Pugnaire et Fernandez-Soler (1987), (2) Bakker et al. (1989), (3) Vissers et al. (1995), (4) Augier et al. (2005), (5) Platt et al. (2013), (6) Booth-Rea et al. (2015), (7) Jabaloy-Sanchez et al. (2015), (8) Ruiz-Cruz et al. (2015), (9) Li et Massonne (2018). Les chemins numérotés de couleur gris correspondent à l'unité de Ragua, ceux en noir à l'unité de Calar-Alto et ceux en violet à l'unité de Bédar-Macael Le chemin numéroté 5 correspond à une unité de la Sierra Alhamilla assimilée à Calar-Alto.*

Par la suite, un épisode de décompression isotherme, associé à la phase de déformation D2, a entrainé une importante rétromorphose de ces roches dans le faciès Schiste Vert, voire Amphibolite, atteignant des conditions P-T de l'ordre de 3-4 kbar et 500-600 °C (Figure 1.41 ; *Nijhuis, 1964; Gomez-Pugnaire and Fernandez-Soler, 1987; Morten et al., 1987; Bakker et al., 1989; Jabaloy et al., 1993; Soto and Azañón, 1994*). Cette phase de déformation a réactivé les structures compressives internes au Complexe Nevado-Filabride, en systèmes extensifs (*Martínez-Martínez and Azañón, 1997; Augier et al., 2005c*).

L'histoire plus récente, contrainte par des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur phengites, indiquent un refroidissement dans le faciès Schiste Vert entre 15 et 17 Ma synchrone de la déformation et de l'exhumation (Figures 1.41 et 1.43 ; *Monié et al., 1991; de Jong, 1992*). L'exhumation finale de ce

complexe dans les conditions cassantes est relativement bien contrainte grâce aux nombreuses datations par la méthode des traces de fission sur apatites et sur zircons qui donnent des âges compris entre la fin du Serravallien et le Tortonien (Figure 1.43 ; *Johnson et al., 1997*). De plus, les données obtenues par la méthode de datation U-Th/He sur apatites indiquent une mise en place de ce complexe à proximité immédiate de la surface entre 15,2 ± 0,8 Ma et 6,2 ± 0,4 Ma, respectivement au niveau de la Sierra de Los Filabres et de la Sierra Nevada (*Vázquez et al., 2011*). Ces datations sont corroborées par les âges des premiers dépôts sédimentaires au sein des bassins à proximité, contenant des clastes de ces roches métamorphiques, i.e. les bassins de Huercal-Overa, de Tabernas, de Sorbas ou encore des Alpujarras (Figure 1.43 ; *Montenat and d'Estevou, 1999; Augier et al., 2005b; Do Couto, 2014b*).

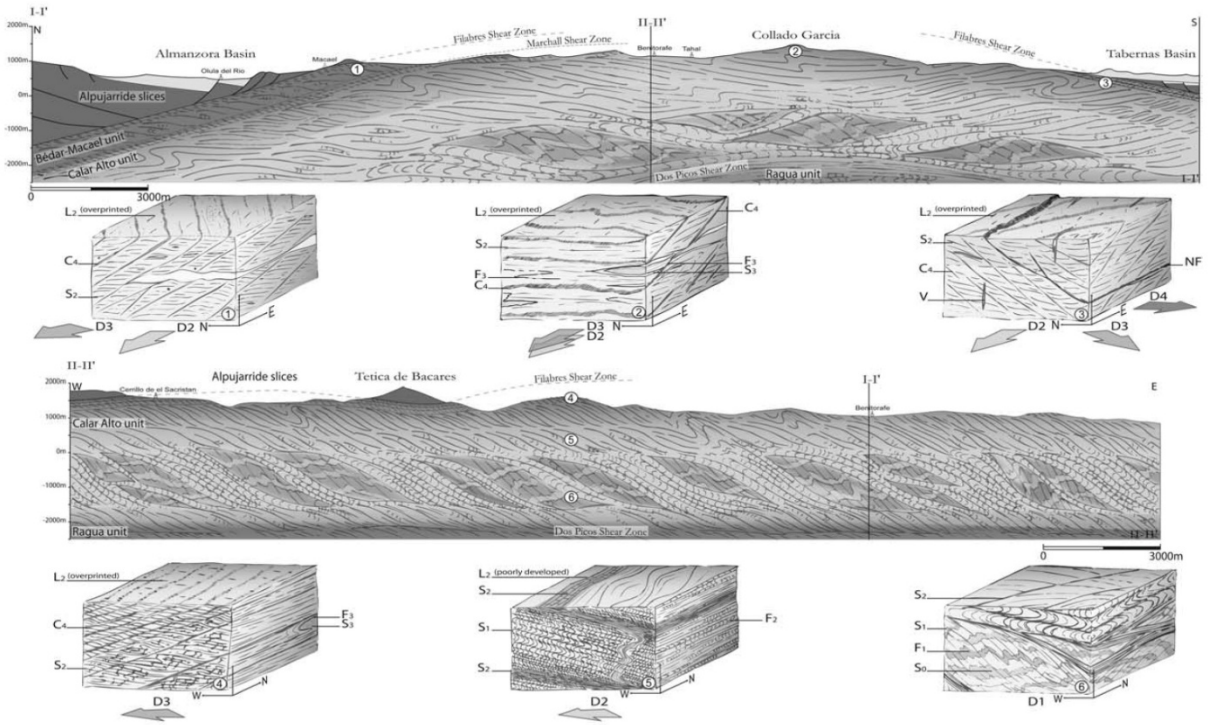



*Figure 1.42 : Coupes interprétées de la Sierra de los Filabres appartenant au Complexe Nevado-Filabride, (1) N-S et (2) E-O, mettant en évidence les relations géométriques entre les structures tectoniques et les différentes générations de foliations, d'après Augier et al. (2005c).*

Concernant la déformation affectant le Complexe Nevado-Filabride, la stratification et la foliation S1 sont bien préservés au cœur du complexe et plus particulièrement dans les unités de Calar-Alto et de Ragua. Cette foliation S1 est surimprimée par une foliation S2 bien développée et associée à une linéation minérale L2 pénétrative (Figures 1.42 ; *Galindo-Zaldívar et al., 1989, 1991; García-Dueñas et al., 1992; Jabaloy et al., 1993; Soto and Azañón, 1994; Vissers et al., 1995; Martín-Martín et al., 1997; Martínez-Martínez et al., 2002; Augier et al., 2005b*). Cette foliation S2 se développe après l'événement de HP/BT, avec un développement syn-cinématique des paragénèses rétrogrades et une direction du cisaillement régional vers l'ouest (*Galindo-Zaldívar et al., 1989, 1991; García-Dueñas et al., 1992; Jabaloy et al., 1993; Soto and Azañón, 1994; Vissers et al., 1995; Martínez-Martínez and Azañón, 1997; Martínez-Martínez et al., 2002; Augier et al., 2005b, 2013; Agard et al.,*

*2011*). Durant les derniers stades de la phase D2 de déformation, une foliation S3 marquée par une schistosité de crénulation vient se surimposer à la foliation S2, associée à la formation de plis présentant des axes généralement E-O (*Galindo-Zaldívar et al., 1989; Jabaloy et al., 1993*). L'exhumation finale de ce complexe est, quant à elle, accommodée par le fonctionnement des systèmes extensifs de Mécina et des Filabres, avec le développement de mylonites de bas grade mais aussi de cataclasites (Figure 1.42 ; *García-Dueñas et al., 1992; Crespo-Blanc et al., 1994; Crespo-Blanc, 1995; Martínez-Martínez et al., 2002*).

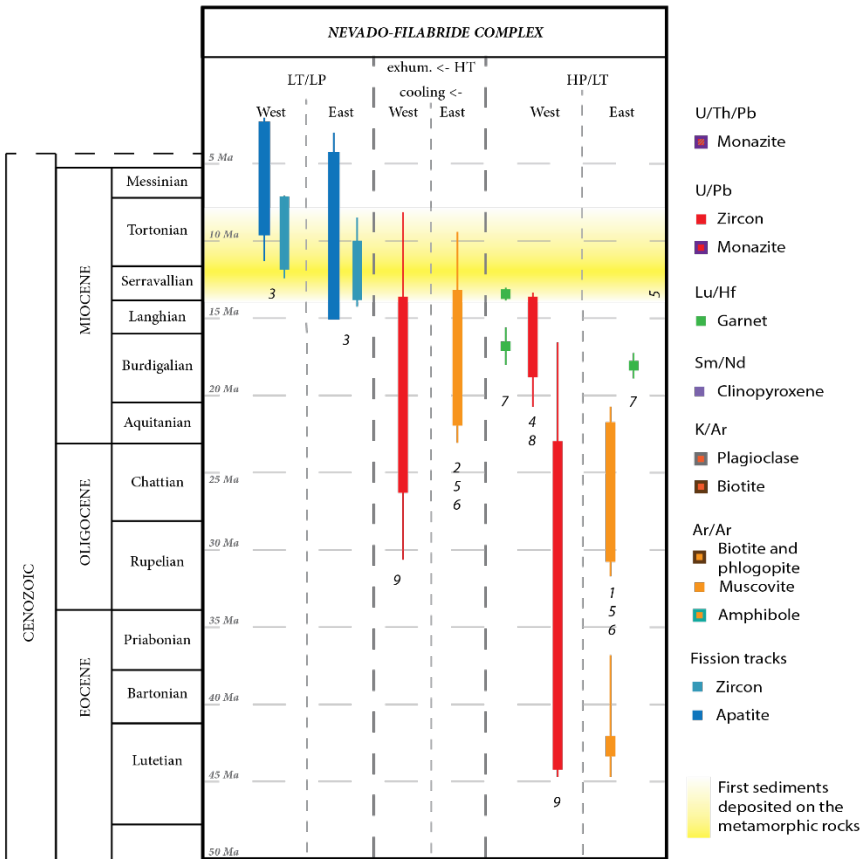



*Figure 1.43 : Synthèse des données de datation concernant le Complexe Nevado-Filabride, synthétisant les principaux événements métamorphiques et tectoniques. (1) Monié et al. (1991), (2) De Jong et al. (1992), (3) Johnson et al. (1997), (4) Lopez Sanchez-Vizcaino et al. (2001), (5) Augier et al. (2005a, 2005b), (6) Platt et al. (2005), (7) Platt et al. (2006), (8) Gomez-Pugnaire et al. (2012), (9) Li et Massonne (2018).*

# CHAPITRE 2

## LES MASSIFS PÉRIDOTITIQUES DES CORDILLÈRES BÉTICO-RIFAINES : Modèle d'exhumation et de mise en place de la Sierra Bermeja (péridotite de Ronda) au travers de l'étude de l'unité de la Dorsale Calcaire et de son métamorphisme de haute température

*Vue, en direction du sud, depuis la péridotite de Ronda sur une partie de la Sierra Bermeja*
*Parque Natural Sierra de las Nieves – Mars 2018*

---


**2.1. Abstract ..... 101**

**2.2. Introduction ..... 102**

**2.3. Geological and geodynamic settings ..... 103**

***2.3.1. Western Mediterranean and Betic-Rif orogen*** ..... 103

***2.3.2. Sierra Bermeja area*** ..... 107

**2.4. Field observations: large-scale structure and strain markers ..... 110**

***2.4.1. Prominent complements to the geological map*** ..... 110

***2.4.2. Strain markers*** ..... 113

**2.5. The Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material (RSCM) ..... 118**

**2.6. Thermal structure of the Dorsale Calcaire Unit ..... 120**

**2.7. Discussion ..... 124**

***2.7.1. Structure and thermicity of the Dorsale Calcaire Unit*** ..... 124

***2.7.2. Mineralizations of magnetite and ophicalcites*** ..... 126

***2.7.3. Deformation of the DCU: Thrusting vs. detachment*** ..... 127

***2.7.4. Comparison with of a seismic profile of a hyper-extended margin*** ..... 128

***2.7.5. Timing of exhumation*** ..... 130

**2.8. Conclusion ..... 131**

***Préambule et justifications scientifiques de cette étude***

Comme cela a été présenté dans le chapitre précédent, de fortes incertitudes demeurent quant aux modalités et au timing de l'exhumation de la péridotite de Ronda, plus grand massif péridotitique orogénique au monde, qui appartient au Complexe Alpujárride. En effet, malgré de nombreuses études menées sur le massif péridotitique de Ronda lui-même ou sur les unités tectoniques crustales adjacentes, plusieurs modèles géodynamiques très différents ont été proposés (voir la Section 1.3.4.3. du Chapitre 1). Or l'unité de la Dorsale Calcaire, également au contact de ce corps mantellique, reste relativement peu étudiée et présente des caractéristiques qui pourraient aider à mieux contraindre la mise en place du massif de Ronda dans sa configuration actuelle.

Pour se faire, nous nous sommes focalisés sur la séquence de la Dorsale Calcaire qui présente un métamorphisme de haute température se traduisant par le développement de marbres possédant un assemblage minéralogique métamorphique (*Martín-Algarra, 1987; Mazzoli and Martín-Algarra, 2011; Mazzoli et al., 2013*). Cette zone n'a fait l'objet que de quelques études qui ne permettent pas de contraindre de manière précise l'histoire tectonique et métamorphique de cette unité (*Mazzoli and Martín-Algarra, 2011; Mazzoli et al., 2013*). Ainsi, une attention toute particulière a été portée à la géométrie et à la structure thermique de cette zone métamorphique de haute température.

***Présentation des principaux résultats et interprétations***

Le travail présenté dans ce chapitre s'organise autour de trois grands axes, (i) une cartographie détaillée de la zone du contact entre la péridotite de Ronda et son encaissant, (ii) une étude structurale portant sur la géométrie et la cinématique des contacts tectoniques principaux et (iii) une caractérisation de la structure thermique de l'unité de la Dorsale Calcaire.

Notre zone d'étude est restreinte à la partie la plus occidentale du faciès métamorphique de l'unité de la Dorsale Calcaire, au contact avec le massif de Ronda mais aussi avec la séquence crustale de Jubrique.

Ainsi, notre travail a permis de mettre en évidence ou de réinterpréter plusieurs éléments majeurs de cette zone. Premièrement et en accord avec l'étude de *Mazzoli and Martín-Algarra (2011)*, un raccourcissement fort a été observé, marqué par le développement de plis isoclinaux d'axe NE-SO et d'une schistosité de plan axial bien développée et orientée parallèlement au contact majeur avec la péridotite de Ronda. Cependant, et à la différence avec cette même étude (*Mazzoli and Martín-Algarra, 2011*), la linéation d'étirement mesurée lors de notre étude est orientée NE-SO, c'est-à-dire globalement perpendiculaire de celle jusqu'ici proposée par ces auteurs. Cette linéation d'étirement est aussi parallèle à une linéation intersection mais pouvant être séparée sans ambiguïté. Les critères cinématiques associés montrent une nette dominance d'une composante en cisaillement pur

accompagnée de critères en cisaillement simple indiquant un mouvement senestre apparent au contact entre les péridotites et les marbres.

Ensuite, le travail de cartographie a permis de révéler la présence entre autres d'anciennes exploitations minières d'amas de magnétite. Des occurrences d'ophicalcites ont également été observées et répertoriées. Associé à cela, des signalements d'unités crustales au sein de la péridotite de Ronda, initialement interprétés comme des fenêtres tectoniques, ont été reconsidérées en klippes.

Enfin, une cartographie fine utilisant la spectroscopie RAMAN sur matière carbonée a été réalisée afin de caractériser la structure thermique de cette zone d'étude. Cette cartographie a été complétée par des données similaires ponctuellement acquises dans le reste du faciès métamorphique de l'unité de la Dorsale Calcaire ainsi que le long du contact avec la péridotite de Ronda.

Ces résultats nous ont permis de proposer que le contact entre la péridotite de Ronda et l'unité de la Dorsale Calcaire serait une ancienne zone extensive ayant accommodé l'exhumation de cette écaille de manteau. En effet, les ophicalcites et les zones minéralisées à magnétite sont des éléments caractéristiques d'une exhumation de manteau dans un contexte d'hyper-extension lors d'une phase de rifting. Ceci est corroboré par la géométrie des isothermes se trouvant être recoupés par le contact avec le massif de péridotite. Le fait que les occurrences d'ophicalcites et de minéralisations à magnétite soient très peu voire pas déformées dans le domaine cassant, alors que leur formation se fait à basse température <350 °C, nous indique que cette zone extensive semble être fossilisée depuis l'arrêt de l'extension et n'aurait donc pas été réactivée ou alors de manière mineure.

Deux phases de rifting reconnues dans l'histoire géodynamique du domaine d'Alboran ont affecté cette zone et peuvent être à l'origine de l'hyper-extension : (i) le rifting Mésozoïque lié à l'ouverture des océans Atlantique et Néo-Téthys (ii) l'extension Oligo-Miocène lié à la formation du domaine d'arrière-arc d'Alboran. A ce jour, il ne semble pas possible de trancher en faveur de l'un ou l'autre de ces épisodes comme étant responsables de l'exhumation. En effet, nos résultats indiquent une exhumation très précoce au Jurassique alors que les âges obtenus (présentés dans le Chapitre 3) semblent favoriser une exhumation jeune en position d'arrière-arc (*Priem et al., 1979; Argles et al., 1999; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; J.P. Platt et al., 2003; Barich et al., 2014; Frasca et al., 2017*). Il faut cependant noter que le but de cet article est de clairement remettre en question une mise en place par chevauchement de la péridotite sur la Dorsale Calcaire comme proposé par *Mazzoli and Martín-Algarra* (*2011*) et *Mazzoli et al.* (*2013*) et privilégier une exhumation en contexte extensif suivi d'une mise en place grâce à un épisode tardif d'inversion tectonique.

Ce travail, présenté sous la forme d'un article scientifique en préparation fera très prochainement l'objet d'une soumission au journal *Tectonics*, s'intitulant « Emplacement of the Ronda peridotite (Spain): New constraints from structural and thermal analyses through the Dorsale Calcaire Unit ». Le format de présentation de ce travail diffère de la version qui sera soumise avec les figures insérées directement au sein du texte et avec les références bibliographies regroupées en fin de thèse. Cet article présenté sera appelé par la suite sous la citation *Bessière et al., in prep.*[1].

# Emplacement of the Ronda peridotite (Spain): New constraints from structural and thermal analyses through the Dorsale Calcaire unit

*Eloïse BESSIERE [1,2,3,4], Romain AUGIER [1,2,3], Jacques PRECIGOUT [1,2],*

*[1] Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France*

*[2] CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France*

*[3] BRGM, ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France*

*Laurent JOLIVET [4], Adrien ROMAGNY [4],*

*[4] Sorbonne Université, CNRS-INSU, Institut des Sciences de la Terre Paris, ISTeP UMR 7193, F-75005 Paris, France*

## 2.1. Abstract

The Betic-Rif chain encompasses several large-scale ultramafic bodies in the Alboran domain. This includes the Ronda peridotite, the emplacement of which is debated and attributed to either a single thrusting event from large depths or extensional unroofing followed by overthrusting in the middle crust, both during the Miocene. In this study, we focus on the *Dorsale Calcaire* Unit to better characterize the context of this exhumation. Mostly made of non-metamorphic carbonates, the *Dorsale Calcaire* Unit displays high-temperature metamorphism in contact with the Ronda peridotite and its overlying crustal unit (Jubrique Unit). Together with tectonic lenses of peridotite in between the *Dorsale Calcaire* and Jubrique units, geological mapping reveals a triple point between the three units. The foliations and lineations of both, the *Dorsale Calcaire* and Ronda peridotite are also parallel to their contact. In contrast, peak temperatures using Raman Spectroscopy on Carbonaceous Material shows that temperature isograds are oblique to the contact. The measured temperatures decrease north-eastward along strike. Furthermore, we document local mineralizations of magnetite in between the peridotite and marbles, where deformation mostly characterized by pervasive ductile strain. Altogether, these features are compatible with a tilted extensional shear zone that exhumed the mantle while the Jubrique basement and *Dorsale Calcaire* Unit were both thinned above.

***Key words***: subcontinental mantle, Ronda peridotite, RSCM, Dorsale Calcaire Unit, back-arc extension, hyper-extension, extensional mantle exhumation.

## 2.2. Introduction

The Ronda peridotite is the largest body of subcontinental mantle at the Earth's surface (300km²) (*Obata, 1980*). Although these alpine-type peridotites have been thoroughly studied over almost a century (*Blumenthal, 1927*), their exhumation and emplacement processes are still strongly debated. Large ultramafic bodies are most often part of ophiolite nappes, which belong to an oceanic lithosphere that has been obducted or subducted before exhumation. In contrast, the emplacement of sub-continental mantle rocks onto the continental crust, such as observed for the cases of the Ronda and Beni Bousera peridotites in the Betic-Rif chain, is understood either (1) as a consequence of exhumation within a subduction channel (*Mazzoli and Algarra, 2011; Mazzoli et al., 2013; Jabaloy-Sánchez et al., 2015*) or (2) a consequence of hyper-extension during pre-orogenic stages (*Brune et al., 2014; Frasca et al., 2017; Lagabrielle et al., 2010; Lagabrielle and Bodinier, 2008; Manatschal et al., 2011; Masini et al., 2014; Précigout et al., 2013 ; Gueydan et al., in press*).

So far, several models have been proposed to explain the final emplacement of the Ronda and Beni Bousera peridotite bodies: (i) mantle diapirism (Loomis, 1975; Weijermars et al., 1985; Zeck et al., 1990; Weijermars, 1991; Tubía et al., 2004): (ii) a mantle core complex (*Doblas and Oyarzun, 1989*), (iii) the extrusion of a mantle wedge during transpressive tectonics (*Darot, 1974; Tubía and Cuevas, 1986; Vauchez and Nicolas, 1991; Tubía et al., 1997; Mazzoli and Martín-Algarra, 2011*), (iv) a detachment faulting during the extensional collapse of the Betic-Rif chain (*Platt et al., 2003; van der Wal and Vissers, 1993*), or (v) an inversion of a thinned back-arc lithosphere during slab rollback (*Booth-Rea et al., 2005; Garrido et al., 2011; Hidas et al., 2013; Précigout et al., 2013; Gueydan et al., in press*).

Deciphering between these possible modes of emplacement requires that the tectonic timing of each stage is well constrained. However, most radiometric ages pertaining to the emplacement of the peridotite are clustered around 22-20 Ma, particularly in the western part of the Betic-Rif chain. As associated to a high-temperature tectonics, such an exclusively Miocene history of exhumation, including the final emplacement onto the crust, is a very short period that seems unlikely to encompass the entire process (*Platt and Vissers, 1989; Tubía et al., 1997; Lenoir, 2001; Tubía et al., 2004; Mazzoli and Martín-Algarra, 2011; Garrido et al., 2011; Marchesi et al., 2012; Tubía et al., 2013; Gueydan et al., 2015; Frasca et al., 2016*). Furthermore, depending upon the chosen model for the emplacement, proposed ages of exhumation are highly variable and include: (i) Paleozoic (*Kornprobst, 1976; Rossetti et al., 2010; Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2014*), (ii) Mesozoic (*van Hinsbergen et al., 2014; Vissers et al., 1995*) or (iii) Oligo-Miocene (*Frasca et al., 2015; Garrido et al., 2011; Gueydan et al., 2015; Hidas et al., 2013; Marchesi et al., 2012; Précigout et al., 2013*). This variety of emplacement models and timing of exhumation is the result of apparently conflicting

between field observations structural, petrological, or either thermo-chronological data, the exact significance of which should be debated.

Besides, recent papers emphasized the high-temperature metamorphism documented above and below the Ronda peridotite, including within the Blanca unit, Jubrique unit and so-called *Dorsale Calcaire* Unit (*Acosta-Vigil et al., 2014; Barich et al., 2014; Massonne, 2014; Mazzoli et al., 2013; Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2014*). In contrast to the two formers, the latter has received little attention so far. We thus focus here on this unit, first summarizing the available data, and then reporting the result of a new field investigation, including mapping of peak temperatures in the Dorsale Calcaire. We finally discuss our results that suggest an exhumation along a large-scale detachment and propose a geometry configuration.

## 2.3. Geological and geodynamic settings

### *2.3.1. Western Mediterranean and Betic-Rif orogen*

The Betic-Rif Cordillera in southern Spain and northern Morocco corresponds to the westernmost parts of the Alpine arcuate mountain belt that encircles the western Mediterranean basin (*Lonergan, 1993*). This segment results from complex interrelations between the overall Africa/Iberian convergence since Late Cretaceous times and 3-D dynamics of the Tethyan oceanic slabs (*Andrieux et al., 1971; Dercourt et al., 1986, 1993; Lonergan and White, 1997; Stampfli, 2000; Faccenna et al., 2004; Jolivet et al., 2008; Do Couto et al., 2016*). All these events are responsible for the current shape of the belt, classically divided into unmetamorphosed external zones and metamorphic internal ones (*Egeler and Simon, 1969a, 1969b; Garcia-Castellanos et al., 2002*), separated by the internal-external boundary zone (*Vissers et al., 1995*) (Figure 2.1). The External Zones correspond to the tectonic inversion of both the African and Iberian paleo-passive margins composed of thick Triassic to Early Cenozoic sedimentary series (*Crespo-Blanc and de Lamotte, 2006; Flinch et al., 1996; García-Hernández et al., 1980; Platt et al., 2003*). These domains form a large-scale fold-and-thrust belt thanks to several decollements rooted in the Triassic evaporites. This belt arose coevally with the formation of the Guadalquivir (Spain) and Gharb (Morrocco) foreland basins (*Sanz de Galdeano and Vera, 1992; Allerton et al., 1993; Garcia-Castellanos et al., 2002; Chalouan and Michard, 2004*). In between the External and Internal Zones, the Flysch units are composed by late Jurassic to early Miocene radiolarites and distal turbiditic deposits, giving evidence of deep depositional environments over a thin continental or oceanic crust (*Didon et al., 1973; Durand-Delga, 1980, 2000; Sanz de Galdeano and Vera, 1992; Guerrera et al., 1993, 2005*) (Figure 2.1). The Mesozoic carbonates of this Alboran paleo-margin are described as the main component of the *Dorsale Calcaire* Unit, which outcrops between the Flyschs unit and Internal Zones nowadays (*Michard et al., 2002; Chalouan and Michard, 2004; El Kadiri et al., 2006; Chalouan et al., 2008*).

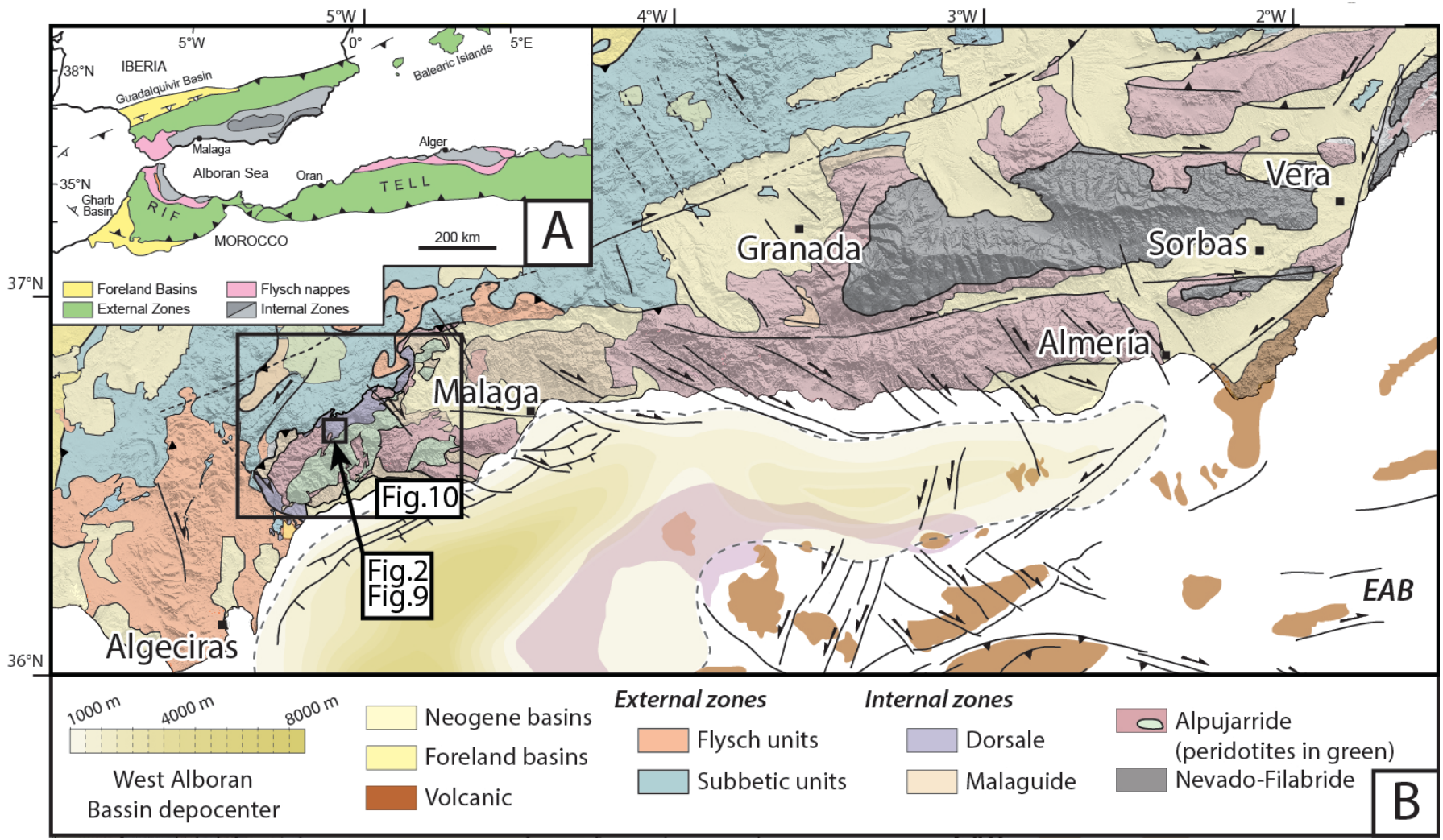



*Figure 2.1: Geological map of the Betic Cordillera with the major tectonic features, modified after Do Couto et al. (2016). (a) Location of the studied mountain belt within the Gibraltar arc. (b) Detailed geological and tectonic map of the chain, centered on the Betic Cordillera and zooming on the Internal Zones, with the location of the studied area.*

The **Internal Zones** correspond to structural culminations exhumed below large-scale detachments (*Martínez-Martínez and Azañón, 1997; Platt, 1986; Vissers et al., 1995*). They originally correspond to a stack of crustal nappes that are traditionally divided in three main metamorphic complexes, from bottom (or most internal) to top: (i) the Nevado-Filabride Complex (NFC), (ii) the Alpujárride-Sebtide Complex and (iii) the Malaguide-Ghomaride Complex (*Blumenthal, 1927; Torres-Roldán, 1979; Kornprobst and Durand-Delga, 1985; Chalouan, 1986*), each separated by crustal-scale low-angle ductile-to-brittle extensional shear zones mostly described in the Betics (*García-Dueñas et al., 1986, 1992; García-Dueñas and Balanyá, 1986; Platt, 1986; Platt and Behrmann, 1986; Galindo-Zaldívar et al., 1989; Platt and Vissers, 1989; Jabaloy et al., 1993; Crespo-Blanc et al., 1994; Vissers et al., 1995; Lonergan and Platt, 1995; Martínez-Martínez et al., 2002; Platt et al., 2005; Augier et al., 2005a, 2005c; Agard et al., 2011; Behr and Platt, 2012*). The Filabres Shear Zone (FSZ) and Malaguide-Alpujárride Contact (MAC) separates the NFC from the Alpujárride Complex (*García-Dueñas et al., 1992*) and the Alpujárride Complex from the Malaguide Complex, respectively (*Vissers et al., 1995*) (Figure 2.1).

The Alpujárride Complex is the largest complex outcropping in the Internal Zones of the Betic-Rif Cordillera and mostly constitutes the basement of the Alboran domain. The division of this complex is based on stratigraphic, metamorphic and structural criteria (*Aldaya et al., 1979, 1991; Azañón et al., 1998; Tubía et al., 1992*). This complex is composed of lower, middle and upper stratigraphic units with variable thicknesses (or paleogeography) that each include from bottom to top: a sole of migmatitic gneiss and Paleozoic dark graphitic schists (*Lafuste and Pavillon, 1976; Zeck et al., 1989*), Permian meta-conglomerates, Permo-Triassic quartzites and schists, and Triassic marbles and dolomites (*Kozur et al., 1974*). Following stacking of these units, the complex has been subsequently divided in several sub-units separated by low-angle extensional shear zones and normal faults (*Galindo-Zaldívar et al., 1989; García-Dueñas et al., 1992; Jabaloy et al., 1993; Crespo-Blanc et al., 1994; Crespo-Blanc, 1995; Martínez-Martínez and Azañón, 1997; Azañón et al., 1997; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Martínez-Martínez et al., 2002*). The mantle peridotite bodies of Ronda, Alpujata and Carratraca in the Betics and Beni Bousera in the Rif are part of the upper Alpujárride Complex, all sandwiched between crustal units (*Platt and Vissers, 1989; Cuevas et al., 1990; Tubía et al., 1997, 2004, 2013; Lenoir, 2001; Esteban et al., 2004a, 2004b; Mazzoli and Martín-Algarra, 2011; Garrido et al., 2011; Marchesi et al., 2012; Gueydan et al., 2015; Frasca et al., 2016*).

One puzzling characteristic of the Alpujárride-Sebtide complex is the observed metamorphic contrast between the Paleozoic dark schists series that mostly displays high-temperature parageneses with garnet, staurolite, andalousite and sillimanite, and the lighter colored micaschists and marble, both attributed to a Triassic event related to HP-LT parageneses with carpholite and kyanite (*Azañón et al., 1992; Goffé et al., 1996; Jolivet et al., 2003; Booth-Rea et al., 2005*). This difference has been diversely interpreted, but it seems that the metamorphic succession has been severely attenuated by a

post-metamorphic extensional event (*Goffé et al., 1989; Tubía and Gil Ibarguchi, 1991; Monié et al., 1994; García-Casco and Torres-Roldán, 1996; Balanyá et al., 1997; Azañón et al., 1997, 1998; Tubía et al., 1997*).

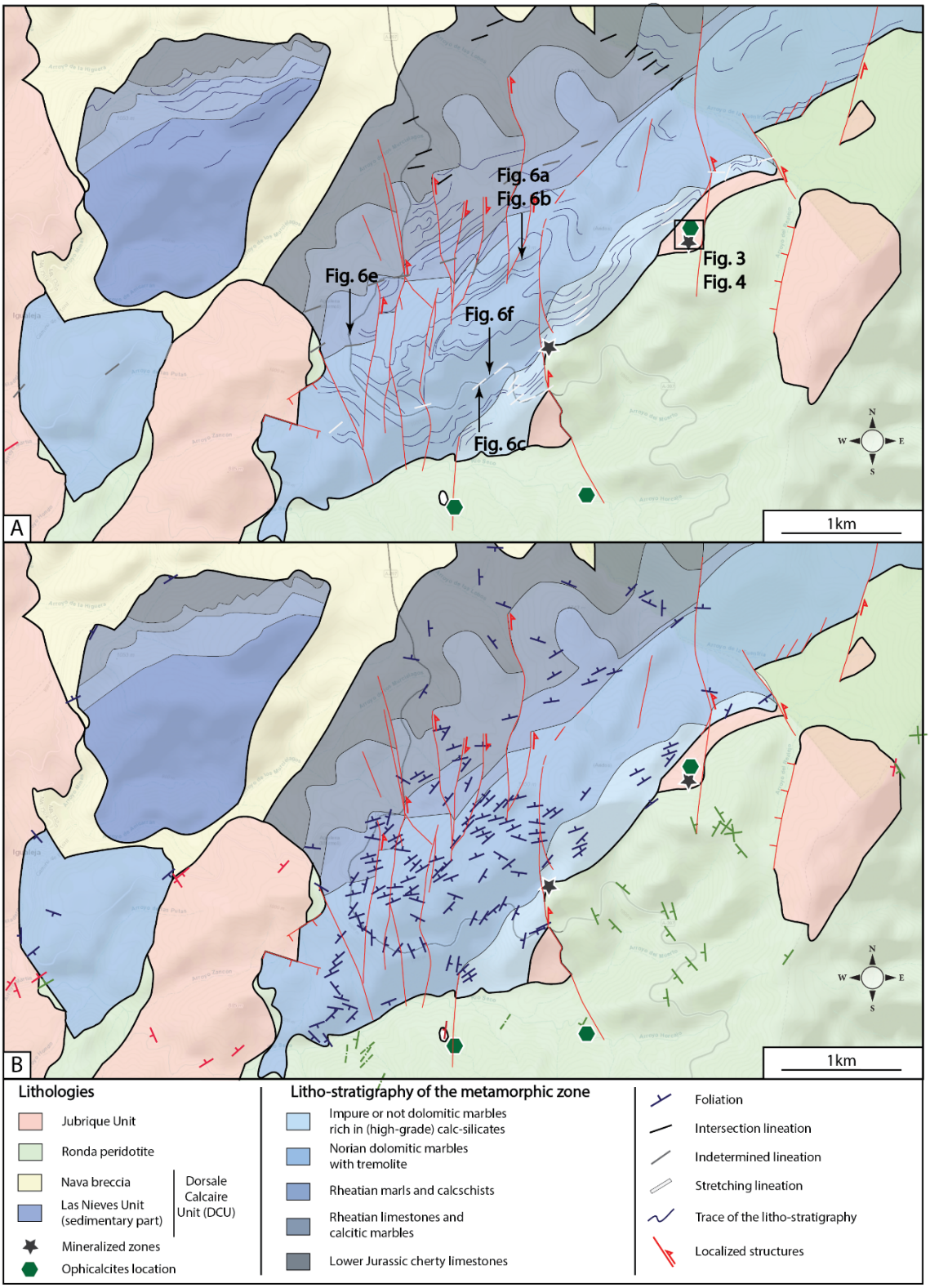



*Figure 2.2: Detailed geological and tectonic map of the studied area. (a) with lineations and (b) foliations, from this study completed by few IGME data. Litho-stratigraphy is based on Mazzoli et al. (2013). Locations of the ophicalcites and mineralized zones occurrences are reported on the map.*

### *2.3.2. Sierra Bermeja area*

The Sierra Bermeja area is located in the westernmost part of the Internal Zones and presents several Internal Zones units: the Jubrique Unit, Guadaiza Unit, Ronda peridotite, which belong to the Alpujárride Complex, and the *Dorsale Calcaire* Unit (Figures 2.1 and 2.2). Altogether, the Jubrique unit and Ronda peridotite compose the Los Reales Nappe that overthrusts the Guadaiza unit.

#### *2.3.2.1. Jubrique Unit*

The Jubrique Unit constitutes a complete but condensed crustal section down to high-temperature migmatites and granulites. Of around 5 km thick, it structurally overlies the Ronda Peridotite on the west-northwest side of this ultramafic body (Balanyá et al., 1997). From bottom to top, this crustal sequence is composed by: (i) granulitic gneisses and kinzigites, (ii) migmatitic gneisses, (iii) Paleozoic metapelitic schists with kyanite-chloritoid assemblage, (iv) Permo-Triassic low-grade phyllites with few quartzitic levels, and (v) Triassic carbonates (*Loomis, 1972a; Balanyá et al., 1997*). The highly tectonized and serpentinized contact between the crustal sequence and ultramafic massif appears to be a high-temperature ductile crustal-scale shear zone, also considered as a paleo-Moho (*Lundeen, 1978a, 1978b; Reuber et al., 1982; Balanyá et al., 1997; Précigout et al., 2013*). The penetrative regional foliation in the Jubrique unit and the mylonitic foliation in the Ronda massif are both parallel to lithological contacts (*Barich et al., 2014*). The main foliation in the Jubrique unit is plunging toward the NW-NNW in the northern half and toward the west for the southern part of the unit. From the contact with the overlying Malaguide Complex toward the underlying Ronda peridotite, the foliation planes are steeply dipping (*Balanyá et al., 1997; Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2014*). Generally, the stretching lineation is gently dipping between 0° and 25°, thus indicating N-S shearing (*Balanyá et al., 1997*). From the contact with the Ronda peridotite to the top of the crustal sequence, metamorphic grades vary from around 12-14 kbar and ~780 °C in felsic granulites, to 7-9 kbar and 400-480 °C in the phyllites in contact with the low-grade Malaguide Complex (*Loomis, 1972a, 1972a; Torres-Roldán, 1979; Balanyá et al., 1997; Massonne, 2014*). The steep pressure-temperature gradient through this crustal sequence shows that the Jubrique unit has undergone an intense thinning, coeval with intense deformation and development of the mylonite on top of the Ronda peridotite (*Tubía et al., 1993; Balanyá et al., 1997; Negro et al., 2006*). In addition, petrological investigations constrain the P-T conditions for the exhumation of all units around 3.5-4 kbar and 560-750 °C (depending on the considered lithology), with metamorphic ages clustering between 19 and 23 Ma (*Priem et al., 1979; Balanyá et al., 1997; Argles et al., 1999; J.P. Platt et al., 2003; Barich et al., 2014*).

#### *2.3.2.2. Ronda Peridotite*

The Ronda massif and its western part were the subject of many detailed studies (*Obata, 1980; van der Wal and Vissers, 1993, 1996; van der Wal and Bodinier, 1996; Lenoir, 2001; Soustelle et al.,*

*2009; Garrido et al., 2011; Précigout et al., 2013*). It is constituted by a 1.5 to 2 km thick of variably serpentinized lherzolite, harzburgite, and minor dunite (*Hernandez-Pacheco, 1967; Dickey, 1970; Obata, 1977, 1980; Lundeen, 1978a; Obata and Lundeen, 1979; Tubía, 1994*).

The Ronda peridotites *lato sensu* form the basal portion of the traditionally recognized upper Alpujárride sequence. They form a series of massifs, the larger ones being those of Alpujata and Ronda *stricto sensu*, where ultramafic rocks are tectonically emplaced onto 'Blanca-type' Alpujárride units or onto 'Frontal Units' of the Internal domain (Nieves Unit; Figure 2.2 ; *Martín-Algarra, 1987*). Structurally above the mantle rocks, the highly attenuated crustal section of Jubrique successively includes granulitic gneisses, migmatites, high- to low-grade pre-Mesozoic metapelites and Triassic metasediments that characterize by isograds roughly parallel to both, the lithological contacts and regional foliation (*Balanyá et al., 1993*). The contact between the Ronda peridotite and Jubrique unit, both grouped into the so-called Los-Reales nappe (Figure 2.2; *Didon et al., 1973*), consists of a high-T (780 °C) major shear zone responsible for partial exhumation of the peridotites (*van Wees et al., 1992; Balanyá et al., 1993; van der Wal and Vissers, 1996; Argles et al., 1999; Précigout et al., 2013*) and representing the top of the mantle extrusion wedge according to (*Mazzoli and Martín-Algarra, 2011*). The Ronda peridotites are mainly composed of lherzolite or harzburgite with spinel and/or plagioclase (with subordinate garnet lherzolites towards the top of the ultramafic body) and minor dunites (*Obata, 1980; van der Wal and Vissers, 1996; Garrido et al., 2011*). A pervasive layering of pyroxenites and a few bands/lenses of mafic rocks are also present (*Morishita et al., 2001*).

Within the peridotite, the sequence based on the structural and petrological features is, from top to bottom: (i) garnet/spinel mylonite domain, (ii) spinel tectonite domain, (iii) spinel granular (coarse-grained) peridotite domain, and (iv) underlying plagioclase tectonite domain (*Obata, 1980; van der Wal and Vissers, 1996*). The foliation is oriented N50°E and dips 80°NW in average, with a progressive strain gradient from the spinel tectonite to mylonitic domain (*Précigout et al., 2013*). In these two domains, the stretching lineation is nearly horizontal and presents a NE-SW penetrative stretching lineation with sinistral kinematics (*van der Wal and Vissers, 1996; Balanyá et al., 1997; Argles et al., 1999; Précigout et al., 2013*) Locally in the spinel tectonite and Grt/Spl mylonite, boudins and isoclinal folds are observed with NE-SW oriented axes slightly dipping toward the NE (*Garrido and Bodinier, 1999; Précigout et al., 2007*). The spinel tectonite to granular peridotite transition is characterized by an important increase of grain size associated with the disappearance of the tectonic foliation, giving rise to the so-called "recrystallization front" (*Lenoir, 2001; Vauchez and Garrido, 2001*). The plagioclase tectonite domain is marked by a penetrative foliation in the lherzolite, while the harzburgite and dunite show a less penetrative foliation, which presents a N110° along strike direction and a 60°N dipping angle, with an associated lineation oriented to N45° with a plunge of 45°N (*Précigout et al., 2013*). In addition, the pyroxenite layers are affected by hectometric folds in this domain, the axial plane of which is parallel to the foliation. Metric folds are also observed, but

they are reworked by the plagioclase-bearing foliation (*van der Wal and Vissers, 1996; Précigout et al., 2013*). Regardless of their folding size, these pyroxenites have been dated using different techniques in the core of zircons. While Lu/Hf and Th/U isochrons yielded ages between 300 ± 8 Ma and 88.6 ± 3.1Ma, U/Pb dating gave ages between 178 ± 6Ma and 131 ± 3Ma (*Blichert-Toft, 1999; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000*). This led *Sánchez-Rodríguez and Gebauer*, (*2000*) to conclude that the protolith of the pyroxenite layers has been formed during early Jurassic to late Jurassic-early Cretaceous times, coeval with the opening of the alpine Tethys domain, in agreement with the age of 183 ± 3 Ma obtained using U/Pb on zircons in the mafic protolith of the Ojén eclogites.

*2.3.2.3. Dorsale Calcaire Unit*

The *Dorsale Calcaire* Unit (DCU) is composed by the Nieves unit (*Dürr, 1963*) at the bottom and the Navas breccia at the top of the structural sequence (*Blumenthal, 1933*). The Nieves unit mainly outcrops on the Rif side with an average thickness of around 1.5 km, but some pieces are observed in the Betics. This sedimentary unit is composed of Tethyan platform deposits, including dolostones, marls, limestones and a condensed pelagic succession with Norian to Cretaceous ages (*Martín-Algarra and Estévez, 1984; Martín-Algarra, 1987; Martín-Algarra et al., 1998; O'Dogherty et al., 2001*). Although the Nieves unit is a mostly non-metamorphosed sedimentary formation, it has been linked to the evolution and geological history of the Internal Zones, testifying to the paleomagnetic data (*Osete et al., 1988; Platzman, 1992; Platzman and Lowrie, 1992; Platzman et al., 1993; Feinberg et al., 1996; Villasante-Marcos et al., 2003; Mattei et al., 2006; Berndt et al., 2015; Crespo-Blanc et al., 2016*). Because of its structural position (in the Internal domain), this unit could be the cover of an internal Paleozoic sequence (*Didon et al., 1973; Chalouan et al., 2008*). in the Betics, the so-called Navas Breccia (*Blumenthal, 1933*) is an early Miocene carbonate breccia linked to the emplacement of the Ronda Peridotite (*Martín-Algarra, 1987*). Indeed, the Navas breccia is polygenic, mostly composed by metamorphic carbonate fragments exclusively from the Nieves unit and some metapelitic elements from the Alpujárride Complex. Those marbles fragments are angular and heterometric, including some blocks of plurimetric size (*Martín-Algarra and Estévez, 1984*). In the absence of fossils, this formation has been dated with indirect criteria: (i) it is underlain by Eocene-Miocene shales (*Felder, 1980*) and (ii) the overlying sediments (i.e. post nappe tectonic in the Internal Zones) form the Vinuela-Millanas formation of late Burdigalian age (González Donoso et al., 1981). This breccia is related to the top-to-the-northwest thrusting of the internal zones onto the external ones. In that way, the breccia is locally over-thrusted by the Internal metamorphic Zones, while sometimes is sealing the contact in Aquitanian times (*Dürr, 1963; Estévez et al., 1984*). With all those elements, the retained age for this breccia is late Aquitanian (*Martín-Algarra and Estévez, 1984*).

Late structuration of the DCU occurred during the Miocene with the emplacement of the Ronda peridotite and the development of a high-temperature aureole. Mineral assemblages within this aureole reveal metamorphic gradient from 510 °C to 330 °C with isograds parallel to the thrust front

(*Mazzoli et al., 2013*). West of the thrust contact, a regional overturned syncline developed with a northwest vergence from Aquitanian to Burdigalian. Numerous folds of various scales are also observed with NE-SW striking axial planes, i.e., parallel to the main regional foliation and to the contact with the Ronda peridotite (*Martín-Algarra, 1987; Mazzoli and Martín-Algarra, 2011*). The Navas breccias were deposited in the axial zone of this syncline, contemporaneous with the formation of this structure.

## 2.4. Field observations: large-scale structure and strain markers

A detailed field survey was conducted over an area of ca. 7 x 4 $km^2$, including rocks of the DCU and Ronda peridotite where their contact is exposed over more than 7 km along-strike. In Figure 2.2, we provide detailed field mapping and aerial image analysis in order to complement the existing maps (IGME; *Martín-Algarra, 1987; Mazzoli et al., 2013*). Mapping was complemented by a detailed study of strain markers presented in the next section.

### *2.4.1. Prominent complements to the geological map*

Main lithofacies subdivisions proposed on the IGME map (Spanish Geological Survey) and existing maps were used within the DCU irrespectively of the metamorphic grade or the finite strain experienced by the rocks (*Martín-Algarra, 1987; Mazzoli et al., 2013*). The main lithologies include carbonate rocks often turned into calcite and dolomite massive marbles, together with local chert layers and minor amounts of calcschists, all attributed to the Late Triassic and Lower Jurassic (*Martín-Algarra, 1987*). The geological outlines were only marginally modified in the vicinity of the contact between the DCU and Ronda peridotite (Figure 2.2). Indeed, we distinguished mappable bodies or punctual occurrences of massive magnetite deposits and ophicalcites that both developed at the direct top contact with the peridotite (Figures 2.3 and 2.4). In addition, the structural position of crustal rocks, including paragneisses, orthogneisses and migmatites, was reappraised with respect to the Ronda peridotite (Figures 2.5c and 2.5d). Other structural elements having a map-scale expression are described in the next section.

#### *2.4.1.1. Massive Magnetite deposits and ophicalcites*

Massive magnetite deposits of past economic interest occur along the main contact between the DCU and Ronda peridotite (Figures 2.2, 2.3 and 2.4). These mining areas allow good conditions of observation of the geometrical relationships between the ore (magnetite) deposit and bounding units. Two ancient quarries were observed. In both quarries, the peridotite is much more serpentinized than the bulk of the Los Reales peridotite. The mineralizations are dominated by magnetite and minor calcite, dolomite, serpentine, brucite and rare talc. Altered olivine grains are also observed (Figures 2.3d and 2.4). In the southern quarry, the contact between the serpentinized peridotite is decorated

with a 50 cm-thick mineralized zone rich in magnetite. Above the contact, the serpentinite is brecciated and the marbles do not show a significant magnetite content further away. In contrast, the northern quarry shows a thicker zone of magnetite that occurs as dispersed in the marble with variable concentration of magnetite grains and altered green-colored olivine grains, usually serpentinized (Figure 2.4). The marble and layered veins of magnetite are intensely foliated and folded (Figures 2.4a and 2.4b).

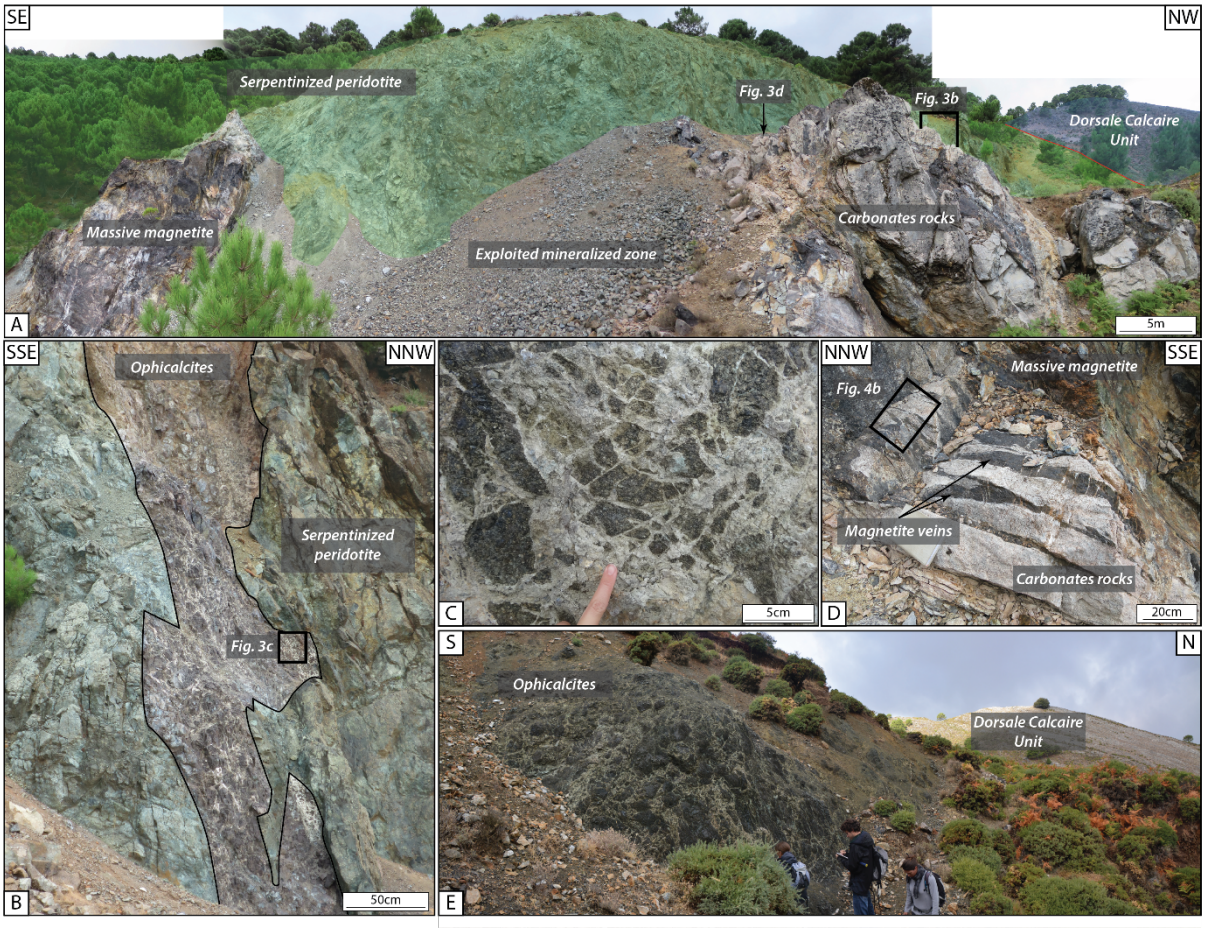



*Figure 2.3: Field description of the mineralized zone at the contact between the Dorsale Calcaire Unit and the Ronda peridotite. (a) Panorama of old exploited mine for the magnetite. (b) Vein of ophicalcites inside the serpentinized peridotite. (c) Zoom of the ophicalcites. (d) Magnetite veins in calcite marble. (e) Panorama of ophicalcites localized between serpentinized peridotite and the Dorsale Calcaire Unit*

In addition, ophicalcites have been observed either along the contact between the DCU and Ronda peridotite or within the Ronda peridotite along localized structures cutting across the contact (Figures 2.2 and 2.3). Ophicalcites are composed of angular, centimeter to decimeter clasts of serpentinites or partly serpentinized peridotites cemented by a calcitic matrix (Figure 2.3c).

In thin-sections, the high-temperature olivine-rich paragenesis described by *Mazzoli et al.* (*2013*) in the marble can be observed. This paragenesis is followed by mineralizations that typically occurs at lower temperature conditions, including serpentine, brucite and talc. Representative Electron-Probe Micro-Analyses of the minerals involved in these parageneses are presented in

electronic supporting information (Table 2.1). A relative chronology of the different events in the mineralization formation can be proposed: (1) a crystallization of magnetite that occurred before or during the one of calcite and dolomite grains; (2) massive and penetrative formation of brucite and serpentine that cross-cut the previously formed crystals, mainly magnetite and calcite; and (3) injection of hydromagnesite veins in the later stage of mineralization (Table 2.1, Figures 2.4c and 2.4d). Interestingly, a few very-small olivine grains are observed as inclusions within the magnetite grains or in the centre of some brucite grains (Figures 2.4c and 2.4d).

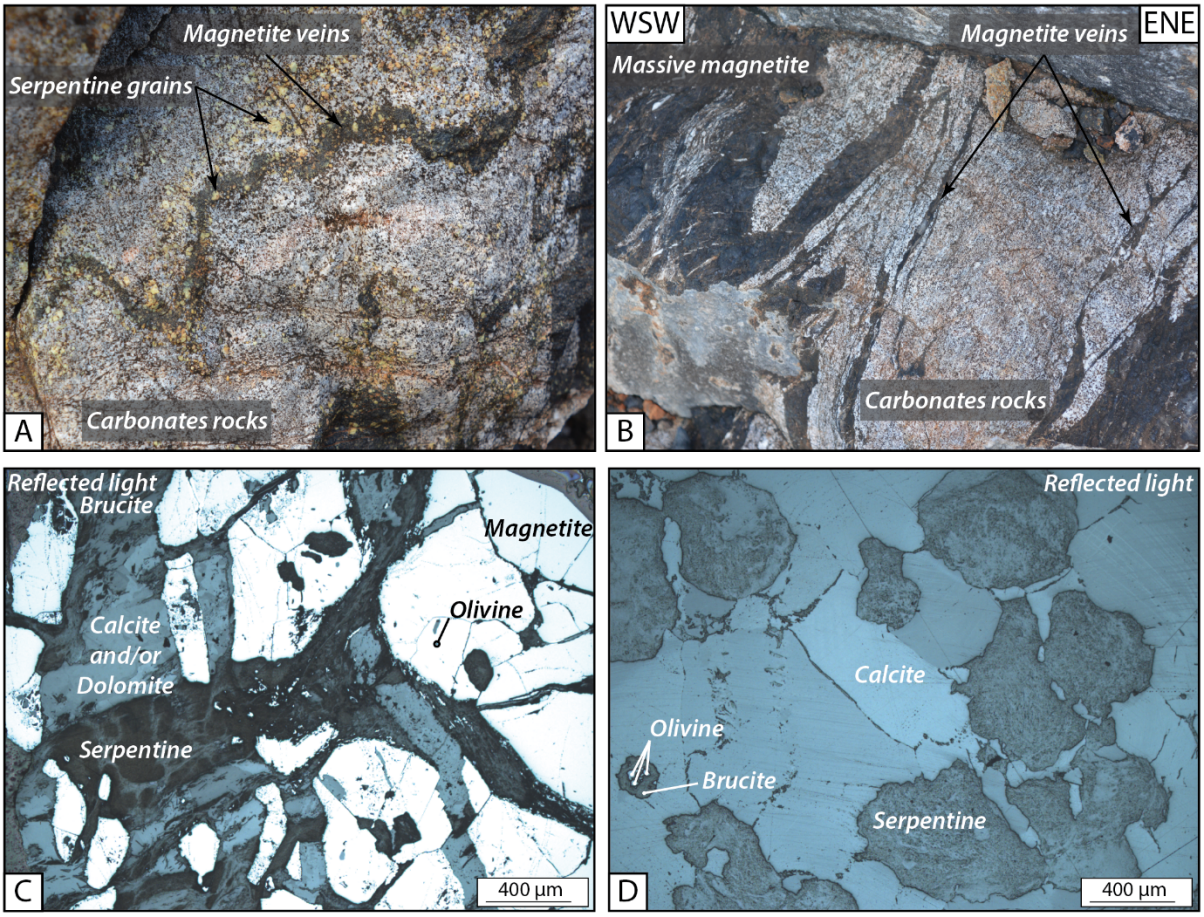



*Figure 2.4: Field and microscopic observations about the magnetite veins. (a) Folded magnetite veins with serpentine grains within the veins and within the carbonates part. (b) Massive magnetite and veins which are folded, as well as the carbonates part. (c) and (d) Microscopic observations of samples, in reflected light mode, from the mineralized zone.*

### *2.4.1.2. Occurrences and structural position of felsic rocks*

Detailed mapping of high-grade rocks from the lower crust induces significant changes on the map (Figure 2.2). First, new patches of sillimanite-biotite paragneisses, augen orthogneiss and locally migmatites were added. These patches of few tens of meters occur along the contact with the Ronda peridotite, but also within the Ronda peridotite along localized structures that extend across the contact. Second, major changes concern the structural position of these rocks and particularly the largest body of felsic rocks located to the SE of the study area, which crops out over an area of 1.5 x 1 $km^2$ (Figures 2.5c and 2.5d). This body mostly consists of an augen gneiss with very minor marbles,

overhanging the peridotites and bounded to the NW by a localized structure striking N10-20. Both the crustal rocks and peridotites show a flat to very gently dipping foliation. It therefore appears that these rocks do not outcrop as a large-scale tectonic window as recently proposed (*Mazzoli et al., 2013*), but they instead occur as a genuine klippe with a tectonic reactivation of a paleo-moho as proposed further SW (*Précigout et al., 2013*).

*Table 2.1: Chemical compositions of the major observed minerals in the Dorsale Calcaire Unit and in the mineralized zone (w%).*

| ***Sample*** | ***RDA1601*** | | | | ***RDA1609*** | | ***RDA1740*** | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ***Phase*** | ***Olivine*** | ***Phlogopite*** | ***Diopside*** | ***Spinel*** | ***Titanite*** | ***Magnetite*** | ***Serpentine*** | |
| $SiO_2$ | 41.89 | 40.97 | 54.25 | 0.25 | 29.69 | 0,00 | 40.16 | 38.13 |
| $TiO_2$ | 0 | 0.58 | 0.1 | 0.05 | 37.62 | 0,00 | 0 | 0.05 |
| $Al_2O_3$ | 0 | 13.42 | 0.57 | 70.06 | 2.13 | 0.006 | 0.011 | 0.11 |
| FeO | 1.82 | 0.23 | 0.1 | 1.27 | 0.50 | 81.93 | 1.38 | 2.59 |
| MnO | 0 | 0 | 0 | 0.04 | 0.02 | 0,00 | 0.12 | 0.15 |
| MgO | 56.4 | 27.60 | 18.39 | 27.39 | 0.01 | 0,00 | 42.15 | 39.26 |
| CaO | 0.04 | 0.13 | 25.65 | 0.02 | 28.66 | 0.02 | 0.04 | 0.076 |
| $Na_2O$ | 0.02 | 0.56 | 0.04 | 0.01 | 0,00 | 0.03 | 0 | 0 |
| $K_2O$ | 0.01 | 9.97 | 0 | 0 | 0,00 | 0,00 | 0 | 0 |
| $Cr_2O_3$ | 0 | 0 | 0 | 0.03 | 0.07 | 0,00 | 0 | 0 |
| NiO | 0.04 | 0.07 | 0.07 | 0 | 0,00 | 0.10 | 0.18 | 0 |
| $UO_2$ | / | / | / | / | / | / | / | / |
| **Total** | **100.21** | **93.53** | **99.17** | **99.12** | **98.69** | **82.08** | **84.04** | **80.36** |

| ***Sample*** | ***RDA1625*** | | | | | | ***RDA1670*** | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ***Phase*** | ***Magnetite*** | ***Olivine*** | | ***Brucite*** | ***Serpentine*** | | ***Serpentine*** | ***Hydro-magnesite*** | | |
| $SiO_2$ | 0,66 | 37,23 | 36,98 | 0,03 | 38,80 | 33,55 | 39,33 | 0,31 | 0,57 | 0,96 |
| $TiO_2$ | 0,00 | 0,39 | 0,47 | 0,00 | 0,63 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,00 |
| $Al_2O_3$ | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,11 | 0,08 | 3,70 | 1,45 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| FeO | 92,31 | 1,05 | 0,89 | 7,45 | 0,87 | 2,17 | 2,17 | 0,10 | 0,13 | 0,01 |
| MnO | 0,00 | 0,10 | 0,00 | 0,02 | 0,09 | 0,07 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,02 |
| MgO | 0,51 | 57,90 | 57,40 | 75,92 | 42,39 | 41,72 | 40,60 | 49,89 | 47,92 | 51,47 |
| CaO | 0,22 | 0,07 | 0,05 | 0,06 | 0,09 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,00 |
| $Na_2O$ | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| $K_2O$ | 0,04 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,04 | 0,00 |
| $Cr_2O_3$ | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| NiO | 0,07 | 0,12 | 0,00 | 0,11 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| $UO_2$ | 0 | 0 | 0,004 | / | 0,058 | 0 | 0 | / | / | / |
| **Total** | **93,88** | **96,86** | **95,79** | **83,70** | **83,09** | **81,30** | **83,74** | **50,33** | **48,79** | **52,47** |

### *2.4.2. Strain markers*

We studied over more than 700 stations to document the strain markers of the study area, including planar and linear fabrics, folds, kinematics indicators and localized deformation structures.

Map-scale structural features are given in Figure 2.2 and illustrated in Figure 2.6. The compilation of field measurements are presented in Figures 2.2 and 2.7.

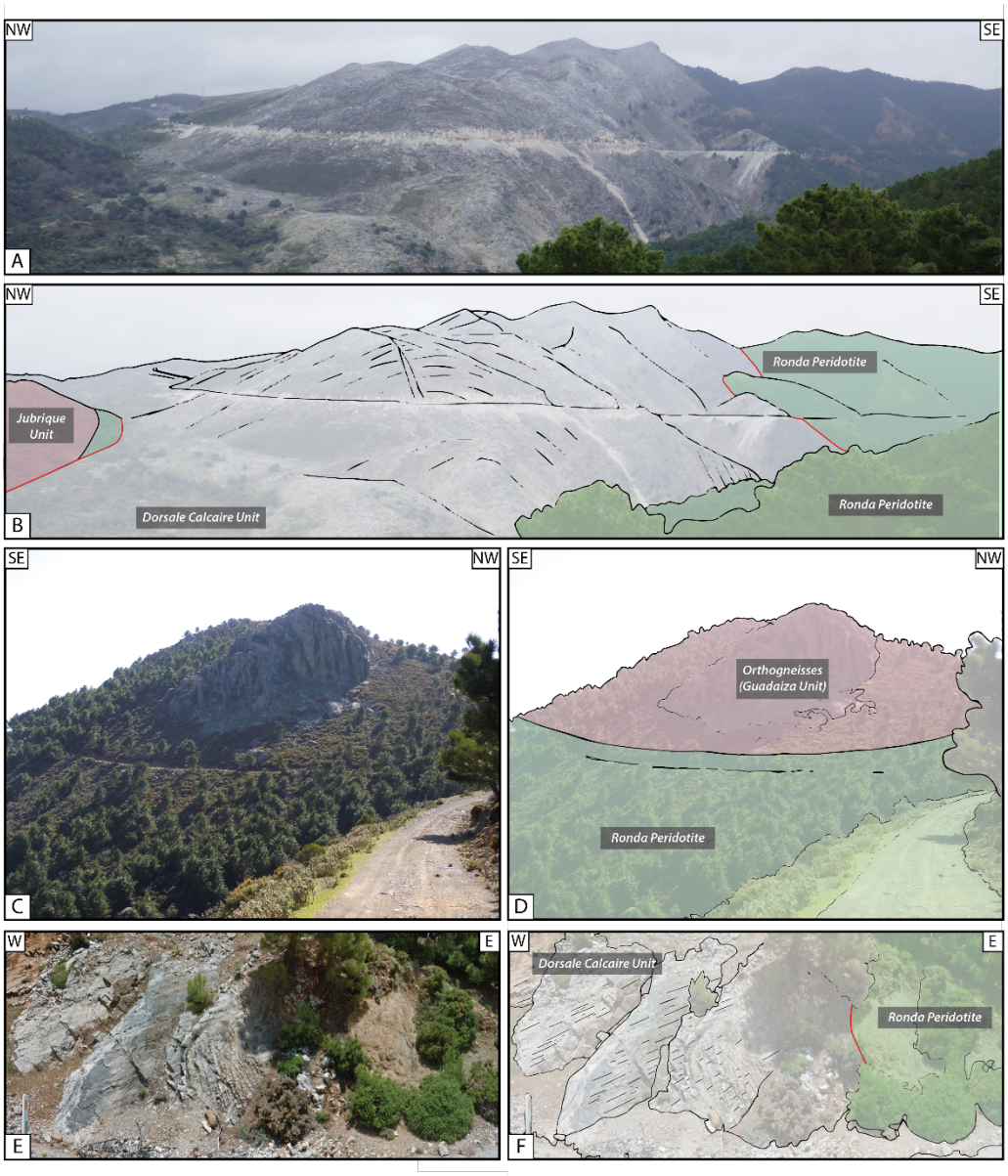



*Figure 2.5: Structure of the Dorsale Calcaire Unit. Panorama (a) non-interpreted and (b) interpreted of the structure of the Dorsale Calcaire Unit and of the contact with the Ronda peridotite. Picture (c) non-interpreted and (d) interpreted of the orthogneiss klippe on top of the Ronda peridotite. Picture (e) non-interpreted and (f) interpreted of a zoom of the contact between the Dorsale Calcaire Unit and the Ronda peridotite, with the lineation highlighted.*

### *2.4.2.1. Planar fabrics*

At a first glance, the primary compositional layering of the Mesozoic series remains the main planar fabric into the DCU. It is particularly clear to the north of the study area where the dominant cleavage corresponds to the bedding ($S_0$) of the stratigraphic succession, including low-grade calcschists and dark recrystallized limestones and dolostones (Figure 2.2). To the south, compositional layering is increasingly involved and reworked into recumbent folds observed at almost all-scales (Figures 2.2 and 2.6). These folds deform all lithologies and are best expressed in alternating calcite

and dolomite marbles showing various transposition degrees of $S_0$. In the vicinity of the contact with the Ronda peridotite, the

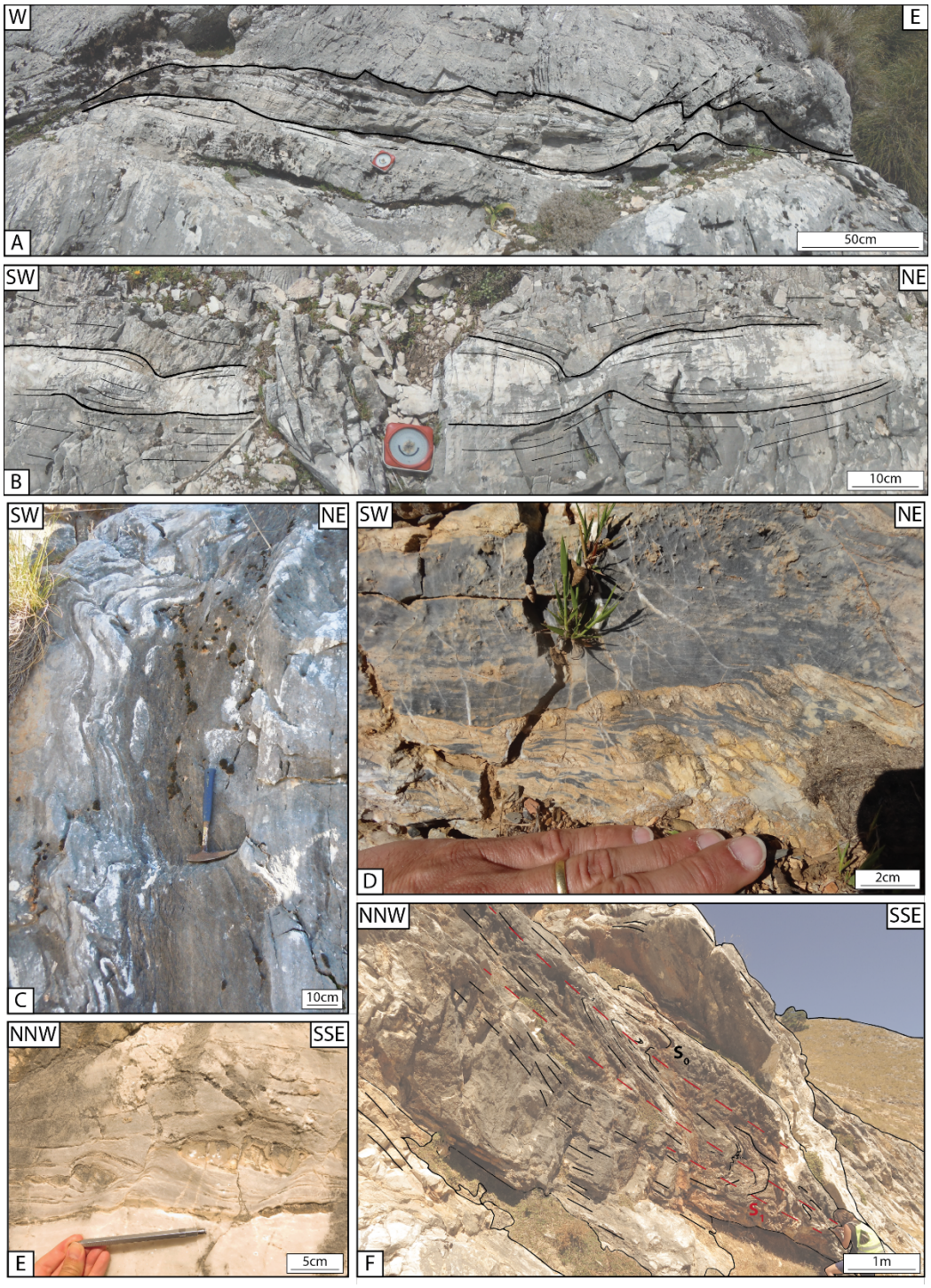



*Figure 2.6: Field examples of the observed ductile deformation, with (a) sigmoids, (b) boudins, (c) ductile folds and boudins, (d) and (e) asymmetrical shearing and (f) ductile isoclines folds.*

transposition is almost complete and a few occurrences of the initial relationships between $S_0$ and $S_1$only appear in fold hinges. The single planar fabric that can be observed in these folds thus corresponds to a composite $S_0/S_1$ fabric as mentioned by *Mazzoli et al.* (*2013*). Based of field observations (Figures 2.2, 2.5, 2.6 and 2.7), the large-scale structures are defined by series of upright

folds that can be followed over more than 1 kilometre (Figures 2.2 and 2.6). For example, a large-scale antiform of $S_0$ can be identified along the Road A-397 between the km 17 and km 19 (Figures 2.6 and 2.7), demonstrating that the structure of this part of the DCU cannot be described as a simple reverse polarity monocline. Interestingly, the axial trace of this antiform is rapidly lost along-strike passing laterally to a large-scale synform. This suggests non-cylindrical geometry of the folds and the presence of large-scale SE-NW-striking boudins of dolomite-rich rocks.

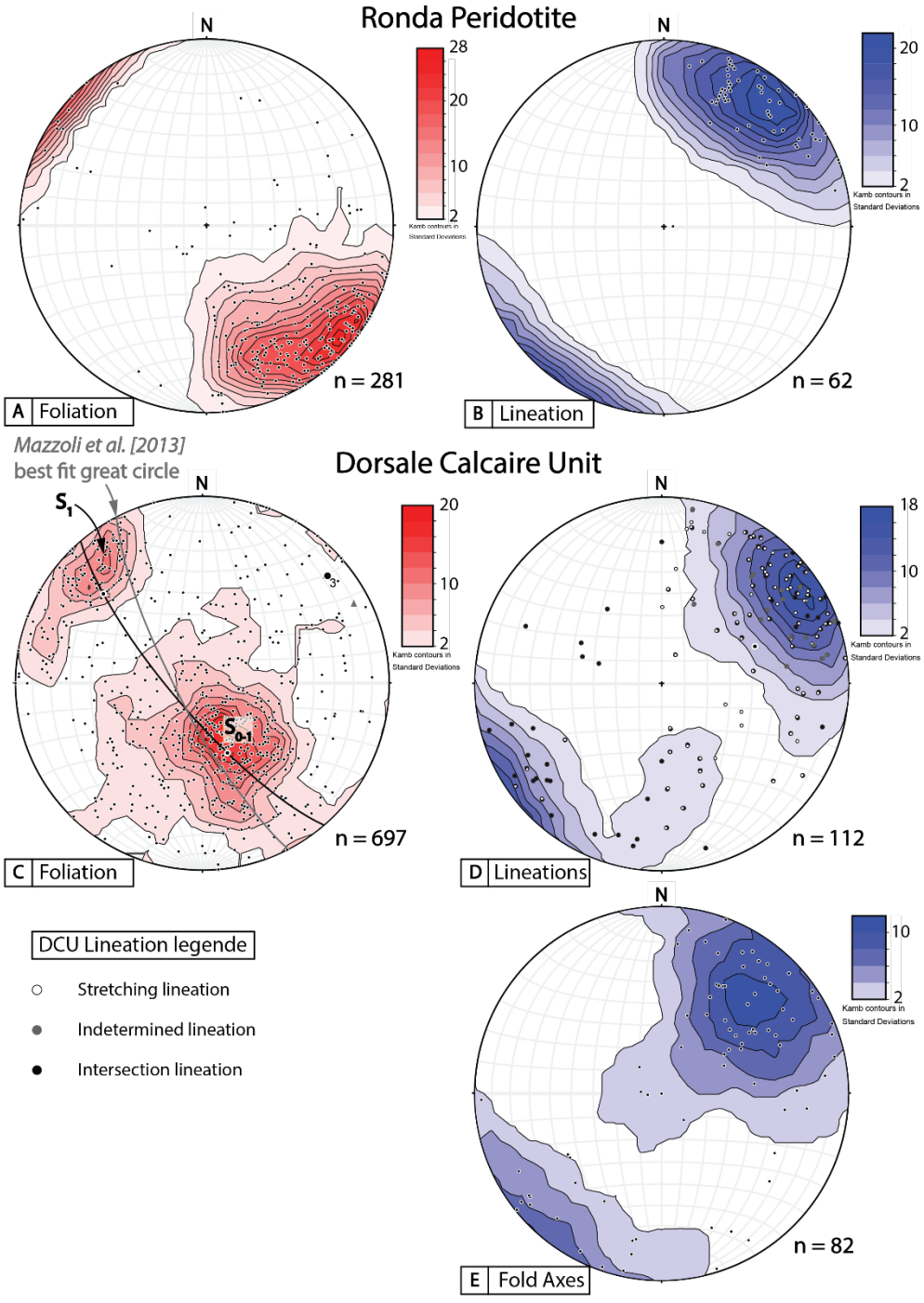



*Figure 2.7: Ploted structural data, from this study, in a stereogram representation of the Ronda Peridotite and the Dorsale Calcaire Unit. (a) Poles of the plane foliation and (b) lineation measured in the Ronda peridotite. (c) Poles of the plane foliation, (d) lineations and (e) axial planes of ductile folds measured in the Dorsale Calcaire Unit.*

As collected in pole figures, almost 700 planes were measured on the study area including $S_0$, $S_1$ and composite planes $S_0/S_1$ (Figures 2.2 and 2.7). Despite a significant dispersion, poles of the main planar fabrics indicate that the direction of both, the bedding and schistosity, are striking parallel to the contact with the Ronda peridotite. In the low-strain domains, i.e. the northwest of the studied area, $S_0$ shows a gently NW-dipping monocline consistent with the overall northward bedding of the stratigraphic succession. Conversely, toward the southeast, $S_1$ and the composite fabric appear generally with a steep, dominantly SE-directed dipping (Figures 2.5f, 2.6f and 2.7c). Foliation within the Ronda peridotite is not always clearly expressed, but the compilation of existing data and new measurements show that the foliation plane consistently dips toward the NW with various degrees (Figure 2.7a).

*2.4.2.2. Stretching lineation*

The stretching lineations are difficult to observe and inequitably distributed over the studied area. Nevertheless, some of them can be observed in the vicinity of the Ronda peridotite, particularly at the contact (Figures 2.5e and 2.5f). In calcite marbles, it is defined by the direction of strain shadow at the tips of dolomite marble boudins, chert clasts or calcsilicate aggregates and locally by phlogopite aggregates. While the strike of the stretching lineation shows a weak dispersion (Figures 2.2a and 2.7d) centred on an average value of N 48°E, its plunge is generally shallow and dominantly dipping toward the NE (26° toward the NE; Figure 2.7d). Away from the contact zone, the stretching lineation becomes more ambiguous and interferes with a strong intersection lineation, particularly when $S_0$ is incompletely transposed into $S_1$. The two types of lineation have been separated when possible on the new maps (Figure 2.2a)

In the Ronda peridotite, the stretching lineation is not a common deformation feature either. However, it can be easily measured in the garnet/spinel-mylonite at the vicinity of the contact with both the DCU and crustal rocks of the Jubrique unit. Interestingly, our statistics show that the lineation is also dominantly trending NE-SW with a preferred plunge toward the NE (Figure 2.7b), which is fairly consistent with the stretching lineation deduced from the DCU.

*2.4.2.3. Folding*

In the study area, most folds correspond to recumbent tight to isoclinal folds that transpose the primary compositional layering accompanying the development of an axial planar $S_1$ foliation. At first glance, the fold axes show varying directions and plunges that define a single axial plane quite comparable to the mean $S_1$ (Figures 2.5a, 2.5b, 2.6f and 2.7e) oriented N 50°E along strike and steeply dipping to the SE (Figures 2.6f and 2.7e). However, a SE-NW preferred orientation of the axes appears with flat to gently dipping plunges (Figures 2.7e and 2.6f), consistent with the geometries deduced from the large-scale traces of $S_0$ (Figures 2.2a and 2.7c). The axial planes are therefore mostly parallel to $S_1$ and to the contact with the Ronda peridotite. In addition, the fold axes are mainly

colinear with the stretching lineation. This peculiar orientation of folds indicates a strong component of simple shear associated with NW-SE thinning and NE-SW stretching. This feature is consistent with the very strong contraction of metamorphic isograds within the DCU and Jubrique unit.

*2.4.2.4. Preferred sense of shear at the vicinity of the contact*

In massive lithologies of the DCU, the deformation overwhelmingly characterizes by flattening in the XZ plane and related formation of folds in the YZ plane. In layered lithologies, the dolomitic and chert layers are boudinaged into a weaker calcitic matrix. The boudinage occurs at various scales from a few centimetres to hundreds of meters with the development of well-defined L-S tectonites. Asymmetric boudinage at different scales and the development of shear bands also commonly occur, giving rise to a sinistral sense of shear. This indicates the association of simple shear and pure-shear components during deformation. Moreover, large-scale shear zones are specifically described in the next section as "localized structures". These shear zones are drawn as lines and mapped as cartographic traces mostly because of the more localized characteristic compared to the more distributed deformation described above.

*2.4.2.5. Localized structures*

The structure of the DCU is cross-cut by a serie of high-angle localized structures with typical length ranging from several hundreds of meters to a few kilometres (Figure 2.2). Mostly restricted to the DCU, some of these structures seems bending into or cross-cutting the contact between the DCU and Ronda peridotites. The horizontal throw that cannot always be confidently retrieved is higher than ca. 400 m (Figure 2.2). At least two distinctive sets of localized structures can be identified upon their orientations and their observed/inferred kinematics. The dominant set shows straight to slightly curved traces and strikes around N 170°E to N 20°E, whereas the subordinate set displays N 130°E to N 150°E orientations. Damaged zone of the larger structures generally does not outcrop and correspond to topographic lows filled by recent sediments. Smaller structures correspond to tens of decimetres highly deformed zones where the main schistosity is transposed into the shear plane, consistent with the dominant sinistral kinematics deduced form the analysis of apparent throw on satellite analysis.

## 2.5. The Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material (RSCM)

In order to characterize the thermal structure of the DCU, peak-metamorphic conditions were quantitatively retrieved using RSCM geothermometry (Figure 2.8; *Beyssac et al., 2002b; Beyssac et al., 2002a*). To gather a representative dataset for the RSCM approach, 101 metasedimentary rocks were collected either across the metamorphic succession with a high-resolution cartographic approach (Table 2.2 and Figure 2.9), or along the contact with the Ronda peridotite (Figure 2.10). Due to the scarcity or the complete lack of carbonaceous material, 27 other samples were abandoned, particularly at the base of the Norian dolomitic marble formation.

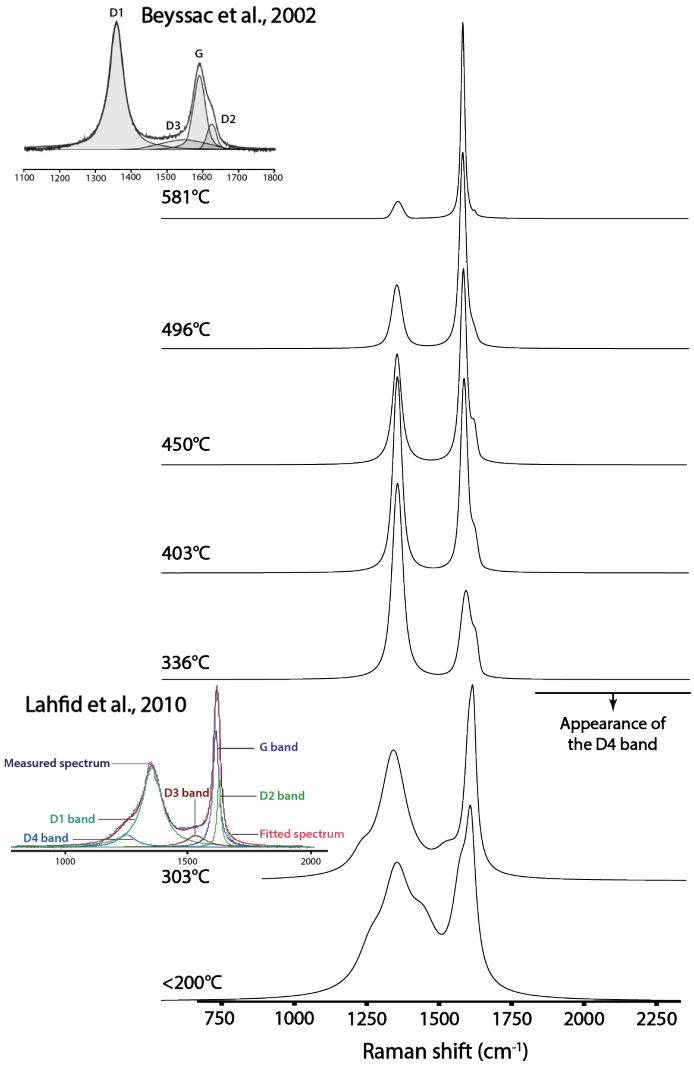



*Figure 2.8: Representative spectras obtained with the RAMAN Spectroscopy of Carbonaceous Material method (RSCM). The corresponding peak temperatures with the respective calibrations (Beyssac and Lahfid), from the hotter to the colder, are presented.*

Carbonaceous material (CM) often occurs as a trace component within the (meta-) sediment, which undergone successively carbonization and graphitization processes during diagenesis and metamorphism. These processes participate to irreversible chemical and structural transformations accompanying the progressive evolution from poorly organized CM to graphite (Wopenka and Pasteris, 1993). The RSCM method is based upon the quantitative estimation of the degree of structural organisation of carbonaceous material, which has been proven a reliable indicator of metamorphic temperature (T) (*Beyssac et al., 2002a, 2002b; Lahfid et al., 2010; Aoya et al., 2010*). Because of the irreversible character of graphitization, the CM structure thus appears relevant to determine peak-T conditions (noted $T_{max}$ thereafter) even in strongly retrogressed metasedimentary rocks (*Beyssac et al., 2002b; Augier et al., 2005a; Gabalda et al., 2009; Angiboust et al., 2011*). $T_{max}$ can be determined with accuracies of ± 50 °C in the range ca. 350–650 °C and ± 25 °C in the range ca. 200–330 °C, depending on the precision and dispersion of petrological data used for the method

calibration (*Beyssac et al., 2002a; Lahfid et al., 2010*). The relative uncertainties on $T_{max}$ appear however much smaller, due to the number of acquired spectras within a thin-section, probably around 10–15 °C and variations of that order of magnitude may be detected (*Beyssac et al., 2004; Beyssac et al., 2007; Vitale Brovarone et al., 2013*). Moreover, a good consistency between RSCM data and average P–T estimates is generally shown (*Angiboust et al., 2011; Plunder et al., 2012; Augier et al., 2015; Delchini et al., 2016*).

Raman spectra were obtained using a Renishaw inVia Reflex system (BRGM-ISTO, Orléans, France) equipped with an argon laser source of 514,5 nm. Laser was focused on the CM particles using a Leica DM2500 microscope specially adapted for the system using ×100 lense (NA= 0.90). RSCM analyses were conducted on polished thin sections cut in the structural X-Z plane (i.e., orthogonal to foliation and parallel to lineation). To avoid defects on the CM related to thin-section preparation, the analyses were all performed below the surface of the section by focusing the laser beam beneath a transparent crystal (i.e. dominantly calcite, dolomite and occasionally high-grade calcsilicates). To bring out and possibly smooth out the inner structural heterogeneity of CM within samples, 33 to 13 spectra were routinely recorded for each sample (Table 2.2). Resulting spectra were then processed using the software Peakfit (*Beyssac et al., 2003*).

## 2.6. Thermal structure of the Dorsale Calcaire Unit

Metasediments selected from the DCU show significant variations in the structural organization of CM, as indicated by the variations in the shape of the spectra (Figure 2.8). We first document an upward decrease of the CM structural order away from the contact with the Ronda peridotite, which correlates well with the metamorphic zones defined along a NW-SE section by *Mazzoli et al.* (*2013*). Interestingly, general decrease of the CM structural order also occurs at a larger scale along the contact with the Ronda peridotite from SW to NE (Figure 2.10). Samples selected to the SW of the study, close to the contact, exhibit spectra almost devoid of defect band (Figure 2.8). Upward the metamorphic sequence, spectra then show a clear increase of D1 and D2 defect bands relatively to the G graphite band and, locally, the appearance of the D3 defect band (Figure 2.8), highlighting a general increase of the structural disorder within the graphitic structure (e.g. (Beyssac et al., 2003). In both, the uppermost parts of the sequence and NE end of the study area along the contact, spectra all present a prominent D3 band, a very large D1 band and the appearance of a D4 band (Figure 2.8), indicating even less organized CM. This overall evolution can be interpreted as the result of a general $T_{max}$ decrease (*Beyssac et al., 2002a; Lahfid et al., 2010*). Poorly organized CM corresponds to T below the lower boundary of the R2 calibration (*Beyssac et al., 2002a*) and sometimes even falls below the lower boundary RA1 correlation (*Lahfid et al., 2010*).

*Table 2.2 : Peak temperatures calculated with the RSCM from the Dorsale Calcaire Unit, for all the samples (74) from the Dorsale Calcaire Unit. In the table, the name samples, XY coordinates and the respective altitude are reported. The number of recorded and used spectras, as well as the applied calibration are detailed (Meth.). The parameters RA1Lahfid (Lahfid et al., 2010) and R2Beyssac (Beyssac et al., 2002a) are used to calculate the temperatures from ~220 °C to ~320 °C and from ~320 °C to ~600 °C, respectively with the Lahfid and Beyssac calibrations. The parameters and the calculated temperatures are presented with a mean value and the associated Standard Deviation (SD). The Standard Errors (SE) are presented for all the calculated temperatures and correspond to the SD divided by the square root of the number of the used spectras.*

| Sample | X | Y | Eleva-tion (m) | N of spectra recorded | N of used spectra | Beyssac/Lahfid | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | Meth. | mean R2 | Stand. Dev. for R2 | mean T (°C) | SDV for T | SE |
| RDA 1601 | 36.6261 | -5.0780 | 1040 | 30 | 19 | B | 0.174 | 0.028 | 563.47 | 12.68 | 2.9 |
| RDA 1602 | 36.6261 | -5.0781 | 1040 | 24 | 17 | B | 0.090 | 0.026 | 600.94 | 11.72 | 2.84 |
| RDA 1603 | 36.6261 | -5.0782 | 1040 | 33 | 28 | B | 0.186 | 0.028 | 558.12 | 12.34 | 2.33 |
| RDA 1609 | 36.627 | -5.0803 | 1036 | 15 | 12 | B | 0.207 | 0.02 | 548.96 | 8.8 | 2.54 |
| RDA 1613 | 36.6442 | -5.0889 | 1128 | 25 | 22 | B | 0.657 | 0.015 | 348.49 | 6.53 | 1.39 |
| RDA 1614 | 36.6395 | -5.0897 | 1130 | 20 | 20 | B | 0.623 | 0.024 | 363.74 | 10.83 | 2.42 |
| RDA 1615 | 36.6332 | -5.0926 | 1082 | 24 | 13 | B | 0.264 | 0.030 | 523.31 | 13.42 | 3.72 |
| RDA1623 | 36.6579 | -4.9739 | 653 | 21 | 21 | B | 0.449 | 0.035 | 441.05 | 15.54 | 3.39 |
| RDA1636 | 36.6742 | -4.9661 | 924 | 19 | 19 | B | 0.338 | 0.02 | 490.43 | 9.03 | 2.07 |
| RDA1642 | 36.6908 | -4.9329 | 450 | 20 | 19 | B | 0.408 | 0.025 | 459.51 | 11.03 | 2.53 |
| RDA1644 | 36.7432 | -4.8968 | 728 | 18 | 18 | L | 0.634 | 0.017 | 314.12 | 9.85 | 2.32 |
| RDA1647 | 36.7481 | -4.9131 | 831 | 5 | 5 | L | - | - | <200 | - | - |
| RDA1655b | 36.8677 | -4.8279 | 655 | 5 | 5 | L | - | - | <200 | - | - |
| RDA 1668 | 36.6269 | -5.1206 | 776 | 13 | 6 | B | 0.3745 | 0.017 | 474.33 | 7.67 | 3.13 |
| RDA1704 | 36.6383 | -5.0674 | 1225 | 26 | 22 | B | 0.144 | 0.03 | 576.79 | 13.15 | 2.80 |
| RDA1707 | 36.6415 | -5.0605 | 1190 | 21 | 14 | B | 0.196 | 0.031 | 553.89 | 13.81 | 3.69 |
| RDA1708 | 36.6420 | -5.0591 | 1151 | 24 | 22 | B | 0.168 | 0.02 | 566.1 | 9.22 | 1.97 |
| RDA1709A | 36.6474 | -5.0668 | 1108 | 18 | 15 | B | 0.65 | 0.026 | 350.44 | 11.58 | 2.99 |
| RDA1710 | 36.6483 | -5.0680 | 1104 | 17 | 17 | B | 0.617 | 0.02 | 366.51 | 9.05 | 2.19 |
| RDA 1711 | 36.6487 | -5.0691 | 1100 | 17 | 17 | B | 0.683 | 0.016 | 336.95 | 7.13 | 1.73 |
| RDA1712 | 36.6494 | -5.0694 | 1094 | 24 | 23 | B | 0.674 | 0.040 | 341.11 | 17.89 | 3.73 |
| RDA1713 | 36.6496 | -5.0708 | 1094 | 22 | 17 | B | 0.615 | 0.037 | 367.12 | 16.28 | 3.95 |
| RDA1714 | 36.6504 | -5.0728 | 1088 | 23 | 16 | B | 0.628 | 0.034 | 361.38 | 15.28 | 3.82 |
| RDA1716 | 36.6504 | -5.0837 | 1134 | 19 | 18 | B | 0.611 | 0.019 | 368.99 | 8.37 | 1.97 |
| RDA1717 | 36.6448 | -5.0897 | 1125 | 21 | 17 | B | 0.656 | 0.029 | 349.03 | 12.93 | 3.14 |
| RDA1718 | 36.6424 | -5.0885 | 1131 | 21 | 19 | B | 0.682 | 0.024 | 337.33 | 10.81 | 2.48 |
| RDA1719 | 36.6379 | -5.0900 | 1122 | 20 | 15 | B | 0.40 | 0.023 | 461.41 | 10.22 | 2.64 |
| RDA 1720 | 36.6363 | -5.0904 | 1113 | 26 | 18 | B | 0.264 | 0.040 | 523.32 | 18.08 | 4.26 |
| RDA1721 | 36.6337 | -5.0903 | 1096 | 22 | 14 | B | 0.349 | 0.02 | 485.53 | 8.77 | 2.34 |
| RDA1722 | 36.6337 | -5.0924 | 1087 | 23 | 16 | B | 0.355 | 0.025 | 482.86 | 11.02 | 2.76 |
| RDA1723 | 36.6323 | -5.0929 | 1076 | 21 | 14 | B | 0.332 | 0.024 | 493.14 | 10.87 | 2.91 |
| RDA1725 | 36.6293 | -5.0944 | 1054 | 26 | 18 | B | 0.166 | 0.026 | 567.25 | 11.65 | 2.75 |
| RDA1726 | 36.6258 | -5.0934 | 1041 | 24 | 21 | B | 0.269 | 0.017 | 521.32 | 7.66 | 1.67 |
| RDA1728 | 36.6415 | -5.0892 | 1159 | 18 | 18 | B | 0.617 | 0.032 | 366.32 | 14.44 | 3.40 |
| RDA1729 | 36.6406 | -5.0868 | 1188 | 19 | 17 | B | 0.605 | 0.035 | 371.66 | 15.76 | 3.82 |
| RDA1730 | 36.6407 | -5.0812 | 1213 | 20 | 15 | B | 0.605 | 0.032 | 371.58 | 14.34 | 3.70 |

| | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| RDA1731 | 36.6419 | -5.0776 | 1228 | 26 | 24 | B | 0.495 | 0.028 | 420.9 | 12.47 | 2.55 |
| RDA1732 | 36.6432 | -5.0743 | 1257 | 24 | 16 | B | 0.495 | 0.132 | 405.39 | 15.11 | 3.78 |
| RDA1735 | 36.637 | -5.0702 | 1293 | 24 | 15 | B | 0.181 | 0.029 | 560.23 | 12.76 | 3.29 |
| RDA1736 | 36.6306 | -5.0778 | 1148 | 28 | 21 | B | 0.302 | 0.034 | 506.79 | 15.79 | 3.45 |
| RDA1738 | 36.6311 | -5.0750 | 1209 | 13 | 9 | B | 0.146 | 0.022 | 576.23 | 9.71 | 3.24 |
| RDA1745 | 36.6341 | -5.0832 | 1306 | 19 | 15 | B | 0.255 | 0.03 | 527.55 | 13.67 | 3.53 |
| RDA1746 | 36.6371 | -5.0850 | 1219 | 20 | 14 | B | 0.363 | 0.039 | 479.67 | 17.35 | 4.64 |
| RDA1747 | 36.6375 | -5.0854 | 1210 | 27 | 25 | B | 0.298 | 0.023 | 508.34 | 10.16 | 2.03 |
| RDA1750 | 36.6288 | -5.0977 | 993 | 19 | 13 | B | 0.305 | 0.024 | 505.11 | 10.66 | 2.96 |
| RDA1751 | 36.6317 | -5.0981 | 978 | 16 | 12 | B | 0.381 | 0.018 | 471.36 | 8.17 | 2.36 |
| RDA1752 | 36.6292 | -5.1119 | 913 | 25 | 23 | B | 0.672 | 0.008 | 341.76 | 3.51 | 0.73 |
| RDA1753 | 36.6273 | -5.1153 | 810 | 20 | 14 | B | 0.407 | 0.035 | 459.81 | 15.79 | 4.22 |
| RDA1754 | 36.6240 | -5.1220 | 710 | 22 | 18 | B | 0.246 | 0.033 | 531.36 | 14.78 | 3.48 |
| RDA1755 | 36.6419 | -5.1200 | 852 | 25 | 21 | L | 0.005 | 0.62 | 307.71 | 7.22 | 1.58 |
| RDA1756 | 36.6466 | -5.1182 | 880 | 21 | 13 | L | 0.006 | 0.625 | 311.71 | 9.11 | 2.53 |
| RDA1757 | 36.6504 | -5.1109 | 913 | 24 | 24 | L | 0.618 | 0.007 | 302.15 | 8.48 | 1.73 |
| RDA1758 | 36.6458 | -5.0913 | 1110 | 22 | 22 | B | 0.642 | 0.011 | 355.28 | 5.03 | 1.07 |
| RDA1759 | 36.6693 | -5.1243 | 982 | 5 | 5 | L | - | - | <200 | - | - |
| RDA1761 | 36.6671 | -5.1104 | 1052 | 25 | 19 | L | 0.613 | 0.009 | 296.29 | 11.67 | 2.68 |
| RDA1762 | 36.6676 | -5.1123 | 1044 | 20 | 20 | L | - | - | <200 | - | - |
| RDA1764 | 36.6384 | -5.0893 | 1123 | 22 | 18 | B | 0.329 | 0.029 | 494.43 | 12.93 | 3.05 |
| RDA1765 | 36.6387 | -5.0894 | 1125 | 19 | 17 | B | 0.545 | 0.026 | 398.29 | 11.55 | 2.80 |
| RDA1766 | 36.6386 | -5.0894 | 1123 | 24 | 19 | B | 0.24 | 0.02 | 534.34 | 9.33 | 2.14 |
| RDA1769 | 36.6441 | -5.0704 | 1189 | 19 | 16 | B | 0.49 | 0.03 | 422.67 | 13.63 | 3.41 |
| RDA1770 | 36.6439 | -5.0722 | 1207 | 22 | 22 | B | 0.546 | 0.035 | 398.25 | 15.6 | 3.33 |
| RDA1771 | 36.6443 | -5.0746 | 1268 | 19 | 17 | B | 0.575 | 0.024 | 384.91 | 10.72 | 2.6 |
| RDA1772 | 36.6446 | -5.0759 | 1281 | 22 | 21 | B | 0.581 | 0.02 | 382.39 | 8.69 | 1.9 |
| RDA1773 | 36.6452 | -5.0772 | 1264 | 18 | 18 | B | 0.604 | 0.009 | 372.12 | 3.97 | 0.94 |
| RDA1775 | 36.6476 | -5.0799 | 1231 | 14 | 14 | B | 0.646 | 0.008 | 353.8 | 3.39 | 0.91 |
| RDA1779 | 36.6383 | -5.0894 | 1123 | 21 | 19 | B | 0.476 | 0.024 | 429.02 | 10.75 | 2.47 |
| RDA1780 | 36.6383 | -5.0894 | 1124 | 18 | 14 | B | 0.391 | 0.043 | 467.01 | 19.1 | 5.10 |
| RDA1781 | 36.6382 | -5.0899 | 1121 | 20 | 17 | B | 0.589 | 0.028 | 379.13 | 12.45 | 3.02 |
| RDA1782 | 36.6690 | -5.1150 | 1012 | 5 | 5 | L | - | - | <200°C | - | - |
| RDA1783 | 36.6655 | -5.1157 | 1010 | 5 | 5 | L | - | - | <200°C | - | - |
| RDA1802 | 36.6895 | -4.9587 | 735 | 30 | 29 | B | 0.296 | 0.033 | 509.36 | 14.5 | 2.7 |
| RDA1805 | 36.6585 | -5.0119 | 727 | 18 | 16 | B | 0.163 | 0.028 | 568.34 | 12.33 | 3.08 |
| RDA1809 | 36.6225 | -5.0845 | 905 | 21 | 12 | B | 0.175 | 0.032 | 563.35 | 14.32 | 4.13 |
| RDA1827 | 36.6558 | -5.0344 | 863 | 17 | 17 | B | 0.339 | 0.025 | 490.17 | 10.93 | 2.65 |

All RSCM $T_{max}$ obtained are located on the geological map in Figures 2.9 and 2.10. Detailed calculation ($R^2$, number of spectra, temperature and standard deviation) is presented in Table 2.2. $T_{max}$ presents generally unimodal temperature distributions that show quite low dispersion (Table 2.2). Conversely, CM-poor samples display higher dispersions possibly in response to the presence of an inherited component of CM (*Beyssac et al., 2002a; Augier et al., 2015*). The distribution of $T_{max}$ embraces a wide range of temperatures from more than 600 °C to less than 200 °C either at small-scale of the high-resolution map (Figure 2.9) or at much larger scale along the contact with the Ronda peridotite (Figure 2.10).

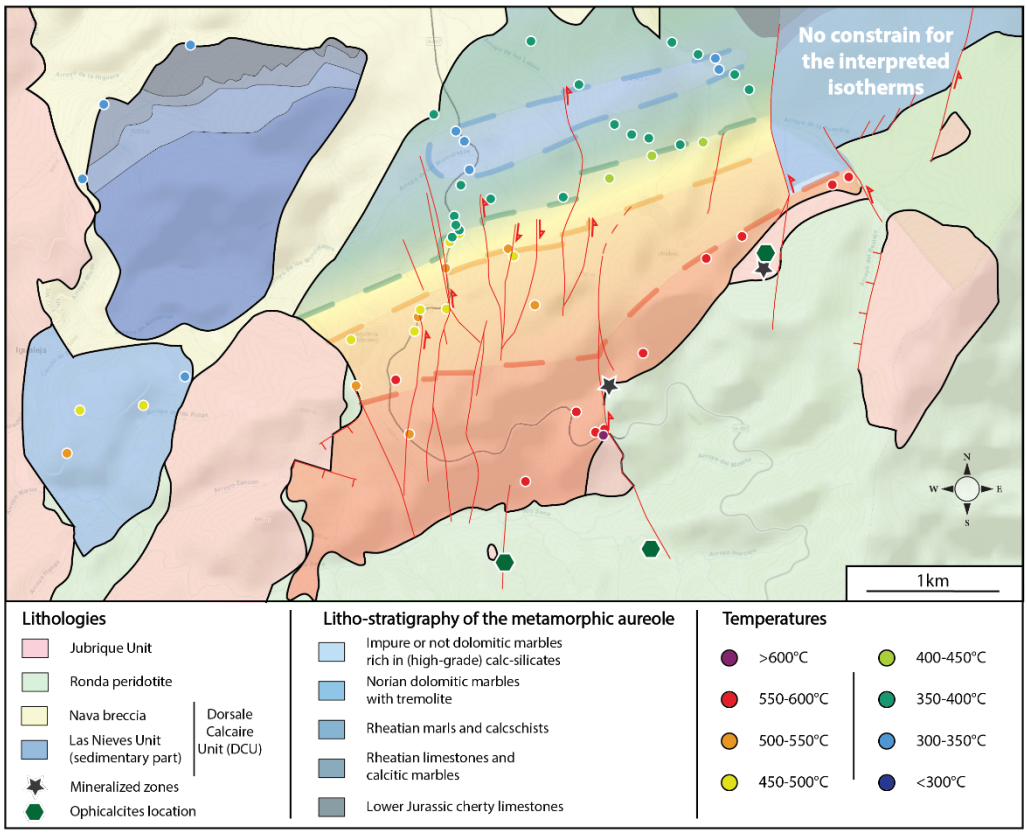



*Figure 2.9: The sample location with the associated calculated peak temperatures using the RSCM method and the interpreted isotherms are presented on the geological and tectonic map of the Dorsale Calcaire Unit.*

Despite gaps related to the lack of CM in the Norian dolomite marbles, the Figure 2.9 shows that a steep metamorphic gradient is observed along any structure-perpendicular section, as proposed by *Mazzoli et al.* (*2013*). Along the same section (Road A-397 between km 17 and km 21), $T_{max}$ decreases from ca. 600 °C down to ca. 350 °C over about 2.2 km against the main foliation, and thus against the contact with the peridotite. The apparent thermal gradient may then be as strong as 120 °C/km. This decreasing evolution is consistent, in a broad sense with published pressure-calibrations whereas the precise position and spacing of thermal isograds seem different (*Mazzoli et al., 2013*). This trend is confirmed by additional samples (RDA1762, RDA1782 and RDA1783) located further north and yielding very poorly organized CM corresponding to temperatures lower than 200 °C (Figures 2.10a and 2.10c). The distribution of $T_{max}$ appears quite similar on lateral

sections allowing reasonable constraints on the geometry of the isotherms. However, the thermal structure is not fully cylindrical because the isotherms are slightly oblique to the contact with the Ronda peridotite. Despite local and small variations that may be due to the topography, $T_{max}$ shows therefore a general stepped decrease from ca. 600 °C to less than 200 °C over ca. 50 km along the contact (Figure 2.10).

## 2.7. Discussion

### *2.7.1. Structure and thermicity of the Dorsale Calcaire Unit*

The strain gradient observed when approaching the contact with the peridotite, both in the Jubrique basement and the DCU, shows that this contact is a major shear zone. At a first-order, the contact between the peridotite and the DCU is not brittle. Some brittle deformation can indeed be locally observed (*Mazzoli and Martín-Algarra, 2011*), but two quarries at least show a ductile contact associated with mineralization, so that any brittle movement along the contact can only be local and cannot have modified the geometrical relations produced during ductile deformation and mineralization. In addition, most of the left-lateral faults that affect the foliation of the DCU marbles are rooted in the contact with the peridotite, even whether a few of them may offset the contact. The observed faults locally impact the strike of foliation, which is bent from N45°E in the north-limb of the large-scale fold to N15°E when approaching the faults (Figure 2.2b). This implies that the nucleation of these structures occurred in ductile conditions without significant reactivation in the brittle field.

In the study area, the peridotite body, the *DCU* marbles and the Jubrique basement describe a map-scale triple point. The western contact of the peridotite is continuous on each side of this triple junction and is associated with a large-scale shear zone observed in the peridotite itself, as well as in the Jubrique basement and DCU marbles with the same shearing direction, which occurs parallel to the contact. The maximum temperature of metamorphism decreases along the contact with high-temperature in the SW, including partial melting, and low temperature in the NE. This is associated with an evolution of the petrology of the peridotite parallel to the contact; low-pressure plagioclase-peridotites crop out to the NE in contact with the DCU, while high-pressure ones are found in the SW in contact with the kinzigites of Jubrique (*Obata, 1980*). Such a continuity has to be considered in the emplacement model of the Ronda Peridotite.

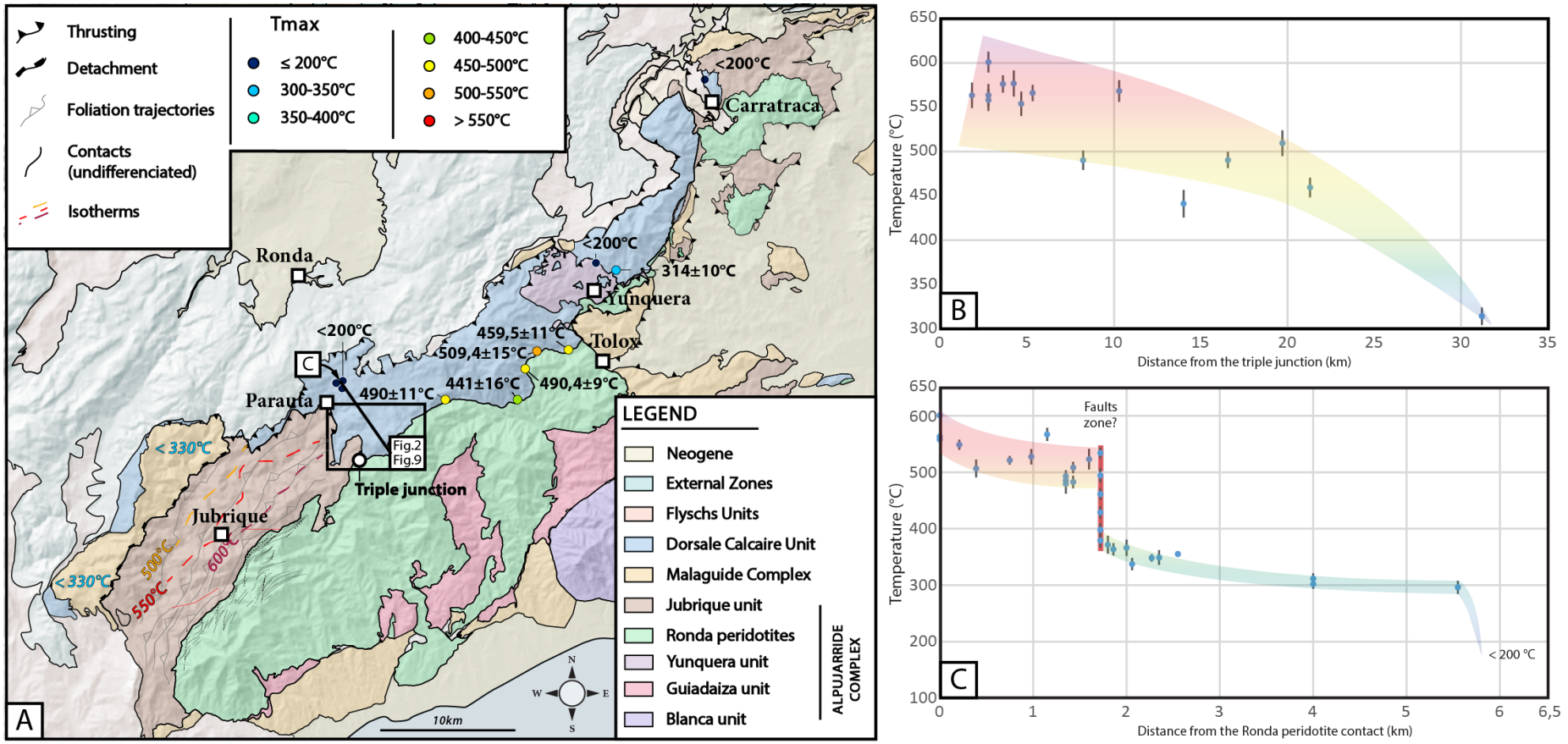



*Figure 2.10: Synthesis of the maximal paleo-temperatures recorded in the Dorsal Calcaire Unit. (a) Geological and tectonic maps of the area with: (i) the isotherms in the Jubrique Unit and the temperatures values in the Malaguide Complex are from Negro et al. (2006), and (ii) foliation trajectories in the Jubrique Unit are from Balanya et al. (1997). The results of the RSCM peak temperatures done on the Dorsale Calcaire Unit are reported on the map. (b) Graph with the reported $T_{max}$ at the contact, from the SW (triple junction point) to the NE direction. (c) Graph with the reported $T_{max}$ from the contact toward the NNW direction, see cross-section location on the map (a)*

.

Based on documentation of peak temperatures using Raman spectroscopy, we highlight isograds oblique to the contact with the peridotite in the DCU. The recorded temperature in marbles along the contact also decreases toward the NE from ~580 °C to ~300 °C over 30 km along strike (Figures 2.10a and 2.10b). In more details, the isotherms are affected by open folds showing that deformation continued after the peak of temperature was attained, i.e., during cooling. The temperatures above 350 °C are located in a syncline close to the Nava breccia deposits, while in the centre of the anticline high-temperature is still observed (Figure 2.9). This folding was thus acquired at a late stage. As the fold axes trend parallel to the contact, one may assume that they correspond to the Miocene compressional episode that ended with the overthrusting of the Alpujárride Complex and DCU on top of the external zones.

### *2.7.2. Mineralizations of magnetite and ophicalcites*

When ultramafic rocks are exposed to water, serpentinization reactions occur and produce serpentine ± brucite ± talc ± magnetite (*Klein et al., 2013*). This reaction is dependent of several parameters, the most important being the rock and water temperature (*Martin and Fyfe, 1970; Moody, 1976; McCollom and Bach, 2009; Klein et al., 2009, 2013, 2014; Malvoisin et al., 2012a, 2012b, 2012c; Mayhew et al., 2013; McCollom et al., 2016*). The brucite and talc formation also depends on the composition of the ultramafic rocks, with the relative proportion between olivine and orthopyroxene as the limiting factor. Depending of the water/rock (w/r) ratio, mineral assemblages can evolve from a brucite-serpentine-clinopyroxene-wustite assemblage for w/r ratio < 0.3, to a talc-serpentine assemblage for a w/r ratio > 130-140. Using thermodynamical modelling, (*Klein et al., 2013*) showed that a w/r ratio > 10 is required to produce magnetite. They also remark that the serpentine produced between 270 °C and 340 °C is a Fe-poor serpentine together with magnetite.

In our case, the chemical composition of serpentine minerals found in the Ronda peridotite shows a Fe-poor content (< 3 %), in good agreement with an alteration of a peridotite lithology composed by Fe-poor forsterites. The presence of magnetite also indicates a high w/r ratio environment. Furthermore, the Ronda peridotite is composed by 65 to 75% of olivine (forsterite), 15 to 23% of orthopyroxene (enstatite), 2 to 7% of clinopyroxene (diopside) and 3 to 6% of spinel (*Obata, 1980; Précigout et al., 2007; Garrido et al., 2011*). This is close to one of the modelling cases of (Klein et al., 2013), with a protolith containing 10 % of clinopyroxene, 20 % of orthopyroxene and 70 % of olivine which produced dominantly serpentine and minor brucite, magnetite and talc. While a minor production of talc occurred at the limit of the model, i.e. ~400 °C, magnetite production occurred between 200 and 350 °C, and brucite formed from 25 °C to 300 °C. Serpentine is finally produced all along the reaction, from 400 °C to 25 °C. This suggests that serpentinization of the peridotite at the contact with the DCU occurred between 200 and 320 °C. In any case, massive intrusion of sea water is required. The presence of magnetite in marbles of the DCU attests for fluids

circulation from the mineralized area to the overall metamorphic zone through a thickness of at least 3 km.

In association with the serpentinization reactions and magnetite formation, fractured and brecciated serpentinized peridotites with calcite veins and carbonate matrix are observed. This type of rocks, called ophicalcites (*Brongniart, 1813*) are commonly associated and related to mantle exhumation (*Lemoine et al., 1987; Lagabrielle et al., 2010; Clerc et al., 2013*). They are characterised by a rock *mélange* formed by carbonates, serpentine, talc and chlorite. Ophicalcite formation is related to fluid circulation and low-temperature alteration of serpentine. This process occurs in various geological settings like (i) slow-spreading ridges and oceanic transform faults (*Mével, 2003*), (ii) ocean-continent transition (OCT) zones in passive margins (*Agrinier et al., 1988; Milliken and Morgan, 1996; Schwarzenbach et al., 2013*) or (iii) modern alteration at ambient temperature in outcropping peridotites (*Kelemen and Matter, 2008; Streit et al., 2012*). Hence, they are usually referred to mantle exhumation in passive margins or mid-oceanic ridges at shallow depth and low-temperature (*Lagabrielle and Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009; Lagabrielle et al., 2010; Picazo et al., 2012; Clerc et al., 2013*). The depth formation cannot exceed 3 to 4 km in the case of (ultra-) slow-spreading ridges (*Cannat et al., 2010*).

In our case, ophicalcites, mostly composed of serpentine clasts (centimetre- to meter-scale) with calcite veins and matrix, correspond to the ophicalcites first type of (*Lemoine et al., 1987*) or to the "*tectonically controlled*" type of (*Clerc et al., 2013*). In their model, this type, an endogenic ophicalcites developed inside a peridotite, suggests the necessity of a long duration in optimal serpentinizing conditions to allow their formation (*Clerc et al., 2013*). These characteristics imply a slow mantle exhumation rate, about 15 km in 9 Ma in the Pyrenean case.

### *2.7.3. Deformation of the DCU: Thrusting vs. detachment*

In previous studies (*Martín-Algarra, 1987; Mazzoli and Martín-Algarra, 2011; Mazzoli et al., 2013*), the deformation of the DCU has been attributed to major thrusting of the peridotite onto the DCU. However, we document a large-scale geometry of the western contact of the Ronda peridodite that shows a triple point with the DCU and Jubrique Unit. Considering that the contact peridotite/Jubrique unit developed during continental extension (*Afiri et al., 2011; Garrido et al., 2011; Précigout et al., 2013; Frasca et al., 2016; Frasca et al., 2017*), this feature is incompatible with a thrust-related model to account for the deformation of the DCU. Furthermore, the contact itself belongs to a continuous shear zone that extends from the peridotite to the Jubrique unit and DCU. The foliation is continuous and parallel to the contact with intense ductile deformation with left-lateral sense of shear along a shallow-dipping direction. This contradicts an expected kinematics perpendicular to the contact in the case of a major thrust. Instead, these features suggest that mantle

rocks have been exhumed along a lithosphere-scale detachment, bringing them in contact with sediments and giving rise to high-grade metamorphism (*Lagabrielle et al., 2010; Clerc et al., 2015*).

The DCU as a whole is poorly metamorphosed and the high-temperature is recorded only in the vicinity of the contact with the peridotite near the triple junction with the Jubrique Unit. Thus, the remaining part of the DCU, all the way to the contact with the Malaguide Complex, has not been metamorphosed and has never been subducted to significant depths at any stage. The occurrence of a steep temperature gradient quasi-perpendicular to the contact may be in favor of thrust-induced deformation, but this gradient is also documented laterally along the contact with temperature records that decrease toward the NE. This argues against a thrusting emplacement of the Ronda Peridotite on top of the DCU. Furthermore, the presence of ophicalcites and magnetite at the contact, suggesting long-term interactions with water, has never been described in a compressional context, particularly along thrust faults (*Clerc et al., 2013; Klein et al., 2013*). Together with the occurrence of massive fluid circulation at shallow depth required to account for the mineralization cited above, these features therefore strongly suggest that deformation of the DCU does not relate to a thrusting event, but instead to a major extension along a large-scale detachment (*Précigout et al., 2013; Clerc and Lagabrielle, 2014; Clerc et al., 2015; Ducoux, 2017*). Hereafter, this major contact will be named the Dorsale-Los Reales Detachment (DLRD). After exhumation, the contact was frozen and not reactivated during the compressional stage, so that most ductile deformation have been preserved.

There is no doubt that the whole peridotite massif has been thrusted over the margin of Iberia, however the main thrust is not along the western contact of the peridotite but further to the northwest along the western front of the Dorsale Calcaire unit. The whole system, including the peridotites, the Jubrique Unit and Dorsale Calcaire were thrusted westward by a deeper thrust that cuts the surface further west.

### *2.7.4. Comparison with of a seismic profile of a hyper-extended margin*

For further discussion and to argue in favor of a deformation related to an extensional context in the DCU, we present a seismic profile obtained in the distal part of a passive margin in a region where pure extension and strike-slip motion along transform faults alternate spatially (Figure 2.11). The description of this profile is detailed in Annexe 2, and presents striking similarities with the observations we made here.

Such as documented for the Dorsale Calcaire-Los Reales system, the normal faults seen on the profile do not cross the lower crust, which has been mostly deformed in ductile conditions. The geometry of the contact between the upper and lower continental crusts suggests the occurrence of ductile boudinage, while the normal faults root in the necks between boudins, a situation seen on several other margins (*Clerc et al., 2018*).

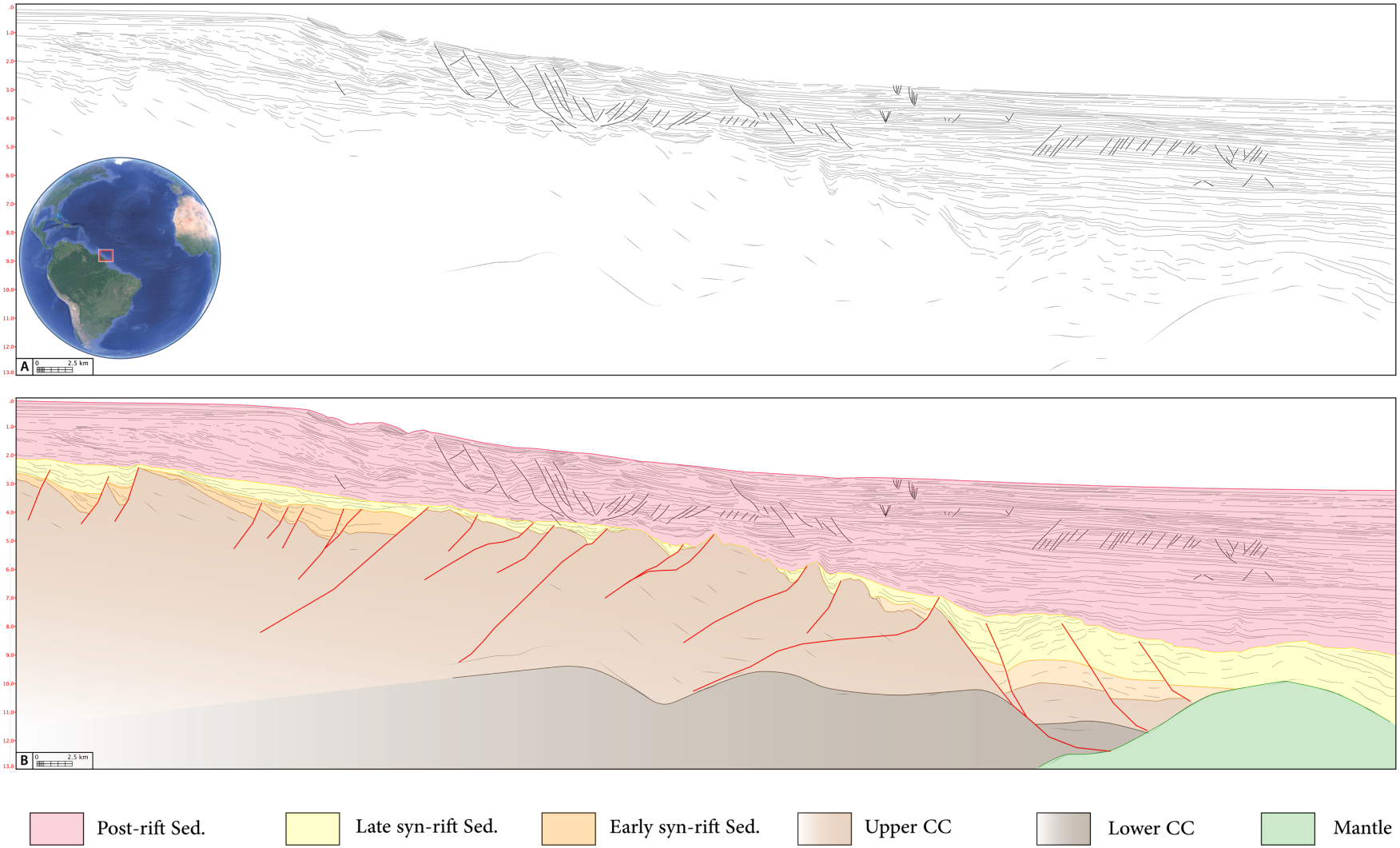



*Figure 2.11: Seismic profile line drawing of a hyper-thinned margin in a trans-tensional context, from the Equatorial Atlantic Ocean region, (a) non interpreted and (b) interpreted version. Red color is post-rift sediments (Post-rift Sed.), yellow and orange colors are syn-sediments (Early and Late syn-rift Sed.), light brown color is upper continental crust (Upper CC), dark brown color is lower continental crust (Lower CC) and green color is subcontinental mantle*

The distal part of the profile shows a triple point between the exhumed mantle capped by an extensional shear zone where normal faults are rooted, the syn-rift sedimentary cover and basement, the lower part of which has been deformed viscously. This situation is reminiscent of the triple junction and the shear zone observed at the contact between the Ronda peridotite, Dorsale Calcaire cover and Jubrique Unit.

The similarities between the geometry described in this work and the seismic profile presented here therefore reasonably demonstrate the extensive contact between the DCU and Ronda peridotite, here referred to as the DLRD (Dorsale-Los Reales Detachment). The occurrences of ophicalcites and mineralized zones with magnetite further attest to a mantle exhumation at least under a sedimentary cover. Because the mineralizations of ophicalcite and magnetite are still observables and almost undeformed in the brittle regime, we argue that this contact has been scelled when the extensional event ended. The thermicity in the HT-metamorphism zone in the DCU showing an obliquity of the isograds with the contact also reinforces the extensional emplacement model (Figure 2.12).

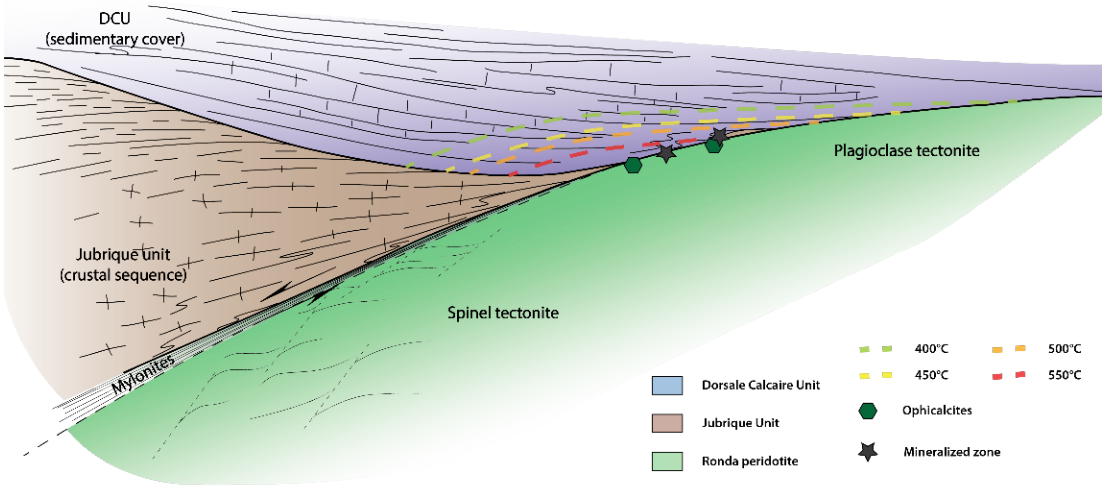



*Figure 2.12: Cross-section schema of the extensional structuration during the subcontinental mantle exhumation (here the Ronda peridotite) under the crustal sequence (here Jubrique unit) and then below the sedimentary cover (here the Dorsale Calcaire Unit).*

### *2.7.5. Timing of exhumation*

The tectonic timing of the Betic Cordillera and more generally the Gibraltar Arc is actively debated, especially the respective ages of the successive extensional and compressional episodes. With respect to the initial extensional emplacement of the Ronda peridotite below a crustal sequence and a sedimentary cover, two extensional episodes may be considered: (i) a first rifting event in the Mesozoic (*Martín-Algarra and Estévez, 1984; Michard et al., 1992; Dercourt et al., 1993; Vera, 2001; Schettino and Turco, 2009; Puga et al., 2011, 2017; Jiménez-Munt et al., 2011; Vergés and Fernàndez, 2012*) with several pulses in the Triassic/Jurassic and (ii) the Oligo-Miocene back-arc extension. The clustering of most radiometric ages in the Betics around 20 Ma pleads for a short event

in the Early Miocene encompassing extension and subsequent shortening (*Afiri et al., 2011; Garrido et al., 2011; Précigout et al., 2013; Frasca et al., 2016, 2017*), but the situation is in fact more complex. Indeed, the pyroxenites in the Ronda peridotite does not provide any Miocene ages, or only a few, but mostly lower Permian to Late Jurassic-Early Cretaceous ones, i.e. 178 ± 6 to 131 ± 3 Ma based on the zircons U/Pb dating (*Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000*). In addition, sediments involved on top of the exhumed subcontinental mantle are Triassic to Jurassic in ages (*Martín-Algarra, 1987*). Moreover, similarities between the geometry described in this work and the seismic profile structuration presented are numerous.

This study, although demonstrating the extensive contact between the Ronda peridotite and the DCU and the exhumation of this sub-continental mantle under hyper-extension conditions, does not allow to provide the age of this episode, i.e. Mesozoic or Miocene.

## 2.8. Conclusion

Most geodynamical models concerning the Ronda peridotite, and similar ultramafic massifs in the Gibraltar Arc, predominantly involve compressional kinematics. In this study, we highlight the importance and the major role of the extensional component for the initial emplacement, as was previously introduced by (*Précigout et al., 2013; Frasca et al., 2017; Gueydan et al., in press*).
In fact, the presence of several occurrences of ophicalcites, but also mineralized zones with magnetite attest to a mantle exhumation at least under a sedimentary cover. Because ophicalcites occurrences and magnetite mineralizations are still observables and almost undeformed, we argue that this contact has been scelled when the extensional event ended. The thermicity in the HT-metamorphism zone in the DCU showing an obliquity of the isograds reinforces the extensional emplacement model. The Ronda massif emplacement being then demonstrated as the result of an episode of hyper-extension, there remains the question of the age of this event. All these elements are corroborated by the many similarities with the seismic profile presented from the EA Ocean region and corresponding to a hyper-thinned margin in a rifting context.

## Acknowledgments

This work, realized in the Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), was funded by the OROGEN Projet, including the French Geological Survey (BRGM), CNRS and TOTAL. We thank Ida Di Carlo for the microprobe analysis achieved in the ISTO laboratory. We also want warmly thank Emmanuel Masini, Maxime Ducoux and Guillaume Barré, from TOTAL, for the very interesting and helpful discussions and the seismic profile.

# CHAPITRE 3

## LE MÉTAMORPHISME DE HAUTE PRESSION-BASSE TEMPÉRATURE DANS LES UNITÉS DU COMPLEXE ALPUJÁRRIDE : Nouvelles contraintes temporelles

*Compilation de photographies du Complexe Alpujárride, depuis le haut et de gauche à droite, Col de Trevenque (Sierra Nevada), minéraux de Carpholite (Órgiva) ; Veine de quartz-disthène dans un schiste paléozoïque (Sierra Alhamilla) ; Méta-quartzite (Sierra Tejeda) ; minéraux de Carpholite (Órgiva) ; Sierra Alhmailla - Avril 2016 et 2017*

---


**3.1. Abstract ..... 141**

**3.2. Introduction ..... 142**

**3.3. Geological setting ..... 144**

***3.3.1. Geodynamic evolution of the Betic-Rif orogen*** ..... 144

***3.3.2. Alpine P-T evolution and geochronology of the Alpujárride Complex*** ..... 147

**3.4. Sampling strategy and samples description ..... 150**

***3.4.1. Sampling strategy*** ..... 150

***3.4.2. Samples description*** ..... 151

**3.5. Texture, microstructure and mineral composition ..... 156**

**3.6. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating ..... 166**

***3.6.1. Sample preparation and analytical procedure*** ..... 166

***3.6.2. Age results*** ..... 167

**3.7. Discussion ..... 1712**

***3.7.1. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age significance*** ..... 172

***3.7.2. Constraints on the main metamorphic events: the HT/LP and HP/LT metamorphism conditions*** ..... 172

***3.7.3. Regional significance of the 20 Ma overprint and its connection with the western Alpujárride*** ..... 176

***3.7.4. Implications in terms of the Alpujárride Complex geodynamical evolution*** ..... 177

**3.8. Conclusion ..... 179**

***Préambule et justifications scientifiques de cette étude***

Toujours dans l'optique de mieux contraindre l'évolution géodynamique des Cordillères Bético-Rifaines tout en restant focalisé sur le Complexe Alpujárride, une question majeure fait encore débat quant à l'âge de l'épisode de haute pression-basse température (HP-BT) au sein des unités métamorphiques. Or, il est capital de bien contraindre cet événement qui reste peu documenté dans cette unité afin de reconstruire au mieux l'évolution géodynamique de cette région. Bien qu'également débattu, l'épisode de HP-BT dans le complexe sous-jacent des Nevado-Filabride est mieux documenté avec des datations Lu/Hf sur grenats, U/Pb sur zircons ou encore $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur phengites (*Monié et al., 1991; de Jong, 1992; Johnson et al., 1997; López Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; Platt et al., 2005, 2006; Augier et al., 2005a, 2005b; Gómez-Pugnaire et al., 2012; Li and Massonne, 2018*). Il semble alors que même si un âge relativement similaire, à l'Eocène, est pressenti pour ce métamorphisme de HP/BT dans ces deux unités, l'histoire postérieure liée à l'exhumation et au refroidissement de ces complexes soit assez différente. En effet, les âges de refroidissement concernant le Complexe Alpujárride sont globalement autour de 23-18 Ma tandis que pour le Complexe Nevado-Filabride cela se produirait plus tardivement autour de 14-8 Ma. Cette exhumation et ce refroidissement rapide concernant le Complexe Alpujárride, qui s'accompagne d'une forte rétromorphose des paragenèses de HP/BT et donc de leur générale mauvaise préservation, sont proposés comme cause de la difficulté à dater cet événement de HP/BT. En effet, la seule étude disponible fournissant des âges plus vieux que 25 Ma propose un pic du métamorphisme HP/BT à environ 48 Ma, donné par un âge (reproductible) $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas blanc en in-situ (*Platt et al., 2005*). Hormis le fait, qu'une seule étude est disponible, le débat porte également sur le fait que très peu de détails sont fournis dans cette publication, que ce soit sur les échantillons analysés (localisation et observations microscopiques), la chimie des micas, ou encore les données brutes d'âges obtenus.

Afin d'apporter une réponse plus précise sur cet événement métamorphique de HP/BT dans le Complexe Alpujárride, nous avons décidé d'échantillonner et de dater des unités ayant subi ce métamorphisme en utilisant la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas.

***Présentation des principaux résultats et interprétations***

Le travail présenté dans ce chapitre s'organise autour d'un axe principal qui est la datation de l'événement métamorphique de HP/BT. Pour se faire, il a été décidé de sélectionner majoritairement des unités méta-sédimentaires permo-triassiques afin de s'affranchir d'un éventuel métamorphisme Varisque. En complément, des échantillons ne présentant pas ce métamorphisme de HP/BT ont été datés afin de fournir un comparatif concernant l'histoire post-HP/BT. Ainsi, les échantillons sélectionnés dont les caractéristiques pétrologiques, et l'évolution P-T sont relativement bien contraintes ont été datés en $^{40}Ar/^{39}Ar$ par step-heating sur mono-grain, population ou encore agrégats/roche totale.

Il en résulte deux types de signaux : des spectres présentant un âge plateau ou du moins un spectre relativement plat et des spectres structurés avec des âges apparents en augmentation. Premièrement, les spectres relativement plats ont fourni deux grandes catégories d'âges, (i) des âges autour de 18-20 Ma et (ii) des âges autour de 36-38 Ma. Deuxièmement, les spectres dont les âges apparents sont en continuelle augmentation, présentent des âges « bas » de l'ordre de 15-20 Ma et des âges « hauts » s'étalant entre 25 et 86 Ma.

L'ensemble de ces données ont été interprétées de trois grandes manières différentes, (i) les âges plateaux autour de 20 Ma ont été attribués au passage sous la température de fermeture des micas et donc à la fin de l'événement d'exhumation et de refroidissement, (ii) les âges plateaux autour de 38 Ma reflètent la fin de l'événement de HP/BT caractérisé par la cristallisation de micas blancs marquant la déstabilisation des minéraux de HP/BT et (iii) les spectres en augmentation sont interprétés comme l'expression d'une réouverture du système $^{40}Ar/^{39}Ar$ des micas blancs datés, durant l'épisode d'exhumation puis de refroidissement.

Il est important de noter que des âges, relativement plats et/ou plateaux, obtenus sur l'unité de la Dorsale Calcaire et de Guadaiza ont permis de contraindre l'histoire finale de la mise en place de cette zone plus à l'ouest. Comme les autres âges du même type obtenus dans la partie centrale et orientale du Complexe Alpujárride, ces datations ont fourni des âges autour de 20 Ma, relatif au refroidissement de ce complexe. En raison du caractère régional de ces âges qui ne montrent aucun gradient géographique visible, ces datations ont été interprétées à la fois comme un épisode majeur d'exhumation finale mais aussi comme la fin d'un épisode de HT/BP.

Ce travail, présenté sous la forme d'un article scientifique en préparation fera l'objet d'une soumission future dans un journal scientifique, s'intitulant « Constraining the age of HP/LT metamorphism and other alpine metamorphic episodes in the Alpujárride Complex, Betic Cordillera (Spain) ». A noter que le format de présentation de ce travail est légèrement différent de celui qui sera soumis, c'est-à-dire que les figures sont insérées au sein du texte et que les références bibliographies sont regroupées avec celles générales du manuscrit de thèse. Ce manuscrit sera appelé par la suite sous la citation *Bessière et al., in prep*[2].

# Constraining the age of HP/LT metamorphism and other alpine metamorphic episodes in the Alpujárride Complex, Betic Cordillera (Spain)

*Eloïse BESSIERE [1,2,3], Stéphane SCAILLET [1,2], Romain AUGIER [1,2,3],*

[1] *Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France*

[2] *CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France*

[3] *BRGM, ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France*

*Laurent JOLIVET [4], Adrien ROMAGNY [4],*

[4] *Sorbonne Université, CNRS-INSU, Institut des Sciences de la Terre Paris, ISTeP UMR 7193, F-75005 Paris, France*

*Jose-Miguel AZAÑON [5,6], Guillermo BOOTH-REA [5,6]*

[5] Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain

[6] Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, 18071 Granada, Spain

## 3.1. Abstract

The tectonic timing of the Betic-Rif orogen is debated because many available ages cluster around 20 Ma. This clustering has led many studies toward a short tectonic evolution within a few Ma including back-arc extension in the east and overthrusting in the west coeval with a regional-scale thermal event. A few studies however have proposed that the early HP/LT metamorphic event coeval with subduction and crustal thickening in the Internal Zones (Alpujárride and Nevado-Filabride complexes) peaked in the Eocene, around 40 Ma. But this age is still disputed because it is often hidden behind a severe Early Miocene resetting. A new sampling for $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating on white micas along an E-W section of the Internal Betics, from the Dorsale Calcaire to the Eastern Alpujárride shows (1) that the best HP/LT parageneses in the Alpujárride units have preserved a Eocene age around 38 Ma and (2) that the 20 Ma age recorded all along the section corresponds to a major stage of fast exhumation, coeval with back-arc extension in the east and westward thrusting in the west.

*Keywords*: $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating, white micas, HP/LT metamorphism, HT/LP metamorphism, Alpujárride Complex, Betic Cordillera

## 3.2. Introduction

Deciphering the dynamics of the internal zones of orogens requires that the evolution of structures at various scales is coupled with precise pressure-temperature-time constraints. The timing of metamorphic events in orogens is often debated because a given metamorphic stage can be overprinted, totally or partially, by a more recent one, rendering difficult the assessment of the precise timing of the successive tectono-metamorphic events and hence the geological interpretation. To address this issue, several thermo-chronological methods (e.g. U/Pb on zircon, $^{40}Ar/^{39}Ar$ on white mica, fission tracks on zircon and apatite) are usually combined to better constrain the timing of metamorphic peak events and subsequent exhumation, provided that it is associated with a precise petrological and structural framework (*Esteban et al., 2005a; Augier et al., 2005a; Plunder et al., 2016; Beaudoin, 2017; Frasca et al., 2017; Kurzawa et al., 2017; Roche, 2018; Laurent et al., 2018*).

The Betic-Rif Cordillera (Figure 3.1) is a good example regarding the debate about the timing of successive Alpine-related tectono-metamorphic events. Indeed, several metamorphic stages have long been recognized, but their respective timing remains unclear despite numerous studies employing different techniques (*Monié et al., 1991; Tubía and Gil Ibarguchi, 1991; Monié et al., 1994; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Zeck and Williams, 2001; López Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; Platt et al., 2003, 2005, 2006; Esteban et al., 2005a; Augier et al., 2005a; Michard et al., 2006; Janots et al., 2006; Rossetti et al., 2010; Homonnay et al., 2018*). A large number of published ages cluster around 20 Ma both for both the high-pressure/low-temperature (HP-LT) event linked to the subduction phase and the low-pressure/high-temperature (LP-HT) event due to subsequent slab roll-back and back-arc lithospheric extension. This clustering of ages has suggested that the HP-LT and LP-HT metamorphic events and associated exhumation history occurred in a very short time span (*Tubía and Gil Ibarguchi, 1991; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; López Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; Esteban et al., 2005; Platt et al., 2006; Michard et al., 2006; Janots et al., 2006; Rossetti et al., 2010; Homonnay et al., 2018*). Thus, fast cooling rates >90 °C/Ma (and reaching ~350 °C/Ma during the 20-18 Ma period) have been proposed for the different metamorphic units of the Betic-Rif Cordillera, associated with an exhumation rate of 1-3 mm/yr (*Monié et al., 1994; Sánchez-Rodríguez, 1998; Sosson et al., 1998; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; López Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; Zeck and Whitehouse, 2002; Platt et al., 2006*). The Ojén eclogites is an extreme case with an extremely high exhumation rate reaching ~31 mm/yr (*Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000*). Other authors however argue for a partial to total resetting of the ages of the HP-LT event during later back-arc extension or subcontinental lithospheric removal at ~20 Ma (*Monié et al., 1994; Platt et al., 1998, 2003, 2005; Zeck and Williams, 2001; Jolivet et al., 2003; Rossetti et al., 2005; Augier et al., 2005a; Michard et al., 2006; Rossetti et al., 2010*). It is important to note that the first sediments deposited on top of metamorphic rocks are dated at ~20.5 Ma

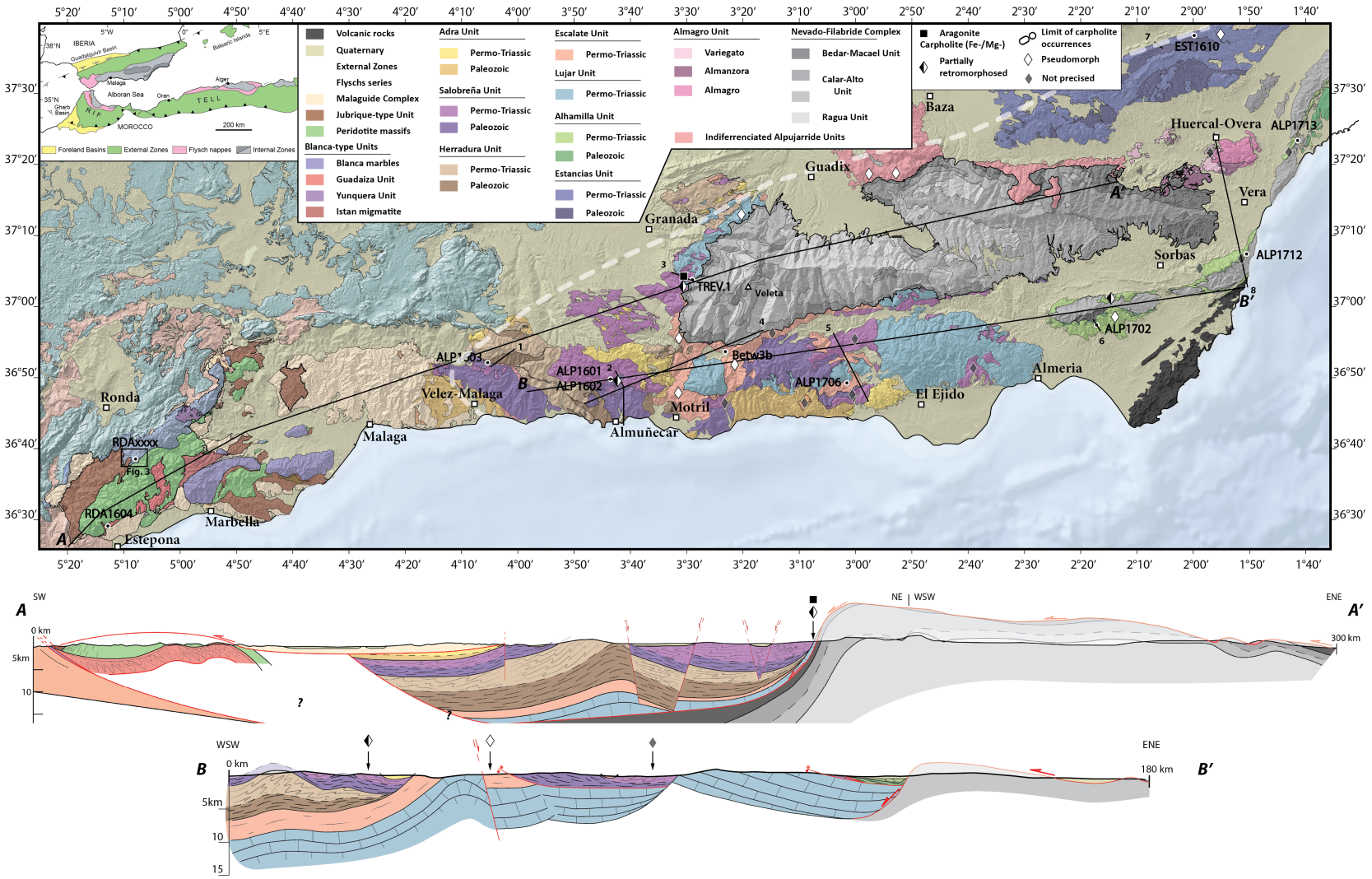



*Figure 3.1: Geological map of the Betic Codillera. (a) Location of the studied mountain belt within the Gibraltar arc. (b) Detailed geological and tectonic map of the Internal Zones of the Betic Codillera, i.e. metamorphic units, with the location of the studied area, and of the cross-sections*

(*Serrano et al., 2006, 2007*), which conflicts with the proposed timing of the HP-LT metamorphic event in the underlying basement between 25 Ma and 18 Ma (*Tubía and Gil Ibarguchi, 1991; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; Esteban et al., 2005a; Mazzoli and Martín-Algarra, 2011*). A few papers suggest an Eocene age for the HP-LT event in the Alpujárride Complex (*Monié et al., 1991; Platt et al., 2005*) but these apply to insufficiently characterized samples in terms of structural and metamorphic position/significance. Eocene ages were also obtained from the deeper nappe of the Nevado-Filabride Complex (*Monié et al., 1991; Augier et al., 2005a*) but have been regarded as suspiciously old due to possible excess argon and discarded in favor of Early Miocene Lu-Hf ages on garnets thought to better represent the peak of pressure (*Platt et al., 2006*). *Li and Massonne,* (*2018*) however recently obtained Eocene ages from the same unit shedding a new light on this question and reopening the debate.

The goal of this paper is to provide renewed constraints on the timing of the different alpine metamorphic events recorded in the Alpujárride Complex, which remains poorly constrained despite extensive petrological studies (*Goffé et al., 1989; Bakker et al., 1989; Azañón, 1992; Azañón et al., 1993, 1997, 1998; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Booth-Rea et al., 2002; Esteban et al., 2005a, 2005b; Barich et al., 2014*). We report new $^{40}Ar/^{39}Ar$ white micas ages confirming the occurrence of an early (Eocene) HP-LT metamorphic event in Permo-Triassic micaschists displaying well-characterized HP-LT metamorphic conditions. This first metamorphic event associated with a beginning of syn-orogenic exhumation was followed by intense extensional tectonics allowing the exhumation of metamorphic rocks in HT/LP post-orogenic conditions. Those HP/LT metamorphic rocks finally exhumed during the second metamorphic event are dated from the Miocene.

## 3.3. Geological setting

### *3.3.1. Geodynamic evolution of the Betic-Rif orogen*

Located in the westernmost part of the Mediterranean region, the Betic-Rif arc results from the Late Cretaceous-Eocene closure of the westernmost branch of the Neo-Tethys Ocean by subduction and effective collision of several crustal domains intercalated between Africa and Iberia. During the Oligocene-Miocene, slab dynamics including roll-back and tears formed a series of back-arc domains made of highly extended continental crust (e.g. the Alboran or the Aegean domains) or juvenile oceanic crust (Tyrrhenian basin) (*Jolivet and Faccenna, 2000; Jolivet et al., 2003; Michard et al., 2006; Faccenna et al., 2014; Menant et al., 2016*). Later, active compression took over after cessation of retreat of the Gibraltar subduction (*Balanyá and García-Dueñas, 1987; Lonergan and White, 1997; Faccenna et al., 2004; Jolivet et al., 2006; Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006*). Accumulation of incremental tectono-metamorphic events are responsible of the current highly arcuate finite shape of the belt bearing a particularly high internal complexity. Indeed, the respective

contributions of syn-orogenic or post-orogenic, extensional vs. compressional tectonics or the age of the HP/LT and HT/LP event(s) are still matters of debate (*Monié et al., 1991, 1994; de Jong, 1992; Sosson et al., 1998; Platt and Whitehouse, 1999; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; López Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; Platt et al., 2003, 2005, 2006, 2013; Esteban et al., 2005b; Booth-Rea et al., 2005; Augier et al., 2005a, 2005b; Esteban et al., 2011; Li and Massonne, 2018*).

The Betic Cordillera are classically divided into unmetamorphosed External Zones and metamorphic Internal Zones (*Egeler and Simon, 1969b*), separated by the internal-external boundary zone, i.e., IEBZ, where the Flyschs unit is sandwiched (*Durand-Delga, 1980; Vissers et al., 1995; Guerrera et al., 2005*) (Figure 3.1). In the following, only the geology of the Internal Zones is detailed and the reader unfamiliar with the geology of the External Zones is referred to recent syntheses (*Vissers et al., 1995; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Martínez-Martínez et al., 2002; Platt et al., 2003, 2013; Puga et al., 2011*).

The Internal Zones correspond to a stack of large-scale metamorphic complexes characterized by a peculiar yet often poly-phased tectono-metamorphic record reworked by several sets of large-scale extensional shear zones (*Platt, 1986; Vissers et al., 1995; Martínez-Martínez and Azañón, 1997*). Below the Dorsale Calcaire unit presenting only incipient or limited LP-HT metamorphism (*Martín-Algarra, 1987; Michard et al., 2002; Chalouan and Michard, 2004; El Kadiri et al., 2006; Chalouan et al., 2008; Mazzoli et al., 2013*), three main metamorphic complexes are traditionally recognized, from top to bottom (i.e. from the most external to the most internal): (i) the Malaguide Complex, (ii) the Alpujárride Complex and (iii) the Nevado-Filabride Complex (NFC) (*Blumenthal, 1927; Torres-Roldán, 1979; Kornprobst and Durand-Delga, 1985*), each separated by crustal-scale low-angle ductile, then brittle, extensional shear zones (*García-Dueñas et al., 1986; Platt, 1986; Platt and Behrmann, 1986; García-Dueñas et al., 1988; Galindo-Zaldívar et al., 1989; Platt and Vissers, 1989; García-Dueñas et al., 1992; Jabaloy et al., 1993; Crespo-Blanc et al., 1994; Vissers et al., 1995; Lonergan and Platt, 1995; Martínez-Martínez et al., 2002; Platt et al., 2005; Augier et al., 2005a, 2005c; Behr and Platt, 2012*). The Filabres Shear Zone (FSZ) separates the NFC from the Alpujárride Complex (*García-Dueñas et al., 1992*) and the Malaguide-Alpujárride Contact (MAC) marks the limit between the Alpujárride and the Malaguide complexes (*Vissers et al., 1995*) (Figure 3.1). Except for the NFC, which is only observed on the Betic side, the two others complexes crop out on either side of the chain, but with different designations: Alpujárride and Malaguide complexes on the Betic side and Sebtide and Ghomaride complexes on the Rif side.

The **Malaguide Complex** corresponds to composite units made of Paleozoic basement rocks affected by a weak Variscan metamorphism (lower limit of the greenschist facies) and their Mesozoic sedimentary cover (*Chalouan, 1986; Chalouan and Michard, 1990; Balanyá, 1991*). The whole stratigraphic succession is locally overprinted by an alpine thermal event showing a quite strong gradient of temperature from ~500 °C at the base of the complex to 330 °C at the top-most parts

(*Negro et al., 2006*). This thermal event is responsible to the reset and the increasing loss of Variscan ages, the inheritance of the K/Ar ages going from 259.0 ± 5.0 Ma to 25.3 ± 0.9 Ma down section (*Chalouan and Michard, 1990; Platt et al., 2003; Michard et al., 2006*).

The **Alpujárride Complex** is the most important complex cropping out in the Internal Zones of the Betic Cordillera and mostly constitutes the basement of the Alboran domain. The subdivision of this complex into type-units is based on stratigraphic, metamorphic and structural position criteria (*Aldaya et al., 1979, 1991; Tubía et al., 1992; Azañón et al., 1998*). Each unit shows a consistent stratigraphic succession with local variations in relative thickness and paleogeographic environment. They appear bounded either by thrusts or extensional shear zones and normal faults affect this complex (*Galindo-Zaldívar et al., 1989; García-Dueñas et al., 1992; Jabaloy et al., 1993; Crespo-Blanc et al., 1994; Crespo-Blanc, 1995; Martínez-Martínez and Azañón, 1997; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Martínez-Martínez et al., 2002*). The lower parts of the units are composed by Paleozoic dark graphitic micaschists (*Lafuste and Pavillon, 1976; Zeck et al., 1989*). It is covered with Permo-triassic quartzites and (mica-) schists, and, finally, with Triassic marbles (*Kozur et al., 1974*). This complex also contains several mantle peridotite bodies known as the: (i) Ronda, (ii) Alpujatta, (iii) Carratraca Massifs in the Betics, equivalent of the Beni Bousera Massif in the Rif (Figure 3.1). In their current position, these peridotite bodies appear sandwiched between rocks of continental crust affinities (*Platt and Vissers, 1989; Tubía et al., 1997, 2004, 2013; Lenoir, 2001; Esteban et al., 2004a; Cuevas et al., 2006; Mazzoli and Martín-Algarra, 2011; Garrido et al., 2011; Marchesi et al., 2012; Gueydan et al., 2015; Frasca et al., 2016*) although they recorded the Tethyan rifting event (*Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000*).

The **Nevado-Filabrides Complex** is divided in three main units regionally recognized as the Ragua, Calar-Alto and Bédar-Macael units in ascending order. The three units show a quite similar stratigraphic succession made for Paleozoic basement rocks including graphitic dark schists, then light-coloured metasediments attributed to the Permian and finally, a Triassic carbonate formation (*Lafuste and Pavillon, 1976; Martínez-Martínez, 1986; García-Dueñas et al., 1988; Vissers et al., 1995; Martínez-Martínez et al., 2002*) possibly completed by Cretaceous rocks (*Tendero et al., 1993*). In the Bédar-Macael case, the Paleozoic protolith is composed by leucogranite and the top of this succession is often completed by serpentinite and mafic rocks interpreted as oceanic crust remnants or fragments from an ocean-continent transitional margin resulting from a regional extensional event during the Mesozoic (*Priem et al., 1966; Hebeda et al., 1980; Bodinier et al., 1987; de Jong, 1991, 2003; Monié et al., 1991; Michard et al., 2002; Guerrera et al., 2005; López Sánchez-Vizcaíno et al., 2005, 2009; Padrón-Navarta et al., 2010; Puga et al., 2011; Dyja, 2014*). The Nevado-Filabride complex is interpreted as the subducted SE Iberian paleomargin (*Platt et al., 2006; Booth-Rea et al., 2015; Rodríguez-Cañero et al., 2018; Jabaloy-Sánchez et al., 2018*). Both the NFC and the Alpujárride Complex experienced subduction-related HP-LT metamorphic conditions (*Gomez-*

*Pugnaire and Fernandez-Soler, 1987; Goffé et al., 1989; Tubía and Gil Ibarguchi, 1991; Azañón, 1992; Bouybaouene et al., 1995; Azañón and Goffé, 1997; Martínez-Martínez and Azañón, 1997; Michard et al., 1997; Azañón et al., 1998; López Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; Booth-Rea et al., 2002; de Jong, 2003; Augier et al., 2005a*). The maximum peak-conditions for this event is 20-22 kbar and 550-650 °C for the Bédar-Macael unit (*Augier et al., 2005a, 2005b; Puga et al., 2011, 2017; Jabaloy-Sánchez et al., 2015; Li and Massonne, 2018*). Peak-conditions for those two complexes are mostly comprised between 12-14 kbar, 400-550 °C and 7-11 kbar, 400-580 °C (*Goffé et al., 1989; Azañón, 1992; Bouybaouene et al., 1995; Azañón and Goffé, 1997; Michard et al., 1997; Azañón et al., 1998; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Booth-Rea et al., 2002; Augier et al., 2005a, 2005b; Puga et al., 2011, 2017; Booth-Rea et al., 2015; Ruiz-Cruz et al., 2015*). The timing of this first deformation phase (Eocene or Miocene) is highly debated in the literature (Figure 3.2) (*Monié et al., 1991; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; López Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; Platt et al., 2003, 2005, 2006; Esteban et al., 2005b; Augier et al., 2005a; Michard et al., 2006; Puga et al., 2011, 2017; Homonnay et al., 2018*). Deformation associated with this metamorphic event was partly overprinted by an extensional, high-temperature event linked to the slab retreat and back-arc-related lithospheric thinning (*Nijhuis, 1964; Morten et al., 1987; Azañón et al., 1993, 1997, 1998; Jabaloy et al., 1993; Soto and Azañón, 1994; Balanyá et al., 1997; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Augier et al., 2005a*). This extensional stage controlled the exhumation of the deep metamorphic rocks, with radiometric ages between 22 and 18 Ma in the Alpujárride-Sebtide Complex (detailed in the following section ; Figure 3.2; (*Zeck et al., 1989; Crespo-Blanc et al., 1994; Monié et al., 1994; Crespo-Blanc, 1995; Zeck et al., 1998; Zeck and Williams, 2001; Zeck and Whitehouse, 2002; Platt et al., 2003; Platt et al., 2005; Michard et al., 2006; Janots et al., 2006; Rossetti et al., 2010; Homonnay et al., 2018*) and between 17 and 13 Ma for the NFC cooling (Figure 3.2; *Monié et al., 1991; de Jong, 1992, 2003; Augier et al., 2005a; Platt et al., 2006*).

### *3.3.2. Alpine P-T evolution and geochronology of the Alpujárride Complex*

In this section, we present in detail the succession of metamorphic events and their respective timings for the Alpujárride Complex. This complex is affected by several tectono-metamorphic events, with the first one related to HP/LT metamorphism conditions and a first deformation phase, named D1. D1 is followed and strongly overprinted by a HT/LP metamorphic conditions related to extensional tectonics and named D2. D2 is synonymous of the development of the regional penetrative foliation recognized in the overall Alpujárride Complex. Then, a third deformation phase, D3, is observed with the development of a penetrative crenulation in some units but also of regional folds.

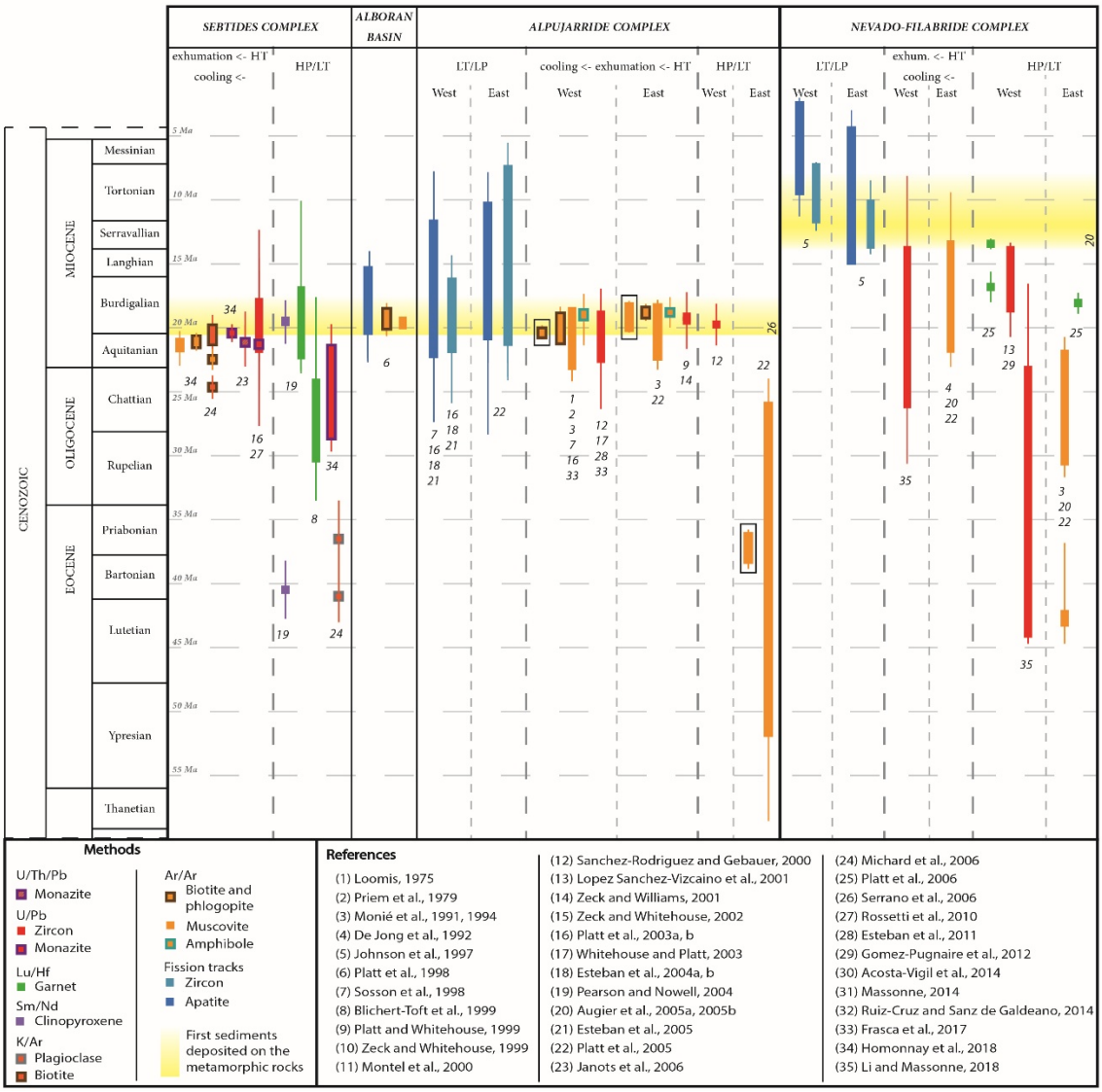



*Figure 3.2: Synthesis of the tectonic and metamorphic events timing in the Alpujárride Complex and the Nevado-Filabride Complex. Results from the Sebtide Complex are given for comparison. Black boxes are dating from this study.*

One puzzling characteristic of the Alpujárride Complex is the metamorphic contrast between the western and central-eastern parts of this complex. Indeed, the central and eastern Alpujárride Complex units show many HP-LT relicts that are lacking in the western part, except for the retrogressed Ojén eclogites (Goffé et al., 1989; Bakker et al., 1989; Tubía and Gil Ibarguchi, 1991; Azañón et al., 1992, 1997; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Booth-Rea et al., 2002). In fact, the mineralogical assemblages related to this HP/LT event include carpholite, kyanite, chloritoid and aragonite, which developed during the subduction of a continental sliver (*Goffé et al., 1989; de Jong, 1991; Azañón et al., 1992, 1998; Azañón and Goffé, 1997; Balanyá et al., 1997; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Booth-Rea et al., 2002; Jolivet et al., 2003*). Instead, the Paleozoic dark schists series displays mostly high-temperature parageneses with garnet, staurolite, andalousite and sillimanite (Figure 3.3; *Goffé et al., 1989; Azañón et al., 1992, 1997; Azañón and Goffé, 1997; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Jolivet et al., 2003; Booth-Rea et al., 2005*). Similar observations can be made

on the Paleozoic schists from the western part of the Alpujárride Complex, with a drastic difference between the Permo-Triassic units which do not show any evidences of HP/LT metamorphism or HP-mineral relicts, but only a HT-LP metamorphic record (*Balanyá et al., 1997; Tubía et al., 1997; Esteban et al., 2005b, 2008; Bartoli et al., 2013; Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2014; Barich et al., 2014; Massonne, 2014; Acosta-Vigil et al., 2014, 2016; Bartoli et al., 2016*). In that way, the western part of the Alpujárride Complex is a good reference to the HT-LP metamorphic event, while the central and eastern parts are the best candidates to constraints the HP-LT metamorphic event. Thus and from now, the presentation of the metamorphic description and evolution will be detailed with the central and eastern Alpujárride units, and more precisely on the Permo-Triassic formations. The majority of the units show pressure-peak comprised between 10 and 12 kbar with associated temperatures from around 300 °C to 450 °C, or around 550 °C to the Herradura unit (Figure 3.3; *Azañón and Goffé, 1997; Azañón et al., 1998; Booth-Rea et al., 2005*). Some units recorded lower pressure-peak, mostly around 7-8 kbar, with associated temperatures comprised between ~280 °C and ~400 °C (Figure 3.3; *Azañón et al., 1992, 1998; Azañón and Goffé, 1997*). Regarding the P-T evolution, two main behaviours can be highlighted with, first, retrograde paths following cold gradients, around 10 °C/km, typical of syn-orogenic exhumation in a subduction complex, while the second group shows nearly isothermal retrograde paths, characteristic of post-orogenic exhumation (Figure 3.3). The first group, concerning only the Escalate and Alhamilla sheets, is characterized by a good preservation of HP/LT metamorphic assemblages (Figure 3.1; *Goffé et al., 1989, 1996; Azañón et al., 1992, 1997, 1998; Azañón and Goffé, 1997*) whereas the second group, with an exhumation in higher temperature conditions, do not preserve the HP/LT minerals as well as the first group. However, relicts and pseudomorphs are observed in some formations (*Goffé et al., 1989, 1996; Azañón et al., 1992, 1998; Azañón and Goffé, 1997; Booth-Rea et al., 2005*). This isothermal decompression is recorded by extensive retrogression in the amphibolite-facies to high-greenschist-facies, until P-T conditions ~3-4 kbars and 300-420 °C, or 500 °C for the Herradura unit (Figure 3.3; *Bakker et al., 1989; Azañón et al., 1993, 1997, 1998; Monié et al., 1994; Azañón and Crespo-Blanc, 2000*).

The HP/LT metamorphism event, related to the first deformation phase (D1), which age is still debated, occurred between Eocene-Oligocene times, with $^{40}Ar/^{39}Ar$ white mica ages varying from 47.8 ± 0.7 Ma to less than 23 Ma (Figure 3.2; *Monié et al., 1991; Platt and Whitehouse, 1999; Zeck and Williams, 2001; Platt et al., 2005*). Following this HP/LT metamorphic event, a second deformation episode, D2, characterized by the fast isothermal decompression, has been dated using $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating on white micas and gave early Miocene ages, mostly clustered around the Aquitanian-Burdigalian limit (Figure 3.2; *Zeck et al., 1989; Monié et al., 1991, 1994; Sosson et al., 1998; Platt and Whitehouse, 1999; Zeck and Williams, 2001; Whitehouse and Platt, 2003; J.P. Platt et al., 2003, 2005; Esteban et al., 2011*).

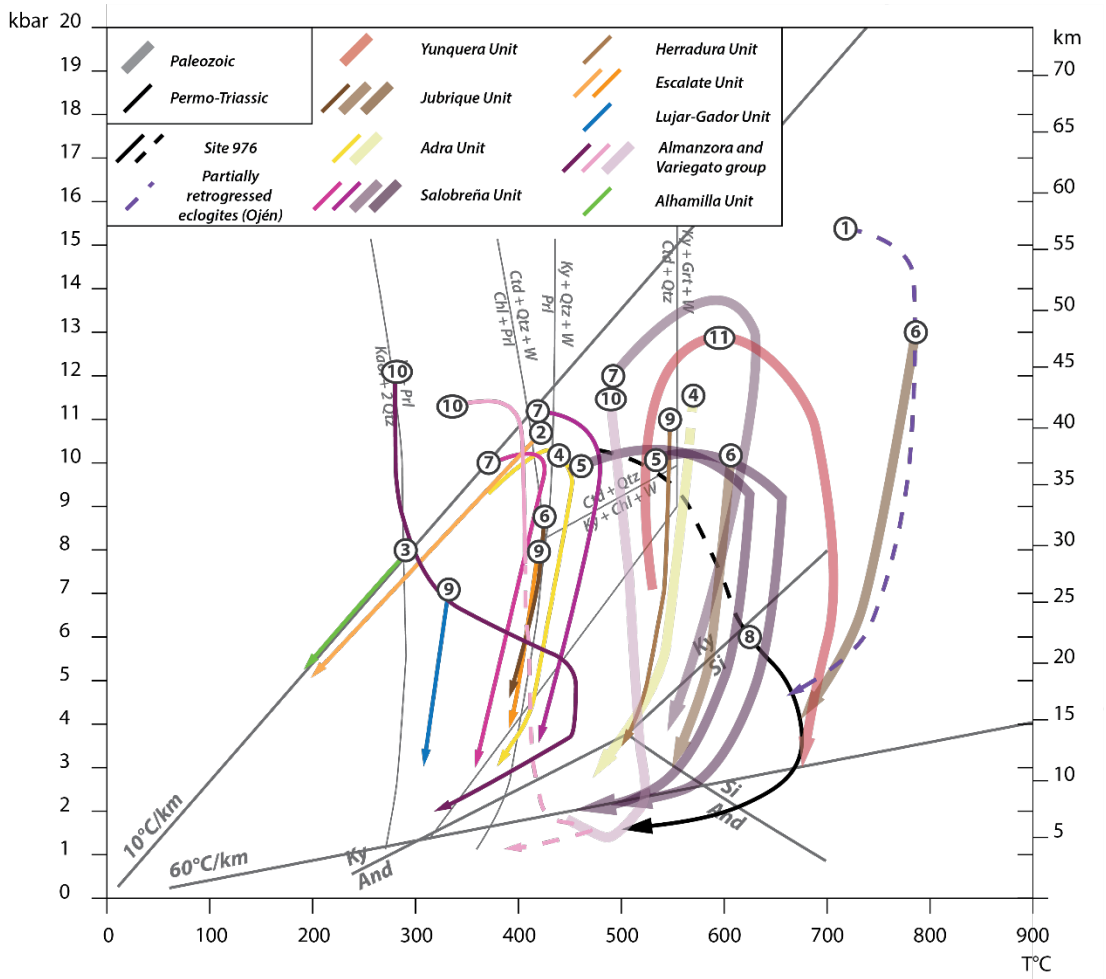



*Figure 3.3: Synthesis of the different P-T paths, detailed for each unit from the Alpujárride Complex, with the distinction between the Paleozoic and Permo-triassic metamorphic units. Data are from (1) Tubia and Gil Ibarguchi (1991); (2), (4), (7) Azañon et al. (1992, 1995, 1998); (3) Goffé et al. (1994); (5) Garcia-Casco and Torres-Roldán (1996); (6) Balanya et al. (1997); (8) Soto and Platt (1999); (9) Azañon and Crespo-Blanc (2000); (10) Booth-Rea et al. (2005) and (11) Esteban et al. (2005).*

Thus, one major question has lead this work, which is the existence or not of an Eocene HP-LT event in the Alpujárride Complex and if it is the case, what is the precise timing of this metamorphic episode. We then designed a dating strategy to address this question.

## 3.4. Sampling strategy and samples description

### *3.4.1. Sampling strategy*

Typology and distribution of the metamorphism within the Alpujárride Complex follow a quite simple first-order pattern showing a single regional-scale W-E temperature gradient, with maximum temperature around 500 °C near Malaga compared with 400 °C close to Granada, consistent with the limit of carpholite appearances/occurrences (Figure 3.1; *Goffé et al., 1989, 1996; Azañón et al., 1992, 1997, 1998; Vissers et al., 1995; Azañón and Goffé, 1997; Booth-Rea et al., 2005; Vissers, 2012*). However, despite the late HT metamorphic event the former HP/LT event is still recognizable

in the central and eastern parts where rocks never experienced temperatures above 350-400 °C (*Goffé et al., 1989, 1996; Azañón et al., 1992, 1997, 1998; Azañón and Goffé, 1997; Booth-Rea et al., 2005*). To allow detecting the precise relative timing of the late thermal event, which is already quite well documented, and of the HP/LT event, a total of 20 rock samples was selected in two different metamorphic environments within the Alpujárride Complex. (1) In metamorphic units located in the western part of the complex, where the HP/LT metamorphism is not observed and characterized by only HT-metamorphism. (2) In the central and eastern part of the complex where HP-LT metamorphic rocks commonly related to the Alpine subduction event are relatively well preserved, with minerals such as aragonite, carpholite, saliotite (*Goffé et al., 1989, 1994, 1996; Azañón et al., 1992, 1997, 1998; Azañón and Goffé, 1997*). All samples are located in the map presented on Figures 3.1 et 3.4.

Sampling strategy, but also targeted minerals or sample preparations differs for the western and eastern regions and are therefore presented separately. However, several common points led the sampling strategy in the entire Alpujárride Complex. First, sampling was focused on the Permo-triassic formations, to avoid possible confusion with inherited Variscan ages (*Goffé et al., 1989; Tubía and Gil Ibarguchi, 1991; Azañón et al., 1997; Booth-Rea et al., 2002; Zeck and Whitehouse, 2002; Booth-Rea et al., 2005; Esteban et al., 2011; Acosta-Vigil et al., 2016; Puga et al., 2017*). Only one exception was conceded with sample ALP1702, which comes from the Paleozoic graphitic schists out cropping in the Sierra Alhamilla because the maximum temperature recorded is only about ~300 °C in the Permo-Triassic formations from this Sierra, and because syn-orogenic exhumation has preserved the alpine HP/LT mineralogical assemblages (Figure 3.3; *Goffé et al., 1989, 1994, 1996*). As these Permo-Triassic units are preserved from the late Miocene thermal event, we assume that the whole sequence from the Paleozoic graphitic schists to the Triassic carbonates at the top of the series, also escaped from this late event. Thus, to confirm or not this hypothesis, a sampling at different structural levels of the same unit, here the Salobreña unit, has been operate, from the top of the sequence with a maximum temperature around 430 °C to the lower Paleozoic part which possibly recorded the late thermal event. Another important point that guided sampling, is the duality between the alpine-related veins and their hosts both within the unit and the sample. In fact, the HP/LT mineralogical assemblages are observed and preserved within the veins, without significant mineral deformation, while the host parts show clear deformation.

### *3.4.2. Samples description*

#### *3.4.2.1. Western part of the Alpujárride Complex*

In the western part of the Alpujárride Complex, the Guadaiza Unit and the Dorsale Calcaire Unit locally show spectacular evidence of LP-HT metamorphism (Figures 3.1 and 3.4). In this area, ten samples were collected (Table 3.1) and are described below.

*Table 3.1: Summary of the marble sample locations from the Guadaiza and Dorsale Calcaire (DCU) units, with the step-heating method used, i.e. single-grain or micas population, and the $^{40}Ar/^{39}Ar$ results, i.e. the total apparent age obtained and the associated "plateau age". Note that the dated micas are all phlogopites, with a size comprised between 50 and 1500 µm see text for details and Figure 3.5.*

| Sample | Unit | X | Y | Single-grain Population | TGA (Ma) | "Plateau age" (Ma) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| RDA1602 | DCU | 36.6261 | -5.0781 | s | 20.0 ± 0.2<br>20.2 ± 0.2 | -<br>- |
| RDA1608 | DCU | 36.6254 | -5.0803 | pop | 19.7 ± 0.1 | - |
| RDA1615 | DCU | 36.6332 | -5.0926 | pop | 20.6 ± 0.2 | 20.46 ± 0.06 |
| RDA1630 | DCU | 36.6256 | -5.1230 | pop | 19.9 ± 0.2 | 19.99 ± 0.05 |
| RDA1734 | DCU | 36,6364 | -5,0696 | s | 20.2 ± 0.2 | - |
| RDA1737 | DCU | 36,6310 | -5,0750 | s | 20.3 ± 0.2 | 20.3 ± 0.03 |
| RDA1743 | DCU | 36,6341 | -5,0772 | s | 20.1 ± 0.2 | 20.5 ± 0.1 |
| RDA1748 | DCU | 36,6351 | -5,0865 | pop | 20.3 ± 0.2 | 20.7 ± 0.1 |
| RDA1768 | DCU | 36,6414 | -5,0638 | pop | 20.4 ± 0.2 | 20.24 ± 0.04 |
| RDA1604 | Guadaiza | 36.4712 | -5.1716 | s | 20.2 ± 0.2 | - |

Guadaiza Unit consists in a Permo-Triassic meta-sedimentary sequence including schists and quartzites, which overlies Paleozoic migmatites. Sample RDA1604 was selected from a coarse-grained marble containing a phlogopite-diopside mineralogical assemblage indicating temperatures as high as ~725 °C (Figure 3.5; *Esteban et al., 2008*), located at the southern contact with the Ronda peridotite (i.e. near the locality of Estepona; Figure 3.1). While the structural relationships between Jubrique and Dorsale Calcaire Units are quite unclear, both units also show a very steep thermal gradient directed from the lower part to the upper part of the series. The Dorsale Calcaire Unit, in the HT-metamorphic zone, consists in a strongly deformed series of calcitic and dolomitic marbles then shows decreasing peak-temperature conditions from up to 600 °C to ~350 °C NNW-ward, as shown by from pseudo-section approach and RSCM data (Figure 3.4; *Mazzoli et al., 2013; Bessière et al., in prep*[1]]. Nine samples from the Dorsale Calcaire Unit (RDA1602, 08, 15, 30, RDA1734, 37, 43, 48 and 68; Figures 3.1 and 3.4 and Table 3.1) were collected (1) along a 2.4 km-long transect following the contact with the Bermeja Sierra and (2) along a 1.4 km-long perpendicular transect extending from this contact (Figure 3.4).

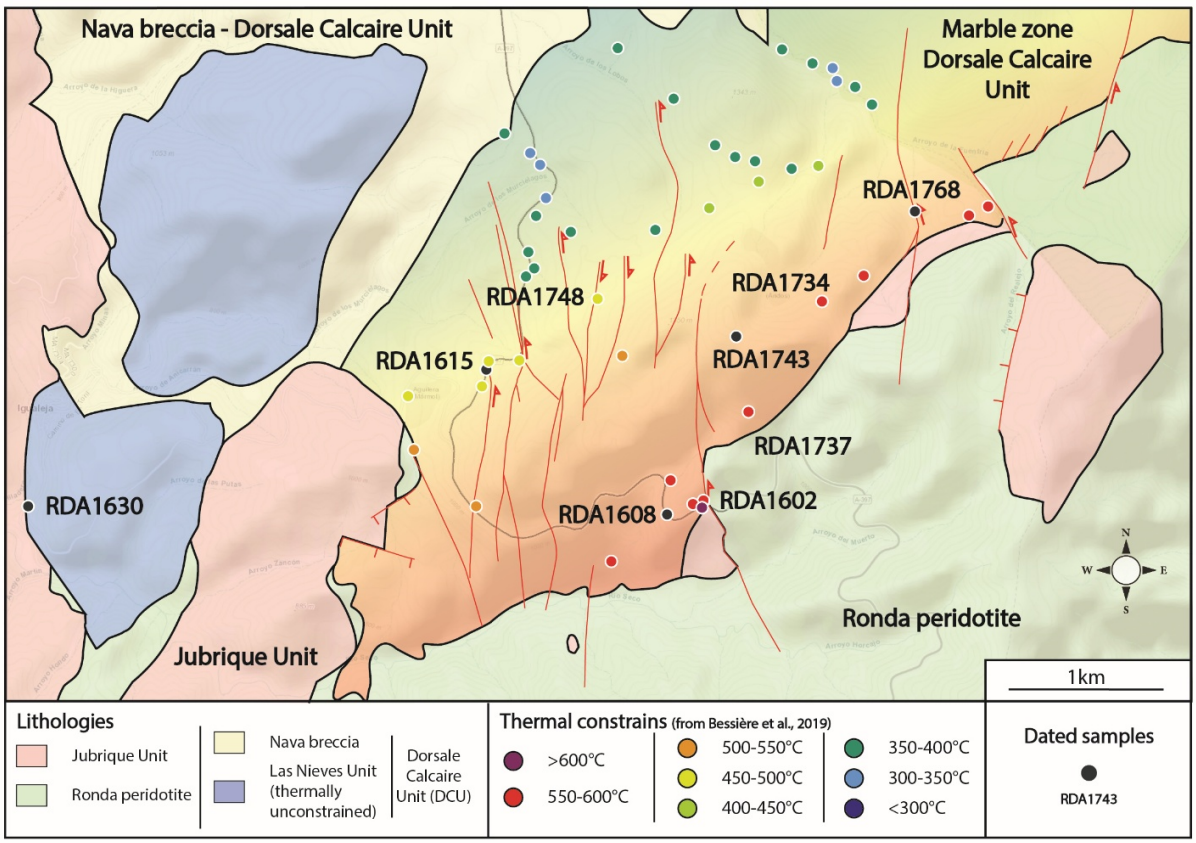



*Figure 3.4: Detailed geological and tectonic map of the western part of the Alpujárride Complex, with the location of Dorsale Calcaire unit samples. Thermal characterization of the area is from Bessière et al., in prep[1].*

### *3.4.2.2. Central and eastern Alpujárride Complex*

In the central and eastern areas, ten samples were collected (Table 3.2) and are described below. It is important to note that these samples were taken from areas where P-T estimates are available (*Goffé et al., 1989, 1996; Azañón et al., 1992, 1997, 1998; Azañón and Goffé, 1997; Booth-Rea et al., 2005*).

ALP1603 consists of a meta-quartzite of the Herradura unit, which shows a garnet-kyanite-plagioclase assemblage recording P-T peak conditions of 11 ± 1 kbar and 580 ± 40 °C (Figures 3.1, 3.6a and 3.6b; *Azañón et al., 1997*). ALP1601 and ALP1602 were collected in meta-pelites of the lower part of the Salobreña unit, containing carpholite + kyanite and kyanite + chloritoid + chlorite mineral assemblages in veins, yielding a pressure of 10 ± 2 kbar and a temperature of 450 ± 30 °C (Figures 3.1, 3.7a, 3.7b and 3.7c; *Azañón et al., 1997*). TREV.1, belonging to the Trevenque nappe, is a micaschist containing pyrophyllite, structurally belonging to the upper part of the Salobreña unit, very close to the major tectonic contact with the Nevado-Filabride Complex (Figures 3.1 and 3.8a). This unit is characterized by Fe-Mg-carpholite + chlorite preserved in quartz-veins, with occasional kyanite and aragonite (*Goffé et al., 1989; Azañón et al., 1992; Azañón and Goffé, 1997*). Although it belongs to the same unit as ALP1601 and ALP1602, estimated metamorphic conditions are slightly

*Table 3.2: Summary of the samples from the central and eastern Alpujárride Complex, with the lithology, the mineral assemblages and the P-T conditions associated, the unit and the localities where sampling have been done, associated to the coordinates and the step-heating method used, i.e. single-grain, micas population or whole rock, and the white micas $^{40}Ar/^{39}Ar$ results, i.e. the total apparent age obtained and the associated "plateau age". Mineral assemblages and the associated P-T conditions are after Azañon et al., 1992, 1995, 1997, 1998; Azañon and Goffé, 1997; Booth-Rea et al., 2002, 2005; Platt et al., 2005.*

| Sample | Lithology | P-T conditions | Unit | Localities | X Lat | Y Long | Method (single-grain, micas population or whole rock) | TGA (Ma) | "Plateau age" (Ma) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ALP1601h | Permo-triassic cld-ky meta-pelitic schists | 10-12 kbar 450-480 °C | Salobreña | Otivar | 36.836806° | -3.704833° | wr | 30.2 ± 0.3<br>29.8 ± 0.3 | -<br>- |
| ALP1601v | qz-vein of the Permo-triassic cld-ky schists | | Salobreña | | | | pop | 20.3 ± 0.2 | 20.32 ± 0.03 |
| ALP1602h | Permo-triassic cld-ky meta-pelitic schists | | Salobreña | Otivar | 36.833500° | -3.706278° | wr | 21.2 ± 0.2<br>21.9 ± 0.2 | -<br>- |
| ALP1602v | qz-vein of the Permo-triassic cld-ky schists | | Salobreña | | | | pop | 19.6 ± 0.2 | 19.68 ± 0.03 |
| ALP1603 | Permo-triassic meta-quartzite | 11 ± 1 kbar 580 ± 40 °C | Herradura | Canillas de Aceituno | 36.869167° | -4.065639° | pop | 20.4 ± 0.2 | 20.0 ± 0.03 |
| ALP1702v | ky-quartz-vein in Paleozoic garnet graphitic schist | ~ 10 kbar 540-600 °C | Alhamilla | Nijar | 36.961210° | -2.295880° | s | 19.6 ± 0.2 | 19.52 ± 0.04 |
| ALP1706 | low-grade Permo-triassic phyllite | 7.5 ± 1 kbar < 420 °C | Esacalate | El Rio Grande (Berja) | 36.827600° | -3.021490° | wr | 41.6 ± 0.5<br>52.6 ± 0.5 | -<br>- |
| ALP1712h | Triassic phyllite | 9 ± 1 kbar 380 ± 30 °C | Variegato | Mojacar | 37.122220° | -1.853620° | wr | Not analyzed | |
| ALP1712v | vein in Triassic phyllite | | Variegato | | | | pop | 17.7 ± 0.3 | 18.1 ± 0.2 |

| | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ALPA1713h | Triassic phyllite | | Variegato | La Galeria - Pilar de Jaravia (Pulpi) | 37.385880° | -1.699500° | wr | 22.2 ± 0.3<br>20.4 ± 0.3 | -<br>- |
| ALP1713v | vein in Triassic phyllite | | Variegato | | | | pop | Not analyzed | |
| EST1610 | Permian meta-conglomerate | ~ 7 kbar<br>~ 450 °C | Estancias | Vélez-Rubio | 37.631411° | -2.004945° | wr | 22.5 ± 0.3<br>24.1 ± 0.3 | 22.6 ± 0.2<br>- |
| TREV.1 | Permo-triassic chl pyrophyllite with qz veins | 9 ± 2 kbar<br>420 ± 30 °C | Salobreña | Trevenque Pass (Granada) | 37.067278° | -3.474694° | pop | 38.2 ± 0.4<br>38.4 ± 0.4 | -<br>- |
| Betw3b | Light-coloured schists with alternation of meta-carbonates and quartzites | 7 ± 1 kbar<br>300-350 °C | Escalate | Orgiva | 36.905022° | -3.371428° | wr | 18.9 ± 0.2 | 18.9 ± 0.03 |

different (i.e. 9 ± 2 kbar and 420 ± 30 °C), because of the good preservation of the HP/LT minerals, and no record of the following HT/LP metamorphism event aragonite (*Azañón et al., 1992; Azañón and Goffé, 1997*). Betw3b is a light-coloured schist belonging to the Escalate unit that is composed of alternating of schists, carbonates and quartzites (Figures 3.1 and 3.9a). Located in the vicinity of the major tectonic contact with the Nevado-Filabride Complex, this sample is characterized by a mineralogical assemblage of carpholite + pyrophyllite + quartz. Occasionally chloritoid is observed and Fe- or Mg-carpholite are present as mesoscopic fibres aragonite (*Azañón and Goffé, 1997*). Metamorphic P-T peak conditions are estimated around 7 ± 1 kbar and 300-350 °C. ALP1706 is a low-grade phyllite from Escalate unit, in the Rio Grande area, showing a mineralogical assemblage of phengite + paragonite + chlorite + albite and locally carpholite relics, which yields a pressure peak of 7.5 ± 1 kbar for a temperature < 420 °C (Figures 3.1, 3.10a, 3.10b and 3.10c; *Azañón et al., 1997; Platt et al., 2005*). ALP1702 was collected in the Paleozoic graphitic schists of Sierra Alhamilla, containing quartz veins with kyanite and white micas formed during the Alpine retrograde metamorphic event (Figures 3.1, 3.11a, 3.11b and 3.11c; *Platt et al., 2005*). The host rocks of these veins is a medium-grade schist characterized by garnet + staurolite + kyanite + muscovite + biotite + rutile, with an estimated pressure around 10 kbar and an associated temperature probably around 540-600 °C, metamorphic conditions related to the Variscan orogeny (*Platt et al., 1983, 2005*). EST1610 was collected in the Permian meta-conglomerate of Sierra de las Estancias, around 7 kilometers east of Vélez-Rubio (Figures 3.1, 3.12a and 3.12b). This area comprises metamorphic rocks containing muscovite, chlorite and locally chloritoid, kyanite and carpholite relics, giving P-T estimates of ~7 kbar and ~450 °C (*Platt et al., 2005*). ALP1712 was sampled in the Triassic phyllites of Sierra Cabrera, while ALP1713 was collected in the Triassic phyllites of Sierra Almagrera (Figures 3.1 and 3.13a). These last two samples, belonging to the Variegato unit located close to the contact with the Nevado-Filabride Complex, are characterized by a mineralogical assemblage of chlorite + Mg-carpholite + pyrophyllite in quartz-veins, giving metamorphic peak conditions of 9 ± 1 kbar and 380 ± 30 °C (*Booth-Rea et al., 2005*).

### 3.5. Texture, microstructure and mineral composition

A compilation of microscopic observations from Guadaiza Unit and Dorsale Calcaire Unit is presented in Figure 3.5. The marble samples are mainly composed by calcite and dolomite grains, in association with olivine, serpentine and phlogopite (Figure 3.5). Usually, calcite and dolomite grains are poorly deformed and can be as large as 1.5 mm (Figure 3.5b). In that case, phlogopite grains are quite large too, while small micas are prevalent in some samples associated with small calcite grains (Figures 3.5b and 3.5c). It is important to note that no significant deformation affect neo-crystallized phlogopites and others minerals (Figure 3.5), ruling out the effect of deformation or later alteration on their $^{40}Ar/^{39}Ar$ systematics. In addition, the phlogopites show relatively homogeneous chemical

compositions, with a slight Fe-enrichment trend from the very HT samples to the lower HT samples (Figure 3.5e). Concerning the others samples, i.e. from the central and eastern Alpujárride Complex, microscopic observations and chemical analysis are presented and detailed for each sample in Figures 3.6 to 3.13.

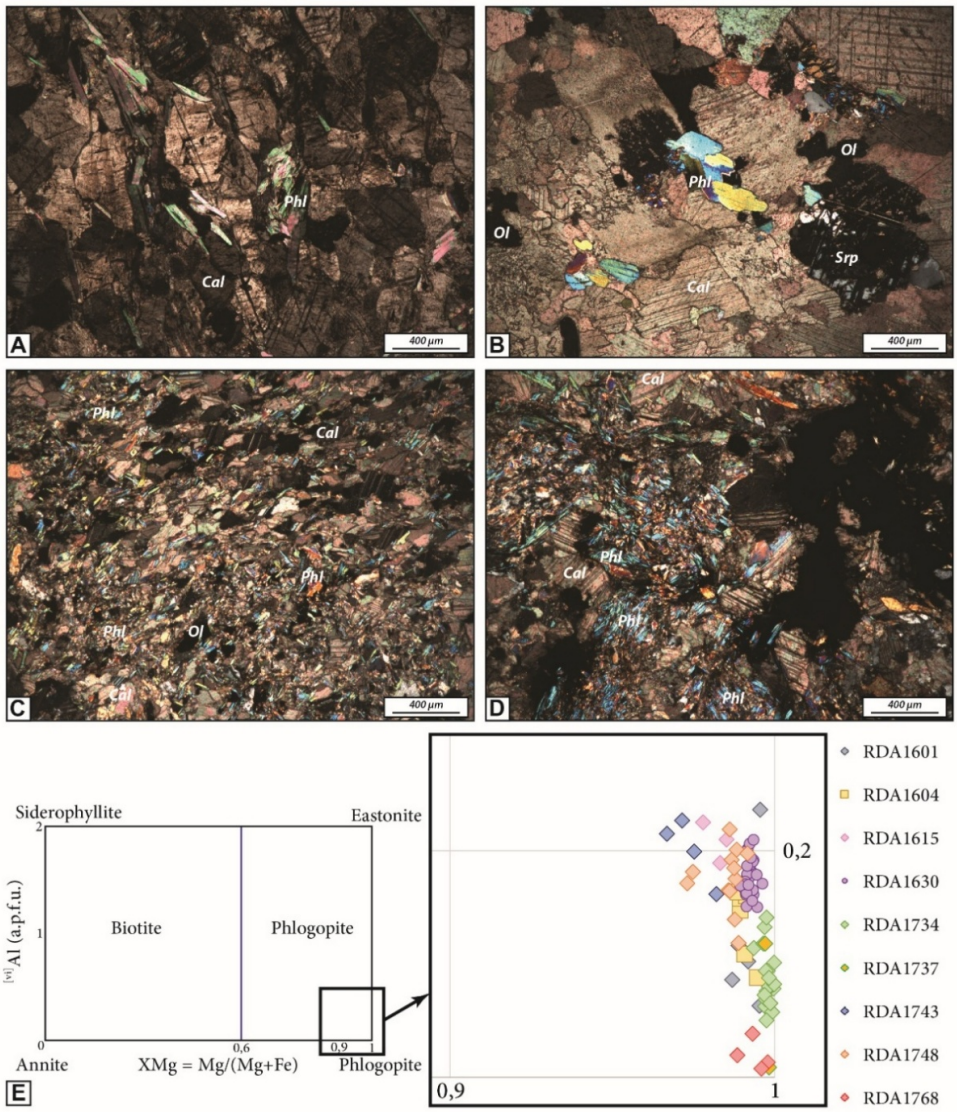



*Figure 3.5: Microscopic observations of phlogopites from marbles (Guadaiza and Dorsale Calcaire units) and description of the dated samples chemistry, analyses are done with an electron microprobe.*

**ALP1603** shows large deformed grains of kyanite and locally an important grain-size reduction of quartz (Figure 3.6c). Large grains of white micas (Figures 3.6c and 3.6d) are mostly sequent to the main foliation and grow in pressure shadows of deformed garnet or kyanite or in between boudins of stretched kyanite (Figures 3.6c and 3.6d). White micas display slightly scattered compositions, but in detail, some variations from core to rim, Fe-rich to Fe-poor, in the mica compositions can be seen (Figures 3.6e and 3.6f). In addition, $X_{Mg}$ shows a wide dispersion from c. 0.14 to c. 0.55, while the Si content is comprised between c. 3.0 and c. 3.22 (Figure 3.6f).

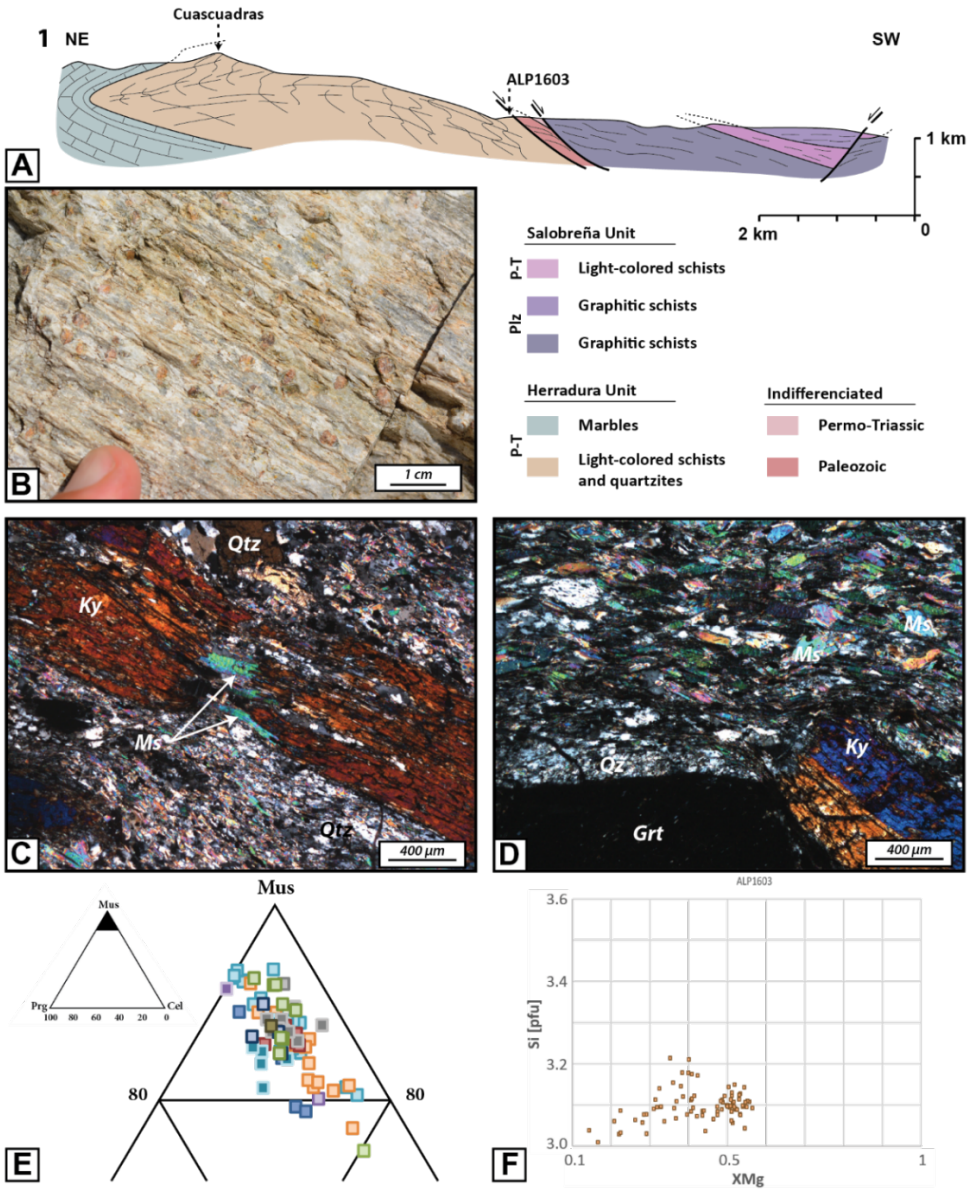



*Figure 3.6: Summary of structural, petrographical and geochemical observations for the sample ALP1603. (a) Geological and tectonic cross-section of the sampled area and location of the sample, modified after Alonso-Chaves and Orozco (2007). (b) Picture of the sample. (c) and (d) Microscopic observations of the dated sample. (e) White micas chemistry of the sample. (f) $X_{Mg}$ diagram*

**ALP1601 and ALP1602**, collected a few meters apart are associated to metamorphic veins hosted in a deformed chlorite-bearing micaschist, which has been analysed separately (Figure 3.7). The sample from the host rock (i.e. ALP1601h) is mainly composed of small white micas, quartz and chlorite (Figures 3.7b, 3.7c and 3.7d). This sample shows a very fine grain-size foliation, mainly marked by the orientation of white micas deformed by small-scale folds and associated crenulation cleavage (Figure 3.7d). On the opposite, the sample from the metamorphic vein (i.e. ALP1601v) is not deformed and shows a mineralogical assemblage with coarse grain-size kyanite, white mica and calcite (Figures 3.7c and 3.7e). Chemical composition of white micas from the host or vein parts show a clear difference, with a chemical evolutions respectively from a more important paragonite

composition to a more important muscovite component (Figure 3.7f). Regarding the $X_{Mg}$, there is no significant variation between the host and vein part, which is comprised between c. 0.25 and c. 0.5. A little variation is observed between the host and the vein part for the Si content. The host part highlights quite low values, comprised between c. 3.0 and c. 3.12, while the vein part provide more scattered values, comprised between 3.02 and 3.23 (Figure 3.7g).

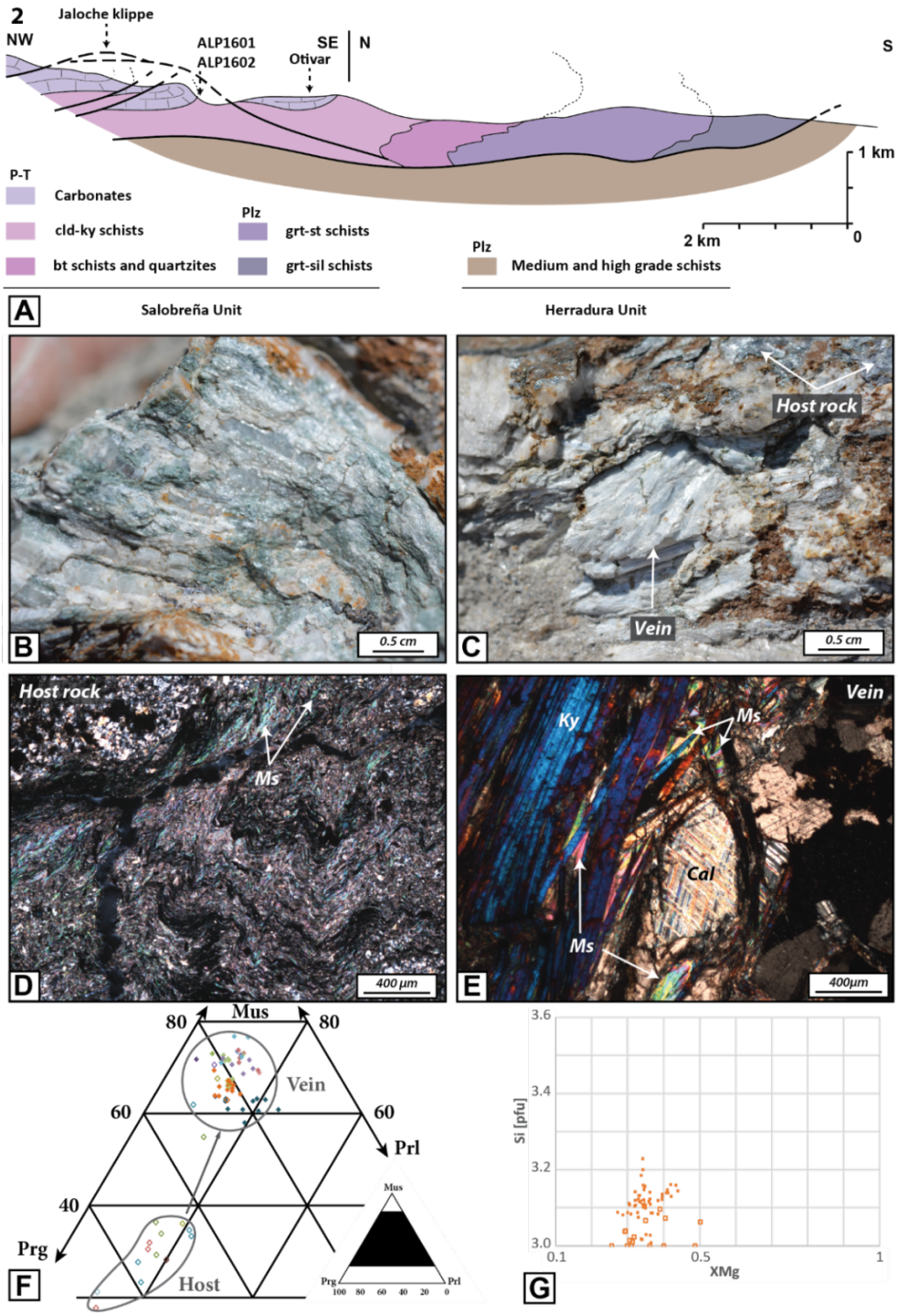



*Figure 3.7: Summary of structural, petrographical and geochemical observations for the samples ALP1601 and ALP1602. (a) Geological and tectonic cross-section of the sampled area and location of the samples, modified after Azañon et al. (1998). (b) and (c) Pictures of the sample. Microscopic observations of the dated samples (d) the host part and (e) the vein part. (f) White micas chemistry of the samples. (g) $X_{Mg}$ diagram.*

Micaschist **TREV.1** contains quartz, white micas and chlorite, associated with a well-developed planar fabric (Figure 3.8b). White mica appears undeformed and is sometimes secant to the main foliation (Figure 3.8c). The mica composition is homogeneous with no significant chemical variations within grains (Figures 3.8d) with $X_{Mg}$ and Si content relatively stable, from c. 0.29 to c. 0.40 and c. 3.1 and c. 3.18, respectively (Figure 3.8e).

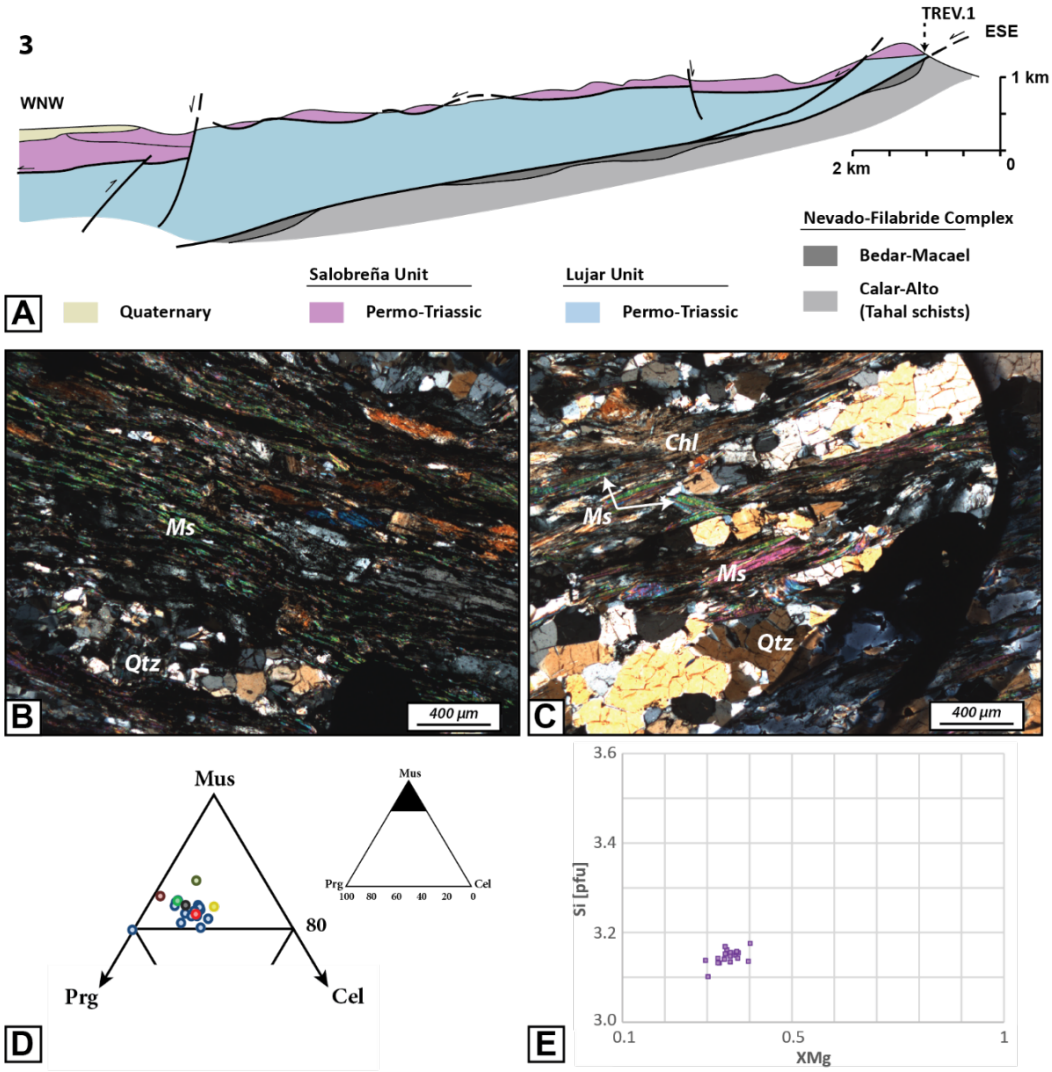



*Figure 3.8: Summary of structural, petrographical and geochemical observations for the sample TREV.1. (a) Geological and tectonic cross-section of the sampled area and location of the TREV.1 sample, modified after Sanz de Galdeano and Lopez-Garrido (1999). (b) and (c) Microscopic observations of the dated sample. (d) White micas chemistry of the sample. (e) $X_{Mg}$ diagram.*

**Betw3b** is a light-colored micaschist composed of quartz, biotite, kyanite and white micas and characterized by a locally well-developed foliation and significant reduction of the quartz grain-size (Figure 3.9b). Locally, this main foliation is partially overprinted by a crenulation cleavage composed of white mica and biotite (Figure 3.9c). The composition is dominantly of the phengite group at the limit with the muscovite domain. A small variation is observed for the $X_{Mg}$ with values from c. 0.31 to c. 0.55 and for the Si content, which is comprised between c. 3.10 and c. 3.19.

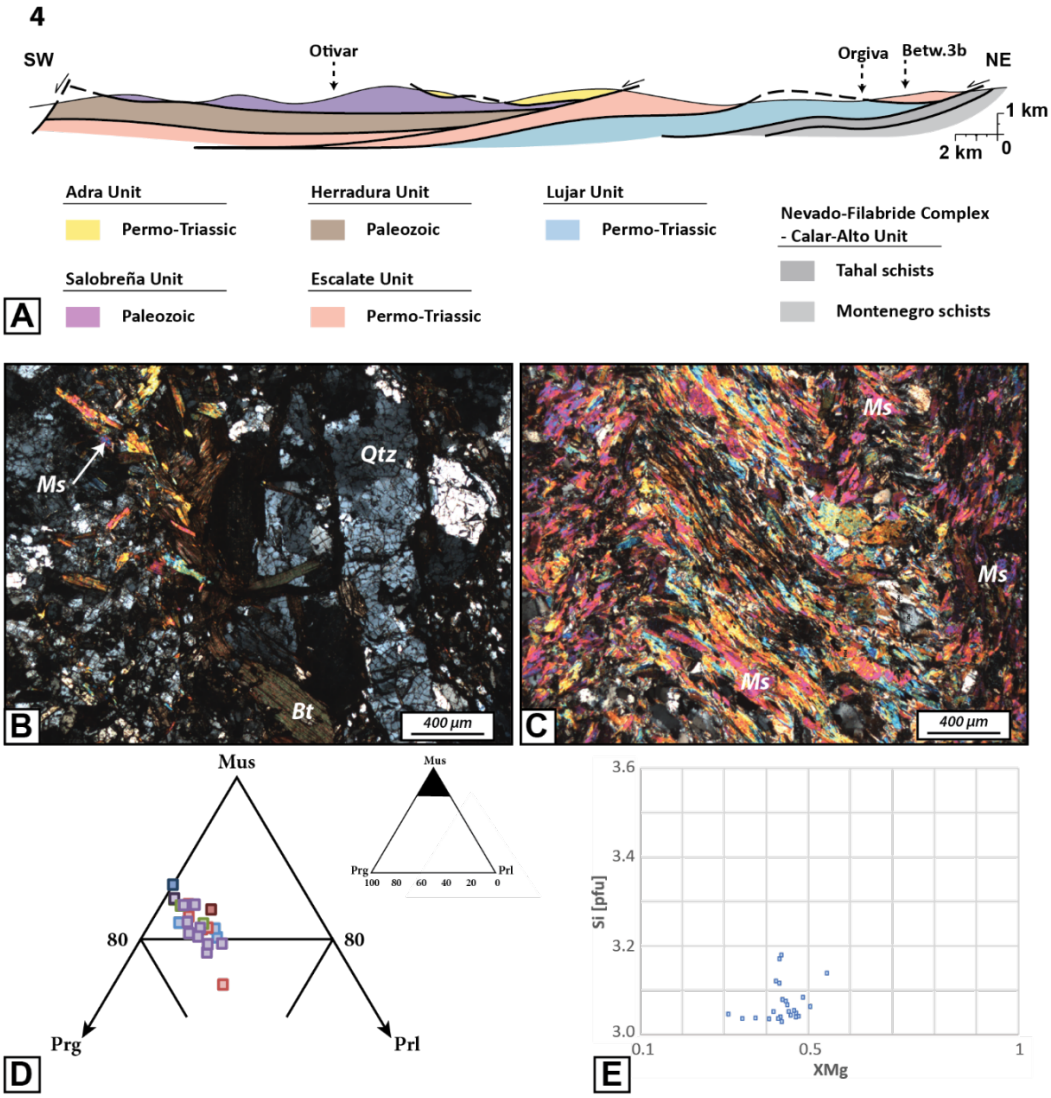



*Figure 3.9: Summary of structural, petrographical and geochemical observations for the sample Betw3b. (a) Geological and tectonic cross-section of the sampled area and location of the sample, modified after Azañon et al. (1998). (b) and (c) Microscopic observations of the dated sample. (d) White micas chemistry of the sample. (e) XMg diagram*

**ALP1706** is an extremely fine-grained schist displaying few identifiable minerals, including white micas (Figures 3.10b, 3.10c and 3.10d). A highly penetrative foliation is observed and overprinted by a crenulation cleavage more or less marked, but usually well-defined. Unfortunately, the small grain-size precludes an accurate chemical determination.

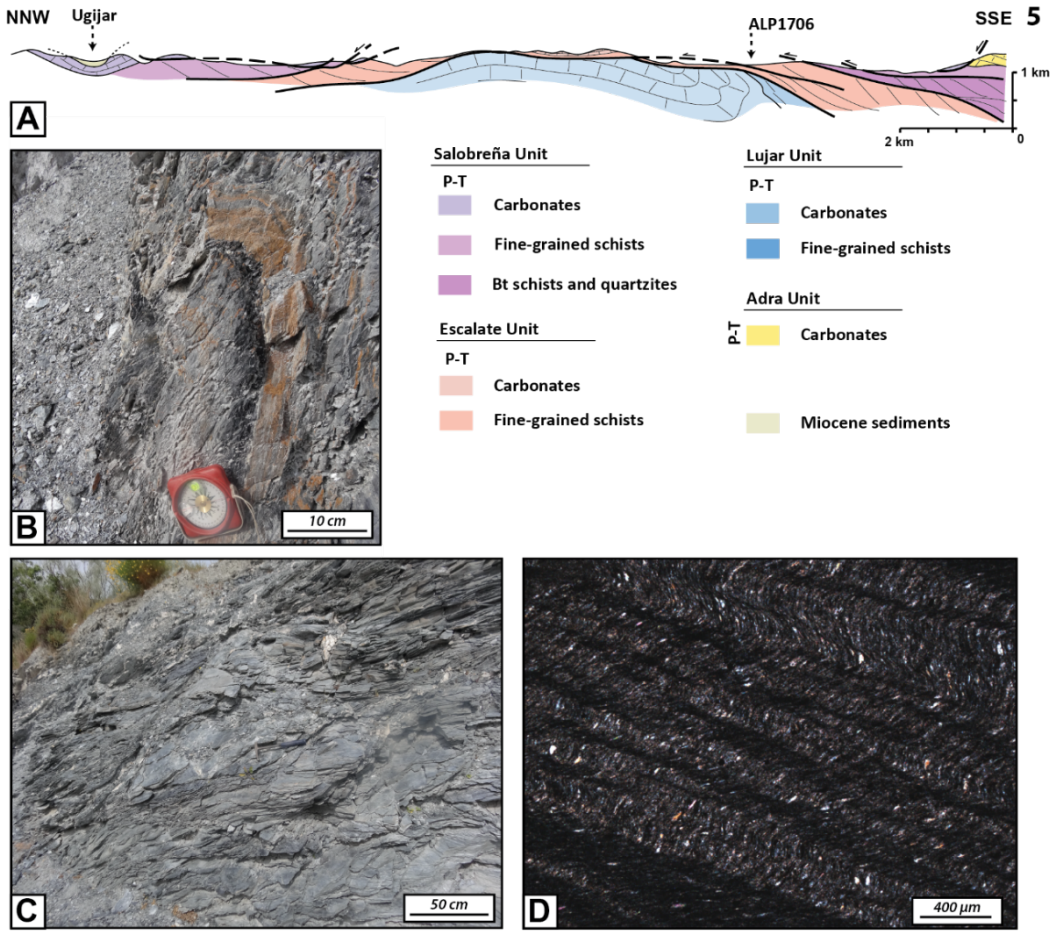



*Figure 3.10: Summary of structural, petrographical and geochemical observations for the sample ALP1706. (a) Geological and tectonic cross-section of the sampled area and location of the sample, modified after Azañon et al. (1995). (b) and (c) Pictures of the unit. (d) Microscopic observations of the dated sample.*

The vein **ALP1702** consist in a mineralogical assemblage of white micas + quartz + chlorite (Figure 3.11d and 3.11e). White micas and quartz grains are in textural equilibrium and no significant deformation is observed (Figure 3.11d). Micas are quite homogeneous with $X_{Mg}$ ranging from c. 0.51 to c. 0.78, but with a majority of values between c. 0.6 to c. 0.74 (Figures 3.11f and 3.11g). Si content is also stable from c. 3.1 to c. 3.33, with a maximum between c. 3.18 and c. 3.27.

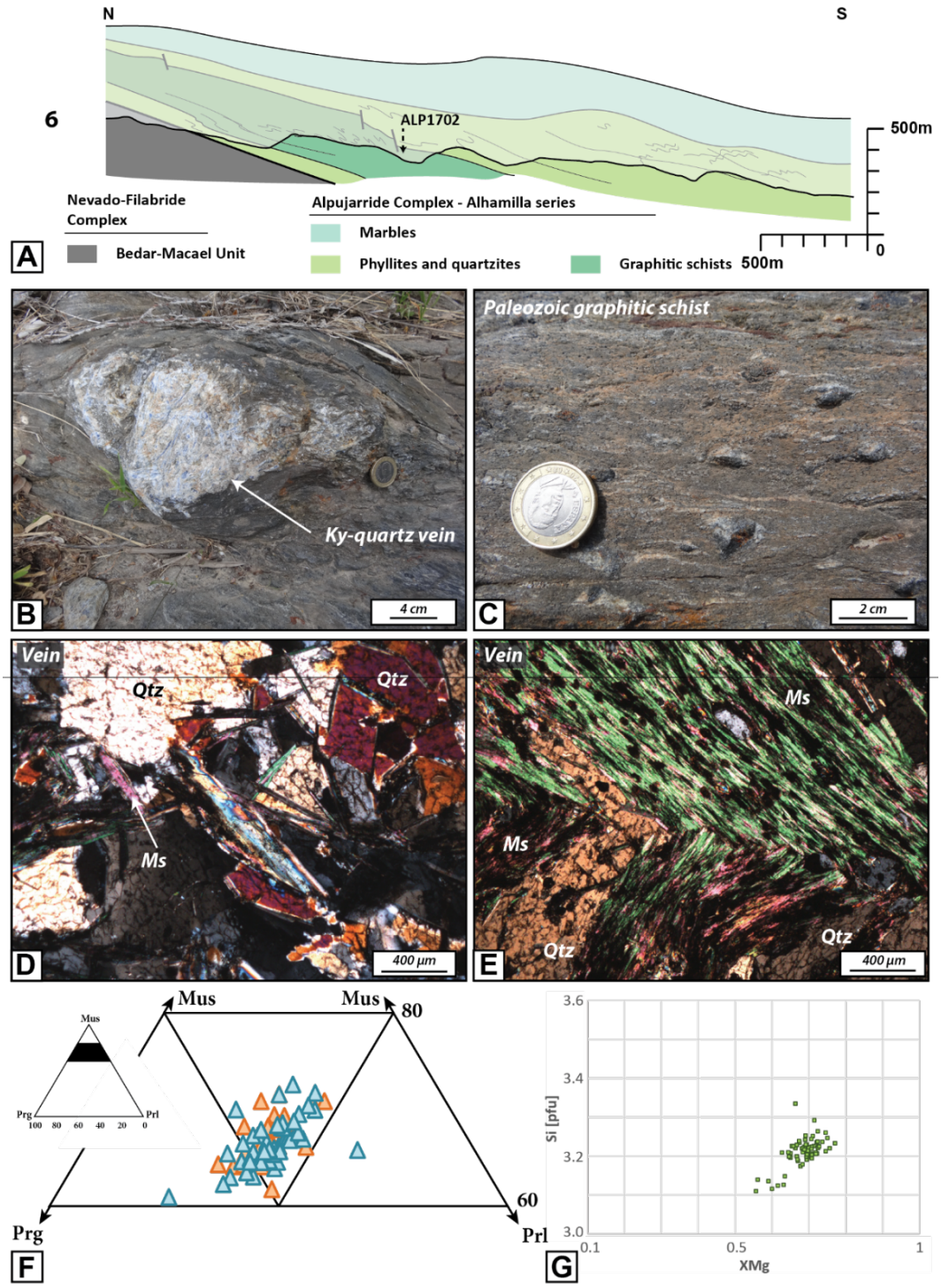



*Figure 3.11: Summary of structural, petrographical and geochemical observations for the sample ALP1702. (a) Geological and tectonic cross-section of the sampled area and location of the sample, modified after Platt et al. (1983). (b) and (c) Pictures of the sample and the unit. (d) and (e) Microscopic observations of the dated sample. (f) White micas chemistry of the sample. (g) $X_{Mg}$ diagram.*

Meta-conglomerate **EST1610** shows mainly quartz grains and a few slightly deformed white micas and kyanite defining a major penetrative foliation (Figure 3.12c; *Platt et al., 2005*). White mica composition is quite scattered and similarly, $X_{Mg}$ evolving from c. 0.5 to c. 0.93 with a quite homogeneous Si content bracketed between c. 3.03 and c. 3.18 (Figures 3.12d and 3.12e).

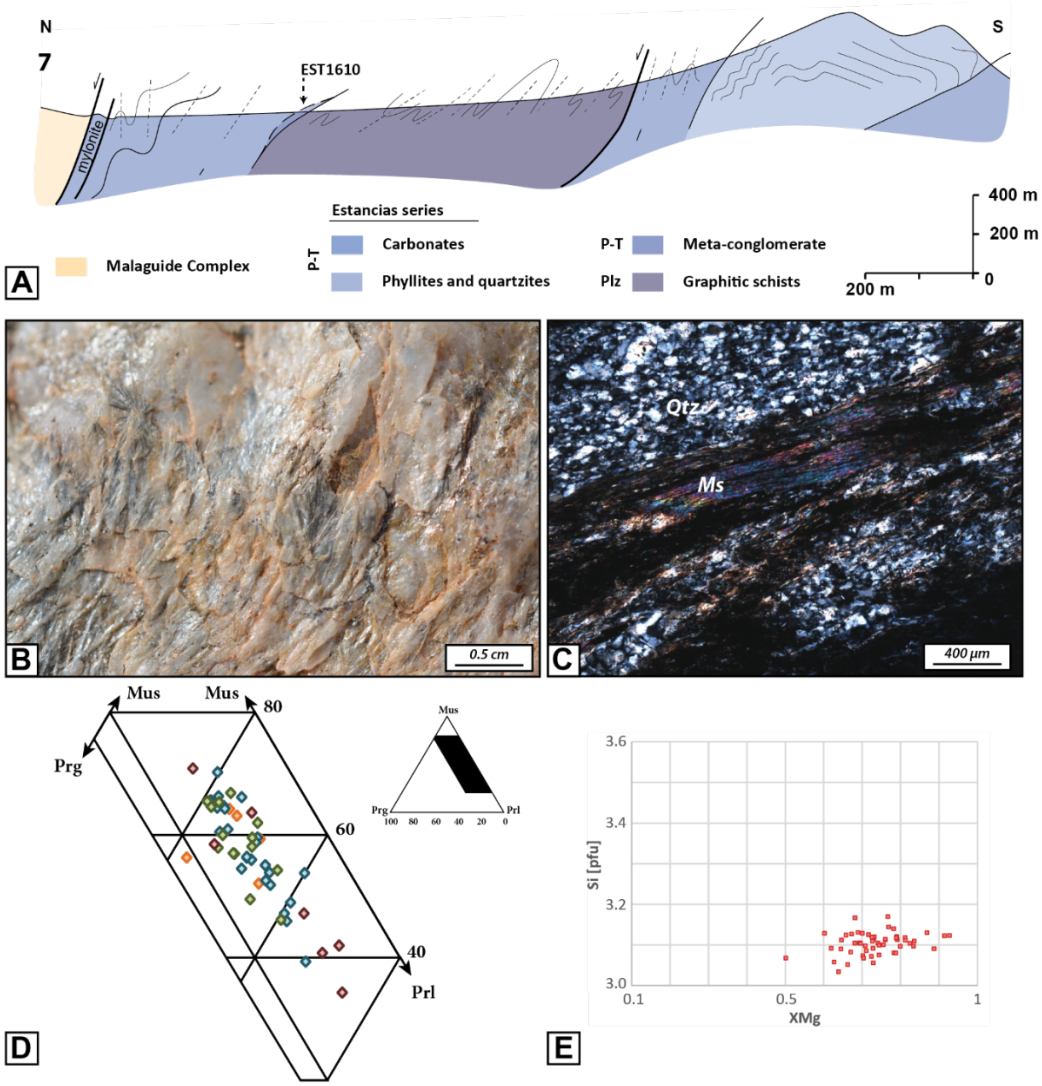



*Figure 3.12: Summary of structural, petrographical and geochemical observations for the sample EST1610. (a) Geological and tectonic cross-section of the sampled area and location of the sample, modified after Platt et al. (2005). (b) Picture of the sample. (c) Microscopic observations of the dated sample. (d) White micas chemistry of the sample.*

**ALP1712** and **ALP1713** are characterized by chlorite + Mg-carpholite + pyrophyllite + quartz in host rock and quartz + pyrophyllite in metamorphic veins (Figures 3.13b and 3.13c). The host rock is characterized by a fine-grained foliation, notably marked by oriented white micas, associated with small folds (Figure 3.13b). Alternatively, the micas in the vein are not deformed (Figure 3.13c). Despite a limited number of analysis, white micas composition in veins (i.e. sample ALP1712v) are homogeneous, with a Si content between c. 3.15 and c. 3.21 and a $X_{Mg}$ varying from c. 0.28 to c. 0.35 (Figures 3.13d and 3.13e).

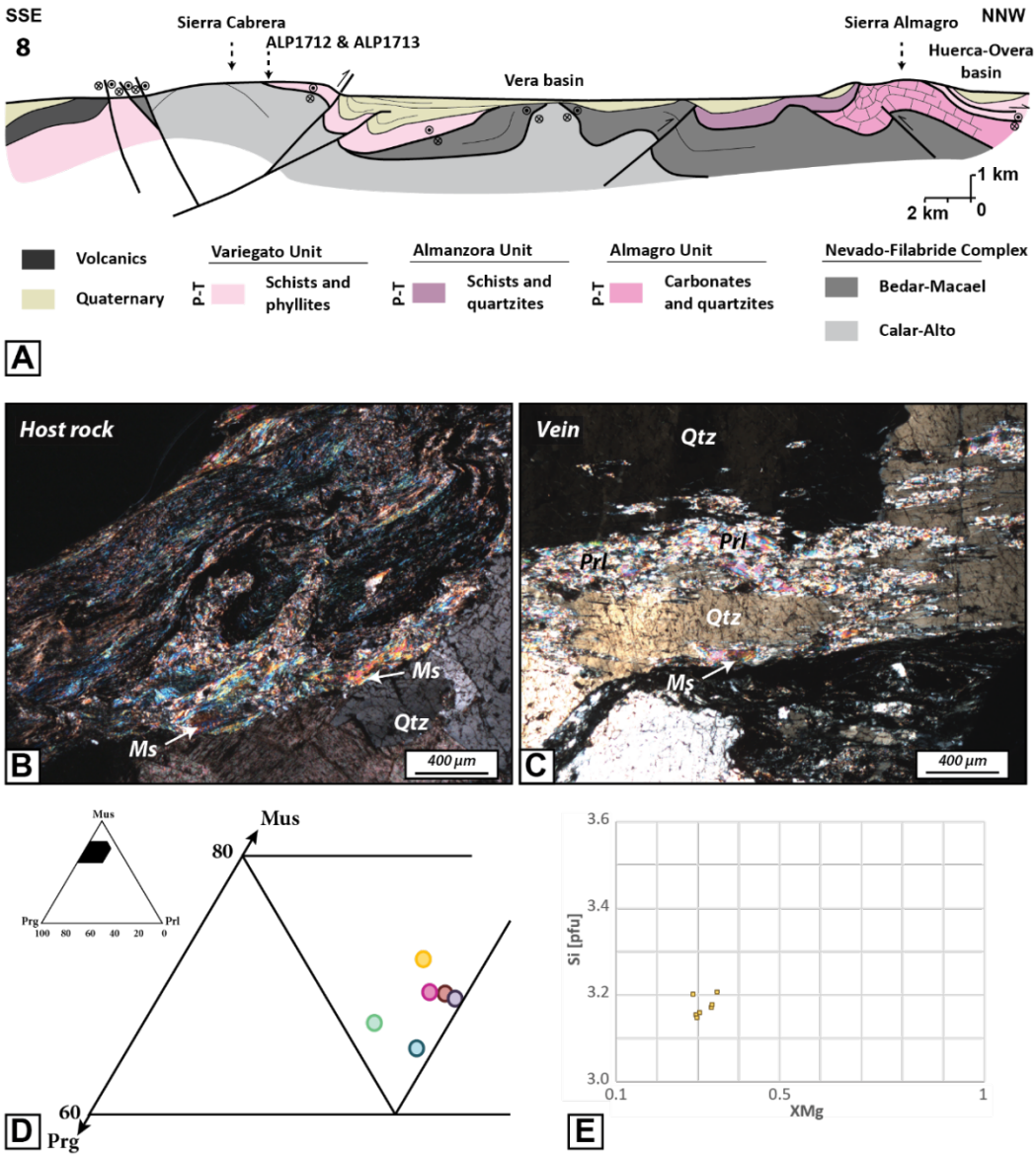



*Figure 3.13: Summary of structural, petrographical and geochemical observations for the samples ALP1712 and ALP1713. (a) Geological and tectonic cross-section of the sampled area and location of the samples, modified after Booth-Rea et al. (2005). (b) and (c) Microscopic observations of the dated samples. (d) White micas chemistry of the sample. (e) $X_{Mg}$ diagram.*

## 3.6. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating

### *3.6.1. Sample preparation and analytical procedure*

Samples were selected according to their freshness both macro- and microscopic. To avoid surface alteration and microfractures, they were cut into small pieces with a diamond saw, then crushed and sieved into several grain size fractions 2 mm > 1 mm > 500 µm > 250 µm. Two populations were retained: (1) the 1 mm-500 µm fraction, providing large grains analysed as a single grains or multi-grain aggregates; or (2) the 500-250 µm fraction for bulk stepwise dating. The crushed fractions were washed in deionized water in an ultrasonic bath for 15 seconds with as many rinses as necessary to remove all dust and adhering particles, and subsequent drying in a vented oven at 50 °C. Phlogopites from marble samples were obtained by dissolution of small pieces of calcitic marbles into a HCl bath until calcite completely disappeared, followed by several deionized water baths. Single-grains or mica clusters were handpicked under a high-magnification binocular, following several criteria: (i) selecting optically homogeneous grains or fragments, (ii) choosing the most translucent ones, devoid of impurities and inclusions, defects, microscopic-scale alteration, and (iii) picking the same grain- or fragment-size type. Handpicked grains/clusters were soaked in a bath of 5 % of $HNO_3$ solution and submitted to an ultrasonically rinse during 10-15 seconds, allowing to remove any residual alteration and impurities.

Samples were individually wrapped in Al packets and stacked into a thin-walled (<0.1 mm) Al-tube container (can) with one monitor level every five samples loaded with FC sanidine standard monitors of known age of 28.02 ± 0.28 Ma (*Renne et al., 1998*). The can length depends on the packet number and is closed by two Al-plugs on both ends. The can was irradiated in the Cd-lined, in-core CLICIT facility of the Oregon State University TRIGA reactor (Corvallis, Oregon, USA), for ~5 hours.

All analyses were performedin the $^{40}Ar/^{39}Ar$ laboratory at the Orléans University (France), featuring 3 high-resolution HELIX SFT® (Thermo Scientific) mass-spectrometers equipped with ultra-low-blank extraction lines. For step-heating analysis, Synrad $CO_2$ lasers are used to extract the gas by increasing the laser power using a beam width twice as large as the largest sample dimension to ensure homogeneous heating. Evolved gas is purified during 6 minutes using a cold finger immersed in an ethanol + liquid nitrogen mixture (-127 °C) and two Zr-Al getters (GP50 SAES getters) held at 250 °C before introduction into the mass-spectrometer. Upon admission in the mass-spectrometer, the Ar isotopes are sequentially measured on the secondary electron multiplier ($^{36}Ar$, $^{37}Ar$, $^{38}Ar$, $^{39}Ar$ and $^{40}Ar$) and the Faraday ($^{40}Ar$). Blanks are run before and after every consecutive step were typically (in fA): $2.8*10^{-2}$ (m/e = 36), $3.0*10^{-2}$ (m/e = 37), $7.3*10^{-3}$ (m/e = 38), $3.7*10^{-2}$ (m/e = 39), $4.2*10^{-1}$ (m/e = 40). The data were regressed and corrected for instrumental parameters (blank, mass discrimination,

SEM dead-time, post irradiation decay, atmospheric contamination, J-gradient monitoring) following (*Scaillet, 2000; Scaillet and Guillou, 2004*).

### *3.6.2. Age results*

$^{40}Ar/^{39}Ar$ results are summarized and presented according to location in the Figures 3.1, 3.14, 3.15, 3.16 and Table 3.1. Apparent ages from the phlogopite samples of the Guadaiza Unit and the Dorsale Calcaire Unit show a narrow range between 19.7 ± 0.1 Ma (sample RDA1608) and 20.6 ± 0.2 Ma (sample RDA1615). Apparent mica ages from the central and eastern part of the chain are more scattered between 18.1 ± 0.2 Ma (sample ALP1712v) and c. 38.4 ± 0.4 Ma Ma (sample TREV.1). These groups are described below.

#### *3.6.2.1. Western region: Guadaiza and Dorsale Calcaire units samples*

Phlogopite single-grains from **RDA1602** gave two flat age spectra with a total age of 20.0 ± 0.2 Ma and 20.2 ± 0.2 Ma respectively (Figure 3.14a). The second spectrum shows a slight increase of the apparent age during the first four steps, which can be correlated with decreasing $^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ ratio and $^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ ratio (see Annexe 3). Sample **RDA1734** (single-grain) again provided a flat spectrum with an apparent total age of 20.2 ± 0.2 Ma (Figure 3.14b). The first three steps are disturbed and show an increase of the apparent age, which can be correlated with the decreasing of the $^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ ratio, as well as the increasing of the $^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ ratio (see Annexe 3). Phlogopite **RDA1737** (single-grain) provided an apparent total age of 20.3 ± 0.2 Ma and an associated plateau age of 20.3 ± 0.03 Ma running over more than 99 % of the total $^{39}Ar$ released, and comprising 7 out of a total of 12 steps (Figure 3.14b). The first two steps are marginally younger than the others and the last two ones are older than the rest. The first two steps are correlated with a high $^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ ratio compared to the rest of the spectrum (see Annexe 3). Phlogopite **RDA1743** (single-grain) gives a total age of 20.1 ± 0.2 Ma associated with a plateau at 20.5 ± 0.1 Ma covering 95 % of the total $^{39}Ar$ released, and comprising 19 out of 28 steps (Figure 3.14c). The spectrum is basically flat with a few disturbances at the beginning and end of the gas release. While the first six steps slightly increase, the last five steps are more scattered and less precise (Figure 3.14c). Phlogopite **RDA1604** (single-grain) gave a total-gas age of 20.2 ± 0.2 Ma with a markedly discordant fusion step (Figure 3.14d) correlated with a high $^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ ratio (see Annexe 3).

Phlogopite population **RDA1608** gave an apparent total age of 19.7 ± 0.1 Ma with a slightly disturbed spectrum showing initially increasing apparent ages anti-correlated with decreasing $^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ and $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ ratios (Figure 3.14e). Step n°17 is the most discordant with very high $^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ and $^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ ratios associated with a negative (~0 Ma) apparent age (see Annexe 3; Figure 3.14e). Step n°43 is reversely discordant (much older) with very low ratios of $^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$, $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ and $^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (see Annexe 3; Figure 3.14e). Phlogopite population **RDA1615** has a total-gas age of 20.6 ± 0.2 Ma and an associated plateau at 20.46 ± 0.06 Ma encompassing the last

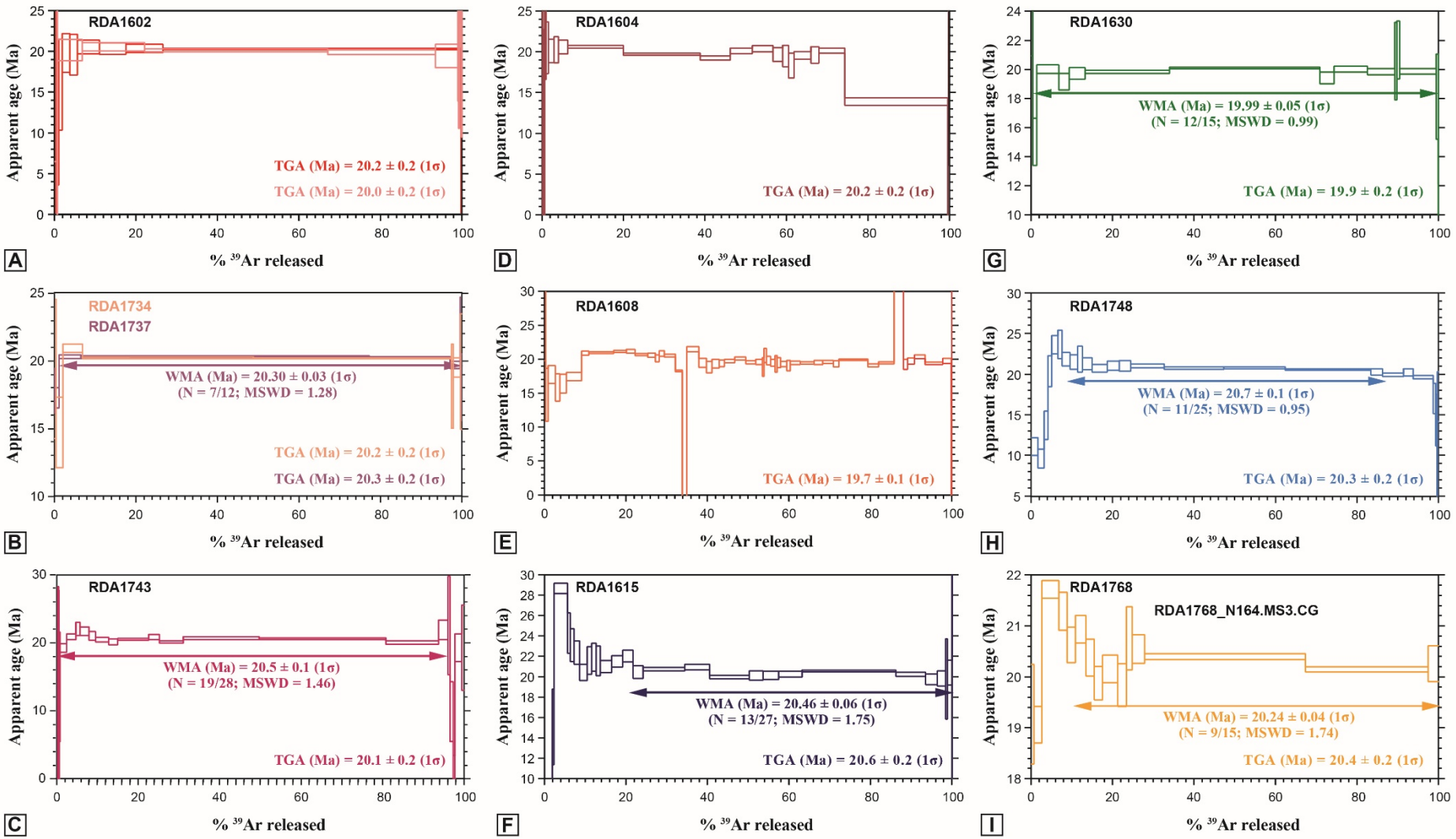



*Figure 3.14: $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectrum obtained for the western part of the Alpujárride Complex, i.e. from the Guadaiza and the Dorsale Calcaire units.*

78 % of the total $^{39}$Ar released, and comprising 13 out of 27 steps (Figure 3.14f). The initial 10% of the gas release is discordant with an increase then decrease of apparent ages progressively merging into the plateau over the last 80% of gas release. This evolution is anti-correlated with the $^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ ratio (see Annexe 3). Phlogopite population **RDA1630** gave a plateau age of 19.99 ± 0.05 Ma spanning 97 % of the total $^{39}$Ar released and comprising 12 steps of the 15 total steps (Figure 3.14g). Phlogopite population **RDA1748** provided an age pattern similar to RDA 1615 with an apparent total age of 20.3 ± 0.2 Ma with an associated plateau at 20.7 ± 0.1 Ma corresponding to 77 % of the total $^{39}$Ar released and 11 steps of the 25 total steps (Figure 3.14h). Phlogopite population **RDA1768** provided a broadly similar, but more discordant, age spectrum with a total-gas age of 20.4 ± 0.2 Ma and a plateau of 20.24 ± 0.04 Ma (90% of the total $^{39}$Ar, comprising 9 out of 15 steps; Figure 3.14i).

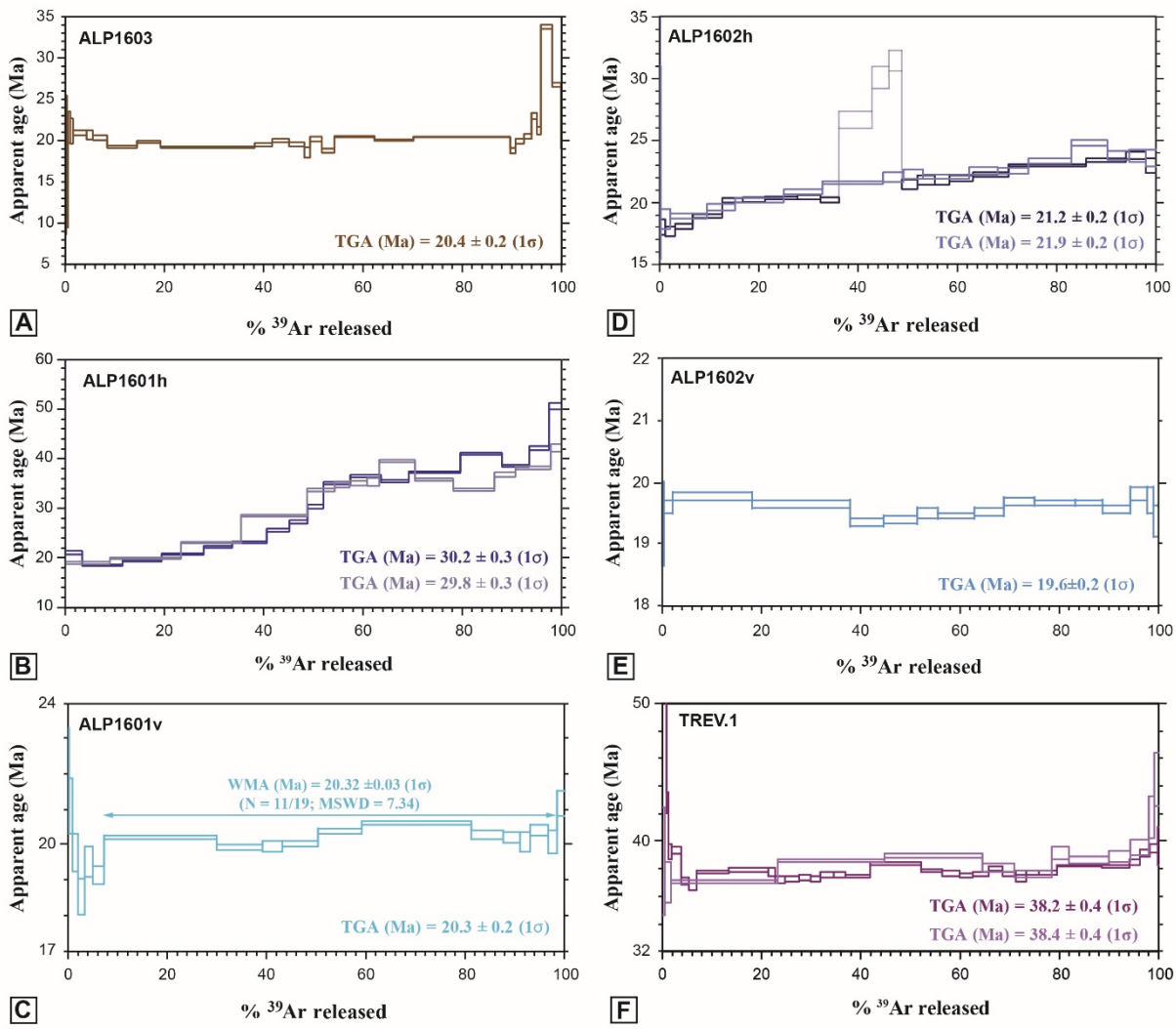



*Figure 3.15: $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectrum obtained for the central part of the Alpujárride Complex, i.e. ALP1603, ALP1601, ALP1602 and TREV.1 samples.*

*3.6.2.2. Central and eastern part of the Alpujárride Complex*

Mica population **ALP1603** provided a discordant spectrum with a total-gas age of 20.4 ± 0.2 Ma and a "plateau age" at 20.0 ± 0.03 Ma, corresponding to 92 % of the total $^{39}Ar$ released and 19 steps of the 30 total steps- (Figure 3.15a). Apparent ages initially decrease to rise again near the end of the spectrum coevally with the $^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ ratio (except for the penultimate step showing a high apparent age around 33-34 Ma but lacking a specifically high or low $^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$, $^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ and $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ ratio).

**ALP1601h** (mica cluster) has been dated twice and provided two similarly discordant spectra with consistent total-gas ages of 30.2 ± 0.3 Ma and 29.8 ± 0.3 Ma (Figure 3.15b). The first step-heating dating shows step ages from c. 18 to c. 51 Ma. The first and last steps are characterized by quite high $^{38}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ ratio (see Annexe 3). It is interesting to note that the last step is also characterized by a high $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ ratio. The second spectrum shows step ages also evolving from c. 19 Ma to 42 Ma. with sympathetic $^{38}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$, $^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ and $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ ratio variations. Mica cluster **ALP1601v** yielded a total-gas age of 20.3 ± 0.2 Ma with a flat segment averaging 20.32 ± 0.03 Ma, over 90 % of the total $^{39}Ar$ released (no plateau, MSWD = 7.3; Figure 3.15c). Mica cluster **ALP1602h** has been dated twice, yielding two consistently discordant spectra with a total-gas ages of 21.2 ± 0.2 Ma and 21.9 ± 0.2 Ma (Figure 3.15d). The apparent ages increase throughout from c. 18 to c. 23 Ma in both cases (the three discordant steps in the middle portion of one of the spectra is an artifact due to a transient peak-centering issue and are not considered). The first six steps are characterized by bell-shape in the $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ release (see Annexe 3) and are also characterized by a high $^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ ratio, with no apparent influence on the apparent age. Mica cluster **ALP1602v** yielded a total-gas age of 19.6 ± 0.2 Ma (Figure 3.15e). This sample shows decreasing then increasing apparent ages correlated with the evolution of the $^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ and $^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ ratios (see Annexe 3). Mica cluster **TREV.1** has been dated twice and provided two concordant total-gas ages of 38.2 ± 0.4 Ma and 38.4 ± 0.4 Ma despite no apparent plateau in both spectra (Figure 3.15f). Mica population **Betw3b**, gave a relatively flat age spectrum with a total-gas age of 18.9 ± 0.2 Ma with an associated "plateau age" of 18.9 ± 0.03 Ma, corresponding to 62 % of the total $^{39}Ar$ released and 10 out of 22 steps (Figure 3.16a). The apparent age decreases at the beginning of the spectrum, as well as at the end. The initial decrease can be correlated with a decrease in the $^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ ratio, while the final decrease is anti-correlated with $^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ ratio evolution (see Annexe 3).

Mica cluster **ALP1706** has been dated twice and provided two broadly similar spectra gradually and mutually increasing from c. 14 to c. 75-85 with two distinct total-gas age of 41.6 ± 0.5 Ma and 52.6 ± 0.5 Ma (Figure 3.16b).

Two single grains from **ALP1702** yielded two mutually discordant spectra with a total-gas age of 15.7 ± 0.3 Ma and 19.6 ± 0.2 Ma (Figure 3.16c). The last one is concordant with a plateau age at

19.52 ± 0.04 Ma calculated over 100 % of the total $^{39}Ar$ released (15 steps in total). The other sample yielded an internally discordant spectrum with an initially increasing apparent ages followed by a strong decrease and a final highly perturbed shape (last 10% of gas release). This evolution can be anti-correlated with the $^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ ratio. A disturbance is also visible regarding the $^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ and the $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ ratios.

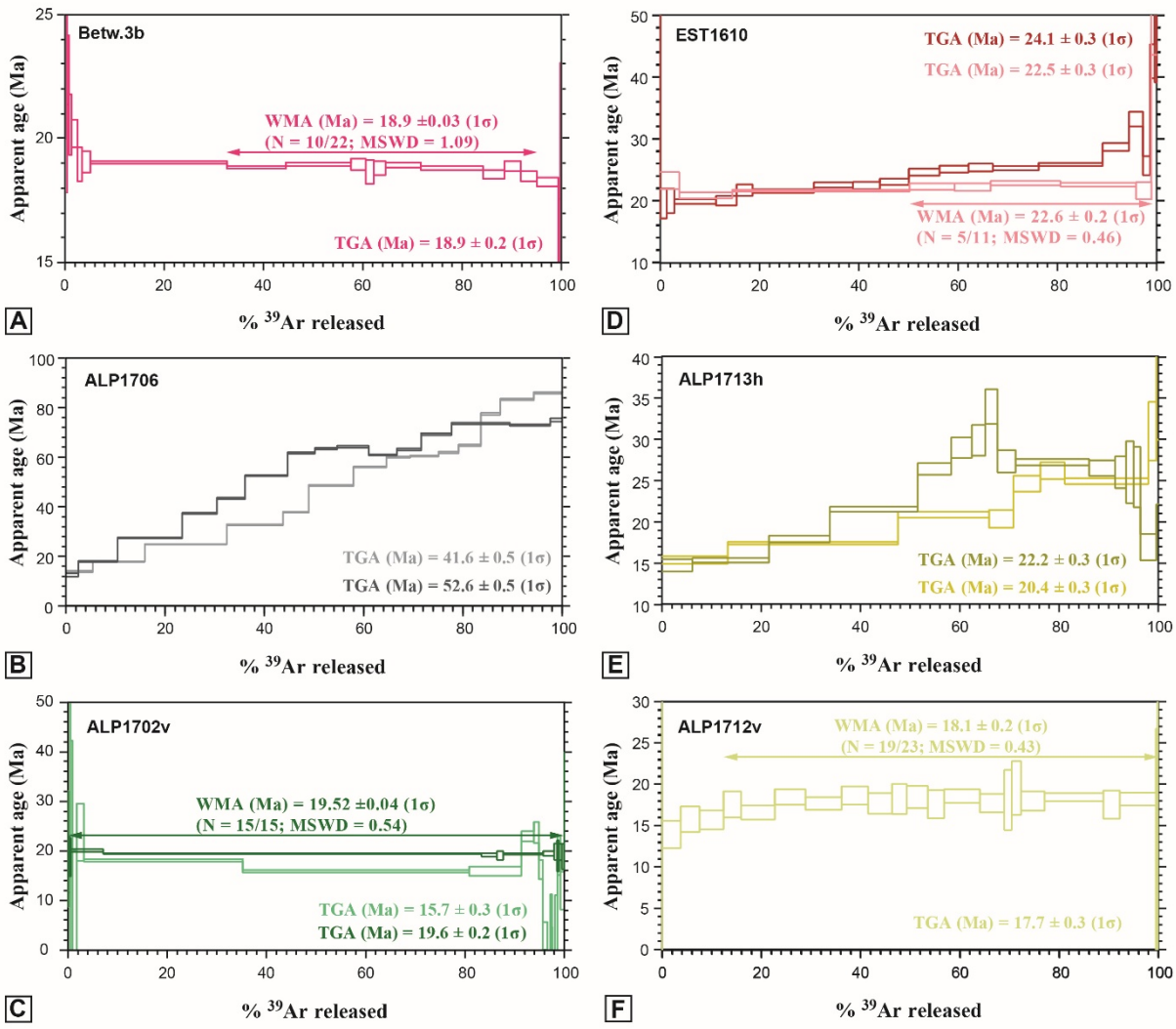



*Figure 3.16: $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectrum obtained for the central and eastern part of the Alpujárride Complex, i.e. for the Betw3b, ALP1706, ALP1702v, EST1610, ALP1713 and ALP1712 samples.*

Two mica clusters from **EST1610** show two different age spectra (Figure 3.16d), one progressively increasing from 20 Ma to more than 40 Ma (total-gas age = 24.1 ± 0.3 Ma), the second one being flatter with a total-gas age of 22.5 ± 0.3 Ma and an associated plateau age of 22.6 ± 0.2 Ma, corresponding to 50 % of the total $^{39}Ar$ released (Figure 3.16d).

Two mica clusters from **ALP1713h** were also ran twice, again providing two discordant spectra with a total-gas age of 22.2 ± 0.3 Ma and 20.4 ± 0.3 Ma (Figure 3.16e). As for the other discordant spectra of this series, these spectra share a common initial age (round 15 Ma here) and

differ by how much they increasingly deviate from the initial value as the gas extraction proceeds (to c. 34 Ma or c. 40 Ma). The degree of internal discordance age spectrum is broadly the same in either case and correlated with variable $^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ and $^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ ratios.

Mica cluster **ALP1712v** shows a progressive increase of the apparent age before reaching a relatively flat age plateau at 18.1 ± 0.2 Ma, corresponding to 88 % of the total $^{39}Ar$ released (19 out 23 steps), with a total-gas age of 17.7 ± 0.3 Ma (Figure 3.16f). No particular trend is noted regarding the $^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$, $^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ and $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ ratios (see Annexe 3).

## 3.7. Discussion

### *3.7.1. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age significance*

Considering the data as a whole, our $^{40}Ar/^{39}Ar$ experiments reveal two markedly contrasted situations. While the westerly phlogopite samples show well-behaved age spectra with reasonably flat patterns collectively converging to 20 Ma, the easternmost samples from the Central and Eastern Alpujárride Complex are dominantly discordant with variably older apparent ages progressively showing up throughout the gas release till values as old as 50 Ma (i.e., ALP1601h) or higher (80 Ma, ALP1706). Such contrasting patterns reflect regional variations in cooling/closure history locally imposed by the thermal-structural evolution of the host tectonic unit, and/or by crystal-structure and inheritance effects controlled by the mineralogy, the host lithology and the sample *P-T-t* path.

Both spectra types (plateau-dominated in the Guadaiza and Dorsale Calcaire samples, and variably discordant in the central and eastern samples) obviously differ in their regional context, the first being spatially related to the exhumation of the Alpujárride Complex and also to the HT/LP metamorphic conditions related to the back-arc extensional tectonics, the second being characteristically associated with early (syn-orogenic) HP/LT relics that largely escaped later HT overprinting during post-orogenic exhumation or later D3 thrusting (*Goffé et al., 1989; Azañón et al., 1992, 1997, 1998; Azañón and Goffé, 1997; Booth-Rea et al., 2005; Simancas, 2018*).

### *3.7.2. Constraints on the main metamorphic events: the HT/LP and HP/LT metamorphism conditions*

Preservation of regionally coherent HP/LT metamorphic relics associated with the D1 fabric is symptomatic of syn-orogenic exhumation within a P/T gradient typical of subduction without wholesale thermal reheating, while D2 fabric is associated with post-orogenic (extensional) isothermal decompression in the greenschist to amphibolite facies as testified by the massive crystallization of sillimanite + staurolite and then andalousite during exhumation (Azañón et al., 1995; Azañón et al., 1997; Azañón et al., 1998; Booth-Rea et al., 2005). After this extensional tectonic stage, a D3 folding phase occurred, corresponding to a crustal contraction due to nappe stacking, responsible of the

crenulation and regional folding of D2 fabrics (Figures 3.7d, 3.9c, 3.10, 3.11e and 3.13b; *Azañón et al., 1992, 1997, 1998*).

Among the post-D2 white micas sampled for dating, ALP1603 (Herradura unit) provides a relatively flat age spectrum of c. 20 Ma (Figures 3.15a, 3.17 and 3.18) that is broadly consistent with the muscovite $^{40}Ar/^{39}Ar$ plateau age of 18.3 ± 0.3 Ma obtained by (*Monié et al., 1994*) in the same area from the same unit. Syn- to post-D2 white micas ALP1601v and ALP1602v from the Salobreña unit, gave more internally discordant spectra fluctuating around 20 Ma too (Figures 3.15c, 3.15e). The more well-behaved white mica Betw.3b (Escalate unit), gives a statistically acceptable and similar plateau age at 18.9 ± 0.03 Ma (Figure 3.16a) that is consistent with the phengite plateau age of 19.5 ± 0.5 Ma obtained by (*Monié et al., 1991*) in the same area. Overall, similar young ages between 19.52 ± 0.04 Ma (ALP1702v vein in Paleozoic graphitic schist of the Sierra Alhamilla Figure 3.16c) down to 18.1 ± 0.2 Ma (ALP1712v, Sierra Cabrera, Figures 3.16f) are characteristic of reasonably well behaved (flat) spectra we have obtained for the eastern Alpujárride units. And, noteworthy, the more discordant spectra of the entire sample suite share in common an initial age around 18-20 Ma (occasionally younger round 15 Ma for ALP1713h, ALP 1706).

There is a systematic trend of steadily increasingly apparent ages as the degree of discordance in these samples increases. The resulting staircase pattern is reminiscent of partial $^{40}Ar$ loss/retention or slow cooling. Slow cooling in the Ar-muscovite closure interval over more than 20 Myr (e.g., ALP1601h, Figure 3.15b) can be safely discarded, and we interpret this pattern as reflecting partial retention/resetting of a primary radiogenic component (first closure age or inherited pre-metamorphic component) that was variably to almost completely reset through the D2 stage according to the starting protolith/mineralogy and structural setting.

ALP1601h is particularly relevant in this regard, both for the reproducibility of the duplicate spectra (Figure 3.15b) as well as from the fact that this sample texturally records only one mica generation post-dating D1 but pre-dating D2 (Figure 3.7d). In contrast, the companion muscovite ALP1601v sampled from a secondary (undeformed) vein nearby in the same outcrop (Figure 3.7e) records much younger and more homogeneous apparent ages at 20.3 ± 0.2 Ma (Figure 3.15c). Such consistent age-geometric relationships between these two texturally-tied samples suggest that the syn-D2 emplacement age of the vein near 20 Ma was associated with partial resetting of the D1 micas in the host micaschist after these crystallized and went through closure between D1 and D2 presumably round 38 Ma.

The consistent old-young relationships between the pairs ALP1713h-ALP1712v (Figures 3.16e and 3.16f) and ALP1602h-ALP1602v (Figures 3.15d and 3.15e) follow the same trend. The staircase spectra of ALP1602h, ALP1713h and EST1610 can be interpreted similarly as partial and variable resetting, more pronounced than for sample ALP1601h as the max-T primary age is depressed

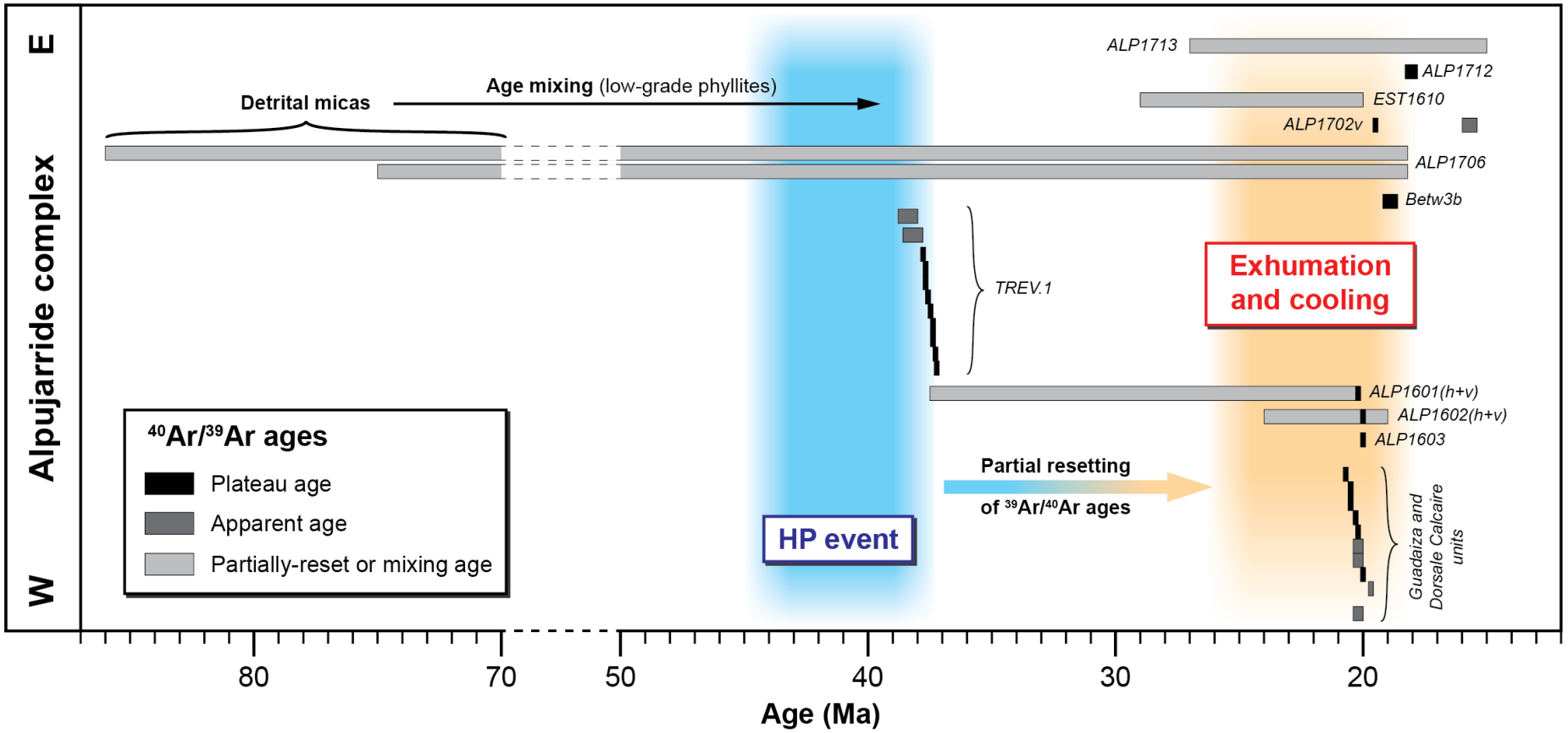



*Figure 3.17: Compilation of the interpreted $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages obtained in this work, completed by the main tectono-metamorphic events affecting the Alpujárride Complex.*

to a residual component as young as 24 Ma (ALP1602h, Figure 3.15d, along with the consistently younger age of the companion vein ALP1602v; Figure 3.15e). Notably, this also applies to the duplicates from EST1610 (Figure 3.16d) and ALP1713h (Figure 3.16e) that further demonstrates that the extent of resetting is variable at the sample scale as the duplicates are within ~ mm of each other in each sample. This implies the combination, at least locally, of several mechanisms of resetting along with volume diffusion, including deformation, grain size and fluids to explain the variable extent of resetting. (*Platt et al., 2005*) previously noted similar age relationships in the phyllites from the Sierra de las Estancias, with old ages around 45 Ma and younger ones around 19 Ma that they related to the proximity with an intra-unit detachment that could be responsible for the young ages. Thus, another explanation to our 22 Ma flat age spectrum and to the increasing apparent age spectrum could be linked to the detachment activity until c. 20 Ma.

Standing apart of the previous samples, muscovite ALP1706 also displays two reproducible staircase age spectra (Figure 3.16b) with initial low-T ages round 15 Ma quite in line with the rest of the samples. They differ notably by reaching much older final ages in excess of 80 Ma. This is well above of what is commonly recorded by $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating elsewhere in the Betics. Primary (pre-resetting) closure ages of such an antiquity are difficult to fit into the realm of the Alpine HP/LT metamorphism. This calls for an alternative explanation invoking either pre-metamorphic $^{40}Ar$ inheritance (e.g., (de Jong, 2003) or excess $^{40}Ar$ (*de Jong et al., 2001*). While we have no independent evidence to choose either one or the other, the first term of the alternative is preferred on account of the fact this unit is made of low-grade phyllites from the Rio Grande. These did not reach high-temperature, i.e. < 420 °C, and show only very fine-grained small white micas (Figure 3.10d). We thus interpret these spectra as recording partial resetting of a pre-metamorphic (i.e., detrital) component. *Platt et al.* (*2005*) also concluded that partial resetting of detrital grains prevailed in samples from the same low-grade phyllites. Note that these authors interpreted in situ $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages in a similar low-grade phyllite from the Sierra Alhamilla as the age of the HP/LT event around 48 Ma. According to the above observations, such 48 Ma age component may reflect partial resetting of detrital micas as well given the detrital component detected petrographically in this sample and the heterogeneous spatial distribution of *in situ* ages (deduced from their Figure 3.4, data not tabulated; *Platt et al., 2005*). Several elements allow us proposing that: (i) these phyllites behave as those with old ages from the Rio Grande area, suggesting a partial resetting of detrital micas, (ii) the temperature-peak, around 300 °C (*Martínez-Martínez and Azañón, 1997; Platt et al., 2005*), is low to permit the crystallization of new micas and (iii) fission-tracks on zircons in the same area are mostly not reset whereas the opening/closure temperature of this system is lower than the one of the $^{40}Ar/^{39}Ar$ system (apatites Tc < 180 °C and zircons Tc < 280 °C).

The major HP/LT index mineral in the units studied is carpholite (mainly Mg-carpholite) in the Permo-Triassic phyllites and carbonates of the Alpujárride Complex, together with pyrophyllite,

aragonite, chloritoid and chlorite (*Azañón et al., 1992, 1997, 1998; Azañón and Goffé, 1997; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Booth-Rea et al., 2002, 2005*). The end of the first deformation phase (D1), related to subduction and crustal thickening, is characterized by the destabilization of carpholite into kyanite, chlorite and quartz, or into chloritoid and quartz depending of the considered unit during early exhumation (syn-orogenic) (*Azañón, 1994*). Post-D1 crystallization of white micas is also observed, still locally coexisting with chloritoid, kyanite and chlorite (Figures 3.8b, 3.8c and 3.13b; *Azañón, 1994; Azañón et al., 1997, 1998; Booth-Rea et al., 2002, 2005*). Trevenque unit, part of the larger Salobreña unit, is one of the formations with the best fresh carpholite preserved, characteristic of the HP/LT metamorphism conditions with syn-orogenic exhumation (*Azañón et al., 1992, 1998; Azañón and Goffé, 1997*). In this unit, white micas associated to the retrograde path grew at the expense of carpholite, after D1 (*Azañón et al., 1992, 1997, 1998; Azañón and Goffé, 1997*). The $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of such white micas necessarily post-date D1, putting a younger limit on the HP/LT metamorphic event. Sample TREV.1 is particularly important in this regard as it contains such micas yielding a relatively flat age spectrum with a total-gas age of ca 38 Ma (Figures 3.15f, 3.17 and 3.18). It is interesting and important to note that the obtained ages do not show $^{40}Ar$ loss, excess, or any partial reset (Figures 3.15f and 3.18). In addition, any young apparent age steps are observed at the beginning of the degassing process, i.e. without any 18-20 Ma apparent ages.

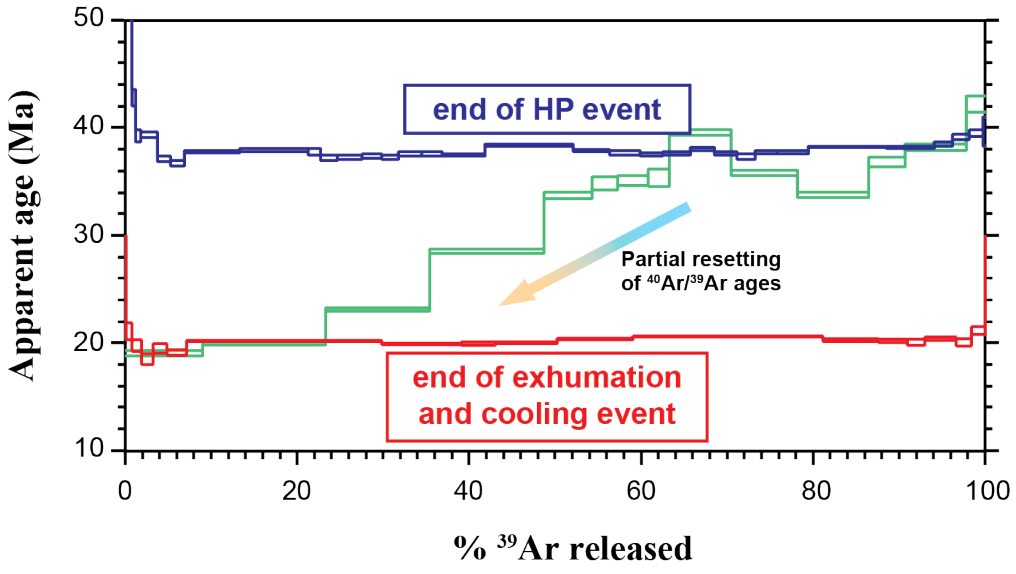



*Figure 3.18: $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectrum synthetizing the main metamorphic events affecting the Alpujárride Complex, dated in this work.*

### *3.7.3. Regional significance of the 20 Ma overprint and its connection with the western Alpujárride*

At that time of the discussion, no clear geographical evolution in ages appears at the Alpujárride Complex scale from the central to the eastern part of this complex. The D2 overprint at 18-20 Ma recognized is coeval with the ages obtained on the phlogopites sampled further westward.

Step-heating of the samples from the western part, whether on single grain or mica population, systematically provided flat age spectra ranging in a tight interval between 20.6 and 19.7 Ma (total-gas ages). Most (except for RDA1604, Figure 3.14d) are associated with well-defined plateau encompassing more than 70 % of the gas release with values between 19.9 Ma and 20.7 Ma (Figure 3.14). The minor internal discordance affecting some spectra is considered marginal in view of the tight grouping of the total-gas and plateau ages over the entire sample pool. Noteworthy, the 4 % age variation encompassed by the age range recorded is not correlated with either the sample position (i.e., along or perpendicular direction from the contact), nor the sample grain size. These two facts argue in favour of a relatively fast cooling of the entire regional section (2 km and beyond) through the phlogopite Ar closure isograd to explain the homogeneity of the age distribution. This age range is consistent with previous $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of a phlogopite at 20.2 ± 0.2 Ma in the same area by (*Monié et al., 1994*).

All the D2-phase ages obtained from the western to the eastern part of the Alpujárride Complex are slightly comprised between 18 and 20 Ma. In that case the phenomenon responsible to the overprint and the wide recording in the Alpujárride Complex must be of regional scale.

### *3.7.4. Implications in terms of the Alpujárride Complex geodynamical evolution*

Since the initiation of subduction, the different subducted units of the Alpujárride Complex involved in crustal thickening, have seen various depths and P/T conditions, and have followed different exhumation P-T paths (Figure 3.3; *Goffé et al., 1989; Bakker et al., 1989; Tubía and Gil Ibarguchi, 1991; Azañón, 1994; Balanyá et al., 1997; Jolivet et al., 2003; Booth-Rea et al., 2005*). The first deformation phase, D1, is the main high-pressure/low-temperature metamorphic event related to the crustal thickening phase during subduction (*Goffé et al., 1989; Kornprobst et al., 1990; de Jong, 1991; Balanyá et al., 1997; Azañón et al., 1997, 1998; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Jolivet et al., 2003; Platt et al., 2005*). Parageneses coeval with D1 are usually preserved as rare relics of high-pressure/low-temperature minerals. In some cases, however, for example the Salobreña and Escalate units near Trevenque Pass, show preserved aragonite testifying for cold temperature conditions during exhumation, thus syn-orogenic exhumation, under high-pressure/low temperature conditions (Figure 3.3; *Azañón et al., 1992; Azañón and Goffé, 1997*), without significant overprint of later metamorphic events. The new ages we obtained here sign the end of this D1 phase with HP/LT metamorphic conditions around 37-38Ma (Figures 3.15f, 3.17 and 3.18). Despite variable peak P/T conditions, almost all Alpujárride Complex units are affected by a nearly isothermal decompression, coeval with the development of the main foliation, S2 (Figures 3.3 and 3.17). D2 is associated with intense crustal thinning, with crustal unroofing reaching more than 23 km (*Azañón et al., 1997, 1998*). In addition to this extreme thinning, the condensed metamorphic zones are sub-parallel to S2, which is interpreted as an intense shortening perpendicular to the main foliation (i.e., flattening) (*Balanyá,*

*1991; Balanyá et al., 1993; Balanyá et al., 1997; Azañón et al., 1997, 1998; Tubía et al., 1997; Argles et al., 1999*). The development of S2 marks the breakdown of the high-pressure assemblages, associated with the formation of chlorite, a second generation of white micas and pyrophyllites. The second nappe stacking event, D3, occurred during the late stages of the D2 phase, with the final structuration of the Alpujárride Complex units (*Azañón and Crespo-Blanc, 2000*). D2 and D3 are associated to slab retreat initiated around 30-35 Ma leading to back-arc extension and thus exhumation of the Alpujárride Complex unit (*Jolivet et al., 2003*). Thus, D2 led to exhumation along a dominantly isothermal decompression (*Jolivet et al., 2003*) with recrystallizations in the greenschist-facies or amphibolite-facies or even anatexy, depending on units (*Platt et al., 1983, 1984; Monié et al., 1991; Azañón et al., 1993, 1997, 1998; Tubía, 1994; Lonergan and Platt, 1995; Platt and Whitehouse, 1999; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Jolivet et al., 2003; Duggen et al., 2004; Platt et al., 2005, 2013; Negro et al., 2006; Esteban et al., 2011; Acosta-Vigil et al., 2014*). The clustering of ages at ~ 20 Ma suggests that all units were exhumed through the nominal closure isotherm of argon in micas roughly at the same time over a crustal section as wide as 350 km in map view. This should however be taken with caution as the closure-temperature depends upon a variety of factors, principally grain-size. Considering a conservative closure temperature range of 350-400 °C, this would broadly overlap and coincide with the end of ductile deformation at the regional scale.

Coeval exhumation of the whole Alpujárride Complex at ~ 20 Ma in the brittle domain should be put in line with the age of high-temperature metamorphism in the Dorsale Calcaire and Guadaiza Units. The ages obtained on the phlogopites from the marbles sampled are exactly contemporaneous with the age of exhumation of the Alpujárride Complex. 20 Ma is also the age of westward thrusting and final emplacement of the Ronda peridotite and associated basement and cover units on top of the external units. This implies that the main cause of this final exhumation is kinematically linked to back-arc extension in the east and westward thrusting in the west, both exhuming the entire region all at once in a short time lapse in the Early Miocene, collectively freezing the $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronometer at this period for most units. This agrees with fission-tracks ages on zircons and monazites, showing that the Alpujárride Complex was almost entirely exhumed around 20 Ma (apatites Tc < 110 °C and zircons Tc < 200 °C) (Figure 3.2; *Platt et al., 1998, 2003, 2005; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; Esteban et al., 2004a, 2004b, 2005b*). In addition, the first sediments deposited unconformably on the Alpujárride Complex metamorphic rocks are dated between Aquitanian and Burdigalian ages, i.e. around 20.5 Ma (Figure 3.2; *Serrano et al., 2006, 2007*). Only those units already exhumed earlier show either plateau-like Eocene ages (e.g., sample TREV.1, Figures 3.15f, 3.17 and 3.18) or partially reset ages. In this interpretation, 20 Ma event is thus not fully a thermal event but mostly a fast exhumation event associated with back-arc extension. This is in line with the idea that 20 Ma is approximately the time when the slab started its delamination and tearing with fast westward migration.

## 3.8. Conclusion

The results of our new dating experiments on the Alpujárride Complex can be summarized as follows:

(1) The best-preserved HP-LT parageneses with Fe-Mg-carpholite yield plateau ages around 38 Ma. This is the first time that such ages with a quite flat spectrum are obtained on these units. The ages were obtained on micas growing at the expense of carpholite during the early stages of retrogression and exhumation, in syn-orogenic conditions. The 38 Ma age establishes a younger limit to the HP/LT event when these tectonics units were decoupled from the subducting lithosphere and started their exhumation toward the surface.

(2) The extensional episode and associated retrogression occurred around 20 Ma, consistent with previously published ages. Our sampling coverage allows to identify a clear regional trend in the magnitude of the syn-extensional reworking of the white mica $^{40}Ar/^{39}Ar$ systematics, the more easterly samples preserving a blurred signature of their first (post-D1) closure age while a partial to complete eradication of this radiogenic signature is progressively established further west. Along this trend, mixed-type age spectra (plateau-like to straircase-shaped) coexist as the result of sample-scale variations in deformation magnitude and textural overprint locally resulting in inheritance of (early to pre-) metamorphic ages. Such a patchy preservation of early (syn-D1) ages due to their isotopic mixing/overprinting with syn-D2 resetting ages near 18-20 Ma has for long precluded temporal discrimination of both events.

(3) Samples taken, in the western part, a short distance from the Ronda peridotite in the Dorsale Calcaire and Guadaiza Unit marbles only show the Early Miocene episode at around 20 Ma with no evidences of partial resetting or at the opposite with a complete resetting.

(4) After the Eocene HP/LT episode and coeval crustal thickening, the 20 Ma age recorded all over the Betic-Rif orogen corresponds to a major stage of fast regional exhumation, associated with back-arc extension in the eastern Alboran domain and overthrusting in the west, probably associated with the inception of slab tearing and westward motion of the arc.

## Acknowledgments

This work, realized in the Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), was funded by the OROGEN Project, including the French Geological Survey (BRGM), CNRS and TOTAL. We thank Ida Di Carlo for the microprobe analysis achieved in the ISTO laboratory as well as Michel Fialin and Nicolas Rividi for the CAMPARIS microprobe analysis (ISTeP, Sorbonne Université, Paris). We also thank Florian Duval for his help during $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating.

# CHAPITRE 4

SYNTHÈSE : Évolution géodynamique de la région occidentale de la Méditerranée, depuis le Mésozoïque jusqu'à l'actuel

*Vue sur le bassin de Sorbas - Octobre 2016*

---


**4.1. Quelles contraintes géodynamiques majeures sont apportées par les résultats de ce travail de thèse ? ..... 186**

*4.1.1 L'exhumation et la mise en place de la Sierra Bermeja : le résultat de l'hyper-amincissement de la croute continentale* ..... 186

*4.1.2. Contraintes temporelles sur les différentes phases de métamorphisme alpin ayant affecté le Complexe Alpujárride* ..... 189

**4.2. Le rifting Mésozoïque : un événement majeur dans l'histoire et la structuration de la région occidentale de la Méditerranée ..... 194**

*4.2.1. L'hyper-extension et océanisation Trias-Jurassique-Crétacé* ..... 195

*4.2.2. De l'océanisation durant le Mesozoïque associée à de l'exhumation de manteau sous-continental* ..... 196

*4.2.3. Synthèse paléogéographique à 145 Ma et localisation des unités des Cordillères Bético-Rifaines* 197

**4.3. Le métamorphisme de haute-pression/basse température relatif à la subduction Cénozoïque : un consensus pour un événement au début de l'Eocène ? ..... 199**

*4.3.1. Configuration et ordre d'enfouissement des complexes Alpujárride et Nevado-Filabride* ..... 199

*4.3.2. Timing et conditions du métamorphisme de HP/BT et exhumation syn-orogénique* ... 202

*4.3.3. Pourquoi séparer les unités du Complexe Alpujárride de l'ouest?* ..... 205

**4.4. L'extension d'arrière-arc débutant à la transition Eocène-Oligocène : une exhumation majeure des unités métamorphiques ? ..... 206**

*4.4.1. Le retrait vers le sud du panneau plongeant et l'extension d'arrière-arc associée* ..... 206

*4.4.2. L'exhumation tardi-orogénique des unités métamorphiques* ..... 209

*4.4.3. La transition Aquitanien-Burdigalien comme étape majeure de mise en place de la chaîne sur les marges continentales* ..... 211

*4.4.4. La transition Serravalien-Tortonien : exhumation finale du Complexe Nevado-Filabride.* ..... 213

**4.5. Du Tortonien à l'actuel : reprise de la compression, crise de la salinité Messinienne et acquisition de la configuration actuelle. ..... 215**

**4.6. Quid du modèle d'exhumation des massifs péridotitiques au Miocène ? ..... 216**

**4.7. Problèmes non résolus, points clefs bloquants et perspectives de travail ..... 218**

L'objectif premier ayant motivé ce travail de thèse était de mieux contraindre l'évolution géodynamique des Cordillères Bético-Rifaines, un secteur particulier en Méditerranée par sa complexité où plusieurs controverses majeures demeurent. Plusieurs de ces controverses concernent le Complexe Alpujárride et son équivalent latéral coté Rifain. Ainsi nous nous sommes attachés à caractériser et contraindre deux événements majeurs :

(i) les conditions d'exhumation et de mise en place du massif de péridotite de Ronda, traité dans le Chapitre 2, tentant ainsi de répondre à la question posée en introduction qui était : *Comment les différents massifs de péridotite observés au sein du Complexe Alpujárride-Sebtide influencent et s'intègrent dans cette orogénèse alpine ?*

(ii) la datation de l'événement métamorphique alpin de haute-pression/basse-température ayant affecté les unités du Complexe Alpujárride, traité dans le Chapitre 3, apportant finalement une réponse à cette question posée en introduction : *Quel est l'âge précis des conditions métamorphiques de haute pression-basse température liées à la subduction des unités du Complexe Alpujárride en profondeur ?*

Dans ce dernier chapitre de synthèse, après un résumé des principaux apports des chapitres précédents, je propose un possible scénario d'évolution géodynamique concernant les Cordillères Bético-Rifaines depuis le rifting Mésozoïque jusqu'à l'actuel. A partir des observations de terrain, données structurales et thermo-chronologiques mais aussi des interprétations précédemment présentées dans les chapitres 2 et 3, intégrées aux reconstructions cinématiques réalisées par (*Leprêtre et al., 2018*) et Adrien Romagny (*Romagny et al., in prep.*), je propose des cartes de la paléogéographie et de la paléotectonique de notre zone d'étude depuis la limite Jurassique-Crétacé à environ 145 Ma. En complément de ces cartes, des coupes évolutives, se voulant synthétiques et de premier ordre, ont été réalisées afin de mettre en évidence les différents processus et changements profonds, qu'ils soient crustaux ou mantelliques.

Il est important de noter que ce travail a été réalisé avec comme point de départ, la situation actuelle, avec une progressive remontée dans le temps. Cependant, dans un souci de logique, les résultats seront présentés depuis le Mésozoïque jusqu'à l'actuel.

Avec ce travail de synthèse, le but est de répondre totalement ou au moins partiellement à la question principale posée en introduction, qui était :

*Quelles est l'histoire tectono-métamorphique des Zones Internes (unités métamorphiques) ? Et plus particulièrement celle du Complexe Alpujárride ainsi que son intégration dans l'évolution géodynamique des Cordillères Bético-Rifaines.*

Certains sujets n'ayant pu être totalement documentés ou traités, les questions ou débats nouvellement mis en avant avec ce travail de recherche ou ceux qui sont toujours d'actualité seront présentés à la fin de ce chapitre. Des axes et pistes de recherches complémentaires seront également proposés afin d'aller plus loin dans la compréhension de la géodynamique de cette région complexe.

## 4.1. Quelles contraintes géodynamiques majeures sont apportées par les résultats de ce travail de thèse ?

Cette partie a pour but principal d'exposer les résultats saillants de ce travail de recherche associé à leurs implications géodynamiques. Ces résultats seront discutés et ensuite intégrés au sein des reconstructions paléogéographiques et tectoniques permettant de proposer un scénario d'évolution géodynamique depuis le Mésozoïque jusqu'à l'actuel.

### *4.1.1 L'exhumation et la mise en place de la Sierra Bermeja : le résultat de l'hyper-amincissement de la croute continentale*

Afin de mieux comprendre et contraindre l'histoire de la Sierra Bermeja, nous avons focalisé notre attention sur la Dorsale Calcaire, une unité sédimentaire, carbonatée, en contact direct avec le principal massif péridotitique coté Bétiques. Au niveau du contact se développe un métamorphisme de haute température (HT) avec des paragenèses comprenant de l'olivine métamorphique. La structuration, verticale et le type de métamorphisme de HT, ainsi qu'une grande partie des âges radiométriques proche de 20 Ma ont poussé certains auteurs à proposer une mise en place de la péridotite de Ronda en chevauchement (Figure 4.1 ; *Martín-Algarra, 1987; Mazzoli et al., 2013*). Cependant, nos données permettent une autre interprétation avec une mise en place en régime extensif qui n'exclut pas les effets d'une tectonique en inversion postérieure.

L'étude détaillée de terrain réalisée sur l'unité de la Dorsale Calcaire nous a conduits à mettre en évidence un certain nombre d'éléments relatifs à une exhumation « précoce » du corps ultramafique de la Sierra Bermeja, sans toutefois pouvoir préciser de calendrier précis (voir Chapitre 2). De plus, combiné à une cartographie fine de la structure thermique au sein de la zone métamorphique nous avons pu contraindre plus précisément l'évolution qu'elle soit tectonique ou thermique de l'exhumation de ce massif de mantellique (Figure 4.1).

Ainsi, que ce soit au sein du massif péridotitique de Ronda ou encore dans l'unité de Jubrique les éléments structuraux mettent en évidence un caractère extensif du contact entre les unités, mais les affectant de façon pénétrative (*Balanyá et al., 1987; Précigout et al., 2013*). Dans notre travail présenté dans le Chapitre 2, nous prolongeons ce contact extensif jusqu'entre les unités de la Dorsale Calcaire et

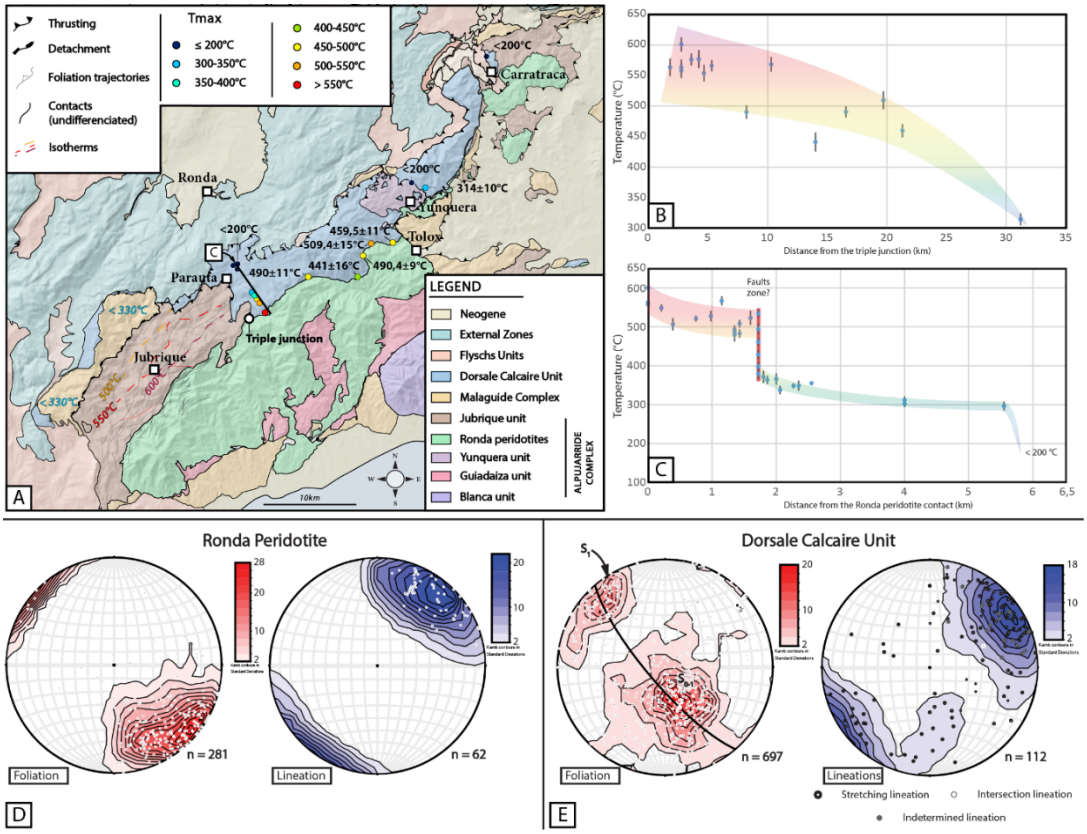



*Figure 4.1 : Synthèse des données de terrain mais aussi de la thermicité acquises au niveau de l'unité de la Dorsale Calcaire. (a) Catre géologique et tectonique de la zone d'étude, avec la localisation de la coupe (c). (b) Coupe présentant les valeurs de $T_{max}$ obtenues par Spectroscopie Raman sur Matière Carbonée, le long du contact avec la péridotite de Ronda depuis le point triple vers le NE. (c) Coupe présentant les valeurs de $T_{max}$ obtenues par RSCM depuis le contact avec la péeridotite vers le NO, c'est-à-dire perpendiculairement à l'orientation du contact et à la foliation principale. (d) Synthèse des données de structurale acquises sur le massif de Ronda avec en rouge les foliations et en bleu les linéations. (e) Synthèse des données de structurale acquises sur l'unité de la Dorsale Calcaire avec en rouge les foliations et en bleu les linéations.*

de la péridotite de Ronda (Figure 4.2). En effet, les linéations d'étirement mesurées au sein de la zone métamorphique de haute température, tout comme les foliations sont parallèle au contact. Les orientations moyennes préférentielles des foliations et linéations des deux unités que sont le Dorsale Calcaire et le massif de péridotite sont sensiblement les mêmes (Figure 4.1d et 4.1e). Ajouté à cette déformation extensive et « à chaud », nous avons pu mettre en évidence une distribution particulière des $T_{max}$ (température maximale) obtenues par spectroscopie RAMAN sur matière carbonée (RSCM ; voir Chapitre 2, Sections 2.5 et 2.6). Il s'avère qu'en observant l'évolution de la température, que ce soit le long du contact ou dans la direction perpendiculaire à celui-ci, les valeurs de $T_{max}$ diminuent depuis 600 °C jusqu'à environ 300 °C voire inférieure à 200 °C (Figure 4.1a, 4.1b et 4.1c). Les isothermes alors interpolées apparaissent recoupées par le contact avec des températures qui diminuent relativement vite latéralement (Figure 4.2). Par ailleurs il a été observé et décrit de manière assez détaillée des occurrences d'ophicalcites et des zones minéralisées à magnétite majoritairement (voir Chapitre 2, Section 2.4.1.1.). Ces éléments sont décrits comme caractéristiques des zones d'exhumation du manteau sous-continental en contexte d'hyper-amincissement lors du phénomène de rifting, comme proposé dans le cas des Pyrénées ou encore celui des Alpes (*Lagabrielle and Bodinier,*

*2008; Manatschal and Müntener, 2009; Lagabrielle et al., 2010; Manatschal et al., 2011*). En effet, ils ne se développent que dans des conditions relativement froides (< 350 °C) et en présence d'une quantité d'eau très importante (voir Chapitre 2, Section 2.7.2. ; *Klein et al., 2013*).

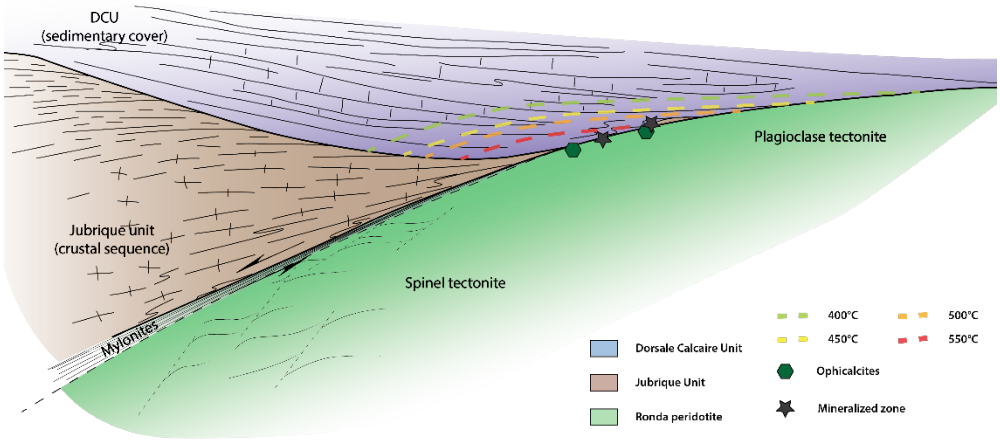



*Figure 4.2 : Modèle schématique et synthétique du contexte et de la géométrie d'exhumation et de mise en place du massif de péridotite de Ronda. Sont localisés les occurrences d'ophicalcites, les zones minéralisées à magnétite et les isothermes interpolées. Les structures de cisaillement extensif au sein de la péridotite sont d'après Précigout et al. (2013).*

Deux épisodes à deux périodes très différentes possiblement responsables de cette exhumation peuvent être proposés. Le premier correspond à la phase de rifting Mésozoïque tandis que le second est lié à l'extension d'arrière-arc Oligo-Miocène qui affecte le domaine d'Alboran. Deux modèles d'exhumation du massif de péridotite seront alors proposés et discutés dans l'hypothèse où ce corps ultramafique se serait exhumé et mis en place durant l'une ou l'autre de ces phases tectono-métamorphiques. En effet, il n'est, aujourd'hui, pas possible de privilégier l'un ou l'autre des scénarios, même si celui du rifting Mésozoïque semblerait plus cohérent. Aucun âge Miocène n'a été produit sur la péridotite de Ronda, alors que plusieurs résultats (U/Pb sur zircon) mettent en évidence une exhumation et un refroidissement significatif durant la fin du Jurassique (*Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000*). De plus, les sédiments impliqués se trouvant au toit de ce massif sont des dépôts carbonatés datés du Trias au Jurassique (*Martín-Algarra, 1987*) et représenteraient la couverture autochtone ou glissée sur le secteur aminci comme cela peut être décrit dans le secteur des Pyrénées. Cependant, la grande majorité des données radiochronologiques fournissent des âges Miocène au sein des unités adjacentes à la péridotite de Ronda et relatives à la déformation extensive.

Ainsi et dans la synthèse géodynamique depuis le Mésozoïque jusqu'à l'actuel que nous proposons ensuite, nous avons privilégié ce premier modèle d'exhumation. La géométrie héritée de ce rifting aura d'importantes conséquences sur la dynamique de subduction Cénozoïque. En plus des diverses structures ayant accommodées l'ouverture différentielle entre l'Atlantique et la Téthys, la région se compose de nombreux blocs basculés de croute continentale amincie, mais aussi de manteau

exhumé plus ou moins proche de la surface et parfois de croute océanique ou de transition. Chaque bloc composé d'un socle paléozoïque complété par une couverture sédimentaire permo-triasique, correspondra par la suite aux différentes unités du Complexe Alpujárride-Sebtide, avec par exemple les unités de Jubrique, de Salobreña ou encore de Filali.

Cependant, nous décrirons également le second modèle et ses implications dans le cas d'une exhumation et mise en place lors de l'extension d'arrière-arc Miocène.

### *4.1.2. Contraintes temporelles sur les différentes phases de métamorphisme alpin ayant affecté le Complexe Alpujárride*

Dans l'objectif de mieux contraindre les événements tectono-métamorphiques majeurs ayant affecté les Cordillères Bético-Rifaines, un autre sujet faisant l'objet de débats ou plutôt d'hypothèses controversées est l'âge du métamorphisme de HP. En effet, plusieurs modèles géodynamiques sont alors proposés sur la base à la fois des observations de terrain mais aussi des contraintes radiogéniques (voir Chapitre 1, Sections 1.3.1.4.3 et 1.3.1.4.4.). Or jusqu'à présent les scénarii géodynamiques concernant les Zones Internes, n'ont pas trouvé de consensus. Un exemple clair de ces controverses est l'âge de la phase de HP ayant affectée le Complexe Nevado-Filabride (*Monié et al., 1991; López Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; Augier et al., 2005a; Platt et al., 2006; Li and Massonne, 2018*). Les âges pétro- et thermo-chronologiques indiquent des résultats allant de 15-16 Ma à plus de 30 Ma posant la question de ce qu'enregistrent les systèmes thermo-chronologiques : excès d'éléments radiogéniques, héritage ou, réciproquement réouverture partielle ou totale des systèmes. Le problème pour le Complexe Alpujárride(-Sebtide) est en partie du même type mais également compliqué par la superposition d'un évènement « tardif » de HT venant ré-ouvrir l'essentiel des systèmes au point d'effacer l'épisode, plus précoce de HP/BT. Certains secteurs du complexe offrent cependant des roches de HP relativement bien préservées que nous avons essayé de dater. Plusieurs raisons à ce choix :

(i) les unités permo-triasiques attestant d'un métamorphisme de HP/BT de ce complexe sont abondantes et affleurent largement au niveau de la chaîne,

(ii) une seule étude a réussi à dater des micas provenant d'une seule unité par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ fournissant des âges autour de 48 Ma (*Platt et al., 2005*),

(iii) ces roches ont fait l'objet de plusieurs études permettant de contraindre les différentes paragenèses, multiples conditions de métamorphisme et évolution tectono-métamorphique les ayant affectées (Figure 4.3 ; *Goffé et al., 1989; Bakker et al., 1989; Azañón, 1992; Azañón et al., 1995; Azañón and Goffé, 1997; Azañón et al., 1997; Azañón et al., 1998; Booth-Rea et al., 2002; Booth-Rea et al., 2005; Platt et al., 2005*).

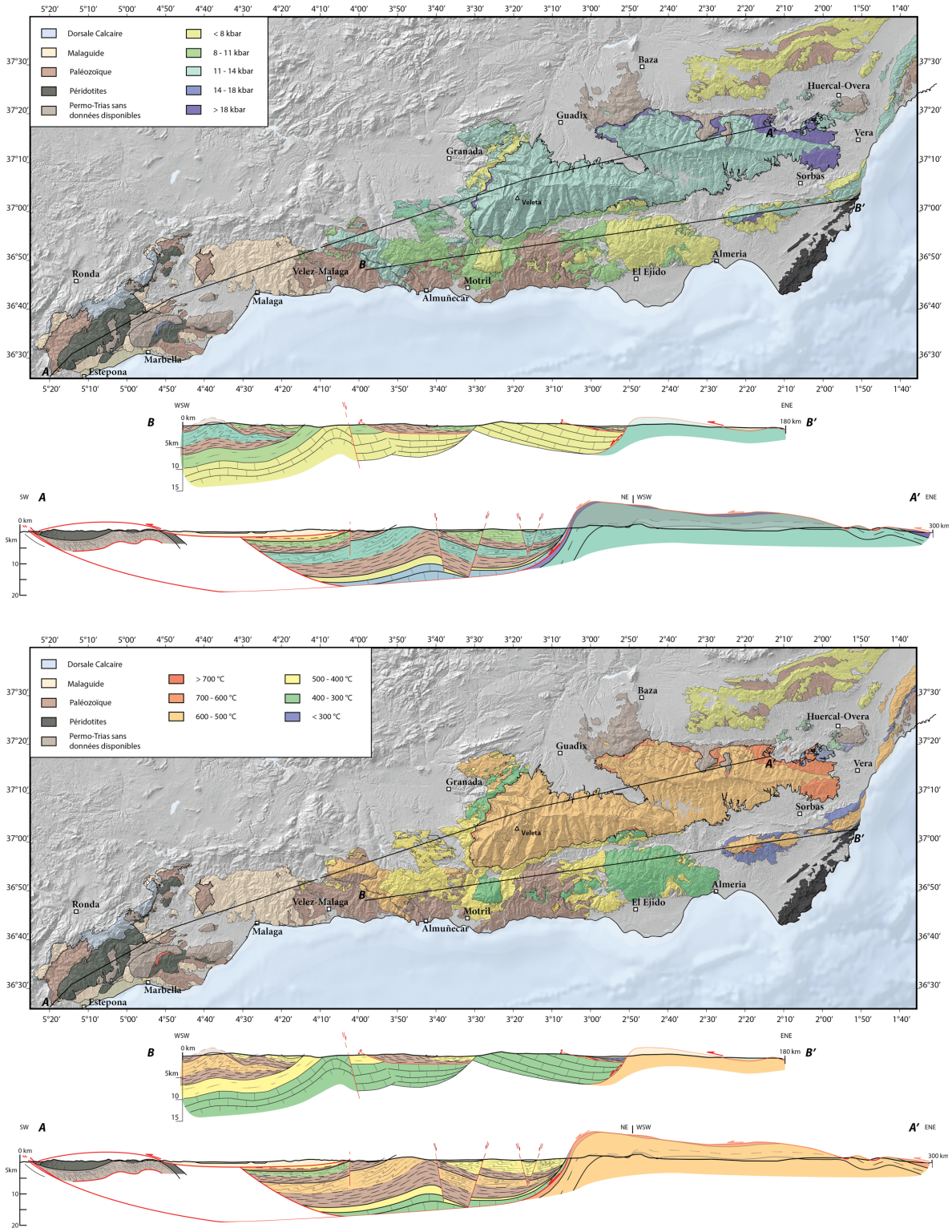



*Figure 4.3 : Cartes et coupes synthétisant les différentes conditions pression-température déterminées pour les unités métamorphiques des Cordillères Bétiques. (a) Carte géologique des Zones Internes avec la présentation des différentes conditions pression-température enregistrées par les diverses sous-unités composant le Complexe Alpujárride. (b) Coupes géologiques et tectoniques présentant en profondeur la structuration du Complexe Alpujárride avec les conditions maximales de pression enregistrées par ces sous-unités. (c) et (d) sont les équivalents respectifs de (a) et (b) avec comme paramètre mis en avant la température.*

La stratégie d'échantillonnage a été contrainte par plusieurs critères, (i) cibler les unités permo-triasiques afin de s'affranchir d'un éventuel héritage métamorphique Varisque, (ii) choisir les unités avec des paragenèses de HP/BT préservées ou encore sous forme de reliques. Une attention particulière a été portée aux formations présentant des veines attribuées au métamorphisme alpin de HP/BT. En effet, lors que de la préparation des échantillons en vue d'une datation des micas par $^{40}Ar/^{39}Ar$, les micas provenant des veines et ceux de leur encaissant ont systématiquement été séparés afin d'être daté séparément. Deux raisons à cette ségrégation, (i) les minéraux de HP/BT encore préservés sont observés au sein des veines et non dans leur encaissant et (ii) deux générations de micas sont observées, la première au sein de l'encaissant et déformé par la phase D3 de plissement et de crénulation (fin de l'événement de HT/BT) alors que la seconde génération est observée au sein des veines sans déformation visible.

Plusieurs résultats ressortent de cette étude, avec à la fois la datation de la fin de l'événement de HP/BT mais aussi et surtout la mise en évidence de l'aspect régional du second évènement de HT. En effet, les micas blancs datés, provenant de roches dont la paragenèse de HP/BT est bien préservée, ont co-cristallisés avec des cristaux de disthène directement sur la carpholite datant donc le début de l'exhumation syn-orogénique et post-datant ainsi le pic du métamorphisme de HP/BT (Figure 4.4 ; voir Chapitre 3 ; *Azañón et al., 1997, 1998; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Booth-Rea et al., 2005*). Une contrainte minimale d'environ 38 Ma peut être fourni pour l'événement de HP/BT affectant le Complexe des Alpujárride centrales et de l'est (Figure 4.4 ; voir Chapitre 3, Section 3.6.2.). Ensuite de nombreux échantillons ont fournis un âge plateau ou un spectre d'âges apparents relativement plat à environ 20 Ma (Figure 4.4). Ces âges Miocène, ne montrant pas de gradient régional (E-W, au sein de la chaîne) ou structural (zonation de la base au sommet des unités), permet de dire qu'il correspond à un événement majeur de refroidissement de ces roches métamorphiques (Figure 4.4). Une grande partie des échantillons, notamment les parties encaissantes des échantillons à veines ont fourni des spectres d'âges en augmentation continuelle ; les âges apparents obtenus s'égrenant depuis ~20 Ma jusqu'à ~36 Ma pour les plus vieux (Figure 4.4).

Si l'on intègre ces résultats dans l'évolution tectono-métamorphique du Complexe Alpujárride et plus largement du Complexe Alpujárride-Sebtide, on peut proposer une synthèse couplant à la fois les différentes conditions pression-température enregistrées en lien avec l'ordre d'enfouissement et le timing des divers épisodes métamorphiques.

Du point de vue de l'ordre d'enfouissement, une unité, la partie inférieure de Beni Mezala, appartenant au groupe Federico (Sebtide, Rif) se démarque du reste des unités du Complexe Alpujárride-Sebtide par ses conditions maximales de pression qui sont très élevées, de l'ordre de 18 kbar (Figure 4.5 ; *Bouybaouene et al., 1995; Chalouan et al., 2008*). Ensuite des unités à la fois du Complexe Alpujárride mais aussi du Complexe Sebtide ont enregistrées des pressions maximales

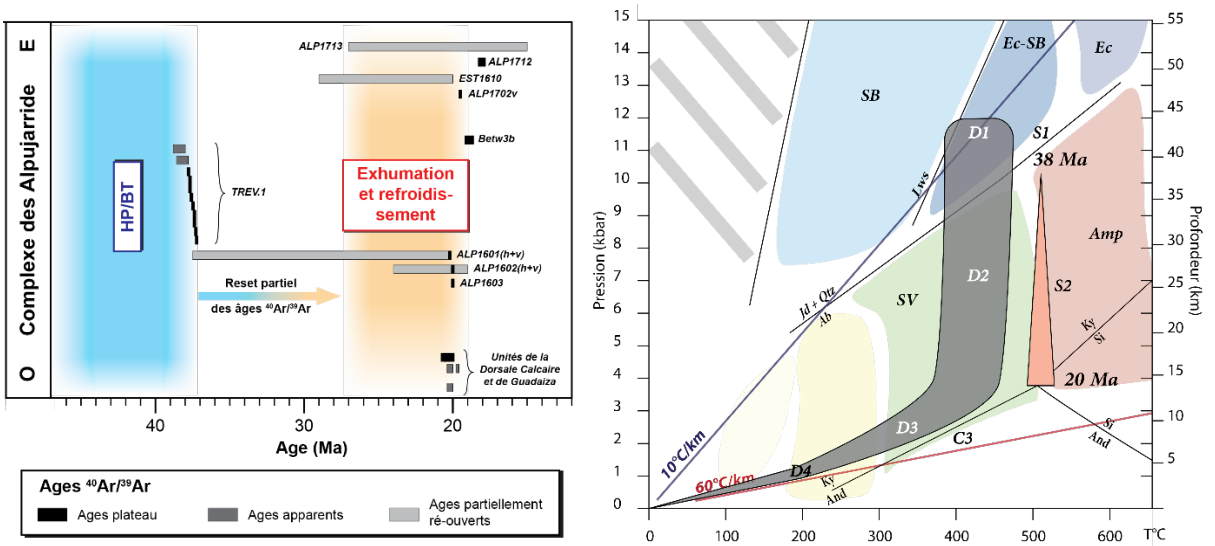



*Figure 4.4 : Figures synthétiques présentant les différents âges obtenus ainsi qu'un chemin P-T type pour les unités HP/BT du Complexe Alpujárride-Sebtide et mettant en évidence les deux phases majeures tectono-métamorphiques ayant affecté le Complexe Alpujárride, que sont la phase D1 de HP/BT et D2 de HT/BP. Se référer au Chapitre 3 pour les noms des échantillons et leur localisation précise au sein du Complexe Alpujárride mais aussi du point de vue des Cordillères Bétiques.*

assez similaires, on retrouve ainsi les unités d'Almanzora (Alpujárride, Bétiques) et la partie intermédiaire de Beni Mezala (Sebtide, Rif ; *Bouybaouene et al., 1995; Booth-Rea et al., 2005; Chalouan et al., 2008*). Par la suite, les unités d'Herradura, Salobreña, Adra et la nappe de Trevenque présentent des pressions maximales entre 10 et 11 kbar (Figure 4.5 ; *Goffé et al., 1989; Azañón, 1992; Azañón et al., 1995, 1998; Azañón and Crespo-Blanc, 2000*). En termes de pressions maximales, l'unité de Variegato est un peu intermédiaire entre les deux derniers groupes présentés (*Booth-Rea et al., 2005*). Pour des pressions maximales comprises entre 7 et 9 kbar, on observe les unités de la Sierra Alhamilla, de Lujar-Gador, d'Escalate, et la partie superieure du groupe Beni Mezala (Figure 4.5 ; *Azañón, 1992; Azañón et al., 1995, 1998; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Chalouan et al., 2008*). Au sommet du prisme orogénique, présentant un métamorphisme très limité, on trouve des roches de même affinité paléogéographique mais peu enfoui, que l'on retrouve aujourd'hui dans le Complexe Malaguide-Ghomaride.

Il est intéressant de noter qu'en termes de gradients géothermiques d'exhumation, seules les unités de la Sierra Alhamilla et la nappe de Trevenque présentent un chemin rétrograde proche de 10 °C/km. Cette exhumation typique d'une exhumation syn-orogénique, préservant ainsi les paragenèses de HP/BT, intervient à partir de 38 Ma (Figures 4.4 et 4.5). Toutes les autres unités précédemment présentées montrent une première phase de décompression presque isotherme avant d'être exhumées le long d'un gradient d'environ 50-60 °C/km (Figures 4.4 et 4.5). C'est durant cet épisode de décompression isotherme que se développe la foliation régionale, S2, synonyme d'amincissement très important de l'épaisseur de ces unités (Figures 4.4 et 4.5 ; voir Chapitre 1, Section 1.3.1.4.3.). Enfin, l'exhumation finale selon un gradient chaud (50-60 °C/km) se traduit par le

développement de grands plis régionaux et d'une crénulation pénétrative, C3, résultant de la mise en place des Zones Internes sur les marges ibérique et africaine (Figures 4.4 et 4.5 ; voir Chapitre 1, Section 1.3.1.4.3.).

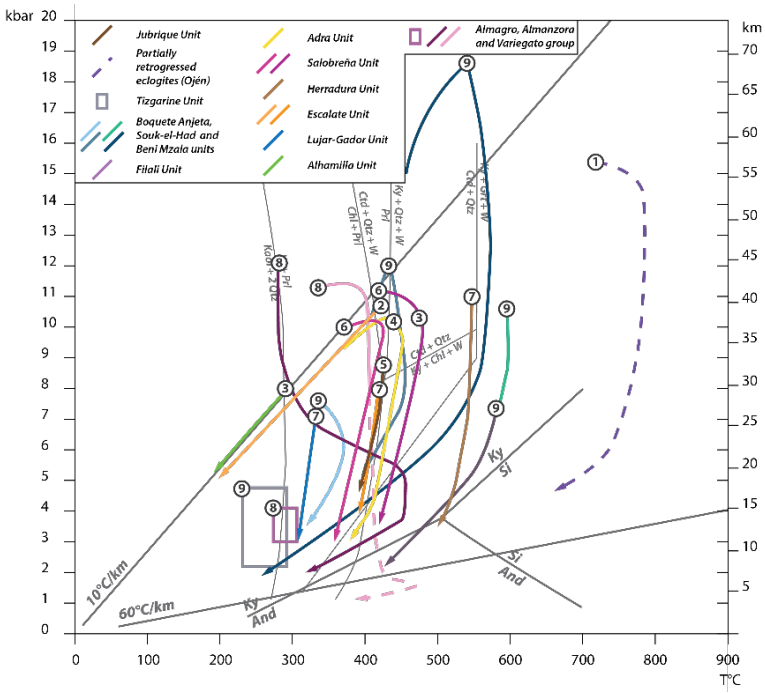



*Figure 4.5 : Compilation des différentes données disponibles de pression-température concernant les unités permo-triasiques du Complexe Alpujárride-Sebtide. (1) Tubía et Gil de Ibarguchi (1991), (2) Azañón et al. (1992), (3) Goffé et al. (1994), (4) Azañón et al. (1995), (5) Balanyá et al. (1997), (6) Azañón et al. (1998), (7) Azañón et Crespo-Blanc (2000), (8) Booth-Rea et al. (2005), (9) synthèse de Chalouan et al. (2008).*

Reste trois unités qui n'ont pas été détaillées, (i) les éclogites d'Ojén partiellement rétromorphosées, (ii) l'unité d'Almagro et (iii) l'unité de Tizgarine, les deux premières appartenant au Complexe Alpujárride (Bétiques) tandis que la dernière appartient au Complexe des Sebtide (Rif). Les éclogites d'Ojén présentent des conditions pression-température relativement élevées, de l'ordre de 14-16 kbar pour environ 720 °C (Figure 4.5 ; *Tubía and Gil Ibarguchi, 1991; Tubía et al., 2009*). Cette unité semble subir, tout d'abord un léger réchauffement pouvant atteindre 750-790 °C, puis une décompression sub-isotherme jusqu'à des pressions de l'ordre de 5 kbar, et enfin une exhumation selon un gradient proche de 50-60 °C/km (Figure 4.5). Enfin, les unités de Tizgarine et d'Almagro présentent des conditions pression-température assez faibles, inférieures à 5 kbar pour des températures maximales de 300 °C (*Figure 4.5* ; *Bouybaouene et al., 1995; Booth-Rea et al., 2005; Chalouan et al., 2008*).

Il est très probable que l'unité d'Ojén soit rentrée en subduction après toutes les unités HP/BT du Complexe des Alpujárride-Sebtide précédemment présentées, puisqu'un fois à des pressions élevées, les températures sont également plus élevées que le régime « froid » classique de subduction et de métamorphisme syn-orogénique. Ces éclogites sont alors exhumées dans un contexte plus chaud que le reste du Complexe, proche de celui du Complexe Névado-Filabride.

## 4.2. Le rifting Mésozoïque : un événement majeur dans l'histoire et la structuration de la région occidentale de la Méditerranée

La région ouest-méditerranéenne telle qu'on la connait actuellement résulte premièrement de la dislocation de la Pangée depuis le Trias et de l'ouverture des océans Atlantique Central et ouest Téthys. Cette dynamique se traduit également par la séparation des plaques Afrique et Eurasie. Malgré certains débats, les reconstructions cinématiques s'accordent sur le fait que l'Ibérie se trouvait à l'est, de l'ordre de 700 km, de sa position actuelle (*Dercourt et al., 1986, 1993, 2000; Schettino and Turco, 2009; Handy et al., 2010; Sibuet et al., 2012; Biari et al., 2017; Nirrengarten et al., 2018*). Ainsi, la région comprise entre l'Ibérie et l'Afrique est considérée comme une zone d'accommodation des larges mouvements différentiels de ces deux plaques. Le domaine océanique entre l'Ibérie et l'Afrique a toujours été étroit, de l'ordre de 200-300 km (*Tubía et al., 2009; Schettino and Turco, 2009; Puga et al., 2011, 2017; Vergés and Fernàndez, 2012*). Dans le détail, cette région est composée de nombreuses zones d'accrétion océanique ou d'extension organisées en échelon et délimitées par des failles transformantes, globalement orientées N-S à NNO-SSE, créant ainsi des bassins Mésozoïques qui seront, dans des proportions variables inversés durant la convergence Cénozoïque (Figure 4.6).

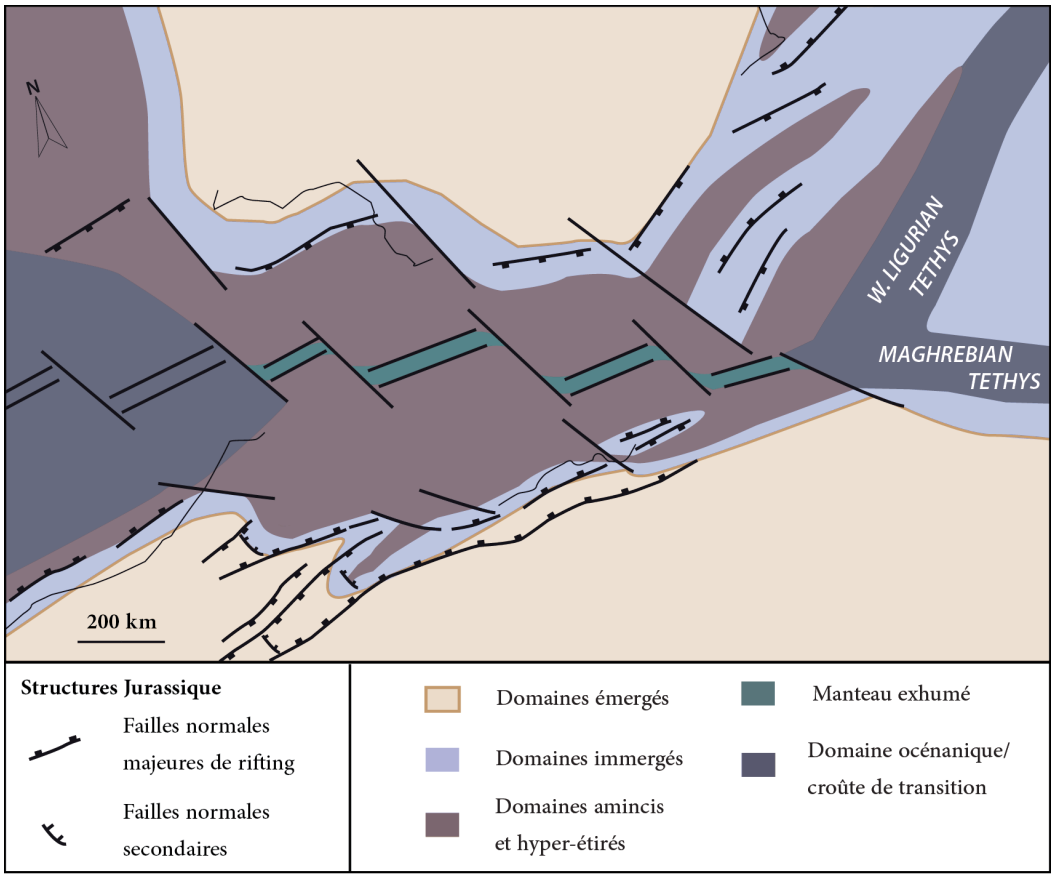



*Figure 4.6 : Paléogéographie de la région d'Alboran à ~145 Ma, durant la phase d'hyper-extension Jurassique. Reconstruction modifiée d'après Leprêtre et al. (2018).*

### *4.2.1. L'hyper-extension et océanisation Trias-Jurassique-Crétacé*

C'est durant cette phase d'extension que se déposent tous les calcaires d'âges Trias-Crétacé que l'on retrouve notamment au niveau des Cordillères Bétiques, que ce soit dans les Zones Externes ou impliqués dans l'orogenèse alpine des Zones Internes (voir Chapitre 1). Il est également possible d'observer l'évolution de cette extension au sein de l'enregistrement sédimentaire de ces dépôts carbonatés (*Martín-Algarra, 1987*). Ainsi, le Trias moyen est caractérisé par une transgression marine permettant l'implantation de plateformes carbonatées. Ensuite, le Trias supérieur est synonyme de dépôts de types continentaux, côtiers et de plateforme, parfois très épais. Par exemple, la Dorsale Calcaire possède une séquence datée du Norien épaisse d'environ 1100 m (*Martín-Algarra, 1987*). C'est durant le Lias inférieur que les premiers dépôts, de type bassin, plus profonds, apparaissent avec par exemple des dépôts pélagiques de type radiolarite au sein de l'unité de la Dorsale Calcaire (*Martín-Algarra, 1987*). Cette individualisation des domaines paléogéographiques entamée au Lias se poursuit et se termine durant le Malm. Le Jurassique est caractérisé par des niveaux condensés et des quantités de sédiments bien moins importantes que précédemment avec, par exemple, seulement 200 m d'épaisseur dans l'unité de la Dorsale Calcaire. Le Crétacé est quant à lui marqué par le dépôt d'argiles dans des bassins profonds.

Les premières zones d'océanisation apparaissent vers 185 Ma dans les reconstructions de (*Schettino and Turco, 2009*) Cette océanisation n'est pas continue mais morcelée par des zones de transfert accommodant la composante décrochante du mouvement relatif (Figure 4.6 ; *Leprêtre et al., 2018*). L'expansion océanique se poursuit durant le Jurassique supérieur avec une plus large étendue de croûte océanique même si elle est limitée dans un corridor étroit entre l'Afrique et l'Eurasie. Il est intéressant de noter que l'extension durant le début du Jurassique se développe vers le sud, dans ce qu'on appelle la branche maghrébine de la Téthys (Figure 4.6 ; *Leprêtre et al., 2018*) alors que durant le Tithonien, on observe la jonction avec la Téthys alpine et ligure, ce qui se traduit par l'avortement des rifts plus méridionaux (Figure 4.6 ; *Schettino and Turco, 2009; Leprêtre et al., 2018*). Il semblerait que cette phase de rifting se soit poursuivie jusqu'à la fin du Jurassique, voire le début du Crétacé. En effet, il a été mis en évidence une remobilisation d'évaporites triasiques au sein de marnes datées de la fin du Crétacé, au niveau de la paléo-marge africaine ; cette remobilisation est interprétée comme des remontées diapiriques au travers de la couverture sédimentaire du plancher océanique Crétacé sous un régime thermique anormalement chaud (*Pedrera et al., 2014; Puga et al., 2017*).

Si l'on replace tous ces éléments dans notre contexte d'étude, les occurrences de méta-pillow-lavas, de métabasaltes, métagrabbros et deserpentinitesmé, composant notamment l'unité de Bédar-Macael du Complexe Nevado-Filabride, témoignent de cette océanisation et représenteraient les restes de cette partie occidentale de la branche alpine de la Téthys ; voir les synthèses de *Puga et al.* (*2011, 2017*). Cette hypothèse est notamment corroborée par les nombreuses datations U/Pb réalisées sur les

cœurs des zircons provenant de cette unité de métabasites et ayant fourni des âges entre 190 et 180 Ma, précédant ainsi d'environ 20 Ma l'ouverture de la Téthys alpine, plus à l'est (*Schettino and Turco, 2009; Puga et al., 2011, 2017; Leprêtre et al., 2018*).

### *4.2.2. De l'océanisation durant le Mesozoïque associée à de l'exhumation de manteau sous-continental*

En parallèle de l'océanisation, des lambeaux de manteau exhumé sont proposés dans les reconstructions existantes le long des marges marocaine et algérienne (*Leprêtre et al., 2018*). En effet, des occurrences de péridotites sont observées au niveau des Zones Externes du Rif et de Kabylie, dont l'exhumation et le refroidissement ont été datés par méthode U/Pb sur zircons à environ 190 Ma (*Durand-Delga et al., 2000; Michard et al., 2018*). Nous proposons avec la carte paléogéographique et paléotectonique à 145 Ma une exhumation plus large et plus importante englobant également les différents massifs de péridotite observés au sein des Zones Internes des Cordillères Bético-Rifaines (Figure 4.6), notamment en raison des similitudes d'évolution tectonique des unités entourant l'ensemble de ces massifs. Premièrement, des datations U-Th-Pb sur monazites acquises sur le massif de Beni Bousera (Zones Internes, Rif) ont fourni un âge de 284 ± 27 Ma (*Montel et al., 2000*) très similaire à certains âges U-Pb sur zircons obtenus au sein du massif de Ronda (Zones Internes, Bétiques) et qui présentent des valeurs autour de 286 Ma (*Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000*). Ces résultats traduisent en premier lieu une exhumation à la fin de l'orogenèse Varisque lors de l'effondrement de cette chaîne, autour de 290 Ma. Deuxièmement, les analyses U-Pb sur zircon provenant de la Sierra Bermeja ont majoritairement fourni des âges de refroidissement compris entre 180 et 130 Ma (*Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000*) qui recoupent ceux obtenues pour les ophiolites des Zones Externes du Rif et l'unité métamorphique de Bédar-Macael du Complexe Nevado-Filabride (*Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; Michard et al., 2018*). Il est également possible de faire le même parallèle entre les âges U/Pb sur zircons obtenus sur les éclogites partiellement rétromorphosées d'Ojén et les métabasites de Bédar-Macael avec des âges à environ 183 Ma (*Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000*). Ainsi, un second épisode d'exhumation serait enregistré, lié cette fois-ci au rifting Mésozoïque. Ces datations mésozoïques au sein des massifs ultramafiques sont interprétés comme l'enregistrement de leur exhumation jusqu'à environ 70 km de profondeur (*Obata, 1980; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; Précigout et al., 2013; Frasca et al., 2017; Gueydan et al., in press*).

A la suite de notre travail sur le contact entre la péridotite de Ronda et l'unité de la Dorsale calcaire, nous proposons que cette exhumation ait été plus importante, jusqu'à rejoindre le plancher océanique avec une exhumation sous couverture sédimentaire en contexte de rifting (Figure 4.6). En effet, nous avons montré que l'exhumation de la Sierra Bermeja a été plus importante que jusqu'alors admis avec la présence d'ophicalcites et des réactions de serpentinisation du manteau, caractéristiques

de la fin de son exhumation à des températures relativement froides (voir Chapitre 2). De plus, les sédiments impliqués au toit de ce massif de péridotite sont des sédiments carbonatés mésozoïques, appartenant à l'unité de la Dorsale Calcaire. Ces derniers présentent des critères de déformation en accord avec le contexte extensif de l'exhumation de la Sierra Bermeja, mais aussi en accord avec les critères de cisaillement précédemment démontrés concernant le contact entre le manteau sous-continental et le bloc crustal structuralement au-dessus (voir Chapitre 2). Afin d'appuyer cette hypothèse, nous pouvons citer les cas des Alpes ou des Pyrénées dans lesquels du manteau est exhumé lors de la phase de rifting précédant l'orogenèse alpine, se retrouvant actuellement à l'affleurement et au contact de sédiments mésozoïques (*Jammes et al., 2009; Lagabrielle et al., 2010; Manatschal et al., 2011; Clerc et al., 2012*). Il est également intéressant de citer l'exemple des marges passives de l'Atlantique avec les nombreuses occurrences de manteau exhumé, en contact avec des sédiments contemporains de la phase de rifting (voir Annexe 2 : Description and interpretation of a seismic profile from a hyper-extended margin in a trans-tensional context).

### *4.2.3. Synthèse paléogéographique à 145 Ma et localisation des unités des Cordillères Bético-Rifaines*

A la fin du Jurassique et au début du Crétacé, la phase de rifting est déjà bien avancée et la structuration de cette région bien établie (Figure 4.7). Ainsi, on retrouve une branche de la Néo-Téthys qui correspondrait paléogéographiquement à l'unité de Bédar-Macael avec ses intrusions basaltiques et gabbroïques au sein de sédiments carbonatés et silico-clastiques Jurassique, mais aussi de leucogranites d'âge Paléozoïque ; voir les synthèses de *Puga et al.* (*2011, 2017*). Ensuite, à proximité, on retrouve les unités de Calar-Alto et Ragua correspondant à des unités de socles avec en couverture des sédiments permo-triasiques composant la séquence type de ces unités. En se rapprochant de la marge plus proximale on observerait les complexes de Subbétiques et Prébétiques avec respectivement des environnements de dépôts profonds (pélagiques) et de type plateforme peu profonde (*Vera, 2001*). Tandis qu'en partant dans la direction opposée vers le sud/sud-est, on rencontrerait toutes les unités composant le Complexe Alpujárride centrales et orientales mais aussi le Complexe Sebtide. Il est intéressant de remarquer que dans cette configuration, les unités composant la partie occidentale du Complexe Alpujárride se situerait plus à l'ouest, de l'autre côté d'une structure transformante majeure présentant une orientation globale NO-SE. Ainsi d'est en ouest, on aurait d'abord les unités composant la nappe d'Ojén avec du manteau exhumé, le massif d'Alpujata, associé aux futures éclogites d'Ojén et les marbres de Blanca. Ensuite on observerait le groupement de Carratraca et enfin celui de Guadaiza, Yunquera et Los Reales. Dans le détail, le manteau exhumé de Ronda se trouve sous des blocs basculés que sont les unités de Guadaiza, Yunquera et Jubrique. La Dorsale Calcaire se localise au contact de l'unité de Jubrique et au toit du massif ultramafique de Ronda.

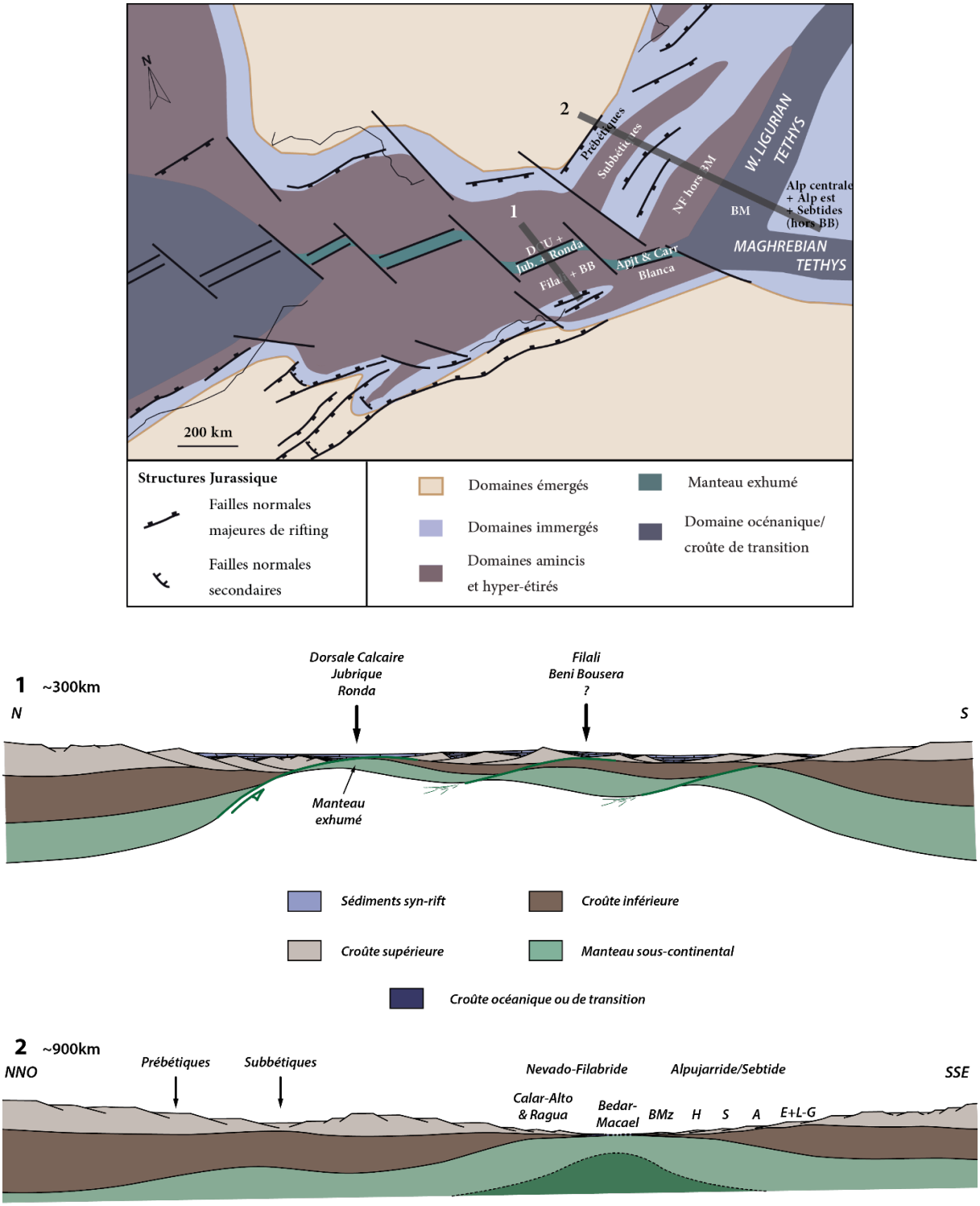



*Figure 4.7 : Paléogéographie et coupes à ~145 Ma avec la localisation des différents domaines d'intérêt, i.e. le Complexe Alpujárride de l'ouest, le Complexe Sebtide, le Complexe Nevado-Filabride et enfin le Complexe Alpujárride du centre et de l'est. NF = Nevado-Filabride ; BM = Bédar-Macael ; Alp = Alpujárride ; BB = Beni Bousera ; DCU = Unité de la Dorsale Calcaire ; Jub. = Jubrique ; Apjt = Alpujata ; Carr = Carractraca ; BMz = Beni Mezala ; H = Herradura ; S = Salobreña ; A = Adra ; E+L-G = Escalate et Lujar-Gador.*

## 4.3. Le métamorphisme de haute-pression/basse température relatif à la subduction Cénozoïque : un consensus pour un événement au début de l'Eocène ?

Le Cénozoïque est marqué par l'initiation de la convergence de la plaque Afrique vers la plaque Eurasie à environ 80 Ma (*Rosenbaum et al., 2002; Schettino and Turco, 2009; Handy et al., 2010*). Cette convergence se traduit plutôt par une rotation antihoraire de l'Afrique, vis-à-vis de l'Eurasie, selon un axe qui se situerait approximativement au niveau des Canaries dans l'Atlantique Central. Il en résulte, dans la région occidentale de la Méditerranée, une orientation des contraintes globalement N-S évoluant progressivement vers du NO-SE. C'est dans ce contexte que s'initie une subduction, d'abord de la partie ligure de la Téthys, puis de la branche magrébine de la Téthys (Figure 4.7). Tout d'abord, le raccourcissement le plus important a lieu durant le Santonien au niveau de la région Atlasique avec l'inversion des couloirs intracontinentaux d'amincissement résultant du rifting Mésozoïque. Ensuite le raccourcissement se localise principalement au niveau de la région d'Alboran.

Le Paleogène est marqué par le développement de la subduction de l'océan Téthys. C'est dans ce contexte de convergence lente que les roches d'affinités océaniques et continentales sont enfouies en profondeur. L'Eocène correspond alors à la période de métamorphisme de HP/BT dans une grande partie de la région méditerranéenne (Figure 4.8) ; pour la région de l'Egée voir *Laurent* (*2017*) ; pour les Alpes voir *Agard et al.* (*2001*).

### *4.3.1. Configuration et ordre d'enfouissement des complexes Alpujárride et Nevado-Filabride*

Durant le Cénozoïque et plus particulièrement durant le Paléogène, la configuration et structuration héritées du Mésozoïque impliquent un enfouissement différentiel des unités subduites (Figures 4.7, 4.8 et 4.9). C'est la position géographique de ces unités qui contrôle leur évolution métamorphique ultérieure, selon qu'elles sont plus ou moins méridionales, ou plutôt occidentales ou orientales. La géométrie 3-D complexe observée aujourd'hui est une conséquence de la géométrie 3-D du Mésozoïque.

Avec en premier lieu la subduction de la partie ligure de la Téthys, cette croûte de type transitionnel entre croûte continentale et océanique, voire de type croûte océanique, entre en subduction permettant ainsi le développement du prisme orogénique. Les données de terrain dans le Complexe Alpujárride et dans les Zones Externes montrent que la déformation dans le prisme était orientée N-S/NO-SE à cette époque dans la majeure partie de la chaîne, qu'il s'agisse des chevauchements frontaux ou des zones de cisaillement qui exhumaient les unités HP-BT (Figures 4.8 et 4.9). L'enfouissement en profondeur et les réactions métamorphiques dans le prisme orogénique et le canal de subduction ont enregistrées dans l'unité de Bédar-Macael appartenant au Complexe Nevado-Filabride. De manière assez

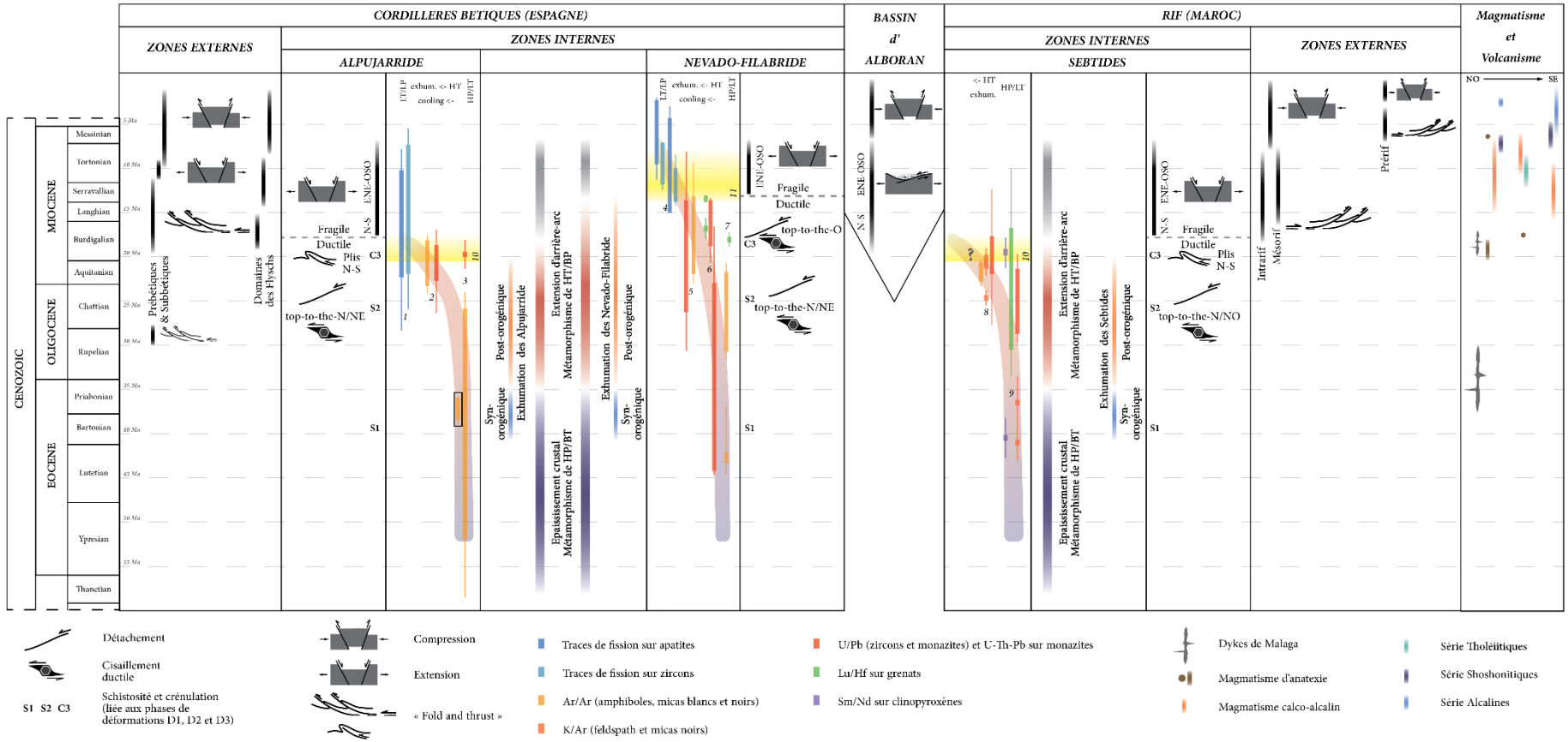



*Figure 4.8 : Compilation des principaux événements tectono-métamorphiques affectant les Cordillères Bético-Rifaines. Les données thermo-chronologiques concernant les Zones Internes des Bétiques et du Rif sont d'après (1) Sosson et al. (1998) ; Platt et al. (2003a) ; Esteban et al. (2004, 2005a) ; (2) Loomis (1975) ; Priem et al. (1979) ; Monié et al. (1994) ; Sosson et al. (1998) ; Sánchez-Rodríguez et Gebauer (2000) ; Platt et al. (2003) ; Whitehouse et Platt (2003) ; Esteban et al. (2011) ; Frasca et al. (2017) ; (3) Sánchez-Rodríguez et Gebauer (2000) ; Platt et al. (2005) ; cette étude (voir Chapitre 3) ; (4) Johnson et al. (1997) ; (5) De Jong et al. (1992) ; Augier et al. (2005a, 2005b) ; Platt et al. (2005) ; Li et Massonne (2018) ; (6) López Sánchez-Vizcaíno et al. (2001) ; Platt et al. (2006) ; Gomez-Pugnaire et al. (2012) ; Li et Massonne (2018) ; (7) Monié et al. (1991) ; Augier et al. (2005a, 2005b) ; Platt et al. (2003b) ; (8) Janots et al. (2006) ; Michard et al. (2006) ; Rossetti et al. (2010) ; Homonnay et al. (2018) ; (9) Blichert-Toft et al. (1999) ; Pearson et Nowell (2004) ; Michard et al. (2006) ; Homonnay et al. (2018); (10) Serrano et al. (2006) ; (11) Ott d'Estevou et Montenant (1990) ; Augier et al. (2005a, 2005b, 2013) ; Do Couto et al. (2014a).*

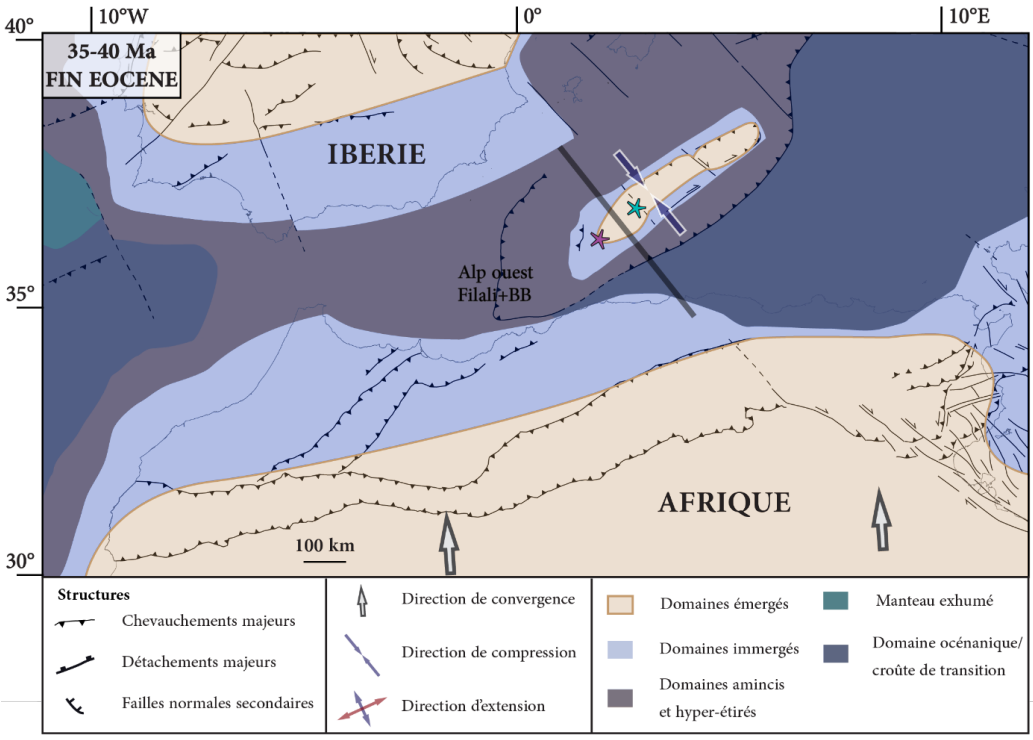



*Figure 4.9 : Carte paléogéographique et tectonique de la région d'Alboran à 35-40 Ma, à la fin de l'événement métamorphique de HP/BT avec la localisation de la figure 4. L'astérisque bleu/vert montre la localisation du Complexe Nevado-Filabride et du Complexe Alpujárride-Sebtide (hors Alpujárride de l'ouest). L'astérisque violet montre la localisation du groupement Blanca/Ojén.*

synchrone, ce sont les futures unités de Calar-Alto et de Ragua correspondant de la marge ibérique distale, composées en base d'un socle paléozoïque surmonté de sédiments permiens silico-clastiques puis de dépôts carbonatés triasiques, qui sont enfouies en profondeur (Figures 4.7 et 4.10). Les pics de conditions pression-températures pour ces deux dernières unités étant différentes (voir Section 4.3.2. de ce chapitre), les profondeurs d'enfouissement sont différentes. Les assemblages minéralogiques montrent en effet que l'unité de Bédar-Macael a été la plus enfouie, avec ensuite l'unité de Calar-Alto et enfin l'unité de Ragua, respectivement de l'ordre de 70km, 50 km et 40 km. Ainsi l'unité la plus basse structuralement dans le complexe Nevado-Filabride est celle qui présente le pic de pression le plus faible (Figure 4.10) ; ces trois unités montrant toutefois des paragenèses de type HP/BT.

Une fois que toute la croûte de type OCT voire océanique est consommée un domaine de croûte continentale amincie arrive. Ce domaine est constitué d'une série de blocs basculés de croûte continentale hyper-amincie, résultant de la phase de rifting Mésozoïque (Figure 4.7). Ces blocs se composent en base d'un socle Varisque avec des sédiments permiens, généralement de type silico-clastique continentaux et côtier, puis de dépôts carbonatés triasiques à crétacés. Ce domaine, lorsqu'il aura subduit puis été exhumé constituera le futur Complexe Alpujárride du centre et de l'est ainsi que le Complexe Sebtide, respectivement observés sur les marges ibérique et africaine (Figure 4.7 ; voir Chapitre 1, Figure 1.21). Du point de vue de l'ordre d'enfouissement, se référer à la Section 4.1.2. de ce chapitre. Enfin, une fois le Complexe Alpujárride du centre et oriental, mais aussi le Complexe

Sebtide intégrés dans le prisme orogénique, la subduction se poursuivant, un domaine situé initialement plus à l'ouest, de l'autre côté d'une structure transformante majeure (Figure 4.7) entre à son tour en subduction. Il s'agit ici de la future nappe d'Ojén, composée d'un massif de péridotite (Alpujata), des métapélites intrudées par des dykes mafiques et une couverture carbonatée.

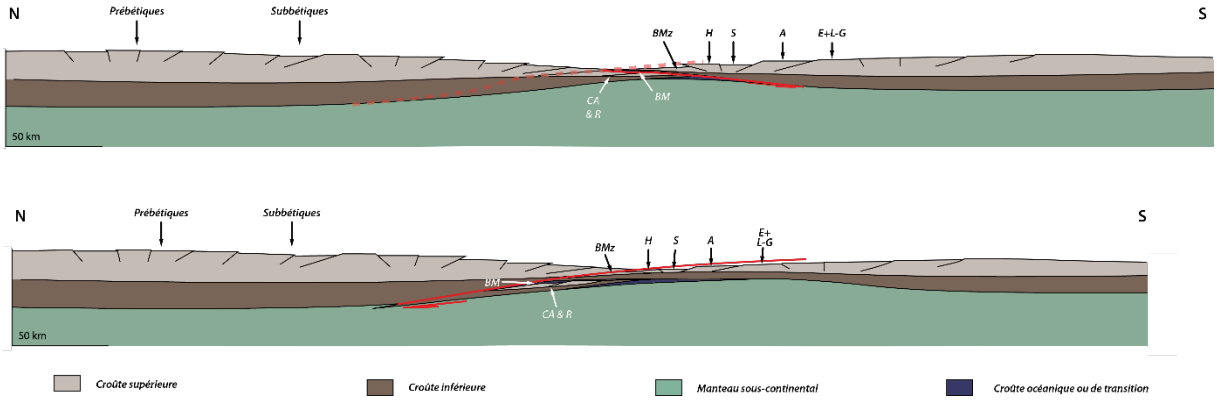



*Figure 4.10 : Coupes synthétiques et schématiques de la structuration de la zone de subduction au début de son initiation. Abréviations pour le Complexe Nevado-Filabride : CA = Calar Alto, R = Ragua, BM = Bédar-Macael ; pour le Complexe Alpujárride-Sebtide : BMz = Beni Mezala, H = Herradura, S = Salobreña, A = Adra, E = Escalate, L-G = Lujar-Gador.*

### *4.3.2. Timing et conditions du métamorphisme de HP/BT et exhumation syn-orogénique*

Les unités permo-triasiques précédemment mentionnées, que ce soit celles du Complexe des Nevado-Filabrde ou celles du Complexe des Alpujárride-Sebtide (hors Alpujárride de l'ouest) sont caractérisées par des assemblages minéralogiques de type HP/BT. Assemblage minéralogique qui se met en place durant une phase tectono-métamorphique de HP/BT reconnue et appelée D1, responsable du développement d'une schistosité S1 (voir Chapitre 1 ; *Azañón, 1992; Azañón et al., 1998; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Booth-Rea et al., 2005; Augier et al., 2005a, 2005b*). Il est important de noter qu'il est difficile de bien contraindre l'évolution métamorphique alpine des séries paléozoïques des Alpujárride sans risquer une possible confusion avec les conditions de pression-température antérieurs, probablement varisques car l'âge de ces paragenèses sont mal contraints, en particulier à cause de l'événement à 20 Ma. Nous suivrons donc la stratégie proposée par (*Azañón, 1992; Azañón et al., 1998*) et utiliserons donc exclusivement les conditions P/T observées et décrites au sein des métasédiments permo-triasiques afin de s'affranchir d'un éventuel biais dû à l'héritage Varisque.

Un point important concernant le Complexe Nevado-Filabride est de bien distinguer l'unité de Bédar-Macael des unités de Calar-Alto et Ragua, que ce soit en raison de la nature du protolithe de base ou que ce soit en termes de conditions de pression-température enregistrées. Premièrement, l'unité de Bédar-Macael témoigne de conditions P/T relativement élevées dans le faciès des schistes bleus voire des éclogites (Figure 4.11). Deuxièmement, la nature du protolithe permet d'associer l'unité de Bédar-Macael à un environnement océanique ou à une transition océan-continent, ce qui n'est ni le

cas des autres unités du Complexe Nevado-Filabride sous-jacentes, ni du Complexe Alpujárride central et oriental ; voir les synthèses de *Puga et al.* (*2011, 2017*). Il serait donc plus logique de séparer Bédar-Macael de ces deux grands ensembles et d'en faire un troisième ensemble. Par ailleurs, des reliques et éclogites partiellement rétromorphosées sont observées dans la partie centrale et est de la chaîne. Leur relative préservation et les différentes études menées sur ces roches métamorphiques ont permis de mettre en évidence une exhumation probablement très rapide avec un chemin d'exhumation isotherme ou en refroidissement léger (Figure 4.11 ; *Augier et al., 2005a*). Cette phase d'exhumation dont le calendrier fait toujours débat (voir Chapitre 1, Section 1.3.1.4.4.), a été datée que ce soit par U /Pb sur zircon, $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas ou Lu/Hf sur grenat entre l'Eocène et le Miocène (*Monié et al., 1991; de Jong, 1992; López Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; Platt et al., 2005; Augier et al., 2005a; Platt et al., 2006; Li and Massonne, 2018*). Les données les plus récentes (*Li and Massonne, 2018*) suggèrent que le pic de pression soit Eocène, confirmant ainsi les données $^{40}Ar/^{39}Ar$ de *Augier et al.* (*2005a*). Cette phase d'exhumation syn-orogénique concernent également les autres unités de ce complexe avec des profondeurs maximales atteintes de l'ordre de 50 km pour l'unité de Calar-Alto et de 40 km pour l'unité de Ragua.

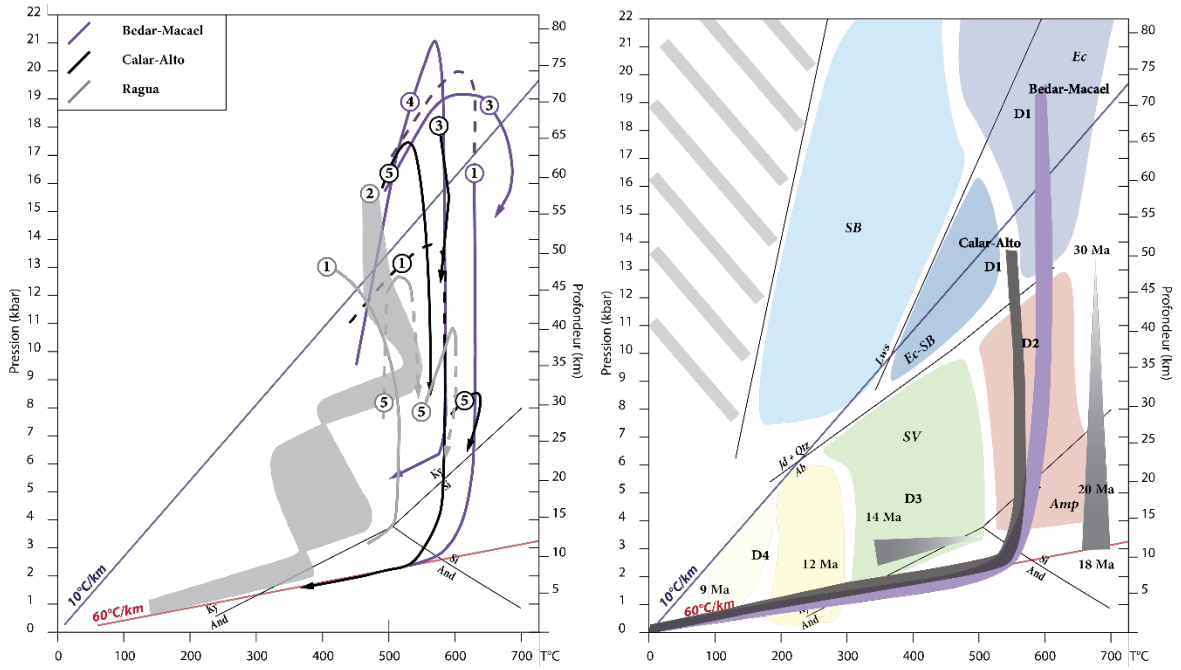



*Figure 4.11 : Synthèse des données P-T-t associées aux grandes phases de déformation concernant le Complexe Nevado-Filabride. (a) Compilation des différentes données disponibles de pression-température concernant le Complexe Nevado-Filabride. (1) Augier et al. (2005), (2) Booth-Rea et al. (2015), (3) Jabaloy-Sánchez et al. (2015), (4) Ruiz Cruz et al. (2015), (5) Li et Massonne (2018). (b) Chemins P-T-t synthétiques pour les unités de Calar-Alto et de Bédar-Macael avec les différentes grandes phases tectono-métamorphiques de déformation (D1 à D4) contraintes par des données de datation $^{40}Ar/^{39}Ar$, d'après Augier et al. (2005a).*

L'ordre d'enfouissement des différentes unités du Complexe Alpujárride-Sebtide a été détaillé dans la Section 4.1.2. de ce chapitre. Pour résumer, les unités de Beni Mezala sont subduites en premier, suivies des unités du Complexe Alpujárride de l'est (Almanzora et Variegato), puis des unités

d'Herradura, Salobreña, de la nappe de Trévenque et de l'unité d'Adra, et enfin par les unités de Lujar-Gador et d'Escalate.

Dans la partie occidentale du Complexe Alpujárride, la nappe d'Ojén a atteint le faciès des éclogites, comme en témoigne les gabbros éclogitisés. Les températures enregistrées par ces roches montrent cependant des valeurs plus élevées que celle de Bédar-Macael (Nevado-Filabride ; Figure 4.11). En effet, les éclogites d'Ojén ont enregistrées des pressions de l'ordre de 14-16 kbar pour environ 720 °C, tandis que les éclogites de Bédar-Macael sont caractéristées par des pressions-températures de l'ordre de 18-20 kbar pour 550-580 °C (Figures 4.11 et 4.12 ; *Augier et al., 2005a; Tubía et al., 2009*). L'unité d'Ojén a donc été subduite dans des conditions P/T différentes avec un gradient plus chaud que les éclogites de Bédar-Macael ou les unités centrales et orientales du Complexe Alpujárride (Figure 4.12 ; voir Section 4.1.2 de ce chapitre).

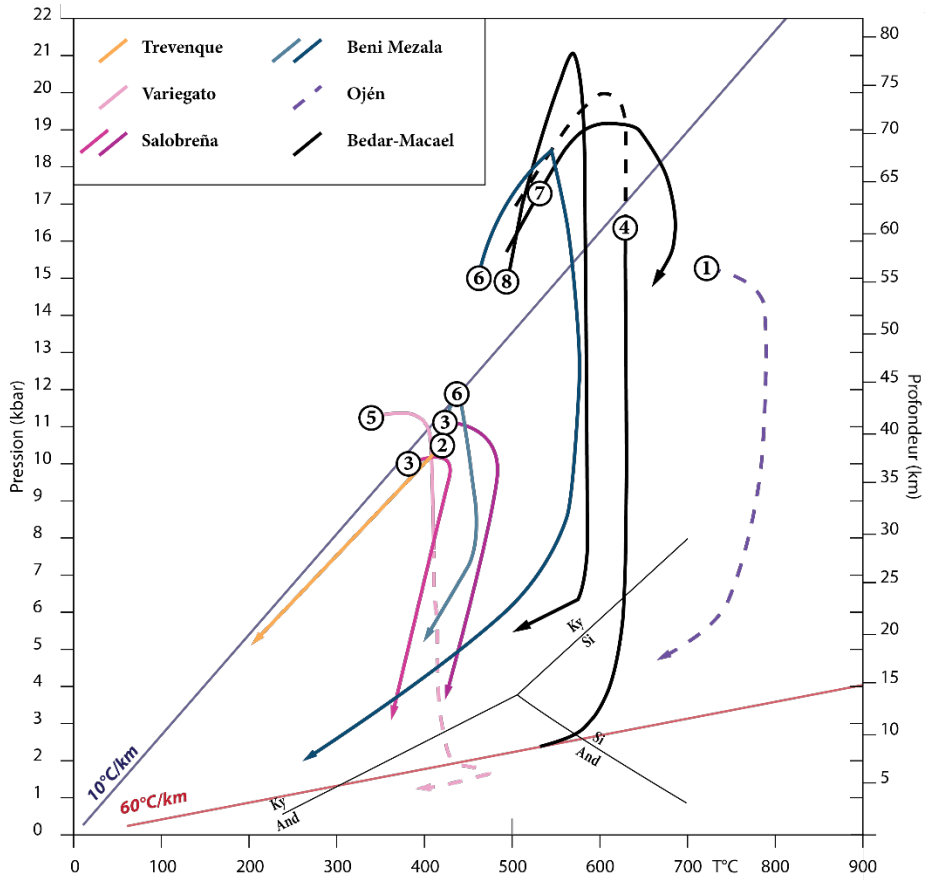



*Figure 4.12 : Compilation des différents chemins P-T disponibles concernant l'unité de Bédar-Macael appartenant au Complexe Nevado-Filabride, les éclogites partiellement rétromorphosées d'Ojén et les unités permo-triasiques à carpholites appartenant au Complexe Alpujárride mais aussi les formations à carpholite de l'unité de Beni Mezala appartenant au Complexe Sebtide. (1) Tubía et Gil de Ibarguchi (1991) ; Tubía et al. (2009), (2) Azañón et al. (1992), (3) Azañón et al. (1998), (4) Augier et al. (2005a), (5) Booth-Rea et al. (2005), (6) Chalouan et al. (2008), (7) Jabaloy-Sánchez et al. (2015), (8) Ruiz Cruz et al. (2015).*

Ceci implique un contexte différent pour la subduction des unités de l'ouest du Complexe Alpujárride, soit une subduction plus lente, soit des matériaux plus continentaux et donc plus riches en éléments radioactifs. La position plus occidentale de la nappe d'Ojén permet par ailleurs de la faire

rentrer plus tardivement dans la zone de subduction. Les âges disponibles (*Booth-Rea et al., personnal communication*) suggèrent en effet que le pic de pression ait été atteint vers la fin de l'Eocène, plus tardivement que les unités métamorphiques des complexes Nevado-Filabride et Alpujárride-Sebtide (hors Alpujárride de l'ouest ; Figures 4.4 et 4.11).

Les températures enregistrées sont également largement variables d'une unité à l'autre et d'un complexe à l'autre (*Goffé et al., 1989; Tubía and Gil Ibarguchi, 1991; Azañón et al., 1992, 1995, 1997, 1998; Bouybaouene et al., 1995; Augier et al., 2005a, 2005b; Chalouan et al., 2008; Tubía et al., 2009; Jabaloy-Sánchez et al., 2015; Ruiz-Cruz et al., 2015; Li and Massonne, 2018*). Il en ressort cependant une tendance avec les unités les plus superficielles structuralement présentant les températures les plus faibles (Figures 4.3, 4.4 et 4.12).

### *4.3.3. Pourquoi séparer les unités du Complexe Alpujárride de l'ouest ?*

Nous avons séparé le Complexe Alpujárride de l'ouest des parties centrales et orientales en raison des grandes disparités dans les conditions pression-température enregistrées au niveau des unités permo-triasiques. En dehors des assemblages minéralogiques de HP/BT qui ne sont pas tous identiques en fonction des différentes unités du Complexe Alpujárride du centre et de l'est mais aussi du Complexe Sebtide, l'élément essentiel est que le Complexe Alpujárride de l'ouest ne témoigne pas ou très peu d'un métamorphisme de HP/BT tel qu'observé ailleurs dans le Complexe Alpujárride-Sebtide. Premièrement, les unités permo-triasiques ne sont pas aussi présentes que dans la partie centrale et orientale tant en épaisseur qu'en diversité. En effet, les marbres triasiques sont essentiellement présents dans l'unité de Blanca. Des occurrences de marbres sont également observées par lambeaux au sein des unités de Yunquera ou de Guadaiza. De plus, les phyllites et quartzites caractéristiques des unités permiennes dans les régions plus centrales et orientales ne sont que très peu présentes également dans l'ouest de la chaîne. Par contre, les micaschistes, gneiss et migmatites paléozoïques sont présents et de manière assez semblable au reste du Complexe Alpujárride-Sebtide.

De plus, peu voire aucune étude pétrologique ni métamorphique n'a été réalisée sur ces unités permo-triasiques, hormis les marbres, mais ne permettant pas de contraindre de manière précise les conditions pression-température de leur formation. La seule étude proposant des conditions pression-température relative au métamorphisme alpin sur les unités permo-triasiques a été réalisée par (*Balanyá et al., 1997*) et sur l'unité de Jubrique. Ces auteurs ont relié les unités permiennes présentes au sommet de la séquence avec celles du Complexe Alpujárride central et du Complexe Sebtide, qui présentent des conditions pression-température d'environ 8-9 kar pour environ 400 °C. Or, cette hypothèse est seulement basée sur la ressemblance lithologique avec les autres unités de HP/BT décrites ailleurs au sein de la chaîne. La présence de carpholite dans les unités centrales et orientales

du Complexe Alpujárride et son absence dans les unités occidentales est pourtant une différence majeure.

Ainsi, nous séparons les unités du Complexe Alpujárride de l'ouest du reste des unités du complexe, comprenant de ce fait les unités de Jubrique, de Guadaiza, de Yunquera, que nous associons avec celles de la Dorsale Calcaire mais aussi aux massifs péridotitiques de la Sierra Bermeja et de Carratraca avec les unités crustales associées.

## 4.4. L'extension d'arrière-arc débutant à la transition Eocène-Oligocène : une exhumation majeure des unités métamorphiques ?

La transition Eocène-Oligocène marque le premier changement majeur dans l'évolution de la zone méditerranéenne jusqu'alors contrôlée en partie par la convergence Afrique/Eurasie. En effet, à partir de 35-30 Ma avec la chute de la vitesse de convergence, s'opère l'initiation du retrait du panneau plongeant dans l'ensemble de cette région (*Jolivet et al., 1999, 2003, 2008; Jolivet and Faccenna, 2000; Faccenna et al., 2004, 2014*). Le front de subduction qui présentait une orientation générale NNE-SSO migre progressivement vers le sud dans un premier temps, c'est-à-dire vers la marge nord-africaine (Figure 4.13). Une fois le domaine océanique consumé, le front de subduction entame une migration rapide parallèlement à la marge en se déchirant en partie. Dans la Méditerranée Occidentale, la migration vers l'ouest commence à partir de la transition Aquitanien-Burdigalien. De ce fait, la région voit la mise en place de nappes au niveau des zones frontales occidentales que ce soit au niveau des Cordillères Bétiques ou du Rif.

### *4.4.1. Le retrait vers le sud du panneau plongeant et l'extension d'arrière-arc associée*

La conséquence de ce retrait du panneau plongeant s'exprime durant l'Oligocène avec le développement d'une extension d'arrière-arc localisée au niveau du domaine d'Alboran, mais aussi par du raccourcissement intra-continental au niveau des unités du Mésorif et un raccourcissement le long du system Atlasique (Figures 4.8, 4.9 et 4.13). Ainsi, les unités métamorphiques localisées au niveau d'Alboran, qu'elles soient encore enfouies en profondeur ou en cours d'exhumation syn-orogénique, voit leur régime d'exhumation évoluer vers des conditions plus chaudes de HT/BP. En effet, le retrait amorcé du panneau plongeant ainsi que du front de subduction vers le sud entrainent une ouverture du canal de subduction et donc son réchauffement (Figures 4.13 et 4.14).

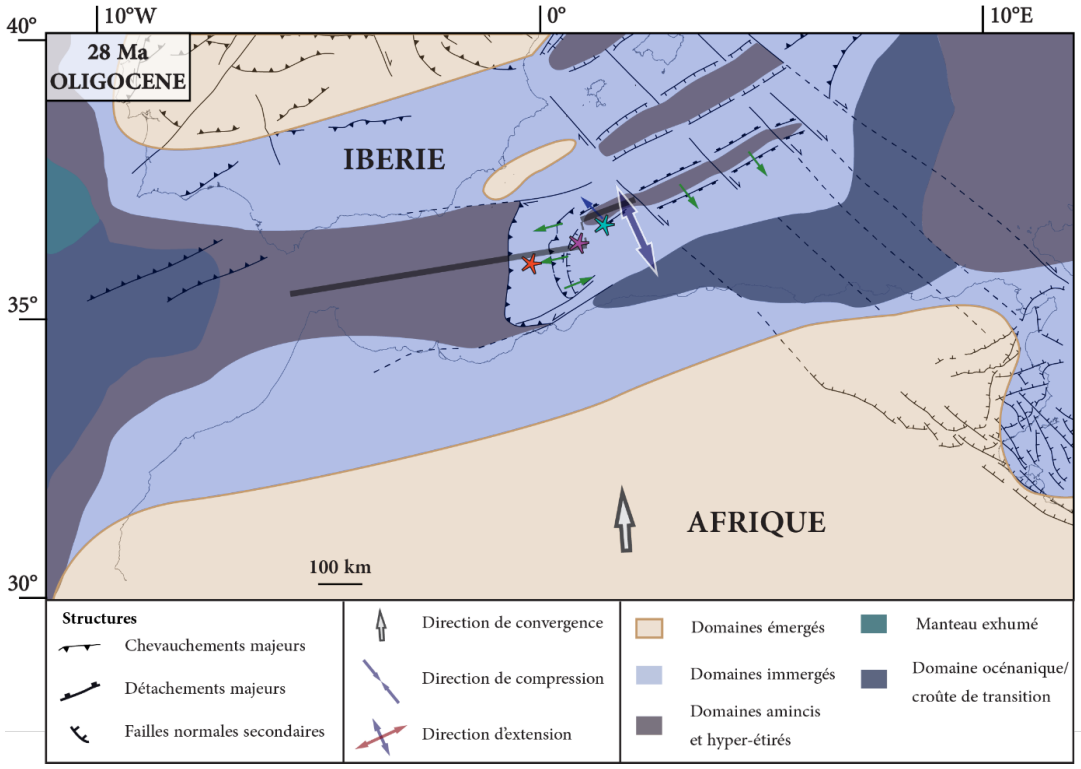



*Figure 4.13 : Carte paléogéographique et tectonique de la région d'Alboran à ~28 Ma, lorsque la zone d'étude subi le retrait du panneau plongeant vers le sud avec la localisation de la figure 8. L'astérisque bleu/vert montre la localisation du Complexe Nevado-Filabride et du Complexe des Alpujárride-Sebtide (hors Alpujárride de l'ouest). L'astérisque violet montre la localisation du groupement Blanca/Ojén. L'astérisque rouge montre la localisation des Alpujárride de l'ouest et de la nappe Filali/Beni Bousera.*

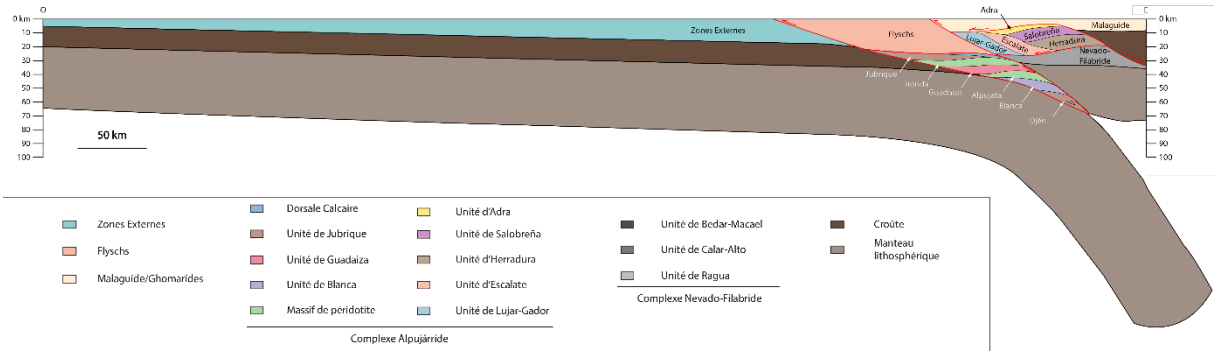



*Figure 4.14 : Coupe synthétique et schématique de la structuration de la zone de subduction à ~28 Ma, durant le retrait du panneau plongeant.*

Associé à cette importante déformation au niveau de la plaque supérieure, de nombreux bassins d'extension limitée se développent avec une sédimentation principalement terrigène. Ainsi, les Zones Internes émergent progressivement, avec premièrement la mise à l'érosion du Complexe Malaguide-Ghomaride (*Serrano et al., 2006, 2007*). Les premiers dépôts sédimentaires composés de clastes métamorphiques provenant de ce complexe et se déposant sur ce dernier sont datés de la transition Chattien-Aquitanien, à ~23 Ma (Figures 4.15 et 4.16 ; *Serrano et al., 2006, 2007*).

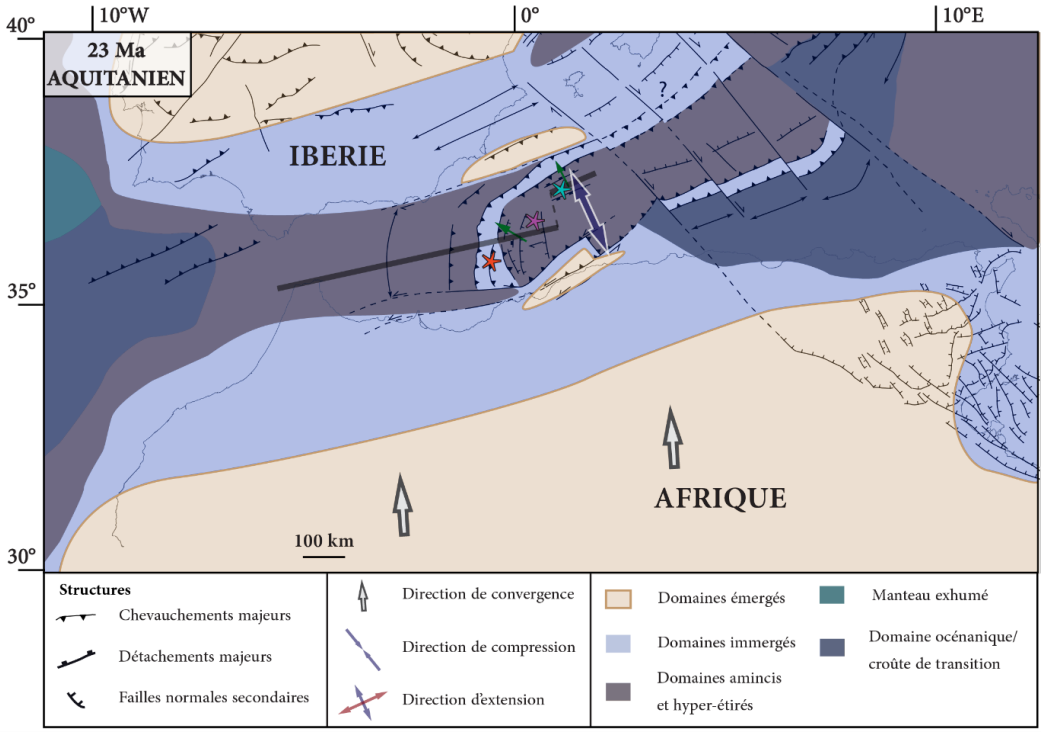



*Figure 4.15 : Carte paléogéographique et tectonique de la région d'Alboran à ~23 Ma, durant l'extension d'arrière-arc induite par le retrait du front de subduction. Le trait de coupe noir marque la localisation de la figure 10. L'astérisque bleu/vert montre la localisation du Complexe Nevado-Filabride et du Complexe Alpujárride-Sebtide (hors Alpujárride de l'ouest). L'astérisque violet montre la localisation du groupement Blanca/Ojén. L'astérisque rouge montre la localisation du Complexe Alpujárride de l'ouest et de la nappe Filali/Beni Bousera.*

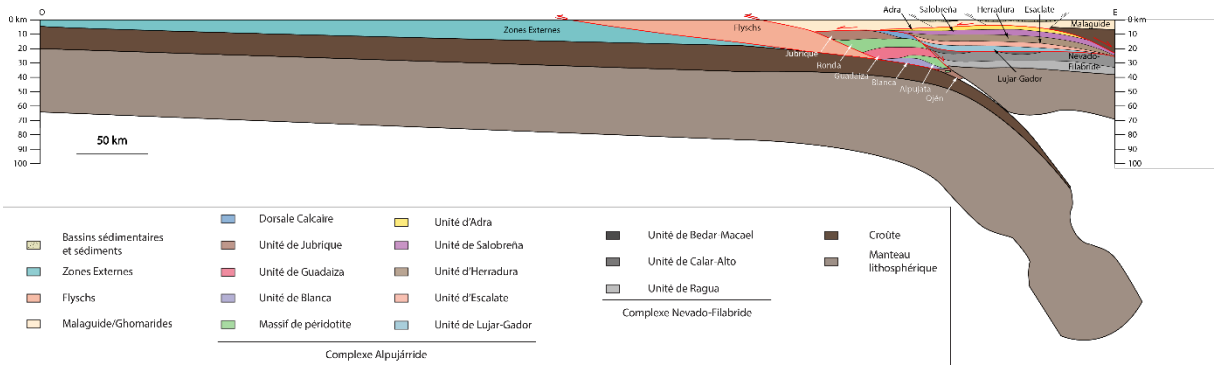



*Figure 4.16 : Coupe synthétique et schématique de la structuration de la zone de subduction à ~23 Ma.*

Associé à ce régime tectonique extensif d'importance régionale, un événement thermique induit un épisode de fusion partielle de roches composant le socle du domaine d'Alboran (Figure 4.8 ; *Platt et al., 1998; Duggen et al., 2004*). Ainsi, on observe la formation de granites d'anatexie mais aussi de migmatites. L'ampleur régionale de cet événement thermique combiné à l'importance et la rapidité du retrait du panneau plongeant mais aussi de l'extension d'arrière-arc associée ont été corrélés avec une remontée de matériel asthénosphérique particulièrement importante. Il est intéressant de noter que les premières traces de magmatisme au sein du domaine d'Alboran se traduisent par la mise en place des dykes de Malaga, d'affinité tholéiitique et affectant le Complexe Malaguide. Ces dykes sont directement reliés à l'emplacement des nappes et à une première phase d'exhumation des

Zones Internes et ainsi, plus généralement du « socle » de la Mer d'Alboran (*Duggen et al., 2004*). Ils se mettent en place au tout début du retrait du panneau plongeant, puisque datés à environ 33 Ma par U/Pb sur zircon (*Duggen et al., 2004*). De plus, leur origine d'affinité méta-sédimentaire permet de les relier à la fusion partielle de la base de croûte du domaine d'Alboran. L'extension se poursuivant ainsi que l'accommodation importante au niveau des détachements engendre un déplacement et un transport important des unités métamorphiques. Ainsi, les dykes de Malaga intrudant le Complexe Malaguide et localisés au sein de nappes allochtones ne sont plus enracinés.

Des dykes granitiques plus tardifs sont également observés recoupant à la fois les massifs ultramafiques tel que celui de Beni Bousera ou celui de Ronda mais aussi les unités de croûte continentale adjacentes (*Rossetti et al., 2010, 2013*). Ces intrusions ont été daté à environ 23-21 Ma par différentes méthodes, U/Pb sur zircon et monazite mais aussi par $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur muscovites et biotites (*Rossetti et al., 2010*). Ces dykes présentent aussi des affinités crustales méta-sédimentaires témoignant de la fusion partielle des zones internes métamorphiques telles que le Complexe Alpujárride-Sebtide.

### *4.4.2. L'exhumation tardi-orogénique des unités métamorphiques*

Durant les derniers stades de l'Oligocène, la tectonique extensive avec le développement de grands détachements présentant un cisaillement vers le nord permet l'exhumation progressive du Complexe Alpujárride-Sebtide (Figures 4.8 et 4.14). Le développement d'une linéation d'étirement est observé avec une orientation globalement N-S à NE-SO. Cette phase est reconnue comme étant l'événement de déformation D2 au sein des Cordillères Bético-Rifaines. C'est dans ce contexte extensif que le Complexe Alpujárride-Sebtide dont les différentes nappes ont été empilées et structurées au sein du canal de subduction se voient exhumées quasi isotherme ou en réchauffement, comme en témoigne la compilation des différents chemins P-T des unités composant ce complexe (Figures 4.12 et 4.16 ; (*Azañón et al., 1997, 1998; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Jolivet et al., 2003; Booth-Rea et al., 2005; Chalouan et al., 2008*). Cet événement majeur dans l'exhumation du Complexe Alpujárride-Sebtide a été daté par différentes méthodes, que ce soit U/Pb sur zircon, $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et amphiboles, fournissant des âges entre 23 et 18 Ma, avec une grande majorité autour de 19-20 Ma (Figure 4.8 ; voir Chapitre 3 ; *Loomis, 1975; Priem et al., 1979; Monié et al., 1994; Sosson et al., 1998; Platt and Whitehouse, 1999; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; Zeck and Williams, 2001; Whitehouse and Platt, 2003; Platt et al., 2003, 2005; Esteban et al., 2011; Frasca et al., 2017*). Quelques rares portions d'unité échappent à la rétromorphose associée permettant ainsi la bonne préservation des minéraux de HP/BT tel que la carpholite, avec par exemple l'écaille de Trévenque appartenant à l'unité de Salobreña (Complexe Alpujárride central ; Figure 4.12 ; voir Chapitre 1, Section 1.3.1.4.3. et Chapitre 3 ; *Goffé et al., 1989; Azañón et al., 1992; Azañón and Goffé, 1997*). Il est intéressant de noter qu'à ce moment-là et selon les modèles, le Complexe Nevado-

Filabride est encore en profondeur même si son exhumation est également amorcée (Figures 4.8, 4.14 et 4.16). C'est également durant cette phase tectonique, D2, que s'opère l'amincissement important observé et décrit au sein des unités du Complexe Alpujárride-Sebtide. En effet, le retrait du panneau plongeant ainsi que l'extension d'arrière-arc associée sont rapides et d'une envergure régionale, impliquant un étirement des unités non négligeable (Figure 4.16). Ainsi, les unités ont vu leur épaisseur réduite d'environ 1/3, notamment mis en évidence avec le resserrement des isogrades métamorphiques et des isothermes associés à un cisaillement vers le nord (*Balanyá et al., 1987; Azañón et al., 1997, 1998; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Negro et al., 2006; Chalouan et al., 2008*).

Il est important de noter que de nombreuses études ont également été réalisées sur les micaschistes de haut-grade, les gneiss et migmatites paléozoïques, le problème étant toujours d'être sûr de bien différencier les épisodes métamorphiques successifs, Varisque et Alpin. Il semblerait cependant, qu'étant donné les disparités entre les conditions de pression-température observées au niveau des unités permo-triasiques et paléozoïques, que le métamorphisme mis en évidence dans les unités les plus anciennes, à la base de la pile soit exclusivement lié à l'orogénèse Varisque (Figure 4.17).

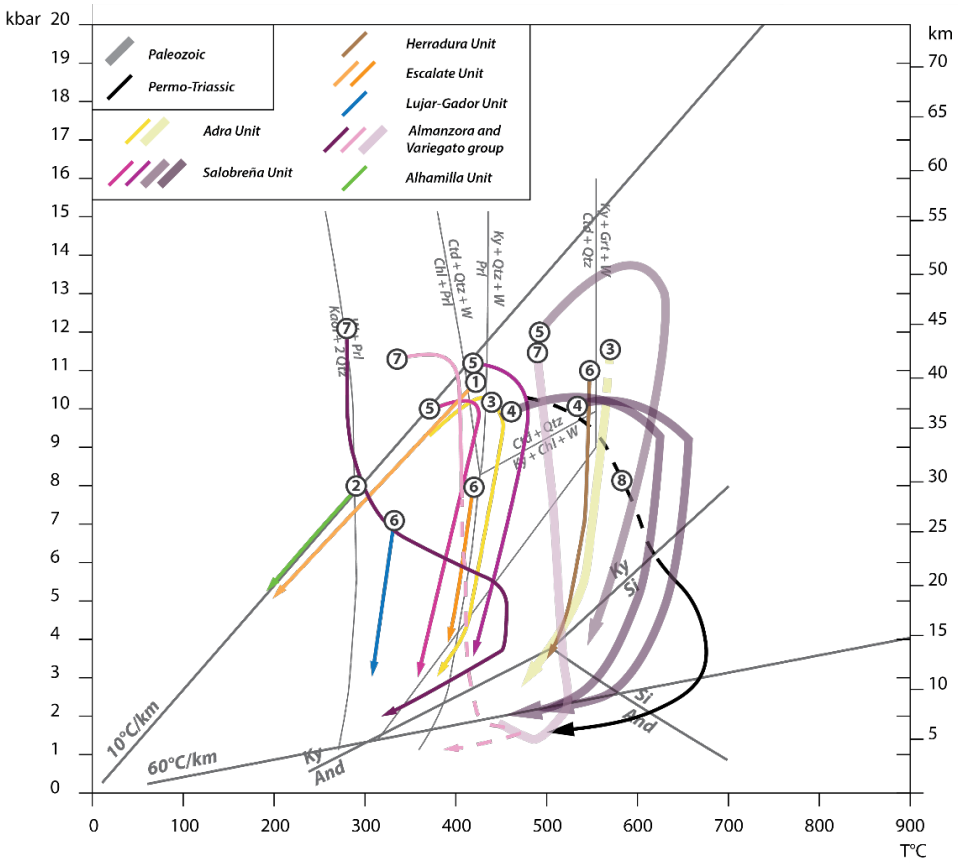



*Figure 4.17 : Compilation des données disponibles de pression-température concernant le Complexe des Alpujárride et plus précisément les unités permo-triasiques et paléozoïques du centre et de l'est. (1) Tubíga and Gil Ibarguchi (1991), (2) Azañón et al. (1992), (3) Goffé et al. (1994), (4) Azañón et al. (1995), (5) García-Casco and Torres-Roldán (1996), (6) Balanyá et al. (1997) and Azañón et al. (1998), (7) Booth-Rea et al. (2005). (8) Soto and Platt (1999).*

Concernant la partie occidentale du Complexe Alpujárride, nous pensons que les différents blocs et unités (Yunquera, Istan, Guadaiza, Los Reales, la Dorsale Calcaire, Carratraca) ont été enfouis à la faveur du retrait du panneau plongeant et de la subduction toujours active vers 25 Ma avant d'être exhumés précocement avec et en même temps que les reste du Complexe Alpujárride-Sebtide. Ainsi le métamorphisme lié à la subduction reste limité mais les traces d'une exhumation dans des conditions thermiques chaudes sont observés et enregistrés durant cette phase D2.

### *4.4.3. La transition Aquitanien-Burdigalien comme étape majeure de mise en place de la chaîne sur les marges continentales*

Le Miocène inférieur et plus particulièrement le Burdigalien est marqué par l'amorce d'une tectonique de couverture, appelée « thin-skinned », impliquant le charriage de nappes sur les socles varisques Ibérique et Afrique (Figure 4.8 ; *García-Hernández et al., 1980; Flinch et al., 1996; Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006*). Cette mise en place de nappes de charriage s'opère par le biais de contacts majeurs, de grands détachements à vergence NO et s'enracinant dans des niveaux évaporitiques du Trias. Ainsi, les Zones Internes (unités métamorphiques) sont charriées sur les Zones Externes (roches non-métamorphiques), ce qui illustre parfaitement la problématique et la contradiction avec les nombreuses données thermo-chronologiques à environ 20 Ma (voir Chapitre 1, Sections 1.3.1.4.3. et 1.3.1.4.4. et Chapitre 3). Ce phénomène est d'autant plus marqué à l'ouest. Avec le chevauchement des Zones Internes sur les Zones Externes et leur mise en place sur les marges ibérique et africaine, il est donc impossible de traduire certaines données de datation, en U/Pb sur zircons ou en $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas, en termes d'événements tectono-métamorphiques tels que l'âge du pic de HP/BT pour les éclogites d'Ojén, ou pour les unités du Complexe Nevado-Filabride (*Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; López Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; Pearson and Nowell, 2004; Platt et al., 2006; Homonnay et al., 2018*).

C'est durant cette phase que se développe également le plissement grande échelle observées au sein du Complexe Sebtide et Alpujárride central et de l'est, aussi appelée D3 (Figure 4.8 ; voir Chapitre 1, Section 1.3.1.4.3. ; *Azañón et al., 1997, 1998; Azañón and Crespo-Blanc, 2000*). Cette étape tectono-métamorphique affecte à la fois la foliation S2 et la linéation L2 et voit le développement d'une crénulation pénétrative appelée C3 (Figure 4.8 ; voir Chapitre 3, Figure 3.10 ; *Azañón et al., 1997, 1998; Azañón and Crespo-Blanc, 2000*). Cette exhumation finale, caractérisée par un refroidissement important s'opère selon un gradient chaud de l'ordre de 60 °C/km (Figures 4.12 et 4.19 ; *Azañón et al., 1995, 1997, 1998; Booth-Rea et al., 2005; Chalouan et al., 2008*).

Le Complexe Nevado-Filabride, à la base des Zones Internes, est quant à lui marqués par une très forte déformation orientée E-O avec un cisaillement vers l'ouest dominant (Figures 4.8, 4.18, 4.19 et 4.20 ; *Jabaloy et al., 1993; Johnson et al., 1997; Augier et al., 2005b; Agard et al., 2011*). En effet,

jusqu'à présent, la déformation et le cisaillement extensifs affectant les unités métamorphiques des Zones Internes étaient orientés globalement N-S avec un déplacement vers le nord (Figures 4.8, 4.13 et 4.15 ; *Augier et al., 2005a*). Ce changement tectono-métamorphique correspond à la phase de déformation D3 observée et décrite au sein du Complexe Nevado-Filabride, permettant le développement d'une crénulation pénétrative appelée C3 (Figures 4.8 et 4.21).

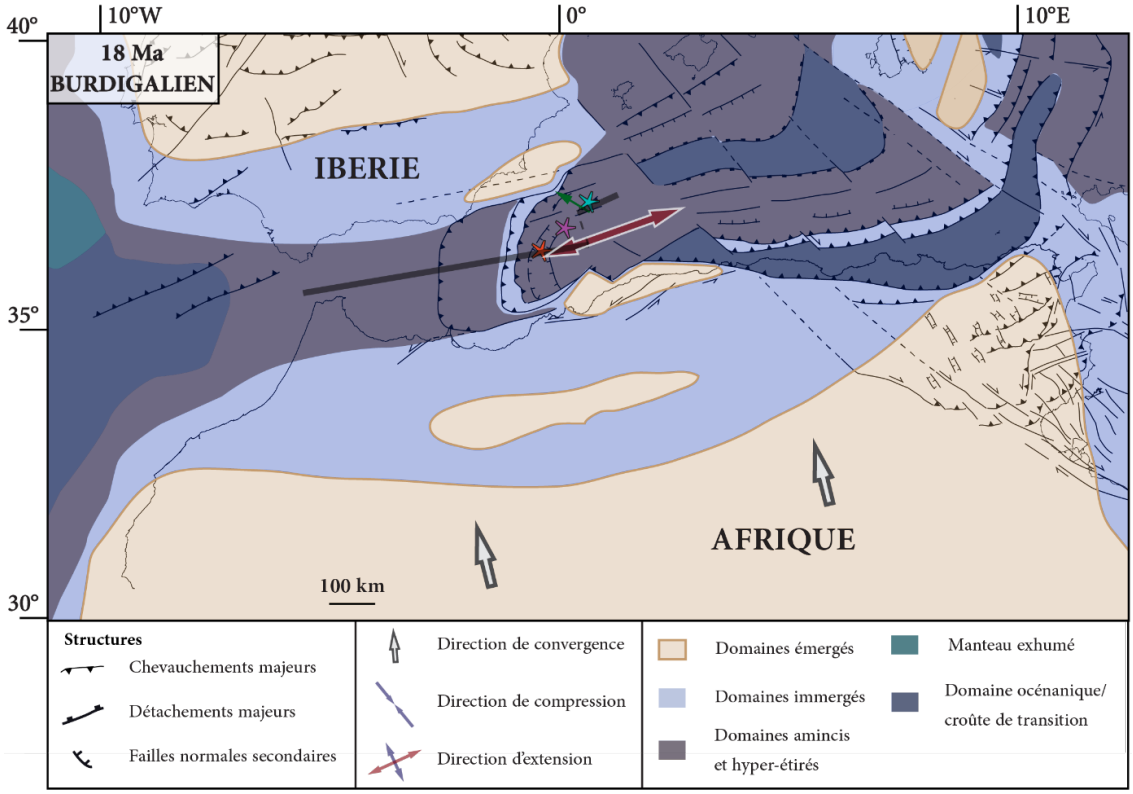



*Figure 4.18 : Carte paléogéographique et tectonique de la région d'Alboran à ~18 Ma, durant l'extension d'arrière-arc et l'exhumation finale des complexes métamorphiques. La figure 13 est localisée par le trait de coupe noir. L'astérisque bleu/vert montre la localisation du Complexe Nevado-Filabride et du Complexe Alpujárride-Sebtide (hors Alpujárride de l'ouest). L'astérisque violet montre la localisation du groupement Blanca/Ojén. L'astérisque rouge montre la localisation du Complexe Alpujárride de l'ouest et de la nappe Filali/Beni Bousera.*

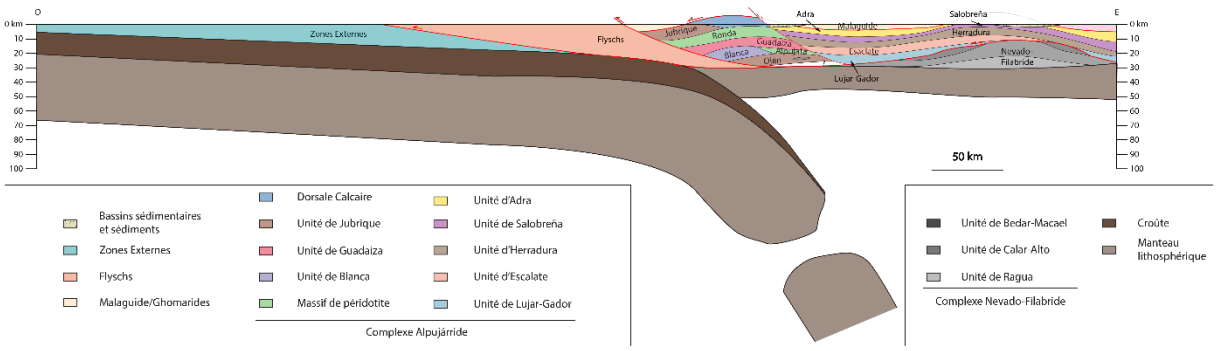



*Figure 4.19 : Coupe synthétique et schématique de la zone de subduction à ~18 Ma, lors du détachement du panneau plongeant et les changements dans les cinématiques de déplacements et d'extension.*

Concernant la partie occidentale du Complexe Alpujárride, une grande partie des travaux concernant les études pétrologiques et la détermination de l'évolution des conditions P-T des unités

géologiques sont soit basés sur les unités paléozoïques soit sur l'auréole « dynamothermale » affectant les unités sous-jacentes des massifs ultramafiques (voir Chapitre 1, Section 1.3.4.3. ; *Tubía and Cuevas, 1986; Balanyá et al., 1987, 1997; Andriessen and Zeck, 1996; Tubía et al., 1997, 2013; Esteban et al., 2005b; Esteban et al., 2005a, 2008 ; Cuevas et al., 2006; Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2013, 2014; Massonne, 2014; Acosta-Vigil et al., 2014*). Si l'on écarte les roches paléozoïques, il ne reste à notre disposition que les études focalisées sur l'épisode de migmatitisation affectant l'unité de Guadaiza, ou en d'autres termes sur la formation de l'auréole « dynamothermale » (*Tubía and Cuevas, 1986; Tubía et al., 1997; Cuevas et al., 2006; Esteban et al., 2008; Tubía et al., 2013*). Il est important de noter que les marbres de Blanca sont également interprétés comme le résultat du même contexte et des mêmes conditions P-T ayant affecté l'unité de Guadaiza. Les conditions de pression-température ayant été déterminées lors de la formation de cette auréole « dynamothermale » sont de l'ordre de 4 à 6 kbar pour des températures autour de 750 °C (*Esteban et al., 2008*).

Associés à cette importante extension et exhumation, de petits basins se développent avec comme source principale les Zones Internes et notamment le Complexe des Alpujárride-Sebtide (Figure 4.19 ; *Serrano et al., 2006; Serrano et al., 2007*). En effet, le Complexe Malaguide-Ghomaride étant déjà à l'affleurement et à l'érosion à environ 23 Ma, le Complexe des Alpujárride-Sebtide sous-jacent arrive progressivement lui aussi à l'affleurement. Les premiers dépôts sédimentaires composés de clastes métamorphiques provenant de ce complexe et se déposant sur ce dernier sont datés de la transition Aquitanien-Burdigalien, à environ 20 Ma (Figure 4.8). Il est intéressant de noter également que les premiers sédiments datés de la transition Oligocène-Miocène se déposent au niveau du bassin d'Alboran (*Do Couto et al., 2016*). Sédiments qui se déposent au niveau du bassin ouest en discordance sur le contact entre les complexes des Alpujárride-Sebtide et des Malaguide-Ghomaride, scellant ainsi son activité (*Do Couto et al., 2016*).

### *4.4.4. La transition Serravalien-Tortonien : exhumation finale du Complexe Nevado-Filabride.*

La transition Langhien-Serravalien est caractérisée par un changement dans l'évolution géodynamique de la région et notamment dans la direction de convergence de la plaque africaine se traduisant par une rotation de cette dernière dans le sens anti-horaire (*Dewey et al., 1989; Rosenbaum et al., 2002*). Ceci a été interprété comme le résultat d'un changement dans la dynamique de subduction et se matérialisant par une migration du front de subduction vers l'ouest (Figure 4.20). Deux hypothèses majeures ont été proposées, (i) la fin du retrait et la verticalisation du panneau plongeant alors limité à un fragment étroit (*Duggen et al., 2008*) ou (ii) à la déchirure latérale de la lithosphère téthysienne subduite sous les Bétiques (*Wortel and Spakman, 2000; Mancilla et al., 2015a*).

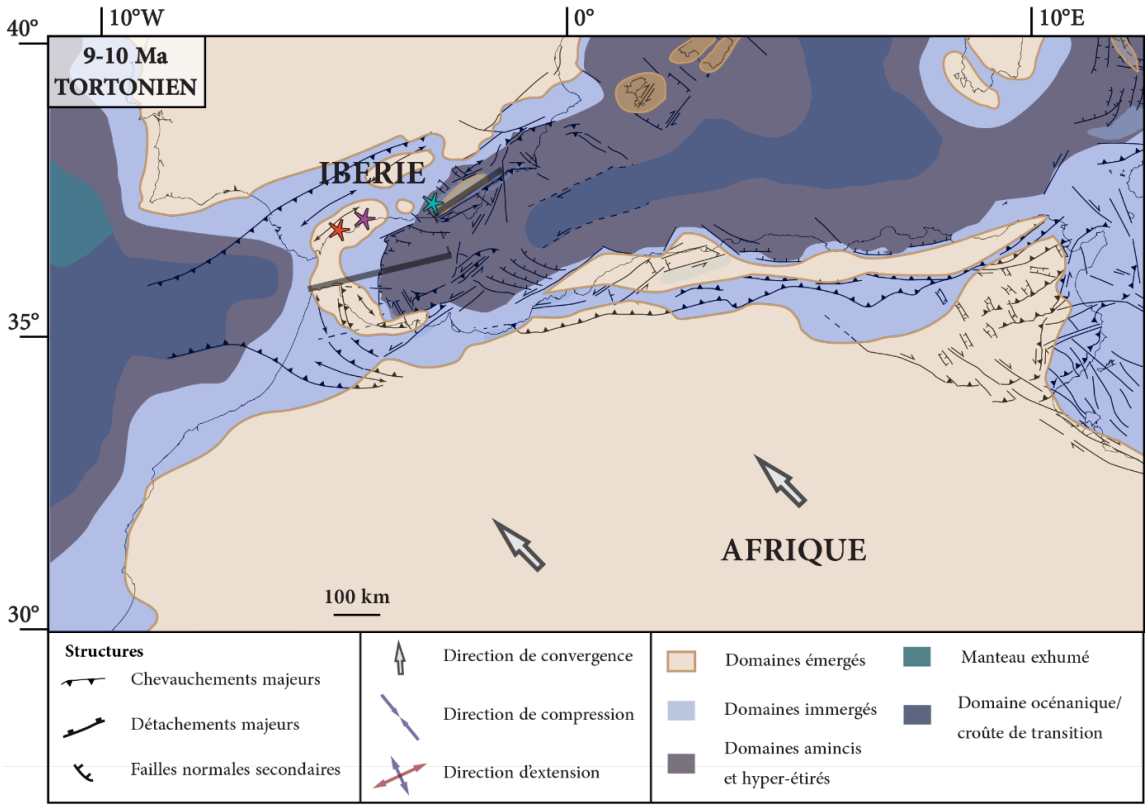



*Figure 4.20 : Carte paléogéographique et tectonique de la région d'Alboran à ~9-10 Ma, lors de la fin du retrait du panneau plongeant et avant la reprise de la compression. La figure 15 est localisée par le trait de coupe noir. L'astérisque bleu/vert montre la localisation du Complexe Nevado-Filabride et du Complexe Alpujárride-Sebtide (hors Alpujárride de l'ouest). L'astérisque violet montre la localisation du groupement Blanca/Ojén. L'astérisque rouge montre la localisation du Complexe Alpujárride de l'ouest et de la nappe Filali/Beni Bousera.*

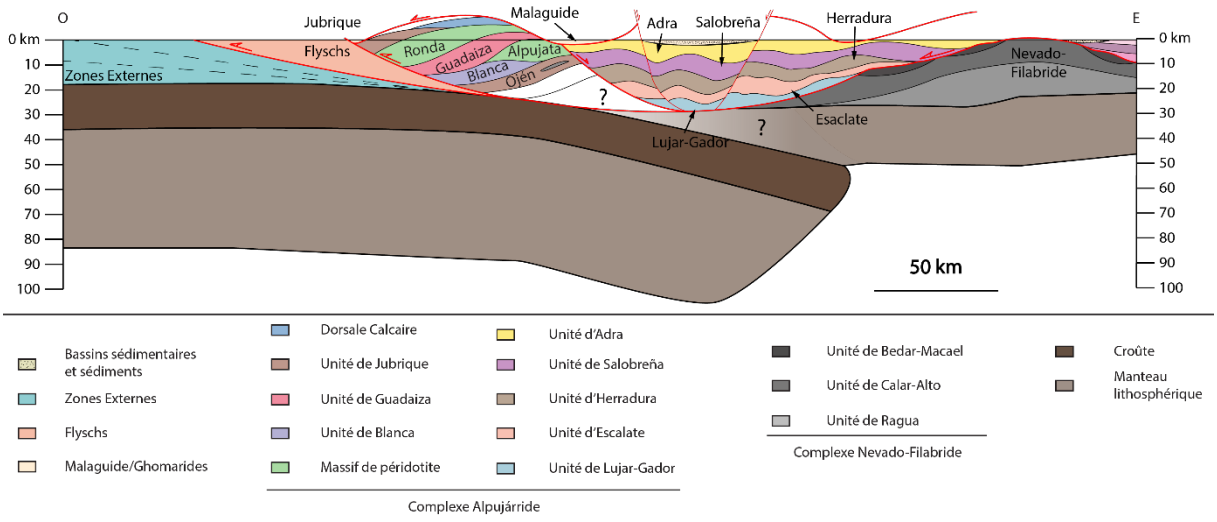



*Figure 4.21 : Coupe synthétique et schématique de la zone d'étude à ~9 Ma.*

La migration vers l'intérieur des terres de la déformation compressive ou dans le cas du Rif en collision est observée et enregistrée au niveau des Zones Externes que ce soit côté Ibérie ou Rif (Figure 4.8 ; *Chalouan and Michard, 2004*). Associé à cette migration du front de déformation, des bassins d'avant-pays se mettent en place et se développent, respectivement le Guadalquivir en Ibérie et

le Gharb au Maroc. Le raccourcissement affectant le domaine des flyschs s'estompe progressivement pouvant laisser place localement à de l'extension (Figure 4.8 ; *Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006*). Dans le même temps, le front de subduction et le prisme d'accrétion se localisent et se développent au niveau de leur position actuelle, c'est-à-dire au niveau du Golfe de Cadix (*Medialdea et al., 2004*).

La mise à l'affleurement du Complexe Nevado-Filabride, à la base des Zones Internes, intervient à la limite Langhien/Serravalien comme en atteste les premiers dépôts sédimentaires composés de clastes métamorphiques provenant de ces unités (Figure 4.8 ; *Ott d'Estevou and Montenat, 1990; Augier et al., 2005c, 2013; Do Couto, 2014*).

La sédimentation du Langhien est majoritairement composée d'olistostromes provenant des Zones Externes tandis que le Serravalien est marqué par une subsidence importante au niveau de la partie sud-est des Cordillères Bétiques engendrée par la tectonique extensive toujours active (*Serrano et al., 2006, 2007*). Ainsi la localisation et le développement de petits bassins sédimentaires sont observés entre les différents dômes métamorphiques exhumés selon une direction d'étirement principalment E-O, formant ainsi des « Metamorphic Core Complexes » ou MCC. La partie ouest du bassin d'Alboran voit également une augmentation bien plus drastique de sa subsidence, attribuée au mouvement de traction du panneau plongeant sous la marge nord-africaine et sous les Cordillères Bétiques (*Do Couto et al., 2016*).

## 4.5. Du Tortonien à l'actuel : reprise de la compression, crise de la salinité Messinienne et acquisition de la configuration actuelle.

Le Tortonien marque le second changement majeur dans l'histoire géodynamique alpine. Le mouvement rapide de retrait vers l'ouest s'étant fortement ralenti ou même arrêté, comme observé au niveau du golfe de Cadix et au niveau du domaine des flyschs (*Medialdea et al., 2004; Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006*). Les études de la sédimentation syn-tectonique dans les bassins néogènes des Bétiques orientales suggèrent une transition compression-extension vers ~8 Ma marqué par un soulèvement du socle des bassins sédimentaires et leur inversion partielle (Figure 4.8 ; *Weijermars et al., 1985; Vissers et al., 1995; Augier et al., 2013; Do Couto, 2014*). En effet, les dépôts sédimentaires des Cordillères Bétiques datés du début du Tortonien sont caractérisés par un enregistrement d'une tectonique extensive accompagnée d'une subsidence. Tandis que les sédiments plus jeunes viennent sceller les dernières zones extensives présentant un cisaillement vers l'OSO. Suite à l'arrêt de l'extension et l'inversion des bassins sédimentaires, la compression (re-)devient la force majeure, dominant la région (*Comas et al., 1999; Gutscher et al., 2002; Duarte et al., 2013*). Les bassins sont repris en compression et la sédimentation continue dans les synclinaux, comme le bassin

de Sorbas (*Do Couto, 2014*) pendant que les dômes métamorphiques sont au cœur d'antiformes d'échelle crustale comme la Sierra Nevada ou la Sierra Alhamilla (*Augier et al., 2005c, 2013; Do Couto, 2014; Janowski et al., 2017*). Au niveau du domaine d'Alboran, cette compression est accommodée par différentes failles décrochantes et des chevauchements qui se développent généralement en relais et s'organisant en système, avec comme par exemple le système des failles de Carboneras ou de Palomares (*Booth-Rea et al., 2003; Martínez García, 2013*).

Du fait de la reprise de la compression, combinée aux fluctuations eustatiques/isostatiques, le Messinien est marqué par la fermeture des corridors entre l'Atlantique et la Méditerranée conduisant alors à la Crise de Salinité Messinienne (voir Chapitre 1, Section 1.1.1.2.5.; *Do Couto et al., 2014b*). Due à la continuité de cette convergence, une extrusion du bassin ouest Alboran est observée avec un régime transpressif. Il en a résulté la reconnexion et le ré-ennoiement de la Méditerranée (*Nocquet, 2012; Do Couto et al., 2014b*).

## 4.6. Quid du modèle d'exhumation des massifs péridotitiques au Miocène ?

Au début de cette synthèse, les principaux résultats et contraintes apportés par ce travail de recherche ont été rappelés, avec notamment comme conclusion, une exhumation du manteau exclusivement achevée dans un contexte extensif avec le fonctionnement d'une zone de détachement. Malheureusement, nous n'avions pas pu « départager » les deux périodes propices qui étaient le rifting Mésozoïque affectant de larges régions péri-Téthys et le rifting Oligo-Miocène en position d'arrière-arc, en lien avec le recul du panneau plongeant Africain. Cependant, dans ce chapitre de synthèse géodynamique nous avons décidé de privilégier le premier modèle. Il n'en reste pas moins que le second modèle est le plus largement accepté, qu'il soit purement extensif ou avec une phase de compression. Nous nous proposons ici de discuter le modèle Miocène ainsi que ses implications géodynamiques, mais en considérant uniquement une exhumation et une mise en place totalement en extension, afin d'être en accord avec nos contraintes apportées.

Pour cela nous devons repartir de la fin du Jurassique, à environ 145 Ma, en modifiant légèrement la paléogéographie héritée du rifting Mésozoïque. En effet, si nous considérons que les différents massifs de manteau n'ont pas été exhumés à cette période, alors la zone d'accommodation entre l'Atlantique et le Néo-Téthys présenterait la même structuration que précédemment présentée avec cependant une exhumation des parties mantelliques moins importantes. Ainsi les bassins développés en trans-tension seraient exclusivement constitués de croûte continentale hyper-amincie. Les futures unités du Complexe Alpujárride de l'ouest, comprenant les massifs péridotitiques, les unités de Guadaiza, de Blanca, de Yunquera, de Jubrique ou encore de la Dorsale Calcaire, et les unités du Complexe Sebtide inférieure, se localiseraient alors dans une zone plus au nord-est, proche de l'archipel des Baléares (Figure 4.22).

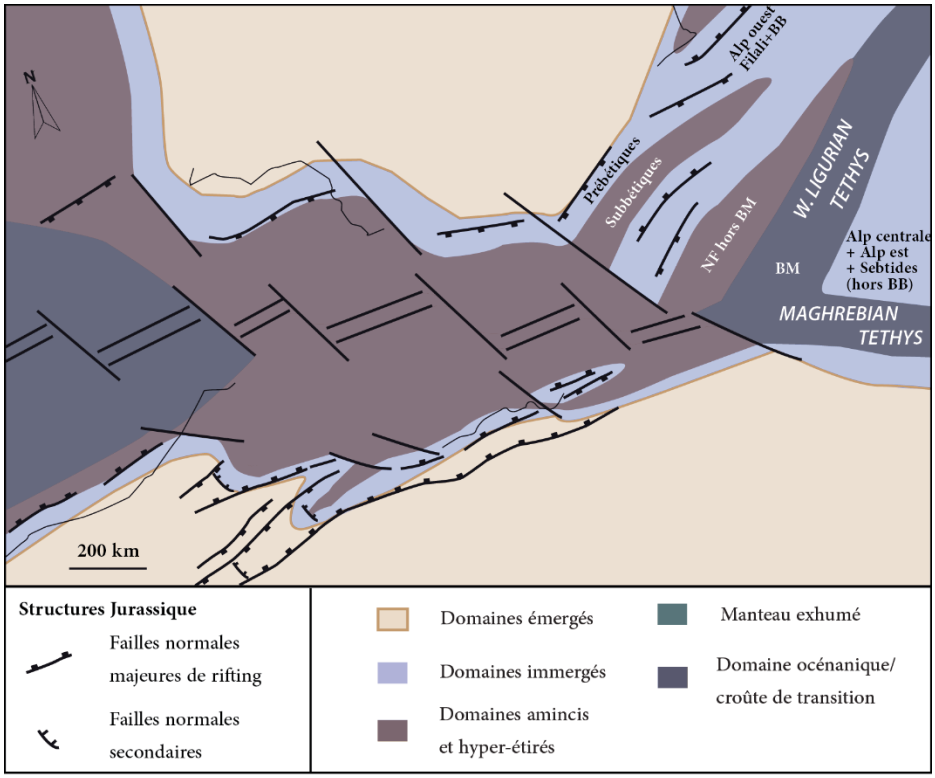



*Figure 4.22 : Paléogéographie à environ 145 Ma dans la configuration d'une exhumation des massifs péridotitiques Miocène, modifiée d'après les reconstructions de Leprêtre et al. (2018).*

Ensuite et à partir de la fin du Crétacé, l'inversion tectonique permet l'initiation de la subduction alpine. La suite de l'histoire serait assez similaire à celle décrite précédemment en considérant le premier modèle d'exhumation. Le retrait du panneau plongeant initié vers la limite Eocène-Oligocène, est caractérisée par des déplacements et des cinématiques très rapides, comme en attestent les vitesses d'exhumation des unités métamorphiques ainsi que leur refroidissement extrêmement rapide (*Zeck et al., 1989; Monié et al., 1994; Platt and Whitehouse, 1999; Augier et al., 2005a; Orozco and Alonso-Chaves, 2012*). Cette phase de rifting associée à l'extension d'arrière-arc générée par la migration du front de subduction d'abord vers le sud aurait pu permettre l'exhumation de manteau sous-continental proche de la surface (*Précigout et al., 2013; Frasca et al., 2016; Frasca et al., 2017*; *Gueydan et al., in press*). En effet, la croûte continentale constituant le socle de la Mer d'Alboran, et majoritairement composée par des unités métamorphiques de haut-grade provenant du Complexe des Alpujárride, présente une épaisseur variant depuis l'est vers l'ouest de 10 à 20 km (*Comas et al., 1999; Soto and Platt, 1999; Fernández-Ibáñez et al., 2007; Do Couto et al., 2016*). Le maximum d'extension étant observé dans la partie orientale de la Mer d'Alboran, au niveau de la transition croûte continentale/croûte océanique du bassin Algéro-Provençal. Ainsi les différents blocs de croûte continentale précédemment amincie suite à l'épisode de rifting Mésozoïque sont progressivement exhumées dans un contexte d'extension d'arrière-arc et en ayant enregistré des conditions de pression-température très variable d'une unité à l'autre (*Goffé et al., 1989; Azañón et al., 1997, 1998; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Platt et al., 2003, 2005, 2006, 2013; Augier et al.,*

*2005a, 2005b; Puga et al., 2011, 2017; Booth-Rea et al., 2015*). La superposition anormale de toutes ces unités métamorphiques intervient durant une phase d'empilement de nappe, vers la fin de l'épisode extensif. C'est à ce moment-là que serait incorporées les écailles de manteau sous-continental au sein du Complexe Alpujárride de l'ouest et Sebtide inférieure, créant par la même occasion l'auréole « dynamothermale » au sein des unités crustales sous-jacentes (*Tubía and Cuevas, 1987; Esteban et al., 2008, 2011; Précigout et al., 2013; Frasca et al., 2016, 2017; Gueydan et al., 2019*).

Il est intéressant de noter que le cisaillement ductile affectant les unités au toit des massifs de péridotite mais aussi la péridotite elle-même présentent des cinématiques top vers le nord lorsque les rotations paléomagnétiques sont déduites (*Balanyá et al., 1997; Chalouan et al., 2008; Berndt et al., 2015*). Ainsi, les directions d'extension et des cinématiques sont parallèles, permettant de proposer que les massifs de manteau sous-continental se seraient exhumés comme des « Core Complex » avec un axe d'élongation orienté globalement N-S.

La fin de l'évolution géodynamique une fois les écailles de manteaux sous-continental incorporés au sein du Complexe des Alpujárride-Setide serait la même que présentée précédemment.

## 4.7. Problèmes non résolus, points clefs bloquants et perspectives de travail

Deux types de roches ou d'unités métamorphiques se distinguent au sein des Zones Internes des Cordillères Bético-Rifaines, (i) les massifs de péridotite et (ii) les métabasites de Bédar-Macael et d'Ojén. En effet, les formations observées dans les Zones Internes sont classiquement méta-sédimentaires ou d'affinité continentale. Malgré les nombreuses études qui leur sont consacrées ainsi que les nouvelles contraintes géologiques, tectoniques et chronologiques apportées par ce travail de doctorat, certaines interrogations subsistent, que ce soit sur l'origine géographique et l'évolution métamorphique de ces unités, ou, plus généralement, sur la chronologie des événements géodynamiques dans la région. Pour clarifier ces éléments, des études plus poussées peuvent être envisagées.

Premièrement il serait intéressant de compléter les études thermo-chronologiques existantes sur les massifs de manteau à l'aide des méthodes U/Pb et traces de fission sur zircon. Il s'avère que seuls les massifs de Beni Bousera et de Ronda ont été datés grâce à la méthode U/Pb sur zircon. Le massif de Carractraca a également été daté par la même méthode mais la localisation et les descriptions lithologiques des échantillons ne permettent pas de savoir quelle partie de ce massif a fait l'objet de datations (*Platt et al., 2003*). Il reste le massif d'Alpujata qui n'a jamais été daté. En complément de la méthode U/Pb, les traces de fission pourraient apporter des informations quant aux derniers stades d'exhumation de ces unités ultramafiques. Une seule étude permet d'avoir quelques données sur le massif de Beni Bousera (*Azdimousa et al., 2014*). Il serait donc intéressant de réaliser ce travail sur les

autres massifs présents au sein des Zones Internes. Ainsi, en ayant des données thermo-chronologiques sur l'ensemble de ces massifs, il sera plus facile de pouvoir les comparer les uns avec les autres et de mettre en évidence les points communs et les différences.

Deuxièmement, les unités de Bédar-Macael et d'Ojén sont du point de vue de leur lithologie et de leur évolution métamorphique assez proches, mais il s'avère qu'elles sont rattachées à deux complexes différents, le Complexe Nevado-Filabride et les Alpujárride. Concernant les métabasites de l'unité de Bédar-Macael, leur structuration interne et leurs relations vis-à-vis des unités sus-jacentes et sous-jacentes reste mal contraintes. En effet, cette unité est localisée au contact entre les deux complexes que sont le Complexe Nevado-Filabride et les Alpujárride. Pourquoi alors rattacher cette unité au Complexe Nevado-Filabride plutôt qu'à celui des Alpujárride ? De nouvelles datations de l'évolution métamorphique apporteraient un réel plus.

De plus, il est intéressant d'observer que cette unité de Bédar-Macael est majoritairement localisée au contact entre les deux complexes Nevado-Filabride et Alpujárride, jamais au sein du premier, alors que parfois des roches métabasiques sont décrites au sein d'unités du Complexe Alpujárride. Une question que l'on peut se poser alors est : doit-on encore rattacher l'unité de Bédar-Macael au Complexe Nevado-Filabride ? Si l'on considère alors l'unité de Bédar-Macael comme indépendante ou appartenant au Complexe Alpujárride, il serait possible de rattacher les roches métabasiques d'Ojén à celles de Bédar-Macael. Très peu d'études sont disponibles concernant cette unité éclogitique d'Ojén. Effectivement, seules deux études sont dédiées à ces roches (*Tubía and Gil Ibarguchi, 1991; Tubía et al., 2009*), portant essentiellement sur la détermination des conditions pression-température ayant permis la formation des éclogites d'Ojén. En outre, une autre étude s'est intéressée à réaliser des datations U/Pb sur zircons sur ces éclogites partiellement rétromorphosées (*Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000*), mais qui ne permettent pas de déterminer avec précision l'âge du métamorphisme de HP/BT. En effet, certains auteurs ont interprété l'âge Miocène obtenu comme reflétant la phase d'amphibolitisation responsable de la formation des amphiblolites et de la rétromorphose des éclogites (*Zeck and Whitehouse, 2002*). Tandis que d'autres auteurs l'interprètent comme la phase majeure du métamorphisme de HP/BT responsable de la formation de ces éclogites (*Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; Esteban et al., 2007; Mazzoli and Martín-Algarra, 2011; Tubía et al., 2013*). Hormis ces différences d'interprétations des contraintes termo-chronologiques et les débats subsistant à ce sujet, une différence majeure qui apparaît entre les éclogites de Bédar-Macael et celles d'Ojén, concerne le pic de température enregistré, qui est très largement supérieure dans celles de l'ouest que celles du Complexe Nevado-Filabride. En effet, les éclogites d'Ojén ont enregistré des températures pouvant avoisiner les 820 °C, mais certainement plus proches de 780 °C lors du pic de pression (*Tubía et al., 2009*), tandis que les éclogites de Bédar-Macael ont quant à elles enregistrées des températures autour de 550-580 °C (*Gomez-Pugnaire and Fernandez-Soler, 1987; Vissers et al., 1995; Puga et al., 1999; Augier et al., 2005a*). Maintenant les âges obtenus par *Booth-*

*Rea et al.* (*personal communication*) montrent des âges se rapprochant du schéma d'évolution du Complexe Alpujárride.

Ainsi, et dans l'objectif d'une meilleure compréhension des Zones Internes des Cordillères Bético-Rifaines, il est crucial de mieux contraindre la géométrie et l'évolution tectono-métamorphique de ces deux unités de métabasites que sont l'unité de Bédar-Macael et celle d'Ojén. Un autre point intéressant concerne leur relation vis-à-vis des complexes Nevado-Filabride et Alpujárride.

De manière complémentaire, les unités permo-triasiques du Complexe des Alpujárride de l'ouest sont très mal contraintes du point de vue des conditions métamorphiques enregistrées. En effet, il a été présenté dans ce manuscrit de thèse qu'une seule étude propose des conditions de pression-température relative au métamorphisme alpin (*Balanyá et al., 1997*). Or, il s'avère que ces estimations ont été réalisées sur la base de comparaisons litho-stratigraphiques avec des unités de ce même complexe, mais plus à l'est. Ces dernières ayant enregistré l'événement métamorphique de haute pression-basse température, il en a été déduit que les unités du Complexe des Alpujárride de l'ouest l'avaient également subi. Or, des estimations pression-température ont été réalisées sur des unités assez similaires du côté Rif, c'est-à-dire sur des unités composant la séquence crustale amincie impliquée au toit du massif de Beni Bousera (manteau sous-continental exhumé). Cette étude a fourni des pressions depuis un maximum de 13 kbar pour les roches, Paléozoïque, au contact avec le massif peridotitique jusqu'à environ 7 kbar pour des roches plus superficielles structuralement (*Bouybaouene et al., 1995; Michard et al., 2006; Negro et al., 2006; Chalouan et al., 2008*). Malheureusement, le pic de pression n'a pas été déterminé pour les roches les plus hautes structuralement et similaires aux unités permo-triasiques des Alpujárride de l'ouest.

# Conclusion

La problématique principale ayant guidé ce travail de recherche à partir de laquelle deux sous-problématiques ont émergées était :

***Quelle est l'histoire tectono-métamorphique des Zones Internes (unités métamorphiques) et plus particulièrement du Complexe des Alpujárride ainsi que son intégration dans l'évolution géodynamique des Cordillères Bético-Rifaines ?***

- *Quel est l'âge précis des conditions métamorphiques de haute pression-basse température liées à la subduction des unités du Complexe des Alpujárride en profondeur ?*

- *Comment les différents massifs de péridotite observés au sein du Complexe des Alpujárride/Sebtide influencent et s'intègrent dans cette orogénèse alpine ?*

Afin de répondre à ces questions, l'ensemble du Complexe des Alpujárride (Cordillères Bétiques), affleurant sur environ 300 km de long a été étudié avec une approche multi-échelle et pluridisciplinaire.

Ainsi, il a été possible de démontrer premièrement que le contact entre l'unité de la Dorsale Calcaire avec la péridotite de Ronda n'était pas un contact chevauchant majeur. En effet, les nouveaux arguments cartographiques, structuraux et thermométriques montrent que le contact entre les roches mantelliques d'une part et les unités de croûte continentale et l'unité sédimentaire de la Dorsale Calcaire d'autre part, est une structure extensive, de type détachement, ayant permis l'exhumation de ce corps ultramafique dans un contexte de rifting. Cet accident ne semble pas avoir été significativement inversé malgré sa verticalisation. En dépit de l'identification de deux épisodes majeurs de rifting ayant affecté cette région d'Alboran au Mésozoïque et au Miocène, il n'a été possible de privilégier de manière catégorique l'une ou l'autre des périodes ayant permis l'exhumation du manteau. Cependant, au vu de la synthèse des données et de la géodynamique globale de la zone d'étude, nous privilégions le scénario d'une exhumation du manteau sous-continental durant l'épisode de rifting Mésozoïque, au moment de l'ouverture de l'océan Atlantique. La structuration alors acquise durant cet événement aura d'importantes conséquences sur l'évolution géodynamique alpine. Un modèle alternatif avec une exhumation du manteau au Miocène lors de l'ouverture du domaine d'arrière-arc d'Alboran est cependant discuté.

Par la suite et avec l'initiation de la subduction, un métamorphisme de haute pression-basse température est enregistré majoritairement par des unités de croûte continentale amincie mais également par une unité de croûte transitionnelle voire de croûte océanique. Le calendrier de cet événement a été précisé pour le complexe des Alpujárride, avec une exhumation syn-orogénique entamée vers 38 Ma et un premier incrément de rétromorphose des paragenèses du pic métamorphique. L'événement majeur entrainant la fin de ce régime de subduction classique et du métamorphisme de haute pression-basse température résulte de l'initiation du retrait du panneau plongeant vers le sud à partir de 35-30 Ma. Ainsi, la déformation extensive induite au niveau de la plaque supérieure permet le développement d'un bassin d'arrière-arc qui s'accompagne de l'exhumation des unités métamorphiques. Malgré le nombre déjà conséquent de données thermo-chronologiques concernant un ou plusieurs événement(s) métamorphique(s) et qui indiquent un âge Miocène, nous avons pu mettre en évidence qu'il s'agissait « seulement » d'un épisode majeur d'exhumation et de refroidissement des Zones Internes suite à événement thermique induit par l'hyper-amincissement de la croûte continentale et de la remontée de matériel chaud asthénosphérique.

Toutes ces contraintes nouvellement apportées et intégrées à l'ensemble des données déjà existantes nous ont finalement permis de proposer et discuter un modèle d'évolution des Cordillères Bético-Rifaines depuis le Mésozoïque. Cette histoire géodynamique reste cependant à affiner et des perspectives de recherche prometteuses sont proposées afin de mieux contraindre l'évolution tectono-métamorphique des Zones Internes des Cordillères Bético-Rifaines.

# RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES


Acosta-Vigil A., Rubatto D., Bartoli O., Cesare B., Meli S., Pedrera A., Azor A. and Tajčmanová L. (2014) Age of anatexis in the crustal footwall of the Ronda peridotites, S Spain. *Lithos* **210**–**211**, 147–167.

Acosta-Vigil A., Barich A., Bartoli O., Garrido C. J., Cesare B., Remusat L., Poli S. and Raepsaet C. (2016) The composition of nanogranitoids in migmatites overlying the Ronda peridotites (Betic Cordillera, S Spain): the anatectic history of a polymetamorphic basement. *Contrib Miner. Pet.* **171**.

Afiri A., Gueydan F., Pitra P., Essaifi A. and Précigout J. (2011) Oligo-Miocene exhumation of the Beni-Bousera peridotite through a lithosphere-scale extensional shear zone. *Geodin. Acta* **24**, 49–60.

Agard, P., Jolivet, L., & Goffe, B. (2001). Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustres Complex; implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the Western Alps. *Bull Soc Geol Fr* **172**, 617-636.

Agard P., Augier R. and Monié P. (2011) Shear band formation and strain localization on a regional scale: Evidence from anisotropic rocks below a major detachment (Betic Cordilleras, Spain). *J Struct Geol* **33**, 114–131.

Agrinier P., Javoy M. and Girardeau J. (1988) Hydrothermal activity in a peculiar oceanic ridge: Oxygen and hydrogen isotope evidence in the Xigaze ophiolite (Tibet, China). *Chem Geol* **71**, 313–335.

Aldaya F., García-Dueñas V. and Vilá F. N. (1979) Los Mantos apujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de la correlación tectónica de los Alpujárrides. *Acta Geol Hisp*.

Aldaya F., Alvarez F., Galindo-Zaldívar J., González-Lodeiro F., Jabaloy A. and Navarro-Villá F. (1991) The Malaguide-Alpujarride contact (Betic Cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment. *C R Acad Sci Paris* **313**, 1447–1453.

Allerton S., Lonergan L., Platt J. P., Platzman E. S. and McClelland E. (1993) Palaeomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, southern Spain. *Earth Planet Sci Lett* **119**, 225–241.

Alonso-Chaves F. M. and Orozco M. (2007) Evolución tectónica de las Sierras de Tejeda y Almijara: Colapso extensional y exhumación de áreas metamórficas en el dominio de Alborán (Cordilleras Béticas). *Rev Soc Geol Esp.* **20**, 211–228.

Altherr, R., and Siebel, W. (2002). I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **143**, 397-415

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. *Chem Geol* **131**, 199–206.

Andrieux J., Fontbote J.-M. and Mattauer M. (1971) Sur un modele explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Lett.* **12**, 191–198.

Angiboust S., Agard P., Raimbourg H., Yamato P. and Huet B. (2011) Subduction interface processes recorded by eclogite-facies shear zones (Monviso, W. Alps). *Lithos* **127**, 222–238.

Antobreh A. A., Faleide J. I., Tsikalas F. and Planke S. (2009) Rift–shear architecture and tectonic development of the Ghana margin deduced from multichannel seismic reflection and potential field data. *Mar Pet Geol* **26**, 345–368.

Aoya M., Kouketsu Y., Endo S., Shimizu H., Mizukami T., Nakamura D. and Wallis S. (2010) Extending the applicability of the Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. *J Metamorph Geol* **28**, 895–914.

Argles T. W., Platt J. P. and Waters D. J. (1999) Attenuation and excision of a crustal section during extensional exhumation: the Carratraca Massif, Betic Cordillera, southern Spain. *J Geol Soc* **156**, 149–162.

Arthaud F. and Matte P. (1975) Les decrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics* **25**, 139–171.

Augier R., Agard P., Monie P., Jolivet L., Robin C. and Booth-Rea G. (2005a) Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): in situ 40Ar/39Ar ages and P-T-d-t paths for the Nevado-Filabride complex. *J Metamorph Geol* **23**, 357–381.

Augier R., Booth-Rea G., Agard P., Martínez-Martínez J. M., Jolivet L. and Azañón J. M. (2005b) Exhumation constraints for the lower Nevado-Filabride Complex (Betic Cordillera, SE Spain): a Raman thermometry and Tweequ multiequilibrium thermobarometry approach. *Bull Soc Geol Fr.* **176**, 403–416.

Augier R., Jolivet L. and Robin C. (2005c) Late Orogenic doming in the eastern Betic Cordilleras: Final exhumation of the Nevado-Filabride complex and its relation to basin genesis. *Tectonics* **24**

Augier R., Jolivet L., couto D. D. and Negro F. (2013) From ductile to brittle, late- to post-orogenic evolution of the Betic Cordillera: Structural insights from the northeastern Internal zones. *Bull Soc Geol Fr.* **184**, 405–425.

Augier R., Jolivet L., Gadenne L., Lahfid A. and Driussi O. (2015) Exhumation kinematics of the Cycladic Blueschists unit and back-arc extension, insight from the Southern Cyclades (Sikinos and Folegandros Islands, Greece): EXHUMATION OF THE SOUTHERN CYCLADES. *Tectonics* **34**, 152–185.

Azañón J. M. (1992) Nota preliminar sobra la presencia de sudoita en las metapelitas de la unidad de Trevenque, Alpujárrides centrales. *Geogaceta* **12**, 68–70.

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., Crespo-Blanc A., García-Dueñas V. and Orozco M. (1993) Middle Miocene extensional faulting events and Alpujárride Units in the Central Betics. *Geogaceta* **14**, 119–122.

Azañón J. M. (1994) Metamorfismo de alta presion⁄ baja temperatura, baja presion⁄ alta temperatura y tectonica del complejo Alpujarride (Cordilleras Betico-Rifenas). PhD Thesis, Univ. Granada.

Azañón J. M., Crespo-Blanc A., García-Dueñas V. and Sánchez-Gómez M. (1995) The Alpujáarride Complex structure and its contribution to the ESCI-Béticas2 deep seismic reflection profile interpretation (Alborán Domain, Betic Chain). *Rev Soc Geol Esp.* **8**, 491–501.

Azañón J. M. and Goffé B. (1997) Ferro-and magnesiocarpholite assemblages as record of high-P, low-T metamorphism in the central Alpujarrides, Betic Cordillera (SE Spain). *Eur J Miner.* **9**, 1035–1051.

Azañón J. M., Crespo-blanc A. and García-Dueñas V. (1997) Continental collision, crustal thinning and nappe forming during the pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alboran Domain, Betics). *J Struct Geol* **19**, 1055–1071.

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**, 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**, 549–565.

Azdimousa A., Bourgois J., Poupeau G. and Montigny R. (1998) Histoire thermique du massif de Ketama (Maroc): sa place en Afrique du Nord et dans les Cordillères bétiques. *C R Acad Sci Ser IIa Sci Terre Planetes* **326**, 847–853.

Azdimousa A., Jabaloy A., Asebriy L., Booth-Rea G., González-Lodeiro F. and Bourgois J. (2007) Lithostratigraphy and structure of the Temsamane unit (Eastern external Rif, Morocco). *Rev Soc Geol Esp.* **20**, 187–200.

Azdimousa A., Bourgois J., Poupeau G., Vázquez M., Asebriy L. and Labrin E. (2014) Fission track thermochronology of the Beni Bousera peridotite massif (Internal Rif, Morocco) and the exhumation of ultramafic rocks in the Gibraltar Arc. *Arab J Geosci* **7**, 1993–2005.

Bache F., Popescu S.-M., Rabineau M., Gorini C., Suc J.-P., Clauzon G., Olivet J.-L., Rubino J.-L., Melinte-Beyssac O., Bollinger L., Avouac J.-P. and Goffé B. (2004) Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *Earth Planet Sci Lett* **225**, 233–241.

Bakker H. E., Jong K. D., Helmers H. and Biermann 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 Metamorph Geol* **7**, 359–381.

Balanyá J. C., Campos J., García-Dueñas V., Orozco M. and Simancas J. F. (1987) Generaciones de cabalgamientos y pliegues recumbentes en los Mantos Alpujárrides entre Ronda y Almería. Cordilleras Béticas. *Geogaceta* **2**, 51–53.

Balanyá J. C. and García-Dueñas V. (1987) Les directions structurales dans le Domaine d'Alboran de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *C R Acad Sci Paris* **304**, 929–933.

Balanyá J. C. (1991) Estructura del Dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar.

Balanyá J. C., Azañón J. M., Sánchez-Gómez M. and García-Dueñas V. (1993) Persasive ductile extension, isothermal decompression and thinning of the Jubrique unit in the Paleogene (Alpujarride complex, western Betics Spain). *C R Seances Acad Sci Ser 2* **316**, 1595–1601.

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**, 226–238.

Ballèvre M., Bosse V., Ducassou C. and Pitra P. (2009) Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geosci.* **341**, 174–201.

Barich A., Acosta-Vigil A., Garrido C. J., Cesare B., Tajčmanová L. and Bartoli O. (2014) Microstructures and petrology of melt inclusions in the anatectic sequence of Jubrique (Betic Cordillera, S Spain): Implications for crustal anatexis. *Lithos* **206**–**207**, 303–320.

Barnett-Moore N., Hassan R., Müller R. D., Williams S. E. and Flament N. (2017) Dynamic topography and eustasy controlled the paleogeographic evolution of northern Africa since the mid-Cretaceous. *Tectonics* **36**, 929–944.

Bartoli O., Tajčmanová L., Cesare B. and Acosta-Vigil A. (2013) Phase equilibria constraints on melting of stromatic migmatites from Ronda (S. Spain): insights on the formation of peritectic garnet. *J Metamorph Geol* **31**, 775–789.

Bartoli O., Acosta-Vigil A., Tajčmanová L., Cesare B. and Bodnar R. J. (2016) Using nanogranitoids and phase equilibria modeling to unravel anatexis in the crustal footwall of the Ronda peridotites (Betic Cordillera, S Spain). *Lithos* **256**–**257**, 282–299.

Basile C., Mascle J. and Guiraud R. (2005) Phanerozoic geological evolution of the Equatorial Atlantic domain. *J Afr Earth Sci* **43**, 275–282.

Beaudoin A. (2017) Signification des âges 40Ar/39Ar le long de détachements crûstaux: exemples de l'île d'Ikaria (Cyclades, Grèce) et du massif du Tende (Corse alpine, France). Ph.D. Thesis, Univ. d'Orléans.

Behr W. M. and Platt J. P. (2012) Kinematic and thermal evolution during two-stage exhumation of a Mediterranean subduction complex. *Tectonics* **31**

Berndt T., Ruiz-Martínez V. C. and Chalouan A. (2015) New constraints on the evolution of the Gibraltar Arc from palaeomagnetic data of the Ceuta and Beni Bousera peridotites (Rif, northern Africa). *J Geodyn* **84**, 19–39.

Bessière G. (1987) Modèle d'évolution polyorogénique d'un massif hercynien: Le Massif de Mouthoumet (Pyrénées audoises). PhD Thesis, Univ. Toulouse.

Bessière, E., Rabillard, A., Précigout, J., Arbaret, L., Jolivet, L., Augier, R., Menant, A., and Mansard, N. (2018). Strain Localization Within a Syntectonic Intrusion in a Back-Arc Extensional Context: The Naxos Monzogranite (Greece). *Tectonics*, **37**, 558-587.

Beyssac O., Goffé B., Chopin C. and Rouzaud J. N. (2002a) Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *J Metamorph Geol* **20**, 859–871.

Beyssac O., Rouzaud J.-N., Goffé B., Brunet F. and Chopin C. (2002b) Graphitization in a high-pressure, low-temperature metamorphic gradient: a Raman microspectroscopy and HRTEM study. *Contrib Miner. Pet.* **143**, 19–31.

Beyssac O., Goffé B., Petitet J.-P., Froigneux E., Moreau M. and Rouzaud J.-N. (2003) On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy. *Spectrochim Acta Part A* **59**, 2267–2276.

Beyssac O., Simoes M., Avouac J.-P., Farley K. A., Chen Y.-G., Chan Y.-C. and Goffé B. (2007) Late Cenozoic metamorphic evolution and exhumation of Taiwan. *Tectonics* **26**

Bezada M. J., Humphreys E. D., Toomey D. R., Harnafi M., Dávila J. M. and Gallart J. (2013) Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging. *Earth Planet Sci Lett* **368**, 51–60.

Biari Y., Klingelhoefer F., Sahabi M., Funck T., Benabdellouahed M., Schnabel M., Reichert C., Gutscher M.-A., Bronner A. and Austin J. A. (2017) Opening of the central Atlantic Ocean: Implications for geometric rifting and asymmetric initial seafloor spreading after continental breakup: Opening of the Central Atlantic Ocean. *Tectonics* **36**, 1129–1150.

Blichert-Toft J. (1999) Lu-Hf Isotope Systematics of Garnet Pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: Implications for Basalt Origin. *Science* **283**, 1303–1306.

Blumenthal M. M. (1927) Zum Bauplan betischer und penibetischer Decken im Norden der Provinz Málaga. *Geol Rundsch* **18**, 37–45.

Blumenthal M. (1933) Sur les rélations tectoniques entre les zones bétique, pénibétique et subbétique du SW. de l'Andalousie. *C R Acad Sci Paris* **197**, 1.

Bodinier J. L., Morten L., Puga E. and Diaz de Federico A. (1987) Geochemistry of metabasites from the Nevado-Filabride Complex, Betic Cordilleras, Spain: Relics of a dismembered ophiolitic sequence. *Lithos* **20**, 235–245.

Bokelmann G., Maufroy E., Buontempo L., Morales J. and Barruol G. (2011) Testing oceanic subduction and convective removal models for the Gibraltar arc: Seismological constraints from dispersion and anisotropy. *Tectonophysics* **502**, 28–37.

Bonardi G. (2003) Oligocene-to-Early Miocene depositional and structural evolution of the Calabria–Peloritani Arc southern terrane (Italy) and geodynamic correlations with the Spain Betics and Morocco Rif. *Geodin. Acta* **16**, 149–169.

Booth-Rea G. (2001) Tectónica Cenozoica en el domino cortical de Alborán. Ph.D. Thesis, Univ. de Granada.

Booth-Rea G., Azañón J. M., Goffé B., Vidal O. and Martínez-Martínez J. M. (2002) High-pressure, low-temperature metamorphism in Alpujarride Units of southeastern Betics (Spain). *C R Geosci* **334**, 857–865.

Booth-Rea G., Azañón J. M., García-Dueñas V. and Augier R. (2003) Uppermost Tortonian to Quaternary depocentre migration related with segmentation of the strike-slip Palomares Fault Zone, Vera Basin (SE Spain). *C R Geosci* **335**, 751–761.

Booth-Rea G., Azañón J.-M., Azor A. and García-Dueñas V. (2004) Influence of strike-slip fault segmentation on drainage evolution and topography. A case study: the Palomares Fault Zone (southeastern Betics, Spain). *J Struct Geol* **26**, 1615–1632.

Booth-Rea G., Azañón J. M., Martínez-Martínez J. M., Vidal O. and García-Dueñas V. (2005) Contrasting structural and P-T evolution of tectonic units in the southeastern Betics: Key for understanding the exhumation of the Alboran Domain HP/LT crustal rocks (western Mediterranean). *Tectonics* **24**

Booth-Rea G., Jabaloy-Sánchez A., Azdimousa A., Asebriy L., Vílchez M. V. and Martínez-Martínez J. M. (2012) Upper-crustal extension during oblique collision: the Temsamane extensional detachment (eastern Rif, Morocco): The Temsamane extensional detachment (eastern Rif, Morocco). *Terra Nova* **24**, 505–512.

Booth-Rea G., Martínez-Martínez J. M. and Giaconia F. (2015) Continental subduction, intracrustal shortening, and coeval upper-crustal extension: P-T evolution of subducted south Iberian paleomargin metapelites (Betics, SE Spain). *Tectonophysics* **663**, 122–139.

Bouillin J. P. (1986) Le "bassin maghrebin"; une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique a l'ouest des Alpes. *Bull Soc Geol Fr.* **2**, 547–558.

Bourgois J. (1977) D'une étape géodynamique majeure dans la genèse de l'arc de Gibraltar:"L'hispanisation des flyschs rifains au Miocène inférieur. *Bull Soc Geol Fr.* **19**, 1115–1119.

Bourgois J. (1978) La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne): données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar.

Bouybaouene M. L., Goffé B. and Michard A. (1995) High-pressure, low-temperature metamorphism in the Sebtides nappes, northern Rif, Morocco. *Geogaceta* **17**, 117–119.

Braga J. 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.

Brandão J. A. S. L. and Feijó F. J. (1994) Bacia da foz do Amazonas. *Bol. Geociências PETROBRAS* **8**, 91–99.

Brongniart A. (1813) *Essai d'une classification minéralogique des roches mélangées*.,

Brune S., Heine C., Pérez-Gussinyé M. and Sobolev S. V. (2014) Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension. *Nat Commun* **5**.

Burg J.-P., Van Den Driessche J. and Brun J. P. (1994) Syn-to post-thickening extension: mode and consequences. *C R Seances Acad Sci Ser 2* **319**, 1019–1032.

Calvert A., Sandvol E., Seber D., Barazangi M., Roecker S., Mourabit T., Vidal F., Alguacil G. and Jabour N. (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 Solid Earth* **105**, 10871–10898.

Cannat M., Fontaine F. and Escartín J. (2010) Serpentinization and associated hydrogen and methane fluxes at slow spreading ridges. In *Geophys. Monogr.* (eds. P. A. Rona, C. W. Devey, J. Dyment, and B. J. Murton). American Geophysical Union, Washington, D. C. pp. 241–264.

Carminati E., Lustrino M. and Doglioni C. (2012) Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics* **579**, 173–192.

Chalouan A. (1986) Les nappes Ghomarides(Rif septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la chaîne alpine. PhD Thesis, Univ. Louis Pasteur.

Chalouan A. and Michard A. (1990) The Ghomarides Nappes, Rif Coastal Range, Morocco: A Variscan chip in the Alpine Belt. *Tectonics* **9**, 1565–1583.

Chalouan A. and Michard A. (2004) The Alpine Rif Belt (Morocco): A Case of Mountain Building in a Subduction-Subduction-Transform Fault Triple Junction. *Pure Appl Geophys* **161**, 489–519.

Chalouan A., Michard A., Kadiri K. E., Negro F., Lamotte D. F. de, Soto J. I. and Saddiqi O. (2008) The Rif Belt. In *Continental Evolution: The Geology of Morocco* (eds. André Michard, Omar Saddiqi, Ahmed Chalouan, and Dominique Frizon de Lamotte). Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. pp. 203–302.

Chertova M. V., Spakman W., Geenen T., van den Berg A. P. and van Hinsbergen D. J. J. (2014) Underpinning tectonic reconstructions of the western Mediterranean region with dynamic slab evolution from 3-D numerical modeling: western Mediterranean slab evolution. *J Geophys Res Solid Earth* **119**, 5876–5902.

Choukroune P. and Mattauer M. (1978) Tectonique des plaques et Pyrenees; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyreneenne; comparaisons avec des modeles actuels. *Bull. Soc. Geol. Fr.* **S7-XX**, 689–700.

Clauzon G., Suc J.-P., Couto D. D., Jouannic G., Melinte-Dobrinescu M. C., Jolivet L., Quillévéré F., Lebret N., Mocochain L., Popescu S.-M., Martinell J., Doménech R., Rubino J.-L., Gumiaux C., Warny S., Bellas S. M., Gorini C., Bache F., Rabineau M. and Estrada F. (2015) New insights on the Sorbas Basin (SE Spain): The onshore reference of the Messinian Salinity Crisis. *Mar Pet Geol* **66**, 71–100.

Clerc C., Lagabrielle Y., Neumaier M., Reynaud J.-Y. and de Saint Blanquat M. (2012) Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. *Bull Soc Geol Fr.* **183**, 443–459.

Clerc C., Boulvais P., Lagabrielle Y. and de Saint Blanquat M. (2013) Ophicalcites from the northern Pyrenean belt: a field, petrographic and stable isotope study. *Int J Earth Sci* **103**, 141–163.

Clerc C. and Lagabrielle Y. (2014) Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. *Tectonics* **33**, 1340–1359.

Clerc C., Lahfid A., Monié P., Lagabrielle Y., Chopin C., Poujol M., Boulvais P., Ringenbach J.-C., Masini E. and de St Blanquat M. (2015) High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin. *Solid Earth* **6**, 643–668.

Clerc C., Ringenbach J. C., Jolivet L. and Ballard J. F. (2018) Rifted margins: Ductile deformation, boudinage, continentward-dipping normal faults and the role of the weak lower crust. *Gondwana Res.* **53**, 20–40.

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 Alboran Basin: insights from Leg 161 results. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results* pp. 555–580.

Costa J. B. S., Hasui Y., Bemerguy R. L., Soares-Júnior A. V. and Villegas J. M. C. (2002) Tectonics and paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil. *Acad Bras Cienc* **74**, 519–531.

Crespo-Blanc A., Orozco M. and Garcia-Dueñas V. (1994) 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 Miocene extensional systems in the Alpujarride Complex (N of Sierra Nevada, Betic Cordillera). *Geogaceta* **17**, 140–142.

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.

Crespo-Blanc A. and Frizon de Lamotte D. (2006) Structural evolution of the external zones derived from the Flysch trough and the South Iberian and Maghrebian paleomargins around the Gibraltar arc: a comparative study. *Bull Soc Geol Fr.* **177**, 267–282.

Crespo-Blanc A., Comas M. and Balanyá J. C. (2016) Clues for a Tortonian reconstruction of the Gibraltar Arc: Structural pattern, deformation diachronism and block rotations. *Tectonophysics* **683**, 308–324.

Cuevas J., Aldaya F., Navarro-Vilá F. and Tubía J. M. (1990) Structure of the Alpujarrides on the southern and eastern border of the Sierra de Lújar. *Estud Geol*, 209–216.

Cuevas J., Esteban J. J. and Tubía J. M. (2006) Tectonic implications of the granite dyke swarm in the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, Southern Spain). *J Geol Soc* **163**, 631–640.

Darot M. (1974) Cinematics of extrusion from mantle for peridotites of Sierre Bermeja (Serrania Ronda, Spain). *C R Seances Acad Sci Ser D* **278**, 1673–1676.

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.

de Capoa P., Di Staso A., Perrone V. and Zaghloul M. N. (2007) The age of the foredeep sedimentation in the Betic–Rifian Mauretanian Units: A major constraint for the reconstruction of the tectonic evolution of the Gibraltar Arc. *C R Geosci* **339**, 161–170.

de Jong K. (1991) Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain)-with implications for the dynamics of extension and compression in the western Mediterranean area. PhD Thesis, Vrije Universiteit.

de Jong K. (1992) A new Geodynamic Model for tite Betie Cordilleras based oit PT-tpaths and Structural data from the Eastern Bede. *Física Tierra* **4**, 77–107.

de Jong K. (1993) The tectono-metamorphic and chronologic development of the Betic Zone {SE Spain) with implications for the geodynamic evolution of the western Mediterranean area. *Proc Kon Ned Akad V Wetensch* **96**, 295–333.

de Jong K., Féraud G., Ruffet G., Amouric M. and Wijbrans J. . (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. (2003) Very fast exhumation of high-pressure metamorphic rocks with excess 40Ar and inherited 87Sr, Betic Cordilleras, southern Spain. *Lithos* **70**, 91–110.

Delchini S., Lahfid A., Plunder A. and Michard A. (2016) Applicability of the RSCM geothermometry approach in a complex tectono-metamorphic context: The Jebilet massif case study (Variscan Belt, Morocco). *Lithos* **256**–**257**, 1–12.

Delvolvé J.-J., Souquet P., Vachard D., Perret M.-F. and Aguirre P. (1993) Caractérisation d'un bassin d'avant-pays dans le Carbonifère des Pyrénées: faciès, chronologie de la tectonique synsédimentaire. *C R Seances Acad Sci Ser 2* **316**, 959–966.

Delvolvé J.-J., Vachard D. and Souquet P. (1998) Stratigraphic record of thrust propagation, Carboniferous foreland basin, Pyrenees, with emphasis on Pays-de-Sault (France/Spain). *Geol. Rundsch.* **87**, 363–372.

Dercourt J., Zonenshain L. P., Ricou L.-E., Kazmin V. G., Le Pichon X., Knipper A. L., Grandjacquet C., Sbortshikov I. M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D. H., Boulin J., Sibuet J.-C., Savostin L. A.,

Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M. L., Lauer J. P. and Biju-Duval B. (1986) Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS. *Tectonophysics* **123**, 241–315.

Dercourt J., Ricou L. E. and Vrielynck B. (1993) Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps: Explanatory Notes.

Dercourt J., Gaetani M. and Vrielynck B. (2000) Atlas Peri-Tethys Palaeogeographical Maps.

Dewey J. F., Helman M. L., Knott S. D., Turco E. and Hutton D. H. W. (1989) Kinematics of the western Mediterranean. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **45**, 265–283.

Dickey J. S. (1970) Partial fusion products in Alpine peridotites: Serrania De La Ronda and other examples. *Miner. Soc Am Spec Pap* **3**, 33–49.

Didon J., Durand-Delga M. and Kornprobst J. (1973) Homologies geologiques entre les deux rives du detroit de Gibraltar. *Bull. Soc. Geol. Fr.* **S7-XV**, 77–105.

Dobrinescu M. C., Estrada F., Londeix L., Armijo R., Meyer B., Jolivet L., Jouannic G., Leroux E., Aslanian D., Reis A. T. D., Mocochain L., Dumurdžanov N., Zagorchev I., Lesić V., Tomić D., Namık Çağatay M., Brun J.-P., Sokoutis D., Csato I., Ucarkus G. and Çakır Z. (2012) A two-step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis. *Basin Res* **24**, 125–153.

Do Couto D., Gumiaux C., Augier R., Lebret N., Folcher N., Jouannic G., Jolivet L., Suc J.-P. and Gorini C. (2014a) Tectonic inversion of an asymmetric graben: Insights from a combined field and gravity survey in the Sorbas basin: Tectonic evolution of the Sorbas Basin. *Tectonics* **33**, 1360–1385.

Do Couto D., Popescu S.-M., Suc J.-P., Melinte-Dobrinescu M. C., Barhoun N., Gorini C., Jolivet L., Poort J., Jouannic G. and Auxietre J.-L. (2014b) Lago Mare and the Messinian Salinity Crisis: Evidence from the Alboran Sea (S. Spain). *Mar Pet Geol* **52**, 57–76.

Do Couto D. (2014c) Evolution géodynamique de la Mer d'Alboran par l'étude des bassins sdimentaires. Ph.D. Thesis, Univ. Pierre et Marie Curie.

Do Couto D., Gorini C., Jolivet L., Lebret N., Augier R., Gumiaux C., d'Acremont E., Ammar A., Jabour H. and Auxietre J.-L. (2016) Tectonic and stratigraphic evolution of the Western Alboran Sea Basin in the last 25Myrs. *Tectonophysics* **677**–**678**, 280–311.

Doblas M. and Oyarzun R. (1989) "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 Planet Sci Lett* **93**, 76–84.

Doglioni C., Carminati E., Cuffaro M. and Scrocca D. (2007) Subduction kinematics and dynamic constraints. *Earth-Sci Rev* **83**, 125–175.

Duarte J. C., Rosas F. M., Terrinha P., Schellart W. P., Boutelier D., Gutscher M.-A. and Ribeiro A. (2013) Are subduction zones invading the Atlantic? Evidence from the southwest Iberia margin. *Geology* **41**, 839–842.

Ducoux M. (2017) Structure, thermicité et évolution géodynamique de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées. Ph.D. Thesis, Univ. d'Orléans.

Duggen S., Hoernle K., van den Bogaard P., Rüpke L. and Phipps Morgan J. (2003) Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature* **422**, 602–606.

Duggen S., Hoernle K., van den Bogaard P. and Harris C. (2004) Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth Planet Sci Lett* **218**, 91–108.

Duggen S., Hoernle K., Van Den Bogaard P. and Garbe-Schönberg D. (2005) Post-Collisional Transition from Subduction- to Intraplate-type Magmatism in the Westernmost Mediterranean: Evidence for Continental-Edge Delamination of Subcontinental Lithosphere. *J Pet.* **46**, 1155–1201.

Duggen S., Hoernle K., Klügel A., Geldmacher J., Thirlwall M., Hauff F., Lowry D. and Oates N. (2008) Geochemical zonation of the Miocene Alborán Basin volcanism (westernmost Mediterranean): geodynamic implications. *Contrib Miner. Pet.* **156**, 577–593.

Durand-Delga M. (1980) Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *Geol. Chaines Alp. Issues Tethys*, 67–85.

Durand-Delga M. and Olivier P. (1988) Evolution of the Alboran block margin from early Mesozoic to early Miocene time. In *The Atlas System of Morocco* Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg. pp. 463–480.

Durand-Delga M., Rossi P., Olivier P. and Puglisi D. (2000) Situation structurale et nature ophiolitique de roches basiques jurassiques associées aux flyschs maghrébins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie). *C R Acad Sci Ser IIa Sci Terre Planetes* **331**, 29–38.

Dürr S. H. (1963) Geologie der Serrania de Ronda und ihrer südwestlichen Ausläufer (Andalusien). PhD Thesis, Univ. Bonn.

Dyja V. (2014) Interaction entre fluides de différents réservoirs lors de l'évolution d'un prisme orogénique en contexte de déformation partitionnée : les Cordillères bétiques internes (Espagne). Implications sur le transfert de métaux dans la croûte. Ph.D. Thesis, Univ. de Lorraine.

Egeler C. G. and Simon O. J. (1969a) Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures. *Geol Mijnb.* **48**, 296–305.

Egeler C. G. and Simon O. J. (1969b) 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**.

El Kadiri K., Hlila R., Sanz de Galdeano C., López-Garrido A. C., Chalouan A., Serrano F., Bahmad A., Guerra-Merchán A. and Liemlahi H. (2006) Regional correlations across the Internides-Externides front (northwestern Rif Belt, Morocco) during the Late Cretaceous-Early Burdigalian times: palaeogeographical and palaeotectonic implications. *Spec Publ - Geol Soc Lond.* **262**, 193–215.

El Maz A. (1989) Le Métamorphisme régional meso-catazonal de la serie metapelitique de Jbel-Sid-Mohamed-El Filali, et l'unité granulitique de Beni Bousera (rif interne), Maroc: étude pétrologique. PhD Thesis, Univ. Paris 6.

Esteban José Julián, Sánchez-Rodríguez L., Seward D., Cuevas J. and Tubía J. M. (2004a) The late thermal history of the Ronda area, southern Spain. *Tectonophysics* **389**, 81–92.

Esteban J. J., Cuevas J., Tubía J. M. and Seward D. (2004b) Determinación de la naturaleza de la falla de Cerro Tajo (Macizo peridotítico de Carratraca) mediante termocronología de trazas de fisión. *Geogaceta* **36**, 43–46.

Esteban J. J., Cuevas J., Tubía J. M. and Gil Iarguchi J. I. (2005a) Metamorfismo y geotermobarometría de la Unidad de Yunquera en Casarabonela (Complejo Alpujárride, Málaga). *Geogaceta* **37**, 15–18.

Esteban J. J., Cuevas J., Tubía J. M., Gil Iarguchi J. I. and Seward D. (2005b) Metamorfismo, exhumación y termocronología de la Unidad de Yunquera (Alpujárrides occidentales, Cordilleras Béticas). *Rev Soc Geol Esp.* **18**, 61–74.

Esteban J. J., Cuevas J., Tubía J. M., Liati A., Seward D. and Gebauer D. (2007) Timing and origin of zircon-bearing chlorite schists in the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, Southern Spain). *Lithos* **99**, 121–135.

Esteban J. J., Cuevas J., Vegas N. and Tubía J. M. (2008) Deformation and kinematics in a melt-bearing shear zone from the Western Betic Cordilleras (Southern Spain). *J Struct Geol* **30**, 380–393.

Esteban J. J., Cuevas J., Tubía J. M., Sergeev S. and Larionov A. (2011) A revised Aquitanian age for the emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, southern Spain). *Geol Mag* **148**, 183–187.

Esteban J. J., Tubía J. M., Cuevas J., Seward D., Larionov A., Sergeev S. and Navarro-Vilá F. (2013) Insights into extensional events in the Betic Cordilleras, southern Spain: New fission-track and U–Pb SHRIMP analyses. *Tectonophysics* **603**, 179–188.

Estévez A., González Donoso J. M., Linares D., Martín-Algarra A., Sanz de Galdeano C. and Serrano F. (1984) El cabalgamiento finiserravallense del norte de Sierra Arana (Cordillera bética). Observaciones sobre la caracterización biostratigráfica del serravallense. *Mediterr. Ser Geol* **3**, 151–173.

Faccenna C., Becker T. W., Lucente F. P., Jolivet L. and Rossetti F. (2001) History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophys J Int* **145**, 809–820.

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**.

Faccenna C., Becker T. W., Auer L., Billi A., Boschi L., Brun J. P., Capitanio F. A., Funiciello F., Horvàth F., Jolivet L., Piromallo C., Royden L., Rossetti F. and Serpelloni E. (2014) Mantle dynamics in the Mediterranean: MEDITERRANEAN DYNAMIC. *Rev Geophys* **52**, 283–332.

Feinberg H., Saddiqi O. and Michard A. (1996) New constraints on the bending of the Gibraltar Arc from palaeomagnetism of the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, Spain). *Spec Publ - Geol Soc Lond.* **105**, 43–52.

Felder T. E. (1980) Geologic evolution of the westernmost part of the internal Betic zone (Betic Cordilleras, Southern Spain). *Geol. Rundsch.* **69**, 131–148.

Fernàndez M., Berástegui X., Puig C., García-Castellanos D., Jurado M. J., Torné M. and Banks C. (1998) Geophysical and geological constraints on the evolution of the Guadalquivir foreland basin, Spain. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **134**, 29–48.

Fernández-Ibáñez F., Soto J. I., Zoback M. D. and Morales J. (2007) Present-day stress field in the Gibraltar Arc (western Mediterranean). *J Geophys Res Solid Earth* **112**.

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**, 67.

Frasca G., Gueydan F. and Brun J.-P. (2015) Structural record of Lower Miocene westward motion of the Alboran Domain in the Western Betics, Spain. *Tectonophysics* **657**, 1–20.

Frasca G., Gueydan F., Brun J.-P. and Monié P. (2016) Deformation mechanisms in a continental rift up to mantle exhumation. Field evidence from the western Betics, Spain. *Mar Pet Geol* **76**, 310–328.

Frasca G., Gueydan F., Poujol M., Brun J.-P., Parat F., Monié P., Pichat A. and Mazier S. (2017) Fast switch from extensional exhumation to thrusting of the Ronda Peridotites (South Spain). *Terra Nova* **29**, 117–126.

Frizon de Lamotte D., Crespo-Blanc A., Saint-Bézar B., Comas M., Fernandez M., Zeyen H. and Teixell A. (2004) TRASNSMED-transect I [Betics, Alboran Sea, Rif, Moroccan Meseta, High Atlas, Jbel Saghro, Tindouf basin]. Cavazza W., Roure F., Spakman W., Stampfli GM & Ziegler PA (éds.)–The TRANSMED Atlas-the Mediterranean region from Crust to Mantle.

Frizon de Lamotte D., Leturmy P., Missenard Y., Khomsi S., Ruiz G., Saddiqi O., Guillocheau F. and Michard A. (2009) Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): An overview. *Tectonophysics* **475**, 9–28.

Gabalda S., Beyssac O., Jolivet L., Agard P. and Chopin C. (2009) Thermal structure of a fossil subduction wedge in the Western Alps. *Terra Nova* **21**, 28–34.

Galindo-Zaldívar J., Gonzalez-Lodeiro F. and Jabaloy A. (1989) Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodin. Acta* **3**, 73–85.

Galindo-Zaldívar J., González-Lodeiro F. and Jabaloy A. (1991) Geometry and kinematic of post-Aquitanian brittle deformation in the Alpujárride rocks and their relation with the Alpujárride/Nevado-Filábride contact. *Geogaceta* **10**, 130–134.

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 Pet.* **37**, 1207–1239.

Garcia-Castellanos D., Fernàndez M. and Torne M. (2002) Modeling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain): EVOLUTION OF THE GUADALQUIVIR BASIN. *Tectonics* **21**, 9-1-9–17.

García-Dueñas V., Martínez V. and Navarro-Vilá F. (1986) La zona de falla de Torres Cartas: conjunto de fallas normales de bajo ángulo entre Nevado-Filabrides y Alpujarrides (Sierra Alhamilla, Béticas Orientales).

García-Dueñas V. and Balanyá J. C. (1986) Estructura y naturaleza del Arco de Gibraltar. *Maleo Bolletin Soc. Geol. Port.* **2**, 23.

García-Dueñas V., Martinez-Martinez J. M., Orozco M. and Soto J. I. (1988) Plis-nappes, cisaillements syn-à post-métamorphiques et cisaillement ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filábrides (Cordillères Bétiques, Espagne). *C R Seances Acad Sci Ser 2* **307**, 1389–1395.

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-Hernández M., López-Garrido A. C., Rivas P., Sanz de Galdeano C. and Juan A. (1980) Mesozoic palaeogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera. *Geol Mijnb.* **59**, 155–168.

Garrido C. J. and Bodinier J.-L. (1999) Diversity of Mafic Rocks in the Ronda Peridotite: Evidence for Pervasive Melt-Rock Reaction during Heating of Subcontinental Lithosphere by Upwelling Asthenosphere. *J. Petrol.* **40**, 729–754.

Garrido C. J., Gueydan F., Booth-Rea G., Precigout J., Hidas K., Padrón-Navarta J. A. and Marchesi C. (2011) Garnet lherzolite and garnet-spinel mylonite in the Ronda peridotite: Vestiges of Oligocene backarc mantle lithospheric extension in the western Mediterranean. *Geology* **39**, 927–930.

Goffé B., Michard A., Garcia-Dueñas V., González-Lodeiro F., Monié P., Campos J., Galindo-Zaldivar J., Jabaloy A., Martinez-Martinez J. M. and Simancas J. F. (1989) First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujárride nappes, Betic Cordilleras (S.E. Spain). *Eur J Miner.* **1**, 139–142.

Goffé B., Baronnet A. and Morin G. (1994) La saliotite, interstratifié régulier 1: 1 cookéite/paragonite. Nouveau phyllosilicate du métamorphisme de haute pression et basse température. *Eur J Miner.*, 897–912.

Goffé B., Azañón J. M., Bouybaouene J. M. and Julien M. (1996) Metamorphic cookeite in Alpine metapelites from Rif, northern Morocco, and the Betic Chain, southern Spain. *European Journal of Mineralogy-Ohne Beihefte* **8**, 335–348.

Gomez-Pugnaire M. T. and Fernandez-Soler J. M. (1987) High-pressure metamorphism in metabasites from the Betic Cordilleras (S.E. Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. *Contrib. Mineral. Petrol.* **95**, 231–244.

Gómez-Pugnaire M. T., Rubatto D., Fernández-Soler J. M., Jabaloy A., López-Sánchez-Vizcaíno V., González-Lodeiro F., Galindo-Zaldívar J. and Padrón-Navarta J. A. (2012) Late Variscan magmatism in the Nevado-Filábride Complex: U-Pb geochronologic evidence for the pre-Mesozoic nature of the deepest Betic complex (SE Spain). *Lithos* **146**–**147**, 93–111.

Gong Z., Langereis C. G. and Mullender T. A. T. (2008) The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth Planet. Sci. Lett.* **273**, 80–93.

Gong Z., van Hinsbergen D. J. J., Vissers R. L. M. and Dekkers M. J. (2009) Early Cretaceous syn-rotational extension in the Organyà basin—New constraints on the palinspastic position of Iberia during its rotation. *Tectonophysics* **473**, 312–323.

González Donoso J. M., Linares D. and Molina E. (1981) Nuevos datos acerca de la edad de los materiales miocénicos transgresivos sobre las zonas internas de las Cordilleras Béticas en la provincia de Málaga. *Soc Esp Hist NatGeol* **79**, 103–113.

Gübeli A. A., Hochuli P. A. and Wildi W. (1984) Lower Cretaceous turbiditic sediments from the Rif chain (Northern Marocco) — palynology, stratigraphy and palaeogeographic setting. *Geol. Rundsch.* **73**, 1081–1114.

Gueguen E., Doglioni C. and Fernandez M. (1998) On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics* **298**, 259–269.

Guerrera F., Martin-Algarra A. and Perrone V. (1993) Late Oligocene-Miocene syn-/-late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines. *Terra Nova* **5**, 525–544.

Guerrera F., Martin-Martin M., Perrone V. and Tramontana M. (2005) Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghrebian Flysch Basin and Lucanian Ocean): consequences for Western Mediterranean geodynamics. *Terra Nova* **17**, 358–367.

Gueydan F., Pitra P., Afiri A., Poujol M., Essaifi A. and Paquette J.-L. (2015) Oligo-Miocene thinning of the Beni Bousera peridotites and their Variscan crustal host rocks, Internal Rif, Morocco. *Tectonics* **34**, 1244–1268.

Gueydan F., Mazzotti S., Tiberi C., Cavin R. and Villaseñor A. (2019) Western Mediterranean subcontinental mantle emplacement by continental margin obduction. *Tectonics* **38**, 2142-2157.

Gutscher M.-A., Malod J., Rehault J.-P., Contrucci I., Klingelhoefer F., Mendes-Victor L. and Spakman W. (2002) Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology* **30**, 1071.

Gutscher M.-A., Dominguez S., Westbrook G. K., Le Roy P., Rosas F., Duarte J. C., Terrinha P., Miranda J. M., Graindorge D., Gailler A., Sallares V. and Bartolome R. (2012) The Gibraltar subduction: A decade of new geophysical data. *Tectonophysics* **574**–**575**, 72–91.

Handy M. R., M. Schmid S., Bousquet R., Kissling E. and Bernoulli D. (2010) Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Sci. Rev.* **102**, 121–158.

Hebeda E. H., Boelrijk N. A. I. M., Priem H. N. A., Verdurmen E. A. T., Verschure R. H. and Simon O. J. (1980) Excess radiogenic Ar and undisturbed Rb-Sr systems in basic intrusives subjected to Alpine metamorphism in southeastern Spain. *Earth Planet Sci Lett* **47**, 81–90.

Hernandez-Pacheco A. (1967) Estudio petrogrfíco y geoquimico del Macizo ultramáfico de Ojén (Málaga). *Inst. Lusas Mallada CSIC*.

Hidas K., Booth-Rea G., Garrido C. J., Martínez-Martínez J. M., Padrón-Navarta J. A., Konc Z., Giaconia F., Frets E. and Marchesi C. (2013) Backarc basin inversion and subcontinental mantle emplacement in the crust: kilometre-scale folding and shearing at the base of the proto-Alborán lithospheric mantle (Betic Cordillera, southern Spain). *J Geol Soc* **170**, 47–55.

Homonnay E., Corsini M., Lardeaux J.-M., Romagny A., Münch P., Bosch D., Cenki-Tok B. and Ouazzani-Touhami M. (2018) Miocene crustal extension following thrust tectonic in the Lower Sebtides units (internal Rif, Ceuta Peninsula, Spain): Implication for the geodynamic evolution of the Alboran domain. *Tectonophysics* **722**, 507–535.

Horváth F. (1993) Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics* **226**, 333–357.

Iglseder, C., Grasemann, B., Schneider, D. A., Petrakakis, K., Miller, C., Klötzli, U. S., .and Rambousek, C. (2009). I and S-type plutonism on Serifos (W-Cyclades, Greece). *Tectonophysics*, **473**, 69-83.

Iribarren L., Vergés J. and Fernàndez M. (2009) Sediment supply from the Betic–Rif orogen to basins through Neogene. *Tectonophysics* **475**, 68–84.

Jabaloy A., Galindo-Zaldívar J. and González-Lodeiro F. (1993) The Alpujárride-Nevado-Fibábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *J Struct Geol* **15**, 555–569.

Jabaloy-Sánchez A., Gómez-Pugnaire M. T., Padrón-Navarta J. A., López Sánchez-Vizcaíno V. and Garrido C. J. (2015) Subduction- and exhumation-related structures preserved in metaserpentinites and associated metasediments from the Nevado–Filábride Complex (Betic Cordillera, SE Spain). *Tectonophysics* **644**–**645**, 40–57.

Jabaloy-Sánchez A., Talavera C., Gómez-Pugnaire M. T., López-Sánchez-Vizcaíno V., Vázquez-Vílchez M., Rodríguez-Peces M. J. and Evans N. J. (2018) U-Pb ages of detrital zircons from the Internal Betics: A key to deciphering paleogeographic provenance and tectono-stratigraphic evolution. *Lithos* **318**–**319**, 244–266.

Jammes S., Manatschal G., Lavier L. and Masini E. (2009) Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics* **28**.

Janots E., Negro F., Brunet F., Goffé B., Engi M. and Bouybaouène M. L. (2006) Evolution of the REE mineralogy in HP–LT metapelites of the Sebtide complex, Rif, Morocco: Monazite stability and geochronology. *Lithos* **87**, 214–234.

Janowski M., Loget N., Gautheron C., Barbarand J., Bellahsen N., Van Den Driessche J., Babault J. and Meyer B. (2017) Neogene exhumation and relief evolution in the eastern Betics (SE Spain): Insights from the Sierra de Gador. *Terra Nova* **29**, 91–97.

Jiménez-Munt I., Fernàndez M., Vergés J., Garcia-Castellanos D., Fullea J., Pérez-Gussinyé M. and Afonso J. C. (2011) Decoupled crust-mantle accommodation of Africa-Eurasia convergence in the NW Moroccan margin. *J Geophys Res Solid Earth* **116**.

Johnson C., Harbury N. and Hurford A. J. (1997) The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics* **16**, 189–204.

Jolivet L., Frizon de Lamotte D., Mascle A. and Séranne M. (1999) The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen — an introduction. *Spec Publ - Geol Soc Lond.* **156**, 1–14.

Jolivet L. and Faccenna C. (2000) Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics* **19**, 1095–1106.

Jolivet L., Faccenna C., Goffé B., Burov E. and Agard P. (2003) Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *Am J Sci* **303**, 353–409.

Jolivet L., Augier R., Robin C., Suc J.-P. and Rouchy J. M. (2006) Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sediment Geol* **188**–**189**, 9–33.

Jolivet L., Augier R., Faccenna C., Negro F., Rimmele G., Agard P., Robin C., Rossetti F. and Crespo-Blanc A. (2008) Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bull Soc Geol Fr.* **179**, 525–550.

Jolivet L., Faccenna C. and Piromallo C. (2009) From mantle to crust: Stretching the Mediterranean. *Earth Planet Sci Lett* **285**, 198–209.

Kastens K. A. and Mascle J. (1990) The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: an introduction to the scientific results of ODP Leg 107. In Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. **107**, 3–26.

Kelemen P. B. and Matter J. (2008) In situ carbonation of peridotite for CO2 storage. *Proc Natl Acad Sci* **105**, 17295–17300.

Kissel C. and Laj C. (1988) The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction. *Tectonophysics* **146**, 183–201.

Klein F., Bach W., Jöns N., McCollom T., Moskowitz B. and Berquó T. (2009) Iron partitioning and hydrogen generation during serpentinization of abyssal peridotites from 15°N on the Mid-Atlantic Ridge. *Geochim. Cosmochim. Acta* **73**, 6868–6893.

Klein F., Bach W. and McCollom T. M. (2013) Compositional controls on hydrogen generation during serpentinization of ultramafic rocks. *Lithos* **178**, 55–69.

Klein F., Bach W., Humphris S. E., Kahl W.-A., Jons N., Moskowitz B. and Berquo T. S. (2014) Magnetite in seafloor serpentinite--Some like it hot. *Geology* **42**, 135–138.

Kornprobst J. (1974) Contributions à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional).

Kornprobst J. (1976) Signification structurale des peridotites dans l'orogene betico-rifain; arguments tires de l'etude des detritus observes dans les sediments paleozoiques. *Bull Soc Geol Fr.* **S7-XVIII**, 607–618.

Kornprobst J. and Vielzeuf D. (1984) Transcurrent Crustal Thinning: A Mechanism for the Uplift of Deep Continental Crust / Upper Mantle Associations. *Dev. Petrol.* **11**, 347–359.

Kornprobst J. and Durand-Delga M. (1985) Carte géologique du Rif au 1: 50.000. Feuille de Tétouan. *Mém Serv Géol Maroc* **292**.

Kornprobst J., Piboule M., Roden M. and Tabit A. (1990) Corundum-bearing Garnet Clinopyroxenites at Beni Bousera (Morocco): Original Plagioclase-rich Gabbros Recrystallized at Depth within the Mantle? *J Pet.* **31**, 717–745.

Kozur H., Kampschuur W., Mulder-Blanken C. W. H. and Simon O. J. (1974) Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic Zone (southern Spain). *Scr. Geol* **23**, 1–56.

Kurzawa T., Bröcker M., Fotoohi Rad G., Berndt J. and Lisker F. (2017) Cretaceous high-pressure metamorphism and low pressure overprint in the Sistan Suture Zone, eastern Iran: Additional temperature estimates for eclogites, geological significance of U-Pb zircon ages and Rb-Sr constraints on the timing of exhumation. *J Asian Earth Sci* **147**, 332–344.

Lafuste M. L. J. and Pavillon M. J. (1976) Mise en evidence d'Eifélien daté au sein des terrains métamorphiques des zones internes des Cordillères Bétiques. Intérêt de ce nouveau repère stratigraphique. *C R Acad Sci Paris* **283**, 1015–1018.

Lagabrielle Y. and Bodinier J.-L. (2008) Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees: Cretaceous exhumation of pyrenean mantle. *Terra Nova* **20**, 11–21.

Lagabrielle Y., Labaume P. and de Saint Blanquat M. (2010) Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. *Tectonics* **29**

Lahfid A., Beyssac O., Deville E., Negro F., Chopin C. and Goffé B. (2010) Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland): RSCM in low-grade metasediments. *Terra Nova* **22**, 354–360.

Laurent, V., Beaudoin, A., Jolivet, L., Arbaret, L., Augier, R., Rabillard, A., and Menant, A. (2015). Interrelations between extensional shear zones and synkinematic intrusions: The example of Ikaria Island (NE Cyclades, Greece). *Tectonophysics*, **651**, 152-171.

Laurent V. (2017) Localisation de la déformation au sein de zones de cisaillement haute-pression basse-température et enregistrement isotopique 40Ar/39Ar. Ph.D. Thesis, Univ. d'Orléans.

Laurent V., Lanari P., Naïr I., Augier R., Lahfid A. and Jolivet L. (2018) Exhumation of eclogite and blueschist (Cyclades, Greece): Pressure-temperature evolution determined by thermobarometry and garnet equilibrium modelling. *J Metamorph Geol* **36**, 769–798.

Leblanc D. and Olivier P. (1984) Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics* **101**, 345–355.

Lebret N. (2014) Contexte structural et métallogénique des skarns à magnétite des Beni Bou Ifrour (Rif oriental, Maroc). Apports à l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale. Ph.D. Thesis, Univ. d'Orléans.

Lemoine M., Tricart P. and Boillot G. (1987) Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic imodel. *Geology* **15**, 622.

Lenoir X. (2001) The Recrystallization Front of the Ronda Peridotite: Evidence for Melting and Thermal Erosion of Subcontinental Lithospheric Mantle beneath the Alboran Basin. *J. Petrol.* **42**, 141–158.

Leprêtre R., Frizon de Lamotte D., Combier V., Gimeno-Vives O., Mohn G. and Eschard R. (2018) The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *Bull Soc Geol Fr.* **189**, 10.

Li B. and Massonne H.-J. (2018) Two Tertiary metamorphic events recognized in high-pressure metapelites of the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordillera, S Spain). *J Metamorph Geol* **36**, 603–630.

Loget N. and Van Den Driessche J. (2006) On the origin of the Strait of Gibraltar. *Sediment. Geol.* **188**–**189**, 341–356.

Lonergan L. (1993) Timing and kinematics of deformation in the Malaguide Complex, internal zone of the Betic Cordillera, southeast Spain. *Tectonics* **12**, 460–476.

Lonergan L. and Mange-Rajetzky M. A. (1994) Evidence for Internal Zone unroofing from foreland basin sediments, Betic Cordillera, SE Spain. *J Geol Soc* **151**, 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**, 175–188.

Lonergan L. and Platt J. P. (1995) The Malaguide-Alpujarride boundary: a major extensional contact in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *J Struct Geol* **17**, 1655–1671.

Lonergan L. and White N. (1997) Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics* **16**, 504–522.

Loomis T. P. (1972a) Contact Metamorphism of Pelitic Rock by the Ronda Ultramafic Intrusion, Southern Spain. *Geol Soc Am Bull* **83**, 2449.

Loomis T. P. (1972b) Diapiric Emplacement of the Ronda High-Temperature Ultramafic Intrusion, Southern Spain. *Geol Soc Am Bull* **83**, 2475.

Loomis T. P. (1975) Tertiary mantle diapirism, orogeny, and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar. *Am J Sci* **275**, 1–30.

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: Fast cooling and exhumation of the Nevado-Filábride. *Terra Nova* **13**, 327–332.

López Sánchez-Vizcaíno V., Trommsdorff V., Gómez-Pugnaire M. T., Garrido C. J., Müntener O. and Connolly J. A. D. (2005) Petrology of titanian clinohumite and olivine at the high-pressure breakdown of antigorite serpentinite to chlorite harzburgite (Almirez Massif, S. Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.* **149**, 627–646.

López Sánchez-Vizcaíno V., Gómez-Pugnaire M. T., Garrido C. J., Padrón-Navarta J. A. and Mellini M. (2009) Breakdown mechanisms of titanclinohumite in antigorite serpentinite (Cerro del Almirez massif, S. Spain): A petrological and TEM study. *Lithos* **107**, 216–226.

Luján M., Crespo-Blanc A. and Balanyá J. C. (2006) The Flysch Trough thrust imbricate (Betic Cordillera): A key element of the Gibraltar Arc orogenic wedge. *Tectonics* **25**

Luján M., Crespo-Blanc A. and Comas M. (2011) Morphology and structure of the Camarinal Sill from high-resolution bathymetry: evidence of fault zones in the Gibraltar Strait. *Geo-Mar. Lett.* **31**, 163–174.

Lundeen M. T. (1978a) Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain. *Geol Soc Am Bull* **89**, 172.

Lundeen M. T. (1978b) Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain. *Geol Soc Am Bull* **89**, 172.

Lustrino M., Duggen S. and Rosenberg C. L. (2011) The Central-Western Mediterranean: Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Sci Rev* **104**, 1–40.

Maillard A. and Mauffret A. (1993) Structure et volcanisme de la fosse de Valence (Méditerranée nord-occidentale). *Bull Soc Geol Fr.*

Maldonado A., Somoza L. and Pallarés L. (1999) The Betic orogen and the Iberian–African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Mar Geol* **155**, 9–43.

Malvoisin B., Brunet F., Carlut J., Rouméjon S. and Cannat M. (2012a) Serpentinization of oceanic peridotites: 2. Kinetics and processes of San Carlos olivine hydrothermal alteration: KINETICS OF SERPENTINIZATION. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **117**, n/a-n/a.

Malvoisin B., Carlut J. and Brunet F. (2012b) Serpentinization of oceanic peridotites: 1. A high-sensitivity method to monitor magnetite production in hydrothermal experiments. *J Geophys Res Solid Earth* **117**.

Malvoisin B., Carlut J. and Brunet F. (2012c) Serpentinization of oceanic peridotites: 1. A high-sensitivity method to monitor magnetite production in hydrothermal experiments: MAGNETIC MONITORING OF SERPENTINIZATION. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **117**, n/a-n/a.

Manatschal G. (2004) New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. *Int J Earth Sci* **93**.

Manatschal G. and Müntener O. (2009) A type sequence across an ancient magma-poor ocean–continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. *Tectonophysics* **473**, 4–19.

Manatschal G., Sauter D., Karpoff A. M., Masini E., Mohn G. and Lagabrielle Y. (2011) The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: An ancient analogue for an Oceanic Core Complex? *Lithos* **124**, 169–184.

Mancilla F., Stich D., Morales J., Julià J., Diaz J., Pazos A., Córdoba D., Pulgar J. A., Ibarra P., Harnafi M. and Gonzalez-Lodeiro F. (2012) Crustal thickness variations in northern Morocco. *J Geophys Res Solid Earth* **117**

Mancilla F. de L., Booth-Rea G., Stich D., Pérez-Peña J. V., Morales J., Azañón J. M., Martin R. and Giaconia F. (2015a) Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions. *Tectonophysics* **663**, 225–237.

Mancilla F. de L., Booth-Rea G., Stich D., Pérez-Peña J. V., Morales J., Azañón J. M., Martin R. and Giaconia F. (2015b) Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions. *Tectonophysics* **663**, 225–237.

Marchesi C., Garrido C. J., Bosch D., Bodinier J.-L., Hidas K., Padrón-Navarta J. A. and Gervilla F. (2012) A Late Oligocene Suprasubduction Setting in the Westernmost Mediterranean Revealed by Intrusive Pyroxenite Dikes in the Ronda Peridotite (Southern Spain). *J. Geol.* **120**, 237–247.

Martin B. and Fyfe W. S. (1970) Some experimental and theoretical observations on the kinetics of hydration reactions with particular reference to serpentinization. *Chem. Geol.* **6**, 185–202.

Martín-Algarra A. and Estévez A. (1984) La Brèche de la Nava: depot continental de la structuration pendant le Miocène inférieur des zones internes de l'Ouest des Cordillères Bétiques. *C R Acad Sci Paris* **299**, 463–466.

Martín-Algarra A. (1987) Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. PhD Thesis, Univ. de Granada.

Martín-Algarra A., O'Dogherty L., Merlo R. A. and Gursky H. J. (1998) Estratigrafía, petrografía, y significado paleogeográfico de las radiolaritas jurásicas de tipo austroalpino de la unidad de las Nieves (Formación Parauta, Rondaides, Cordillera Bética Occidental). *Geogaceta*, 211–214.

Martínez García P. (2013) Recent tectonic evolution of the Alboran Ridge and Yusuf regions. PhD Thesis, Univ. Granada.

Martínez-Martínez J. M. (1986) Evolucion tectono-metamorphuca del complejo Nevado-Filabride en el sector de union entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Beticas). Ph.D. Thesis, Univ. de Granada.

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**, 205–225.

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**.

Martín-Martín M., El Mamoune B., Martín-Algarra A. and Serra-Kiel J. (1997) 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* **325**, 861–868.

Masini E., Manatschal G., Tugend J., Mohn G. and Flament J.-M. (2014) The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq–Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). *Int. J. Earth Sci.* **103**, 1569–1596.

Massonne H.-J. (2014) Wealth of P–T–t information in medium-high grade metapelites: Example from the Jubrique Unit of the Betic Cordillera, S Spain. *Lithos* **208**–**209**, 137–157.

Matte P. (2001) The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova* **13**, 122–128.

Mattei M., Cifelli F., Rojas I. M., Crespo Blanc A., Comas M., Faccenna C. and Porreca M. (2006) Neogene tectonic evolution of the Gibraltar Arc: New paleomagnetic constrains from the Betic chain. *Earth Planet Sci Lett* **250**, 522–540.

Mayhew L. E., Ellison E. T., McCollom T. M., Trainor T. P. and Templeton A. S. (2013) Hydrogen generation from low-temperature water–rock reactions. *Nat. Geosci.* **6**, 478–484.

Mazzoli S. and Martín-Algarra A. (2011) Deformation partitioning during transpressional emplacement of a 'mantle extrusion wedge'': the Ronda peridotites, western Betic Cordillera, Spain.' *J Geol Soc* **168**, 373–382.

Mazzoli S., Martín-Algarra A., Reddy S. M., Sánchez-Vizcaíno V. L., Fedele L. and Noviello A. (2013) The evolution of the footwall to the Ronda subcontinental mantle peridotites: insights from the Nieves Unit (western Betic Cordillera). *J Geol Soc* **170**, 385–402.

McCollom T. M. and Bach W. (2009) Thermodynamic constraints on hydrogen generation during serpentinization of ultramafic rocks. *Geochim Cosmochim Acta* **73**, 856–875.

McCollom T. M., Klein F., Robbins M., Moskowitz B., Berquó T. S., Jöns N., Bach W. and Templeton A. (2016) Temperature trends for reaction rates, hydrogen generation, and partitioning of iron during experimental serpentinization of olivine. *Geochim Cosmochim Acta* **181**, 175–200.

Medialdea T., Vegas R., Somoza L., Vázquez J. T., Maldonado A., Díaz-del-Río V., Maestro A., Córdoba D. and Fernández-Puga M. C. (2004) Structure and evolution of the "Olistostrome" complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cádiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. *Mar Geol* **209**, 173–198.

Menant A., Jolivet L. and Vrielynck B. (2016) Kinematic reconstructions and magmatic evolution illuminating crustal and mantle dynamics of the eastern Mediterranean region since the late Cretaceous. *Tectonophysics* **675**, 103–140.

Mével C. (2003) Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. *C R Geosci* **335**, 825–852.

Michard A., Feinberg H., El-Azzab D., Bouybaouene M. and Saddiqi O. (1992) A serpentinite ridge in a collisional paleomargin setting: the Beni Malek massif, External Rif, Morocco. *Earth Planet. Sci. Lett.* **113**, 435–442.

Michard A., Goffe B., Bouybaouene M. 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. Geol. Fr.* **173**, 3–15.

Michard A., Negro F., Saddiqi O., Bouybaouene M. L., Chalouan A., Montigny R. and Goffé B. (2006) Pressure–temperature–time constraints on the Maghrebide mountain building: evidence from the Rif–Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications. *C R Geosci* **338**, 92–114.

Michard A., Mokhtari A., Lach P., Rossi P., Chalouan A., Saddiqi O. and Rjimati E.-C. (2018) Liassic age of an oceanic gabbro of the External Rif (Morocco): Implications for the Jurassic continent–ocean boundary of Northwest Africa. *C R Geosci* **350**, 299–309.

Miller M. S., Allam A. A., Becker T. W., Di Leo J. F. and Wookey J. (2013) Constraints on the tectonic evolution of the westernmost Mediterranean and northwestern Africa from shear wave splitting analysis. *Earth Planet Sci Lett* **375**, 234–243.

Milliken K. L. and Morgan J. K. (1996) Chemical evidence for near-seafloor precipitation of calcite in serpentinites (site 897) and serpentinite breccias (site 899), Iberia Abyssal Plain. In *Proc. ODP, Sci. Results* (eds. R. B. Whitmarsh, D. S. Sawyer, D. S. Klaus, and D. G. Masson).

Mirouse R., Barrouquère G., Bessière G., Delvolvé J.-J. and Perret M.-F. (1983) Amorce de la Sédimentation Synorogénique dans les PyrénéesVarisques. Données Chronologiques; Implications Paléogéographiques. *Geol. Rundsch.* **72**, 253–281.

Molina J. ., Ruiz-Ortiz P. . and Vera J. . (1999) A review of polyphase karstification in extensional tectonic regimes: Jurassic and Cretaceous examples, Betic Cordillera, southern Spain. *Sediment Geol* **129**, 71–84.

Monié P., Galindo-Zaldivar J., Gonzalez-Lodeiro F., Goffe B. and Jabaloy A. (1991) 40Ar/39Ar geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *J Geol Soc* **148**, 289–297.

Monié P., Torres-Roldán R. L. and García-Casco A. (1994) Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras, 40Ar/39Ar thermochronological constraints on a collapsed terrane. *Tectonophysics* **238**, 353–379.

Montel J.-M., Kornprobst J. and Vielzeuf D. (2000) Preservation of old U–Th–Pb ages in shielded monazite: example from the Beni Bousera Hercynian kinzigites (Morocco). *J Metamorph Geol* **18**, 335–342.

Montenat C. and d'Estevou P. O. (1999) The diversity of late Neogene sedimentary basins generated by wrench faulting in the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *J Pet Geol* **22**, 61–80.

Moody J. B. (1976) Serpentinization: a review. *Lithos* **9**, 125–138.

Morishita T., Arai S. and Gervilla F. (2001) High-pressure aluminous mafic rocks from the Ronda peridotite massif, southern Spain: significance of sapphirine- and corundum-bearing mineral assemblages. *Lithos* **57**, 143–161.

Morten L., Bargossi G. M., Martinez J. M. M., Puga E. and Federico A. D. (1987) Metagabbro and associated eclogites in the Lubrin area, Nevado-Filabride Complex, Spain. *J Metamorph Geol* **5**, 155–174.

Negro F., Beyssac O., Goffe B., Saddiqi O. and Bouybaouene M. L. (2006) Thermal structure of the Alboran Domain in the Rif (northern Morocco) and the Western Betics (southern Spain). Constraints from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *J Metamorph Geol* **24**, 309–327.

Negro F., Agard P., Goffé B. and Saddiqi O. (2007) Tectonic and metamorphic evolution of the Temsamane units, External Rif (northern Morocco): implications for the evolution of the Rif and the Betic–Rif arc. *J Geol Soc* **164**, 829–842.

Negro F., de Sigoyer J., Goffé B., Saddiqi O. and Villa I. M. (2008) Tectonic evolution of the Betic–Rif arc: New constraints from 40Ar/39Ar dating on white micas in the Temsamane units (External Rif, northern Morocco). *Lithos* **106**, 93–109.

Nijhuis H. J. (1964) Plurifacial Alpine metamorphism in the south-eastern Sierra de los Filabres south of Lubrín, SE Spain. Ph.D. Thesis, Univ. van Amsterdam.

Nirrengarten M., Manatschal G., Tugend J., Kusznir N. J. and Sauter D. (2017) Nature and origin of the J-magnetic anomaly offshore Iberia-Newfoundland: implications for plate reconstructions. *Terra Nova* **29**, 20–28.

Nirrengarten M., Manatschal G., Tugend J., Kusznir N. and Sauter D. (2018) Kinematic Evolution of the Southern North Atlantic: Implications for the Formation of Hyperextended Rift Systems: Kinematic of Hyperextended Rift Systems. *Tectonics* **37**, 89–118.

Nocquet J.-M. and Calais E. (2003) Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001. *Geophys. J. Int.* **154**, 72–88.

Nocquet J.-M. (2012) Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics* **579**, 220–242.

Obata M. (1977) Petrology and petrogenesis of the Ronda high-temperature peridotite intrusion, southern Spain. Ph.D. Thesis, MIT.

Obata M. and Lundeen M. (1979) Geologic map of the Ronda ultramafic complex. *Geol Soc Am Map Chart Ser*.

Obata M. (1980) The Ronda Peridotite: Garnet-, Spinel-, and Plagioclase-Lherzolite Facies and the P-T Trajectories of a High-Temprature Mantle Intrusion. *J. Petrol.* **21**, 533–572.

O'Dogherty L., Martín-Algarra A., Gursky H.-J. and Aguado R. (2001) The Middle Jurassic radiolarites and pelagic limestones of the Nieves unit (Rondaide Complex, Betic Cordillera): basin starvation in a rifted marginal slope of the western Tethys. *Int. J. Earth Sci.* **90**, 831–846.

Olivier P. (1984) Evolution de la limite entre zones internes et zones externes dans l'arc de Gibraltar(Maroc-Espagne). PhD Thesis.

Orozco M. and Alonso-Chaves F. M. (2012) Kilometre-scale sheath folds in the western Betics (south of Spain). *Int J Earth Sci* **101**, 505–519.

Osete M. L., Freeman R. and Vegas R. (1988) Preliminary palaeomagnetic results from the Subbetic Zone (Betic Cordillera, southern Spain): kinematic and structural implications. *Phys Earth Planet Inter* **52**, 283–300.

Ott d'Estevou P. and Montenat C. (1990) Le bassin de Sorbas-Tabernas. Less Bassins Neogenes du Domaine Betique Orientale (Espagne). *IGAL*, 101–128.

Padrón-Navarta J. A., Hermann J., Garrido C. J., López Sánchez-Vizcaíno V. and Gómez-Pugnaire M. T. (2010) An experimental investigation of antigorite dehydration in natural silica-enriched serpentinite. *Contrib. Mineral. Petrol.* **159**, 25–42.

Pearson D. G., Boyd F. R., Haggerty S. E., Pasteris J. D., Field S. W., Nixon P. H. and Pokhilenko N. P. (1994) The characterisation and origin of graphite in cratonic lithospheric mantle: a petrological carbon isotope and Raman spectroscopic study. *Contrib Miner. Pet.* **115**, 449–466.

Pearson D. G. and Nowell G. M. (2004) Re-Os and Lu-Hf Isotope Constraints on the Origin and Age of Pyroxenites from the Beni Bousera Peridotite Massif: Implications for Mixed Peridotite-Pyroxenite Mantle Sources. *J Pet.* **45**, 439–455.

Pedrera A., Galindo-Zaldívar J., Tello A. and Marín-Lechado C. (2010) Intramontane basin development related to contractional and extensional structure interaction at the termination of a major sinistral fault: The Huércal-Overa Basin (Eastern Betic Cordillera). *J Geodyn* **49**, 271–286.

Pedrera A., Marín-Lechado C., Galindo-Zaldívar J. and García-Lobón J. L. (2014) Control of preexisting faults and near-surface diapirs on geometry and kinematics of fold-and-thrust belts (Internal Prebetic, Eastern Betic Cordillera). *J Geodyn* **77**, 135–148.

Pe-Piper, G., Piper, D. J., and Matarangas, D. (2002). Regional implications of geochemistry and style of emplacement of Miocene I-type diorite and granite, Delos, Cyclades, Greece. *Lithos*, **60**, 47-66.

Pe-Piper G. and Piper D. J. W. (2005) The South Aegean active volcanic arc: relationships between magmatism and tectonics. *Dev Volcanol* **7**, 113–133.

Pérouse E., Vernant P., Chéry J., Reilinger R. and McClusky S. (2010) Active surface deformation and sub-lithospheric processes in the western Mediterranean constrained by numerical models. *Geology* **38**, 823–826.

Picazo S., Cannat M., Delacour A., Escartín J., Rouméjon S. and Silantyev S. (2012) Deformation associated with the denudation of mantle-derived rocks at the Mid-Atlantic Ridge 13°-15°N: The role of magmatic injections and hydrothermal alteration: DENUDATION OF ULTRAMAFIC ROCKS. *Geochem. Geophys. Geosystems* **13**.

Piper D. J. W., Pe-Piper G., Perissoratis C. and Anastasakis G. (2007) Distribution and chronology of submarine volcanic rocks around Santorini and their relationship to faulting. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **291**, 99–111.

Piromallo C. and Morelli A. (2003) P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *J Geophys Res Solid Earth* **108**.

Platt J. P., van den Eeckhout B., Janzen E., Konert G., Simon O. J. and Weijermars R. (1983) The structure and tectonic evolution of the Aguilón fold-nappe, Sierra Alhamilla, Betic Cordilleras, SE Spain. *J Struct Geol* **5**, 519–538.

Platt J. P., Behrmann J. H., Martínez J.-M. 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**, 773–785.

Platt J. P. (1986) Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol Soc Am Bull* **97**, 1037.

Platt J. P. and Behrmann J. H. (1986) Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *J Struct Geol* **8**, 15–33.

Platt J. P. and Vissers R. L. M. (1989) Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology* **17**, 540.

Platt J. P., Soto J.-I., Whitehouse M. J., Hurford A. J. and Kelley S. P. (1998) Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean. *Tectonics* **17**, 671–689.

Platt J. P. and Whitehouse M. J. (1999) 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., Argles T. W., Carter A., Kelley S. P., Whitehouse M. J. and Lonergan L. (2003a) Exhumation of the Ronda peridotite and its crustal envelope: constraints from thermal modelling of a P–T–time array. *J Geol Soc* **160**, 655–676.

Platt J. P., Allerton S., Kirker A., Mandeville C., Mayfield A., Platzman E. S. and Rimi A. (2003b) The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics* **22**.

Platt J. P., Kelley S. P., Carter A. and Orozco M. (2005) Timing of tectonic events in the Alpujárride Complex, Betic Cordillera, southern Spain. *J Geol Soc* **162**, 451–462.

Platt J. P., Anczkiewicz R., Soto J. I., Kelley S. P. and Thirlwall M. (2006) Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology* **34**, 981–984.

Platt J. P., Behr W. M., Johanesen K. and Williams J. R. (2013) The Betic-Rif Arc and Its Orogenic Hinterland: A Review. *Annu Rev Earth Planet Sci* **41**, 313–357.

Platzman E. and Lowrie W. (1992) Paleomagnetic evidence for rotation of the Iberian Peninsula and the external Betic Cordillera, Southern Spain. *Earth Planet Sci Lett* **108**, 45–60.

Platzman E. S. (1992) Paleomagnetic rotations and the kinematics of the Gibraltar arc. *Geology* **20**, 311.

Platzman E. S., Platt J. P. and Olivier P. (1993) Palaeomagnetic rotations and fault kinematics in the Rif Arc of Morocco. *J Geol Soc* **150**, 707–718.

Plunder A., Agard P., Dubacq B., Chopin C. and Bellanger M. (2012) How continuous and precise is the record of P-T paths? Insights from combined thermobarometry and thermodynamic modelling into subduction dynamics (Schistes Lustrés, W. Alps): TOWARDS Continuous P-T PATHS? *J. Metamorph. Geol.* **30**, 323–346.

Plunder A., Agard P., Chopin C., Soret M., Okay A. I. and Whitechurch H. (2016) Metamorphic sole formation, emplacement and blueschist facies overprint: early subduction dynamics witnessed by western Turkey ophiolites. *Terra Nova* **28**, 329–339.

Précigout J., Gueydan F., Gapais D., Garrido C. J. and Essaifi A. (2007) Strain localisation in the subcontinental mantle — a ductile alternative to the brittle mantle. *Tectonophysics* **445**, 318–336.

Précigout J., Gueydan F., Garrido C. J., Cogné N. and Booth-Rea G. (2013) Deformation and exhumation of the Ronda peridotite (Spain). *Tectonics* **32**, 1011–1025.

Priem H. N. A., Boelrijk N. A. I. M., Hebeda E. H. and Verschure R. H. (1966) Isotopic age determinations on tourmaline granite-gneisses and a metagranite in the eastern Betic Cordilleras (southeastern Sierra de los Filabres), SE Spain. *Geol Mijnb.* **45**, 184–187.

Priem H. N. A., Boelrijk N. A. I. M., Hebeda E. H., Oen I. S., Verdurmen E. A. T. and Verschure R. H. (1979) Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serrania de Ronda, Southern Spain. *Contrib Miner. Pet.* **70**, 103–109.

Puga E., Nieto J. M., Díaz de Frederico 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., Fanning M., Díaz de Federico A., Nieto J. M., Beccaluva L., Bianchini G. and Díaz Puga M. A. (2011) Petrology, geochemistry and U–Pb geochronology of the Betic Ophiolites: Inferences for Pangaea break-up and birth of the westernmost Tethys Ocean. *Lithos* **124**, 255–272.

Puga E., Díaz de Federico A., Fanning M., Nieto J., Rodríguez Martínez-Conde J., Díaz Puga M., Lozano J., Bianchini G., Natali C. and Beccaluva L. (2017) The Betic Ophiolites and the Mesozoic Evolution of the Western Tethys. *Geosciences* **7**, 31.

Rabillard, A., Arbaret, L., Jolivet, L., Le Breton, N., Gumiaux, C., Augier, R., and Grasemann, B. (2015). Interactions between plutonism and detachments during metamorphic core complex formation, Serifos Island (Cyclades, Greece). *Tectonics*, **34**, 1080-1106.

Rehault J. P., Boillot G. and Mauffret A. (1985) *The western Mediterranean basin. In Geological evolution of the Mediterranean Basin*., Springer, New York, NY.

Renne P. R., Swisher C. C., Deino A. L., Karner D. B., Owens T. L. and DePaolo D. J. (1998) Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in 40Ar/39Ar dating. *Chem. Geol.* **145**, 117–152.

Reuber I., Michard A., Chalouan 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.

Roche V. (2018) Du manteau au système géothermal de haute température : dynamique de subduction et anomalies thermiques en Méditerranée orientale. Ph.D. Thesis, Univ. d'Orléans.

Rodríguez-Cañero R., Jabaloy-Sánchez A., Navas-Parejo P. and Martín-Algarra A. (2018) Linking Palaeozoic palaeogeography of the Betic Cordillera to the Variscan Iberian Massif: new insight through the first conodonts of the Nevado-Filábride Complex. *Int J Earth Sci* **107**, 1791–1806.

Rodríguez-Fernández J., Comas M. C., Soría J., Martín-Pérez J. A. and Soto J. I. (1999) THE SEDIMENTARY RECORD OF THE ALBORAN BASIN: AN ATTEMPT AT SEDIMENTARY SEQUENCE CORRELATION AND SUBSIDENCE ANALYSIS1. *DSDP* **1000**, 1000.

Romagny A., Jolivet L. and Menant A. (in prep) Plate-tectonic reconstructions of the western Mediterranean region since 35 Ma.

Rosenbaum G., Lister G. S. and Duboz C. (2002) Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* **359**, 117–129.

Rossetti F., Faccenna C. and Crespo-Blanc A. (2005) Structural and kinematic constraints to the exhumation of the Alpujarride Complex (Central Betic Cordillera, Spain). *J Struct Geol* **27**, 199–216.

Rossetti F., Theye T., Lucci F., Bouybaouene M. L., Dini A., Gerdes A., Phillips D. and Cozzupoli D. (2010) Timing and modes of granite magmatism in the core of the Alboran Domain, Rif chain, northern Morocco: Implications for the Alpine evolution of the western Mediterranean. *Tectonics* **29**.

Rossetti F., Dini A., Lucci F., Bouybaouenne M. L. and Faccenna C. (2013) Early Miocene strike-slip tectonics and granite emplacement in the Alboran Domain (Rif Chain, Morocco): significance for the geodynamic evolution of Western Mediterranean. *Tectonophysics* **608**, 774–791.

Royden L. H. (1993) Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics* **12**, 629–638.

Ruiz-Cruz M. D. and Sanz de Galdeano C. (2012) Amphibole-derived evidence of medium P/T metamorphic ratio in Alpujárride and Federico "HP" units (Western Betic-Northern Rif, Spain and Morocco): possible interpretations. *Int J Earth Sci* **101**, 221–238.

Ruiz-Cruz M. D. and Sanz de Galdeano C. (2013) Petrology of microdiamond-bearing schists from the Torrox unit, Betic Cordillera, Spain. *Eur J Miner.* **25**, 919–933.

Ruiz-Cruz M. D. and Sanz de Galdeano C. (2014) Garnet variety and zircon ages in UHP meta-sedimentary rocks from the Jubrique zone (Alpujárride Complex, Betic Cordillera, Spain): evidence for a pre-Alpine emplacement of the Ronda peridotite. *Int Geol Rev* **56**, 845–868.

Ruiz-Cruz M. D., Sanz de Galdeano C. and Santamaría A. (2015) Petrology and Thermobarometric Estimates For Metasediments, Orthogneisses, and Eclogites From the Nevado-Filábride Complex In the Western Sierra Nevada (Betic Cordillera, Spain). *Can. Mineral.* **53**, 1083–1107.

Saddiqi O. (1988) Tectonique de la remontée du manteau: Les péridotites des Beni Bousera et leur enveloppe métamorphique, Rif interne, Maroc. .

Saddiqi O., Feinberg H., El Azzab D. and Michard A. (1995) Paléomagnétisme des péridotites des Beni Bousera (Rif interne, Maroc): conséquences pour l'évolution miocène de l'Arc de Gibraltar. *C R Seances Acad Sci Ser 2* **321**, 361–368.

Sánchez-Navas A., García-Casco A., Mazzoli S. and Martín-Algarra A. (2017) Polymetamorphism in the Alpujarride Complex, Betic Cordillera, South Spain. *J Geol* **125**, 637–657.

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. PhD Thesis, ETH Zürich.

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**, 19–44.

Sanz de Galdeano C. (1985) Estructura del borde oriental de la Sierra de Gádor (zona Alpujárride, Cordilleras Béticas). *Acta Geol Hisp* **20**, 145–154.

Sanz de Galdeano C. (1989) Estructura de las Sierras Tejeda y de Cómpeta (Conjunto Alpujárride, Cordilleras Béticas). *Rev Soc Geol Esp.* **2**, 77–84.

Sanz de Galdeano C. (1990) Estructura y estratigrafía de la Sierra de los Guájares y sectores próximos (conjunto Alpujárride, Cordilleras Béticas). *Estud Geol* **46**, 123–134.

Sanz de Galdeano C. and Vera J. A. (1992) Stratigraphic record and paleogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Res* **4**, 21–35.

Sanz de Galdeano C. and Andreo B. (1995) Structure of Sierra Blanca (Alpujarride Complex, west of the Betic Cordillera). *Estud Geol* **51**, 43–55.

Sanz de Galdeano C., López-Garrido A. C., Rodríguez-Tovar F. J. and Delgado F. (1997) Nuevas observaciones en el Alpujárride del sector centro-occidental de la Sierra de Carrascoy (Murcia). Consecuencias paleogeográficas. *Estud Geol* **53**, 229–236.

Sanz de Galdeano C. and López-Garrido A. C. (1999) Nature and impact of the Neotectonic deformation in the western Sierra Nevada (Spain). *Geomorphology* **30**, 259–272.

Scaillet S. (2000) Numerical error analysis in 40Ar/39Ar dating. *Chem Geol* **162**, 269–298.

Scaillet S. and Guillou H. (2004) A critical evaluation of young (near-zero) K–Ar ages. *Earth Planet. Sci. Lett.* **220**, 265–275.

Schettino A. and Turco E. (2006) Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene. *Geophys J Int* **166**, 1398–1423.

Schettino A. and Turco E. (2009) Breakup of Pangaea and plate kinematics of the central Atlantic and Atlas regions. *Geophys J Int* **178**, 1078–1097.

Schwarzenbach E. M., Früh-Green G. L., Bernasconi S. M., Alt J. C. and Plas A. (2013) Serpentinization and carbon sequestration: A study of two ancient peridotite-hosted hydrothermal systems. *Chem. Geol.* **351**, 115–133.

Seber D., Barazangi M., Tadili B. A., Ramdani M., Ibenbrahim A. and Ben Sari D. (1996) Three-dimensional upper mantle structure beneath the intraplate Atlas and interplate Rif mountains of Morocco. *J Geophys Res Solid Earth* **101**, 3125–3138.

Séranne M. (1999) The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **156**, 15–36.

Serrano F., de Galdeano C. S., Kadiri K. E., Guerra-Merchán A., López-Garrido A. C., Martín-Martín M. and Hlila R. (2006) Oligocene-early Miocene transgressive cover of the Betic-Rif Internal Zone. Revision of its geologic significance. *Eclogae Geol Helv* **99**, 237–253.

Serrano F., Guerra-Merchán A., El Kadiri K., de Galdeano C. S., López-Garrido Á. C., Martín-Martín M. and Hlila R. (2007) Tectono-sedimentary setting of the Oligocene-early Miocene deposits on the Betic-Rifian Internal Zone (Spain and Morocco). *Geobios* **40**, 191–205.

Sibuet J.-C., Rouzo S. and Srivastava S. (2012) Plate tectonic reconstructions and paleogeographic maps of the central and North Atlantic oceans [1] This article is one of a series of papers published in this CJES Special Issue on the theme of *Mesozoic–Cenozoic geology of the Scotian Basin* . [2] Earth Sciences Sector Contribution 20120172. eds. S. Dehler, M. Deptuck, and A. Karim. *Can. J. Earth Sci.* **49**, 1395–1415.

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 Esp.* **6**, 23–25.

Simancas J. F. (2018) A reappraisal of the Alpine structure of the Alpujárride Complex in the Betic Cordillera: Interplay of shortening and extension in the westernmost Mediterranean. *J Struct Geol* **115**, 231–242.

Sosson M., Morrillon A.-C., Bourgois J., Féraud G., Poupeau G. and Saint-Marc P. (1998) Late exhumation stages of the Alpujarride Complex (western Betic Cordilleras, Spain): new thermochronological and structural data on Los Reales and Ojen nappes. *Tectonophysics* **285**, 253–273.

Soto J. I. and Azañón J. M. (1994) Zincian staurolite in metabasites and metapelites from the Betic-Cordillera (SE Spain). *Neues Jahrb. Mineral.-Abh.* **168**, 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 Pet.* **40**, 21–60.

Soustelle V., Tommasi A., Bodinier J. L., Garrido C. J. and Vauchez A. (2009) Deformation and Reactive Melt Transport in the Mantle Lithosphere above a Large-scale Partial Melting Domain: the Ronda Peridotite Massif, Southern Spain. *J. Petrol.* **50**, 1235–1266.

Spakman W. and Wortel R. (2004) *A tomographic view on western Mediterranean geodynamics. In The TRANSMED atlas. The Mediterranean region from crust to mantle*., Springer, Berlin, Heidelberg.

Srivastava S. ., Roest W. ., Kovacs L. ., Oakey G., Lévesque S., Verhoef J. and Macnab R. (1990) Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics* **184**, 229–260.

Stampfli G. M., Mosar J., de Bono A. and Vavasis I. (1998) Late paleozoic, early Mesozoic plate tetonics of the Western Tethys. *Bull Geol Soc Greece* **32**, 113–120.

Stampfli G. M. (2000) Tethyan oceans. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **173**, 1–23.

Stampfli G. M. and Borel G. D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth Planet Sci Lett* **196**, 17–33.

Stich D., Serpelloni E., de Lis Mancilla F. and Morales J. (2006) Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics* **426**, 295–317.

Streit E., Kelemen P. and Eiler J. (2012) Coexisting serpentine and quartz from carbonate-bearing serpentinized peridotite in the Samail Ophiolite, Oman. *Contrib. Mineral. Petrol.* **164**, 821–837.

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

évoquant des foraminifères planctoniques du Crétacé: conséquences paléogéographiques. *C R Seances Acad Sci Ser 2* **316**, 1115–1122.

Torné M., Banda E., García-Duen˜as V. and Balanyá J. C. (1992) Mantle-lithosphere bodies in the Alboran crustal domain (Ronda peridotites, Betic-Rif orogenic belt). *Earth Planet Sci Lett* **110**, 163–171.

Torres-Roldán R. L. (1979) The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, southern Spain); its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost Alpine Belt. *Am. J. Sci.* **279**, 19–51.

Torres-Roldán R. L. (1983) Fractionated melting of metapelite and further crystal-melt equilibria—The example of the Blanca unit migmatite complex, north of Estepona (Southern Spain). *Tectonophysics* **96**, 95–123.

Torres-Roldán R. L., Poli G. and Peccerillo A. (1986) An early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Alboran Sea — Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geol Rundsch* **75**, 219–234.

Trotet F., Vidal O. and Jolivet L. (2001) Exhumation of Syros and Sifnos metamorphic rocks (Cyclades, Greece). New constraints on the P-T paths. *Eur J Miner.* **13**, 901–920.

Tubía J. M. and Cuevas J. (1986) High-temperature emplacement of the Los Reales peridotite nappe (Betic Cordillera, Spain). *J Struct Geol* **8**, 473–482.

Tubía J. M. and Cuevas J. (1987) Structures et cinématique liées á la mise en place des péridotites de Ronda (Cordilléres Bétiques, Espagne). *Geodin. Acta* **1**, 59–69.

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). *J Geol Soc* **148**, 801–804.

Tubía J. M., Cuevas J., Navarro-Vilá F., Alvarez F. and Aldaya F. (1992) Tectonic evolution of the Alpujárride Complex (Betic Cordillera, southern Spain). *J Struct Geol* **14**, 193–203.

Tubía J. M., Navarro-Vilá F. and Cuevas J. (1993) The Maláguide-Los Reales Nappe: an example of crustal thinning related to the emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordillera). *Phys Earth Planet Inter* **78**, 343–354.

Tubía J. M. (1994) The Ronda peridotites (Los Reales nappe): An example of the relationship between lithospheric thickening by oblique tectonics and late extensional deformation within the Betic Cordillera (Spain). *Tectonophysics* **238**, 381–398.

Tubía J. M., Cuevas J. and Ibarguchi J. 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**, 227–252.

Tubía J. M., Cuevas J. and Esteban J. J. (2004) Tectonic evidence in the Ronda peridotites, Spain, for mantle diapirism related to delamination. *Geology* **32**, 941.

Tubía J. M., Cuevas J., Esteban J. J. and Gil Ibarguchi J. I. (2009) Remnants of a Mesozoic Rift in a Subducted Terrane of the Alpujarride Complex (Betic Cordilleras, Southern Spain). *J Geol* **117**, 71–87.

Tubía J. M., Cuevas J. and Esteban J. J. (2013) Localization of deformation and kinematic shift during the hot emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, southern Spain). *J Struct Geol* **50**, 148–160.

Valera J. L., Negredo A. M. and Jiménez-Munt I. (2011) Deep and near-surface consequences of root removal by asymmetric continental delamination. *Tectonophysics* **502**, 257–265.

van Bemmelen R. W. (1969) The Alpine loop of the tethys zone. *Tectonophysics* **8**, 107–113.

van der Wal D. and Vissers R. L. M. (1993) Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean. *Geology* **21**, 1119.

van der Wal D. and Vissers R. L. M. (1996) Structural Petrology of the Ronda Peridotite, SW Spain: Deformation History. *J Pet.* **37**, 23–43.

van der Wal D. and Bodinier J.-L. (1996) Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow. *Contrib Miner. Pet.* **122**, 387–405.

van Hinsbergen D. J. J., Vissers R. L. M. and Spakman W. (2014) Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics* **33**, 393–419.

van Wees J. D., De Jong K. and Cloetingh S. (1992) Two-dimensional P-T-t modelling and the dynamics of extension and inversion in the Betic Zone (SE Spain). *Tectonophysics* **203**, 305–324.

Vauchez A. and Nicolas A. (1991) Mountain building: strike-parallel motion and mantle anisotropy. *Tectonophysics* **185**, 183–201.

Vauchez A. and Garrido C. J. (2001) Seismic properties of an asthenospherized lithospheric mantle: constraints from lattice preferred orientations in peridotite from the Ronda massif. *Earth Planet. Sci. Lett.* **192**, 235–249.

Vázquez M., Asebriy L., Azdimousa A., Jabaloy-Sánchez A., Booth-Rea G., Barbero L., Mellini M. and González-Lodeiro F. (2013) Evidence of extensional metamorphism associated to Cretaceous rifting of the North-Maghrebian passive margin: The Tanger-Ketama Unit (External Rif, northern Morocco). *Geol. Acta* **11**, 277–293.

Vázquez M., Jabaloy A., Barbero L. and Stuart F. M. (2011) Deciphering tectonic- and erosion-driven exhumation of the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain) by low temperature thermochronology: Deciphering tectonic- and erosion-driven exhumation. *Terra Nova* **23**, 257–263.

Vera J. A. (2001) Evolution of the South Iberian continental margin. *Mem Mus Natl Hist Nat Ser C Paris* **186**, 109–143.

Vergés J. and Fernàndez M. (2012) Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system. *Tectonophysics* **579**, 144–172.

Vernant P., Fadil A., Mourabit T., Ouazar D., Koulali A., Davila J. M., Garate J., McClusky S. and Reilinger R. (2010) Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone. *J Geodyn* **49**, 123–129.

Villasante-Marcos V., Osete M. L., Gervilla F. and García-Dueñas V. (2003) Palaeomagnetic study of the Ronda peridotites (Betic Cordillera, southern Spain). *Tectonophysics* **377**, 119–141.

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**, 786–803.

Vissers R. L. M. and Meijer P. T. (2012a) Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. *Earth-Sci. Rev.* **114**, 61–83.

Vissers R. L. M. (2012b) Extension in a convergent tectonic setting: a lithospheric view on the Alboran system of SW Europe. *Geol Belg* **15**, 53–72.

Vissers R. L. M., van Hinsbergen D. J. J., van der Meer D. G. and Spakman W. (2016) Cretaceous slab break-off in the Pyrenees: Iberian plate kinematics in paleomagnetic and mantle reference frames. *Gondwana Res* **34**, 49–59.

Vitale Brovarone A., Beyssac O., Malavieille J., Molli G., Beltrando M. and Compagnoni R. (2013) Stacking and metamorphism of continuous segments of subducted lithosphere in a high-pressure wedge: The example of Alpine Corsica (France). *Earth-Sci. Rev.* **116**, 35–56.

Völk H. R. and Rondeel H. E. (1964) Zur gliederung des Jungtertiärs im becken von Vera, Südostspanien. *Verl. Nicht Ermittelbar*.

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 Almeria, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). *Geol Mijnb.* **64**, 397–411.

Weijermars R. (1987) The Palomares brittle—ductile Shear Zone of southern Spain. *J Struct Geol* **9**, 139–157.

Weijermars R. (1991) Geology and tectonics of the Betic Zone, SE Spain. *Earth-Sci Rev* **31**, 153–236.

Wendt A. S., D'Arco P., Goffé B. and Oberhänsli R. (1993) Radial cracks around α-quartz inclusions in almandine: Constraints on the metamorphic history of the Oman mountains. *Earth Planet Sci Lett* **114**, 449–461.

Whitehouse M. J. and Platt J. P. (2003) Dating high-grade metamorphism—constraints from rare-earth elements in zircon and garnet. *Contrib Miner. Pet.* **145**, 61–74.

Wildi W. (1983) La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev Geogr Phys Geol Dyn* **24**, 201–297.

Wopenka B. and Pasteris J. D. (1993) Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy. *Am Miner.* **78**, 533–557.

Wortel M. J. R. and Spakman W. (2000) Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. *Science* **290**, 1910–1917.

Zaghloul M. N., Staso A., Gigluito L. G., Maniscalco R. and Puglisi D. (2005) Stratigraphy and provenance of Lower and Middle Miocene strata within the External Tanger Unit (Intrarif sub-domain, External domain, Rif, Morocco): first evidence. *Geol CarpathG* **56**, 517–530.

Zeck H. ., Albat F., Hansen B. ., Torres-Roldán R. ., Garciá-Casco A. and Martín-Algarra A. (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. and Hansen B. T. (1990) Mantle diapirism in the W-Mediterranean and high rates of regional uplift, denudation and cooling. **2**, 403–422.

Zeck H. P., Kristensen A. B. and Williams I. S. (1998) Post-collisional volcanism in a sinking slab setting—crustal anatectic origin of pyroxene-andesite magma, Caldear Volcanic Group, Neogene Alborán volcanic province, southeastern Spain. *Lithos* **45**, 499–522.

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. *J Pet.* **42**, 1373–1385.

Zeck H. . and Whitehouse M. . (2002) Repeated age resetting in zircons from Hercynian–Alpine polymetamorphic schists (Betic–Rif tectonic belt, S. Spain)—a U–Th–Pb ion microprobe study. *Chem Geol* **182**, 275–292.

# ANNEXES

ANNEXE 1……255

Bessière, E., Rabillard, A., Précigout, J., Arbaret, L., Jolivet, L., Augier, R., et al. (2017). Strain localization within a syntectonic intrusion in a backarc extensional context: The Naxos monzogranite (Greece). *Tectonics*, *37*, 558–587. https://doi.org/10.1002/2017TC004801

ANNEXE 2……289

Appendix of *Bessière et al., in prep*[1] - Description of a seismic profile on a hyper-extended margin in a trans-tensional context

ANNEXE 3……295

Appendix of *Bessière et al., in prep*[2]: Chemical compositions of white micas

ANNEXE 4……307

Appendix of *Bessière et al., in prep*[2]: Ages spectrum of step-heating dating

# ANNEXE 1

Strain localization within a syntectonic intrusion in a back-arc extensional context: the Naxos monzogranite (Greece)

*Bessière et al.,* 2018

(article publié au journal *Tectonics*)

AGU PUBLICATIONS

Tectonics

RESEARCH ARTICLE
10.1002/2017TC004801

**Key Points:**
- In this paper, we discuss the strain localization within a pluton in a subsolidus system and in an extensional context
- We used a multiscale approach based on a field study and quantitative analysis (characterization of SPO, quartz LPO, and 3-D visualization)
- Our results show a very good correlation between macroscopic (from field observations) and microscopic (from laboratory analysis) scales

**Correspondence to:**
E. Bessiere,
eloise.bessiere@cnrs-orleans.fr

**Citation:**
Bessiere, E., Rabillard, A., Précigout, J., Arbaret, L., Jolivet, L., Augier, R., … Mansard, N. (2018). Strain localization within a syntectonic intrusion in a back-arc extensional context: The Naxos monzogranite (Greece). *Tectonics*, *37*. https://doi.org/10.1002/2017TC004801

Received 7 SEP 2017
Accepted 23 DEC 2017
Accepted article online 6 JAN 2018

©2018. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

# Strain Localization Within a Syntectonic Intrusion in a Back-Arc Extensional Context: The Naxos Monzogranite (Greece)

**Eloïse Bessiere[1,2,3], Aurelien Rabillard[1,2,3], Jacques Précigout[1,2,3], Laurent Arbaret[1,2,3], Laurent Jolivet[1,2,3,4], Romain Augier[1,2,3], Armel Menant[1,2,3,5], and Nicolas Mansard[1,2,3]**

[1]Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, Orléans, France, [2]CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, Orléans, France, [3]BRGM, ISTO, UMR 7327, Orléans, France, [4]Now at Sorbonne University, CNRS-INSU, Institut des Sciences de la Terre Paris, ISTeP UMR 7193, Paris, France, [5]Now at Institut de Physique du Globe de Paris, Paris Sorbonne Cité, University Diderot, UMR 7154, Paris, France

**Abstract** Although fundamental to the understanding of crustal dynamics in extensional setting, the relationships between the emplacement of granitic intrusions and activity of detachments still remain very elusive. Through a multiscale approach, we here document a continuous deformation history between the monzogranitic intrusion of Naxos and the Naxos-Paros Detachment System (Cyclades, Greece). Field observations first show an early magmatic deformation followed by solid-state, ductile, and then brittle deformation when approaching the detachment zone, as evidenced by the overprinting of mylonites by cataclastes and pseudotachylites. From these observations, we define six strain facies that characterize a positive strain gradient from core to rim of the Naxos monzogranite. Based on field pictures, X-ray tomography, and electron backscatter diffraction (EBSD) analyses along the strain gradient, we then quantify the intensity of mineralogical fabrics in 2-D and 3-D and better characterize the deformation mechanisms. Our measured shape variations of the strain ellipsoid corroborate the large-scale strain gradient, showing a good correlation between qualitative and quantitative studies. In addition, EBSD data indicate that dislocation creep was predominant during cooling from more than 500°C to temperature conditions of the ductile-to-brittle transition. However, (1) a weakening of quartz lattice preferred orientation with increasing strain and (2) evidence of numerous four-grain junctions in high-strain shear bands also indicate that grain boundary sliding significantly contributed to the deformation. Although the source of grain boundary sliding remains to be constrained, it provides a consistent approach to account for strain localization in Naxos.

## 1. Introduction

During the last 30 years, several studies have been devoted to the strain localization problematic linked with the interactions between plutonic activity and shear zones development in extensional (e.g., Baldwin et al., 1993), transtensional (e.g., Hutton, 1982), or transpressional tectonic settings (e.g., McCaffrey, 1992). In extensional continental regions, especially where "Metamorphic Core Complexes" (MCCs) form, the nucleation and ensuing development of shear zones within the continental crust are often coeval with the crystallization of granitoid intrusions. MCCs are crustal-scale structures that develop during the thinning of a previously thickened crust in an extensional postorogenic context (Coney & Harms, 1984; Lister & Davis, 1989). MCCs are inherently characterized by a low-angle normal fault or detachment fault, separating a slightly or nonmetamorphosed upper unit, from a lower unit with a higher metamorphic grade, frequently but not systematically associated with partial melting (see recent review of Platt et al., 2015). Field and thermochronological studies have identified close spatiotemporal relationships between plutonic activity and MCCs development, as in the Basin and Range (Crittenden et al., 1980; Davis et al., 1993; Gans et al., 1989; Wernicke et al., 1987), the Mediterranean region (Acocella & Rossetti, 2002; Daniel & Jolivet, 1995; Jolivet et al., 1998; Smith et al., 2011), and more recently in East Asia (Charles et al., 2011, 2013). These correlations have been especially documented in the Cyclades (Aegean Sea, Greece) (Brichau et al., 2007; Denèle et al., 2011; Faure et al., 1991; Kokkalas & Aydin, 2013; Koukouvelas & Kokkalas, 2003; Kumerics et al., 2005; Laurent et al., 2015; Lee & Lister, 1992; Rabillard et al., 2015; Tschegg & Grasemann, 2009).

Two opposing models were used to explain these spatiotemporal interactions. On the one hand, it was often suggested that active or preexisting shear zones serve as upward drains for magma transfer as well as mechanical boundaries for magma storage (Brown, 1994; D'Lemos et al. 1992; Tikoff & Teyssier, 1992; Vigneresse, 1995a, 1995b). On the other hand, partially crystallized magmatic bodies constitute weak

rheological heterogeneities, localizing shear zones that propagate in the host rocks (Davidson et al., 1994; Lister & Baldwin, 1993; Tommasi et al., 1994).

To better constrain interrelations between strain localization processes and plutonic activity during MCCs development, detailed structural field studies are required. The Cyclades appears as an ideal natural laboratory as major extensional shear zones (i.e., the detachments), metamorphic domes, and plutonic intrusions were described as contemporaneous. Recent surveys have been already conducted in this area, in Serifos, Mykonos, and Ikaria Islands (Denèle et al., 2011; Laurent et al., 2015; Rabillard et al., 2015). Study of syntectonic granitoids have thus shown progressive ductile-then-brittle strain localization starting with shear zones nucleation during their cooling and followed by the development of a large-scale strain gradient after complete crystallization toward the upper tectonic contact between the intrusion and enclosing rocks. These observations combined with the overall asymmetrical architecture of the intrusions thus suggest that their emplacement was entirely controlled by active detachments. In recent studies, it has been also demonstrated a control of the intrusions on the detachments activity, gradually inactivating preexisting detachments and forcing their migration structurally upward in the crust (Laurent et al., 2015; Rabillard et al., 2015).

Although the Naxos metamorphic dome was the first MCC described in the Cyclades (Lister et al., 1984), there is no detailed study on the strain localization within the intrusion associated and lately emplaced within this MCC. To achieve this goal, this paper presents two approaches, one qualitative, with field observations over the whole intrusion together with a mapping of the intensity of the shearing deformation, and one involving quantification of strain with a 3-D study of the rock shape fabrics based on image analysis, X-ray tomography, and electron backscatter diffraction (EBSD) measurements.

## 2. Geological and Geodynamic Setting

### 2.1. Geological Evolution of the Aegean Region

The present-day architecture of the Aegean region (Figure 1a), corresponding to the collapsed central part of the Hellenides-Tauride chain, results from a complex tectonic history that can be summarized as a two-stepped evolution: (1) an episode of crustal thickening resulting from the successive subduction of the Tethyan oceanic and Apulian continental lithospheres beneath the Eurasian plate during the Eocene (Bonneau & Kienast, 1982; Van Hinsbergen et al., 2005), followed by (2) a postorogenic collapse of the chain, forming a back-arc basin as a result of the retreat of the African slab operating since the end of the Eocene with an acceleration after 35 Ma (Jolivet & Brun, 2010; Jolivet & Faccenna, 2000) or later (23–19 Ma) according to Ring et al. (2010).

Located in the central part of the Aegean domain, the Cyclades consists in series of MCCs where the deepest parts of the Hellenides-Taurides chain were exhumed owing to postorogenic extension. Classically, three main units are distinguished in the Cyclades (Bonneau, 1984; Jolivet et al., 2004; Van Hinsbergen et al., 2005).

1. The Cycladic Continental Basement (CCB) composed of orthogneisses, paragneisses, and micaschists of Paleozoic age (Andriessen et al., 1987; Henjes-Kunst & Kreuzer, 1982; Keay & Lister, 2002). It crops out on Naxos, Paros, Ios, Serifos, or Sikinos Islands (Andriessen et al., 1987; Augier et al., 2015; Grasemann & Petrakakis, 2007; Huet et al., 2009).
2. The Cycladic Blueschists Unit (CBU) is characterized by a sequence of metapelites, marbles, quartzites, and mafic rocks (meta-gabbro and meta-basalts) and equilibrated in the eclogites or blueschists facies conditions during subduction (Blake et al., 1981a, 1981b; Bonneau & Kienast, 1982).
3. The Upper Cycladic Unit (UCU) is a complex assemblage of low-metamorphic grade tectonic units resting at the top of the nappe stack from the northern Cyclades all the way to Crete (Asteroussia Nappe). This unit contains pieces of the Pelagonian basement and its nonmetamorphic cover, ophiolitic units related either to a Jurassic or a Cretaceous obduction event, Late Jurassic blueschists, and Miocene sediments deposited during the activity of the Aegean detachments (Bonneau, 1984; Jolivet et al., 2004; Katzir et al., 1996; Maluski et al., 1987; Sanchez-Gomez et al., 2002).

The tectonic history of the Cyclades spans the whole Cenozoic. Age of the high pressure-low temperature (H*P*-L*T*) metamorphism is well documented in the CBU, and radiometric ages associated with the H*P*-L*T* metamorphism range between 70 and 35 Ma with the majority of ages grouped in the middle Eocene (50–40 Ma) (Altherr et al., 1979; Bröcker & Enders, 1999; Maluski et al., 1987; Wijbrans et al., 1990). This H*P*-L*T* episode

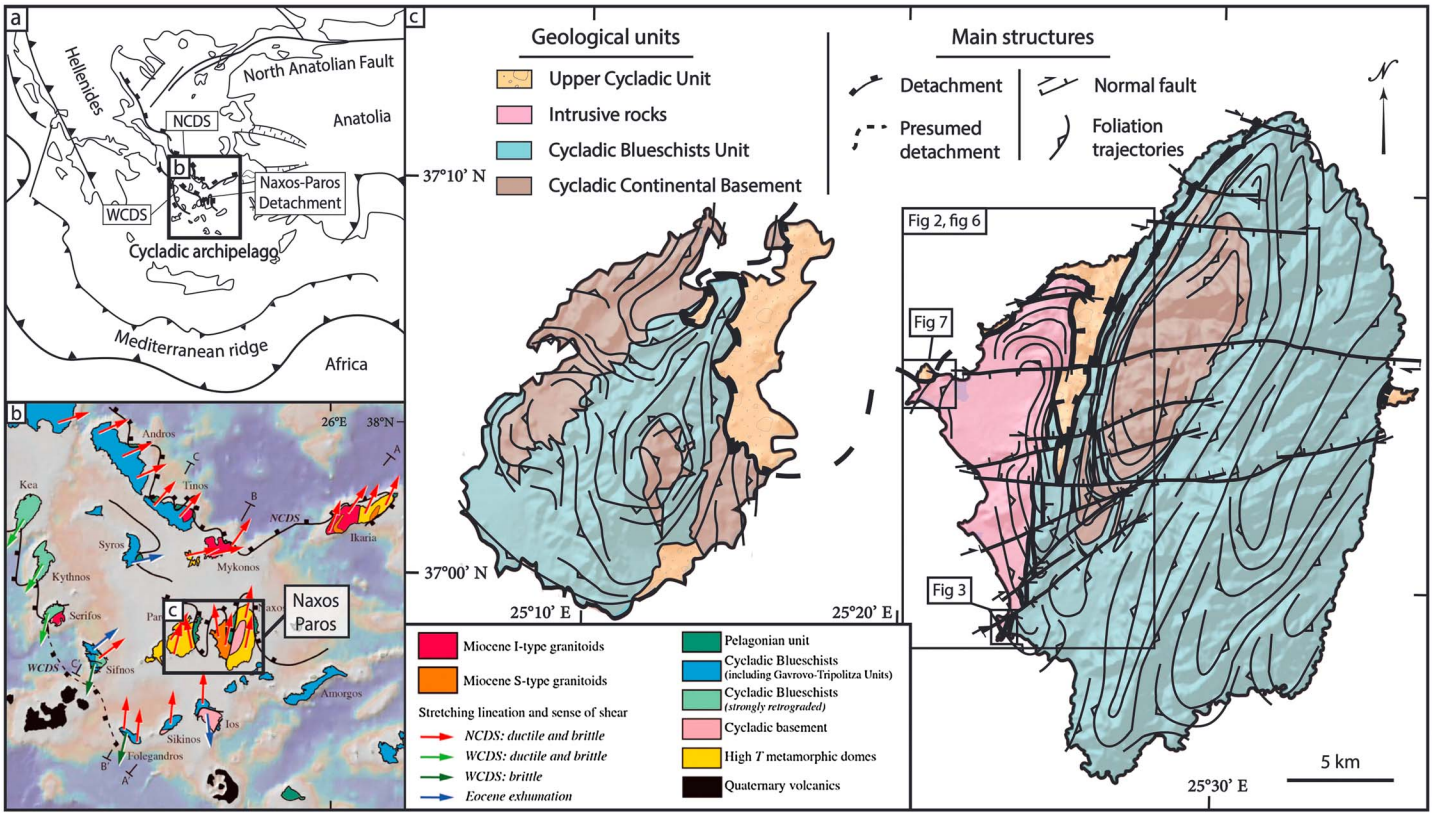



**Figure 1.** Tectonic and geological maps and location of the studied area. (a) Simplified tectonic map of the Aegean region showing the main structures: The North Cycladic Detachment System (NCDS), the West Cycladic Detachment System (WCDS), and the location of Cyclades archipelago. (b) Tectonic map of the Cyclades archipelago showing the main structures, the main metamorphic core complexes and intrusions, and kinematic indicators with the location of Naxos-Paros Islands, modified after Jolivet et al. (2015). (c) Geological map of Naxos and Paros islands, modified after Gautier et al. (1993) and Siebenaller (2008).

corresponds to the burial and the syn-orogenic exhumation of the CBU and CCB within the Hellenic subduction channel (Brun & Faccenna, 2008; Jolivet et al., 2003; Jolivet & Brun, 2010; Ring et al., 2010). A second episode is associated with medium pressure-medium to high-temperature (*MP-MT/HT*) metamorphism in the conditions of the greenschist and more locally of the amphibolite facies, affecting the two lowest units of the Cyclades in the Oligo-Miocene (Altherr et al., 1982). During the lithospheric thinning of the Aegean area, postorogenic extension led to the reworking of the nappe stack by low-angle normal faults and the exhumation of MCCs under crustal-scale detachment systems (Buick, 1991a, 1991ab; Faure et al., 1991; Gautier, Brun, & Jolivet, 1993; Gautier & Brun, 1994a, 1994b; Lister et al., 1984; Urai et al., 1990) including the North Cycladic Detachment System (NCDS) (Jolivet et al., 2010; Lecomte et al., 2010; Menant et al., 2013), the Naxos-Paros Detachment System (Bargnesi et al., 2013; Brichau et al., 2006; Gautier et al., 1993), and the West Cycladic Detachment System (WCDS) (Grasemann et al., 2012; Grasemann & Petrakakis, 2007; Iglseder et al., 2011) (Figures 1a and 1b). Coevally with the activity of these detachments systems, S- and I-type granitoids were intruded in the Aegean crust between 15 and 9 Ma (Brichau et al., 2007, 2008; Bolhar et al., 2010; Iglseder et al., 2009; Keay et al., 2001), such as on the islands of Tinos, Mykonos-Delos-Rhenia, Serifos, Ikaria, and Naxos. These magmatic bodies are temporally and spatially emplaced in close interaction with Miocene MCCs and their associated detachments (Brichau et al., 2007, 2008, 2010; Denèle et al., 2011; Faure et al., 1991; Grasemann & Petrakakis, 2007; Koukouvelas & Kokkalas, 2003; Laurent et al., 2015; Lister & Baldwin, 1993; Rabillard et al., 2015).

### 2.2. Geology of Naxos

Naxos is the largest island of the Cyclades, located in the center of the archipelago (Figure 1b). The main part of the island is a N-S elongated gneiss dome cored with migmatites (Figure 1c) (Buick, 1991a; Jansen, 1973; Urai et al., 1990; Vanderhaeghe, 2004). Numerous studies have been devoted to the structure of the metamorphic dome (Andriessen et al., 1979; Duchêne et al., 2006; Gautier et al., 1993; Keay et al., 2001;

Koukouvelas & Kokkalas, 2003; Kruckenberg et al., 2011; Kuhlemann et al., 2004; Seward et al., 2009; Urai et al., 1990; Wijbrans & McDougall, 1988) and the overlying UCU that consists in Miocene sandstones, conglomerates, and remnants of ophiolitic rocks (Böger, 1983; Kuhlemann et al., 2004; Seward et al., 2009). Metamorphic units in the dome of Naxos Island are classically attributed to either the CBU or the CCB. They consist in an alternation of metapelitic rocks, metavolcanics, and abundant marbles locally associated with metabauxites (e.g., Feenstra, 1985). The metasediments making the cover of the migmatites contain very little metabasites, and they resemble the cover of the Menderes massif rather than the CBU consisting in an alternation of metabasites, marbles, and metapelites. We thus consider the core of the Naxos metamorphic dome as part of the CCB as in Jolivet et al. (2004) or the Basal Unit of Ring and Layer (2003). Local remnants of blueschist parageneses from the earlier Eocene subduction-related H*P*-L*T* episode (Wijbrans & McDougall, 1988) are preserved in the southern part of the dome (Avigad, 1998; Jansen, 1977) despite the overprint of the high-temperature Oligo-Miocene event. Later, during the formation of the Aegean Sea in back-arc context, the dome underwent a *MP*-MT/H*T* event, dated between 20.7 and 16.8 Ma by sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb on zircons (Keay et al., 2001), resulting in a retrograde metamorphism under greenschist facies to amphibolite facies conditions with a gradient of peak temperature toward the core of the dome where partial melting has been described (Jansen, 1977; Duchêne et al., 2006; Vanderhaeghe, 2004). Final exhumation of all of these units was achieved by the activity of the crustal-scale Naxos-Paros Detachment System (Figure 1c) (Buick, 1991a, 1991b; Gautier et al., 1993; Siebenaller, 2008).

Intrusive bodies cropping out on Naxos can be compositionally separated into S- and I-type granitoids. S-type granitoids are typified by numerous yet small peraluminous leucogranite intrusions with a variable composition in terms of chemistry and mineralogy, involving different protoliths (Pe-Piper et al., 1997).

The western I-type granitoid consists in a voluminous composite intrusion characterized by a hornblende-biotite monzogranite (two feldspars, quartz, biotite, amphibole, titanite, and oxides) in the inner part and a subordinate peripheral granodiorite (Altherr et al., 1982; Altherr & Siebel, 2002; Jansen, 1973; Keay et al., 2001; Pe-Piper, 2000; Pe-Piper et al., 1997; Wijbrans & McDougall, 1988). Al-in-hornblende barometer indicates crystallization pressures ranging from 200 to 300 MPa (Cao et al., 2016; Jansen & Schuiling, 1976). The emplacement of this monzogranitic intrusion was dated at circa 15–14 Ma by U/Pb analyses on zircon. Subsequent cooling occurred quite fast between ~13.6 and ~11 Ma as constrained by K-Ar and Ar-Ar on hornblende (Altherr & Siebel, 2002; Henjes-Kunst et al., 1988; Keay et al., 2001; Wijbrans & McDougall, 1988).

These results are consistent with those obtained for the M*P*-H*T* retrograde metamorphism (Gautier et al., 1993), and trace elements content, especially Y, Nb, Rb, and Ba, fit a gneissic source for this monzogranite (Pe-Piper et al., 1997). All these data indicate a postorogenic intrusion with a dominant crustal contribution emplaced in an extensional context (Pe-Piper et al., 1997). The monzogranite is intersected by a late leucogranite that is a late differentiation of the same hornblende-biotite-bearing magma (Pe-Piper et al., 1997).

These observations support a syn-extensional emplacement of the intrusion associated to the Naxos-Paros Detachment System characterized by three major structures according to Siebenaller (2008): (1) a "décollement" operating at the boundary between the amphibolite facies and greenschist facies metamorphic rocks, (2) a "décollement" operating within the greenschist facies metamorphic rocks, and (3) an upper brittle detachment separating the greenschist facies rocks and the UCU.

## 3. Large-Scale Geometry and Internal Architecture of the Intrusion

### 3.1. Finite Strain Markers

Only few field studies focused on the geometry of the monzogranite intrusion of Naxos (Gautier et al., 1993). To document the overall geometry of the intrusion and then to study the internal distribution of strain, we first complemented the geological map of Naxos (Jansen, 1973; Siebenaller, 2008) and described finite strain markers over the whole intrusion. The resulting new structural map of the intrusion is proposed in Figure 2. Results from the measurements of finite strain markers are presented in two synthetic maps showing either the foliation or the lineation and associated sense of shear (Figures 2a and 2b).

Foliation is heterogeneously developed within the Naxos intrusion. The dip of the foliation displays a large range of variation from 0° to 90° while most dips are comprised between ~ 25° and 50°. Subvertical and steeply dipping foliation planes appear restricted to the center of the intrusion, near Aghios Nikolaos (Figure 2). At

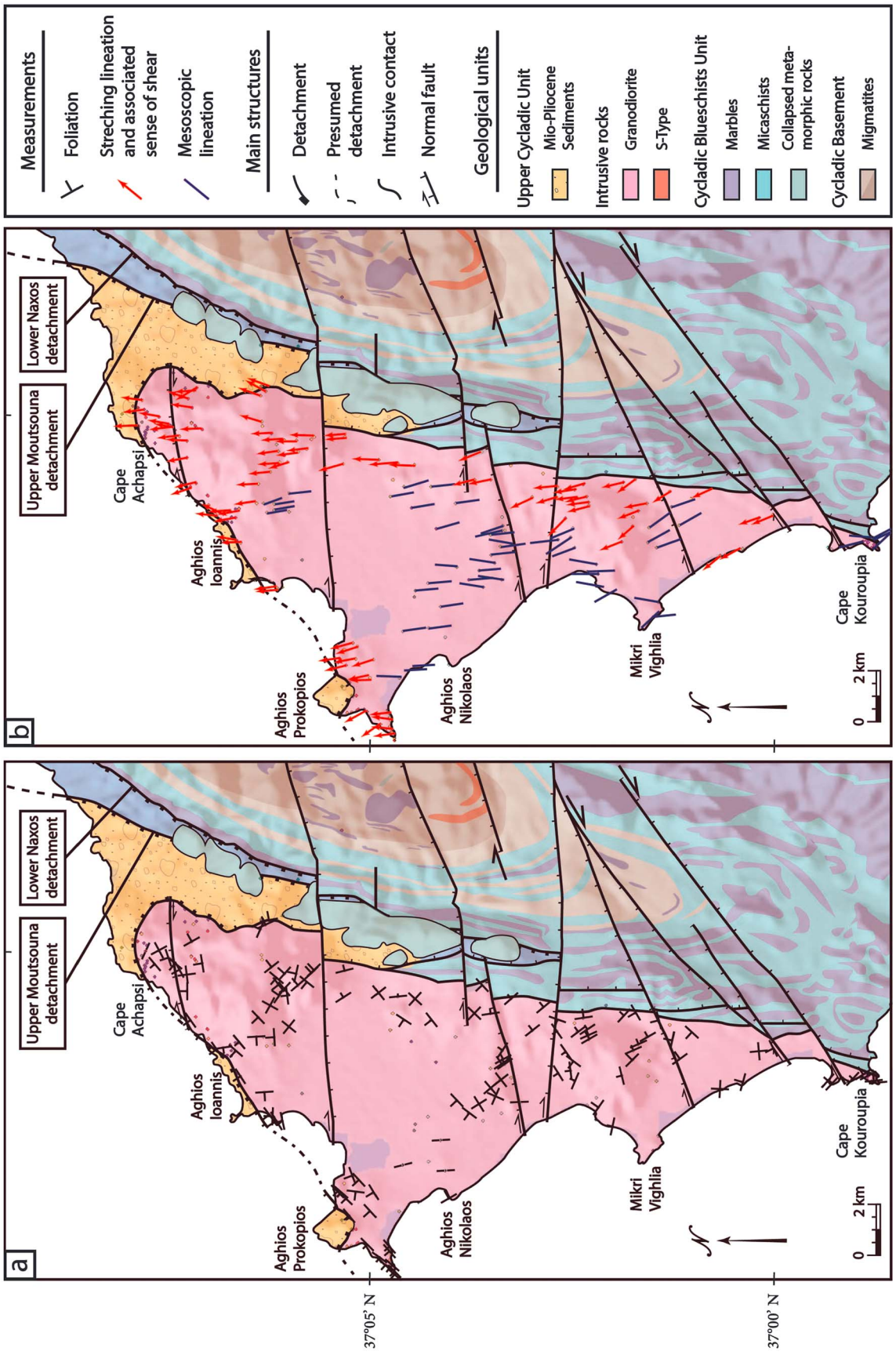



**Figure 2.** Geological map of the western part of Naxos with the main tectonic structures, including the (a) foliations and (b) the stretching lineations with associated sense of shear.

first glance, the foliation planes commonly dip away from the center of the intrusion and the attitude of foliation traces shows a dome-shaped pattern marked by a NNE long axis (Figure 2a). This curved pattern is best expressed in the northern part of the intrusion where the foliation planes rapidly turn from a N60° preferred orientation along the NW coast to more N90° to N120° along the NE contact.

Stretching lineation is a common feature of the intrusion. It is mostly outlined by the elongation of primary minerals (K-feldspar) and by the orientation of phyllosilicate aggregates. Orientation of the stretching lineation shows very little dispersion. Trends are comprised between N010° and N340°, with an average value close to N00° (Figure 2b), while plunges are consistently oriented toward the north. When the sense of shear (top-to-the-north) can be deduced, the stretching lineation is overall plunging to the north, with variations from top to the NNW to top to the NNE (Figure 2b). Rocks in the vicinity of the UCU and locally the Naxos MCC exhibit an intense top-to-the-N shearing deformation (Figure 2b). There, kinematic indicators (asymmetric boudinage, rotations, large-scale sigmoïds, or micafishes into the *X-Z* plane) are restricted to a dense array of top-to-the-N shear bands. Conversely, less deformed areas present a less noncoaxial deformation, and numerous outcrops only display a clear N-S stretching or mineral lineation (Figure 2b).

### 3.2. Description of the First-Order Geometry

From south to north, different types of contact of the monzogranitic intrusion with the host rocks can be observed with a high variability in terms of deformation intensity.

At Cape Kouroupia, in the southern part of the intrusion, field observations show a folded intrusive contact between the monzogranite intrusion and enclosing gneisses and marbles (Figures 3a and 3b). Numerous gneissic septa are present into the intrusive body, and the metamorphic host rocks are injected by an important dike array (Figures 3c and 3d). A gradual transition from the metamorphic host rocks to the monzogranite is observed with the appearance of granodioritic veins in gneisses, and then gneissic fragments embedded in the monzogranite, ending with the complete disappearance of the metamorphic rocks (Figure 3b). Finally, foliations measured in the monzogranite near the intrusive contact are generally steeply dipping (average value of orientations N147° with a dip of 60° to the NE), while they are moderately dipping in the gneiss (orientation mean N154° and a dip of 40° to the NE) (Figure 3a). In addition, tension gashes filled with tourmaline are observed in the intrusive veins, mostly oriented NW-SE, and compatible with a dextral component of deformation (Figure 3d). In parallel, numerous elongated mafic enclaves are present, with sharp or diffuse margins, sometimes cut by late leucocratic dikes (aplite). More or less extensive schlierens zones, sometimes folded, are also noticed (Figure 3e), as well as the occurrence of folded injection veins (Figure 3f). Late-magmatic deformation is highlighted by N45°E trending fractures filled with tourmaline, in the K-feldspar phenocrysts. Similarly, these K-feldspars can be affected by N40°E oriented fractures with quartz filling. Locally, skarns are observed either in marble or along the contact between the monzogranite and the gneisses (Figure 3g). Finally, the marbles are affected by significant fracturing linked to strike-slip faulting (Figure 3a).

In the northern part of the intrusion, Cape Achapsi area is characterized by a well-marked tectonic contact between the monzogranite and Miocene conglomerates (Figure 4). This contact is marked by a clear-cut detachment plane dipping 20° to the north on top of a massive 50 m thick cataclasite consisting in a fine-grained greenish matrix with clasts smaller than 1 cm and numerous inframillimetric pyrites, along joints (Figure 4b). The detachment plane is marked by large-scale corrugations oriented N10°E. Conglomerates in the hanging wall are affected by brittle deformation, marked by fracturing of pebbles indicating a NW-SE extension. Below this major tectonic contact, a strain gradient both in the ductile and brittle regimes is observed in the monzogranite in all the area of Cape Achapsi, not yet described precisely.

### 3.3. Mapping the Strain Gradient Within the Intrusion

In order to map the strain distribution within the Naxos intrusion, a deformation scale was constructed based on macrostructural criteria observed in the field (e.g., Agard et al., 2011), consistent with microstructural observations. This approach is similar, on the principle, to that conducted in recent studies (Charles et al., 2011; Huet et al., 2009; Laurent et al., 2015).

#### 3.3.1. Scale of Deformation Intensity

The gradual evolution of deformation intensity from magmatic to subsolidus conditions has been separated in six strain grades based on structural and textural field observations. This scale starts from the magmatic stage with grade 0 and ends in the ductile-then-brittle conditions with grade 5 as follows:

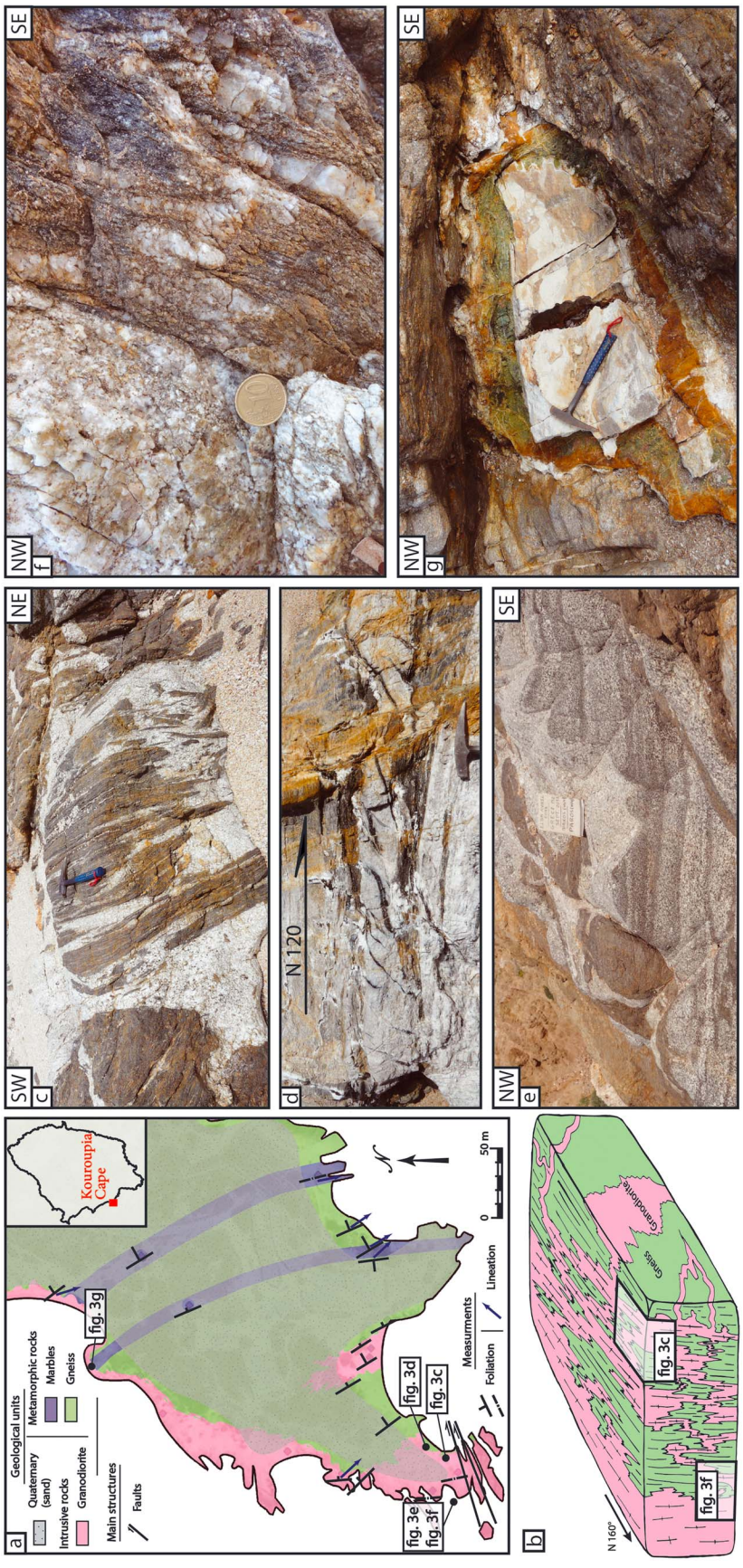



**Figure 3.** Overview of the Cape Kouroupia contact in the southern part of the Naxos intrusion. (a) Geological map of the area with measured foliations and the lineations. See the inset for the exact location. (b) Synthetic 3-D diagram summarizing the structuration and the main features observed along the Cape Kouroupia contact. Outcrop pictures of (c) gneiss septas within the monzogranitic intrusion, (d) leucogranitic intrusive vein sheared with tourmaline-filled sheared tension gashes, (e) schlieren zone within the monzogranitic intrusion, (f) deformed and folded intrusive vein, (g) skarn localized at the contact between gneiss and the monzogranitic intrusion.

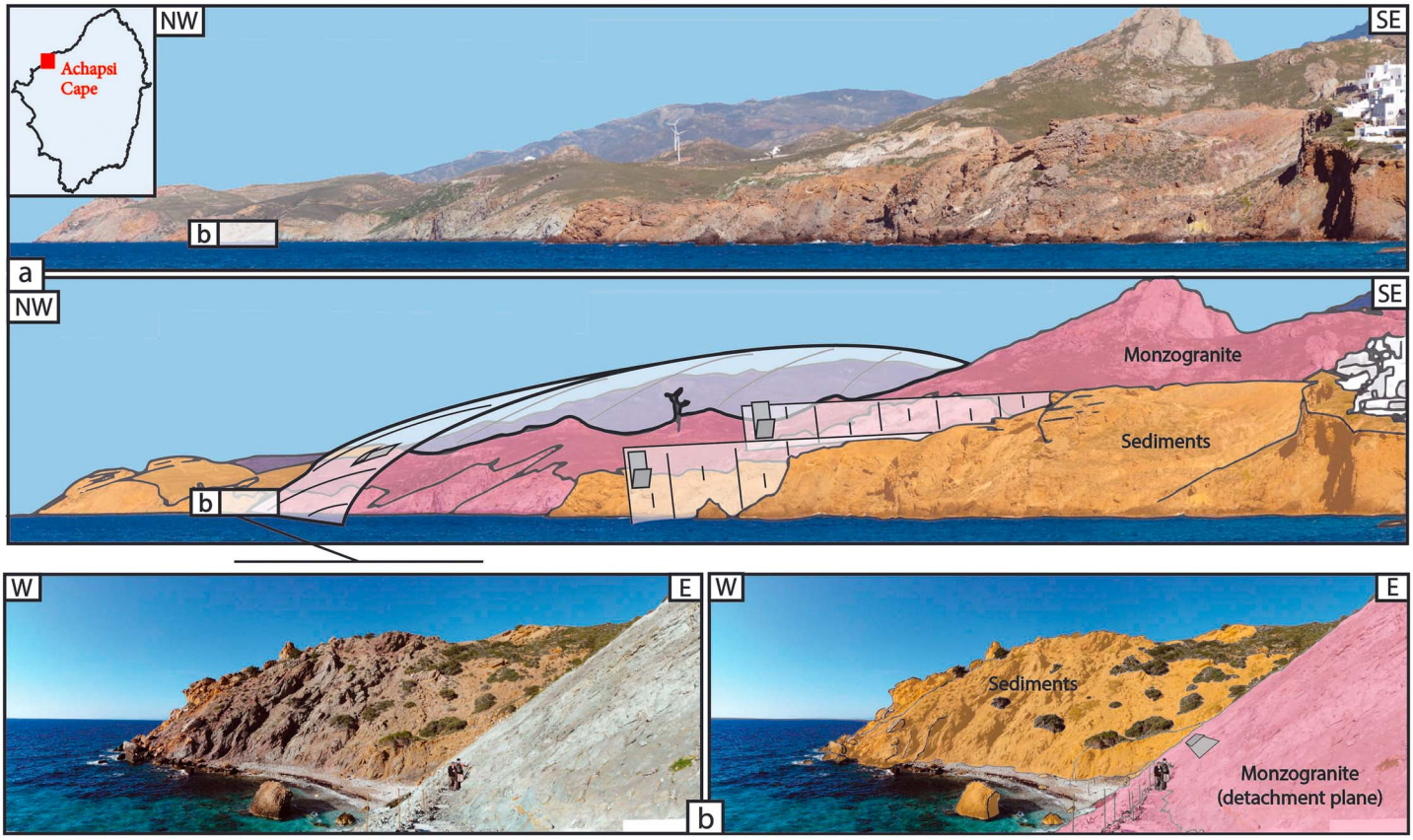



**Figure 4.** Overview of the Cape Achapsi contact in the northern part of the Naxos intrusion. (a) Panorama view of the Cape Achapsi from the Naxos port. The tectonic contact, with top-to-the-north kinematic, between Miocene sediments and the Naxos monzogranite is segmented by late normal faults. (b) Detailed picture of the detachment plane showing the Miocene sediments overlying the monzogranite. Corrugations oriented N10° are accompanied by a top-to-the-north kinematics.

*Grade 0* corresponds to an isotropic magmatic fabric (Figure 5a). The term "magmatic fabric" is used in the mechanical sense, when there is no direct interaction (contact) in the magma between crystals (Vernon, 2000). A magmatic preferred orientation, mainly corresponding to the alignment of K-feldspar phenocrystals, starts to develop with a low shape fabric intensity. In the field, the monzogranite shows neither clear planar nor linear shape fabrics, and minerals are not deformed. This grade generally preserves mafic enclaves, even schlierens or phenocrysts of feldspar.

*Grade 1* corresponds to a clear anisotropic magmatic fabric (Figure 5b). Minerals are not deformed but an incipient foliation and/or lineation can be observed, especially with the preferred alignment of biotite and amphibole. Phenocrysts of feldspar are still visible and mafic enclaves display a profiled and oriented shape.

*Grade 2* can no longer be considered as a pure magmatic fabric (Figure 5c). Feldspar megacrysts start to be deformed, suggesting contact interactions between crystals in a solid network within the magma. Some feldspar phenocrysts are not deformed while others are stretched, boudinaged, and sheared. Additionally, mafic enclaves are now clearly deformed with slender shapes and smaller dimensions. Elongated clusters of biotite mark the stretching lineation.

*Grade 3* is marked by the appearance of a weak tectonic foliation, a clear stretching lineation, a few penetrative shear bands that affect large volume of rocks, grain-size reduction, and clear quartz ribbons (Figure 5d). This shape fabric can be qualified as protomylonitic.

*Grade 4* is characterized by a strong foliation and lineation with increasing number and thickness of shear bands associated with stretched biotite and quartz ribbons (Figure 5e). This shape fabric can be qualified as mylonitic.

*Grade 5* shows both a thickening and an interconnection of the mylonite shear bands that can evolve in dark ultramylonite bands (Figure 5f). Ultramylonite bands are defined by an intense grain size reduction

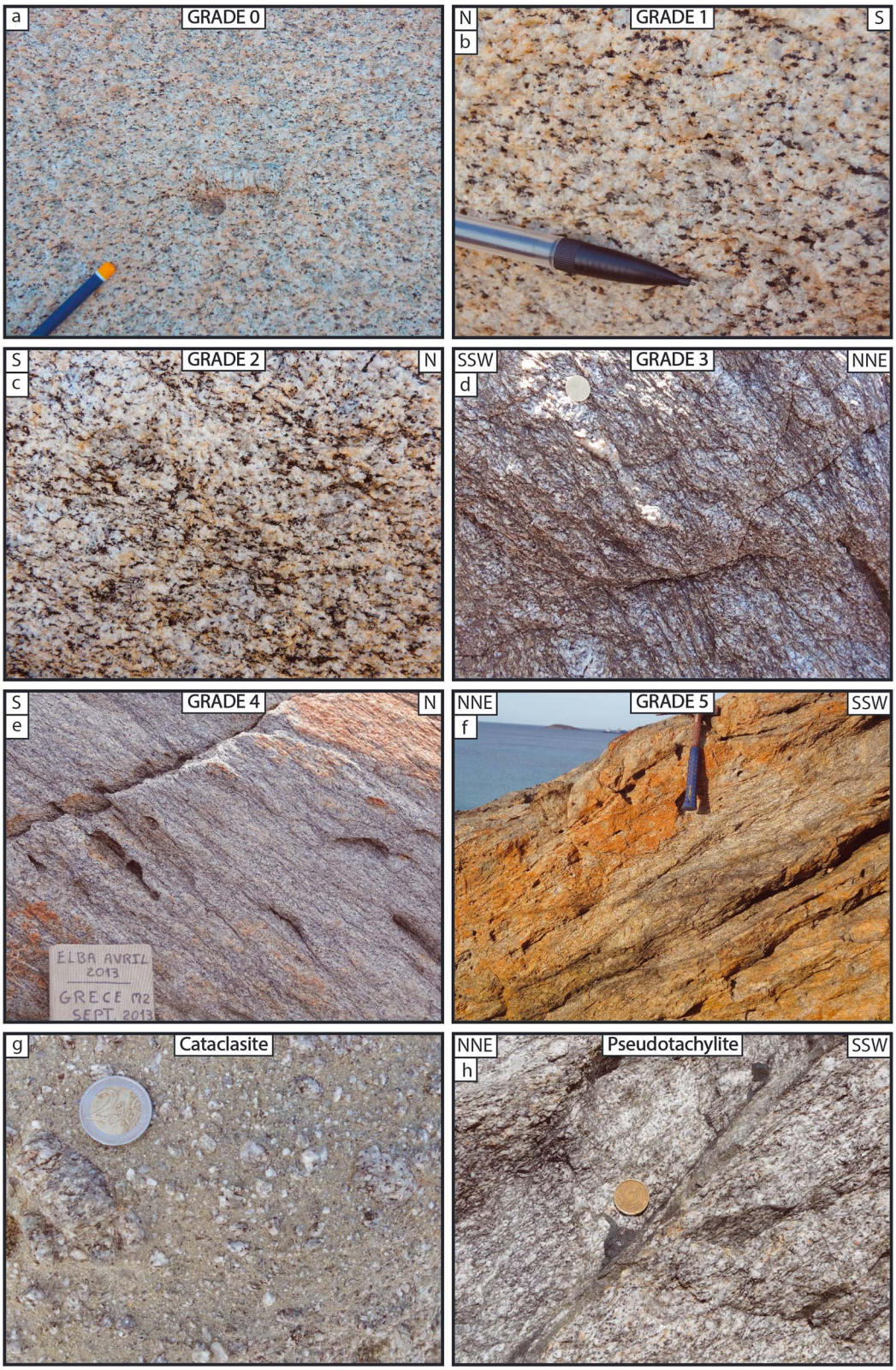



**Figure 5.** Presentation of the deformation intensity scale with field pictures. (a) Grade 0, isotropic magmatic fabric. (b) Grade 1, anisotropic magmatic fabric. (c) Grade 2, rocks showing first evidences of ductile deformation (feldspar megacrysts are stretched, buodinaged and/or sheared mafic enclaves are deformed, and elongated clusters of biotite mark the stretching lineation). (d) Grade 3, appearance of the first shear bands. (e) Grade 4, first utramylonitic bands. (f) Grade 5, intensification and development of ultramylonitic bands. (g) Cataclasites. (h) Pseudotachylite veins.

resulting in phase mixing and the full loss of the magmatic character of the rocks. Mainly no visible grains are observed or only few small feldspar remnant clasts. Individual thickness of these bands does not straightforwardly evolve while their spacing drastically decreases.

In addition to this scale of ductile deformation intensity, brittle/cataclastic features were recognized and mapped separately. Two different brittle features were described.

1. *Cataclasites* that usually overprint the upper ~ 50 to 150 m of grade 5 mylonites. Cataclasites are strongly chloritized and are characterized by various grain sizes (Figure 5g). Intensity of the former ductile deformation is often difficult to recognize.
2. *Pseudotachylite* veins that are mainly localized in grade 5 and more precisely inside ultramylonitic bands. Layers are 1 mm to 5 mm thick, often anostomosed and are accompanied by stretching-perpendicular injection veins (Figure 5h).

#### 3.3.2. Strain Distribution at the Scale of the Naxos Intrusion

This scale of finite deformation was used to map the strain distribution within the Naxos intrusion. Two-hundred forty-five outcrops were visited (colored points in Figure 6). Results show a gradual increase in strain intensity from the internal parts of the intrusion to the contact with the surrounding wall rocks (Figure 6). The least deformed rocks are found from the southwest coast between the Aghios Nikolaos and Mikri Vighlia villages (Figure 6). Strain grades arranged as concentric zones draw quite continuous strain gradients approaching the contact zone with the upper unit where strongly deformed rocks occur. Internal architecture of this strain gradient that is spectacularly exposed along the coast at the Aghios Prokopios can be studied as a representative example (see location in Figure 6).

There, deformation intensity increases significantly from south to north over an approximately 1 km thick strain gradient, from the first evidence of strain localization (grade 2) to ultramylonitic facies (grade 5) (Figures 7a and 7b). Three-dimensional sketches illustrate the different key outcrops as well as the evolution of deformation intensity of the peninsula (Figures 7c to 7f). To the south, the Aghios Nikolaos area is only characterized by a weak magmatic fabric or even isotropic magmatic facies (Figure 6).

First evidence of strain localization (grade 2) occur ~ 1000 m below the contact. Deformation incipiently localizes around K-feldspar phenocrysts with the alignment of biotite flakes. Mineral orientation is then increasingly pronounced, particularly for biotite grains (Figure 7c). Then, K-feldspar phenocrysts are boudinaged, associated with the appearance of sigmoidal foliation, shear bands, and mica fish. Foliation shows a regular dip of 35° to the NW, with a northwest trending stretching lineation (Figure 7a). The associated sense of shear is also consistent, always top-to-the-NNW. This is accompanied by a significant reduction of grain size (quartz and feldspars) and the disappearance of feldspar phenocrysts (Figure 7d). From 600 m below the contact, the number and thickness of shear bands gradually increase with locally small ultramylonite bands. K-feldspars are often affected by antithetic shears. It is also worth to note the pronounced shape fabric of quartz grains in the sigmoidal foliation between shear bands (Figure 7e). From ~ 150–250 m below the contact, ultramylonite bands appear, displaying an overall strike N50° with a dip of N50° to the northwest, while shear planes show strikes around N72° and a dip of 38° to the northwest. The sense of shear remains top to the NNW. Toward the contact, ultramylonite bands anastomose. However, the ductile fabric is locally strongly overprinted by brittle features such as a 60–100 m thick cataclasite body and localized pseudotachylite veins. Pseudotachylite veins that occur as a locally dense array are either parallel to the ultramylonitic bands or perpendicular to them, filling extensional veins perpendicular to the stretching direction (Figure 7f). Cataclasites occur as a massive and chloritized cataclastic body characterized by a heterogeneous grain size with elements reaching centimeter scale wrapped into a fine-grained matrix. The upper contact of the intrusion is characterized by a thick fault gouge that marks the contact with diabase belonging to the UCU, itself unconformably overlaid by Miocene sandstones.

## 4. Microscopic Observations

*Grades 0 and 1*, representative of an isotropic and anisotropic magmatic fabric, are characterized by very few deformed minerals and also by monzonitic textures defined by the growth of large euhedral K-feldspars including smaller ones (Figure 8a). In addition, observations at microscopic scale show fractures mainly affecting K-feldspars (Figure 8b). Moreover, it is interesting to note that these microfractures tend to disappear gradually as the ductile deformation takes place and becomes more intense.

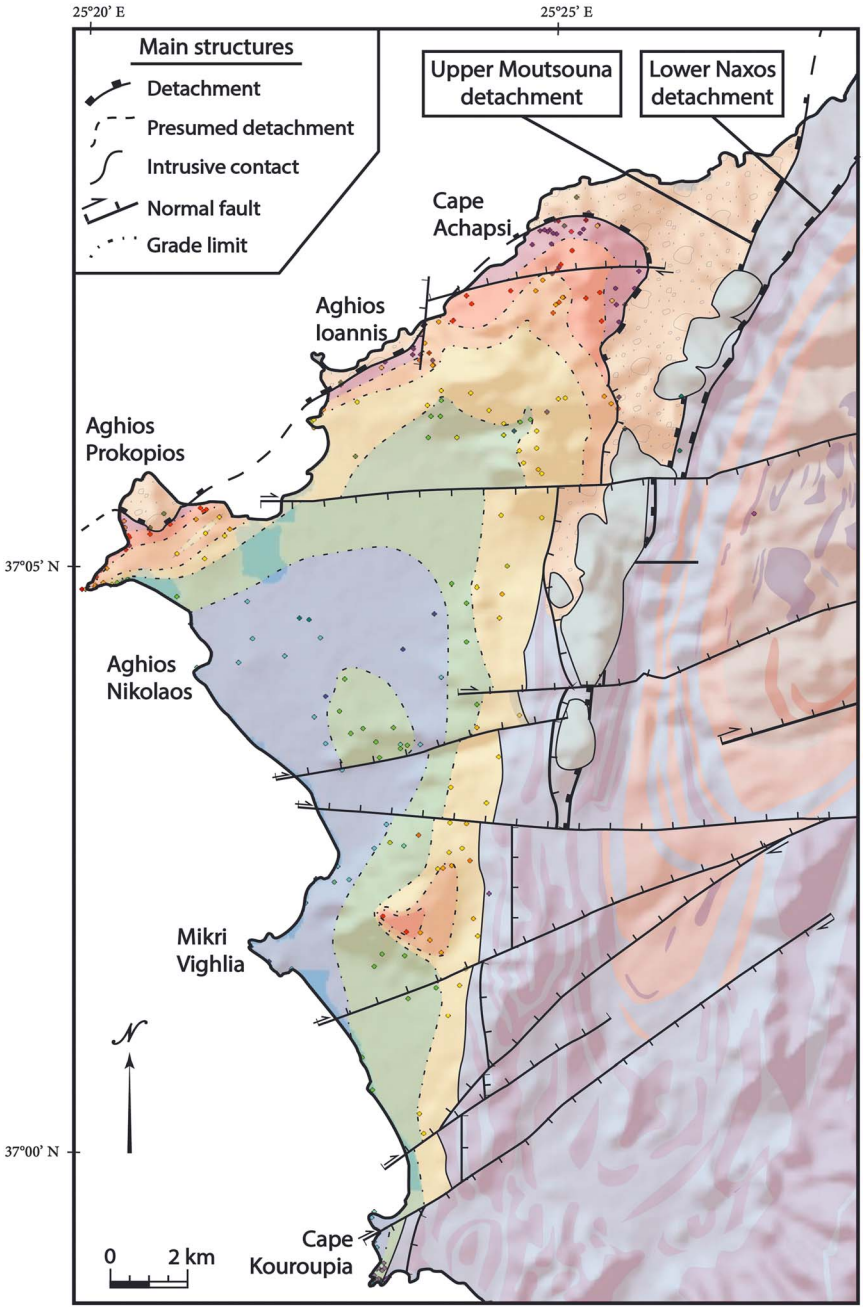



**Figure 6.** Characterization of the strain gradient within the Naxos intrusion. Qualitative map of deformation showing the heterogeneous distribution and the evolution of both magmatic and ductile deformation in the intrusion. Dotted lines represent the progressive transition between grades and not a fixed limit.

*Grade 2* is characterized by an incipient preferential orientation of minerals, especially quartz with a grain size reduction resulting from dynamic recrystallization. Biotites present the first traces of strain, marking planar or linear alignment and wrap around K-feldspars (Figure 8c).

*Grade 3* is marked by the appearance and development of shear bands, with a clear alignment of biotite and the appearance of mica fish. However, only slightly deformed biotite clusters are still widely observed. In addition, the boudinage of K-feldspars and hornblendes is now clearly visible and they are affected by the localization of shear bands (Figure 8d).

*Grade 4* is characterized by an intensification of finite deformation, especially in K-feldspars that underwent a partial or even a total recrystallization. Boudinage is also more intense, as well as shearing. It is interesting to

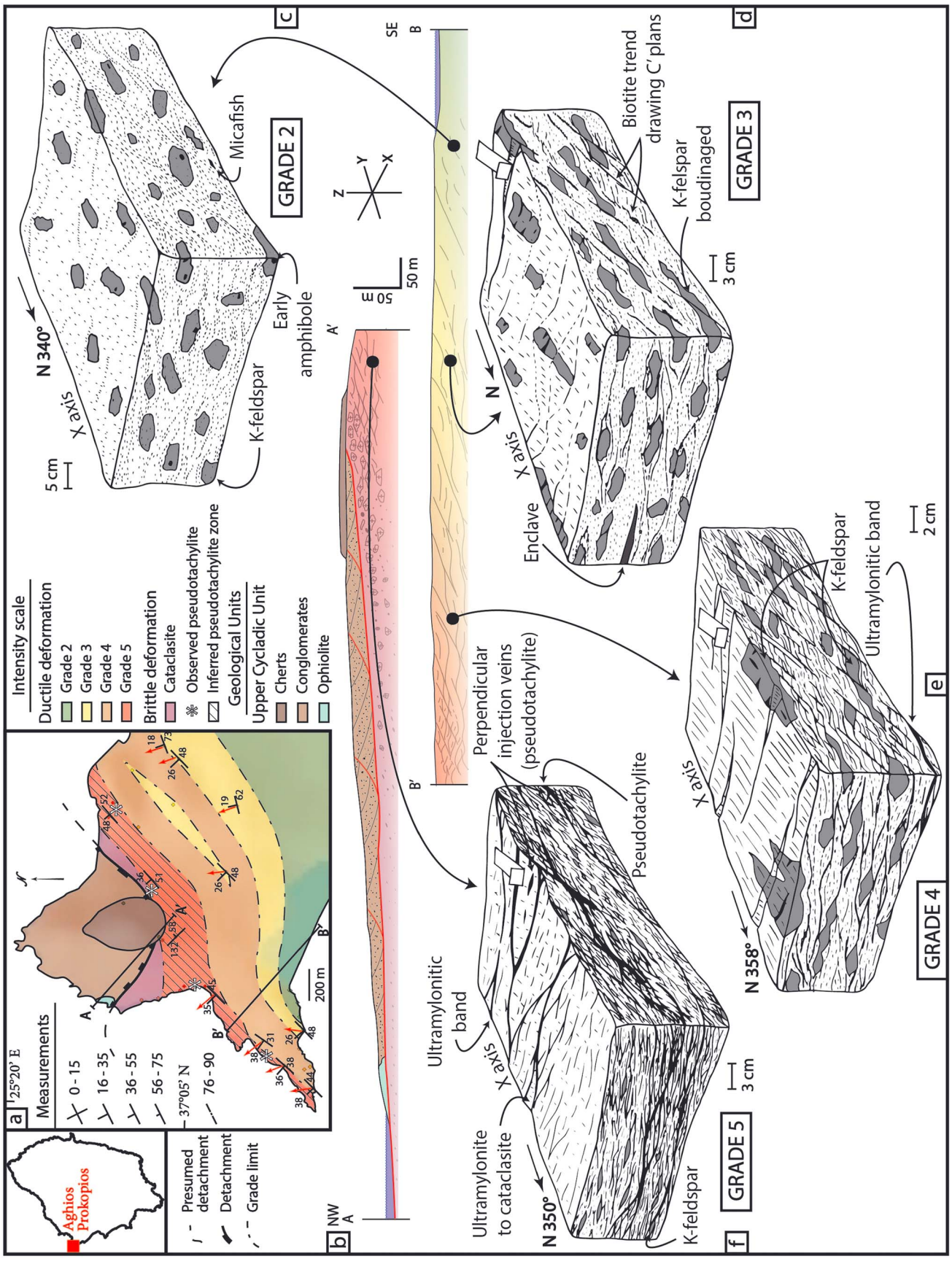



**Figure 7.** Overview of the field observations in the Aghios Prokopios peninsula. (a) Detailed structural, geological, and qualitative mapping, with measured foliations, lineations, and associated sense of shear. (b) Geological cross section wraped with the intensity scale of the deformation and presenting all grades of the ductile deformation and their evolution in space. (c–f) Synthetic 3-D diagrams for each ductile grade (2 to 5) summarizing the key characteristics for ea
ch grade.

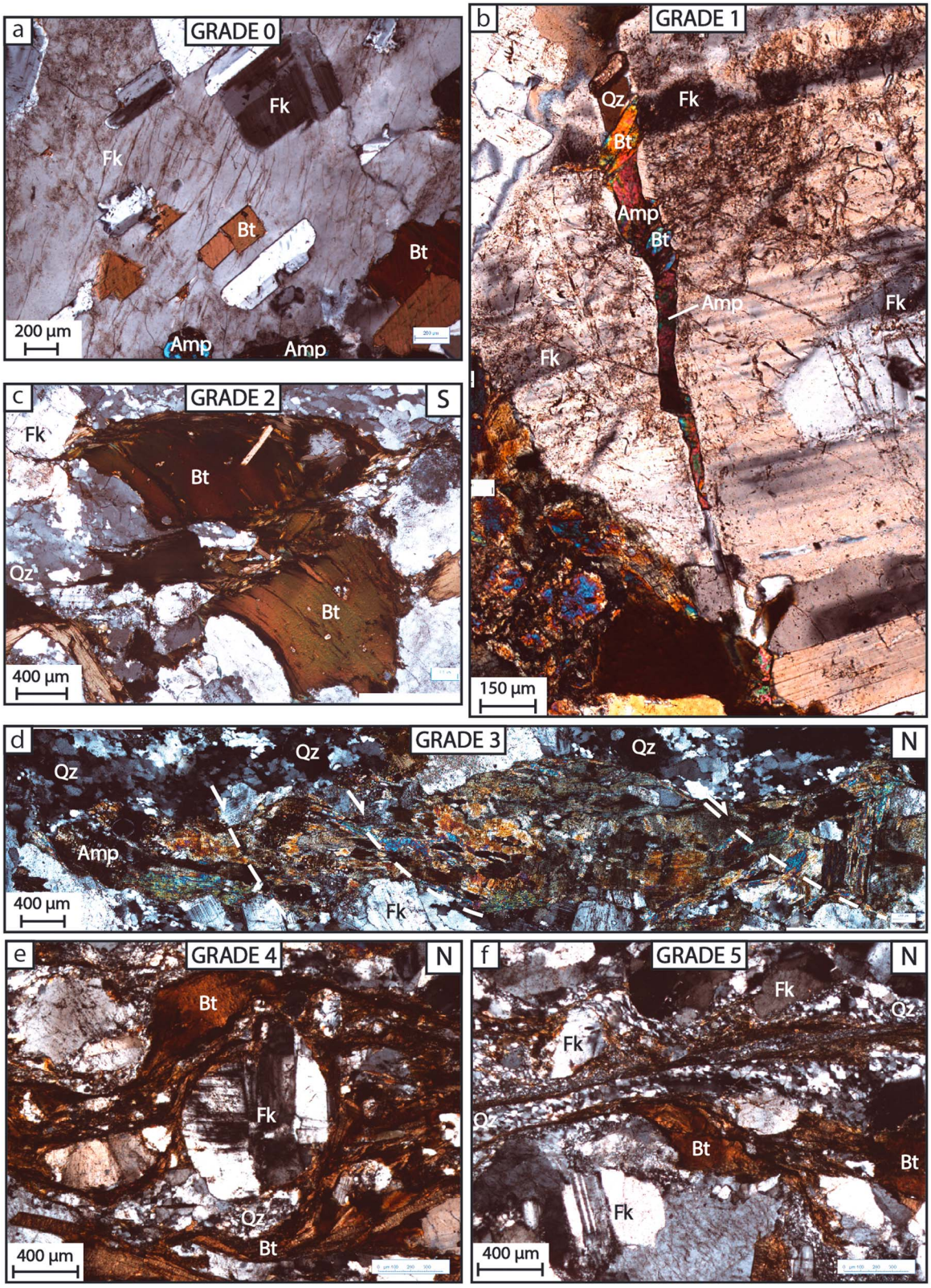



**Figure 8.** Microscopic observations for each grade of deformation in the *XZ* plane. Amp, Amphibole; Bt, Biotite; Fk, K-feldspar; and Qz, Quartz. (a) Grade 0, monzonitic texture. (b) Grade 1, syn-magmatic fracture inside a feldspar crystal with a QZ-Bt-Amp filling. (c) Grade 2, first step of biotite deformation. (d) Grade 3, boudinaged and sheared amphibole. (e) Grade 4, first anastomosed microshear bands and antithetic shearing. (f) Grade 5, intense deformation with reoriented and very fine-grained quartz stretched biotites and anastomosed shear bands.

note that the shear bands affecting feldspars are antithetic, as observed in the field. In the most deformed bands wrapping around the K-feldspar boundins, quartz shows a significant grain size reduction (Figure 8e).

*Grade 5* is characterized by a strong increase of K-feldspar boudinage (Figure 8f). In addition, the texture of quartz aggregates shows two successive stages of strain accommodation. The first stage shows grain size reduction associated with a shape-preferred orientation of grains parallel to newly formed quartz ribbon planes. The second stage, locally overprinting the primary texture, is characterized by an additional strong grain size reduction of quartz located in shear bands. The transition between the two quartz textures is clearly visible in shear band boundaries (Figure 8f). Other shear bands initiate along biotite grains that show mica fish morphology. Lengthwise propagation of these bands and their connection with shear bands mainly composed of small new quartz aggregates allow the development of a connected anastomosed network (Figure 8f). Ultimately, an ultramylonitic texture, possibly with some cataclastic flow, is locally evidenced in some shear bands thanks to the presence of K-feldspar angular clasts included in a very fine matrix whose composition remains undeterminable at the scale of observation.

## 5. Strain Quantification

In order to put quantitative constraints on the qualitative distribution of strain deduced from the field approach, a quantitative study of the intensity of the shape fabric is performed, by determining the shape-preferred orientation (SPO) of magmatic minerals. The SPO of minerals can be induced by syn-magmatic and/or subsequent later tectonic deformation. Syn-magmatic deformation is linked with magma dynamics during emplacement of the intrusion and has mainly an impact on the orientation of crystals. Conversely, tectonic deformation appears at any deformation stage and has consequences on both the SPO and the mineral deformation. Determining these parameters allows evaluating and precisely quantifying the deformation history and its intensity.

For each grade of the deformation scale obtained, we thus collect oriented samples from the same cross section (see location in Figure 6), from the south (Aghios Nikolaos) to the north (Aghios Prokopios). We then perform strain quantification by analyzing pictures of the three orthogonal planes: (1) the *XZ* plane, perpendicular to foliation plane and parallel to lineation, (2) the *YZ* plane, perpendicular to lineation, and (3) the *XY* plane, parallel to foliation pla2ne.

Several methods were used: (i) X-ray computed tomography was helpful to image cores and produces 3-D views and orthogonal planes, then (ii) analyses of these orthogonal pictures were performed with softwares SPO2003 and Intercept 2003, and finally, (iii) we completed this analysis by an EBSD study.

### 5.1. Imaging and Analytical Methods

#### 5.1.1. X-Ray Tomography

X-ray computed tomography is a nondestructive technique that allows the discrimination in a solid volume, mineral on the basis of their bulk densities (Baker et al., 2012; Gualda & Rivers, 2006; Ketcham, 2005; Ketcham & Carlson, 2001; Mees et al., 2003). Data were obtained following three steps. 1. Acquisition of many views by turning the sample from 0° to 360°, the distance between the X-ray source and the sample determines the final resolution.

2. Reconstruction that consists in determining the attenuation coefficients for each line of pixels in each view using Beer's law (Baker et al., 2012; Ketcham & Carlson, 2001). This stage also includes artifact correction that comprise beam hardening, ring artifacts, and misalignments (Ketcham & Carlson, 2001).

3. The stack of slices consists in assembling all 2-D sections of the sample to form the 3-D image of the cores. Data are acquired with a Phoenix Nanotom system with a resolution smaller than 5 μm per unit of volume (voxels), while the segmentation of mineral phases was realized by using ImageJ and VG-Studio Max softwares.

#### 5.1.2. Estimation of the Shape Preferred Orientation

A 2.5 cm diameter core from each strain grade was analyzed by X-ray tomography. Cores were virtually cut according to *XZ*, *YZ*, and *XY* planes. Due to the poor differentiation between K-feldspars and quartz on pictures, and a good discrimination between biotite/amphibole and feldspar/quartz groups, we choose a simple segmentation of dark minerals/clear minerals. Images treatment and phase segmentation were done by using both Photoshop and GIMP2 softwares. The filtering and segmentation protocol being identical for all samples, only the grey level values chosen during the final segmentation procedure were different,

depending to the grey level histogram specific to each picture. More than 30 pictures (2-D images) were extracted for each plane of each sample, giving a total of 570 pictures treated and then analyzed.

First, the SPO analysis of the dark phase composed of biotite and amphibole grains was performed with two different softwares: SPO2003 and Intercepts2003 (Launeau et al., 2010; Launeau & Robin, 1996; Launeau & Robin, 2005). SPO2003 software allows determining the eccentricity $R$ and the long axis orientation $\alpha$ of the inertia tensor calculated for each element of the black phase. An element corresponds generally to an individual mineral grain but may also correspond to an aggregate of mineral grains. The average shape fabric of the black phase corresponds to the tensorial mean of the tensors calculated for each element. This method is used when each element is isolated and allows the statistical analysis of the SPO of the whole population. When clusters of elements cannot be separated, Intercepts2003 software was used. The principle of this software is based on the intercepts method, which analyzes the boundaries of the black phase over the entire image as a population of lines. The method involves a Fourier series decomposition of the polar plot of intercepts and yields a rose of directions (Launeau & Robin, 1996; Saltikov, 1958). As for the inertia tensor method, an eccentricity $R$ and a long axis orientation $\alpha$ can then be calculated for the whole population.

Second, the 3-D fabric ellipsoid was calculated by using the 2-D analyses performed on the three orthogonal faces of our samples (Launeau et al., 2010). The reconstruction of this ellipsoid allowed calculating the degree of anisotropy ($P'$) and the shape parameter ($T$) of the biotite/amphibole fabric for each association of images (eight associations for each grade) (Jelinek, 1981; Launeau & Robin, 2005). $P'$ refers to the eccentricity of the 3-D fabric ellipsoid and can be correlated with the intensity of the biotite/amphibole preferred orientation. $T$ refers to the symmetry of the 3-D fabric ellipsoid. Three cases were considered: (1) if the value of $T$ is lower than $-0.2$, lineation is dominant and the form of the ellipsoid is oblate, (2) if the value of $T$ is comprised between $-0.2$ and 0.2, the lineation and foliation intensities are equivalent or similar, and (3) if the value of $T$ is superior to 0.2, the foliation is dominant and the form of the ellipsoid is prolate (see equations in Borradaile & Werner, 1994).

#### 5.1.3. Quartz Lattice Preferred Orientation

During ductile flow, rock-forming minerals are subjected to plastic deformation that may give rise to some lattice preferred orientation (LPO) depending on the dominant deformation mechanism, like grain size-insentive dislocation creep or grain size-sensitive creep (Kilian et al., 2011; Otani & Wallis, 2006). For crustal rocks, the pattern of quartz LPO also provides crucial information on temperature conditions, finite strain, and kinematics during deformation (Heilbronner & Tullis, 2006; Stipp et al., 2002). To better characterize the deformation conditions involved during strain localization within the Naxos monzogranite, we thus documented the quartz LPO through electron backscatter diffraction (EBSD) analyses. EBSD data were collected using a scanning electron microscope coupled with an EDAX Pegasus system at ISTO/BRGM (Orléans, France). Analytical conditions involved a working distance of 15 mm, an acceleration voltage of 20 kV, and a probe current of ~6 nA on polished thin sections (diamond paste of 0.25 μm followed by colloidal silica). In order to avoid indexing errors, equal-area lower hemisphere pole figures have been constructed using one measurement per grain collected manually through a whole thin section. For EBSD maps, we considered the mean orientations of each grain that compose the whole map or a selected area. The isocontours and grey shadings on pole figures were plotted using the UNICEF careware software package (Mainprice; www.gm.univ-montp2.fr/PERSO/mainprice/W_data/CareWare_Unicef_Programs). To plot EBSD maps and to calculate the texture ($J$) and misorientation ($M$) indices, which both give the degree of mineral alignment between $J = 1/M = 0$ for a random orientation and $J = \infty/M = 1$ for a crystal-like alignment, we used the OIM software (EDAX) and the open-source matlab-based MTEX toolbox (Bachmann et al., 2010; Mainprice et al., 2015). Each map has been cleaned considering a minimum of five neighbor-based pixels on several raws. Using MTEX, we also merged dauphine-type twin boundaries with parent grains and we chose to define the size of recrystallized grains by selecting grains with a maximum intragranular misorientation angle of 10° (the misorientation is calculated for each grain with respect to their respective mean orientation). Both poles, figures and $J_{index}$, were calculated using a Gaussian half-width angle of 10°.

### 5.2. Results

#### 5.2.1. X-Ray Tomography

X-ray tomography imaging allows us visualizing the sample in 3-D. It is also possible to make segregation of the phases based on their response to radiation and thus access to a 3-D view of mineral shape fabric inside the core. We can thus visualize in 3-D the main stages of our deformation intensity scale by evidencing an

evolution of the internal structure of the sample according to the deformation intensity that is very similar to the previous macroscopic and microscopic descriptions (Figure 9). Indeed, grade 0 is characterized by an isotropic magmatic fabric (Figure 9a) that evolves toward a localization of deformation with a preferred orientation of the dark minerals (biotite and amphibole; Figure 9b), finally reaching grade 5 where deformation is marked by pervasive structures and the development of ultramylonite shear bands (Figure 9c).

#### 5.2.2. Shape Preferred Orientation

The $P'$ and $T$ fabric parameters for the six grades are shown in Figure 10. The $P' = f(T)$ diagram clearly shows an evolution of the shape parameter ($T$) and the degree of anisotropy ($P'$). Results highlight a good correlation between $P'$ and the qualitative scale based on field observations. Indeed, the first grade (grade 0) is characterized by the lowest anisotropy degree, with $P'$ ~1.11, while grade 5 presents the highest values with $P'$ ~1.58. In the same way, an evolution of $T$ (shape parameter) is observed with the degree of anisotropy $P'$. Thus, the ellipsoid in the lowest grade is characterized by a prolate shape and evolves progressively toward a nearly perfect oblate shape with respect to the increasing anisotropy degree.

#### 5.2.3. Quartz Lattice Preferred Orientation

In Figure 11, we show the quartz LPO for each grade of the monzogranite intrusion. LPOs are shown with respect to the foliation and lineation, such as observed in the field or defined by tomographic images (for grades 0 and 1, Figure 11a). From grades 0 to 5, that is, with increasing strain and decreasing grain size, we document a similar pattern of quartz LPO, which involves the [c] ([0001]) axes normal to the lineation within the foliation plane. Accordingly, the $<a>$ ($<$11–20$>$) axes distribute within a solid angle of 90° around the [$c$] axis maximum with six maxima located at 60° from each other, such as expected for the crystal system of quartz (trigonal 32). This type of LPO is typical of prism $<a>$ slip LPO (Muto et al., 2011; Stipp et al., 2002), but the [$c$] axis also tends to form a girdle around the $X$ axis in high-strain grades (3–5), suggesting a weak activation of other slip systems. Furthermore, the strength of quartz LPO first increases from grade 0 ($J$ = 4.35; $M$ = 0.07) to grade 2 ($J$ = 7.55; $M$ = 0.36) and then decreases up to grade 4 ($J$ = 3.36; $M$ = 0.19), before slightly increasing again to grade 5 ($J$ = 3.57; $M$ = 0.24) (Figure 11b). The strength drop is correlated with weakening of the [$c$] axis around $Y$ and smearing out of the $<a>$ axes maxima in the $X$-$Z$ plane. These features are further supported by the distribution of uncorrelated misorientation angles (Figure 11c), which starts from a close to random distribution (dotted line in Figure 11b) in grade 0, progressively shifts toward low values up to grade 2, and then shift back to higher values for grades 4 and 5. At a first order, we therefore document a moderate mineral alignment strength that first strengthens and then weakens with increasing strain and decreasing grain size.

To better document the quartz-preferred orientation of high-strain samples, we perform high-resolution ($<$ 1 μm step size) EBSD maps within quartz-rich shear bands (Figure 12). We chose to focus on grade 4 where shear bands are easy to isolate from each other. These maps document monomineralic quartz aggregates with a mean grain size of ~30 μm and a unimodal lognormal distribution, suggesting a high degree of dynamic recrystallization (Figures 12a and 12b). No change occurs in the LPO pattern (prism $<a>$ slip LPO), and we document a moderate mineral alignment strength with $J$ = 3.86 and $M$ = 0.29, such as revealed by the $c$[0001] axis pole figure (Figure 12d) and inverse pole figure combined with the EBSD map (Figure 12a). Despite large finite strain, the mineral alignment strength in shear bands thus remains very similar to the overall shape fabric of grade 4 (Figure 11). However, while some areas show quartz grains that have a strong alignment strength—the stronger one documented so far ($J$ = 7.47; $M$ = 0.42; Figure 12 $E_1$)—some others show a weak alignment, weaker than ever documented across the whole shear zone ($J$ = 2.7; $M$ = 0.18; Figure 12 $E_2$). The mean grain size slightly decreases between the high-strength area (31.5 μm) and low-strength area (29.6 μm). Accordingly, the distribution of uncorrelated misorientation angles significantly shifts toward low values for the high-strength area and tends to the uniform distribution for the low-strength area (Figures 12 E1 and E2). The mineral alignement strength therefore does not distribute homogeneously across the high-strain shear bands.

In addition, we used EBSD maps to document the distribution of subgrain boundaries (i.e., correlated misorientation angles between 2 and 10°) in quartz-rich shear bands and tails of recrystallized grains (Figure 13). In shear bands, we highlight numerous four-grain junctions and a significant amount of subgrain boundaries with rotation angles that distribute around the $c$[0001] axis (Figure 13a), which is consistent with dominant tilt boundaries induced by dislocation glide on the {m}$<a>$ slip system, in agreement with prism $<a>$ slip LPO (Lloyd, 2004) (Figures 13a and 13b). We also identify a significant amount of recrystallized grains

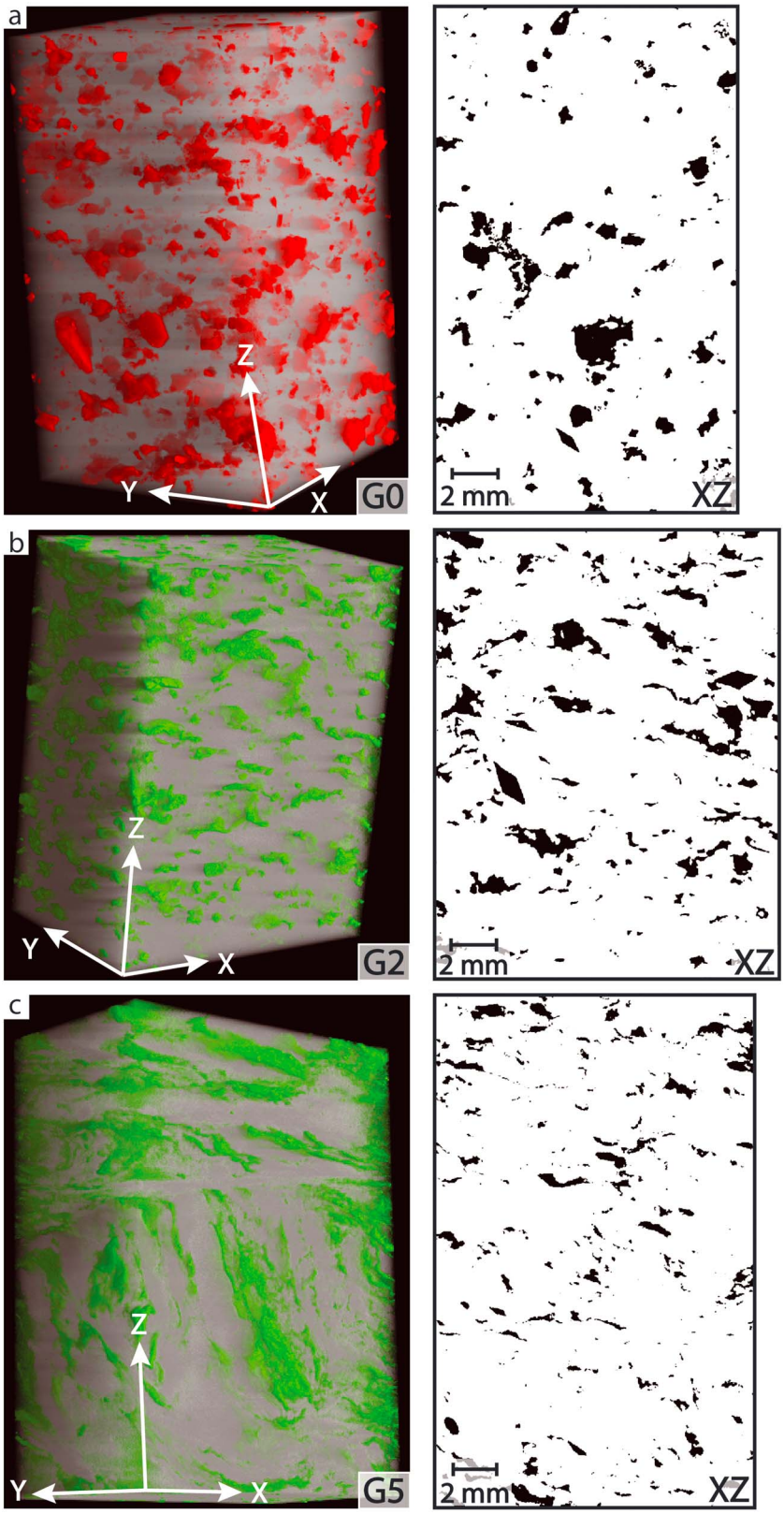



**Figure 9.** Three-dimensional views of imaged cores by X-ray tomography method and the associated 2-D pictures (*XZ* plane) extracted from the 3-D views. (a) Grade 0. (b) Grade 2. (c) Grade 5.

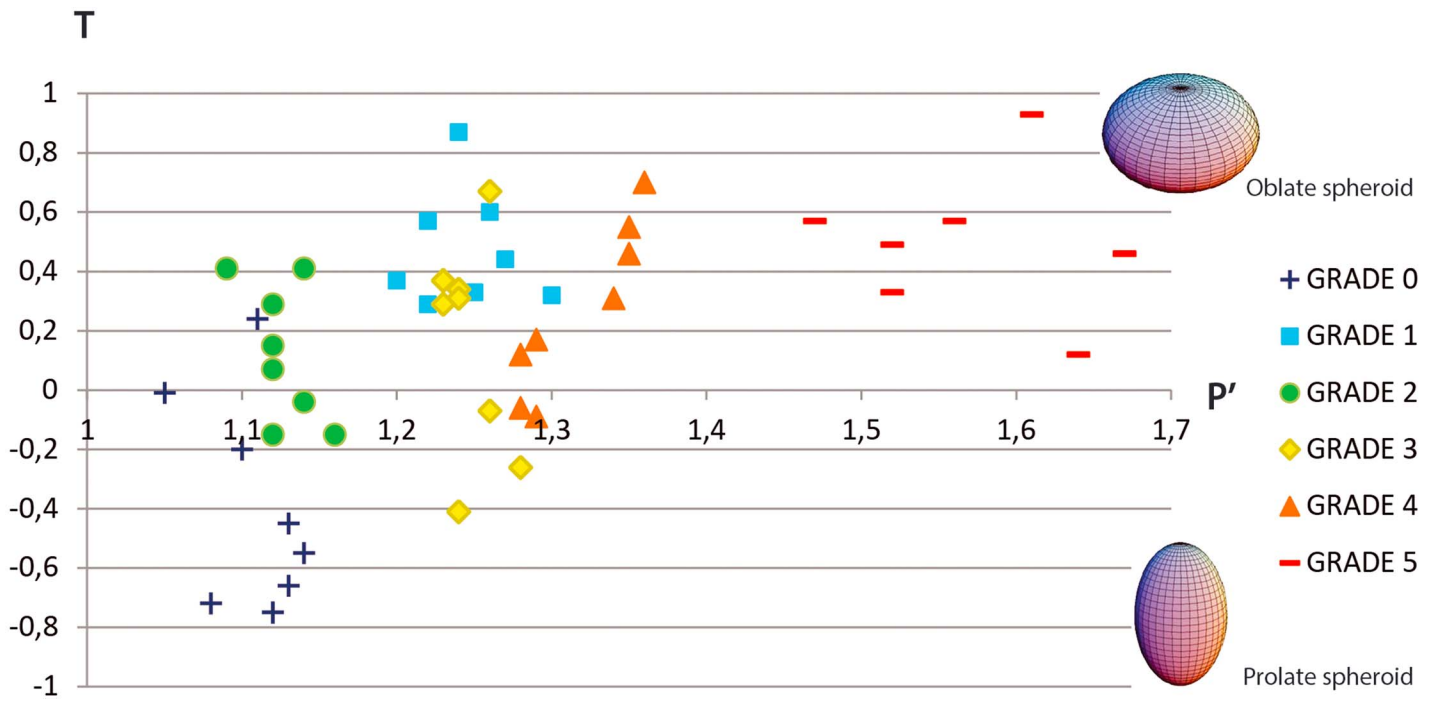



**Figure 10.** Shape parameter (*T*) versus anisotropic degree (*P*′) diagram characterizing the shape preferred orientation (SPO) of magmatic minerals (biotites and amphiboles) with increasing strain, that is, from grade 0 to 5. *P*′ and *T* describe and quantify a 3-D ellipsoid calculated by using the 2-D images from the three orthogonal faces of our samples. Each point represents the obtained result from the 2-D image association.

between 10 and 100 μm with a mean grain size and mode (following a lognormal distribution) of 26.2 μm and ~19 μm, respectively (Figure 13c). In contrast, we document large grains with lobate boundaries and a few subgrain boundaries in recrystallized tails of quartz porphyroclasts, most of these latter standing by the fine-grained shear band (Figure 13d). Yet, we document a clear *c*[0001] axis maxima that stands parallel to *Y*, such as observed in the whole intrusion (Figure 13e). Quartz porphyroclasts also contain plenty of healed cracks with fluid inclusions (Figure 13d).

## 6. Discussion

### 6.1. Evolution of Shape Fabrics Along Strain Gradient

A schematic evolution of the *P*′-*T* parameters characterizing the shape fabric ellipsoid with increasing deformation is represented in Figure 14 by using the means and associated standard deviation of each grade. Based on our field observations and the shape fabric analyses, we propose to divide the evolution of the shape fabric in four successive stages (colored arrows, Figure 14).

Stage 1 corresponds to the progressive evolution from a prolate magmatic fabric with low eccentricity (*P*′~1.11) toward a clear oblate fabric with a moderate eccentricity in grade 1. The prolate fabric in grade 0 is due to the shape-preferred orientation of amphiboles, while biotite flakes do not show any clear preferred orientation (Figure 8a). Grade 1 already shows a clear evolution of the degree of anisotropy, from 11% to about 25%, together with a flattening of the ellipsoid, which becomes strongly oblate (*T* = 0.47). This evolution is correlated with the marked organization of biotites developing a flatten shape preferred orientation. This transition from a prolate to an oblate magmatic fabric can be viewed as an evolution from a purely constrictional magmatic flow to a syn-magmatic deformation (weakly oblate fabric), tectonically driven by the north directed regional extension.

Stage 2 corresponds to an evolution from an oblate to a plano-linear shape fabric associated with a decrease in eccentricity between the grades 1 and 2. Grade 2 shows scattered *T* values (−0.15 to 0.41) showing the progressive strain localization by the localized reorientation of biotite grains (Figure 8c). This evolution in shape fabric properties of the ferromagnesian phases exemplifies a local superimposition of the

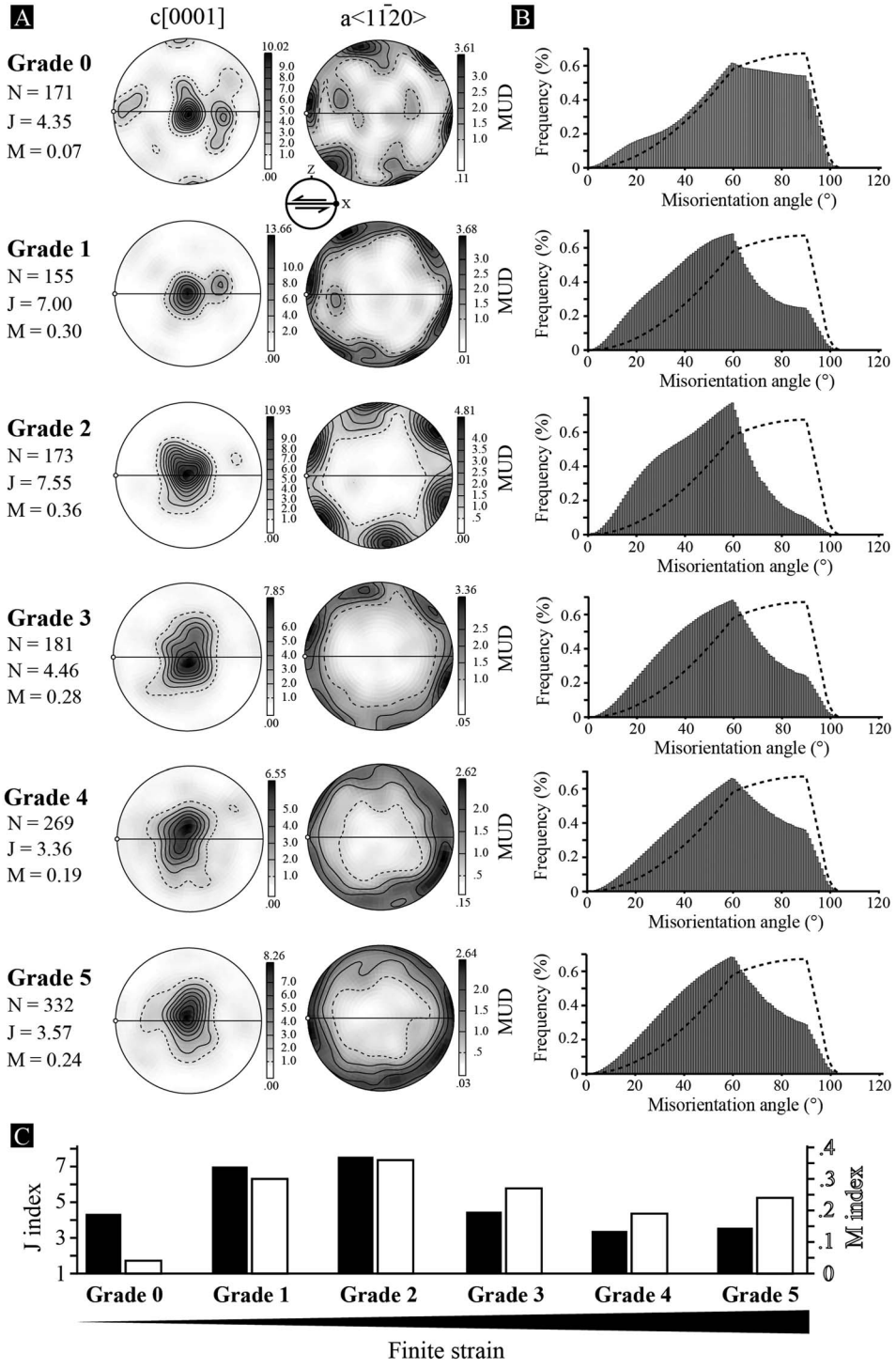



**Figure 11.** Quartz lattice preferred orientation (LPO) across the Naxos intrusion. (a) Equal-area lower hemisphere pole figures of the *c*[0001] and *a*<11–20> axes for trigonal quartz with increasing strain, that is, from grades 0 to 5. Pole figures are shown with respect to the foliation (horizontal line) and lineation (white dot) in the *XZ* structural plane. The EBSD data have been collected through a whole thin section considering one measurement per grain. The isocontours are multiples of uniform distribution (MUD) using a linear distribution with a kernel Gaussian half-width angle of 10°. *N* = number of grains, *J* = texture index (Bunge, 1982), and *M* = misorientation index (Skemer et al., 2005). (b) Distribution of uncorrelated misorientation angles of the respective quartz LPO shown in Figure 11a. The $M_{index}$ is calculated from this distribution with respect to the theoretical distribution of a random LPO (dotted line; Skemer et al., 2005). (c) Distribution of the *J* (solid bars) and *M* (empty bars) indices across the strain gradient, that is, from grade 0 to grade 5.

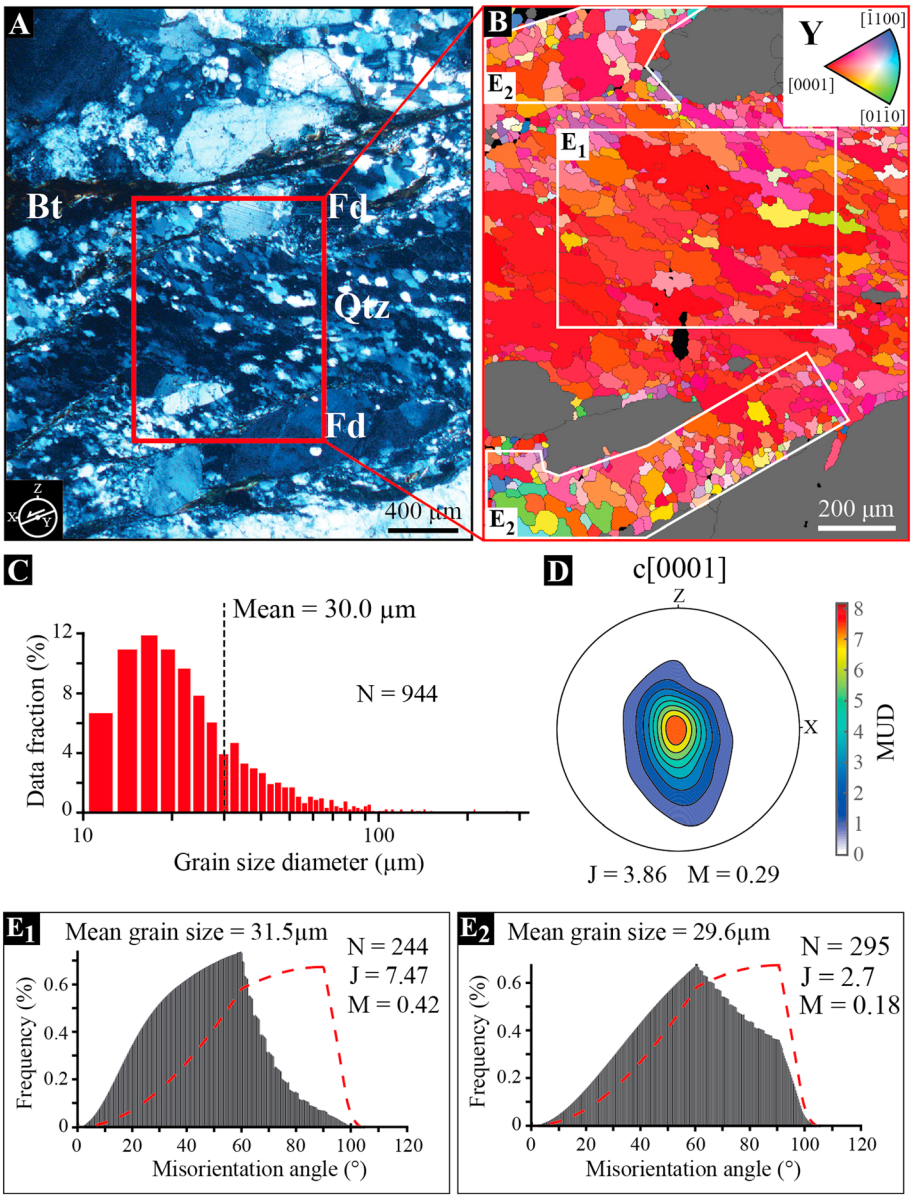



**Figure 12.** Quartz-related microstructures in high-strain shear bands. (a) Thin section (polarized light) of a shear band in the *XZ* plane (in grade 4). Fd, Feldspar, Qz, quartz, and Bt, Biotite. (b) EBSD map combined with inverse pole figure (IPF map) with respect to the *Y* axis (top right inset), that is, the deformation axis normal to the lineation in the foliation plane (location in Figure 12a). The color coding refers to the angle of one given axis with respect to *Y*. While the grey areas correspond to feldspar grains, the black areas give areas of nonindexed points. (c) Bar graph of the grain size distribution for quartz, highlighting a lognormal distribution with a mean grain size of 30 µm. *N* = number of grains. (d) LPO of the quartz [*c*] axis considering one point per grain (mean orientation). The isocontours and color coding are multiples of a uniform distribution (MUD). *J*, texture index and *M*, misorientation index. (e) Bar graphs of uncorrelated misorientation angle distribution for two specific areas located in Figure 12b. While the grain size slightly decreases from area E1 (31.5 µm) to area E2 (29.6 µm), the mineral alignment strength (*J* and *M* indices) significantly drops and the angle distribution gets close to the uniform distribution (dotted red line). *N* = number of grains.

stage 1 syn-magmatic pervasive shape fabric by an incipient localized shearing marked by proto-shear bands and beginning of ferromagnesian mineral concentrations.

Stage 3 is marked by an increasing anisotropy, from a $P'$~1.13 to $P'$~1.25, while the shape parameter ($T$) remains plano-linear. This is correlated with a generalized nucleation of shear bands associated with the mineral reorientation of amphibole and biotite and quartz ribbons development wrapping around feldspar clasts with rare cataclasites (Figure 8d).

Stage 4 is characterized by a shape fabric eccentricity $P'$ that evolves from 1.25 (stage 3) to 1.58 and a $T$ parameter that expresses a strong oblate shape. This final stage is characterized by the densification of

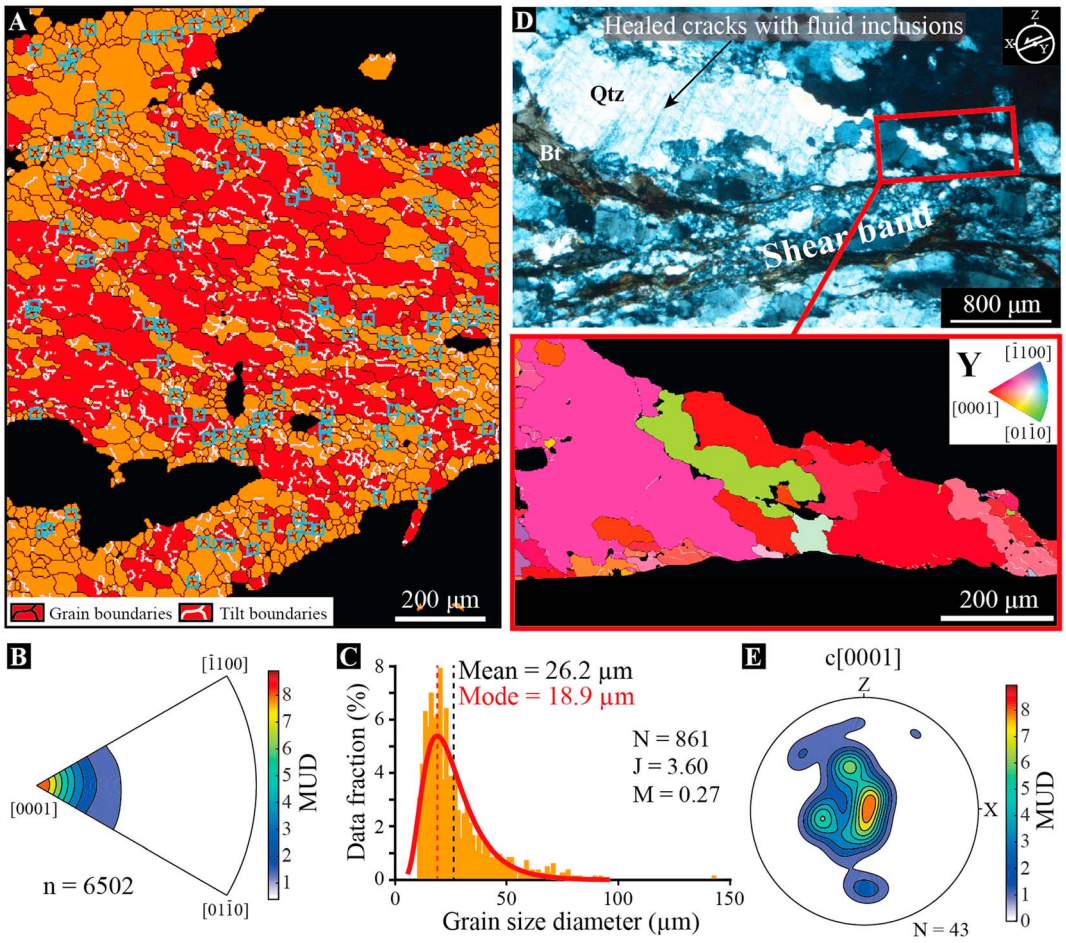



**Figure 13.** Grain boundaries and tilt boundaries of quartz aggregates in shear bands and recrystallized tails. (a) Phase map of the high-strain shear band shown in Figure 12, including quartz porphyroclasts (red) and recrystallized grains (orange). While grain boundaries (black lines) are defined by correlated misorientation angles higher than 10°, the tilt boundaries (white lines) refer to correlated misorientation angles between 2 and 10°. The blue empty squares highlight four-grain junctions (121). Black areas correspond to other phases and nonindexed points. (b) Inverse pole figure showing the distribution of rotation axes related to tilt boundaries in quartz aggregates. The concentration of misorientation axes around the *c*[0001] axis indicates that subgrain boundaries are tilt boundaries that result from dislocation glide on the {*m*}<*a*> slip system (Lloyd, 2004), coherent with prism <*a*> slip LPO. (c) Grain size distribution of recrystallized grains. While the mean grain size (26.6 µm) is calculated using the bar graph distribution, we applied a lognormal distribution to calculate the mode (18.9 µm). (d) Thin section (polarized light) and EBSD map (IPF map) of quartz grains and tilt boundaries through a recrystallized tail by a high-strain shear band. Unlike to quartz-rich shear bands, we document lobate boundaries and a few tilt boundaries (see text). (e) Quartz *c*[0001] axis pole figure for the map in Figure 13d. The isocontours and color coding are multiples of uniform distribution (MUD). *N*, number of grains, *J* = texture index, and *M*, misorientation index.

shear bands that often become tickers compared to those observed in stage 3. In those bands, the mylonitic fabric is generalized with local cataclasis of quartz ribbons (Figures 8e and 8f). At this stage, there is no evidence of locally preserved initial, magmatic to late-magmatic fabrics developed during the two first stages.

To summarize this analysis, stage 1 corresponds to a syn-magmatic fabric development while stage 2 can be assimilated to a first step of strain localization under very late magmatic to solid-state ductile conditions. Stage 3 corresponds to the development of a more pervasive network of centimeter scale anastomosed shear bands in ductile conditions. Stage 4 represents the generalization of a pervasive mylonitic shearing with local ultramylonitic to cataclasite, therefore brittle, textures.

A similar gradient was observed by Laurent et al. (2015) by using similar field and analytical approaches in the Ikaria syntectonic intrusion. The authors showed the same evolution from a linear magmatic fabric with a very low degree of anisotropy, about 10%, toward mylonitic facies characterized by a very high degree of anisotropy.

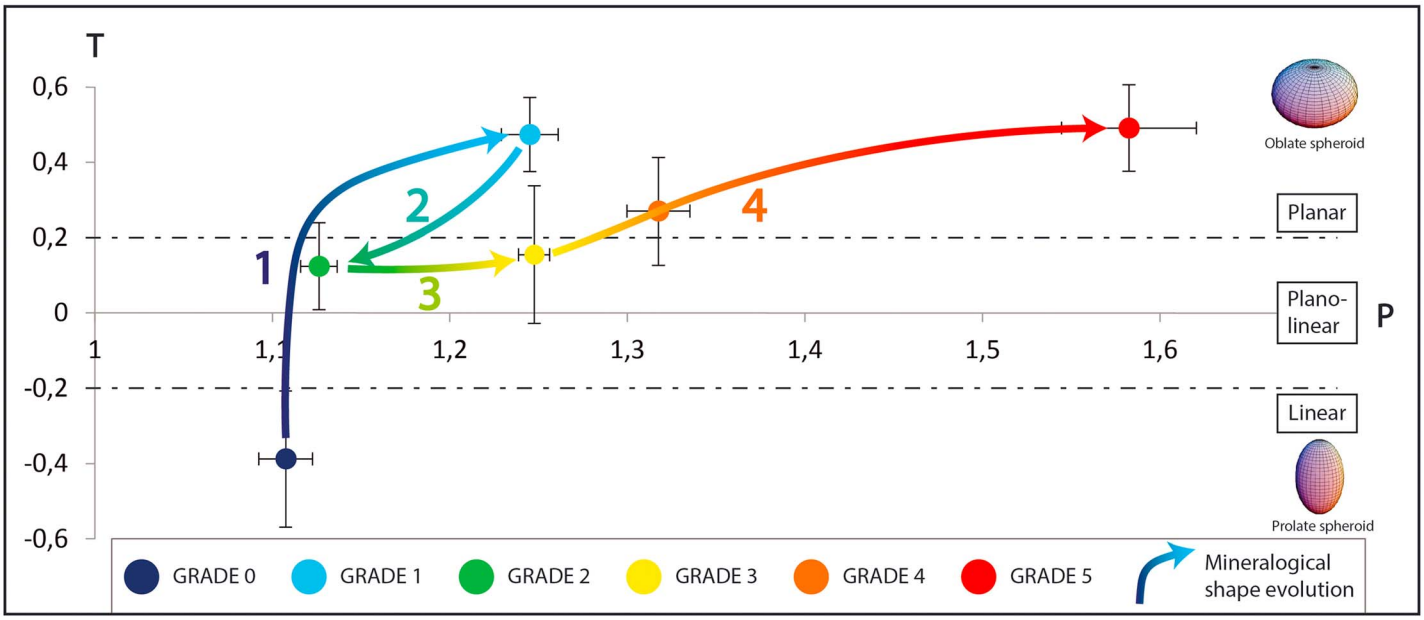



**Figure 14.** Interpreted shape parameter ($T$) versus anisotropic degree ($P'$) diagram of the strain pattern evolution in the Naxos monzogranite. Colored dots correspond to the arithmetic average and associated standard deviation for each grade. Colored arrows correspond to the different stages of the deformation path discussed in the text.

### 6.2. A Continuum of Deformation

The four stages previously proposed to describe the evolution of the mineral fabrics and the development of discrete structures is based on local analyses and sampling along the gradient zone. Field observations realized on the Naxos intrusion of the deformation from syn-magmatic conditions to solid-state ductile, locally brittle reveal a continuum through the strain gradient zone (Figures 6 and 7). The Naxos intrusion recorded a strong gradient of deformation progressively localizing along the north dipping detachment, preserving a magmatic fabric in the southern part of the intrusion body. This succession of events, consistent with kinematics recorded within the metamorphic dome, shows that the MCC, together with the intrusion and associated detachments, developed coevally and represents different sequential events in the same extensional event.

The magmatic foliations preserved in the center areas of the intrusion are subvertical (Figure 2a). They evolve toward a horizontal orientation in zones that correspond to grade 2. The map of stretching lineations (Figure 2b) shows a progressive rotation from the N10° oriented lineation to the N340° trending one in the northern part of the intrusion, suggesting that the stretching lineation in the south is, at least partly, due to shearing related to regional extension.

An evolution from a linear to a planar shape fabric characterizes grade 1 of deformation (Figures 10 and 14) and is interpreted as the switch between a more pronounced SPO of amphibole and biotite grains. Grade 1 is also marked by the presence of fractures in stretched K-feldspars (Figure 8b). This type of structures is a response to a deformation at subsolidus state and requires a sufficiently high shearing stress applied on a cooling magma comprising 10 to 30% of residual liquid (Bouchez et al., 1992; Paterson et al., 1989). Quartz, biotite, and hornblende that crystalized in the fractures affecting the feldspar megacrysts are the expression of this residual liquid. Bouchez et al. (1992) set prerequisites to consider such structures as late-magmatic microfractures. First, each microfracture should affect only one crystal and never overlap more. Then, mineral phases filling the fracture are crystallographically continuous and do not appear to change in their chemical composition. Finally, we observe that the filling phases are quartz, biotite, and hornblende (Figure 8b), which correspond to the magmatic paragenesis of the intrusion. Moreover, they tend to gradually disappear as the later solid-state deformation becomes more intense and overprints this submagmatic deformation. All of these elements show that the Naxos monzogranite is a syntectonic intrusion.

Then, the intensity of finite deformation drastically increases approaching the northern contact and the detachment (Figures 6 and 7). Indeed, at Aghios Prokopios peninsula, the transition from proto-mylonitic

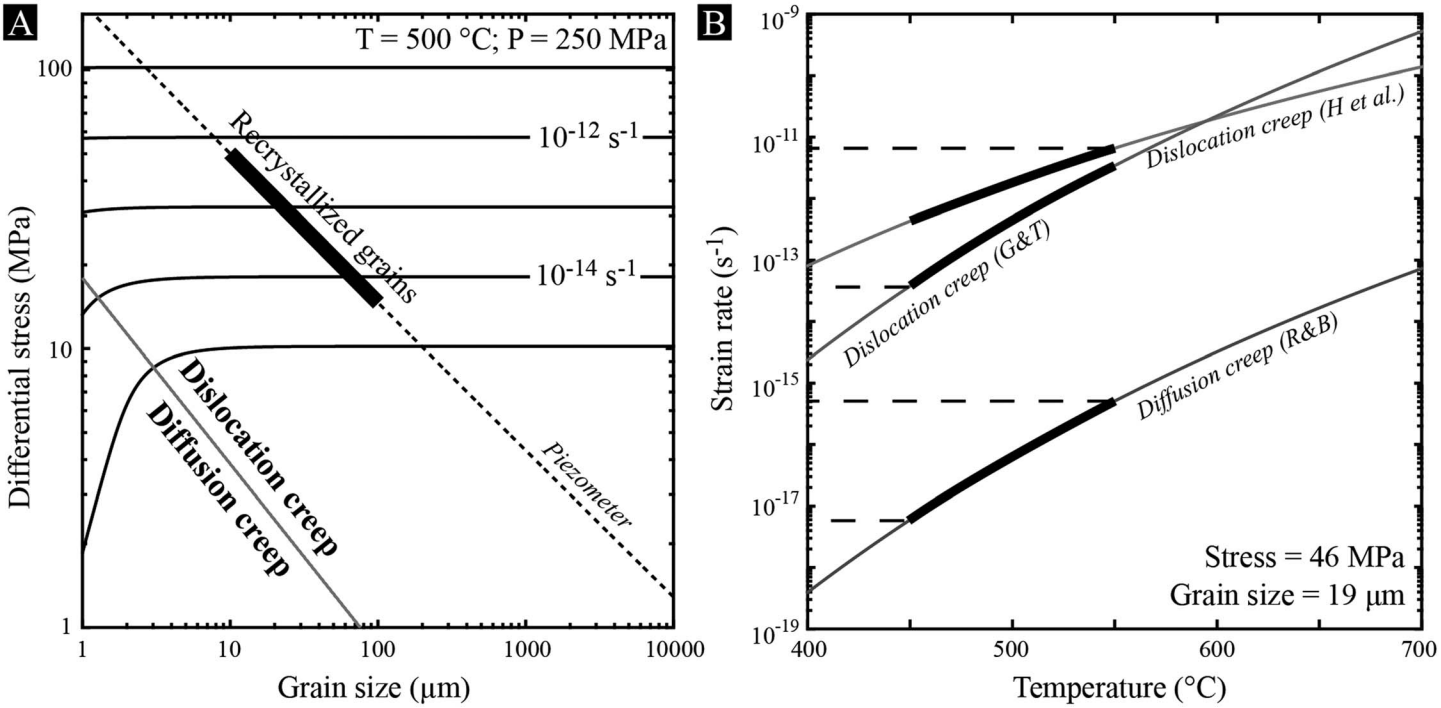



**Figure 15.** (a) Deformation mechanism map for wet quartz at 500°C and 250 MPa. The flow laws for dislocation creep and diffusion creep are from Gleason and Tullis (1995) and Rutter and Brodie (2004), respectively. Based on the quartz piezometer (Stipp & Tullis, 2003 corrected by Holyoke & Kronenberg, 2010) and using the size of recrystallized grains in high-strain shear bands (10–100 μm), we predict predominant dislocation creep for high-strain shear bands of grade 4. (b) Predicted strain rates (black thick lines) of quartz aggregates as a function of temperature considering either dislocation creep (including the flow law from Hirth et al., 2001) or diffusion creep. For calculations, we used the mode of recrystallized grains (~19 μm) and a stress of 46 MPa, such as predicted by the piezometer. For the flow law of Hirth et al. (2001), we applied a water fugacity of 87 MPa using the equation of state from Pitzer and Sterner (1994) at 500°C and 250 MPa. Considering temperatures between 450 and 550°C, as deduced from quartz mineral alignment in high-strain shear bands, we only predict realistic strain rates ($4.10^{-14}$–$7.10^{-12}$ $s^{-1}$) for dislocation creep, excluding diffusion creep as a source for grain boundary sliding (see text).

to mylonitic and even ultramylonitic fabric is achieved within only 500 m with a clear evolution of the degree of anisotropy and also a change from a plano-linear to a strongly planar fabric (Figures 7, 10, and 14). Furthermore, measured orientation of the shear planes appear to be parallel to the main detachment plane. Stretching lineations always oriented north-south and the overall top-to-the-north sense of shear are comparable with those measured in the dome.

The last increments of deformation in the Naxos intrusion comprise brittle deformation with ultracataclasites, pseudotachylites, or late steeply dipping normal faults. Cataclasites are positioned structurally within the highest grade of ductile deformation with an unclear transition as shown above (Figures 6 and 7), and they are topped by the detachment. They are characterized by a large thickness around several tens of meters, up to 50 m at Cape Achapsi where they are strongly chloritized and where two facies can be distinguished, a coarse-grained and fine-grained one. Finally, pseudotachylites veins develop along small-scale ultramylonitic shear planes near the detachment, reflecting a sudden and rapid acceleration of the local strain rate. The development of pseudotachylites is the logical continuation of the same deformation in the brittle, but it could also be part of a more recent deformation episode.

All of these deformation stages show a progressive evolution from magmatic to submagmatic, ductile, and then brittle deformation. This evolution demonstrates that the Naxos intrusion emplaced during top-to-the north shearing and started to be deformed while it remained about 10 to 30% of residual magmatic liquids in the crystallizing magma below a top-to-the north shallow-dipping shear zone.

### 6.3. Deformation Mechanisms and Strain Localization

The development of shear zone typically arises from strain localization during ductile deformation. In this regime, strain is accommodated by plastic processes that involve several competing deformation mechanisms, which dominant conditions depend on temperature, strain rate, stress, and grain size (Figure 15). For

quartz in fully plastic conditions, two deformation mechanisms have been mainly considered so far: dislocation creep and diffusion creep (Bürgmann & Dresen, 2008; Gleason & Tullis, 1995; Hirth et al., 2001). While dislocation creep refers to plastic flow achieved by lattice-controlled migration of intragranular line defects (dislocations), diffusion creep involves the diffusion of vacancies through the crystal lattice. These two mechanisms may also combine with grain boundary sliding depending on the deformation conditions (Boullier & Gueguen, 1975; Kilian et al., 2011; Kruse & Stünitz, 1999; Mehl & Hirth, 2008; Rahl & Skemer, 2016; Stünitz & Fitzgerald, 1993). Unlike dislocation creep, both diffusion creep and grain boundary sliding are dependent on grain size, which may promote a drop of viscosity during grain size reduction, giving rise to a rheological weakening and possibly strain localization (De Bresser et al., 2001; Platt & Behr, 2011).

When diffusion creep is dominant, it commonly relates to a weak or absent LPO. In contrast, a dominant dislocation creep produces a strong LPO (Baker & Wenk, 1972), a strong SPO (Stipp et al., 2002), and new recrystallized grains, which size mostly depends on stress conditions (Austin & Evans, 2007; Stipp & Tullis, 2003). Natural observations and experimental investigations have also shown that both the process of dynamic recrystallization and the pattern of recrystallized quartz LPO directly depend on strain rate, finite strain, and temperature during dislocation creep (Hirth & Tullis, 1992; Stipp et al., 2002). With increasing temperature (or decreasing strain rate), the type of recrystallization changes from bulging recrystallization to subgrain rotation and then to a combination of both mechanisms due to efficient grain boundary migration, which becomes dominant above 500°C (Hirth & Tullis, 1992). In relation to this, the pattern of recrystallized quartz LPO switches from dominant basal $<a>$ slip LPO at low temperature—in combination with other slip systems (basal, rhomb, and prism)—to dominant prism $<a>$ slip LPO at high temperature. The transition has been estimated around 500°C, but this value may also change depending on the finite strain involved (Stipp et al., 2002).

In Naxos, the presence of an SPO and a moderate to strong prism $<a>$ slip LPO combined with microstructural evidence of subgrain boundaries and recrystallized tails of quartz supports dominant dislocation creep through the whole studied intrusion. It further indicates high-temperature deformation above 500°C, but the evolution toward multiple slip systems with increasing strain, as shown by girdle development, and the occurrence of brittle deformation in grade 5 suggest that deformation also occurred down to ~350°C in high-strain grades. The occurrence of lobate grain boundaries is also indicative of significant grain boundary migration during deformation (Heilbronner & Tullis, 2006; Hirth & Tullis, 1992), and probably in presence of fluids, such as deduced from the presence of strain-related fluid inclusions. However, although quartz LPO never fully randomizes, we document a drop of overall mineral alignment strength with increasing strain (Figure 11). This feature contradicts lab-based experiments that always documented an increasing LPO with increasing strain when dislocation creep is dominant (Hansen et al., 2014; Heilbronner & Tullis, 2006; Mainprice et al., 2015). As one possibility, such a drop could be an effect of dynamic recrystallization (Hirth & Tullis, 1992), but recent deformation experiments of polycrystal quartzite have shown that quartz LPO significantly strengthens with increasing degree of dynamic recrystallization (Heilbronner & Tullis, 2006). Another possibility implies the overprinting of a previous mineral alignment by a new one, such as highlighted by our SPO data set. In this case, grade 0 may have been affected by grades 1 and 2 during a former stage of deformation, and then grades 3 to 5 may result from latter stages of strain localization, but with different orientations of the deformation axes. Nonetheless, although we do not exclude this effect, our data set does not show any combined patterns of quartz LPO, and it does not account for the drop of mineral alignment strength between grades 3 and 4.

Alternatively, the large amount of four-grain junctions indicates that grain boundary sliding has significantly contributed to the deformation (Ree, 1994). Previous documentations of quartz-rich mylonite have shown indeed that grain size-sensitive creep, including grain boundary sliding, may occur during dynamic recrystallization in presence of fluids (Halfpenny et al., 2006; Rahl & Skemer, 2016). This would account for the progressive drop of overall mineral alignment strength with increasing strain, that is, with increasing degree of recrystallization and related grain size reduction. The quartz LPO might also locally weaken depending on the degree of dynamic recrystallization or local amount of fluid at grain boundaries, such as expected in high-strain shear bands. We would finally expect a strengthening of quartz LPO in grade 5 if we consider that most of the rock has achieved 100% of recrystallization. Our LPO features indicate therefore that grain boundary sliding probably occurred in combination with dislocation creep during deformation of the Naxos shear zone. Together with grain size reduction, this provides a consistent approach to account for the occurrence of weakening and subsequent strain localization across the intrusion.

Nevertheless, the source of grain boundary sliding in Naxos remains a fundamental issue. Based on available flow laws (Gleason & Tullis, 1995; Hirth et al., 2001; Rutter & Brodie, 2004) and using the mode of recrystallized grain size (~19 μm) to estimate the differential stress (Stipp & Tullis, 2003 corrected by Holyoke & Kronenberg, 2010), we predict dislocation creep as dominating the rheology of the high-strain shear bands, and, by deduction, the rheology of the host rock, which necessarily stands above the piezometer (Figure 15a). We used the mode rather than the mean grain size to minimize the effect of porphyroclasts. Furthermore, while dominant dislocation creep implies realistic strain rates between $4.10^{-14}$ and $7.10^{-12}$ $s^{-1}$ for a temperature ranging from 450 to 550°C, dominant diffusion creep involves much slower and unrealistic strain rates ($5.10^{-18}$–$5.10^{-16}$ $s^{-1}$) in the same temperature conditions (Figure 15b). This definitely excludes diffusion creep as a source for grain boundary sliding, requiring an alternative mechanism.

On this base, we may envisage two possibilities that imply either dislocation-accommodated grain boundary sliding (disGBS) or pressure-solution creep (Hirth & Kohlstedt, 2003; Gratier et al., 2013). These two mechanisms are indeed grain size dependent, and they involve, or combine with, grain boundary sliding. However, although disGBS has been only highlighted and quantified for olivine aggregates (Hirth & Kohlstedt, 2003), (1) it never arises in the presence of fluids, (2) it results in a strong crystal preferred orientation, the strength of which increases with increasing strain (Hansen, Zimmerman, & Kohlstedt, 2012), and (3) its grain size dependency is not sufficient to promote strain localization (Gueydan & Précigout, 2014). DisGBS does not seem therefore to be the best candidate to account for the microstructural features and strain localization in Naxos. In contrast, the highly grain-size-sensitive pressure-solution creep, which is conditional upon the presence of fluids, would represent an appropriate candidate. But here more data and evidence of dissolution-precipitation are needed to go further in the discussion.

## 7. Conclusion

This study gives information on the emplacement mechanisms and subsequent exhumation deformation about the Naxos intrusion. Using field structural data associated with EBSD, 2-D, and 3-D textural and structural analyses, we document a rapid evolution of the deformation gradient approaching the major detachment along the northern border of the intrusion. At both macroscopic and microscopic scales, stress related to the emplacement of the intrusion first guides the development of a magmatic shape fabric of amphibole and biotite grains. During the activity of the detachment, the preexisting localization of the deformation linked with the intrusion emplacement played also an important role in the localization of the deformation and the development of the shearing structures.

The continuum of deformation from magmatic to solid-state ductile-then-brittle conditions is characterized by a persistent stretching direction and the development of an anastomosed network of discrete shear bands that evolves to a penetrative mylonitic texture approaching the detachment fault. All together, these features indicate that the Naxos intrusion recorded a strong gradient of deformation that progressively localized along the north dipping detachment during its emplacement. This accounts for the preservation of a magmatic fabric in the core of the intrusion. This succession of events is also consistent with the top-to-the-N kinematics within the neighboring Naxos metamorphic dome. This clearly demonstrates that the MCC together with the intrusion and associated detachments developed coevally, recording different sequential steps within a single crustal-scale extensional event. Furthermore, microstructural features indicate that plastic flow of the whole intrusion has been dominated by dislocation creep from more than 500°C to ~350°C (ductile-to-brittle transition). However, numerous four-grain junctions also indicate a significant contribution of grain boundary sliding, in combination with dislocation creep. Together with grain size reduction induced by dynamic recrystallization, this grain size sensitive mechanism provides a good candidate to account for strain localization in Naxos. Nevertheless, the source of grain boundary sliding remains to be better constrained.

**Acknowledgments**
This study is a contribution of the ERC REOLITH Project (ERC Advanced grant 290864). Data set is available, in open access, at https://zenodo.org/record/887184. We gratefully acknowledge the reviewer, Andrew Cross, for his constructive and insightful comments and suggestions that contributed to improve the quality of the manuscript. Our gratitude is also extended to Editor, Claudio Faccenna, and the Associate Editor who provided additional helpful comments.

## References

Acocella, V., & Rossetti, F. (2002). The role of extensional tectonics at different crustal levels on granite ascent and emplacement: An example from Tuscany (Italy). *Tectonophysics*, *354*(1-2), 71–83. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00290-1

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., … Wortel, R. (2011). Zagros orogeny: A subduction-dominated process. *Geological Magazine*, *148*(5-6), 692–725. https://doi.org/10.1017/S001675681100046X

Altherr, R., Kreuzer, H., Wendt, I., Lenz, H., Wagner, G. A., Keller, J., … Hohndorf, A. (1982). A late Oligocene/early Miocene high temperature belt in the Attic-Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). *Geologisches Jahrbuch*, *23*, 97–164.

Altherr, R., Schliestedt, M., Okrusch, M., Seidel, E., Kreuzer, H., Harre, W., … Wagner, G. A. (1979). Geochronology of high-pressure rocks on Sifnos (Cyclades, Greece). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *70*(3), 245–255. https://doi.org/10.1007/BF00375354

Altherr, R., & Siebel, W. (2002). I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzogranites from the central Aegean Sea, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *143*(4), 397–415. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0352-y

Andriessen, P. A. M., Banga, G., & Hebeda, E. H. (1987). Isotopic age study of pre-Alpine rocks in the basal units on Naxos, Sikinos and Ios, Greek Cyclades. *Geologie en Mijnbouw*, *66*(3), 3–14.

Andriessen, P. A. M., Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Priem, H. N. A., Verdurnen, E. A. T., & Verschure, R. H. (1979). Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the Alpine orogen of Naxos (Cyclades, Greece). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *69*(3), 215–225. https://doi.org/10.1007/BF00372323

Augier, R., Jolivet, L., Gadenne, L., Lahfid, A., & Driussi, O. (2015). Exhumation kinematics of the Cycladic blueschists unit and back-arc extension, insight from the southern Cyclades (Sikinos and Folegandros Islands, Greece). *Tectonics*, *34*, 152–185. https://doi.org/10.1002/2014TC003664

Austin, N. J., & Evans, B. (2007). Paleowattmeters: A scaling relation for dynamically recrystallized grain size. *Geology*, *35*(4), 343–346. https://doi.org/10.1130/G23244A.1

Avigad, D. (1998). High-pressure metamorphism and cooling on SE Naxos (Cyclades, Greece). *European Journal of Mineralogy*, *10*(6), 1309–1320. https://doi.org/10.1127/ejm/10/6/1309

Bachmann, F., Hielscher, R., & Schaeben, H. (2010). Texture analysis with MTEX–free and open source software toolbox. *In Solid State Phenomena*, *160*, 63–68. https://doi.org/10.4028/www.scientific.net/SSP.160.63

Baker, D. R., Mancini, L., Polacci, M., Higgins, M. D., Gualda, G. A. R., Hill, R. J., & Rivers, M. L. (2012). An introduction to the application of X-ray microtomography to the thrre-dimensional study of igneous rocks. *Lithos*, *148*, 262–276. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.008

Baker, D. W., & Wenk, H. (1972). Preferred orientation in the low symmetry quartz mylonite. *Journal of Geology*, *80*(1), 81–105. https://doi.org/10.1086/627714

Baldwin, S. L., Lister, S., Hill, E. J., Foster, D. A., & McDougall, I. (1993). Thermochronologic constraints on the tectonic evolution of active metamorphic core complexes, D'entrecasteaux Islands, Papua New Guinea. *Tectonics*, *12*(3), 611–628. https://doi.org/10.1029/93TC00235

Bargnesi, E. A., Stockli, D. F., Mancktelow, N., & Soukis, K. (2013). Miocene core complex development and coeval supradetachment basin evolution of Paros, Greece, insights from (U–Th)/He thermochronometry. *Tectonophysics*, *595-596*, 165–182. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.07.015

Blake, M. C., Bonneau, M., Geyssant, J., Kienast, J. R., Lepvrier, C., Maluski, H., & Papanikolaou, D. (1981a). A geologic reconnaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece. *Geological Society of America Bulletin*, *92*(5), 247–254. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1981)92%3C247:AGROTC%3E2.0.CO;2

Blake, M. C., Bonneau, M., Geyssant, J., Kienast, J. R., Lepvrier, C., Maluski, H., & Papanikolaou, D. (1981b). A geologic reconnaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece: Discussion and reply. *Geological Society of America Bulletin*, *95*(1), 119–121.

Böger, H. (1983). Stratigraphische und tektonische Verknupfungen kontinentaler Sedimente des Neogens Ägäis-Raum. *Geologische Rundschau*, *72*, 771–814.

Bolhar, R., Ring, U., & Allen, C. M. (2010). An integrated zircon geochronological and geochemical investigation into the Miocene plutonic evolution of the Cyclades, Aegean Sea, Greece: Part 1: Geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *160*(5), 719–742. https://doi.org/10.1007/s00410-010-0504-4

Bonneau, M. (1984). Correlation of the Hellenide nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction. *Geological Society of London Special Publication*, *17*(1), 517–527. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.017.01.38

Bonneau, M., & Kienast, J. R. (1982). Subduction, collision et schistes bleus: L'exemple de l'Egée (Grèce). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, *24*, 785–791.

Borradaile, G. J., & Werner, T. (1994). Magnetic anisotropy of some phyllosilicates. *Tectonophysics*, *235*(3), 223–248. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90196-1

Bouchez, J. L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A., & Cuney, M. (1992). Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, *20*(1), 35–38. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020%3C0035:SMIG%3E2.3.CO;2

Boullier, A. M., & Gueguen, Y. (1975). SP-mylonites: Origin of some mylonites by superplastic flow. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *50*(2), 93–104. https://doi.org/10.1007/BF00373329

Brichau, S., Ring, U., Carter, A., Bolhar, R., Monié, P., Stockli, D., & Brunel, M. (2008). Timing, slip rate, displacement and cooling history of the Mykonos detachment footwall, Cyclades, Greece, and implications for the opening of the Aegean Sea basin. *Journal of the Geological Society*, *165*(1), 263–277. https://doi.org/10.1144/0016-76492006-145

Brichau, S., Ring, U., Carter, A., Monié, P., Bolhar, R., Stockli, D., & Brunel, M. (2007). Extensional faulting on Tinos island, Aegean Sea, Greece: How many detachments? *Tectonics*, *26*, TC4009. https://doi.org/10.1029/2006TC001969

Brichau, S., Ring, U., Ketcham, R. A., Carter, A., Stockli, D., & Brunel, M. (2006). Constraining the long-term evolution of the slip rate for a major extensional fault system in the central Aegean, Greece, using thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, *241*(1-2), 293–306. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.065

Brichau, S., Thomson, S., & Ring, U. (2010). Thermochronometric constraints on the tectonic evolution of the Serifos detachment, Aegean Sea, Greece. *International Journal of Earth Sciences*, *99*(2), 379–393. https://doi.org/10.1007/s00531-008-0386-0

Bröcker, M., & Enders, M. (1999). U–Pb zircon geochronology of unusual eclogite-facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece). *Geological Magazine*, *136*(2), 111–118. https://doi.org/10.1017/S0016756899002320

Brown, M. (1994). The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: The migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews*, *36*(1-2), 83–130. https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90009-4

Brun, J.-P., & Faccenna, C. (2008). Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *Earth and Planetary Science Letters*, *272*(1-2), 1–7. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.02.038

Buick, I. S. (1991a). Mylonite fabric development on Naxos, Greece. *Journal of Structural Geology*, *13*(6), 643–655. https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90027-G

Buick, I. S. (1991b). The late Alpine evolution of an extensional shear zone, Naxos, Greece. *Journal of the Geological Society*, *148*(1), 93–103. https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.1.0093

Bunge, H. J. (1982). Inhomogeneous textures. *Zeitschrift für Metallkunde*, *73*(8), 483–488.

Bürgmann, R., & Dresen, G. (2008). Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy, and field observations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *36*(1), 531–567. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124326

Cao, S., Neubauer, F., Bernroider, M., Genser, J., Liu, J., & Friedl, G. (2016). Low-grade retrogression of a high-temperature metamorphic core complex: Naxos, Cyclades, Greece. *Geological Society of America Bulletin*, *129*(1-2), 93–117, B31502.1. https://doi.org/10.1130/B31502.1

Charles, N., Augier, R., Gumiaux, C., Monié, P., Chen, Y., Faure, M., & Zhu, R. (2013). Timing, duration and role of magmatism in wide rift systems: Insights from the Jiaodong Peninsula (China, East Asia). *Gondwana Research*, *24*(1), 412–428. https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.10.011

Charles, N., Gumiaux, C., Augier, R., Chen, Y., Zhu, R., & Lin, W. (2011). Metamorphic core complexes vs. synkinematic plutons in continental extension setting: Insights from key structures (Shandong Province, eastern China). *Journal of Asian Earth Sciences*, *40*(1), 261–278. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.07.006

Coney, P. J., & Harms, T. A. (1984). Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology*, *12*(9), 550–554. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12%3C550:CMCCCE%3E2.0.CO;2

Crittenden, M. D., Coney, P. J., & Davis, G. H. (1980). Cordilleran metamorphic core complexes. *Geological Society of America*, *153*. https://doi.org/10.1130/MEM153-p485

Daniel, J. M., & Jolivet, L. (1995). Detachment faults and pluton emplacement: Elba Island (Tyrrhenian Sea). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, *166*, 341–341. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.166.4.341

Davidson, C., Schmid, S. M., & Hollister, L. S. (1994). Role of melt during deformation in the deep crust. *Terra Nova*, *6*(2), 133–142. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1994.tb00646.x

Davis, G. A., Fowler, T. K., Bishop, K. M., Brudos, T. C., Friedmann, S. J., Burbank, D. W., … Burchfiel, B. C. (1993). Pluton pinning of an active Miocene detachment fault system, eastern Mojave Desert, California. *Geology*, *21*(7), 627–630. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021%3C0627:PPOAAM%3E2.3.CO;2

De Bresser, J., Ter Heege, J., & Spiers, C. (2001). Grain size reduction by dynamic recrystallization: Can it result in major rheological weakening? *International Journal of Earth Sciences*, *90*(1), 28–45. https://doi.org/10.1007/s005310000149

Denèle, Y., Lecomte, E., Jolivet, L., Lacombe, O., Labrousse, L., Huet, B., & Le Pourhiet, L. (2011). Granite intrusion in a metamorphic core complex: The example of the Mykonos laccolith (Cyclades, Greece). *Tectonophysics*, *501*(1-4), 52–70. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.01.013

D'lemos, R. S., Brown, M., & Strachan, R. A. (1992). Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogeny. *Journal of the Geological Society*, *149*(4), 487–490. https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.4.0487

Duchêne, S., Aïssa, R., & Vanderhaeghe, O. (2006). Pressure-temperature-time evolution of metamorphic rocks from Naxos (Cyclades, Greece): Constraints from thermobarometry and Rb/Sr dating. *Geodinamica Acta*, *19*(5), 301–321. https://doi.org/10.3166/ga.19.301-321

Faure, M., Bonneau, M., & Pons, J. (1991). Ductile deformation and syntectonic granite emplacement during the late Miocene extension of the Aegean (Greece). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, *162*(1), 3–11. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.162.1.3

Feenstra, A. (1985). Metamorphism of bauxites on Naxos, Greece (PhD thesis). Instituut voor Aardwetenschappen, Utrecht University Repository, Netherlands.

Gans, P. B., Mahood, G. A., & Schermer, E. (1989). Synextensional magmatism in the Basin and Range Province; a case study from the eastern Great Basin. *Geological Society of America Special Papers*, *233*, 1–53. https://doi.org/10.1130/SPE233-p1

Gautier, P., & Brun, J. P. (1994a). Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Ewia Island). *Tectonophysics*, *238*(1-4), 399–424. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90066-3

Gautier, P., & Brun, J. P. (1994b). Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia Islands). *Geodinamica Acta*, *7*(2), 57–85. https://doi.org/10.1080/09853111.1994.11105259

Gautier, P., Brun, J.-P., & Jolivet, L. (1993). Structure and kinematics of Upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades Islands, Greece). *Tectonics*, *12*(5), 1180–1194. https://doi.org/10.1029/93TC01131

Gleason, G. C., & Tullis, J. (1995). A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell. *Tectonophysics*, *247*(1-4), 1–23. https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00011-B

Grasemann, B., & Petrakakis, K. (2007). Evolution of the Serifos metamorphic core complex. Inside the Aegean core complexes. *Journal of the Virtual Explorer*, *27*, 1–18.

Grasemann, B., Schneider, D. A., Stockli, D. F., & Iglseder, C. (2012). Miocene bivergent crustal extension in the Aegean: Evidence from the western Cyclades (Greece). *Lithosphere*, *4*(1), 23–39. https://doi.org/10.1130/L164.1

Gratier, J. P., Dysthe, D. K., & Renard, F. (2013). The role of pressure solution creep in the ductility of the Earth's upper crust. *Advances in Geophysics*, *54*, 47–179. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-380940-7.00002-0

Gualda, G. A. R., & Rivers, M. (2006). Quantitative 3D petrography using x-ray tomography: Application to Bishop Tuff pumice clasts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *154*(1-2), 48–62. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.09.019

Gueydan, F., & Précigout, J. (2014). Modes of continental rifting as a function ductile strain localization in the lithospheric mantle. *Tectonophysics*, *612-613*, 18–25. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.11.029

Halfpenny, A., Prior, D. J., & Wheeler, J. (2006). Analysis of dynamic recrystallization and nucleation in a quartzite mylonite. *Tectonophysics*, *427*(1-4), 3–14. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.05.016

Hansen, L. N., Zhao, Y. H., Zimmerman, M. E., & Kohlstedt, D. L. (2014). Protracted fabric evolution in olivine: Implications for the relationship among strain, crystallographic fabric, and seismic anisotropy. *Earth and Planetary Science Letters*, *387*, 157–168. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.009

Hansen, L. N., Zimmerman, M. E., & Kohlstedt, D. L. (2012). The influence of microstructure on deformation of olivine in the grain-boundary sliding regime. *Journal of Geophysical Research*, *117*, B09201. https://doi.org/10.1029/2012JB009305

Heilbronner, R., & Tullis, J. (2006). Evolution of c axis pole figures and grain size during dynamic recrystallization: Results from experimentally sheared quartzite. *Journal of Geophysical Research*, *111*, B10202. https://doi.org/10.1029/2005JB004194

Henjes-Kunst, F., Altherr, R., Kreuzer, H., & Hansen, B. T. (1988). Disturbed U-Th-Pb systematics of young zircons and uranothorites: The case of the Miocene Aegean granitoids (Greece). *Chemical Geology: Isotope Geoscience*, *73*(2), 125–145. https://doi.org/10.1016/0168-9622(88)90011-5

Henjes-Kunst, F., & Kreuzer, H. (1982). Isotopic dating of pre-alpidic rocks from the island of Ios (Cyclades, Greece). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *80*(3), 245–253. https://doi.org/10.1007/BF00371354

Hirth, G., & Kohlstedt, D. L. (2003). Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists. In J. Eiler (Ed.), *Inside the Subduction Factory*, *Geophysical Monograph Series* (Vol. 138, pp. 83–105). Washington, DC: American Geophysical Union. https://doi.org/10.1029/138GM06

Hirth, G., Teyssier, C., & Dunlap, W. J. (2001). An evaluation of quartzite flow laws based on comparison between experimentally and naturally deformed rocks. *International Journal of Earth Sciences*, *90*(1), 77–87. https://doi.org/10.1007/s005310000152

Hirth, G., & Tullis, J. (1992). Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, *14*(2), 145–159. https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90053-Y

Holyoke, C. W., & Kronenberg, A. K. (2010). Accurate differential stress measurement using the molten salt cell and solid salt assemblies in the Griggs apparatus with applications to strength, piezometers and rheology. *Tectonophysics*, *494*(1-2), 17–31. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.08.001

Huet, B., Labrousse, L., & Jolivet, L. (2009). Thrust or detachment? Exhumation processes in the Aegean: Insight from a field study on Ios (Cyclades, Greece). *Tectonics*, *28*, TC3007. https://doi.org/10.1029/2008TC002397

Hutton, D. H. W. (1982). A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland. *Journal of the Geological Society*, *139*(5), 615–631. https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.5.0615

Iglseder, C., Grasemann, B., Rice, A. H. N., Petrakakis, K., & Schneider, D. A. (2011). Miocene south directed low-angle normal fault evolution on Kea Island (West Cycladic Detachment System, Greece). *Tectonics*, *30*, TC4013. https://doi.org/10.1029/2010TC002802

Iglseder, C., Grasemann, B., Schneider, D. A., Petrakakis, K., Miller, C., Klötzli, U. S., … Rambousek, C. (2009). I and S-type plutonism on Serifos (W-Cyclades, Greece). *Tectonophysics*, *473*(1-2), 69–83. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.021

Jansen, J. B. H. (1973). Geological map of Naxos (1/50 000). Nation. Inst. Geol. Mining Res., Athens.

Jansen, J. B. H. (1977). Metamorphism on Naxos, Greece (PhD thesis) 237 pp., University of Utrecht, Utrecht, Netherlands.

Jansen, J. B. H., & Schuiling, R. D. (1976). Metamorphism on Naxos; petrology and geothermal gradients. *American Journal of Science*, *276*(10), 1225–1253. https://doi.org/10.2475/ajs.276.10.1225

Jelinek, V. (1981). Characterization of the magmatic fabrics of rocks. *Tectonophysics*, *79*(3-4), T63–T67. https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4

Jolivet, L., & Brun, J. P. (2010). Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. *International Journal of Earth Sciences*, *99*(1), 109–138. https://doi.org/10.1007/s00531-008-0366-4

Jolivet, L., & Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, *19*(6), 1095–1106. https://doi.org/10.1029/2000TC900018

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E., & Agard, P. (2003). Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *American Journal of Science*, *303*(5), 353–409. https://doi.org/10.2475/ajs.303.5.353

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Mattei, M., Rossetti, F., Brunet, C., … Parra, T. (1998). Midcrustal shear zones in postorogenic extension: Example from the northern Tyrrhenian Sea. *Journal of Geophysical Research*, *103*(B6), 12,123–12,160. https://doi.org/10.1029/97JB03616

Jolivet, L., Lecomte, E., Huet, B., Denèle, Y., Lacombe, O., Labrousse, L., … Mehl, C. (2010). The north cycladic detachment system. *Earth and Planetary Science Letters*, *289*(1-2), 87–104. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.10.032

Jolivet, L., Menant, A., Sternai, P., Rabillard, A., Arbaret, L., Augier, R., … Le Pourhiet, L. (2015). The geological signature of a slab tear below the Aegean. *Tectonophysics*, *659*, 166–182. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.004

Jolivet, L., Rimmelé, G., Oberhänsli, R., Goffé, B., & Candan, O. (2004). Correlation of syn-orogenic tectonic and metamorphic events in the Cyclades, the Lycian nappes and the Menderes massif. Geodynamic implications. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, *175*(3), 217–238. https://doi.org/10.2113/175.3.217

Katzir, Y., Matthews, A., Garfunkel, Z., Schliestedt, M., & Avigad, D. (1996). The tectono-metamorphic evolution of a dismembered ophiolite (Tinos, Cyclades, Greece). *Geological Magazine*, *133*(03), 237–254. https://doi.org/10.1017/S0016756800008992

Keay, S., & Lister, G. (2002). African provenance for the metasediments and metaigneous rocks of the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, *30*(3), 235–238. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0235:APFTMA>2.0.CO;2

Keay, S., Lister, G., & Buick, I. (2001). The timing of partial melting, Barrovian metamorphism and granite intrusion in the Naxos metamorphic core complex, Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Tectonophysics*, *342*(3-4), 275–312. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00168-8

Ketcham, R. A. (2005). Three-dimensional grain fabric measurements using high-resolution X-ray computed tomography. *Journal of Structural Geology*, *27*(7), 1217–1228. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.02.006

Ketcham, R. A., & Carlson, W. D. (2001). Acquisition, optimization and interpretation of X-ray computed tomographic imagery: Application to the geosciences. *Computers and Geosciences*, *27*(4), 381–400. https://doi.org/10.1016/S0098-3004(00)00116-3

Kilian, R., Heilbronner, R., & Stünitz, H. (2011). Quartz grain size reduction in a granitoid rock and the transition from dislocation creep to diffusion creep. *Journal of Structural Geology*, *33*(8), 1265–1284. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.05.004

Kokkalas, S., & Aydin, A. (2013). Is there a link between faulting and magmatism in the south-central Aegean Sea? *Geological Magazine*, *150*(02), 193–224. https://doi.org/10.1017/S0016756812000453

Koukouvelas, I. K., & Kokkalas, S. (2003). Emplacement of the Miocene west Naxos pluton (Aegean Sea, Greece): A structural study. *Geological Magazine*, *140*(1), 45–61. https://doi.org/10.1017/S0016756802007094

Kruckenberg, S. C., Vanderhaeghe, O., Ferré, E. C., Teyssier, C., & Whitney, D. L. (2011). Flow of partially molten crust and the internal dynamics of a migmatite dome, Naxos, Greece. *Tectonics*, *30*, TC3001. https://doi.org/10.1029/2010TC002751

Kruse, R., & Stünitz, H. (1999). Deformation mechanisms and phase distribution in mafic high-temperature mylonites from the Jotun nappe, southern Norway. *Tectonophysics*, *303*(1-4), 223–249. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00255-8

Kuhlemann, J., Frisch, W., Dunkl, I., Kázmér, M., & Schmiedl, G. (2004). Miocene siliciclastic deposits of Naxos Island: Geodynamic and environmental implications for the evolution of the southern Aegean Sea (Greece). *Geological Society of America Special Papers*, *378*, 51–65. https://doi.org/10.1130/0-8137-2378-7.51

Kumerics, C., Ring, U., Brichau, S., Glodny, J., & Monié, P. (2005). The extensional Messaria shear zone and associated brittle detachment faults, Aegean Sea, Greece. *Journal of the Geological Society*, *162*(4), 701–721. https://doi.org/10.1144/0016-764904-041

Launeau, P., Archanjo, C., Picard, D., Arbaret, L., & Robin, P.-Y. F. (2010). Two- and three-dimensional shape fabric analysis by the intercept method in grey levels. *Tectonophysics*, *492*(1-4), 230–239. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.06.005

Launeau, P., & Robin, P.-Y. F. (1996). Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics*, *267*(1-4), 91–119. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00091-1

Launeau, P., & Robin, P.-Y. F. (2005). Determination of fabric ellipsoids from measured sectional ellipses—Implementation and applications. *Journal of Structural Geology*, *27*(12), 2223–2233. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.08.003

Laurent, V., Beaudoin, A., Jolivet, L., Arbaret, L., Augier, R., Rabillard, A., & Menant, A. (2015). Interrelations between extensional shear zones and synkinematic intrusions: The example of Ikaria Island (NE Cyclades, Greece). *Tectonophysics*, *651-652*, 152–171. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.03.020

Lecomte, E., Jolivet, L., Lacombe, O., Denèle, Y., Labrousse, L., & Le Pourhiet, L. (2010). Geometry and kinematics of Mykonos detachment, Cyclades, Greece: Evidence for slip at shallow dip. *Tectonics*, *29*, TC5012. https://doi.org/10.1029/2009TC002564

Lee, J., & Lister, G. S. (1992). Late Miocene ductile extension and detachment faulting, Mykonos, Greece. *Geology*, *20*(2), 121–124. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020%3C0121:LMDEAD%3E2.3.CO;2

Lister, G. S., & Baldwin, S. L. (1993). Plutonism and the origin of metamorphic core complexes. *Geology*, *21*(7), 607–610. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021%3C0607:PATOOM%3E2.3.CO;2

Lister, G. S., Banga, G., & Feenstra, A. (1984). Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, *12*(4), 221–225. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12%3C221:MCCOCT%3E2.0.CO;2

Lister, G. S., & Davis, G. A. (1989). The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, *11*(1-2), 65–94. https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90036-9

Lloyd, G. E. (2004). Microstructural evolution in a mylonitic quartz simple shear zone: The significant roles of dauphine twinning and misorientation. In G. I. Alsop, et al. (Eds.), *Flow Processes in Faults and Shear Zones*, *Geological Society of London Special Publications* (Vol. 224, pp. 39–61).

Mainprice, D., Bachmann, F., Heilscher, R., & Schaeben, H. (2015). Descriptive tools for the analysis of texture projects with large datasets using MTEX: Strength, symmetry and components. *Geological Society of London Special Publication*, *409*(1), 251–271. https://doi.org/10.1144/SP409.8

Maluski, H., Bonneau, M., & Kienast, J. R. (1987). Dating the metamorphic events in the Cycladic area: 39Ar/40Ar data from metamorphic rocks of the island of Syros (Greece). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, *8*, 833–842.

McCaffrey, R. (1992). Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation. *Journal of Geophysical Research*, *97*(B6), 8905–8915. https://doi.org/10.1029/92JB00483

Mees, F., Swennen, M., Van Geet, M., & Jacobs, P. (2003). Applications of X-ray computed tomography on the geosciences. *Geological Society of London Special Publications*, *215*(1), 1–6. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.215.01.01

Mehl, L., & Hirth, G. (2008). Plagioclase preferred orientation in layered mylonites: Evolution of flow laws for the lower crust. *Journal of Geophysical Research*, *113*, B05202. https://doi.org/10.1029/2007JB005075

Menant, A., Jolivet, L., Augier, R., & Skarpelis, N. (2013). The North Cycladic Detachment System and associated mineralization, Mykonos, Greece: Insights on the evolution of the Aegean domain. *Tectonics*, *32*, 433–452. https://doi.org/10.1002/tect.20037

Muto, J., Hirth, G., Heilbronner, R., & Tullis, J. (2011). Plastic anisotropy and fabric evolution in sheared and recrystallized quartz single crystals. *Journal of Geophysical Research*, *116*, B02206. https://doi.org/10.1029/2010JB007891

Otani, M., & Wallis, S. (2006). Quartz lattice preferred orientation patterns and static recrystallization: Natural examples from the Ryoke belt, Japan. *Geology*, *34*(7), 561–564. https://doi.org/10.1130/G22430.1

Paterson, S. R., Vernon, R. H., & Tobisch, O. T. (1989). A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, *11*(3), 349–363. https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90074-6

Pe-Piper, G. (2000). Origin of S-type granites coeval with I-type granites in the Hellenic subduction system, Miocene of Naxos, Greece. *European Journal of Mineralogy*, *12*(4), 859–875. https://doi.org/10.1127/ejm/12/4/0859

Pe-Piper, G., Kotopouli, C. N., & Piper, D. J. W. (1997). Granitoid rocks of Naxos, Greece: Regional geology and petrology. *Geological Journal*, *32*(2), 153–171. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1034(199706)32:2%3C153::AID-GJ737%3E3.0.CO;2-1

Pitzer, K. S., & Sterner, S. M. (1994). Equation of states valid continuously from zero to extreme pressures for $H_2O$ and $CO_2$. *Journal of Chemical Physics*, *101*(4), 3111–3116. https://doi.org/10.1063/1.467624

Platt, J. P., & Behr, W. M. (2011). Lithospheric shear zones as constant stress experiments. *Geology*, *39*(2), 127–130. https://doi.org/10.1130/G31561.1

Platt, J. P., Behr, W. M., & Cooper, F. J. (2015). Metamorphic core complexes: Windows into the mechanics and rheology of the crust. *Journal of the Geological Society*, *172*(1), 9–27. https://doi.org/10.1144/jgs2014-036

Rabillard, A., Arbaret, L., Jolivet, L., Le Breton, N., Gumiaux, C., Augier, R., & Grasemann, B. (2015). Interactions between plutonism and detachments during metamorphic core complex formation, Serifos Island (Cyclades, Greece). *Tectonics*, *34*, 1080–1106. https://doi.org/10.1002/2014TC003650

Rahl, J. M., & Skemer, P. (2016). Microstructural evolution and rheology of quartz in a mid-crustal shear zone. *Tectonophysics*, *680*, 129–139. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.022

Ree, J.-H. (1994). Grain boundary sliding and development of grain boundary openings in experimentally deformed octachloropropane. *Journal of Structural Geology*, *16*(3), 403–418. https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90044-2

Ring, U., Glodny, J., Will, T. M., & Thomson, S. (2010). The Hellenic subduction system: High-pressure metamorphism, exhumation, normal faulting, and large-scale extension. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *38*(1), 45–76. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.050708.170910

Ring, U., & Layer, P. W. (2003). High-pressure metamorphism in the Aegean, eastern Mediterranean: Underplating and exhumation from the Late Cretaceous until the Miocene to recent above the retreating Hellenic subduction zone. *Tectonics*, *22*(3), 1022. https://doi.org/10.1029/2001TC001350

Rutter, E. H., & Brodie, K. H. (2004). Experimental intracrystalline plastic flow in hot-pressed synthetic quartzite prepared from Brazilian quartz crystals. *Journal of Structural Geology*, *26*(2), 259–270. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00096-8

Saltikov, S. A. (1958). *Stereometric metallography* (2nd ed.). Moscou: Metallurgizdat.

Sanchez-Gomez, M., Avigad, D., & Heimann, A. (2002). Geochronology of clasts in allochtonous Miocene sedimentary sequences on Mykonos and Paros Islands: Implications for back-arc extension in the Aegean Sea. *Journal of the Geological Society*, *159*(1), 45–60. https://doi.org/10.1144/0016-764901031

Seward, D., Vanderhaeghe, O., Siebenaller, L., Thomson, S., Hibsch, C., Zingg, A., … Duchene, S. (2009). Cenozoic tectonic evolution of Naxos Island through a multi-faceted approach of fission-track analysis. *Geological Society of London, Special Publication*, *321*(1), 179–196. https://doi.org/10.1144/SP321.9

Siebenaller, L. (2008). Circulations fluides au cours de l'effondrement d'un prisme d'accrétion crustal : L'exemple du "Metamorphic Core Complex" de l'Ile de Naxos (Cyclades, Crète), (PhD thesis). Laboratoire Géologie et Gestion des Ressources minérales et énergétiques, Université de Nancy, Vandoeuvre-lès-Nancy, France.

Skemer, P., Katayama, I., Jiang, Z., & Karato, S. I. (2005). The misorientation index: Development of a new method for calculating the strength of lattice-preferred orientation. *Tectonophysics*, *411*(1-4), 157–167. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.08.023

Smith, S. A. F., Holdsworth, R. E., & Collettini, C. (2011). Interactions between low-angle normal faults and plutonism in the upper crust: Insights from the island of Elba, Italy. *Geological Society of America Bulletin*, *123*(1-2), 329–346. https://doi.org/10.1130/B30200.1

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., & Schmid, S. M. (2002). The eastern Tonale fault zone: A "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, *24*(12), 1861–1884. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00035-4

Stipp, M., & Tullis, J. (2003). The recrystallized grain size piezometer for quartz. *Geophysical Research Letters*, *30*(21), 2088. https://doi.org/10.1029/2003GL018444

Stünitz, H., & Fitzgerald, J. (1993). Deformation of granitoid at low metamorphic grade. II: Granular flow in albite-rich mylonites. *Tectonophysics*, *221*(3-4), 299–324. https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90164-F

Tikoff, B., & Teyssier, C. (1992). Crustal-scale, en echelon "P-shear" tensional bridges: A possible solution to the batholithic room problem. *Geology*, *20*(10), 927–930. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020%3C0927:CSEEPS%3E2.3.CO;2

Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L. A., & Porcher, C. C. (1994). Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel. *Tectonics*, *13*(2), 421–437. https://doi.org/10.1029/93TC03319

Tschegg, C., & Grasemann, B. (2009). Deformation and alteration of a granodiorite during low-angle normal faulting (Serifos, Greece). *Lithosphere*, *1*(3), 139–154. https://doi.org/10.1130/L33.1

Urai, J. L., Schuiling, R. D., & Jansen, J. B. H. (1990). Alpine deformation on Naxos (Greece). *Geological Society of London, Special Publication*, *54*(1), 509–522. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.054.01.47

Van Hinsbergen, D. J. J., Hafkenscheid, E., Spakman, W., Meulenkamp, J. E., & Wortel, R. (2005). Nappe stacking resulting from subduction of oceanic and continental lithosphere below Greece. *Geology*, *33*(4), 325–328. https://doi.org/10.1130/G20878.1

Vanderhaeghe, O. (2004). Structural development of the Naxos migmatite dome. *Geological Society of America Special Papers*, *380*, 211–227. https://doi.org/10.1130/0-8137-2380-9.211

Vernon, R. H. (2000). Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Visual Geosciences*, *5*(2), 1–23. https://doi.org/10.1007/s10069-000-0002-3

Vigneresse, J. L. (1995a). Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. *Tectonophysics*, *249*(3-4), 187–202. https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00005-8

Vigneresse, J. L. (1995b). Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, *249*(3-4), 173–186. https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00004-7

Wernicke, B. P., England, P. C., Sonder, L. J., & Christiansen, R. L. (1987). Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera. *Geological Society of London Special Publications*, *28*(1), 203–221. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.028.01.15

Wijbrans, J. R., & McDougall, I. (1988). Metamorphic evolution of the Attic Cycladic Metamorphic Belt on Naxos (Cyclades, Greece) utilizing 40Ar/39Ar age spectrum measurements. *Journal of Metamorphic Geology*, *6*(5), 571–594. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1988.tb00441.x

Wijbrans, J. R., Schliestedt, M., & York, D. (1990). Single grain argon laser probe dating of phengites from the blueschist to greenschist transition on Sifnos (Cyclades, Greece). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *104*(5), 582–593. https://doi.org/10.1007/BF00306666

# ANNEXE 2

Appendix of *Bessière et al., in prep*[1]: Description of a seismic profile on a hyper-extended margin in a trans-tensional context

The zone where the seismic profile has been acquired is described as an accommodation zone between domains that have different directions and speeds of extension, i.e. the Equatorial Atlantic Ocean (EA) localized between the Central Atlantic (CA) and the South Atlantic (SA) oceans (*Basile et al., 2005*). Thus, this relay zone develops under a transform/transtensive regime, characterized by a slow-spreading rift, without significant volcanism and consequently slow mantle exhumation rates.

During the Triassic and early Jurassic, this area, the EA, is characterized by the initiation of a rifting, but also by an absence or a small amount of sedimentary deposits especially at the end of the Jurassic (Costa et al., 2002). At the same time, transfer movements are initiated, allowing the formation of grabens and basins but also the dyke emplacement. The Berriasian-Barremian is characterized by the increase of the activity at the level of these straggling structures. In addition, the localized rift facilitates the extension of grabens and basins but also allows the deposition of sediments of continental types, i.e. continental fluvio-deltaic, lacustrine, sandstone and shales (*Brandão and Feijó, 1994*). The differential movements within this accommodation zone are notably the reactivation of Precambrian lineaments. The Aptian is marked by the initiation and the development in paralell of a second rift, but also by a sedimentation always active in the grabens and basins already formed. This period is also synonymous with many shear zones reactivation accommodating the openings of the different basins (grabens and half-grabens). The Albian is characterized by an oceanic expansion allowed possible by the reactivation and movements along Precambrian shear zones (*Antobreh et al., 2009*). Between the middle and final Albian, a shift in plate kinematics is observed with transform motions globally NE-SW moving to E-W. The Cenomanian marks the junction between domains with different directions and speeds of extension responsible for the initiation and development of our studied area. The latter is totally oceanized and the small oceanic basins of the Albian have merged to become the only basin currently observable.

On this profile, the sedimentary cover, including the syn-rift and post-rift deposits represents ~2 km on on the proximalmargin and 7.5 km on the distal margin. This thickness gradient is mainly due to post-rift subsidence. The syn-rift deposits can be divided into two sequences, i.e. the two major phases of extension, i.e. during the Berriasian-Barremian and the Aptian-Albian times. The early syn-rift deposits, corresponding to the first extensional phase during the Berriasian-Barremian, are restricted to narrow basins controlled by normal faults, either continentward-dipping (most of the margin, or oceanward-dipping (distal margin). During the second rifting stage, i.e. during the Aptian-Albian ages, the extent of basins is wider and the sediments onlap on the basement cropping out between the two early syn-rift basins. Below the sediments, on the proximal side of the margin, the continental crust is thicker than 10km and it decreases fast toward the distal margin where it is replaced by a dome of exhumed mantle covered with with the late syn-rift deposits (Figure 2.11b). The major normal faults are rooted in the detachment that has exhumed the mantle (Figure 2.11b).

The normal faults seen on the profile do not cross the lower crust that thus has thus been mostly deformed ductilely. The geometry of the contact between the upper and lower continental crusts suggests evidence of ductile boudinage while the normal faults root in the necks between boudins, a situation seen on several other margins (*Clerc et al., 2018*).

The distal part of the profile thus shows a triple point between the exhumed mantle capped by an extensional shear zone where normal faults are rooted, the syn-rift sedimentary cover and the basement, the lower part of which has been deformed ductilely.

# ANNEXE 3

Appendix of *Bessière et al., in prep*[2]: Chemical compositions of white micas

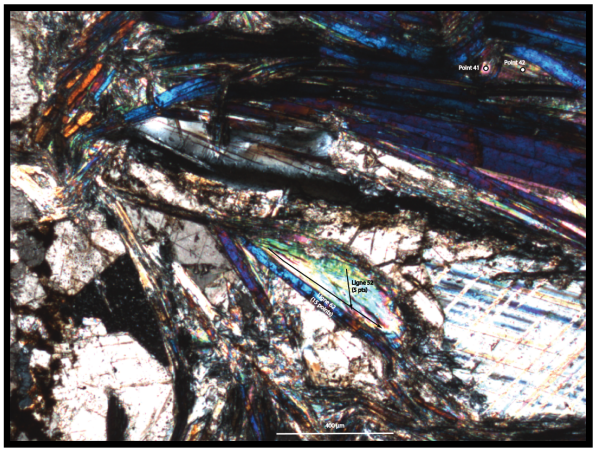
Les compositions chimiques de certains micas blancs sont présentées ici par échantillon avec la localisation de chaque analyse sur une photographie prise au microscope en lumière polarisée analysée. Les données sont détaillées par élément chimique analysé en poids d'oxyde. La première colonne indique le numéro de l'analyse qui est reporté sur les images de localisation. Lorsqu'il s'agit d'une ligne avec plusieurs points d'analyse, cette colonne se décompose ainsi : 54.6, avec le numéro de la ligne puis le Nième point d'analyse sur cette ligne, ici le sixième point de la ligne 54.

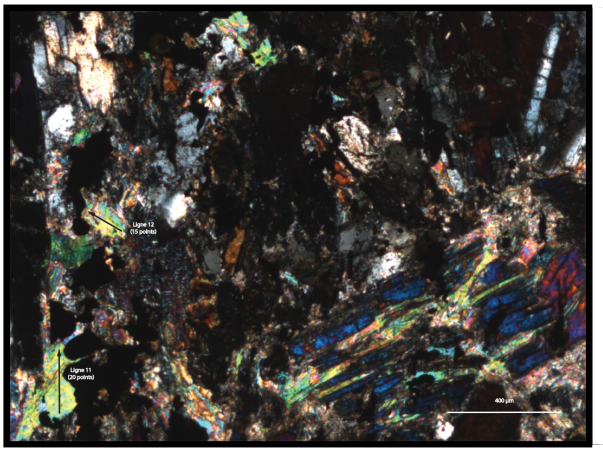
ALP1601

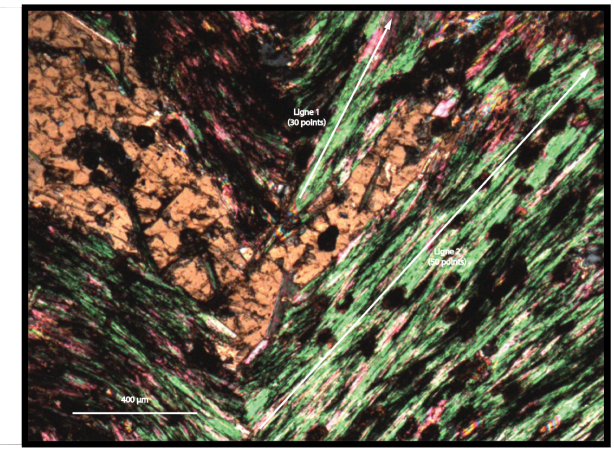
ALP1603 ALP1701

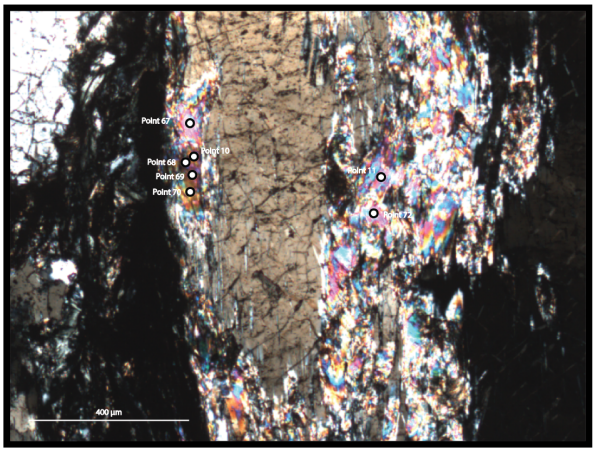
ALP1712 Betw3b

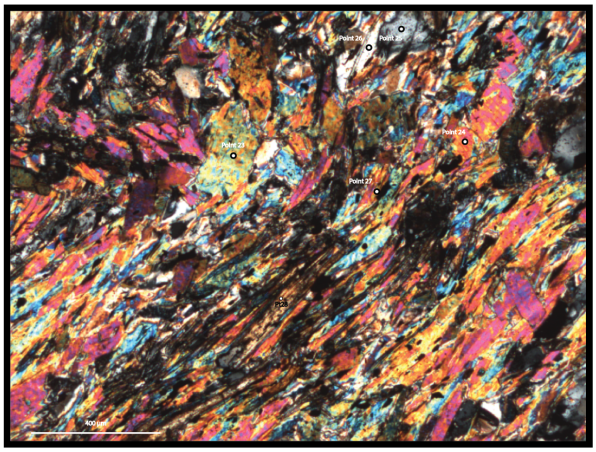
EST1610 TREV.1

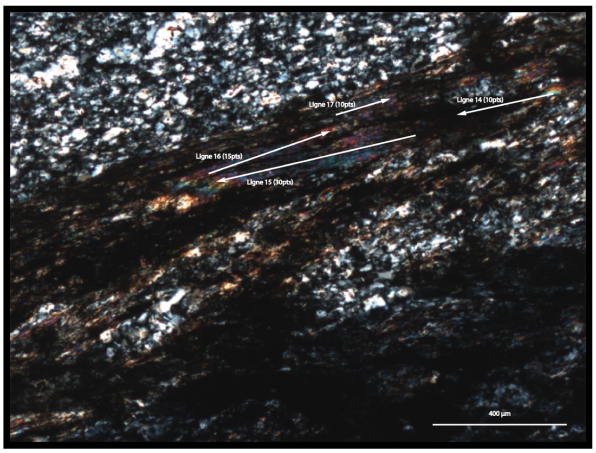


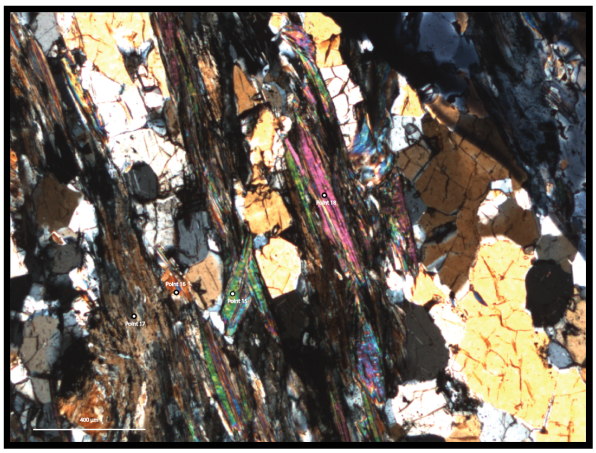



## ALP1601

| | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | FeO | MnO | MgO | F | CaO | Na2O | Cl | K2O | Cr2O3 | NiO | **Total** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 41 | 48,2 | 0,1 | 35,6 | 2,1 | 0,0 | 0,6 | 0,1 | 0,1 | 1,5 | 0,0 | 8,3 | 0,0 | 0,0 | **96,49** |
| 42 | 48,1 | 0,1 | 35,9 | 1,8 | 0,0 | 0,6 | 0,2 | 0,3 | 1,7 | 0,0 | 8,0 | 0,0 | 0,0 | **96,30** |
| 52 / 1 . | 45,7 | 0,1 | 38,2 | 1,7 | 0,0 | 0,5 | 0,2 | 1,6 | 2,2 | 0,0 | 6,2 | 0,0 | 0,0 | **96,33** |
| 52 / 2 . | 46,7 | 0,1 | 35,5 | 1,9 | 0,0 | 0,9 | 0,0 | 1,1 | 1,6 | 0,0 | 8,0 | 0,0 | 0,0 | **96,54** |
| 52 / 3 . | 48,1 | 0,1 | 35,3 | 2,3 | 0,0 | 0,5 | 0,2 | 0,0 | 1,4 | 0,0 | 8,4 | 0,0 | 0,0 | **96,33** |
| 52 / 4 . | 47,9 | 0,1 | 35,6 | 2,1 | 0,0 | 0,6 | 0,2 | 0,1 | 1,6 | 0,0 | 7,9 | 0,0 | 0,0 | **96,30** |
| 52 / 5 . | 47,9 | 0,0 | 34,9 | 2,1 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,1 | 1,6 | 0,0 | 8,1 | 0,0 | 0,0 | **96,50** |
| 62 / 1 . | 47,6 | 0,1 | 35,8 | 2,0 | 0,0 | 0,5 | -0,1 | 0,6 | 1,5 | 0,0 | 8,3 | 0,0 | -0,1 | **96,61** |
| 62 / 2 . | 47,9 | 0,1 | 35,4 | 2,0 | 0,0 | 0,5 | 0,1 | 0,1 | 1,5 | 0,0 | 8,2 | 0,0 | 0,0 | **96,41** |
| 62 / 3 . | 47,2 | 0,1 | 35,6 | 2,0 | 0,0 | 0,6 | -0,1 | 0,2 | 1,6 | 0,0 | 7,9 | 0,0 | -0,1 | **96,59** |
| 62 / 4 . | 46,1 | 0,1 | 35,4 | 2,0 | 0,0 | 0,5 | 0,2 | 0,5 | 1,6 | 0,0 | 7,8 | 0,0 | 0,0 | **96,29** |
| 62 / 5 . | 46,5 | 0,1 | 35,2 | 1,9 | 0,0 | 0,6 | 0,1 | 0,2 | 1,6 | 0,1 | 8,4 | 0,0 | 0,0 | **96,36** |
| 62 / 6 . | 47,8 | 0,1 | 36,1 | 2,0 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,3 | 1,9 | 0,0 | 7,9 | 0,0 | 0,0 | **96,50** |
| 62 / 7 . | 48,0 | 0,1 | 35,2 | 1,9 | 0,0 | 0,6 | 0,3 | 0,1 | 1,7 | 0,0 | 8,2 | 0,0 | 0,0 | **96,28** |
| 62 / 8 . | 48,6 | 0,1 | 35,4 | 2,1 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,1 | 1,5 | 0,0 | 8,0 | 0,0 | 0,0 | **96,50** |
| 62 / 9 . | 47,8 | 0,0 | 35,8 | 1,9 | 0,1 | 0,5 | 0,1 | 0,3 | 1,8 | 0,0 | 7,9 | -0,1 | 0,0 | **96,42** |
| 62 / 10 . | 48,3 | 0,1 | 35,3 | 2,0 | 0,0 | 0,6 | 0,2 | 0,1 | 1,5 | 0,0 | 8,2 | 0,0 | 0,0 | **96,34** |
| 62 / 11 . | 47,6 | 0,1 | 35,7 | 2,0 | 0,0 | 0,6 | 0,1 | 0,1 | 1,6 | 0,0 | 8,2 | 0,0 | 0,0 | **96,45** |
| 62 / 12 . | 47,9 | 0,2 | 35,1 | 2,1 | 0,0 | 0,6 | 0,2 | 0,1 | 1,5 | 0,0 | 8,2 | 0,0 | -0,1 | **96,35** |
| 62 / 13 . | 47,3 | 0,2 | 35,1 | 2,1 | 0,0 | 0,6 | 0,1 | 0,1 | 1,5 | 0,0 | 8,1 | 0,0 | 0,0 | **96,47** |
| 62 / 14 . | 47,9 | 0,1 | 35,5 | 2,1 | 0,0 | 0,6 | -0,1 | 0,1 | 1,5 | 0,0 | 8,3 | 0,0 | 0,0 | **96,60** |
| 62 / 15 . | 47,3 | 0,1 | 35,3 | 2,2 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,2 | 1,5 | 0,0 | 8,2 | 0,0 | 0,0 | **96,53** |

## ALP1603

| | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | FeO | MnO | MgO | CaO | Na2O | K2O | **Total** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 11 / 1 . | 46,0 | 0,3 | 36,3 | 1,6 | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 0,4 | 10,4 | **95,26** |
| 11 / 2 . | 44,2 | 0,3 | 35,8 | 2,2 | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 0,5 | 10,5 | **93,84** |
| 11 / 3 . | 46,2 | 0,2 | 35,5 | 1,3 | 0,0 | 0,3 | 0,0 | 0,4 | 10,6 | **94,62** |
| 11 / 4 . | 46,1 | 0,2 | 35,5 | 1,4 | 0,0 | 0,3 | 0,0 | 0,4 | 10,6 | **94,50** |
| 11 / 5 . | 45,6 | 0,3 | 34,3 | 2,9 | 0,0 | 0,7 | 0,0 | 0,3 | 11,0 | **95,14** |
| 11 / 6 . | 46,1 | 0,2 | 35,2 | 1,3 | 0,1 | 0,4 | 0,0 | 0,4 | 11,0 | **94,55** |
| 11 / 7 . | 46,2 | 0,2 | 35,2 | 1,5 | 0,0 | 0,4 | 0,1 | 0,4 | 10,8 | **94,83** |
| 11 / 8 . | 45,0 | 0,1 | 35,6 | 2,6 | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 0,5 | 10,5 | **94,58** |
| 11 / 9 . | 45,9 | 0,2 | 34,7 | 2,0 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,3 | 10,9 | **94,65** |
| 11 / 10 . | 47,0 | 0,2 | 32,5 | 2,7 | 0,0 | 1,0 | 0,0 | 0,2 | 11,0 | **94,51** |
| 11 / 11 . | 44,3 | 0,5 | 32,5 | 3,4 | 0,0 | 1,4 | 0,0 | 0,2 | 10,2 | **92,70** |
| 11 / 12 . | 46,0 | 0,2 | 32,2 | 3,7 | 0,0 | 1,0 | 0,1 | 0,2 | 11,1 | **94,43** |
| 11 / 13 . | 44,4 | 0,4 | 32,0 | 4,0 | 0,0 | 1,3 | 0,9 | 0,3 | 10,4 | **93,67** |
| 11 / 14 . | 44,9 | 0,2 | 36,3 | 1,2 | 0,0 | 0,3 | 0,0 | 0,4 | 10,9 | **94,21** |
| 11 / 15 . | 45,5 | 0,3 | 35,9 | 1,0 | 0,0 | 0,3 | 0,0 | 0,5 | 10,9 | **94,47** |
| 11 / 16 . | 44,9 | 0,3 | 36,3 | 1,5 | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 0,5 | 10,4 | **94,08** |
| 11 / 17 . | 45,7 | 0,3 | 35,5 | 1,8 | 0,0 | 0,4 | 0,0 | 0,4 | 11,0 | **95,11** |
| 11 / 18 . | 44,8 | 0,3 | 35,0 | 1,1 | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 0,5 | 10,0 | **91,97** |
| 11 / 19 . | 45,5 | 0,3 | 36,8 | 1,5 | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 0,5 | 10,1 | **94,97** |
| 11 / 20 . | 45,1 | 0,3 | 35,8 | 1,2 | 0,0 | 0,3 | 0,0 | 0,4 | 10,3 | **93,47** |
| 12 / 1 . | 47,0 | 0,9 | 34,2 | 1,4 | 0,0 | 0,9 | 0,0 | 0,4 | 10,6 | **95,40** |
| 12 / 2 . | 45,8 | 0,6 | 35,0 | 1,4 | 0,0 | 0,5 | 0,0 | 0,4 | 10,4 | **94,15** |
| 12 / 3 . | 46,8 | 0,0 | 31,9 | 3,5 | 0,0 | 1,2 | 0,0 | 0,2 | 10,8 | **94,42** |
| 12 / 4 . | 45,5 | 0,2 | 32,7 | 3,6 | 0,0 | 1,2 | 0,0 | 0,3 | 10,8 | **94,12** |
| 12 / 5 . | 46,8 | 0,4 | 35,2 | 1,3 | 0,0 | 0,5 | 0,0 | 0,4 | 10,7 | **95,34** |
| 12 / 6 . | 46,0 | 0,4 | 35,5 | 1,1 | 0,1 | 0,5 | 0,0 | 0,5 | 10,2 | **94,25** |
| 12 / 7 . | 46,3 | 0,4 | 33,9 | 1,8 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,3 | 11,2 | **94,60** |
| 12 / 8 . | 45,9 | 0,4 | 33,5 | 2,0 | 0,0 | 0,8 | 0,0 | 0,4 | 11,6 | **94,51** |
| 12 / 9 . | 46,9 | 0,7 | 34,5 | 1,3 | 0,0 | 0,8 | 0,0 | 0,5 | 10,7 | **95,29** |
| 12 / 10 . | 46,9 | 0,8 | 33,7 | 1,5 | 0,0 | 0,9 | 0,0 | 0,4 | 10,3 | **94,54** |
| 12 / 11 . | 46,6 | 0,8 | 33,7 | 1,1 | 0,0 | 0,8 | 0,0 | 0,4 | 10,4 | **93,81** |
| 12 / 12 . | 45,9 | 0,3 | 34,5 | 1,7 | 0,0 | 0,5 | 0,1 | 0,4 | 10,1 | **93,41** |
| 12 / 13 . | 46,1 | 0,3 | 35,4 | 1,2 | 0,0 | 0,5 | 0,0 | 0,4 | 10,4 | **94,35** |
| 12 / 14 . | 46,2 | 0,1 | 32,6 | 3,3 | 0,0 | 1,1 | 0,0 | 0,3 | 10,3 | **94,00** |
| 12 / 15 . | 47,5 | 0,2 | 32,1 | 2,7 | 0,0 | 1,0 | 0,0 | 0,2 | 10,8 | **94,47** |

## ALP1702

| | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | FeO | MnO | MgO | CaO | Na2O | K2O | **Total** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 / 1 . | 47,0 | 0,3 | 35,8 | 0,9 | 0,0 | 0,7 | 0,0 | 1,3 | 8,0 | **94,02** |
| 1 / 2 . | 46,0 | 0,0 | 34,5 | 1,0 | 0,0 | 0,7 | 0,1 | 1,2 | 8,4 | **91,80** |
| 1 / 3 . | 48,0 | 0,4 | 33,6 | 1,2 | 0,0 | 1,5 | 0,0 | 1,3 | 7,7 | **93,58** |
| 1 / 4 . | 46,7 | 0,4 | 32,4 | 1,2 | 0,0 | 1,6 | 0,1 | 1,2 | 8,2 | **91,80** |
| 1 / 5 . | 48,4 | 0,4 | 32,0 | 1,3 | 0,0 | 1,7 | 0,1 | 0,9 | 8,0 | **92,89** |
| 1 / 6 . | 48,2 | 0,5 | 32,8 | 1,3 | 0,0 | 1,6 | 0,0 | 1,0 | 8,5 | **93,97** |
| 1 / 7 . | 47,8 | 0,4 | 31,4 | 1,1 | 0,0 | 1,9 | 0,1 | 1,0 | 8,6 | **92,34** |
| 1 / 8 . | 48,3 | 0,3 | 32,3 | 1,3 | 0,0 | 1,8 | 0,0 | 1,0 | 8,3 | **93,36** |
| 1 / 9 . | 48,2 | 0,3 | 32,0 | 1,3 | 0,1 | 1,8 | 0,0 | 0,9 | 8,2 | **92,83** |
| 1 / 10 . | 48,0 | 0,4 | 31,8 | 1,2 | 0,0 | 1,9 | 0,0 | 0,9 | 8,6 | **92,87** |
| 1 / 11 . | 47,4 | 0,4 | 31,4 | 1,5 | 0,0 | 1,9 | 0,0 | 1,0 | 8,3 | **91,88** |
| 1 / 12 . | 46,7 | 0,5 | 31,8 | 1,3 | 0,1 | 1,4 | 0,2 | 0,8 | 8,5 | **91,38** |
| 1 / 13 . | 48,1 | 0,5 | 33,0 | 1,3 | 0,0 | 1,7 | 0,0 | 1,0 | 8,0 | **93,51** |
| 1 / 14 . | 48,0 | 0,3 | 33,1 | 1,2 | 0,0 | 1,6 | 0,0 | 1,2 | 8,9 | **94,29** |
| 1 / 15 . | 48,5 | 0,5 | 32,8 | 1,2 | 0,0 | 1,7 | 0,0 | 1,1 | 8,1 | **93,78** |
| 1 / 16 . | 47,9 | 0,4 | 32,5 | 1,2 | 0,0 | 1,6 | 0,0 | 1,1 | 8,2 | **92,75** |
| 1 / 17 . | 48,5 | 0,6 | 32,3 | 1,3 | 0,0 | 1,6 | 0,0 | 1,1 | 8,1 | **93,47** |
| 1 / 18 . | 47,7 | 0,4 | 32,8 | 1,2 | 0,0 | 1,5 | 0,0 | 1,0 | 8,1 | **92,72** |
| 1 / 19 . | 47,7 | 0,5 | 33,1 | 1,0 | 0,0 | 1,5 | 0,0 | 1,1 | 7,9 | **92,95** |
| 1 / 20 . | 47,1 | 0,3 | 34,9 | 1,2 | 0,0 | 0,8 | 0,0 | 1,4 | 8,0 | **93,75** |
| 1 / 21 . | 45,9 | 0,4 | 34,5 | 0,7 | 0,0 | 0,8 | 0,0 | 1,2 | 8,3 | **91,94** |
| 1 / 22 . | 48,4 | 0,4 | 32,6 | 1,4 | 0,0 | 1,8 | 0,0 | 0,8 | 8,5 | **93,95** |
| 1 / 23 . | 47,7 | 0,4 | 33,0 | 1,0 | 0,0 | 1,5 | 0,0 | 1,0 | 8,4 | **93,02** |
| 1 / 24 . | 48,3 | 0,4 | 32,8 | 1,3 | 0,1 | 1,5 | 0,0 | 1,0 | 8,5 | **93,86** |
| 1 / 25 . | 47,1 | 0,4 | 34,6 | 0,9 | 0,0 | 0,9 | 0,0 | 1,0 | 8,6 | **93,62** |
| 1 / 26 . | 46,3 | 0,4 | 30,8 | 3,0 | 0,0 | 1,9 | 0,0 | 0,8 | 7,8 | **91,00** |
| 1 / 27 . | 48,1 | 0,4 | 33,0 | 1,2 | 0,0 | 1,7 | 0,0 | 1,0 | 8,4 | **93,65** |
| 1 / 28 . | 48,4 | 0,5 | 34,5 | 1,0 | 0,0 | 1,2 | 0,0 | 1,2 | 8,2 | **95,15** |
| 1 / 29 . | 48,7 | 0,4 | 31,9 | 1,2 | 0,0 | 1,9 | 0,0 | 0,9 | 8,2 | **93,20** |
| 1 / 30 . | 48,1 | 0,2 | 33,1 | 1,0 | 0,0 | 1,7 | 0,0 | 1,1 | 8,3 | **93,54** |
| 2 / 1 . | 48,5 | 0,2 | 33,1 | 1,2 | 0,0 | 1,5 | 0,0 | 0,9 | 8,5 | **93,93** |
| 2 / 2 . | 48,3 | 0,3 | 32,8 | 1,3 | 0,0 | 1,6 | 0,1 | 0,9 | 8,1 | **93,39** |
| 2 / 3 . | 48,5 | 0,3 | 33,0 | 1,1 | 0,0 | 1,6 | 0,0 | 1,2 | 8,1 | **93,71** |
| 2 / 4 . | 48,1 | 0,3 | 33,0 | 1,1 | 0,1 | 1,5 | 0,0 | 0,8 | 8,6 | **93,47** |
| 2 / 5 . | 47,3 | 0,3 | 31,9 | 1,2 | 0,0 | 1,5 | 0,0 | 0,9 | 8,5 | **91,69** |
| 2 / 6 . | 49,1 | 0,6 | 33,0 | 1,3 | 0,0 | 1,5 | 0,0 | 1,1 | 8,0 | **94,62** |
| 2 / 7 . | 47,9 | 0,5 | 32,7 | 1,5 | 0,0 | 1,5 | 0,0 | 1,0 | 8,3 | **93,35** |
| 2 / 8 . | 48,4 | 0,5 | 32,5 | 1,3 | 0,0 | 1,9 | 0,1 | 1,1 | 8,3 | **94,00** |
| 2 / 9 . | 47,7 | 0,3 | 32,6 | 1,5 | 0,1 | 1,5 | 0,0 | 1,1 | 8,3 | **93,12** |
| 2 / 10 . | 47,7 | 0,4 | 33,2 | 1,1 | 0,0 | 1,3 | 0,0 | 1,1 | 8,4 | **93,32** |
| 2 / 11 . | 48,0 | 0,1 | 33,3 | 1,1 | 0,0 | 1,6 | 0,0 | 1,2 | 8,0 | **93,36** |
| 2 / 12 . | 48,4 | 0,3 | 33,7 | 1,1 | 0,0 | 1,5 | 0,0 | 1,0 | 8,4 | **94,37** |
| 2 / 13 . | 47,3 | 0,4 | 32,7 | 1,5 | 0,0 | 1,7 | 0,0 | 1,2 | 8,3 | **93,12** |
| 2 / 14 . | 48,1 | 0,3 | 33,0 | 1,3 | 0,0 | 1,8 | 0,0 | 1,2 | 8,8 | **94,58** |
| 2 / 15 . | 48,7 | 0,4 | 32,7 | 1,1 | 0,0 | 1,6 | 0,0 | 1,1 | 8,2 | **93,81** |
| 2 / 16 . | 48,5 | 0,4 | 32,8 | 1,4 | 0,0 | 1,7 | 0,0 | 1,1 | 8,2 | **94,10** |
| 2 / 17 . | 47,9 | 0,5 | 32,8 | 1,3 | 0,0 | 1,5 | 0,1 | 1,1 | 8,0 | **93,12** |
| 2 / 18 . | 50,5 | 0,5 | 30,9 | 1,7 | 0,0 | 1,9 | 0,2 | 0,6 | 8,0 | **94,35** |
| 2 / 19 . | 47,9 | 0,5 | 33,4 | 1,3 | 0,0 | 1,5 | 0,0 | 1,0 | 9,0 | **94,65** |
| 2 / 20 . | 48,6 | 0,6 | 33,2 | 1,3 | 0,0 | 1,8 | 0,0 | 1,1 | 8,0 | **94,54** |
| 2 / 21 . | 47,3 | 0,3 | 31,5 | 1,3 | 0,0 | 1,5 | 0,1 | 1,1 | 8,0 | **91,09** |
| 2 / 22 . | 47,7 | 0,5 | 32,7 | 1,3 | 0,0 | 1,6 | 0,0 | 1,1 | 8,3 | **93,30** |
| 2 / 23 . | 49,4 | 0,3 | 31,1 | 1,5 | 0,0 | 2,1 | 0,0 | 0,9 | 8,8 | **94,00** |
| 2 / 24 . | 48,6 | 0,4 | 32,6 | 0,9 | 0,0 | 1,8 | 0,0 | 1,2 | 8,5 | **94,00** |

| | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 2 / 25 . | 48,0 | 0,3 | 32,8 | 0,9 | 0,0 | 1,6 | 0,0 | 1,2 | 8,3 | **93,12** |
| 2 / 26 . | 48,1 | 0,2 | 32,7 | 1,1 | 0,0 | 1,7 | 0,0 | 1,1 | 8,2 | **93,10** |
| 2 / 27 . | 46,4 | 0,6 | 33,9 | 1,1 | 0,1 | 0,9 | 0,1 | 1,6 | 8,0 | **92,62** |
| 2 / 28 . | 48,1 | 0,2 | 32,4 | 1,3 | 0,0 | 1,5 | 0,3 | 1,0 | 8,0 | **92,70** |
| 2 / 29 . | 47,6 | 0,2 | 32,9 | 1,4 | 0,0 | 1,6 | 0,0 | 1,1 | 8,9 | **93,72** |
| 2 / 30 . | 48,0 | 0,6 | 33,5 | 1,2 | 0,0 | 1,3 | 0,1 | 0,9 | 8,1 | **93,71** |
| 2 / 31 . | 47,7 | 0,4 | 32,8 | 1,2 | 0,0 | 1,7 | 0,0 | 1,1 | 8,1 | **93,11** |
| 2 / 32 . | 48,6 | 0,4 | 32,9 | 1,5 | 0,0 | 1,6 | 0,0 | 1,0 | 8,2 | **94,20** |
| 2 / 33 . | 48,4 | 0,4 | 31,9 | 1,5 | 0,0 | 1,8 | 0,0 | 0,9 | 7,9 | **92,83** |
| 2 / 34 . | 46,7 | 0,3 | 35,3 | 1,2 | 0,0 | 0,9 | 0,0 | 1,3 | 8,1 | **93,93** |
| 2 / 37 . | 48,3 | 0,3 | 33,6 | 1,3 | 0,1 | 1,5 | 0,0 | 1,1 | 8,0 | **94,23** |
| 2 / 38 . | 47,5 | 0,2 | 37,3 | 0,6 | 0,0 | 0,6 | 0,1 | 4,6 | 3,4 | **94,29** |
| 2 / 39 . | 48,3 | 0,2 | 32,8 | 1,3 | 0,1 | 1,6 | 0,0 | 1,1 | 8,5 | **93,84** |
| 2 / 40 . | 49,2 | 0,3 | 33,5 | 1,3 | 0,0 | 1,5 | 0,1 | 1,0 | 7,8 | **94,79** |
| 2 / 42 . | 46,6 | 0,3 | 34,8 | 0,9 | 0,0 | 0,9 | 0,2 | 1,2 | 8,4 | **93,42** |
| 2 / 43 . | 44,3 | 0,5 | 31,3 | 1,0 | 0,0 | 1,0 | 0,1 | 1,1 | 8,0 | **87,38** |
| 2 / 44 . | 47,4 | 0,6 | 35,1 | 1,1 | 0,0 | 1,0 | 0,1 | 1,2 | 8,5 | **95,00** |
| 2 / 45 . | 47,4 | 0,3 | 32,7 | 1,2 | 0,0 | 1,6 | 0,0 | 1,1 | 8,4 | **92,56** |
| 2 / 46 . | 48,6 | 0,3 | 32,9 | 1,4 | 0,0 | 1,5 | 0,1 | 1,1 | 8,3 | **94,19** |
| 2 / 47 . | 48,2 | 0,4 | 32,5 | 1,5 | 0,0 | 1,6 | 0,0 | 1,0 | 8,2 | **93,49** |
| 2 / 48 . | 49,5 | 0,3 | 32,6 | 1,1 | 0,0 | 1,6 | 0,1 | 1,0 | 8,3 | **94,46** |
| 2 / 49 . | 48,8 | 0,4 | 33,0 | 1,4 | 0,0 | 1,8 | 0,0 | 1,1 | 8,7 | **95,18** |
| 2 / 50 . | 48,7 | 0,4 | 33,1 | 1,3 | 0,0 | 1,6 | 0,0 | 1,0 | 8,6 | **94,82** |

## ALP1712

| | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | FeO | MnO | MgO | CaO | Na2O | K2O | F | Cl | Cr2O3 | NiO | **Total** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 10 | 49,4 | 0,1 | 35,3 | 1,8 | 0,0 | 0,4 | 0,0 | 0,9 | 8,6 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | **96,55** |
| 11 | 48,1 | 0,1 | 35,4 | 1,8 | 0,0 | 0,4 | 0,2 | 1,3 | 8,2 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | **96,52** |
| 67 | 49,1 | 0,1 | 36,0 | 1,6 | 0,0 | 0,5 | 0,0 | 1,2 | 8,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | -0,1 | **96,75** |
| 68 | 48,8 | 0,1 | 35,6 | 1,5 | 0,0 | 0,4 | 0,0 | 1,0 | 8,5 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | **96,75** |
| 69 | 49,3 | 0,1 | 35,2 | 1,5 | 0,0 | 0,5 | 0,0 | 0,9 | 8,5 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | **96,74** |
| 70 | 48,4 | 0,2 | 35,5 | 1,7 | 0,0 | 0,4 | 0,0 | 0,9 | 8,8 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | **96,53** |
| 72 | 48,0 | 0,1 | 35,7 | 1,7 | 0,1 | 0,4 | 0,1 | 1,2 | 8,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | **96,70** |

## Betw3b

| | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | FeO | MnO | MgO | CaO | Na2O | K2O | Cr2O3 | NiO | **Total** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 27 | 45,9 | 0,5 | 33,7 | 0,8 | 0,0 | 0,5 | 0,0 | 0,9 | 9,9 | 0,0 | 0,1 | **92,36** |
| 29 | 45,5 | 0,3 | 34,1 | 1,1 | 0,0 | 0,5 | 0,0 | 0,9 | 10,2 | 0,0 | 0,0 | **92,59** |
| 36 | 45,6 | 1,1 | 33,2 | 1,7 | 0,0 | 0,7 | 0,0 | 0,7 | 9,7 | 0,0 | 0,0 | **92,59** |

## EST1610

| | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | FeO | MnO | MgO | CaO | Na2O | K2O | **Total** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 14 / 2 . | 46,0 | 0,1 | 36,3 | 0,5 | 0,0 | 0,6 | 0,3 | 2,7 | 6,1 | **92,60** |
| 14 / 3 . | 47,1 | 0,0 | 36,2 | 0,4 | 0,0 | 0,6 | 0,2 | 2,0 | 7,7 | **94,05** |
| 14 / 5 . | 46,3 | 0,0 | 35,8 | 0,4 | 0,0 | 0,7 | 0,1 | 2,3 | 7,1 | **92,72** |
| 14 / 7 . | 46,5 | 0,2 | 34,9 | 0,5 | 0,0 | 0,6 | 0,3 | 1,8 | 7,7 | **92,50** |
| 14 / 8 . | 46,6 | 0,0 | 35,5 | 0,5 | 0,0 | 0,6 | 0,2 | 1,9 | 7,2 | **92,53** |
| 14 / 9 . | 46,9 | 0,2 | 35,7 | 0,6 | 0,1 | 0,5 | 0,5 | 1,8 | 6,5 | **92,77** |
| 14 / 10 . | 47,5 | 0,1 | 35,8 | 0,3 | 0,0 | 0,6 | 0,1 | 1,6 | 7,9 | **93,93** |
| 15 / 1 . | 47,0 | 0,0 | 36,3 | 0,4 | 0,0 | 0,6 | 0,2 | 2,4 | 6,5 | **93,54** |
| 15 / 2 . | 47,2 | 0,0 | 37,2 | 0,4 | 0,0 | 0,5 | 0,3 | 3,1 | 6,0 | **94,71** |
| 15 / 3 . | 47,4 | 0,0 | 36,2 | 0,6 | 0,0 | 0,6 | 0,3 | 2,5 | 6,8 | **94,59** |
| 15 / 4 . | 46,6 | 0,1 | 38,2 | 0,4 | 0,0 | 0,4 | 0,4 | 3,9 | 4,4 | **94,40** |
| 15 / 5 . | 46,8 | 0,1 | 37,1 | 0,2 | 0,0 | 0,5 | 0,1 | 2,4 | 7,2 | **94,39** |
| 15 / 6 . | 46,3 | 0,1 | 37,3 | 0,5 | 0,0 | 0,6 | 0,2 | 2,9 | 6,1 | **94,04** |
| 15 / 7 . | 47,2 | 0,0 | 36,2 | 0,3 | 0,0 | 0,7 | 0,1 | 1,7 | 8,0 | **94,09** |
| 15 / 10 . | 48,0 | 0,1 | 35,1 | 0,6 | 0,0 | 0,8 | 0,0 | 1,7 | 8,0 | **94,33** |
| 15 / 11 . | 48,2 | 0,1 | 36,8 | 0,3 | 0,0 | 0,5 | 0,2 | 3,2 | 5,8 | **95,03** |
| 15 / 12 . | 46,4 | 0,1 | 35,8 | 0,3 | 0,0 | 0,7 | 0,1 | 1,8 | 7,9 | **93,12** |
| 15 / 13 . | 46,6 | 0,1 | 36,3 | 0,6 | 0,0 | 0,6 | 0,2 | 2,7 | 6,5 | **93,59** |
| 15 / 14 . | 47,1 | 0,2 | 36,6 | 0,4 | 0,0 | 0,6 | 0,2 | 2,7 | 6,4 | **94,10** |
| 15 / 15 . | 46,5 | 0,2 | 37,2 | 0,3 | 0,0 | 0,5 | 0,2 | 3,0 | 6,6 | **94,59** |
| 15 / 16 . | 48,4 | 0,1 | 37,5 | 0,4 | 0,0 | 0,5 | 0,2 | 2,4 | 7,0 | **96,50** |
| 15 / 17 . | 47,3 | 0,1 | 36,0 | 0,2 | 0,0 | 0,7 | 0,0 | 1,5 | 8,5 | **94,17** |
| 15 / 19 . | 46,9 | 0,0 | 36,4 | 0,2 | 0,0 | 0,6 | 0,1 | 1,6 | 7,8 | **93,61** |
| 15 / 20 . | 47,3 | 0,1 | 36,2 | 0,3 | 0,0 | 0,5 | 0,2 | 2,4 | 6,8 | **93,87** |
| 15 / 21 . | 47,2 | 0,2 | 37,1 | 0,4 | 0,0 | 0,6 | 0,2 | 2,4 | 6,8 | **94,73** |
| 15 / 22 . | 47,0 | 0,1 | 36,8 | 0,1 | 0,0 | 0,6 | 0,1 | 2,4 | 7,1 | **94,22** |
| 15 / 25 . | 47,1 | 0,0 | 35,4 | 0,4 | 0,0 | 0,7 | 0,1 | 1,7 | 7,8 | **93,07** |
| 15 / 26 . | 46,6 | 0,0 | 35,7 | 0,3 | 0,0 | 0,6 | 0,1 | 1,8 | 7,7 | **92,78** |
| 15 / 27 . | 47,3 | 0,0 | 36,6 | 0,2 | 0,0 | 0,6 | 0,2 | 3,1 | 5,8 | **93,83** |
| 15 / 28 . | 47,3 | 0,0 | 36,5 | 0,1 | 0,0 | 0,6 | 0,1 | 1,8 | 7,3 | **93,68** |
| 15 / 29 . | 47,0 | 0,1 | 36,3 | 0,3 | 0,1 | 0,6 | 0,1 | 2,0 | 7,3 | **93,58** |
| 15 / 30 . | 46,8 | 0,1 | 36,2 | 0,3 | 0,0 | 0,6 | 0,1 | 1,9 | 7,2 | **93,19** |
| 16 / 1 . | 47,1 | 0,1 | 37,0 | 0,4 | 0,0 | 0,6 | 0,2 | 2,3 | 6,8 | **94,32** |
| 16 / 2 . | 47,4 | 0,0 | 36,8 | 0,3 | 0,0 | 0,6 | 0,2 | 2,0 | 7,2 | **94,58** |
| 16 / 3 . | 47,0 | 0,0 | 36,0 | 0,3 | 0,0 | 0,7 | 0,2 | 1,7 | 8,1 | **93,98** |
| 16 / 4 . | 47,2 | 0,0 | 36,1 | 0,5 | 0,0 | 0,7 | 0,1 | 1,7 | 7,9 | **94,19** |
| 16 / 5 . | 46,6 | 0,0 | 35,9 | 0,5 | 0,0 | 0,6 | 0,2 | 2,2 | 7,5 | **93,63** |
| 16 / 6 . | 45,8 | 0,1 | 35,9 | 1,1 | 0,0 | 0,6 | 0,4 | 2,7 | 6,5 | **93,20** |
| 16 / 7 . | 46,9 | 0,2 | 36,5 | 0,3 | 0,0 | 0,6 | 0,1 | 2,3 | 7,0 | **93,80** |
| 16 / 8 . | 47,1 | 0,0 | 36,3 | 0,4 | 0,0 | 0,7 | 0,2 | 1,7 | 7,7 | **94,05** |
| 16 / 9 . | 46,9 | 0,2 | 37,2 | 0,3 | 0,0 | 0,5 | 0,4 | 3,2 | 5,5 | **94,18** |
| 16 / 10 . | 48,0 | 0,0 | 36,4 | 0,5 | 0,0 | 0,7 | 0,2 | 1,6 | 8,0 | **95,39** |
| 16 / 11 . | 47,9 | 0,2 | 36,5 | 0,6 | 0,0 | 0,6 | 0,2 | 2,0 | 7,0 | **94,94** |
| 16 / 13 . | 46,8 | 0,1 | 36,4 | 0,3 | 0,0 | 0,6 | 0,2 | 2,3 | 7,2 | **93,78** |
| 16 / 14 . | 47,8 | 0,0 | 37,6 | 0,5 | 0,0 | 0,5 | 0,3 | 2,8 | 5,9 | **95,53** |
| 16 / 15 . | 48,3 | 0,1 | 35,3 | 0,5 | 0,0 | 0,9 | 0,2 | 2,1 | 7,1 | **94,37** |
| 17 / 1 . | 46,5 | 0,2 | 36,5 | 0,2 | 0,0 | 0,5 | 0,2 | 2,0 | 6,8 | **92,93** |
| 17 / 2 . | 47,1 | 0,0 | 37,2 | 0,3 | 0,0 | 0,5 | 0,3 | 3,3 | 5,8 | **94,40** |
| 17 / 3 . | 47,5 | 0,1 | 36,4 | 0,1 | 0,0 | 0,7 | 0,0 | 1,2 | 8,5 | **94,51** |
| 17 / 4 . | 46,2 | 0,1 | 35,6 | 0,5 | 0,0 | 0,6 | 0,1 | 2,0 | 7,6 | **92,74** |
| 17 / 5 . | 47,1 | 0,1 | 37,6 | 0,2 | 0,0 | 0,3 | 0,2 | 3,9 | 4,9 | **94,35** |
| 17 / 9 . | 45,7 | 0,0 | 36,2 | 0,4 | 0,0 | 0,5 | 0,4 | 3,8 | 5,1 | **92,16** |
| 17 / 10 . | 47,5 | 0,0 | 38,5 | 0,2 | 0,0 | 0,2 | 0,3 | 4,5 | 4,0 | **95,20** |

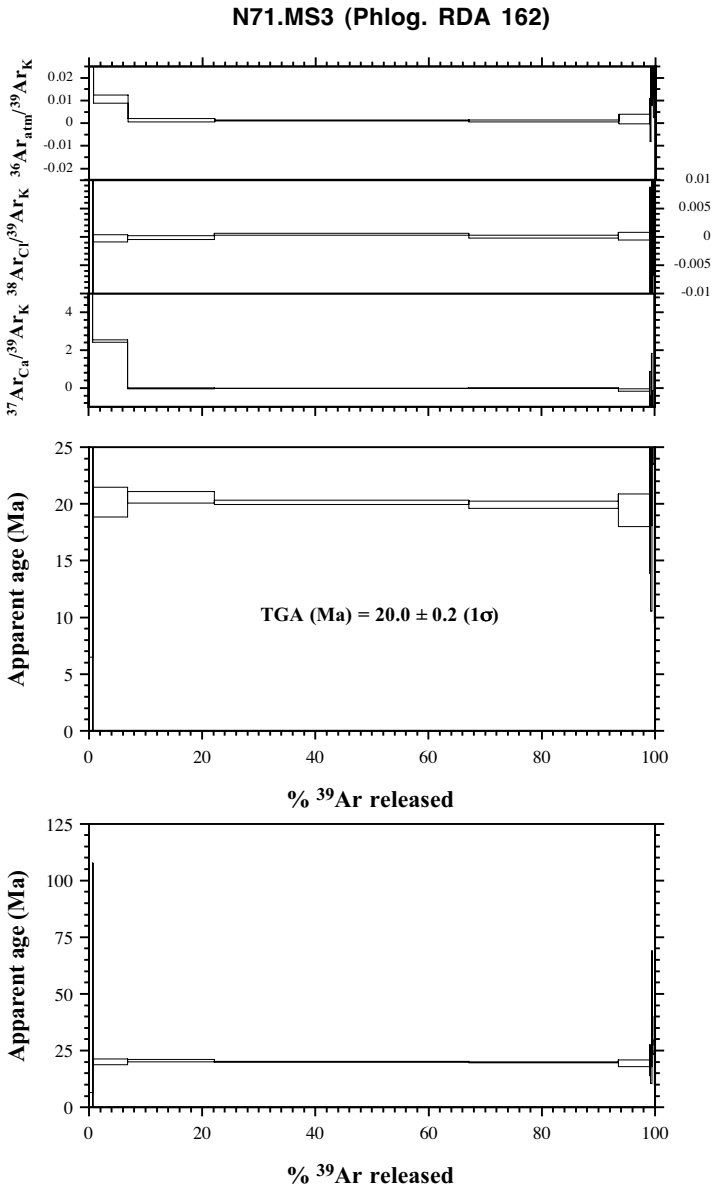
**TREV.1**

| | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | FeO | MnO | MgO | CaO | Na2O | K2O | F | Cl | Cr2O3 | NiO | **Total** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 15 | 47,0 | 0,1 | 35,5 | 2,4 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,9 | 9,7 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | **96,11** |
| 18 | 47,9 | 0,1 | 35,1 | 2,3 | 0,0 | 0,5 | 0,0 | 0,8 | 9,9 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | **96,13** |
| 19 | 48,2 | 0,0 | 35,0 | 2,2 | 0,0 | 0,7 | 0,0 | 0,7 | 9,8 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | -0,1 | **96,07** |
| 20 | 47,3 | 0,1 | 35,0 | 2,2 | 0,1 | 0,6 | 0,0 | 0,6 | 9,4 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | **96,17** |
| 21 | 47,1 | 0,1 | 34,9 | 2,2 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,8 | 9,3 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | **96,06** |
| 22 | 47,8 | 0,1 | 35,0 | 2,3 | 0,0 | 0,7 | 0,0 | 0,7 | 9,6 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | **96,18** |
| 57 / 1 . | 47,7 | 0,1 | 35,1 | 2,3 | 0,0 | 0,7 | 0,0 | 0,7 | 9,6 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | -0,1 | **96,25** |
| 57 / 2 . | 48,3 | 0,1 | 35,3 | 2,2 | 0,0 | 0,7 | 0,1 | 0,7 | 9,7 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | -0,1 | **97,16** |
| 57 / 3 . | 48,1 | 0,1 | 35,5 | 2,0 | 0,0 | 0,7 | 0,0 | 0,7 | 9,6 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | **97,06** |
| 57 / 4 . | 48,2 | 0,0 | 35,5 | 2,3 | -0,1 | 0,7 | 0,0 | 0,7 | 9,8 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | **97,07** |
| 57 / 5 . | 47,9 | 0,0 | 35,0 | 2,0 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,7 | 9,8 | 0,3 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | **96,87** |
| 57 / 6 . | 48,3 | 0,1 | 35,1 | 2,1 | 0,0 | 0,7 | 0,0 | 0,7 | 9,6 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | **97,05** |
| 57 / 7 . | 48,0 | 0,1 | 35,3 | 2,1 | 0,0 | 0,7 | 0,0 | 0,7 | 9,5 | 0,1 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | **97,05** |
| 57 / 8 . | 48,3 | 0,0 | 35,1 | 2,2 | 0,0 | 0,7 | 0,0 | 0,8 | 9,7 | -0,1 | 0,0 | 0,0 | -0,1 | **97,18** |
| 57 / 9 . | 47,0 | 0,0 | 34,2 | 2,2 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,7 | 9,6 | 0,3 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | **96,88** |
| 57 / 10 . | 48,1 | 0,0 | 34,7 | 2,2 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,7 | 9,8 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | **97,06** |
| 57 / 11 . | 47,9 | 0,1 | 35,0 | 2,3 | 0,0 | 0,7 | 0,0 | 0,7 | 9,9 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | **97,01** |
| 57 / 12 . | 47,7 | 0,0 | 34,9 | 2,4 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,7 | 9,8 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | -0,1 | **97,08** |
| 57 / 13 . | 47,9 | 0,0 | 34,7 | 2,2 | 0,0 | 0,7 | 0,0 | 0,7 | 9,6 | -0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | **97,22** |
| 57 / 14 . | 48,0 | 0,1 | 35,0 | 2,2 | 0,1 | 0,7 | 0,0 | 0,7 | 9,7 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | **96,94** |
| 57 / 15 . | 48,5 | 0,1 | 34,9 | 2,2 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,7 | 9,5 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | **96,93** |
| 57 / 16 . | 48,3 | 0,1 | 35,2 | 2,2 | -0,1 | 0,7 | 0,0 | 0,7 | 9,7 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | **96,95** |
| 57 / 17 . | 48,2 | 0,1 | 34,5 | 2,1 | 0,0 | 0,8 | 0,0 | 0,7 | 9,6 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | **97,05** |
| 57 / 18 . | 46,7 | 0,1 | 34,9 | 2,5 | 0,0 | 2,0 | 0,0 | 0,6 | 8,6 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | **96,96** |
| 57 / 19 . | 45,6 | 0,1 | 34,6 | 2,5 | 0,0 | 3,3 | 0,1 | 0,6 | 7,8 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | **96,86** |
| 57 / 20 . | 41,9 | 0,1 | 33,6 | 3,3 | 0,0 | 7,5 | 0,0 | 0,4 | 5,9 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | **96,89** |

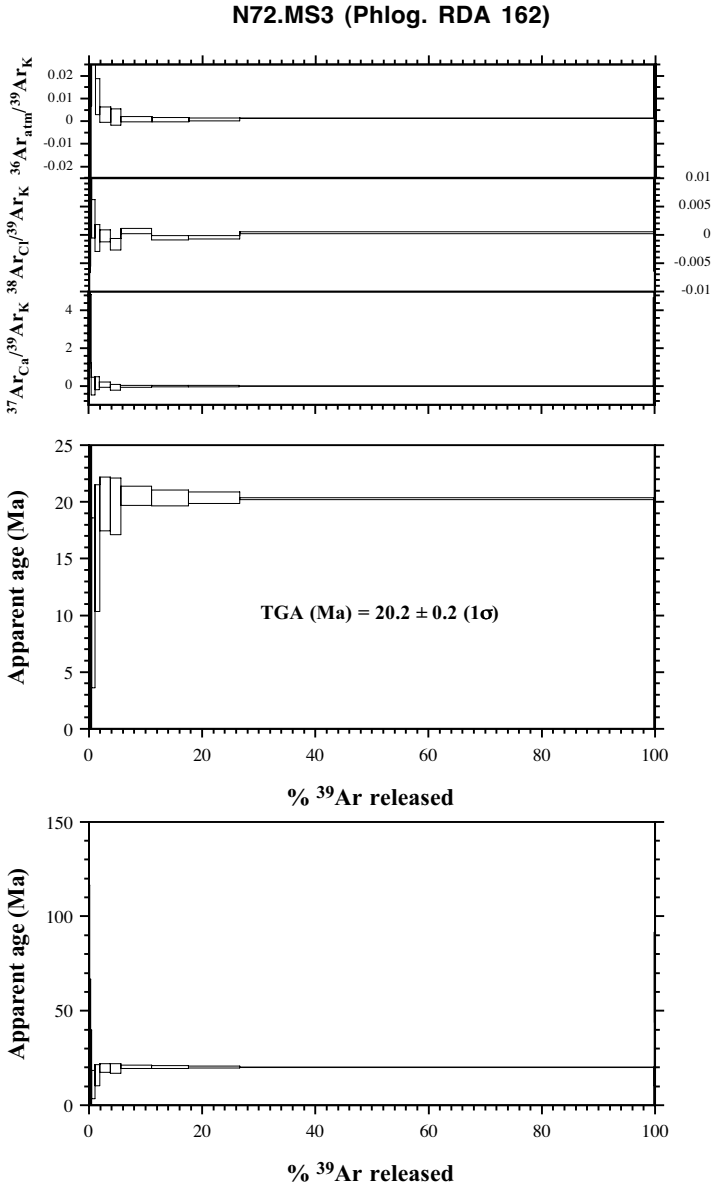
# ANNEXE 4

Appendix of *Bessière et al., in prep*[2]: Ages spectrum of step-heating dating

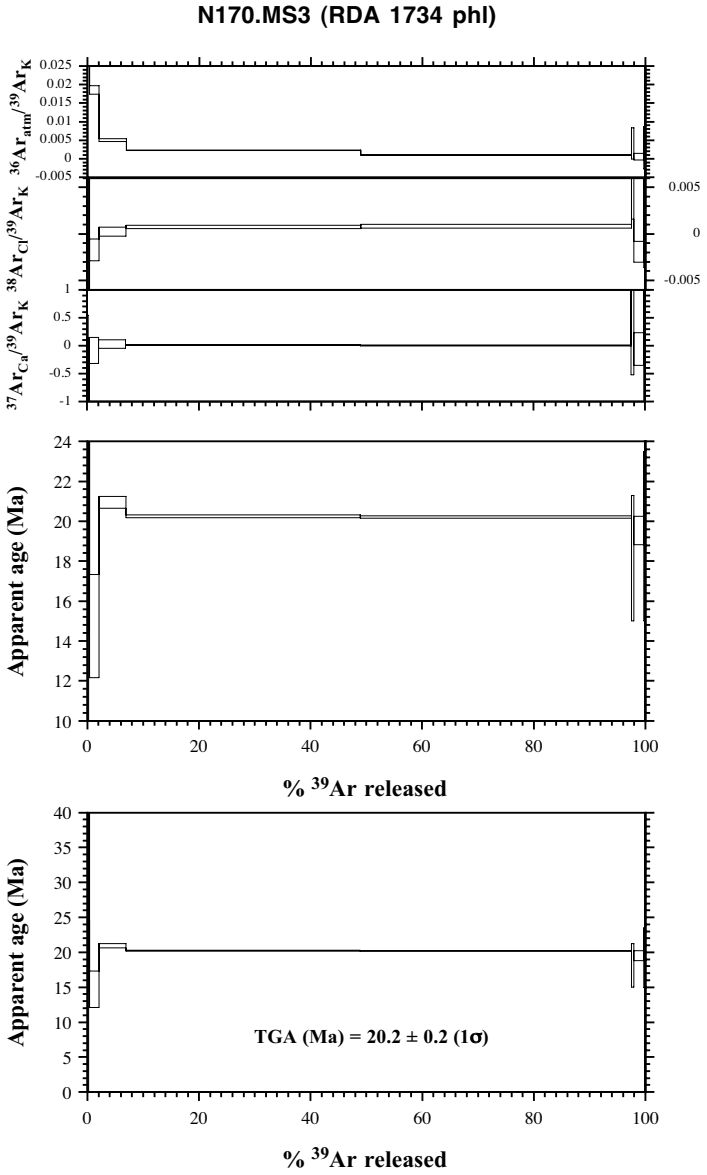
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon RDA1602 (spectre 1).



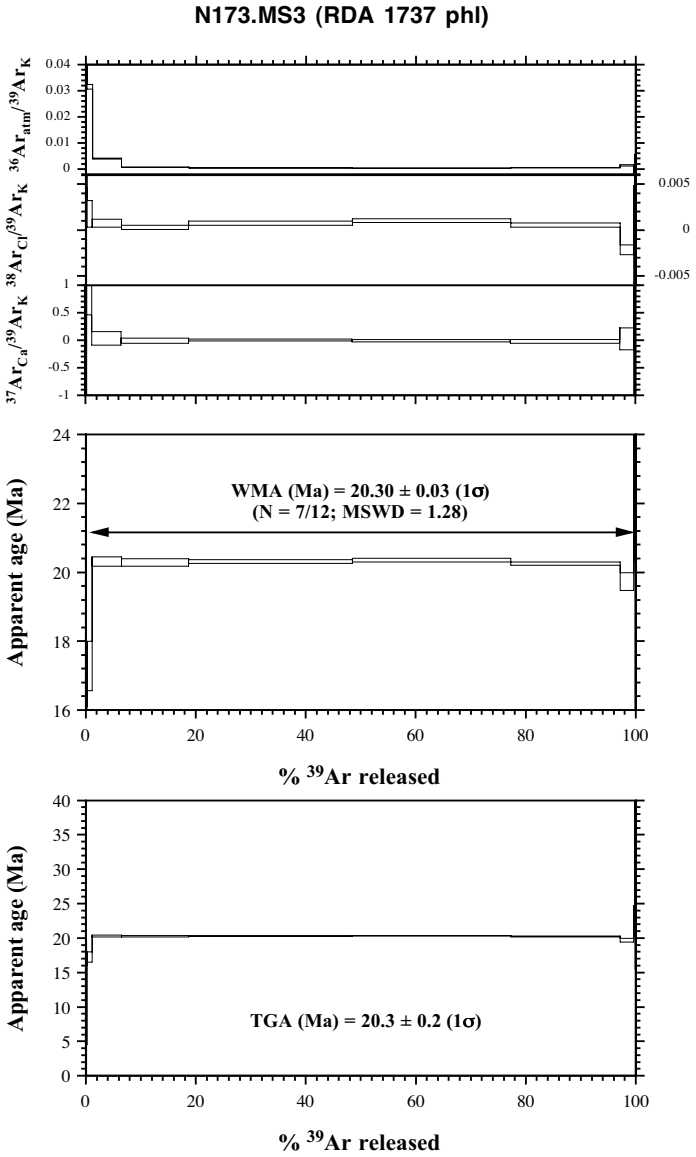
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon RDA1602 (spectre 2).



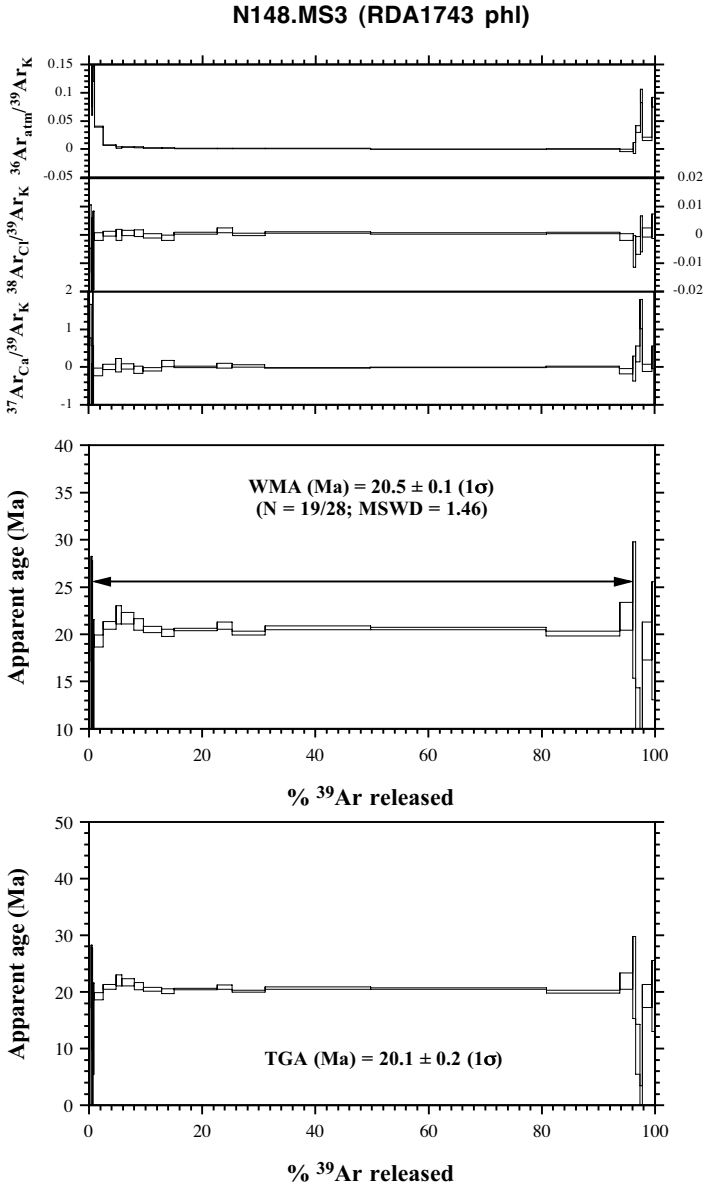
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon RDA1734.



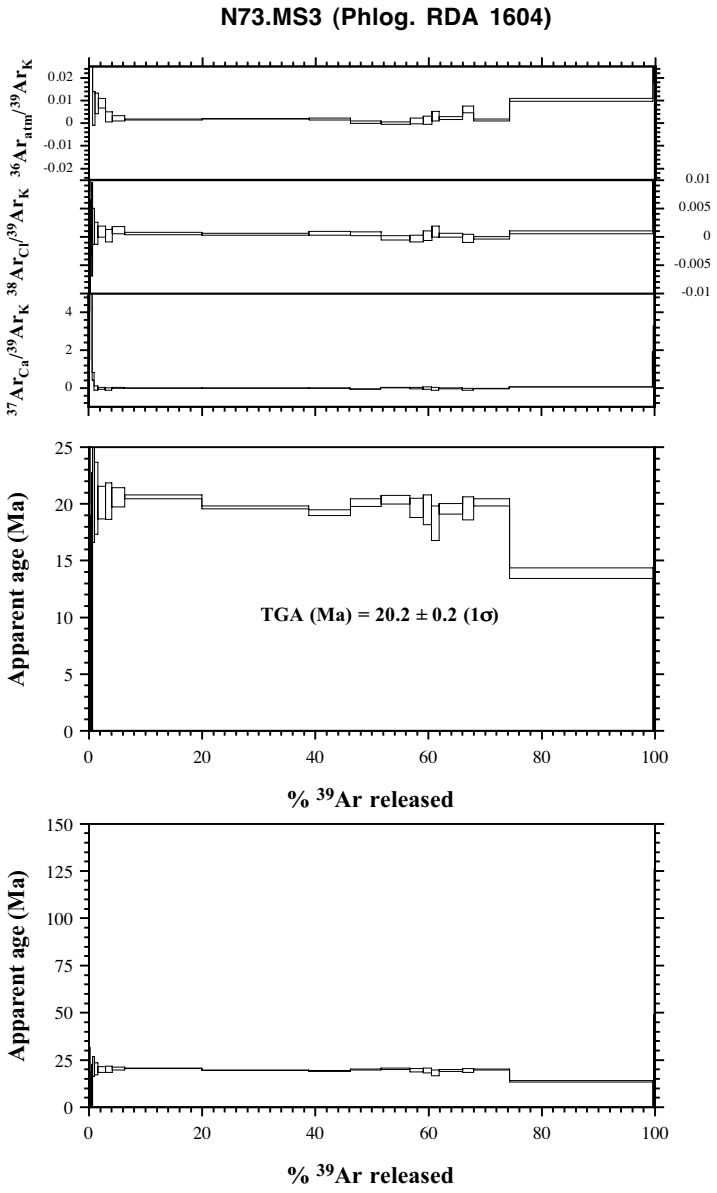
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon RDA1737.



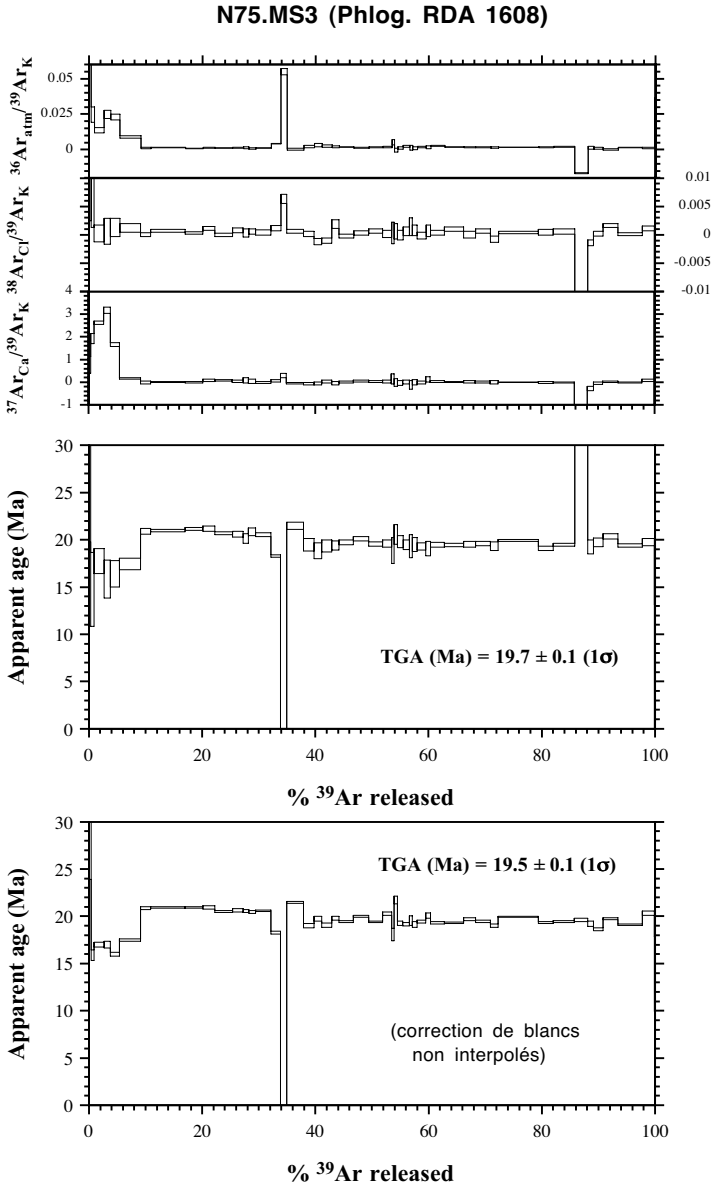
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon RDA1743.



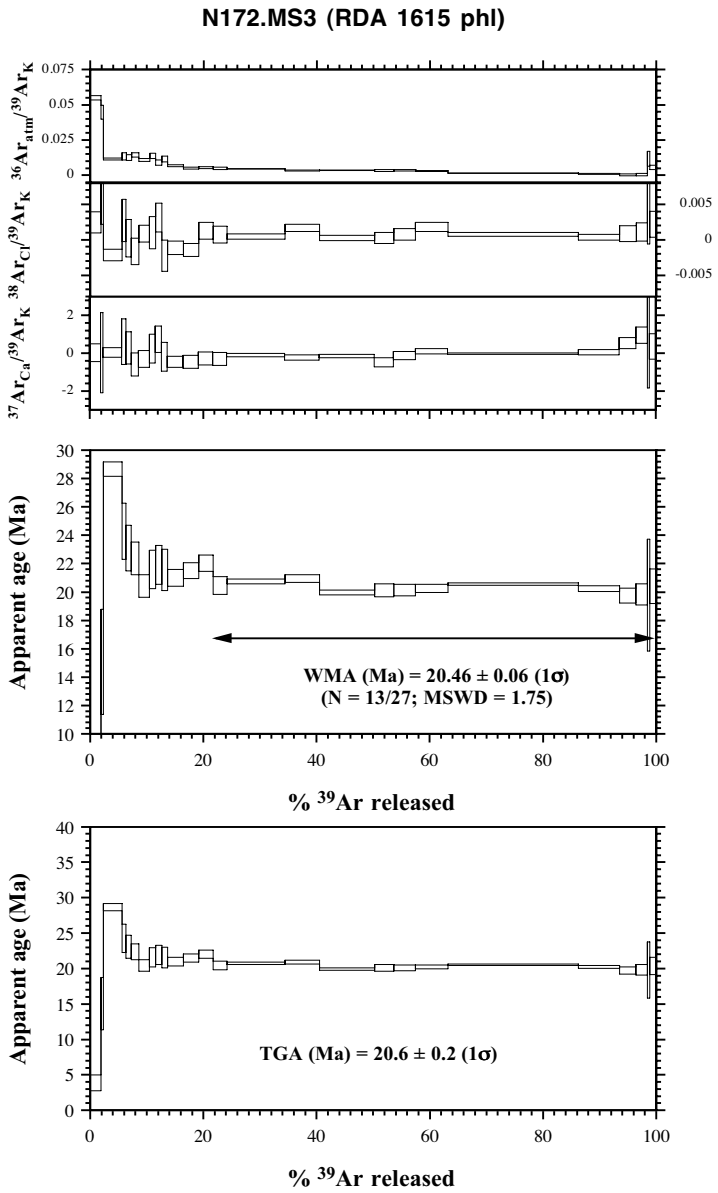
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon RDA1604.



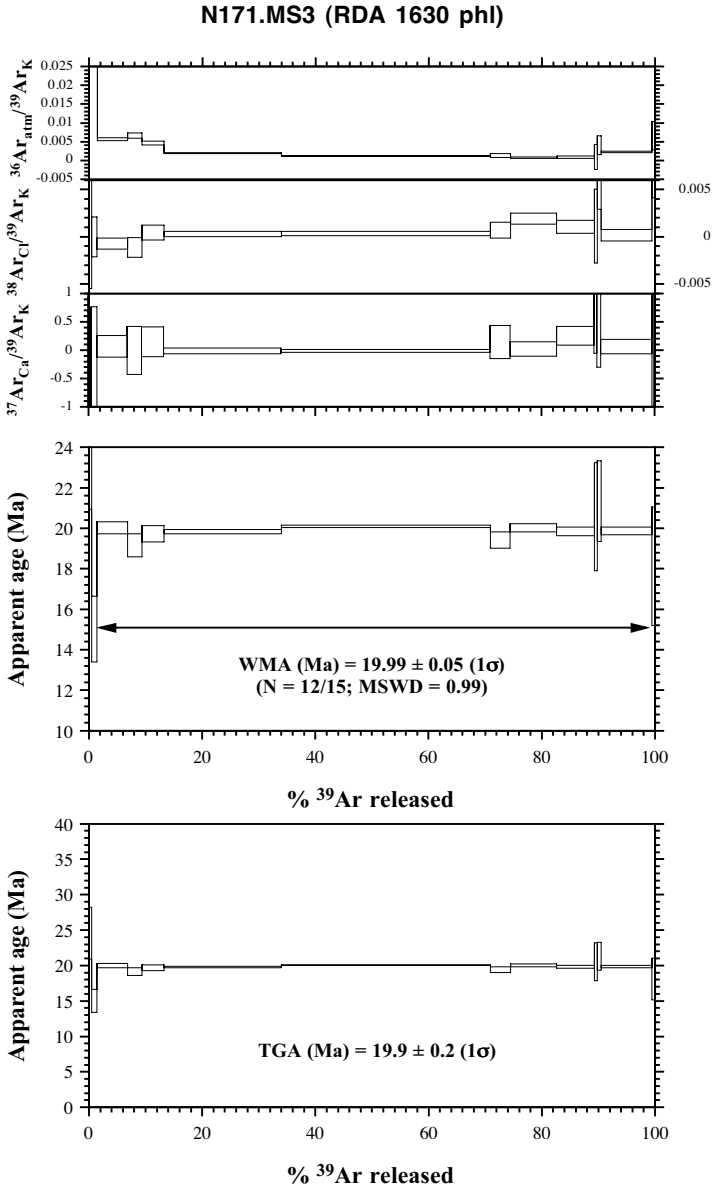
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon RDA1608.



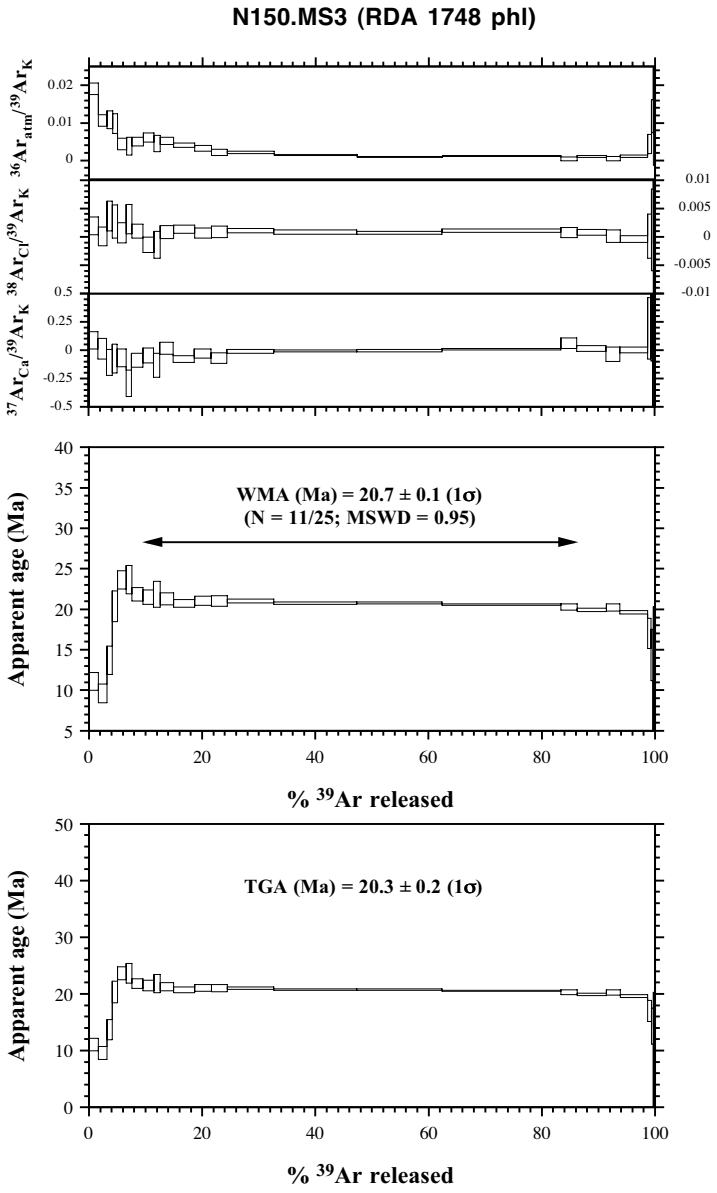
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon RDA1615.



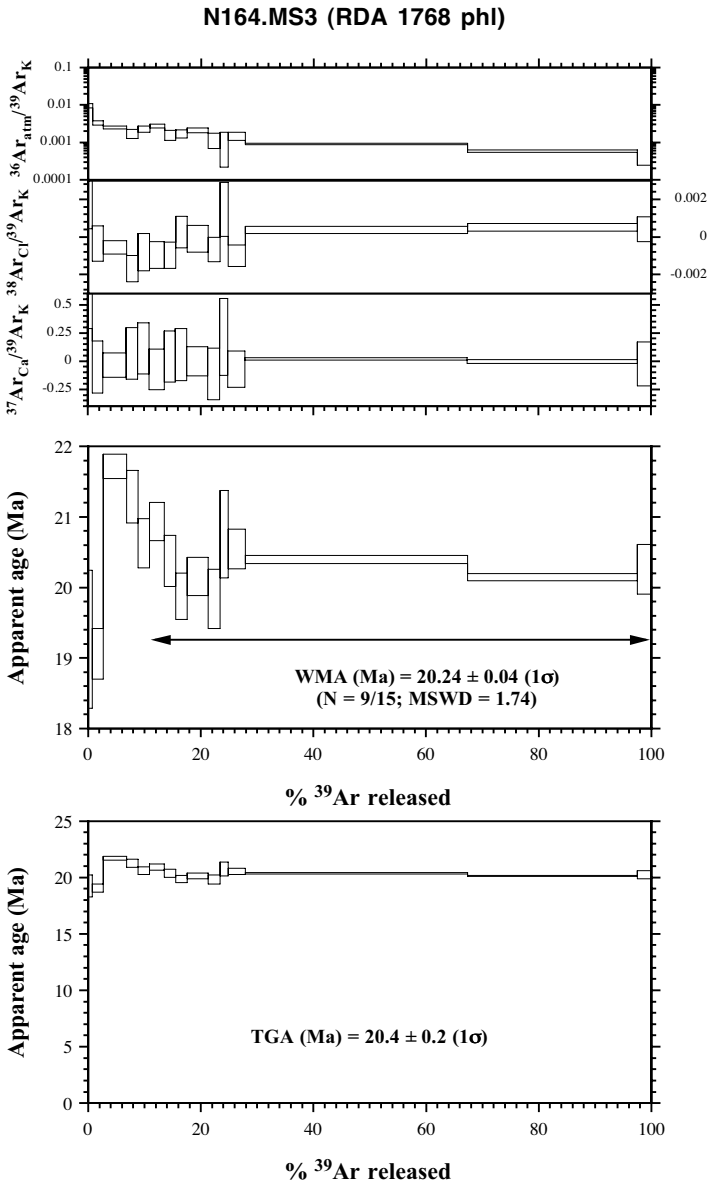
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon RDA1630.



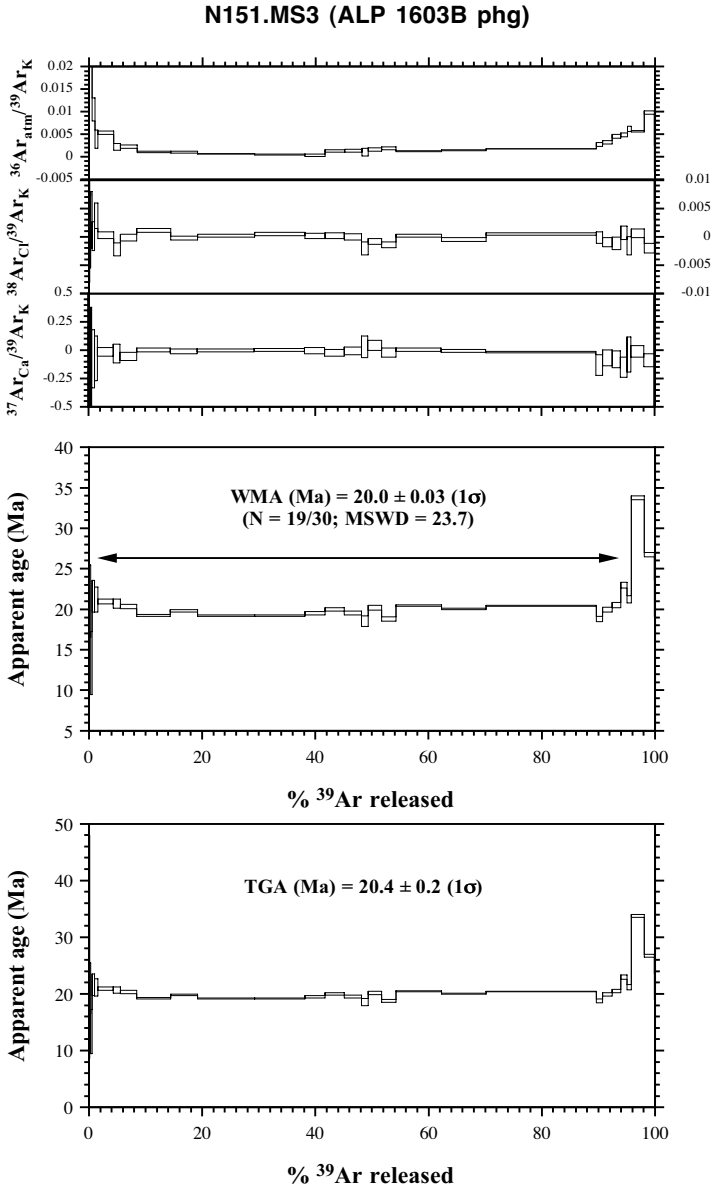
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon RDA1748.



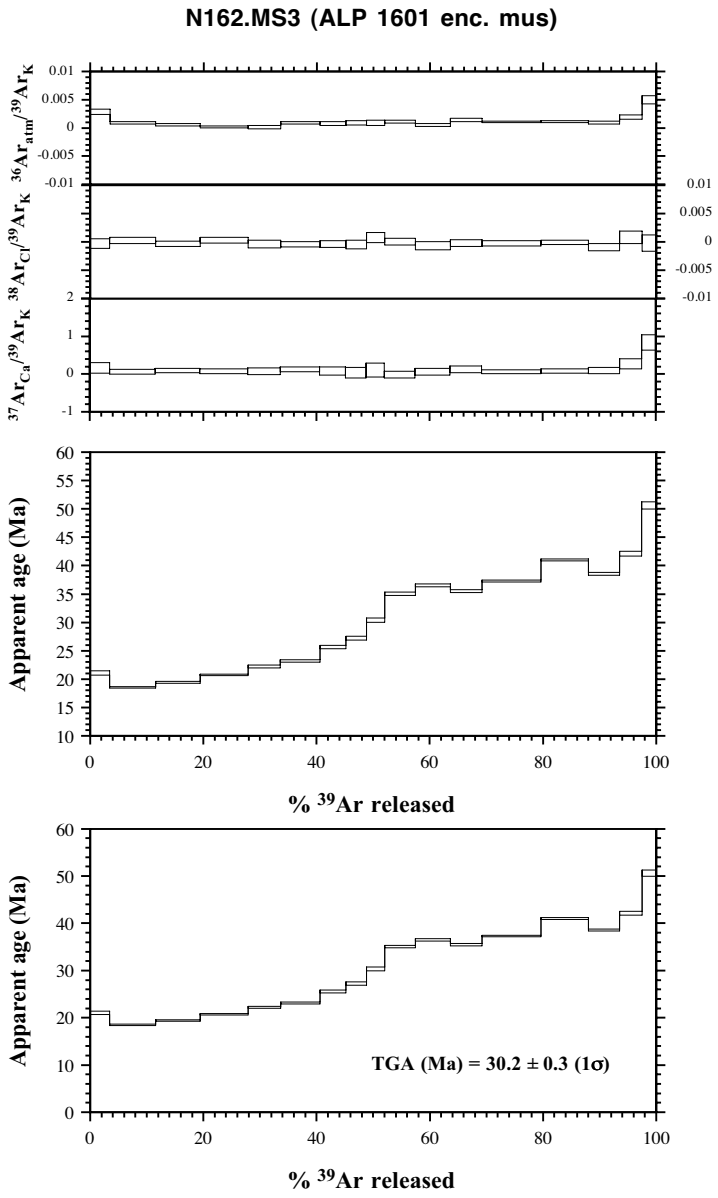
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon RDA1768.



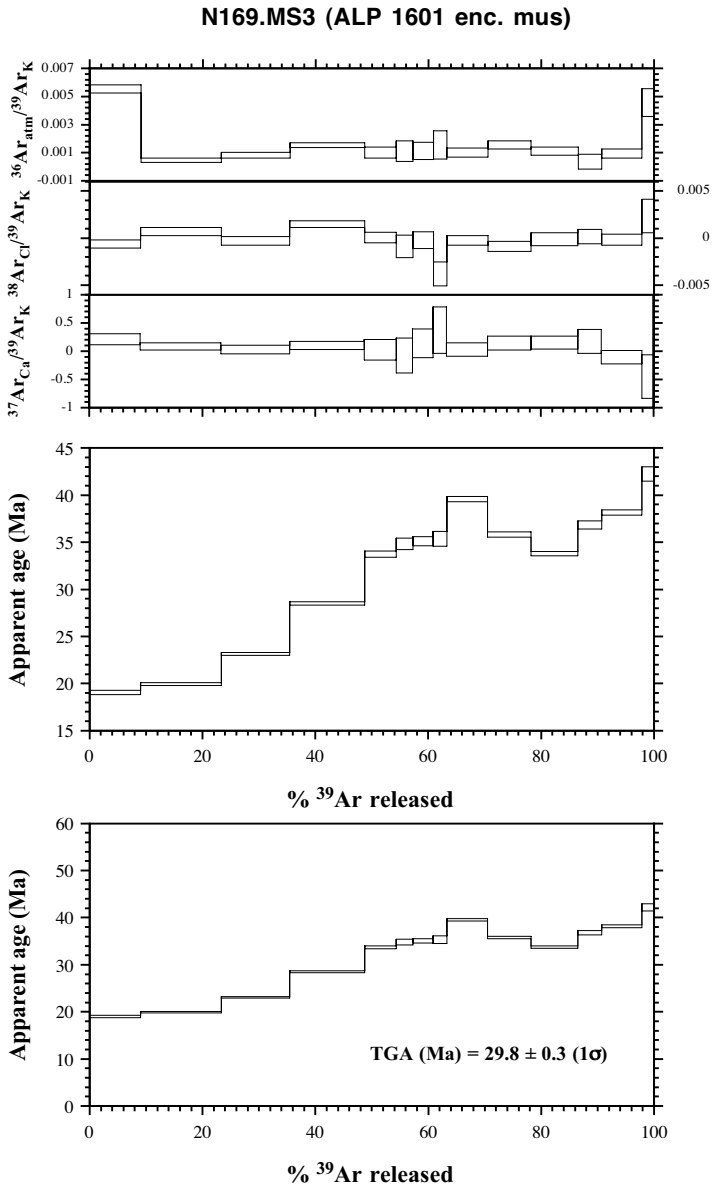
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon RDA1603B.



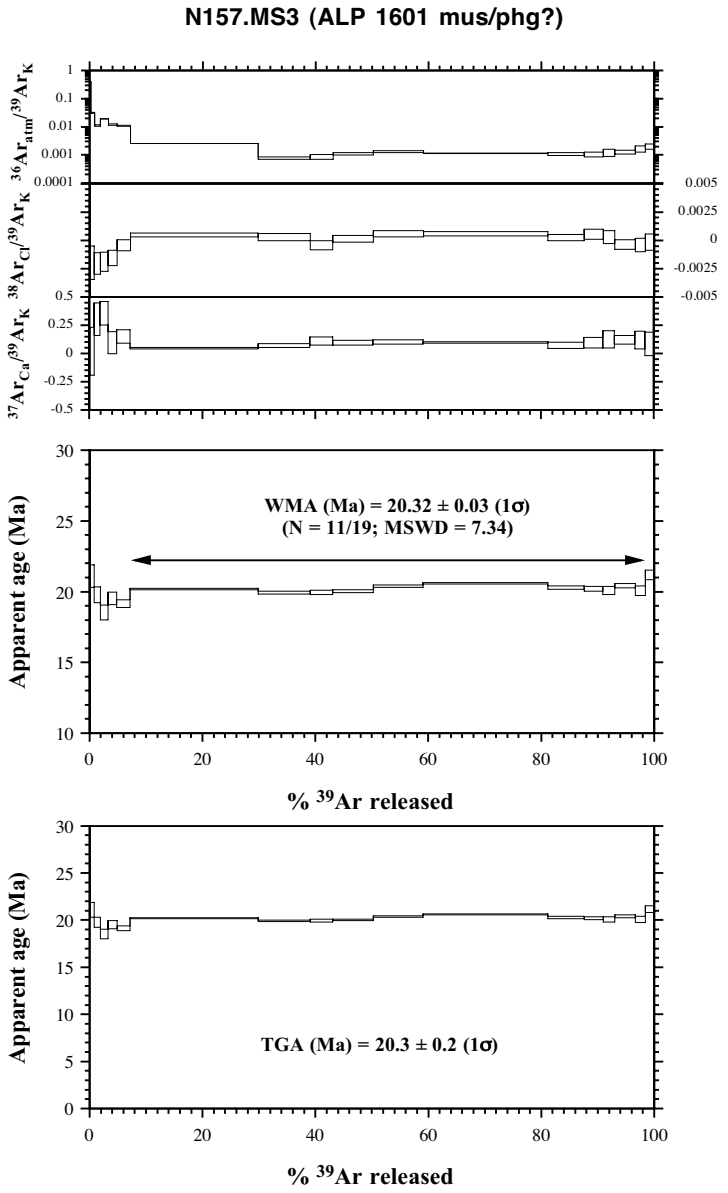
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon RDA1601h (spectre 1).



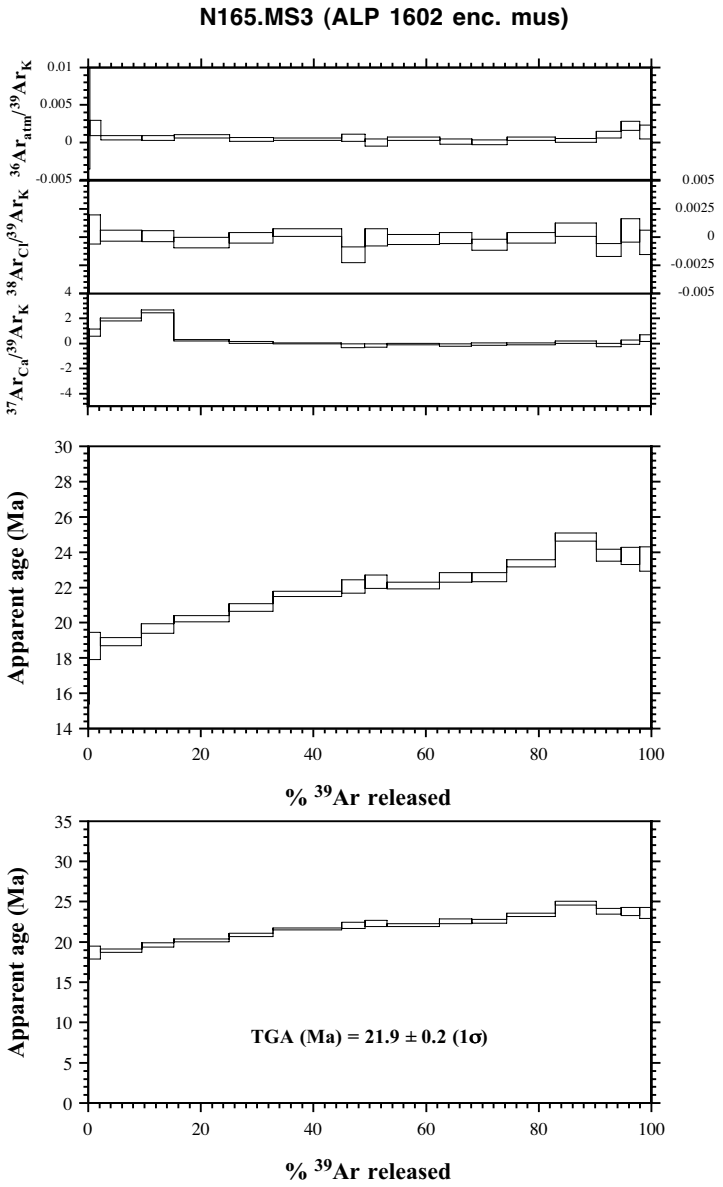
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon RDA1601h (spectre 2).



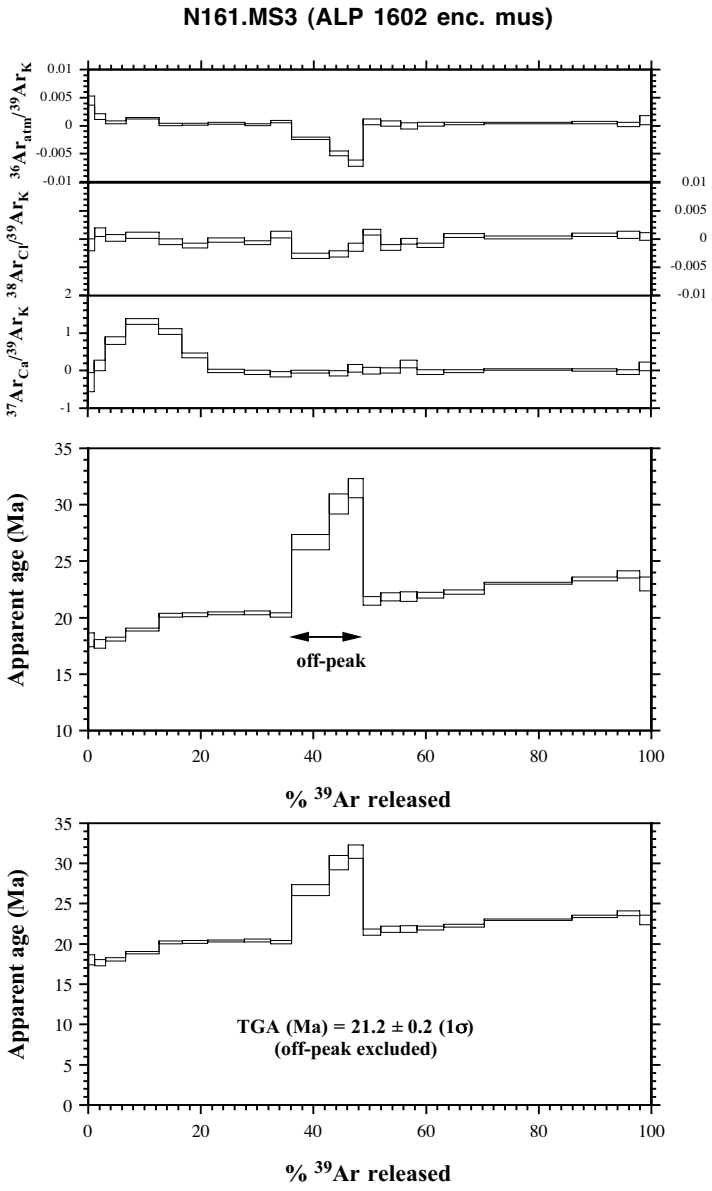
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon ALP1601.



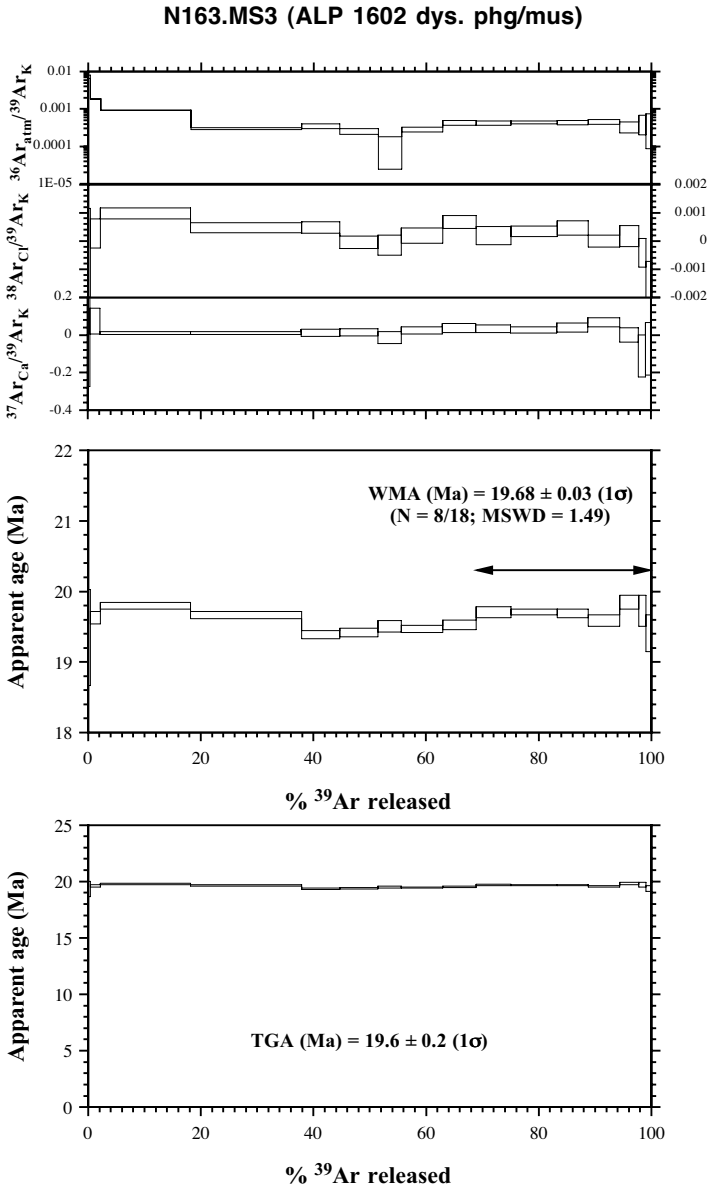
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon ALP1602h (spectre 1).



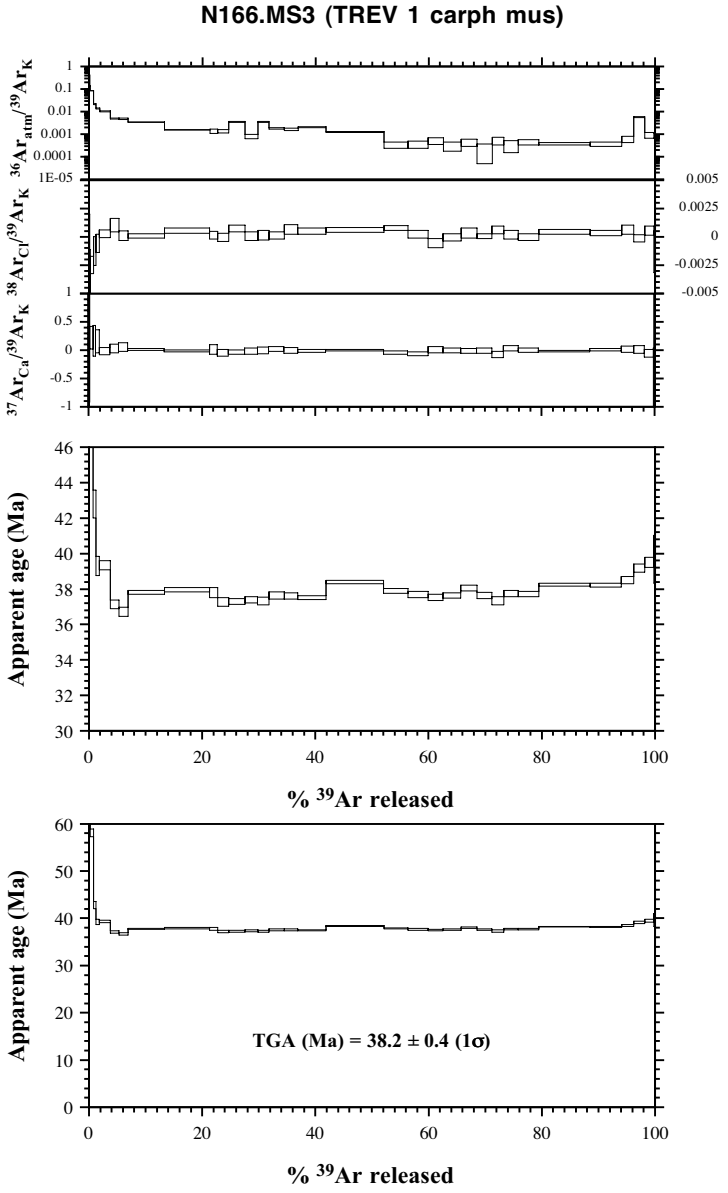
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon ALP1602h (spectre 2).



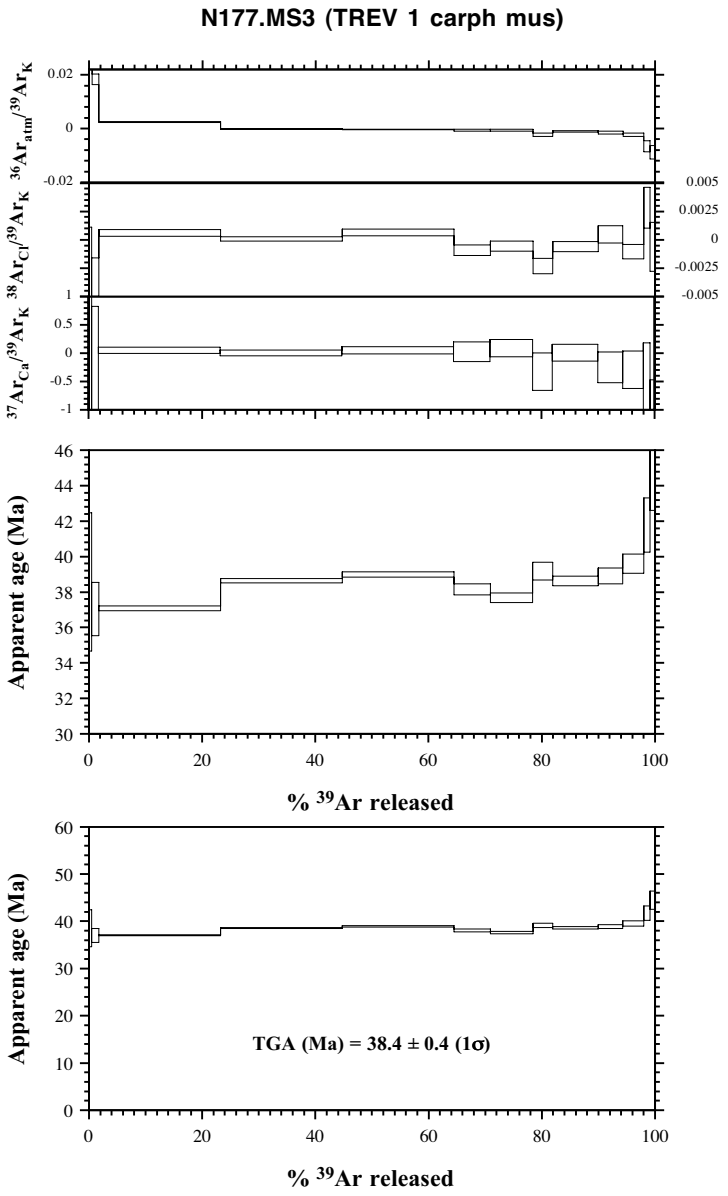
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon ALP1602.



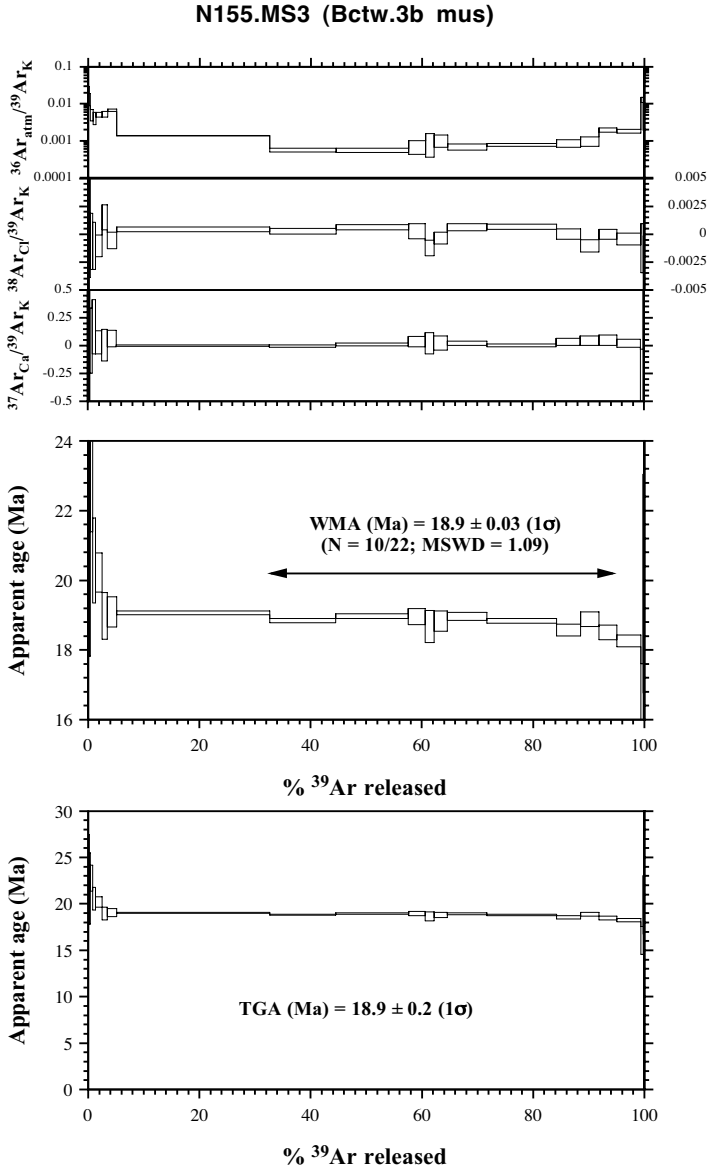
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon TREV.1 (spectre 1).



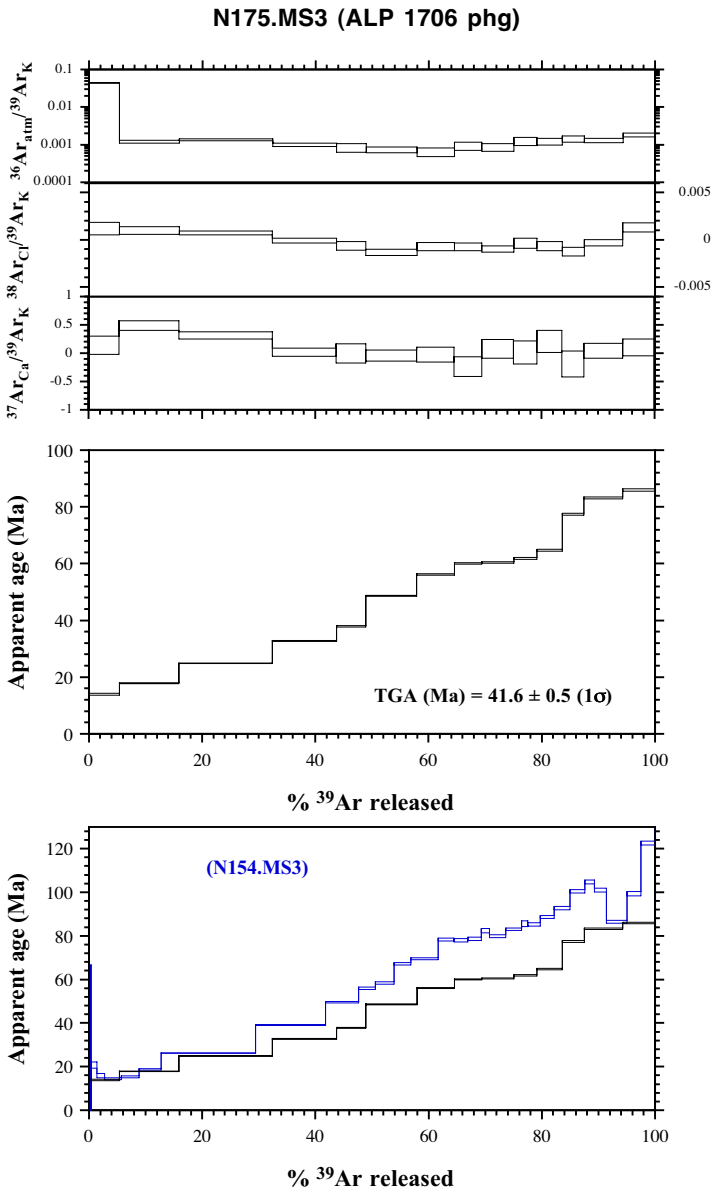
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon TREV.1 (spectre 2).



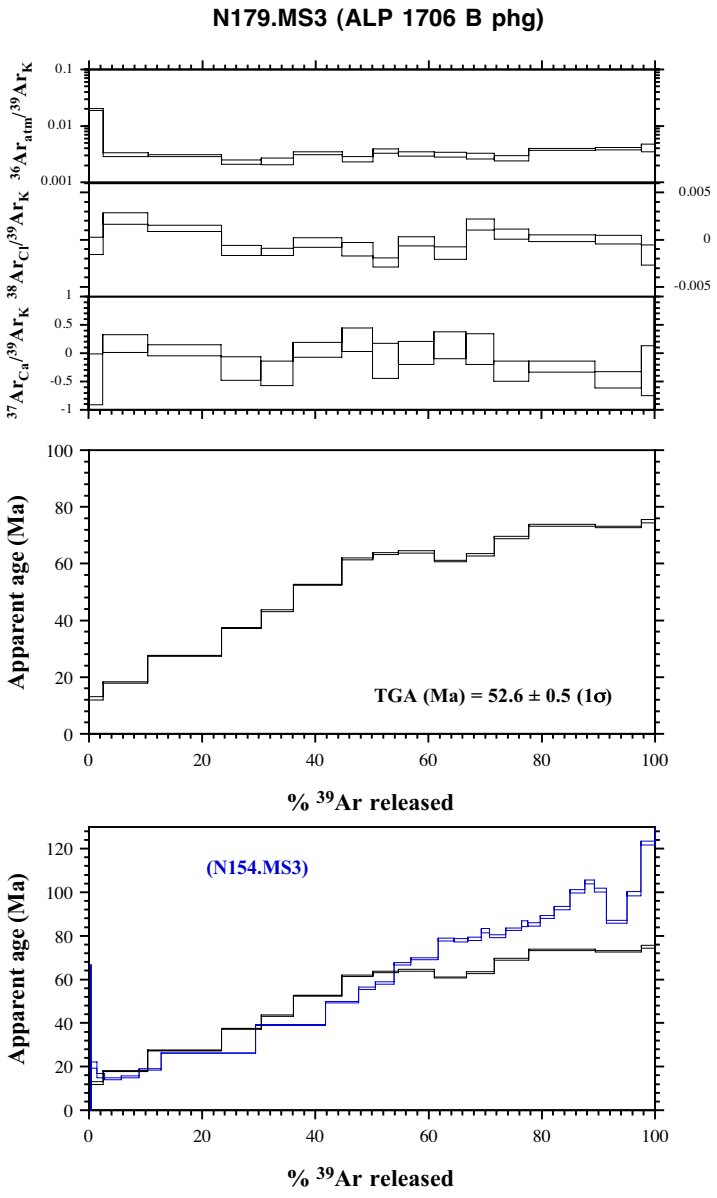
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon Betw3b.



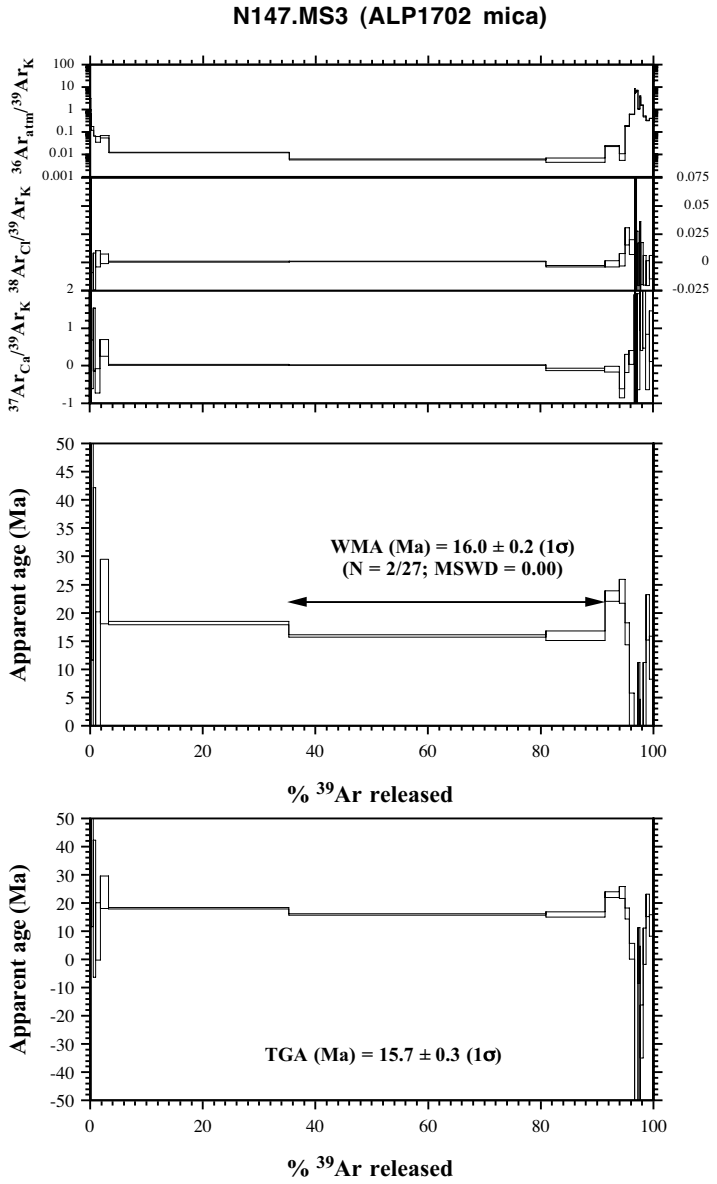
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon ALP1706 (spectre 1).



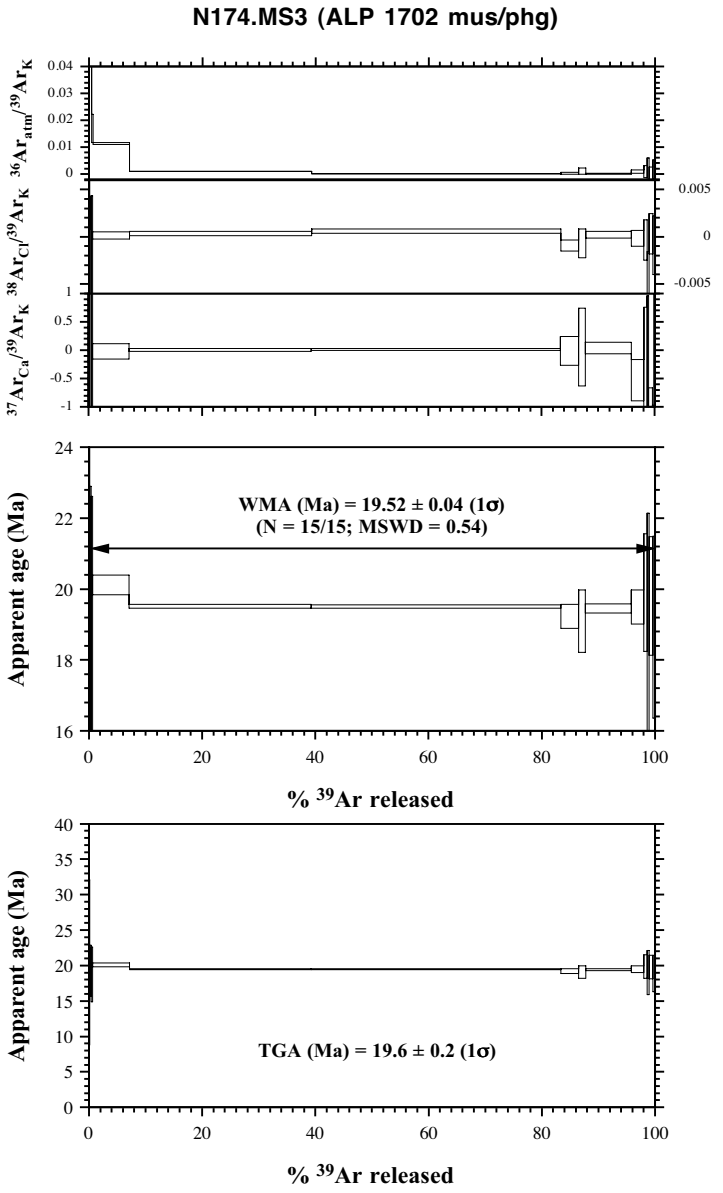
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon ALP1706 (spectre 2).



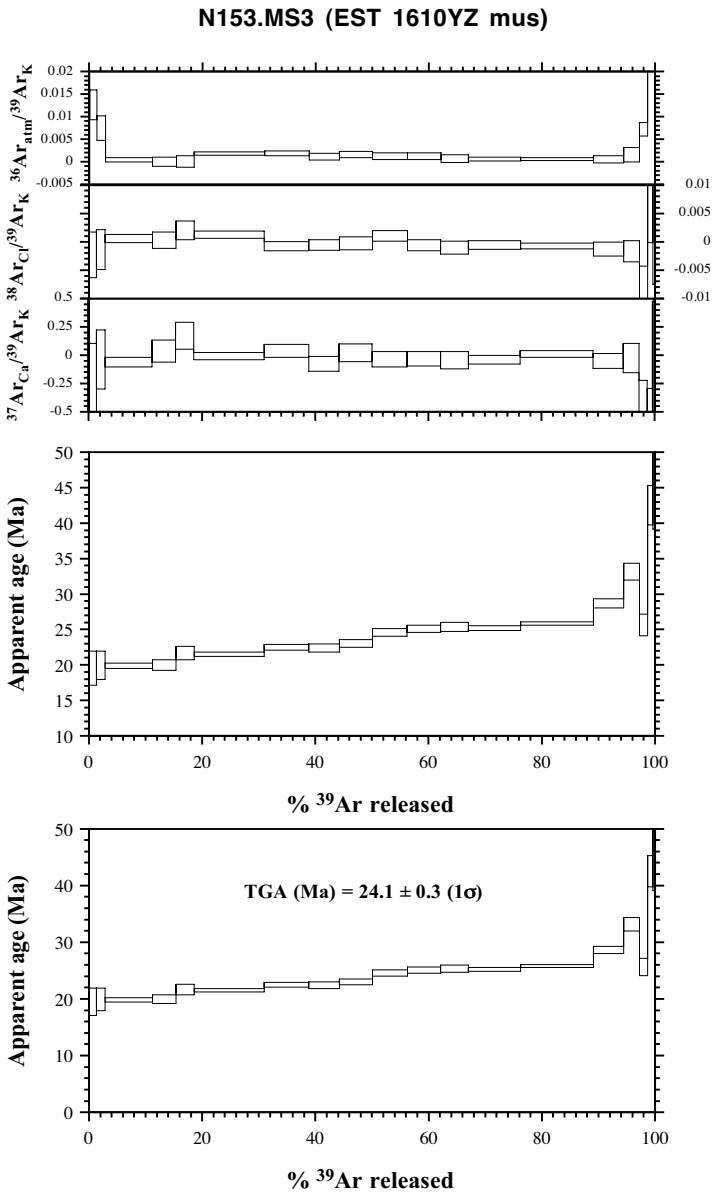
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon ALP1702 (spectre 1).



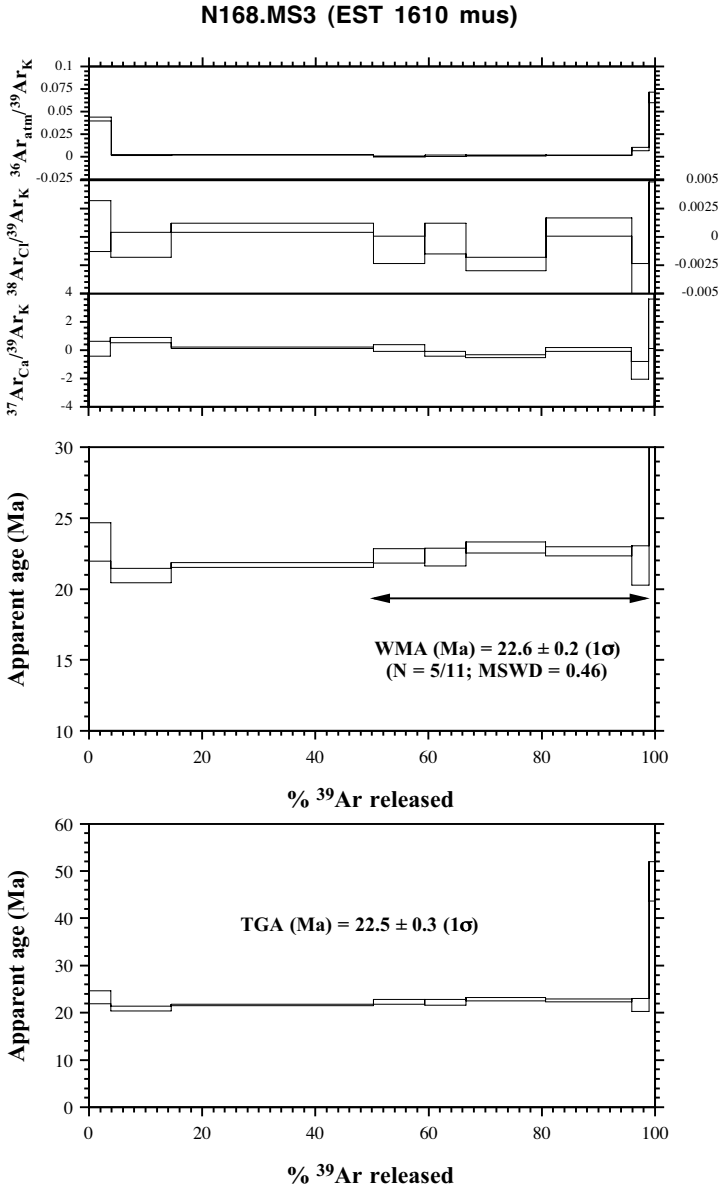
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon ALP1702 (spectre 2).



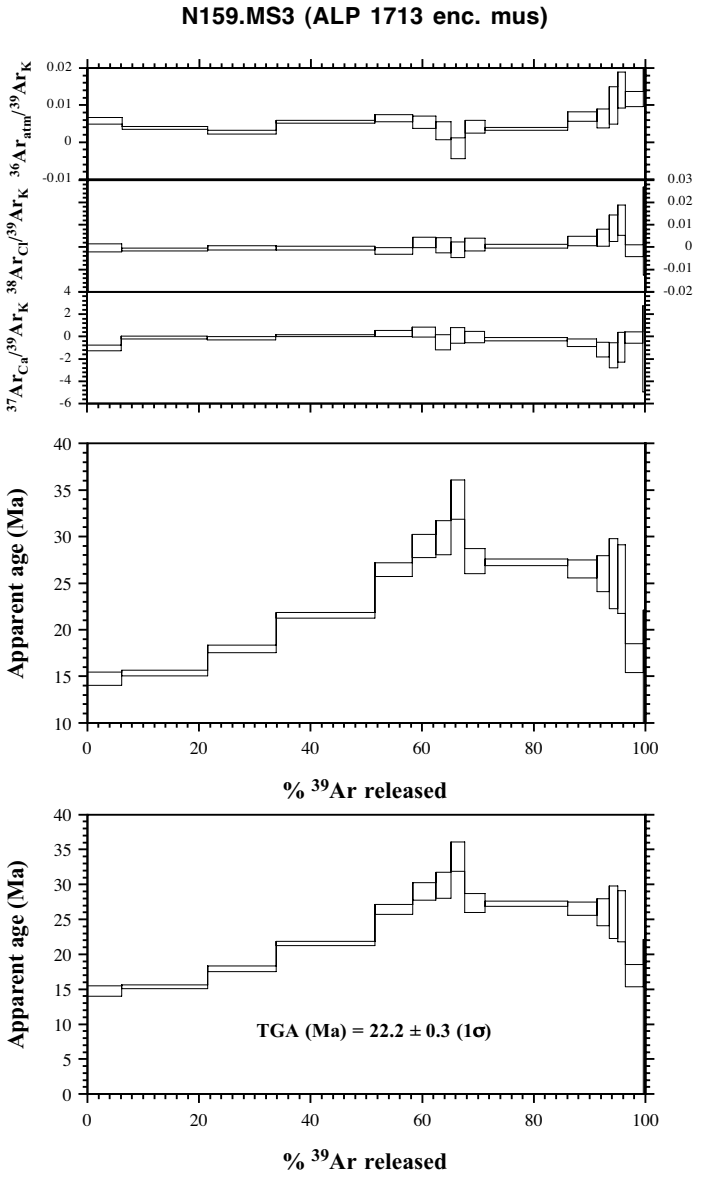
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon ALP1610 (spectre 1).



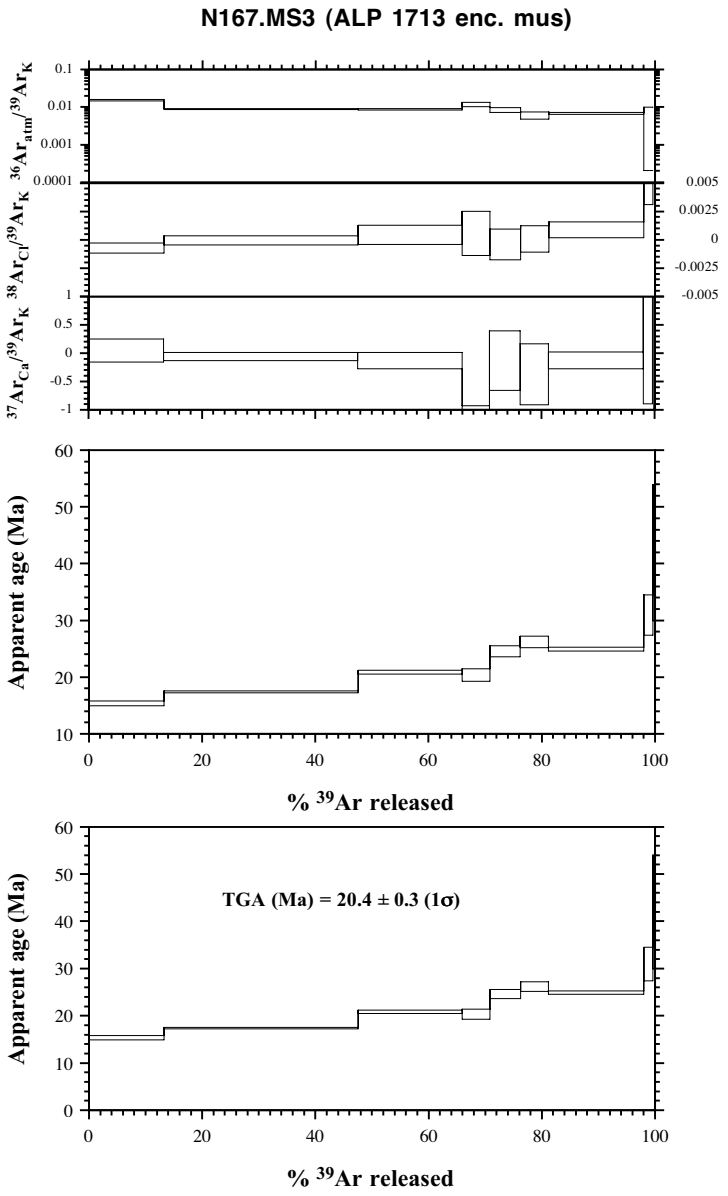
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon ALP1610 (spectre 2).



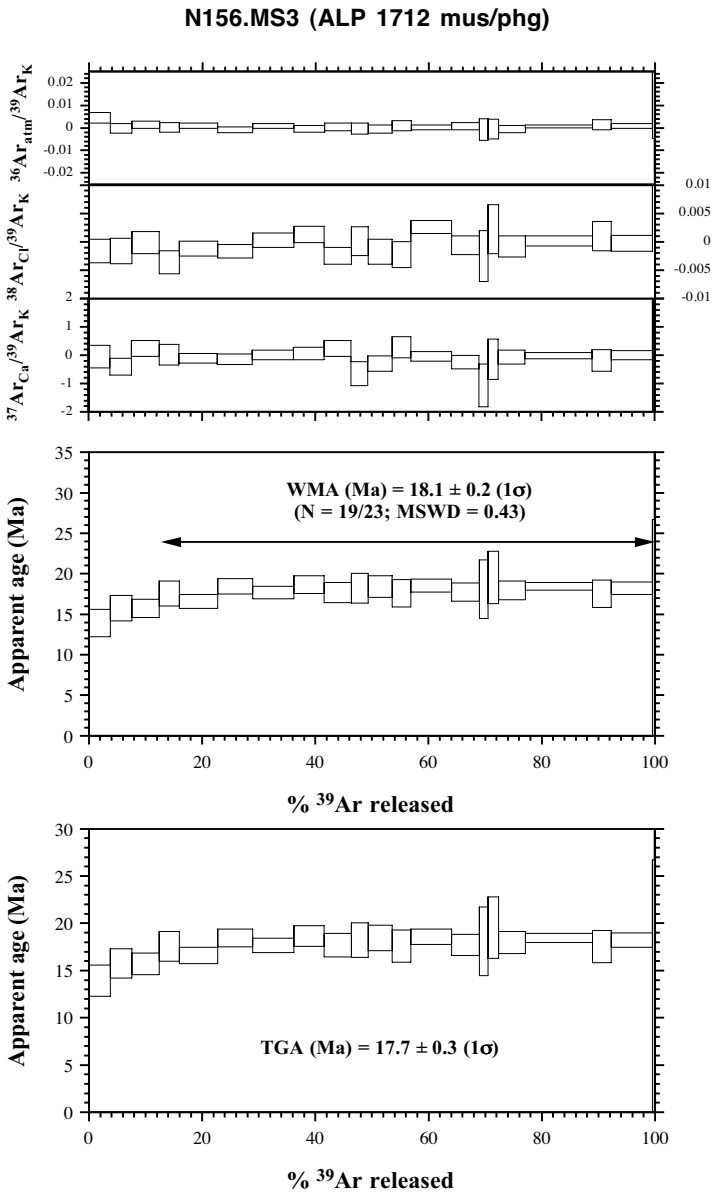
Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon ALP1713h (spectre 1).



Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon ALP1713h (spectre 2).



Données de dégazage lors des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en « step-heating » avec, pour chaque étape de chauffage, les différents rapports isotopiques mesurés ainsi que les âges apparents calculés pour l'échantillon ALP1712.



# Eloïse BESSIERE


## EVOLUTION GEODYNAMIQUE DES ZONES INTERNES DES CORDILLERES BETIQUES (Andalousie, Espagne) : Apports d'une étude pluridisciplinaire du Complexe Alpujárride


Les Cordillères Bético-Rifaines sont situées en Méditerranée occidentale, où elles forment un arc étroit. Comparé à d'autres segments orogéniques, leur évolution géodynamique reste extrêmement discutée en raison d'une histoire tectono-métamorphique polyphasée depuis le rifting Mésozoïque, jusqu'à l'histoire alpine incluant subduction, collision et effondrement tardi-orogénique. Cette thèse s'est focalisée sur deux problématiques restant activement débattues et qui concernent le Complexe Alpujárride, appartenant aux Zones Internes (ZI) des Cordillères Bétiques. Deux zones d'étude ont été ciblées, avec (i) les massifs péridotitiques affleurant à l'ouest et dont les modalités de mise en place restent énigmatiques et (ii) les unités tectoniques affleurant à l'est et dans lesquelles les paragenèses de haute pression-basse température (HP/BT) en lien avec l'épisode de subduction alpine, sont les mieux préservées mais dont les contraintes temporelles sont largement incertaines.

Ce travail de recherche s'est attaché à utiliser une approche multi-échelles, depuis celle de l'affleurement jusqu'à celle de la région, et pluridisciplinaire, avec un travail de cartographie détaillée, des observations structurales et pétrographiques, de la thermométrie Raman et des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$. Nos résultats mettent en évidence (i) l'exhumation du massif péridotitique de Ronda dans un contexte d'hyper-amincissement de la croûte continentale résultant d'un épisode de rifting et (ii) la fin de l'épisode métamorphique de HP/BT vers 38 Ma avec l'initiation du retrait du panneau plongeant et l'ouverture d'un bassin d'arrière-arc, associée à un métamorphisme de haute température-basse pression (HT/BP). C'est dans ce contexte extensif que le Complexe Alpujárride s'exhume après une phase majeure d'amincissement crustal. Cet épisode de métamorphisme de HT/BP prend fin avec la mise en place des ZI des Cordillères Bético-Rifaines sur les marges Ibérie et Afrique, vers 20 Ma.



Mots clés : *Cordillères Bétiques, Complexe Alpujárride, Péridotite Ronda, Dorsale Calcaire, RSCM, datations $^{40}Ar/^{39}Ar$, hyper-extension, exhumation, métamorphisme HP/BT*


## GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE BETIC CORDILLERA INTERNAL ZONES (Andalusia, Spain): Contribution of a multidisciplinary study on the Alpujárride Complex


The Betic-Rif Cordillera, located in the western Mediterranean region, forms a narrow, arcuate orogenic belt. By comparison with other orogenic belts in the Mediterranean realm, its geodynamic evolution is higly controversial because of a long and complex tectono-metamorphic history, including the Mesozoic rifting and the Alpine orogenesis where subduction, collisional and post-orogenic extensional events are successively recorded. This Ph.D. thesis aims to address two major issues about the geodynamic evolution of the Alpujárride Complex, a group of metamorphic units that belong to the Internal Zones of the Betic Cordillera. Two study areas have been investigated with (i) the peridotitic massifs located in the western part of this complex whose mechanisms and timing of exhumation remain unclear and (ii) the tectonic units located further east that display well-preserved high pressure-low temperature (HP/LT) mineral parageneses related to the Alpine subduction episode but with high uncertainties regarding the age of this metamorphic event.

This work has been carried out by following a multi-scale and multi-disciplinary approach, from the outcrop- to the regional-scale, including detailed field mapping, structural measurements, petrographic observations, Raman thermometry and $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating. Our results evidence (i) the exhumation of the Ronda peridotite controlled by an hyper-extension event associated with a rifting stage and (ii) the end of the HP/LT peak conditions around 38 Ma, juste before the inception of the slab roll-back and back-arc opening associated with a high temperature-low pressure (HT-LP) metamorphic overprint. The Alpujárride Complex is exhumed during this stage, while the crust is higly stretched. This HT-LP metamorphic event ended with the thrusting of the Internal Zones of the Betic-Rif Cordillera onto the Iberian and African margins, around 20 Ma ago.



Keywords: *Betic Cordillera, Alpujárride Complex, Ronda peridotite, Dorsale Calcaire, RSCM, $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating, hyper-extension, exhumation, HP/LT metamorphism*



**Institut des Sciences de la Terre d'Orléans**
**CNRS/ISTO, UMR 7327, 1A rue de la Férollerie,**
**45071 Orléans, France**