



HAL
open science

Évolution tectono-métamorphique et chronologie de mise en place des unités métamorphiques du Rif interne (Maroc)

Emmanuelle Homonnay

► **To cite this version:**

Emmanuelle Homonnay. Évolution tectono-métamorphique et chronologie de mise en place des unités métamorphiques du Rif interne (Maroc). Sciences de la Terre. COMUE Université Côte d'Azur (2015 - 2019), 2019. Français. NNT : 2019AZUR4111 . tel-02887924

HAL Id: tel-02887924

<https://theses.hal.science/tel-02887924>

Submitted on 3 Jul 2020

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

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



THÈSE DE DOCTORAT

Évolution tectono-métamorphique et chronologie
de mise en place des unités métamorphiques du Rif
interne (Maroc)

Emmanuelle HOMONNAY

Laboratoire Géoazur - UMR 7329

Présentée en vue de l'obtention du grade de docteur
en Sciences de la Planète et de l'Univers
de l'Université Côte d'Azur
Dirigée par : Michel CORSINI
Soutenue le : 16 décembre 2019

Devant le jury, composé de :

Delphine BOSCH, Dir.de R., Géosciences Montpellier
Laurent JOLIVET, Prof., Sorbonne Université
Jean-Marc LARDEAUX, Prof., Univ. Côte d'Azur
Pavel PITRA, M.Conf., Géosciences Rennes
Maria Iole SPALLA, Prof., Univ. degli studi di Milano,
Italie
Michel CORSINI, Prof., Univ. Côte d'Azur
Jacques KORNPORBST, Prof. émérite, Univ. Clermont-
Ferrand
Mohamed OUAZZANI-TOUHAMI, Prof., Univ. de
Tétouan, Maroc

École doctorale Sciences Fondamentales et Appliquées
Unité de recherche : Laboratoire Géoazur – UMR 7329

Thèse de doctorat

Présentée en vue de l'obtention du grade de
Docteur en Sciences

Spécialité Sciences de la Planète et de l'Univers
de l'Université Côte d'Azur

par

Emmanuelle HOMONNAY

Évolution tectono-métamorphique et chronologie de mise en place des unités métamorphiques du Rif interne (Maroc)

Thèse dirigée par Michel CORSINI

Soutenue le 16 décembre 2019

Devant le jury composé de :

Rapporteurs :

Delphine BOSCH, Directeur de Recherche., Géosciences Montpellier

Laurent JOLIVET, Professeur, Sorbonne Université

Examineurs :

Jean-Marc LARDEAUX, Professeur, Université Côte d'Azur

Pavel PITRA, Maître de Conférence., Géosciences Rennes

Maria Iole SPALLA, Professeur, Università degli studi di Milano, Italie

Directeur de thèse :

Michel CORSINI, Professeur, Université Côte d'Azur

Invités :

Jacques KORNPORST, Professeur émérite, Université Clermont-Ferrand

Mohamed OUAZZANI-TOUHAMI, Prof., Université de Tétouan, Maroc

Résumé

La chaîne Bético-Rifaine, située dans la partie occidentale de la Méditerranée, est le résultat de la convergence des plaques européenne et africaine et des processus de subduction qui en résultent. Il s'agit donc d'un lieu d'exception pour étudier les processus liés à la dynamique de la subduction. Cette thèse se focalise sur l'étude du domaine interne de la chaîne du Rif. Deux zones d'étude ont été sélectionnées (Ceuta et Cabo Negro) où affleurent des roches crustales de haute pression-basse température (HP-BT) (seulement à Ceuta) mais aussi des roches de basse pression-haute température (BP-HT) ainsi que des roches ultrabasiques dont la signification tectonique, le mode et les âges de mise en place restent encore très débattus. Une approche multi-pluridisciplinaire a été effectuée pour réaliser ce travail, avec une étude structurale et pétrographique détaillée, ainsi que des datations U/Th/Pb sur zircon, monazite et xénotime et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur mica blanc. Les résultats obtenus démontrent que : (i) à environ 29 Ma un métamorphisme de moyenne pression-haute température (MP-HT) affecte les unités des Sebtides inférieures et Ghomarides. Cette phase est contemporaine d'un épaissement de la croûte et de la mise en place de sills de diorite ayant une signature géochimique d'arc magmatique calco-alcalin fortement potassique. Cette phase est d'autre part contemporaine du métamorphisme de HP-BT observé dans les unités crustales des Sebtides supérieures, (ii) à environ 21 Ma une phase d'extension contribue à l'exhumation finale de ces roches. Cet événement est associé à un épisode métamorphique qui se développe à la limite des conditions des facies amphibolites et schistes verts, sous des conditions de 400-550°C et 1-3 kbar.

La combinaison quasi-contemporaine d'unités métamorphiques de gradients thermiques radicalement différents est caractéristique des « ceintures métamorphiques appariées ». Dans ce cas nous proposons le modèle suivant : à 29 Ma, pendant la subduction Alpine, les unités des Ghomarides et Sebtides inférieures se situent au niveau de la plaque supérieure du système de subduction où se développe le métamorphisme de MP-HT. En parallèle le métamorphisme de HP-BT se manifeste dans le panneau plongeant constitué par les Sebtides supérieures. La déshydratation de la plaque plongeante induit un magmatisme calco-alcalin dans la plaque supérieure. A 21 Ma, le recul de la plaque plongeante produit une phase d'extension créant l'ouverture du bassin d'Alboran et l'exhumation des unités de HP-BT.

Mots clés : Rif, géologie structurale, pétrographie, métamorphisme, magmatisme, datations U-Pb et ^{40}Ar - ^{39}Ar

Abstract

The Betic-Rif Cordillera, located in the western part of the Mediterranean, results from the convergence of the European and African plates and related subduction processes. It is therefore an exceptional site to study the processes induced by subduction dynamics. This thesis focuses on the study of the internal domain of the Rif chain. Two key areas have been selected (Ceuta and Cabo Negro) where high pressure-low temperature crustal rocks (HP-LT) (present only in Ceuta) but also low pressure-high temperature rocks (LP-HT) and ultrabasic rocks outcrop. Their tectonic significance, placement mode and ages are still heavily debated subjects. A multidisciplinary approach was developed to carry out this work, with a detailed structural and petrographic study, as well as U/Th/Pb dating on zircon, monazite and xenotime and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on white mica. The results obtained show that: (i) at circa 29 Ma a medium pressure-high temperature metamorphism (MP-HT) affects the lower Sebtides and Ghomarides. This phase is simultaneous with a thickening of the crust and the placement of diorite sill having a geochemical signature of calc-alkaline to high-K magmatic arc. This phase is contemporaneous to the HP-LT metamorphism observed in the crustal units of the upper Sebtides (ii) at circa 21 Ma an extension phase contributes to the final exhumation of these rocks. This event is associated with a metamorphic episode developed at the boundary between Amphibolite and Greenschist facies conditions, at 400-550°C and 1-3 kbar.

The quasi-contemporary emplacement of metamorphic units with radically different thermal gradients is characteristic of “paired metamorphic belts”. In this case we propose the following model: at 29 Ma, during Alpine subduction, the units of the Ghomarides and Lower Sebtides are located within the upper plate of the subduction system where the MP-HT metamorphism develops. In parallel, the HP-LT metamorphism occurs within the lower plate constituted by the upper Sebtides. Dehydration of the lower plate induces calc-alkaline magmatism in the upper plate. At 21 Ma, the slab rollback produces an extension phase creating the opening of the Alboran basin and the exhumation of the HP-LT units.

Keywords: Rif belt, structural geology, petrography, metamorphism, magmatism, U-Pb and ^{40}Ar - ^{39}Ar datings

Remerciements

Au cours de ma thèse j'ai pu rencontrer de fabuleuses personnes qui m'ont permis d'évoluer et de m'enrichir autant sur le plan scientifique qu'humainement. Je tiens donc à remercier ici l'ensemble de ces personnes.

Je remercie tout particulièrement mon directeur de thèse Michel Corsini. Merci de m'avoir fait découvrir la géologie de la chaîne du Rif, merci pour ta disponibilité, ta patience, ton soutien, ton savoir, tes compétences, ton écoute, tes nombreux conseils, tu m'as été d'une grande aide tout au long de mon travail. Grâce à nos discussions toujours enrichissantes tu as su m'orienter au bon moment. Sans toi je n'aurai pas pris autant de plaisir à réaliser cette thèse.

Je tiens également à remercier Jean-Marc Lardeaux qui a joué le rôle de co-directeur. Merci pour ta disponibilité, tu m'as accompagnée à chaque mission de terrain, merci pour ton expertise, pour tes remarques pertinentes et ton efficacité.

Donc un grand merci à vous deux, je garderai un souvenir très agréable des moments que nous avons passés ensemble.

Je remercie très sincèrement l'ensemble des membres du Jury qui ont pris le temps de lire et d'évaluer ce mémoire de thèse.

Je voudrais remercier Delphine Bosch avec qui j'ai eu la chance de collaborer pendant ma thèse et qui me suit depuis mon stage de Master 2. Merci pour ta gentillesse et tes explications qui m'ont été bien utiles pour mon travail.

Ce travail n'aurait pu aboutir sans la participation de plusieurs personnes lors de l'acquisition de données analytiques, merci à : Olivier Bruguier (Université Montpellier II) pour la supervision et le traitement des mesures au LA-ICP-MS; Sylvain Gallet (Géoazur) pour l'accompagnement lors des analyses argons; Claude Merlet (Université Montpellier II) pour l'encadrement sur la microsonde électronique; Frédérique Fernandez (Université Montpellier II), Marc Portail (CRHEA) et Olivier Tottereau (CRHEA) pour l'encadrement au MEB. Merci à vous tous pour votre expertise, vos explications et votre disponibilité.

Je tiens à remercier Mohamed Ouazani-Touhami pour son accueil et son accompagnement sur le terrain au Maroc.

Je remercie Valérie Bosse pour avoir fait parti de mon comité de thèse. J'ai pu apprécier ton expertise, tes conseils et ta gentillesse. Ce fut un plaisir.

Je tiens également à remercier, Philippe Münch et Bénédicte Cenki-Tok qui ont contribué à mon aventure rifaine dès mon master 2. Merci Philippe pour tes nombreux conseils et ton accompagnement. Merci Bénédicte pour tes conseils sur l'utilisation du logiciel Theriak-Domino, qui m'ont été indispensables dans la suite de mon travail de thèse.

Merci à Adrien Romagny pour ses précieux conseils d'ancien thésard et pour nos discussions très intéressantes et passionnées sur le Rif.

Je tiens aussi à remercier sincèrement Dominique Frizon de La Motte et Geoffroy Mohn pour m'avoir gentiment invité pour un séminaire à l'Université de Cergy-Pontoise. Merci Dominique pour nos échanges sur le Rif, ce fut fort intéressant et enrichissant.

Je tiens également à remercier tout le personnel de Géoazur que j'ai pu côtoyer tout au long de ma thèse. Je pense notamment à :

Chrystèle Verati, merci pour ta gentillesse, tes conseils en datations et en géochimie.

Guillaume Duclaux, merci pour tes précieux conseils et la relecture de mon premier article.

Christophe Renac, c'est avec toi que j'ai appris les premières règles pour écrire un manuscrit lors de mon stage de L3. Tes conseils sont toujours en mémoire et m'ont servi pendant la rédaction de ma thèse. Merci aussi pour tes encouragements et conseils lorsque l'on se croisait pendant mes années de thèse.

Matthieu Zanti et Magali Bonnefoy, merci pour avoir contribué à la préparation de mes échantillons. Je garderai un souvenir très agréable de nos déjeuners et soirées partagés.

Merci à toute l'équipe des gestionnaires et en particulier, Véronique Large pour ton efficacité et ta grande gentillesse.

Je voudrais également remercier l'ensemble des doctorants et post-docs rencontrés pendant ces quatre années, avec qui j'ai pu partager des moments agréables, j'en garderai un très bon souvenir : Mathilde, Maël, Edouard, Alexandre, Théa, Laure, Sébastien, Alexiane, Flore, Laurie, Zoé, Sara, Asmae, Nicolas, Florian, Lionel, Luc, Caroline, Anthony, Clément, Laurent, Jean, Carlo, Marco, Maria-José, Hector, David, Reine, Alexandra, Albane, Hans, Cédric, Romain, Oriol, Gulia.

Parmi ces amis j'aimerais particulièrement remercier :

Asmae, j'ai été heureuse de découvrir une personne avec qui collaborer sur mon sujet de thèse et au cours du temps j'ai pu découvrir une véritable amie. J'ai aimé ta rigueur, nos discussions sur de multiples sujets et le partage de nos cultures. J'ai été très heureuse de partager ces années de thèse avec toi !

Zoé, cela fait maintenant plus de 10 ans que l'on se connaît. Nous avons commencé nos études de géologie ensemble pour les terminer ensemble. Quand j'ai appris que tu commençais également une thèse à Géoazur, j'ai été heureuse de savoir que j'allais avoir une véritable amie avec moi pour m'accompagner dans ces années de thèse. Tu es un rayon de soleil, toujours partante pour tout ! Tu es aussi devenue mon équipière de fitness, puis de rugby, et aussi ma « co-bureau » pour les derniers mois de thèse. Merci pour tous ces moments agréables passés ensemble !

Sara, ma « co-bureau ». Je suis heureuse d'avoir pu passer avec toi ces années de thèse. Merci pour tes sourires, ta gentillesse, ton amitié. Merci de m'avoir permis de travailler dans un climat chaleureux. Je t'admire pour avoir mené à bien à la fois ta vie de famille et ta vie de thésarde.

Cette thèse est aussi l'aboutissement de mes études pendant lesquelles j'ai pu rencontrer des enseignants-chercheurs passionnés. Je voudrais remercier entre autre : Julie Schneider, Yann Rolland, Gylfi Pall Hersir et Laurent Jolivet, pour avoir attisé ma curiosité pour la géologie.

Je voudrais aussi remercier mes amis de longue date : Joy, Clémence, Florent, Séverine, Maéva, Marzena, Xabi, pour tous ces bons moments passés ensemble !

Merci à ma famille, mes parents pour m'avoir toujours suivie et encouragée dans mes projets et mon petit frère Dorian qui me fait rire tous les jours.

Merci à Gildas qui partage ma vie depuis le début de mon aventure géologique. Merci pour tout ce que tu m'apportes, pour ton soutien, ton aide, ta patience, ton optimisme et ta joie de vivre !

Table des matières

Résumé	5
Abstract	7
Remerciements	9
CHAPITRE I – CADRE GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE ET PROBLÉMATIQUES SCIENTIFIQUES.....	27
CHAPITRE II – CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GÉODYNAMIQUE.....	37
II.1. Domaines structuraux de l'arc de Gibraltar	39
<i>II.1.1. Le Rif externe</i>	40
II.1.1.1. L'Intrarif	41
II.1.1.2. Le Mésorif	42
II.1.1.3. Le Prérif.....	43
II.1.1.4. Bassins d'avant pays.....	43
<i>II.1.2. Les Flyschs maghrébins.....</i>	44
II.1.2.1. Données stratigraphiques.....	44
II.1.2.2. Données géochronologiques et interprétation paléogéographique.....	45
<i>II.1.3. Le domaine interne côté Rif.....</i>	45
II.1.3.1. La Dorsale calcaire et le domaine Prédorsalien.....	46
II.1.3.2. Les Ghomarides	48
II.1.3.2.1. Données stratigraphiques.....	48
II.1.3.2.1.1. Les nappes	48
II.1.3.2.1.2. Dépôts post nappes « La couverture oligo-miocène ».....	49
II.1.3.2.2. Données structurales.....	49
II.1.3.2.2.1. Conditions métamorphiques	50
II.1.3.2.2.2. Données Géochronologiques	50
II.1.3.3. Les Sebtides supérieures ou unités de Federico	50
II.1.3.3.1. Evolution métamorphique	51
II.1.3.3.1.1. Paragenèses témoignant d'un gradient de HP-BT	51
II.1.3.3.1.2. Evolution rétrograde	52
II.1.3.3.1.3. Autres évolutions métamorphiques	54
II.1.3.3.2. Relations déformation et fabriques métamorphiques	54
II.1.3.3.3. Données géochronologiques.....	54
II.1.3.4. Sebtides Inférieures	55
II.1.3.4.1. L'unité de Monte Hacho.....	55
II.1.3.4.1.1. Données structurales et pétrologiques	55
II.1.3.4.1.2. Données géochronologiques.....	56

II.1.3.4.2. Les roches ultrabasiques de l'unité de Beni Bousera	56
II.1.3.4.2.1. Position structurale des roches ultrabasiques à Ceuta et à Beni Bousera	56
II.1.3.4.2.2. Données pétrographiques et conditions P-T	57
II.1.3.4.2.3. Données géochronologiques	58
II.1.3.4.2.4. Mode de mise en place	58
II.1.3.4.3. L'unité métamorphique de Beni Bousera	58
II.1.3.4.3.1. Evolution métamorphique	58
II.1.3.4.3.2. Données géochronologiques	59
II.1.3.4.4. L'unité de Filali	60
II.1.3.4.4.1. Evolution métamorphique	60
II.1.3.4.4.2. Données géochronologiques	61
II.1.3.4.5. Les filons granitiques	61
II.1.4. Le domaine interne côté Bétiques.....	62
II.1.4.1. Les Malaguides	63
II.1.4.2. Les Alpujarrides	63
II.1.4.2.1. Les unités occidentales des Alpujarrides	63
II.1.4.2.2. Les unités centrales et orientales des Alpujarrides	64
II.1.4.3. Le complexe Nevado-Filabride	65
II.1.4.3.1. Stratigraphie	65
II.1.4.3.2. Evolution métamorphique	66
II.1.4.3.3. Données géochronologiques	66
II.1.5. Le bassin d'Alboran	67
II.1.6. Le magmatisme.....	68
II.2. Structures profondes.....	70
II.3. Cinématique des plaques et sismicité active	73
II.3.1. Données paléomagnétiques.....	73
II.3.2. Données GPS.....	74
II.3.3. Sismicité.....	74
II.4. Évolution géodynamique de l'arc de Gibraltar	75
II.4.1. Évolution pré-Alpine.....	75
II.4.2. Évolution Alpine.....	75
II.4.2.1. Convergence du Crétacé à l'Eocène-Oligocène	75
II.4.2.2. Extension de l'Eocène-Oligocène au Tortonien	77
II.4.2.2.1. Modèle d'érosion convective de la base de la lithosphère	78
II.4.2.2.2. Modèle de délamination de la lithosphère mantellique	78
II.4.2.2.3. Modèle de rupture de la plaque plongeante (Slab break-off)	79

II.4.2.2.4. Modèle du retrait de la fosse de subduction (Slab roll-back)	79
II.4.2.2.5. Limite de ces modèles	80
II.4.2.3. De l'Oligocène à l'actuel	81
CHAPITRE III – ÉVOLUTION STRUCTURALE, MÉTAMORPHIQUE, MAGMATIQUE ET GÉOCHRONOLOGIQUE DU DOMAINE D'ALBORAN DANS LA RÉGION DE CEUTA.....	83
III.1. Présentation de la zone d'étude et principales questions posées	85
III.2. Déformation, métamorphisme et géochronologie des unités des Sebtides supérieures	94
<i>III.2.1. Déformation et métamorphisme dans l'unité de Beni Mezala.....</i>	<i>94</i>
III.2.1.1. Observations sur le terrain.....	95
III.2.1.2. Observations en lames minces	95
<i>III.2.2. Datations ⁴⁰Ar-³⁹Ar de l'unité de Beni Mezala 1</i>	<i>97</i>
III.2.2.1. Procédure analytique	97
III.2.2.2. Résultats	99
III.2.2.3. Interprétation	100
<i>III.2.3. Déformation et métamorphisme dans l'unité de Boquete de Anjeras</i>	<i>100</i>
III.2.3.1. Observations sur le terrain.....	101
III.2.3.2. Observations en lame mince.....	101
<i>III.2.4. Déformation et métamorphisme dans l'unité de Tizgarine.....</i>	<i>101</i>
III.2.4.1. Observations sur le terrain.....	101
III.2.4.2. Observations en lames minces	102
III.3. Déformation et métamorphisme dans l'unité des Ghomarides.....	103
<i>III.3.1. Observations sur le terrain</i>	<i>103</i>
<i>III.3.2. Observations en lames minces.....</i>	<i>103</i>
III.4. Déformation, métamorphisme et géochronologie des unités des Sebtides inférieures (article 1).....	105
III.5. Analyse structurale des contacts entre les principales unités	142
<i>III.5.1. Zone de cisaillement ductile entre les unités des Sebtides supérieures</i>	<i>142</i>
<i>III.5.2. Zone de contact entre l'unité de Tizgarine et les Ghomarides: un contact majeur à l'échelle régionale.....</i>	<i>142</i>
<i>III.5.3. Zones de cisaillement ductile dans l'unité des Sebtides inférieures</i>	<i>143</i>
III.6. Les déformations tardives	147
III.7. Magmatisme d'arc calco-alcalin au sein des Sebtides inférieures (article 2)....	152
III.8. Synthèse des résultats	168
CHAPITRE IV – ÉVOLUTION STRUCTURALE, MÉTAMORPHIQUE ET GÉOCHRONOLOGIQUE DU DOMAINE D'ALBORAN DANS LA RÉGION DE CABO NEGRO	171

IV.1. Présentation de la zone d'étude et principales questions posées	173
IV.2. Relations structurales et métamorphiques des unités des Ghomarides et des	
Sebtides inférieures et âge de la déformation (article 3).....	176
IV.2.1. Introduction.....	177
IV.2.2. Geological context.....	180
IV.2.3. Structures and deformation history.....	181
IV.2.4. Petrography and definition of metamorphic zones.....	184
IV.2.4.1. Zone 1	184
IV.2.4.1.1. Migmatitic orthogneisses	184
IV.2.4.1.2. Migmatitic paragneisses	186
IV.2.4.2. Zone 2	186
IV.2.4.2.1. Paragneisses with biotite + sillimanite + garnet + muscovite	186
IV.2.4.3. Zone 3	187
IV.2.4.3.1. Micaschists with muscovite + chloritoid + biotite + garnet +andalusite (micaschist 1)	187
IV.2.4.4. Zone 4	187
IV.2.4.4.1. Micaschists with muscovite + biotite + andalusite (micaschist 2).....	187
IV.2.4.5. Zone5	188
IV.2.4.5.1. Micaschists with muscovite + chlorite (micaschist 3)	188
IV.2.5. Pressure-temperature conditions for the D2 event	188
IV.2.5.1. Conventional methods.....	188
IV.2.5.2. Thermodynamic modelling.....	195
IV.2.5.2.1. Zone 1: migmatitic paragneiss CN12-04	195
IV.2.5.2.2. Zone 2: paragneiss CN15-34.....	196
IV.2.5.2.3. Zone 3: paragneiss CN15-32.....	200
IV.2.6. U-Pb dating.....	200
IV.2.6.1. Analytical method	200
IV.2.6.2. Results	205
IV.2.6.2.1. Zone 1: Migmatitic orthogneiss CN13-04	205
IV.2.6.2.2. Zone 1: Migmatitic paragneiss CN12-04.....	206
IV.2.6.2.3. Zone 2: Paragneiss CN15-01B.....	206
IV.2.6.2.4. Zone 2: Paragneiss CN16-23	207
IV.2.7. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating.....	207
IV.2.7.1. Analytical method	207
IV.2.7.2. Results	209
IV.2.7.2.1. Zone 5: micaschist CN16-12.....	209
IV.2.8. Discussion.....	209
IV.2.8.1. Interpretation of geochronological data	209

IV.2.8.2. Geodynamic implication	211
IV.2.9. Conclusions	213
IV.2.10. Acknowledgements	214
IV.2.11. Appendix	215
IV.3. Les déformations tardives	216
IV.4. Synthèses des resultats	218
CHAPITRE V – SYNTHÈSE ET DISCUSSION DES DONNÉES ET IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES DANS LE CADRE DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE...	
V.1. Évolution métamorphique et structurale des unités du Rif interne	221
V.1.1. Évolution tectono-métamorphique des Sebtides supérieures	221
V.1.1.1. D1, métamorphisme Franciscain oligocène.....	221
V.1.1.2. D2, métamorphisme rétrograde miocène.....	223
V.1.2. Évolution tectono-métamorphique des Sebtides inférieures et des Ghomarides	223
V.1.2.1. D1, métamorphisme Barrovien varisque.....	223
V.1.2.2. D2, métamorphisme transitionnel Barrovien-Abukuma et magmatisme d'arc calco-alcalin Oligocène.....	224
V.1.2.3. D3, métamorphisme Abukuma miocène.....	226
V.1.2.4. L'évolution des péridotites.....	227
V.1.3. Sebtides supérieures et Ghomarides/Sebtides inférieures, deux domaines aux gradients métamorphiques contrastés	229
V.2. Corrélation avec les Bétiques	229
V.2.1. Vue d'ensemble du domaine d'Alboran dans les Bétiques	229
V.2.2. Le domaine d'Alboran, deux gradients métamorphiques contrastés oligocènes	231
V.3. Implications géodynamiques	232
CHAPITRE VI – CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	237
Références bibliographiques.....	243
Annexes.....	277
Annexe 1: analyses microsondes des minéraux des unités des Sebtides supérieures.....	279
Annexe 2 : analyses microsondes des micas blancs des unités des Ghomarides.....	301

Liste des illustrations

- Figure I-1 : Mécanisme de formation de ceintures métamorphiques appariées, en liaison avec la subduction. 1 : croûte continentale ; 2 : domaine d'extraction des magmas basiques dans le « coin mantellique » hydraté ; 3 : accumulation de magmas basaltiques à la base de la croûte continentale (« stockage infracrustal ») ; 4 : diapirs de granitoïdes ; 5 : isothermes ; 6 : solidus hydraté des péridotites ; 7 : percolation de l'eau à partir de la lithosphère océanique. Modèle inspiré de Tarney et al. (1991), in Kornprobst, (2001)..... 30
- Figure I-2 : Répartition des roches de HP et UHP dans le monde. HP prisme : roches de HP exhumées dans un prisme d'accrétion ; HP chenal serp. : roches de HP exhumées dans un chenal serpentineux ; UHP : unités de UHP de la croûte continentale. Les plus anciennes et la plus récente unité d'UHP sont localisées (âge en Ma). Les principales orogènes sont repérées chronologiquement (orogènes méso-cénozoïques, paléozoïques, panafricaines et précambriennes). (D'après Guillot et al., 2009)..... 32
- Figure I-3 : Schéma structurale de l'ouest de la Méditerranée représentant les différents orogènes (d'après Etheve et al., 2016 et Leprêtre et al., 2018)..... 34
- Figure II-1 : Carte structurale de la chaîne Bético-Rifaine et du bassin d'Alboran (modifiée d'après Comas et al., 1999; Martínez-García et al., 2011; Do Couto et al., 2016). AR, Alboran Ridge; CF, Carboneras Fault; JF, Jebha Fault; NF, Nekor Fault; YR, Yussuf Ridge; TASZ, Trans-Alboran Shear Zone; CTF, Cap des Trois Fourches; Al, Alboran Island; WAB, western Alboran Basin; SAB, South Alboran Basin; EAB, Eastern Alboran Basin. 39
- Figure II-2 : Carte structurale de la chaîne du Rif (modifiée d'après Suter, 1980a, 1980b et Chalouan et al., 2008 et références incluses). AA' : coupe géologique de la chaîne du Rif d'après Chalouan et al. (2008) et références incluses. Abréviations : J : Jurassique inférieur et supérieur ; UJ-C : Jurassique supérieur-Crétacé ; C : Crétacé ; LCKe : Crétacé inférieur de Ketama ; LMM : Miocène inférieur et moyen ; MM : Miocène moyen ; UM : Miocène supérieur (1 : Tortonien “pre-nappe” ; 2 : Tortonien supérieur-Pliocène “post-nappe”) ; MSZ : zone de suture mésorifaine ; Pd : Prédorsalien ; T : Trias ; Tg : unité de Tanger ; B : Beni..... 41
- Figure II-3 : a. Carte géologique et structurale du Rif interne. b. Coupes géologiques, montrant les relations structurales entre les unités du Rif Interne (modifiées d'après Chalouan et al., 2008 et références incluses). 47
- Figure II-4 : Relation tectonique entre les différentes unités de Rif interne et âges isotopiques obtenus (modifiée d'après Chalouan et al., 2008)..... 51
- Figure II-5 : Diagramme P-T schématisant l'évolution métamorphique des unités des Sebtides. a. Sebtides supérieures : BM: unité de Beni Mezala, BA: unité de Boqueta Anjera, Tz: unité de Tizgarine, Br: unité de Boured, Bz: unité de Benzou. b. Sebtides inférieures : la transition de péridotite à grenat en péridotites à spinelle (ligne hachurée) est d'après Gasparik (1984), abréviation minéralogiques d'après Kretz (1983)..... 53
- Figure II-6 : Relation structurale et comparaison des différentes unités internes du Rif et des unités des Alpujarrides dans l'ouest des Bétiques. Modifié d'après Chalouan et al. (2008); Esteban et al. (2008); Orozco & Alonso-Chaves (2012). 62

Figure II-7 : Carte structurale des Bétiques centrales et orientales, montrant la localisation du complexe des Nevado-Filabrides (modifiée d'après Azañón, 1994 et Negro, 2005).	65
Figure II-8 : Interprétation du positionnement du bassin d'Alboran par rapport à l'arc magmatique supposé selon Gomez de la Peña et al. (2018).	68
Figure II-9 : Répartition du magmatisme dans l'arc de Gibraltar (modifié d'après Chalouan et al., 2008). Les âges sont principalement d'après Duggen et al. (2004, et références incluses), sauf (*) d'après Hernandez et al. (1987), (**) d'après Münch et al. (2001), et (***) d'après Maury et al. (2000).	69
Figure II-10 : Tableau chronologique du magmatisme de l'arc de Gibraltar résumant les données $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ (modifié d'après Duggen et al., 2004 et références incluses). Abréviations: GZ, Guilliz; OD, Oujda; GG, Gourougou; TF, Trois Furches; RT, Ras Tarf; BB, Beni Bousera; ODP, Ocean Drilling Program Holes 977 and 978; YR, Yusuf Ridge; MS, Mansour Seamount; MAL, Malaga dikes; CG, Cabo de Gata; AG, Aguilas; MI, Mijas; LG, leuco-granites; MM, Mar Menor; MZ, Mazarron; CH, Cerro Hoyazo; UP, ultrapotassic rocks (lamproïtes); TA, Tallante. Q, Quaternaire.	71
Figure II-11 : A gauche: coupe tomographique à travers les Bétiques, le domaine d'Alboran et le bassin algérien. Les points blancs représentent les séismes majeurs (magnitude >4.8) localisés dans les premiers 25 km. Les lignes pointillées représentent les discontinuités à 410 et 660 km de profondeur (Spakman et Wortel, 2004). A droite: une interprétation en 3D de la géométrie du corps imagé représentant un panneau plongeant (d'après Bezada et al., 2013). G: arc de Gibraltar. La ligne en pointillés et le point d'interrogation montrent qu'une partie du panneau est possiblement détachée dans la zone de transition manteau inférieur et supérieur.	72
Figure II-12 : Rotations paléomagnétiques (valeurs moyennes) et sens de cisaillement enregistrés dans les zones internes des chaînes Bétiques et Rif (d'après Feinberg et al., 1996 et Chalouan et Michard, 2004). (1) Najid et al. (1981) ; (2) Elazzab et Feinberg (1994) ; (3) Saddiqi et al. (1995); (4) Feinberg et al. (1996); (5-9) Platzman (1992), Platzman et al. (1993), Allerton et al. (1993); (10) Platzman et al. (2000), Calvo et al. (2001); (11 et 12) Calvo et al. (1997).	73
Figure II-13 : Cinématique actuelle des plaques pour la région ouest méditerranéenne (Nocquet, 2012). a. Carte des champs de vitesses avec la plaque eurasienne considérée comme référence. b. Modèle cinématique avec la plaque eurasienne considérée comme référence (d'après Koulali et al., 2011). Les flèches bleues indiquent les mouvements de bloc par rapport à l'Eurasie. Les doubles flèches rouges indiquent le déplacement relatif accommodé le long des limites de plaques proposées. Les points d'interrogation indiquent les limites de plaques hypothétiques. c. Carte des champs de vitesses avec la plaque africaine considérée comme référence. d. Modèle cinématique avec la plaque africaine considérée comme référence (d'après Koulali et al., 2011), les flèches bleues indiquent les mouvements de bloc par rapport à l'Afrique.	76
Figure II-14 : Carte montrant la localisation des épicentres des séismes > M4 depuis 1901 à l'actuel (modifiée d'après Platt et al., 2013 et Serpelloni et al., 2007), avec quelques mécanismes au foyer, d'après Gutscher et al. (2002). Abbreviations: CF, Crevillente fault; GB, Goringe Bank; GF, Gloria Fault; HF, Horseshoe fault; LF, Lorca fault; NF, Nekkorr fault; PF, Palomares fault; YF, Yussuf fault.	77

Figure II-15 : Reconstructions géodynamiques de l'océan Atlantique central et de la Méditerranée occidentale (modifié d'après Quesada et Oliveira, 2019). a: Dislocation de la Pangée à la fin du cycle orogénique varisque (fin Permien) ; b. Ouverture de l'océan Atlantique central et de l'océan Téthys au Jurassique supérieur.	78
Figure II-16 : Modèles proposés pour la géodynamique de la Méditerranée occidentale (modifiée d'après Platt et al 2013).	79
Figure II-17 : Reconstruction de la position du micro-continent AlKaPeCa depuis 50 Ma (van Hinsbergen et al., 2014). «upper AlKaPeCa» fait référence aux unités équivalentes aux Ghomarides, «lower AlKaPeCa» fait référence aux unités équivalentes aux Sebides.	81
Figure II-18 : Illustration du retrait du plan de subduction selon 4 scénarios pour la région ouest de la Méditerranée pour une paléogéographie à ~35Ma d'après van Hinsbergen et al. (2014), modifiée d'après Chertova et al. (2014). a. Scénario 1 selon le modèle de Rosenbaum et al. (2002) ; Spakman and Wortel (2004) ; van Hinsbergen et al. (2014). b. Scénario 2 selon le modèle de Gueguen et al. (1998) ; Jolivet et Faccenna (2000) ; Faccenna et al.(2004, 2014) ; Jolivet et al. (2006, 2009). c. Scénario 3 selon le modèle de Vergés and Fernández (2012). d. Scénario 4 selon le modèle de Michard et al, (2002).	82
Figure III-1 : Carte géologique et coupe des zones internes entre Fnidek et Ceuta (modifiées d'après Chalouan et al., 2008).	85
Figure III-2 : Carte géologique de la région de Ceuta (d'après Kornprobst and Durand Delga, 1985a) et localisation des points d'observation sur le terrain (GPS points) et des noms des échantillons de lame mince (thin sections, reportés en rouge).	88
Figure III-3 : Carte géologique de la région de Ceuta (d'après Kornprobst and Durand Delga, 1985a) et plans de foliation.	89
Figure III-4 : Carte géologique de la région de Ceuta (d'après Kornprobst and Durand Delga, 1985a) et linéations d'étirement.	90
Figure III-5 : Carte géologique de la région de Ceuta (d'après Kornprobst and Durand Delga, 1985a) et axes de plis.	91
Figure III-6 : Coupe NW-SE et SW-NE des unités de la région de Ceuta (localisation sur les figures III-2, III-3, III-4, III-5)	92
Figure III-7 : Diagrammes stéréographiques (canevas de Wulff, projections selon l'hémisphère inférieur, n représente le nombre de mesures): A. des plans de la foliation S2 et des linéations L2 des unités de Beni Mezala. B. des plans des foliations S2 et des linéations L2 de l'unité de Tizgarine. C. des plans de la foliation S2 et des linéations L2 de l'unité des Ghomarides.	93
Figure III-8 : Déformation dans les unités de Beni Mezala. A. Alternance de niveaux métapélitiques et métaquartzitiques (BM1) et veines syn-foliales. B. Plis P2 syn-S2 avec un plan axial pentée de 60° vers le NW (BM1). C. Plis P2 syn-S2 avec un plan axial pentée de 10° vers le SW (BM2). D. Veines de quartz et chlorite perpendiculaires à la direction d'étirement (L2) (BM1).	94
Figure III-9 : Photographies de lames minces des unités de Beni Mezala. A. Foliation S1 à disthène (ky) +mica blanc (mb) transposée par des plis P2 (observation en LPNA). B. Foliation	

S2 à mica blanc (mb) + chlorite (chl) + quartz (qtz) (observation en LPA). C. Veine perpendiculaire à S2 avec de l'amphibole (amph) pseudomorphosée par la chlorite (chl) et l'épidote (ep) (observation en LPA). D. veine syn-S2 à quartz (qtz) et amphibole (amph) (observation en LPA).	96
Figure III-10 : Spectres d'âges plateaux (A et C) et âges isochrones (C et D) obtenus dans les métapélites de l'unité de Beni Mezala inférieure (BM1).	99
Figure III-11 : Photographie de lame mince de l'unité de Boquete de Anjeras, on observe une foliation à quartz (qtz), mica blanc (mb) et chlorite (chl) (observation en LPNA).	100
Figure III-12 : Déformation dans l'unité de Tizgarine. A. S1 transposée par des plis P2 syn-S2 et veines de quartz et chlorite perpendiculaires à la direction d'étriement (L2) et aux axes de plis P2. B. Plis P2 avec axes courbes enroulant une linéation L1.	102
Figure III-13 : Photographies de lames minces de l'unité de Tizgarine. A. S1 à mica blanc (mb) et quartz (qtz) plissée et transposée et S2 à mica blanc, biotite, chlorite et quartz (observation en LPNA). B. veine à chlorite et quartz (observation en LPA).	102
Figure III-14 : Plis P2 syn-S2 dans l'unité des Ghomarides	103
Figure III-15 : Photographie de lame mince de l'unité des Ghomarides, montrant une foliation S2 reprenant une S1 à quartz (qtz) et mica blanc (mb) (observation en LPNA).	104
Figure III-16 : Carte géologique de la région de Ceuta (d'après Kornprobst and Durand Delga, 1985a) et données structurales des zones de cisaillements ductiles. Le sens de cisaillement est indiqué par des flèches, en rouge les zones de cisaillements entre les unités des Sebtides supérieures, en vert les zones de cisaillements au contact des unités de Tizgarine (Sebtides supérieures) et des Ghomarides.	144
Figure III-17 : Zone de cisaillement ductile dans les unités des Sebtides supérieures. A. Structure S/C montrant un cisaillement vers le NW dans l'unité de BM2, au contact de l'unité de Boquete de Anjeras (point CEU17-30). B. Sigmoide montrant un sens de cisaillement vers l'W dans l'unité de Boquete de Anjera au contact de BM2 (point CEU17-38). C. Observation microscopique de bandes de cisaillement montrant un déplacement vers le NW (lame CEU17-30). D. Observation microscopique de bandes de cisaillement montrant un déplacement vers l'W (lame CEU17-38). E. Veines de quartz déformées montrant un cisaillement vers le NW dans l'unité de Tizgarine (point CEU16-52).	145
Figure III-18 : Zones de cisaillement ductile au contact entre les unités de Tizgarine et des Ghomarides. A. Bandes de cisaillement S/C' montrant un déplacement vers l'est (CEU16-12/CEU17-07). B. Galets déformés en sigmoïde indiquant un déplacement vers le nord-est. C. A l'échelle microscopique, bandes de S/C' montrent un déplacement vers l'est. La foliation est à quartz (qtz) et mica blanc (mb) (observation en LPNA; CEU16-12). D. A l'échelle microscopique, bandes de S/C' indiquant un déplacement vers le nord-est. La foliation est à quartz (qtz) et mica blanc (mb) (observation en LPNA; CEU16-11). E. Bandes de cisaillement S/C indiquant un déplacement vers le nord-est (CEU17-50).	146
Figure III-19 : Plis tardifs correspondant aux phases de compression D4 et/ou D5. A. plis P4 d'axe NNW-SSE dans l'unité des BM2. B. plis P5 d'axe E-W dans l'unité de Tizgarine. C. plis P4 d'axe N-S et plis P5 d'axe E-W créant des structures d'interférence dans l'unité des Ghomarides.	147

Figure III-20 : Diagrammes stéréographiques des plans de la foliation S2 et des linéations L2 des unités de l'ensemble de la région de Ceuta (Sebtides et Ghomarides). Canevas de Wulf, projections selon l'hémisphère inférieur, n représente le nombre de mesures.....	148
Figure III-21 : Carte des trajectoires des foliations S2 sur l'ensemble de la région de Ceuta et axes des plis post D3 déduits.....	150
Figure III-22: Carte des trajectoires des linéations L2 sur l'ensemble de la région de Ceuta axes des plis post D3 déduits.....	151
Figure IV-1 : Carte géologique et coupe des zones internes (modifiées d'après Kornprobst, 1974).....	173
Figure IV-2 : Carte géologique de la région de Cabo Negro (d'après Kornprobst and Durand Delga, 1985b) et localisation des points d'observation sur le terrain (GPS points) et des noms des échantillons de lame mince (thin sections, reportés en rouge).	175
Figure IV-3 : A. Location of the Gibraltar arc and Alboran Basin in the framework of the Western Mediterranean and peri-Mediterranean orogenic belts (light green). B. Structural map of the Gibraltar arc.	178
Figure IV-4 : : Structural map modified after Kornprobst and Durand Delga (1985) and Romagny (2004) and schematic cross section of Cabo Negro area.	179
Figure IV-5: Outcrop photographs. A. S2 foliation plane in migmatite underlined by leucosome layers. B. Asymmetric F2 fold in migmatite. C. Quartz (Qtz) veinlet associated to andalusite (And) in paragneiss, boudined by the S2 foliation. D. Centimetric boudin, containing a preserved S1 foliation, wrapped by the S2 migmatitic foliation. E.S2 foliation with cordierite (Crd) leucosome in orthogneiss. F. Normal shear bands in micaschists.....	181
Figure IV-6 : Stereographic plots of poles of S2 foliation planes and L2 lineations; n represents the number of measurement. Projection in the lower hemisphere. Contour interval = 10% probability of measurement values.....	182
Figure IV-7 : Outcrop photographs. A. F5 folds producing fold interference. B. Granitic dike intruding the metapelite.....	183
Figure IV-8 : Metamorphic map and schematic cross section of Cabo Negro area. Samples used for U-Th-Pb dating are localized by white circle and sample used for ³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar dating is localized by a black circle.	185
Figure IV-9 : Mineralogical assemblages for metapelite unit.....	186
Figure IV-10 : Mineralization and deformation relationship structure. A. Staurolite crystals wrapped by biotite-sillimanite foliation within paragneiss. B. Andalusite crystal replaced by sillimanite associated with biotite within paragneiss. C. micaschist 1 showing muscovite + chloritoid + quartz + feldspar foliation. D. Syn-S2 andalusite within micaschist 2. E. Post-S2 andalusite blast within micaschist 2. F. S2 foliation in muscovite+chlorite bearing micaschist 3	189

Figure IV-11 : Summary diagram representing the D2 metamorphic conditions for metapelites unit: in yellow for migmatite, in light green for paragneiss and in dark green for micaschist.	195
Figure IV-12 : Phase diagrams calculated for sample CN12-04 (migmatitic paragneiss, zone 1). A. With H ₂ O in excess. B. T-XH ₂ O at P = 6 kbar. C. P-XH ₂ O at T = 760°C	197
Figure IV-13 : Calculated P-T pseudosections. Mineral abbreviations used are from Siivola and Schmid (2007). A. for the migmatite CN12-04, zone 1. B. for the biotite + sillimanite paragneiss CN15-34, zone 2. C. for the chloritoid + muscovite + andalusite micaschist 1 CN15-32, zone 3.	201
Figure IV-14 : Backscattered electron (BSE) of monazite dated grains within the different rocks. Locations of U–Th–Pb analyses are circled in BSE images. . Monazite grain exhibiting light grey core and dark grey rim in the CN13-04 orthogneiss. B. Monazite grain with light grey patches in the migmatite CN12-04. C. Monazite grain with light grey patches in the biotite-sillimanite bearing paragneiss CN15-01B. D. Homogeneous monazite grain with inclusions in the biotite-sillimanite bearing paragneiss CN16-23.	205
Figure IV-15 : Tera Wasserburg diagrams for the geochronological data on monazite. A. From the orthogneiss CN13-04. B. From the migmatite CN12-04. C. From the biotite-sillimanite bearing paragneiss CN15-01B. D. From the biotite-sillimanite bearing paragneiss CN16-23.	206
Figure IV-16 : ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar plateau ages obtained on muscovite from the sample muscovite+chlorite micaschist 3 CN16-12.	209
Figure IV-17 : P-T diagrams. A. Summary P-T diagrams comparing our results for the D2 metamorphic conditions for metapelites unit with those of the internal Rif. In yellow for migmatite, in light green for paragneiss and in dark green for micaschist. B. P-T diagram showing different pale-gradients for: (i) the Upper Sebtides (in blue) during Oligocene deduced from Bouybaouène et al. (1995) and Michard et al. (1997); (ii) and the Lower Sebtides during Oligocene (in yellow) deduced from our estimated P-T conditions and during early Miocene in red deduced from Homonnay et al. (2018a) and Rossetti et al (2013).	210
Figure IV-18 : Schematic cross-section of the Rif belt (modified from Chalouan et al. 2008 and Homonnay et al., 2018b). HP/LT: high pressure/ low temperature. MP to LP/HT: medium pressure to low pressure/high temperature. HT/LP: high temperature/ low pressure.	213
Figure IV-19 : Plis tardifs correspondant aux phases de compression D4 et D5. A. Plis P4 dans l'unité de Filali. B. Pli P5 perturbant un pli P4 et créant des structures d'interférence dans l'unité des Ghomarides.	216
Figure IV-20 : A. Carte des trajectoires des foliations S2 sur l'ensemble de la région de Cabo Negro et axes des plis post D3 déduits. B. Carte des trajectoires des linéations L2 sur l'ensemble de la région de Cabo Negro et axes des plis post D3 déduits.	217
Figure V-1: Evolution métamorphiques des unités du Rif internes. A. Diagramme P-T répertoriant l'ensemble des conditions métamorphiques estimées pour les unités des Sebtides inférieures. B. Diagramme P-T comparant les différents gradients métamorphiques déduits à partir des estimations des conditions métamorphiques et des données géochronologiques des unités du Rif interne.	222

Figure V-2 : Diagramme P-T comparant l'évolution métamorphique des unités du domaine d'Alboran des Bétiques (complexe Nevado-Filabride, unités des Alpujarrides est, ouest et centre) et du Rif (Sebtides supérieures et inférieures). Modifié d'après Bessiere (2019). (1) Tubía and Gil de Ibarra (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 and Crespo-Blanc (2000), (8) Booth-Rea et al. (2005), (9) synthèse de Chalouan et al. (2008) et Negro (2005), (10) Balanyá et al. (1997), (11) Ruiz-Cruz et al. (2015), (12) Jabaloy-Sánchez et al. (2015), (13) Augier et al. (2005). 232

Figure V-3 : Coupe schématique de la chaîne du Rif. Modifiée d'après Chalouan et al. (2008). 233

Figure V-4 : Coupes schématiques illustrant le scénario géodynamique pour la mise en place des unités du domaine d'Alboran. Le cercle noir représente la position des péridotites de Ceuta. En rose clair : croûte continentale, en vert plus foncé : croûte océanique, en vert foncé: manteau lithosphérique, en vert clair : manteau asthénosphérique, en rouge: magmatisme d'arc calco-alcalin, en violet: magmatisme granitique d'arrière-arc. A. Subduction oligocène (événement tectono-métamorphique D2), développement du métamorphisme de HP-BT dans les unités des Sébtides supérieures contemporain du métamorphisme et du magmatisme de HT des Sebtides inférieures et des Ghomarides. Les Sebtides inférieures et Ghomarides constituent la croûte de la plaque supérieure tandis que les Sebtides supérieures se situent dans la plaque subduite et/ou dans le prisme d'accrétion. B. Retrait du plan de subduction à environ 21 Ma (événement tectono-métamorphique D3), entraînant un amincissement lithosphérique contemporain d'un métamorphisme de HT-BP, d'un magmatisme granitique et de l'exhumation finale des unités de HP-BT..... 234

CHAPITRE I – CADRE GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE ET PROBLÉMATIQUES SCIENTIFIQUES

Dans les domaines orogéniques deux facteurs sont particulièrement essentiels pour comprendre les processus géodynamiques majeurs dans l'édification des chaînes de montagne:

- Définir les relations entre les différents événements de déformation et le métamorphisme. Cet aspect est d'autant plus important lorsqu'une chaîne de montagne présente une évolution poly-orogénique.
- Identifier les limites des paléo-plaques des chaînes de montagnes (de subduction ou de collision), c'est à dire identifier la ou les zones de suture et en conséquence les plaques supérieure et inférieure impliquées dans la convergence.

En 1961, [Miyashiro](#) introduit le concept de « ceinture métamorphique appariée » (« paired metamorphic belt ») qui correspond à l'association structurale entre une ceinture métamorphique de Haute Pression-Basse Température (HP-BT) et une ceinture de Basse Pression-Haute Température (BP-HT) d'âge similaire. Il observe au Japon que les roches métamorphiques de HP-BT sont situées dans la croûte océanique subduite, ou encore au niveau du prisme d'accrétion, tandis que le métamorphisme de BP-HT est situé parallèlement au niveau de la marge continentale de la plaque supérieure. Ces « ceintures métamorphiques appariées » ont depuis été reconnues dans le monde entier notamment en Nouvelle Zélande ([Landis and Coombs, 1967](#)), en Indonésie ([Lee, 1984](#)), aux Etats-Unis dans l'état de Washington ([Misch, 1966](#)) et en Californie ([Hamilton, 1969](#); [Ernst, 1975, 1983](#)), en Jamaïque ([Draper et al., 1976](#)), au Chili ([González-Bonorino, 1971](#); [Ernst, 1975](#)) et dans les Alpes ([Hawkesworth et al., 1975](#); [Bickle et al., 1975](#)). La plupart de ces « ceintures métamorphiques appariées » résultent de la convergence de plaques en contexte de subduction. Les roches de BP-HT se forment au niveau de la plaque chevauchante, dans les zones situées sous l'arc volcanique insulaire ou au niveau de l'arc volcanique de la marge continentale (**Figure I-1**). Pendant la mise en place de l'arc, ces zones sont sujettes à des forts gradients géothermiques qui peuvent produire des roches métamorphiques du gradient Abukuma associées à la mise en place des roches magmatiques (granitoïdes et/ou andésites et dacites). Les roches de HP-BT se forment au niveau de la plaque plongeante où les roches océaniques et parfois continentales peuvent en effet être portées à des profondeurs mantelliques (>80 km), en contexte de faibles gradients géothermiques (gradient Franciscain) (**Figure I-1**). Par ailleurs, les roches métamorphiques de HP-BT (facies des schistes bleus à éclogites) ont été reconnues dès 1871 dans les Alpes Occidentales ([Gastaldi, 1871](#)) et les assemblages de ultra-HP, éclogites à coesite, dès 1984 ([Chopin, 1984](#)). De tels assemblages sont identifiés aujourd'hui dans de nombreuses chaînes de montagnes d'âges variées (**Figure I-2**; e.g. [Guillot et al., 2009](#); [Gilotti, 2013](#)). Ces roches démontrent l'importance des subductions océaniques et continentales dans la dynamique orogénique ([Ernst and Liou, 2008](#); [Liou et al., 2009](#); [Gilotti, 2013](#); [Hacker and Gerya, 2013](#); [Lardeaux, 2014](#)).

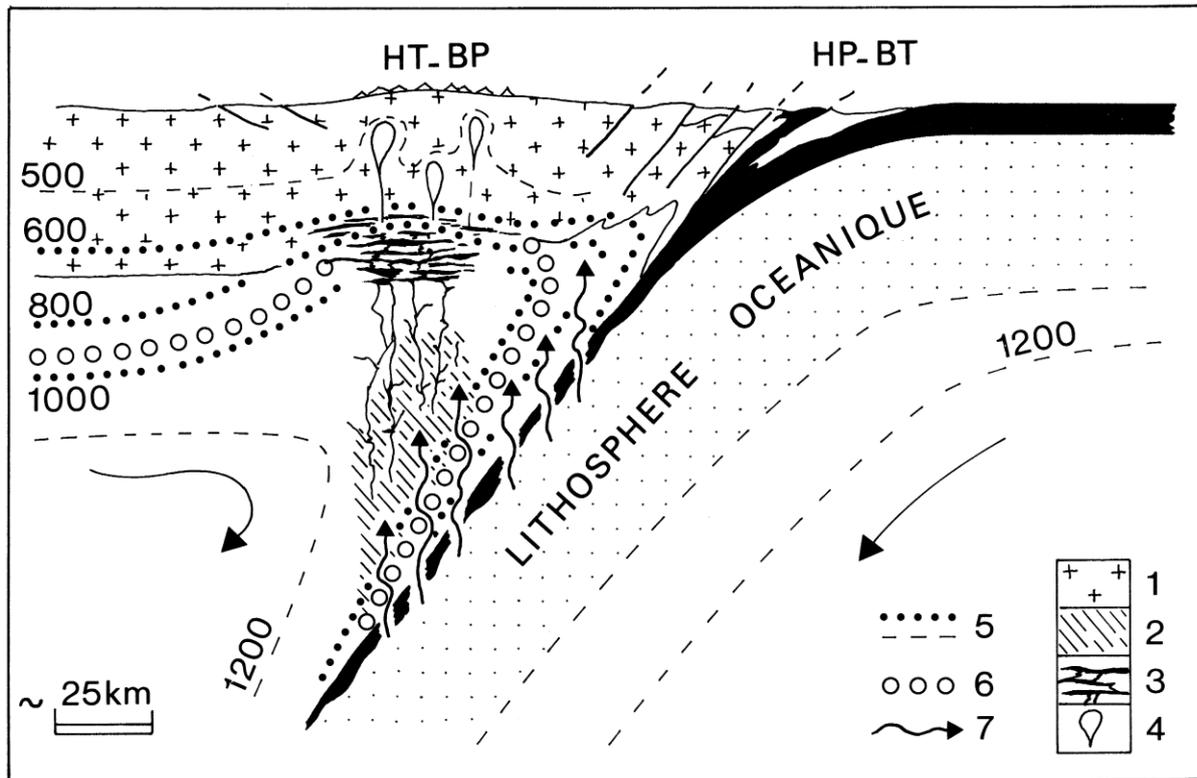


Figure I-1 : Mécanisme de formation de ceintures métamorphiques appariées, en liaison avec la subduction. 1 : croûte continentale ; 2 : domaine d'extraction des magmas basiques dans le « coin mantellique » hydraté ; 3 : accumulation de magmas basaltiques à la base de la croûte continentale (« stockage infracrustal ») ; 4 : diapirs de granitoïdes ; 5 : isothermes ; 6 : solidus hydraté des péridotites ; 7 : percolation de l'eau à partir de la lithosphère océanique. Modèle inspiré de *Tarney et al. (1991)*, in *Kornprobst, (2001)*.

L'indentification de ces « ceintures métamorphiques appariées » peut alors être un indicateur des limites de plaques impliquées dans les (paléo-) subductions. En conséquence, les domaines orogéniques où l'on reconnaît la juxtaposition tectonique de deux ceintures métamorphiques d'âge similaire mais de gradients géothermique et métamorphique très différents, sont des lieux privilégiés pour l'étude de la dynamique de la lithosphère.

La chaîne Bético-Rifaine, située dans la partie occidentale de la mer Méditerranée est un site d'exception pour étudier les relations entre déformation et métamorphisme ainsi que les processus géodynamiques liés à la subduction. Cette chaîne entoure le bassin d'Alboran pour former l'arc de Gibraltar (**Figure I-3**). Elle résulte d'une histoire tectono-métamorphique polyphasée depuis l'orogénèse Varisque jusqu'à l'actuel, avec notamment la convergence des plaques européenne et africaine qui a induit à partir du Crétacé, la fermeture de l'océan Téthys et l'orogénèse Alpine, puis l'ouverture du bassin d'Alboran à l'Oligo-Miocène. Cette évolution est liée à des processus de subduction, du retrait et de la déchirure du panneau plongeant.

L'étude des zones internes est capitale pour la compréhension de l'évolution géodynamique de l'arc de Gibraltar. Cette thèse vise donc à apporter des précisions sur l'évolution tectono-métamorphique des zones internes, en se focalisant principalement sur l'histoire alpine de ces unités. Ce travail est consacré à l'étude du Rif interne qui reste encore à ce jour moins étudié que la chaîne des Bétiques et où la qualité d'affleurement est remarquable.

Les roches métamorphiques du Rif interne ont enregistré différents événements

métamorphiques avec des gradients géothermiques contrastés qui correspondent donc à des contextes tectoniques différents (Michard et al., 2006 ; Michard et al., 2008 ; Gueydan et al., 2015). Ces événements sont encore mal contraints dans le temps, des âges varisques mais aussi oligo-miocènes ont été obtenus dans ces roches métamorphiques (e.g. Chalouan et al., 1990 ; Montel et al., 2000 ; Janot et al., 2006 ; Rossetti et al., 2010 ; Gueydan et al., 2015 ; Massonne, 2014 ; Romagny, 2014 ; Melchiorre et al., 2017). Certaines unités (Sebtides supérieures) ont enregistré un épisode de HP-BT qui témoigne d'une subduction continentale antérieure à 21 Ma (Michard et al., 2006 ; Janot et al., 2006). Un métamorphisme de HT-BP est également observé dans les unités du Rif interne (Sebtides inférieures). L'âge et la signification de cet épisode sont encore très discutés, bien que les données géochronologiques disponibles pour ces unités donnent des âges se regroupant aux alentours de 20 Ma (Gueydan et al. 2015). La présence de roches mantelliques au sein d'unités crustales fait aussi la particularité de cette chaîne. L'âge présumé de l'exhumation de ces roches est encore débattu, soit Paléozoïque (e.g. Kornprobst, 1976 ; Sanz de Galdeano et al., 2016), soit Mésozoïque (e.g. Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000), ou soit Oligo-Miocène (e.g. Tubía et al., 2013 ; Gueydan et al., 2015). Très peu de roches magmatiques ont été décrites dans le Rif interne, seulement des filons de granite dont la mise en place est liée à un épisode décrochant ou extensif à environ 21 Ma (Rossetti et al., 2010 ; 2013 ; Romagny et al., 2014). Un autre point problématique est le fait que la plupart des données géochronologiques effectuées dans les unités du Rif interne donnent des âges se regroupant aux alentours de 25-18 Ma, quelles que soient les conditions métamorphiques, quel que soit le type de roche étudié (crustale ou mafique) et quelle que soit la méthode utilisée. Pour les roches mafiques : Lu-Hf et Sm-Nd sur grenat (Zindler et al., 1983 ; Reisberg et al., 1989, Blichert-Toft et al., 1999 ; Pearson and Nowell, 2004) ; pour les roches crustales : K-Ar sur mica blanc (Chalouan et al., 1990), Ar/Ar sur micas (Michard et al., 2006 ; Rossetti et al., 2010 ; Romagny et al. 2014) , U/Pb sur zircon et/ou monazite (Janot et al., 2006 ; Rossetti et al., 2013 ; Gueydan et al. 2015) ou encore trace de fission et (U-Th)/He sur apatite (Romagny et al. 2014).

Les questions qui se posent alors sont :

- Comment expliquer le contraste métamorphique entre les différentes unités du domaine interne ?
- Quelle est la relation entre la déformation du manteau et celle observée dans les unités crustales ?
- Quelle est la nature des contacts tectoniques majeurs ?
- Y-a-t-il eu du magmatisme associé à la subduction ?
- Quelle est la chronologie relative des événements tectono-métamorphiques et magmatiques dans le domaine interne ?

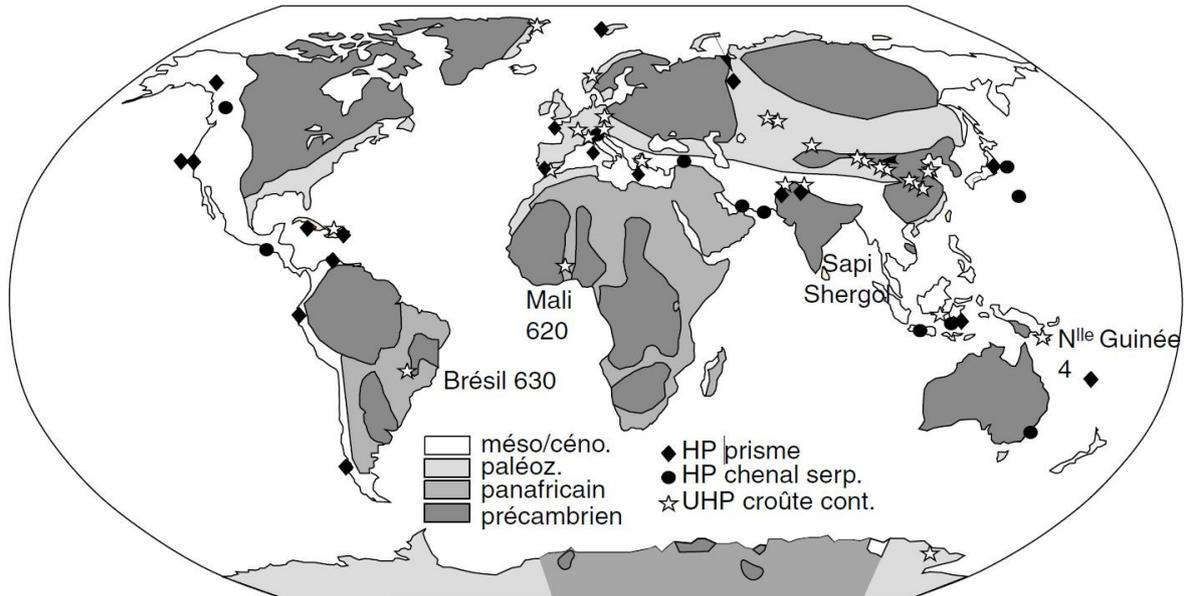


Figure I-2 : Répartition des roches de HP et UHP dans le monde. HP prisme : roches de HP exhumées dans un prisme d'accrétion ; HP chenal serp. : roches de HP exhumées dans un chenal serpentiniteux ; UHP : unités de UHP de la croûte continentale. Les plus anciennes et la plus récente unité d'UHP sont localisées (âge en Ma). Les principales orogénèses sont repérées chronologiquement (orogénèses méso-cénozoïques, paléozoïques, panafricaines et précambriennes). (D'après Guillot et al., 2009).

Pour répondre à ces questions, deux zones d'études ont été choisies dans le Rif interne, les secteurs de Ceuta et Cabo Negro qui sont deux secteurs privilégiés et complémentaires sur lesquels il y a encore peu d'études récentes.

- La région de Ceuta est un secteur clé pour étudier les relations entre les péridotites et les roches crustales. C'est en effet le seul endroit dans le Rif où la relation entre les métapélites des Sebtides inférieures, les péridotites et les orthogneiss du Monte Hacho est visible. C'est également au sein des métapélites de HT des Sebtides inférieures que l'on pourra éventuellement trouver des roches magmatiques. C'est également un endroit capital pour étudier les différentes phases de déformation qui affectent ces unités, mais aussi pour étudier la nature du contact entre les Sebtides supérieures dans lesquelles a été reconnu le métamorphisme de HP-BT et les Ghomarides dont le degré métamorphique est faible.
- La région de Cabo Negro est une zone qui a été très peu étudiée, les péridotites n'y affleurant pas, mais qui n'en demeure pas moins intéressante. Cette région est idéale pour caractériser la nature du contact entre les Sebtides inférieures et les Ghomarides, qui n'est pas visible à Ceuta. De plus, l'unité de Filali des Sebtides inférieures affleure en continu (ce qui n'est pas le cas à Ceuta), ce qui fait de Cabo Negro un secteur clé pour caractériser précisément le gradient métamorphique de ces roches. Par ailleurs, très peu d'études géochronologiques ont été effectuées à cet endroit du Rif (Romagny, 2014).

Afin de tenter de répondre à ces différentes interrogations, nous avons élaboré une démarche pluridisciplinaire :

- Quatre missions de terrain d'une semaine à dix jours ont été effectuées pendant les années 2014, 2015, 2016 et 2017. Ces missions de terrains ont eu pour objectifs : (i) d'effectuer des analyses structurales et compléter celles déjà effectuées par Adrien Romagny lors de sa thèse (Romagny, 2014), (ii) d'effectuer une analyse microtectonique pour mettre en évidence différentes phases de déformation, (iii) d'établir des coupes géologiques, (iv) de récolter des échantillons pour la fabrication de lames minces pour des études pétrographiques et géochronologiques.
- Par la suite, une étude pétrographique au microscope optique a été menée (i) pour distinguer les différents minéraux à l'équilibre et déterminer les différentes paragenèses au sein des roches étudiées, (ii) pour déterminer la relation entre la déformation et les différentes paragenèses identifiées, (iii) pour établir une chronologie relative entre les différentes paragenèses observées, (iv) et pour *in fine* identifier les minéraux pouvant être datés (monazites, zircons, micas).
- Les analyses d'éléments traces et majeurs de certains échantillons de roches métamorphiques et magmatiques ont permis d'avoir la composition chimique de la roche totale qui a servi par la suite soit à calculer des pseudosections, soit pour les échantillons de roches magmatiques à définir précisément leur nature magmatique.
- Ces données ont aussi servi à la détermination des conditions pression et température (P-T) des différentes paragenèses à partir de trois approches différentes : (i) à partir des diagrammes de phase, (ii) puis à partir de thermobaromètres, (iii) et enfin par calcul de modèles thermodynamiques avec le logiciel Theriak-Domino (De Capitani and Petrakakis, 2010).
- Des études géochronologiques ont permis de déterminer l'âge des minéraux associés à un évènement métamorphique. Quatre géochronomètres ont été utilisés : U/Th/Pb sur monazite, xénotime et zircon et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur mica blanc. Ces chronomètres ont été choisis : (i) parce-qu'ils permettent de dater des roches relativement vieilles (plusieurs millions d'années), (ii) parce-qu'ils sont adaptés au type de roche étudié d'un point de vue minéralogique (la monazite, le zircon, le xénotime et le mica blanc étant abondants dans les métapélites), (iii) mais aussi d'un point de vue métamorphique, puisque généralement la méthode U/Th/Pb est utilisée pour des terrains métamorphiques de grade modéré à élevé (température de fermeture (T_f) $> 900^\circ\text{C}$ pour le zircon d'après Cherniak and Watson (2001), $T_f \geq 725^\circ\text{C}$ pour la monazite d'après Copeland et al., (1988) et $T_f \geq 725^\circ\text{C}$ pour le xénotime d'après Dahl (1997) et le chronomètre $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour des terrains métamorphiques de grade faible à modéré (T_f de $405\text{-}425^\circ\text{C}$ pour la mica blanc d'après Harrison et al. (2009)).
- Pour finir, toutes ces études couplées ont permis l'intégration des données dans un modèle géodynamique expliquant la mise en place des roches étudiées.

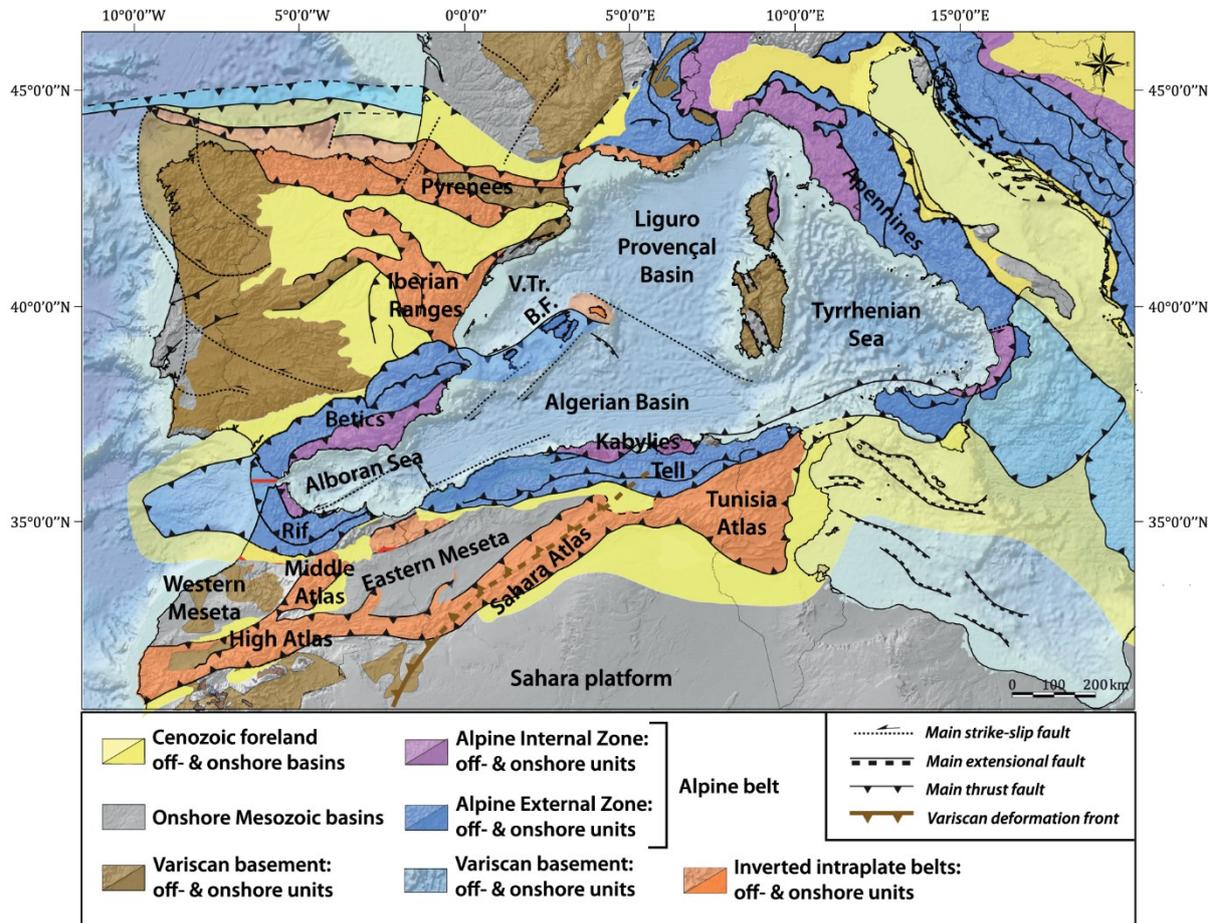


Figure 1-3 : Schéma structurale de l'ouest de la Méditerranée représentant les différents orogènes (d'après *Etheve et al., 2016* et *Leprêtre et al., 2018*).

Cette thèse est organisée selon les six chapitres suivants :

Le **chapitre I** introduit le cadre de l'étude et les problématiques abordées au cours de ce travail. Les secteurs d'étude ainsi que la démarche méthodologique y sont présentés.

Le **chapitre II** est consacré à la présentation de l'état actuel des connaissances géologiques et géodynamiques concernant la Méditerranée occidentale. Ce chapitre commence par la description des différentes unités structurales qui composent la chaîne du Rif, avec une description plus détaillée des zones internes. Par la suite, la structure actuelle de l'arc de Gibraltar est décrite. Pour finir, les différents modèles d'évolution géodynamique de la région d'Alboran sont présentés.

Les chapitres III et IV présentent ensuite les différentes données acquises dans le Rif interne au cours de cette thèse.

Le **chapitre III** est dédié à l'étude des unités métamorphiques de la région de Ceuta. Avec tout d'abord une présentation de la zone étudiée. Puis dans un premier temps, la description de l'étude structurale et métamorphique des unités des Sebtides supérieures et des Ghomarides pour comprendre la nature du contact entre ces deux unités. Dans un deuxième temps, l'étude structurale, pétrographique et géochronologique des unités des Sebtides inférieures sera détaillée dans le but d'identifier les différentes phases de déformation dans ces unités et d'établir une chronologie relative de ces différents événements et comprendre également la relation entre la croûte et le manteau. Cette étude fait l'objet d'un premier article. Ensuite, la description et la caractérisation des roches magmatiques situées au sein des

métapélites des Sebtides inférieures font l'objet d'un deuxième article. Et pour finir les événements de déformation tardifs seront décrits brièvement.

Le **chapitre IV** présente les résultats obtenus pour la région de Cabo Negro. Ce chapitre s'appuie sur un article en cours de soumission, qui propose l'étude structurale et métamorphique et géochronologique des unités de Filali des Sebtides inférieures et des unités des Ghomarides. Pour finir, les événements de déformation tardifs observés dans la région seront également décrits brièvement.

Le **chapitre V** constitue une synthèse de l'ensemble des données obtenues. Ces données sont comparées à celles des Bétiques et permettent de discuter l'évolution géodynamique de l'arc de Gibraltar.

Le **chapitre VI** est consacré à la conclusion de cette thèse ainsi qu'aux perspectives de travail éventuelles.

CHAPITRE II – CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GÉODYNAMIQUE

Ce chapitre a été écrit en collaboration avec Asmae El Bakili, qui réalise également sa thèse sur le Rif interne marocain.

II.1. DOMAINES STRUCTURAUX DE L'ARC DE GIBRALTAR

Localisée à l'extrême ouest de la Méditerranée occidentale, la chaîne bético-rifaine est constituée par un empilement d'unités tectoniques passant à des bassins d'avant pays, Gharb-Saïss et Guadalquivir au nord du Maroc et au sud de l'Espagne respectivement. Elle dessine un arc, « l'arc de Gibraltar », qui s'étend sur plus de 400 km, à concavité vers l'ouest, dont le cœur est occupé par le bassin d'Alboran (**Figure III-1**).

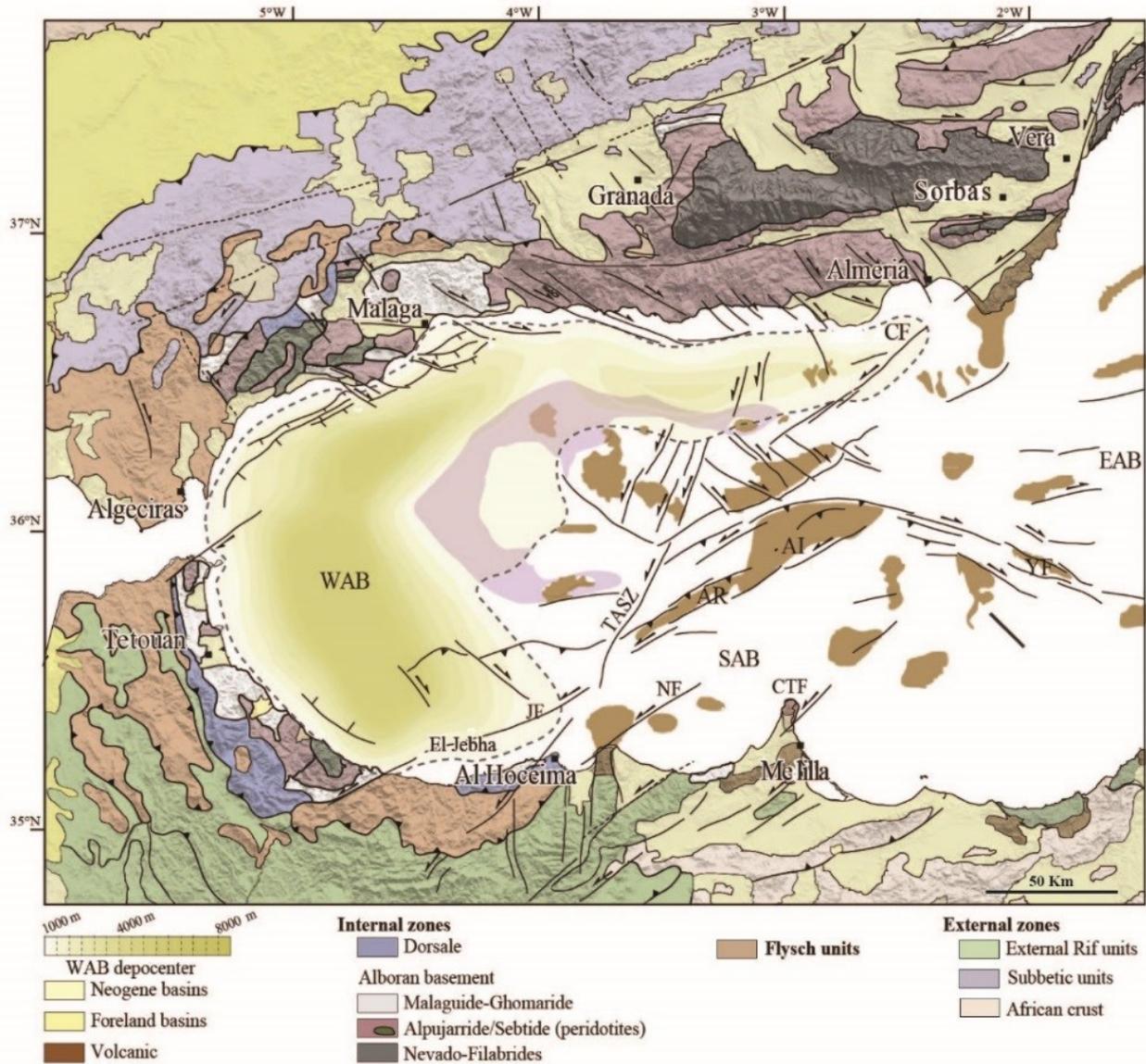


Figure III-1 : Carte structurale de la chaîne Bético-Rifaine et du bassin d'Alboran (modifiée d'après Comas et al., 1999; Martínez-García et al., 2011; Do Couto et al., 2016). AR, Alboran Ridge; CF, Carboneras Fault; JF, Jebha Fault; NF, Nekor Fault; YR, Yussuf Ridge; TASZ, Trans-Alboran Shear Zone; CTF, Cap des Trois Fourches; Al, Alboran Island; WAB, western Alboran Basin; SAB, South Alboran Basin; EAB, Eastern Alboran Basin.

Cette chaîne s'est formée le long de la marge active de la Méditerranée occidentale, en conséquence de la convergence entre l'Afrique et l'Eurasie depuis le Crétacé supérieur (Santonien) (Dercourt et al., 1986; Stampfli, 2000; Michard et al., 2002; Vergés and Fernández, 2012; Platt et al., 2013). Au Miocène inférieur, pendant la convergence de l'Afrique vers l'Europe, le bassin d'Alboran s'est ouvert au cœur de ce système.

Les processus géodynamiques liés à la formation de la chaîne bético-rifaine, sont le sujet de vifs débats, qui a suscité l'élaboration de nombreux modèles durant les cinq dernières décennies. (e.g. Casciello et al. 2015).

De la partie externe vers la partie la plus interne, l'arc de Gibraltar est classiquement subdivisé en 3 domaines structuraux (Fallot, 1937; Durand-Delga, 1972; Kornprobst, 1974; Chalouan et al., 2008; Platt et al., 2013) (**Figure III-1**): (i) le domaine externe, (ii) le domaine nappes des flyschs et (iii) le domaine interne (ou domaine d'Alboran). Dans cette partie, seule la géologie de de la chaîne du Rif sera abordée en détail. Par ailleurs, des comparaisons avec la chaîne Bétique seront quelquefois abordées, en particulier le domaine interne qui concernent cette branche nord sera détaillé.

II.1.1. Le Rif externe

Le Rif externe s'étend depuis Tanger jusqu'à la frontière algéro-marocaine à l'est (**Figure III-2**). Il est formé par des sédiments d'âge méso-cénozoïque et de roches mafiques et ultramafiques (Michard et al., 1992, 2007, 2014; Chalouan et al., 2008). Ces terrains sont chevauchés par les flyschs maghrébins et chevauchent les bassins du Gharb et de Saïs. Par conséquent, ils ont été déformés et partiellement métamorphisés. La déformation compressive qui a affecté ce domaine est datée du Miocène (Chalouan et al., 2008).

Contrairement aux flyschs maghrébins et aux zones internes, le domaine externe ne montre aucune continuité autour de l'arc de Gibraltar. Il est interprété comme issu de la paléomarge passive africaine (Suter, 1965; Chalouan et al., 2008; Azdimousa et al., 2019). En se basant sur la structure et la sédimentation qui devient du NE au SW, de plus en plus proximale, trois domaines ont été distingués : l'Intrarif, le Mésorif, et le Prérif (Durand-Delga et al., 1962; Chalouan et al., 2008) (**Figure III-2**).

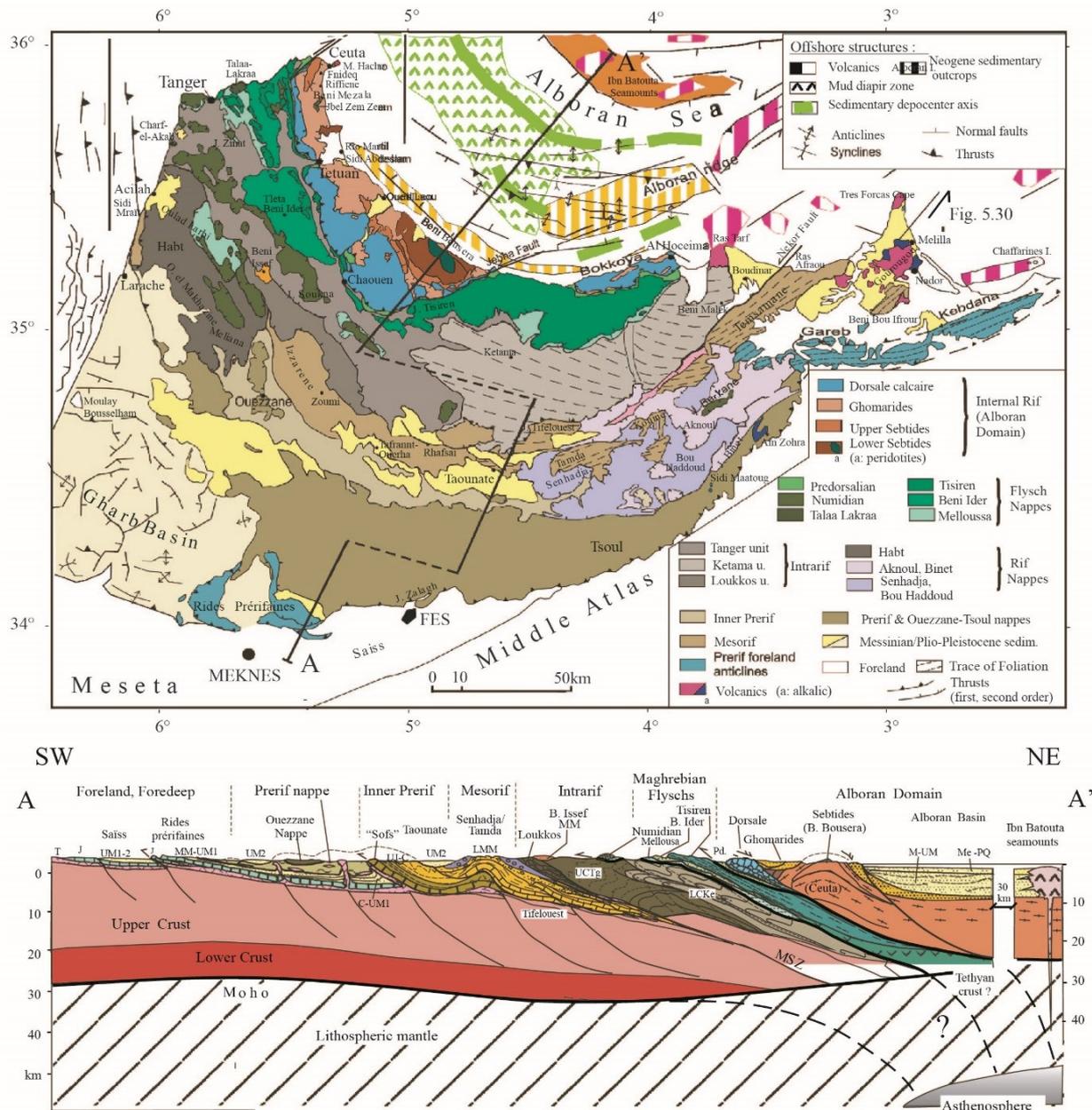


Figure III-2 : Carte structurale de la chaîne du Rif (modifiée d'après Suter, 1980a, 1980b et Chalouan et al., 2008 et références incluses). AA' : coupe géologique de la chaîne du Rif d'après Chalouan et al. (2008) et références incluses. Abréviations : J : Jurassique inférieur et supérieur ; UJ-C : Jurassique supérieur-Crétacé ; C : Crétacé ; LCKe : Crétacé inférieur de Ketama ; LMM : Miocène inférieur et moyen ; MM : Miocène moyen ; UM : Miocène supérieur (1 : Tortonien "pre-nappe" ; 2 : Tortonien supérieur-Pliocène "post-nappe") ; MSZ : zone de suture mésorifaine ; Pd : Prédorsalien ; T : Trias ; Tg : unité de Tanger ; B : Beni.

II.1.1.1. L'Intrarif

L'Intrarif est constitué de roches d'âges Jurassique - Miocène moyen (Serravallien?) les plus distales de la paléomarge africaine. Cette unité affleure en-dessous de la Dorsale Calcaire et des flyschs maghrébins, et est subdivisée en trois sous-unités : l'unité de Ketama, l'unité de

Tanger et l'unité de Loukkos (Zaghloul et al., 2005; Chalouan et al., 2008 et références incluses) (**Figure III-2**).

- L'unité de Ketama : dépôts du Jurassique-Crétacé inférieur. La séquence stratigraphique commence par des calcaires massifs sinémuriens, considérés comme le substratum continental. Ces derniers sont suivis par deux séries de dépôts syn à post rift. Les dépôts syn-rift sont des marnes et des calcaires à ammonites, du Lias moyen au Dogger. Les dépôts post rift représentent des formations d'âge Jurassique supérieur - Crétacé inférieur, elles sont composées successivement par des roches marno-clastiques, des calcaires pélagiques et des turbidites quartziques. A l'Oligocène supérieur, ces formations ont été plissées et affectées par un métamorphisme dans les conditions du faciès schistes verts ; 200 à 300°C et 0.3GPa (Frizon de Lamotte, 1985).
- L'unité de Tanger : représente la continuité de l'unité de Ketama, détachée de cette dernière et charriée sur le Mésorif et le bassin d'avant-pays. Elle est composée par des roches essentiellement marno-pélitiques, qui datent du Crétacé supérieur à l'Eocène. Ces dépôts sont suivis à l'Oligo-Burdigalien par des turbidites qui correspondent à la continuité latérale de la nappe nimudienne (voir section II.1.2 les flyschs maghrébins). Les formations les plus jeunes (Eo-Miocène ?) ont été partiellement détachées et subverticalisées pour former les nappes de Habt, Ouezzane et Tsoul au sud.
- L'unité de Loukkos : sédiments d'âge Albien-Maastrichtien, en comparant avec l'unité de Tanger, l'unité de Loukkos contient une plus grande proportion de carbonates avec des intrusions diapiriques argilo-gypseuses.

II.1.1.2. Le Mésorif

Le Mésorif montre des caractéristiques différentes en comparant sa partie occidentale et centrale, avec sa partie orientale (à l'est de la faille de Nekour) (Frizon de Lamotte, 1985; Negro et al., 2007, 2008; Chalouan et al., 2008) (**Figure III-2**).

Le Mésorif central et occidental aussi nommé « zones des fenêtres », est constitué par des formations turbiditiques d'âge Miocène inférieur, chevauchées par des nappes mésozoïques. Ces formations sont d'origine infra-Kétama (groupe de Tifeloust, nappe de Senhadja et de Bou Haddou) ou Supra-Kétama (nappe d'Aknoul) (Chalouan et al., 2008 et références incluses).

- Groupe Infra Ketama : les roches constituant ce groupe sont plissées et partiellement enracinées sous le massif de Ketama. Elles regroupent des sédiments essentiellement post-rift d'âge Méso-Cénozoïque, composés de marnes et pélites rythmiques, micrites et pélites datant du Callovien au Néocomien. Ces dépôts peuvent être accompagnés par un matériel paléozoïque et triasique. La sédimentation syn-orogénique au Cénozoïque est marneuse, elle est recouverte à l'Oligo-Aquitainien par un complexe chaotique et ensuite par des turbidites d'âge Aquitano-Sérravalien. Les formations mésozoïques

sont très déformées et foliées à l'Oligo-Aquitainien par contre celles du Miocène inférieur à moyen sont anchi-métamorphiques et sont légèrement déformées.

- Groupe Supra Ketama : détaché de l'unité de Ketama à partir de Cénomaniens.

Le Mésorif oriental est affecté par la faille de Nekour à direction NE-SW et à jeu senestre (Chalouan et al., 2008). Les formations typiques se retrouvent au niveau du massif de Temsamane, ainsi que dans deux massifs isolés : le massif des Trois Fourches et le massif de Khebaba (Chalouan et al., 2008). Le massif de Temsamane est subdivisé en deux sous-unités (les Temsamanes Sud et les Temsamanes Nord), ce sont des formations jurassiques à crétacés qui contiennent des sills de roches mafiques. Ces formations sont affectées par un gradient métamorphique augmentant en direction du Nord, depuis les conditions BP-BT (facies schistes verts) jusqu'aux conditions MP-BT ($350 \pm 30^\circ\text{C}$ et $0.7-0.8 \text{ GPa}$, Negro, 2005). Dans le massif des Trois Fourches et de Khebaba, les conditions métamorphiques ont été estimées à environ $400 \pm 30^\circ\text{C}$ et 0.8 GPa . Les datations $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ sur mica blanc indiquent que le pic de ce métamorphisme est entre 28 et 23 Ma (Negro, 2005).

A l'ouest et le long de la faille de Nekour, des péridotites serpentinisées affleurent sous l'unité de Ketama (le massif de Beni Malek), couvertes partiellement par des dépôts carbonatés et des clastes ophiolitiques d'âge Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (?). Les péridotites sont interprétées comme des reliques des roches mantelliques exhumées durant le rifting téthysien de la marge nord-ouest africaine, puis obductées pendant le Miocène lors de l'orogénèse alpine (Michard et al., 1992, 2007, 2014; Chalouan et al., 2008).

II.1.1.3. Le Prérif

Les nappes pré-rifaines correspondent aux sédiments les plus proximaux de la paléomarge africaine, elles sont composées par des dépôts marno-argileux du Crétacé à l'Eocène et du Miocène moyen à supérieur avec des diapirs de sel et d'argile triasiques détachés de leur socle Jurassique-Crétacé inférieur, et ont été poussées vers les bassins d'avant-pays de Gharb et de Saïs (Wildi, 1983). Les chevauchements sont sellés au Tortonien supérieur et Messinien par des conglomérats et des marnes qui sont plissés tardivement (e.g., le synclinale post-nappe de Taouate) (Michard et al., 2007) (**Figure III-2**).

II.1.1.4. Bassins d'avant pays

Les bassins du Gharb et de Saïs sont des bassins d'avant-pays de la chaîne rifaine. Ils se sont formés durant la subsidence qui a commencé au Miocène moyen comme conséquence de l'avancée du front du chevauchement rifain (**Figure III-2**). Ce sont généralement des anticlinaux formés après la mise en place synsédimentaire du Prérif (post-Tortonien). Les dépôts les plus récents sont constitués par des sédiments d'âge Plio-Quaternaire (Ahmamous and Chalouan, 1988).

II.1.2. Les Flyschs maghrébins

Les flyschs maghrébins représentent des nappes enracinées sous les zones internes et chevauchent les zones externes (Durand-Delga, 1980) (Figure III-2). Une partie de ces nappes a été rétro-charriée sur le complexe des Ghomarides au sud de Ceuta (Jbel Zemzem et Riffiène).

Les flyschs maghrébins sont composés de dépôts marins très profonds qui consistent en des séquences turbiditiques d'âge Crétacé inférieur à Burdigalien (Durand-Delga and Olivier, 1988; Olivier et al., 1996; Durand-Delga et al., 1999; Zaghoul, 2002; Zaghoul et al., 2007; Chalouan et al., 2008). Ces séquences se sont déposées dans le domaine océanique Ligurien-Maghrebin entre le domaine d'Alboran et la marge Africaine au nord. En se basant sur la structure et la stratigraphie, les flyschs ont été subdivisés en: nappes massyliennes qui sont les plus externes, et en nappes maurétaniennes qui sont les plus internes de la chaîne (Figure III-2) (Bouillin et al., 1970; Durand-Delga, 1980; Guerrero et al., 1993, 2012; Chalouan et al., 2008).

II.1.2.1. Données stratigraphiques

Nappes massyliennes :

Deux nappes ont été distinguées, la nappe chouamat-melloussa et la nappe numidienne (Andrieux and Mattauer, 1963; Durand-Delga and Lospinasse, 1965; Guerrero et al., 1993; Chalouan et al., 2008).

- Nappe chouamat-melloussa : Cette nappe est d'âge Aptien-Turonien formée par des flyschs siliciclastiques suivis par des cherts noirs, des brèches calcaires et des pélites. Des olistholites d'âge jurassique moyen et supérieur contenant des roches basiques de type MORB sont trouvés au sein de ce domaine (Durand-Delga et al., 2000). La succession stratigraphique de cette nappe peut être corrélée avec les nappes Maurétaniennes au nord et l'Intrarif à Ketama au sud.
- Nappe numidienne : cette nappe chevauche les unités de l'Intrarif, à l'exception de Jbel Zemzem qui a été rétro-chevauché sur les zones internes, ils sont d'âge Lutétien supérieur-Oligocène supérieur. La sédimentation commence avec des argiles (pré-flyschs), suivis par des grandes barres de grès avec une intercalation de pélites rouges.

Nappes maurétaniennes :

Les nappes maurétaniennes sont localisées structurellement sur les nappes massyliennes. De bas en haut, deux nappes ont été distinguées, la nappe de Tisirène et la nappe de Beni Ider, les deux sont séparées par une surface de décollement (Guerrero, 1981; Guerrero et al., 1993; Durand-Delga et al., 1999; Chalouan et al., 2008).

- Nappe de Tisirène : ce sont des dépôts d'âge Crétacé inférieur, la sédimentation commence par des dépôts marno-calcaires (pré-flyschs), suivie à l'Hauterivien-Barrémien par la première séquence turbiditique composée par des intercalations d'horizons siliciclastiques et argilo-pélitiques. Une seconde période caractérisée par des

dépôts pélitiques a eu lieu au Barrémien inférieur-Aptien, suivie d'une deuxième séquence turbiditique pendant l'Aptien inférieur-Albien moyen. Des roches basiques associées à des radiolarites sont trouvées à la base de cette nappe (Durand-Delga et al., 2000).

- Nappe de Beni Ider : ce sont des dépôts d'âge Albien-Burdigalien. La sédimentation commence à l'Albien par des schistes noirs et spongolites, suivis par des pélites et calci-turbidites, incluant des brèches de la Dorsale calcaire. Les flyschs Maastrichtiens contiennent des fragments permo-triasique dont la source d'alimentation est probablement les Ghomarides, cette sédimentation est suivie de calci-turbidite d'âge Paléocène, de grès avec accumulation de nummulites d'Eocène inférieur et des turbidites nummulitiques d'Eocène moyen à supérieur. La transition Eocène-Oligocène est marquée par une accumulation de brèches et olistolithes dans des pélites. Au sommet on retrouve des flyschs grès-micacés d'âge Oligocène à Burdigalien moyen, qui contiennent des fragments de la Dorsale et probablement des Ghomarides.

II.1.2.2. Données géochronologiques et interprétation paléogéographique

Dans le domaine océanique liguro-maghrébin, les nappes maurétaniennes ont été reliées à la paléomarge sud du domaine d'Alboran puisqu'elles remanient des sédiments du Rif interne (fragment de dorsale et Ghomarides ?); par contre les nappes massyliennes ont été reliées à la paléomarge nord de l'Afrique, puisque les unités du Crétacé sont similaires aux dépôts de l'Intrarif à Ketama (Chalouan et al., 2008) (Figure III-2). Cependant, Azdimousa et al. (2019) ont effectué des datations isotopiques par méthode U-Th-Pb sur des zircons détritiques des flyschs, du Rif externe et interne, afin de déterminer les sources probables de leur provenance. Les zircons remaniés dans les flyschs et le Rif externe sont comparables à des zircons trouvés dans le continent africain. Tandis que les zircons du Rif interne ont une signature géochronologique différente. Ces résultats indiquent que les flyschs maghrébins et le Rif externe ont appartenu à la paléomarge nord de la plaque africaine.

Les roches basiques associées à des radiolarites jurassiques donnent une signature de basalte océanique (E-MORB). Ces roches se seraient formées durant un stade de rifting dans le domaine océanique ligurien (Durand-Delga et al., 2000).

II.1.3. Le domaine interne côté Rif

Le domaine interne du Rif (Figure III-3) est composé depuis le sommet vers la base par : (1) la marge de carbonates mésozoïques non métamorphiques, nommée «Dorsale Calcaire», (2) l'unité Paléozoïque des Ghomarides, faiblement métamorphique, (3) les Sebtides (Durand-Delga, 1972 ; Kornprobst, 1974 Chalouan et al, 2008) qui sont subdivisées en: (i) Sebtides supérieures, caractérisées par un protholite dévonien à triasique (Kornprobst, 1974) affecté par un gradient de HP-BT typique des zones de subduction (Bouybaouène, 1993 ; Bouybaouène et al., 1995); (ii) et Sebtides inférieures, qui représentent une unité métamorphique crustale de HT, avec un protholite précambrien et/ou paléozoïque associées à

des massifs des roches ultrabasiqes. A la base de cette unité affleure le complexe Nevado-Filabride qui se retrouve seulement dans la partie centrale et orientale de la cordillère bétique.

II.1.3.1. La Dorsale calcaire et le domaine Prédorsalien

La Dorsale calcaire se situe structuralement entre le domaine des Ghomarides et les nappes de flysch ou le domaine Prédorsalien (**Figure III-3**). Elle est constituée par un empilement de plusieurs écailles tectoniques et comporte trois segments (e.g. Wildi et al., 1977):

- la chaîne du Haouz, localisée entre Ceuta et Tétouan qui est constituée par un certain nombre d'écailles superposées, le plus souvent verticalisées.
- la dorsale, située entre Tétouan et Jebha. Longue de 100 km, et jusqu'à 20 km de large. Les contacts anormaux à la base des nappes ont des pendages faibles, qui peuvent cependant être redressés au front de la chaîne. Au sud-est, la zone est amincie le long de l'accident décrochant senestre de Jebha.
- les Bokkoya, situés entre Jebha et Al Hoceima.

La Dorsale calcaire est classiquement subdivisée, selon la paléogéographie mésozoïque, en domaines internes et externes, tous deux formés par des dépôts calcaires et dolomitiques d'âge Triasique inférieur à Miocène inférieur. La séquence stratigraphique de la dorsale est composée (e.g. Wildi et al., 1977; El Hatimi et al., 1991; El Kadiri et al., 1992) : (i) de dépôts détritiques (grès et argiles rouges) du Trias inférieur et de dépôts dolomitiques du Trias supérieur ; (ii) d'une série de calcaire liasique ; (iii) d'une formation condensée calcaro-radiolarique du Jurassique-Crétacé ; (iv) des formations terrigènes d'âge Paléocène à Oligo-Miocène.

Ces dépôts sont considérés comme des reliques de la paléomarge sud du domaine d'Alboran (Chalouan and Michard, 2004; Durand-Delga et al., 2005; Guerrero et al., 2005). La séquence liaso-paléocène a enregistré l'évolution d'une paléomarge continentale passive, lors du rifting téthysien (e.g. El Hatimi et al., 1991) ; tandis que la séquence éo-miocène a enregistré celle de l'orogénèse alpine (e.g. Chalouan et al., 2008).

Le rétro-chevauchement de la Dorsale sur les Ghomarides dans la chaîne du Haouz a eu lieu après le Burdigalien inférieur (Raoult, 1966).

Le domaine Prédorsalien, se trouve le plus souvent au niveau du contact entre le domaine des flyschs et le domaine interne. On le trouve aussi quelque fois charrié sur le domaine externe, soit rétrocharrié sur le domaine interne. Il correspond à une ancienne zone de transition vers le bassin océanique des flyschs (Olivier, 1984). Il est composé de marne et calcaire formés du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, et de grès grossiers et grès micacés datant de l'Oligocène-Aquitainien (Olivier, 1984).

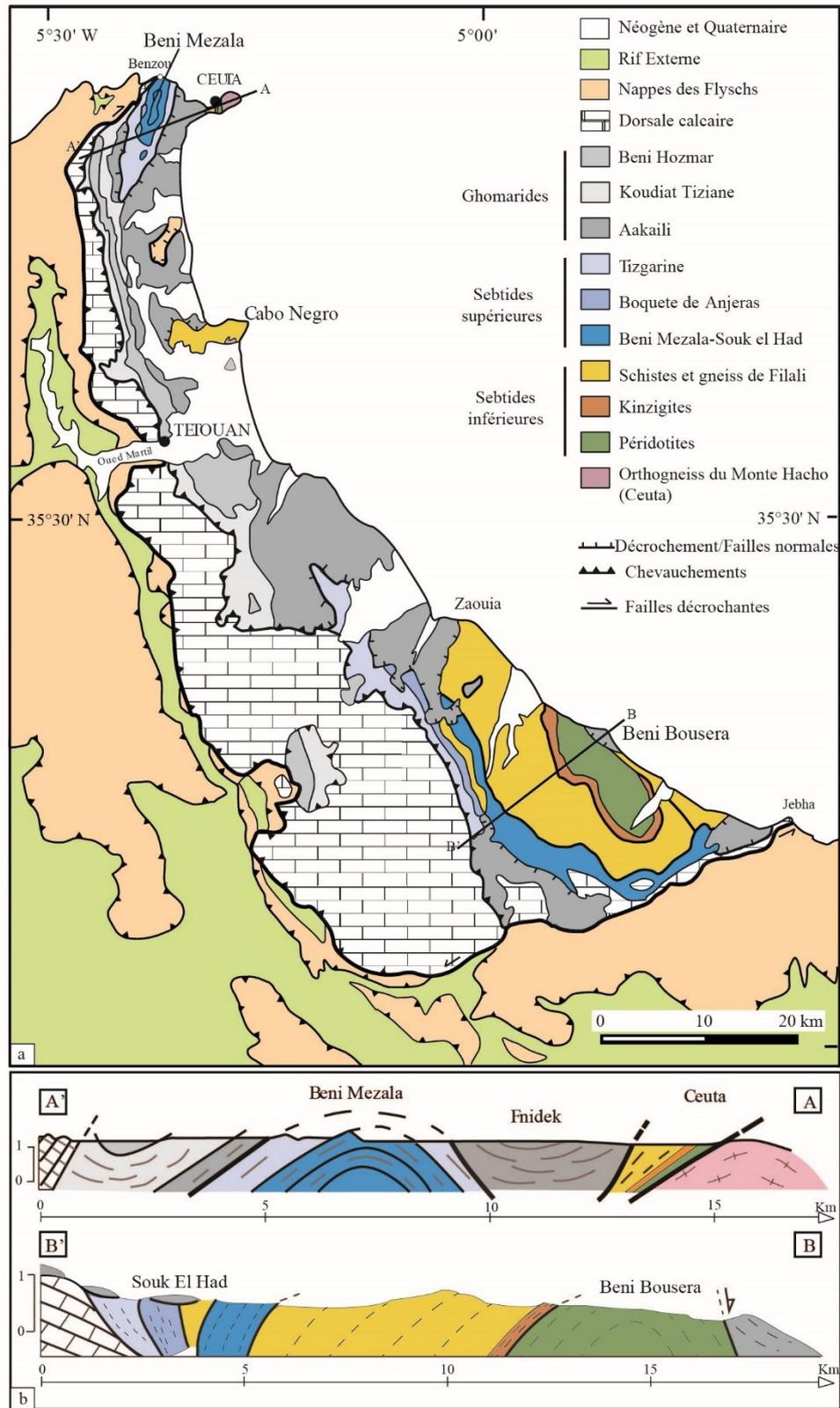


Figure III-3 : a. Carte géologique et structurale du Rif interne. b. Coupes géologiques, montrant les relations structurales entre les unités du Rif Interne (modifiées d'après Chalouan et al., 2008 et références incluses).

II.1.3.2. Les Ghomarides

Les Ghomarides (nommées Malaguides dans la chaîne des Bétiques) affleurent au nord du Rif et à Bokkoya (proche de village de Jebha), elles se situent généralement au sommet des Sebtides, et chevauchent en partie la Dorsale calcaire (Chalouan and Michard, 1990) (Figure III-3). Cette unité est constituée de nappes qui contiennent des roches paléozoïques fossilifères, peu ou pas métamorphiques, avec leur couverture Méso-Cénozoïque. Après la mise en place des nappes, la sédimentation a continué formant les dépôts sédimentaires de la couverture Oligo-Miocène.

Au Paléozoïque, la séquence stratigraphique des Ghomarides témoigne d'une hétérogénéité de sédimentation ; une grande différenciation sédimentaire a eu lieu au Dévonien. En se basant sur la sédimentation et la structure des Ghomarides, celles-ci sont subdivisées en quatre nappes distinctes, de la base vers le sommet, on trouve : la nappe d'Aakaili, la nappe de Koudiat Tiziane, la nappe de Beni Hozmar et la nappe de Talembote (Durand-Delga et al., 1962; Chalouan, 1986; Chalouan and Michard, 1990).

II.1.3.2.1. Données stratigraphiques

II.1.3.2.1.1. Les nappes

Le socle paléozoïque :

Les dépôts paléozoïques les plus anciens (Ordovicien inférieur - Cambrien supérieur ?) sont des dépôts clastiques, les sédiments qui les recouvrent contiennent des graptolites du Silurien inférieur (Agard et al., 1958). La transition Silurien-Dévonien est caractérisée par la mise en place des spilites et de chert associés à des calcaires à conodontes (Chalouan, 1986; Rodriguez-Cañero et al., 1990). L'épaisseur de ces derniers varie au sein des différentes nappes (Chalouan and Michard, 1990).

La différenciation sédimentologique commence à partir du Dévonien (Fallot, 1937; Mégard, 1969; Bourrouilh and Jaeger, 1976; Chalouan and Michard, 1990). Elle est exprimée par une sédimentation distale caractérisée par des flyschs carbonatés, contenant du matériel détritique pour la nappe d'Aakaili, par une sédimentation plus proximale avec des flyschs contenant des calcaires à trilobites pour la nappe de Koudiat Tiziane (Coquand, 1946; Durand-Delga and Feist, 1991), par des calcaires à tentaculites pélagiques et des lydites pour la nappe de Beni Hozmar et finalement par un calcaire massif récifale pour la nappe de Talembote.

Cette sédimentation est plissée, ensuite suivie par des dépôts discordants qui correspondent à la transgression carbonifère, ce sont des dépôts de flysch avec des couches de radiolarite et des olistostromes. Les foraminifères trouvés dans cette séquence donnent un âge Viséen supérieur-Namurien inférieur (Millard, 1959b). Le volcanisme a été actif durant cette période avec l'emplacement de sills doloritiques, de coulées basaltiques, et de couches pyroclastiques rhyolitiques/andésitiques (Chalouan, 1986; Chalouan and Michard, 1990).

La couverture méso-cénozoïque :

Cette couverture est composée de grès rouge d'âge Trias moyen, suivie au Trias supérieur par le dépôt de dolomies et ensuite de calcaires liasiques (Kornprobst, 1974; Baudelot et al., 1984; Mäkel, 1985; Simon, 1987). Cette séquence est recouverte de sédiments marins peu profonds du Crétacé supérieur à Eocène, constitués de calcaire conglomératique (Chalouan and Michard, 1990; Chalouan et al., 2008).

II.1.3.2.1.2. Dépôts post nappes « La couverture oligo-miocène »

Stratigraphiquement, deux groupes sédimentaires sont distingués : le groupe Fnidek-Ciudad Granada d'âge Oligocène-Aquitainien et le groupe Sidi Abdeslam-Viñuela d'âge Burdigalien (Serrano et al., 2006, 2007; Hlila et al., 2008). Le premier groupe est discordant sur les nappes des Ghomarides, tandis que les dépôts du deuxième groupe sont transgressifs sur ceux du premier groupe, sur les Sebtides ou sur les nappes des Ghomarides (Serrano et al., 2006, 2007). Ces deux groupes sont composés de conglomérat et de dépôts argiligréseux (Durand-Delga, 1980) d'âge Oligocène- Aquitainien (pour le premier groupe) à Burdigalien (pour le deuxième groupe) (Feinberg and Olivier, 1983; Maaté, 1984; Serrano et al., 2006) et contiennent des galets des roches dérivées du socle Ghomarides, Sebtides et de la Dorsale calcaire (e.g. Olivier et al., 1979; Olivier and Paquette, 2018) qui sont considérés comme des écoulements gravitaires contrôlés par une tectonique en extension (Serrano et al., 2006, 2007). Ces unités scellent les contacts de nappes. L'empilement des nappes du complexe Ghomarides est donc considéré antérieur à l'Oligocène (Serrano et al., 2006, 2007; Hlila et al., 2008).

II.1.3.2.2. *Données structurales*

Trois phases de déformation paléozoïques ont été identifiées dans les nappes des Ghomarides, les déformations alpines sont pratiquement rares (Chalouan and Michard, 1990):

- **Phases de déformation (D1) et (D2) :** ces deux types de déformations ont affecté les terrains ordoviciens et dévoniens. La déformation (D1) est marquée par des plis d'axe NNE (P1) associés à un clivage de plan axial horizontal (S1). Les ombres de pressions autour des clastes, la rotation et l'étirement de ces derniers marquent une linéation d'étirement (L1) parallèle aux axes des plis, le sens de transport lié à cette déformation est vers le Nord. La déformation D2 est matérialisée par des plis d'axe NE (P2) déversées vers le NW et qui déforment les plis P1 (Chalouan et al., 2008). Cette phase de plissement est associée à un clivage de plan axial (S2) et une linéation d'étirement (L2) de direction N30NE, oblique aux axes des plis, associée à un sens de transport vers le Nord.
- **Phase de déformation (D3) :** ce style de déformation est rencontré clairement dans des terrains du Carbonifère supérieur, et n'affecte pas le Trias : cette déformation est matérialisée par des plis droits à orientation NW (P3), à Bokkoya ils sont orientés E-W, ces plis sont associés à un clivage de plan axial (S3).

II.1.3.2.2.1. Conditions métamorphiques

Dans les terrains Paléozoïques les plans de clivage S1-2 sont à l'échelle microscopique des plans résultants de la pression de dissolution, marqué par la recristallisation de mica blanc, chlorite et quartz, albite, et rarement de biotite. Le plan de clivage S3 est marqué par les mêmes minéraux mais de taille beaucoup plus réduite. Les mesures de la cristallinité d'illites indiquent une cristallisation dans les conditions du faciès schistes verts pour D1-D2 et un grade plus bas pour la phase D3 et diagénétique pour le Trias de la couverture Méso-Cénozoïque (Chalouan and Michard, 1990). Negro et al. (2006) ont mesuré la température (par RSCM¹ thermometry) au sein des nappes Ghomarides, cette dernière atteint $\approx 500^{\circ}\text{C}$ à la base de la nappe d'Aakaili au contact des Sebtides inférieures alors qu'elle est restée inférieure à $\approx 330^{\circ}\text{C}$ dans la partie supérieure de cette nappe et dans les nappes des Ghomarides sus-jacentes.

II.1.3.2.2.2. Données Géochronologiques

A partir des données stratigraphiques et tectoniques, les trois phases de déformation D1, D2 et D3 sont considérées liées au cycle varisque (Chalouan and Michard, 1990). Cependant, les datations K-Ar effectuées au sein de ces unités ne donnent pas d'âges liés à ce cycle, elles révèlent une variation progressive des âges mesurés de 259 ± 5 Ma dans la partie supérieure des nappes à $25,3 \pm 0,9$ Ma à la base de l'unité Aakaili, proche du contact avec l'unité de Filali (Ouazzani-Touhami, 1986; Chalouan and Michard, 1990; Chalouan et al., 2008). La distribution des températures obtenues par Negro et al. (2006) montre une relation avec la distribution des âges obtenus, ce qui a laissé ces auteurs suggérer que la base des Ghomarides (seulement la nappe d'Aakaili) a été affectée par un événement thermique, aussi identifié dans les Sebtides et qui a probablement ouvert partiellement ou totalement le système isotopique des cristallisations liées au cycle varisque.

II.1.3.3. *Les Sebtides supérieures ou unités de Federico*

Les unités des Sebtides supérieures (aussi appelées unités de Federico) affleurent dans la partie nord du Rif interne, à l'ouest de la Péninsule de Ceuta au contact des Ghomarides, formant l'antiforme de Beni Mezala ; et dans la partie sud, à l'ouest et au sud du massif de Beni Bousera elles sont coincées entre l'unité de Filali et la Dorsale calcaire (**Figure III-3**).

Les Sebtides supérieures sont composées de quatre ensembles superposés qui se distinguent par l'intensité de leur métamorphisme. On trouve depuis le cœur de l'antiforme vers sa bordure : l'unité de Beni Mezala inférieure (BM1), l'unité de Beni Mezala supérieure (BM2), l'unité de Boquete de Anjeras (BA) et l'unité de Tizgarine (Tz) (**Figure III-3**). Ces quatre unités sont des métasédiments dont le protolithe est caractérisé par une stratigraphie commune (**Figure II-4** ; Millard, 1959a; Durand Delga and Kornprobst, 1963; Didon et al., 1973; Baudelot et al., 1984): (i) des schistes noirs et grauwackes datant du Dévonocarbonifère ; (ii) une série de schiste Permo-Triasique contenant des niveaux à conglomérats ;

¹ Raman spectroscopy of carbonaceous material.

(iii) des quartzites du Trias inférieur ; (iv) et enfin des calcaires et dolomies du Trias moyen à supérieur.

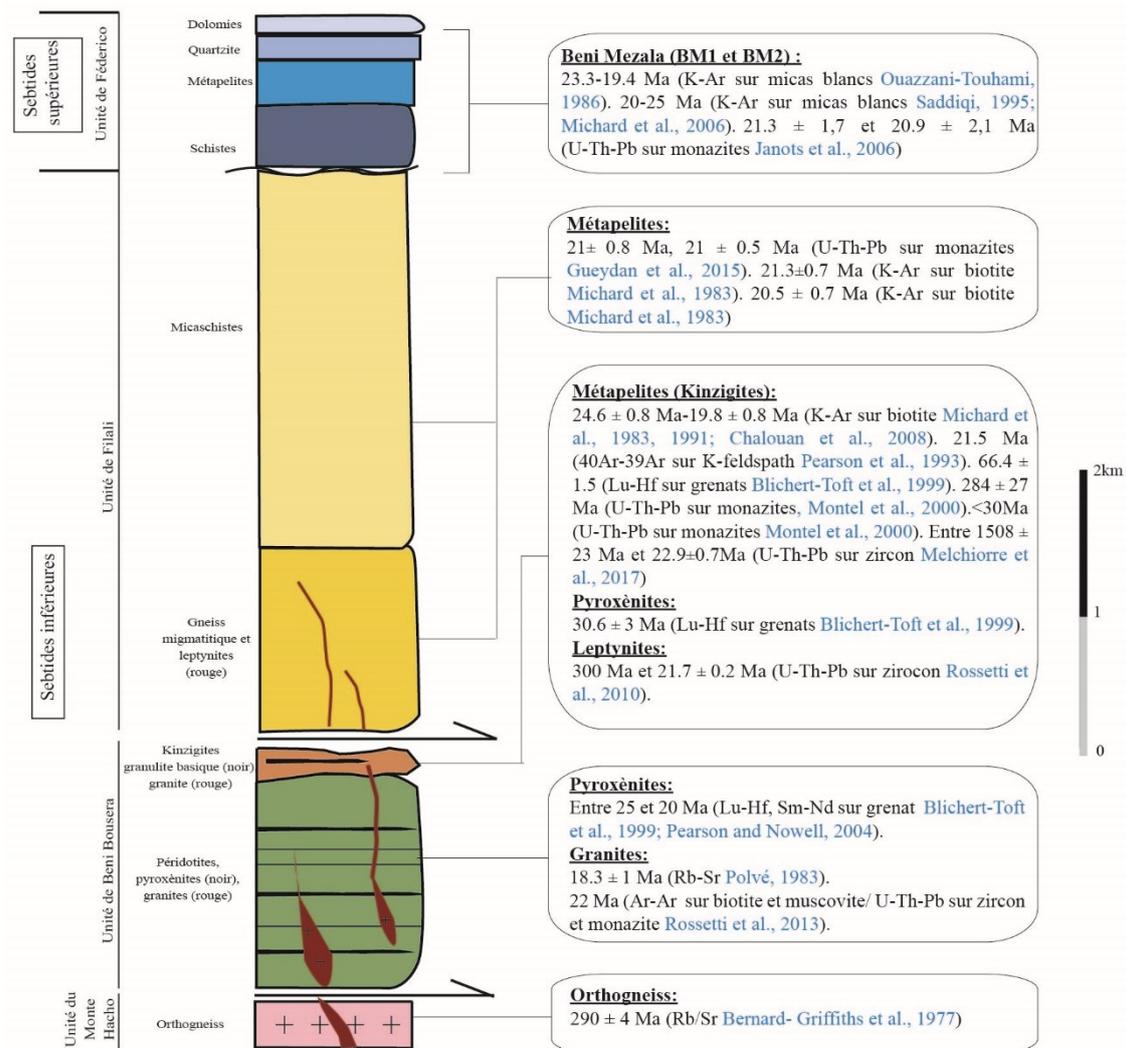


Figure III-4 : Relation tectonique entre les différentes unités de Rif interne et âges isotopiques obtenus (modifiée d'après Chalouan et al., 2008).

II.1.3.3.1. Evolution métamorphique

II.1.3.3.1.1. Paragenèses témoignant d'un gradient de HP-BT

Les unités des Sebtides supérieures sont caractérisées principalement par un gradient métamorphique de HP-BT (Figure II-5a ; Bouybaouène, 1993; Bouybaouène et al., 1995; Michard et al., 1997; Vidal et al., 1999) qui est relié à la subduction Alpine (Bouybaouène, 1993; Michard et al., 2002).

Les conditions métamorphiques diffèrent entre les unités situées au nord et celles situées au sud du Rif interne (Figure III-5a).

Au nord, du sommet vers le cœur de l'antiforme de Beni Mezala:

- L'unité de Tizgarine est caractérisée par un métamorphisme typique du faciès des schistes verts de basse température, $T < 300^{\circ}\text{C}$ et 0.1-0.3 GPa, avec l'association cookeite (chlorite lithinifère) - Mg chlorite - pyrophyllite - phengite.
- Dans l'unité de Boquete de Anjeras, les conditions métamorphiques sont plus élevées et sont estimées à $T=300-380^{\circ}\text{C}$ et $P < 0.7$ GPa pour l'association sudoite - Mg chlorite - Mg chloritoïde - pyrophyllite - phengite.
- A l'unité de Beni Mezala supérieure, des reliques de Mg carpholite -Mg chloritoïde et de quartz-disthène donnent des conditions qui varient de $380-420^{\circ}\text{C}$ et 0.8-1.3 GPa à $430-450^{\circ}\text{C}$ et 1.2-1.5 GPa.
- Dans l'unité de Beni Mezala inférieure les conditions P-T varient de $430-480^{\circ}\text{C}$ et 1.2-1.6 GPa jusqu'à 550°C et 2 GPa. Ces valeurs ont été estimées pour les reliques de Mg-Fe carpholite -Mg chloritoïde-chlorite et pour l'assemblage à talc-phengite-quartz-disthène.
- Au cœur de l'antiforme de Beni Mezala, au niveau du village de Benzou une unité très restreinte n'affleurant que dans les rochers de bord de mer, l'unité de Benzou (Bz) est constituée de micaschiste à grenat-chloritoïde-biotite-chlorite. Les conditions P-T liées à cette unité sont 550°C et 1.4 GPa. La minéralogie de ces micaschistes est différente de celle des autres unités de Federico mais se rapproche de celle des micaschistes de l'unité de Filali (voir section II.1.3.4.4). Il est donc supposé que l'unité de Benzou soit un équivalent de l'unité des Filali mais ayant enregistré une évolution métamorphique différente (e.g. [Bouybaouène, 1993](#) ; [Chalouan et al., 2008](#)).

Au sud, à Beni Bousera :

Les conditions P-T des unités de Tizgarine et Boquete de Anjeras restent similaires. Cependant, l'unité de Beni Mezala ne forme qu'une seule unité, avec des conditions de plus haute température et plus basse pression qu'au nord, estimées à environ $550-600^{\circ}\text{C}$ et 1 GPa (**Figure III-5a**). Ces conditions sont déterminées par l'association disthène-phlogopite-chloritoïde. De plus, la cristallisation tardive de la cordiérite et de l'andalousite (qui remplace le disthène), n'a été identifiée que dans ces unités méridionales.

D'autre part, des micaschistes à grenat-staurotide-biotite, constituant l'unité de Boured (Br), affleurent uniquement au sud, entre les unités de Boquete de Anjeras et Beni Mezala (**Figure III-3**). Cette intercalation de composition équivalente à celle des micaschistes de Filali (voir section II.1.3.4.4) est considérée comme appartenant à cette unité (e.g. [Chalouan et al., 2008](#)). Les conditions P-T de l'unité de Boured ont été estimées à 680°C et 0.7 GPa (**Figure III-5a**).

II.1.3.3.1.2. Evolution rétrograde

Pour l'unité de Boquete de Anjeras, le chemin rétrograde est contraint par l'association chlorite-chloritoïde-quartz-disthène/pyrophyllite qui suggère une décompression avec une augmentation de température jusqu'à 450°C et 0.6 GPa (**Figure III-5a** ; [Vidal et al., 1999](#)).

Le chemin rétrograde des unités de BM1 et BM2, est déterminé grâce aux associations tremolite-talc et phlogopite-chlorite puis par la croissance de paragonite, muscovite, chlorite, margarite et cookeite, et enfin kaolinite (Goffé et al., 1996).

De plus, pour l'unité de BM2, le chemin rétrograde calculé (Figure III-5a) suggère une décompression quasi isotherme entre 400-450°C jusqu'à 0.5 GPa (P-T calculées pour l'assemblage chlorite-phengite-quartz ; (Negro, 2005).

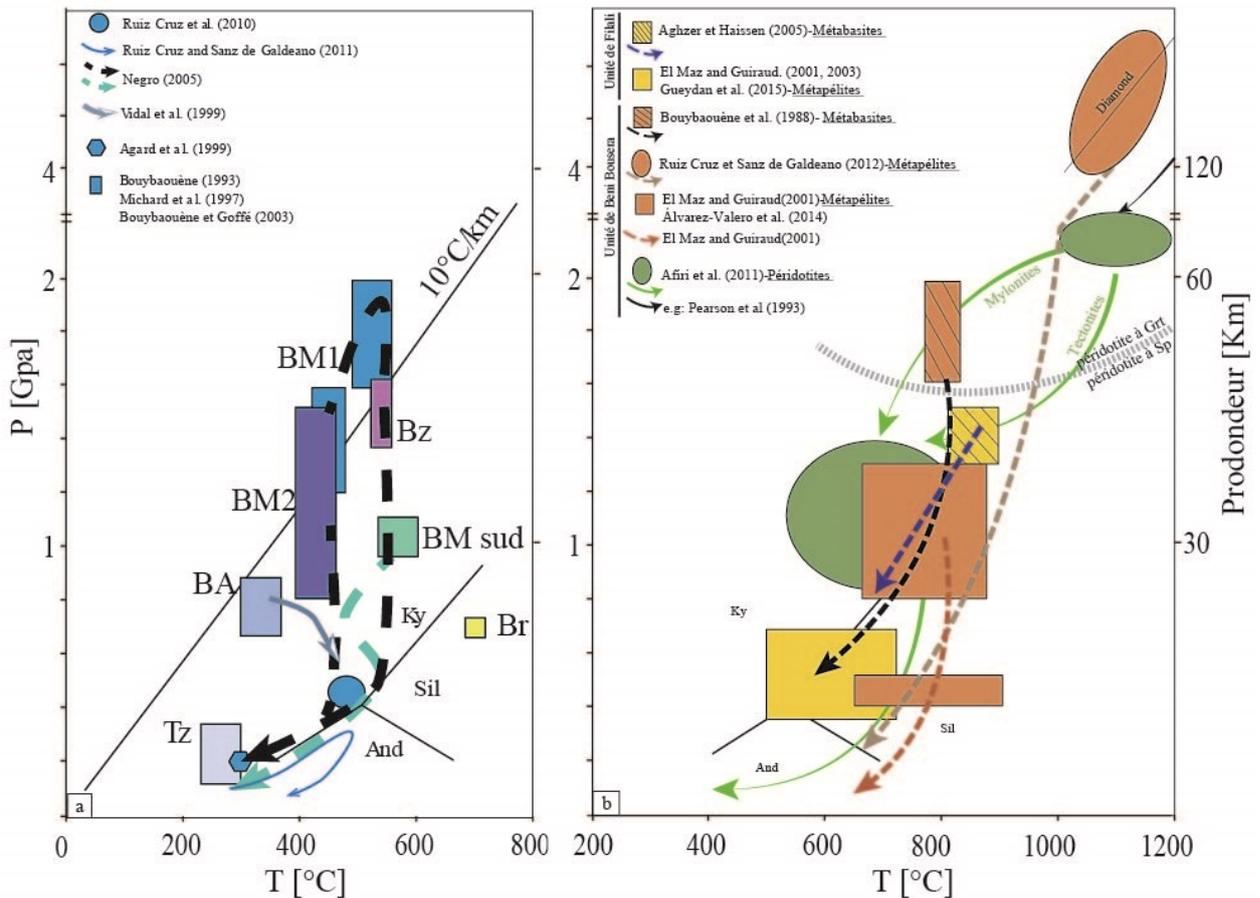


Figure III-5 : Diagramme P-T schématisant l'évolution métamorphique des unités des Sebtydes. a. Sebtydes supérieures : BM: unité de Beni Mezala, BA: unité de Boqueta Anjera, Tz: unité de Tizgarine, Br: unité de Boured, Bz: unité de Benzou. b. Sebtydes inférieures : la transition de péridotite à grenat en péridotites à spinelle (ligne hachurée) est d'après Gasparik (1984), abréviation minéralogiques d'après Kretz (1983).

Pour l'unité de BM1, le chemin rétrograde calculé (Figure III-5a) montre aussi une décompression isotherme à 550°C jusqu'à environ 0.5 GPa, puis une diminution de la température et de la pression jusqu'à 480°C et 0.4 GPa (P-T calculées pour l'assemblage chlorite-phengite-quartz ; Negro, 2005). De plus, des conditions P-T de 300°C et 0.2 GPa ont été déterminées pour l'assemblage rétrograde à chlorite-smectite-pyrophyllite (Agard et al., 1999).

Le chemin rétrograde calculé pour l'unité de BM sud (Figure III-5a), suggère un léger refroidissement depuis 550°C jusqu'à 500°C entre 0.9 et 0.6 GPa. Puis, un léger réchauffement

pour revenir à une température de 550°C entre 0.6 et 0.4 GPa. Et enfin, un refroidissement et une décompression jusqu'à 500°C et 0.2 GPa (P-T calculées pour l'assemblage chlorite-phengite-quartz; Negro, 2005).

II.1.3.3.1.3. Autres évolutions métamorphiques

Il est important de noter que Ruiz-Cruz et al. (2010) et Ruiz Cruz and Sanz de Galdeano (2012) ont décrit dans l'unité de BM1 une évolution métamorphique différente des précédents auteurs. Ils ont tout d'abord estimé des conditions P-T entre 250°C et 0.2 GPa pour les deux assemblages minéralogiques suivants : pumpellyite-actinote-épidote et pumpellyite-muscovite-épidote (Ruiz-Cruz et al., 2010). Par la suite, Ruiz Cruz and Sanz de Galdeano (2012) ont déterminé à partir de l'analyse de la composition de 700 amphiboles, une évolution prograde entre 272°C- 0.12 GPa et 484°C- 0.32 GPa pour les assemblages à amphibole (**Figure III-5a**).

D'autre part, ces auteurs estiment que le pic métamorphique des paragenèses à disthène et chloritoïde ne dépasse pas les 400-500°C et 0.4-0.5 GPa. Ils proposent donc une évolution métamorphique prograde pour BM1 partant des conditions de BP-BT évoluant vers des conditions de MP-MT.

Ces résultats contrastent avec ceux des précédents auteurs. Trois hypothèses sont alors proposées : (1) la composition chimique de l'amphibole n'a pas permis le développement des assemblages de HP; (2) les assemblages de HP ont été totalement oblitérés par les assemblages de MP ; (3) ces unités n'ont jamais connu les conditions de HP. Les auteurs privilégient la troisième hypothèse au vu de la nature sodique des amphiboles et du fait qu'ils n'ont jamais trouvé de reliques de HP dans la zone étudiée.

II.1.3.3.2. Relations déformation et fabriques métamorphiques

Les unités de Fédérico ont enregistré un épisode de déformation ductile avec des linéations d'étirement orientées majoritairement NW-SE à N-S, associées à des sens de cisaillement vers le nord ou nord-ouest (Ouazzani-Touhami, 1986; Bouybaouène, 1993; Negro, 2005). Dans l'unité de Beni Mezala, la foliation principale est soulignée majoritairement par la chlorite et la phengite, qui ont cristallisé aux dépens des paragenèses de HP-BT. Cet épisode est relié à la décompression et à l'exhumation de ces unités (Negro, 2005; Janots et al., 2006). Il faut noter que la phase de plissement formant l'antiforme de Beni Mezala est considérée postérieure au métamorphisme et à la mise en place des Ghomarides (Didon et al., 1973; Bouybaouène, 1993; Chalouan et al., 2008).

II.1.3.3.3. Données géochronologiques

Plusieurs études géochronologiques ont été menées sur les unités de Beni Mezala pour déterminer l'âge du métamorphisme affectant ces unités. Concernant l'unité de Beni Mezala sud, des analyses K/Ar sur des micas blancs ont donné des âges entre 23.0 ± 3 Ma et 19.4 ± 1.2 Ma (**Figure III-4** ; Ouazzani-Touhami, 1986). Pour les unités de BM1 et BM2, les analyses K-Ar et Ar/Ar sur phengite (Saddiqi, 1995) et sur des mélanges de micas blancs-argiles

rétrogrades (Michard et al., 2006) donnent des âges compris entre 23-20 Ma (**Figure III-4**). De plus, des âges U-Th-Pb de $21,3 \pm 1,7$ et $20,9 \pm 2,1$ Ma ont été obtenus sur des monazites rétrogrades dans l'unité de BM2 (**Figure III-4** ; Janots et al., 2006).

Ces âges sont considérés comme correspondants à l'exhumation finale des unités des Sebtides supérieures (Janots et al., 2006; Michard et al., 2006). A ce jour, aucune étude n'a pu dater le métamorphisme de HP-BT caractérisant ces unités.

II.1.3.4. Sebtides Inférieures

Le complexe des Sebtides inférieures est subdivisé classiquement en trois ensembles superposés, on retrouve de la base vers le sommet : (1) les orthogneiss de Monte Hacho, (2) les roches ultrabasiques et les granulites de l'unité de Beni Bousera et (3) l'unité métamorphique de Filali (Fallot, 1937; Millard, 1959a; Durand-Delga, 1972; Kornprobst, 1974; Chalouan et al., 2008). Ces unités sont présentes au niveau de la péninsule de Ceuta, Cabo Negro et Beni Bousera (**Figure III-3** et **Figure III-4**).

Les unités métamorphiques de Beni Bousera et de Filali sont d'origines crustales d'âge Précambrien et/ou Paléozoïque (Kornprobst, 1974), elles sont intimement associées aux roches ultrabasiques. Les unités crustales sont caractérisées par un gradient métamorphique qui diminue en s'éloignant du contact avec les roches ultrabasiques, évoluant des conditions du faciès granulites, amphibolites à schistes verts (Millard, 1959a; Kornprobst, 1974; Bouybaouène et al., 1998; El Maz and Guiraud, 2001; Gueydan et al., 2015). Ces unités chevauchent les orthogneiss de Monte Hacho (**Figure III-3b** et **Figure III-4**).

Le métamorphisme qui a affecté les Sebtides inférieures est lié principalement au cycle alpin (âge Oligo-Miocène). Nous verrons plus loin que certaines de ces unités ont gardé en mémoire une histoire métamorphique beaucoup plus ancienne (permien inférieur).

II.1.3.4.1. L'unité de Monte Hacho

L'unité de Monte Hacho affleure seulement au niveau de la péninsule de Ceuta et a été récemment identifiée à Cabo Negro (Romagny, 2014). Elle est composée essentiellement d'orthogneiss anatectiques passant à des mylonites proches du contact avec l'unité de Beni Bousera ou de Filali (Kornprobst, 1962; Romagny, 2014) (**Figure III-3b**, coupe A-A'). Le protholite de cette unité est considéré anté-pérmien (Bernard-Griffiths and Kornprobst, 1977).

II.1.3.4.1.1. Données structurales et pétrologiques

Les orthogneiss de Monte Hacho sont caractérisés par une foliation principale (Sp) marquée à l'échelle de l'affleurement par une alternance de lits quartzo-feldspathiques et alumineux (biotite et sillimanite). Des leucosomes à cordiérites syn à post S_p ont été également décrits au sein de la même unité (Kornprobst, 1962). Sanz de Galdeano and Ruiz-Cruz, (2016) distinguent deux groupes au sein de cette unité : (i) un groupe inférieur composé à l'ouest du massif d'orthogneiss dérivés de rhyolites, au centre et à l'est du massif de granites porphyriques et enfin de méta-granite leucocrate. Ces roches contiennent des enclaves qui présentent une

foliation à biotite et des enclaves de restites ; (ii) un groupe supérieur localisé au nord du massif composé d'orthogneiss possiblement d'origine volcano-sédimentaire.

II.1.3.4.1.2. Données géochronologiques

L'anatexie contemporaine à la formation de la sillimanite et de la cordiérite synchrone à Sp a été associée à l'orogénèse hercynienne, suite à l'âge isotopique à 290 ± 4 Ma obtenu au sein de cette unité (méthode Rb/Sr sur roche totale ; [Bernard-Griffiths and Kornprobst, 1977](#)). Cependant, un âge à 270 ± 9 Ma a été également obtenu et a été relié à l'épisode magmatique antérieur à l'épisode métamorphique ([Ruiz Cruz et Bentabol, 2014](#)).

II.1.3.4.2. Les roches ultrabasiques de l'unité de Beni Bousera

Dans les zones internes de la partie Rifaine, les roches ultrabasiques affleurent principalement à deux endroits ; à Ceuta et à Beni Bousera (**Figure III-3**). Leurs équivalents affleurent également dans la cordillère bétique « les péridotites de Ronda ». Ces roches sont caractérisées à l'échelle de l'affleurement par un litage primaire dans lequel se trouvent des péridotites et des bandes de pyroxénites. Ces dernières occupent une grandeur volumétrique de 3% à l'échelle du massif, et une épaisseur qui n'excède pas généralement 15 cm ([Kornprobst, 1974](#)). Ces roches sont caractérisées par une schistosité principale Sp marquée par l'orientation de la minéralogie primaire (voir section II.1.3.4.2.2), elle représente le plan axial d'une phase de plissement isoclinal (e.g. des pyroxénites affectées par des plis isoclinaux à axe NNE-SSW à Beni Bousera ([Kornprobst, 1974](#); [Afiri et al., 2011](#))).

L'ensemble du système est haché par des réseaux complexes de fracturation, et affecté par différentes phases de plissements tardifs ([Kornprobst, 1974](#); [Reuber et al., 1982](#)). Le niveau de serpentinisation augmente proches des grands contacts (e.g. contact d'Aaraben, voir ci-dessous) et est concentré dans les zones fracturées du massif. On trouve aussi des filons granitiques qui les recoupent localement et dont la description sera détaillée plus tard (voir section II.1.3.4.5) ([Kornprobst, 1974](#); [Elbaghdadi et al., 1996](#); [Rossetti et al., 2010, 2013](#); [Hajjar et al., 2015, 2016, 2017](#)).

II.1.3.4.2.1. Position structurale des roches ultrabasiques à Ceuta et à Beni Bousera

La péninsule de Ceuta : elles affleurent en écaille fortement serpentinisée, d'une taille de quelques centaines de m², coincées entre les orthogneiss du Monte Hacho et l'unité métamorphique de Beni Bousera. Ici, ces roches sont affectées par une schistosité principale Sp concordante à celle des gneiss de l'unité de Beni Bousera et discordante sur celle des orthogneiss du Monte Hacho ([Kornprobst, 1974](#)).

Le contact avec les orthogneiss du Monte Hacho est marqué par un broyage, une forte serpentinisation des péridotites, et une mylonitisation. Ce contact a été interprété comme un contact anormal tardif à la schistosité régionale dans les péridotites comme dans les roches métamorphiques ([Kornprobst, 1974](#)) (**Figure III-3b**, coupe A-A').

A Beni Bousera : le massif ultrabasique représente l’affleurement de taille la plus importante ($\approx 70 \text{ km}^2$). Le massif est ceinturé par les roches métamorphiques des Sebtides inférieures occupant le cœur d’un antiforme tardif d’axe NW-SE. La schistosité principale Sp dans les roches ultrabasiques passe en concordance avec la schistosité Sp (voir sections II.1.3.4.3 et II.1.3.4.4) marquée dans les roches métamorphiques sus-jacentes (Kornprobst, 1969; Afiri et al., 2011). Le contact avec ces dernières au SE a été interprété comme une zone de cisaillement ductile (Reuber et al., 1982; Afiri et al., 2011).

Au NE ce massif est affecté par la faille d’Aaraben à pendage subvertical, mettant directement en contact les roches ultrabasiques avec les Ghomarides et les micaschistes de l’unité de Filali. Ce contact a été interprété tout d’abord comme un pli-faille (Kornprobst, 1974) et ensuite comme une faille normale (Chalouan et al., 1995; Romagny, 2014) (**Figure III-3b**, coupe B-B’).

II.1.3.4.2.2. Données pétrographiques et conditions P-T

- Les pyroxénites :

Les pyroxénites intercalées dans le massif de Beni Bousera sont de lithologies variées, on trouve : des enstatites, des websterites, des webstérites à grenat avec ou sans spinelle et des clinopyroxénites à grenat (Kornprobst, 1969). Les clinopyroxénites à grenat contiennent du graphite octaédrique, interprété comme une rétro-morphose du diamant, attestant la formation de ce type de pyroxénites et l’extraction des péridotites environnantes à partir du champ de stabilité du diamant ; à $T=1350-1400^\circ\text{C}$, $P > 4.5 \text{ GPa}$ et une profondeur qui pourrait être supérieure à 150 km (Slodkevitch, 1982; Nixon et al., 1986; Pearson et al., 1989, 1993; Davies et al., 1993; Atrassi et al., 2011).

Deux origines ont été proposées pour les pyroxénites : (i) fusion partielle à partir du manteau (Kornprobst, 1969; Dickey, 1970) ; (ii) fusion partielle à partir d’une croûte océanique subductée et recyclée dans le manteau (Allègre and Turcotte, 1986; Kornprobst et al., 1990; Pearson et al., 1991; Blichert-Toft et al., 1999).

- Les péridotites :

Les péridotites appartiennent à des « péridotites du types alpine » (Kornprobst, 1969, 1970, 1974; Reuber et al., 1982) composées essentiellement de l’herzolite/harzburgites à spinelle (Kornprobst, 1969, 1974). Afiri et al. (2011) ont distingué une zone de tectonite au cœur du massif composé de lherzolites à spinelle, et une zone à mylonites en bordure composées de lherzolites/harzburgites à grenat et/ou spinelle (voir aussi Reuber et al., 1982), attribuant les conditions P-T des péridotites à grenat aux alentours de 1050°C et 2.2 GPa . La préservation des grenats dans la zone des mylonites, est expliquée selon ces auteurs par une décompression rapide vers 800°C et $0.9-1.5 \text{ GPa}$ dans le champ des péridotites à spinelle, tandis que le cœur aurait subi une exhumation lente vers les mêmes conditions, favorisant le rééquilibrage de lherzolites/harzburgites à grenat en lherzolites/harzburgites à spinelle.

II.1.3.4.2.3. Données géochronologiques

L'âge de mise en place des roches ultrabasiques reste sujet à discussion. Plusieurs arguments sont en faveur d'une mise en place à l'affleurement avant le Permien : (i) la découverte de certains minéraux isolés (grenat, spinelle alumineux, chromite, clinopyroxène) dans les unités des Ghomarides datées du Silurien et du Carbonifère, ayant des caractéristiques physiques et chimiques similaires aux mêmes minéraux trouvés dans les roches ultrabasiques à Beni Bousera (Kornprobst, 1976); (ii) des sédiments détritiques d'âge 269 ± 9 Ma sont en discordance sur les roches ultrabasiques de Ronda et contiennent des clastes de ces dernières (Sanz de Galdeano and Ruiz-Cruz, 2016a).

Des âges isotopiques obtenus sur pyroxénites à grenat en intercalation dans les péridotites donnent des âges beaucoup plus jeunes, les méthodes Lu-Hf et Sm-Nd sur les grenats ont donné des âges Miocènes entre ≈ 25 et 20 Ma (Zindler et al., 1983; Reisberg et al., 1989; Blichert-Toft et al., 1999; Pearson and Nowell, 2004) (**Figure III-4**).

II.1.3.4.2.4. Mode de mise en place

En ce qui concerne le contexte de la mise en place des péridotites en sein des unités crustales, plusieurs mécanismes d'emplacement ont été proposés : (1) un fragment de manteau supérieur, mis en place dans une série crustale soumise à un métamorphisme de hauts degrés (les granulites), au cours d'une phase orogénique paléozoïque ou antécambrienne. Ces roches ont été exhumées par la suite pendant une phase tectonique compressive Alpine (Kornprobst, 1969, 1974; Reuber et al., 1982); (2) exhumation due à la remontée de diapirs asthénosphériques à l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur pendant une phase d'amincissement crustal (Masaaki, 1980; Draoui et al., 1995; Tubía et al., 2004); (3) amincissement post-orogénique à l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur qui induit l'exhumation des roches mantelliques par le biais de failles normales atteignant la lithosphère (Platt et al., 2003b) (voir section II.4.2.2.1); (4) extension miocène (21Ma) liée au retrait du plan de subduction et exhumation à travers des détachements (voir section II.4.2.2.4) (Afiri et al., 2011; Garrido et al., 2011; Álvarez-Valero et al., 2014; Frets et al., 2014; Gueydan et al., 2015).

II.1.3.4.3. L'unité métamorphique de Beni Bousera

L'unité métamorphique de Beni Bousera repose directement sur les roches ultrabasiques. Elle est composée essentiellement des métapélites contenant des intercalations mineures de marbres, metabasites, leptynites et certains niveaux ultrabasiques (Kornprobst, 1974; Bouybaouène et al., 1998; El Maz and Guiraud, 2001) (**Figure III-3**). La foliation principale S_p est marquée dans les métapélites par une alternance des lits quartzofeldspathiques et alumineux (biotite et sillimanite) et est accompagnée d'une phase de plissement (parallèles aux axes des plis isoclinaux des péridotites NNE-SSW).

II.1.3.4.3.1. Evolution métamorphique

- Granulites mafiques (granulites d'Ichendirene) :

L'assemblage primaire des intercalations basiques est composé de Py + Jd (CPx1) + Pl + Rt + Ky. Cet assemblage primaire est oblitéré par des paragenèses secondaires à structure coronitique avec deux types de symplectites formées dans des conditions anhydres (A) à sapphirine-plagioclase (B) à clinopyroxène 2-plagioclase. Une rétro-morphose tardive formée en présence d'eau consiste à (C) orthopyroxène-plagioclase et amphibole autour du grenat et clinopyroxène 1, (D) margarite qui remplace le disthène.

L'assemblage primaire a été formé dans des conditions métamorphiques de 760 – 820 °C et 1.6 – 2 GPa, tandis que les réactions secondaires résultantes de la rétro-morphose de la paragenèse primaire témoignent d'une décompression quasi isotherme jusqu'à 1 GPa (Bouybaouène et al., 1998).

- Granulites acides (les kinzigites) :

L'assemblage primaire des métapélites est marqué par Grt + Ky + Rt + Qtz + 2 Fsp ± Bt, formé dans des conditions P-T de 710 ± 50°C à 870°C et 0.9 ± 0.1 à 1.3 GPa (El Maz and Guiraud, 2001 ; Álvarez-Valero et al., 2014)² (Figure III-5). Ces conditions sont typiques du faciès des granulites de haute pression. Cet assemblage primaire de HP-HT est remplacé par un assemblage de BP-HT, qui consiste en la transformation du disthène en sillimanite, de Gr + Ky / Sil en Crd+Sp, dans des conditions P-T de 650 à 850±50°C et 0.4 à 0.5 GPa (El Maz and Guiraud, 2001; Álvarez-Valero et al., 2014)³ (Figure III-5b).

A Ceuta, le diamant et la coésite ont été trouvés en inclusions dans les grenats de cette unité. Les conditions P-T pour ces reliques ont été estimées à environ 1100°C et 4.3 GPa dans le faciès des éclogites diamantifères (Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2011, 2012, 2013) (Figure III-5b).

II.1.3.4.3.2. Données géochronologiques

En ce qui concerne l'âge de métamorphisme, (Kornprobst, 1974) la découverte de minéraux isolés des métapélites dans les grès carbonifères des Ghomarides, a conduit à considérer un âge varisque pour ce métamorphisme.

Plusieurs datations isotopiques ont été menées depuis, afin de préciser l'âge du métamorphisme. Des analyses K-Ar sur biotites dérivées des métapélites donnent des âges entre 24.6±0.8 et 19.8 ± 0.8 Ma (Figure II-4; Michard et al., 1983, 1991; Chalouan et al., 2008). Des datations ⁴⁰Ar-³⁹Ar sur feldspath potassique dans ces mêmes roches ont donné un âge aux alentours de 21.5 Ma (Figure II-4; Pearson et al., 1993).

² Les conditions données dans le texte prennent en compte la combinaison des résultats des deux auteurs.

³ Les conditions données dans le texte prennent en compte la combinaison des résultats des deux auteurs.

Des analyses Lu-Hf sur les grenats des métapélites et des pyroxénites de la même unité donnent respectivement des âges à 66.4 ± 1.5 et 30.6 ± 3 Ma (**Figure II-4**; [Blichert-Toft et al., 1999](#)).

La méthode U-Th-Pb à partir d'analyses microsondes sur monazite des métapélites donnent un âge à 284 ± 27 Ma. Cet âge est trouvé seulement dans des monazites en inclusions dans les grenats, tandis que les âges obtenus dans la matrice sont <30 Ma (**Figure II-4**; [Montel et al., 2000](#)).

La même méthode en utilisant LA-CP-MS appliquée sur zircon, a donné des âges aux alentours de 300 Ma et 21.7 ± 0.2 Ma dans les leptynites synfoliales ([Rossetti et al., 2010](#)), et avec la même méthode des âges sont trouvés entre 1508 ± 23 Ma et 22.9 ± 0.7 Ma ([Melchiorre et al., 2017](#)) (**Figure III-4**).

Les âges permien réalisés sur les métapélites ont été associés aux granulites de HP-HT tandis que les âges miocènes inférieurs ont été associés à l'assemblage secondaire typique des granulites de BP-HT, indiquant une évolution polycyclique au sein de cette unité.

II.1.3.4.4. L'unité de Filali

L'unité de Filali repose directement sur les kinzigites, le sommet de cette unité est en contact avec les Sébtides supérieures (unité de Federico) ou l'unité des Ghomarides (**Figure III-3 et Figure III-4**). Elle est composée essentiellement des micaschistes qui passent progressivement à des gneiss migmatitiques à leur base. Ces roches peuvent contenir des intercalations des metabasites, pyroxénites et leptynites.

II.1.3.4.4.1. Evolution métamorphique

- Les metapelites

Cette unité est matérialisée par une schistosité régionale S_p marquant un métamorphisme progressif vers les péridotites. [El Maz and Guiraud, \(2001\)](#) ont défini des zonations avec du sommet à la base des métapélites :

- Zone à chlorite.
- Zone à chloritoïde.
- Zone à staurotide- andalousite.
- Zone à staurotide- andalousite- disthène.
- Zone à andalousite- disthène- sillimanite.
- Zone à sillimanite- feldspath potassique.
- Zone des migmatites.

Cette zonation est compatible avec une évolution des conditions métamorphiques de 500°C et 0.35 GPa pour l'assemblage de bas degrés dans les micaschistes vers 750°C et 0.7 GPa dans les gneiss migmatitiques marquant un gradient de BP-HT (**Figure II-5b**; [El Maz and Guiraud, 2001](#); [Gueydan et al., 2015](#)). En ce qui concerne ces derniers, deux phases de migmatisation ont été caractérisées, la première migmatisation est à HP suivie d'une migmatisation à BP ([Aghzer et al., 2005](#)).

- Lentilles metabasiques

Des corps lenticulaires basiques sont intercalés au sein des gneiss migmatitiques ([Kornprobst, 1974](#); [Aghzer and Haissen, 2005](#)). Leurs bordures sont cisailées parallèlement à la foliation régionale des gneiss. Ces roches contiennent une paragenèse primaire à Grt + CPx + Pl et présentent une foliation soulignée par une paragenèse secondaire à clinopyroxène, ilménite et hornblende. Des symplectites à hornblende + plagioclase se développent également aux bordures des grenats et clinopyroxènes primaires. L'analyse de ces roches témoigne d'un épisode de HP à 810-890°C et 1.33-1.57 GPa, suivit d'un épisode dans les facies granulites-amphibolites à 712-832°C et 1.03-1.3 GPa et finalement par un épisode dans le facies des amphibolites à 690-770°C et 0.77-0.9 GPa (**Figure II-5b**; [Aghzer and Haissen, 2005](#)).

II.1.3.4.4.2. Données géochronologiques

Les données géochronologiques, notamment les âges K-Ar et ^{40}Ar - ^{39}Ar sur biotites et muscovite obtenus au sein de ces unités, sont comprises entre 22 et 20 Ma ([Michard et al., 1983](#)). Des analyses U-Th-Pb sur monazites et ^{40}Ar - ^{39}Ar sur micas dans les métapélites donnent la même gamme d'âges entre 22 et 20 Ma ([Gueydan et al., 2015](#)) (**Figure III-4**). Ces résultats suggèrent donc une exhumation d'âge miocène pour l'ensemble de l'unité de Filali.

II.1.3.4.5. Les filons granitiques

Des filons granitiques à orientation E-W, recoupent l'unité de Beni Bousera et les gneiss migmatitiques de l'unité de Filali (**Figure II-4**; [Polvé, 1983](#) ; [Elbaghdadi et al., 1996](#) ; [Rossetti et al., 2010](#) ; [Michard et al., 2006](#)). Ils sont composés de Qtz + 2Fsp + bt + Mus ± Crd ± Tur ± And ([Elbaghdadi et al., 1996](#) ; [Rossetti et al., 2010](#) ; [Michard et al., 2006](#)). Les analyses chimiques effectuées sur ces filons à Beni Bousera ont indiqué que la fusion partielle provient de roches purement crustales, différentes des roches métamorphiques crustales de l'unité de Beni Bousera et de Filali, ce qui suggère que les roches ultrabasiques reposent sur une autre unité crustale à Beni Bousera ([Rossetti et al., 2013](#)). A la péninsule de Ceuta les péridotites reposent directement sur les orthogneiss de Monte Hacho ce qui laisse suggérer une dérivée de ces unités.

La mise en place de ces filons a été liée à un régime tectonique en décrochement, avec une direction d'extension NNE-SSW et une direction de compression ENE-WSW ([Rossetti et al., 2013](#)). Par la suite, la mise en place de ces filons a été interprétée contemporaine à une extension radiale avec un σ_1 verticale ([Romagny, 2014](#)).

À Beni Bousera, les granites ont été datés à $18.3 \pm 1\text{Ma}$ (par méthode Rb-Sr) (Polvé, 1983), et aux alentours de 22 Ma (par méthode $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ sur biotite et muscovite et U-Th-Pb sur zircon et monazite) (Rossetti et al., 2013) (Figure III-4).

Cet évènement magmatique a introduit d'importantes altérations au sein du massif des péridotites (Hajjar et al., 2017).

II.1.4. Le domaine interne côté Bétiques

Dans les cordillères Bétiques, le domaine d'Alboran est composé principalement de trois ensembles, avec structuralement de haut en bas : les Malaguides, les Alpujarrides et le complexe Nevado Filabride (Figure III-1). De par leur similarité stratigraphique et métamorphique, les deux premières unités sont considérées comme équivalentes respectivement aux Ghomarides et Sebtides du domaine interne du Rif (Didon et al., 1973). Nous résumons ici les différentes caractéristiques majeures de ces unités pour les comparer à celles du Rif interne.

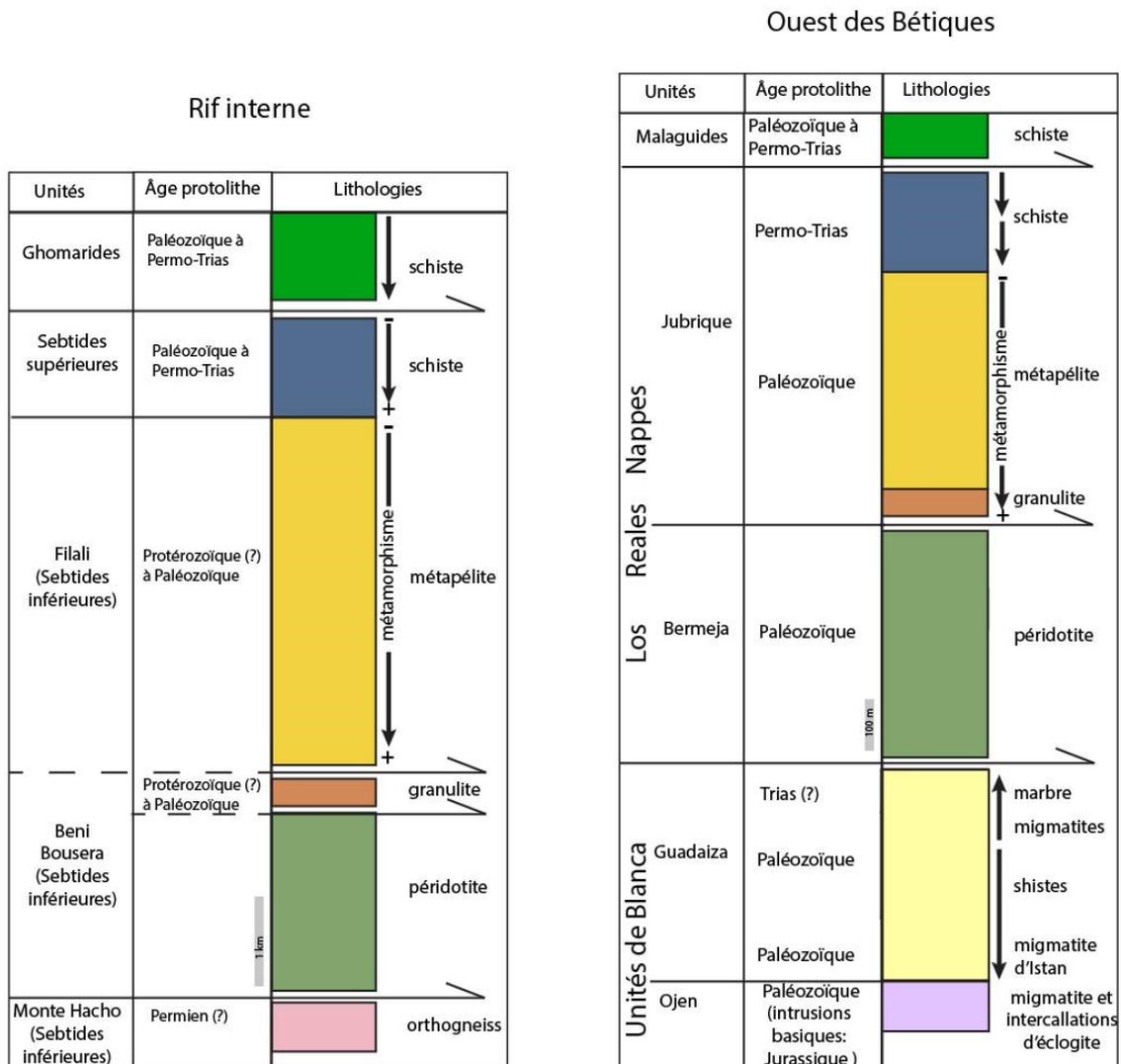


Figure III-6 : Relation structurale et comparaison des différentes unités internes du Rif et des unités des Alpujarrides dans l'ouest des Bétiques. Modifié d'après Chalouan et al. (2008); Esteban et al. (2008); Orozco & Alonso-Chaves (2012).

II.1.4.1. Les Malaguides

Les Malaguides des Bétiques, ont les mêmes caractéristiques que les Ghomarides dans le Rif. Elles affleurent principalement dans la partie ouest des Bétiques (au nord et à l'est de Malaga). Elles recouvrent les unités des Alpujarrides. Ces deux unités sont séparées par une zone de détachement extensif (Aldaya et al., 1991; Lonergan and Platt, 1995). Les Malaguides sont composées de sédiments paléozoïques à éocènes. Un métamorphisme alpin de bas degrés a été reconnu dans les roches permo-triasiques (Ruiz-Cruz and Rodríguez Jiménez, 2002). Les séries paléozoïques ont préservées un métamorphisme varisque du faciès des schistes verts (Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2010).

II.1.4.2. Les Alpujarrides

Les unités des Alpujarrides sont présentes dans l'ensemble des Cordillères Bétiques. Les Alpujarrides sont composées de roches paléozoïques à triasiques. A l'ouest des Bétiques, elles sont divisées en deux grands groupes : Los Reales Nappes et les unités de Blanca (Balanyá, 1991; Balanyá and García-Dueñas, 1991). Dans la partie centrale et orientale des Bétiques, les Alpujarrides ont été divisées en cinq unités, selon des critères structuraux, stratigraphiques et métamorphiques (Azañón et al., 1994). Les contacts entre ces différentes unités ont été considérés comme chevauchants (Egeler and Simon, 1969), puis sont maintenant considérés comme des failles normales à faible pendage ou des détachements extensifs (García-Dueñas et al., 1992; Crespo-Blanc et al., 1994).

II.1.4.2.1. Les unités occidentales des Alpujarrides

A l'ouest des Bétiques, l'unité des Alpujarrides est divisée en deux groupes : Los Reales Nappes et l'unité de Blanca (Balanyá, 1991; Balanyá and García-Dueñas, 1991). Los Reales Nappes sont divisées en deux sous unités : l'unité de Jubrique qui est composée de roches crustales et l'unité de Bermeja qui est composée de roche mantellique. L'unité de Jubrique se trouve structurellement sur les péridotites et correspond strictement aux Sebtides du Rif (**Figure III-6**). Les roches dont le protolithe est paléozoïque sont équivalentes aux granulites (ou kinzigites) de Beni Bousera et aux métapélites de Filali. Les unités permo-triasiques correspondent aux schistes de Federico (Sebtides supérieures). Les unités paléozoïques ont enregistré : (i) un épisode d'UHP qui suggèrent un enfouissement de ces roches par subduction et dont l'âge est encore incertain mais des datations suggèrent un âge entre 420-350 Ma (Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2014) ; (ii) un épisode de HP-HT d'âge tardi varisque (e.g. 287 ± 9 Ma ; Massonne, 2014), allant de 12-14 kbar et ~850°C à la base des métapélites jusqu'à 8-11 kbar et ~600°C au sommet des métapélites (Barich et al., 2014); (iii) puis un événement de BP-HT à 5-6 kbar et 750-850°C (Balanyá et al., 1997) Miocène (22-19 Ma; Zeck et al., 1992; Monié et al., 1994; Zeck and Whitehouse, 2002; Platt et al., 2003b; Massonne, 2014; Ruiz Cruz and Sanz de Galdeano, 2014; Barich et al., 2014). Les unités permo-triasiques, quant à elles, ont

enregistré des conditions P-T entre 7-8 kbar et 400-450°C, ces conditions sont attribuées à un événement métamorphique de HP-BT alpin (Balanyá et al., 1997).

L'unité de Blanca se trouve sous les péridotites et se divise en deux sous unités : l'unité de Guadaiza et l'unité d'Ojen. Ces deux unités peuvent se trouver directement au contact des péridotites.

L'unité de Guadaiza est composée des marbres de Blanca dont l'âge du protolithe est supposé triasique ou plus jeune, et de métapélites dont l'âge du protolithe est paléozoïque. Un métamorphisme inverse est présent sur une épaisseur de 100-200 m à partir du contact avec le massif des péridotites de Ronda (appelé auréole dynamothermale ; Esteban et al., 2008; Bartoli et al., 2013, 2016; Acosta-Vigil et al., 2014). Les conditions P-T de ce métamorphisme sont de l'ordre de 4-6 kbar et 660-750°C (Esteban et al., 2008; Bartoli et al., 2013). L'âge de ce métamorphisme est considéré Miocène (18-22 Ma) (e.g. Cuevas et al., 2006). Sous cette auréole métamorphique se trouvent des schistes et des quartzites qui reposent sur les migmatites d'Istan dont le métamorphisme est supposé varisque (Tubía and Cuevas, 1987).

L'unité d'Ojen est composée de migmatite dont le protolithe est paléozoïque, avec des intercalations mafiques métamorphiques dont l'âge du protolithe est jurassique (183 ± 3 Ma ; U-Pb sur zircon ; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000). Ces intercalations mafiques sont des amphibolites qui contiennent des reliques d'éclogite. Les conditions P-T estimées sont de 15-16 kbar et 670-750 °C pour les éclogites et de 5-8 kbar et 700-750 °C concernant leur amphibolitisation (Tubía and Gil Ibarguchi, 1991; Tubía et al., 1997, 2009). Cette unité est donc caractérisée par un métamorphisme de HP-MT alpin. Une auréole dynamothermale est aussi identifiée dans ces unités se trouvant au contact des péridotites (e.g. Tubía et al., 2013).

II.1.4.2.2. Les unités centrales et orientales des Alpujarrides

Les unités des Alpujarrides à l'est et au centre des Bétiques sont divisées en cinq sous unités ayant plus ou moins la même lithostratigraphie avec des protolithes d'âge paléozoïque à triasique. Depuis la base jusqu'au sommet on distingue les unités de Lujar-Gador, d'Escalate, de Herradura, de Salobrena et d'Adra (Azañón et al., 1994). Dans les unités permo-triasiques a été identifié un métamorphisme de HP-BT. Les estimations du pic métamorphique est de plus basse pression pour les unités Alpujarrides du centre, avec des conditions P-T de 7-11 kbar et 400-580°C (Azañón and Goffé, 1997), alors qu'à l'est elles sont de 12-14 kbar et ~400°C (Booth-Rea et al., 2002). De plus, les assemblages minéralogiques de HP-BT des unités du centre sont souvent partiellement rétro-morphosés, tandis que dans les unités de l'est elles sont remarquablement bien préservées. L'âge du métamorphisme de HP-BT est considéré Eocène (Vissers et al., 1995; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Platt et al., 2005). L'âge minimum pour ce métamorphisme de HP a été estimé à 25.4 ± 0.4 Ma (Monié et al., 1991). Le refroidissement de ces unités jusqu'au faciès des schistes verts pendant leur exhumation, est daté entre l'Eocène et le Miocène, pour les roches permo-triasiques (48-19 Ma ; Monié et al., 1991a; Platt et al., 2005). La plupart des datations des roches paléozoïques ont donné des âges compris entre 22-19 Ma (Monié et al., 1991; Zeck et al., 1992; Platt and Whitehouse, 1999; Zeck and Williams, 2001; Platt et al., 2003c, 2005).

II.1.4.3. *Le complexe Nevado-Filabride*

Le complexe Nevado-Filabride n'est présent que dans l'est des Bétiques (Sierra Nevada) et n'a pas d'équivalent dans la chaîne du Rif. Il constitue les unités les plus profondes de l'arc de Gibraltar (**Figure III-1**), et est classiquement subdivisé en trois unités tectoniques, qui sont de bas en haut : l'unité de Ragua, l'unité de Calar-Alto et l'unité de Bedar-Macael (e.g. [Martínez-Martínez et al., 2002](#)). Les deux dernières unités forment le complexe de Mulhacen. Ces unités sont séparées entre elles par des zones de cisaillement ductile, des failles normales ou des détachements extensifs (**Figure III-1 et Figure III-7**) (e.g. [García-Dueñas et al., 1988](#); [Martínez-Martínez et al., 2002](#)). Les Nevado-Filabrides sont séparées des Alpujarrides par un détachement fragile majeur qui s'est formé le long de zones de cisaillement ductile précurseurs (**Figure III-1 et Figure III-7**) ([Platt and Behrmann, 1986](#); [Jabaloy et al., 1993](#); [Behr and Platt, 2012](#)).

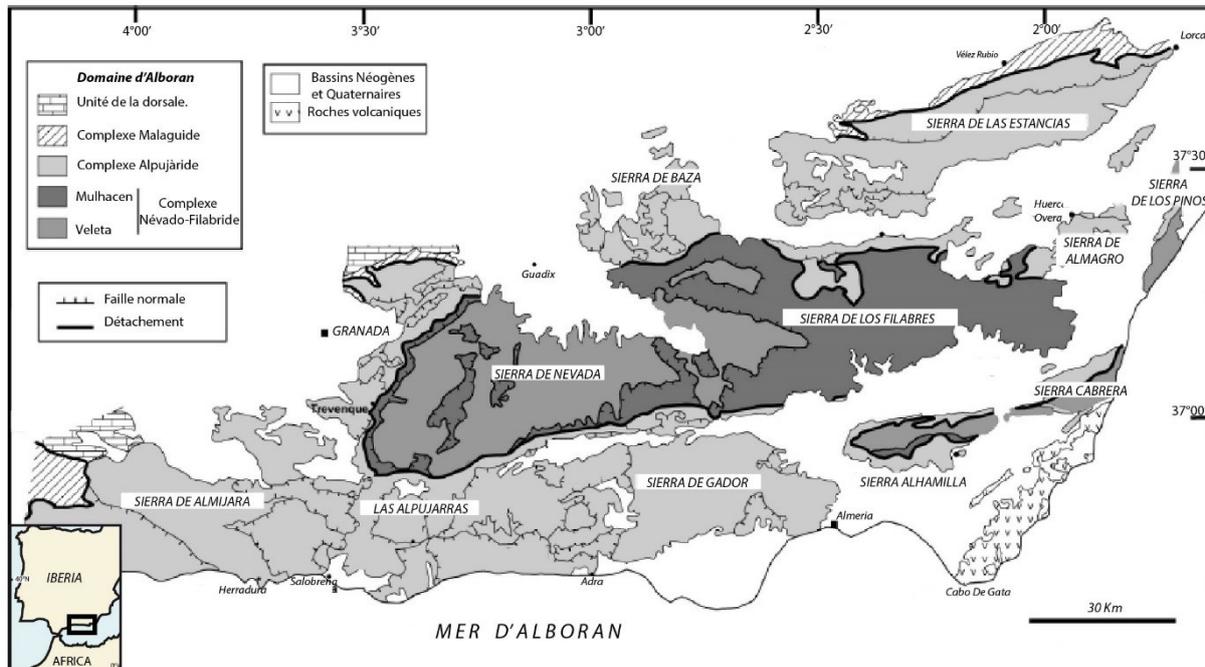


Figure III-7 : Carte structurale des Bétiques centrales et orientales, montrant la localisation du complexe des Nevado-Filabrides (modifiée d'après [Azañón, 1994](#) et [Negro, 2005](#)).

II.1.4.3.1. *Stratigraphie*

Les trois unités du complexe Nevado-Filabride présentent la même séquence lithostratigraphique qui est composée par : (i) une série de schistes sombres graphiteux et de quartzite attribuée au Paléozoïque ([Lafuste and Pavillon, 1976](#)), (ii) une série de schistes clairs et de méta-psammites considérée d'âge Permo-Trias, (iii) une formation de roches carbonatées constituée de marbres et de dolomies traditionnellement considérée comme triasique ([de Jong and Bakker, 1991](#)) mais qui contient localement des microfossiles mal préservés probablement d'âge Crétacé ([Tendero et al., 1993](#)).

Dans les roches paléozoïques de l'unité Bedar-Macael des intrusions de granite permienes (Priem et al., 1966; de Jong, 1991, 2003; Monié et al., 1991) et des filons de dolérites jurassiques (146 Ma, Hebeda et al., 1980) y sont trouvés. Ces roches basiques sont interprétées comme provenant: (i) de la croûte de transition entre un domaine continental et océanique pendant un épisode de rifting continental (Gómez-Pugnaire and Munoz, 1991; Gómez-Pugnaire et al., 2000) ou (2) de la croûte océanique (Bodinier et al., 1987; Puga et al., 1999).

II.1.4.3.2. Evolution métamorphique

Le complexe Nevado-Filabride montre un métamorphisme Alpin polyphasé. Les trois unités tectono-métamorphiques qui composent ce complexe sont caractérisées par un métamorphisme de HP-BT, avec des paragenèses à omphacite et grenat dans le faciès des éclogites, et à glaucophane dans le faciès des schistes bleus (Gómez-Pugnaire and Fernandez-Soler, 1987; Bakker et al., 1989; Puga et al., 2000; Sánchez-Vizcaíno et al., 2001). Les pics de métamorphisme sont estimés de 320-450°C et 1.2-1.6 GPa à 650-700°C et 2-2.2 GPa (e.g. Puga et al., 2000; Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; Augier et al., 2005). Cet événement est suivi d'une décompression isotherme et d'une rétro-morphose dans les faciès des amphibolites et des schistes verts supérieurs jusqu'à 500-600°C et 0.3-0.4 GPa (Gómez-Pugnaire and Fernandez-Soler, 1987; Bakker et al., 1989; Jabaloy et al., 1993; Soto and Azañón, 1994).

II.1.4.3.3. Données géochronologiques

L'âge pour l'évènement de HP-BT reste encore mal contraint. Des datations ^{40}Ar - ^{39}Ar sur amphiboles et micas suggèrent que cet épisode métamorphique s'étend du Crétacé (ca. 86 Ma) au Miocène (ca. 10 Ma) (Monié et al., 1991; Puga et al., 2002; de Jong, 2003; Augier et al., 2005; Platt et al., 2006). Cette dispersion des âges est interprétée comme le résultat de cristallisations successives durant la subduction et l'exhumation qui a suivi (Augier et al., 2005) ou comme le résultat d'excès d'argon ou d'argon hérité dans les minéraux (de Jong, 2003). Cependant, d'autres datations suggèrent un âge Miocène pour le pic métamorphique de HP, avec des âges Lu-Hf de 18-16 Ma sur des grenats progrades dans les éclogites (Platt et al., 2006) et des âges U-Pb de 17-15 Ma sur zircon (Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; Gómez-Pugnaire et al., 2012). Une étude récente sur micas par datation Ar-Ar, démontre que l'âge du métamorphisme de HP-BT est d'environ 38 Ma tandis que les âges plus récents (autour de 20 Ma) correspondent à l'âge de l'exhumation de ces unités (Bessiere, 2019).

Pour l'évènement de rétro-morphose dans le faciès des amphibolites, des datations ^{40}Ar - ^{39}Ar sur amphiboles et phengites donnent des âges entre 22 et 18 Ma (Augier et al., 2005; Monié et al., 1991). Le pic de métamorphisme de HP est donc nécessairement antérieur à 22 Ma. Les paragenèses les plus tardives dans les conditions de faciès des schistes verts ont eu lieu pendant le Miocène moyen (Burdigalien-Langhien) (de Jong et al., 1992; de Jong, 2003; Augier et al., 2005; Platt et al., 2006). Les données traces de fission et (U-Th)/He sur apatites suggèrent que

les derniers stades d'exhumation aient eu lieu entre 12 et 6 Ma et aient été associés au jeu fragile de la faille située au contact avec les Alpujarrides (Johnson et al., 1997; Vazquez et al., 2011).

II.1.5. Le bassin d'Alboran

Le bassin d'Alboran est composé de sédiments turbiditiques néogènes pouvant aller jusqu'à 8 km d'épaisseur. Ces sédiments reposent sur un socle constitué d'une croûte continentale de 15-20 km d'épaisseur (Hatzfeld, 1976; Banda and Anson, 1980; Medialdea et al., 1986; Torné and Banda, 1992; Banda et al., 1993; Weissel and Watts, 1993; Galindo-Zaldívar et al., 1997). Ce socle est composé de roches métamorphiques comparables à celles du complexe Sebides-Alpujarrides : schistes, gneiss, gneiss migmatitiques, marbres, granites et roches calco-siliceuses (e.g. Comas et al., 1999).

Les premiers dépôts marins qui recouvrent le socle métamorphique du bassin sont d'âge Burdigalien (Comas et al., 1992, 1999; Jurado and Comas, 1992; Chalouan et al., 1997). Des études sismiques combinées à des forages dans le bassin d'Alboran ont permis d'identifier plusieurs événements de subsidence et de surrection depuis le début du Miocène jusqu'à aujourd'hui (Comas et al., 1999; Rodriguez-Fernandez et al., 1999). Ces événements ont été responsables de dépôts syn-rift tardifs Aquitanien à Tortonien et de dépôts post-rift plus récents (Chalouan et al., 1997; Comas et al., 1999). L'analyse de ces dépôts a permis d'identifier deux grandes phases de subsidence durant cette période. Une première de 15,5 à 14,5 Ma puis de 13 à 10,7 Ma et une seconde, probablement transtensive, de 2,5 Ma à l'actuel. Les phases de subsidence ont été séparées par une période de surrection entre 5 et 2,5 Ma. Certaines hypothèses tentent de relier cette période à un épisode compressif affectant l'ensemble du Rif et des Bétiques lors de la convergence Afrique-Europe à la fin du Tortonien (Comas et al., 1992, 1999; Bourgeois et al., 1992; Woodside and Maldonado, 1992; Cloetingh et al., 1992; García-Dueñas et al., 1992; Mauffret et al., 1992; Weissel and Watts, 1993; Crespo-Blanc et al., 1994; Morel and Meghraoui, 1996; Chalouan et al., 1997; Martínez-Martínez and Azañón, 1997). Le rifting miocène a été accommodé par des failles normales crustales ductiles à faible pendage (Comas et al., 1999).

Une grande zone de détachement sénestre NNE/SSW nommé Trans-Alboran Shear Zone (TASZ) divise en deux le bassin d'Alboran (**Figure II-1**; Hernandez et al., 1987; Stich et al., 2006). Elle s'étendrait de la faille de Carboneras, au SE des Bétiques, jusqu'aux accidents N70 et N50 de Jebha et Nekor, dans le Rif, en passant par la Ride d'Alboran (Platt et al., 2003c; Martínez-García et al., 2011). La TASZ a concentré la majeure partie du volcanisme de l'arc de Gibraltar du Miocène moyen à l'actuel (Hernandez et al., 1987; Duggen et al., 2004). Elle accommoderait une partie la convergence Afrique-Europe (e.g. Nocquet, 2012). En raison de son positionnement par rapport aux chaînes Bétique-Rif, l'ensemble du bassin d'Alboran est généralement considéré comme s'étant formé en arrière-arc depuis l'Oligocène pendant la migration de l'arc vers l'ouest (Platt and Vissers, 1989; Comas et al., 1992, 1999; Maldonado and Comas, 1992; García-Dueñas et al., 1992; Weissel and Watts, 1993; Martínez-García et al., 2011).

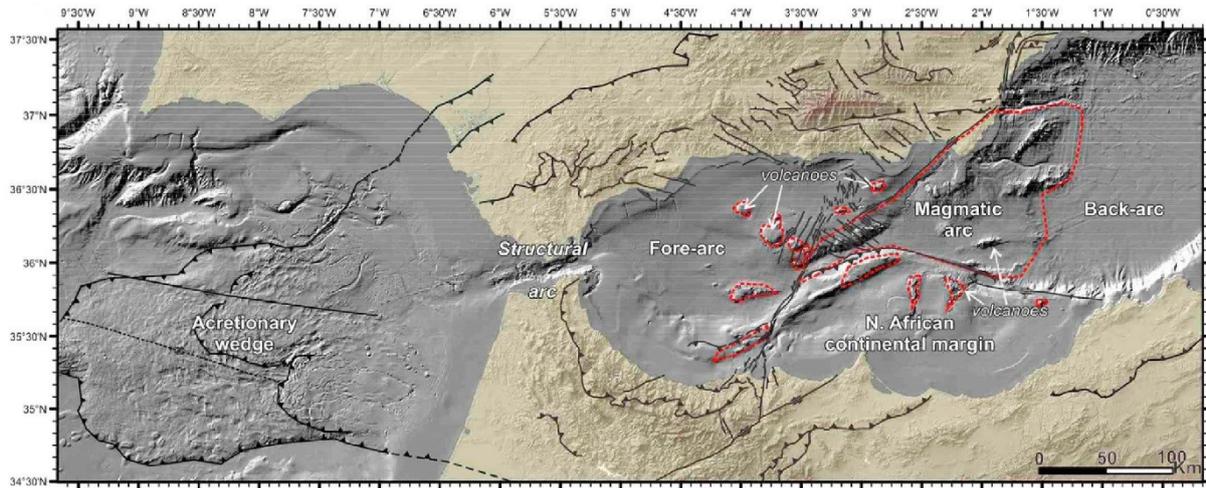


Figure III-8 : Interprétation du positionnement du bassin d'Alboran par rapport à l'arc magmatique supposé selon Gomez de la Peña et al. (2018).

Cependant, il a été aussi proposé qu'une partie du bassin d'Alboran (la partie Ouest (WAB)) se soit formée en avant-arc (e.g. Mauffret et al., 2007; Gómez de la Peña et al., 2018). Dans ce cas l'arc magmatique se trouverait au niveau du bassin d'Alboran Est (EAB) et au niveau de la marge Mazzarron, et le bassin arrière-arc se trouverait au niveau du bassin algéro-baléarique (Figure II-8 ; Gómez de la Peña et al., 2018).

II.1.6. Le magmatisme

Les roches magmatiques résultant de l'orogénèse de la chaîne Betico-Rifaine sont principalement localisées dans la Cordillère Bétique, à l'Est du Rif et dans le bassin d'Alboran (Figure III-9). L'évolution magmatique de l'arc de Gibraltar peut se diviser en quatre épisodes magmatiques (Figure III-10 ; eg. Duggen et al., 2004).

- 1^{er} épisode Eocène-Oligocène:

L'épisode magmatique le plus ancien est observé dans la région de Malaga au sud-ouest de la Cordelières Bétique (Figure III-9). Cet épisode est caractérisé par la mise en place de dykes andésitiques au sein des unités des Malaguides. Ces dykes ont une affinité géochimique tholéiitique à calco-alcalin (e.g. Duggen et al., 2004; Lustrino et al., 2011). Les études géochronologiques K-Ar et ⁴⁰Ar-³⁹Ar sur ces roches révèlent deux groupes d'âge (Figure III-10): (1) ca. 38-30 Ma, qui correspond à la mise en place des dykes dans un contexte d'extension pendant un processus de subduction (Turner et al., 1999; Duggen et al., 2004; Lustrino et al., 2011; Esteban et al., 2013), (2) ca. 19,8-17,4 Ma, interprété comme une remise à zéro du système K-Ar suite à un événement thermique de grande échelle (Torres-Roldan et al., 1986).

- 2^{ème} épisode Miocène inférieur:

Le premier épisode magmatique est suivi par la mise en place au Miocène inférieur (ca. 22-16,5 Ma ; **Figure III-9**) de roches plutoniques de différentes compositions avec : (i) des dacites à cordiérite affleurant à Mar Menor (sud-est de l'Espagne ; **Figure III-10**) donnant un âge $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ à ca. $18,5 \pm 1.6$ Ma ([Duggen et al., 2004](#)) ; (ii) des filons de leucogranites qui intrudent les unités profondes des Sebtides-Alpujarides et en particuliers les massifs de péridotites de Ronda et Beni Bousera, pendant l'Aquitaniens-Burdigalien inférieur ([Zeck et al., 1989](#); [Platt et al., 2003b](#); [Rossetti et al., 2010](#)). Ces leucogranites, refroidis à de faibles profondeurs (< 4 kbar), seraient issus de la fusion partielle d'unités crustales (possiblement les unités des Sebtides-Alpujarides) (e.g. [Duggen et al., 2004](#); [Rossetti et al., 2013b](#)). Cet épisode d'anatexis serait lié à un événement thermique pendant le retrait de la plaque plongeante du système de subduction ([Rossetti et al., 2013](#)).

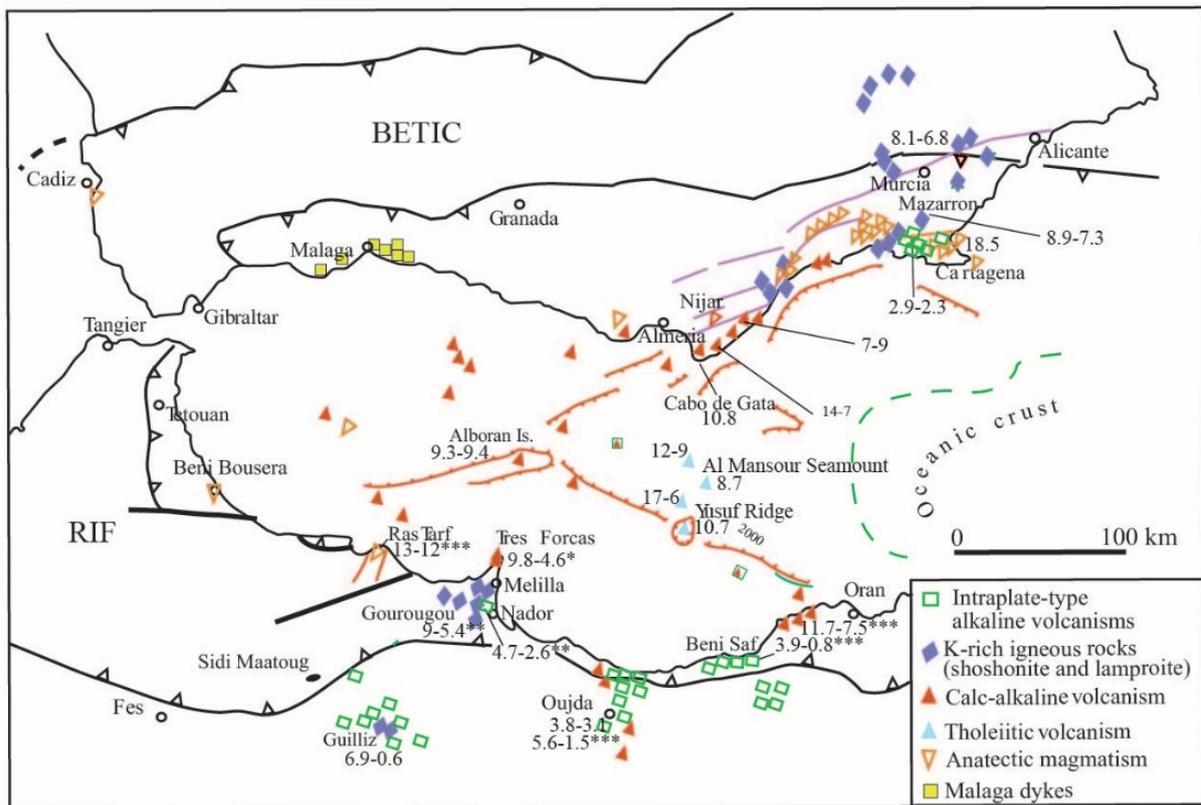


Figure III-9 : Répartition du magmatisme dans l'arc de Gibraltar (modifié d'après [Chalouan et al., 2008](#)). Les âges sont principalement d'après [Duggen et al. \(2004, et références incluses\)](#), sauf () d'après [Hernandez et al. \(1987\)](#), (**) d'après [Münch et al. \(2001\)](#), et (***) d'après [Maury et al. \(2000\)](#).*

- 3^{ème} épisode Miocène moyen à supérieur:

Du Miocène inférieur à supérieur (entre 16,5 et 5 Ma), une intense activité volcanique a ensuite affecté le bassin d'Alboran ([El Bakkali et al., 1998](#); [Duggen et al., 2004, 2005, 2008](#); [Gill et al., 2004](#); [Lustrino et al., 2011](#)). Ce volcanisme se traduit par deux types de laves andésitiques à rhyolitiques de nature géochimique différentes (**Figure III-9** et **Figure**

III-10) : (i) des laves tholéitiques, mises en place entre ~12,7 et 8,7 Ma et localisées au centre du bassin d'Alboran (**Figure III-9**), qui sont typiques des fronts d'arc ; (ii) des laves calco-alcalines, entourant les laves tholéitiques (**Figure III-9**), datées entre ~15 et 6 Ma (e.g. [Duggen et al., 2008](#)). Cette distribution a été interprétée comme le résultat d'une subduction océanique pentée vers l'Est ([Duggen et al., 2008](#)).

- 4^{ème} épisode Miocène supérieur à Pléistocène :

Du Miocène supérieur jusqu'à des périodes récentes (8.1-0.8 Ma), le magmatisme est concentré le long de la Trans-Alboran Shear Zone dans le bassin d'Alboran, ainsi qu'à l'Est des marges espagnole et marocaine (**Figure III-9**) ([Hernandez et al., 1987](#)). Cet épisode magmatique est caractérisé par la transition entre un magmatisme de subduction (enrichi en Si et K) et un magmatisme intraplaque (appauvri en Si et enrichi en Na) entre 6,3 Ma (1^{er} basaltes alcalins) et 4,8 Ma (dernières shoshonites) (**Figure III-10** ; e.g. [Duggen et al., 2005](#); [Lustrino et al., 2011](#)).

- Le magmatisme de subduction, se trouve dans le bassin d'Alboran et sur les marges continentales. L'activité magmatique est représentée par des laves d'affinité calco-alcaline enrichies en K ou ultra potassiques (shoshonites et lamproïtes). En Espagne on trouve ce type de magmatisme à Murcia, Cartagena, Vera et Cerro Hoyazo (ca 8.1-6.3 Ma), et au Maroc au niveau de la région de Gourougou (ca. 7.58-3.73) (**Figure III-9 et Figure III-10**). L'origine de ces magmas est reliée à la fusion partielle du manteau lithosphérique sous-continentale, métasomatisé lors d'une subduction Miocène ou antérieure ([Louni-Hacini et al., 1995](#); [El Bakkali et al., 1998](#); [Turner et al., 1999](#); [Coulon et al., 2002](#); [Duggen et al., 2004, 2005](#); [Gill et al., 2004](#); [Beccaluva et al., 2011](#)).
- Le magmatisme intraplaque (0.8-6 Ma), est localisé dans le bassin d'Alboran. La signature géochimique de ce volcanisme est alcaline, typique des basaltes intra-océaniques (OIB) reflétant une contribution asthénosphérique importante (e.g. [Duggen et al., 2004, 2005](#); [Beccaluva et al., 2011](#)).

L'origine de ces deux types de magmatisme serait reliée au détachement ou délamination de la lithosphère subcontinentale, associé à la remontée de l'asthénosphère sous la partie sud de l'Ibérie et nord-ouest de l'Afrique (e.g. [Duggen et al., 2004, 2005](#)).

Ce volcanisme se prolonge possiblement en NE-SW depuis le Moyen Atlas jusqu'aux îles Canaries (e.g. [Chalouan et al., 2008](#)).

II.2. STRUCTURES PROFONDES

Les modèles gravimétriques suggèrent que depuis l'avant-pays du Rif (Meseta) jusqu'aux zones internes, la profondeur du Moho diminue faiblement d'environ 30 km à environ 27 km, puis augmente vers le nord jusqu'à environ 35 km (**Figure III-2** ; [Favre, 1995](#)). Les données de sismique réfraction ainsi que les modèles gravimétriques montrent que sous la mer d'Alboran la croûte continentale est amincie jusqu'à environ 15 à 20 km d'épaisseur au centre du bassin ([Hatzfeld, 1978](#); [Banda et al., 1993](#); [Watts et al., 1993](#); [Galindo-Zaldívar et al., 1998](#)). La croûte s'épaissit à nouveau vers le nord, sous la cordillère des Bétiques, jusqu'à environ 38 km de profondeur sous la Sierra Nevada, avant de se stabiliser autour de 35 km de profondeur

sous l'avant-pays des Bétiques (Banda et al., 1993; Galindo-Zaldívar et al., 1997; Mancilla et al., 2015). Toutefois, une augmentation de la profondeur du Moho pouvant aller jusqu'à 45 km est observée localement au nord de cette chaîne (Mancilla et al., 2015).

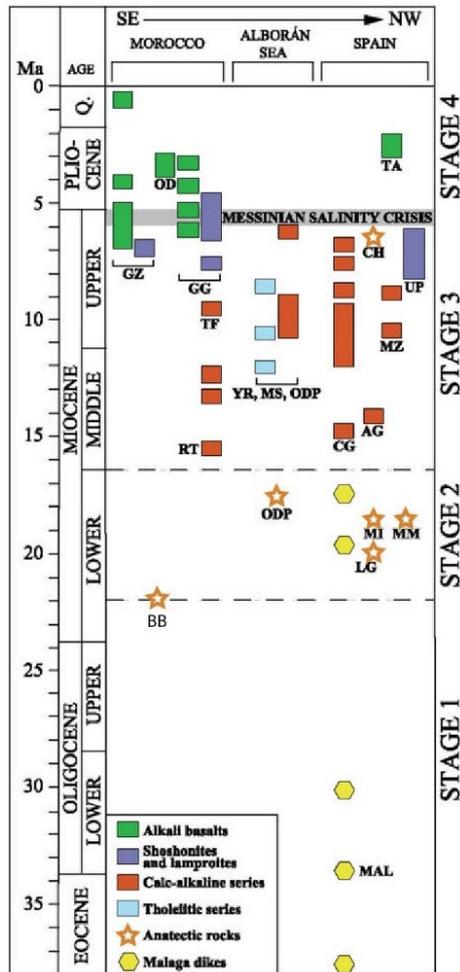


Figure III-10 : Tableau chronologique du magmatisme de l'arc de Gibraltar résumant les données ^{40}Ar - ^{39}Ar (modifié d'après Duggen et al., 2004 et références incluses). Abréviations: GZ, Guilliz; OD, Oujda; GG, Gourougou; TF, Trois Furches; RT, Ras Tarf; BB, Beni Bousera; ODP, Ocean Drilling Program Holes 977 and 978; YR, Yusuf Ridge; MS, Mansour Seamount; MAL, Malaga dikes; CG, Cabo de Gata; AG, Aguilas; MI, Mijas; LG, leuco-granites; MM, Mar Menor; MZ, Mazarron; CH, Cerro Hoyazo; UP, ultrapotassic rocks (lamproïtes); TA, Tallante. Q, Quaternaire.

La variation de l'épaisseur crustale est corrélée avec la variation de la profondeur de la base de la lithosphère, cette limite varie d'environ 120 à 140 km de profondeur sous le Rif et les Bétiques jusqu'à 50 km d'épaisseur au centre de la mer d'Alboran (Torre et al., 2000).

Les études tomographiques dans la région ouest et centrale du bassin d'Alboran et dans la cordillère des Bétiques révèlent l'existence d'une anomalie positive des ondes P sous l'arc de Gibraltar et la mer d'Alboran, indiquant l'existence d'un corps dense et froid (vitesse des ondes rapide) pouvant aller jusqu'à 700 km de profondeur, qui est couché sur la transition entre le manteau supérieur et le manteau inférieur. Ce corps est observé entre 200 et 700 km de profondeur sous les Bétiques (Blanco and Spakman, 1993) et se trouve à des profondeurs plus

faibles sous le détroit de Gibraltar où il pourrait être relié à sa partie supérieure avec la lithosphère (**Figure II-11** ; [Bezada et al., 2013](#); [Chertova et al., 2014](#)).

Cette anomalie positive a été interprétée comme une partie du manteau lithosphérique qui se serait détachée ([Carminati et al., 1998](#); [Calvert et al., 2000](#)). Plus récemment [Gutscher et al. \(2002\)](#) et [Bezada et al. \(2013\)](#) ont interprété cette anomalie comme un panneau de subduction océanique.

La résolution limitée des modèles ne permet pas, à ce jour, de déterminer de manière évidente si ce corps en profondeur est un simple détachement du manteau lithosphérique sous le golf de Cadiz ou si c'est un plan de subduction de la lithosphère océanique. Cependant, les études complémentaires de [Díaz García et al. \(2010\)](#) et [Bokelmann et al. \(2011\)](#), suggèrent que les données d'anisotropie sismique des ondes SKS du flux mantélique qui se tracent autour de l'arc de Gibraltar, de même que les données de la dispersion des ondes P, prouvent l'existence d'un plan de subduction sous le bassin d'Alboran.

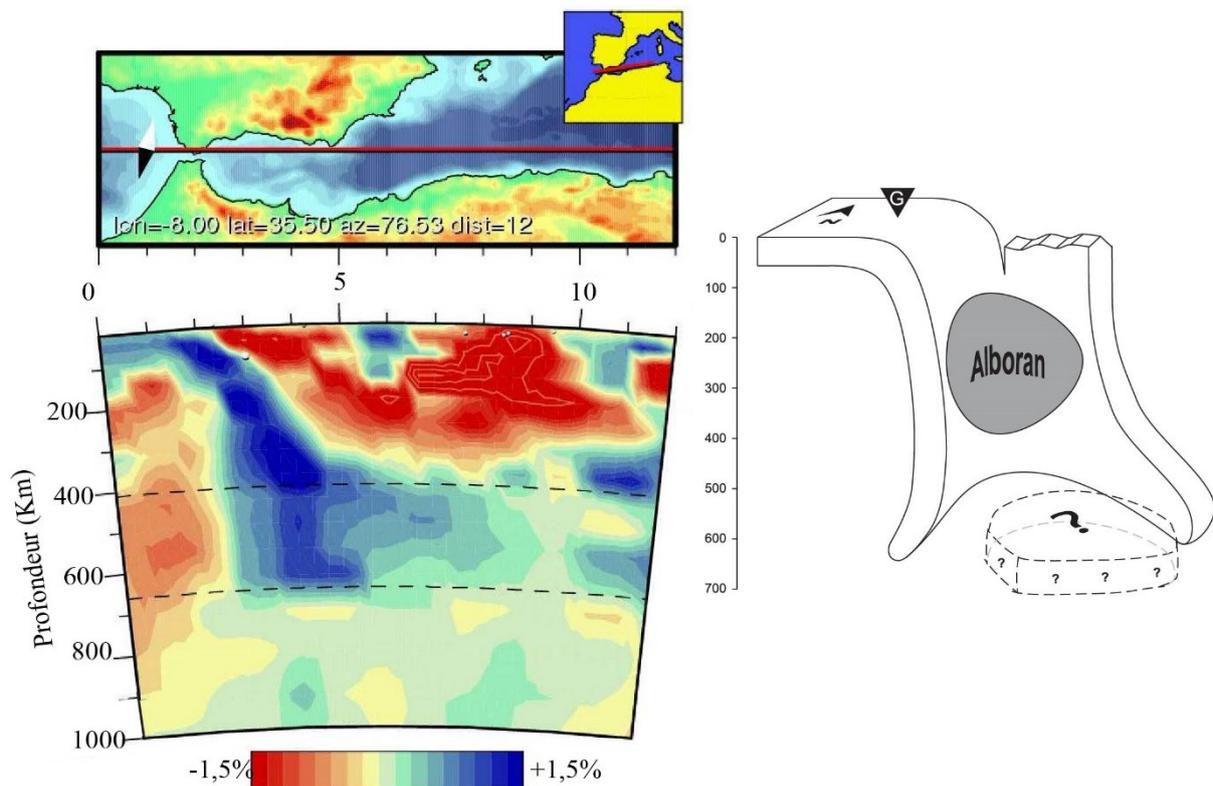


Figure III-11 : A gauche: coupe tomographique à travers les Bétiques, le domaine d'Alboran et le bassin algérien. Les points blancs représentent les séismes majeurs (magnitude >4.8) localisés dans les premiers 25 km. Les lignes pointillées représentent les discontinuités à 410 et 660 km de profondeur ([Spakman et Wortel, 2004](#)). A droite: une interprétation en 3D de la géométrie du corps imagé représentant un panneau plongeant (d'après [Bezada et al., 2013](#)). G: arc de Gibraltar. La ligne en pointillés et le point d'interrogation montrent qu'une partie du panneau est possiblement détachée dans la zone de transition manteau inférieur et supérieur.

II.3. CINÉMATIQUE DES PLAQUES ET SISMICITÉ ACTIVE

II.3.1. Données paléomagnétiques

Les diverses études paléomagnétiques qui ont été menées sur l'ensemble de la chaîne Bético-Rifaine montrent généralement une rotation horaire pour les Bétiques et une rotation anti-horaire pour le Rif.

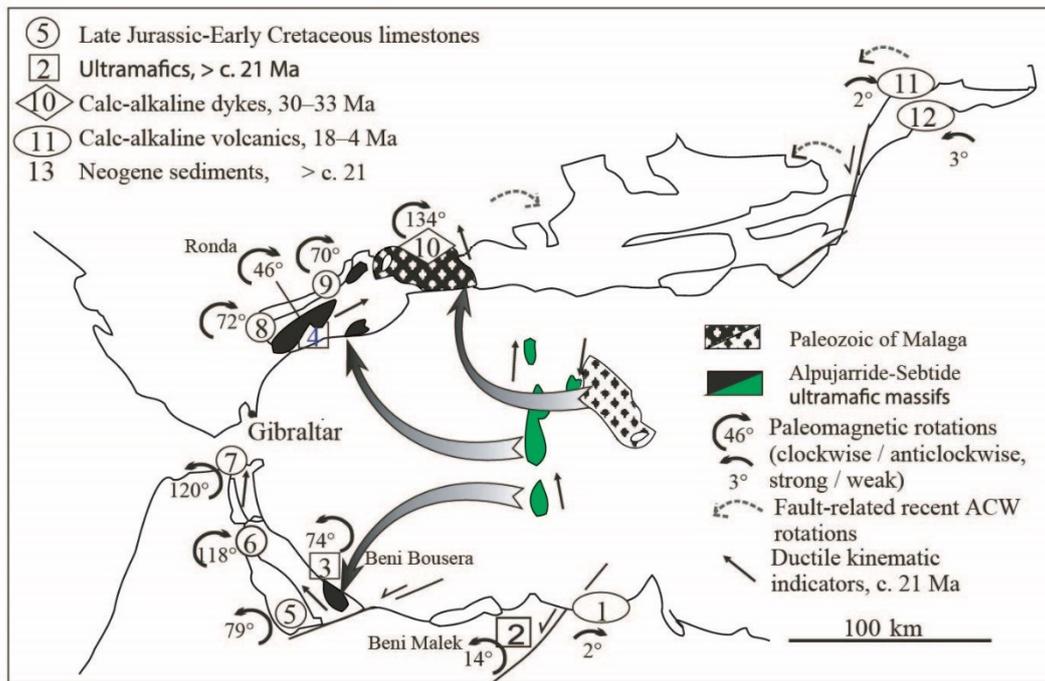


Figure III-12 : Rotations paléomagnétiques (valeurs moyennes) et sens de cisaillement enregistrés dans les zones internes des chaînes Bétiques et Rif (d'après [Feinberg et al., 1996](#) et [Chalouan et Michard, 2004](#)). (1) [Najid et al. \(1981\)](#) ; (2) [Elazzab et Feinberg \(1994\)](#) ; (3) [Saddiqi et al. \(1995\)](#); (4) [Feinberg et al. \(1996\)](#); (5-9) [Platzman \(1992\)](#), [Platzman et al. \(1993\)](#), [Allerton et al. \(1993\)](#); (10) [Platzman et al. \(2000\)](#), [Calvo et al. \(2001\)](#); (11 et 12) [Calvo et al. \(1997\)](#).

Les rotations sont essentiellement anti-horaires dans les calcaires des unités de la Dorsale (Rif interne) d'âge Jurassique-Crétacé inférieur, et horaires dans les zones de la Dorsale Bétique ([Platzman, 1992](#); [Allerton et al., 1993](#); [Platt et al., 1995](#)). Des rotations également opposées sont observées dans les péridotites de Béni Bousera (~74° dans le sens anti-horaire) et de Ronda (~46° dans le sens horaire) et dans les dykes leuco-granitiques qui les recoupent (**Figure II-12** ; [Saddiqi et al., 1995](#); [Feinberg et al., 1996](#); [Platzman et al., 2000](#); [Calvo et al., 2001](#); [Villasante-Marcos et al., 2003](#)). Cette observation démontre que les rotations ont eu lieu après le refroidissement de ces roches à ca. 20 Ma ([Feinberg et al., 1996](#)). Une étude récente sur le paléomagnétisme des massifs de péridotites situés à Ronda, Ceuta et Beni Bousera démontre que ces trois massifs étaient alignés avant 20-25 Ma, avant de subir des rotations différentes ([Berndt et al., 2015](#)).

Les zones externes du Rif ont subi une rotation d'environ 100° dans le sens anti-horaire tandis que les unités externes des Bétiques ont subi des rotations entre environ 40 et 70° dans

le sens horaire (**Figure II-12** ; Allerton et al., 1993; Platzman et al., 1993; Saddiqi et al., 1995; Feinberg et al., 1996; Mattei et al., 2006). Le timing de ces rotations a été contraint entre la limite Oligo-Miocène et la fin du Miocène (Allerton et al., 1993; Platzman et al., 1993; Saddiqi et al., 1995; Osete et al., 2004; Mattei et al., 2006; Cifelli et al., 2008) voir anté Tortonien supérieur (voir section II.3).

Les rotations mesurées dans les roches volcaniques calco-alcalines (**Figure III-12**) suggèrent que la rotation de l'arc volcanique était terminée à ca. 13-7 Ma (Calvo et al., 1997, 2001; Platzman et al., 2000; Chalouan et al., 2008).

L'ensemble de ces données démontre que la courbure de l'arc de Gibraltar s'est produite après le Miocène inférieur (Chalouan et al., 2008).

Dans le Rif externe, la rotation anti-horaire mesurée dans les roches ultra-mafiques de Beni Malek et les sédiments associés (**Figure III-12**) est reliée à la déformation sénestre le long de la zone de faille de Nekor (Elazzab and Feinberg, 1994).

Dans le Rif, les données paléomagnétiques obtenues dans la Dorsale Calcaire montrent une évolution similaire à celle des zones internes mais différente de celle des flyschs (Platzman et al., 1993; Feinberg et al., 1996).

II.3.2. Données GPS

Les données de champ de vitesse obtenues par GPS montrent que le bloc ibérique fait actuellement partie intégrante de la plaque eurasienne (Fernandes et al., 2007). Toutefois, le sud de la chaîne des Bétiques se déplace à une vitesse de ~3 mm/an vers l'ouest-sud-ouest par rapport à l'Ibérie (**Figure III-13a**; Koulali et al., 2011). La partie centrale du Rif se déplace vers le sud-sud-ouest par rapport à l'Afrique de 3,5 à 4,0 mm/an. Ce mouvement disparaît au Sud du Rif (**Figure III-13c**; Fadil et al., 2006; Vernant et al., 2010; Koulali et al., 2011). Koulali et al. (2011) suggèrent que les mouvements observés dans la chaîne des Bétiques et du Rif peuvent être expliqués par le déplacement d'un unique bloc rigide vers le sud-ouest (**Figure III-13b et d**). Les limites de ce bloc ne sont pas clairement définies en mer. Cependant, ces auteurs supposent que la limite ouest partirait de la zone de faille de Goringe Bank (GB) pour rejoindre au sud la limite entre le domaine rifain et le domaine de la Meseta qui délimiterait la limite sud du bloc. La limite nord traverserait la zone de faille d'Horseshoe (HFZ) et Goringe Bank pour rejoindre la faille transformante des Açores. La frontière est serait limitée par la Trans-Alboran Shear Zone (TASZ) (**Figure III-13b et 13d**).

II.3.3. Sismicité

La sismicité superficielle (jusqu'à 35km) s'étend sur une bande E-W depuis le nord de la faille de Crevillente jusqu'à l'Ouest de Cadiz (**Figure III-14**). Plusieurs puissants séismes se sont produits sur la zone de fracture des Açores, dont le séisme de magnitude 7,9 de 1969 sur la faille de Horseshoe (Platt et al., 2013). La sismicité définit une bande diffuse à travers les cordillères Bétiques, la chaîne du Rif et le bassin d'Alboran (**Figure II-13** ; Serpelloni et al., 2007).

La sismicité de profondeur intermédiaire (35 à 150 km) se produit dans la partie sud du Gulf de Cadiz s'étendant à l'ouest dans le bassin d'Alboran, dans le Rif et aussi sur une bande orientée N-S s'étendant depuis la ville de Malaga vers le sud (**Figure III-14**).

Aucune activité sismique n'est enregistrée entre une profondeur allant de 150 à 600 km.

La sismicité profonde (>600 km) est marquée par un petit nombre de séismes puissants qui se sont produits à des profondeurs d'environ 600 km sur des structures compressives sous la ville de Grenade (**Figure II-14** ; Gutscher et al., 2002).

Les résultats obtenus de quelques mécanismes au foyer (**Figure III-14**) indiquent que la rupture est liée à une tectonique décrochante dans la marge nord-africaine, extensive au nord du bassin d'Alboran, et compressive au niveau de la branche sud de la faille de Horseshoe.

II.4. ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR

II.4.1. Évolution pré-Alpine

Après l'orogénèse varisque, la dislocation de la Pangée depuis le Trias conduit à l'ouverture de l'océan Atlantique central et de la partie ouest de l'océan Téthys (**Figure III-15a**). Cette dynamique se traduit également par la séparation des plaques Afrique et Eurasie (e.g. Vergés and Fernández, 2012). Au Jurassique l'océan Téthys s'ouvre en transtension (e.g. Dewey et al., 1989) créant des marges continentales passives du côté africain et ibérique du bassin Tethys (**Figure III-15b**). Ce bassin était probablement formé en partie par de la croûte océanique associée à des roches mafiques et ultramafiques (e.g les ophiolites dans les zones des flyschs, péridotites des Beni Malek dans les zones externes), mais contenait une ou plusieurs plates-formes continentales partiellement submergées, aujourd'hui représentées par les divers complexes de socles paléozoïques du domaine interne des Bétiques et du Rif (e.g. Vissers, 2012).

II.4.2. Évolution Alpine

II.4.2.1. *Convergence du Crétacé à l'Eocène-Oligocène*

L'âge du début de la convergence Afrique-Europe et donc l'âge de l'initiation de la subduction de la partie ouest de la Méditerranée diffère selon les auteurs : ~120 Ma (Handy et al., 2010) ou ~83 Ma (Faccenna et al., 2001; Vissers and Meijer, 2012) ou 51 Ma (Dewey et al., 1989). L'âge du volcanisme d'arc le plus ancien du pourtour Méditerranéen (en Provence, en Sardaigne et dans le domaine d'Alboran) est de 38-32 Ma (Beccaluva et al., 2011; Lustrino et al., 2011) suggérant que la subduction était active au moins depuis l'Eocène. De plus, les données stratigraphiques (Loneragan, 1993) et les datations radiométriques sur le métamorphisme de haute pression dans les Bétiques (e.g. Monié et al., 1992; Bessiere, 2019) suggèrent que la convergence a commencé ou était déjà en cours à la fin de l'Eocène, bien que des dates antérieures aient été proposées (e.g. de Jong, 1991). L'orogénèse Bético-Rifaine résulte donc soit de la collision de la marge sud ibérique et de la marge nord-africaine, soit de

la collision d'un micro-bloc continental appelé AlKaPeCa⁴ avec l'Afrique et l'Ibérie (voir section II.4.2.2.4).

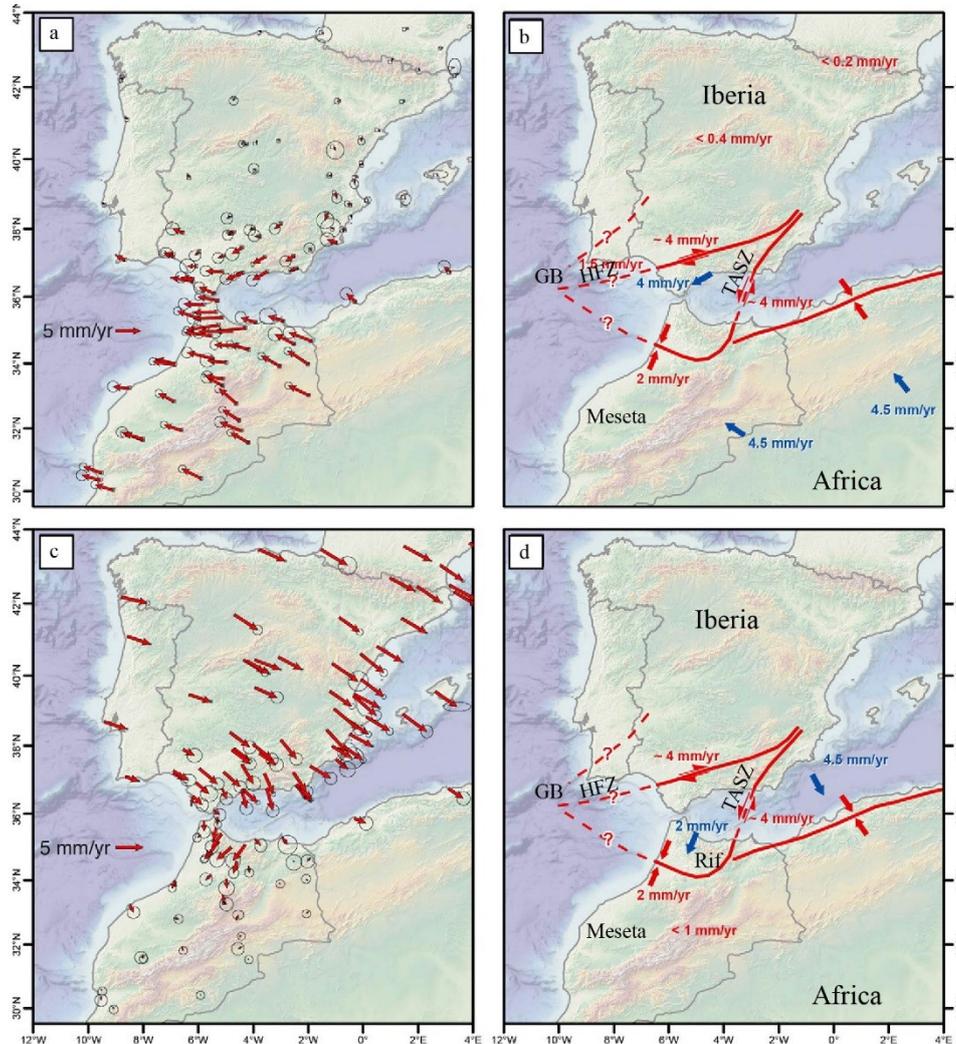


Figure III-13 : Cinématique actuelle des plaques pour la région ouest méditerranéenne (Nocquet, 2012). a. Carte des champs de vitesses avec la plaque eurasiennne considérée comme référence. b. Modèle cinématique avec la plaque eurasiennne considérée comme référence (d'après Koulali et al., 2011). Les flèches bleues indiquent les mouvements de bloc par rapport à l'Eurasie. Les doubles flèches rouges indiquent le déplacement relatif accommodé le long des limites de plaques proposées. Les points d'interrogation indiquent les limites de plaques hypothétiques. c. Carte des champs de vitesses avec la plaque africaine considérée comme référence. d. Modèle cinématique avec la plaque africaine considérée comme référence (d'après Koulali et al., 2011), les flèches bleues indiquent les mouvements de bloc par rapport à l'Afrique.

⁴ En utilisant les acronymes de : Alboran, Kabyles, Péloritani et Calabre.

II.4.2.2. *Extension de l’Eocène-Oligocène au Tortonien*

La transition Eocène-Oligocène est marquée par un changement majeur de l’évolution géodynamique de la zone méditerranéenne jusqu’alors contrôlée majoritairement par la convergence entre l’Afrique et l’Eurasie. A partir de 35-30 Ma la vitesse de convergence diminue et engendre l’initiation d’une extension généralisée au niveau des chaînes de montagnes construites pendant l’Eocène, créant tout d’abord l’ouverture du bassin Liguro-Provençal puis du bassin Valencia quelque million d’années après, puis par la suite du bassin algérien et du bassin d’Alboran (e.g. [Séranne, 1999](#); [Jolivet et al., 2008](#)).

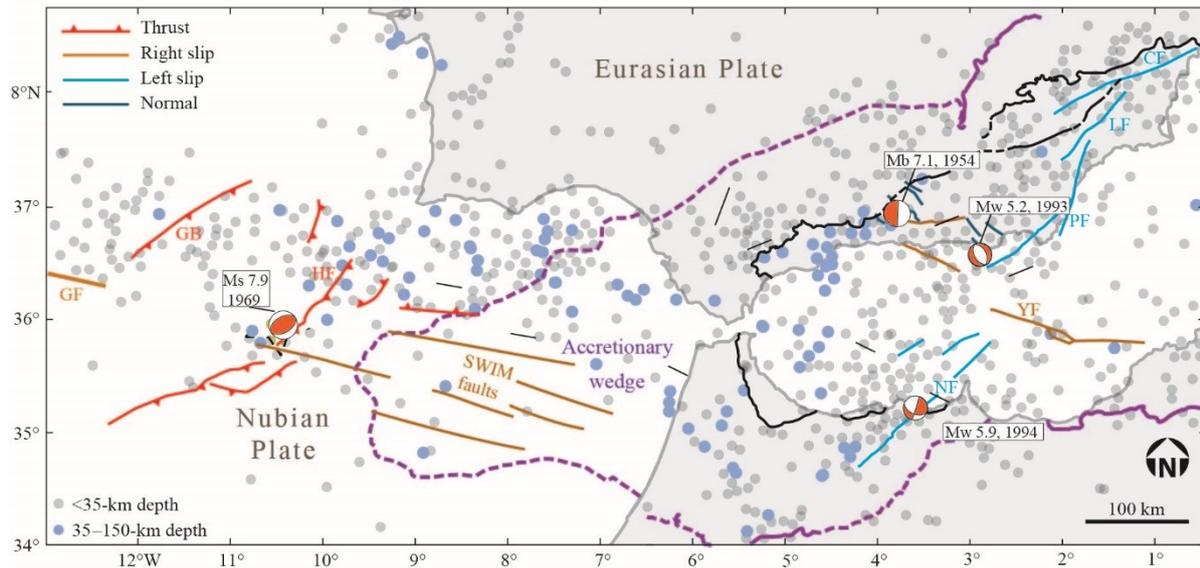


Figure III-14 : Carte montrant la localisation des épicesentres des séismes > M4 depuis 1901 à l’actuel (modifiée d’après [Platt et al., 2013](#) et [Serpelloni et al., 2007](#)), avec quelques mécanismes au foyer, d’après [Gutscher et al. \(2002\)](#). Abbreviations: CF, Crevillente fault; GB, Goringe Bank; GF, Gloria Fault; HF, Horseshoe fault; LF, Lorca fault; NF, Nekkor fault; PF, Palomares fault; YF, Yussuf fault.

Plusieurs modèles sont alors proposés pour expliquer les processus provoquant cette extension (**Figure III-16**) :

- une érosion convective de la base de la lithosphérique continentale préalablement épaissie ([Doblas and Oyarzun, 1989](#); [Platt and Vissers, 1989](#)).
- une délamination de la lithosphère mantélique ([García-Dueñas et al., 1992](#); [Seber et al., 1996](#); [Calvert et al., 2000](#)).
- une rupture d’une plaque plongeante dans un contexte de subduction (slab break-off) ([Spakman et al., 1993](#); [Blanco and Spakman, 1993](#); [Zeck, 1996](#); [Carminati et al., 1998](#)).
- un amincissement arrière-arc lié au retrait de la fosse de subduction ([Royden, 1993a](#); [Lonergan and White, 1997](#); [Michard et al., 2002](#)).

II.4.2.2.1. *Modèle d'érosion convective de la base de la lithosphère*

Ce modèle propose qu'une collision continentale ait eu lieu au Paléogène (Doblas and Oyarzun, 1989; Platt and Vissers, 1989; Vissers et al., 1995). Ce système va subir un effondrement provoquant l'ouverture du bassin d'Alboran à l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur (**Figure III-16a**). L'Afrique et l'Europe étaient en convergence à cette époque, ce qui démontre que cette extension a été accommodée par des forces internes. Par conséquent, une érosion convective de la racine lithosphérique a été proposée comme processus pour expliquer l'extension à l'échelle du bassin d'Alboran. Cette extension va provoquer en même temps des chevauchements vers les zones externes de la chaîne Bético-Rifaine dans les bordures de la zone en extension (Doblas and Oyarzun, 1989; Platt and Vissers, 1989; Platt et al., 1998, 2003a, 2003c).

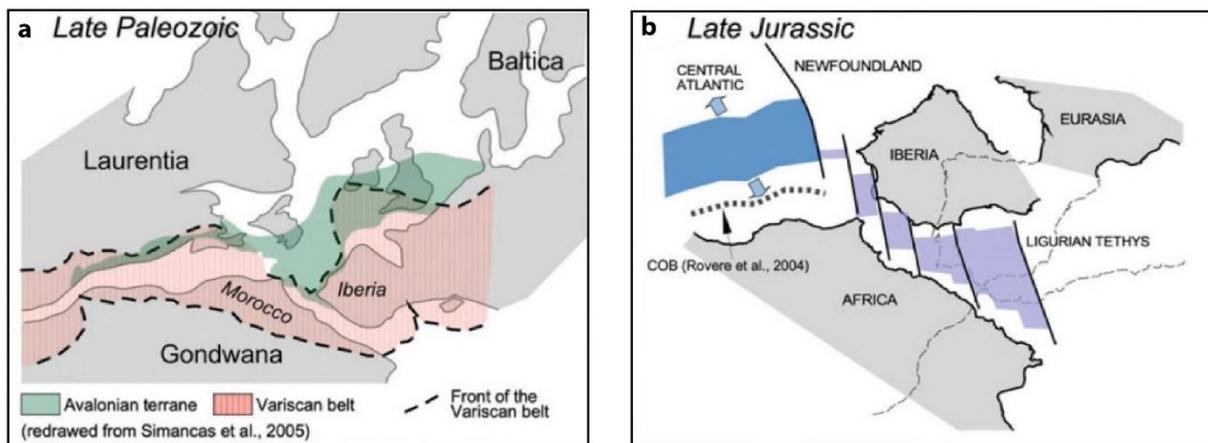


Figure III-15 : Reconstructions géodynamiques de l'océan Atlantique central et de la Méditerranée occidentale (modifié d'après Quesada et Oliveira, 2019). a : Dislocation de la Pangée à la fin du cycle orogénique varisque (fin Permien) ; b : Ouverture de l'océan Atlantique central et de l'océan Téthys au Jurassique supérieur.

II.4.2.2.2. *Modèle de délamination de la lithosphère mantellique*

Les modèles de délamination (Bird, 1979) supposent que dans une zone de collision, le manteau lithosphérique sous-continentale se comportera comme un 'slab' et se détachera partiellement le long du Moho par effondrement gravitaire. Ceci aura pour conséquence la juxtaposition du manteau asthénosphérique avec la base de la croûte qui provoquera la fusion partielle de cette dernière (**Figure III-16b**). Pour le cas de la région d'Alboran, les modèles de délamination proposent qu'après la phase d'épaississement lithosphérique pendant la convergence au Paléogène, le manteau supérieur se détache partiellement sous la croûte épaissie d'Alboran par effondrement gravitaire et recul vers le nord-ouest. Une portion de la lithosphère mantellique s'est probablement détachée complètement et s'est enfoncée dans le manteau (García-Dueñas et al., 1992; Seber et al., 1996; Calvert et al., 2000).

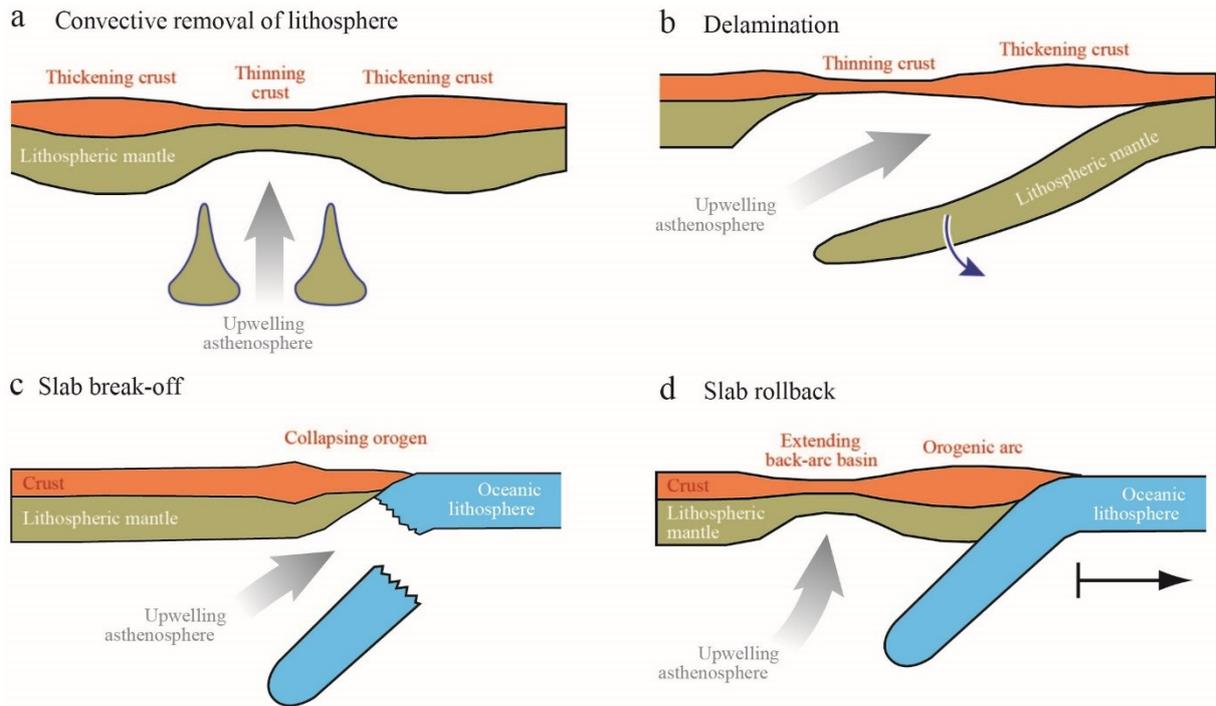


Figure III-16 : Modèles proposés pour la géodynamique de la Méditerranée occidentale (modifiée d'après Platt et al 2013).

II.4.2.2.3. Modèle de rupture de la plaque plongeante (Slab break-off)

Un détachement d'une plaque plongeante « Slab break-off » dans un contexte de subduction a été proposé par Blanco and Spakman (1993) et Spakman et al. (1993) (Figure III-16c). L'observation d'anomalies de vitesse positive des ondes P observées sous les Bétiques seulement à partir de 200 km (jusqu'à 700 km) (Blanco and Spakman, 1993), a conduit ces auteurs à suggérer un détachement total du slab lithosphérique. Par la suite, ce modèle de détachement a été adopté par certains auteurs (Zeck, 1996; Carminati et al., 1998) afin d'expliquer les événements qui se passent dans les Bétiques (exhumation des roches métamorphiques, extension Miocène). Les travaux récents intégrant plus de données et avec une meilleure résolution, démontrent que le slab est encore attaché sous le détroit de Gibraltar (Figure III-11). Aujourd'hui une déchirure de slab est plutôt privilégiée au lieu d'un détachement total (Spakman and Wortel, 2004; Spakman et al., 2018).

II.4.2.2.4. Modèle du retrait de la fosse de subduction (Slab roll-back)

Certains modèles proposent que l'extension Oligo-Miocène serait liée au retrait du plan de subduction créant une extension arrière-arc (Figure II-16d ; Royden, 1993a, 1993b; Lonergan and White, 1997; Faccenna et al., 2004; Spakman and Wortel, 2004; Handy et al., 2010). Ces modèles sont basés sur les effets induits sur la plaque supérieure par le retrait du plan de subduction (Malinverno and Ryan, 1986; Royden, 1993a, 1993b).

L'origine et la position initiale géographique des zones internes des chaînes de montagnes du pourtour Méditerranéen sont encore discutées. Les similitudes lithologiques et l'évolution tectonique de ces différents domaines ont mené au concept de la micro-plaque

AlKaPeCa (Bouillin, 1986). Elle serait située approximativement à la position actuelle des Baléares durant l'Oligocène avant d'être divisée au début du Miocène en plusieurs blocs maintenant répartis dans quatre régions : la région d'Alboran (les Bétiques en Espagne, le Rif au Maroc), la Kabylie (en Algérie), les montagnes Péloritani (en Sicile) et la Calabre (au sud-ouest de l'Italie) (Figure II-17; García-Dueñas et al., 1992b; Lonergan and White, 1997; Vergés and Fernández, 2012). Le processus de retrait de la fosse de subduction aurait donc induit la fragmentation et la dispersion de l'arc et du prisme d'accrétion, qui formaient le micro-continent AlKaPeCa avant ~35-30 Ma.

Par ailleurs, très peu de contraintes existent quant à l'évolution spatio-temporelle et à la géométrie du (ou des) plan(s) de subduction de la partie ouest de la Méditerranée. Plusieurs scénarios ont été proposés :

- Scénario 1 : le plan de subduction est restreint dans une zone proche des Baléares et pente vers le N-NW dans un premier temps, puis vers l'E lors de sa migration vers le S-SW (Figure II-18a; Gutscher et al., 2002; Rosenbaum et al., 2002; Spakman and Wortel, 2004; Van Hinsbergen et al., 2014);
- Scénario 2 : une longue zone de subduction s'étendant depuis Gibraltar jusqu'aux Baléares, pente vers le N-NW et migre vers le S (Figure II-18b; Gueguen et al., 1998; Jolivet and Faccenna, 2000; Faccenna et al., 2001, 2014; Jolivet et al., 2006, 2009);
- Scénario 3 : association de deux plans de subduction aux polarités opposées séparés par une zone transformante: avec un plan penté vers le S-SE situé au niveau des côtes Kabyles qui migre ensuite vers le N puis l'W ; et un plan penté vers le N-NW au niveau des Baléares qui migre vers le S (Figure II-18c; Vergés and Fernández, 2012);
- Scénario 4 : une double subduction, avec tout d'abord un plan à polarité S au Paléogène qui est ensuite associé à un plan à polarité NW au Néogène. L'initiation du deuxième plan de subduction est liée à la collision entre AlKaPeCa et l'Ibérie à l'Eocène-Oligocène qui déclenche une tectonique de rétrochevauchement (Figure II-18d; e.g. Michard et al., 2002).

II.4.2.2.5. Limite de ces modèles

Les trois derniers modèles s'appuient principalement sur les données géophysiques montrant l'existence d'un fragment de lithosphère à pendage est, relié à la surface au niveau du détroit de Gibraltar (Grimison and Chen, 1986; Seber et al., 1996; Calvert et al., 2000; Gutscher et al., 2002; Spakman and Wortel, 2004; Pedrera et al., 2011; Bezada et al., 2013; Chertova et al., 2014). Cette zone est aussi caractérisée par des anomalies gravimétriques négatives (Banda et al., 1980; Torne et al., 2000) et de fortes anomalies thermiques (Polyak et al., 1996; Rimi, 2001). C'est aussi à cet endroit qu'est concentrée la majeure partie du volcanisme néogène (Comas et al., 1992, 1999; Maillard and Mauffret, 1993). Par ailleurs, le modèle de l'érosion mantélique a été consensé avant la réalisation des études sismiques. Ce modèle ainsi que le modèle de détachement total du slab ne sont pas compatibles avec les données de tomographie sismique actuelles. Les modèles de délamination et de retrait de la fosse de subduction, sont les modèles les plus explicatifs de la dynamique de la méditerranée occidentale. Toutefois, le modèle de subduction suivie d'un retrait de la plaque plangeante vers l'ouest (Royden, 1993a; Lonergan and White, 1997; Spakman and Wortel, 2004) est le processus le plus accepté actuellement pour

expliquer la structure actuelle de l'arc de Gibraltar (Royden, 1993a; Lonergan and White, 1997; Gutscher et al., 2002; Spakman and Wortel, 2004; Vergés and Fernández, 2012; Bezada et al., 2013; Jolivet et al., 2013; Chertova et al., 2014; Faccenna et al., 2014; Van Hinsbergen et al., 2014; Villaseñor et al., 2015; Mancilla et al., 2015).

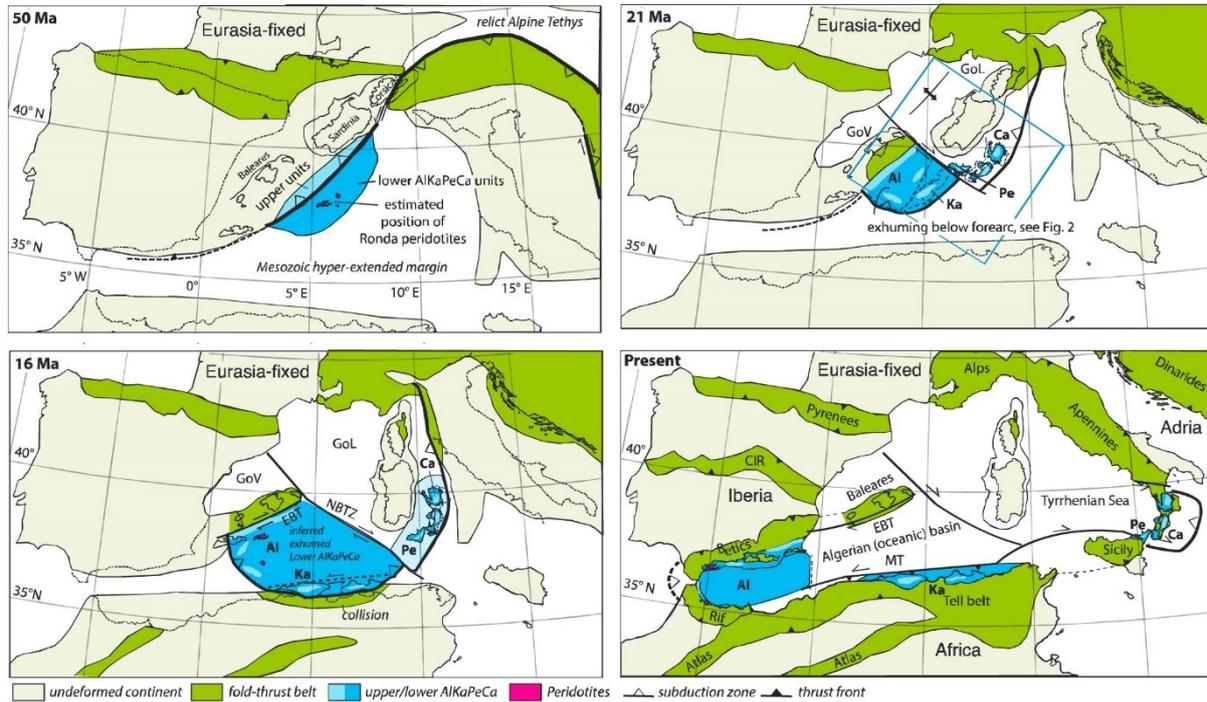


Figure III-17 : Reconstruction de la position du micro-continent AlKaPeCa depuis 50 Ma (van Hinsbergen et al., 2014). «upper AlKaPeCa» fait référence aux unités équivalentes aux Ghomarides, «lower AlKaPeCa» fait référence aux unités équivalentes aux Sebtiides.

II.4.2.3. De l'Oligocène à l'actuel

La forme arquée de l'arc de Gibraltar a été acquise entre le Miocène et le Messinien inférieur (Allerton et al., 1993; Platzman et al., 1993; Calvo et al., 1997, 2001; Osete et al., 2004; Mattei et al., 2006; Chalouan et al., 2008; Cifelli et al., 2008). Depuis la fin du Tortonien (8-9 Ma) jusqu'à aujourd'hui, l'ensemble de l'arc a été affecté par une compression N-S à NW-SE (Rodríguez-Fernandez and Martin-Penela, 1993; Crespo-Blanc, 1995; Martínez-Martínez and Azañón, 1997). Cette compression est marquée par des plis kilométriques d'axe E-W à NE-SW qui ont été principalement décrits dans les Bétiques (Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Martínez-Martínez et al., 2002). Ces plis sont également observés dans le bassin d'Alboran avec la présence de plis d'axe ENE-WSW qui sont associés à des systèmes de failles décrochantes (Comas et al., 1999). Le Messinien est marqué par la fermeture des voies de communication entre l'océan l'Atlantique et la Méditerranée menant alors à la crise de salinité messinienne. Elle consiste en l'assèchement quasi-total du bassin méditerranéen entre 5.96 et 5.33 Ma (Hsü, 1973; Ryan, 1976; Clauzon, 1996; Krijgsman et al., 1999; Do Couto et al., 2014).

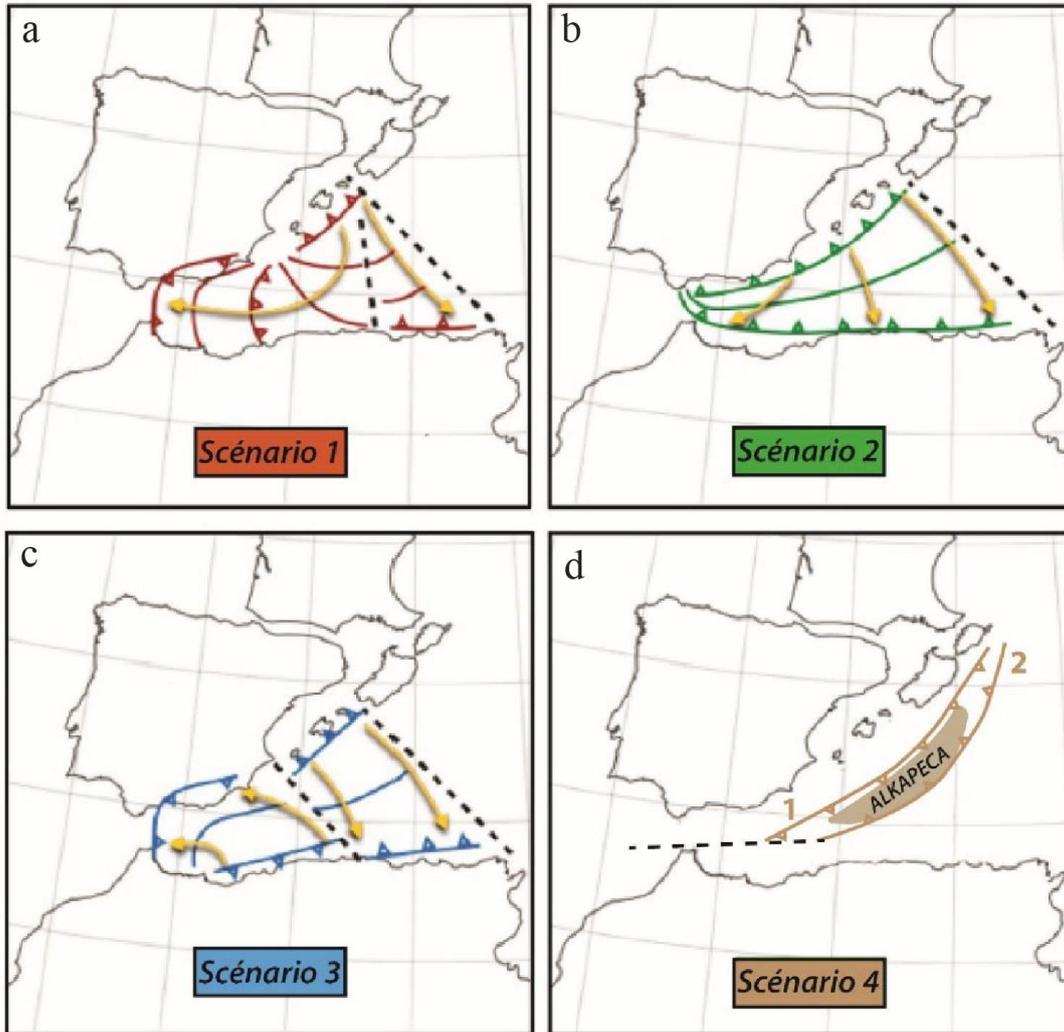


Figure III-18 : Illustration du retrait du plan de subduction selon 4 scénarios pour la région ouest de la Méditerranée pour une paléogéographie à ~35Ma d'après van Hinsbergen et al. (2014), modifiée d'après Chertova et al. (2014). a. Scénario 1 selon le modèle de Rosenbaum et al. (2002) ; Spakman and Wortel (2004) ; van Hinsbergen et al. (2014). b. Scénario 2 selon le modèle de Gueguen et al. (1998) ; Jolivet et Faccenna (2000) ; Faccenna et al. (2004, 2014) ; Jolivet et al. (2006, 2009). c. Scénario 3 selon le modèle de Vergés and Fernández (2012). d. Scénario 4 selon le modèle de Michard et al. (2002).

**CHAPITRE III – ÉVOLUTION STRUCTURALE,
MÉTAMORPHIQUE, MAGMATIQUE ET
GÉOCHRONOLOGIQUE DU DOMAINE
D'ALBORAN DANS LA RÉGION DE CEUTA**

III.1. PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE ET PRINCIPALES QUESTIONS POSÉES

La région de Ceuta (Nord du Rif interne) est caractérisée par l'empilement des unités des Sebtides et Ghomarides, qui sont séparées à l'ouest de la dorsale calcaire et/ou des flyschs par l'accident décrochant sénestre du Jehbel-Mussa ou par un contact chevauchant (**Figure III-1**).

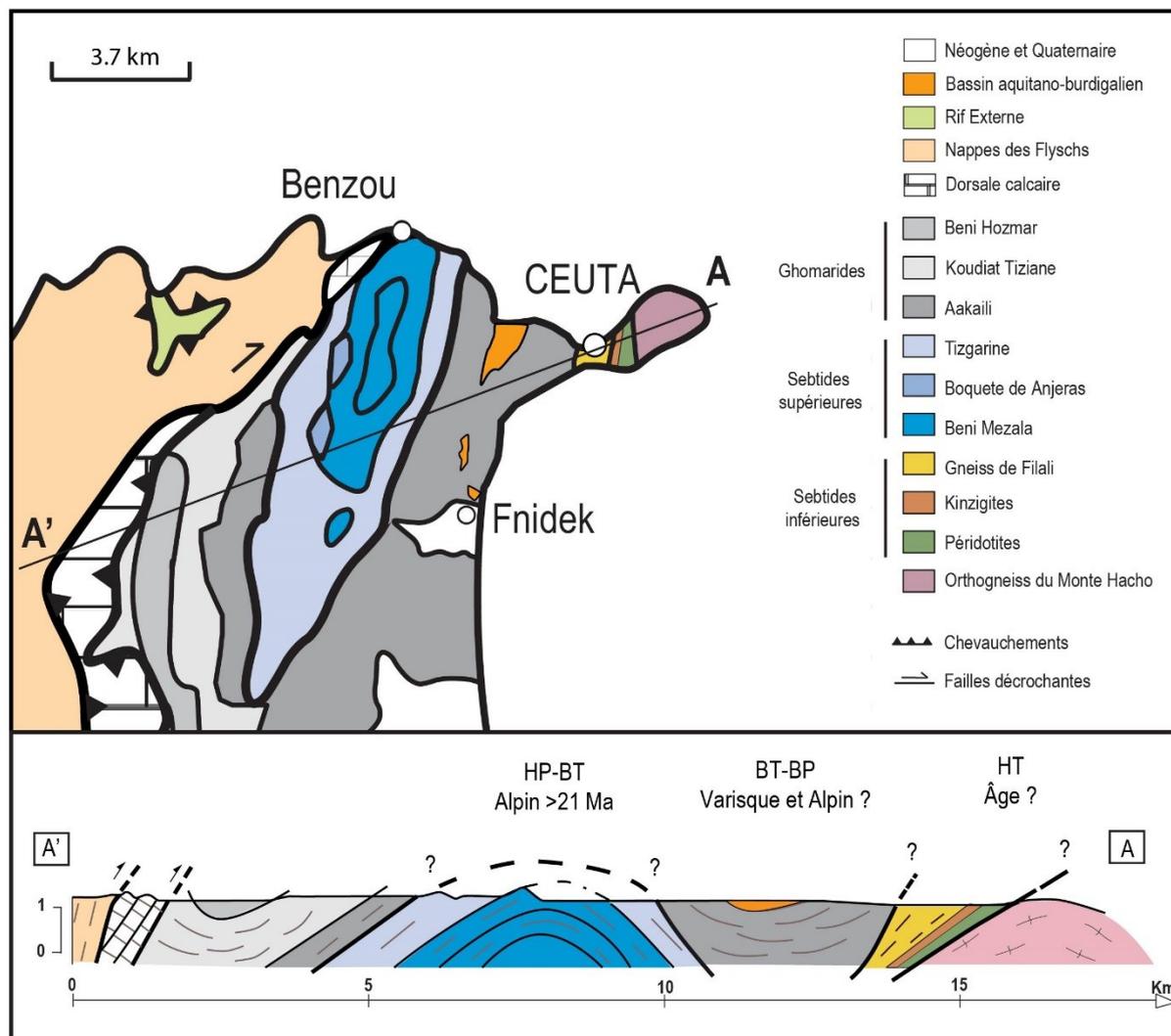


Figure III-1 : Carte géologique et coupe des zones internes entre Fnidek et Ceuta (modifiées d'après Chalouan et al., 2008).

A l'ouest, proche du village de Benzou, se trouve l'antiforme de Beni Mezala formé par l'empilement de quatre unités des Sebtides supérieures : Beni Mezala inférieure (BM1), Beni Mezala supérieure (BM2), Boquete de Anjeras et Tizgarine (**Figure III-1**). Ces unités contiennent toutes la même succession litho-stratigraphique permo-triasique. Elles sont caractérisées par l'augmentation du degré métamorphique depuis la bordure de l'antiforme vers son cœur, avec des conditions de BP-BT pour l'unité de Tizgarine jusqu'à des conditions de HP-BT (faciès schistes bleus à éclogites) pour BM1 (Bouybaouène, 1993; Bouybaouène et al., 1995 ; Michard et al., 1997 ; Bouybaouène et Goffé, 2003). La déformation ductile principale est caractérisée par des foliations orientées NNE-SSW et des linéations orientées NW-SE à

NNE-SSW. Les critères de cisaillement associés montrent un mouvement vers le N ou le NW. La foliation principale ainsi que les microstructures associées à cette déformation sont marquées par les minéraux rétro-morphiques comme la chlorite et la phengite. Ces minéraux se sont développés dans des conditions du faciès des schistes verts et ont cristallisé aux dépens des paragenèses de HP-BT (Bouybaouène, 1993 ; Negro, 2004).

Plusieurs études géochronologiques ont données des âges compris entre ~23-19 Ma pour les unités des Sebtides supérieures (Ouazzani-Touami, 1986 ; Saddiqi, 1995 ; Janots et al., 2006 ; Michard et al., 2006). Ces âges sont considérés contemporains du développement de la déformation principale correspondant à l'exhumation finale de ces unités (Janots et al., 2006 ; Michard et al., 2006).

Les unités des Sebtides supérieures sont en contact tectonique, considéré comme un chevauchement, avec l'unité d'Aakaili des Ghomarides (**Figure III-1**). Celle-ci est composée de sédiments détritiques paléozoïques à triasiques peu métamorphiques et parfois même non métamorphiques (Chalouan et al., 1990). Des sédiments d'âge Oligo-Miocène recouvrent en discordance les terrains antérieurs et sont contemporains de la mise en place de bassins sédimentaires en extension (Serrano et al., 2006 ; 2007 ; Hlila et al., 2008). Le métamorphisme dans les Ghomarides est supposé varisque à partir d'observations structurales (Chalouan et Michard, 1990), cependant des datations K-Ar ont donné des âges variant entre 259 ± 5 Ma à $25,3 \pm 0,9$ Ma depuis la partie supérieure des nappes jusqu'à leur base (Chalouan et al., 1990, Chalouan et al., 2008). Ces âges sont interprétés comme des âges varisques partiellement perturbés par l'évènement alpin (Chalouan et al., 1990, Chalouan et al., 2008).

Au niveau de la péninsule de Ceuta, à l'est sous les Ghomarides se trouvent les unités des Sebtides inférieures (**Figure III-1**). Le contact Ghomarides et Sebtides inférieures n'est pas visible car totalement masqué par la construction du fort de Ceuta et par l'urbanisation. Les Sebtides inférieures sont composées de métapélites migmatitiques contenant à leur base des boudins de granulites (kinzigites) et une écaille de péridotite, le tout chevauchant les orthogneiss du Monte Hacho (**Figure III-1**) (Kornprobst, 1974 ; Ruiz-Cruz et al., 2011). Les granulites contiennent des reliques d'UHP-UHT (coésite, micro-diamant, Ruiz Cruz et Sanz de Galdeano, 2012 ; 2013). Très peu de données géochronologiques ont été acquises sur l'ensemble de ces formations. Un âge varisque (290 ± 4 Ma) a été obtenu par méthode Rb-Sr sur roche totale pour les orthogneiss du Monte Hacho (Bernard-Griffith et al., 1977) et a été interprété comme l'âge du principal épisode métamorphique enregistré par ces unités. Cependant, un âge à 270 ± 9 Ma a été également obtenu et a été relié à l'épisode magmatique antérieur à l'épisode métamorphique (Ruiz Cruz et Bentabol, 2014). A Béni Bousera, des datations U-Pb sur monazites dans les métapélites ont donné des âges à ca. 21 Ma. Ces âges ont été attribués à l'épisode métamorphique de HT (Gueydan et al., 2015).

La synthèse bibliographique ainsi que la coupe géologique synthétique de la région de Ceuta (**Figure III-1**) permettent de mettre en évidence plusieurs points qui restent à éclaircir et qui ont motivé ce travail :

- Comment expliquer le contraste métamorphique entre les unités des Sebtides (métamorphisme de HP-BT pour les Sebtides supérieures et de HT pour les unités des Sebtides inférieures) ?
- Quelle est la nature des contacts tectoniques entre les Ghomarides et les unités des Sebtides supérieures et inférieures ?

- Y-a-t-il eu plusieurs évènements de déformations successives, et quelle est la chronologie relative de ces évènements ?
- Quelle est la relation entre la déformation observée dans la croûte et celle observée dans le manteau ?
- Y-a-t-il eu du magmatisme associé au métamorphisme de HT observé dans les Sebtides inférieures ?
- Quel est l'âge du métamorphisme observé dans les Ghomarides ?
- Comment intégrer à l'échelle régionale l'ensemble de ces données structurales, métamorphiques et géochronologiques, et quelles sont les implications pour l'évolution géodynamique de l'arc de Gibraltar ?

Le travail présenté dans cette section a pour objectif d'identifier les différentes phases de déformation présentes dans les unités des Sebtides supérieures (appelées aussi unités de Federico), dans l'unité des Ghomarides et dans les unités des Sebtides inférieures, afin de comprendre les relations structurales et métamorphiques entre ces trois unités. Les données structurales sont regroupées et présentées sur les **Figure III-2, Figure III-3, Figure III-4, Figure III-5, Figure III-6** (cartes de localisation des sites d'observation et des échantillons, cartes des foliations, cartes des linéations, carte des axes des plis, coupe générale et diagrammes stéréographiques des foliations et linéations).

L'étude pétrographique repose sur l'observation de 40 lames minces pour l'unité de Beni Mezala, de 2 lames minces pour l'unité de Boquete de Anjeras, de 16 lames minces pour l'unité de Tizgarine, de 22 lames minces pour l'unité des Ghomarides, 55 lames minces pour l'unité des métapélites des Sebtides inférieures, 9 lames minces pour les péridotites et 22 lames minces pour les orthogneiss du Monte Hacho. Pour la localisation des lames minces se référer à la **Figure III-2** (les noms des lames minces y sont reportés en rouge sur la carte).

Des datations ^{40}Ar - ^{39}Ar et U-Th-Pb ont été effectuées dans l'unité de Beni Mezala inférieure (BM1) et dans les unités des Sebtides inférieures et du Monte Hacho, afin de déterminer le calendrier des différents évènements tectono-métamorphiques identifiés.

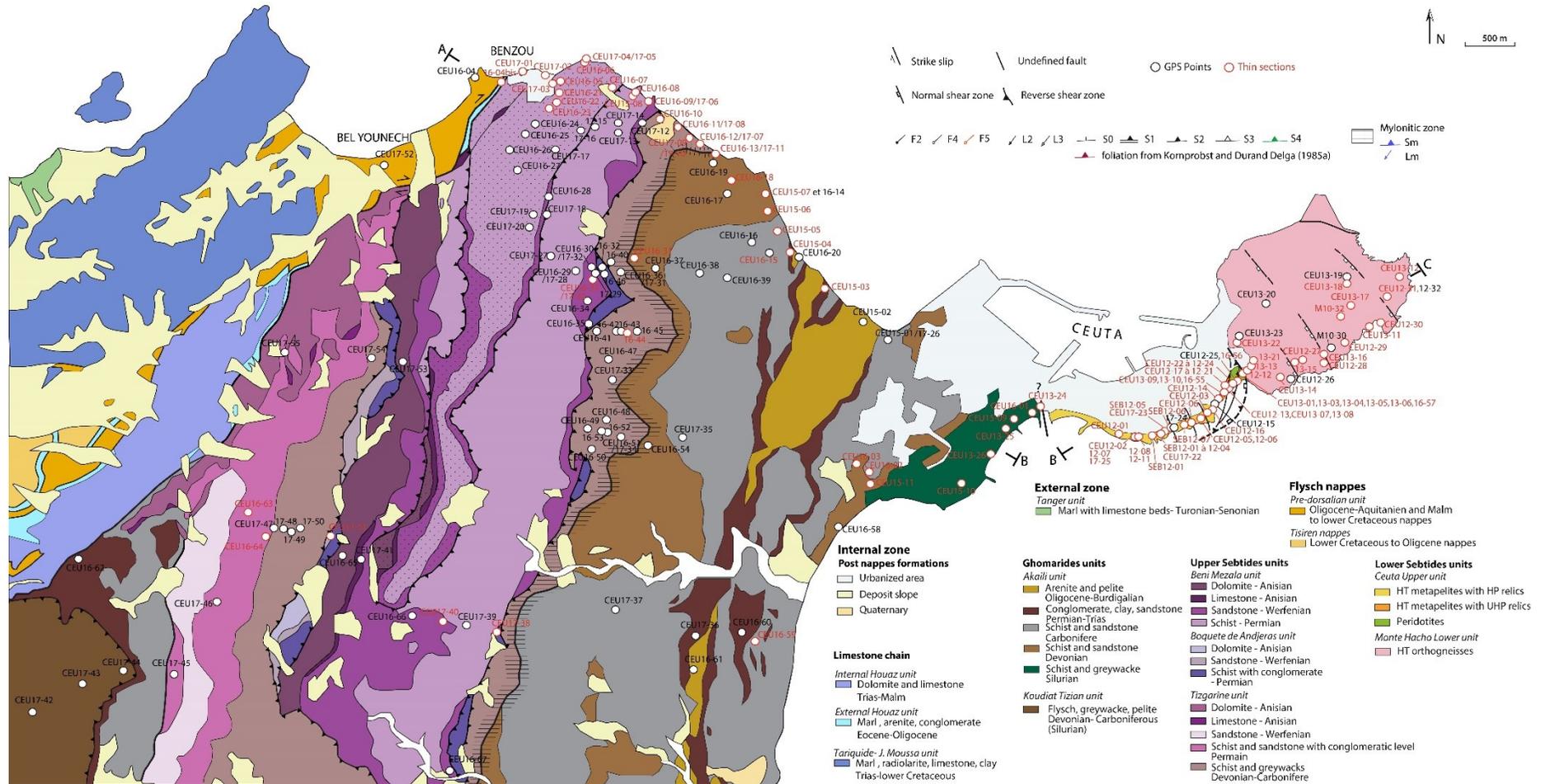


Figure III-2 : Carte géologique de la région de Ceuta (d'après Kornprobst and Durand Delga, 1985a) et localisation des points d'observation sur le terrain (GPS points) et des noms des échantillons de lame mince (thin sections, reportés en rouge).

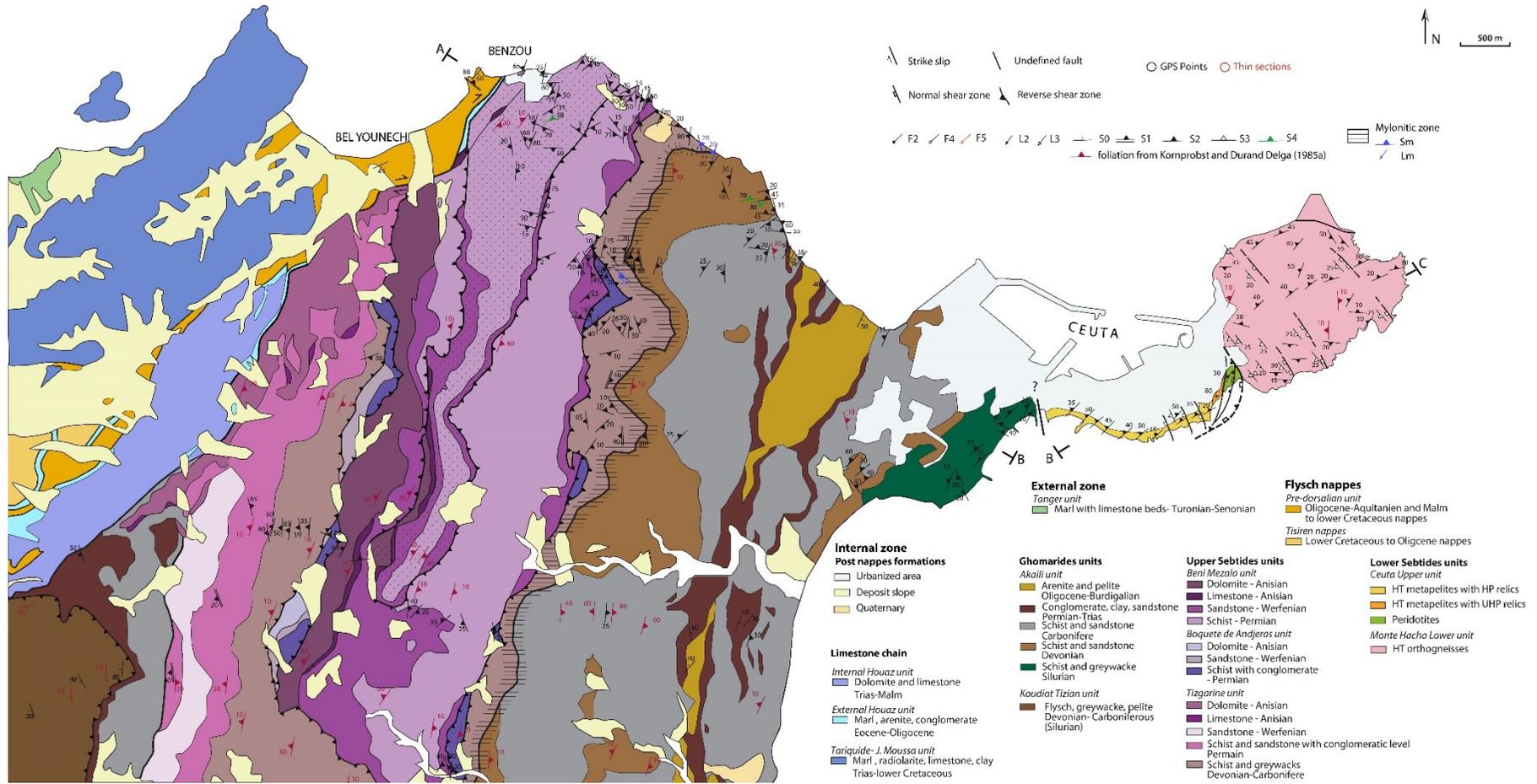


Figure III-3 : Carte géologique de la région de Ceuta (d'après Kornprobst and Durand Delga, 1985a) et plans de foliation.

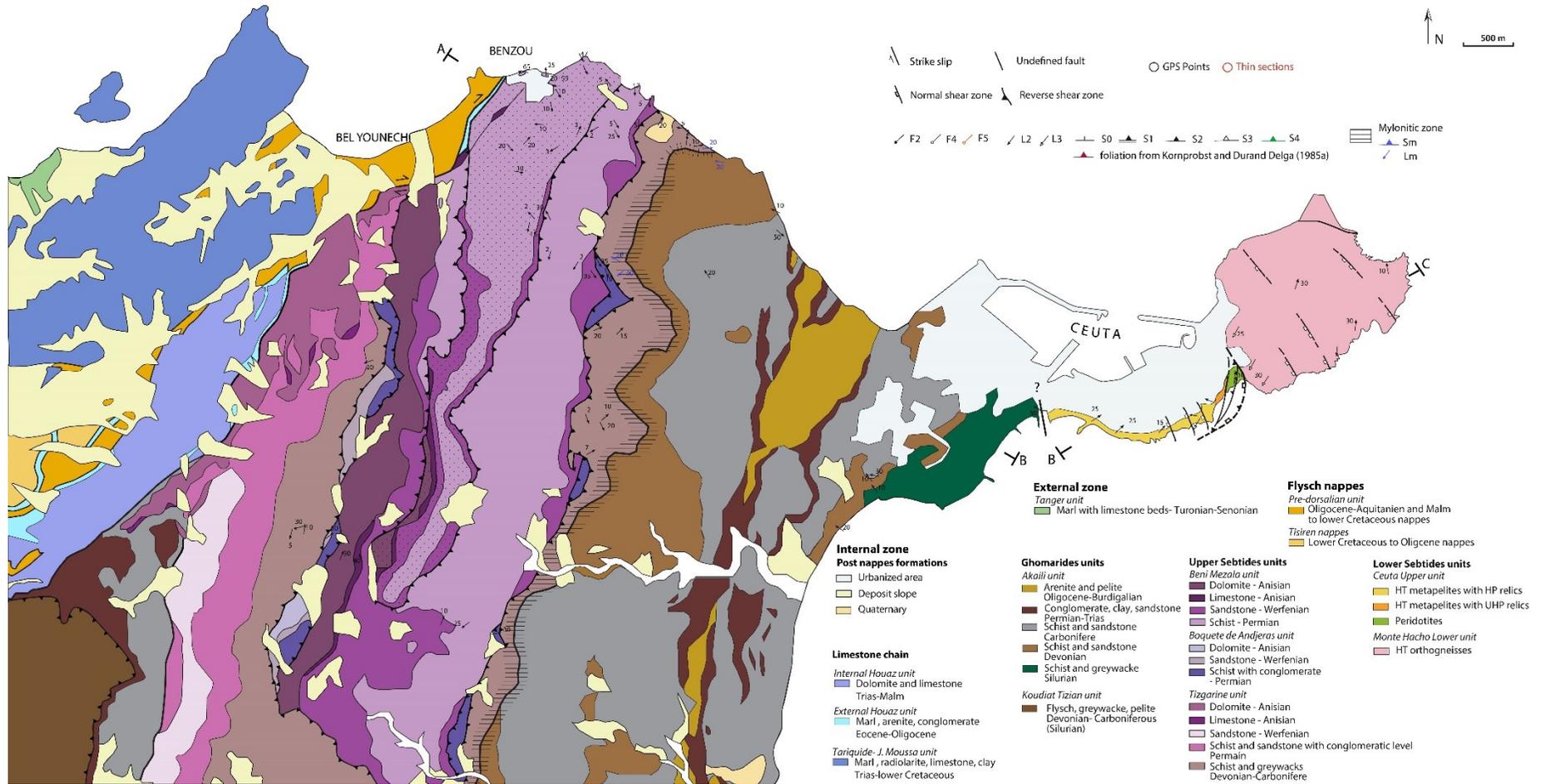


Figure III-4 : Carte géologique de la région de Ceuta (d'après Kornprobst and Durand Delga, 1985a) et linéations d'étirement.

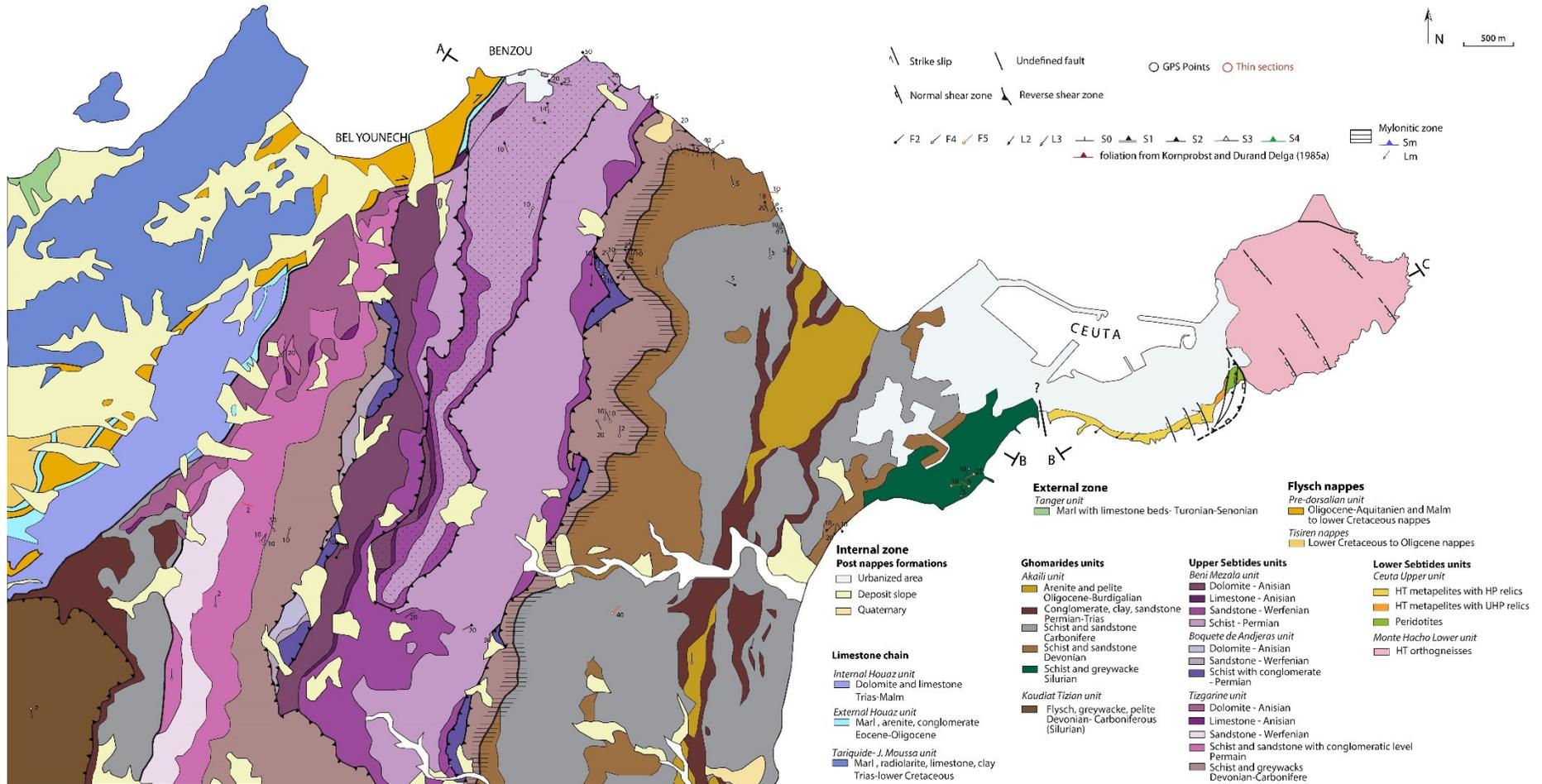


Figure III-5 : Carte géologique de la région de Ceuta (d'après Kornprobst and Durand Delga, 1985a) et axes de plis.

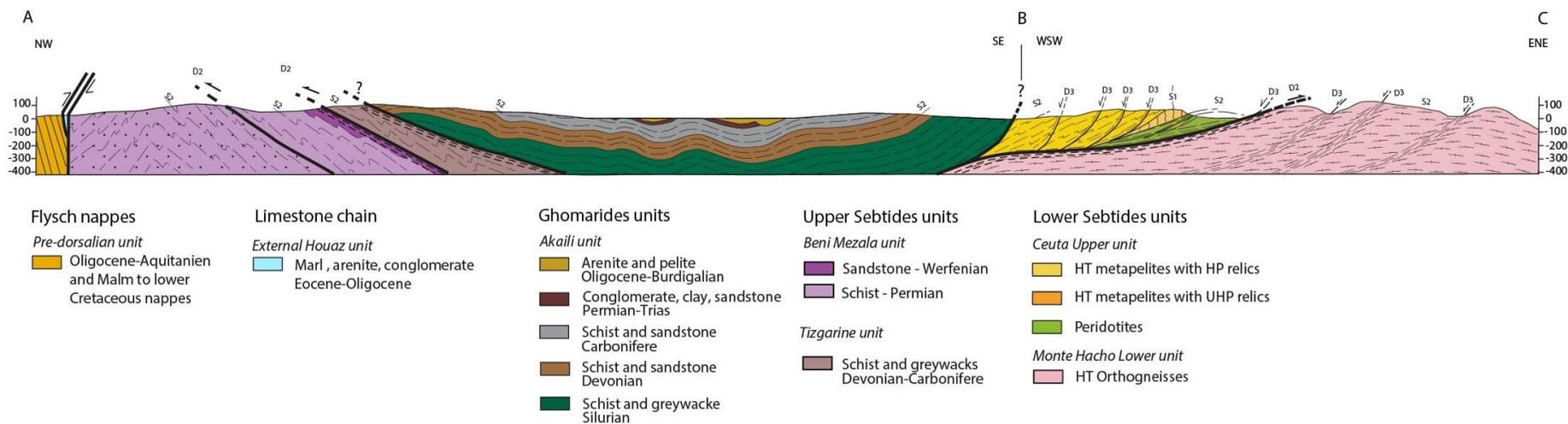


Figure III-6 : Coupe NW-SE et SW-NE des unités de la région de Ceuta (localisation sur les figures III-2, III-3, III-4, III-5)

III.2. DÉFORMATION, MÉTAMORPHISME ET GÉOCHRONOLOGIE DES UNITÉS DES SEBTIDES SUPÉRIEURES

Cette partie suit la logique de la coupe NW-SE de la région de Ceuta (**Figure III-6**) en commençant par les unités situées au NW.

III.2.1. Déformation et métamorphisme dans l'unité de Beni Mezala

Aucune différence notable n'a été constatée entre l'unité BM1 et BM2. Elles sont donc décrites ensemble.

Dans cette unité, une évolution polyphasée a été mise en évidence avec la succession de 2 phases principales de compression, observées à l'échelle de l'affleurement et/ou de la lame mince (D1, D2).

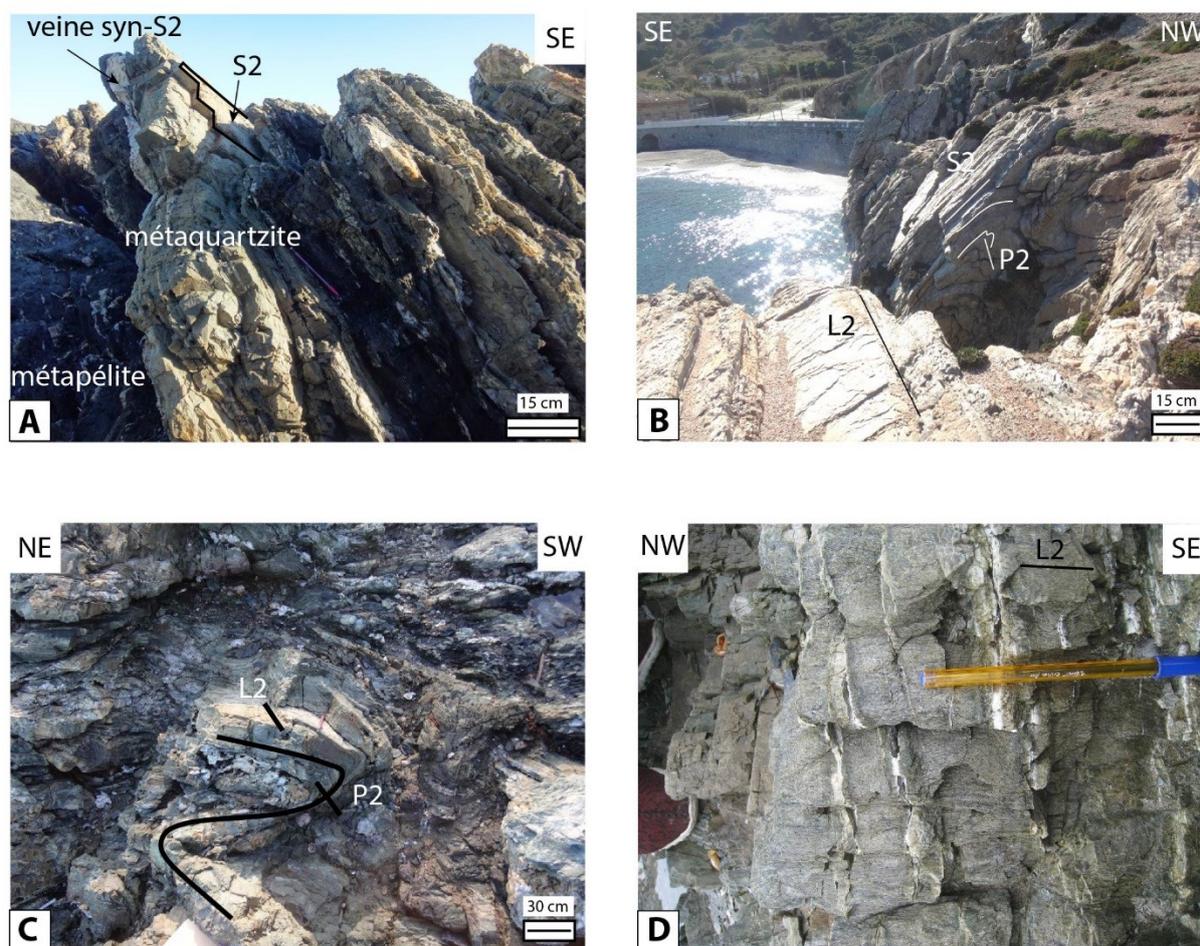


Figure III-8 : Déformation dans les unités de Beni Mezala. A. Alternance de niveaux métapélitiques et métaquartzitiques (BM1) et veines syn-foliales. B. Plis P2 syn-S2 avec un plan axial pentée de 60° vers le NW (BM1). C. Plis P2 syn-S2 avec un plan axial pentée de 10° vers le SW (BM2). D. Veines de quartz et chlorite perpendiculaires à la direction d'étriement (L2) (BM1).

III.2.1.1. Observations sur le terrain

Les unités de Beni Mezala (BM1 et BM2) présentent une foliation majeure S2, associée à des plis P2 isoclinaux qui transposent une foliation S0-1 définie par l'alternance de niveau pélitique et quartzitique (**Figure III-5 et Figure III-8A**). La foliation principale S2 est orientée N-S à NE-SW (**Figure III-3 et Figure III-7A**). Son pendage est très variable, faiblement à fortement (2° à 80°) penté vers l'E à NE ou vers l'W à SW selon le flanc est ou ouest de l'antiforme. La foliation est marquée dans les niveaux de métaquartzites par la disposition planaire du quartz, la chlorite et l'épidote et dans les niveaux métapélitiques par la chlorite et le mica blanc. Cette foliation est associée à une linéation minérale et d'étirement orientée NE-SW ou NW-SE (**Figure III-4 et Figure III-7A**), qui est marquée par l'orientation préférentielle de l'épidote, la chlorite et le quartz ou seulement par le mica blanc et le quartz. Des plis P2 syn-foliaux isoclinaux centimétriques à métriques, présentent des axes et des plans axiaux respectivement parallèles à la linéation L2 et à la foliation S2 (**Figure III-8B et Figure III-8C**). Ces plis ont des plans axiaux fortement à moyennement pentés (30-80°) vers le SE ou NW selon le flanc de l'antiforme (**Figure III-8B**). Par ailleurs, les axes de ces plis syn-schisteux peuvent aussi être faiblement à moyennement pentés (10-40°) vers le NE ou SW (**Figure III-7A et Figure III-8C**). Des fentes à quartz, chlorite et épidote se développent perpendiculairement à la linéation L2 (**Figure III-8D**). On peut également observer des veines à quartz, chlorite et épidote boudinées au sein de la foliation S2 (**Figure III-8A**) et qui contiennent parfois des amphiboles fibreuses vert foncé.

III.2.1.2. Observations en lames minces

Vingt-six échantillons proviennent de l'unité de BM1 (CEU16-05, CEU16-06A, CEU16-07A1, A2, A3, B, C, CEU16-21, CEU16-22, CEU16-23A1, A2, B, CEU17-01A, B, CEU17-02, CEU17-03A, B, CEU17-04A, B, C, D, E, F, G, CEU17-05A, B), et quatorze échantillons proviennent de l'unité de BM2 (CEU15-08 ; CEU16-08 ; CEU16-09A1, A2, B, C1, C2, D ; CEU16-33_1, 2, 3 ; CEU17-06 ; CEU17-30 ; CEU17-40). Les principaux minéraux de ces roches ont été analysés à la microsonde, les résultats sont présentés en **Annexe III-1**. Dans les échantillons de métapélites (CEU15-08, CEU16-07A1, B, C, CEU16-21, CEU16-23, CEU17-03, CEU17-04E, G, CEU17-05) et de métaquartzites (CEU16-33_1, 2, 3, CEU17-02, CEU17-04A, D, F) la foliation principale S1 est définie par l'orientation préférentielle du disthène, mica blanc, quartz, feldspaths et ilménite. Le disthène et le mica blanc se présentent en petites baguettes orientées dans la foliation. La tourmaline est toujours présente en claste. Dans certains échantillons (CEU16-07A1 ; CEU16-21) on peut observer la transposition de la foliation S1 par des microplis synfoliaux (**Figure III-9A**). Les minéraux de la foliation S1 sont pseudomorphosés par le sphène, la chlorite et quelque fois l'épidote et la calcite, qui soulignent avec les micas blancs dans certains échantillons une nouvelle foliation S2 (**Figure III-9B**) (CEU16-33_1 ; CEU17-01, CEU17-04B, C, G, CEU17-06). Ces mêmes minéraux sont aussi présents dans des veines qui recoupent perpendiculairement la foliation S1 à disthène et mica blanc (CEU16-07A1, A2, A3 ; CEU17-04B ; CEU17-06). Dans l'unité de BM1, on peut trouver dans ces veines des reliques d'amphibole (actinote ; **Annexe III-1**) pseudomorphosée par

l'épidote et la chlorite (CEU16-07A2 et CEU17-04B) (**Figure III-9C**). Par ailleurs, dans deux échantillons (CEU16-06A et CEU17-04A) provenant de veines syn-foliales à quartz, on observe aussi l'amphibole en gerbe (**Figure III-9D**).

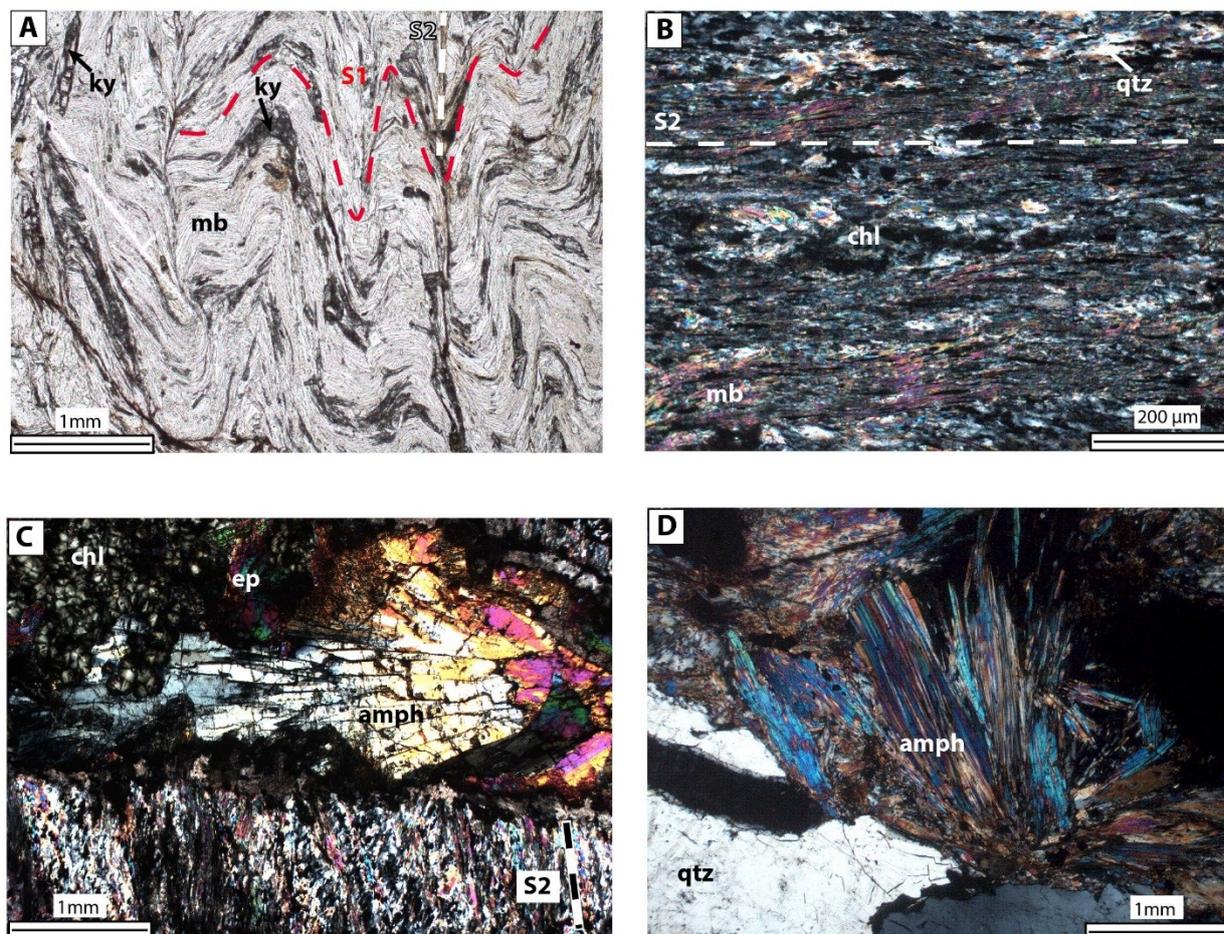


Figure III-9 : Photographies de lames minces des unités de Beni Mezala. A. Foliation S1 à disthène (ky) +mica blanc (mb) transposée par des plis P2 (observation en LPNA). B. Foliation S2 à mica blanc (mb) + chlorite (chl) + quartz (qtz) (observation en LPA). C. Veine perpendiculaire à S2 avec de l'amphibole (amph) pseudomorphosée par la chlorite (chl) et l'épidote (ep) (observation en LPA). D. veine syn-S2 à quartz (qtz) et amphibole (amph) (observation en LPA).

Dans quatre échantillons de métapélite CEU16-05, CEU16-08, CEU16-09, CEU16-22, et deux échantillons de métaquartzite CEU17-30 et CEU17-40, la foliation S1 est uniquement marquée par l'orientation préférentielle de mica blanc et quartz. On observe également l'apparition de minéraux tardifs comme le sphène et la chlorite. Dans six échantillons (CEU17-01; CEU17-06A2; CEU17-04B, C, G; CEU17-06) seule la foliation S2 est présente, marquée par la chlorite, le quartz, le sphène et quelque fois l'épidote et la calcite (**Figure III-9B**).

III.2.2. Datations ^{40}Ar - ^{39}Ar de l'unité de Beni Mezela 1

Deux échantillons (CEU16-07A2, CEU16-21) ont été sélectionnés pour des datations par la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar afin d'essayer de dater les deux phases de déformation observées. Ces échantillons proviennent de l'unité de Beni Mezala inférieure (BM1) (**Figure III-2**). Les micas blancs analysés dans l'échantillon CEU16-07A2 sont stables avec la chlorite, le quartz et le sphène qui soulignent la foliation S2 (**Figure III-9B**). Tandis que dans l'échantillon CEU16-21 les micas blancs sont stables avec la foliation S1. Cette foliation S1 est transposée par des plis P2 et soulignée par le disthène, le mica blanc, le quartz et l'ilménite (**Figure III-9A**).

III.2.2.1. *Procédure analytique*

Les échantillons ont été broyés et la fraction de 100-315 μm a été nettoyée dans un bain à ultrasons. Dix grains de muscovite ont été soigneusement triés à la main sous un microscope binoculaire pour ne sélectionner que des grains sans altération ni inclusion. Les grains sélectionnés ont été emballés dans des feuilles d'aluminium et irradiés pendant 97 heures dans le réacteur nucléaire de l'Université McMaster (Hamilton, Ontario, Canada) en même temps que les grains de sanidine de Fish Canyon ($28,030 \pm 0,056$ Ma, Jourdan et Renne, 2007). Les interférences isotopiques de l'argon sur K et Ca ont été déterminées par irradiation de sels purs de KF et CaF₂ à partir desquels les facteurs de correction suivants ont été obtenus : $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K} = 2,97 \times 10^{-2} \pm 10^{-3}$ sur 1σ , $(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K} = 1,24 \times 10^{-2} \pm 5 \times 10^{-4}$ sur 1σ , $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 7,27 \times 10^{-4} \pm 4 \times 10^{-5}$ sur 1σ , et $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 2,82 \times 10^{-4} \pm 3 \times 10^{-5}$ sur 1σ . Des analyses de chauffage d' $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par paliers ont été réalisées au laboratoire de Geoazur, Nice (France) à l'aide d'un laser au CO₂ (IR) PhotonMachine 100 W continu utilisé à 5-15% pendant 30 s. Les isotopes d'argon ont été mesurés en mode statique avec un spectromètre de masse ARGUS VI du Thermo-Fischer. Les mesures ont été effectuées en mode multi-collecte à l'aide de quatre coupes de Faraday équipées de 1012 ohms (masses 40, 39, 38 et 37) et d'un compteur dynode compact discret à faible bruit de fond pour mesurer la masse 36. L'étalonnage du gain du capteur s'effectue par l'application, contrôlée par ordinateur, de tensions prédéterminées à chaque capteur. La discrimination de masse pour le spectromètre de masse a été contrôlée en analysant régulièrement les volumes de pipettes à air. Les données brutes ont été traitées à l'aide du logiciel ArArCALC (Koppers, 2002) et les âges ont été calculés à l'aide des constantes de désintégration radioactive données par Steiger et Jäger (1977). Les blancs étaient surveillés à chaque fois après trois analyses d'échantillons. Tous les paramètres et les valeurs d'abondance relative sont présentés dans le **Tableau III-1** et ont été corrigés pour tenir compte des blancs, de la discrimination de masse et de la désintégration radioactive. L' ^{40}Ar atmosphérique a été estimée en utilisant une valeur du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ initiale de 298,56 (Lee et al., 2006). Nos critères de détermination d'un plateau sont les suivants : un plateau doit comprendre au moins 70 % de ^{39}Ar dégazé, sur un minimum de trois étapes consécutives convenant à un niveau de confiance de 95 %. Les âges plateaux sont donnés avec une erreur de 2σ , et les incertitudes relatives à l'âge des plateaux comprennent les erreurs analytiques et les erreurs de la valeur J. Toutes les erreurs sur l'isochrone inverse, l'âge total de fusion et les rapports initiaux $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ sont donnés avec une erreur de 2σ .

échantillon	Etape n°	Flux du laser (%)	³⁶ Ar(a) (fA)	³⁷ Ar(ca) (fA)	³⁸ Ar(cl) (fA)	³⁹ Ar(k) (fA)	⁴⁰ Ar(r) (fA)	Age (Ma)	± 2σ	⁴⁰ Ar(r) (%)	³⁹ Ar(k) (%)	K/Ca	± 2σ
CEU16-07A2 mica blanc	1	6%	0.010507	-0.436876	0.051165	1.171251	1.889914	19.834501	4.010596	37.752878	2.470870	-1.152818	15.710955
	2	8%	-0.004107	0.472347	0.026479	1.690444	3.125396	22.708473	2.811267	162.094138	3.566157	1.538891	25.586544
	3	12%	-0.002363	-0.466197	0.073575	6.849074	12.406701	22.251693	0.665652	105.366097	14.448795	-6.317288	105.706248
	4	16%	0.007524	-0.855287	0.028903	17.252205	29.684477	21.142526	0.276428	92.546747	36.395220	-8.673636	32.147061
	5	20%	0.005967	1.092852	0.046863	3.954770	6.576751	20.438402	1.131244	78.497114	8.342976	1.556068	7.688311
	6	25%	0.002193	1.147464	0.000000	4.136264	6.837775	20.317854	1.202204	90.855439	8.725855	1.550021	8.632178
	7	35%	0.000096	0.939253	0.117323	4.751309	8.305587	21.477750	1.190972	99.112402	10.023353	2.175200	17.610629
	8	50%	0.001402	-0.247717	0.109078	4.850484	8.239352	20.874318	1.215882	94.697427	10.232573	-8.419716	192.161669
	9	65%	0.002839	2.625431	0.046291	1.981996	3.057255	18.965438	2.218659	78.085150	4.181215	0.324616	0.695560
	10	100%	0.003349	0.492739	0.000000	0.459841	1.375303	36.593382	11.564483	58.041505	0.970080	0.401291	4.613465
	11	100%	0.011610	0.358796	0.073134	0.304753	0.756752	30.433954	16.031267	18.059122	0.642907	0.365232	5.285531
CEU16-21 mica blanc	1	6%	0.017969	-0.308499	0.101897	1.658314	2.067804	15.393540	3.254639	27.967045	1.585409	-2.311434	47.555715
	2	7%	0.001240	-0.282286	0.053130	1.032350	1.209165	14.463262	4.831554	76.257067	0.986965	-1.572559	31.664703
	3	8%	0.002972	-0.505953	0.054251	0.728868	0.625423	10.607092	7.456353	41.398935	0.696824	-0.619451	7.224395
	4	12%	0.008216	0.385405	0.024236	8.783947	14.383702	20.188318	0.509457	85.127171	8.397777	9.800334	172.500245
	5	20%	0.018690	0.667258	0.000000	68.584238	112.646022	20.248992	0.079456	94.793101	65.569061	44.197637	341.473294
	6	24%	0.005569	-3.697931	0.000000	21.929435	35.799489	20.126857	0.201067	95.065622	20.965348	-2.549982	3.777615
	7	30%	0.000790	1.020087	0.063840	1.081871	2.406711	27.371778	5.179340	90.799505	1.034309	0.456044	2.758120
	8	40%	0.003018	1.143393	0.081008	0.181725	0.948484	63.577681	40.148749	51.493981	0.173736	0.068342	0.485071
	9	100%	0.057081	0.578378	0.264301	0.617728	3.931743	77.237077	22.399159	18.897784	0.590570	0.459255	4.486976

Tableau III-1 : Résultats des analyses ⁴⁰Ar-³⁹Ar sur micas blancs des métapélites de BMI CEU16-07A2 et CEU16-21

III.2.2.2. Résultats

L'analyse d'un grain de muscovite provenant de l'échantillon CEU16-07A2 donne un âge plateau à 21.08 ± 0.25 Ma (Mean Standard Weighted Deviation (MSWD = 0.91) (**Figure III-10A**) et correspond à 74% de la totalité d' ^{39}Ar dégazé. Le calcul d'âge à partir de l'isochrone inverse donne un âge concordant de 21.33 ± 0.46 Ma (MSDW = 0.84) avec un rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de $251.7 \pm 71,6$ (**Figure III-10B**). L'âge plateau à 21.08 ± 0.25 Ma est considéré comme la meilleure estimation possible.

Pour l'échantillon CEU16-21, un grain de muscovite a été analysé et donne un âge plateau à 20.23 ± 0.08 Ma (MSWD = 0.65) (**Figure III-10C**) correspondant à 95 % de la totalité d' ^{39}Ar dégazé. Le calcul d'âge à partir de l'isochrone inverse donne un âge de 20.23 ± 0.26 Ma (MSDW = 1.30) avec un rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de $295.4 \pm 72,1$ proche du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique (295,5) (**Figure III-10D**). L'âge plateau à $21,53 \pm 0,23$ Ma est considéré comme la meilleure estimation possible.

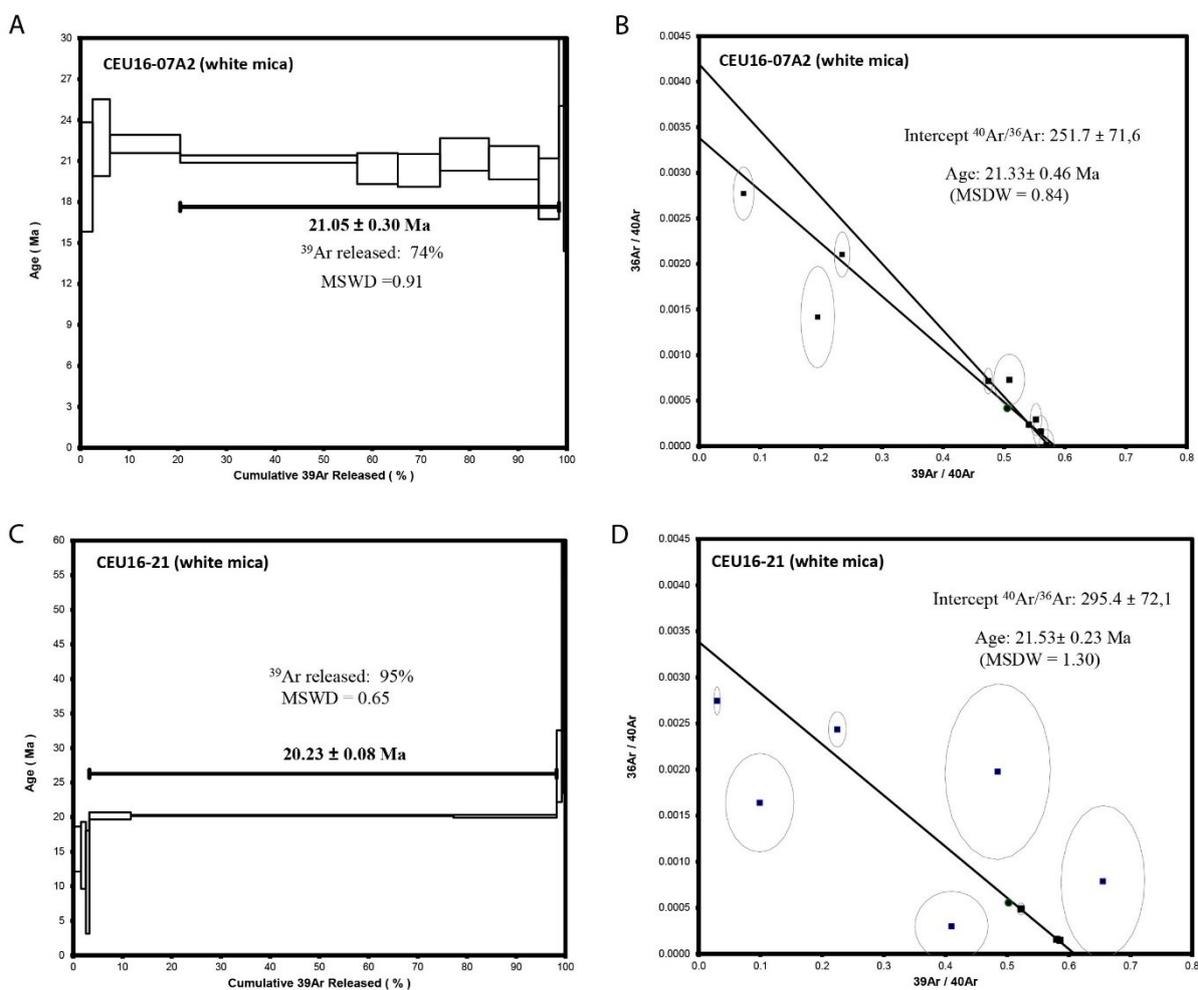


Figure III-10 : Spectres d'âges plateaux (A et C) et âges isochrones (B et D) obtenus dans les métapélites de l'unité de Beni Mezala inférieure (BMI).

III.2.2.3. *Interprétation*

Le grain de mica blanc daté dans l'échantillon CEU16-07A2 est stable dans la foliation S2 et indique donc que l'âge obtenu correspond au développement de cette foliation. L'échantillon CEU16-21 présente deux foliations avec deux générations de mica blanc. Les micas blancs étant sélectionnés une fois la roche broyée il est difficile d'identifier la génération de mica datée. Toutefois, le résultat est similaire à celui de l'échantillon CEU16-07A2 (ca. 21 Ma), ce qui suggère que le grain de mica blanc daté dans l'échantillon CEU16-21 appartient à la deuxième génération de mica. Des âges similaires compris entre ~23-20 Ma ont également été trouvés dans cette même unité par la méthode K-Ar et ^{40}Ar - ^{39}Ar sur mica blanc (Michard et al., 2006) et par la méthode U-Pb sur monazite (Janot et al., 2006). Ces âges ont été considérés contemporains au développement de la déformation principale correspondant à l'exhumation finale des unités des Sebtides supérieures (Janot et al., 2006). Negro (2005) a estimé les conditions P-T à 480°C et 4 kbar pour l'assemblage rétrograde à chlorite-phengite-quartz dans l'unité de BM1, équivalente à celle observée dans nos échantillons. On peut donc en déduire que l'unité de BM1 était soumise à des conditions du faciès des schistes verts de haute température lors de son exhumation à ca. 21 Ma.

III.2.3. Déformation et métamorphisme dans l'unité de Boquete de Anjeras

Dans cette unité, 2 phases principales de compression ont pu être observées à l'échelle de l'affleurement et/ou de la lame mince (D1, D2).

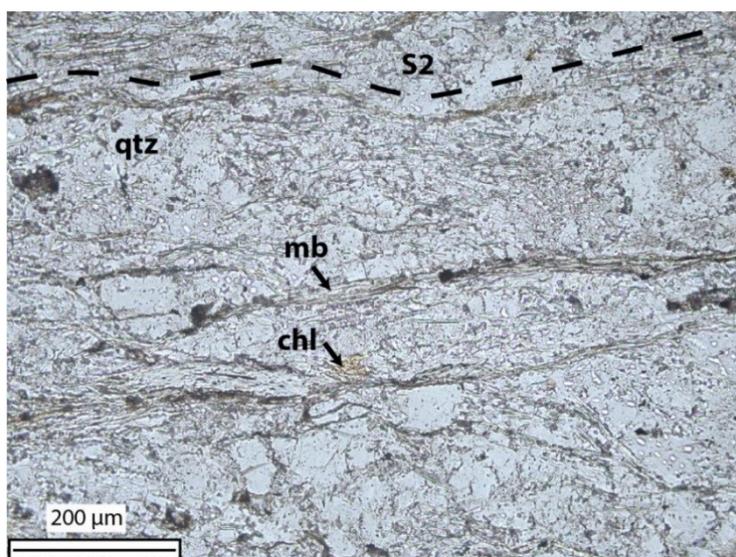


Figure III-11 : Photographie de lame mince de l'unité de Boquete de Anjeras, on observe une foliation à quartz (qtz), mica blanc (mb) et chlorite (chl) (observation en LPNA).

III.2.3.1. Observations sur le terrain

Dans la zone étudiée, cette unité n'affleure que sur quelques mètres (environ 200 m). Elle est caractérisée par des phyllades de couleur blanchâtre ou violacée claire « zinzolin ». Ces roches, situées au niveau d'une zone de contact entre les unités de Beni Mezala et Tizgarine, sont très déformées et correspondent à des phyllonites dont la foliation principale mylonitique est associée à une linéation d'étirement, soulignée par le quartz, la chlorite et le mica blanc. Cette unité présente les caractéristiques d'une zone de forte déformation ductile en cisaillement simple (structures S/C) traduisant un transport important. Cet aspect sera développé un peu plus bas (section III.5.1).

III.2.3.2. Observations en lame mince

Seulement deux lames minces ont été prélevées (CEU17-38 et CEU17-51). On retrouve la foliation principale qui est définie par l'orientation planaire du mica blanc, du quartz et de la chlorite (**Figure III-11**). On observe également des structures S-C qui seront décrites plus en détail dans la section III.5.1.

III.2.4. Déformation et métamorphisme dans l'unité de Tizgarine

Dans cette unité, 2 phases principales de compression ont pu être observées à l'échelle de l'affleurement et/ou de la lame mince (D1, D2).

III.2.4.1. Observations sur le terrain

L'unité de Tizgarine est caractérisée par des micaschistes ou des microconglomérats qui présentent une foliation S1 plissée et transposée par des plis P2 couchés (**Figure III-12A**). La foliation principale S2 est majoritairement orientée N-S à NW-SE, mais peut être quelque fois orientée E-W à NE-SW (**Figure III-3 et Figure III-7B**). Elle est généralement faiblement pentée (10-35°), mais peut être localement fortement pentée (50-90°) principalement vers l'ouest ou vers l'est selon le flanc de l'antiforme. Cette foliation est associée à une linéation minérale et d'étirement L2 soulignée par le quartz, le mica blanc et la chlorite. Elle est orientée majoritairement NE-SW et minoritairement NW-SE (**Figure III-4 et Figure III-7B**). Des plis P2 syn-foliaux présentent des axes parallèles à la linéation et des plans axiaux parallèles à la foliation (**Figure III-12A et III-12B**). Ces plis peuvent également présenter des axes courbes (N40 à N20; N160 à N180) peu pentés de 10° vers le NE qui enroulent une linéation L1 (**Figure III-12B**). Des fentes de quartz se développent perpendiculairement à la direction de la linéation L2 et aux axes de plis P2 (**Figure III-12A**).

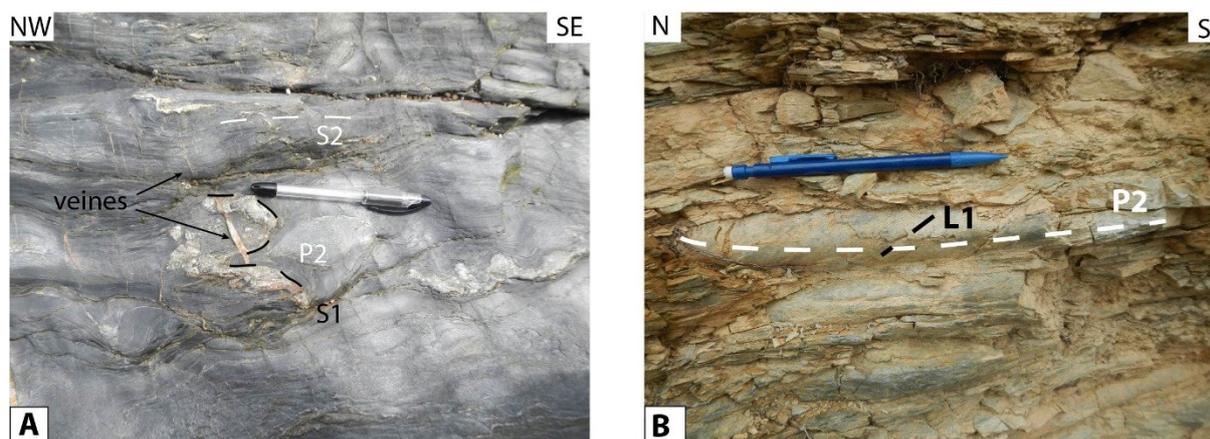


Figure III-12 : Déformation dans l'unité de Tizgarine. A. S1 transposée par des plis P2 syn-S2 et veines de quartz et chlorite perpendiculaires à la direction d'étriement (L2) et aux axes de plis P2. B. Plis P2 avec axes courbes enroulant une linéation L1.

III.2.4.2. *Observations en lames minces*

La foliation S1 est marquée par le mica blanc, le quartz et les oxydes opaques (CEU16-10, CEU16-11, CEU16-12, CEU16-63A, B, CEU16-64_1 et 2, CEU17-07 ; CEU17-08, CEU17-09, CEU17-10). Dans deux échantillons cette foliation S1 est plissée et transposée et une deuxième foliation S2 apparaît marquée par le mica blanc, la biotite, la chlorite, le quartz et les oxydes opaques (**Figure III-13A**) (CEU16-64_1 et 2). Dans deux échantillons seulement la foliation S2 est visible (CEU16-11, CEU16-44). Les micas blancs, les feldspaths (orthose et plagioclase) et le quartz peuvent être aussi présent sous forme de clastes déformés par les foliations S1 et S2. Un échantillon (CEU16-63C) provient d'une de veine syn-S à quartz, chlorite et micas blanc (**Figure III-13B**). Les principaux minéraux de ces roches ont été analysés à la microsonde, les résultats sont présentés en **Annexe 1**.

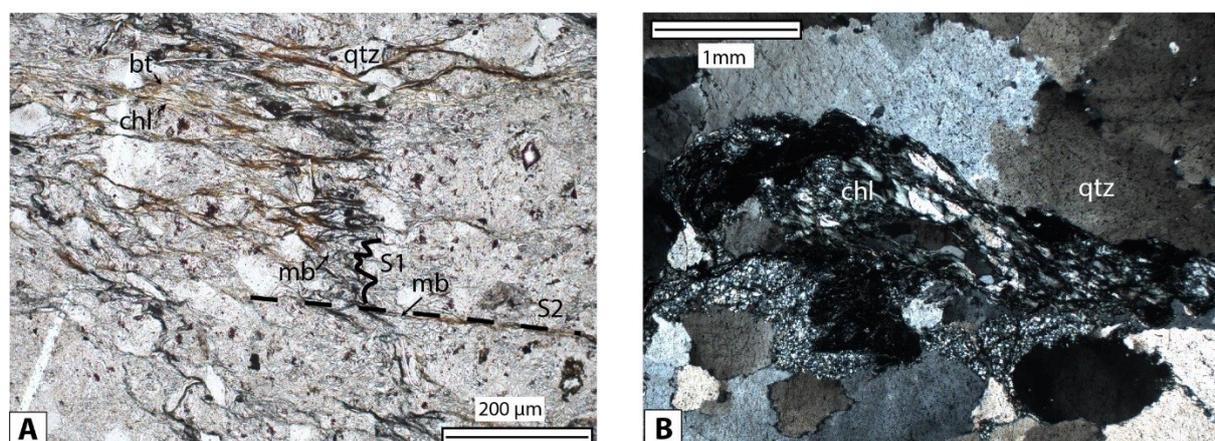


Figure III-13 : Photographies de lames minces de l'unité de Tizgarine. A. S1 à mica blanc (mb) et quartz (qtz) plissée et transposée et S2 à mica blanc, biotite, chlorite et quartz (observation en LPNA). B. veine à chlorite et quartz (observation en LPA).

III.3. DÉFORMATION ET MÉTAMORPHISME DANS L'UNITÉ DES GHOMARIDES

Dans cette unité, une phase principale de compression D2 a été observée à l'échelle de l'affleurement et/ou de la lame mince.

III.3.1. Observations sur le terrain

Au contact de l'unité de Tizgarine, se trouve l'unité des Ghomarides (unité d'Aakaili). Cette unité forme un synclinal. Elle est caractérisée par des schistes ou des microconglomérats qui présentent une foliation S2 orientée majoritairement vers le NE-SW avec un pendage de 10 à 60° principalement vers le NW ou vers le SE selon le flanc du synclinal (**Figure III-7C**). La linéation L2, orientée NW-SE et pentée de 10 à 30° majoritairement vers le NW (**Figure III-7C**), est marquée par la chlorite et/ou le mica blanc et le quartz. Des micro-plis synschisteux P2 présentent des axes perpendiculaires à la direction de linéation et des plans axiaux parallèles à la foliation (**Figure III-14**). Une S0/1 sub-v verticale et plissée par les plis P2, est visible à certains endroits (**Figure III-3**).



Figure III-14 : Plis P2 syn-S2 dans l'unité des Ghomarides

III.3.2. Observations en lames minces

Trois échantillons proviennent des unités du Silurien (CEU13-24, CEU13-25, CEU13-26, CEU15-09, CEU15-10, CEU16-01), sept proviennent des unités du Dévonien (CEU15-06; CEU15-07; CEU16-02B; CEU16-13A, B, CEU16-18, CEU16-31, CEU17-11) et six échantillons proviennent des unités du Carbonifère (CEU15-03A; CEU15-04B; CEU15-05; CEU15-07; CEU16-13A, B; CEU16-15A, B; CEU16-59). La plupart des échantillons (CEU13-25, CEU13-26, CEU15-04B, CEU15-05, CEU15-09, CEU15-10, CEU16-01, CEU16-

15A et B, CEU16-31, CEU16-59) présentent un plan de foliation associé à un plan de cisaillement et forment des structures S-C (**Figure III-15**). La foliation S2 est soulignée par l'orientation préférentielle du quartz, du mica blanc (**Figure III-15**) et parfois de la chlorite (CEU15-03A; CEU15-10; CEU16-01; CEU16-15A, B). La foliation est également marquée par les minéraux insolubles (argiles, oxydes) qui forment des trainées sombres (**Figure III-15**). Des clastes de mica blanc, de quartz et de feldspaths (feldspath potassique ou plagioclase) sont plus ou moins orientés dans la foliation. Les micas détritiques peuvent être déformés en « mica fish ». On peut également observer de la calcite soulignant la foliation S2 dans trois échantillons (CEU13-25, CEU16-18 et CEU16-31).

Deux échantillons proviennent (CEU15-03B, CEU15-04A) de grès permo-triasiques non métamorphiques. On trouve dans ces échantillons des grains détritiques de micas blancs, de quartz et de feldspaths ainsi que de l'argile.

Cette observation est compatible avec les observations de [Michard and Chalouan \(1978\)](#), [Chalouan \(1986\)](#) et [Chalouan and Michard \(1990\)](#) qui décrivent des sédiments du Trias discordants sur les unités paléozoïques schistosées.

Les principaux minéraux de ces roches ont été analysés à la microsonde; les résultats sont présentés en **Annexe 2**.

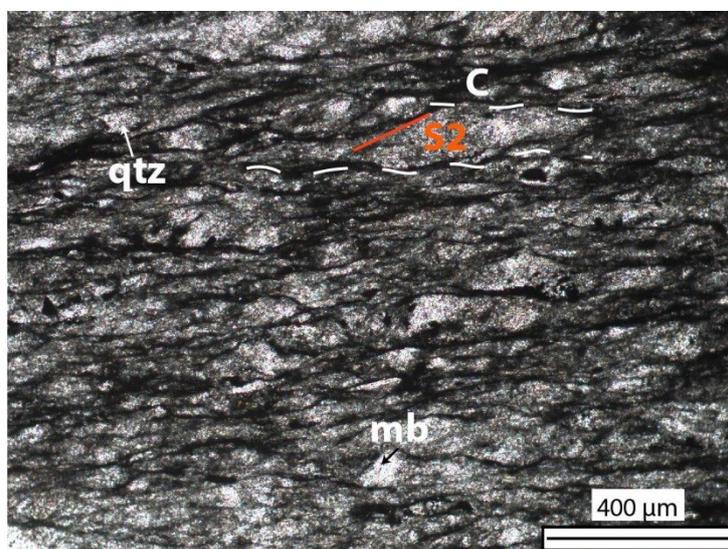


Figure III-15 : Photographie de lame mince de l'unité des Ghomarides, montrant une foliation S2 reprenant une S1 à quartz (qtz) et mica blanc (mb) (observation en LPNA).

III.4. DÉFORMATION, MÉTAMORPHISME ET GÉOCHRONOLOGIE DES UNITÉS DES SEBTIDES INFÉRIEURES (ARTICLE 1)

Article 1 - 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

Cet article a fait l'objet d'une publication dans *Tectonophysics*. Il peut être téléchargé via ce lien : <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.028>.

- Cet article se focalise sur l'évolution tectono-métamorphique des unités des Sebtides inférieures présentes au niveau de la péninsule de Ceuta.
- Il aborde la problématique de l'évolution thermique des roches métamorphiques des Sebtides inférieures, ainsi que la mise en place des péridotites au sein des unités crustales.
- Les études structurales, pétrographiques et géochronologiques de l'unité des métapélites de Filali, des péridotites et des orthogneiss du Monte Hacho y sont présentées.
- Au sein des métapélites une paragenèse relictuelle associée à une phase de déformation D1, est identifiée.
- Deux unités séparées par un contact majeur ductile ont été identifiées : l'unité supérieure de Ceuta composée des métapélites et des péridotites et l'unité inférieure du Monte Hacho, composée des orthogneiss.
- Ce chevauchement est contemporain d'une déformation notée D2, qui se développe dans les conditions du faciès des granulites de pression intermédiaire (0.7-1 GPa et 780-820°C). Il est contemporain de la mise en place de l'unité supérieure de Ceuta sur l'unité inférieure du Monte Hacho.
- Des datations U-Th-Pb sur monazite et xénotime dans un échantillon de leucosome des orthogneiss du Monte Hacho a permis de dater la déformation D2 à environ 28 Ma.
- Des zones de cisaillement ductile à jeu normal, reliés à une phase de déformation extensive D3 sont observées dans les métapélites et les orthogneiss. Cette déformation D3 a été datée par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar sur muscovite et biotite à environ 21 Ma.
- Des datations par les méthodes U-Th-Pb sur monazite et ^{39}Ar - ^{40}Ar sur biotite au sein de la foliation S2 donnent aussi des âges à environ 21 Ma, indiquant que l'évènement tectono-métamorphique D3 permet la recristallisation partielle ou totale des minéraux qui fournissent ces âges miocènes.
- Nos données démontrent que la mise en place du manteau au sein des unités crustales a lieu au moins avant la phase D3 extensive du Miocène inférieur.



Contents lists available at ScienceDirect

Tectonophysics

journal homepage: www.elsevier.com/locate/tecto



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



Emmanuelle Homonnay^{a,*}, Michel Corsini^a, Jean-Marc Lardeaux^{a,b}, Adrien Romagny^c, Philippe Münch^d, Delphine Bosch^d, Bénédicte Cenko-Tok^d, Mohamed Ouazzani-Touhami^e

^a Géozaur, Université Côte d'Azur, CNRS, IRD, Observatoire de la Côte d'Azur, UMR 7329, 250, rue Albert-Einstein, 06560 Sophia Antipolis, France

^b Czech Geological Survey, Centre for Lithospheric Research, Klárov 3, 118 21 Prague 1, Czech Republic

^c Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, Université d'Orléans, CNRS, UMR7327, INSU, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Campus Géosciences 1A, rue de la Férollerie, 45071 Orléans cedex 2, France

^d Géosciences Montpellier, UMR 5243, Université Montpellier 2, CC 060, place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France

^e Département de Géologie, Université Abdelmalek Esadi, 93003 Tetouan, Morocco

ARTICLE INFO

Keywords:

Rif belt
Gibraltar arc
Metamorphism
Geochronology
Orogenic wedge
Back-arc extension

ABSTRACT

In Western Mediterranean, the Rif belt in Morocco is part of the Gibraltar Arc built during the Tertiary in the framework of Eurasia-Africa convergence. The structural and metamorphic evolution of the internal units of this belt as well as their timing, crucial to constrain the geodynamic evolution of the Alboran Sea, is still largely debated.

Our study on the Ceuta Peninsula (Northern Rif) provides new structural, petrological and geochronological data (U-Th-Pb, Ar-Ar), which allow to precise the tectono-metamorphic evolution of the Lower Sebtides metamorphic units with:

(1) a *syn*-metamorphic thrusting event developed under granulite facies conditions (7–10 kbar and 780–820 °C). A major thrust zone, the Ceuta Shear Zone, drove the emplacement of metapelites and peridotitic lenses from the Ceuta Upper Unit over the orthogneisses of the Monte Hacho Lower Unit. This compressional event ended during the Upper Oligocene.

(2) an extensional event developed at the boundary between amphibolite and greenschist facies conditions (400–550 °C and 1–3 kbar). During this event, the Ceuta Shear Zone has been reactivated as a normal fault. Normal ductile shear zones contributed to the final exhumation of the metamorphic units during the Early Miocene.

We propose that the compressional event is related to the formation of an orogenic wedge located in the upper plate, in a backward position, of the subduction zone driving the geodynamic evolution of the Alboran domain. In this context, the episode of lithospheric thinning could be related to the opening of the Alboran basin in a back-arc position.

Furthermore, unlike the previous models proposed for the Rif belt, the tectonic coupling between mantle peridotites and crustal metamorphic rocks occurred in Ceuta Peninsula at a depth of 20–30 km under high temperature conditions, before the extensional event, and thus cannot be related to the back-arc extension.

1. Introduction

The Betic-Rif orogen is located at the western tip of the peri-Mediterranean Alpine orogenic system (Fig. 1A). Uncertainties on the structural and thermal evolution of the high-grade metamorphic units from the internal domains have led to contrasting tectonic models. The polycyclic evolution (Alpine or Variscan) and the timing and

mechanisms of juxtaposition of high-temperature (HT) metamorphic rocks with mantle-derived orogenic peridotites remain particularly debated in the region (see Rossetti et al., 2010, 2013; Platt et al., 2013; Casciello et al., 2015; Gueydan et al., 2015 for reviews with references therein).

Emplacement of peridotite bodies into the crust was first proposed to result from post-collision extensional collapse of the Betic-Rif orogen

* Corresponding author.

E-mail address: emmanuelle.homonnay@geoazur.unice.fr (E. Homonnay).

<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.028>

Received 28 November 2016; Received in revised form 9 November 2017; Accepted 19 November 2017

Available online 02 December 2017

0040-1951/ © 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.

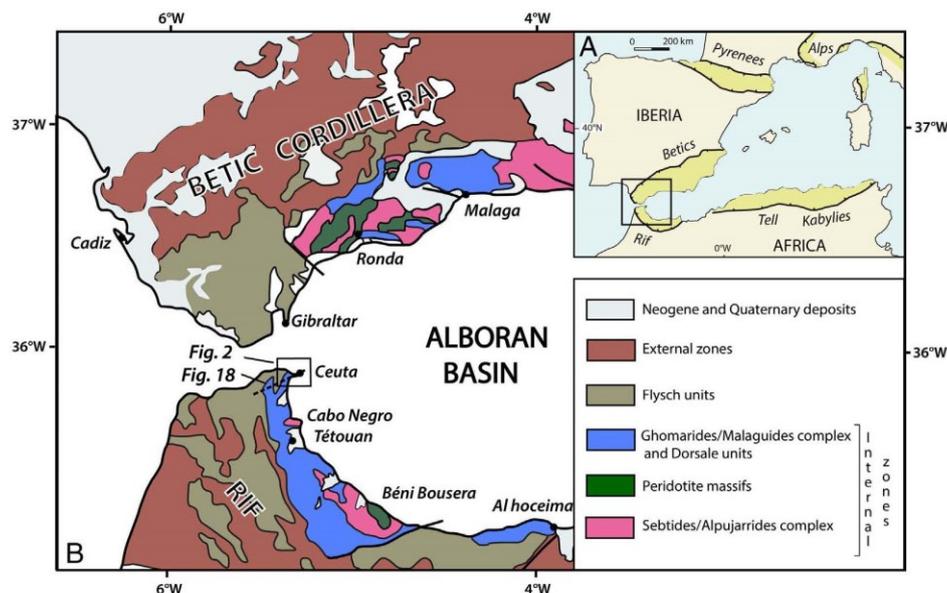


Fig. 1. A, Location of the Gibraltar arc and Alboran basin in the framework of Western Mediterranean and peri-Mediterranean orogenic belts (dark green) B, Structural map of the Gibraltar arc. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

following convective removal of the lithospheric root (Platt and Vissers, 1989) or delamination of the orogenic root (Seber et al., 1996a; Calvert et al., 2000). Other interpretations have favored thrusting (1) during the Alpine orogeny (Paleogene: Balanya et al. 1993), following either a Jurassic (Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; van Hinsbergen et al., 2014) or Variscan exhumation event (Montel et al., 2000), or (2) during slab roll-back of the Tethyan oceanic lithosphere at ca. 21–23 Ma, following mantle exhumation in a back-arc setting at ca. 25–23 Ma (Hidas et al., 2013).

Despite the wealth of recent tomographic studies (Blanco and Spakman, 1993; Gutscher et al., 2002; Timoulali et al., 2014; Villaseñor et al., 2015) and general agreement that the geodynamic evolution of the Alboran domain is controlled by subduction and later slab roll-back (e.g. Spakman and Wortel, 2004; Faccenna et al., 2004; Vergés and Fernández, 2012; Bezada et al., 2013; van Hinsbergen et al., 2014), contrasting interpretations remain on the juxtaposition of mantle and crustal rocks, namely through (1) normal faulting during subduction as a result of slab break-off (Van der Wal and Vissers, 1993) or slab roll-back (Faccenna et al., 2004; Alvarez-Valero et al., 2014; Frets et al., 2014; Gueydan et al., 2015), or (2) extrusion of a mantle wedge during *syn*-subduction transpression (Mazzoli and Algarra, 2011; Tubía et al., 2013), or (3) thrust faults during inversion of a thinned back-arc lithosphere in the context of slab roll-back (Booth-Rea et al., 2005; Garrido et al., 2011; Hidas et al., 2013; Précigout et al., 2013).

These models, however, mostly rely on the study of the Betics (Spain), where internal domains provide insights on the geology of the deepest units in which peridotite bodies were emplaced (i.e., Alpujarrides-Sebtilde). In the internal domains of the Rif belt, the Beni Bousera peridotite massif (Fig. 1B) was also extensively studied, but units underlying the peridotite body (lowermost Alpujarride-Sebtilde) are not exposed. A major tectonic contact was nevertheless identified in the Sebtilides complex in the Ceuta peninsula (Fig. 1B), between an upper granulite facies metamorphic unit hosting orogenic peridotites and a lower amphibolite facies metamorphic unit (Durand Delga and Kornprobst, 1963; Kornprobst, 1962, 1974; Sutter, 1980). This is the only place in the Rif belt exposing the contact between peridotites and underlying gneisses and is thus crucial to highlight the relationships between mantle and crustal units, to investigate the timing and mode of

peridotite emplacement, and unravel the geodynamic evolution of the Betic-Rif belt. This contribution presents new structural, petrological and geochronological data on the metamorphic units from the Ceuta peninsula, including field mapping of structures and kinematic indicators, quantification of the P-T conditions associated with ductile deformation, and in situ U-Th-Pb dating of *syn*-kinematic accessory minerals along with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of micas.

2. Geological setting

The Gibraltar arc that surrounds the Alboran Basin comprises the two belts of the Betic-Rif orogenic system that formed during the convergence of the African and Eurasian plates since the late Mesozoic (e.g. Jolivet et al., 2003; Vergés and Fernández, 2012; Faccenna et al., 2014). The Betic and Rif cordilleras, located in southeast Spain and north Morocco respectively, consist of stacked sedimentary and metamorphic units thrust onto foreland basins. They are classically subdivided in three main structural domains (Fig. 1, e.g. Chalouan et al., 2008) (i) the external zone, (ii) the flysch zone and (iii) the internal zone (or Alboran domain, see Michard et al., 1991; Platt et al., 2013). The internal zone of the Rif includes from top to bottom, the Dorsale calcaire, the Ghomarides complex and the Sebtilides complex which consists of tectonically stacked metamorphic units (Chalouan et al., 2001).

The Ghomarides (equivalent to the Malaguides in the Betic) consists in a pile of low-grade Paleozoic metamorphic formations overlain by non-metamorphic Permo-Triassic sedimentary covers. Peak temperatures range from < 300 °C at the top, to almost 500 °C at the bottom of the structural pile (Negro et al., 2006). Aquitano-Burdigalian deposits seal the contacts between the units, suggesting that tectonic accretion of the Malaguides-Ghomarides domain occurred before the Lower Miocene (e.g. Serrano et al., 2006, 2007; Hlila et al., 2008).

The Sebtilides units consists in a stack of high- to low-grade metamorphic rocks derived from Paleozoic to Triassic protoliths from the Alboran plate. There are subdivided into Upper Sebtilides (Federico units) and Lower Sebtilides (from top to bottom, the Filali units, the Beni Bousera units and the Monte Hacho unit). In the northern part of the Rif belt, the Lower Sebtilides is exposed in Cabo Negro and Ceuta areas (Fig. 1). The Filali units underwent a poly-phased metamorphic

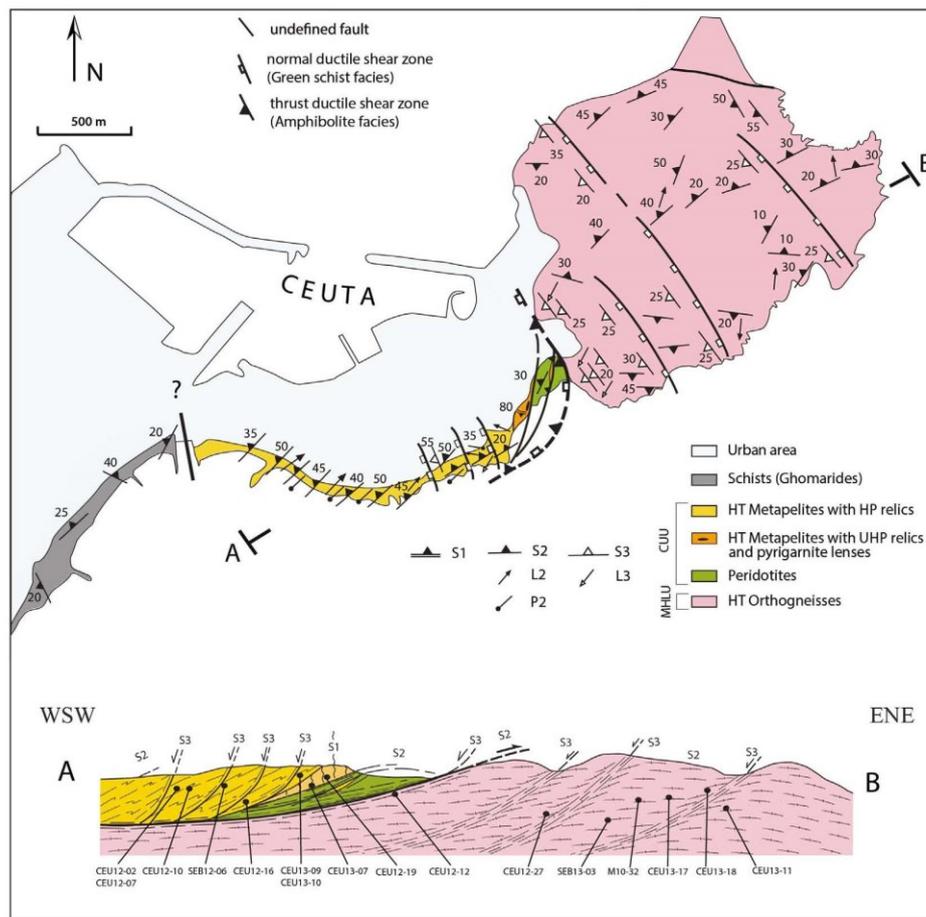


Fig. 2. Structural map and schematic cross section of the Ceuta peninsula, CUU: Ceuta Upper Unit, MHLU: Monte Hacho Lower Unit. Location in Fig. 1B. We localized only samples used for quantitative and thermodynamic modelling and geochronology.

evolution recording a Variscan ultra-high pressure/high temperature event (4.3 to 7 GPa and 1100 °C), superimposed with Alpine high-pressure/high-temperature (750–870 °C and 9–13 kbar) then low-pressure/high-temperature (650–750 °C and 3–5 kbar) conditions (El Maz and Guiraud, 2001; Haissen et al., 2004; Ruiz Cruz and Sanz de Galdeano, 2012a, 2012b, 2013; Gueydan et al., 2015). The Upper Sebides (Federico units) is affected by an Alpine high-pressure/low-temperature blueschist and eclogite facies metamorphism typical of subduction zone conditions (Bouybaouène et al., 1995; Goffe et al., 1996).

The Ceuta peninsula, which represents the main focus area of this study, exposes the deepest units outcropping in the Rif belt (Kornprobst, 1962, 1974; Durand Delga and Kornprobst, 1963; Sanz de Galdeano and Ruiz Cruz, 2016) that correspond from East to West (or structurally from bottom to top):

- the Monte Hacho orthogneiss: a migmatitic meta-granitoid containing restitic enclaves of meta-sedimentary interpreted as protolith. Metamorphic conditions have been estimated in this unit at about 7 kbar/500 °C for the metamorphic peak, followed by retrogression under 3–5 kbar/473–490 °C (Ruiz Cruz and Sanz de Galdeano, 2012a; Ruiz Cruz and Bentabol, 2013).
- a sliver of serpentinized peridotite;
- the Ceuta paragneisses: mostly constituted of granulitic and migmatitic paragneisses in which relictual ultra-high pressure and temperature metamorphic minerals (i.e. diamond and coesite) have been

recently identified in garnet inclusions (Ruiz Cruz and Sanz de Galdeano, 2012a, 2012b, 2013).

Seldom geochronological data is available in all these units. Only a whole rock Rb–Sr Permian age (290 ± 4 Ma) was obtained in the Monte Hacho orthogneiss and interpreted as the main metamorphic and deformation event's age, suggesting that the protolith of the orthogneiss is Variscan or older (Bernard-Griffith et al., 1977).

3. Structural evolution

In the Ceuta peninsula, based on lithologic, metamorphic and structural analyses, we identified two units from top to bottom (Appx. A): (i) the Ceuta Upper Unit (CUU), mainly composed of migmatitic granulitic metapelites and including hectometric lenses of peridotites at its base, and (ii) the Monte Hacho Lower Unit (MHLU) composed of migmatitic orthogneisses with minor leucogranites intrusions. Both units are separated by a decameter-scale corridor of mylonites (Fig. 2, Appx. A) namely the Ceuta Shear Zone (CSZ).

Our structural analysis is based on geometric relationships, kinematic indicators, and relative chronology of the tectonic fabrics observed at different scales (Fig. 2, Appx. B, Appx. C).

We evidence a polyphased tectonic evolution with three main distinct deformation phases: (1) an early D1 deformation phase characterized by a S1 foliation only observed in a preserved domain located at the base of the CUU (Fig. 3A), (2) a main and pervasive D2

deformation phase leading to the development of a S2 regional foliation, a L2 stretching lineation and F2a to F2b folds observed in CUU and MHLU (Fig. 4, Appx. B, Appx. C), and (3) a late D3 deformation phase affecting both units, and locally responsible for the development of a S3 planar foliation associated with a L3 stretching lineation (Fig. 5A, B, C, Appx. C). The whole metamorphic pile of the Ceuta units is also affected by late open folds (Fig. 2, Appx. B, Appx. D).

3.1. Ceuta upper unit (CUU)

The main D2 deformation phase is characterized by a pervasive NE striking (N30 to N50) foliation, hereafter referred to S2 foliation, gently to moderately dipping (20 to 50°) toward the NW (Fig. 2, Fig. 4A, Appx. C).

In the migmatitic metapelites, the S2 foliation is underlined by the planar disposition of metamorphic minerals (micas, feldspar, sillimanite), and the alternation of centimetric quartzo-feldspathic leucosomes and mesosomes (Fig. 4A). S2 planes bear a L2 stretching and mineral lineation, which is well marked by elongate quartzo-feldspathic aggregates and metamorphic minerals such as biotite and sillimanite. The L2 lineation (Fig. 2, Appx. B, Appx. C) is oriented NE-SW (N30 to N50) gently dipping to the south (05 to 25°). Near the contact with the peridotite lenses the L2 lineation is approximately oriented E-W (N110 to N120) with a very gentle dip toward the West (Fig. 2). In thin section biotite-sillimanite layers alternating with quartzo-feldspathic layers mark the S2 foliation (Fig. 6A). Quartz and feldspar porphyroclasts present an elongated shape due to dynamic recrystallization under high temperatures (Fig. 6A). All the kinematic criteria observed, such as asymmetric pressure shadows around garnet and feldspar grains (Fig. 3E) are consistent with a top-to-the-NE sense of shear.

Folding associated to D2 can be subdivided in two successive increments (F2a, F2b). F2a correspond to isoclinal folds (Fig. 4B, D) with axial planes parallel to S2 and axes parallel to L2 stretching lineation. Locally the S2 is folded by asymmetric folds F2b of decimetric to meteric amplitudes (Fig. 3B, C and 4C). F2b folds are verging to the east, with their axial planes slightly inclined to the west, and their axes parallel to L2 stretching lineation. F2b folds locally evolve to sheath folds in response to intense simple shear (Fig. 3D). The roughly coaxial geometry of the two sets of folds suggests that the two folding events probably took place as part of a progressive deformation characterized by shortening and thrusting toward the NE.

The same stretching direction between D2a and D2b supports a succession of events that are part of a continuum.

We identified two major lenses of peridotites, few hectometers thick (about 150 m, Fig. 2) separated by interlayered mylonitized metapelites (Fig. 5D). In the peridotites, the porphyroblastic texture evolves toward the Ceuta Shear Zone into a mylonitic texture, parallel to the main S2 foliation of the surrounding metapelites (Fig. 5D, E). In the mylonitic peridotites, olivine and pyroxenes ductile behaviour is evidenced by dynamic recrystallization textures and significant grain size reduction. The mylonitic foliation is also well defined by flattening of spinel crystals frequently wrapped around porphyroclasts of both ortho- and clinopyroxenes (Fig. 7A). In the latter, undulose extinctions and sub-grains development are common features.

Within the migmatitic metapelites, low strained D2 domains like preserved boudins (Fig. 3A) and regions adjacent to the top of the peridotite lenses, exhibit an early and strongly dipping S1 foliation plane and contain relics of UHP minerals (Fig. 2). In the S1 foliation, quartz commonly occurs as large elongate polycrystalline ribbons (plattenquartz) with typical sutured grain boundaries and relics of highly recrystallized feldspar (Fig. 7C).

Decimeters- to meter-wide ductile NNW-SSE trending shear zones (Fig. 5A, B) locally cross-cut the S2 foliation and mark the D3 deformation phase. These shear zones produce ultramylonitic bands with a S3 mylonitic foliation. Within the S3 shear zones, alternating fine-grained recrystallized quartz- and mica-rich layers mark the mylonitic

foliation (Fig. 6F). Elongated quartz aggregates consistently dipping toward the SW outline the L3 stretching lineation. Shear-sense criteria such as asymmetric rotation of the S2 foliation plane (Fig. 5A) and S/C planes (Fig. 5B) indicates a top-to-the-SW sense of shear, compatible with normal ductile shearing. Small discrete shear planes are also observed in the metapelites and highlight a more regional distribution of the D3 phase (Fig. 2).

3.2. Monte Hacho lower unit (MHLU)

In the Monte Hacho Lower Unit the S2 foliation is slightly to moderately dipping (10 to 50°) with a large azimuthal dispersion (Fig. 2, Appx. B, Appx. C). Elongated feldspars and stretched quartz grains, along with the planar disposition of leucosomes in which cordierite blasts are oriented (Fig. 5F) mark a metamorphic layering symptomatic of the pervasive S2 foliation in the orthogneisses. On the S2 planes elongated aggregates of quartz and feldspar emphasize a subhorizontal L2 mineral stretching lineation.

In thin section, alternating quartzo-feldspathic and biotite-sillimanite rich layers mark the S2 foliation (Fig. 8A). Quartz and feldspar commonly occur as dynamically recrystallized porphyroclasts, with undulose extinctions and numerous sub-grains (Fig. 8A).

Orthogneisses are also affected by several NW-SE trending shear zones associated with the development of a S3 mylonitic foliation. In these shear zones, S/C planes (Fig. 5C) indicate a top-to-the-SW sense of shear, related to the D3 phase and compatible with observations in the CUU. In thin section, alternating fine-grained (μm sized) recrystallized quartz- and white mica-rich layers (Fig. 8D) mark the S3 mylonitic foliation.

3.3. Ceuta shear zone (CSZ)

A zone of localized deformation, several tens of meters wide and involving the peridotite lenses, is identified as a major ductile shear zone at the boundary between the CUU metapelites and the MHLU orthogneisses. This mylonitic corridor, developed during D2 deformation event, is parallel to the S2 foliation plane in the CUU. The contact between the Upper and Lower Units (Fig. 2) displays a slight obliquity of the S2 in the CUU and the MHLU, probably due to the reactivation of the CSZ during later events. This zone of intense mylonitisation underlines a deformation gradient marked by a tightening of the mylonitic foliation planes (Fig. 3E, F). Quartz veinlets, nearly N-S trending and steeply dipping toward the E, emplaced along antithetic shear bands developed at high angle from the mylonitic foliation plane (Fig. 3F) and are consistent with a top-to-the-E sense of shear.

In thin section, dynamic recrystallization of porphyroclasts of quartz and feldspar evidences the mylonitic foliation. Undulose extinctions, subgrains and new grains recrystallization at grains or subgrains boundaries underline quartz grain intracrystalline deformation (Fig. 6E). Feldspar porphyroclasts present an elongated shape with typical core-and-mantle structure due to dynamic recrystallization at high temperature (Fig. 6E).

The orientation of the mylonitic foliation and the stretching mineral lineations, as well as the numerous shear sense indicators observed in the shear zone, are consistent with a displacement toward the NE of the CUU upon the MHLU during D2.

The late D3 phase reactivated the Ceuta Shear Zone and caused the development of fine-grained mylonites to ultramylonites bands, which are particularly well developed at the contact between the MHLU orthogneisses and the CUU metapelites. Approaching the contact with the peridotites, orthogneisses exhibit proto-mylonitic to ultra-mylonitic textures (Fig. 8C, D). Both quartz and feldspar porphyroclasts present intra-crystalline sub-grains evolving into recrystallized new grains (Fig. 8C). Aggregates of white mica, biotite and chlorite can be observed along grain boundaries or in pressure-shadows of feldspar porphyroclasts, defining a S/C fabric (Fig. 8C, D). All shear criteria related

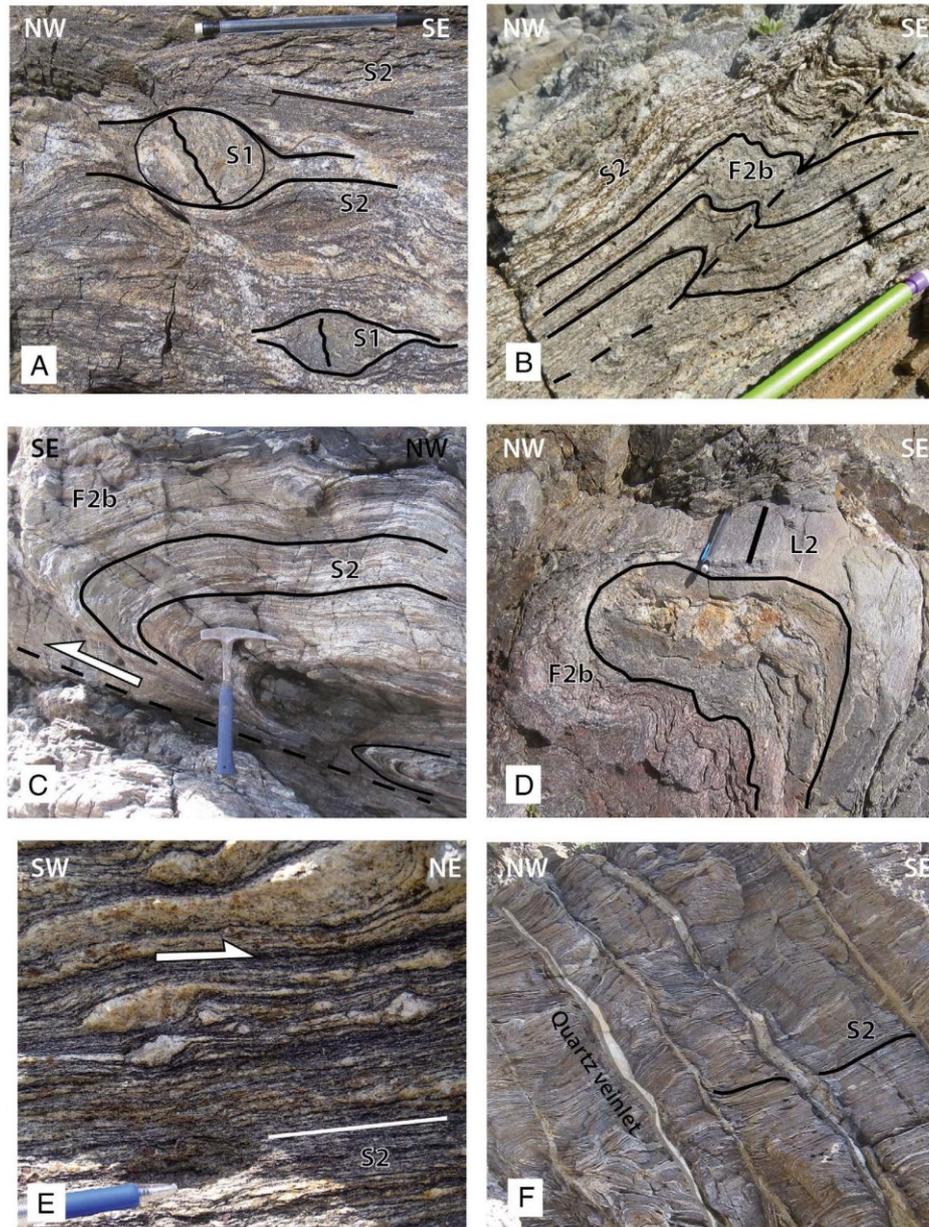


Fig. 3. Field photographs of different rock types and deformation structures (Ceuta Upper Unit, Ceuta Shear Zone).
 A, lenses with relictual S1 foliation plane with high angle to the main S2 mylonitic foliation in the core of the Ceuta Shear Zone.
 B, asymmetric chevron F2b fold
 C, F2b asymmetric fold associated to a minor reverse ductile shear zone
 D, eyed-structure of F2b sheath folds in a section normal to the L2 stretching lineation
 E, mylonitic foliation S2 with asymmetric quartzo-feldspatic aggregates
 F, S2 mylonitic foliation in the Ceuta Shear Zone with extracted quartz veinlets in antithetic shear plane.

to the D3 phase of deformation indicate a top-to-the-SW sense of shear.

3.4. Relationships between structures and partial melting

Leucosomes show different geometric relationships with respect to the S2 foliation. Most of the granitic veins lie sub-parallel to the main foliation (Fig. 4A, B, C). However, migmatites are locally folded,

indicating an early emplacement before folding (Figs. 3B, C, D and 4B, C). Finally, syn to post-S2 patches of leucosomes highlight a late emplacement (Fig. 5F). Some cross cutting granitic veins sourced from *syn*-S2 leucosomes also indicate late partial melting (Fig. 4D).

Hence field observations support syntectonic emplacement of granitic melts, which occurred prior to and after the thrusting event in a compressional regime.

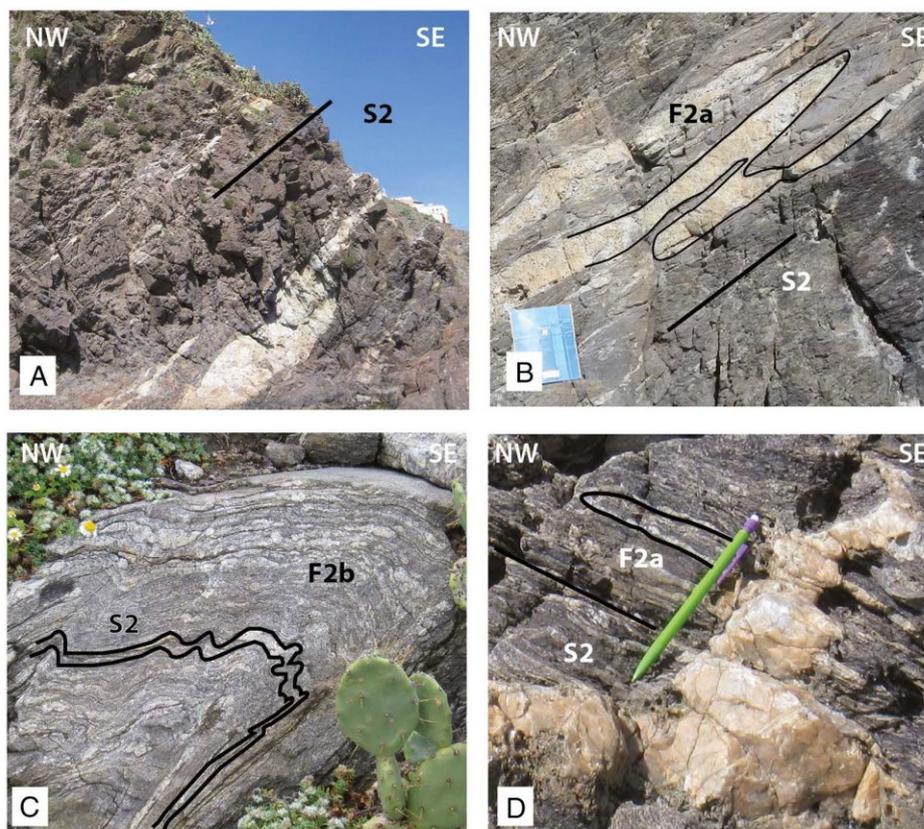


Fig. 4. Field photographs showing different geometric relationships between partial melting and S2 main foliation (CUU)

- A, granitic leucosomes parallel to S2 foliation plane in layered migmatite
- B, F2a isoclinal fold with hinges filled by granitic melt
- C, F2b asymmetrical fold deforming previous leucosomes
- D, Late granitic vein cross-cutting at high angle the F2a folds and S2 foliation.

3.5. Late deformation events

After the D1, D2 and D3 deformation phases, the whole metamorphic pile of the Ceuta units and the Ceuta Shear Zone are affected by two phases of folding that record late deformation events. The first phase corresponds to N–S to NNE–SSW trending open folds, and is observed throughout the internal units in the northern part of the Rif belt (Fig. 18), and is expressed at the scale of the Ceuta peninsula by the general westward dipping of the main S2 foliation (Fig. 2). The second phase of folding caused a major reworking of the S2 foliation and the L2 lineation, which underline E–W to WNW–ESE trending open folds (Fig. 2, Appx. B).

Contoured stereonet of the S2 and S3 fabrics (Appx. C) show a slight dispersion of S2 and S3 poles concentrated in a WNW–ESE and a NNE–SSW trends, reflecting respectively the first and the second late folding events.

4. Metamorphic imprints

In order to precise the metamorphic evolution of the CUU and MHLU units, as well as the relationships between metamorphism and deformation, 22 metapelites (Appx. D), 5 peridotites (Appx. E) and 17 orthogneisses samples (Appx. F) have been studied in thin sections.

4.1. Ceuta Upper Unit (CUU)

4.1.1. Foliated biotite-sillimanite bearing metapelites

Within the metapelites the main S2 foliation is underlined by alternating quartzo-feldspatic and biotite-sillimanite-ilmenite rich levels (Fig. 6A; e.g. samples CEU12-02, CEU12-07, CEU12-10, CEU12-16, CEU13-09, SEB12-06). The syn-S2 ubiquitous assemblage is: quartz + plagioclase + K-feldspar + biotite + sillimanite + ilmenite ± garnet.

Plagioclase occurs as large-sized porphyroclasts and recrystallized grains. In some porphyroclasts, antiperthite can be observed. Both orthoses (dominant) with perthites and microclines (minor) are present.

Two generations of biotite are identified. Syn-S2 biotite underlines the foliation and is associated with sillimanite. Post-S2 biotite occurs as irregular patches disseminated in the rock, or as irregular pseudomorphic patches in feldspars. Titanite, stilpnomelane and prehnite fibers, developed at the expense of biotite grains (mainly along the mica cleavages), are observed as retrograde products in a restricted number of samples.

Elongated ilmenite grains are associated with biotite and sillimanite in the S2 foliation. The latter is clearly underlined by both fibrous and prismatic sillimanites. Some relics of kyanite porphyroclasts, often partly destabilized into sillimanite, are present (Fig. 6C; e.g. samples CEU12-10, CEU12-16, CEU13-09).

Garnet, rich in quartz inclusions, is wrapped by the biotite-

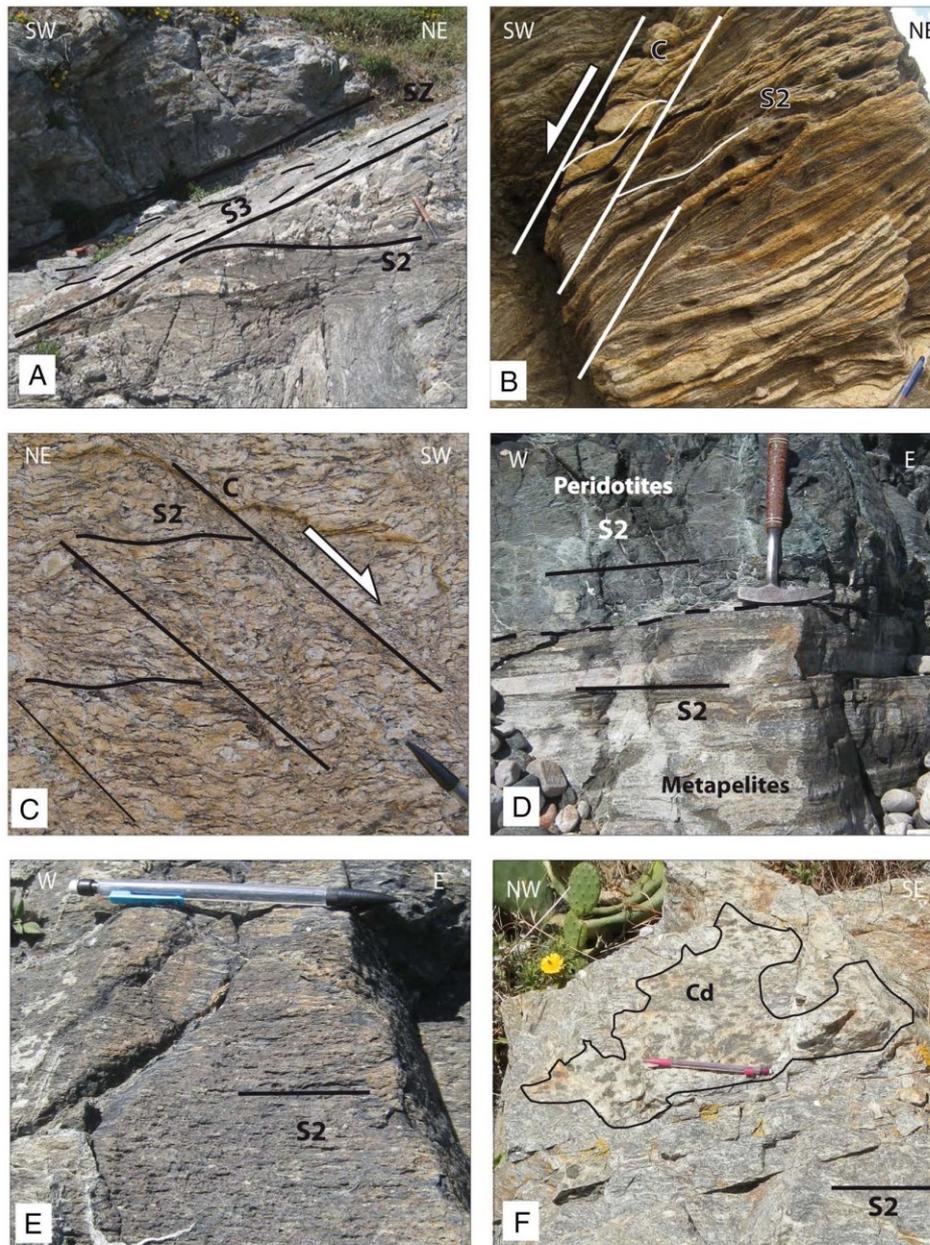


Fig. 5. Field photographs of different rock types and deformation structures (Ceuta Upper Unit, Monte Hacho Lower Unit).
 A, S3 mylonitic foliation plane in a D3 shear zone reworking the S2 foliation plane in the metapelite of the Ceuta Upper Unit
 B, normal shear bands S3 at decametric scale cutting the S2 foliation plane in the metapelite of the Ceuta Upper Unit
 C, normal shear bands at centimeter scale cutting the S2 foliation plane in the orthogneisses of the Monte Hacho Lower Unit
 D, contact between peridotites (upper part) and metapelites (lower part) showing S2 parallel foliation plane
 E, S2 foliation in the peridotites at the base of the Ceuta Upper Unit
 F, cordierite leucosome in the migmatitic orthogneisses of the Monte Hacho Lower Unit.

sillimanite foliation. In most samples garnet rims are in equilibrium with biotite and sillimanite (Fig. 6B). In a restricted number of samples, coronas of (i) biotite (e.g. samples CEU12-02, CEU12-07, SEB12-06), or (ii) cordierite in symplectite with spinel (e.g. sample CEU12-02) or (iii) white micas are statically developed. No zoning was evidenced in garnet (see Table 1).

Rare poeciloblasts of cordierite overlying the S2 foliation highlight a

late kinematic growth, while apatite and zircon occur as inclusions into feldspars, quartz, garnets and biotites.

Post-S2 white micas are recognized (i) in micro-cracks, (ii) in radial aggregates in association with chlorite, quartz or albite, or (iii) as pseudomorphic patches within feldspar, biotite, sillimanite and cordierite (Fig. 6D; e.g. sample CEU12-07).

Syn-S2 quartzo-feldspatic leucosomes (i.e. parallel to the biotite-

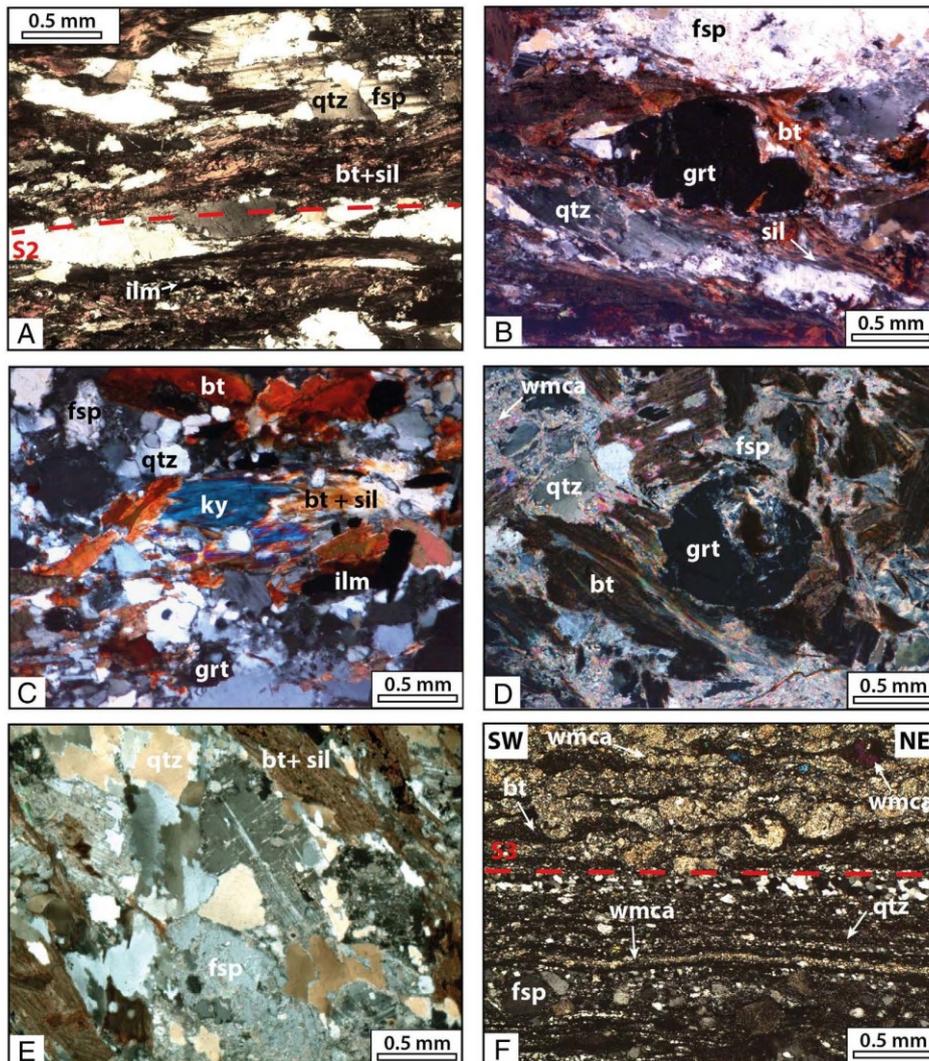


Fig. 6. Mineralization and deformation relationship structures in Ceuta Upper Unit (polarized light photographs).
 A, S2 foliation in a foliated biotite-sillimanite bearing metapelite underlined by alternating quartzo-feldspatic and biotite-sillimanite-ilmenite rich layers.
 B, garnet wrapped by the biotite-sillimanite foliation in the CUU metapelite. Garnet rims are in equilibrium with biotite.
 C, relics of kyanite porphyroclasts destabilized into sillimanite in a foliated biotite-sillimanite bearing metapelite.
 D, white micas as pseudomorph patches within feldspar, biotite and garnet (metapelite reworked during D3 event).
 E, sample of a biotite-sillimanite bearing metapelite showing deformed feldspar and quartz porphyroclasts.
 F, mylonitic metapelite with S3 foliation underlined by white micas, quartz and biotite newly formed. Porphyroclasts of K-feldspar and sillimanite have almost disappeared at the expense of white mica and quartz.

sillimanite foliation) are present and are composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, and rare fibrous sillimanite (e.g. samples CEU12-02, CEU12-10, CEU13-09, SEB12-06). They also locally contain garnet.

4.1.2. Kyanite bearing high-pressure metapelites

Within the low-strained D2 domains where S1 foliation is still preserved, the tectono-metamorphic layering is underlined by alternating plattenquartz + plagioclase and kyanite rich ribbons wrapping porphyroclasts of garnet and K-feldspar (Fig. 7C, D; e.g. samples CEU12-19, CEU13-07). The *syn*-S1 ubiquitous assemblage is: quartz + K-feldspar + plagioclase + kyanite + garnet + rutile.

Centimeter-scale kyanite porphyroclasts present undulose

extinctions and intracrystalline deformation with the development of sub-grains and new grains. They are partially replaced by prismatic turning into fibrous sillimanite locally associated with biotite.

Two generations of garnets are recognized: (i) large-sized garnets (up to 7 mm) wrapped by the foliation, and (ii) small-sized garnets (< 1 mm) within the foliation. Both generations contain numerous inclusions of rutile, kyanite, quartz, biotite, white mica and zircon. Zircon, rutile, ilmenite and apatite are often observed in S1 foliation.

Some coronitic textures occur in these rocks. Ilmenite coronas are common around rutile rims, while symplectites of spinel + cordierite ± quartz and/or spinel + plagioclase ± quartz develop at the interfaces between garnet and kyanite (Fig. 7D, e.g. sample CEU12-19). Because the coronas are undeformed, their development postdates the

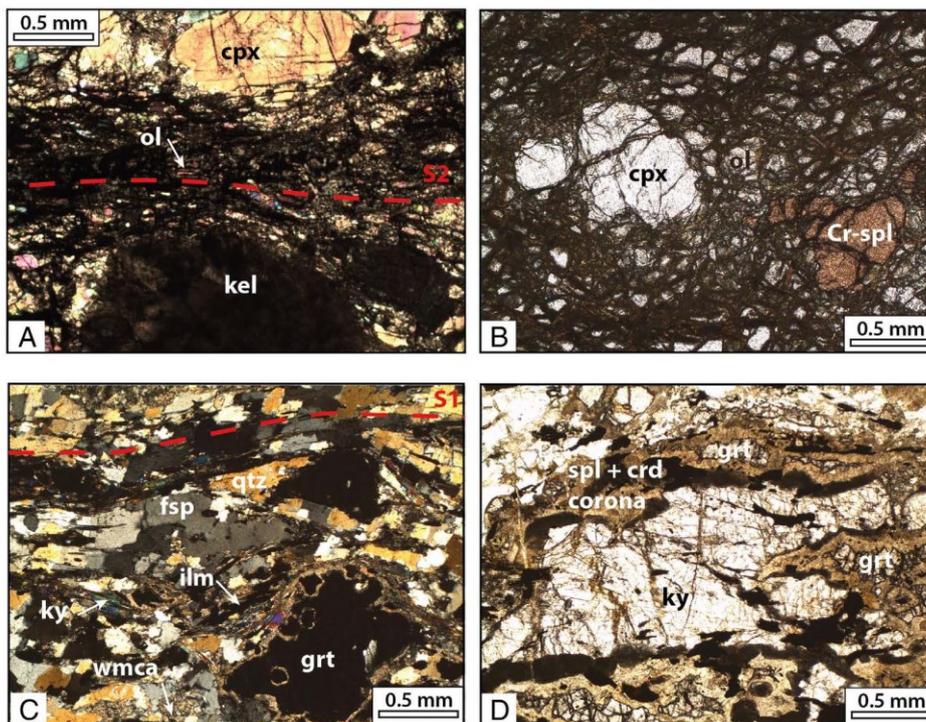


Fig. 7. Mineralization and deformation relationship structures (Ceuta Upper Unit peridotites and kyanite bearing high-pressure metapelites).

A, peridotite with mylonitic S2 foliation and fine-grained grey kelyphite composed of orthopyroxene and secondary spinel (polarized light photography).

B, peridotites with a coarse-grained porphyroclastic texture (non polarized light photography).

C, plattenquart evolving in a mosaic of neoformed grains in a kyanite bearing high pressure metapelite (polarized light photography).

D, post-S1 symplectites of spinel + cordierite develop at the interfaces between garnet and kyanite in a kyanite bearing high pressure metapelite (non polarized light photography).

deformation leading to S1 formation.

Leucosome, with typical granoblastic texture, are observed parallel to S1 foliation planes. They are composed by quartz, K-feldspar, plagioclase, garnet and rare kyanite. Orthoclase and plagioclase present respectively perthite and antiperthite. Some garnet crystals show corrosion gulfs filled out with quartz, feldspar, biotite or kyanite.

Late chlorite is developed into millimetre-scale cracks in garnet, or as pseudomorphic patches within biotite.

4.1.3. Metapelites in ductile D3 shear zones

Within the S3 shear zones, the mylonitic foliation is evidenced by alternating fine-grained recrystallized quartz layers and mica-rich layers (Fig. 6F). The syn-S3 ubiquitous assemblage is: quartz + plagioclase + biotite + muscovite + titanite ± chlorite ± ilmenite.

Plagioclase is partly replaced by patches of albite and white mica. The latter occurs also associated with chlorite in microfractures within K-feldspar. Garnet appears as fragmented crystals with numerous micro-fractures filled with crystallizations of white mica and chlorite. Porphyroclasts of biotite display undulose extinctions and kink-bands. Fine-grained white micas and chlorite can be observed either in biotite cleavages, or along grain boundaries. Ilmenite and titanite grains also underline the S3 foliation.

White mica fishes are common in ultra-mylonites. Porphyroclasts of garnet, K-feldspar and sillimanite have almost disappeared giving rise to white mica, chlorite, quartz and titanite. Small sized veinlets made of quartz, albite, prehnite and rare stilpnomelane, cut the mylonitic foliation.

Veinlets of quartz and chlorite are locally associated to this D3 shear zones (sample CEU13-10).

The increase of modal proportions of hydrous phases, particularly

chlorite and white-mica (Fig. 6D, F), mainly concentrated in the late D3 shear zones reflects pervasive circulation of H₂O-rich fluids during D3 deformation, and the progressive development of late and widespread greenschist facies conditions.

4.1.4. Peridotites

Ceuta peridotites have been previously recognized as partially serpentinized lherzolites (Kornprobst, 1962, 1974). In the best-preserved domains, the peridotites display a coarse-grained porphyroclastic texture and contain olivine (ca. 65%), orthopyroxene (ca. 15–10%), clinopyroxene (ca. 15–10%) and red Cr-spinel (ca. 10–5%) (Fig. 7B). In one sample of porphyroclastic lherzolites, two grains of garnet associated with olivines and pyroxene have been observed. Within the porphyroclastic rocks, large-sized (up to 5 mm) clasts of Cr-spinel and clinopyroxenes are surrounded by spectacular fine-grained dark to grey kelyphites composed of orthopyroxene and secondary spinel (Fig. 7A). In some cases, an outer layer of orthopyroxene + clinopyroxene ± olivine is observed around the kelyphites. Commonly, the early relic minerals (i.e. Cr-spinel, clinopyroxene, garnet) have almost disappeared at the expense of the kelyphite assemblages.

Nearby the CSZ, the mylonitic peridotites comprise recrystallized olivine (ca. 75%), pyroxenes (ca. 20%) and spinel (ca. 5%).

In both porphyroclastic and mylonitic peridotites, colorless fibrous amphibole developed, in association with chlorite, around pyroxenes or within their cleavages. In some samples, the pyroxenes have almost disappeared at the expense of patches of chlorite and talc. In serpentinized domains, serpentine minerals are largely developed and contain minor relics of ortho- and clinopyroxene and/or olivine.

According to our observations the porphyroclastic texture and the related assemblage olivine + orthopyroxene + clinopyroxene + Cr-

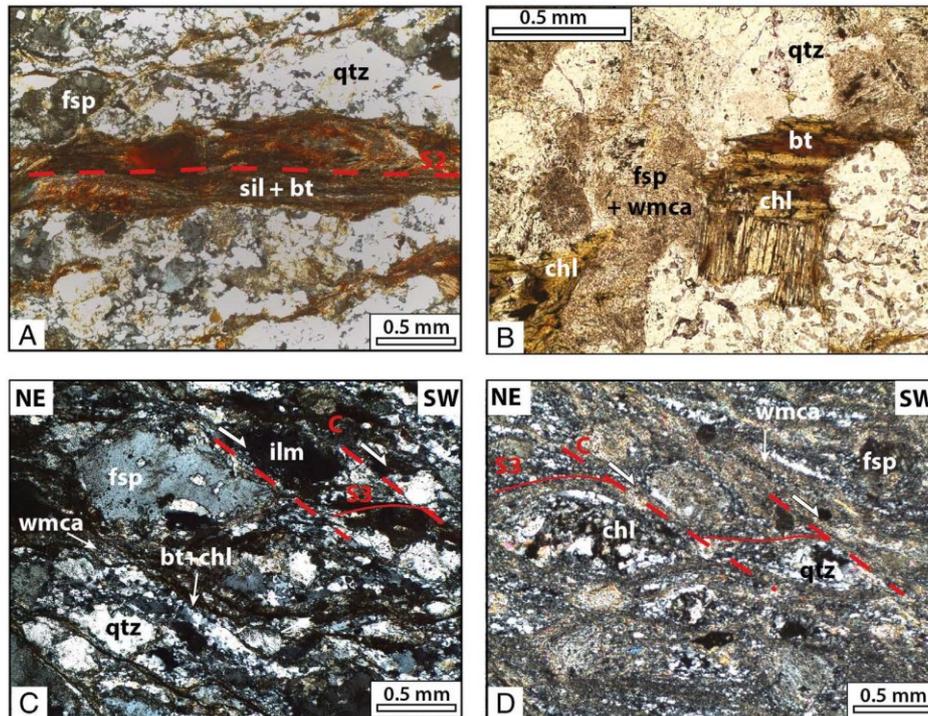


Fig. 8. Mineralization and deformation relationship structures (Monte Hacho Lower Unit).

A, orthogneiss from the Monte Hacho Lower Unit with the biotite-sillimanite S2 foliation marked by alternating quartzo-feldspatic and biotite-sillimanite rich layers (polarized light photography).
 B, chlorite developed as pseudomorphic patches in biotite in a foliated orthogneiss reworked during D3 event (non polarized light photography).
 C, proto-mylonitic orthogneiss with K-feldspar enveloped by the S3 foliation underlined by white micas, chlorite, biotite and quartz newly formed (polarized light photography).
 D, ultra-mylonitic orthogneiss from the Ceuta Shear Zone showing S3 foliation underlined by fine-grained recrystallized quartz and white mica (polarized light photography).

spinel ± garnet is regarded as the record of an earlier event that prevailed before the development of the S2 mylonitic foliation, in PT conditions at the transition between the stability fields of garnet and spinel peridotites, and under Cr-rich spinel stability conditions (Obata, 1980; O'Neill, 1981; Webb and Wood, 1986; Klemme et al., 2000). Moreover, the mylonitic deformation of Ceuta peridotites took place under the stability field of spinel peridotites. After the main D2 deformation event, the mantle rocks evolved statically under the stability fields of first amphibole-chlorite peridotites, then amphibole + chlorite + talc peridotites (Jenkins, 1981; Afiri et al., 2011).

4.2. Monte Hacho lower unit (MHLU)

4.2.1. Foliated orthogneisses

In the MHLU, augen-gneisses exhibit a main foliation plane wrapping K-feldspar porphyroclasts. This foliation shows the same features than the main S2 foliation observed in the CUU. It is here marked by alternating quartzo-feldspatic and biotite-sillimanite rich layers (Fig. 8A; e.g. samples CEU13-11, CEU13-17, CEU13-18, M10-32). Together with K-feldspar, mainly orthose with perthites, relics of magmatic tourmaline and biotite can be observed, while the ubiquitous syn-foliation assemblage is: quartz + plagioclase + biotite + sillimanite + ilmenite ± garnet.

Three generations of biotite are identified with (i) clasts of magmatic relics with typical inclusions of zircon surrounded by dark halos, (ii) elongated biotites associated with prismatic to fibrous sillimanite and underlining the S2 foliation, (iii) late biotite porphyroblasts, overlying the foliation and often associated with white micas. Ilmenite grains are elongated within the foliation plane, while in a restricted

number of samples, small sized garnet grains (< 1 mm) occur within biotite-sillimanite rich domains. Minor phases like zircon and apatite are also present mostly as inclusions within feldspar and biotite.

With respect to the main S2 foliation plane, post-kinematics crystallization of cordierite blasts is observed in 2 samples (e.g. sample SEB13-03). Moreover, late white mica + chlorite assemblages are developed as pseudomorphic patches at the expense of feldspar, biotite (Fig. 8B) and sillimanite.

Post-foliation leucosomes composed of quartz, feldspar and cordierite grains are also present. The latter are mainly pseudomorphosed by white mica and chlorite aggregates.

4.2.2. Mylonitic orthogneisses in S3 shear zones

In D3 shear bands, white mica is associated with recrystallized biotite and more rarely with colorless chlorite. The syn-S3 ubiquitous assemblage is: quartz + plagioclase + white mica + biotite ± chlorite (Fig. 8D; e.g. samples CEU12-12, CEU12-27).

In mylonitic orthogneisses, porphyroclasts of K-feldspar, biotite, prismatic sillimanite and magmatic tourmaline are the main observed relics. Within dynamically recrystallized ribbons, quartz occurs in textural equilibrium with recrystallized plagioclase crystals. Post-kinematics porphyroblasts of albite, white mica and biotite develop upon the mylonitic foliation, while late micro-fractures are filled with white mica, chlorite, stilpnomelane and rare prehnite.

5. P-T conditions coeval with D2 and D3 events (metamorphic thermobarometry)

Mineral compositions were determined with a Cameca SX100

Table 1
Representative minerals composition of metamorphic minerals analysed by microprobe in CUU and MHLU (grt: garnet, bt: biotite, fk: potassium feldspar, pl: plagioclase, wmca: white micas, r: rim, c: core).

Lithology	CUU metapelite											
	CUU12-01					CUU12-02						
	grt (r)	grt (c)	S2 bt	S2 bt	grt (t)	grt (c)	grt (t)	S2 bt	S2 bt	grt (t)		
Mineral	33	35	34	36	8	4	11	7	12	3	72	46
Analysis No.	37.25	37.76	32.41	33.85	37.35	36.97	42.08	34.86	47.40	61.60	46.18	32.91
SiO ₂	0.02	1.91	1.56	0.01	0.02	2.04	3.91	0.02	0.02	0.02	0.02	0.20
TiO ₂	21.28	21.63	20.16	21.25	21.31	21.49	17.85	19.92	37.36	24.94	36.15	18.55
FeO total	33.87	31.65	24.65	22.59	32.48	34.02	33.73	22.79	24.12	1.90	0.31	23.07
MnO	5.33	5.84	0.31	0.24	5.56	4.36	0.20	0.17	0.01	0.06	0.01	0.12
MgO	2.69	2.34	7.62	6.80	2.22	2.07	6.24	4.94	6.24	0.75	0.65	9.33
CaO	1.12	3.03	0.05	0.01	1.75	1.97	0.38	0.15	1.11	0.39	1.87	1.55
Na ₂ O	0.03	0.02	0.17	0.25	0.04	0.00	0.83	0.38	0.22	0.22	1.87	0.12
K ₂ O	0.01	0.00	7.56	10.11	0.00	0.01	0.00	5.58	9.73	7.26	11.09	4.71
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	0.17	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00
NiO	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
P ₂ O ₅ P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.05	0.01	0.02	0.00	0.10	0.04	0.00	0.09	0.00	0.00
Sum	101.64	102.42	94.95	96.73	101.03	101.32	98.28	98.34	98.16	97.63	96.63	90.56
Si	2.97	2.98	2.53	2.59	2.99	2.97	3.04	2.64	3.06	2.80	3.03	3.36
Ti	0.00	0.00	0.11	0.09	0.00	0.00	0.11	0.22	0.00	0.00	0.00	0.02
Al	2.00	2.01	1.86	1.92	2.01	2.03	1.52	1.78	2.84	1.34	2.80	2.23
Fe ₂ + all ferrous	2.26	2.09	1.61	1.45	2.17	2.27	1.37	1.53	0.02	0.07	0.02	1.97
Mn	0.36	0.39	0.02	0.02	0.38	0.36	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.32	0.27	0.89	0.78	0.30	0.25	0.67	0.56	0.07	0.05	0.06	1.42
Ca	0.10	0.26	0.00	0.00	0.15	0.13	0.03	0.03	0.08	0.02	0.13	0.17
Na	0.00	0.00	0.03	0.04	0.01	0.01	0.12	0.06	0.03	0.05	0.24	0.02
K	0.00	0.00	0.75	0.99	0.00	0.00	0.51	0.94	0.91	0.42	0.80	0.61
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	8.02	8.01	7.81	7.87	72.33	75.75	8.02	7.40	6.99	4.76	7.08	9.82
Alm	74.45	69.39					75.26					
Pyr	10.54	9.13			10.00	8.80	8.23					
Gro	3.15	8.52			5.00	5.63	4.42					
Spe	11.86	12.96			12.67	9.82	12.09					
Ab												
An												
Or												
Fe			0.64	0.65			0.67	0.73				
Mg			0.36	0.35			0.33	0.27				

Lithology	CUU metapelite											
	CUU12-05					CUU12-14						
	S3	grt (c)	grt (t)	grt (c)	grt (t)	S3	grt (c)	grt (t)	grt (c)	grt (t)		
Mineral	63	67	65	38	11	6	22	48	23	24	23	24
Analysis No.	34.18	35.24	62.63	38.25	34.50	36.59	38.38	38.74	36.11	27.16	36.11	27.16
SiO ₂	2.54	4.75	0.02	0.00	3.01	0.02	0.01	0.06	2.77	0.19	2.77	0.19
TiO ₂	17.83	15.69	18.92	22.16	21.21	21.21	21.78	22.03	17.73	20.12	17.73	20.12
FeO total	22.49	20.68	0.09	30.45	4.48	34.24	30.93	27.26	14.46	24.86	14.46	24.86
MnO	0.15	0.29	0.00	0.67	0.05	4.33	0.50	0.27	0.01	0.06	0.01	0.06

Table 1 (continued)

Lithology	CUU metapelite			CUU metapelite			CUU metapelite			MHLU orthogneiss			
	CEU12-14	CEU13-07	CEU13-09	CEU13-07	CEU13-09	CEU13-09	M10-32	M10-32	M10-32	M10-32	M10-32	M10-32	
Sample													
Sum.	100.15	99.74	101.47	101.01	101.72	95.96	96.90	101.85	101.87	93.66	96.91	100.77	101.55
Si	2.65	2.65	2.97	2.96	2.97	2.70	2.72	2.97	2.96	2.61	2.63	2.97	2.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.26	0.00	0.01	0.30	0.26	0.00	0.00
Al	1.34	1.34	2.01	2.04	2.00	1.47	1.49	2.00	1.99	1.49	1.51	2.02	2.01
Fe ₂ + all ferrous	0.01	0.01	2.25	1.96	1.98	0.76	0.71	1.98	1.77	1.05	1.00	2.57	2.54
Mn	0.00	0.00	0.05	0.03	0.03	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.15	0.15
Mg	0.00	0.00	0.60	0.93	0.93	1.54	1.62	0.70	0.76	1.27	1.40	0.24	0.26
Ca	0.33	0.34	0.14	0.09	0.09	0.03	0.00	0.32	0.53	0.10	0.03	0.06	0.07
Na	0.64	0.65	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00
K	0.03	0.03	0.00	0.00	0.05	0.94	0.92	0.00	0.00	0.98	0.97	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	5.01	5.02	8.03	8.01	8.05	7.76	7.76	8.02	8.04	7.84	7.85	8.02	8.02
Alm			74.18	65.12	65.38			65.13	57.45			85.20	84.11
Pyx			19.69	31.01	30.73			22.85	24.70			7.91	8.61
Gro			4.62	2.89	2.87			10.52	17.19			1.83	2.32
Spe			1.51	0.98	1.02			1.49	0.67			5.06	4.97
Ab	64.00	63.73											
An	33.00	33.33											
Or	3.00	2.94											
Fe						0.33	0.30			0.45	0.42		
Mg						0.67	0.70			0.55	0.58		
Lithology	MHLU orthogneiss												
Sample	M10-32	M10-32	M10-32	CEU12-27	CEU13-16	CEU13-16	CEU13-16	CEU13-16	CEU13-16	CEU13-16	CEU13-16	CEU13-16	CEU13-16
Mineral	grt (r)	S2 bt	S2 bt	fk	pl	S3	wnca	S2 bt	S2 bt	grt (r)	grt (r)	S2 bt	S2 bt
Analysis No.	36	37	38	44	39	8	10	9	13	58	60	59	61
SiO ₂	37.22	35.56	34.40	64.58	67.03	46.98	46.20	34.67	34.81	37.13	37.34	35.86	42.84
TiO ₂	0.00	3.66	3.66	0.00	0.00	0.00	0.10	2.83	3.31	0.00	0.01	1.06	0.40
Al ₂ O ₃	21.35	20.07	19.77	18.84	19.91	36.70	39.03	20.56	20.45	21.25	21.20	21.70	27.63
FeO total	37.68	22.81	22.06	0.02	0.02	2.24	1.45	24.56	24.27	37.75	37.39	23.98	11.80
MnO	1.92	0.27	0.18	0.00	0.01	0.03	0.02	0.15	0.12	2.34	2.24	0.26	0.09
MgO	2.18	4.74	5.18	0.01	0.01	0.75	0.40	3.69	4.23	1.80	1.97	3.78	2.05
CaO	1.34	0.01	0.01	0.06	0.23	0.01	0.14	0.03	0.02	1.54	1.76	0.05	0.45
Na ₂ O	0.00	0.15	0.23	1.76	7.59	0.48	0.33	0.19	0.17	0.02	0.02	0.21	0.10
K ₂ O	0.01	10.19	10.54	15.25	6.71	10.56	10.29	9.71	9.94	0.00	0.01	9.55	3.77
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.04	0.04	0.08	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
P ₂ O ₅ P ₂ O ₅	0.00	0.03	0.03	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Sum	101.72	97.51	96.09	100.55	101.55	97.77	97.98	96.47	97.39	101.82	101.94	96.45	89.17
Si	2.98	2.69	2.65	2.97	2.96	3.06	2.98	2.67	2.66	2.98	2.98	2.74	3.12
Ti	0.00	0.21	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.19	0.00	0.00	0.06	0.02
Al	2.01	1.79	1.80	1.02	1.04	2.81	2.97	1.87	1.84	2.01	2.00	1.95	2.37
Fe ₂ + all ferrous	2.52	1.44	1.42	0.00	0.00	0.12	0.08	1.58	1.55	2.53	2.50	1.53	0.72
Mn	0.13	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.16	0.15	0.02	0.01
Mg	0.26	0.54	0.60	0.00	0.00	0.07	0.04	0.42	0.48	0.21	0.23	0.43	0.22

Table 1 (continued)

Lithology	MHLU orthogneiss			MHLU orthogneiss			MHLU orthogneiss		
	M10-32	CEU12-27	CEU13-16	M10-32	CEU12-27	CEU13-16	M10-32	CEU12-27	CEU13-16
Sample									
Ca	0.11	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.15
Na	0.00	0.02	0.03	0.65	0.16	0.04	0.03	0.03	0.00
K	0.00	0.98	1.04	0.38	0.89	0.85	0.96	0.97	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	8.02	7.70	7.77	5.04	5.05	6.97	7.72	7.73	8.02
Alm	83.31								83.34
Pyr	8.61								7.07
Gro	3.79								4.35
Spe	4.29								4.99
Ab				62.50	15.24				
An				0.96	0.00				
Or				36.54	84.76				
Fe		0.73	0.70				0.79	0.76	0.78
Mg		0.27	0.30				0.21	0.24	0.22

electron microprobe at the University of Montpellier, operating with a 20 kV accelerating voltage and 15 nA beam current. Representative mineral compositions are presented in Table 1. Thermodynamic calculations were made in the simplified model system Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, and the amount of water used in the P-T pseudosection calculations was estimated from a T-M (H₂O) pseudosection so that the assemblage is just water-saturated below the solidus at mid-crustal pressure and that free water disappears within 10–20 °C once the solidus is reached (White et al., 2002). The database of Holland and Powell (1998; thermodynamic database of THERMOCALC, version 3.21) was used, including recent updates (Holland and Powell, 1998; Baldwin et al., 2005; Kelsey et al., 2005; White et al., 2007). Rock-specific equilibrium assemblage diagrams were calculated with the free energy minimization programs THERIAK and DOMINO (de Capitani and Petrakakis, 2010). Solution models used for computation are indicated in Table 2. Bulk rock compositions were obtained by ICP-AES on rock powders at the CRPG Nancy (Table 3). Mineral abbreviations are from Whitney and Evans (2010). In order to comply with the migmatitic composition of CUU metapelites and MHLU orthogneisses, in the thermodynamic modelisations the liquid is present as a phase in equilibrium with solid phases.

With the aim of constraining the P-T conditions of the D2 event in CUU and MHLU we selected 3 samples (CEU13-09, CEU13-07 and CEU13-17, Table 3): one CUU migmatitic metapelite displaying a preserved S2 foliation and containing minor mineralogical relics related to D1 tectono-metamorphic event (sample CEU13-09), one CUU metapelite with a S1 foliation (sample CEU13-07) to compare with sample CEU13-09, and one sample of a MHLU orthogneiss with well-developed S2 foliation and minor retro-morphic crystallizations (sample CEU13-17).

For the CUU, calculated equilibrium assemblage diagrams (sample CEU13-09, Fig. 9A and sample CEU 13-07 Fig. 9B) show that the association quartz + garnet + feldspars + biotite + sillimanite + liquid, which is typical for the D2 tectono-metamorphic event, is equilibrated under a temperature range of 770 to 850 °C and a pressure range of 7 to 10 kbar.

For the MHLU, the pseudosection (Fig. 9C) shows that syn-S2 assemblage is equilibrated under the stability field of quartz + garnet + feldspars + biotite + sillimanite + liquid. A temperature range between 730 °C and 820 °C and a pressure between 5.5 and 10 kbar are consistent with granulite facies conditions. The presence of syn- to post-S2 cordierite- and biotite-bearing leucosomes implies a retrograde evolution within the quartz + feldspars + biotite + cordierite + liquid stability field. The proposed P-T path is well constrained by the lack of garnet in leucosomes, indicating cooling during decompression (Fig. 9C).

In addition to thermodynamic modelling we also applied garnet-biotite exchange thermometer (Ferry and Spear, 1978) for syn-S2 biotite in equilibrium with garnet rims in four samples of CUU metapelites (CEU12-01, CEU12-02, CEU12-14 and CEU13-09) and two samples of MHLU orthogneisses (M10-32 and CEU13-16), all displaying the S2 foliation. A temperature of 771 ± 71 °C was calculated for both metapelites and orthogneisses and must be considered as a minimal temperature for the D2 event (Table 4).

Relics of kyanite destabilized into sillimanite in the CUU metapelites (Fig. 6C) demonstrate a pressure drop for this unit. The lack of kyanite in the MHLU orthogneisses points to a different P-T evolution for the two units prior to the D2 event (Figs. 10, 11, 12). The difference in the maximal pressure recorded by the two units is particularly significant for the tectonic evolution of the belt.

In order to define the P-T conditions for the D3 event, a fourth equilibrium assemblage diagram has been computed from the bulk rock composition on the metapelite CEU12-07 (Table 3), which was intensively reworked during the D3 tectono-metamorphic event. The modeled pseudosection (Fig. 9D) suggests that the development of a quartz + feldspars + biotite + chlorite + phengite association,

Table 2
Solution models used for computation of equilibrium assemblage diagrams.

Mineral	Abbreviation	Reference	End-members
	Whitney and Evans, 2010		
Biotite	Bt	White et al., 2007	phlogopite, annite2, obiotite, eastonite, tbiotite
Phengitic White Mica	Ph	Coggon and Holland, 2002	muscovite, celadonite, Fe-celadonite, paragonite
Garnet	Grt	White et al., 2007	almandine, pyrope, grossular
Cordierite	Crd	Holland and Powell, 1998	cordierite, Fe-cordierite, Mn-cordierite, hydr-cordierite
Feldspar	Fsp	Baldwin et al., 2005	sanidine, high-albite, anorthite
Orthopyroxene	Opx	White et al., 2002	enstatite, ferrosilite, Mg-Tscher.pyx, FM.px, mots
Omphacite	Cpx	Holland and Powell, 1998	diopside, jadeite, hedenbergite, omphacite
Amphibole	Amp	Diener and Powell, 2012	tremolite, tschermakite2, pargasite2, glaucophane2, grunerite2, acam, bcam
Chlorite	Chl	Holland et al., 1998	Al-free-chlorite, clinocllore, daphnite, amesite, Mn-chlorite
Melt	Liq	White et al., 2007	silica8.liq, albite.liq, K-feldspar.liq, anorthite.liq, sillimanite8.liq, forsterite8.liq, fayalite8.liq, H2O.liq

Table 3
Bulk rock composition used for the calculation of the P-T pseudosections. Analysed in weight % and converted to the model in mol %.

Sample	CEU13-09	CEU13-07	CEU13-17	CEU12-07
Lithology	Metapelite (leucosome, S2)	Metapelite (S2)	Orthogneiss (S2)	Metapelite (S3)
wt%				
SiO2	73.01	56.28	73.28	60.57
Al2O3	14.9	22.09	14.29	20.22
Fe2O3	1.08	10.08	1.18	6.63
MgO	0.44	2.28	0.24	1.97
CaO	0.9	0.7	0.45	0.27
Na2O	1.61	0.84	2.01	0.9
K2O	6.1	1.97	6.9	4.65
Total	98.03	95.68	88.75	94.69
mol %				
SiO2	81.79	70.96	82.04	74.28
Al2O3	9.83	16.42	9.43	14.61
Fe2O3	0.46	4.78	0.5	3.06
MgO	0.73	4.28	0.39	3.59
CaO	1.08	0.94	0.53	0.36
Na2O	1.75	1.03	2.18	0.46
K2O	4.36	1.58	4.93	3.64
Total	100	100	100	100

typical for the D3 event, is possible under a P-T range of 1–5 kbar and 390–550 °C.

In addition and in order to better constrain the pressure for the D3 event, we used the phengite barometer (Massonne and Schreyer, 1987) based on the pressure-temperature dependence of the composition of white mica coexisting with K-feldspar, quartz and biotite. We applied this method to the metapelite sample CEU 12-07. In the latter the average value for Si⁴⁺ content of white mica is about 3.08 ± 0.09. Hence, for a temperature range of 390–550 °C obtained from the equilibrium assemblage diagram we infer a pressure ranging from 1 to 3 kbar.

Fig. 10 is a schematic P-T diagram summarizing the P-T evolution of the Ceuta peninsula units. For the D3 tectono-metamorphic event, our data are consistent with P-T conditions of 390–550 °C and 1–3 kbar. We propose conditions of about 780–820 °C and 7–10 kbar for the D2 tectono-metamorphic event. The UHP conditions inferred from the literature have been added. The timing of UHP minerals is considering as Variscan or older by previous authors (Ruiz Cruz and Sanz de Galdeano, 2012a, 2012b). Concerning P-T conditions for D1 tectono-metamorphic event we used data from Ruiz Cruz and Sanz de Galdeano (2012a, 2012b) and El Maz and Guiraud (2001) that are in agreement with our petrographic observations.

In summary, the deformation of the CUU metapelites is clearly associated with metamorphic evolution (Fig. 10, Fig. 11). The syn-S1 metamorphic assemblage is typical for high-pressure granulite facies, while the syn-S2 ubiquitous assemblage is characteristic of intermediate

to low-pressure granulite facies conditions. The mineral association coeval to the development of S3 mylonitic foliation is stable at the transition between amphibolite- and greenschist-facies conditions. Finally, the post-S3 crystallization, i.e. the development of prehnite and stilpnomelane in association with chlorite and white micas records a late re-equilibration under the low-pressure domain of the sub-greenschist-facies.

In the MHLU, the main foliation plane (i.e. S2) developed under intermediate-pressure granulite facies conditions. Crystallization of post S2 cordierite-bearing leucosomes (Fig. 5F) records an evolution under low-pressure granulite facies, while the mylonitic S3 foliation developed at the boundary between amphibolite and greenschist facies. Final cooling of this unit is accomplished under the conditions of sub-greenschist to prehnite-pumpellyite facies (Fig. 10, Fig. 12).

The drop of P-T conditions observed from D2 to D3 events is a clear record of the final exhumation of the CUU and MHLU.

6. In situ U-Th-Pb dating

6.1. Analytical method

In order to constrain the age of the D2 tectono-metamorphic event, U-Th-Pb datings have been performed on four samples. We chose one leucosome, parallel and stable in the S2 foliation, from MHLU (SEB13-03) with minor retromorphic crystallizations. Monazite (Mnz) grains analysed in this sample are in equilibrium with quartz and feldspar

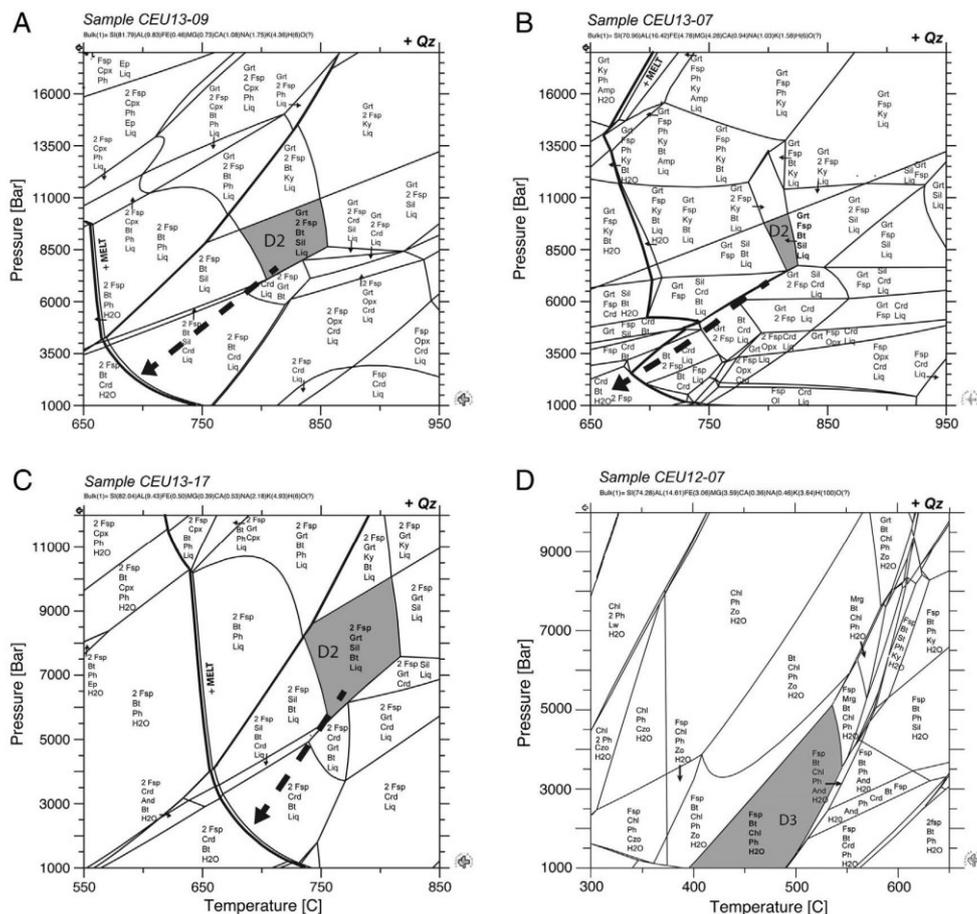


Fig. 9. P-T pseudosections
 A, a foliated biotite-sillimanite bearing CUU metapelite with S2 foliation and relics of kyanite (sample CEU13-09).
 B, a kyanite bearing high pressure CUU metapelite (sample CEU13-07).
 C, MHLU orthogneiss with S2 foliation (sample CEU13-17).
 D, CUU metapelite retro-morphosed into amphibolite to greenschist facies conditions (reworked during D3 event) (sample CEU12-07).

(Fig. 13A). The ages obtained in this mineral will indicate the age of syn-S2 partial melting. In addition, we chose two samples CEU12-02 and M10-32 coming from CUU metapelites and MHLU orthogneisses respectively. Monazite and xenotime (Xnt) dated on these samples developed within the S2-foliation in equilibrium with biotite and sillimanite (Fig. 13B, C) corresponding to 780–820 °C and 7–10 kbar P-T conditions (Fig. 10). It is important to note that sillimanite is partially retro-morphosed to white mica (Fig. 13B). To test the influence of fluid circulation we chose the sample CEU12-19 coming from CUU kyanite bearing high-pressure metapelite with a S1 foliation. Zircons and monazites analysed in this sample were located in inclusion within fractured garnet or into the matrix in equilibrium with cordierite and spinel coronas (Fig. 13D). Fluid circulation is evidenced by the filling of fracture in garnet by chlorite and white mica (Fig. 13D).

All analyses have been performed in-situ in thick-sections in order to keep the microstructural context of the analysed minerals. Prior to LA-ICP-MS in situ U-Th-Pb analyses, minerals were examined with backscattered electrons (BSE) imaging using a Scanning Electron Microscope (SEM) from the University of Montpellier. The operating conditions were of 15 kV accelerating voltage and 1.5 nA beam current. In addition, cathodoluminescence (CL) images were performed on monazite and zircon using a SEM from the Institut des Sciences de la

Terre in the University of Pierre and Marie Curie. The operating conditions were of 15 kV accelerating voltage and 20 nA beam current. CL and BSE images of monazite and xenotime do not show evidence of important zonation (Fig. 14A, B, C, D and Appx. G1, Appx. G2). CL images on zircon exhibit zonation showing the presence of a core (Appx. G3, G4). In situ U/Th-Pb data were acquired at Geosciences Montpellier (University of Montpellier, France), by laser ablation (LA)-ICP-MS using a Lambda Physik CompEx 102 Excimer laser coupled to an Element XR sector field ICP-MS. Laser spot sizes were 26 µm. The laser was first fired to clean the sample surface (ten pulses) and then material was ablated under ultrapure helium in a 15 cm³, circular shaped cell with an energy density of 10 J/cm² at a frequency of 4 Hz during 30 s. Monazite and xenotime were bracketed by analyses of the Managotry monazite standard (Poitrasson et al., 2000) whereas zircon was calibrated against the well-characterized G91500 reference material (Wiedenbeck et al., 1995). Repeated analyses of these reference minerals were used to correct for inter-element fractionation and for mass bias factor corrections (see details in Bosch et al., 2011). Quoted ratios (see Table 5) correspond to measured ratios corrected for background and mass discrimination (+ elemental fractionation for the ²⁰⁶Pb/²³⁸U ratios). All ages have been calculated using the U and Th decay constants recommended by Steiger and Jäger (1977). Analytical

Table 4

Garnet-biotite exchange thermometer results, based on Ferry and Spear (1978). Samples CEU12-01, CEU12-02, CEU12-14 and CEU13-09 are CUU metapelites. Samples M10-32 and CEU13-16 are MHLU orthogneisses. See Table 1 for microprobe analysis of garnet and biotite.

Sample	Mineral	Analysis No.	T min (°C)	T max (°C)	T average (°C)	T average by sample (°C)
CEU12-01	garnet 1	grt33-bt34	705	760	733 ± 39	730 ± 32
		grt35-bt36	695	750	723 ± 39	
	garnet 2	grt41-bt42	695	750	723 ± 39	
CEU12-02	garnet 3	grt51-bt52	715	770	743 ± 39	753 ± 82
	garnet 1	grt8-bt7	685	685	685 ± 0	
CEU13-09	garnet 2	grt11-bt12	790	850	820 ± 42	778 ± 54
		garnet 1	grt41-bt40	800	860	
	garnet 2	grt49-bt50	715	770	743 ± 39	
	garnet 3	grt3-bt4	780	840	810 ± 42	
CEU12-14	garnet 3	grt6-bt7	695	750	723 ± 39	806 ± 85
		grt8-bt9	790	850	820 ± 42	
	garnet 4	grt14-bt15	715	770	743 ± 39	
	garnet 1	grt22-bt23	630	690	660 ± 42	
		grt25-bt24	880	960	920 ± 57	
	garnet 2	grt27-bt28	860	940	900 ± 57	
		grt37-bt38	725	780	753 ± 39	
	garnet 3	grt40-bt39	780	840	810 ± 42	
		grt43-bt41	790	850	820 ± 42	
	garnet 4	grt44-bt45	800	860	830 ± 42	
grt47-bt46		725	780	753 ± 39		
M10-32	garnet 1	grt33-bt38	620	670	645 ± 35	754 ± 70
	garnet 2	grt36-bt37	725	780	753 ± 39	
CEU13-16	garnet 3	grt40-bt41	780	840	810 ± 42	803 ± 54
		grt42-bt43	725	780	753 ± 39	
CEU13-16	garnet 4	grt48-bt49	780	840	810 ± 42	803 ± 54
		grt48-bt49	780	840	810 ± 42	
	garnet 1	grt58-bt59	790	850	820 ± 42	
		grt60-bt61	790	850	820 ± 42	
garnet 2	grt63-bt62	810	870	840 ± 42		
	grt68-bt67	705	760	733 ± 39		

data were plotted and ages were calculated using the IsoplotEx program (Ludwig, 2003). Individual analyses in Table 5 and in concordia plots are ± 1σ errors and uncertainties in ages are quoted in the text at the 2σ level.

6.2. Results

6.2.1. Ceuta upper unit (CUU)

- Sample CEU12-02: Three monazites (19 spots) and one xenotime (4 spots) were analysed (see Table 5). Analysed grains are anhedral and located in the S2 foliation, in equilibrium with biotite and sillimanite (Fig. 13B). Analyses of monazite and xenotime are plotted together in a Tera-Wasserburg Concordia diagram and are aligned along a chord yielding an intercept age of 21.34 ± 0.55 Ma (MSWD = 0.47) (Fig. 15A). This age is similar to that provided by the by the ²⁰⁶Pb/²³⁸U weighted mean (21.9 ± 0.6 Ma) of the monazite and xenotime grains (Table 5, Fig. 14A, B, C). Given that some data display a slight contribution of common Pb, we favour the concordia intercept of 21.34 ± 0.55 Ma as our best estimate for the crystallization of monazite and xenotime in metapelite CEU12-02.

- Sample CEU12-19: Eleven analyses have been performed on eight zircon grains with rounded edges (Table 5). In the Concordia diagram (Fig. 15B) analyses are distributed in a fan-like domain with intercepts at ca. 20, 600 and 1800 Ma (Fig. 14E, F). The lower value at ca. 20 Ma is well constrained by one analysis concordant at 21.5 ± 1.8 Ma (2σ) (Table 5). This analysis is from the outer part of the grain and is interpreted as a metamorphic overgrowth (Fig. 13E). This overgrowth is characterized by a high Th/U value (0.25), distinctly higher than the low Th/U (< 0.1) commonly attributed to a metamorphic growth (Rubatto, 2002). This suggests that the overgrowth probably crystallized in the presence of melt. The central part of the grain is older

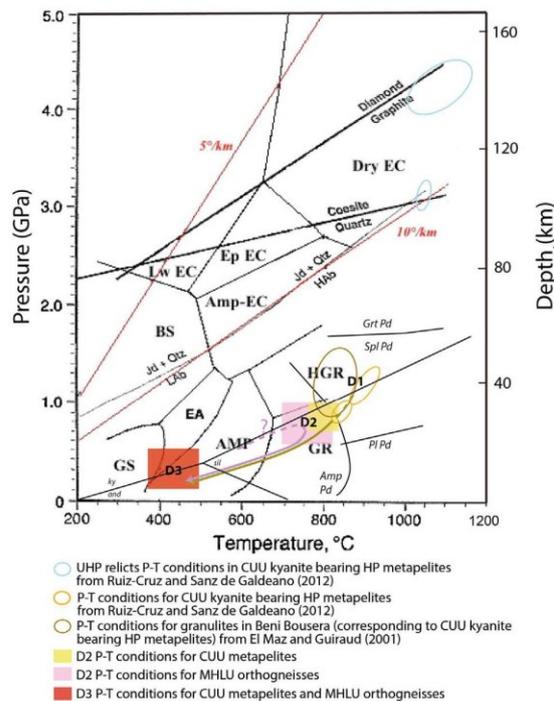


Fig. 10. Summary diagram of D2 (in yellow for CUU metapelites and in pink for MHLU orthogneisses) and D3 (in red) P-T conditions. D1 P-T conditions for CUU kyanite bearing HP metapelites are from Ruiz Cruz and Sanz de Galdeano (2012a, 2012b) in orange circles, and from El Maz and Guiraud (2001) in brown circle. P-T conditions for UHP relicts in CUU kyanite bearing HP metapelites studied by Ruiz Cruz and Sanz de Galdeano (2012a, 2012b, 2013) are indicated in blue circles. CUU P-T path is represented in brown arrow. MHLU P-T path is represented in pink arrow. Prograde MHLU P-T path (pink arrow) is deduced from structural and petrographic observations. See text for more details. Abbreviations are: GS, greenschist facies; BS, blueschist facies; EA, epidote amphibolite facies; AMP, amphibolite facies; GR, granulite facies; HGR, high granulite facies; Grt Pd, garnet peridotite stability field; Spl Pd, spinel peridotite stability field; Pl Pd, plagioclase peridotite stability field from Webb and Wood (1986); Amp Pd, amphibolite peridotite stability field from Jenkins (1981). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

(²⁰⁶Pb/²³⁸U > 178.8 ± 4.8 Ma) and displays a low Th/U ratio, which suggests partial recrystallization during formation of the ca. 21.5 Ma overgrowth. The distribution of the remaining points indicates that the detrital zircons derived from Neoproterozoic to Paleoproterozoic sources.

In addition six analyses were performed on five anhedral monazite grains. Similarly to the zircon results, the monazites display very scattered analyses without concordant data points. This resembles complex patterns of Pb losses and inheritance (Fig. 15C) which have been repeatedly reported for monazite in magmatic and metamorphic environments (e.g. Copeland et al., 1988; Bosch et al., 2002) and which may reflect partial resetting of the U-Th-Pb system of the monazite as recently reported by experimental results (Grandhomme et al., 2016). In the Concordia diagram (Fig. 15C), the youngest grain analysed, although highly discordant, displays a ²⁰⁶Pb/²³⁸U age of 23.2 ± 2.0 Ma (Fig. 14D) similar within errors to the age of the zircon metamorphic overgrowth in this rock and to the monazite from sample CEU12-02. The least discordant analysis has a ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age of 301 ± 90 Ma supporting the occurrence of a Hercynian component.

To sum up, the distribution of the analyses in the Concordia diagram is consistent for inherited old grains, overprinted by a metamorphic Alpine event.

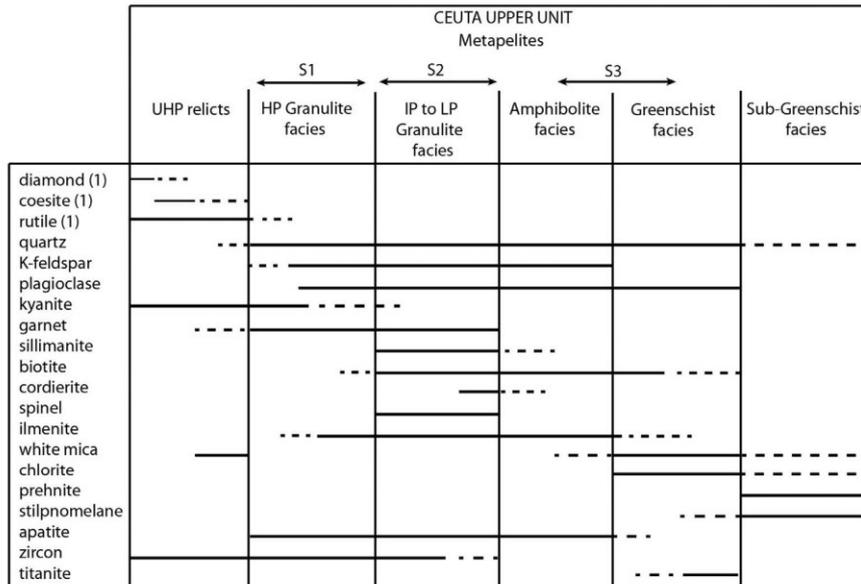


Fig. 11. Link between metamorphic minerals and deformation phases in the metapelites from Ceuta Upper Unit (UHP: ultra-high pressure, HP: high pressure, IP: intermediate pressure, LP: low pressure, (1) from Ruiz Cruz and Sanz de Galdeano, 2012a, 2012b, 2013).

6.2.2. Monte Hacho lower unit (MHLU)

- Sample M10-32: Reported in the Concordia diagram (Fig. 15D), analyses yield various degrees of common Pb, but define a discordia line intersecting the concordia at 21.55 ± 0.76 Ma. It is identical to that of monazite from the metapelite CEU 12-02 (21.34 ± 0.55 Ma), as well as to the age of the zircon metamorphic overgrowth in sample CEU 12–19 (21.5 ± 1.8 Ma).

- Sample SEB13-03: In the Concordia diagram (Fig. 15E) monazite analyses cluster close to concordia at ca. 20 Ma and provide a discordia age of 20.33 ± 0.65 Ma. Although slightly younger, this age is within error of the age of monazite from sample M10–32 (21.55 ± 0.76 Ma). One analysis from the central part of the monazite grain gives a significantly older $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 26.8 ± 1.8 Ma (2σ) (Fig. 13F). This

discrepancy is attributed to the preservation of a first monazite population which underwent recrystallization, or was plated by new monazite during a second growth event. It is noteworthy that this age is reproduced by the monazite analyses, which provide an intercept age of 28.8 ± 1.0 Ma.

To summarize, monazite and xenotime from metapelite and orthogneiss samples, located into matrix in equilibrium with S2 fabric give ages scattered between 28.8 ± 1.0 Ma and 20.3 ± 0.7 Ma. In the metapelites, zircon and monazite located in inclusion within garnet or into matrix in equilibrium with cordierite and spinel coronas show Variscan (301 ± 90 Ma), Neoproterozoic (ca. 600 Ma) to Paleoproterozoic (ca. 1800 Ma) ages but have also recorded the Miocene metamorphic event.

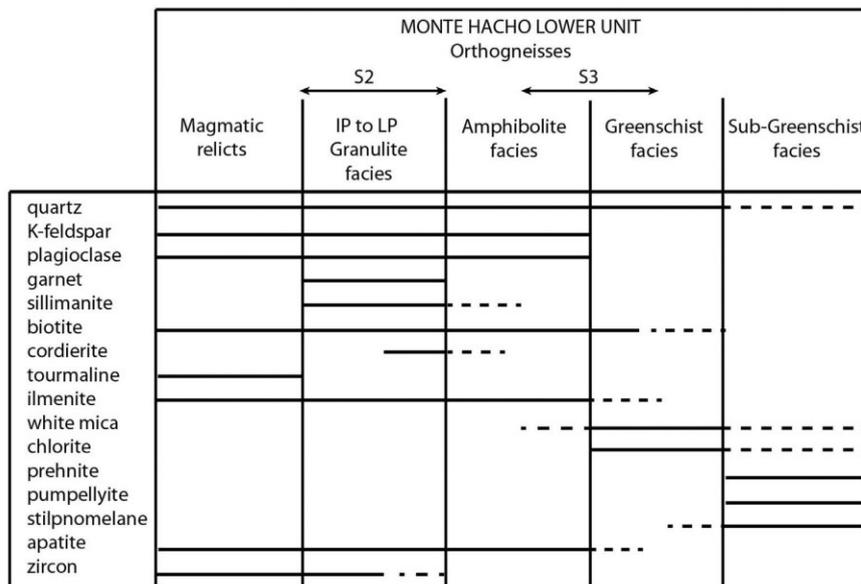


Fig. 12. Link between metamorphic minerals and deformation phases in the Monte Hacho Lower Unit orthogneisses (IP: intermediate pressure).

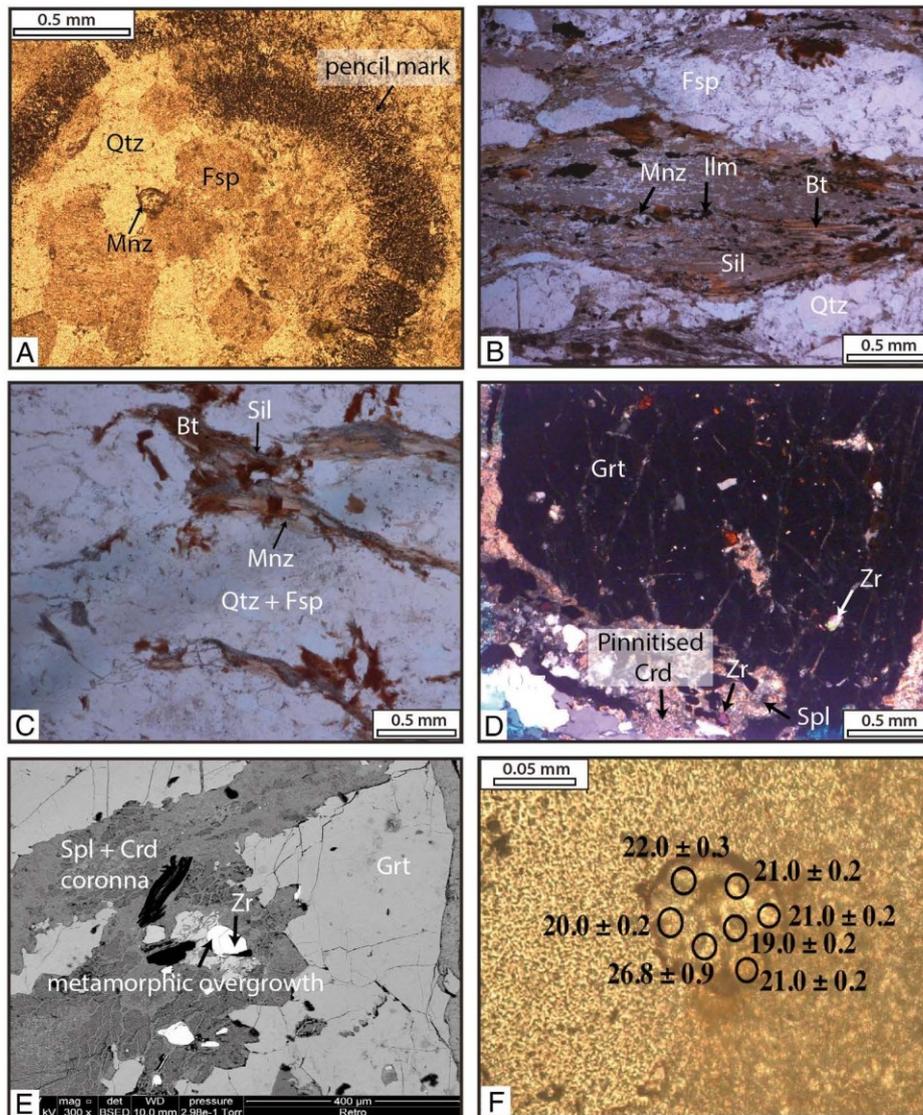


Fig. 13. Example of microstructural position for monazites and zircons analysed for U-Th-Pb dating.
 A, syn-S2 monazite in equilibrium with quartz and feldspar in the MHLU orthogneiss leucosome SEB13-3.
 B, monazite in equilibrium with syn-S2 biotite, sillimanite and ilmenite in the foliated biotite-sillimanite bearing CUU metapelite CEU12-02.
 C, monazite in equilibrium with syn-S2 biotite and sillimanite in the MHLU orthogneiss M10-32.
 D, zircons located in reactional corona around garnet and in inclusion into syn-S1 garnet in kyanite bearing high pressure CUU metapelite CEU12-19.
 E, SEM image showing the metamorphic overgrowth on a zircon in kyanite bearing high pressure CUU metapelite CEU12-19.
 F, zoom on monazite in the MHLU orthogneiss leucosome SEB13-3 with 206Pb/238U apparent ages.

7. Ar/Ar dating

7.1. Analytical method

Samples were crushed and sieved and selected grain size for the crystals was in the order of 100–200 μm . Crystals were concentrated by using a Frantz magnetic separator. Muscovite and biotite were finally selected under a binocular microscope. Samples were packed in aluminium foil for irradiation in the core of the Triga Mark II nuclear reactor of Pavia (Italia) with several aliquots of the Taylor Creek sanidine standard (28.34 ± 0.08 Ma; Renne et al., 1998) as flux monitor. Argon isotopic interferences on K and Ca were determined by irradiation of KF

and CaF₂ pure salts from which the following correction factors were obtained: $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K} = 0.00969 \pm 0.00038$, $(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K} = 0.01297 \pm 0.00045$, $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 0.0007474 \pm 0.000021$ and $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 0.000288 \pm 0.000016$. Argon analyses were performed at Géosciences Montpellier (France). The gas extraction and purification line consists of: (a) an IR-CO₂ laser of 100 kHz used at 3–15% power to heat samples during 60 s, (b) a lenses system for beam focusing, (c) a steel chamber, maintained at 10–8–10–9 bar, with a copper holder in which 2 mm-diameter blind holes were milled, (d) two Zr–Al getters for purification of gases. Two different mass spectrometers were used: a MAP 215-50 noble gas mass spectrometer and a multi-collector mass spectrometer (Argus VI from Thermo-Fisher).

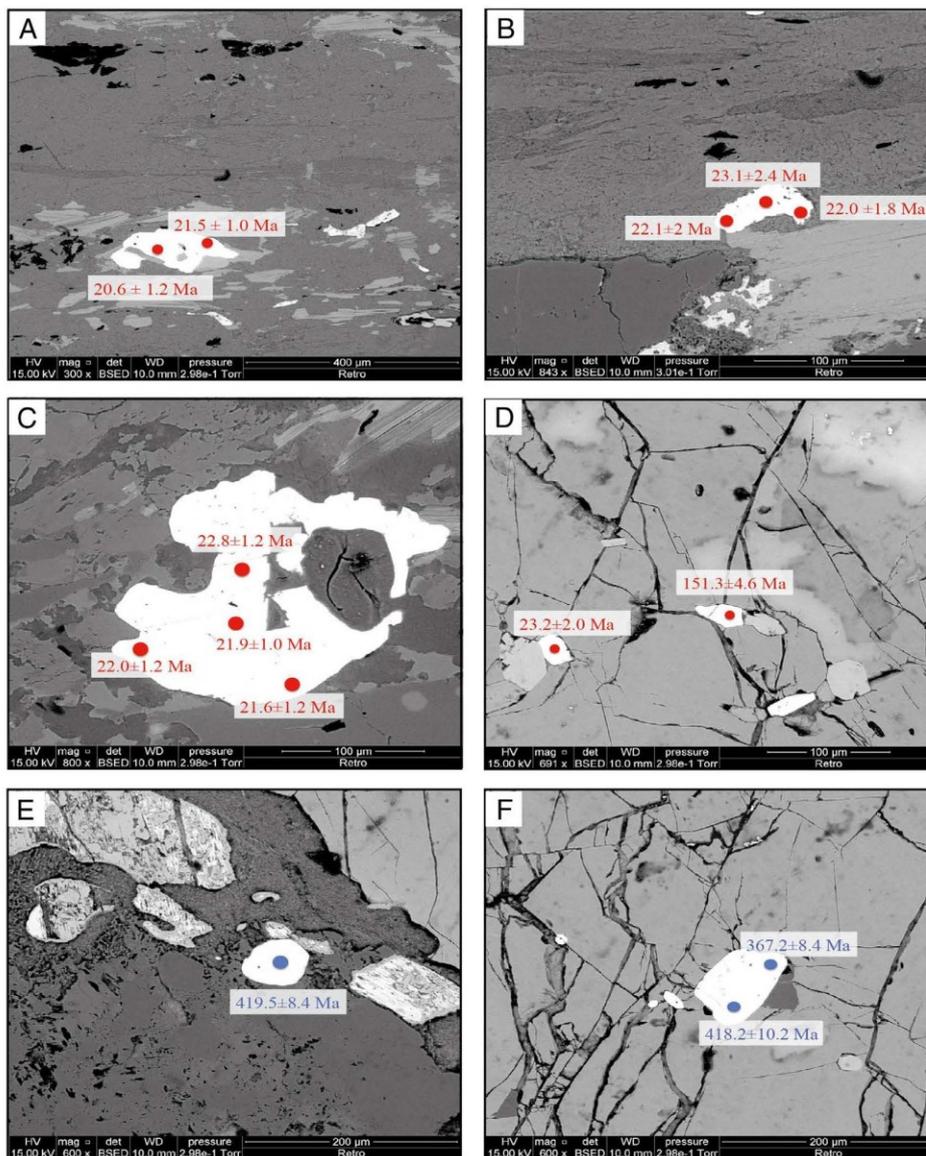


Fig. 14. BSE images and U-Pb isotope data for monazite grains (in red) and zircon grains (in blue). All ages are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ discordant ages, with errors quoted at the 2σ level.

A, monazite in equilibrium with syn-S2 mineral assemblages in a foliated biotite-sillimanite bearing CUU metapelite (sample CEU12-02).

B, xenotime in equilibrium with syn-S2 mineral assemblages in a foliated biotite-sillimanite bearing CUU metapelite (sample CEU12-02).

C, monazite in equilibrium with syn-S2 mineral assemblages in a foliated biotite-sillimanite bearing CUU metapelite (sample CEU12-02).

D, monazites in inclusion into garnet in a CUU kyanite bearing high pressure CUU metapelite (sample CEU12-19).

E, zircon located in spinel and cordierite symplectite in a CUU kyanite bearing high pressure CUU metapelite (sample CEU12-19).

F, zircon in inclusion into garnet in a CUU kyanite bearing high pressure CUU metapelite (sample CEU12-19). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Aliquots of forty to fifty grains of biotite and white micas were distributed five to ten grain deep in one and two holes of the copper holder, respectively, and were step heated. Blank analysis were performed every three sample analyses. Raw data of each step and blank were processed and ages were calculated using the ArArCALC-software (Koppers, 2002). The criteria for defining plateau ages are: (1) plateau steps should contain at least 70% of released ^{39}Ar , (2) there should be at least three successive steps in the plateau and (3) the integrated age of the plateau should agree with each apparent age of the plateau within a 2σ confidence interval. All the subsequent quote uncertainties are at the

2σ level including the error on the irradiation factor J. With the MAP spectrometer the atmospheric contribution was difficult to determine precisely because of a high ^{36}Ar background on blanks. Thus, errors on individual ages are large (up to 5%) but we choose to present these results because they are complementary to those obtained on the Argus. Data are reported in Table 6.

7.2. Results

In the CUU, biotites underlining the S2 foliation from two samples

Table 5
U–Th–Pb data for monazite, xenotime and zircon from samples CEU12-02, CEU12-19, M10-32 and SEB13-03.

Analysis_#												Apparent age (Ma)				
	Pb*	Th	U	Th/	208Pb/	207Pb/	±	207Pb/	±	206Pb/	±	Rho	206Pb/	±	207Pb/	±
	(ppm)	(ppm)	(ppm)	U	206Pb	206Pb	(1 s)	235 U	(1 s)	238 U	(1 s)		238 U	(1 s)	206Pb	(1 s)
Metapelite CEU12-02																
Monazite																
#1-1	79	12,560	1819	6.91	2.3	0.0574	0.0062	0.0261	0.0027	0.0033	0.0001	0.32	21.2	0.7	507	223
#1-2	167	26,652	4210	6.33	2.0	0.0579	0.0043	0.0255	0.0018	0.0032	0.0001	0.41	20.6	0.6	525	155
#1-3	132	20,888	3253	6.42	2.1	0.0584	0.0040	0.0268	0.0018	0.0033	0.0001	0.37	21.4	0.5	545	144
#1-4	119	18,057	2931	6.16	2.1	0.0589	0.0041	0.0271	0.0018	0.0033	0.0001	0.36	21.5	0.5	562	144
#1-5	42	5273	990	5.32	2.0	0.1124	0.0119	0.0548	0.0053	0.0035	0.0002	0.47	22.8	1.0	1839	180
#1-6	127	20,104	2998	6.70	2.3	0.0567	0.0044	0.0255	0.0019	0.0033	0.0001	0.33	21.0	0.5	478	164
#1-7	67	11,263	1183	9.52	3.1	0.0619	0.0061	0.0287	0.0027	0.0034	0.0001	0.35	21.7	0.7	669	197
#2-1	107	16,909	2150	7.87	2.6	0.0664	0.0058	0.0314	0.0026	0.0034	0.0001	0.35	22.0	0.6	819	172
#2-2	119	20,200	1724	11.72	3.8	0.0843	0.0075	0.0415	0.0035	0.0036	0.0001	0.37	23.0	0.7	1300	163
#2-3	105	19,132	1434	13.34	3.9	0.1106	0.0084	0.0545	0.0038	0.0036	0.0001	0.49	23.0	0.8	1809	133
#3-1	151	22,549	3875	5.82	1.9	0.0539	0.0042	0.0254	0.0019	0.0034	0.0001	0.31	22.0	0.5	365	167
#3-2	100	14,634	2375	6.16	2.0	0.0827	0.0064	0.0396	0.0029	0.0035	0.0001	0.40	22.4	0.6	1262	144
#3-3	133	19,251	3584	5.37	1.8	0.0537	0.0043	0.0252	0.0019	0.0034	0.0001	0.31	21.9	0.5	357	171
#3-4	120	18,733	3019	6.21	2.0	0.0548	0.0050	0.0261	0.0023	0.0035	0.0001	0.30	22.2	0.6	402	192
#3-5	137	19,765	3026	6.53	2.2	0.0863	0.0055	0.0421	0.0025	0.0035	0.0001	0.43	22.8	0.6	1345	119
#3-6	137	23,761	3110	7.64	2.5	0.0577	0.0051	0.0267	0.0023	0.0034	0.0001	0.32	21.6	0.6	517	183
#3-7	150	24,310	3641	6.68	2.2	0.0543	0.0045	0.0252	0.0020	0.0034	0.0001	0.34	21.6	0.6	382	175
#3-8	146	24,390	3423	7.13	2.2	0.0603	0.0049	0.0284	0.0022	0.0034	0.0001	0.34	22.0	0.6	616	167
#3-9	142	21,661	3707	5.84	1.9	0.0645	0.0047	0.0307	0.0021	0.0035	0.0001	0.38	22.2	0.6	757	147
Xenotime																
#1-1	15	195	402	0.49	0.8	0.0758	0.0095	0.0358	0.0042	0.0034	0.0002	0.40	22.1	1.0	1089	233
#1-2	10	226	501	0.45	0.2	0.0599	0.0099	0.0278	0.0044	0.0034	0.0002	0.30	21.7	1.1	601	322
#1-3	15	275	619	0.44	0.6	0.0795	0.0129	0.0393	0.0060	0.0036	0.0002	0.33	23.1	1.2	1185	290
#1-4	25	425	734	0.58	0.9	0.0817	0.0102	0.0386	0.0045	0.0034	0.0002	0.37	22.0	0.9	1239	227
Metapelite CEU12-19																
Monazite																
#1-1	61	11,340	358	31.66	5.6	0.1296	0.0092	0.1157	0.0072	0.0065	0.0002	0.54	41.6	1.4	2093	120
#2-1	744	11,488	1083	10.61	3.2	0.0523	0.0010	0.2989	0.0052	0.0414	0.0004	0.58	261.6	2.6	301	45
#3-1	451	23,820	1731	13.76	3.3	0.0546	0.0015	0.1254	0.0031	0.0167	0.0002	0.49	106.5	1.3	397	59
#3-2	1405	29,296	1592	18.40	5.4	0.0525	0.0011	0.2441	0.0047	0.0337	0.0004	0.55	213.9	2.2	306	48
#4-1	864	22,330	502	44.49	15.6	0.0619	0.0023	0.2028	0.0071	0.0238	0.0004	0.43	151.3	2.3	672	79
#5-1	98	24,131	427	56.45	14.8	0.1033	0.0121	0.0513	0.0056	0.0036	0.0002	0.41	23.2	1.0	1685	202
Zircon																
#1-1	15	212	203	1.05	0.3	0.0604	0.0017	0.4883	0.0123	0.0586	0.0007	0.47	367.2	4.2	619	59
#1-2	13	122	172	0.71	0.2	0.0603	0.0018	0.5586	0.0155	0.0672	0.0009	0.46	418.9	5.1	616	64
#2-1	4	106	353	0.30	0.2	0.0582	0.0038	0.0819	0.0052	0.0102	0.0002	0.30	65.5	1.2	536	138
#2-2	1	40	228	0.17	0.0	0.0525	0.0128	0.0314	0.0075	0.0043	0.0002	0.54	27.9	1.3	307	476
#3-1	49	109	615	0.18	0.1	0.0823	0.0017	0.7625	0.0134	0.0672	0.0007	0.58	419.5	4.2	1252	39
#4-1	1	75	308	0.25	0.1	0.0478	0.0119	0.0220	0.0054	0.0033	0.0001	0.17	21.5	0.9	87	506
#4-2	8	35	386	0.09	0.3	0.0616	0.0019	0.2390	0.0069	0.0281	0.0004	0.47	178.8	2.4	661	66
#5-1	55	124	787	0.16	0.1	0.1054	0.0022	1.1728	0.0219	0.0807	0.0009	0.58	500.1	5.2	1722	38
#6-1	2	27	142	0.19	0.2	0.0800	0.0053	0.1935	0.0122	0.0175	0.0004	0.36	112.0	2.6	1198	126
#7-1	11	15	196	0.07	0.2	0.0657	0.0021	0.4008	0.0119	0.0442	0.0006	0.48	279.0	3.9	797	66
#8-1	3	124	97	1.28	0.2	0.0964	0.0068	0.3051	0.0197	0.0230	0.0007	0.44	146.2	4.2	1556	126
Orthogneiss M10-32																
Monazite																
#1-1	240	29,422	2005	14.7	1.6	0.2808	0.0094	0.1894	0.0079	0.0049	0.0001	0.49	31.5	0.8	3367	51
#2-1	238	20,420	2705	7.6	1.9	0.1796	0.0091	0.1056	0.0064	0.0043	0.0001	0.38	27.4	0.9	2650	82
#2-2	199	21,263	3715	5.7	1.8	0.1853	0.0076	0.0999	0.0048	0.0039	0.0001	0.53	25.2	0.7	2701	66
#2-3	138	19,156	2326	8.2	1.6	0.1861	0.0074	0.1019	0.0048	0.0040	0.0001	0.53	25.6	0.6	2708	64
#3-1	146	10,372	1888	5.5	1.8	0.4521	0.0128	0.4137	0.0150	0.0066	0.0002	0.84	42.7	1.0	4092	41
#4-1	206	41,853	4274	9.8	2.6	0.0598	0.0050	0.0271	0.0024	0.0033	0.0001	0.34	21.2	0.7	596	172
#5-1	334	25,398	4566	5.6	1.7	0.3901	0.0084	0.3209	0.0087	0.0060	0.0001	0.61	38.4	0.6	3871	32
Leucosome Orthogneiss SEB13-03																
Monazite																
#1-1	198	35,921	6434	5.58	1.4	0.0723	0.0033	0.0331	0.0014	0.0033	0.0001	0.44	21.1	0.2	1037	52
#1-2	161	32,122	5569	5.77	1.3	0.0550	0.0032	0.0249	0.0014	0.0033	0.0001	0.39	20.8	0.2	431	46
#1-3	185	29,185	7337	3.98	0.9	0.0522	0.0044	0.0238	0.0019	0.0033	0.0001	0.38	22.2	0.3	384	57
#1-4	192	40,191	6248	6.43	1.6	0.0501	0.0054	0.0221	0.0022	0.0032	0.0001	0.38	19.7	0.2	455	54
#1-5	230	35,618	7563	4.71	0.9	0.0481	0.0023	0.0277	0.0012	0.0042	0.0001	0.38	26.8	0.9	120	53
#1-6	123	24,630	5403	4.56	0.9	0.0522	0.0035	0.0220	0.0014	0.0031	0.0001	0.36	19.4	0.2	283	56
#1-7	199	43,905	5514	7.96	1.9	0.0536	0.0036	0.0238	0.0015	0.0032	0.0001	0.34	20.6	0.2	416	67
#2-1	73	364	367	0.99	1.1	0.5951	0.0168	1.5390	0.0865	0.0188	0.0009	0.87	119.8	6	4496	40
#2-2	44	1378	781	1.77	0.7	0.3275	0.0166	0.3289	0.0199	0.0073	0.0002	0.54	46.8	2	3606	76
#2-3	193	28,595	8099	3.53	0.9	0.0599	0.0034	0.0266	0.0014	0.0032	0.0001	0.41	20.9	0.2	543	53
#3-1	11	516	186	2.78	2.1	0.1026	0.0177	0.0664	0.0119	0.0047	0.0002	0.27	30.2	1	1672	289
#3-2	14	561	319	1.76	1.2	0.0928	0.0081	0.0627	0.0058	0.0049	0.0001	0.32	31.5	1	1484	158

(continued on next page)

Table 5 (continued)

Analysis_#												Apparent age (Ma)				
	Pb*	Th	U	Th/	208Pb/	207Pb/	±	207Pb/	±	206Pb/	±	Rho	206Pb/	±	207Pb/	±
	(ppm)	(ppm)	(ppm)	U	206Pb	206Pb	(1 s)	235 U	(1 s)	238 U	(1 s)		238 U	(1 s)	206Pb	(1 s)
#3-3	26	305	305	1.00	3.4	0.1005	0.0082	0.0671	0.0063	0.0048	0.0002	0.49	31.2	1	1634	144
#3-4	23	685	371	1.85	2.5	0.0503	0.0073	0.0311	0.0046	0.0045	0.0001	0.21	28.8	1	207	306
#3-5	18	878	331	2.65	1.9	0.0937	0.0101	0.0608	0.0069	0.0047	0.0002	0.30	30.3	1	1502	191

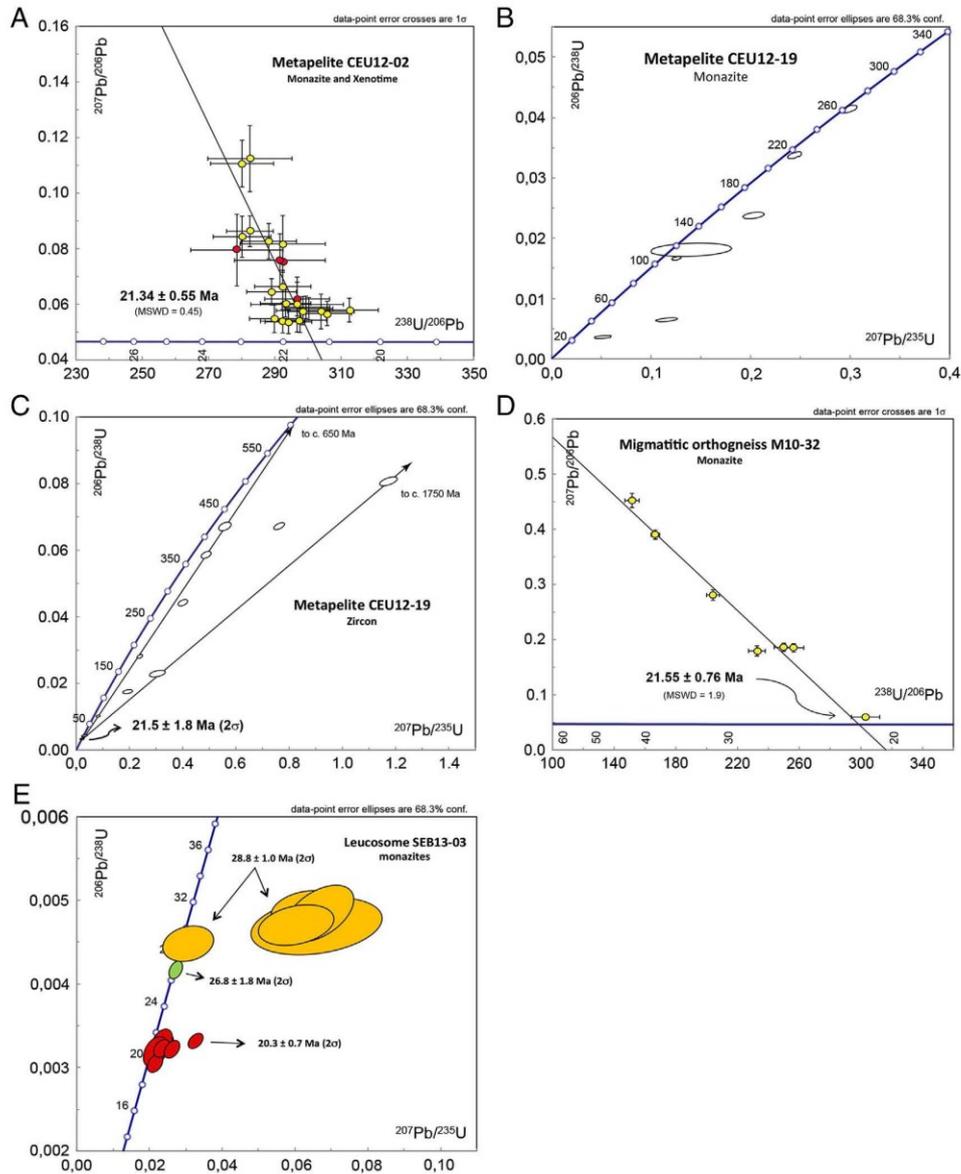


Fig. 15. Tera Wasserburg diagrams for the geochronological data
 A, on monazites (in yellow) and xenotime (in red) from CUU foliated biotite-sillimanite bearing metapelites CEU12-02.
 B, on monazites from sample CUU CEU12-19 (kyanite bearing high pressure metapelite).
 C, on zircons from sample CUU CEU12-19 (kyanite bearing high pressure metapelite).
 D, on monazites from MHLU foliated biotite-sillimanite bearing orthogneiss (sample M10-32).
 E, on monazites from MHLU leucosome SEB13-03. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Table 6
⁴⁰Ar–³⁹Ar results obtained in the Ceuta Upper Unit, Ceuta Shear Zone and Monte Hacho Lower Unit.

Samples	Lithology	Analysed mineral	Total fusion age (2σ)	Plateau age (2σ)	% ³⁹ Ar	MSWD	Inverse isochron age (2σ)	(⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar) _i (2σ)	MSWD
CEUTA upper unit									
CEU12–10	Paragneiss	Biotite	21.07 ± 0.09	21.26 ± 0.10	73.9	1.68	21.44 ± 0.15	248.1 ± 34.3	1.25
SEB12–06	Paragneiss	Biotite	21.39 ± 0.21	21.54 ± 0.23	98.41	0.6	21.63 ± 0.27	282.8 ± 21.5	0.37
CEU13–10 (dup 1)	Paragneiss	Biotite	20.90 ± 0.15	21.42 ± 0.18	38.08	0.75	21.12 ± 0.21	290.9 ± 9.9	6.07
CEU13–10 (dup 2)	Paragneiss	Biotite	20.90 ± 0.18	21.26 ± 0.25	57.36	2.3	21.05 ± 0.26	292.4 ± 7.1	4.28
CEU13–10 (dup 1 and 2 combined)	Paragneiss	Biotite	20.90 ± 0.14	21.35 ± 0.17	42.15	1.65	21.15 ± 0.2	291.6 ± 5.7	3.64
CEU13–10	Paragneiss	Muscovite	21.90 ± 0.25	21.09 ± 0.21	64.34	1.13	20.62 ± 0.53	340.0 ± 44.9	0.36
CEU12–16	Paragneiss	Muscovite	20.86 ± 1.03	21.11 ± 0.76	99.8	0.7	20.85 ± 1.25	334.4 ± 148.5	0.79
CEUTA shear zone									
CEU12–12	Mylonite	Muscovite	22.29 ± 1.38	21.87 ± 1.1	98.7	0.55	20.74 ± 3.18	380.3 ± 227.8	0.49
MONTE Hacho lower unit									
M10–32	Orthogneiss	Biotite	20.78 ± 0.19	20.66 ± 0.19	99.8	1.96	20.54 ± 0.20	322.7 ± 16.5	0.14
CEU13–11	Orthogneiss	Muscovite	21.37 ± 0.16	20.79 ± 0.16	75.6	1.86	20.60 ± 0.23	306.2 ± 10.1	1.21
CEU13–18	Orthogneiss	Muscovite	21.47 ± 0.17	21.11 ± 0.14	82.9	1.14	21.05 ± 0.28	298.9 ± 13.2	1.37
CEU12–27	S3 shear band	Muscovite	20.21 ± 1.43	21.55 ± 1.2	98.7	0.58	19.56 ± 2.46	351.7 ± 117.8	0.35

of foliated biotite-sillimanite bearing metapelites (CEU12-10 and SEB12-06) were analysed. Then, biotites as well as muscovites from a late- to post-S2 leucosome (CEU13-10) were analysed. Finally, syn-D3 muscovites from one foliated biotite-sillimanite bearing metapelites with kyanite relics (CEU12-16) were also analysed.

In the MHLU, biotites underlining S2 from one foliated orthogneiss (M10-32) as well as syn-D3 muscovites from two retromorphosed orthogneisses (CEU13-11 and CEU13-18) were analysed. Muscovites from one proto-mylonitic orthogneiss in a S3 D3 shear zone (CEU12-27) were also analysed.

In the CSZ, muscovites from the S3 ultra-mylonitic orthogneiss (CEU12-12) exhibiting D3 tectonics overprint were analysed.

7.2.1. Ceuta upper unit (CUU)

- Sample CEU 12-10: a biotite micropopulation yields a plateau age (Fig. 16A) at 21.26 ± 0.10 Ma corresponding to 74% of ³⁹Ar released and to three steps only. The inverse isochron for the plateau steps gives a slightly older but concordant age at 21.44 ± 0.15 Ma (MSWD = 1.25; initial ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratio of 248.1 ± 34.3) (*not presented*). The value of the initial ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratio is lower than the atmospheric ratio (295.5) because initial heating steps were not included in this calculation. The plateau-age at 21.26 ± 0.10 Ma is considered as the best age estimate.

- Sample SEB 12-06: a biotite micropopulation yields a plateau age at 21.54 ± 0.23 Ma corresponding to 98% of ³⁹Ar released (Fig. 16B) and a concordant inverse isochron age at 21.63 ± 0.27 Ma (MSWD = 0.37) with an initial ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratio of 282.8 ± 21.5, similar to the atmospheric ratio (*not presented*). The plateau-age at 21.54 ± 0.23 Ma is retained as the best age estimate.

- Sample CEU13-10: two biotite micropopulations replicates from a leucosome were analysed and did not yield well defined plateau-ages but only “mini-plateau” ages of 21.42 ± 0.18 Ma (*not presented*) and 21.26 ± 0.25 Ma (Fig. 16C) corresponding to 38.8% and 57.36% of ³⁹Ar released, respectively. Inverse isochron, calculated with more steps than the mini-plateaus, yield ages of 21.12 ± 0.21 Ma (MSWD = 6.07; initial ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratio of 290.86 ± 9.88) and of 21.05 ± 0.26 Ma (MSWD = 4.28; initial ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratio of 292.36 ± 7.14). The combination of duplicate analyses yields an inverse isochron age of 21.15 ± 0.2 Ma (MSWD = 3.64) with an initial ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratio of 291.59 ± 5.65 indistinguishable from the atmospheric ratio (*not presented*). All these ages are concordant at the 2σ level and we retain the combined inverse isochron age at 21.15 ± 0.2 Ma.)

A muscovite micropopulation from the same sample yields a plateau age at 21.09 ± 0.21 Ma corresponding to 64.34% of ³⁹Ar released (Fig. 16C) and an inverse isochron age, calculated for plateau steps

only, at 20.62 ± 0.53 Ma (MSWD = 0.36) with an initial ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratio of 340.0 ± 44.9 (*not presented*). This high error on calculated age comes from the location of all points near the abscissa axis (³⁹Ar/⁴⁰Ar) of the inverse isochron diagram. The plateau age at 21.09 ± 0.21 Ma is retained as the best estimate.

- Sample CEU12-16: a muscovite micropopulation yields a plateau age at 21.11 ± 0.76 Ma corresponding to 99.8% of ³⁹Ar released (Fig. 16D) and an inverse isochron age of 20.85 ± 1.25 Ma (MSWD = 0.79) with an initial ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratio of 334.4 ± 148.5 (*not presented*). The plateau age at 21.11 ± 0.76 Ma is retained as the best estimate.

7.2.2. Ceuta shear zone (CSZ)

- Sample CEU12-12: a muscovite micropopulation from the main D3 shear zone yields a plateau age at 21.87 ± 1.1 Ma corresponding to 98.7% of ³⁹Ar released (Fig. 16E) and an inverse isochron age at 20.74 ± 3.18 Ma (MSWD = 0.46) with an initial ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratio of 380.3 ± 227.8 (*not presented*). This ill-defined initial ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratio is related to the concentration of points near the abscissa axis of the inverse isochron diagram. Consequently, the plateau age at 21.87 ± 1.1 Ma is retained.

7.2.3. Monte Hacho lower unit (MHLU)

- Sample M10-32: a biotite micropopulation yields a plateau-age at 20.66 ± 0.19 Ma corresponding to 99.8% of ³⁹Ar released (Fig. 16F) and an inverse isochron age at 20.54 ± 0.20 Ma (MSWD = 0.14) with an initial ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratio of 322.7 ± 16.5 (*not presented*). The plateau-age 20.66 ± 0.19 Ma is considered as the best possible estimate.

- Sample CEU13-18: a muscovite micropopulation yields a plateau-age at 21.11 ± 0.14 Ma corresponding to 82.9% of ³⁹Ar released (Fig. 16G) and an inverse isochron age at 21.05 ± 0.28 Ma (MSWD = 1.37) with an initial ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratio of 298.9 ± 13.2 indistinguishable from the atmospheric ratio (*not presented*). We retain the plateau-age at 21.11 ± 0.14 Ma.

- Sample CEU13-11: a muscovite micropopulation yields a plateau-age at 20.79 ± 0.16 Ma corresponding to 75.6% of ³⁹Ar released (Fig. 16H) and an inverse isochron age at 20.60 ± 0.23 Ma (MSWD = 1.21) with an initial ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratio of 306.2 ± 10.1 similar to the atmospheric ratio (*not presented*). The plateau age at 20.79 ± 0.16 Ma is considered as the best estimate.

- Sample CEU12-27: a muscovite micropopulation from an D3 shear zone within the orthogneiss yields a plateau age at 20.55 ± 1.2 Ma corresponding to 100% of ³⁹Ar released (Fig. 16I) and an inverse isochron age at 19.56 ± 2.46 Ma (MSWD = 0.35) with an initial ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratio of 351.7 ± 117.8 (*not presented*). This ill-defined initial

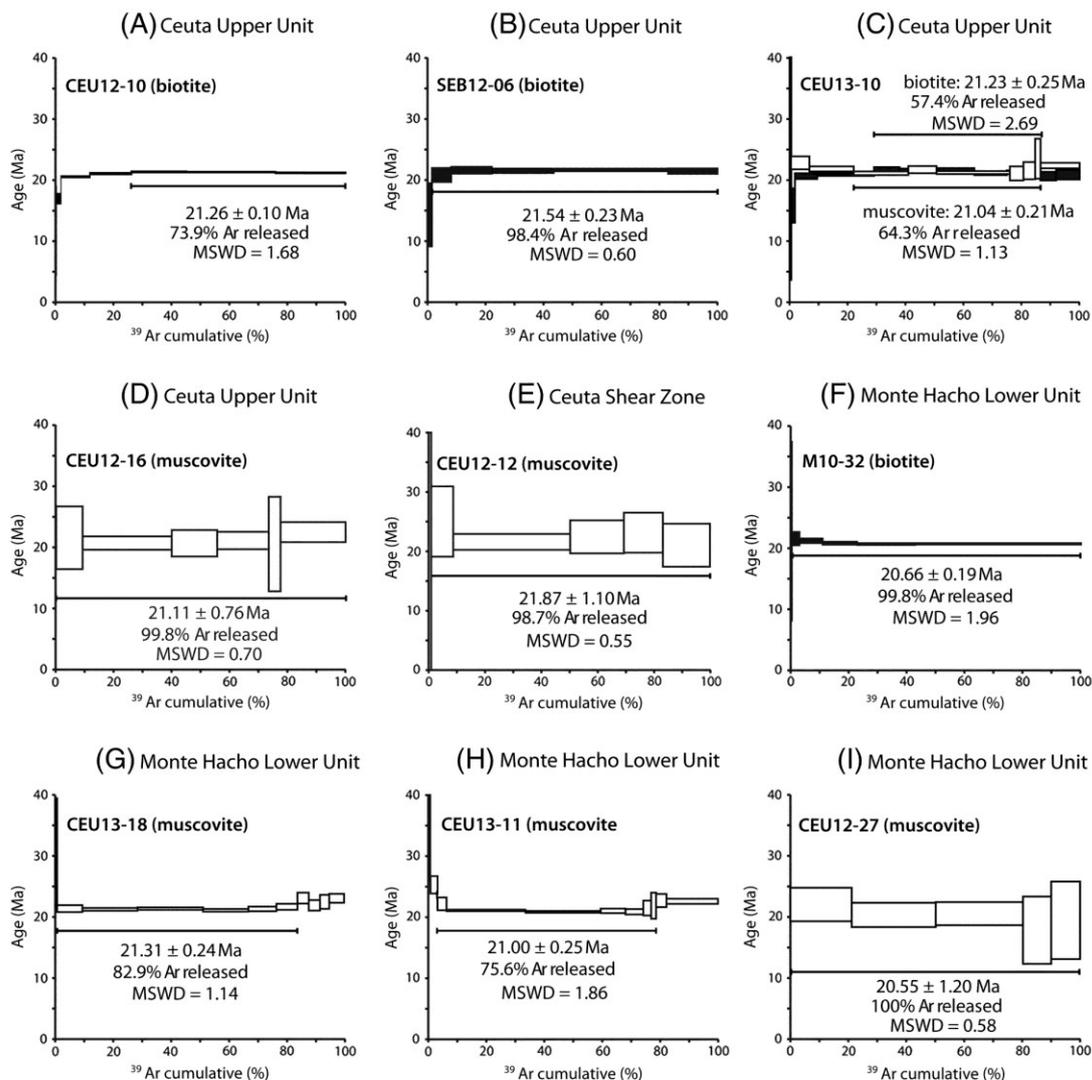


Fig. 16. ^{40}Ar - ^{39}Ar plateau ages obtained from the Ceuta Upper Unit (A to D), on a muscovite micropopulation from the Ceuta Shear Zone (E) and from the Monte Hacho Lower Unit (E to H). Black and white plateaus correspond to biotite and muscovite samples, respectively.

$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio is related to the concentration of points near the abscissa axis of the inverse isochron diagram. The plateau age at 20.55 ± 1.2 Ma is retained.

7.3. Synthesis of results

Within the CUU, all analysed biotites, underlining S2 or occurring in a late- to post-S2 leucosome yield concordant ages. The calculated weighted mean age is 20.89 ± 0.15 Ma and is retained as the best estimate for *syn*-D2 biotites in this unit. Within the late- to post-S2 leucosome, muscovites and biotites surprisingly yield concordant ages as well as retroformed muscovites within the CUU metapelites. Indeed, the weighted mean age of *syn*-D3 muscovites from the CUU is 21.1 ± 0.5 Ma.

Within the MHLU, only one biotite sample, underlining S2, was analysed and yield an age at 20.66 ± 0.19 Ma that is concordant with that of *syn*-D2 biotites within the CUU. The weighted mean age for retroformed *syn*-D3 and *syn*-S3 muscovites from MHLU yield an age at

21.42 ± 0.5 Ma that is concordant with that of muscovite from the CUU but also from the CSZ (21.87 ± 1.1 Ma).

To conclude, it appears that *syn*-D3 muscovites yield an age at ca 21.1 Ma in the whole studied area. *Syn*-D2-biotites yield concordant ages with those obtained on *syn*-D3 muscovites. These muscovite and biotite ages are nearly coincident with the monazite ages.

8. Discussion

8.1. Tectono- metamorphic evolution

Our new structural and petrological observations of metamorphic units of the Ceuta Peninsula highlight that relics of kyanite, as well as boudins containing *syn*-S1 metamorphic assemblage, are present only in CUU metapelites attesting that this unit has preserved higher metamorphic conditions (high-pressure granulite facies conditions) than MHLU orthogneisses prior to the D2 event (intermediate to low-pressure granulite facies conditions). Based on this critical data, we

interpret the CSZ as a thrust, which transported rocks bearing HP relics over those free of such relics.

P-T conditions for D1 tectono-metamorphic event estimated in granulites from Ceuta (Ruiz Cruz and Sanz de Galdeano, 2012a, 2012b; Fig. 10 orange circles) and from Beni Bousera (El Maz and Guiraud, 2001; Fig. 10 brown circle) are in agreement with our petrological observations. The proposed P-T path for the CUU (Fig. 10) starts potentially with HP-HT conditions (D1) then evolves to MP-HT conditions (D2). UHP relics found in kyanite-bearing metapelites are not taken into account in the retrograde P-T path, since they are considered as Variscan or older (Ruiz Cruz and Sanz de Galdeano, 2012a, 2012b). For the MHLU, we propose a prograde path in accordance with the overlying of the higher grade CUU above this lower grade unit (Fig. 10).

The main D2 metamorphic and tectonic imprints, responsible to the regional development of a pervasive foliation (S2) and a mineral stretching lineation (L2) under intermediate-pressure granulite facies conditions (Fig. 10), are concordant in both CUU and MHLU as well as the Ceuta Shear Zone, attesting that the juxtaposition of these metamorphic units is contemporaneous with this D2 event. The contact between both tectonic units corresponds to a high temperature ductile shear zone (D2) consistent with a thrusting toward the NE. The CUU and the MHLU were tectonically coupled at a depth of 20–30 km under high temperature conditions (770 °C–820 °C, Fig. 10).

Within the CUU, several spinel bearing peridotite slivers, located at the base of this unit, enhance mylonitic structures consistent with the D2 finite deformation pattern, showing that both crustal and mantle rocks underwent the D2 deformation event (Fig. 10). Thus, in the studied area the coupling between mantle and crustal metamorphic rocks clearly occurred before the D3 extensional event. This conclusion differs from interpretations proposed for other domains of the Lower Sebides within the Rif orogeny, particularly the model proposed for Beni Bousera by several authors (e.g. Alvarez-Valero et al., 2014; Frets et al., 2014; Gueydan et al., 2015), in which the peridotites were emplaced within a thinned crust during extensional tectonics related to back-arc extension and opening of the Alboran domain during the Late Oligocene–Early Miocene.

The CUU and the MHLU underwent a third tectono-metamorphic event (D3) developed at the boundary between amphibolite and greenschist facies conditions (400–550 °C and 1–3 kbar, Fig. 10) and producing localized S3 foliation in narrow ductile shear zones. The late D3 phase develops mylonitic bands with shear criteria and S/C planes (Fig. 5A, B, C) indicative of a normal sense of shear toward the SW. The opposite sense of shear during D3, comparative to D2, reflects a late reactivation of the thrust plane during extension. This ductile to brittle extension developed under high thermal regime is described for the first time in Ceuta. The same retrograde evolution is recorded in all metamorphic units as static recrystallisations.

8.2. Interpretation of geochronological data

The new U-Pb and Ar³⁹/Ar⁴⁰ geochronological analyses in the Ceuta Peninsula highlights mainly alpine ages, except for the kyanite-bearing metapelites of CUU (sample CEU 12–19). In this latter sample, inherited zircon and monazite (Fig. 15B, C) suggest a polyphased evolution with ages scattered from Variscan (c. 300 Ma) to Lower Proterozoic (c. 1750 Ma), which most likely reflect the ages of the rocks that sourced these detrital minerals. A Variscan age of 290 ± 4 Ma (Rb/Sr whole rock dating) has been previously gathered in the MHLU orthogneisses and interpreted as corresponding to partial melting or HT mylonitisation (Bernard-Griffith et al., 1977). Since we obtained Alpine ages for the HT-MP metamorphism in the MHLU orthogneisses, this variscan age could correspond to an early magmatic episode. A contemporaneous Variscan event, dated around 300 Ma, is well documented in the internal Rif within the Beni Bousera metamorphic units and is related to anatexis magmatism and metamorphism during Variscan collision (e.g. Montel et al., 2000; Rossetti et al., 2010; Gueydan et al., 2015).

A main episode related to the Alpine orogeny is clearly documented by (i) U-Pb ages obtained on zircon, monazite and xenotime at ca. 21 Ma and (ii) by ⁴⁰Ar–³⁹Ar ages obtained on muscovite and biotite at ca. 21.1 Ma. It is particularly striking that five thermochronological systems yield concordant ages for all units, with the notable exception of some older monazite U-Pb ages (ca. 26 to 29 Ma) in sample SEB13-03. It is also noteworthy that most of the minerals texturally in equilibrium with S2 fabrics yield ages perfectly concordant with syn-D3 muscovites. Such concordant ages for various thermochronometers may be explained by either a very rapid cooling during exhumation (e.g. Esteban et al., 2004), or a resetting of thermochronometers related to syn-metamorphic fluid circulation that promoted mineral recrystallisations associated with losses and/or gains of mobile chemical elements (e.g. Rossetti et al., 2010; Didier et al., 2013 and reference therein).

The U-Th-Pb chronometer of monazite is generally considered to provide high-temperature absolute time constraints as it is commonly observed in equilibrium with prograde or peak crystallized mineral (e.g. Foster et al., 2000). The classically accepted closure temperature for Pb in monazite (≥ 725 ± 25 °C after Copeland et al., 1988) and numerous studies (e.g. Cherniak et al., 2004; Dewolf et al., 1996; Kalt et al., 2000) have demonstrated the robustness of the U-Pb system in this mineral up to 800–950 °C. However, previous works on metapelitic rocks have also revealed that monazite is often complex and can also date retrograde events, taking place under relatively low P-T conditions, even on a single sample (e.g. Bosch et al., 2002; Gibson et al., 2004; Bollinger and Janots, 2006; Stipska et al., 2015; Turlin et al., 2016). This is peculiarly true when fluid circulation occurred during deformation processes (e.g. Harlov et al., 2011).

The Ar-Ar chronometers of muscovite and biotite are considered to provide medium- to low-temperature (< 500 °C) absolute time constraints. The estimated closure temperatures for Ar in muscovite and biotite are in the range of 405–425 °C (e.g. Harrison et al., 2009) and of 280–335 °C (e.g. Harrison et al., 1985), respectively. However, mica closure temperatures are influenced by several parameters such as mineral chemistry, cooling rate, grain size and recrystallization in presence of fluids (synthesis in McDougall and Harrison, 1999). In addition, pervasive fluid circulations have been shown to be responsible for partial to total recrystallizations of micas and resetting of the micas chronometers (e.g. Putnis, 2009).

In samples CEU12-02, M10-32 and SEB13-03, monazite and xenotime are texturally in equilibrium with S2 fabric, but provide different ages (intercept age of 21.3 ± 0.6 Ma in sample CEU12-02, 21.6 ± 0.8 Ma in sample M10-32, 20.3 ± 0.7 Ma and 28.8 ± 1.0 Ma in sample SEB13-03; Fig. 15A, D, E). This reflects total or partial recrystallization (heterogeneous recrystallization) of these minerals during the D3 extensional event that we dated at ca. 21 Ma by Ar/Ar method on neoformed muscovite grains. This phenomenon of partial recrystallization is also documented in sample SEB13-03 where a monazite grain yields different ages (21.0 ± 0.4 Ma in monazite rim and 26.8 ± 1.8 Ma in monazite core Fig. 13F and Table 5). In this case, monazite and xenotime growth at ca. 21 Ma may be related to late stage fluid circulation, producing local or total recrystallization of these minerals associated with the D3 extensional event. Late fluids overprint, producing recrystallization and Pb loss in monazites, was already depicted in a similar context in the internal Rif (Janots et al., 2006; Rossetti et al., 2010; Gueydan et al., 2015) and the internal Betic (Acosta-Vigil et al., 2014).

Biotites in textural equilibrium with S2 fabric yield Ar-Ar ages between 20.66 ± 0.19 Ma and 21.1 ± 0.5 Ma, concordant with syn-D3 muscovites. In these rocks, fluids circulation is evidenced by the significant growth of hydrous minerals within the D3 extensional shear zones as well as replacement of syn-S2 minerals with similar hydrous phases. These observations support a biotite chronometer resetting enhanced by the presence of fluids. Moreover, in a temperature range of 400–550 °C (i.e. compatible with the D3 extensional event) a thermal

resetting of micas, coupled with fluid effects, has to be also envisaged.

If we accept the hypothesis of ages resetting in relation with fluid circulations, possibly enhanced by a thermal effect for micas, this preclude the conventional use of thermochronological data as markers of cooling rates.

In the Ceuta Peninsula we show that all geochronological systems applied either on syn-D2 or syn-D3 minerals yield an age of ca. 21 Ma, which correspond to the development of ductile structures in an extensional regime. Older U-Pb ages, up to 28 Ma, obtained on minerals texturally in equilibrium with D2 may correspond to monazite growth during D2 thrusting event. However, these older ages can only be retained as a minimum age as we cannot ascertain that these minerals did not undergo partial reequilibration. This may suggest that the tectonic inversion took place between 28 and 21 Ma but no information about the details of the Alpine orogenic event itself has been preserved in the CUU and the MHLU metamorphic units.

8.3. Geodynamic implication

Our structural, petrological and geochronological investigations in the Ceuta Peninsula are compatible with thrust tectonics leading the emplacement of the CUU over the MHLU under high-temperature-intermediate pressure conditions during Alpine orogeny. Alpine ages have already been evidenced in the internal units of the Rif, in the Beni Mzala and in Beni Bousera units located west and south of Ceuta respectively (Fig. 17 and reference therein), and are also very common in the Alpujarides units particularly near the Ronda peridotite massif in the Betic (Fig. 17 and reference therein). However, the significance of these ages and their associated tectonic context are still debated, although mostly associated to a phase of late extension (e.g. Platt et al., 2003b; Platt et al., 2013; Gueydan et al., 2015). In the Ceuta Peninsula, we argue based on our new observations and data that the tectonic event (D2) took place until at least the Upper Oligocene. The global geometry of the Rif belt is marked, especially in its northern part (Fig. 18), by a fan structure with opposite vergence of folds and thrust systems (Durand Delga and Kornprobst, 1963; Chalouan et al., 2008). In this regional tectonic context, the westward dipping of the Ceuta Shear Zone toward the foreland is coherent with geometry of an orogenic

wedge. A similar accretionary wedge was described in the eastern Betic Cordillera of southern Spain with backthrusting at the Internal/External zones boundary during early to middle Miocene times (e.g. Lonergan et al., 1994; Platt et al., 2013). In our interpretation MP-HT metamorphism and partial melting recorded in both units are associated to thrusting related to shortening and crustal thickening during the first stages of plate convergence (D2 event). Ongoing thrusting and associated erosion, drove partial exhumation of the Ceuta metamorphic units during Oligocene in an overall compressive tectonic setting. The late extensional event (D3) likely contributed to the final exhumation of the metamorphic units during Early Miocene, synchronous to the development of Late Oligocene to Early Miocene sedimentary basins. In the basins of the northern Rif, the Fnideq and Sidi Abdeslam formations (e.g. Serrano et al., 2007) unconformably overlay the metamorphic basement, attesting that the latter units have already reached the surface and were exposed at that time (Michard et al., 2006). We interpret D3 ages (e.i., ca. 21 Ma) as reflecting the terminal stages of the well-documented HT-LP metamorphic event (see reviews in Michard et al., 2006; Platt et al., 2013), which affected the entire Sebides-Alpujarides nappe-stack and the bottom of the Ghomarides-Malaguides pile (Chalouan and Michard, 1990; Negro et al., 2006).

In this regional framework, the tectonic evolution of Ceuta units is consistent with thickening and partial melting of the supra-subductive plate during an Early Oligocene compressional event, followed by a progressive slab retreat and back-arc Alboran basin opening associated with a Late Oligocene-Early Miocene extensional event (e.g. Jolivet et al., 2008).

Concerning the coupling between crustal rocks and peridotites, our data clearly shows that it occurred before the Early Miocene, whatever the mechanism considered (see Platt et al., 2013; Gueydan et al., 2015). In this case, the coupling might happen during the Paleogene (see Tubía et al., 2013), during the Jurassic (see Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000), or during or even before the Paleozoic (see Kornprobst, 1974; Montel et al., 2000). We propose that exhumation of peridotites and crustal rocks of the Ceuta Peninsula might have occurred during Oligocene thickening in a subduction context during slab advance (e.g. Vanderhaeghe and Duchêne, 2010) (Fig. 19A). Their ultimate exhumation is accommodated by normal faults during extension related

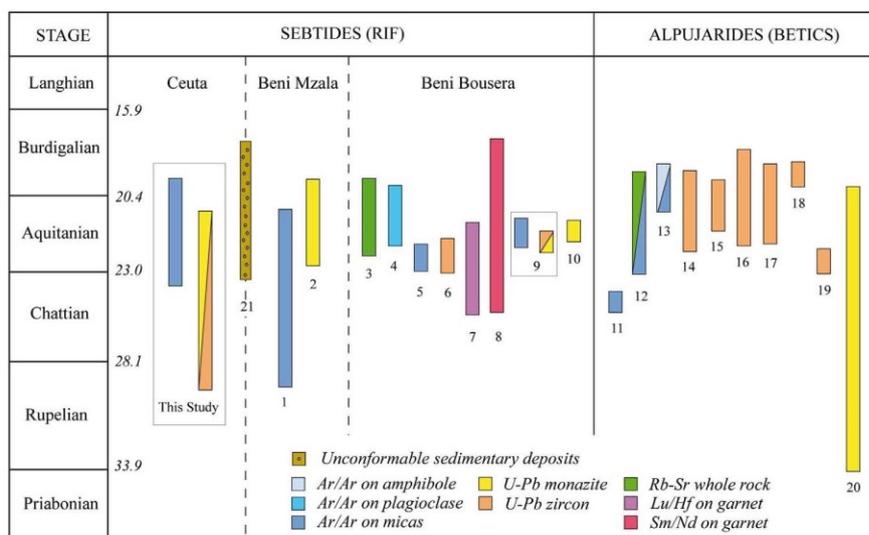


Fig. 17. Summary of previous geochronological data for the Sebides (Rif) and Alpujarides (Betics) units.

(1) K/Ar and Ar/Ar on phengite and muscovite; Michard et al., 1983; Saddiqi, 1995, (2) U-Th-Pb monazite ages; Janots et al., 2006, (3) Rb-Sr whole rock; Polvé, 1983, (4) $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ on plagioclase from kinzigite; Pearson et al., 1993, (5) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on biotite from granulite; Michard et al., 2006, (6) zircon U/Pb on granulite; Platt et al., 2003a, (7) Lu/Hf in garnet-bearing peridotites and pyroxenite; Blichert-Toft et al., 1999, Pearson and Nowell, 2004), (8) Sm/Nd garnet-clinopyroxene isochrons in the pyroxenites; Polvé, 1983; $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ on plagioclase from kinzigite; Pearson and Nowell, 2004, (9) U-Pb on zircon and monazite, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on granitic dikes; Rossetti et al., 2010, (10) in situ U-Th-Pb dating of monazite from migmatitic gneiss and micaschists; Gueydan et al., 2015, (11) Ar/Ar on phengite, Monié et al., 1991, (12) whole-rock Rb-Sr, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on muscovite and biotite, K-Ar on biotite; Zeck et al., 1992, (13) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on amphibole, muscovite, biotite and feldspar; Monié et al., 1994, (14) U-Pb zircon from gneisses; Platt and Whitehouse, 1999, (15) Rossetti et al., 2010, (16) U-Pb on zircon in metasediments; Zeck and

Williams, 2001; Zeck and Whitehouse, 2002; Esteban et al., 2011, (17) ion microprobe dating of zircon from eclogite; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; Cuevas et al., 2006; Esteban et al., 2011, (19) ion microprobe dating zircon from granulite; Platt et al., 2003a, 2003b, (20) electron microprobe U-Pb dating of monazites; Massonne, 2014, (21) sediments; Serrano et al., 2006; Serrano et al., 2007.

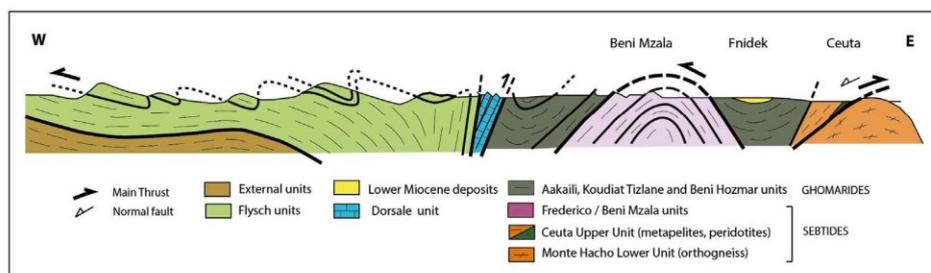


Fig. 18. Simplified cross section in the Northern Rif Internal Zone (adapted from Chalouan et al., 2008). Location in Fig. 1B.

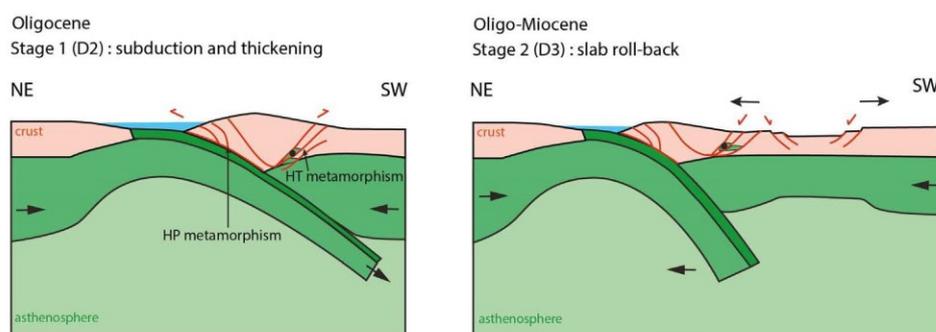


Fig. 19. Schematic cross section illustrating the geodynamic scenario for the emplacement of Ceuta units.

Orientations are proposed in present date coordinates. Black circle represents the position of CUU peridotites. In light pink: continental crust, in dark green: oceanic crust, in green: lithospheric mantle, in light green: asthenospheric mantle.

A. Oligocene subduction and lithosphere thickening with development of high pressure metamorphism (Janots et al., 2006) at the base of the accretionary wedge, coeval to the thrust of CUU metapelites and peridotites over MHLU orthogneisses, and HT metamorphism (D2 tectono-metamorphic event).

B. Oligo-Miocene slab roll-back with back-arc extension developing normal fault (D3 tectono-metamorphic event). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

to Oligo-Miocene slab roll-back (Fig. 19B).

9. Conclusion

Metamorphic P-T paths, superimposed finite strain patterns, kinematic regimes and timing for the main deformation episodes (i.e. D2 and D3 events) evidenced in the Ceuta Peninsula allow us to refine the geodynamic evolution of the Internal Rif units in the regional framework of the Gibraltar arc and the Alboran basin formation.

Thrust tectonics played a key role in the geology of the Ceuta Peninsula during the Alpine orogeny. We propose that the Ceuta Shear Zone acted as a back-thrust during the D2 compressive event, which occurred under high temperature-intermediate pressure conditions prior ca. 28 Ma. Such pattern could reflect the formation of an orogenic wedge located in the upper plate, in a backward position, of the alpine subduction zone driving the geodynamic evolution of the Alboran domain.

The D3 extensive event occurred under intermediate temperature-low pressure conditions in association with a major thermal event and significant fluid circulations, responsible for total or partial recrystallization of minerals that provided ages around 21 Ma regardless of the thermochronometer used (i.e. U-Th-Pb on monazite and xenotime, Ar-Ar on biotite and muscovite). This alpine episode of crustal thinning could be related to the opening of the Alboran basin in a back-arc position at ca. 21 Ma.

Last but not least, the coupling between mantle peridotites and crustal metamorphic rocks occurred at a minimum depth of 20–30 km under high temperature conditions during crustal thickening, before the D3 extensional event, and thus cannot be related to the back-arc

extension.

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.028>.

Acknowledgement

The authors would like to thank the reviews of Federico Rosseti and Olivier Vanderhaeghe and the editorial comments of Philippe Agard that improved the manuscript. We are also grateful to Guillaume Duclaux that improved the English of the final manuscript. Special thanks to Abdelkhalak Benmoussa who facilitated the access to the field in Morocco. Field work was funded by the FP7-IRSES-MEDYNA project.

References

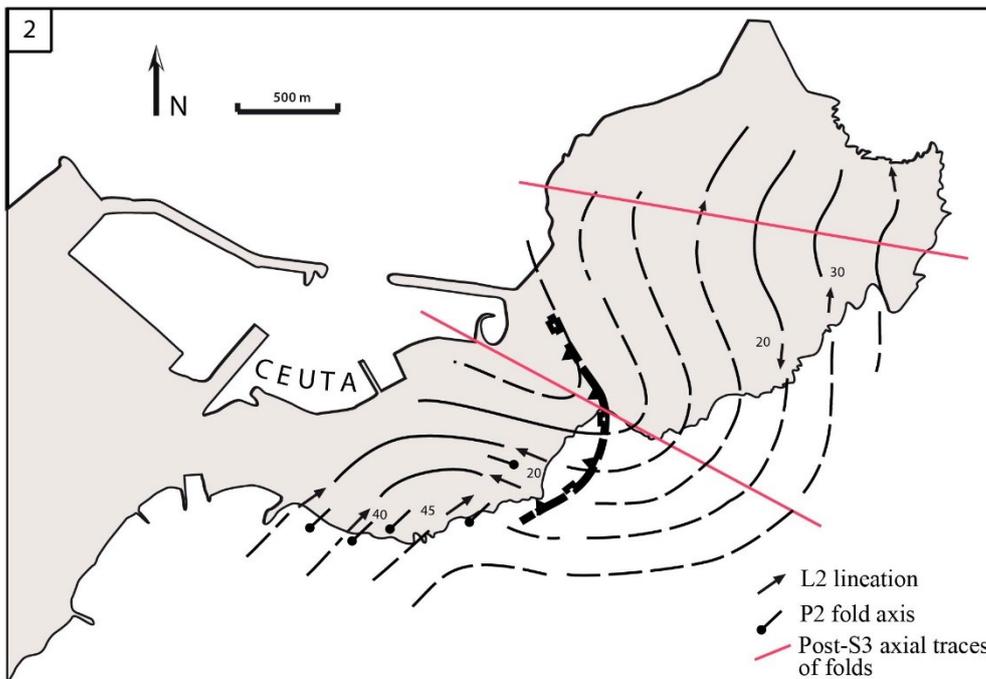
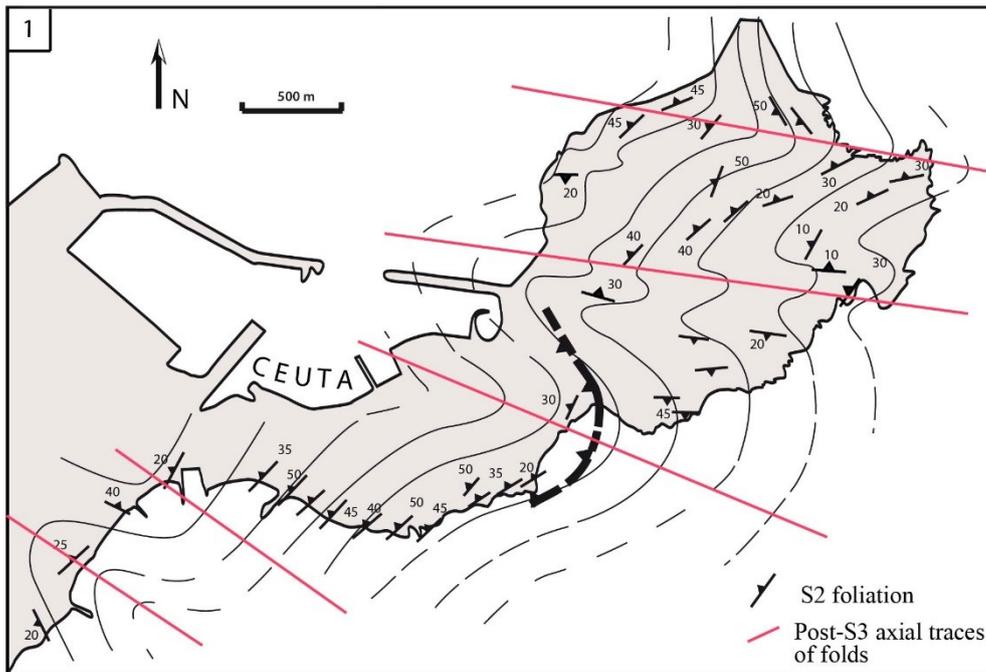
- Acosta-Vigil, A., Rubatto, D., Bartoli, O., Cesare, B., Meli, S., Pedrera, A., Azor, A., Tajčmanová, L., 2014. Age of anatexis in the crustal footwall of the Ronda peridotites, S. Spain. *Lithos* 210–211, 147–167. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.018>.
- Afiri, A., Gueydan, F., Pitra, P., Essaifi, A., Précigout, J., 2011. Oligo-Miocene exhumation of the Beni-Boussera peridotite through a lithosphere-scale extensional shear-zone. *Geodin. Acta* 24, 49–60.
- Alvarez-Valero, A.M., Jagoutz, O., Stanley, J., Manthei, C., El Maz, A., Moukadiri, A., Piasecki, A., 2014. Crustal attenuation as a tracer for the emplacement of the Beni Bousera ultramafic massif (Betic-Rifean belt). *GSA Bull.* 1614–1624. <http://dx.doi.org/10.1130/B31040.1>.
- Balanya, J.C., Azanon, J.M., Sanchez-Gomez, M., Garcias-Duenas, V., 1993. Pervasive ductile extension, isothermal decompression and thinning of the Jubrique unit in the Paleogene (Alpujarrides Complex, western Betic Spain). 316. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, pp. 1595–1601.
- Baldwin, J.A., Powell, R., Brown, M., Moraes, R., Fuck, R.A., 2005. Modelling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from the Anapolis-Itaucu Complex, central Brazil. *J. Metamorph. Geol.* 23, 511–531. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00591.x>.
- Bernard-Griffith, J., Cantagrel, J.M., Kornprobst, J., 1977. Age des gneiss du Hacho de Ceuta: un événement thermique Hercynien dans la zone interne du Rif. In: RAST

- Rennes Abstract, pp. 64.
- Bezada, M.J., Humphreys, E.D., Toomey, D.R., Harnafi, M., Dávila, J.M., Gallart, J., 2013. Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging. *Earth Planet. Sci. Lett.* 368, 51–60. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.02.024>.
- Bianco, M.J., Spakman, W., 1993. The P-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subduction lithosphere below southern Spain. *Tectonophysics* 221, 13–34.
- Blichert-Toft, J., Albarède, F., Kornprobst, J., 1999. Lu–Hf isotope systematics of garnet pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: implications for basalt origin. *Science* 283, 1303–1306.
- Böllinger, L., Janots, E., 2006. Evidence for Mio-Pliocene retrograde monazites from the lesser Himalayan metamorphic series in Far Western Nepal. *Eur. J. Mineral.* 18 (3), 289–297.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Martínez-Martínez, J.M., Vidal, O., 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, TC2009. <http://dx.doi.org/10.1029/2004TC001640>.
- Bosch, D., Hanum, D., Bruguier, O., Caby, R., Luck, J.M., 2002. Monazite “in situ” $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ geochronology using a small geometry high-resolution ion probe. Application to Archaean and Proterozoic rocks. *Chem. Geol.* 184, 151–165.
- Bosch, D., Garrido, C.J., Bruguier, O., Dhulme, B., Bodinier, J.L., Padrón-Navarta, J.A., Galland, B., 2011. Building an island-arc crustal section: time constraints from a LA-ICP-MS zircon study. *Earth Planet. Sci. Lett.* 309, 268–279. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.07.016>.
- Bouybaouene, M.L., Goffé, B., Michard, A., 1995. High pressure, low-temperature metamorphism in the Sebides nappes, northern Rif, Morocco. *Geogaceta* 17, 117–119.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G., 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.* 105 (B5), 10,871–10,898.
- Casciello, E., Fernández, M., Vergés, J., Cesarano, M., Torné, M., 2015. The Alboran Domain in the Western Mediterranean evolution: the birth of a concept. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 186, 23–34. <http://dx.doi.org/10.2113/gssgfbull.186.4-5.371>.
- Chalouan, A., Michard, A., 1990. Ghomarides Nappes, Rif Coastal Range, Morocco: a variscan chip in the Alpine belt. *Tectonics* 9, 1565–1583.
- Chalouan, A., Michard, A., Feinberg, H., Montigny, R.O., Saddiqi, O., 2001. The Rif mountain building (Morocco): a new tectonic scenario. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 172, 603–616.
- Chalouan, A., Michard, A., El Kadiri, K., Negro, F., Frizon de Lamotte, D., Soto, J.L., Saddiqi, O., 2008. The Rif belt. In: Michard, A. (Ed.), *The Geology of Morocco*. Springer, Berlin, pp. 203–302.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., Grove, M., Harrison, T.M., 2004. Pb diffusion in monazite: a combined RBS/SIMS study. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68 (4), 829–840. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2003.07.012>.
- Coggon, R., Holland, J.B., 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet–phengite thermobarometers. *J. Metamorph. Geol.* 20, 683–696.
- Copeland, P., Parrish, R.R., Harrison, T.M., 1988. Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implications for U–Pb systematics. *Nature* 333, 760–763.
- Cuevas, J., Esteban, J.J., Tubia, J.M., 2006. Tectonic implications of the granite dyke swarm in the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, Southern Spain). *J. Geol. Soc. Lond.* 163, 631–640. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-764905-038>.
- De Capitani, C., Petrakakis, K., 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domaino software. *Am. Mineral.* 95, 1006–1016. <http://dx.doi.org/10.2138/am.2010.3354>.
- Dewolf, C.P., Zeissler, C.J., Halliday, A.N., Mezger, K., Essene, E.J., 1996. The role of inclusions in U–Pb and Sm–Nd garnet geochronology: stepwise dissolution experiments and trace uranium mapping by fission track analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60 (1), 121–134.
- Didier, A., Bosse, V., Bouvais, P., Boulton, J., Paquette, J.-L., Montel, J.-M., Devidal, J.-L., 2013. Disturbance versus preservation of U–Th–Pb ages in monazite during fluid–rock interaction: textural, chemical and isotopic in situ study in microgranites (Velay Dome, France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 165, 1051–1072. <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-012-0847-0>.
- Diener, J.F., Powell, R., 2012. Revised activity–composition models for clinopyroxene and amphibole. *J. Metamorph. Geol.* 30, 131–142.
- Durand Delga, M., Kornprobst, J., 1963. Esquisse géologique de la région de Ceuta (Maroc). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 7, 1049–1057.
- El Maz, A., Guiraud, M., 2001. Paragenèse à faible variance dans les métapelites de la série de Filali (Rif interne marocain): description, interprétation et conséquences géodynamiques. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 172, 469–485.
- Esteban, J.J., Sanchez-Rodriguez, L., Seward, D., Cuevas, J., Tubia, J.M., 2004. The late thermal history of the Ronda area, southern Spain. *Tectonophysics* 389, 81–92.
- Esteban, J.J., Cuevas, J., Tubia, J.M., Sergeev, S., Larionov, A., 2011. A revised Aquitanian age for the emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, southern Spain). *Geol. Mag.* 148, 183–187.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo Blanc, A., Jolivet, L., Rosetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics* 23, TC1012. <http://dx.doi.org/10.1029/2002TC001488>.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.P., Capitanio, F.A., Funicello, F., Horváth, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L., Rosetti, F., Serpelloni, E., 2014. Mantle dynamics in the Mediterranean. *Rev. Geophys.* 52, 283–332. <http://dx.doi.org/10.1002/2013RG000444>.
- Ferry, J., Spear, F.S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 113–117.
- Foster, G., Kinny, P., Vance, D., Prince, C., Harris, N., 2000. The significance of monazite U–Th–Pb age data in metamorphic assemblages: a combined study of monazite and garnet chronometry. *Earth Planet. Sci. Lett.* 181 (3), 327–340.
- Frets, E.C., Tommasi, A., Garrido, C.J., Vauzeux, A., Mainprice, D., Targuisti, K., Amri, I., 2014. The Beni-Bousera peridotite (Rif belt, Morocco): an oblique-slip low-angle shear zone thinning the subcontinental mantle lithosphere. *J. Petrol.* 55 (2), 283–313.
- Garrido, C.J., Gueydan, F., Booth-Rea, G., Précigout, J.A.J., Hydas, K., Padrón-Navarta, J.A., 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 (10), 927–930. <http://dx.doi.org/10.1130/G31760.1>.
- Gibson, H.D., Carr, S.D., Brown, R.L., Hamilton, M.A., 2004. Correlations between chemical and age domains in monazite, and metamorphic reactions involving major pelitic phases: an integration of ID-TIMS and SHRIMP geochronology with Y–Th–U–X-ray mapping. *Chem. Geol.* 211 (3–4), 237–260.
- Goffé, B., Azanon, J.M., Bouybaouene, M.L., Jullien, M., 1996. Metamorphic cookeite in Alpine metapelites from Rif, northern Morocco, and the Betic Chain, southern Spain. *Eur. J. Mineral.* 8, 335–348.
- GrandHomme, A., Janots, E., Seydoux-Guillaume, A.M., Guillaume, D., Bosse, V., Magnin, V., 2016. Partial resetting of the U–Th–Pb systems in experimentally altered monazite: nanoscale evidence of incomplete replacement. *Geology* 44, 431–434. <http://dx.doi.org/10.1130/G37770.1>.
- Gueydan, F., Pitra, P., Afri, A., Poujol, M., Essaifi, A., Paquette, J.-L., 2015. Oligo-Miocene thinning of the Beni Bousera peridotites and their Variscan crustal host rocks, Internal Rif, Morocco. *Tectonics* 34. <http://dx.doi.org/10.1002/2014TC003769>.
- Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klinghoefer, F., Mendes-Victor, L., Spakman, W., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology* 30, 1071–1074.
- Haisse, F., Garcia-Casco, A., Torres-Roldan, R., Aghzher, A., 2004. Decompression reactions and P–T conditions in high-pressure granulites from Casares-Los Reales units of the Betic-Rif belt (S Spain and N Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* 39, 375–383.
- Harlov, D.E., Wirth, R., Hetherington, C.J., 2011. Fluid-mediated partial alteration in monazite: the role of coupled dissolution reprecipitation in element redistribution and mass transfer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 162, 329–348.
- Harrison, T.M., Célérier, J., Alkman, A.B., Herrmann, J., Heizler, M.T., 2009. Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 1039–1051.
- Harrison, T.M., Duncan, I., McDougall, I., 1985. Diffusion of ^{40}Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 2461–2468.
- Hidas, K., Booth-Rea, G., Garrido, C.J., Martínez-Martínez, J.M., Padrón-Navarta, J.A., Konc, Z., Giaconia, F., Frets, E., Marchesi, C., 2013. Backarc basin inversion and subcontinentalmantle 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.
- Hilla, R., Chalouan, A., El Kadiri, K., Sanz de Galdeano, C., Martín-Pérez, J.A., Serrano, F., López-Garrido, A.C., Maat, A., Guerra-Merchán, A., 2008. New stratigraphic data of the Oligo-Miocenetransgressive cover of the Ghomarides units (Northern Internal Rif, Morocco): implications on Tectono-sedimentary evolution. *Rev. Soc. Geol. Esp.* 21 (1–2), 59–71.
- Holland, T.J.B., Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorph. Geol.* 16, 309–343.
- Holland, T.J.B., Baker, J.M., Powell, R., 1998. Mixing properties and activity–composition relationships of chlorites in the system MgO–FeO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O. *Eur. J. Mineral.* 10, 395–406.
- Janots, E., Negro, F., Brunet, F., Goffé, B., Engi, M., Bouybaouene, M.L., 2006. Evolution of the REE mineralogy in HP–LT metapelites of the Sebides complex, Rif, Morocco: monazite stability and geochronology. *Lithos* 87, 214–234.
- Jenkins, D.M., 1981. Experimental phase relations of hydrous peridotites modelled in the system H₂O–CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.* 77 (2), 166–176.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burrov, E., Agard, P., 2003. Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *Am. J. Sci.* 303, 353–409. <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.303.5.353>.
- Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmelé, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, P., Crespo-Blanc, A., 2008. Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 179, 525–550. <http://dx.doi.org/10.2113/gssgfbull.179.6.525>.
- Kalt, A., Corfu, F., Wijbrans, J.R., 2000. Time calibration of a P–T path from a Variscan high-temperature low-pressure metamorphic complex (Bayerische Wald, Germany), and the detection of inherited monazite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 138 (2), 143–163.
- Kelsey, D.E., White, R.W., Powell, R., 2005. Calculated phase equilibria in K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O for silica-undersaturated sapphirine bearing mineral assemblages. *J. Metamorph. Geol.* 23, 217–239.
- Klemme, S., O'Neill, H.S.C., Schnelle, W., Gmelin, E., 2000. The heat capacity of MgCr₂O₄, FeCr₂O₄, and Cr₂O₃ at low temperatures and derived thermodynamic properties. *Am. Mineral.* 85, 1686–1693.
- Koppers, A.A.P., 2002. ArArCALC—software for 40Ar/39Ar age calculations. *Comput. Geosci.* 28 (5), 605–619.
- Kornprobst, J., 1962. Observations sur la série métamorphique de la Presqu’île de Ceuta (Rif septentrional, Maroc). *C.R. Acad. Sci., Ser. 2* (255), 21–40.
- Kornprobst, J., 1974. Contribution à l’étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional), Petrography and structure of the Rif inner area, northern Morocco. *Notes Mém. Serv. Géol. Rabat* 251, 256.
- Loneragan, L., Platt, J.P., Gallagher, L., 1994. The internal-external zone boundary in the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *J. Struct. Geol.* 16, 175–188.
- Ludwig, K.R., 2003. Mathematical-statistical treatment of data and errors for Th-230/U geochronology. Uranium-series geochemistry. *Rev. Mineral. Geochem.* 52, 631–656.
- 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.
- Massonne, H.J., Schreyer, W., 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 212–224.
- Mazzoli, S., Algarra, A.M., 2011. Deformation partitioning during transpressional of a “mantle extrusion wedge”: the Ronda peridotites, western Betic cordillera, Spain. *J.*

- Geol. Soc. Lond. 168, 373–382. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492010-126>.
- McDougall, I., Harrison, T.M., 1999. Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method. Oxford University Press, Oxford (269 p).
- Michard, A., Chalouan, A., Montigny, R., Ouazzani-Touhami, M., 1983. Les nappes cristallophylliennes du Rif (Sebides, Maroc), témoins d'un edifice alpin de type penninique incluant le manteau supérieur. C. R. Acad. Sci., Ser. II 296 (17), 1337–1340.
- Michard, A., Goffé, B., Chalouan, A., Saddiqi, O., 1991. Les corrélations entre les chaînes Bético-Rifaines et les Alpes et leurs conséquences. Bull. Soc. Geol. Fr. 162, 1151–1160.
- Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouene, M.L., Chalouan, A., Montigny, R., 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. Acad. Sci., Ser. II 338, 92–114.
- Monié, P., Galindo Zaldívar, J., Gonzalez Lodeiro, F., Goffé, B., Jabaloy, A., 1991. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). J. Geol. Soc. Lond. 148, 288–297.
- Monié, P., Torres-Roldán, R.L., García-Casco, A., 1994. Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronological constraints on a collapsed terrane. Tectonophysics 238, 353–379.
- Montel, J.M., Kornprobst, J., Vielzeuf, D., 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.
- Negro, F., Beyssac, O., Goffé, B., Saddiqi, O., 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.
- Obata, M., 1980. The Ronda peridotite: garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the P–T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. J. Petrol. 21, 533–572.
- O'Neill, H.S.C., 1981. The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geobarometer. Contrib. Mineral. Petrol. 77, 185–194.
- Pearson, D.G., 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. Petrol. 45, 439–455.
- Pearson, D.G., Davies, G.R., Nixon, P.H., 1993. Geochemical constraints on the petrogenesis of diamond facies pyroxenites from the Beni Bousera peridotite massif, north Morocco. J. Petrol. 34, 125–172.
- Platt, J.P., Vissers, R.M.S., 1989. Extensional collapse of the thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. Geology 17, 540–543.
- Platt, J.P., 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., 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. Lond. 160, 655–676. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-764902-108>.
- Platt, J.P., Whitehouse, M.J., Kelley, S.P., Carter, A., Hollick, L., 2003b. Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: implications for the causes of late orogenic extension. Geology 31, 251–254.
- Platt, J.P., Behr, W.M., Johanesen, K., Williams, J.R., 2013. The Betic-Rif arc and its orogenic hinterland: a review. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 41, 313–357.
- Potrasson, F., Chenery, S., Shepherd, T.J., 2000. Electron microprobe and LA-ICP-MS study of monazite hydrothermal alteration: implications for U–Th–Pb geochronology and nuclear ceramics. Geochim. Cosmochim. Acta 64, 3283–3297.
- Polvé, M., 1983. Les isotopes du Nd et du Sr dans les lherzolites orogéniques: contribution à la détermination de la structure et de la dynamique du manteau supérieur. Thèse Univ. Paris-VII (361p).
- Précigout, J., Gueydan, F., Garrido, C.J., Cogné, N., Booth-Rea, G., 2013. Deformation and exhumation of the Ronda peridotite (Spain). Tectonics 32, 1011–1025. <http://dx.doi.org/10.1002/tect.20062>.
- Putnis, A., 2009. Mineral replacement reactions. Rev. Mineral. Geochem. 70, 87–124.
- Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T.L., DePaolo, D.J., 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. Chem. Geol. 145, 117–152.
- Rossetti, F., Theye, T., Lucci, F., Bouybaouene, M.L., Dini, A., Gerdes, A., Phillips, D., 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 (TC2017) (doi:10.1029).
- Rossetti, F., Dini, A., Lucci, F., Bouybaouene, M., 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.002>.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. Chem. Geol. 184, 123–138.
- Ruiz Cruz, M.D., Bentabol, M., 2013. Nitrogen-bearing cordierite and tobellite in metarhyolites from the ceuta zone (rif belt, Spain): evidence for mobility of nitrogen in the continental crust. Can. Mineral. 51, 689–704.
- Ruiz Cruz, M.D., Sanz de Galdeano, C., 2012a. Possible genetic relationships between granulites and orthogneisses from Ceuta (Spain): geotectonic implications. Geotemas 13, 1096–1099.
- Ruiz Cruz, M.D., Sanz de Galdeano, C., 2012b. Diamond and coesite in UHP-UHT granulites from Ceuta (Northern Rif, NW Africa). Mineral. Mag. 76, 683–705.
- Ruiz Cruz, M.D., Sanz de Galdeano, C., 2013. Coesite and diamond inclusions, exsolution microstructures and chemical patterns in ultrahigh pressure garnet from Ceuta (Northern Rif, Spain). Lithos 177, 184–206.
- Saddiqi, O., 1995. Exhumation des roches profondes, péridotites et roches métamorphiques HP-BT dans deux transects de la chaîne alpine, Arc de Gibraltar et Montagnes d'Oman. Univ. Hassan II, Casablanca, Morocco (PhD thesis 245 pp).
- Sánchez-Rodríguez, L., 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., Ruiz Cruz, M.D., 2016. New lithologic and structural data of the central and eastern part of Ceuta (Rif Cordillera). Geogaceta 59, 19–22.
- Seber, D., Barazangi, M., Ibrahimi, A., Demnati, A., 1996. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. Nature 379, 785–790.
- Serrano, F., Sanz de Galdeano, C., El Kadiri, Kh., Guerra-Merchán, A., López-Garrido, A.C., Martín-Martín, M., Hilla, R., 2006. Oligocene-early Miocene cover of the Betic-Rifian Internal Zone. Revision of its geologic significance. Eclogae Geol. Helv. 99, 237–253. <http://dx.doi.org/10.1007/s00015-006-1186-9>.
- Serrano, F., Guerra-Merchán, A., El Kadiri, Kh., Sanz de Galdeano, C., López-Garrido, A.C., Martín-Martín, M., Hilla, R., 2007. Tectono-sedimentary setting of the Oligocene-early Miocene deposits on the Betic-Rifian Internal Zone (Spain and Morocco). Geobios 40, 191–205.
- Spakman, W., Wortel, M.J.R., 2004. Tomographic view on western Mediterranean geodynamics. In: Cavazza, W. (Ed.), The TRANSMED Atlas, The Mediterranean Region from Crust to Mantle. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, Germany, pp. 3152.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. Earth Planet. Sci. Lett. 36, 359–362.
- Stipska, P.S., Hacker, B.R., Racek, M., Holder, R., Kylander-Clark, A.R.C., Schulmann, K., Hasalová, P., 2015. Monazite dating of prograde and retrograde P–T–d paths in the Barrovian terrane of the Thaya window, Bohemian Massif. J. Petrol. 56 (5), 1007–1035.
- Sutter, G., 1980. Carte structurale de la chaîne rifaine à 1/500000. (Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc).
- Timouali, Y., Hahout, Y., Jabour, N., Merrouch, R., 2014. Main features of the deep structure by local earthquake tomography and active tectonics: case of Rif Mountain (Morocco) and Betic Cordillera (Spain). J. Seismol. 18, 221–234.
- Tubía, J.M., Cuevas, J., Ibarra, J.I., 1997. Sequential development of the metamorphic aureole beneath the Ronda peridotites and its bearing on the tectonic evolution of the Betic Cordillera. Tectonophysics 279 (1–4), 227–252.
- Tubía, J.M., Cuevas, J., 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.
- Turlin, F., Eglinger, A., Vanderhaeghe, O., Andre-Mayer, A.-S., Poujol, M., Mercadier, J., Bartlett, R., 2016. Synmetamorphic Cu remobilization during the Pan-African orogeny: microstructural, petrological and geochronological data on the kyanite-micaschists hosting the Cu–U Lumwana deposit in the Western Zambian Copperbelt of the Lufilian belt. Ore Geol. Rev. 75, 52–75.
- Van der Wal, D., Vissers, R.L.M., 1993. Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean. Geology 21, 1119–1122.
- Van Hinsbergen, D.J.J., Vissers, R.L.M., Spakman, W., 2014. Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. Tectonics 33. <http://dx.doi.org/10.1002/tect.20125>.
- Vanderhaeghe, O., Duchêne, S., 2010. Crustal-scale mass transfer, geotherm and topography at convergent plate boundaries. Terra Nova 22, 315–323.
- Vergés, J., Fernández, M., 2012. Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: the Betic–Rif orogenic system. Tectonophysics 579, 144–172.
- Villaseñor, A., Chevrot, S., Hamafi, M., Gallart, J., Pazos, A., Serrano, I., Córdoba, D., Pulgar, J.A., Ibarra, P., 2015. Subduction and volcanism in the Iberia–North Africa collision zone from tomographic images of the upper mantle. Tectonophysics 663, 238–249.
- Webb, S.A.C., Wood, B.J., 1986. Spinel-pyroxene-garnet relationships and their dependence on Cr/Al ratio. Contrib. Mineral. Petrol. 92, 471–480.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. Geostand. Newslett. 19, 1–23.
- White, R.W., Powell, R., Clarke, G., 2002. The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: constraints from mineral equilibria calculations in the system K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–TiO₂–Fe₂O₃. J. Metamorph. Geol. 20, 41–55.
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B., 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. J. Metamorph. Geol. 25, 511–527.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. Am. Mineral. 95 (1), 185–187.
- Zeck, H.P., Whitehouse, M.J., 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.
- Zeck, H.P., Williams, I.S., 2001. Hercynian metamorphism in nappe core complexes of the Alpine polymetamorphic schists (Betic–Rif tectonic belt, S. Spain) – a U–Th–Pb ion microprobe study. Chem. Geol. 182 (2–4), 275–292.
- Zeck, H.P., Monié, P., Villa, I.M., Hansen, B.T., 1992. Very high rates of cooling and uplift in the Alpine Belt of the Betic Cordilleras, Southern Spain. Geology 20, 79–82.



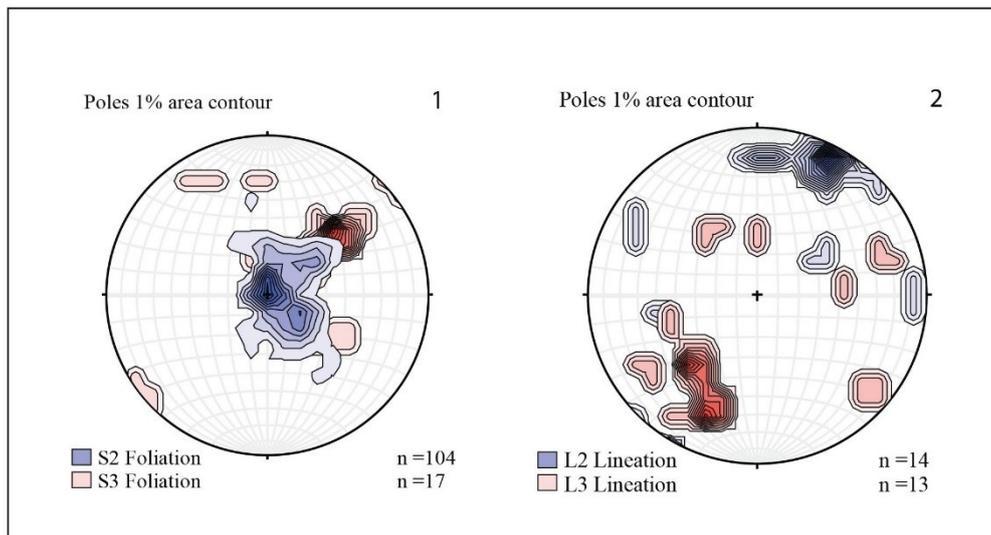
Appendix A: Panorama of the contact between the Upper and Lower units in the Ceuta Peninsula. In yellow: metapelites, in green: peridotites, in pink: orthogneisses.



Appendix B:

1- S2 foliation trajectories map

2- L2 lineation and P2 fold axis trajectories map



Appendix C : Lower hemisphere equal area stereographic projections
1- S2 and S3 foliation planes
2- L2 and L3 stretching lineations

Sample	Latitude	Longitude	Kyanite	quartz	feldspaths	sillimanite	biotite	ilmenite	garnet	spinel (symplectite)	cordierite	white micas	chlorite	apatite	zircon	prehnite	titamite	stilpnomelane
CEU 12-01	N35°53'05.9"	W05°18'37.2"	X	XXX	XXX	XX	XX	XX	X			X	X	X	XX			
CEU 12-02	N35°53'05.2"	W05°18'31.6"	X	XXX	XX	XXX	XX	XX	X			XX	X	X	XX			X
CEU 12-03A	N35°53'12.4"	W05°18'02.8"		XX	XX	XX	XX	X	XX			XXX	X	X	X			
CEU 12-05	N35°53'10.4"	W05°18'05.9"	XX	XXX	XXX	X	XX	X	X			XX	X	X	X		X	
CEU 12-07	N35°53'05.2"	W05°18'31.6"	X	XX	XX	X	X!	XX	XX			XXX	X	X	X			X
CEU 12-08B	N35°53'04.9"	W05°18'29.6"		XXX	XX	X	XX	X				X	X	X	X			
CEU 12-09	N35°53'04.9"	W05°18'29.6"		XXX	X	XX	XX	X	XX			XXX	X	X	X			
CEU 12-10	N35°53'04.9"	W05°18'29.6"	X	XXX	XX	XXX	XX	X	X			XX		X	X			
CEU 12-11	N35°53'40.5"	W05°18'59.8"	X	XXX	XXX		X	X	X			XX		X	X			
CEU 12-14	N35°53'15.4"	W05°18'00.1"	X	XXX	XXX	X	XX	X	XX	X	X	X		X	X			
CEU 12-16	N35°53'13.4"	W05°18'00.7"	X	XX	XX	X	XX	XX	XX	X	X	X		X	X			
CEU 12-18	N35°53'21.4"	W05°17'56.5"	XX	XXX	X		X	XX	XX			XXX	X	X	X			
CEU 12-19	N35°53'21.4"	W05°17'56.5"	XX	XXX	X	X	X	XX	XX	X	X	XXX	X	X	XX			
CEU 12-21	N35°53'21.4"	W05°17'56.5"	XX	XXX	X	X	X	XX	XX	X	X	XXX		X	X			
CEU 13-07	N35°53'24.2"	W05°17'52.2"	XX	XXX	X	X	X	XX	XX	X	X	XXX		X	X			
CEU 13-09	N35°53'16.7"	W05°17'58.1"	XX	XXX	XXX	X	XX	X	XX	X	X	X		X	X			
SEB 12-01	N35°53'05.3"	W05°18'22.9"		XX	X	X	X	X	X			XXX	X	X	X			
SEB 12-03	N35°53'05.5"	W05°18'22.0"	X	XXX	XXX	XX	XX	X	XX			X		X	X			
SEB 12-06	N35°53'07.8"	W05°18'13.8"		XXX	XXX	X	XXX	X	X			X		X	X			
SEB 12-07	N35°53'09.0"	W05°18'11.6"	X	XX	X	X	X		X			XXX	X	X	X			
SEB 13-01	N35°53'04.7"	W05°18'30.7"		XXX	X	X	XX	X	X			XX		X	X			
SEB 13-02	N35°53'10.5"	W05°18'05.8"	X	XXX	X	XX	XX	X	XX			XXX	X	X	X			

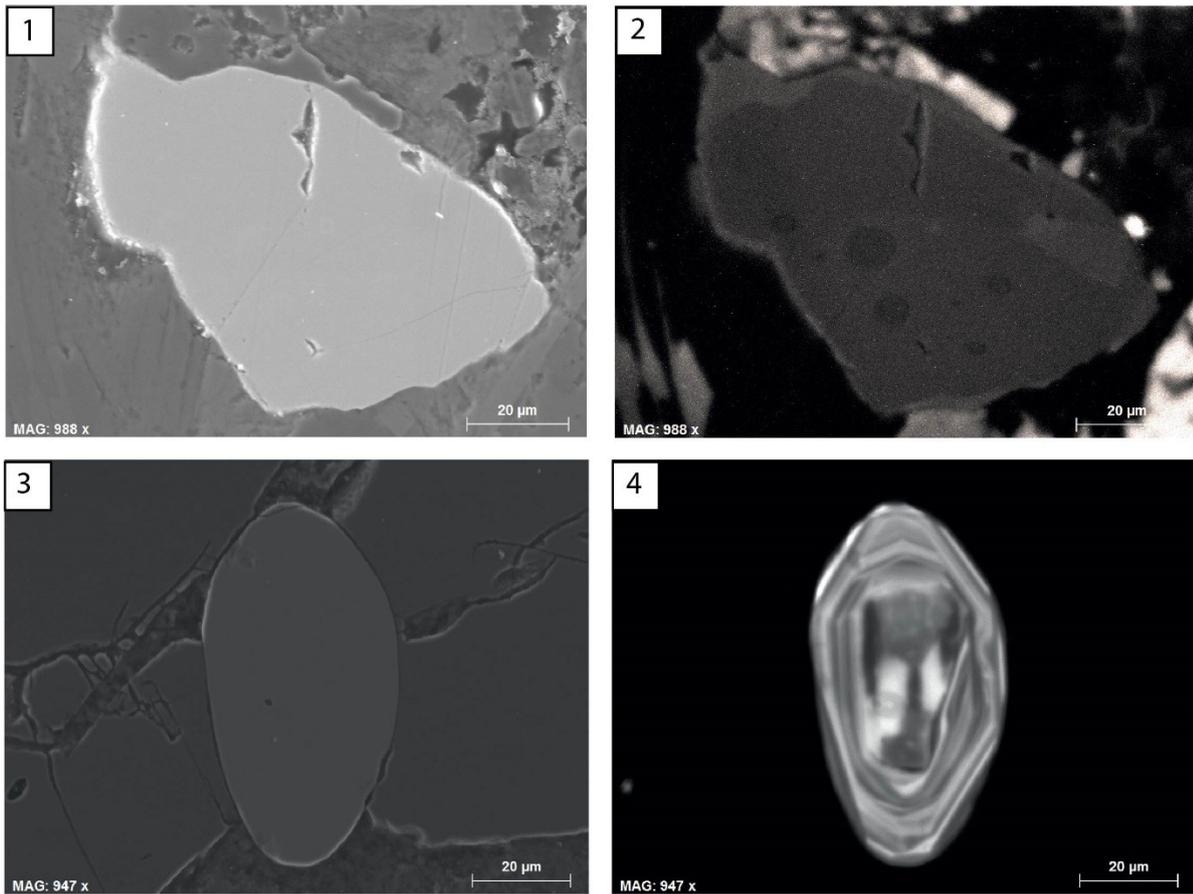
Appendix D: Sample location and mineral occurrences for CUU metapelites.

Sample	Latitude	Longitude	olivine	pyroxenes	Cr-spinel	spinel symplectite	garnet	serpentine	oxyde
CEU 12-13	N35°53'19.6"	W06°17'55.6"	XXX	XX	X	XXX	X	XX	X
CEU 13-04	N35°53'26.2"	W05°17'51.2"	X	XXX	X			XXX	X
CEU 13-06	N35°53'26.2"	W05°17'51.2"	XXX	XX	X	X		XXX	XX
CEU 13-08	N35°53'20.1"	W05°17'54.8"	XXX	XX	X	XX		XX	XX
CEU 13-13	N35°54'00.3"	W05°17'52.2"	XXX	XX	XXX			X	X

Appendix E: Sample location and mineral occurrences for CUU peridotites.

Sample	Latitude	Longitude	quartz	feldspaths	sillimanite	biotite	ilmenite	garnet	tourmaline	cordierite	white micas	chlorite	apatite	zircon	stipnomelane	pumpellyite
CEU 12-12	N35°53'26.1"	W05°17'47.2"	XXX	XXX			X		XX		XXX		X	X		
CEU 12-27	N35°53'29.8"	W05°17'25.2"	XXX	XXX	XX	XX	X	X			XX		X	X		
CEU 12-28	N35°53'29.8"	W05°17'25.2"	XXX	XXX	XX	XX	X				X	X	X	X	X	
CEU 12-29	N35°53'35.2"	W05°17'08.9"	XXX	XXX	XX	XX	X	X	X		XX		X	X		
CEU 12-30	N35°53'42.1"	W05°16'55.8"	XXX	XXX	XX	XX	X	X			X	X	X	X		X
CEU 13-05	N35°53'26.2"	W05°17'51.2"	XXX	XXX	X	XX	X		X		XXX		X	X		
CEU 13-11	N35°53'40.5"	W05°16'59.8"	XXX	XXX	XX	XX	X			X	XXX	X	X	X		
CEU 13-12	N35°53'55.7"	W05°16'49.9"	XXX	XXX	XX	XX	X				X		X			
CEU 13-14	N35°53'24.0"	W05°17'35.1"	XXX	XXX	XX	XX	X		XX		X	X	X	X		
CEU 13-15	N35°54'00.3"	W05°17'52.2"	XXX	XXX	XX	XX	X	X			X		X	X		
CEU 13-16	N35°54'00.3"	W05°17'52.2"	XXX	XXX	XX	XX	X	X			X		X	X		
CEU 13-17	N35°54'00.3"	W05°17'52.2"	XXX	XXX	XX	XX	X	X			XX		X	X		
CEU 13-18	N35°54'00.3"	W05°17'52.2"	XXX	X	X	XX	X				XXX	X	X			X
CEU 13-21	N35°53'30.3"	W05°17'44.8"	XXX	XXX	XX	XX	X				XX		X	X		
CEU 13-22	N35°53'35.2"	W05°17'53.2"	XXX	XXX	XX	XX	X		X		XX		X	X		
M 10-32	N35°53'44.1"	W05°17'09.9"	XXX	XXX	XX	XX	X	X			X		X	XX		
SEB 13-03	N35°53'35.9"	W05°17'08.8"	XXX	XXX	XX	XX	X	X		X	XX		X	XX		

Appendix F: Sample location and mineral occurrences for MHLU orthogneisses.



Appendix G : Example of BSE and cathodoluminescence (CL) images of dated minerals. Analyses were performed in the Institut des Sciences de la Terre in the University of Pierre and Marie Curie. The operating conditions were of 15 kV accelerating voltage and 20 nA beam current.

- 1, BSE image of monazite.
- 2, CL image of monazite showing a thin rim zonation.
- 3, BSE image of zircon.
- 4, CL image of zircon showing zonation.

III.5. ANALYSE STRUCTURALE DES CONTACTS ENTRE LES PRINCIPALES UNITÉS

III.5.1. Zone de cisaillement ductile entre les unités des Sebtides supérieures

Au niveau du contact entre l'unité de Beni Mezala supérieure (BM2) et l'unité de Boquete de Anjeras (BA) deux zones de cisaillement ont pu être identifiées (**Figure III-2 et Figure III-16**) ; points CEU16-33/CEU17-30 et CEU17-38). Ces zones de quelques mètres d'épaisseur sont localisées dans les niveaux de phyllonites. Ces roches sont caractérisées par une foliation S2 à quartz, mica blanc et chlorite. La linéation minérale S2 plonge de 30° vers l'est et elle est marquée par l'allongement du quartz, du mica blanc ainsi que la chlorite. Des structures S/C indiquent un sens de cisaillement inverse vers le NW ou l'W le long de la linéation L2 (**Figure III-16, Figure III-17A et Figure III-17B**). A l'échelle microscopique des structures S/C indiquent également un sens de cisaillement cohérent avec les observations faites sur le terrain (**Figure III-17C et Figure III-17D**). Par ailleurs, dans l'unité de Tizgarine (Tz) des veines de quartz plissées ou sigmoïdes, ainsi que des bandes S-C indiquent également un sens de cisaillement vers le NW (**Figure III-2 et Figure III-16**; point CEU16-52 ; **Figure III-17E**).

Étant localisées au contact entre des unités des Sebtides supérieures, ces zones de cisaillement pourraient être contemporaines à l'empilement de ces unités. Dans sa position géométrique actuelle les observations de terrain indiquent un contact chevauchant vers le NW à W.

III.5.2. Zone de contact entre l'unité de Tizgarine et les Ghomarides: un contact majeur à l'échelle régionale

Au niveau du contact entre l'unité de Tizgarine et des Ghomarides, on observe une zone mylonitique majeure avec une déformation ductile pénétrative sur plusieurs centaines de mètres (~300 m), impliquant un niveau de méta-conglomérats. Cette zone est principalement visible sur le flanc est de l'antiforme de Beni Mezala (**Figure III-3, Figure III-4, Figure III-6 et Figure III-16**; points CEU16-12/CEU17-07, CEU16-36/CEU17-31 et CEU17-11). Cette zone mylonitique montre des structures S/C ainsi que des galets déformés en sigmoïde, indiquant un cisaillement vers l'E à NE (**Figure III-18A et III-18B**). Les galets composant le méta-conglomérat ont une forme en fuseau avec un très fort étirement qui définit une linéation d'étirement orientée N100 à 60.

L'observation en lame mince de plusieurs échantillons de micro-conglomérat (CEU16-12, CEU17-07, CEU17-11) prélevés au niveau de la zone de cisaillement ductile montrent des structures S/C cohérentes avec celles observées sur le terrain, indiquant une direction de cisaillement vers l'E à NE (**Figure III-18C et III-18D**). Ces échantillons ont une texture mylonitique. La foliation est marquée par une matrice constituée de grains fins de quartz finement recristallisés (inférieur à un micromètre) et de micas blancs (**Figure III-18C et III-18D**). Ces minéraux moulent des porphyroclastes de quartz, de feldspaths (plagioclase et

feldspath potassique) et de calcite (**Figure III-18C et III-18D**). Quelques gros cristaux (~0.3 cm) de quartz à extinction roulante sont déformés dans la foliation et montrent des textures de sous grains qui évoluent sous forme de bandes de quartz recristallisé marquant la foliation mylonitique (température de déformation 400-200°C ([Passchier and Trouw, 2005](#))). Le quartz est également présent au niveau des queues de cristallisation autour des clastes de quartz ou de feldspaths (**Figure III-18D**).

Les critères cinématiques sur cette zone mylonitique indiquent parfois une cinématique inverse et parfois normale, du fait du plissement tardif affectant cette zone (voir section 0). Il est donc difficile de définir la nature de ce contact.

Sur le flanc ouest de l'antiforme de Beni Mezala, la zone de déformation est plus difficile à observer (ceci est lié à l'accès limité aux affleurements dans la zone de frontière et qui restent donc inaccessibles). Proche du contact avec l'unité de Boquete de Anjeras, une zone cisaillement ductile de quelques mètres (~10 m) est visible dans un niveau conglomératique de l'unité de Tizgarine (**Figure III-2 et Figure III-16** ; point CEU17-50). Des structures S/C indiquent un déplacement vers le NE, cohérent avec les observations précédentes (**Figure III-18E**). En continuant vers l'ouest on trouve les unités de Tizgarine d'âge permien et triasique, qui ne sont pas présentes sur le flanc est de l'antiforme (**Figure III-3**). Ces roches gréseuses ou calcaires ne présentent aucune déformation ductile et aucune cristallisation métamorphique n'a été observée. De ce côté du flanc de l'antiforme, aucune zone de déformation n'a été observée entre l'unité des Ghomarides et l'unité de Tizgarine. La localisation de la zone de contact au niveau du flanc ouest de l'antiforme reste encore à préciser.

III.5.3. Zones de cisaillement ductile dans l'unité des Sebtides inférieures

Cette partie a fait l'objet d'une description détaillée dans la section III.4 (article 1). Il ne sera présenté ici qu'un résumé des observations.

Au niveau de la péninsule de Ceuta, une zone de cisaillement ductile de HT contemporaine à la foliation S2 et à la linéation d'étirement L2 marquées par la biotite, la sillimanite, le quartz et les feldspaths dans les métapélites des Sebtides inférieures, est identifiée au niveau du contact avec les péridotites et les orthogneiss du Monte Hacho. Cette zone déformation intense est caractérisée par des mylonites. Des critères de cisaillement, avec notamment l'élongation des quartz et des feldspaths, indiquent un déplacement vers l'E à NE. Cette déformation est contemporaine à la mise en place des métapélites associées à une écaille de péridotites des Sebtides inférieures, sur les orthogneiss du Monte Hacho.

Cette zone de cisaillement est ensuite réactivée lors d'un épisode de déformation noté D3. Des bandes de cisaillement indiquent un déplacement extensif vers le SW. Cette déformation est contemporaine au développement d'une foliation mylonitique à muscovite-biotite-quartz-feldspaths, développée dans des conditions P-T à la limite des faciès des amphibolites et des schistes verts (400–550 °C and 1–3 kbar). Cet événement est généralisé à l'ensemble de la pile métamorphique puisque des zones cisaillement d'ultra-mylonite à jeux normal vers le SW, sont observables aussi bien dans les métapélites que dans les orthogneiss.

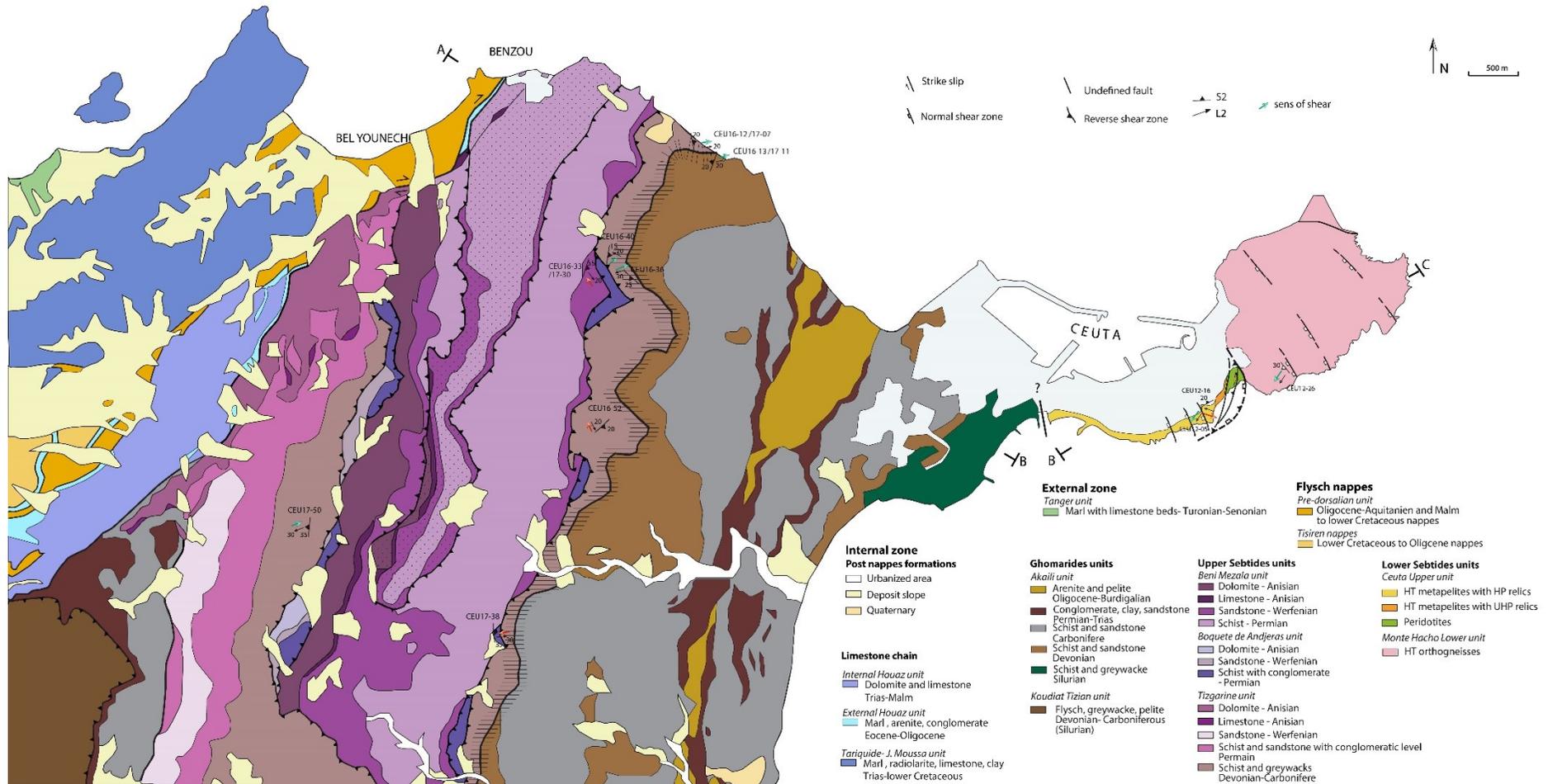


Figure III-16 : Carte géologique de la région de Ceuta (d'après Kornprobst and Durand Delga, 1985a) et données structurales des zones de cisaillements ductiles. Le sens de cisaillement est indiqué par des flèches, en rouge les zones de cisaillements entre les unités des Sebtides supérieures, en vert les zones de cisaillements au contact des unités de Tizgarine (Sebtides supérieures) et des Ghomarides

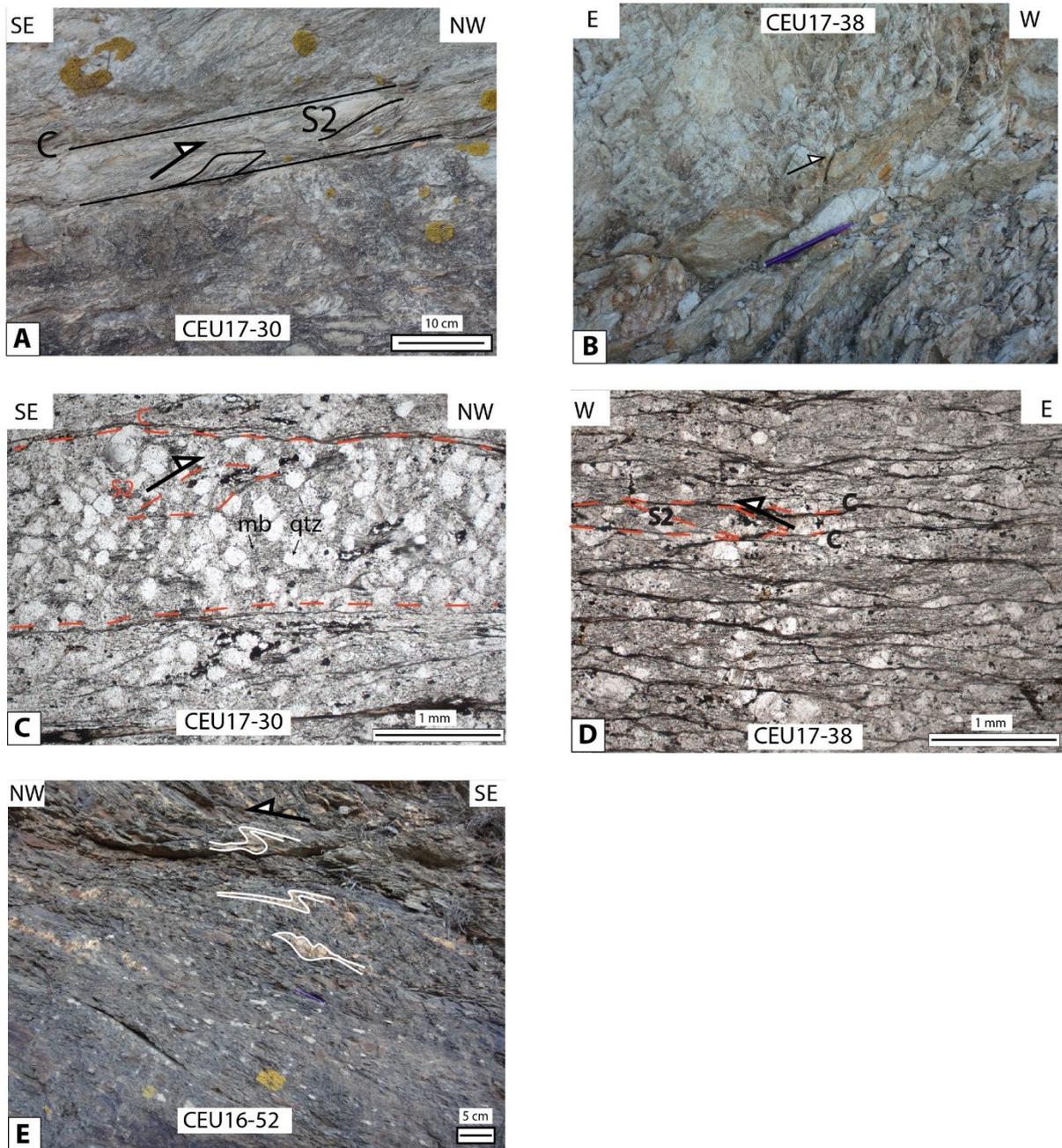


Figure III-17 : Zone de cisaillement ductile dans les unités des Sebtides supérieures. A. Structure S/C montrant un cisaillement vers le NW dans l'unité de BM2, au contact de l'unité de Boquete de Anjeras (point CEU17-30). B. Sigmoide montrant un sens de cisaillement vers l'W dans l'unité de Boquete de Anjera au contact de BM2 (point CEU17-38). C. Observation microscopique de bandes de cisaillement montrant un déplacement vers le NW (lame CEU17-30). D. Observation microscopique de bandes de cisaillement montrant un déplacement vers l'W (lame CEU17-38). E. Veines de quartz déformées montrant un cisaillement vers le NW dans l'unité de Tizgarine (point CEU16-52).

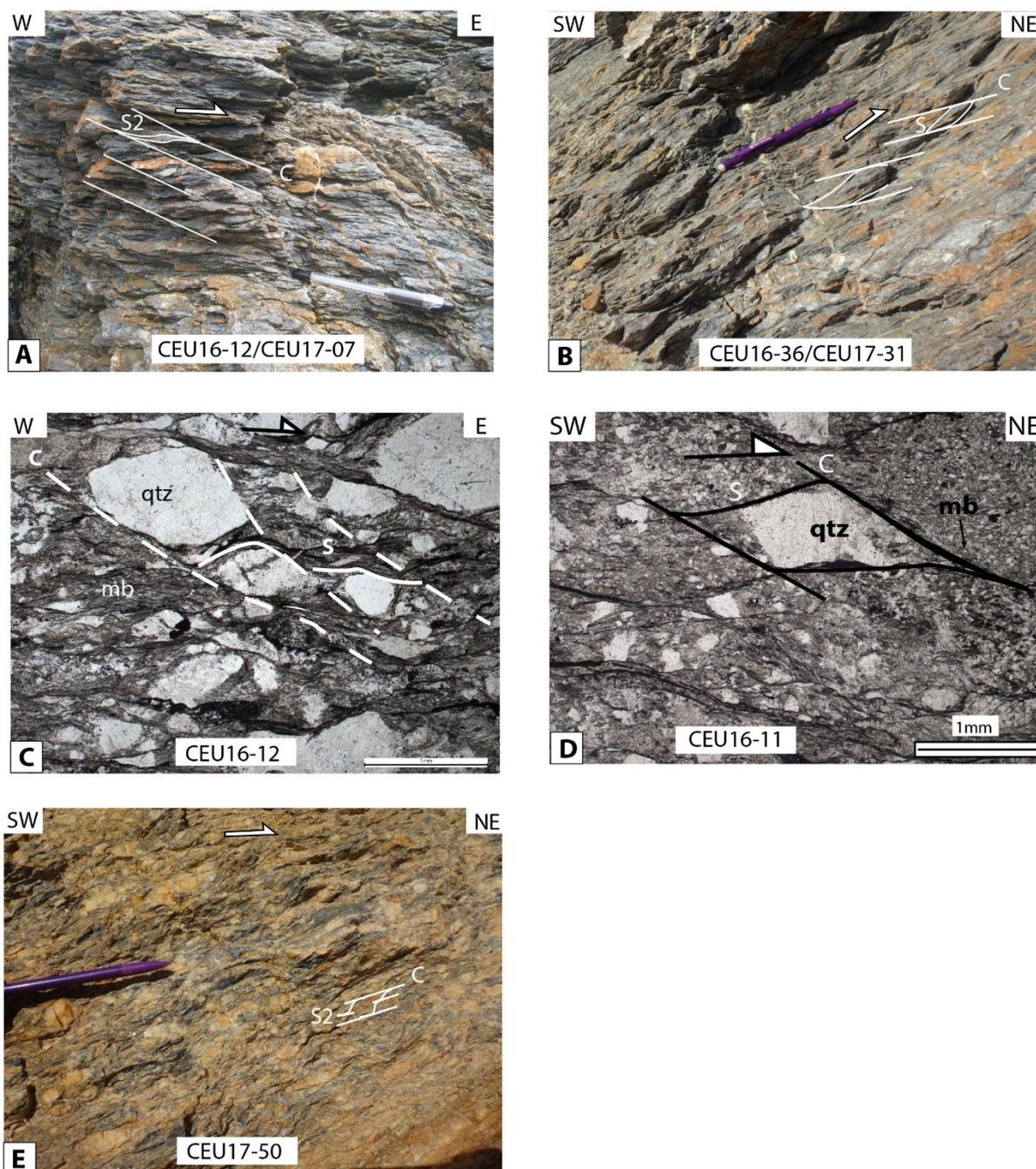


Figure III-18 : Zones de cisaillement ductile au contact entre les unités de Tizgarine et des Ghomarides. A. Bandes de cisaillement S/C' montrant un déplacement vers l'est (CEU16-12/CEU17-07). B. Galets déformés en sigmoïde indiquant un déplacement vers le nord-est. C. A l'échelle microscopique, bandes de S/C' montrent un déplacement vers l'est. La foliation est à quartz (qtz) et mica blanc (mb) (observation en LPNA; CEU16-12). D. A l'échelle microscopique, bandes de S/C' indiquant un déplacement vers le nord-est. La foliation est à quartz (qtz) et mica blanc (mb) (observation en LPNA; CEU16-11). E. Bandes de cisaillement S/C' indiquant un déplacement vers le nord-est (CEU17-50).

III.6. LES DÉFORMATIONS TARDIVES

Deux phases de compression tardives post-Burdigalien par rapport aux phases de déformation D2 et D3 ont été identifiées :

- (i) une phase de compression WNW-ESE, D4, contemporaine de la formation de l'antiforme de Beni Mezala et associée à des plis d'axe majoritairement NNE-SSW.
- (ii) une phase de compression N-S, D5, associée au développement de plis d'axe E-W à WNW-ESE.

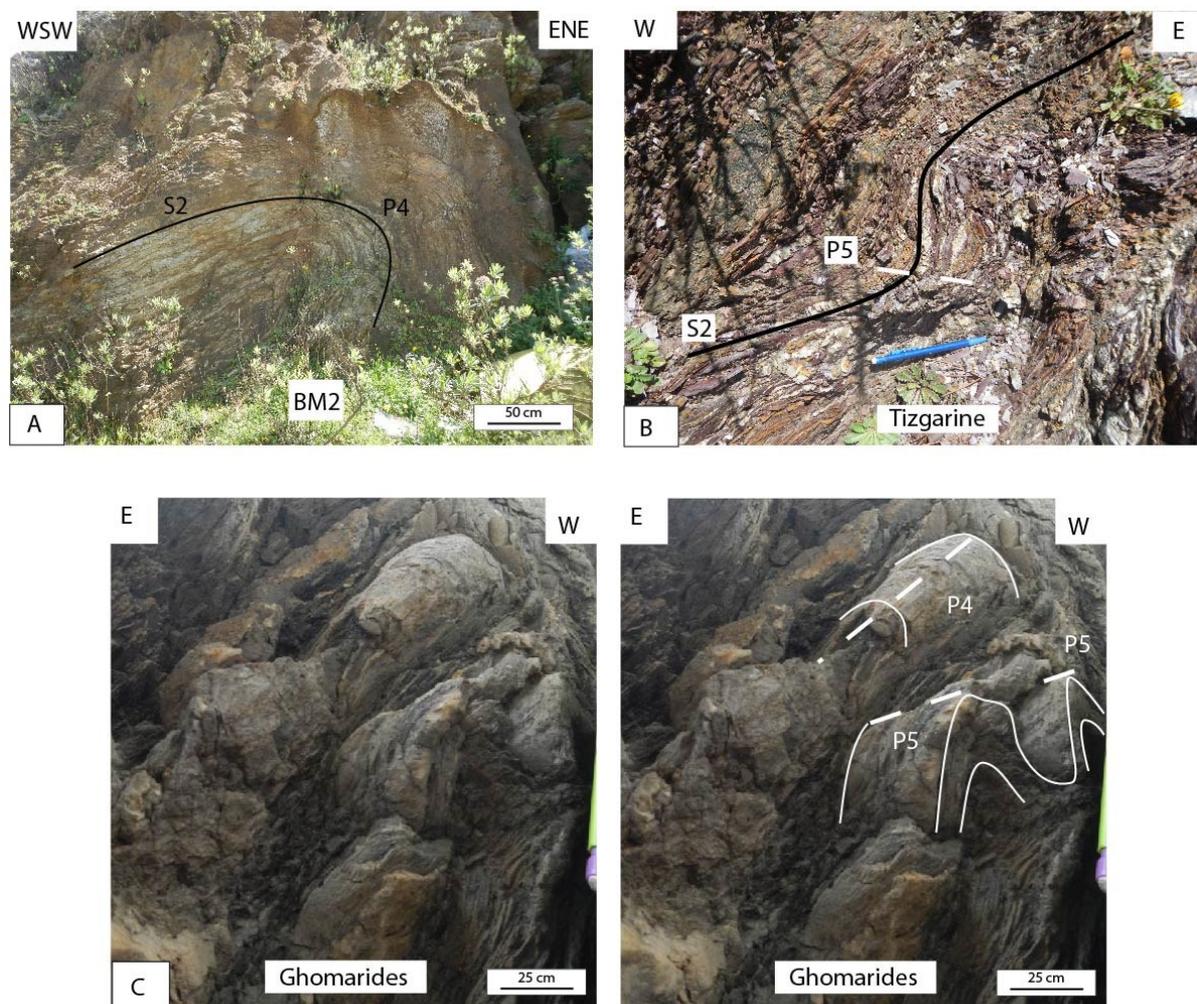


Figure III-19 : Plis tardifs correspondant aux phases de compression D4 et/ou D5. A. plis P4 d'axe NNW-SSE dans l'unité des BM2. B. plis P5 d'axe E-W dans l'unité de Tizgarine. C. plis P4 d'axe N-S et plis P5 d'axe E-W créant des structures d'interférence dans l'unité des Ghomarides.

La phase de plissement P4, plisse la foliation principale S2 observées dans les unités du domaine interne (Sebtides et Ghomarides) (**Figure III-5** et **Figure III-19A**). Ces plis P4 centimétriques à métriques présentent des axes N-S à NNE-SSW (N0-165) plongeant faiblement (0-20°) vers le S ou le N. Les plans axiaux de ces plis peuvent être soit subhorizontaux, soit ils plongent modérément à fortement (25-75°) vers l'E-SE ou l'W. Une schistosité (S4) associée à ces plis peut être quelque fois observée (**Figure III-3**). Ces plis

d'échelle métrique à décamétrique ont la même direction que les structures synformes et antiformes d'échelle kilométrique qui façonnent la région de Ceuta (i.e. antiforme de Beni Mezala) et pourraient donc être contemporains à leur formation.

Une phase tardive de plissement P5 d'axe orienté globalement E-W à WNW-ESE (N60-100), faiblement pentés (0-25°) (**Figure III-19B**) plisse la foliation principale S2 ainsi que les plis P4 (**Figure III-19C**), créant des structures d'interférence de plis de type 3 (**Ramsay, 1967**). Les plans axiaux de ces plis plongent modérément (30-50°) le plus souvent vers le N. Ces plis sont également visibles à l'échelle de la carte géologique (**Figure III-3**). Ils plissent les grands contacts tectoniques (Ghomarides/Tizgarine; Filali/Monte Hacho).

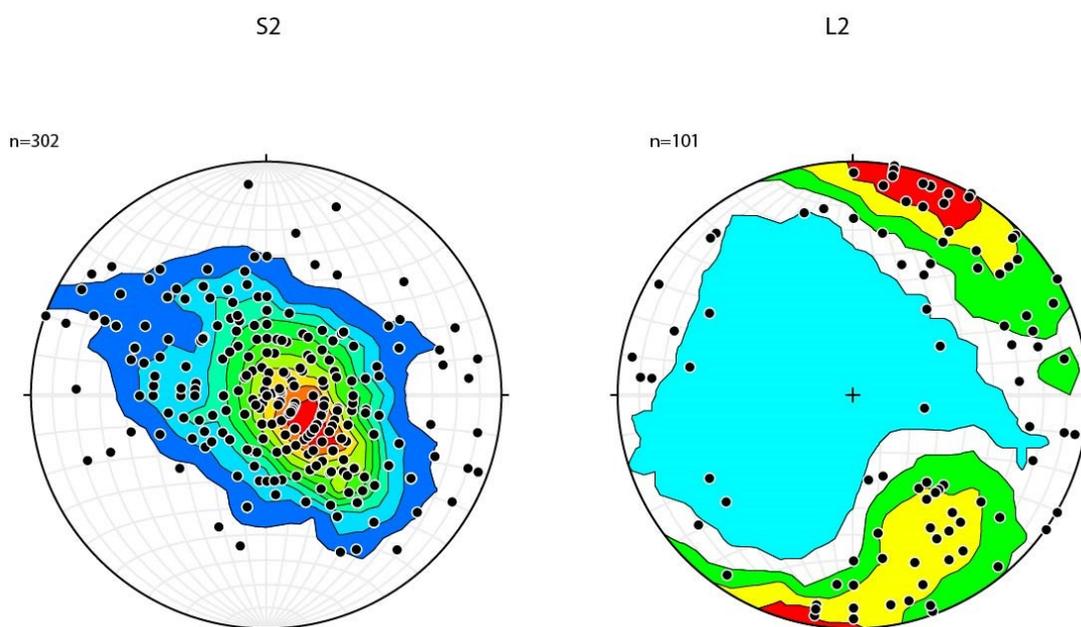


Figure III-20 : Diagrammes stéréographiques des plans de la foliation S2 et des linéations L2 des unités de l'ensemble de la région de Ceuta (Sebtides et Ghomarides). Canevas de Wulf, projections selon l'hémisphère inférieur, n représente le nombre de mesures.

Les projections stéréographiques des données structurales (S2, L2) ont été établies pour chacune des unités (**Figure III-20**). Les plans des foliations S2 sont dispersés selon une direction moyenne NE-SW. La projection des linéations L2 montre aussi une forte dispersion des données avec une tendance vers le NE-SW.

La carte des trajectoires des foliations majeures S2 (**Figure III-21**) établie à partir des données de terrain et des données de la littérature (**Kornprobst and Durand-Delga, 1985a**), montre que les foliations S2 s'orientent principalement selon une direction NNE-SSW. Cependant, par endroit les trajectoires de foliations sont perturbées et s'orientent selon une direction W. La carte de trajectoire des linéations L2 montre la même tendance (**Figure III-22**). On remarque également que les contacts entre les différentes unités présentent aussi des perturbations de trajectoire selon un axe E-W (**Figure III-21 et Figure III-22**).

La dispersion observée aussi bien pour les directions de foliation S2 que pour les directions de linéations L2 suggère que celles-ci soient réorientées pendant plusieurs phases de déformation postérieures.

Ces phases de plis tardives affectent les formations d'âge Oligocène-Burdigalien ([Feinberg et al., 1990](#)) du bassin de Fnideq (**Figure III-1 et Figure III-3**), ce qui permet d'envisager un âge post-Burdigalien pour ces deux phases compressives.

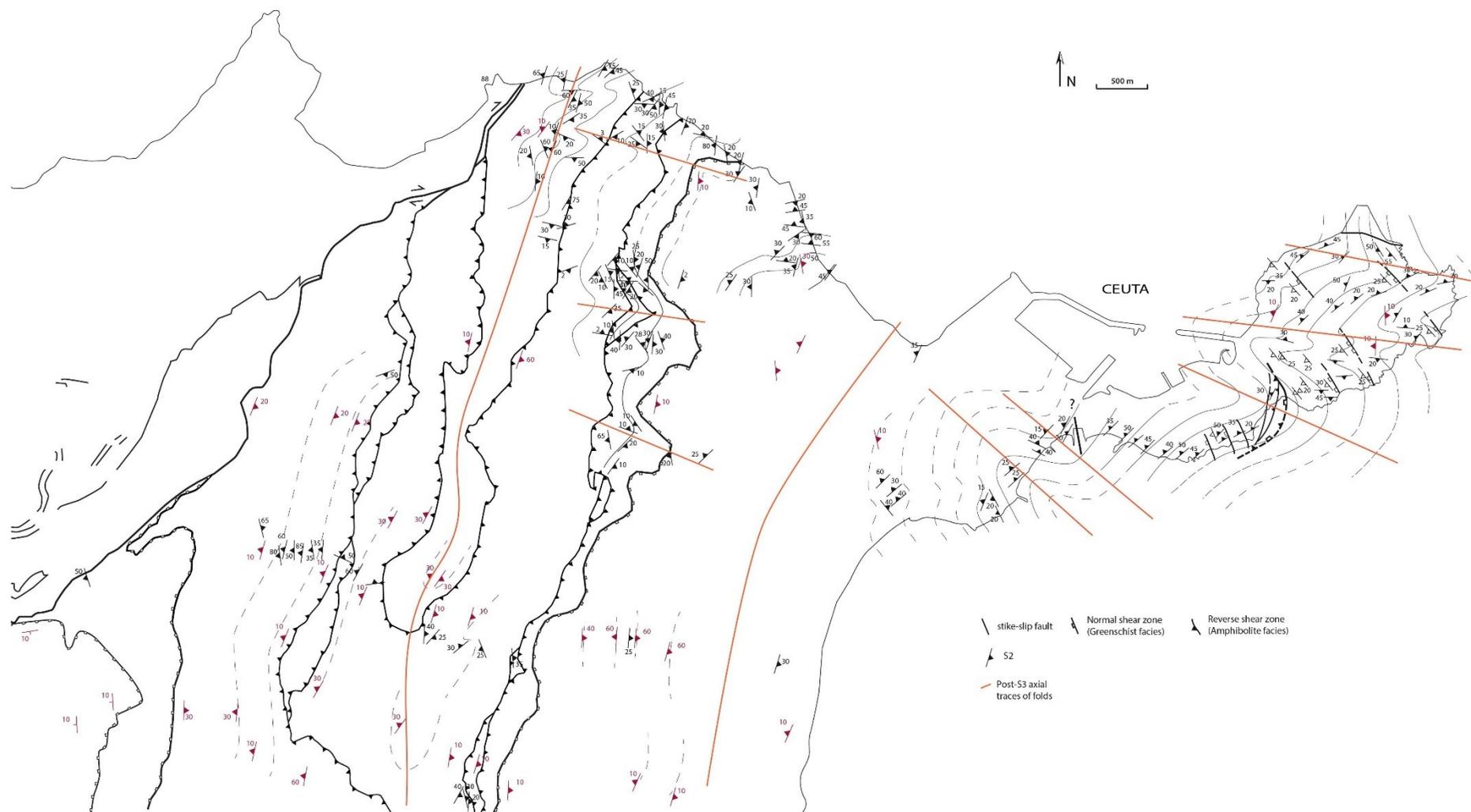


Figure III-21 : Carte des trajectoires des foliations S2 sur l'ensemble de la région de Ceuta et axes des plis post D3 déduits.

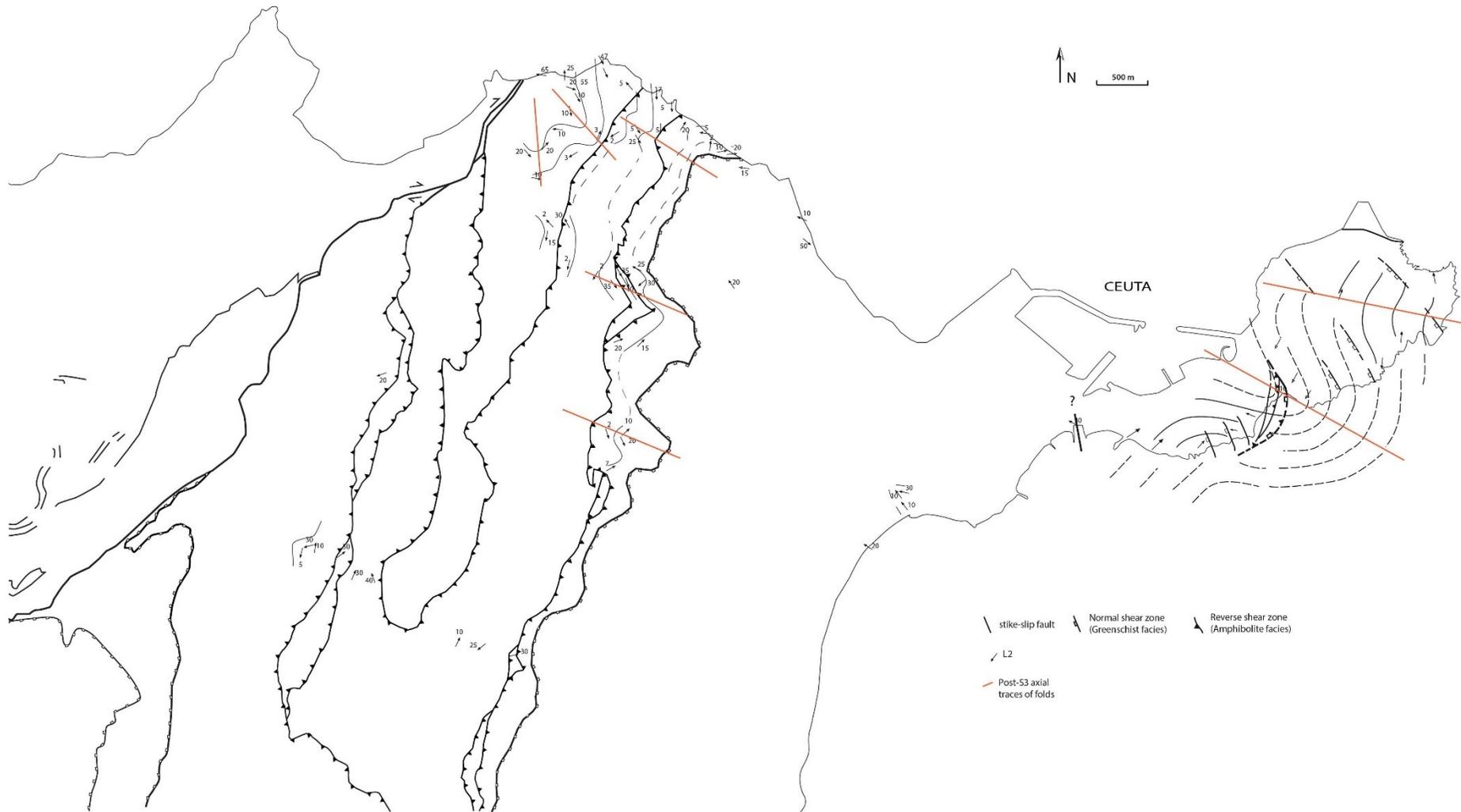


Figure III-22: Carte des trajectoires des linéations L2 sur l'ensemble de la région de Ceuta axes des plis post D3 déduits.

III.7. MAGMATISME D'ARC CALCO-ALCALIN AU SEIN DES SEBTIDES INFÉRIEURES (ARTICLE 2)

Cet article a fait l'objet d'une publication dans *Geological Magazine*. Il peut être trouvé via ce lien : <https://doi.org/10.1017/S0016756818000717>

- Cet article documente pour la première fois l'existence de roches magmatiques au sein de l'unité métapélitique des Sebtides inférieures.
- Une étude structurale, pétrographique, géochimique et géochronologique a été menée sur ces roches magmatiques.
- Ces roches magmatiques micro-dioritiques se présentent sous forme de sills pluricentimétriques à métriques, parallèles à la foliation principale (S2) des métapélites encaissantes.
- L'assemblage magmatique primaire de ces roches est composé de feldspaths, de quartz, de biotite, de pyroxène, d'amphibole (?) et d'oxyde Fe-Ti. Cette association minéralogique indique une différenciation modérée de ces roches.
- Ces sills contiennent des enclaves de roches magmatiques granulaires à microgranulaires qui présentent une association minéralogique magmatique à plagioclase, amphibole, pyroxène et quartz.
- La signature géochimique de ces micro-diorites est typique des roches d'arc magmatique calco-alkalines fortement potassiques à shoshonitiques.
- Une association minérale secondaire métamorphique à mica blanc, chlorite, quartz, albite et épidote, se développe aux dépens des minéraux magmatiques primaires et atteste d'un rééquilibrage métamorphique à la limite des facies amphibolites et schistes verts.
- Des datations U-Th-Pb des monazites présentes dans la matrice ainsi qu'en inclusion dans les minéraux partiellement rétro-morphosés, indiquent que l'évènement métamorphique a lieu aux alentours de 21 Ma.
- L'âge du métamorphisme secondaire à ca. 21 Ma ainsi que la relation structurale entre les sills et la foliation principale des roches encaissantes datée précédemment à environ 28 Ma, démontrent que ces sills magmatiques se sont mis en place entre 28 et 21 Ma.

Geological Magazine

www.cambridge.org/geo

Original Article

Cite this article: Homonnay E, Lardeaux J-M, Corsini M, El Bakili A, Bosch D, Bruguier O, and Ouazzani-Touhami M. Arc-related high-K magmatism in the Ceuta Peninsula (Internal Rif, Spain): discovery and consequences. *Geological Magazine*
doi:10.1017/S0016756818000717

Received: 13 April 2018

Revised: 29 June 2018

Accepted: 6 September 2018

Keywords:

Rif belt; Alboran domain; Ceuta Peninsula; arc magmatism; U–Pb dating

Author for correspondence:

Emmanuelle Homonnay, Email: homonnay@geoazur.unice.fr

Arc-related high-K magmatism in the Ceuta Peninsula (Internal Rif, Spain): discovery and consequences

Emmanuelle Homonnay¹, Jean-Marc Lardeaux^{1,2}, Michel Corsini¹, Asmae El Bakili^{1,3}, Delphine Bosch⁴, Olivier Bruguier⁴ and Mohamed Ouazzani-Touhami⁵

¹Géozur, Université Côte d'Azur, CNRS, IRD, Observatoire de la Côte d'Azur, UMR 7329, 250, rue Albert-Einstein, 06560 Sophia Antipolis, France, ²Czech Geological Survey, Centre for Lithospheric Research, Klárov 3, 118 21 Prague 1, Czech Republic, ³Faculté des Sciences de Rabat, Université de Mohammed V, 4 avenue Ibn Batouta, Rabat, Morocco, ⁴Géosciences Montpellier, UMR UM-CNRS 5243, Université Montpellier, CC 060, place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France and ⁵Département de Géologie, Université Abdelmalek Essaadi, 93003 Tetouan, Morocco

Abstract

We document the occurrence of micro-diorite magmatic sills, with magmatic enclaves, in the Ceuta Peninsula within metapelites from the Lower Sebtides units (Internal Rif). All magmatic rocks show a primary magmatic mineralogy and geochemical signature diagnostic for high-K calc-alkaline to shoshonitic island arc magmatism. Moreover, these rocks are significantly affected by secondary metamorphic transformations under greenschist- to amphibolite-facies conditions, regionally dated at *c.* 21 Ma. Geometric relationships between the sills and the main regional foliation, developed under intermediate-pressure granulite-facies conditions at *c.* 28 Ma, demonstrate that the sills emplaced during the late stage of this main tectonic event. New U–Pb *in situ* analyses of monazite performed on the micro-diorite sills provide an age of 20.64 ± 0.19 Ma, coherent with this chronological framework and interpreted as the age of greenschist-facies re-equilibration. The discovery of pre-Miocene high-K calc-alkaline to shoshonitic arc-related magmatism is clearly consistent with the subduction context proposed for the Alboran Basin evolution, according to geophysical investigations. In this framework, the Lower Sebtides units could be considered as part of the upper plate of the subduction system, while the Upper Sebtides must be regarded as the lower subducted plate.

1. Introduction

Located in the western tip of the Mediterranean, the Gibraltar arc consists of the Alboran Basin surrounded by the Betic (in Spain) and the Rif (in Morocco) orogenic belts built, since late Mesozoic time, in the context of Africa and Eurasia plate convergence (Fig. 1). Today, the geodynamic evolution of the internal zone of these cordilleras (i.e. the Alboran domain) is considered to be the result of subduction followed by slab rollback, which produced the opening of a back-arc basin (e.g. Royden, 1993; Lonergan & White, 1997; Faccenna *et al.* 2004, 2014; Spakman & Wortel, 2004; Vergés & Fernández, 2012; Bezada *et al.* 2013; Van Hinsbergen *et al.* 2014). Such a scenario with a retreating slab, migrating behind the orogenic wedge is also assumed in other domains of the Mediterranean such as the Calabrian arc (e.g. Faccenna *et al.* 2001, 2002) or the Aegean arc (e.g. Jolivet & Brun, 2010; Jolivet *et al.* 2013).

Numerous geological, petrological, geochemical and geochronological studies were carried out on the internal zones of the Betic and the Rif belts in order to constrain the geodynamic evolution of the Alboran domain (e.g. Beccaluva *et al.* 2007; Duggen *et al.* 2008; Conticelli *et al.* 2009; Lustrino *et al.* 2011; Carminati *et al.* 2012). However, in spite of these detailed studies, no expression of arc-related calc-alkaline magmatism has ever been documented so far in the Internal Rif. In this paper we unravel for the first time the occurrence of subduction-related magmatism in the Ceuta Peninsula, located in the internal zone of the Rif belt.

2. Geological context

The Rif Cordillera, located in the northern part of Morocco, consists of stacked sedimentary and metamorphic units thrust onto foreland basins. Classically, three main structural domains are recognized in this orogenic system (Fig. 1b): (i) the External zone, (ii) the Flysch zone and (iii) the Internal zone (or Alboran domain, see Michard *et al.* 1991; Chalouan *et al.* 2008). The Internal Rif consists of three units, namely, from top to bottom, the Dorsale calcaire, the Ghomarides unit and the Sebtides unit (Fig. 1b, e.g. Chalouan *et al.* 2001). The Sebtides unit is composed of a stack of high- to low-grade metamorphic rocks, subdivided into the pre-Permian Lower Sebtides and the Palaeozoic to Triassic Upper Sebtides (Chalouan *et al.* 2008). In the Ceuta area, two sub-units are distinguished in the Lower Sebtides: the Ceuta

© Cambridge University Press 2018.

CAMBRIDGE
UNIVERSITY PRESS

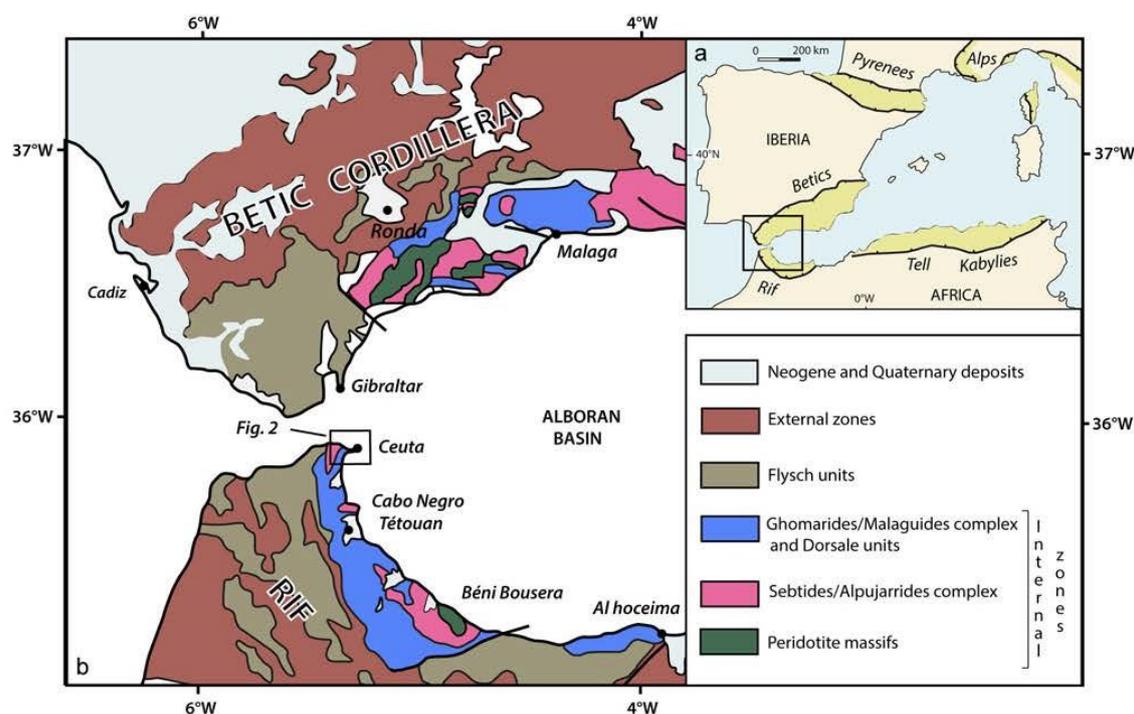


Fig. 1. (Colour online) (a) Location of the Gibraltar arc and Alboran Basin in the framework of the Western Mediterranean and peri-Mediterranean orogenic belts (light green). (b) Structural map of the Gibraltar arc.

Upper Unit (CUU) and the Monte Hacho Lower Unit (MHLU). The CUU is composed of migmatitic metapelites containing peridotite lenses and boudins of high- to ultra-high-pressure granulites at its base (Kornprobst, 1974; Ruiz-Cruz & De Galdeano, 2012, 2013), overthrust upon the migmatitic orthogneisses of the MHLU (Fig. 2, Kornprobst, 1974; Homonnay *et al.* 2018). Thrust tectonics developed under intermediate-pressure granulite-facies metamorphism before Miocene time, probably during Oligocene time (Homonnay *et al.* 2018). In this domain, three ductile deformation stages (D1–D3) have been identified, where S1–S3 foliations are associated with distinctive metamorphic assemblages (Homonnay *et al.* 2018). In both Lower Sebides units, an S2 composite foliation, bearing a well-developed stretching lineation L2, is the dominant regional fabric whatever the lithology. In the uppermost unit, pre-D2 fabrics (i.e. D1/S1) are locally preserved in volumes (i.e. lozenge-shaped blocks) that escaped overprinting by the pervasive S2. In both units, D3 structures consist of localized normal ductile shear zones associated with an S3 foliation. Detailed microstructural, mineralogical and geochronological investigations (Homonnay *et al.* 2018) demonstrate that:

- (1) D1 was contemporaneous with high-pressure/high-temperature metamorphic conditions (high-pressure granulite facies) of unknown age;
- (2) D2 developed, contemporaneously with thrust tectonics, under intermediate-pressure granulite-facies conditions (7–10 kbar and 780–820 °C) before 28 Ma;
- (3) D3 is characterized by metamorphic re-equilibration at the boundary between amphibolite- and greenschist-facies

conditions (400–550 °C and 1–3 kbar) during early Miocene time (i.e. *c.* 21 Ma).

In the most western part of the Ceuta area, the Upper Sebides (Federico units) underwent an Alpine, probably Oligocene, high-pressure/low-temperature metamorphism typical of subduction zone conditions (Bouybaouene *et al.* 1995; Goffe *et al.* 1996; Michard *et al.* 1997; Janots *et al.* 2006).

3. Evidence for high-K calc-alkaline magmatism in the Lower Sebides

3.a. Field observations

Metapelites from the CUU present a main NE-striking (N30 to N50) S2 foliation plane, gently to moderately dipping (20 to 50°) towards the NW (Fig. 2). This foliation is marked by the alternation of quartz–feldspars and garnet–biotite–sillimanite-rich levels as well as by the alternation of centimetric quartz–feldspathic leucosomes and biotite–sillimanite mesosomes (Fig. 3a). This main D2 deformation episode, synchronous with partial melting of the metapelites, is also contemporaneous with the thrusting of the CUU over the MHLU (Homonnay *et al.* 2018).

In these metapelites we found several pluricentimetric to plurimetric magmatic sills parallel to the main S2 foliation plane (Fig. 3a, b, c). In these ‘micro-granitoid’ sills we recognized two types of enclaves: (1) enclaves of migmatitic metapelites (i.e. host rock, Fig. 4a) and (2) granular to microgranular magmatic enclaves (Fig. 4b). The cores of the magmatic sills are clearly not deformed and contain a well-preserved microgranular porphyritic texture

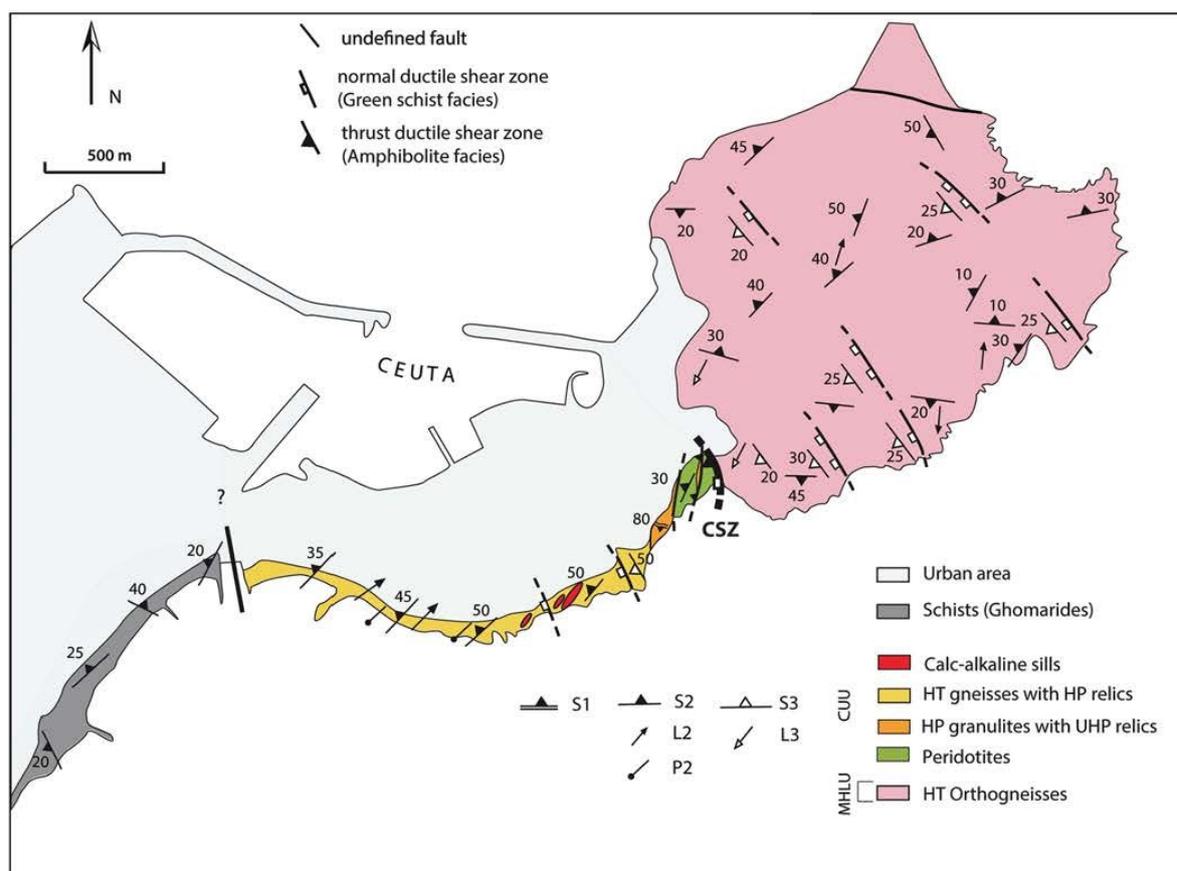


Fig. 2. (Colour online) Geological map showing the location of the magmatic sill within the structural framework of the Ceuta Peninsula (modified after Homonnay et al. 2018). CUU – Ceuta Upper Unit; MHLU – Monte Hacho Lower Unit; CSZ – Ceuta Shear Zone. See Figure 1b for location.

(Fig. 3d). On the other hand, the edges of the sills display preferred mineral orientation interpreted as a magmatic flow-fabric (Fig. 3b,c,e). This interpretation is supported by enclave alignments parallel to the main foliation of the surrounding rocks (Fig. 3b). These structural observations are typical for syn- to late-tectonic (i.e. D2 deformation event) magma emplacement. In such a case, the magmatic sills were emplaced in thermal equilibrium with the surrounding metapelites.

3.b. Petrographic observations

The magmatic sills present a microgranular porphyric texture, while magmatic fluidity is visible in thin-sections from the edges of the sills (Fig. 5a). The sills contain a primary magmatic assemblage essentially composed of feldspars, quartz, biotites and oxides (ilmenite and magnetite). Feldspars occur as subhedral to anhedral large-sized grains (1–5 mm) (Fig. 5b) and present a magmatic zonation. They are predominantly plagioclases (An₇–An₂₅), which exhibit polysynthetic twinning. K-feldspars (orthoclase, microcline) are observed in minor amounts and orthoclase shows Carlsbad twinning. In the groundmass, xenomorphic quartz grains show wavy extinctions. Biotite appears as small (< 1 mm) brown, strongly pleochroic grains in the groundmass or as minute

inclusions in large plagioclase grains (Fig. 5b). In the largest biotite grains, needle-shaped rutile developed along cleavage planes. In addition, we frequently observed a ‘ghost’ mineral with a rectangular or rhomboidal shape (around 5 mm), which is totally replaced by an association of chlorite, muscovite and epidote (Fig. 5c). Although the nature of this mineral cannot be definitely determined, the secondary mineral association together with the mineral shapes strongly suggests a primary magmatic amphibole or a primary magmatic pyroxene. Indeed, in one thin-section we recognized one fragment of a rectangular-shaped pyroxene within the pseudomorphic aggregate. Magnetite occurs as more or less rhombohedral isotropic crystals in the groundmass, while ilmenite is found as elongated dark brown frequently altered grains. Accessory minerals are titanite, apatite, monazite and zircon.

This primary magmatic mineral association of plagioclase + quartz + K-feldspar + biotite + Fe–Ti oxide + Fe–Mg-mineral (amphibole and/or pyroxene) indicates a moderately differentiated magmatic rock (micro-granodiorite or micro-diorite). The lack of primary magmatic muscovite or aluminium silicates together with the presence of amphibole or pyroxene, Fe–Ti oxides and titanite in the magmatic association is typical for calc-alkaline magmas, i.e. Hybrid Late Orogenic (H_{LO}) or Hybrid Continental Arc (H_{CA})

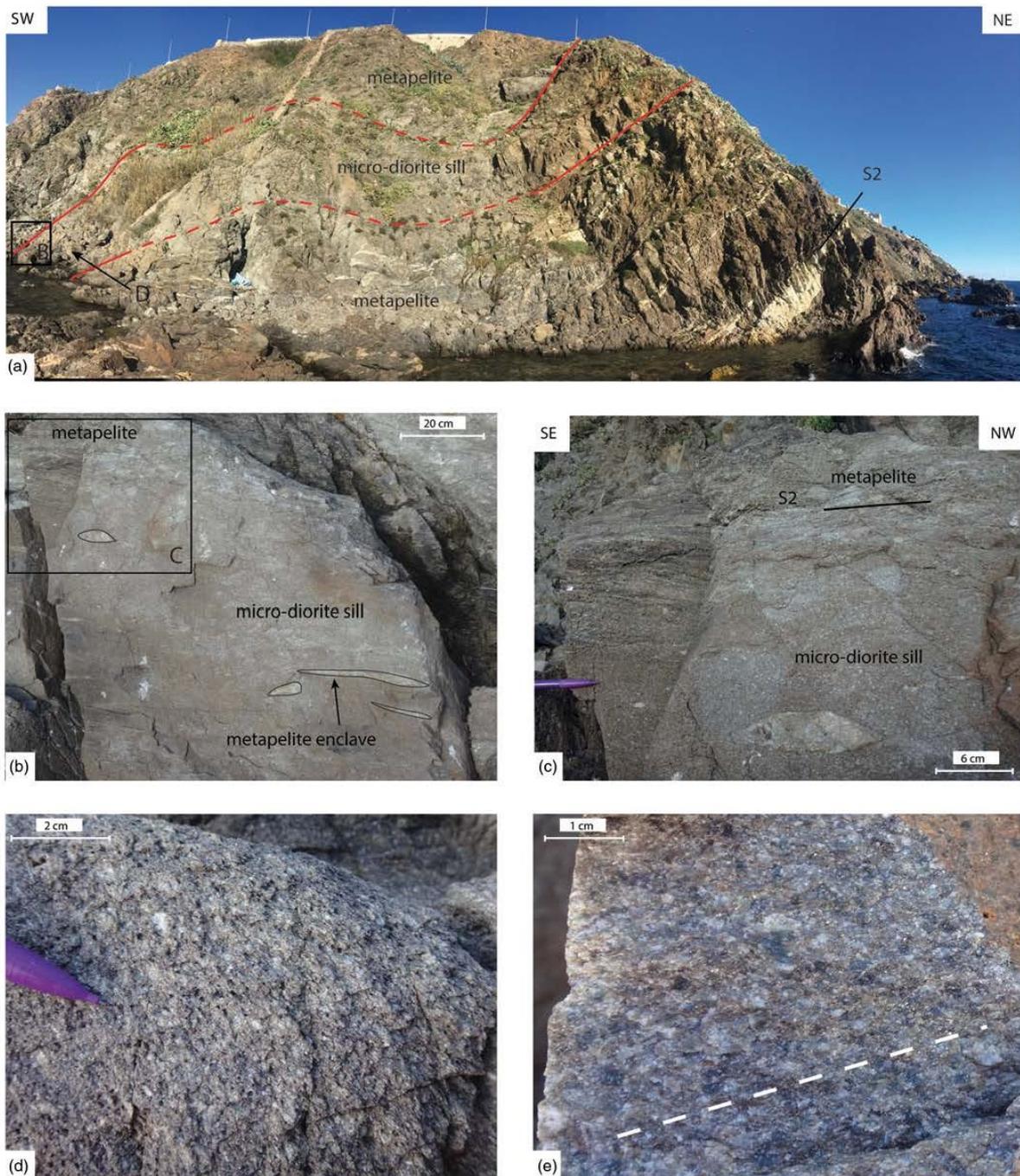


Fig. 3. (Colour online) Field observations. (a) Decametric sill parallel to the main S2 metapelite foliation plane. (b) Edge of the sill with magmatic fluidity and enclave alignments parallel to the main S2 foliation plane. (c) Contact between the micro-diorite sill and the metapelite. (d) Microgranular porphyritic texture preserved in the core of the sill. (e) Magmatic mineral orientation (underlined by white dashed lines) within the micro-diorite sill.

magmatic series in the mineralogical/petrogenetic classification of Barbarin (1990) and thus of mixed (crustal + mantle) origin.

Most magmatic minerals underwent secondary metamorphic transformations (Fig. 5c). Feldspars are partly or totally replaced by

patches of albite and white mica. White micas also occur as radial aggregates along magmatic grain boundaries. Chlorite forms pseudomorph patches within magmatic phases. In some samples, epidote developed at the expense of primary Fe–Mg magmatic minerals.



Fig. 4. (Colour online) Enclaves observed within the micro-diorite sill. (a) Metapelite enclave. (b) Magmatic enclave with microgranular texture.

The magmatic enclaves display a magmatic mineral association of plagioclase, amphibole, pyroxene and minor quartz (Fig. 6). Plagioclase occurs as lath-shaped crystals that show polysynthetic twinning. Amphibole is anhedral, green coloured and pleochroic with, when observable, an extinction angle of about 20°. Millimetre-sized pyroxene grains occur as anhedral crystals and are largely replaced by secondary metamorphic minerals. Quartz grains, with irregular grain boundaries, are scattered in the matrix. Accessory magmatic minerals include magnetite and/or ilmenite, titanite and zircon. Secondary metamorphic minerals are well developed; plagioclases are frequently converted to fine-grained white mica, while amphibole and pyroxene are partly or completely pseudomorphosed by muscovite, chlorite and epidote.

The development of a secondary metamorphic mineral association (i.e. white mica + chlorite + quartz + albite ± epidote assemblage) in the magmatic sills and their enclaves attests to a severe metamorphic re-equilibration at the boundary between amphibolite- and greenschist-facies conditions (i.e. synchronous with the D3 tectonic event; see Homonnay *et al.* 2018 for discussion). Thus, both the magmatic sills and surrounding metapelites are affected by D3 metamorphism, and consequently, field observations together with petrographic analysis are compatible with syn- to late-D2 and pre-D3 magmatic sill emplacement.

3.c. Geochemical investigations

Because the magmatic sills are significantly affected by D3 metamorphism, in order to investigate the geochemical characteristics of these magmatic rocks we sampled the magmatic rocks only in the largest and best-preserved sill. In this sill, in view of outcrop quality, we found only two samples of micro-granitoids with well-preserved magmatic texture (SEB12-04 and CEU14-05) and one enclave (CEU17-23E), also very well preserved. These three samples were selected for major- and trace-element chemical analyses. Bulk rock compositions were obtained by inductively coupled plasma atomic emission spectrometry (ICP-AES) and inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS), for major and trace elements, respectively, on rock powders at the Geochemical and Petrographical Research Centre in Nancy (SARM laboratory, CNRS-CRPG; Table 1) following the procedure described in Carignan *et al.* (2001).

In the total alkalis versus silica classification (i.e. TAS diagram after Le Maitre *et al.* 1989), the 'micro-granitoid' samples are micro-diorites, while the microgranular enclave is a less differentiated micro-gabbrodiorite (Fig. 7a). Moreover, with respect to SiO₂ and K₂O (i.e. in the classification of Peccerillo & Taylor, 1976), all these magmatic rocks have a geochemical signature typical for high-K calc-alkaline magmas (Fig. 7b).

However, the identification of the geochemical characteristics of magmatic rocks re-equilibrated during regional metamorphism is still delicate because of the mobility of the chemical elements during fluid-assisted metamorphism (Bridgwater, 1989; Ferry, 1994). Numerous studies have already shown that major elements as well as some trace elements, mainly large ion lithophile elements (LILE) (e.g. Rb, Cs, Sr, Ba) and light rare earth elements (LREE) (e.g. La, Ce, Nd), are considered to be the most mobile elements under greenschist- and amphibolite-facies conditions, whatever the considered lithology (Bridgwater, 1989; Potdevin *et al.* 1989; Lawrie, 1992; Ague, 1994, 2003; Roser & Nathan, 1997; Brewer & Menuge, 1998; Masters & Ague, 2005; Zheng *et al.* 2009). Therefore, in order to improve the characterization of the geochemical signature of the studied samples, we selected diagrams suitable for magmatic rocks, using only minor and trace elements considered immobile during metamorphic processes.

First, in the Winchester & Floyd (1977) magmatic rock classification including its modification by Pearce (1996), based on immobile element ratios such as Zr/Ti versus Nb/Y, the studied samples range in the field of gabbroic and dioritic rock types (Fig. 8a). Second, we used the accurate Th–Co diagram proposed by Hastie *et al.* (2007) for magmatic rocks transformed under greenschist-facies conditions (Fig. 8b) and the Th/Yb versus Ta/Yb diagram (Fig. 8c) from Pearce (1983). In these diagrams, the three samples are micro-gabbrodiorites and diorites, whereas their compositions still have a geochemical signature typical for the high-K to shoshonitic series.

Trace-element discriminant diagrams are often considered an important way to determine the tectonic environment of magma formation (Pearce, 1983; Pearce *et al.* 1984). However, trace-element compositions are also a function of source components and the crystallization history of the melts (Rollinson, 1993; Frost *et al.* 2001). Since trace-element diagrams can discriminate various tectonic settings, the composition of the studied samples was

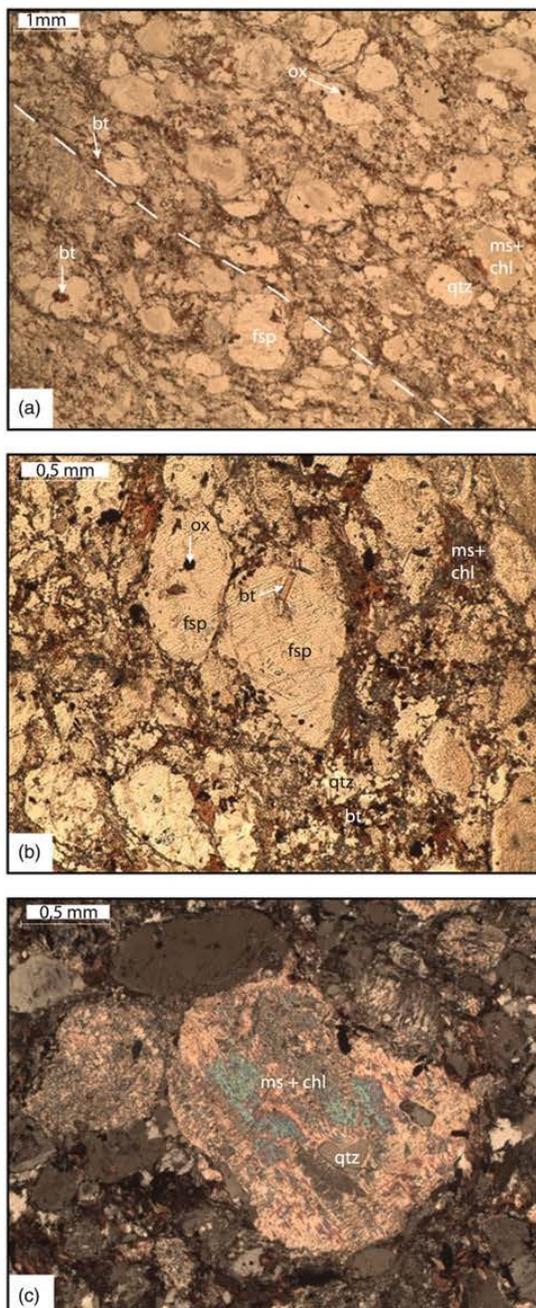


Fig. 5. (Colour online) Thin-section photomicrographs of the micro-diorite sills. (a) Magmatic mineral fluidality marked by white dashed lines (plane-polarized light). (b) Microgranular porphyric texture (plane-polarized light). (c) Typical 'ghost' mineral totally replaced by muscovite and chlorite ± quartz (cross-polarized). fsp - feldspar; bt - biotite; ox - oxide; qtz - quartz; ms - muscovite; chl - chlorite.

plotted on some of these diagrams (Fig. 9). In the discriminant diagrams proposed by Pearce & Cann (1973) and Pearce (1982) (Ti/Zr/Y in Fig. 9a and Cr versus Y in Fig. 9b, respectively), the three samples plot in the calc-alkaline and volcanic arc fields. In the Th/Hf versus Ta/Hf diagram (Schandl & Gorton, 2002), samples plot



Fig. 6. (Colour online) Thin-section photomicrograph of a magmatic enclave (plane-polarized light). The micro-porphyric texture is underlined by crystals of amphibole (amph), pyroxene (px) and oxides (ox). The domains in white correspond to plagioclase and minor quartz.

in the active continental margin field (Fig. 9c). Moreover, the two micro-diorites typically have an intermediate rock composition. Consequently, we felt it was also interesting to confront their chemical signatures with discriminant diagrams established for granitoids. In the Nb versus Y diagram from (Pearce *et al.* 1984), the two samples plot in the volcanic arc and syn-collisional granitoid field (Fig. 9d), while using the more accurate Ta versus Yb diagram proposed by Pearce *et al.* (1984) to distinguish between volcanic arc and syn-collisional granitoids, our samples plot in the volcanic arc granitoid field (Fig. 9e).

Altogether, the geochemical characters of the studied sills are consistent with a high-K calc-alkaline magma formed within a continental magmatic arc.

4. U–Pb dating

4.a. Analytical method

U–Th–Pb dating was performed on monazites and one xenotime from the micro-diorite SEB12-04. *In situ* analyses were achieved on thin-sections, in order to keep the microstructural context of the analysed minerals. Prior to LA-ICP-MS *in situ* U–Th–Pb analyses, minerals were examined with backscattered electrons (BSE) (Fig. 10), using a scanning electron microscope (SEM) at the CRHEA in Sophia Antipolis (Valbonne, France), to reveal the internal structure of the minerals. The operating conditions were 15 kV accelerating voltage and a 17 nA beam current. *In situ* U–Th–Pb analyses were performed at Geosciences Montpellier (University of Montpellier, France) by laser ablation (LA)-ICP-MS using a Lambda Physik CompEx 102 Excimer laser coupled to an Element XR sector field ICP-MS at the AETE-ISO regional facility (OSU OREME). Laser spot sizes were 15 µm. Before analysis, the laser was first fired to clean the sample surface (ten pulses). The targeted mineral was subsequently ablated under ultrapure helium in a 15 cm³ circular-shaped ablation cell with an energy density of 12 J/cm² at a frequency of 2 Hz during 45 s. A gas blank was measured during 15 s before each analysis. Analyses of unknown monazite grains were bracketed by analyses of the Manangotry monazite standard (Poitrasson *et al.* 2000). Repeated analyses of this reference mineral were used to correct

Table 1. Chemical analyses: major elements (wt %), minor and trace elements (ppm)

Sample	SEB12-04	CEU14-05	CEU17-23E
	<i>micro-diorite</i>	<i>micro-diorite</i>	<i>endave</i>
SiO ₂	59.2	61.1	54.0
Al ₂ O ₃	19.2	17.9	15.9
Fe ₂ O ₃ (t)	8.1	7.0	8.0
MnO	0.1	0.1	0.1
MgO	2.5	2.3	5.9
CaO	1.3	1.7	7.3
Na ₂ O	1.3	1.0	3.1
K ₂ O	3.3	3.6	2.1
TiO ₂	1.0	0.9	0.6
P ₂ O ₅	0.0	0.2	0.7
LOI	4.2	4.6	1.6
TOTAL	100.1	100.3	99.4
Ba	502.6	403.3	835.8
Co	20.1	15.6	26.3
Cr	113.0	97.0	198.6
Er	3.2	2.8	–
Eu	1.6	1.4	–
Ga	26.5	23.9	22.1
Hf	5.8	4.7	3.0
La	47.8	41.9	–
Lu	0.5	0.4	–
Nb	15.5	14.0	9.2
Nd	42.2	35.2	–
Pb	21.9	17.1	13.0
Pr	11.1	9.3	–
Rb	131.1	147.1	55.9
Sc	20.8	18.1	21.7
Sm	8.2	6.9	–
Sr	117.0	77.9	478.9
Ta	1.3	1.4	0.6
Tb	1.0	0.9	–
Th	15.9	13.3	8.9
U	3.1	3.2	–
V	158.7	137.3	212.8
Y	32.0	27.5	18.8
Yb	3.0	2.9	3.0
Zr	219.0	169.8	98.8

for inter-element fractionation and for mass bias factor corrections (see details in Bosch *et al.* 2011). Quoted ratios (see Table 2) correspond to measured ratios corrected for background and mass discrimination (+ elemental fractionation for the ²⁰⁶Pb/²³⁸U ratios). All ages have been calculated using the U and Th decay constants recommended by Steiger & Jäger (1977). Analytical data were plotted and ages were calculated using the IsoplotEx program

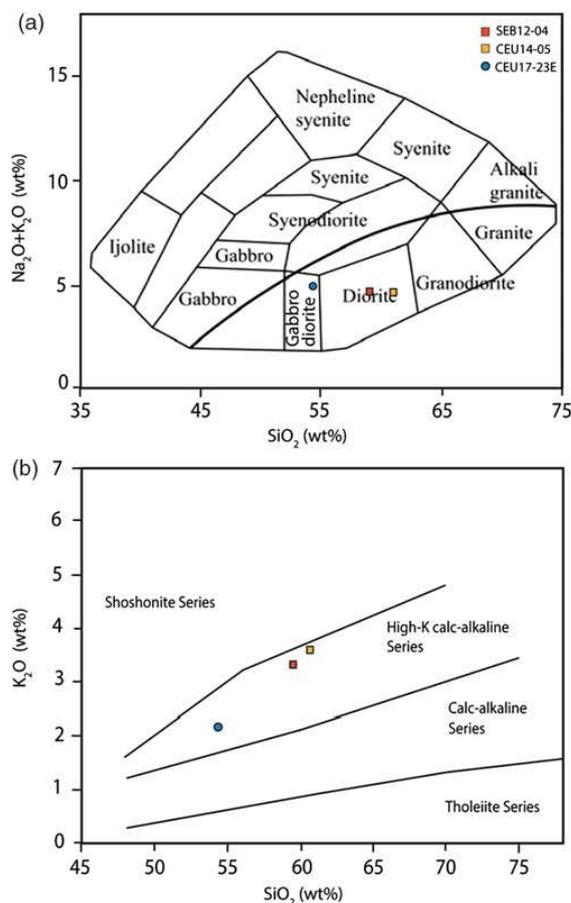


Fig. 7. (Colour online) Rock classification diagrams using major elements. (a) TAS diagram for igneous rocks after Cox *et al.* (1979). (b) Rock series discriminant diagram from Peccerillo & Taylor (1976).

(Ludwig, 2003). Individual analyses in Table 2 and in Concordia plots (Fig. 11) are $\pm 1\sigma$ errors, and uncertainties in ages are quoted in the text at the 2σ level.

4.b. Results

Eighteen monazites and one xenotime were analysed from the sample SEB12-04. Under BSE imaging, 11 monazites display a homogeneous structure (Fig. 10a), whereas seven show either a light grey core surrounded by a dark grey rim (Fig. 10b; mnz3, mnz12, mnz13) or irregular light grey patches (Fig. 10c; mnz 2, mnz9, mnz16, mnz18) suggesting recrystallization of pre-existing minerals (e.g. Bosch *et al.* 2002). The monazites sometimes contain inclusions (mnz1, 3–6, 15–18; Fig. 10c) and have a rounded or elongated shape. The shape of the monazite, and lack of oscillatory zoning, is not consistent with crystallization from a melt, as observed for magmatic monazite (e.g. Bruguière *et al.* 2009). The xenotime is homogeneous, rounded in shape with undulant rims. Thirty-nine analyses were performed on 18 monazite grains (see Table 2) and two analyses were performed on the xenotime grain identified in the thin-section. Despite the observed differences in internal structures, most

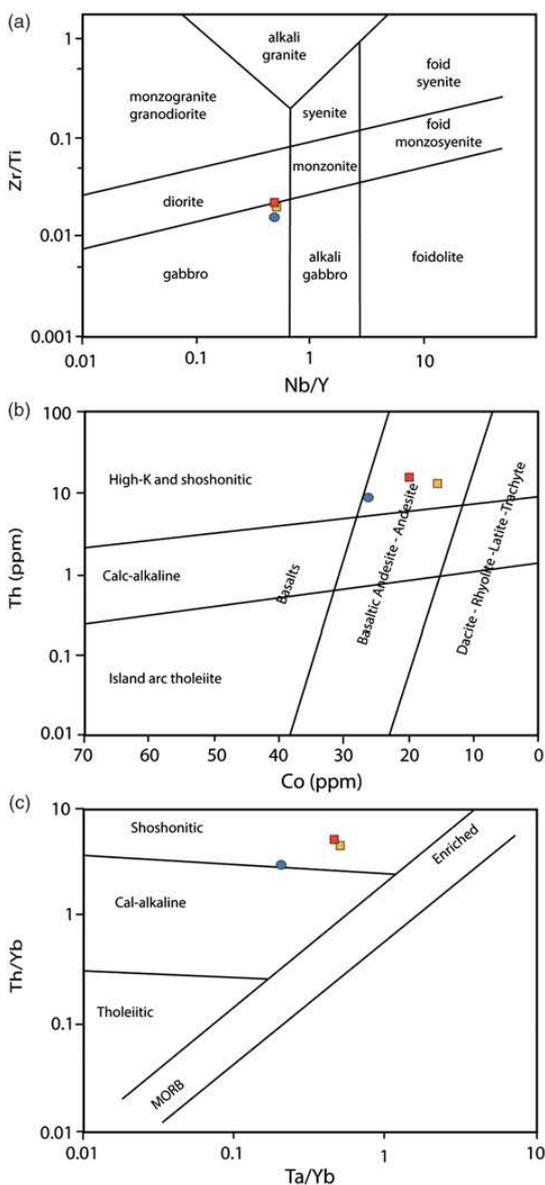


Fig. 8. (Colour online) (a) Zr/Ti versus Nb/Y diagram from Pearce (1996) modified after Winchester & Floyd (1977). (b) Th-Co discriminant diagram for altered volcanic island arc rocks, using immobile trace elements, from Hastie *et al.* (2007). (c) Th/Yb versus Ta/Yb diagram after Pearce (1983).

monazite analyses display a single alignment in the Concordia diagram and provide an intercept age of 20.7 ± 0.19 Ma (Fig. 11b). The xenotime analysis also plots along this alignment, suggesting that the monazite and xenotime are coeval. Two grains (mnz3 and mnz16) are significantly older with apparent ^{206}Pb - ^{238}U ages ranging from 241.3 ± 8.8 Ma to 225.7 ± 7.4 Ma (Table 2; Fig. 11a). It is noteworthy that mnz16 displays a heterogeneous age distribution in which Miocene and older domains are present. The BSE imaging of this grain is not consistent with a

core-like structure but, on the contrary, suggests recrystallization processes. On that basis, the *c.* 21 Ma age is interpreted as reflecting monazite growth or resetting of the U-Pb system of pre-existing minerals under metamorphic conditions. Older ages are interpreted as partial updating of minerals that were most likely snatched from deep-seated material by the dioritic magma.

4.c. Age interpretations

Most of the dated minerals yield an age of *c.* 21 Ma. In the Ceuta Peninsula, this age is now well documented and is associated with the D3 tectonic event, developed at the boundary between amphibolite- and greenschist-facies conditions, and which corresponds to the development of ductile extension (Homonnay *et al.* 2018). Interestingly, in the investigated micro-diorite, the dated monazites and xenotime are systematically in textural equilibrium with the secondary metamorphic phases in the groundmass as well as in inclusions within magmatic minerals, the latter being totally replaced by muscovite and chlorite (Fig. 10d). Consequently, monazite ages at *c.* 21 Ma cannot be interpreted as the ages of magma crystallization but, on the contrary, are related to the late-D3 stage of metamorphism characterized by metamorphic re-equilibration, associated with fluid circulation, during early Miocene time. Resetting of monazite ages during greenschist-facies metamorphism and related fluid activity is clearly demonstrated (e.g. Williams *et al.* 2011; Seydoux-Guillaume *et al.* 2012) and was already outlined on metamorphic rocks from the Internal Rif (Montel *et al.* 2000; Janots *et al.* 2006; Michard *et al.* 2006; Negro *et al.* 2006; Chalouan *et al.* 2008; Rossetti *et al.* 2010; Gueydan *et al.* 2015; Homonnay *et al.* 2018) and also in the Internal Betic (Acosta-Vigil *et al.* 2014).

5. Geological consequences

We report for the first time the occurrence of calc-alkaline magmatic sills in the Ceuta Peninsula (Internal Rif). Sampled micro-diorites and micro-gabbrodiorites show a primary magmatic mineralogy and a geochemical signature diagnostic for high-K calc-alkaline to shoshonitic island arc magmatism. Field observations based on geometric relationships between the micro-diorite sills and the main regional foliation S2, developed under intermediate-pressure granulite-facies conditions before 28 Ma (Homonnay *et al.* 2018), demonstrate that the magmatic sills were emplaced during the late stage of the D2 tectonic event. Furthermore, these magmatic rocks are fully metamorphosed under greenschist-facies metamorphic conditions. The latter, depicted at the regional scale, is coeval with an early Miocene D3 extensional tectonic event (Homonnay *et al.* 2018). Hence, syn- to late-D2 and pre-D3 magmatic sill emplacement is consistent with the magmatic monazite U-Pb age resetting at *c.* 21 Ma.

The significance of this pre-Miocene high-K calc-alkaline magmatism must now be envisioned and discussed within the framework of the geodynamic context presently held for the Alboran domain. Following geophysical investigations, and particularly tomographic studies (Blanco & Spakman, 1993; Gutscher *et al.* 2002; Timoulali *et al.* 2014; Villasenor *et al.* 2015), the Betic-Rif orogen that surrounds the Alboran Basin is regarded as an emblematic example of a subduction-controlled orogeny followed by slab rollback leading to the opening of the Alboran back-arc basin (e.g. Faccenna *et al.* 2004; Spakman & Wortel, 2004; Vergés & Fernández, 2012; Bezada *et al.* 2013; Van Hinsbergen *et al.* 2014). In this geodynamic framework, slab rollback of the Tethyan oceanic

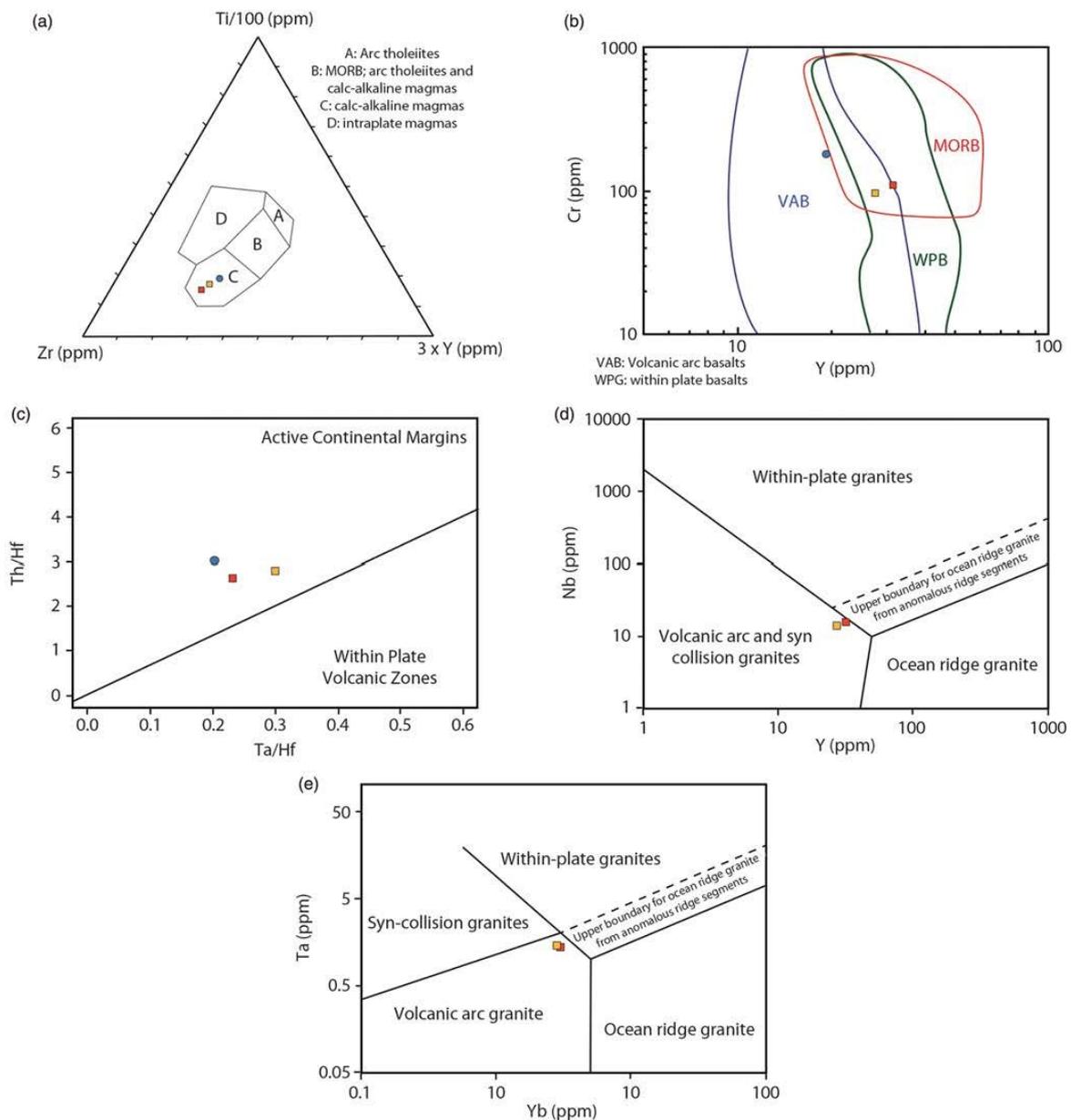


Fig. 9. (Colour online) (a) Ti/Zr/Y discriminant diagram from Pearce & Cann (1973). A - field of island arc tholeiites; B - field of MORB, arc tholeiites and calc-alkaline magmas; C - field of calc-alkaline magmas; D - field of within-plate magmas. (b) Cr versus Y discriminant diagram between MORB, volcanic arc basalts (VAB) and within-plate basalts (WPB) from Pearce (1982). (c) Th/Hf versus Ta/Hf diagram from Schandl & Gorton (2002). (d) Nb versus Y tectonic discriminant diagram for granitoid rocks (Pearce *et al.* 1984). (e) Ta versus Yb tectonic discriminant diagram for granitoid rocks (Pearce *et al.* 1984).

lithosphere initiated at *c.* 23–21 Ma, while the timing of the Alpine subduction is Eocene up to Oligocene. The occurrence of pre-Miocene high-K calc-alkaline to shoshonitic arc-related magmatism is clearly consistent with the nowadays-proposed geodynamic context and represents the last geological component, so far unknown, of the Alboran subduction system. In such a framework, the discovery of calc-alkaline magmatic sills allows the magmatic arc, and thus the upper plate of the subduction system, to be

identified. In the case of the Rif belt, the Lower Sebtides should correspond to the upper plate of the subduction system. Such a pattern is consistent with the scenario recently proposed by Homonnay *et al.* (2018) for the development of high-temperature/intermediate- to low-pressure metamorphism within the lowermost Ceuta units (i.e. Lower Sebtides) interpreted as an orogenic wedge located, in a backward position, in the upper plate of the Alboran subduction zone.

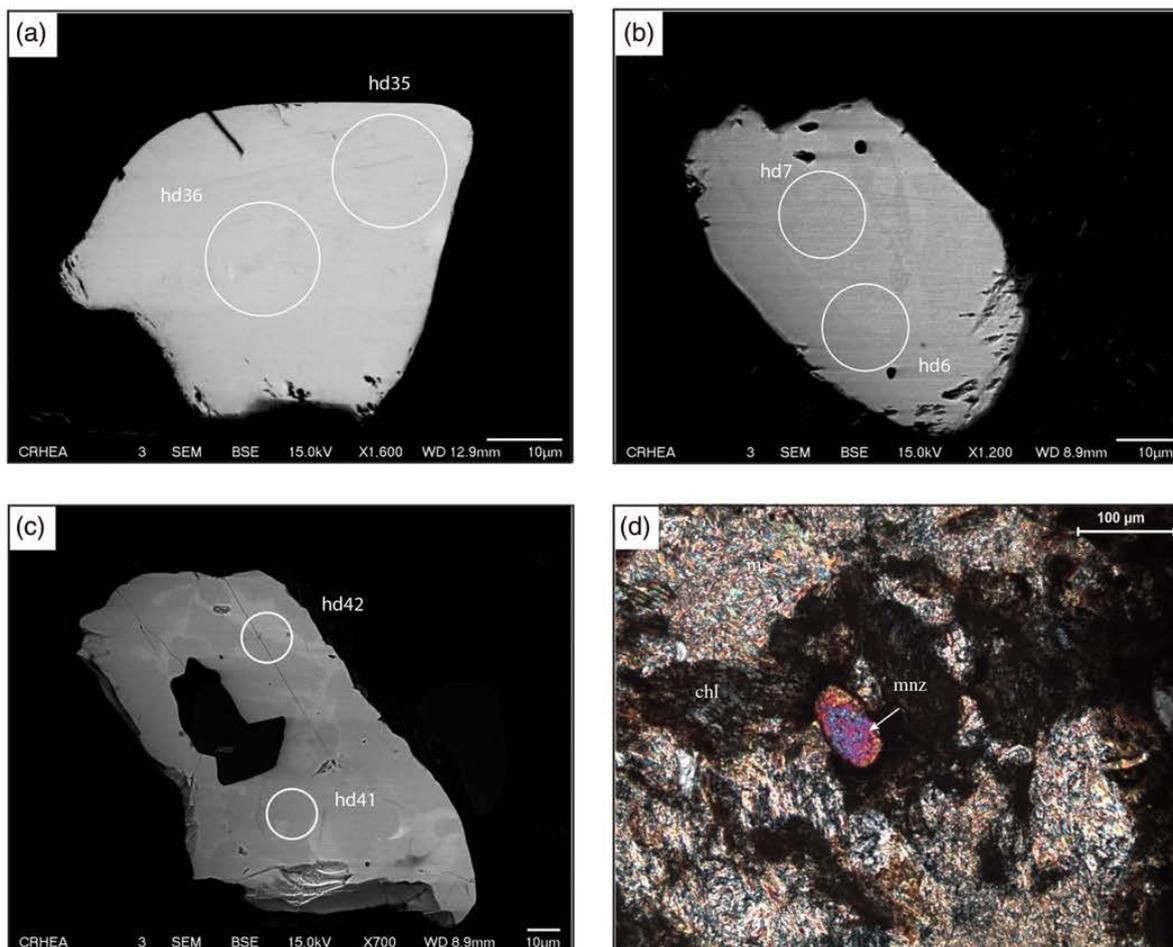


Fig. 10. (Colour online) Backscattered electron (BSE) and microscopic images of monazite grains in the micro-diorite sill. Locations of U-Th-Pb analyses are circled in BSE images. (a) Homogeneous monazite grain. (b) Monazite grain exhibiting light grey core and dark grey rim. (c) Monazite grain with light grey patches and inclusion. (d) Microscopic photo of a monazite (mnz) surrounded by chlorite (chl) and muscovite (ms).

Our structural and geochronological data reveal that, in the Ceuta area, high-temperature metamorphism and calc-alkaline magmatism are, at least in part, synchronous. This is consistent with the thermal behaviour of supra-subduction magmatic arcs. Indeed, in numerous examples of active or extinct arcs, regional metamorphism is coeval with arc building, and heat input is related to continuous or episodic emplacement of magmatic intrusions (Miyashiro, 1961; Ernst, 1975; Schiffman *et al.* 1984; Aguirre *et al.* 2000; Willner *et al.* 2004; Willner, 2005). The small volume of magmatic rocks identified up to now could be the result of a weakly productive magmatic arc or be the result of a difficulty in identifying these rocks in the field.

Furthermore, in the northern Rif, the Upper Sebtides located westward of the Ceuta Peninsula underwent an Oligocene high-pressure/low-temperature metamorphism (Bouybaouene *et al.* 1995; Goffe *et al.* 1996; Michard *et al.* 1997; Janots *et al.* 2006) and thus must be considered as the lower plate subducted beneath

the Lower Sebtides (Fig. 12). The tectonic coupling between the Upper and Lower Sebtides defines a typical example of 'paired metamorphic belts' (Brown, 2010 and references therein). Indeed, island arc and back-arc regions are recognized as a suitable tectonic setting for the development of regional high-temperature/low-pressure metamorphism (Miyashiro, 1961; Oxburgh & Turcotte, 1970; Ernst, 1973). This metamorphism developed in the upper plate of the subduction zone is the counterpart of the high-pressure/low-temperature metamorphism widespread within the down-going lower plate (Fig. 12).

After the development of the paired metamorphic belts, during early Miocene time, the Upper Sebtides underwent normal faulting associated with back-arc extension and opening of the Alboran Basin (Fig. 12; Comas *et al.* 1999; Platt *et al.* 2003; Martínez-García *et al.* 2017; Homonnay *et al.* 2018). Post-subduction deformation is thus observed in the studied area; however, this deformation is not strong enough to reverse the initial relationships between the Upper and Lower Sebtides.

Table 2. Results of the U–Th–Pb LA-ICP-MS analysis of monazite and xenotime from the micro-diorite sill SEB12-04

Analyses	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	Rho	Apparent ages (Ma)				
													²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	
<i>Micro-diorite sill SEB12-04</i>																	
Monazite																	
hd1	mnz 1	81	18190	1811	10.04	2.307	0.0564	0.0037	0.0247	0.0015	0.0032	0.0001	0.42	20.5	0.5	467.8	137.3
hd2	mnz1	78	17056	1837	9.29	2.130	0.0564	0.0036	0.0245	0.0014	0.0032	0.0001	0.43	20.3	0.5	467.0	134.4
hd3	mnz1	95	20689	2256	9.17	2.092	0.0541	0.0032	0.0238	0.0013	0.0032	0.0001	0.40	20.5	0.4	376.9	127.4
hd4	mnz1	98	21077	2284	9.23	2.200	0.0590	0.0033	0.0253	0.0013	0.0031	0.0001	0.43	20.1	0.4	566.7	117.7
hd5	mnz2	88	20155	2284	8.82	1.848	0.0623	0.0035	0.0271	0.0014	0.0032	0.0001	0.49	20.3	0.5	682.7	115.4
hd6	mnz3	1287	21068	3370	6.25	1.916	0.0532	0.0019	0.2612	0.0086	0.0356	0.0006	0.51	225.7	3.7	335.6	79.4
hd7	mnz3	964	19146	2862	6.69	1.812	0.0532	0.0022	0.2799	0.0105	0.0381	0.0007	0.50	241.3	4.4	339.0	89.8
hd8	mnz4	85	19588	1834	10.68	2.318	0.0545	0.0038	0.0250	0.0016	0.0033	0.0001	0.42	21.4	0.6	390.9	149.0
hd9	mnz5	121	24339	3111	7.82	1.832	0.0553	0.0028	0.0248	0.0012	0.0033	0.0001	0.46	21.0	0.4	424.0	109.2
hd10	mnz5	103	21187	2266	9.35	2.333	0.0569	0.0036	0.0261	0.0015	0.0033	0.0001	0.41	21.4	0.5	485.7	135.1
hd11	mnz6	115	17483	1713	10.20	1.842	0.2865	0.0090	0.1841	0.0072	0.0047	0.0001	0.60	30.0	0.7	3398.4	48.1
hd12	mnz6	112	19587	3038	6.45	1.469	0.1229	0.0045	0.0585	0.0018	0.0035	0.0001	0.65	22.2	0.4	1998.7	63.9
hd13	mnz6	74	15998	1801	8.88	1.854	0.0719	0.0055	0.0322	0.0022	0.0033	0.0001	0.49	20.9	0.7	982.3	148.0
hd14	mnz6	90	17235	1884	9.15	1.913	0.1803	0.0070	0.0941	0.0030	0.0038	0.0001	0.76	24.4	0.6	2655.5	63.3
hd15	mnz7	87	16529	1196	13.82	2.450	0.3686	0.0124	0.2724	0.0116	0.0054	0.0001	0.61	34.5	0.9	3785.8	50.2
hd16	mnz8	115	19453	3974	4.89	1.150	0.0512	0.0025	0.0232	0.0010	0.0033	0.0001	0.48	21.1	0.4	251.6	107.7
hd17	mnz9	101	23785	2712	8.77	1.847	0.0529	0.0032	0.0232	0.0013	0.0032	0.0001	0.45	20.4	0.5	324.9	131.0
hd18	mnz9	141	34361	3028	11.35	2.520	0.0584	0.0031	0.0255	0.0012	0.0032	0.0001	0.46	20.4	0.4	543.7	111.0
hd19	mnz9	110	25980	2610	9.95	2.195	0.0561	0.0034	0.0245	0.0014	0.0032	0.0001	0.45	20.4	0.5	454.7	129.2
hd20	mnz10	63	14931	1555	9.60	2.087	0.0559	0.0059	0.0256	0.0025	0.0033	0.0001	0.40	21.4	0.8	447.6	218.2
hd21	mnz10	52	12453	1315	9.47	1.816	0.0845	0.0064	0.0391	0.0027	0.0034	0.0001	0.48	21.6	0.7	1304.8	140.6
hd24	mnz11	93	22018	1869	11.78	2.567	0.1194	0.0061	0.0595	0.0026	0.0036	0.0001	0.64	23.2	0.6	1947.1	87.9
hd25	mnz11	78	21998	1951	11.27	2.016	0.0566	0.0040	0.0253	0.0017	0.0032	0.0001	0.42	20.9	0.6	474.0	150.7
hd26	mnz12	93	23475	1865	12.58	2.629	0.0556	0.0040	0.0256	0.0017	0.0033	0.0001	0.44	21.5	0.6	437.2	154.0
hd27	mnz12	85	23377	1646	14.20	2.852	0.0591	0.0044	0.0266	0.0018	0.0033	0.0001	0.44	21.0	0.6	568.9	153.4
hd28	mnz12	96	22094	2583	8.55	1.777	0.0533	0.0033	0.0241	0.0014	0.0033	0.0001	0.42	21.2	0.5	339.5	134.6
hd29	mnz13	135	26692	4677	5.71	1.152	0.0513	0.0024	0.0239	0.0010	0.0034	0.0001	0.48	21.8	0.4	254.3	103.3
hd30	mnz13	96	23562	2602	9.06	2.13	0.0533	0.0036	0.0235	0.0015	0.0032	0.0001	0.40	20.5	0.5	341.2	146.1
hd31	mnz13	98	21636	2899	7.46	1.629	0.0582	0.0035	0.0260	0.0014	0.0032	0.0001	0.45	20.8	0.5	538.1	125.3
hd35	mnz14	93	18292	1325	13.81	2.092	0.4427	0.0150	0.4138	0.0178	0.0068	0.0002	0.62	43.6	1.2	4060.8	49.7
hd36	mnz14	99	27952	1983	14.10	2.929	0.0681	0.0051	0.0304	0.0021	0.0032	0.0001	0.44	20.9	0.6	870.1	148.3
hd37	mnz15	46	7062	413	17.08	1.897	0.4815	0.0406	0.4833	0.0521	0.0073	0.0005	0.62	46.8	3.1	4185.5	119.3
hd38	mnz15	62	21438	1182	18.14	3.020	0.0572	0.0067	0.0258	0.0028	0.0033	0.0001	0.36	21.0	0.8	498.1	237.9
hd39	mnz15	66	20075	1302	15.42	2.880	0.0789	0.0066	0.0359	0.0027	0.0033	0.0001	0.48	21.2	0.8	1169.4	158.2
hd41	mnz16	87	25496	2086	12.22	2.229	0.0571	0.0047	0.0264	0.0020	0.0034	0.0001	0.39	21.6	0.6	496.6	170.6
hd42	mnz16	2266	41967	2118	19.81	7.007	0.0559	0.0024	0.2917	0.0116	0.0378	0.0008	0.51	239.4	4.8	448.4	92.7
hd43	mnz17	125	29677	3832	7.75	1.575	0.0535	0.0031	0.0243	0.0013	0.0033	0.0001	0.45	21.2	0.5	350.1	125.9
hd44	mnz18	84	21465	2129	10.08	2.083	0.0555	0.0050	0.0253	0.0022	0.0033	0.0001	0.36	21.3	0.6	432.0	188.4
hd45	mnz18	81	23903	2443	9.79	1.622	0.0527	0.0045	0.0238	0.0019	0.0033	0.0001	0.34	21.0	0.6	315.5	183.0
Xenotime																	
hd32	xen1	25	624	1859	0.34	0.039	0.0467	0.0038	0.0216	0.0017	0.0034	0.0001	0.39	21.6	0.6	33.9	185.5
hd33	xen1	27	638	1891	0.34	0.107	0.0495	0.0041	0.0229	0.0018	0.0034	0.0001	0.38	21.6	0.6	169.7	184.2

Pb* – radiogenic lead.

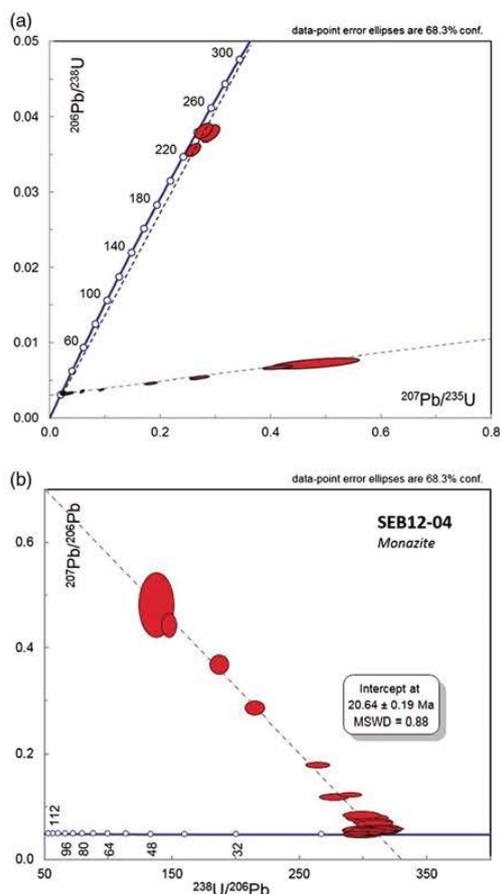


Fig. 11. (Colour online) (a) Concordia diagram for U-Pb analyses on monazites and xenotime. (b) Tera-Wasserburg diagram close-up of young U-Pb analyses.

At the scale of the Betic-Rif orogen, published magmatic studies mostly deal with recent magmatic episodes within the Neogene volcanic province widespread in the eastern part of the Alboran domain (Duggen *et al.* 2008; see Lustrino *et al.* 2011 for a review). Up to now, earlier magmatic events were only described in the Betic Cordilleras (e.g. Bellon *et al.* 1983; Torres-Roldan *et al.* 1986; Turner *et al.* 1999; Duggen *et al.* 2004; Lustrino *et al.* 2011; Esteban *et al.* 2013) and more precisely in the Malaga area (SW Betic), as tholeiitic and calc-alkaline basaltic andesite dykes. K-Ar and Ar-Ar geochronological investigations on these rocks reveal two age groups: (1) 30–38 Ma, which corresponds to calc-alkaline dyke emplacement during the subduction process, and (2) 17.4–19.8 Ma, interpreted as K-Ar system resetting due to a wide-scale thermal event. Furthermore, a high-K to shoshonitic magmatic episode occurred between 16 and 8 Ma, in the eastern Rif and Betics and in the Alboran Sea. It is related to the slab rollback and marks the position of the deep subducted lithosphere beneath the Alboran Basin (Gill *et al.* 2004; Duggen *et al.* 2005).

The new data we obtained in the northern Rif are in agreement with this interpretation proposed for the Betic chains, and all together support a model of subduction-related orogeny for the Betic/Rif Cordilleras.

6. Conclusions

We described for the first time a high-K calc-alkaline magmatism in the Lower Sebtides (Internal Rif). Our structural and petrographic observations with geochronological data demonstrate that: (i) pre-Miocene high-K calc-alkaline to shoshonitic micro-diorite sills emplaced in the Ceuta Peninsula within the Lower Sebtides (Internal Rif) during high-temperature/medium-pressure metamorphism (i.e. D2 deformation event); (ii) these newly recognized magmatic rocks have a primary magmatic mineralogy and geochemical signature diagnostic of island arc magmatism; (iii) the micro-diorite sills display a secondary medium-temperature/low-pressure metamorphic episode (i.e. D3 deformation event), which led to monazite U-Pb age resetting at *c.* 21 Ma.

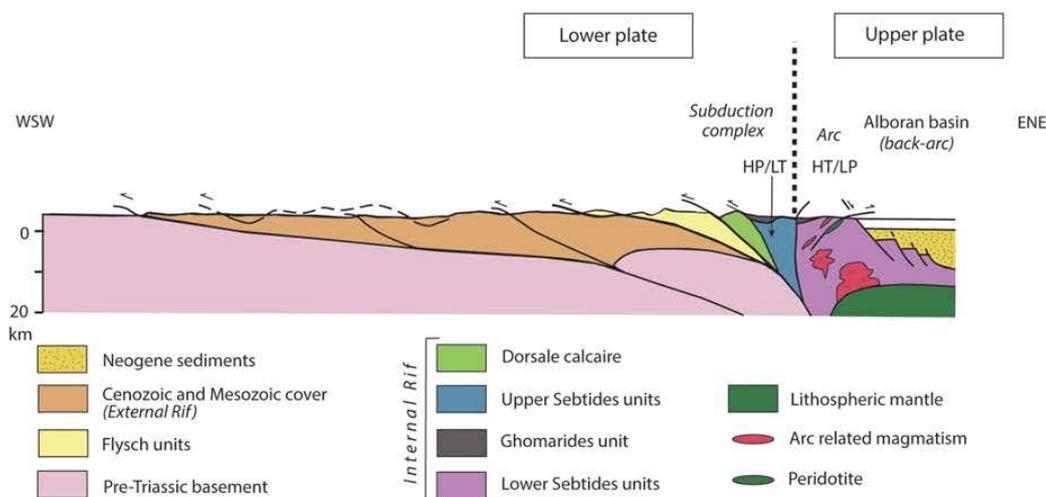


Fig. 12. (Colour online) Schematic cross-section of the Rif belt (modified from Chalouan *et al.* 2008). HP/LT: high pressure/ low temperature. HT/LP: high temperature/ low pressure.

The presence of arc-related magmatism, probably Oligocene in age, is not surprising in the nowadays widely accepted subduction system for the Gibraltar arc formation. Therefore, in such a framework, the so-called Lower Sebtides correspond to the upper plate of the subduction system, whereas the Upper Sebtides may be considered as the lower plate of the subduction system.

Acknowledgements. The field work was supported by the FP7-IRSES-MEDYNA project.

References

- 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**, 147–67.
- Ague JJ (1994) Mass transfer during Barrovian metamorphism of pelites, south-central Connecticut; I, Evidence for changes in composition and volume. *American Journal of Science* **294**, 989–1057.
- Ague JJ (2003) Fluid infiltration and transport of major, minor, and trace elements during regional metamorphism of carbonate rocks, Wepawaug Schist, Connecticut, USA. *American Journal of Science* **303**, 753–816.
- Aguirre L, Robinson D, Bevin RE, Morata D, Vergara M, Fonseca E and Carrasco J (2000) A low-grade metamorphic model for the Miocene volcanic sequences in the Andes of central Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **43**, 83–93.
- Barbarin B (1990) Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal* **25**, 227–38.
- Beccaluva L, Bianchini G and Wilson M eds (2007) *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area*. Geological Society of America Special Papers no. 418, 358 pp.
- Bellon H, Bordet P and Montenat C (1983) Chronologie du magmatisme Neogene des Cordilleres Betiques (Espagne meridionale). *Bulletin de la Société géologique de France* **S7-XXV**, 205–17.
- Bezada MJ, Humphreys ED, Toomey DR, Harnafi M, Dávila JM and Gallart J (2013) Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging. *Earth and Planetary Science Letters* **368**, 51–60.
- Blanco MJ and Spakman W (1993) The P-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below southern Spain. *Tectonophysics* **221**, 13–34.
- Bosch D, Garrido CJ, Bruguier O, Dhuime B, Bodinier J-L, Padrón-Navarta JA and Galland B (2011) Building an island-arc crustal section: time constraints from a LA-ICP-MS zircon study. *Earth and Planetary Science Letters* **309**, 268–79.
- Bosch D, Hammor D, Bruguier O, Caby R and Luck J-M (2002) Monazite “in situ” $^{207}\text{Pb}/^{209}\text{Pb}$ geochronology using a small geometry high-resolution ion probe. Application to Archaean and Proterozoic rocks. *Chemical Geology* **184**, 151–65.
- Bouybaouene ML, Goffé B and Michard A (1995) High-pressure, low-temperature metamorphism in the Sebtides nappes, northern Rif, Morocco. *Geocata* **17**, 117–19.
- Brewer TS and Menuge JF (1998) Metamorphic overprinting of Sm–Nd isotopic systems in volcanic rocks: the Telemark Supergroup, southern Norway. *Chemical Geology* **145**, 1–16.
- Bridgwater D ed. (1989) *Fluid Movements — Element Transport and the Composition of the Deep Crust*. Dordrecht: Springer Netherlands, 415 pp.
- Brown M (2010) Paired metamorphic belts revisited. *Gondwana Research* **18**, 46–59.
- Bruguier O, Hammor D, Bosch D and Caby R (2009) Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough massif, NE Algeria): implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean. *Chemical Geology* **261**, 171–83.
- Carignan J, Hild P, Mevelle G, Morel J and Yeghicheyan D (2001) Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards and Geoanalytical Research* **25**, 187–98.
- Carminati E, Lustrino M and Doglioni C (2012) Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics* **579**, 173–92.
- Chalouan A, Michard A, Feinberg H, Montigny R and Saddiqi O (2001) The Rif mountain building (Morocco): a new tectonic scenario. *Bulletin de la Société géologique de France* **172**, 603–16.
- Chalouan A, Michard A, Kadiri KEL, Negro F, Frizon de Lamotte D, Soto JI and Saddiqi O (2008) The Rif belt. In *Lecture Notes in Earth Sciences* (ed. A Michard), pp. 203–302. Berlin: Springer.
- Comas MC, Platt JP, Soto JI and Watts AB (1999) The origin and tectonic history of the Alboran Basin: insights from leg 161 results. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 161* (eds R Zahn, MC Comas and A Klaus), pp. 555–80. College Station, Texas.
- Corticelli S, Guarnieri L, Farinelli A, Mattei M, Avanzinelli R, Bianchini G, Boari E, Tommasini S, Tiepolo M, Prelević D and Venturelli G (2009) Trace elements and Sr–Nd–Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. *Lithos* **107**, 68–92.
- Cox KG, Bell JD and Pankhurst RJ (1979) *The Interpretation of Igneous Rocks*. London: George Allen & Unwin.
- Duggen S, Hoernle K, Klügel A, Geldmacher J, Thirlwall M, Hauff F, Lowry D and Oates N (2008) Geochemical zonation of the Miocene Alboran Basin volcanism (westernmost Mediterranean): geodynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **156**, 577–93.
- 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. *Journal of Petrology* **46**, 1155–201.
- 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 and Planetary Science Letters* **218**, 91–108.
- Ernst WG (1973) Blueschist metamorphism and P–T regimes in active subduction zones. *Tectonophysics* **17**, 255–72.
- Ernst WG (1975) Systematics of large-scale tectonics and age progressions in Alpine and Circum-Pacific blueschist belts. *Tectonophysics* **26**, 229–46.
- Esteban JJ, Tubía JM, 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**, 179–88.
- Faccenna C, Becker TW, Auer L, Billi A, Boschi L, Brun JP, Capitanio FA, Funicello F, Horváth F, Jolivet L, Piromallo C, Royden L, Rossetti F and Serpelloni E (2014) Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics* **52**, 283–332.
- Faccenna C, Becker TW, Lucente FP, Jolivet L and Rossetti F (2001) History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International* **145**, 809–20.
- Faccenna C, Piromallo C, Crespo-Blanc A, Jolivet L and Rossetti F (2004) Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics* **23**, TC1012, doi: 10.1029/2002TC001488.
- Faccenna C, Speranza F, Caracciolo FD, Mattei M and Oggiano G (2002) Extensional tectonics on Sardinia (Italy): insights into the arc–back-arc transitional regime. *Tectonophysics* **356**, 213–32.
- Ferry JM (1994) A historical review of metamorphic fluid flow. *Journal of Geophysical Research* **99**, 15487–98.
- Frost BR, Barnes CG, Collins WJ, Arculus RJ, Ellis DJ and Frost CD (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* **42**, 2033–48.
- Gill RCO, Aparicio A, El Azzouzi M, Hernandez J, Thirlwall MF, Bourgeois J and Marriner GF (2004) Depleted arc volcanism in the Alboran Sea and shoshonitic volcanism in Morocco: geochemical and isotopic constraints on Neogene tectonic processes. *Lithos* **78**, 363–88.
- Goffé B, Azanon JM, Bouybaouene ML and Jullien M (1996) Metamorphic coeuite in Alpine metapelites from Rif, northern Morocco, and the Betic Chain, southern Spain. *European Journal of Mineralogy* **8**, 335–48.

- Gueydan F, Pitra P, Afiri A, Poujol M, Essaifi A and Paquette JL (2015) Oligo-Miocene thinning of the Beni Bousera peridotites and their Variscan crustal host rocks, Internal Rif, Morocco. *Tectonics* **34**, 1244–68.
- Gutscher MA, Malod J, Rehault JP, Contrucci I, Klingelhoefer F, Mendès-Victor L and Spakman W (2002) Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology* **30**, 1071–74.
- Hastie AR, Kerr AC, Pearce JA and Mitchell SF (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* **48**, 2341–57.
- Homonnay E, Corsini M, Lardeaux JM, 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**, 507–35.
- Janots E, Negro F, Brunet F, Goffé B, Engi M & Bouybaouène ML (2006) Evolution of the REE mineralogy in HP–LT metapelites of the Sebtide complex, Rif, Morocco: monazite stability and geochronology. *Lithos* **87**, 214–34.
- Jolivet L and Brun J-P (2010) Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. *International Journal of Earth Sciences* **99**, 109–38.
- Jolivet L, Faccenna C, Huet B, Labrousse L, Le Pourhiet L, Lacombe O, Lecomte E, Burrov E, Denèle Y, Brun J-P, Philippon M, Paul A, Salaün G, Karabulut H, Piromallo C, Monié P, Gueydan F, Okay AI, Oberhänsli R, Pourteau A, Augier R, Gadenne L and Driussi O (2013) Aegean tectonics: strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics* **597–598**, 1–33.
- Kornprobst J (1974) Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional). *Notes Mémoires du Service Géologique du Maroc, Rabat* **251**, 256 pp.
- Lawrie KC (1992) Geochemical characterisation of a polyphase deformed, altered, and high grade metamorphosed volcanic terrane: implications for the tectonic setting of the Svecofennides, south-central Finland. *Precambrian Research* **59**, 171–205.
- Le Maitre RW, Bateman P, Dudek A, Keller J, Lameyre J, Le Bas MJ, Sabine PA, Schmid R, Sorensen H, Streckeisen A, Woolley A and Zanettin B (1989) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms* (Subcommission ed. RW Le Maitre). Oxford: Blackwell Scientific Publications, 193 pp.
- Loneragan L and White N (1997) Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics* **16**, 504–22.
- Ludwig KR (2003) Mathematical–statistical treatment of data and errors for ²³⁰Th/U geochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **52**, 631–56.
- Lustrino M, Duggen S and Rosenberg CL (2011) The Central-Western Mediterranean: anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science Reviews* **104**, 1–40.
- Martínez-García P, Comas M, Loneragan L and Watts AB (2017) From extension to shortening: tectonic inversion distributed in time and space in the Alboran Sea, Western Mediterranean. *Tectonics* **36**, 2777–805.
- Masters RL and Ague JJ (2005) Regional-scale fluid flow and element mobility in Barrow's metamorphic zones, Stonehaven, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **150**, 1–18.
- Michard A, Goffé B, Bouybaouene ML and Saddiqi O (1997) Late Hercynian–Mesozoic thinning in the Alboran domain: metamorphic data from the northern Rif, Morocco. *Terra Nova* **9**, 171–4.
- Michard A, Goffé B, Chalouan A and Saddiqi O (1991) The correlations between the Rifan-Betic Mountain Belt and the Alps, and their consequences. *Bulletin de la Société géologique de France* **162**, 1151–60.
- Michard A, Negro F, Saddiqi O, Bouybaouene ML, 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. *Comptes Rendus Geoscience* **338**, 92–114.
- Miyashiro A (1961) Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology* **2**, 277–311.
- Montel JM, Kornprobst J and Vielzeuf D (2000) Preservation of old U–Th–Pb ages in shielded monazite: example from the Beni Bousera Hercynian kinzigites (Morocco). *Journal of Metamorphic Geology* **18**, 335–42.
- Negro F, Beyssac O, Goffé B, Saddiqi O and Bouybaouene ML (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. *Journal of Metamorphic Geology* **24**, 309–27.
- Oxburgh ER and Turcotte DL (1970) Thermal structure of island arcs. *Geological Society of America Bulletin* **81**, 1665–88.
- Pearce JA (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* (ed. RS Thorpe), pp. 525–48. Chichester; New York: Wiley.
- Pearce JA (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (eds CJ Hawkesworth and MJ Norry), pp. 230–49. Nantwich, Cheshire: Shiva Publications.
- Pearce JA (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. In *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration* (ed. DA Wyman), pp. 79–113. Geological Association of Canada, Short Course Notes vol. 12.
- Pearce JA and Cann JR (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* **19**, 290–300.
- Pearce JA, Nigel B, Harris N and Tindle A (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* **25**, 956–83.
- Peccerillo A and Taylor SR (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **58**, 63–81.
- Platt JP, Argles TW, Carter A, Kelley SP, Whitehouse MJ and Loneragan L (2003) Exhumation of the Ronda peridotite and its crustal envelope: constraints from thermal modelling of a P–T–time array. *Journal of the Geological Society, London* **160**, 655–76.
- Poitrasson F, Chenery S and Shepherd TJ (2000) Electron microprobe and LA-ICP-MS study of monazite hydrothermal alteration: implications for U–Th–Pb geochronology and nuclear ceramics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **64**, 3283–97.
- Potdevin J-L, Cottonian C and Bertrand H (1989) Diffusion model for magmatic reaction. An example of amphibole breakdown in the trachytic dome of Monac (French Massif Central). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* **309**, 63–8.
- Rollinson H (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, pp. 150–54. Harlow, Essex: Longman Scientific & Technical.
- Roser BP and Nathan S (1997) An evaluation of elemental mobility during metamorphism of a turbidite sequence (Greenland Group, New Zealand). *Geological Magazine* **134**, 219–34.
- Rossetti F, Theye T, Lucci F, Bouybaouene ML, 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**, TC2017, doi: 10.1029/2009TC002487.
- Royden LH (1993) Evolution of the retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics* **12**, 629–38.
- Ruiz-Cruz MD and De Galdeano CS (2012) Diamond and coesite in ultrahigh-pressure–ultrahigh-temperature granulites from Ceuta, Northern Rif, north-west Africa. *Mineralogical Magazine* **76**, 683–704.
- Ruiz-Cruz MD and De Galdeano CS (2013) Petrology of microdiamond-bearing schists from the Torrox unit, Betic Cordillera, Spain. *European Journal of Mineralogy* **25**, 919–33.
- Schandl ES and Gorton MP (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* **97**, 629–42.
- Schiffman P, Elders WA, Williams AE, McDowell SD and Bird DK (1984) Active metasomatism in the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, Mexico: a telescoped low-pressure, low-temperature metamorphic facies series. *Geology* **12**, 12–15.
- Seydoux-Guillaume A-M, Montel J-M, Bingen B, Bosse V, de Parseval P, Paquette J-L, Janots E and Wirth R (2012) Low-temperature alteration of monazite: fluid mediated coupled dissolution–precipitation, irradiation

- damage, and disturbance of the U–Pb and Th–Pb chronometers. *Chemical Geology* **330–331**, 140–58.
- Spakman W and Wortel R** (2004) A tomographic view on western Mediterranean geodynamics. In *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle* (eds W Cavazza, FM Roure, W Spakman, GM Stampfli and PA Ziegler), pp. 31–52. Berlin: Springer.
- Steiger RH and Jäger E** (1977) Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* **36**, 359–62.
- Timoulali Y, Djellit H, Hahou Y, Jabour N and Merrouch R** (2014) New evidence of delamination in the Western Alboran Sea: geodynamic evolution of the Alboran domain and its margins. *Journal of Geodynamics* **77**, 206–16.
- Torres-Roldan RL, Poli G and Peccerillo A** (1986) An early Miocene arc-tholeiitic magmatic dyke event from the Alboran sea: evidence for pre-collision subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geologische Rundschau* **75**, 219–34.
- Turner SP, Platt JP, George RMM, Kelley SP, Pearson DG and Nowell GM** (1999) Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic–Alboran Domain, SE Spain. *Journal of Petrology* **40**, 1011–36.
- Van Hinsbergen DJJ, Vissers RLM and Spakman W** (2014) Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics* **33**, 393–419.
- Vergés J and Fernández M** (2012) Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: the Betic–Rif orogenic system. *Tectonophysics* **579**, 144–72.
- Villaseñor A, Chevrot S, Harnafi M, Gallart J, Pazos A, Serrano I, Córdoba D, Pulgar JA and Ibarra P** (2015) Subduction and volcanism in the Iberia–North Africa collision zone from tomographic images of the upper mantle. *Tectonophysics* **663**, 238–49.
- Williams ML, Jercinovic MJ, Harlov DE, Budzín B and Hetherington CJ** (2011) Resetting monazite ages during fluid-related alteration. *Chemical Geology* **283**, 218–25.
- Willner AP** (2005) Pressure–temperature evolution of a late Palaeozoic paired metamorphic belt in north-central Chile (34°–35°30'S). *Journal of Petrology* **46**, 1805–33.
- Willner AP, Glodny J, Gerya TV, Godoy E and Massonne H-J** (2004) A counterclockwise PTt path of high-pressure/low-temperature rocks from the Coastal Cordillera accretionary complex of south-central Chile: constraints for the earliest stage of subduction mass flow. *Lithos* **75**, 283–310.
- Winchester JA and Floyd PA** (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* **20**, 325–43.
- Zheng Y-F, Chen R-X and Zhao Z-F** (2009) Chemical geodynamics of continental subduction-zone metamorphism: insights from studies of the Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD) core samples. *Tectonophysics* **475**, 327–58.

III.8. SYNTHÈSE DES RESULTATS

L'ensemble des données récoltées dans la région de Ceuta a permis d'en déduire les points suivants :

- Les unités des Sebtides supérieures ont subi plusieurs évènements métamorphiques alpins, successifs dans le temps :
 - 1- un évènement compressif D1 (clairement visible dans les unités de Beni Mezala et Tizgarine) est contemporain d'une paragénèse de haute pression/basse température pour les unités de Beni Mezala et d'une paragénèse du faciès des schistes verts pour l'unité de Tizgarine.
 - 2- une phase de déformation compressive majeure, D2, est visible dans l'ensemble des unités des Sebtides supérieures. Cette déformation est associée au développement d'un métamorphisme schiste vert daté à environ 21 Ma par la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar sur mica blanc. Ces datations sont cohérentes avec celles déjà effectuées sur les mêmes unités (Janot et al., 2006 ; Michard et al., 2006).

Les trois unités (BM, BA et Tz) des Sebtides supérieures sont séparées par des contacts ductiles montrant un sens de cisaillement vers l'W à NW correspondant à l'exhumation et à l'empilement à environ 21Ma de ces unités préalablement enfouies.

- Trois évènements tectono-métamorphiques ont pu être identifiés dans les Sebtides inférieures :
 - 1- un évènement D1, dont l'âge reste inconnu, qui est contemporain d'un métamorphisme de haute pression/haute température (faciès des granulites de haute pression);
 - 2- un deuxième évènement, D2, qui s'est développé lors d'une tectonique en compression, dans des conditions du faciès des granulites de pression intermédiaire (7-10 kbar et 780-820°C), avant 28 Ma. Cet évènement est contemporain de la mise en place des unités métapélitiques et mantelliques sur l'unité des orthogneiss du Monte Hacho.
 - 3- un troisième évènement extensif, D3, qui est caractérisé par métamorphisme entre la limite des faciès amphibolites schistes verts (400-550 °C et 1-3 kbar) au début du Miocène (vers 21 Ma).

Un magmatisme d'arc calco-alkalin fortement potassique à shoshonitique, est contemporain au métamorphisme de HT, M2, observé dans les métapélites des Sebtides inférieures.

- Un évènement tectono-métamorphique a été observé dans les Ghomarides.

Dans cette unité les formations permo-triasiques ne sont pas métamorphiques et semblent déformées uniquement par les phases alpines tardives (D4 et D5). Par contre les formations paléozoïques sont métamorphisées et ont enregistré des déformations ductiles. Les directions des structures (NS à NNE-SSW) sont compatibles avec celles des déformations attribuées au varisque dans l'unité des Ghomarides (Michard et Chalouan, 1978; Chalouan, 1986 ; Chalouan et Michard, 1990). Cette unité située au sommet de la pile tectonique a été peu affectée par le métamorphisme alpin et les évènements varisques y ont probablement été préservés.

Dans la région de Ceuta le contact entre les unités des Ghomarides et des Sebtides inférieures est masqué et ne peut pas être observé. Ce contact est souvent décrit comme un contact de nappe (Michard et Chalouan, 1978 ; Chaloaun, 1986 ; Chalouan et Michard, 1990). Toutefois, dans la région de Cabo Negro, les unités des Ghomarides apparaissent en continuité structurale et métamorphique avec les unités des Sebtides inférieures qui ont enregistré un métamorphisme de HT (voir Chap IV).

- Un contact majeur entre les unités des Sebtides supérieures et les Ghomarides est caractérisé par une grande zone de déformation ductile schiste vert, présentant un sens de cisaillement vers l'E à ENE.
Cette zone de déformation ductile constitue un contact majeur au niveau du Rif interne, puisqu'elle sépare les unités des Sebtides supérieures ayant subi un métamorphisme de HP, des unités Ghomarides et des Sebtides inférieures ayant subi un métamorphisme de HT.
- Deux phases de compression de direction orthogonale (~WNW-ESE puis ~N-S) post-burdigaliennes plissent l'ensemble des unités du Rif interne formant une succession de synformes et antiformes visibles à l'échelle cartographique et centimétrique sur le terrain.

**CHAPITRE IV – ÉVOLUTION STRUCTURALE,
MÉTAMORPHIQUE ET GÉOCHRONOLOGIQUE
DU DOMAINE D'ALBORAN DANS LA RÉGION
DE CABO NEGRO**

IV.1. PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE ET PRINCIPALES QUESTIONS POSÉES

Dans la région de Cabo Negro affleurent les unités des Ghomarides et des Sebtides inférieures (unité de Filali), avec d'ouest en est (**Figure IV-1**): (i) les micaschistes de l'unité des Ghomarides ; (ii) les micaschistes de l'unité de Filali ; (iii) les paragneiss de l'unité de Filali à biotite, sillimanite et grenat dans lesquels se trouvent des filons de leptynites à grenat (Kornprobst, 1974) (iv) et des orthogneiss (Romagny, 2014). Les orthogneiss, décrits pour la première fois par Romagny (2014), sont considérés comme équivalents à l'unité de Monte Hacho présente à Ceuta. Le contact entre les paragneiss Filali et les orthogneiss est marqué par une bande mylonitique de quelques mètres de large, orientée est-ouest (Romagny, 2014).

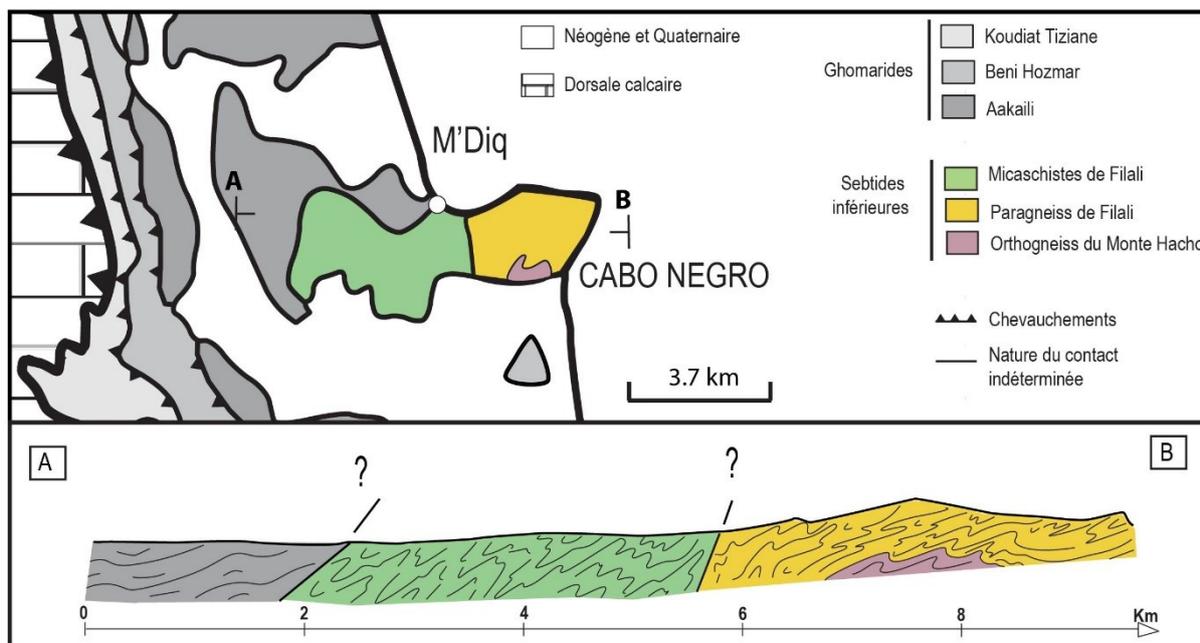


Figure IV-1 : Carte géologique et coupe des zones internes (modifiées d'après Kornprobst, 1974).

Kornprobst (1974) décrit un pli anticlinal en genou dont la charnière est orientée ~N/S à ~NW/SE et déversée vers l'ouest, est localisée proche du contact entre les paragneiss et les micaschistes de Filali. La nature de ce contact n'est pas claire. Une faille sub-v verticale de direction ~N/S, passant par le port de M'Diq est cartographiée (Kornprobst et Durand Delga, 1985). Cependant Kornprobst (1974) présente deux coupes avec deux interprétations, une coupe sur laquelle cette faille est représentée et une autre avec aucune faille mentionnée.

Le contact entre les Ghomarides et les micaschistes de Filali est cartographié comme un contact de nappe chevauchant à pendage ouest par Kornprobst et Durand Delga (1985) et comme une zone de détachement par Chalouan et al. (2008).

Des études géochronologiques ont été effectuées dans les orthogneiss de Monte Hacho et les métapélites de Filali et ont donné des âges compris entre 21-22 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar sur biotite et muscovite), $19,8 \pm 2,3$ Ma (trace de fission sur apatite), $22,2 \pm 4,0$ Ma et $21,3 \pm 1,8$ Ma (U-

Th/He sur apatite), et interprétés comme le refroidissement tardif de ces unités (Romagny, 2014).

La synthèse bibliographique ainsi que la coupe géologique synthétique de la région de Cabo Negro (**Figure IV-1**) permettent de mettre en évidence plusieurs points qui restent à éclaircir:

- Quelle est la nature des contacts tectoniques entre les Ghomarides et les unités des Sebtides inférieures ?
- Y-a-t-il un contact majeur entre les micaschistes et paragneiss de Filali ?
- Y-a-t-il eu plusieurs événements de déformations successives, et quelle est la chronologie relative de ces événements ?
- Quel est l'âge du métamorphisme observé dans les Ghomarides et dans les unités des Sebtides ?
- Comment intégrer à l'échelle régionale l'ensemble de ces données structurales, métamorphiques et géochronologiques, et quelles sont les implications pour l'évolution géodynamique de l'arc de Gibraltar ?

Pour répondre à ces questions une étude structurale, pétrographique et géochronologique a été menée au sein de ces unités.

L'étude pétrographique repose sur l'observation de 24 lames minces pour l'unité des Ghomarides, 53 lames minces pour l'unité des métapélites des Sebtides inférieures et 9 lames minces pour les orthogneiss du Monte Hacho. Pour la localisation des lames minces se référer à la **Figure IV-2** (les noms des lames minces y sont reportés en rouge sur la carte).

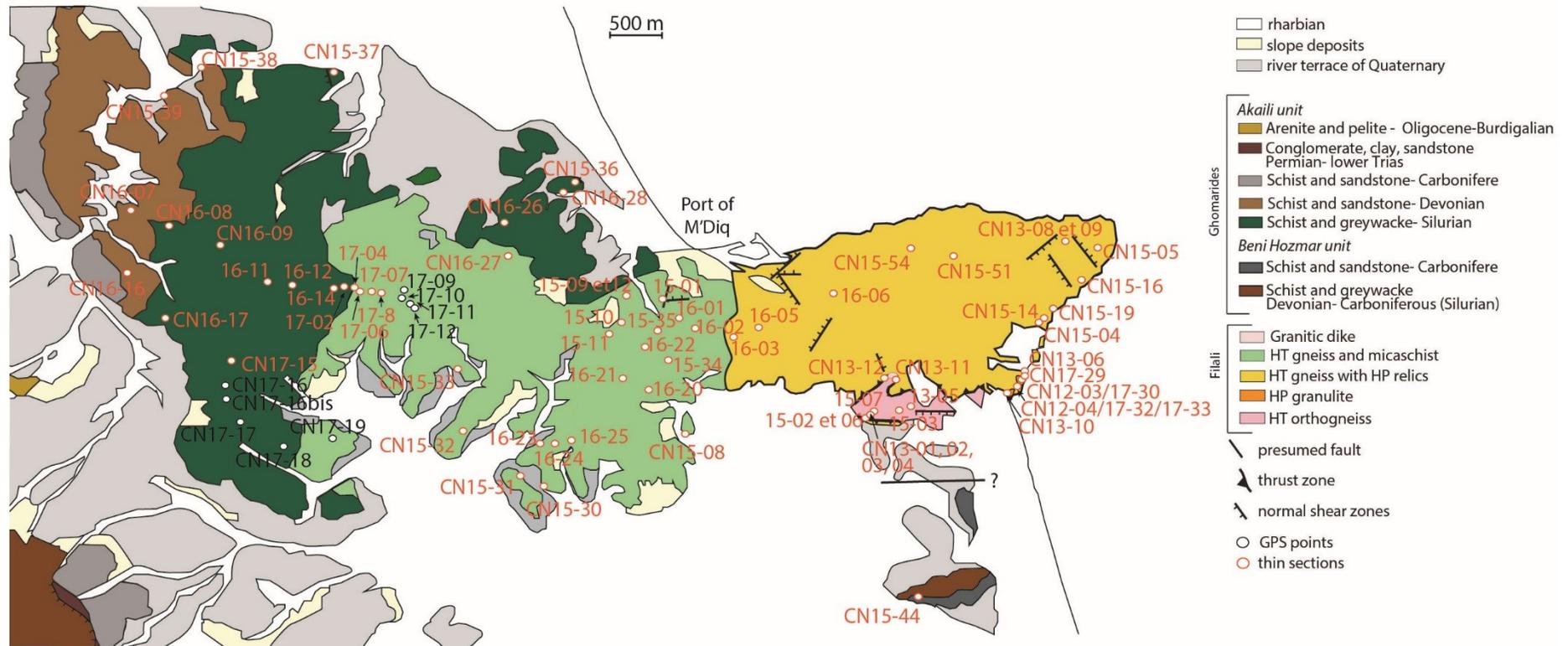


Figure IV-2 : Carte géologique de la région de Cabo Negro (d'après Kornprobst and Durand Delga, 1985b) et localisation des points d'observation sur le terrain (GPS points) et des noms des échantillons de lame mince (thin sections, reportés en rouge).

IV.2. RELATIONS STRUCTURALES ET MÉTAMORPHIQUES DES UNITÉS DES GHOMARIDES ET DES SEBTIDES INFÉRIEURES ET ÂGE DE LA DÉFORMATION (ARTICLE 3)

Cet article est en soumission dans le journal *Lithos*.

Pour simplifier la lecture, les références bibliographiques citées dans cet article ont été regroupées en fin de thèse.

- Cet article présente l'étude structurale, pétrographique et géochronologique des roches des unités de Filali, de Monte Hacho (Sebtides inférieures) et des Ghomarides afin de définir la relation entre ces deux unités.
- Il aborde la problématique de l'évolution thermique des roches métamorphiques des Sebtides inférieures et des Ghomarides ainsi que la relation structurale entre ces deux unités.
- Trois grandes phases de déformation distinctes ont été identifiées:
 - (1) une phase de déformation précoce D1 caractérisée par une foliation S1 uniquement conservée dans les boudins de granulites (kinzigite) de HP dans des migmatites situées à la base de l'unité de Filali ;
 - (2) une phase de déformation compressive principale D2 observée dans toutes les unités, avec à une foliation régionale S2 portant une linéation L2 d'étirement et associée à des plis F2 ;
 - (3) une phase d'extension tardive D3 responsable dans toutes les unités du développement local d'une foliation S3 associée à une linéation d'étirement L3.
- Aucune discontinuité structurale et aucun saut métamorphique n'a été identifié entre les micaschistes de Filali et des Ghomarides.
- L'ensemble des roches métamorphiques ont enregistré un gradient métamorphique de haute température-moyenne à basse pression (HT-MP/BP), progressif définissant des zonations du sommet à la base des métapélites :
 - Zone à chlorite-muscovite
 - Zone à muscovite-biotite-andalousite
 - Zone à muscovite-chloritoïde-biotite-grenat-andalousite
 - Zone à biotite-sillimanite-grenat-muscovite et reliques d'andalousite-staurotide
 - Zone des migmatites à sillimanite + biotite + grenat
- Des datations ^{40}Ar - ^{39}Ar sur muscovite syn-S2 des micaschistes des Ghomarides ont permis de dater la foliation principale S2 contemporaine au métamorphisme de HT-MP/BP à environ 29 Ma.
- Dans les zones métamorphiques à gradient plus élevé, des datations par la méthode U-Th-Pb sur monazite au sein de la foliation S2 donnent des âges allant de $20,55 \pm 0,37$ Ma à $21,46 \pm 0,38$ Ma, indiquant une recristallisation partielle ou totale de ces minéraux pendant la phase D3 datée elle aussi au Miocène inférieur.

The western internal Rif (Morocco): An Oligocene paired metamorphic belt?

Emmanuelle Homonnay¹, Jean-Marc Lardeaux^{1,2}, Michel Corsini¹, Delphine Bosch³, Olivier Bruguier³, Sylvain Gallet¹, and Mohamed Ouazzani-Touhami⁴

¹ Géoazur, Université Côte d'Azur, CNRS, IRD, Observatoire de la Côte d'Azur, UMR 7329, 250, rue Albert-Einstein, 06560 Sophia Antipolis, France

² Czech Geological Survey, Centre for Lithospheric Research, Klárov 3, 118 21 Prague 1, Czech Republic

³ Géosciences Montpellier, UMR UM-CNRS 5243, Université Montpellier, CC 060, place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France

⁴ Département de Géologie, Université Abdelmalek Essaadi, 93003 Tetouan, Morocco

Abstract

The Betic-Rif chain is considered as the result of an Alpine subduction, causing the opening of the Alboran back-arc basin. However, so far, the only evidence of this subduction in the Rif is the high pressure-low temperature (HP-LT) metamorphism described in the Upper Sebtides during the Paleogene. Combining structural study, metamorphic petrology, U-Th-Pb and ⁴⁰Ar-³⁹Ar datings in the Cabo Negro area of Morocco, this study allows understanding the tectono-metamorphic history of the internal Rif. Our structural study demonstrates locally a structural continuity between the Lower Sebtides and Ghomarides units. The regional foliation (S2) is characteristic of low- to medium-pressure - high temperature (LP- to MP-HT) metamorphic gradient. ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of muscovite preserved in low grade units within the metamorphic pile indicates that this D2 event occurred during the Oligocene at c. 29.6 ± 2.4 Ma. In higher gradient metamorphic zones, monazites gave ages ranging from 20.55 ± 0.37 Ma to 21.46 ± 0.38 Ma suggesting they grew or have been updated during a younger event. These ages are coeval with the HT extensional event related to lithospheric thinning. The LP-HT metamorphism is clearly consistent with the subduction context proposed for the Alboran Basin evolution. In this framework, we propose a new model in which the Lower and Upper Sebtides define a typically paired metamorphic belt developed during the Oligocene.

Keywords: Gibraltar arc, Internal Rif, metamorphism, geochronology, paired metamorphic belt

IV.2.1. Introduction

The Betic-Rif chain results from the convergence between Africa and Iberia plates since late Mesozoic times. Today, this cordillera is considered as an emblematic example of a subduction-controlled orogeny followed by slab rollback leading to the opening of the Alboran back-arc basin (e.g. [Faccenna et al., 2004](#); [Spakman and Wortel, 2004](#); [Vergés and Fernández, 2012](#); [Bezada et al., 2013](#); [Van Hinsbergen et al., 2014](#)). In the internal Rif, geological evidence for this subduction system is supported by (i) Oligocene High Pressure-Low Temperature (HP-LT) metamorphism documented westward of Ceuta Peninsula ([Bouybaouène et al., 1995](#); [Goffé et al., 1996](#); [Michard et al., 1997](#); [Janots et al., 2006](#)); (ii) Low Pressure-High Temperature (LP-

HT) thermal event linked to lithospheric thinning in relation with back-arc basin opening at around 21 Ma (Chalouan et al., 2008; Rossetti et al., 2013; Gueydan et al., 2015) and (iii) pre-Miocene high-K calc-alkaline to shoshonitic magmatism (Homonnay et al., 2018b).

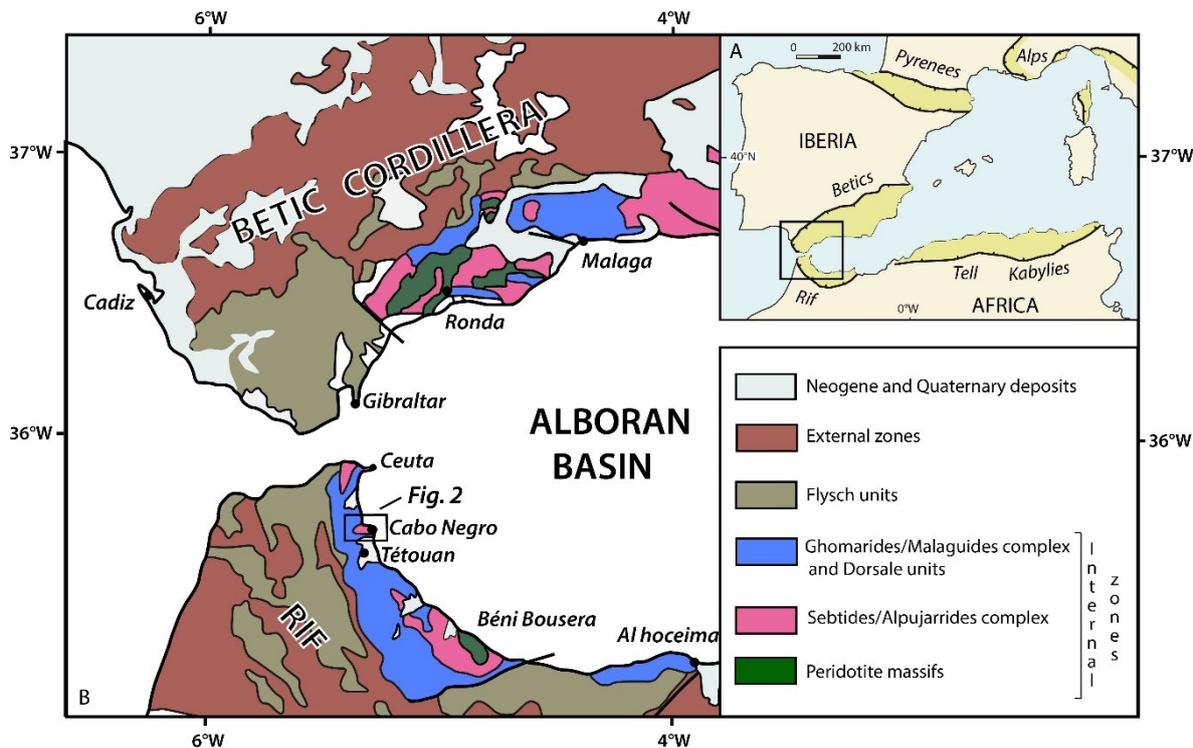


Figure IV-3 : A. Location of the Gibraltar arc and Alboran Basin in the framework of the Western Mediterranean and peri-Mediterranean orogenic belts (light green). B. Structural map of the Gibraltar arc.

However, subduction zones are characterized by a duality of contrasted thermal regimes, leading the development of contemporaneous HP-LT metamorphism in the subducted lower plate and LP-HT metamorphism in the upper plate. This metamorphic pattern is known since the fundamental work of Miyashiro (1961) as “paired metamorphic belt”. This concept, originally defined for circum-Pacific subduction systems, was extended by Brown (2009, 2010) to subduction-to-collision orogenic systems showing penecontemporaneous different paleothermal gradients juxtaposed along a suture zone. Moreover the metamorphic consequences of contrasted thermal regimes during one-side subduction have been modeled numerically (Roda et al., 2010; Gerya and Stöckhert, 2006; Regorda et al., 2017) and recently new evidences for this concept of paired metamorphic belts were deciphered in the Central European Variscides (Will et al., 2018). In the internal Rif, no evidence for such a metamorphic pattern has ever been described so far. However, in Ceuta Peninsula, the occurrence of a paired metamorphic belt has been proposed as a possible working hypothesis (Homonnay et al., 2018b). Our goal is to test the viability of the paired metamorphic belt model in the western internal Rif. For this purpose we investigate, by detailed structural, petrological and geochronological analyses, the metamorphic units from Cabo Negro, in Morocco, a key area where the deepest internal units of the Rif outcrop continuously (Chalouan et al., 2008).

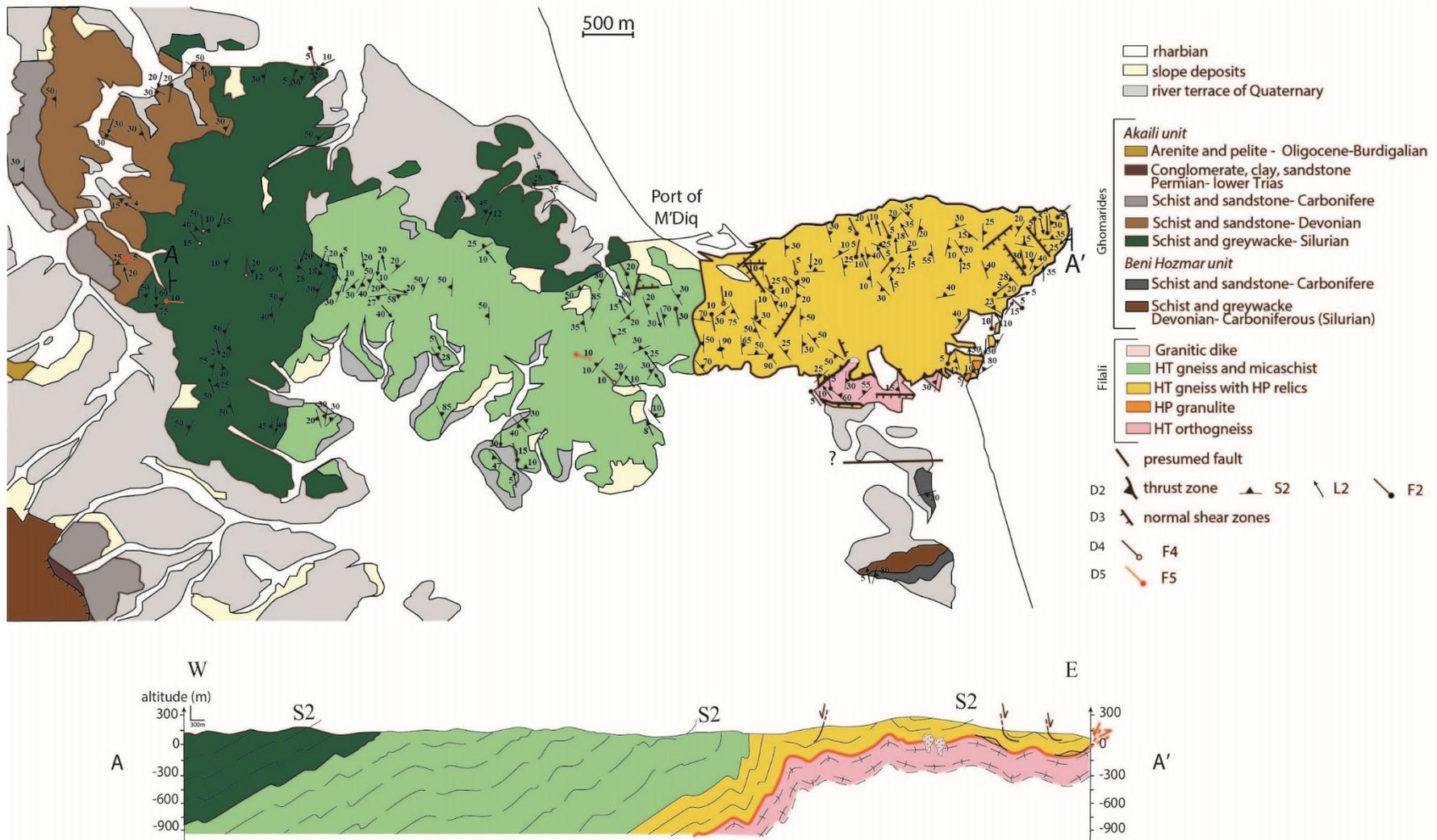


Figure IV-4 : : Structural map modified after Kornprobst and Durand Delga (1985) and Romagny (2004) and schematic cross section of Cabo Negro area.

IV.2.2. Geological context

The internal Rif, part of the Betic-Rif belt (**Figure IV-3A**), displays sedimentary and metamorphic units stacked during the Cenozoic. It is classically subdivided in three structural domains (**Figure IV-3B**): the Dorsale calcaire, the Ghomarides unit and the Sebtides unit (e.g. [Chalouan et al., 2001](#)). The Ghomarides are considered as nappes of low- to non-metamorphic rocks, overlaying the Sebtides unit (e.g. [Michard et al., 2008](#)). The Sebtides unit is subdivided into the pre-Permian lower Sebtides and the Paleozoic to Triassic upper Sebtides ([Chalouan et al., 2008](#)). The upper Sebtides (Federico units) are characterized by an HP-LT metamorphism typical of subduction zone conditions, probably Oligocene in age ([Bouybaouène et al., 1995](#); [Goffé et al., 1996](#); [Michard et al., 1997](#); [Janots et al., 2006](#)). The metamorphic evolution for the lower Sebtides (i.e. Filali unit) differs from the authors: (i) [El Maz and Guiraud \(2001\)](#) consider that the lower Sebtides recorded a LP-HT metamorphism between 500-700 °C and 3.5-7 kbar presumably of Oligo-Miocene age and (ii) [Gueydan et al. \(2015\)](#) propose two metamorphic gradients separated over time: first a Barrovian (MP/MT) metamorphic gradient older than 250-170 Ma, possibly related to the Variscan collision, and second a low pressure/high temperature metamorphic gradient probably Miocene (at circa 21 Ma) corresponding to a strong lithosphere thinning.

In Ceuta Peninsula and Beni Bousera massif, at the base of the lower Sebtides, peridotite slices are topped by discontinuous slivers of granulitic metapelites (so called kinzigite; [Kornprobst, 1974](#); [Chalouan et al., 2008](#)) with relics of high- to ultrahigh- pressure and temperature ([Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2012; 2013](#)). In Ceuta, the lower Sebtides units overlie the Monte Hacho orthogneisses ([Kornprobst, 1974](#); [Homonnay et al., 2018a](#)). Recently, Oligocene arc-related high-K magmatism has been discovered in the lower Sebtides ([Homonnay et al., 2018b](#)). In Cabo Negro, the metamorphic pile comprises from top to bottom (**Figure IV-4**): (i) micaschists from the Ghomarides unit; (ii) micaschists from the Filali unit; (iii) paragneisses from the Filali unit and (iv) orthogneisses ([Kornprobst, 1974](#); [Romagny, 2014](#)). The orthogneisses first described by [Romagny \(2014\)](#) are considered as equivalent to the Monte Hacho unit of Ceuta. The contact between the Filali paragneisses and the orthogneisses is marked by a few meter large, E-W oriented, mylonitic band ([Romagny, 2014](#)). By analogy with Ceuta, it is considered as a thrust fault developed under intermediate-pressure granulite-facies metamorphism and reworked at the boundary between amphibolite- and greenschist-facies conditions (400–550 °C and 1–3 kbar; [Homonnay et al., 2018a](#)). Moreover, geochronological constraints are available for the Monte Hacho orthogneisses and for the Filali metapelites, with ages between 21-22 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar on biotite and muscovite), 19.8 ± 2.3 Ma (apatite fission track), 22.2 ± 4.0 Ma and 21.3 ± 1.8 Ma (U-Th/He), and interpreted as late cooling of these units ([Romagny, 2014](#)).

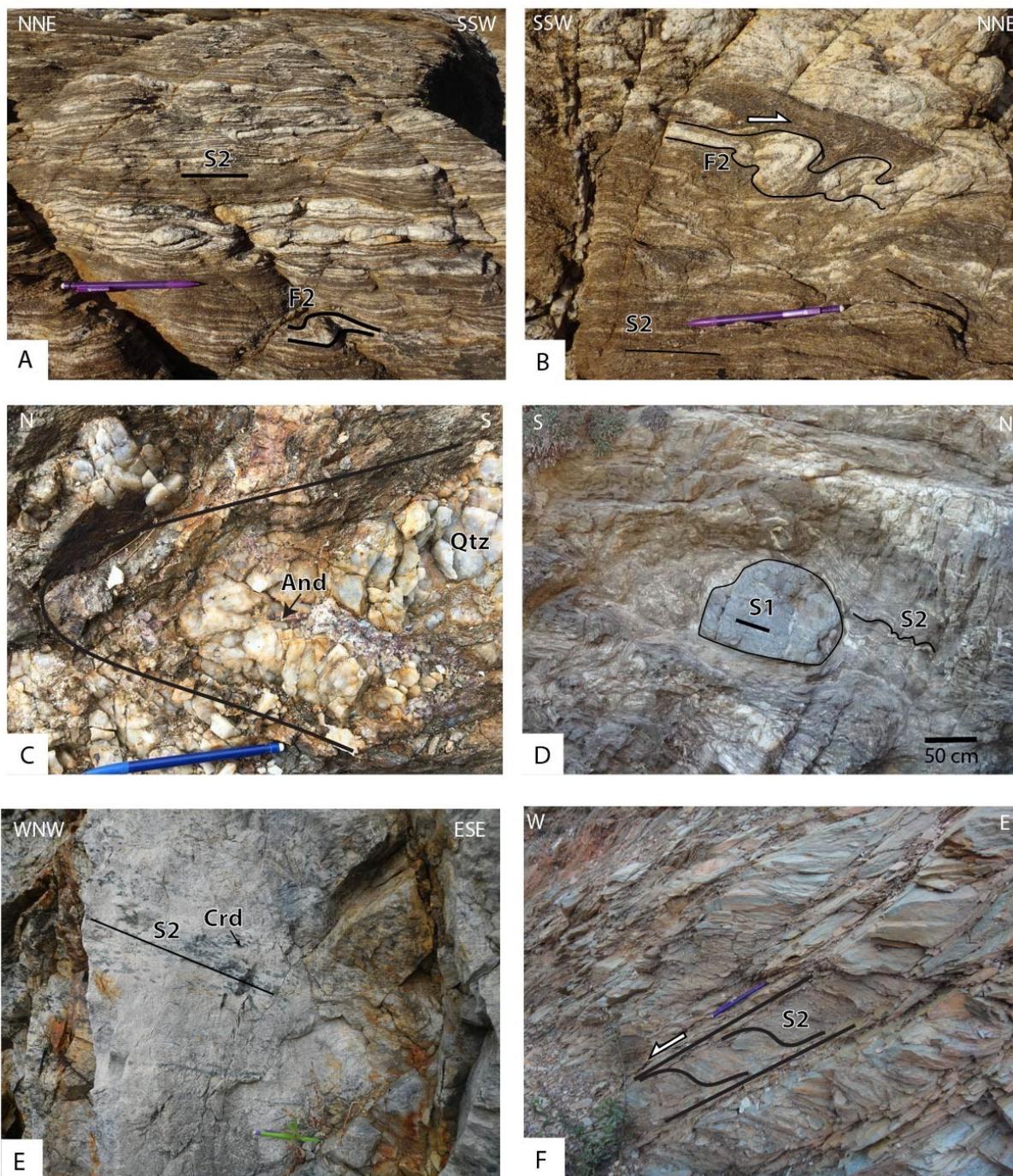


Figure IV-5: Outcrop photographs. A. S2 foliation plane in migmatite underlined by leucosome layers. B. Asymmetric F2 fold in migmatite. C. Quartz (Qtz) veinlet associated to andalusite (And) in paragneiss, boudined by the S2 foliation. D. Centimetric boudin, containing a preserved S1 foliation, wrapped by the S2 migmatitic foliation. E. S2 foliation with cordierite (Crd) leucosome in orthogneiss. F. Normal shear bands in micaschists

IV.2.3. Structures and deformation history

In Cabo Negro, a detailed geological map and a complete E-W oriented cross-section can be described (Figure IV-4). From east to west, two different types of metamorphic rocks

separated by a major thrust are distinguished: the metapelites from the Ghomarides and Filali units comprising migmatites, with relics of felsic granulites, paragneisses and micaschists, and the orthogneisses, with local leucogranitic dikes intrusions, from the Monte Hacho unit.

Our structural analysis highlighted a polyphased tectonic evolution with five main distinct deformation phases: (1) an early D1 deformation phase characterized by a S1 foliation only preserved in boudins of HP granulites within migmatites located at the base of the metapelite unit (**Figure IV-5D**); (2) a main pervasive D2 compressional phase observed in all units with a S2 regional foliation bearing a L2 stretching lineation and associated to F2 folds (**Figure IV-5A**, **Figure IV-5B** and **Figure IV-5C**); (3) a late D3 extensional phase responsible in all units for the local development of a S3 foliation associated with a L3 stretching lineation (**Figure IV-5F**); (4) D4 and D5 kilometer-scale superposed late folds (**Figure IV-4**).

D2 DEFORMATION

Metapelite (Filali and Ghomarides units) and orthogneiss (Monte Hacho unit)

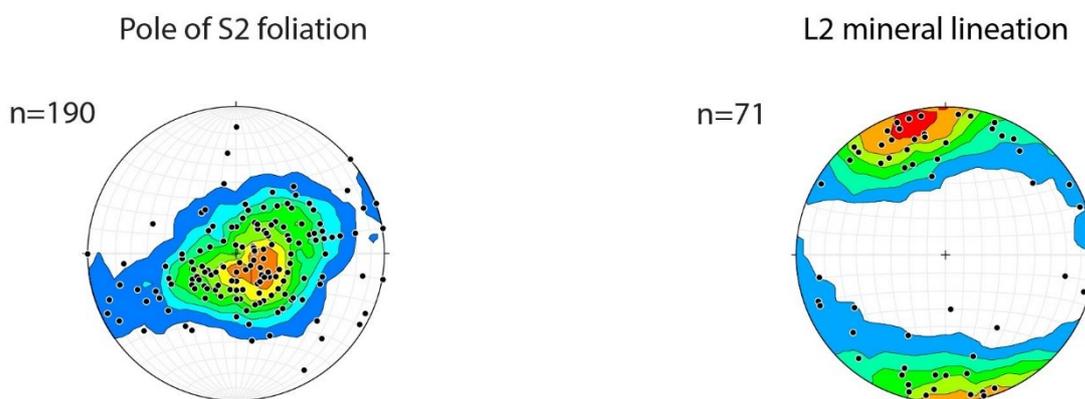


Figure IV-6 : Stereographic plots of poles of S2 foliation planes and L2 lineations; n represents the number of measurement. Projection in the lower hemisphere. Contour interval = 10% probability of measurement values

The main regional foliation (S2) presents a roughly N-S trending azimuth with a large dip dispersion (**Figure IV-4** and **Figure IV-6**). Slightly to moderately dipping in the eastern and western parts, S2 become sub-vertical nearby the contact between paragneiss and migmatites due to late folding (**Figure IV-4** and **Figure IV-6**). S2 foliation is defined by the planar disposition of metamorphic minerals in the micaschists and in the gneiss and by alternating centimetric quartzo-feldspatic leucosomes and sillimanite-biotite mesosomes in the metatexite migmatites (**Figure IV-5A**). The coeval stretching and mineral L2 lineation is approximately oriented N-S, rarely E-W and slightly or moderately dipping to the south or north (subhorizontal to 60°) (**Figure IV-4** and **Figure IV-6**). Isoclinal folds are common with F2 axial planes parallel to S2 and axes parallel to L2. In migmatites, folds evolved into sheath folds. Consistent top-to-the-N or NNE shear criteria associated with S2, such as asymmetric folds, pressure shadows around feldspar porphyroclasts are common in migmatites (**Figure IV-5B**). These observations are similar to those made in Ceuta (Kornprobst, 1974; Homonnay et al., 2018a) and Beni Bousera (Kornprobst, 1974; Reuber et al., 1982). Syn-S2 fold and

associated L2 stretching lineation are typical of shortening deformation and attest that D2 phase occurred during a compressive tectonic regime.

The paragneisses and micaschists contain quartz veins that sometimes contained pink andalusite crystals, particularly visible in paragneisses (**Figure IV-5C**). These veins are either boudinaged within the S2 foliation plane or either crosscutting S2.

The orthogneisses are only visible in a quarry, located south of Cabo Negro Peninsula. They are similar to the orthogneisses of the Monte Hacho unit well-known in the Ceuta Peninsula (Kornprobst, 1974; Homonnay et al., 2018a). Alternating leucosomes of quartz, feldspars and cordierite and mesosomes of elongated biotite-sillimanite define the main S2 foliation (**Figure IV-5E**). The S2 foliation is moderately dipping and presents large azimuth dispersion (**Figure IV-4** and **Figure IV-6**). The L2 stretching lineation marked by quartz and feldspar aggregates is oriented NW-SE and gently dipping (**Figure IV-4** and **Figure IV-6**). Part of orthogneisses evolved into diatexite where the initial structure of the rock disappeared (**Figure IV-5E**).

Locally gently to moderately dipping E-W, NE/SW or NW/SE trending normal ductile shear zones are present in all units and reworked the S2 foliation. These shear zones are coeval with the development of the mylonitic S3 foliation marked by recrystallized quartz and micas and S/C planes indicating a normal shearing (**Figure IV-5D** and **Figure IV-5F**). We suppose the presence of a late E-W trending normal fault separating migmatites and micaschists, under quaternary deposits, south of Cabo Negro cap (**Figure IV-4**).

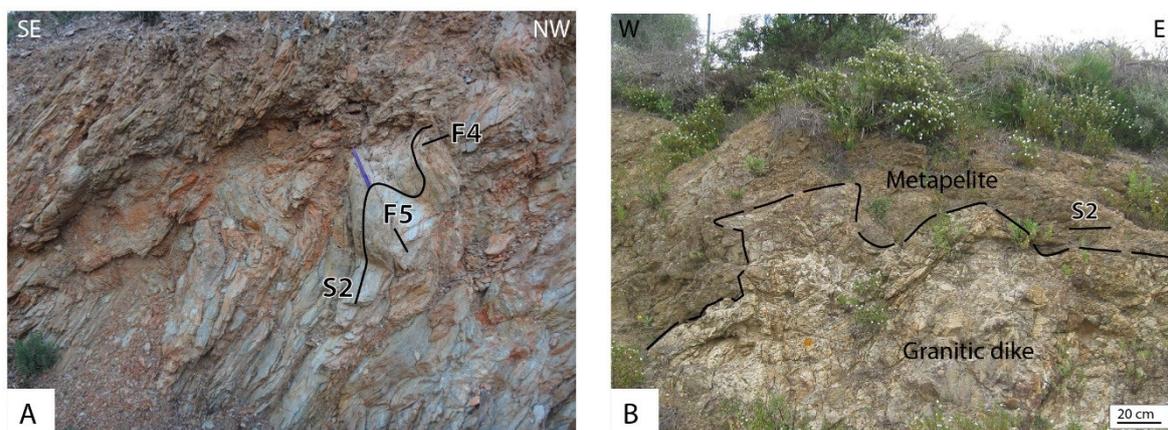


Figure IV-7 : Outcrop photographs. A. F5 folds producing fold interference. B. Granitic dike intruding the metapelite.

Two late folding phases (F4 and F5) are recognized at the regional scale (**Figure IV-4**). The phase F4 corresponds to N-S trending folds observed at metric- to kilometeric scale with southwest gently dipping fold axes. The phase F5 is marked by ESE-WNW trending folds (**Figure IV-4**). At the outcrop scale, decimeter interfered folds are sometimes visible within metapelites unit (**Figure IV-7A**). These two phases are responsible for the dispersions of the earlier regional foliation plane (**Figure IV-6**).

Furthermore, cordierite bearing granitic dike intrudes the migmatitic metapelites and locally crosscuts the contact with the Monte Hacho orthogneisses (**Figure IV-7B**). The primary magmatic assemblage is characterized by quartz, feldspars (mainly orthose and a minority of

plagioclase and microcline), biotite and cordierite. This primary magmatic assemblage shows strong metamorphic transformations. Feldspars and cordierite are replaced by metamorphic white mica whereas chlorite developed at the expense of biotite. Moreover, these dikes contain orthogneiss enclaves. Given the limited local observations, the chronological relationship between the setting of these dikes and the different phases observed is not obvious. Because these dikes crosscut the contact between metapelites and orthogneisses, they are necessarily posterior to the S2 foliation. Nevertheless, similar granitic dikes have also been described in Beni Bousera and dated at circa 22 Ma (Rossetti et al., 2013) and considered as syn-D3 phase.

IV.2.4. Petrography and definition of metamorphic zones

Regardless of the predefined units (ie. Ghomarides, Filali and Monte Hacho units), a metamorphic grade decreasing from bottom to top of the metamorphic pile is observed with the succession of five main metamorphic zones (**Figure IV-4 and Figure IV-8**) with: (i) zone 1: sillimanite + biotite + garnet migmatites; (ii) zone 2: biotite + sillimanite + garnet + muscovite paragneisses with relics of andalusite + staurolite; (iii) zone 3: muscovite + chloritoid + biotite + garnet + andalusite micaschists; (iv) zone 4: muscovite + biotite + andalusite micaschists and (v) zone 5: muscovite + chlorite micaschists.

IV.2.4.1. Zone 1

In zone 1, two different lithologies have been identified: orthogneisses and paragneisses.

IV.2.4.1.1. *Migmatitic orthogneisses*

The orthogneisses have the same petrographic characteristic than orthogneisses of the Monte Hacho (Ceuta Peninsula, Kornprobst, 1974; Homonnay et al., 2018a). Most samples display strongly retrogressed primary minerals: white micas filled garnet fractures; chlorite and white micas replaced feldspar, biotite and sillimanite. Nevertheless in some samples, a S2 foliation is visible and is marked by alternating leucosomes of quartz and feldspars and thin mesosomes of elongated biotite-sillimanite-ilmenite grains. Relics of magmatic tourmaline are present. Rare syn- to post- S2 foliation cordierite blasts are visible. Minor phases like apatite, zircon and monazite developed in inclusions within feldspars and biotite or within the matrix.

The syn-foliation assemblage is therefore: quartz + plagioclase + K-feldspar + biotite + sillimanite + ilmenite ± garnet.

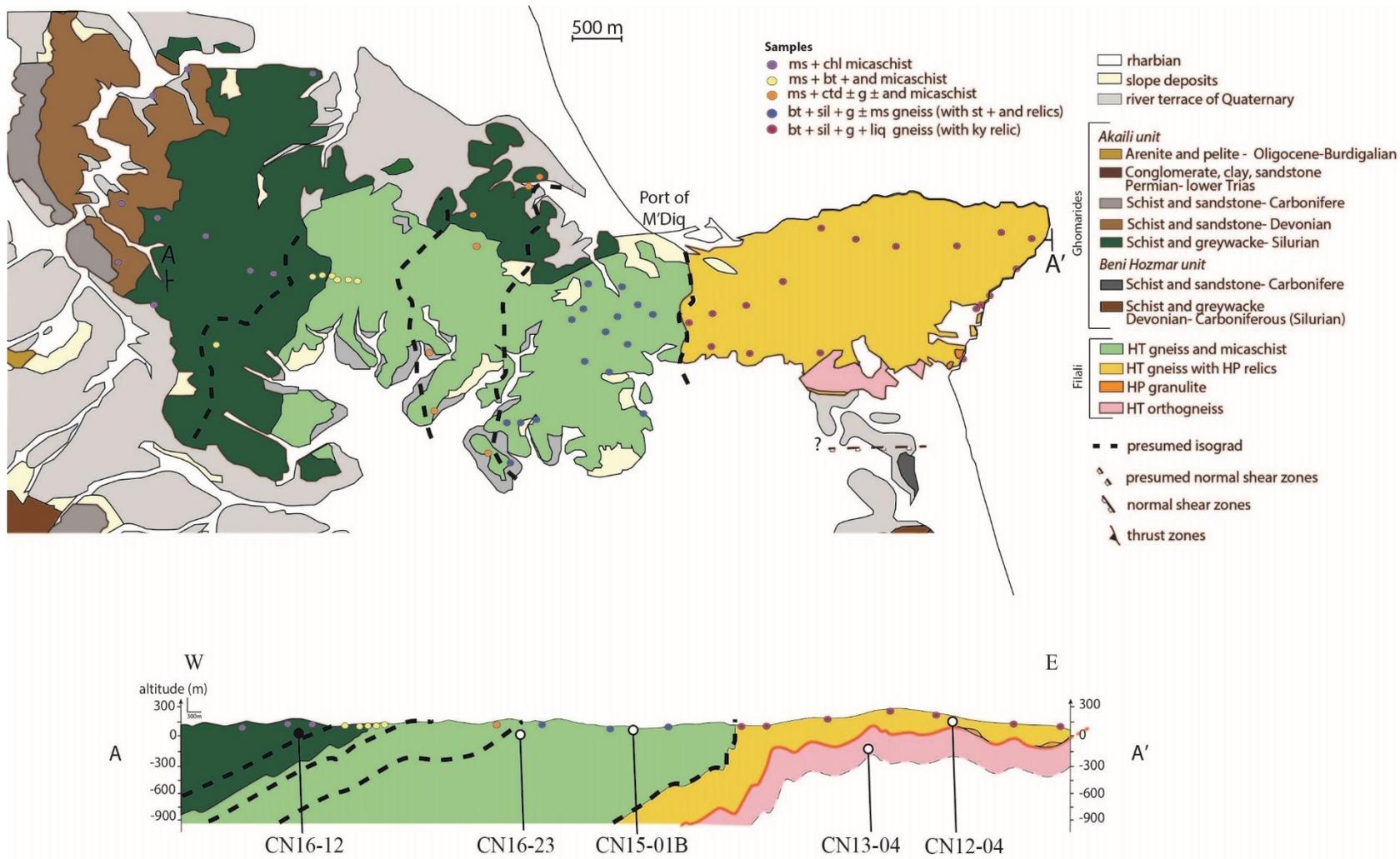


Figure IV-8 : Metamorphic map and schematic cross section of Cabo Negro area. Samples used for U-Th-Pb dating are localized by white circle and sample used for ³⁹Ar-⁴⁰Ar dating is localized by a black circle.

IV.2.4.1.2. Migmatitic paragneisses

The S2 foliation is marked by alternation of quartzo-feldspatic leucosomes and biotite-sillimanite-ilmenite melanosomes. Garnets are wrapped by biotite and fibrolite or prismatic sillimanite. Sillimanite can be prismatic or fibrous. Ilmenite is elongated in the main foliation and is associated with biotite and sillimanite. Relics of kyanite destabilized into sillimanite can be found in some samples. Garnet is anhedral and fractured and contains mostly quartz and biotite inclusions. Minor phases like apatite, zircon and monazite developed as inclusions within feldspars and biotite or within the matrix. Post-S2 mineral like white micas developed in radial aggregates in association with chlorite, quartz and albite or as pseudomorphic patches at the expense of feldspar, sillimanite or biotite. Late crystallization of prehnite is observed within biotite cleavages.

The syn-S2 ubiquitous assemblage is: quartz + plagioclase + K-feldspar + biotite + sillimanite + ilmenite + garnet + melt (**Figure IV-9**).

In the field, decimetric patches of leucosomes with cordierite and garnet overly the S2 foliation.

	METAPELITE UNIT														
	Migmatite			Paragneiss			Micaschist 1			Micaschist 2			Micaschist 3		
	Relicts	S2	Post-S2	Relicts	S2	Post-S2	Relicts	S2	Post-S2	Relicts	S2	Post-S2	Relicts	S2	Post-S2
quartz															
K-feldspar															
plagioclase															
kyanite															
garnet															
sillimanite															
biotite															
andalusite															
staurolite															
cordierite															
spinel															
ilmenite															
graphite															
white mica															
chlorite															
chloritoid															
tourmaline															
titanite															
calcite															
liquid															

Figure IV-9 : Mineralogical assemblages for metapelite unit.

IV.2.4.2. Zone 2

IV.2.4.2.1. Paragneisses with biotite + sillimanite + garnet + muscovite

The transition between the migmatitic paragneisses and the non-migmatitic paragneisses is progressive and characterized by the disappearance of the leucosome and the apparition of syn-foliation muscovite.

In this unit, the S2 foliation is defined by the preferred orientation of biotite commonly associated with fibrous or prismatic sillimanite, plagioclase, K-feldspar, quartz and ilmenite and in some samples muscovite. White mica can be also un-oriented radial aggregates. Garnet and staurolite crystals, containing quartz inclusions, are wrapped by the biotite-sillimanite

bearing foliation. Garnet rims are in equilibrium with biotite and sillimanite whereas biotite and/or muscovite developed from the edges of staurolite (**Figure IV-10A**). Sometimes, andalusite is visible and wrapped by the S2 foliation. Andalusite rims are destabilized into sillimanite associated with biotite (**Figure IV-10B**). Andalusite and staurolite are thus ante- S2 foliation phases.

White micas developed in association with albite and quartz as pseudomorphic patches at the expense of feldspar, sillimanite and chlorite developed within biotite.

Therefore, the syn-S2 ubiquitous assemblage is: quartz + plagioclase + K-feldspar + biotite + sillimanite + ilmenite + garnet + muscovite (**Figure IV-9**).

IV.2.4.3. Zone 3

IV.2.4.3.1. Micaschists with muscovite + chloritoid + biotite + garnet + andalusite (micaschist 1)

This micaschists are present in the Filali and Ghomarides units in a limited area (~1.5 km wide, **Figure IV-4**). They present a fine-grained texture. The main S2 foliation is marked by the preferred orientation of muscovite, chloritoid, quartz, plagioclase, graphite, oxide, (**Figure IV-10C**), titanite, biotite and calcite in some samples. Chloritoid is present as prismatic or elongated crystals, crowded by graphite and oriented within the S2 foliation or as un-oriented radial aggregates (syn- to post S2). White mica can be present as clasts or developed within the foliation. Garnet is wrapped by the S2 foliation. Sometimes, andalusite crystals are observed and show different relationships relative to the S2 foliation. They appear either as (i) syn- S2 crystal containing graphite inclusion trails oriented parallel to the main foliation or as (ii) post-S2 blasts, developed over the syn-S2 muscovite. Our interpretation is that andalusite grew at least during the late stage of the S2 development and after (syn- to post- S2). In some samples tourmaline is observed.

White micas developed as pseudomorphic patches at the expense of feldspar, andalusite and chlorite developed within biotite.

The syn-S2 ubiquitous assemblage is thus: quartz + plagioclase + muscovite + chloritoid + garnet + andalusite + biotite + graphite + titanite ± calcite (**Figure IV-9**).

IV.2.4.4. Zone 4

IV.2.4.4.1. Micaschists with muscovite + biotite + andalusite (micaschist 2)

In a restricted area (~1 km wide; **Figure IV-4**), chloritoid disappears and foliation is marked by alternating bands composed by white mica, graphite and biotite on one hand, and bands composed by white mica, quartz, feldspar, titanite and in some samples calcite on the other hand. In some samples, andalusite is deformed and contains inclusions of graphite, defining sigmoidal internal schistosity in continuity with the main foliation S2 (**Figure IV-10D**). Nevertheless, sub-rectangular and not deformed andalusite crystals develop posterior

to the main foliation (**Figure IV-10E**). Hence andalusite grew during and after S2 foliation. Tourmaline is present in some samples. Chlorite replaces biotite and develops after the S2 foliation.

Consequently, the syn-S2 ubiquitous assemblage is: quartz + feldspar + muscovite + biotite + andalusite + graphite + titanite \pm calcite (**Figure IV-9**).

IV.2.4.5. Zone 5

IV.2.4.5.1. Micaschists with muscovite + chlorite (micaschist 3)

The muscovite + chlorite bearing micaschists correspond in the regional geologic nomenclature to the Ghomarides unit. They contain quartz, feldspar, muscovite, chlorite, graphite, albite, calcite, insoluble minerals (clay, oxides) (**Figure IV-10F**). These minerals underlined the S2 foliation. Rounded clasts of quartz and small-recrystallized quartz are present. Thin elongate white mica grains with sometimes frayed edges are parallel to the main foliation plan and are associated to small (around 100 μm) chlorite crystals (**Figure IV-10F**). Insoluble minerals are concentrated and form dark trails underlining the foliation. Relictual tourmaline is present in some samples. Some samples present crenulation cleavage, marked by oriented muscovite underlining a new schistosity, presumably formed during the D4 phase.

The syn-S2 ubiquitous assemblage is thus: quartz + feldspar + muscovite + chlorite + graphite + calcite + oxides + clay (**Figure IV-9**).

IV.2.5. Pressure-temperature conditions for the D2 event

In order to define the pressure and temperature (P-T) conditions for migmatite, paragneisses and micaschists, we used petrogenetic grids and thermodynamic modelling. Chemical analyses of minerals were carried out with a Cameca SX100 electron microprobe at the University of Montpellier, operating with a 20 kV accelerating voltage and 15 nA beam current. Representative mineral composition are presented in **Table IV-1**.

IV.2.5.1. Conventional methods

We first used phase diagrams and experimental data in order to determine metamorphic intensive parameters. Metapelite system has been largely studied over the past (Winkler, 1974; Montel et al., 2000) (e.g. Winkler, 1974; Vielzeuf and Holloway, 1988; Spear and Cheney, 1989; Spear, 1993; Spear et al., 1999). Based on these data we have a first approach of the different P-T conditions reached in the various metamorphic zones (**Figure IV-11**): (i) in zone 1, S2 biotite-sillimanite bearing migmatites without cordierite and white mica developed under intermediate to low-pressure granulite facies conditions (P: 3-12 kbar and T: 680-900°C); (ii) in zone 2, paragneisses with biotite + sillimanite \pm muscovite S2 assemblage without melt and cordierite is typical of intermediate to low-pressure amphibolite facies conditions (P: 3-10 kbar and T: 500-750°C) and relic of staurolite + andalusite is typical to 450-550°C and 2-4 kbar

metamorphic conditions; (iii) in zone 3, S2 muscovite + biotite + chloritoid + andalusite bearing micashists 1 expanded under amphibolite to greenschist facies conditions ($P < 4\text{ kbar}$ and $T: 400\text{-}525^\circ\text{C}$); (iv) in zone 4, S2 muscovite-biotite-andalusite bearing micashists 2 developed under amphibolite to greenschist facies conditions ($P < 4\text{ kbar}$ and $T: 400\text{-}525^\circ\text{C}$) and (v) in zone 5, S2 muscovite-chlorite micashist 3 expanded under greenschist facies conditions ($T: 200\text{-}400^\circ\text{C}$).

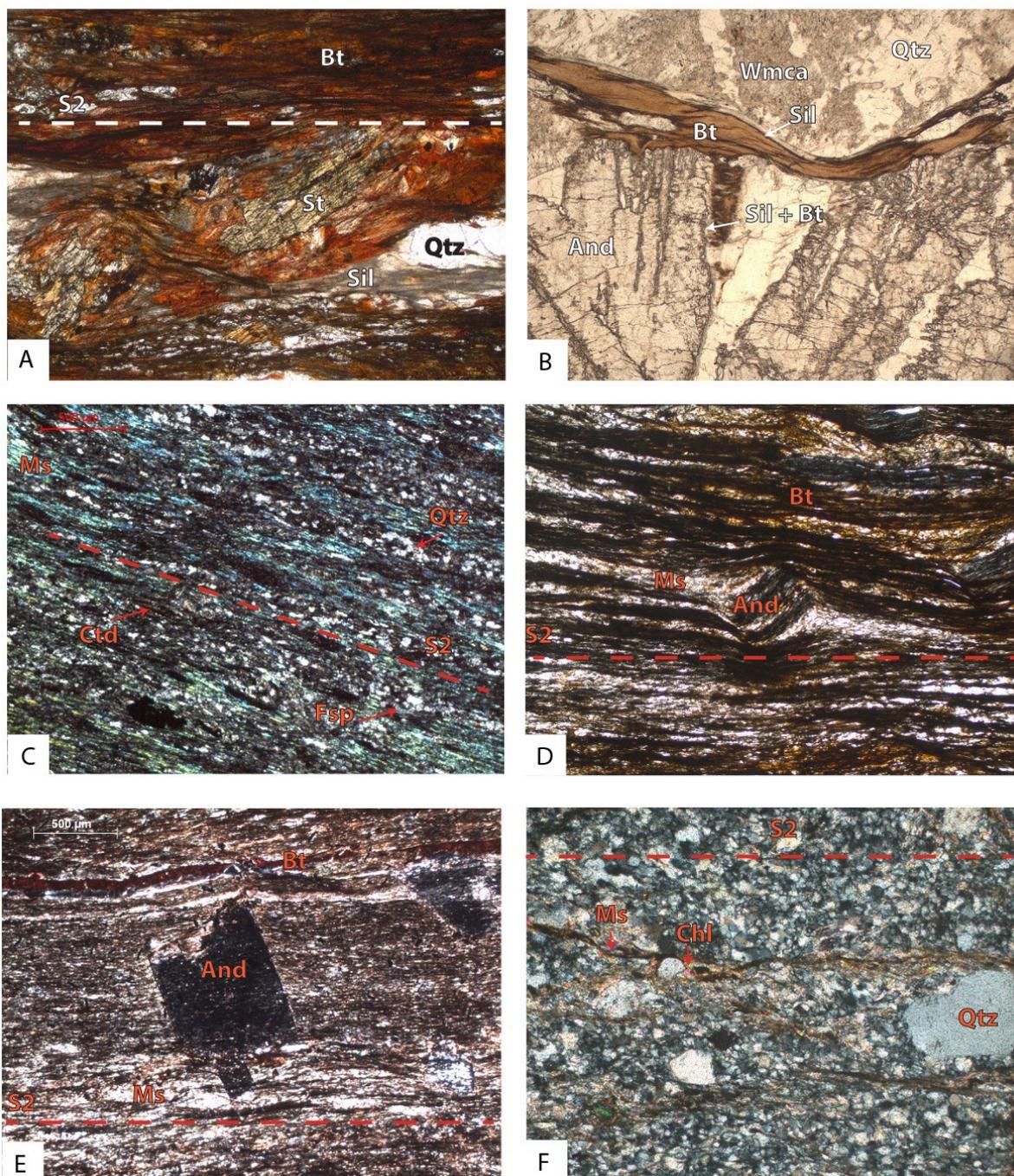


Figure IV-10 : Mineralization and deformation relationship structure. A. Staurolite crystals wrapped by biotite-sillimanite foliation within paragneiss. B. Andalusite crystal replaced by sillimanite associated with biotite within paragneiss. C. micaschist 1 showing muscovite + chloritoid + quartz + feldspar foliation. D. Syn-S2 andalusite within micaschist 2. E. Post-S2 andalusite blast within micaschist 2. F. S2 foliation in muscovite+chlorite bearing micaschist 3.

Lithology Sample Mineral	zone 1															
	orthogneiss CN13-04															
	bt	bt	bt	bt	fsp	fsp	fsp	fsp	wmca	wmca	wmca	wmca	wmca	wmca	chl	
Analysis No.	1	2	3	4	10	11	32	33	14	17	19	25	36	40	9	
SiO ₂	36.53	34.97	35.59	35.47	65.79	64.87	69.70	64.78	48.41	48.68	46.59	46.22	49.28	49.76	26.20	
TiO ₂	3.96	3.50	3.84	3.62	0.04	0.02	0.00	0.00	0.39	0.67	0.35	0.64	0.12	0.15	0.34	
Al ₂ O ₃	19.50	19.40	19.41	19.65	19.06	18.83	19.89	22.67	35.42	36.25	35.13	34.36	31.22	35.97	20.89	
FeO total	22.69	23.46	22.25	22.04	0.04	0.00	0.02	0.00	1.01	1.04	1.16	1.07	2.57	0.87	31.93	
MnO	0.03	0.09	0.09	0.09	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.11	
MgO	6.10	6.43	6.27	6.73	0.00	0.01	0.01	0.00	0.58	0.54	0.61	0.54	1.12	0.65	9.17	
CaO	0.00	0.02	0.05	0.01	0.06	0.07	0.26	3.65	0.02	0.02	0.01	0.06	0.16	0.07	0.06	
Na ₂ O	0.27	0.11	0.24	0.21	1.60	1.45	11.50	9.70	0.34	0.45	0.60	0.60	0.23	0.43	0.39	
K ₂ O	9.94	9.16	10.23	10.22	15.68	15.59	0.04	0.23	10.96	10.98	10.75	10.83	9.21	10.00	0.20	
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01	0.06	0.00	0.02	
NiO	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	
P ₂ O ₅	0.04	0.00	0.03	0.03	0.27	0.21	0.01	0.02	0.04	0.00	0.02	0.02	0.04	0.04	0.06	
Sum	99.12	97.17	98.05	98.11	102.60	101.05	101.47	101.05	97.20	98.64	95.26	94.35	94.02	97.96	89.39	
Si	2.71	2.66	2.68	2.66	2.96	2.97	3.00	2.83	3.15	3.12	3.10	3.11	3.30	3.18	2.80	
Ti	0.22	0.20	0.22	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.03	
Al	1.70	1.74	1.72	1.74	1.01	1.01	1.01	1.17	2.71	2.74	2.76	2.73	2.46	2.71	2.63	
Fe ²⁺ all ferrous	1.41	1.49	1.40	1.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.06	0.06	0.14	0.05	2.85	
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
Mg	0.67	0.73	0.70	0.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	0.06	0.05	0.11	0.06	1.46	
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	
Na	0.04	0.02	0.03	0.03	0.14	0.13	0.96	0.82	0.04	0.06	0.08	0.08	0.03	0.05	0.08	
K	0.94	0.89	0.98	0.98	0.90	0.91	0.00	0.01	0.91	0.90	0.91	0.93	0.79	0.82	0.03	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
Sum	7.70	7.73	7.75	7.76	5.03	5.03	4.98	5.00	6.95	6.95	6.99	7.00	6.86	6.89	9.90	
Ab					13	12	99	82								
An					0	0	1	17								
Or					86	87	0	1								

Table IV-1 : representative electron microprobe analyses of minerals in migmatites (CN12-04), paragneiss (CN15-01B, CN15-34 and CN16-23), micaschists (CN16-26 and CN16-07A) and orthogneiss (CN13-04). Ab: albite, An: anorthite, Or: orthoclase, Alm: almandine, Pyr: pyrope, Spe; spessartite

Lithology Sample Mineral	zone 1																			
	metapelite migmatite CN12-04																			
	grt (r)	grt (c)	grt (r)	grt (r)	grt (r)	grt (r)	grt (c)	grt (r)	bt	bt	bt	bt	bt	bt	fsp	fsp	wmca	wmca	chl	
Analysis No.	5	8	10	11	32	35	36	38	4	9	12	33	34	39	1	27	17	19	26	
SiO ₂	37.98	38.81	38.21	38.22	38.45	38.75	38.49	38.60	33.61	34.82	33.83	34.87	36.75	35.98	60.05	65.01	48.92	51.50	35.02	
TiO ₂	0.03	0.07	0.08	0.06	0.03	0.01	0.02	0.03	4.47	4.31	4.82	2.67	1.28	1.49	0.02	0.01	0.03	0.00	0.52	
Al ₂ O ₃	21.31	21.72	21.46	21.56	21.24	21.63	21.44	21.45	17.62	17.82	17.66	19.41	20.17	19.70	25.42	18.25	30.86	32.14	22.46	
FeO total	34.57	33.55	34.29	35.77	33.90	32.60	31.94	33.57	24.06	22.93	23.54	19.78	18.66	18.99	0.03	0.05	1.11	1.01	19.91	
MnO	0.59	0.42	0.46	0.62	2.84	2.39	3.26	2.37	0.05	0.03	0.04	0.10	0.09	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.09	
MgO	3.76	4.91	4.40	3.85	3.64	4.21	4.75	3.76	6.15	7.24	6.52	8.70	8.32	9.75	0.00	0.01	0.91	1.12	5.38	
CaO	3.36	2.93	2.72	2.11	1.99	2.74	1.50	2.52	0.02	0.00	0.03	0.03	0.10	0.04	7.23	0.06	0.34	0.13	0.18	
Na ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.20	0.19	0.25	0.14	0.22	0.18	7.52	1.24	0.18	0.10	0.28	
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	9.73	9.59	9.73	10.03	9.08	9.34	0.26	15.19	8.87	9.14	3.26	
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.03	0.04	0.02	0.05	0.01	0.01	0.08	0.11	0.04	0.04	0.08	0.01	0.02	0.00	0.00	0.04	0.06	
NiO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.02	0.04	0.02	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.04	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.02	0.00	0.14	
Sum	101.66	102.44	101.69	102.25	102.11	102.41	101.43	102.31	96.02	97.05	96.50	95.79	94.77	95.60	100.55	99.89	91.22	95.17	87.33	
Si	2.99	3.00	2.99	2.99	3.02	3.01	3.02	3.02	2.62	2.66	2.62	2.66	2.78	2.72	2.66	3.00	3.34	3.36	3.55	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.25	0.28	0.15	0.07	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	
Al	1.98	1.98	1.98	1.99	1.97	1.98	1.98	1.98	1.62	1.60	1.61	1.74	1.80	1.75	1.33	0.99	2.49	2.47	2.68	
Fe ²⁺ all ferrous	2.28	2.17	2.25	2.34	2.23	2.12	2.09	2.19	1.57	1.46	1.52	1.26	1.18	1.20	0.00	0.00	0.06	0.06	1.69	
Mn	0.04	0.03	0.03	0.04	0.19	0.16	0.22	0.16	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
Mg	0.44	0.57	0.51	0.45	0.43	0.49	0.55	0.44	0.72	0.82	0.75	0.99	0.94	1.10	0.00	0.00	0.09	0.11	0.81	
Ca	0.28	0.24	0.23	0.18	0.17	0.23	0.13	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.34	0.00	0.02	0.01	0.02	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.65	0.11	0.02	0.01	0.06	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.97	0.93	0.96	0.98	0.88	0.90	0.01	0.89	0.77	0.76	0.42	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
Sum	8.02	8.00	8.01	8.00	8.00	7.99	7.99	8.00	7.80	7.77	7.79	7.81	7.70	7.78	5.00	5.00	6.81	6.79	9.29	
Alm	75	72	74	78	74	71	70	73												
Pyr	15	19	17	15	14	16	19	15												
Gro	9	8	8	6	6	8	4	7												
Spe	1	1	1	1	6	5	7	5												
Ab															64	11				
An															34	0				
Or															1	89				

Table IV-1: continue

Lithology Sample Mineral	zone 2										zone 2								
	paragneiss CN15-01B										CN15-34								
	bt	bt	bt	fsp	fsp	fsp	st	wmca	wmca	wmca	grt (r)	grt (c)	grt (r)	bt	bt	bt	bt	fsp	fsp
Analysis No.	73	79	83	88	92	116	114	4	6	7	11	12	19	8	9	10	17	21	27
SiO ₂	34.30	35.09	35.29	60.66	58.87	59.41	28.78	45.95	48.76	45.90	37.82	40.43	36.20	31.80	36.50	36.32	33.74	67.06	63.52
TiO ₂	2.69	4.63	3.41	0.03	0.02	0.02	0.89	0.21	0.01	0.48	0.08	0.00	0.01	3.99	4.11	4.04	4.44	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	21.53	19.44	20.02	25.51	26.45	27.63	54.52	35.21	35.66	33.58	21.12	22.43	18.78	17.49	20.31	20.54	19.51	22.58	18.38
FeO total	20.66	21.47	20.47	0.03	0.02	0.50	12.58	3.29	0.93	2.68	30.76	29.65	30.87	20.79	21.11	20.81	23.41	0.09	0.07
MnO	0.20	0.27	0.29	0.02	0.02	0.00	0.67	0.04	0.00	0.04	8.77	8.12	8.06	0.29	0.29	0.33	0.25	0.01	0.01
MgO	6.79	6.82	7.37	0.00	0.01	0.26	1.38	1.08	0.60	1.18	1.96	1.95	1.88	5.85	5.88	6.28	5.93	0.00	0.03
CaO	0.25	0.05	0.00	7.27	8.35	1.84	0.00	0.73	0.03	0.08	0.89	1.41	0.87	0.22	0.18	0.24	0.22	2.72	0.07
Na ₂ O	0.23	0.15	0.28	7.16	6.76	5.98	0.01	0.41	0.28	0.14	0.13	0.29	0.23	0.45	0.45	0.51	0.42	10.45	1.59
K ₂ O	6.86	9.13	9.73	0.49	0.29	5.09	0.01	8.51	10.49	10.25	0.05	0.08	0.07	9.31	9.69	9.65	7.18	0.62	14.66
Cr ₂ O ₃	0.03	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.03	0.07	0.08	0.05	0.00	0.00
NiO	0.02	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00
P ₂ O ₅	0.10	0.00	0.02	0.03	0.05	0.05	0.01	0.02	0.03	0.03	0.22	0.24	0.22	0.43	0.40	0.56	0.35	0.33	0.32
Sum	93.66	97.13	96.88	101.21	100.84	100.78	98.89	95.50	96.81	94.38	101.79	104.62	97.22	90.70	99.00	99.38	95.52	103.89	98.66
Si	2.63	2.64	2.66	2.67	2.61	2.65	3.93	3.05	3.17	3.10	3.01	3.08	3.04	2.60	2.69	2.66	2.59	2.85	2.97
Ti	0.16	0.26	0.19	0.00	0.00	0.00	0.09	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.25	0.23	0.22	0.26	0.00	0.00
Al	1.95	1.73	1.78	1.32	1.38	1.45	8.77	2.76	2.73	2.67	1.98	2.01	1.86	1.69	1.76	1.77	1.76	1.13	1.01
Fe ²⁺ all ferrous	1.33	1.35	1.29	0.00	0.00	0.02	1.44	0.18	0.05	0.15	2.05	1.89	2.17	1.42	1.30	1.27	1.50	0.00	0.00
Mn	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.59	0.52	0.57	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00
Mg	0.78	0.77	0.83	0.00	0.00	0.02	0.28	0.11	0.06	0.12	0.23	0.22	0.24	0.71	0.65	0.69	0.68	0.00	0.00
Ca	0.02	0.00	0.00	0.34	0.40	0.09	0.00	0.05	0.00	0.01	0.08	0.12	0.08	0.02	0.01	0.02	0.02	0.12	0.00
Na	0.03	0.02	0.04	0.61	0.58	0.52	0.00	0.05	0.04	0.02	0.02	0.04	0.04	0.07	0.06	0.07	0.06	0.86	0.14
K	0.67	0.88	0.94	0.03	0.02	0.29	0.00	0.72	0.87	0.88	0.00	0.01	0.01	0.97	0.91	0.90	0.70	0.03	0.87
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01
Sum	7.58	7.68	7.75	4.98	4.99	5.03	14.59	6.94	6.92	6.98	7.98	7.91	8.02	7.79	7.65	7.67	7.62	5.01	5.02
Alm											69	69	71						
Pyr											8	8	8						
Gro											3	4	3						
Spe											20	19	19						
Ab				62	58	58											85	14	
An				35	40	10											12	0	
Or				3	2	32											3	86	

Table IV-1: continue

Lithology Sample Mineral	zone 2															
	paragneiss CN16-23															
	wmca	wmca	wmca	wmca	wmca	wmca	wmca	wmca	wmca	wmca	wmca	wmca	wmca	wmca	wmca	wmca
Analysis No.	36	37	38	39	40	41	47	48	53	56	58	65	67	68	72	75
SiO ₂	46.21	47.15	45.62	46.88	47.20	46.46	47.72	46.20	46.32	47.58	45.16	46.52	46.95	46.63	45.60	48.14
TiO ₂	0.64	0.60	0.71	0.67	0.58	0.73	0.52	0.40	0.61	0.76	0.61	0.64	0.69	0.66	0.14	0.30
Al ₂ O ₃	35.87	36.38	36.02	35.79	35.63	35.71	36.29	35.82	35.92	35.54	31.26	35.83	35.96	35.52	35.58	34.65
FeO total	1.08	1.00	1.00	0.98	1.00	0.95	0.95	1.06	0.91	0.98	4.50	0.94	1.15	0.96	2.72	1.73
MnO	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.06	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.04	0.00
MgO	0.33	0.40	0.35	0.47	0.51	0.47	0.38	0.39	0.42	0.57	1.08	0.42	0.53	0.45	0.68	0.66
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
Na ₂ O	0.60	0.56	0.53	0.56	0.54	0.64	0.53	0.57	0.57	0.57	0.10	0.54	0.51	0.49	0.59	1.13
K ₂ O	10.20	10.69	10.72	10.72	10.71	10.67	10.69	10.52	10.50	10.27	9.28	10.48	10.53	10.49	10.41	9.12
Cr ₂ O ₃	0.05	0.01	0.05	0.02	0.04	0.04	0.01	0.02	0.03	0.03	0.06	0.01	0.02	0.04	0.01	0.01
NiO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.01	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.04	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00
Sum	94.99	96.82	95.08	96.09	96.25	95.73	97.11	95.02	95.32	96.34	92.16	95.41	96.35	95.28	95.78	95.76
Si	3.07	3.08	3.04	3.09	3.10	3.08	3.10	3.08	3.07	3.12	3.14	3.08	3.08	3.09	3.04	3.16
Ti	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01
Al	2.81	2.80	2.83	2.78	2.76	2.79	2.78	2.81	2.81	2.74	2.56	2.80	2.78	2.78	2.80	2.68
Fe ²⁺ all ferous	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.26	0.05	0.06	0.05	0.15	0.10
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.03	0.04	0.03	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.06	0.11	0.04	0.05	0.04	0.07	0.06
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.01	0.07	0.07	0.06	0.08	0.14
K	0.87	0.89	0.91	0.90	0.90	0.90	0.89	0.89	0.89	0.86	0.82	0.89	0.88	0.89	0.89	0.76
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	6.96	6.97	6.99	6.97	6.97	6.99	6.96	6.98	6.97	6.94	6.96	6.96	6.96	6.96	7.03	6.93

Table IV-1: continue

	zone 3				zone 5									
Lithology	micaschist 1				micaschist 3									
Sample	CN16-26				CN16-07A									
Mineral	wmca	wmca	wmca	wmca	fsp	fsp	wmca	wmca						
Analysis No.	81	82	83	84	76	79	81	82	83	88	92	93	94	
SiO ₂	48.81	44.34	49.13	47.24	69.31	63.14	47.56	45.19	45.91	46.80	48.93	48.42	45.76	
TiO ₂	0.17	0.14	0.19	0.18	0.02	0.04	0.07	0.23	0.49	0.89	0.33	0.25	1.16	
Al ₂ O ₃	33.97	31.37	33.93	33.64	19.72	19.33	35.97	34.26	34.81	33.71	34.19	34.22	32.66	
FeO total	1.20	1.01	1.42	1.24	0.03	0.16	1.19	2.91	0.94	1.48	1.79	3.50	2.97	
MnO	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	
MgO	0.51	0.42	0.61	0.51	0.01	0.05	0.60	0.63	0.61	0.91	0.82	1.13	0.95	
CaO	0.09	0.20	0.16	0.15	0.10	0.23	0.00	0.06	0.00	0.04	0.02	0.03	0.12	
Na ₂ O	0.15	0.17	0.30	0.19	11.80	10.30	0.49	1.62	1.21	0.53	0.71	1.02	0.34	
K ₂ O	9.41	6.67	8.81	8.59	0.03	0.90	10.98	6.77	8.32	9.44	8.36	7.81	5.62	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.06	0.03	0.05	0.04	0.01	0.04	
NiO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.05	0.01	0.01	0.00	0.00	0.05	
Sum	94.31	84.33	94.58	91.75	101.04	94.20	96.93	91.79	92.37	93.85	95.20	96.41	89.69	
Si	3.24	3.24	3.24	3.21	2.99	2.94	3.11	3.09	3.11	3.14	3.21	3.16	3.16	
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.05	0.02	0.01	0.06	
Al	2.65	2.70	2.64	2.69	1.00	1.06	2.77	2.76	2.78	2.67	2.64	2.64	2.66	
Fe ²⁺ all ferrous	0.07	0.06	0.08	0.07	0.00	0.01	0.07	0.17	0.05	0.08	0.10	0.19	0.17	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.05	0.05	0.06	0.05	0.00	0.00	0.06	0.06	0.06	0.09	0.08	0.11	0.10	
Ca	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
Na	0.02	0.02	0.04	0.03	0.99	0.93	0.06	0.22	0.16	0.07	0.09	0.13	0.05	
K	0.80	0.62	0.74	0.74	0.00	0.05	0.92	0.59	0.72	0.81	0.70	0.65	0.50	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Sum	6.84	6.72	6.82	6.82	5.00	5.01	6.99	6.91	6.91	6.91	6.84	6.90	6.71	
Ab					99	93								
An					0	1								
Or					0	5								

Table IV-1: continue

IV.2.5.2. *Thermodynamic modelling*

In addition, we used the free energy minimization program Theriak and Domino (De Capitani and Petrakakis, 2010; updated software version 4, February 2017) in order to compute P-T pseudosections. Diagrams have been calculated in the Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCKFMASH) system with the thermodynamic “tcd55c2d” database (Holland and Powell, 1998; updated in November 2015). TiO₂ and MnO contents are not taken into account because their values are lower than 1 wt.% (Table IV-2) and are not determinant components for the considered minerals. The bulk composition used for calculations were obtained by ICP-AES on rock powders at the CRPG Nancy (Table IV-2). Solid solutions models are presented in supplementary data (Appendix IV-1). To constrain the P-T conditions of the D2 event within migmatites, paragneisses and micaschists, we selected 3 samples: the migmatitic paragneiss CN12-04 from zone 1, the bt + sil paragneiss CN15-34 from zone 2 and the ctd + ms micaschist CN15-32 from zone 3. For the three samples, we first calculated a pseudosection with H₂O in excess (H100). In this case, for the three samples the mineral assemblage observed onto the S2 foliations was not obtained. Therefore, the amount of water used in the P-T pseudosection modelings was determined by the calculation of binary T-XH₂O and P-XH₂O pseudosections (with XH₂O representing the variability of amount of water in the bulk composition). An example of H₂O in excess, T-XH₂O and P-XH₂O pseudosections is presented for sample CN12-04 (Figure IV-12). For the other samples only final diagrams are shown (Figure IV-15).

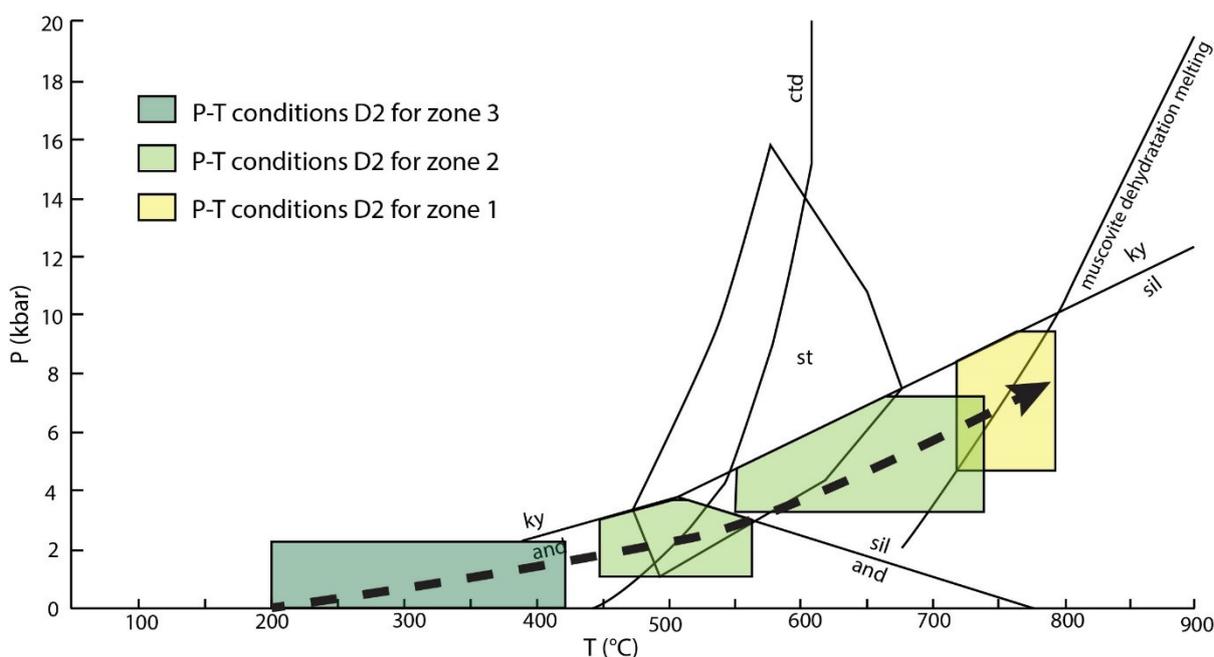


Figure IV-11 : Summary diagram representing the D2 metamorphic conditions for metapelites unit: in yellow for zone 1, in light green for zone 2 and in dark green for zone 3. The arrow represent the metamorphic gradient.

IV.2.5.2.1. Zone 1: migmatitic paragneiss CN12-04

For the migmatite CN12-04, the amount of water used in the P-T pseudosection modeling was determined by the calculation of T-XH₂O and P-XH₂O pseudosections at 6kbar and 760°C respectively (**Figure IV-12A**). The amount of water has a significant impact on feldspar and melt stability. The equilibrium assemblage observed in the rock sample, i.e., biotite + sillimanite + garnet + K-feldspar + plagioclase + quartz + melt, is predicted to be stable at undersaturated conditions when $0.03 < XH_2O < 0.73$. From these values we calculated a new P-T pseudosection. In this case, the S2 equilibrium assemblage observed in the rock sample is stable at 720-790°C and 4.5-9.5 kbar (**Figure IV-15A**).

Sample	CN12-04	CN15-34	CN15-32
Lithology	migmatite	paragneiss	micaschist
wt%			
SiO ₂	70.81	57.22	50.98
TiO ₂	0.64	0.96	0.97
Al ₂ O ₃	14.6	22.86	22.01
Fe ₂ O ₃	4.84	7.75	9.65
MnO	0.04	0.37	0.13
MgO	1.04	1.64	3.2
CaO	0.82	0.41	0.89
Na ₂ O	0.84	0.94	0.3
K ₂ O	3.04	4.54	5.03
P ₂ O ₅	0.06	0.14	0.17
L.O.I.	3.19	3.25	6.01
Total	99.92	100.08	99.34

Table IV-2 : Bulk rock composition in weight percent oxides for the migmatite CN12-04, the biotite-sillimanite paragneisses CN15-34 and the chloritoid-muscovite micaschist 1 CN15-32.

IV.2.5.2.2. Zone 2: paragneiss CN15-34

For the paragneiss CN15-34, the amount of water used in the P-T pseudosection modeling was determined by the calculation of T-XH₂O and P-XH₂O pseudosections at 5kbar and 655°C respectively. Amount of H₂O influences the presence of white mica, garnet and osumilite. The observed assemblage i.e., biotite + sillimanite + garnet + K-feldspar + plagioclase + quartz appears stable when $0 < XH_2O < 0.18$. With this XH₂O range, the calculated pseudosection show a stability field for the S2 assemblage at 550-760°C and 4.6-8.8 kbar (**Figure IV-15B**).

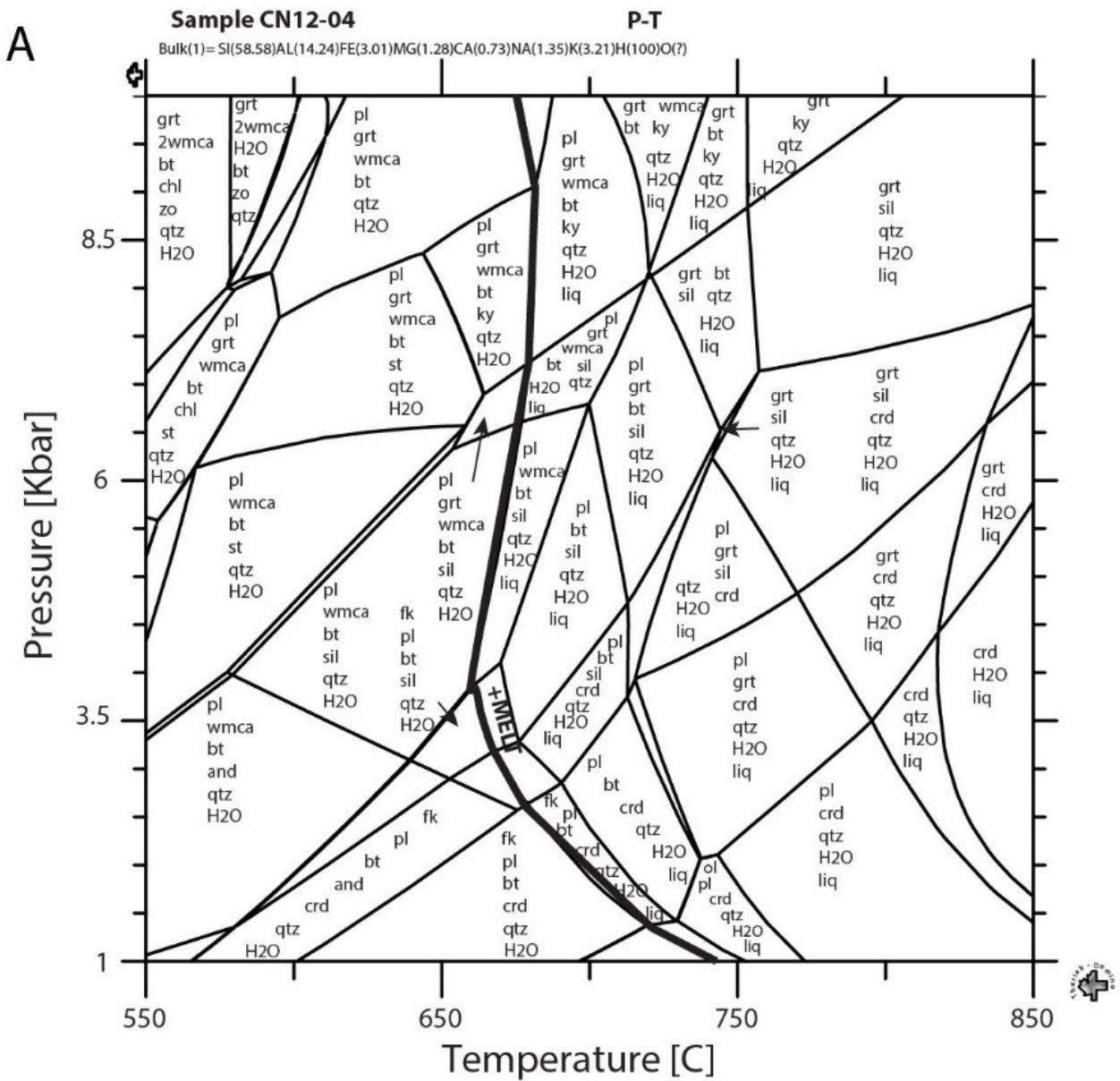


Figure IV-12 : Phase diagrams calculated for sample CN12-04 (migmatitic paragneiss, zone 1). A. With H₂O in excess. B. T-XH₂O at P = 6 kbar. C. P-XH₂O at T = 760°C

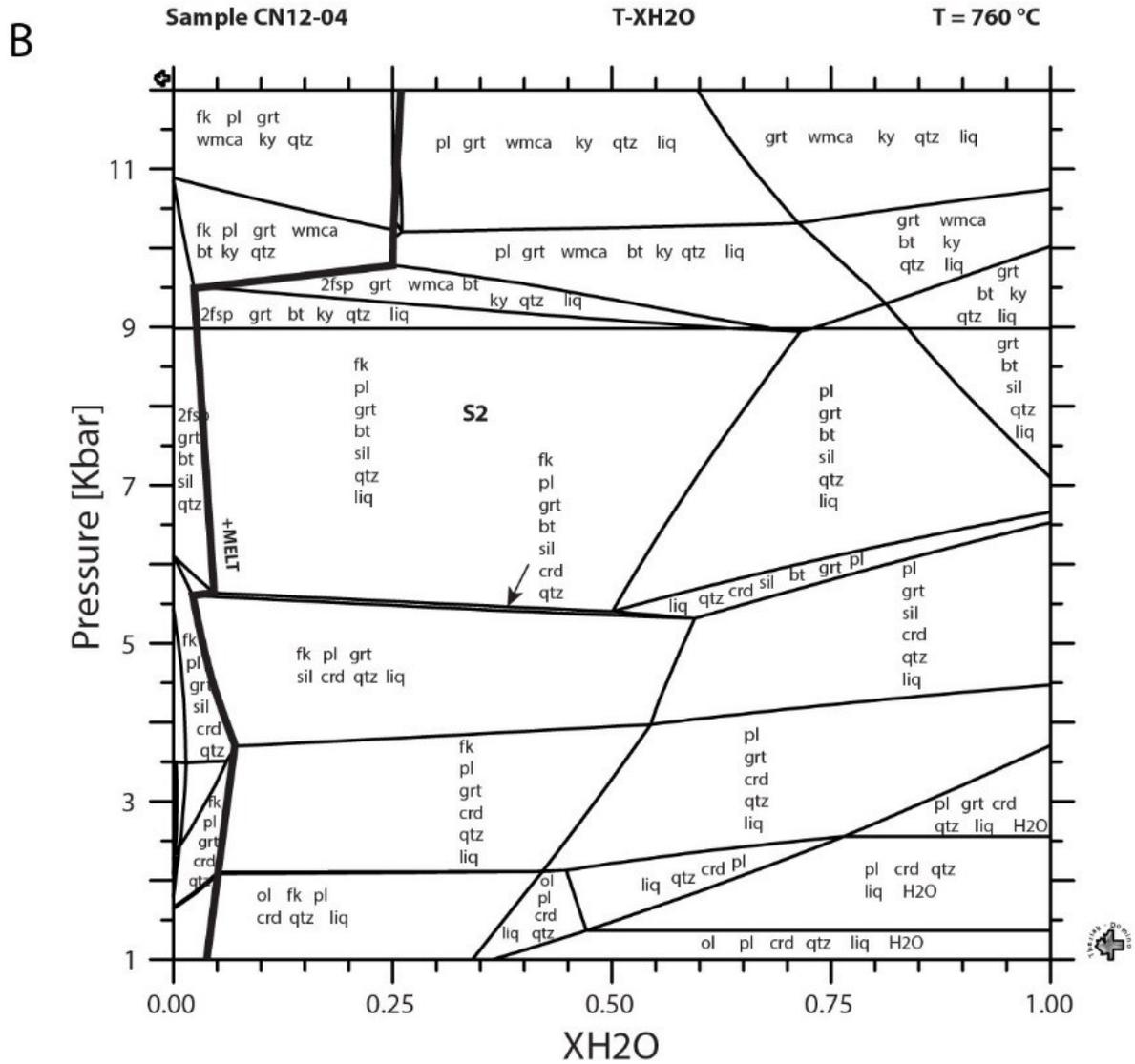


Figure IV-13 : Continue

IV.2.5.2.3. Zone 3: paragneiss CN15-32

For the ctd + ms bearing micaschist CN15-32, the amount of water used in the P-T pseudosection modeling was determined by the calculation of T-XH₂O and P-XH₂O pseudosections at 1kbar and 350°C respectively. The amount of H₂O determines chloritoid and margarite stability. The observed assemblage i.e., biotite + white mica + chloritoid + feldspar + quartz + andalusite appears stable when $0.32 < \text{XH}_2\text{O} < 0.52$. The observed S2 assemblage is stable below 2.2 kbar and between 210 and 420°C in the new pseudosection calculated from the XH₂O range obtained (**Figure IV-15C**).

IV.2.6. U-Pb dating

IV.2.6.1. Analytical method

In order to constrain the age of the D2 metamorphic event, U–Th–Pb dating was performed on monazites within four samples the less affected by secondary metamorphism (one migmatite: CN12-04, two paragneisses: CN15-01B and CN16-23, and one orthogneiss: CN13-04). In situ analyses were achieved on thin-sections, in order to preserve the microstructural context of the analysed minerals. First, minerals were examined with backscattered electrons (BSE) (**Figure IV-18**), using a scanning electron microscope (SEM) at the CRHEA in Sophia Antipolis (Valbonne, France), to reveal the internal structure of the minerals. The operating conditions were 15 kV accelerating voltage and a 17 nA beam current. Second, in situ U–Th–Pb analyses were performed at Geosciences Montpellier (University of Montpellier, France) by laser ablation (LA)-ICP-MS using a Lambda Physik CompEx 102 Excimer laser coupled to an Element XR sector field ICP-MS at the AETE-ISO regional facility (OSU OREME). Laser spot sizes were 15 µm. Before analysis, the laser was first fired to clean the sample surface (ten pulses). The targeted mineral was subsequently ablated under ultrapure helium in a 15 cm³ circular-shaped ablation cell with an energy density of 12 J/cm² at a frequency of 2 Hz during 45 s. A gas blank was measured during 15 s before each analysis. Analyses of unknown monazite grains were bracketed by analyses of the Managotry monazite standard ([Montel et al., 1996](#); [Horstwood et al., 2003](#); [Paquette and Tiepolo, 2007](#)). Repeated analyses of this reference mineral were used to correct for inter-element fractionation and for mass bias factor corrections (see details in [Bosch et al., 2011](#)). Quoted ratios (see **Table IV-3**) correspond to measured ratios corrected for background and mass discrimination (+ elemental fractionation for the 206Pb/238U ratios). All ages have been calculated using the U and Th decay constants recommended by [Steiger and Jäger \(1977\)](#). Analytical data were plotted and ages were calculated using the IsoplotEx program ([Ludwig, 2003](#)). Individual analyses in **Table IV-3** and in Concordia plots (**Figure IV-19**) are ± 1σ errors, and uncertainties in ages are quoted in the text at the 2σ level.

A Migmatite CN12-04

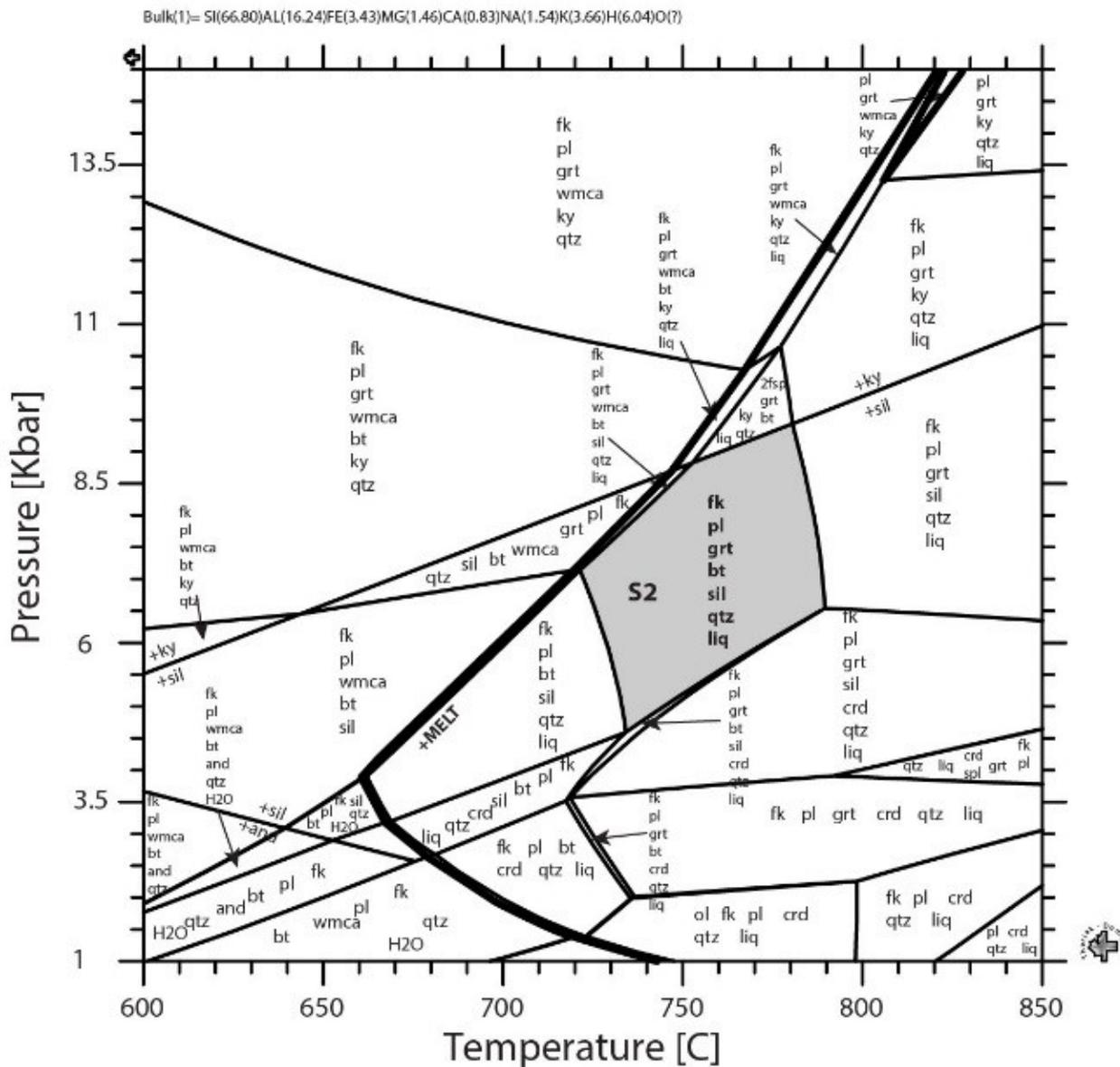


Figure IV-15 : Calculated *P-T* pseudosections. Mineral abbreviations used are from [Siivola and Schmid \(2007\)](#). A. for the migmatite CN12-04, zone 1. B. for the biotite + sillimanite paragneiss CN15-34, zone 2. C. for the chloritoid + muscovite + andalusite micaschist 1 CN15-32, zone 3.

C Micaschist CN15-32

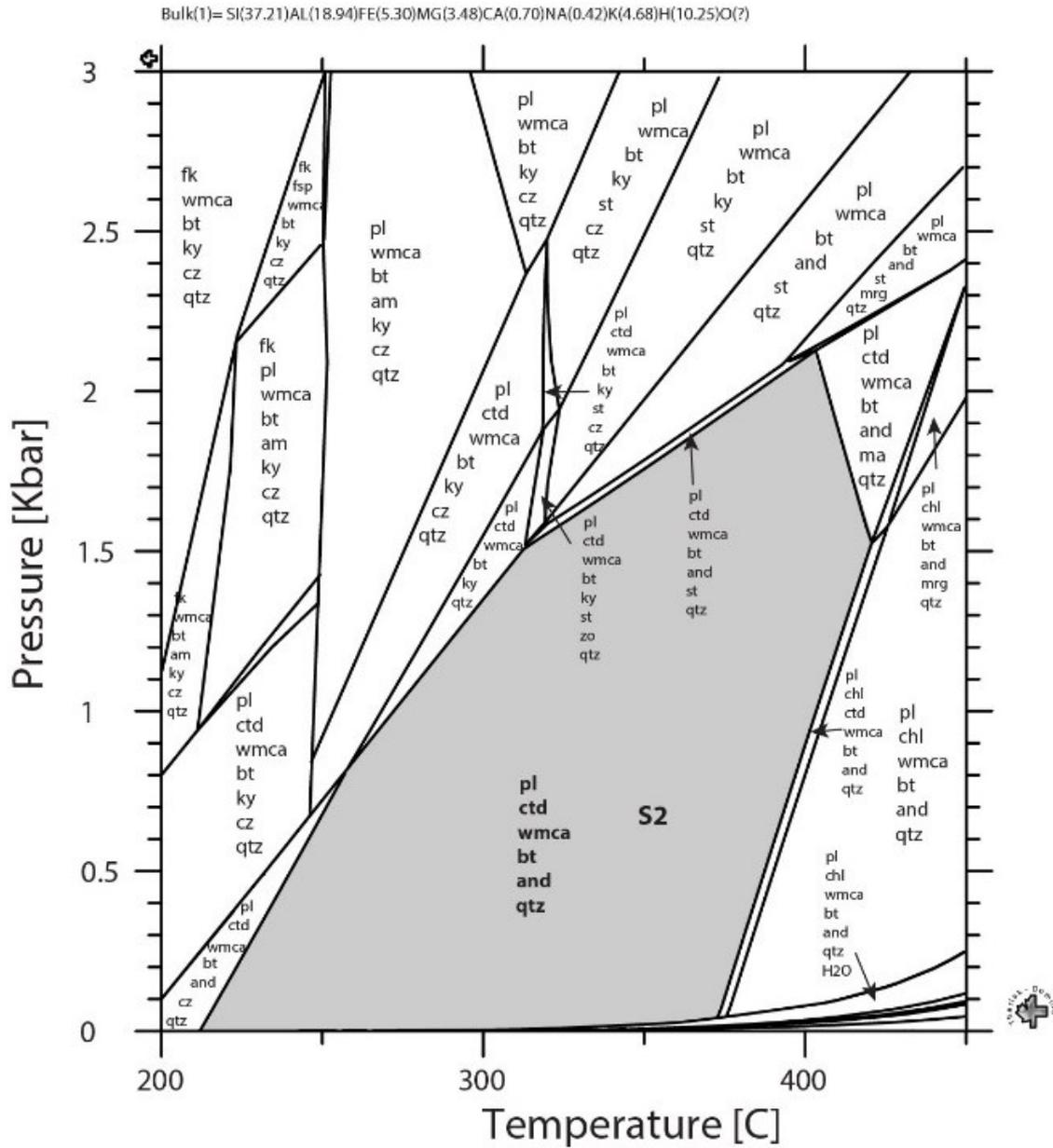


Figure IV-17 : continue

CHAPITRE IV – Évolution structurale, métamorphique et géochronologique du domaine d'Alboran dans la région de Cabo Negro

analyses	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/ U	208Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb	± (1σ)	207Pb/ 235U	± (1σ)	206Pb/ 238U	± (1σ)	Rho	Apparent		ages (Ma)		
													206Pb/ 238U	± (1σ)	207Pb/ 206Pb	± (1σ)	
gmatite CN12-04																	
Monazite																	
ha1	mnz1	37.7	7206	1427	5.05	1.016	0.0545	0.0019	0.0240	0.0010	0.0032	0.0001	0.56	20.5	0.5	392.2	76.9
ha2	mnz2	75.0	16005	1659	9.65	2.387	0.0568	0.0013	0.0255	0.0008	0.0033	0.0001	0.68	20.9	0.4	485.5	48.5
ha3	mnz3	98.9	21544	1549	13.90	3.662	0.0680	0.0015	0.0311	0.0009	0.0033	0.0001	0.70	21.3	0.5	867.2	44.8
ha4	mnz3	78.7	18156	1244	14.59	3.647	0.0780	0.0018	0.0353	0.0011	0.0033	0.0001	0.70	21.1	0.5	1146.3	45.1
ha8	mnz4	6.4	313	102	3.08	2.708	0.1760	0.0129	0.1016	0.0081	0.0042	0.0001	0.40	26.9	0.9	2615.8	116.9
agneiss CN15-01B																	
Monazite																	
hb1	mnz1	33	1999	433	4.61	0.886	0.7185	0.0245	2.2638	0.1013	0.0229	0.0007	0.65	145.6	4.2	4768.2	48.1
hb2	mnz2	18	3537	590	5.99	0.834	0.1194	0.0132	0.0573	0.0054	0.0035	0.0002	0.61	22.4	1.3	1946.7	185.0
hb3	mnz3	29	3354	645	5.20	1.295	0.2089	0.0161	0.1113	0.0066	0.0039	0.0002	0.83	24.9	1.2	2896.6	120.0
hb4	mnz3	9	2149	309	6.95	0.510	0.0888	0.0104	0.0389	0.0040	0.0032	0.0002	0.55	20.5	1.2	1399.0	208.6
hb5	mnz4	41	9531	1312	7.26	1.369	0.0614	0.0062	0.0269	0.0025	0.0032	0.0001	0.44	20.4	0.8	651.5	203.9
hb6	mnz5	98	20671	2995	6.90	1.482	0.0679	0.0033	0.0307	0.0014	0.0033	0.0001	0.48	21.1	0.4	864.0	98.6
hb7	mnz6	29	5468	806	6.79	1.473	0.0829	0.0061	0.0368	0.0024	0.0032	0.0001	0.52	20.7	0.7	1265.9	136.7
hb8	mnz6	127	28195	3029	9.31	2.106	0.0773	0.0036	0.0362	0.0015	0.0034	0.0001	0.56	21.8	0.5	1127.7	91.1
hb9	mnz7	65	10169	1841	5.52	1.145	0.1440	0.0065	0.0748	0.0029	0.0038	0.0001	0.70	24.3	0.6	2275.4	75.8
hb10	mnz8	89	17310	2768	6.25	1.403	0.0665	0.0044	0.0308	0.0019	0.0034	0.0001	0.49	21.6	0.6	821.8	133.3
hb11	mnz8	75	10991	2203	4.99	1.088	0.2200	0.0080	0.1265	0.0037	0.0042	0.0001	0.82	26.8	0.6	2980.7	57.7
hb12	mnz9	91	9686	1971	4.91	1.252	0.2685	0.0098	0.1605	0.0045	0.0043	0.0001	0.90	27.9	0.7	3297.0	56.1
hb13	mnz9	35	2832	600	4.72	0.807	0.3594	0.0173	0.2626	0.0158	0.0053	0.0002	0.60	34.1	1.2	3747.2	71.4
hb14	mnz10	86	17012	2742	6.20	1.261	0.0694	0.0036	0.0307	0.0014	0.0032	0.0001	0.53	20.7	0.5	910.1	103.1
hb15	mnz11	84	15367	2198	6.99	1.774	0.0820	0.0045	0.0383	0.0019	0.0034	0.0001	0.55	21.8	0.6	1244.8	103.0
ragneiss CN16-23																	
Monazite																	
he_1	mnz1	112	21538	2414	8.92	2.128	0.1250	0.0040	0.0610	0.0016	0.0035	0.0001	0.74	22.8	0.4	2028.4	55.6
he_2	mnz1	103	21282	2256	9.43	2.116	0.1136	0.0040	0.0556	0.0016	0.0036	0.0001	0.67	22.8	0.4	1857.0	61.7
he_3	mnz2	26	3074	676	4.55	1.005	0.2102	0.0142	0.1179	0.0061	0.0041	0.0002	0.86	26.2	1.2	2906.8	105.3
he_9	mnz3	107	15735	3185	4.94	1.226	0.0939	0.0044	0.0462	0.0019	0.0036	0.0001	0.63	23.0	0.6	1505.1	85.5
he_10	mnz4	24	2509	705	3.56	0.885	0.1308	0.0081	0.0651	0.0033	0.0036	0.0001	0.70	23.2	0.8	2109.0	104.9
he_11	mnz5	14	1182	315	3.75	0.795	0.1063	0.0052	0.0502	0.0021	0.0034	0.0001	0.63	22.1	0.6	1736.0	86.5
hogneiss CN13-04																	
Monazite																	
hc1	mnz1	146	10510	5002	2.10	0.601	0.1746	0.0059	0.0961	0.0026	0.0040	0.0001	0.83	25.7	0.6	2602.4	54.8
hc2	mnz2	100	10557	5048	2.09	0.461	0.0650	0.0028	0.0303	0.0012	0.0034	0.0001	0.54	21.7	0.4	775.3	86.5
hc3	mnz2	36	2994	1430	2.09	0.597	0.1396	0.0069	0.0687	0.0028	0.0036	0.0001	0.68	23.0	0.6	2222.5	82.7
hc9	mnz3	1186	86289	6448	13.38	2.606	0.5592	0.0103	0.8350	0.0198	0.0108	0.0002	0.62	69.4	1.0	4405.3	26.7
hc10	mnz3	624	20541	3495	5.88	1.829	0.4911	0.0214	0.5370	0.0301	0.0079	0.0003	0.63	50.9	1.8	4214.8	62.8
hc12	mnz4	2228	147949	5770	25.64	2.968	0.5422	0.0141	8.8231	0.0275	0.0110	0.0002	0.63	70.6	1.5	4360.3	37.7
hc13	mnz4	200	37900	5140	7.37	1.809	0.0774	0.0030	0.0367	0.0013	0.0034	0.0001	0.58	22.1	0.4	1132.5	75.5
hc14	mnz4	276	48970	3629	13.49	3.209	0.2074	0.0083	0.1233	0.0039	0.0043	0.0001	0.89	27.7	0.8	2885.3	63.5
hc15	mnz5	163	13370	4446	3.01	0.859	0.2809	0.0074	0.1856	0.0039	0.0048	0.0001	0.91	30.8	0.6	3368.1	40.6
hc16	mnz5	153	31324	3691	8.49	1.944	0.0605	0.0028	0.0295	0.0012	0.0035	0.0001	0.47	22.8	0.4	620.4	96.2
hc17	mnz6	283	58252	5298	10.99	2.821	0.0567	0.0025	0.0279	0.0011	0.0036	0.0001	0.48	22.9	0.4	480.7	93.8
hc18	mnz7	80	11251	3848	2.92	0.581	0.0535	0.0029	0.0247	0.0013	0.0033	0.0001	0.41	21.5	0.4	351.3	119.6
hc19	mnz8	216	36434	3857	9.45	2.764	0.0554	0.0030	0.0279	0.0014	0.0037	0.0001	0.43	23.5	0.5	430.0	114.8
hc20	mnz8	292	49040	4839	10.13	2.886	0.0683	0.0060	0.0342	0.0028	0.0036	0.0002	0.51	23.4	1.0	876.2	171.8
hc21	mnz8	426	51597	4646	11.10	2.997	0.3055	0.0102	0.2324	0.0059	0.0055	0.0001	0.93	35.5	0.8	3498.5	50.8
hc27	mnz9	74	6742	3879	1.74	0.350	0.1003	0.0044	0.0483	0.0019	0.0035	0.0001	0.59	22.5	0.5	1629.7	79.9
hc30	mnz10	163	5916	1112	5.32	1.547	0.2037	0.0092	0.1196	0.0043	0.0043	0.0001	0.85	27.4	0.8	2856.2	71.8
hc31	mnz10	39	2051	456	4.50	0.775	0.2748	0.0136	0.1808	0.0067	0.0048	0.0002	0.97	30.7	1.1	3333.6	75.1
hc34	mnz11	178	33728	3804	8.87	1.978	0.1503	0.0060	0.0818	0.0028	0.0039	0.0001	0.75	25.3	0.6	2349.7	66.9
hc35	mnz11	49	7486	2006	3.73	0.701	0.1345	0.0068	0.0678	0.0029	0.0037	0.0001	0.71	23.6	0.7	2156.9	85.2
hc36	mnz12	89	8221	5336	1.54	0.273	0.0550	0.0026	0.0253	0.0011	0.0033	0.0001	0.49	21.4	0.4	413.4	100.8

Table IV- 3 : Results of the U-Th-Pb La-ICP-MS analysis of monazites from the migmatite CN12-04, the biotite-sillimanite paragneisses CN15-01B and biotite-sillimanite CN16-23, and the orthogneiss CN13-04.

IV.2.6.2. Results

IV.2.6.2.1. Zone 1: Migmatitic orthogneiss CN13-04

Twelve monazite grains have been dated in the orthogneiss CN13-04. This sample is highly retromorphosed: biotite is replaced by chlorite and feldspar are replaced by muscovite. In this sample the S2 and S3 foliation are visible. The S3 foliation is underlined mainly by muscovite (this mineral is purely posterior to the S2 foliation). The dated monazite grains are present (i) within the S2 foliation, in contact with biotite, quartz and/or feldspar (ii) and within the S3 foliation in contact with muscovite. Under BSE imaging, five monazites (mnz 1, 2, 9, 10 and 12) display a homogeneous structure, whereas four show a light grey core surrounded by a dark grey rim (**Figure IV-18A**; mnz 3, 4, 5 and 11) and three have irregular light grey patches (mnz 6, 7 and 8) suggesting chemical zonation of the monazite grain (e.g. [Bosch et al., 2002](#)). The monazites all contain inclusions and have irregular shape. Despite the observed differences in textural position and internal structures, monazite analyses display a single alignment in the Concordia diagram (**Figure IV-19A**) and provide an intercept age of 21.46 ± 0.38 Ma (MSWD = 1.8).

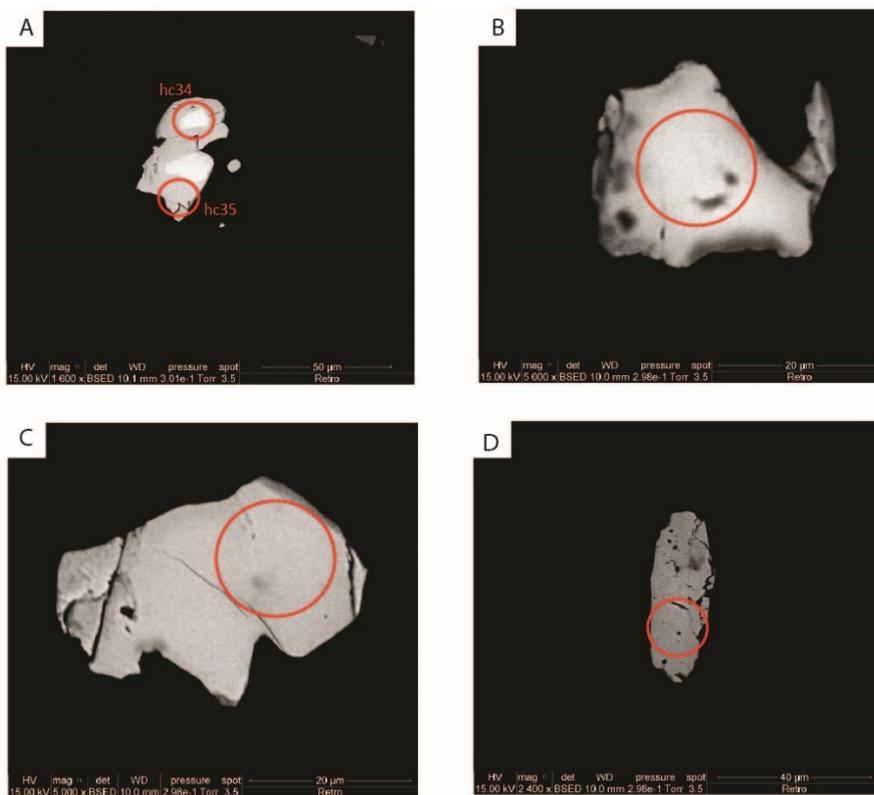


Figure IV-18 : Backscattered electron (BSE) of monazite dated grains within the different rocks. Locations of U–Th–Pb analyses are circled in BSE images. . Monazite grain exhibiting light grey core and dark grey rim in the CN13-04 orthogneiss. B. Monazite grain with light grey patches in the migmatite CN12-04. C. Monazite grain with light grey patches in the biotite-sillimanite bearing paragneiss CN15-01B. D. Homogeneous monazite grain with inclusions in the biotite-sillimanite bearing paragneiss CN16-23.

IV.2.6.2.2. Zone 1: Migmatitic paragneiss CN12-04

The four dated monazite (mnz) grains are located within the metamorphic foliation (S2) of the migmatite, in contact with biotite, quartz and/or feldspar. Three (mnz1, 3 and 4) present no chemical zoning, whereas one monazite presents irregular dark grey patches (mnz 2; **Figure IV-18B**). Monazite analyses display a single alignment in the Concordia diagram (**Figure IV-19B**) and provide an intercept age of 21.32 ± 0.53 Ma (MSWD = 0.5).

IV.2.6.2.3. Zone 2: Paragneiss CN15-01B

Eleven monazite grains have been dated in this paragneiss. These monazite grains are present within the S2 foliation, in contact with biotite, quartz and/or feldspar. They have irregular shape and are within the metamorphic foliation (S2). Four monazites (mnz 4, 5, 10 and 11) present chemical zoning with irregular dark grey patches (**Figure IV-18C**), others display a homogeneous structure. The monazites sometimes contain inclusions (mnz 3, 4, 6-11; **Figure IV-18C**). Despite the observed differences in internal structures, monazite analyses display a single alignment in the Concordia diagram and provide an intercept age of 20.55 ± 0.37 Ma (**Figure IV-19C**).

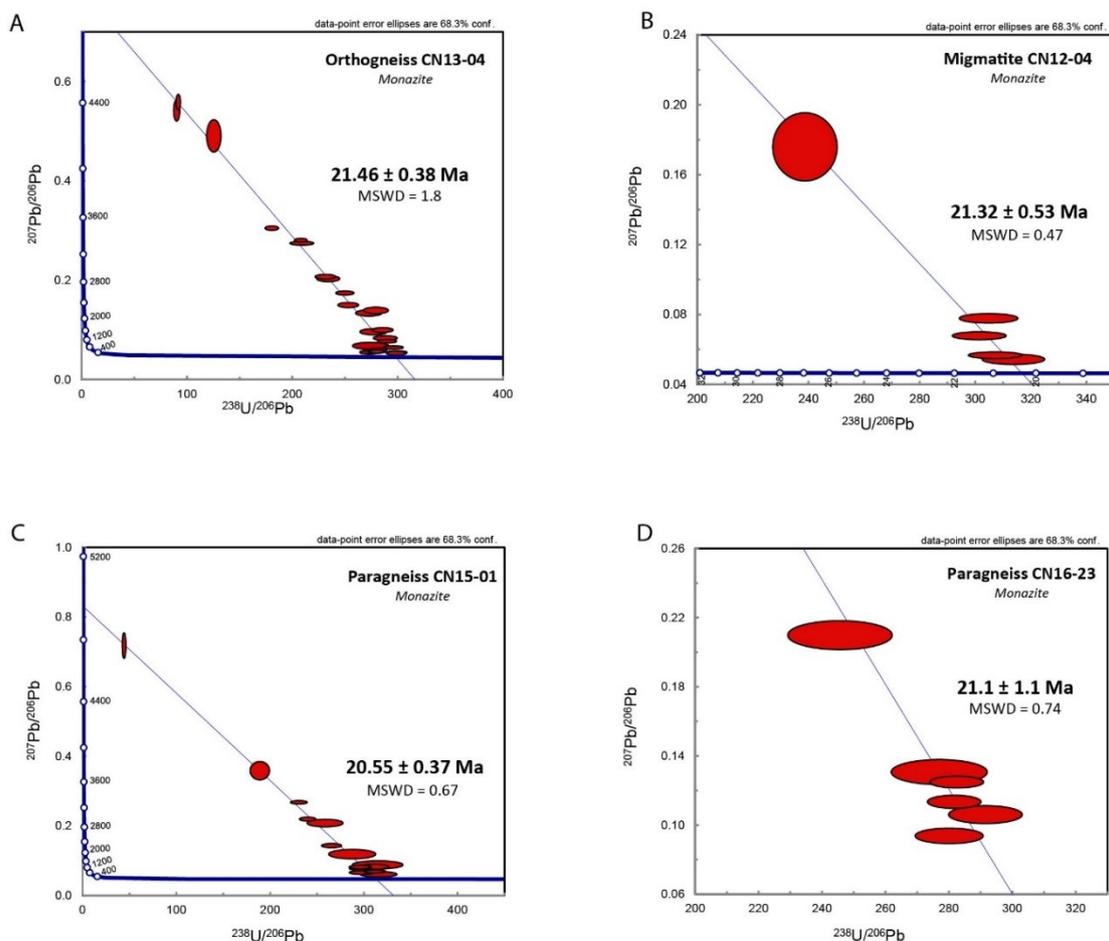


Figure IV-19 : Tera Wasserburg diagrams for the geochronological data on monazite. A. From the orthogneiss CN13-04. B. From the migmatite CN12-04. C. From the biotite-sillimanite bearing paragneiss CN15-01B. D. From the biotite-sillimanite bearing paragneiss CN16-23.

IV.2.6.2.4. Zone 2: Paragneiss CN16-23

Five monazite grains have been dated in this paragneiss. They are elongated in the metamorphic foliation (S2) in contact with biotite, quartz and/or feldspar and present no chemical zoning (**Figure IV-18D**), whereas they all contain inclusions. In a Concordia diagram (**Figure IV-19D**), a regression through the data points yields an intercept age of 21.1 ± 1.1 Ma (MSWD = 0.7).

IV.2.7. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating

IV.2.7.1. *Analytical method*

To complete U-Pb datings we chose one sample, a micaschist (CN16-12) from zone 5 with muscovite crystallized within the S2 foliation and without inherited muscovite.

Samples were crushed and the 100-315 μm size fraction was cleaned in an ultrasonic bath. Ten grains of muscovite were carefully handpicked under a binocular microscope to select only grains without evidence of alteration or inclusions. Selected grains were packaged in aluminum foils and were irradiated for 97 hours in the McMaster Nuclear Reactor (Hamilton, Ontario, Canada) together with Fish Canyon sanidine grains as flux monitor (28.030 ± 0.056 Ma, Jourdan and Renne, 2007). The argon isotopic interferences on K and Ca were determined by the irradiation of KF and CaF₂ pure salts from which the following correction factors were obtained: $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 2.97 \times 10^{-2} \pm 10^{-3}$ at 1σ , $(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 1.24 \times 10^{-2} \pm 5 \times 10^{-4}$ at 1σ , $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 7.27 \times 10^{-4} \pm 4 \times 10^{-5}$ at 1σ , and $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 2.82 \times 10^{-4} \pm 3 \times 10^{-5}$ at 1σ . $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating analyses were performed at Geoazur Nice (France) using a continuous 100 W PhotonMachine CO₂ (IR) laser used at 5-15% during 30 s. Argon isotopes were measured in static mode using an ARGUS VI mass spectrometer from Thermo-Fischer. Measurements were carried out in multi-collection mode using four Faraday cups equipped with 10^{12} ohm (masses 40, 39, 38 and 37) and one low-background compact discrete dynode to measure mass 36. Collector gain calibration is performed by the computer-controlled application of predetermined voltages to each collector. Mass discrimination for the mass spectrometer was monitored by regularly analyzing air pipette volumes. The raw data were processed using the ArArCALC software (Koppers, 2002), and ages were calculated using the decay constants given by Steiger and Jäger (1977). Blanks were monitored after every three sample analyses. All parameters and relative abundance values are provided in **Table IV-4** and have been corrected for blanks, mass discrimination, and radioactive decay. Atmospheric ^{40}Ar was estimated using a value of the initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ of 298.56 (Lee et al., 2006). Our criteria for the determination of a plateau are as follows: a plateau must include at least 70% of ^{39}Ar released, over a minimum of three consecutive steps agreeing at 95% confidence level. Plateau ages are given at the 2σ error level, and the plateau age uncertainties include analytical and J-value errors. All the errors on the inverse isochron, total fusion ages, and initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratios are quoted at the 2σ error.

sample	Step n°	Laser power (%) (%)	³⁶ Ar(a) (fA)	³⁷ Ar(ca) (fA)	³⁸ Ar(cl) (fA)	³⁹ Ar(k) (fA)	⁴⁰ Ar(r) (fA)	Age (Ma)	± 2σ	⁴⁰ Ar(r) (%)	³⁹ Ar(k) (%)	K/Ca	± 2σ
Micaschist CN16-12 muscovite	1	6	0.0144785	0.4099487	0.0841059	1.2731715	0.5804636	5.6197613	2.60	11.9162059	6.1768610	1.3354446	22.19
	2	8	0.0104000	2.8574032	0.0000000	1.4515580	2.3868035	20.1864882	3.25	43.6019018	7.0423127	0.2184396	0.47
	3	10	0.0031227	-1.0155652	0.0000000	1.1713774	2.7464484	28.7161682	3.15	74.6203292	5.6830017	-0.4959724	3.61
	4	14	0.0038322	-0.0913059	0.0143221	4.2084513	9.7662039	28.4243486	1.32	89.2755790	20.4175313	-19.8194714	1184.66
	5	18	0.0055898	0.3905976	0.0430738	3.5655637	8.4234393	28.9325756	1.57	83.3196677	17.2985270	3.9252478	56.70
	6	22	0.0046166	0.3484297	0.0344146	2.3202254	5.3848517	28.4269516	2.35	79.5218569	11.2567004	2.8634097	50.37
	7	28	0.0051579	0.6494935	0.0233298	3.1871860	8.0980987	31.0985890	1.34	83.8907890	15.4628069	2.1100905	18.44
	8	35	0.0084605	1.6008753	0.0068499	1.5630741	4.1565832	32.5348609	2.85	62.3006502	7.5833395	0.4198465	1.50
	9	45	0.0063615	1.1421521	0.0353458	0.8055504	2.7217662	41.2383664	6.38	59.0483153	3.9081717	0.3032754	1.75
	10	55	0.0075367	-0.5743626	0.0288639	0.2817854	0.3671042	16.0122160	16.81	14.1360454	1.3670971	-0.2109603	2.41
	11	100	0.0480650	0.0350802	0.0603270	0.7840066	0.8889552	13.9440656	9.18	5.8872163	3.8036508	9.6100543	1691.31

 Table IV-4 : ⁴⁰Ar-³⁹Ar results on muscovite within micaschist CN16-12

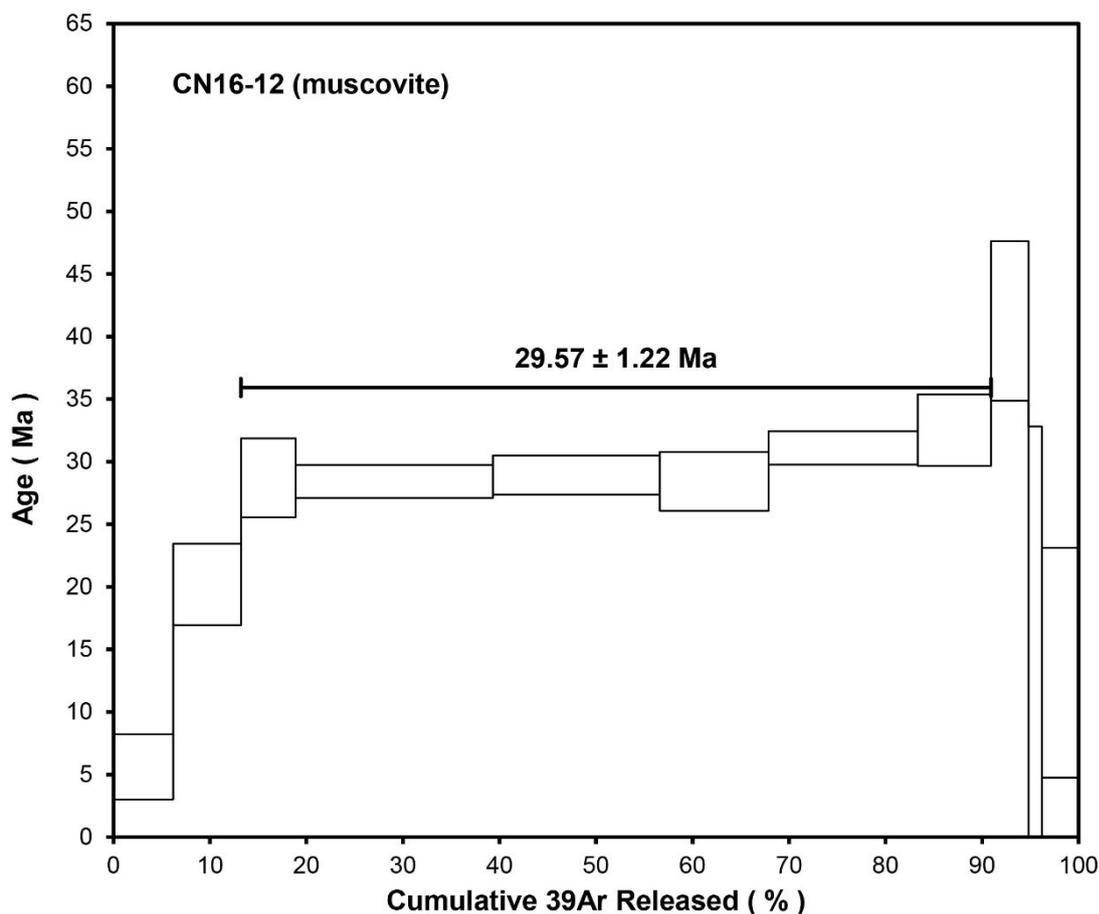


Figure IV-20 : ^{40}Ar - ^{39}Ar plateau ages obtained on muscovite from the sample muscovite+chlorite micaschist 3 CN16-12.

IV.2.7.2. Results

IV.2.7.2.1. Zone 5: micaschist CN16-12

One grain of muscovite was analyzed and yielded a plateau age at 29.6 ± 2.4 Ma (MSWD = 2.89) corresponding to 78% of ^{39}Ar released in 6 steps (**Figure IV-20**). The inverse isochron for the plateau steps gives a slightly younger but concordant age at 27.92 ± 2.1 Ma (MSWD = 1.68; initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of 376.1 ± 89.4) (not presented). The plateau-age at 29.6 ± 2.4 Ma is considered as the best age estimate.

IV.2.8. Discussion

IV.2.8.1. Interpretation of geochronological data

Our new U/Pb geochronological analyses, in Cabo Negro, on syn-S2 monazite within migmatite, paragneiss and orthogneiss (i.e. Filali and Monte Hacho units) give ages at ca. 21

Ma whereas $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ analyses on syn-S2 muscovite within a micaschist (i.e. Ghomarides unit) give an older age at ca. 29 Ma.

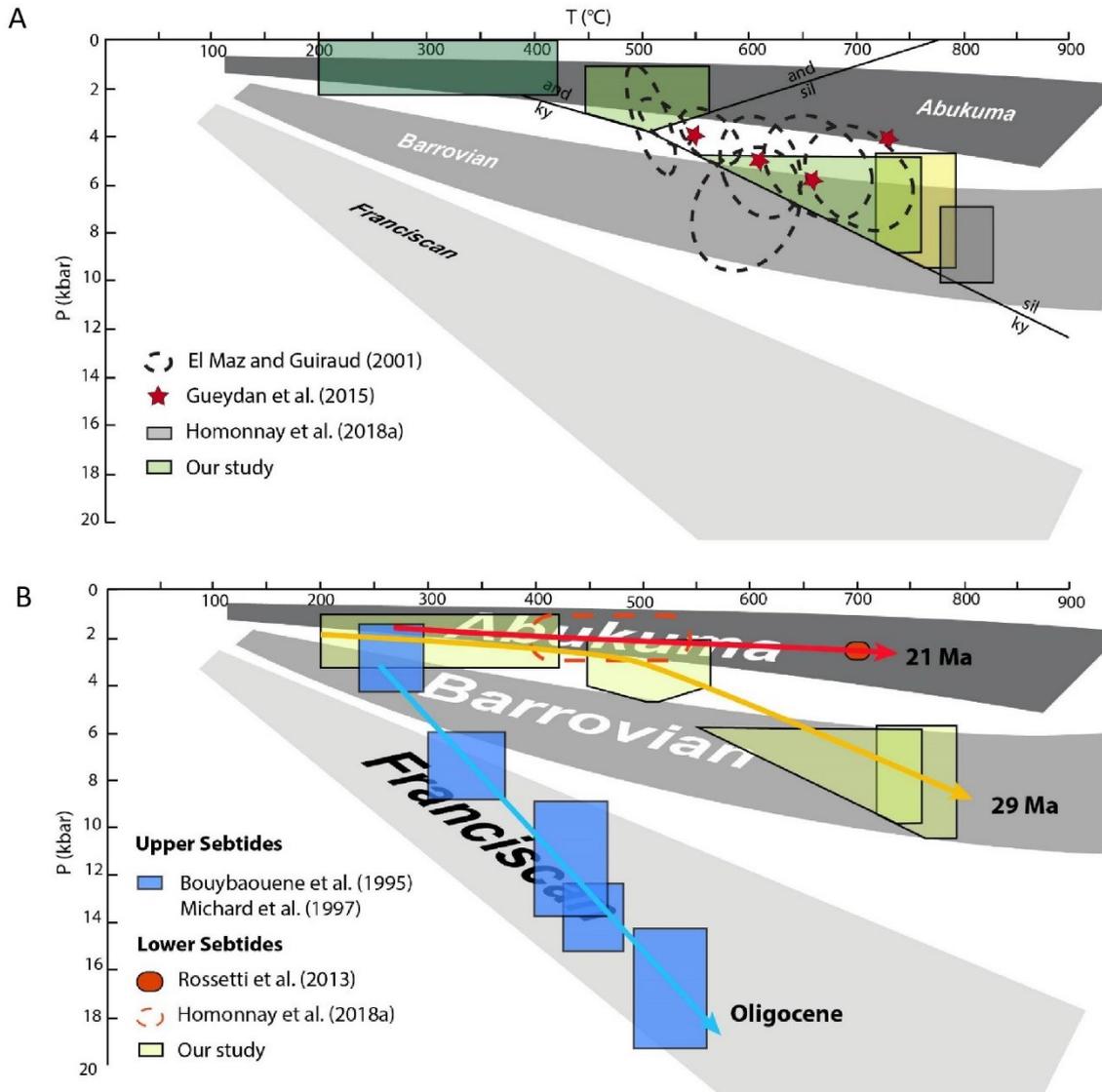


Figure IV-21 : P-T diagrams. A. Summary P-T diagrams comparing our results for the D2 metamorphic conditions for metapelites unit with those of the internal Rif. In yellow for migmatite, in light green for paragneiss and in dark green for micaschist. B. P-T diagram showing different pale-gradients for: (i) the Upper Sebtides (in blue) during Oligocene deduced from Bouybaouène et al. (1995) and Michard et al. (1997); (ii) and the Lower Sebtides during Oligocene (in yellow) deduced from our estimated P-T conditions and during early Miocene in red deduced from Homonnay et al. (2018a) and Rossetti et al (2013).

It is noteworthy that two chronological systems (i.e. Ar/Ar on muscovite and U-Pb on monazite) on minerals texturally in equilibrium with S2 fabrics yield different ages. Generally, the U-Pb chronometer of monazite is used in rocks from moderate to high-grade metamorphic terranes (closure temperature $\geq 725 \pm 25^\circ\text{C}$ after Copeland et al., 1988). The ^{40}Ar - ^{39}Ar chronometer of muscovite allows to determine medium to low temperature absolute time constraints (closure temperature of $405\text{--}425^\circ\text{C}$ e.g. Harrison et al., 2009). Several studies have demonstrated the robustness of the U-Pb system in monazite up to $800\text{--}950^\circ\text{C}$ (e.g. Cherniak et

al., 2004; Dewolf et al., 1996; Kalt et al., 2000). Nevertheless, it has been demonstrated that temperature is not the main parameter responsible for the closure of the isotopic systems in deformed rocks. Indeed fluid induced dissolution and reprecipitation can be responsible for the closure of the isotopic system of the monazite even at low temperature (e.g. Seydoux-Guillaume et al., 2012; Williams et al., 2011; Bosse and Villa, 2019). Such resetting processes have been already highlighted in the Internal Rif (Chalouan and Michard, 1990; Montel et al., 2000; Janots et al., 2006; Michard et al., 2006; Negro et al., 2006; Chalouan et al., 2008; Rossetti et al., 2010; Homonnay et al., 2018a).

At Cabo Negro, our geochronological investigations in the metamorphic rocks located in the lowermost stratigraphic position of internal units (Filali and Monte Hacho units) furnished ages at ca. 21 Ma (U-Th-Pb on monazite, this work; ^{40}Ar - ^{39}Ar on biotite and muscovite; Romagny, 2014). The age at ca. 29 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar on muscovite) was obtained in the units located in the uppermost stratigraphic position (Ghomarides unit) where the D3 tectono-metamorphic event is less developed. Otherwise, a similar age at circa 28 Ma was obtained in the Ghomarides unit in Beni Bousera massif (^{40}Ar - ^{39}Ar on muscovite, Romagny, 2014). Furthermore, in one sample (CN13-04, from Monte Hacho unit), the D2 and D3 deformations are recorded and all monazites, whatever their structural position (within the S2 or S3 foliation), furnished ages around 21 Ma. We thus propose that the age discrepancy observed between syn-S2 minerals (muscovite and monazite) reflect different crystallization ages. This could be explain by dissolution and reprecipitation of monazite at ca. 21 Ma, induced by fluid circulation, during the D3 tectono-metamorphic phase, only in high grade metamorphic units; whereas age at ca. 29 Ma is preserved in low grade units where the D3 metamorphic phase has no impact, and date the D2 tectono-metamorphic event.

At the scale of the Rif belt, older ages at ca. 26 and 28 Ma have already been reported in the Filali unit in the Ceuta Peninsula by U/Pb monazite dating and related to the compressional D2 phase (Homonnay et al., 2018a). Ages at ca. 21 Ma are well documented in the lower Sebtides units (Chalouan et al., 2008; Gueydan et al., 2015; Homonnay et al., 2018a) and linked to an extensional tectonic coeval with Oligocene to early Miocene basin opening (Feinberg and Olivier, 1990; Ouazzani-Touhami and Chalouan, 1995; El Kadiri et al., 2006; Serrano et al., 2006, 2007).

IV.2.8.2. Geodynamic implication

In the internal Rif, the Ghomarides units are usually described as nappes overlying the Sebtides units (e.g. Michard et al., 1983 and reference therein; Chalouan et al., 2008). Nevertheless, our structural and petrological studies in Cabo Negro have never evidence a metamorphic gap or a tectonic contact between these two units. The transition between micaschists from Filali to Ghomarides units is progressive and in accordance with foliation and lineation trajectories. The only major tectonic contact identified in Cabo Negro is between the metapelites from the Filali unit and the orthogneisses from the Monte Hacho unit. Consequently, in Cabo Negro area, our data suggest a structural continuity between the Filali (i.e. Lower Sebtides) and Ghomarides units.

Metapelitic rocks are characterized by a main regional S2 foliation with a metamorphic grade increasing toward the bottom (from Ghomarides to Filali unit). This main foliation is contemporaneous of a compressional tectonic regime developed during the Oligocene (at ca. 29 Ma). The P-T pseudosections allow us to specify the metamorphic conditions for these units. In the micaschists, the S2 assemblage developed below 2.2 kbar and 420°C. In the paragneisses relics of staurolite and andalusite indicate a first step for the metamorphic conditions at 450-550°C and 2-4 kbar. Then paragneisses mineral assemblage evolved to reach conditions characteristic of low-pressure amphibolite/granulite facies conditions (550-760°C and 4.6-8.8 kbar). The S2 ubiquitous assemblage in migmatite is characteristic of intermediate to low-pressure granulite facies conditions (720-790°C and 4.5-9.5 kbar). These P-T conditions observed along the continuous Cabo Negro cross-section define a LP- to MP-HT metamorphic gradient in transition between Abukuma (LP-HT) and Barrovian (MP-MT) types (**Figure IV-21**).

The P-T conditions calculated for the metapelite unit in Cabo Negro are consistent with those reported in the Filali unit in other part of the internal Rif (**Figure IV-21A**). In Beni Bousera, P-T conditions for gneisses and micaschists were estimated at 500-700°C, 3.5-7 kbar (El Maz and Guiraud, 2001) and 550-730°C and 3-6 kbar (Afiri, 2011; Gueydan et al., 2015). In Ceuta Peninsula the metamorphic conditions for the migmatitic paragneisses were calculated at 780-820°C and 7-10 kbar (Homonnay et al. 2018a). All these data attest to a same paleo-metamorphic gradient (in transition between Abukuma/Barrovian types). This LP/MP-HT gradient contrasts with the Alpine HP-LT gradient described in the Upper Sebtides (Bouybaouene et al., 1995; Michard et al., 1997; Janots et al., 2006).

Interpretation of these two different metamorphic gradients is an important issue for the geodynamic interpretation of the Rif orogeny. Two hypothesis must be discussed (El Maz et al., 2003; Gueydan et al., 2015): (i) in the Lower Sebtides, the HT metamorphic episode has totally erased the trace of previous HP-LT metamorphism; (ii) the Lower Sebtides never underwent HP-LT Alpine metamorphism, the latter being developed only in the Upper Sebtides. In the first hypothesis, the contrasted metamorphic gradients are necessarily diachronic, while following the second hypothesis they can be contemporaneous.

As until now, there has never been found any mineralogical record of HP-LT metamorphism in the Lower Sebtides (El Maz et al., 2003), and because the new data presented in this paper support the fact that the two metamorphic gradients are penecontemporaneous, we favour the second hypothesis.

In the framework of a Rif orogeny driven by Alpine subduction, the close proximity of metamorphic units with radically contrasted, but coeval, metamorphic conditions is clearly compatible with a model of paired metamorphic belt (Miyashiro, 1961; Brown, 2010). This is also consistent with previous results obtained in Lower Sebtides from Ceuta Peninsula, where Oligocene HT metamorphism is contemporaneous with emplacement of calc-alkaline arc-magmatism (Homonnay et al., 2018a, 2018b). Indeed, magmatic arcs and back-arc regions are recognized as a suitable tectonic setting for the development of regional LP/HT metamorphism (Miyashiro, 1961; Oxburgh and Turcotte, 1970; Ernst, 1973). The duality of thermal environments, HT/LP-MP metamorphism in the upper plate, and HP/LT metamorphism within the down-going lower plate, is typical for modern subduction systems. Therefore, if, as we propose, the model of paired metamorphic belt is viable to account for the Oligocene tectono-

metamorphic evolution of the western internal Rif, we have to postulate that the Ghomarides together with Lower Sebtides and the Upper Sebtides are respectively the upper and the lower plates of a single subduction system (**Figure IV-22**). In this case, the character of the paleo-gradient depicted in the upper plate, evolving from Abukuma to Barrovian (**Figure IV-21B**), could reflect the thickening of the magmatic arc. The latter is followed throughout the early Miocene by the development of a LP-HT metamorphism (1-3 kbar and 400-550°C; [Homonnay et al., 2018a](#)) associated with granitic dikes emplaced at 2-3 kbar and 700°C ([Rossetti et al., 2013](#)) (**Figure IV-21B**). This reflects the transition from a thick arc to a back arc evolution during lithosphere thinning linked to slab rollback and the opening of the Alboran basin ([Comas et al., 1999](#); [Platt et al., 2003](#); [Martínez-García et al., 2017](#)) (**Figure IV-21**).

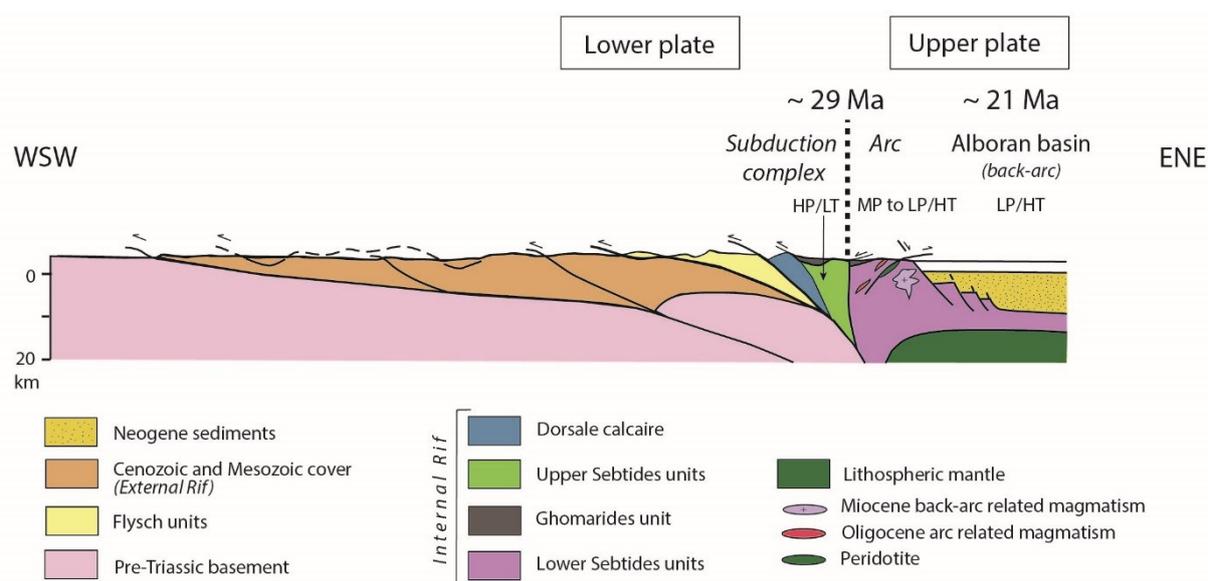


Figure IV-22 : Schematic cross-section of the Rif belt (modified from [Chalouan et al. 2008](#) and [Homonnay et al., 2018b](#)). HP/LT: high pressure/ low temperature. MP to LP/HT: medium pressure to low pressure/high temperature. HT/LP: high temperature/ low pressure.

IV.2.9. Conclusions

- 1- In the region of Cabo Negro, Morocco internal Rif, the Lower Sebtides (i.e. Filali unit) and the Ghomarides units are in structural continuity.
- 2- The metamorphic rocks of both units recorded a major and consistent LP-HT metamorphic gradient developed during the Oligocene (ca. 29 Ma).
- 3- The Oligocene LP-HT metamorphism is contemporaneous with the development of HP/LT metamorphism in the Upper Sebtides in the internal Rif.
- 4- In the framework of an orogeny driven by subduction processes, as today accepted for the Betic-Rif belt, a model of Oligocene paired metamorphic belt is viable and accounts for the tectono-metamorphic evolution of the western internal Rif. In this hypothesis, the Lower Sebtides and the Ghomarides must be considered as the upper plate of the subduction system active during Oligocene times.

- 5- A late extensional event (ca. 21 Ma) is recorded within the whole internal Rif units. This event is related to lithospheric thinning during back-arc opening of the Alboran basin.

IV.2.10. Acknowledgements

The field work was supported by the FP7-IRSESMEDYNA project.

IV.2.11. Appendix

Mineral	Abbreviation	Reference	End-members
Biotite	Bt	White et al., 2007	phlogopite, annite2, obiotite, eastonite, tbiotite
Phengitic White Mica	Ph	Coggon and Holland, 2002	muscovite, celadonite, Fe-celadonite, paragonite
Garnet	Grt	White et al., 2007	almandine, pyrope, grossular
Cordierite	Crd	Holland and Powell, 1998	cordierite, Fe-cordierite, Mn-cordierite, hydr-cordierite
Feldspar	Fsp	Baldwin et al., 2005	sanidine, high-albite, anorthite
Staurolite	Stau	Holland and Powell, 1998	Mg-staurolite, Fe-staurolite, Mn-staurolite
Chloritoid	Chtd	White et al., 2000	Mg-chloritoid, Fe-chloritoid, Mn-chloritoid
Chlorite	Chl	Holland et al., 1998	silica8.liq, albite.liq, K-feldspar.liq, anorthite.liq, sillimanite8.liq, forsterite8.liq, fayalite8.liq,
Melt	Liq	White et al., 2007	H2O.liq

Appendix IV-1 : Solid solution models used for computation of phase diagrams with Theriak-Domino software.

IV.3. LES DÉFORMATIONS TARDIVES

Deux phases de compression tardives post-Burdigalien par rapport aux phases de déformation D2 et D3 ont été identifiées :

- (iii) une phase de compression WSW-ENE, D4, associée à des plis d'axe majoritairement N-S à NNW-SSE.
- (iv) une phase de compression NNE-SSW, D5, associée au développement de plis d'axe ESE-WNW.

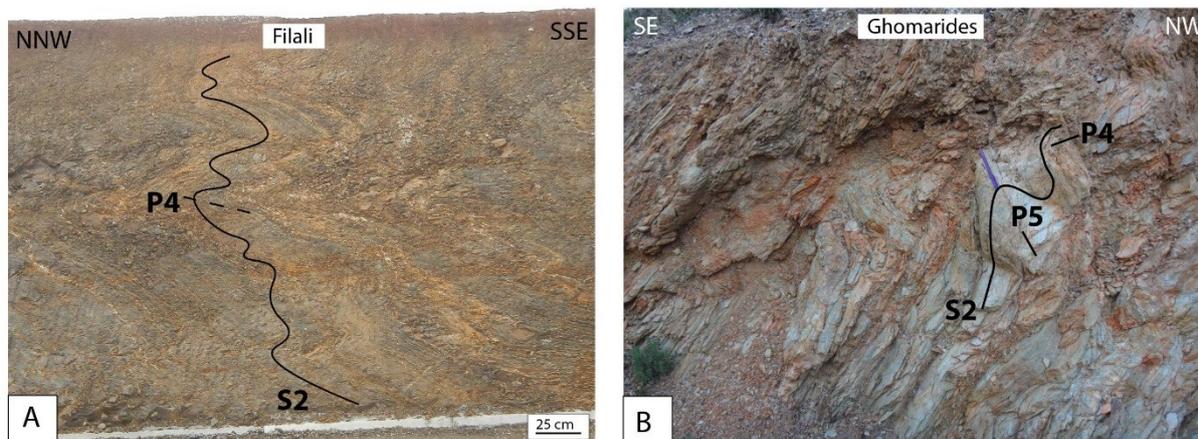


Figure IV-23 : Plis tardifs correspondant aux phases de compression D4 et D5. A. Plis P4 dans l'unité de Filali. B. Pli P5 perturbant un pli P4 et créant des structures d'interférence dans l'unité des Ghomarides.

La phase de plissement P4, plisse la foliation principale S2 observées dans les unités du domaine interne (Sebtides et Ghomarides) (**Figure IV-23**). Ces plis P4 centimétriques à métriques présentent des axes N-S à NNW-SSE (N0-160) plongeant faiblement (10-15°) majoritairement vers le N ou le NNW. Les plans axiaux de ces plis plongent modérément (30-35°) vers l'E-SSE. Ces plis d'échelle métrique à décimétrique (**Figure IV-23A**) sont contemporain de la formation de l'antiforme de Cabo Negro (pli en genou dont la charnière se trouve au niveau des migmatites).

Une phase tardive de plissement P5 d'axe orienté globalement ESE-WNW (N90-110), faiblement pentés (0-10°) (**Figure IV-6**) plisse la foliation principale S2 ainsi que les plis P4 (**Figure IV-23B**), créant des structures d'interférence de plis de type 3 ([Ramsay, 1967](#)). Les plans axiaux de ces plis plongent modérément (30-50°) vers le SSE.

Les projections stéréographiques des données structurales (S2, L2) ont été établies à partir des mesures réalisées dans les unités des Ghomarides et Sebtides inférieures (**Figure IV-6**). Les plans des foliations S2 sont dispersés selon une direction moyenne NNW-SSE (**Figure IV-6**). Une petite composante vers l'ENE-WSW est également visible. La projection des linéations L2 montre aussi une forte dispersion des données avec une tendance vers le NNW-SSE (**Figure IV-6**). La dispersion observée aussi bien pour les directions de foliation S2

que pour les directions de linéations L2 suggère que celles-ci soient réorientées pendant plusieurs phases de déformation postérieures.

La carte des trajectoires des foliations majeures S2 (**Figure IV-24A**) établie à partir des données de terrain et des données de la littérature (Kornprobst and Durand-Delga, 1985b), montre que les foliations S2 sont plissées selon des plis d'axe NNW-SSE. Cependant, par endroit les trajectoires de foliations sont perturbées et s'orientent selon une direction W à NW. Les données de linéation L2 étant moins nombreuses il est difficile d'établir une tendance des trajectoires sur l'ensemble de la zone d'étude, bien que par endroit les trajectoires semblent être perturbées par des plis d'axe E-W (**Figure IV-24B**).

Ces phases de plis tardives sont aussi visibles dans la région de Ceuta et affectent les formations d'âge Oligocène-Burdigalien (Feinberg et al., 1990) du bassin de Fnideq, ce qui permet d'envisager un âge post-Burdigalien pour ces deux phases compressives.

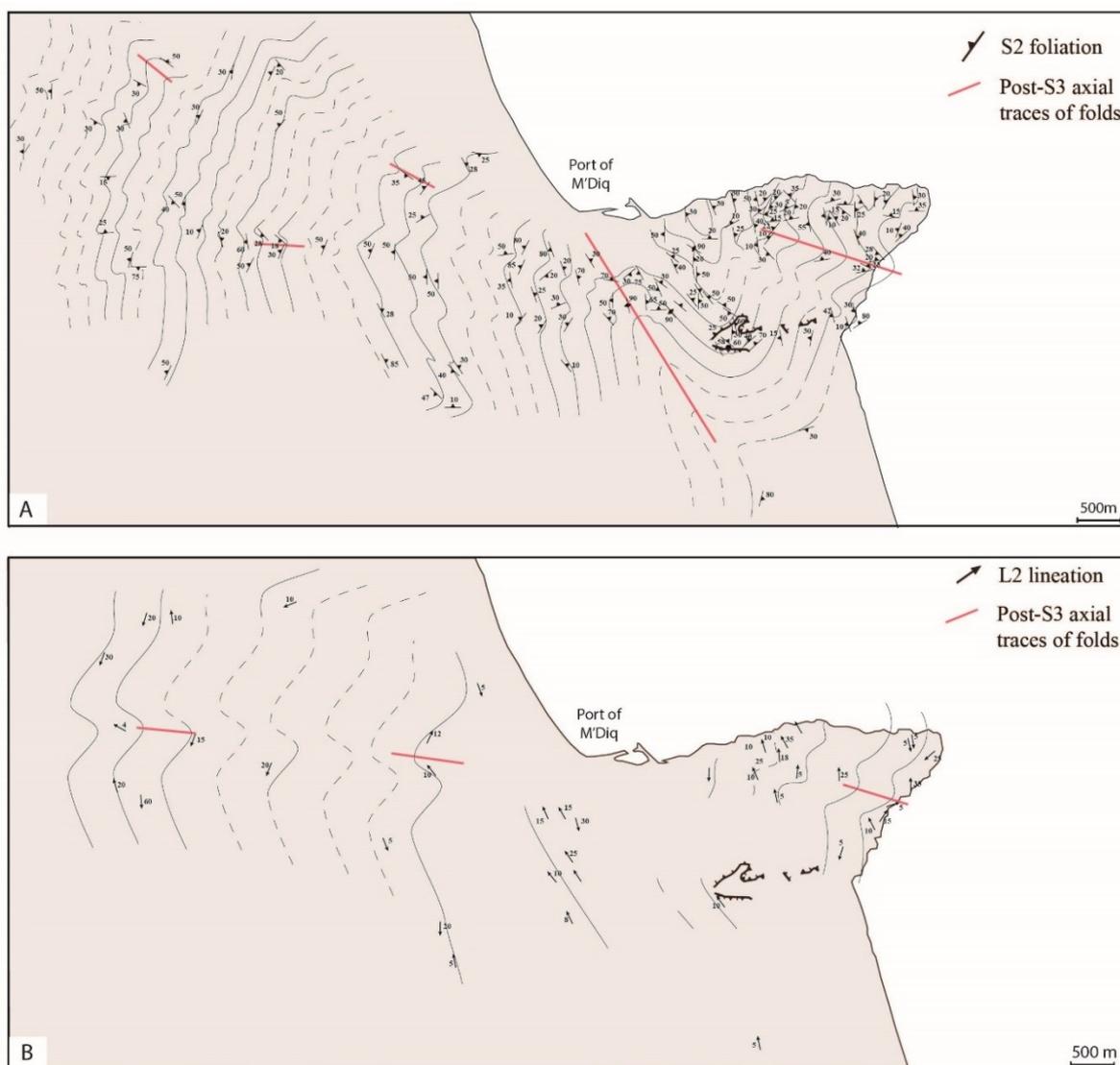


Figure IV-24 : A. Carte des trajectoires des foliations S2 sur l'ensemble de la région de Cabo Negro et axes des plis post D3 déduits. B. Carte des trajectoires des linéations L2 sur l'ensemble de la région de Cabo Negro et axes des plis post D3 déduits.

IV.4. SYNTHÈSES DES RESULTATS

L'ensemble des données récoltées dans la région de Ceuta a permis d'établir les points suivants :

Les unités métamorphiques des Sebtides inférieures et des Ghomarides ont une évolution tectonique et métamorphique polyphasée caractérisée par cinq grandes phases de déformation successives :

1- une phase de déformation précoce D1, d'âge inconnu, est caractérisée par une foliation S1 uniquement conservée dans les boudins de granulites de HP dans les migmatites situées à la base de l'unité de Filali ;

2- une phase de déformation compressive principale D2 observée dans toutes les unités, associée à une foliation régionale S2 portant une linéation L2 d'étirement, associée à des plis P2. Cette phase est contemporaine d'un métamorphisme de haute température-moyenne à basse pression (HT-MP/BP) d'âge Oligocène (~29 Ma).

3- une phase d'extension D3 responsable dans toutes les unités du développement local d'une foliation S3 associée et d'une linéation d'étirement L3 et de zones de cisaillement. Cette phase est associée à un métamorphisme développé entre la limite des faciès amphibolites et schistes verts. Ce métamorphisme est daté à Ceuta à ~21 Ma. Cependant, des datations de minéraux syn-S2 donnent aussi des âges Miocène inférieur. Nous suggérons que la circulation de fluides métamorphiques induit la recristallisation partielle ou totale de ces minéraux syn-S2 fournissant des âges plus jeunes.

4- une phase de compression D4 post-burdigalienne, de direction WSW-ENE qui plisse l'ensemble des unités du Rif interne.

5- une phase de compression D5 de direction NNE-SSW.

Par ailleurs, aucune discontinuité structurale et aucun saut métamorphique n'a été identifié entre les micaschistes de Filali et des Ghomarides. Aucun contact majeur n'a été identifié entre les paragneiss et les micaschistes de Filali.

**CHAPITRE V – SYNTHÈSE ET DISCUSSION
DES DONNÉES ET IMPLICATIONS
GEODYNAMIQUES DANS LE CADRE DE LA
MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE**

Ce chapitre est consacré à la synthèse et à la discussion de l'ensemble des données structurales, métamorphiques et géochronologiques des unités du Rif interne à Ceuta et Cabo Negro.

La première partie de ce chapitre est consacrée à la confrontation des nouvelles données présentées dans les chapitres précédents avec les données déjà disponibles dans le Rif interne. La deuxième partie est consacrée aux corrélations avec les unités équivalentes dans les cordillères Bétiques, afin d'intégrer l'évolution tectono-métamorphique du domaine d'Alboran dans le cadre général de l'arc de Gibraltar. Dans la troisième partie, nous discutons l'apport de ces données à la compréhension de l'évolution géodynamique de cette partie de la chaîne alpine.

V.1. ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE ET STRUCTURALE DES UNITÉS DU RIF INTERNE

V.1.1. Évolution tectono-métamorphique des Sebtides supérieures

L'étude des Sebtides supérieures avait pour objectif d'identifier les différentes phases de déformations enregistrées dans ces unités afin de comprendre leur relation structurale et métamorphique avec les unités adjacentes (i.e. Ghomarides et Sebtides inférieures). Notre étude corrélée avec les données précédentes, démontrent une évolution poly-métamorphique alpine des unités des Sebtides supérieures. Au moins deux phases de métamorphisme ont été enregistrées par ces unités: un métamorphisme typique d'un gradient de HP-BT et un métamorphisme rétrograde schiste vert.

V.1.1.1. *D1, métamorphisme Franciscain oligocène*

L'étude pétrographique et structurale des unités des Sebtides supérieures dans la région de Ceuta a permis d'identifier dans les unités de Beni Mezala un événement compressif D1 contemporain d'une paragenèse dont les conditions P-T estimées par Bouybaouène (1993), Bouybaouène et al. (1995), Michard et al. (1997) et Vidal et al. (1999) sont typiques d'un gradient métamorphique de haute pression-basse température. Ces mêmes auteurs montrent que ce gradient est progressif depuis le cœur jusqu'aux bordures de l'antiforme de Beni Mezala (gradient diminuant depuis les unités de Beni Mezala, puis l'unité de Boquete de Anjeras jusqu'à l'unité de Tizgarine).

Il faut noter que les phases reliques de haute pression ont été identifiées seulement dans les unités dont le protolithe est d'âge Permo-Trias, se trouvant dans la partie nord du Rif interne (au niveau de l'antiforme de Beni Mezala ; Bouybaouène, 1993; Bouybaouène et al., 1995; Michard et al., 1997; Bouybaouène et Goffé, 2003).

L'âge du pic de pression reste à préciser mais il est estimé entre 25 et 30 Ma (Michard et al., 2006).

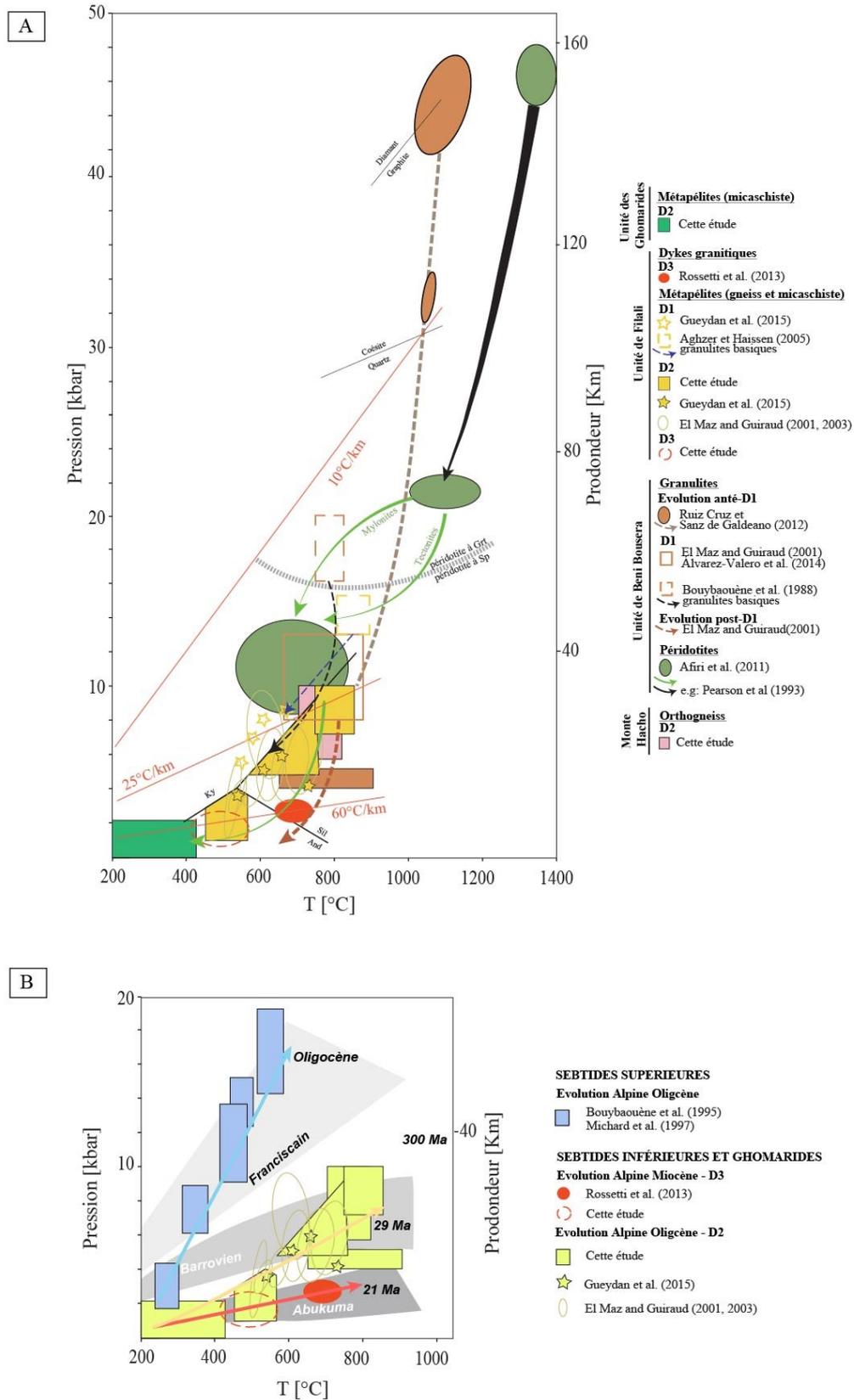


Figure V-1: Evolution métamorphiques des unités du Rif internes. A. Diagramme P-T répertoriant l'ensemble des conditions métamorphiques estimées pour les unités des Sebtides inférieures. B. Diagramme P-T comparant les différents gradients métamorphiques déduits à partir des estimations des conditions métamorphiques et des données géochronologiques des unités du Rif interne.

V.1.1.2. D2, métamorphisme rétrograde miocène

Une phase de déformation compressive majeure, D2, est visible dans l'ensemble des unités des Sebtides supérieures. Cette déformation est associée au développement d'un métamorphisme schiste vert daté à environ 21 Ma par la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar sur mica blanc. Ces datations sont cohérentes avec celles déjà effectuées sur les mêmes unités (Saddiqi, 1995 ; Janots et al., 2006 ; Michard et al., 2006). La paragenèse S2 contemporaine à cette déformation rétroforme les minéraux de HP (S1). Les conditions P-T des assemblages minéralogiques S2 montrent que ces unités ont subi une décompression quasi-isotherme entre environ 400-550°C (Bouybaouène and Goffé, 2003 ; Negro, 2005). Cette déformation est considérée contemporaine de la phase d'exhumation de ces roches, estimée entre 20-27 Ma (âge Ar-Ar sur l'unité de Beni Mezala ; Michard et al., 2006).

Les trois unités (BM, BA et Tz) des Sebtides supérieures sont séparées par des contacts ductiles montrant un sens de cisaillement vers l'W à NW. Cette déformation est associée aux cristallisations rétro-morphiques du faciès des schistes verts (S2, L2). Les travaux de Saddiqi (1995) ; Negro (2005) et Janots et al. (2006) ont abouti à des observations similaires (cisaillement vers le NNW). Cette déformation serait donc liée à l'exhumation de ces unités préalablement enfouies et à leur empilement entre 20-27 Ma.

V.1.2. Évolution tectono-métamorphique des Sebtides inférieures et des Ghomarides

L'étude structurale, métamorphique et chronologique des Sebtides inférieures et des Ghomarides avait pour objectif de comprendre la relation entre ces deux unités ainsi que d'identifier les différentes phases de déformation enregistrées par ces unités. La confrontation de nos études structurales, métamorphiques et chronologiques des unités des Sebtides inférieures et Ghomarides avec les données de la littérature a permis de mettre en évidence trois phases de déformation principales.

V.1.2.1. D1, métamorphisme Barrovien varisque

Une première phase de déformation relictuelle, D1, localisée dans des boudins de granulite (aussi appelée kinzigite et appartenant à l'unité de Beni Bousera), est identifiée à la base des métapélites des Sebtides inférieures. Notre étude a permis pour la première fois l'identification de ces roches à Cabo Negro qui n'étaient, jusqu'à présent, décrites qu'à Ceuta et Beni Bousera sous forme d'auréole au contact des péridotites (e.g. Kornprobst, 1974). Ces boudins contiennent un assemblage minéralogique S1 développé dans les conditions du faciès des granulites de haute pression (HP), entre 710-870°C et 9-13 kbar (conditions estimées dans les granulites de Beni Bousera par El Maz and Guiraud (2001) et Álvarez-Valero et al. (2014) ; **Figure V-1A**). Les âges obtenus dans les granulites sont très dispersés mais plusieurs études suggèrent que l'HP est reliée à l'orogénèse varisque (Montel et al., 2000 ; Melchiorre et al., 2017). En effet, des analyses Lu-Hf sur les grenats des métapélites donnent un âge à 66.4 ± 1.5

Ma (Blichert-Toft et al., 1999), tandis que des analyses microsondes sur monazite en inclusions dans les grenats donnent un âge U-Th-Pb à 284 ± 27 Ma (Montel et al., 2000). Plus récemment, des datations U-Pb sur zircon ont donné des âges compris entre le Dévonien et le Crétacé supérieur (390–319, 286–264, ca. 193, et ca. 105 Ma ; Melchiorre et al., 2017). Nos datations U-Pb sur monazite et zircon en inclusions dans les grenats et dans la matrice donnent des âges discordants très dispersés. Ce résultat indique que ces roches ont une histoire complexe et polyphasée qui peut produire la mise à zéro partielle du système U-Th-Pb. A Beni Bousera, dans l'unité des Filali sus-jacentes aux kinzigites, un assemblage minéralogique relictuel, dont les conditions P-T varient entre 670°C et 8.5 kbar à 550°C et 5.5 kbar, est caractéristique d'un gradient de MP-MT (Figure V-1A ; Gueydan et al., 2015). Les conditions de HP-HT enregistrées dans les kinzigites sont compatibles avec un tel gradient métamorphique. L'évènement D1 observé dans les métapélites de Filali et de Beni Bousera pourrait alors s'inscrire dans la logique d'un gradient Barrovien qui pourrait être relié à un épisode d'épaississement lithosphérique probablement lié à l'orogénèse varisque (Gueydan et al., 2015). Par ailleurs, des granulites basiques, associées aux kinzigites et au sein des Filali, présentent aussi une paragenèse de HP-HT (Figure V-1A ; 760-820°C et 16-20 kbar pour les roches au sein des Filali ; Aghzer and Haissen, 2005). De plus, des leptynites synfoliales au sein des kinzigites de Beni Bousera et des gneiss de Filali, ont été datées à environ 300 Ma (U-Pb sur zircon ; Rossetti et al., 2010) attestant ainsi d'un magmatisme d'anatexis et d'une juxtaposition de ces deux unités à cette période. Ces deux unités ont donc une évolution métamorphique commune reflétant un épaississement lithosphérique lors du cycle varisque.

Par ailleurs, ces roches contiennent en inclusions dans les grenats des minéraux d'UHP-UHT, développés entre 1100°C et 43 kbar (Figure V-1A; coésite, micro-diamant identifiés dans les granulites de Ceuta ; Ruiz Cruz and Sanz de Galdeano, 2012 ; 2013). L'âge de l'UHP reste inconnu, cependant des données sur les roches équivalentes des Bétiques (unité de Jubrique) suggèrent que ce métamorphisme est lié au cycle varisque (entre 420 et 350 Ma ; Ruiz Cruz and Sanz de Galdeano, 2014) (voir section II.1.4.2.1).

On peut également noter que les unités des Ghomarides ont aussi enregistré un évènement métamorphique schiste vert lié au cycle varisque (Chalouan and Michard, 1990).

V.1.2.2. D2, métamorphisme transitionnel Barrovien-Abukuma et magmatisme d'arc calco-alcalin Oligocène

Une deuxième phase de déformation, D2, est visible au sein de l'ensemble des unités des Sebtides inférieures (métapélite, périclote et orthogneiss) et des Ghomarides (micaschiste). Nos études pétrographiques des roches crustales dans la région de Cabo Negro démontrent que cette phase est contemporaine d'un gradient métamorphique de HT diminuant progressivement du bas vers le sommet de la pile métamorphique, allant de 720-790°C et 4,5-9,5 kbar jusqu'à des températures et des pressions inférieures à 420°C et 2.2 kbar. A Ceuta, les conditions P-T calculées dans les métapélites à la base des Sebtides inférieures (770-850°C et 7-10 kbar) et dans les orthogneiss du Monte Hacho (730-820°C et 5,5-10 kbar) sont cohérentes avec celles calculées à Cabo Negro (Figure V-1A). Toutes ces données attestent d'un même gradient

métamorphique en transition entre Abukuma et Barrovien. Des conditions métamorphiques similaires ont été estimées dans les métapélites de Filali de Beni Bousera (**Figure V-1A**; 500-700°C et 3,5-7 kbar ; [El Maz and Guiraud, 2001](#) ; et 550-730°C et 3-6 kbar ; [Afiri, 2011](#) ; [Gueydan et al., 2015](#)). Concernant les unités des Ghomarides, un paléo-gradient thermique a été observé depuis la base jusqu'au sommet, avec des températures allant de 500°C jusqu'à des températures inférieures à 300°C ([Negro et al., 2006](#)). Ces températures sont cohérentes avec nos estimations.

Ce métamorphisme est contemporain d'une tectonique en compression caractérisée par le raccourcissement et le chevauchement vers le NE à E des unités métapélitiques et mantelliennes sur les orthogneiss du Monte Hacho.

Les datations effectuées à la fois à Ceuta et Cabo Negro démontrent que cette déformation est d'âge Oligocène (29.6 ± 2.4 Ma, unité des Ghomarides à Cabo Negro et 28.8 ± 1.0 Ma, unité de Filali à Ceuta). Jusqu'alors les datations effectuées sur les unités de Filali situées à Beni Bousera avaient fourni des âges Miocène supérieur (entre 22-20 Ma ; [Michard et al., 1983](#); [Gueydan et al., 2015](#)). Concernant l'unité des Ghomarides un âge à 28 Ma avait été obtenu dans les unités situées à Beni Bousera (^{40}Ar - ^{39}Ar sur muscovite, [Romagny, 2014](#)). Des datations K-Ar sur ces mêmes unités dans l'ensemble du Rif interne, avaient révélé une variation progressive des âges, allant de 259 ± 5 Ma dans la partie supérieure des nappes, à $25,3 \pm 0,9$ Ma à la base de l'unité d'Aakaili, proche du contact avec l'unité de Filali ([Chalouan and Michard, 1990](#); [Chalouan et al., 2008](#)). La distribution des températures obtenues par [Negro et al. \(2006\)](#) montre une relation avec la distribution de ces âges, ce qui a conduit ces auteurs à suggérer que la base des Ghomarides (seulement la nappe d'Aakaili) a été affectée par un événement thermique alpin qui a probablement permis l'ouverture partielle ou totale du système isotopique des cristallisations liées au cycle varisque.

Dans le Rif interne, les unités des Ghomarides sont généralement décrites comme des nappes recouvrant les unités des Sebtides (e.g. [Michard et al., 1983](#) et références ; [Chalouan, 1986](#) ; [Chalouan et al., 2008](#)). Néanmoins, à Cabo Negro nos données structurales et pétrographiques démontrent que la transition entre les micaschistes des unités de Filali et des Ghomarides est progressive et conforme aux trajectoires de foliation et de linéation. Aucune saute métamorphique ni aucun contact tectonique n'a été observé entre ces deux unités. Cette observation n'exclut pas le fait que les unités des Ghomarides puissent avoir été empilées tectoniquement ultérieurement, créant ensuite les nappes tectoniques visibles autre part dans le Rif interne. La mise en place de ces nappes est considérée anté Oligo-Miocène, puisque des sédiments de cet âge reposent en discordance sur les nappes des Ghomarides dans la région de Ceuta ([Chalouan, 1986](#)).

Par ailleurs, nous reportons pour la première fois dans le Rif interne l'existence de sills de micro-diorite contenant des enclaves de micro-gabbrodiorites, au sein des métapélites migmatitiques à Ceuta (à la base des Sebtides inférieures). Ces roches ont une minéralogie magmatique primaire et une signature géochimique typique des magmatismes d'arc calco-alcalin fortement potassique à shoshonitique. Ce magmatisme est contemporain du métamorphisme de HT observé dans les métapélites des Sebtides inférieures.

A l'échelle de l'arc Betico-Rifain, les études publiées concernant le magmatisme portent principalement sur des épisodes magmatiques récents de la province volcanique Néogène très répandue dans l'est d'Alboran (e.g. [Duggen et al. 2008](#) ; [Lustrino et al. 2011](#)). Jusqu'à présent,

les événements magmatiques antérieurs n'étaient décrits que dans les Bétiques (Bellon et al. 1983 ; Torres-Roldan et al. 1986 ; Turner et al. 1999 ; Duggen et al. 2004 ; Lustrino et al. 2011 ; Esteban et al. 2013) et plus précisément dans la région de Malaga (SW Betic), sous forme de dykes andésitiques basaltiques tholéitiques et calco-alcalins, au sein des Malaguides (équivalents des Ghomarides). Les études géochronologiques K-Ar et Ar-Ar sur ces roches révèlent un groupe d'âge compris entre 30-38 Ma, correspondant à la mise en place de ces dykes dans un contexte d'extension pendant un processus de subduction (Turner et al., 1999; Duggen et al., 2004; Lustrino et al., 2011; Esteban et al., 2013).

V.1.2.3. *D3, métamorphisme Abukuma miocène*

Un troisième événement de déformation, D3, affecte l'ensemble des unités. Cet épisode est caractérisé par un métamorphisme de HT-BP, développé à la limite des faciès amphibolites et schistes verts (400-550 °C et 1-3 kbar ; **Figure V-1A**). Il est associé à une tectonique extensive qui se manifeste par l'apparition de zones des cisaillements à jeu normal majoritairement vers le SW. Cet événement est daté à ~21 Ma par la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar sur des muscovites néoformées.

Des âges similaires ont également été obtenus avec les méthodes U-Th-Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des minéraux (monazite, xénotime, bordure de zircons, biotite) pourtant texturalement à l'équilibre avec les minéraux stables dans la foliation S2. Ces âges similaires pour divers thermochronomètres peuvent être expliqués : (1) soit par un refroidissement très rapide lors de l'exhumation (e.g. Esteban et al., 2004) ; (2) soit par une remise à zéro des thermochronomètres liée à la circulation de fluide syn-métamorphique qui favorise la recristallisation des minéraux associés à des pertes et/ou des gains des éléments chimiques mobiles (e.g. Rossetti et al. 2010 ; Seydoux-Guillaume et al., 2012; Williams et al., 2011; Didier et al. 2013 et références incluses).

Nos données sont en faveur de la deuxième hypothèse puisque : (i) dans un même échantillon des xénotimes et monazites texturalement à l'équilibre avec la foliation S2 ont donné un âge à 20.3 ± 0.7 Ma et aussi un âge plus vieux à 28.8 ± 1.0 Ma; (ii) un même grain de monazite a donné différents âges ($21,0 \pm 0,4$ Ma et $26,8 \pm 1,8$ Ma), ce qui reflète une recristallisation totale ou partielle des minéraux pendant l'évènement D3 ; (iii) de tels processus de remise à zéro des chronomètres ont déjà été mis en évidence dans le domaine interne du Rif (Chalouan and Michard, 1990; Montel et al., 2000; Janots et al., 2006; Michard et al., 2006; Negro et al., 2006; Chalouan et al., 2008; Rossetti et al., 2010) et des Bétiques (e.g. Torres-Roldan et al., 1986; Whitehouse and Platt, 2003).

Cet événement est contemporain de la mise en place de dykes granitiques bien décrits dans la région de Beni Bousera (Rossetti et al., 2010 ; 2013), qui traversent les unités de Beni Bousera (péridotite et kinzigite) ainsi que les gneiss de Filali. Les conditions P-T de ces dykes sont estimées à 700°C et 2-3 kbar (**Figure V-1A** ; Rossetti et al., 2013). Des datations sur ces dykes ont donné des âge compris entre 22 et 17 Ma (Polvé, 1983 ; Rossetti et al., 2013).

A l'échelle de l'arc de Gibraltar, la transition Oligocène-Miocène est caractérisée par la mise en place de différents bassins sédimentaires (par exemple, le bassin de Fnidek, le bassin

d'Alboran, les bassins de l'est des cordillères Bétiques), liés à un fort amincissement lithosphérique (e.g. [Comas et al., 1999](#) ; [Platt et al., 1998](#) ; [Chalouan et al., 2008](#)).

L'évènement D3 serait donc lié à un amincissement lithosphérique contemporain d'un métamorphisme et d'un magmatisme de HT-BP, qui induirait la remise à zéro partielle ou totale des thermochronomètres.

V.1.2.4. L'évolution des péridotites

Pour plus de clarté, les différentes caractéristiques des péridotites de Beni Bousera (Rif) et des cordillères Bétiques sont tout d'abord énumérés, puis comparées à nos résultats.

A Beni Bousera, le cœur du massif de péridotite est composé de lherzolites à spinelle, alors que la bordure correspond à une zone de mylonites composée de lherzolites/harzburgites à grenat et/ou spinelle. Les conditions P-T des péridotites à grenat sont estimées aux alentours de 1050°C et 22 kbar (**Figure V-1A** ; [Afiri et al., 2011](#)). La préservation des grenats dans la zone des mylonites, est expliquée par une décompression rapide vers 800°C et 9-15 kbar dans le champ des péridotites à spinelle, tandis que le cœur aurait subi une exhumation lente vers les mêmes conditions, favorisant le rééquilibrage de lherzolites/harzburgites à grenat en lherzolites/harzburgites à spinelle (**Figure V-1A** ; [Afiri et al., 2011](#)).

Dans les massifs de péridotites des Bétiques (Ronda), les mêmes faciès que les péridotites de Beni Bousera sont observés, mais on trouve en plus des lherzolites à plagioclase ([Obata and Masaaki, 1980](#); [Van der Wal and Vissers, 1993](#); [Garrido et al., 2006, 2011](#)). Des lits de pyroxénites inclus dans les péridotites contiennent des pseudomorphoses de diamant graphitisés, indiquant que les péridotites ont subi des conditions de pression supérieures à 45 kbar (UHP) pour des températures de l'ordre de 1350-1400°C (**Figure V-1A** ; [Atrassi et al., 2011](#); [Davies et al., 1993](#); [Nixon et al., 1986](#); [Pearson et al., 1989, 1993](#); [Slodkevitch, 1982](#)). De plus, les assemblages minéralogiques observés dans ces pyroxénites indiquent une pression de 20 kbar pour des températures aux alentours de 1200-1350°C ([Kornprobst et al., 1990](#)). Ces observations indiquent donc une évolution des péridotites depuis des profondeurs de plus de ~145 km jusqu'à ~60 km dans des conditions de HT.

L'âge des différents stades d'évolution des péridotites ainsi que leur mode de mise en place en sein de la croûte sont encore discutés. L'âge de l'épisode d'UHP reste mal contraint, mais a été supposé entre 1400-1300 Ma ([Reisberg and Zindler, 1986](#); [Reisberg et al., 1989](#)). Les granulites adjacentes ont aussi enregistré un métamorphisme d'UHP mais les quelques rares données chronologiques concernant l'UHP dans ces roches ne sont pas concordantes avec celles des péridotites ([Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2014](#)). L'âge de l'incorporation des péridotites au sein de la croûte a été proposé (i) pendant le Paléozoïque, (ii) pendant le Mésozoïque, (iii) pendant l'Oligo-Miocène inférieur :

(i) Des minéraux isolés pouvant provenir des péridotites ont été trouvés au sein des unités des Ghomarides datées du Silurien et du Carbonifère ([Kornprobst, 1976](#)), indiquant que les péridotites pouvaient être exposées à la surface et érodées pendant le Paléozoïque. De plus, des sédiments détritiques d'âge 269±9 Ma contenant des clastes des péridotites ont été décrit en discordance sur les roches ultrabasiqes de Ronda, suggérant que les péridotites étaient

exposées à la surface au moins depuis le Permien (Sanz de Galdeano and Ruiz-Cruz, 2016a). Par ailleurs, des âges Permien compris entre 286-264 Ma dans les granulites juxtaposées aux péridotites de Beni Bousera (Melchiorre et al. ; 2017) et à 286 Ma au sein du massif de de Ronda (Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000) ont conduit ces auteurs à proposer que ces roches représentaient le Moho à 39 ± 6 km de profondeur pendant l'extension post-orogénique varisque.

(ii) Des datations U-Pb sur des zircons magmatiques sur les pyroxénites au sein des péridotites de Ronda ont données des âges compris entre 180 et 130 Ma et suggèrent que ces pyroxénites soient liées au rifting jurassique et à l'ouverture de l'océan Atlantique (Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000). Cependant, les âges obtenus sur les bordures des zircons recristallisées de ces pyroxénites indiquent des âges Miocène. Certains auteurs proposent donc que les péridotites aient été partiellement exhumées depuis le champs de stabilité du diamant (>150 km) jusqu'en base de croûte (Reuber et al., 1982; Michard et al., 1991, 2002; Van der Wal and Vissers, 1993; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; Chalouan and Michard, 2004; Frasca et al., 2017) ou même exhumées jusqu'à la surface (e.g. Melchiorre et al., 2017; Leprêtre et al., 2018; Bessiere, 2019) durant la phase d'extension jurassique pendant l'ouverture de l'océan Téthys. Ces auteurs proposent ensuite que ces roches aient été incorporées dans les processus de subduction alpine pour ensuite être de nouveau exhumées pendant le Miocène sous forme d'écaïlle tectonique (aussi proposé par Kornprobst, 1974).

(iii) Les âges entre 25 et 20 Ma obtenus sur des pyroxénites dans les péridotites de Beni Bousera et des Bétiques (Lu-Hf et Sm-Nd sur grenat ; Blichert-Toft et al., 1999; Pearson and Nowell, 2004; Reisberg et al., 1989; Zindler et al., 1983) a conduit différents auteurs (Balanyá et al., 1993; Platt et al., 2003b; Afiri et al., 2011; Garrido et al., 2011; Tubía et al., 2013; Álvarez-Valero et al., 2014; Frets et al., 2014; Gueydan et al., 2015) à conclure que la déformation et la décompression de ces roches de 1050°C et 22 kbar (~ 66 km de profondeur) à 800°C et 9-15 kbar (entre 45-27 km de profondeur) (Afiri et al., 2011) a lieu pendant cette période. Pour ces auteurs les péridotites se seraient mises en place au sein de la croûte par le biais d'un détachement lors d'une extension lithosphérique au Miocène inférieur. Dans leur modèle Afiri et al. (2001) et Gueydan et al. (2015), considèrent notamment qu'il y a un saut de pression entre les péridotites (>22 kbar) et les roches crustales (<13 kbar) au contact.

Nos données pétrographiques sur les péridotites de Ceuta indiquent une évolution depuis le champ des péridotites à grenat, passant par le champ des péridotites à spinelle, puis aux péridotites à amphibole+chlorite et enfin aux péridotites à amphibole+chlorite+talc. Une déformation mylonitique est identifiée au sein des péridotites dont la fabrique minéralogique associée se développe dans le champ des péridotites à spinelle. Les conditions P-T des mylonites à spinelle peuvent être compatibles soit avec l'évènement de déformation D2, soit avec l'évènement de déformation D1 (voir sections précédentes V.1.2). Ceci suggère que les roches crustales et le manteau ont subi la même évolution métamorphique au moins depuis l'évènement D2. Ainsi, d'après les résultats de notre étude, le couplage entre la croûte continentale et le manteau ne peut donc être qu'antérieur à l'évènement extensif D3 daté à ~ 21 Ma.

V.1.3. Sebtides supérieures et Ghomarides/Sebtides inférieures, deux domaines aux gradients métamorphiques contrastés

Nos données démontrent que les Sebtides inférieures avec les Ghomarides constituent une unité de HT-MP/BP qui contraste avec le gradient de HP-BT enregistré dans les Sebtides supérieures (**Figure V-1B**). Les datations effectuées sur ces unités démontrent que ces deux gradients sont quasi-contemporains (entre 25 et 30 Ma pour la HP (Michard et al., 2006) et à environ 28 Ma pour la HT). Ces deux domaines sont séparés par un contact tectonique majeur caractérisé par une zone de déformation mylonitique, formée dans les conditions du faciès des schistes verts, présentant des sens de cisaillements vers l'E à ENE. Les conditions P-T et l'âge de cette déformation restent encore à préciser. Néanmoins, les conditions P-T estimées pour l'unité de Tizgarine, où la déformation est localisée, sont de $T < 300^{\circ}\text{C}$ et 1-3 kbar. Les datations effectuées sur ces unités démontrent que ces deux gradients sont quasi-contemporains (entre 25 et 30 Ma pour la HP (Michard et al., 2006) et à environ 28 Ma pour la HT).

Deux hypothèses ont déjà été soulevées concernant l'absence de HP alpine dans les Sebtides inférieures (El Maz et al., 2003 ; Gueydan et al., 2015) : (i) dans les Sebtides inférieures, l'épisode métamorphique de HT a totalement effacé la trace du métamorphisme HP-BT antérieur. Cette hypothèse peut être remise en question puisque des reliques de HP-HT et MP-MT (D1, supposées Varisques) ont été trouvés dans les Sebtides inférieures (El Maz and Guiraud, 2001 ; Ruiz Cruz and Sanz de Galdeano ; 2012 ; Alvarez-Valero et al., 2014 ; Gueydan, et al., 2015); (ii) les Sebtides inférieures n'ont jamais subi de métamorphisme HP-LT Alpin, ce dernier étant développé uniquement dans les Sebtides supérieures. Pour la première hypothèse, les gradients métamorphiques contrastés sont nécessairement diachrones, tandis que pour la seconde hypothèse, ils doivent être contemporains. Nos données sont en faveur de la deuxième hypothèse puisqu'elles démontrent que les deux gradients métamorphiques sont contemporains.

V.2. CORRÉLATION AVEC LES BÉTIQUES

Dans cette section une brève synthèse des principales caractéristiques des unités du domaine interne des Cordillères Bétiqes sera présentée pour établir une comparaison entre ces unités et celles du Rif interne.

V.2.1. Vue d'ensemble du domaine d'Alboran dans les Bétiqes

Dans les cordillères Bétiqes, le domaine d'Alboran est composé principalement de trois ensembles, avec structuralement de haut en bas : les Malaguides, les Alpujarrides et le complexe Nevado Filabride. De par leur similarité stratigraphique et métamorphique, les deux premières unités sont considérées comme équivalentes respectivement aux Ghomarides et Sebtides du domaine interne du Rif (Didon et al., 1973).

Les Malaguides ont les mêmes caractéristiques que les Ghomarides. Un métamorphisme alpin de bas degrés a été reconnu dans les roches permo-triasiques (Ruiz-Cruz and Rodríguez Jiménez, 2002), tandis que les séries paléozoïques ont préservées un métamorphisme varisque du faciès des schistes verts (Ruiz Cruz and Sanz de Galdeano, 2010).

Au sein des Alpujarrides on trouve, les unités de Jubrique d'âge Paléozoïque (unité occidentale des Alpujarrides) qui ont enregistré un métamorphisme de HT-BP (5-6 kbar et 750-850°C ; Balanyá et al., 1997) Miocène (22-19 Ma; Zeck et al., 1992 ; Monié et al., 1994 ; Platt et al., 2003b ; Zeck and Whitehouse, 2002; Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2014; Barich et al., 2014; Massonne, 2014), similaire aux conditions P-T estimées pour les unités des Sebtides inférieures. Un épisode de HP-HT tardi-varisque (Barich et al. 2014 ; Massonne, 2014) est également identifié dans ces roches. Les séries permo-triasiques de cette même unité ont enregistré, quant à elles, un épisode métamorphique de HP-BT (7-8 kbar et 400-450°C) alpin (Balanyá et al., 1997).

Les unités des Alpujarrides de la partie est et centrale des Bétiques ont enregistré un métamorphisme de HP-BT semblable aux Sebtides supérieures, allant de 7-11kbar et 400-580°C pour les unités centrales (Azañón and Goffé, 1997), à 12-14 kbar et ~400°C pour les unités orientales (Booth-Rea et al., 2002). L'âge de cet épisode métamorphique est considéré Eocène (Vissers et al., 1995 ; Azañón and Crespo-Blanc, 2000 ; Platt et al., 2005). L'âge minimum pour ce métamorphisme de HP a été estimé à 25.4 ± 0.4 Ma (Monié et al., 1991). Le refroidissement de ces unités jusqu'au faciès des schistes verts pendant leur exhumation, est daté entre l'Eocène et le Miocène, pour les roches permo-triasiques (48-19 Ma ; Monié et al., 1991 Platt et al., 2005). La plupart des datations des roches paléozoïques ont donné des âges compris entre 22-19 Ma (Monié et al., 1991 ; Zeck et al., 1992 ; Platt and Whitehouse, 1999 ; Zeck and Williams, 2001 ; Platt et al., 2003c, 2005).

Sous les péridotites de Ronda, se trouve l'unité d'Ojen (faisant partie des unités des Alpujarrides), structurellement équivalente à l'unité de Monte Hacho dans le Rif, mais dont les conditions métamorphiques diffèrent. En effet, ces roches contiennent des reliques d'éclogite au sein d'amphibolite (Tubía and Gil Ibarguchi, 1991; Tubía et al., 1997, 2009) définissant un métamorphisme de HP-MT alpin (l'âge du protolithe de ces éclogites étant jurassique ; 183 ± 3 Ma ; Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000).

Le complexe Nevado-Filabride est l'unité en position structurale la plus basse du domaine d'Alboran, et se trouve sous les Alpujarrides, uniquement dans l'est des Bétiques. Cette unité est caractérisée par un métamorphisme de HP-BT (jusqu'au faciès des schistes bleus et des éclogites). Les pics de métamorphisme sont estimés de 12-16 kbar et 320-450°C à 20-22 kbar et 650-700°C (e.g. Puga et al., 2000; Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; Augier et al., 2005). Cet événement est suivi d'une décompression isotherme et d'une rétro-morphose dans les faciès des amphibolites et des schistes verts supérieurs jusqu'à 3-4 kbar 500-600°C (Gómez-Pugnaire and Fernandez-Soler, 1987; Bakker et al., 1989; Jabaloy et al., 1993; Soto and Azañón, 1994). L'âge du métamorphisme de HP-BT est considéré Eocène (âge minimum entre 38 et 48 Ma selon les auteurs ; Monié et al., 1991 ; Augier et al., 2004, Bessiere, 2019). Les conditions amphibolitiques sont datées aux alentours de 22-18 Ma (Monié et al., 1991 ; Augier et al., 2005). Les âges des stades plus tardifs dans le faciès des schistes verts sont compris entre 18 et

14 Ma (Augier et al., 2005; de Jong, 2003; de Jong et al., 1992; Platt et al., 2006). La fin de l'exhumation de ces roches est daté entre 12-6 Ma (Johnson et al., 1997; Vazquez et al., 2011).

V.2.2. Le domaine d'Alboran, deux gradients métamorphiques contrastés oligocènes

Les unités du domaine interne du Rif et des Bétiques montrent une évolution métamorphique très similaire (**Figure V-2**). Certaines unités des Alpujarrides de l'ouest contiennent des reliques d'UHP et ont enregistré un métamorphisme de HP-HT varisque. Ces données rejoignent celles des unités des Sebtides inférieures dans le Rif et démontrent que ces unités ont une histoire poly-métamorphique depuis au moins le cycle varisque. La **Figure V-2** résume l'évolution métamorphique alpine des unités Alpujarrides/Sebtides des Bétiques et du Rif. Deux gradients se distinguent avec : (i) un gradient de HP-BT, (ii) et un gradient de BP-HT.

- (i) Les unités des Alpujarrides/Sebtides supérieures d'âge Permo-Trias, le complexe Nevado-Filabride ainsi que l'unité d'Ojen s'alignent selon un gradient de HP-BT ($\sim 10^{\circ}\text{C}/\text{km}$), indiquant que ces unités ont été enfouies dans un contexte thermique froid, typique des zones de subduction. Le complexe Nevado-Filabride (NF), l'unité d'Ojen, ainsi que l'unité de Beni Mezala inférieur (BM1) des Sebtides supérieures ont enregistré des pressions plus élevées que les autres unités (BM2, BA ou unités des Alpujarrides), suggérant leur enfouissement à de plus grandes profondeurs ($\sim 50\text{-}60$ km pour les unités BM1, NF et Ojen et $\sim 30\text{-}40$ km pour les autres unités). Les datations disponibles sur ces unités suggèrent que le pic métamorphique a lieu entre l'Eocène et l'Oligocène (Vissers et al., 1995 ; Balanyá et al., 1997 ; Azañón and Crespo-Blanc, 2000 ; Platt et al., 2005 ; Michard et al., 2006). La majorité des unités montrent une phase de décompression isotherme avant d'être exhumées le long d'un gradient de HT. Cette phase d'exhumation est daté entre 22-19 Ma pour les unités des Alpujarrides/Sebtides supérieures (Monié et al., 1991 ; Zeck et al., 1992 ; Saddiqi, 1995 ; Platt and Witehouse, 1999 ; Zeck and Williams, 2001 ; Platt et al., 2003b, 2005 ; Janots et al., 2006 ; Michard et al., 2006). D'après les données géochronologiques la fin de l'exhumation du complexe Nevado-Filabride est plus tardive entre 18-14 Ma (Monié et al., 1991 ; Augier et al., 2005). Deux unités (des Alpujarrides de l'est et du centre des Bétiques) montrent un chemin rétrograde froid, différent des autres unités, compatible avec un gradient de $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Cette observation indique une exhumation syn-orogénique de ces unités (e.g. Chemenda et al., 1995, 1996).
- (ii) Les unités de Jubriques et des Sebtides inférieures (Filali) d'âge Paléozoïque s'alignent selon un gradient de haute température - moyenne à basse pression (HT-MP/BP ; $\sim 45^{\circ}\text{C}/\text{km}$). Nos données chronologiques démontrent que ce métamorphisme a lieu pendant l'Oligocène (âge minimum de ~ 28 Ma).

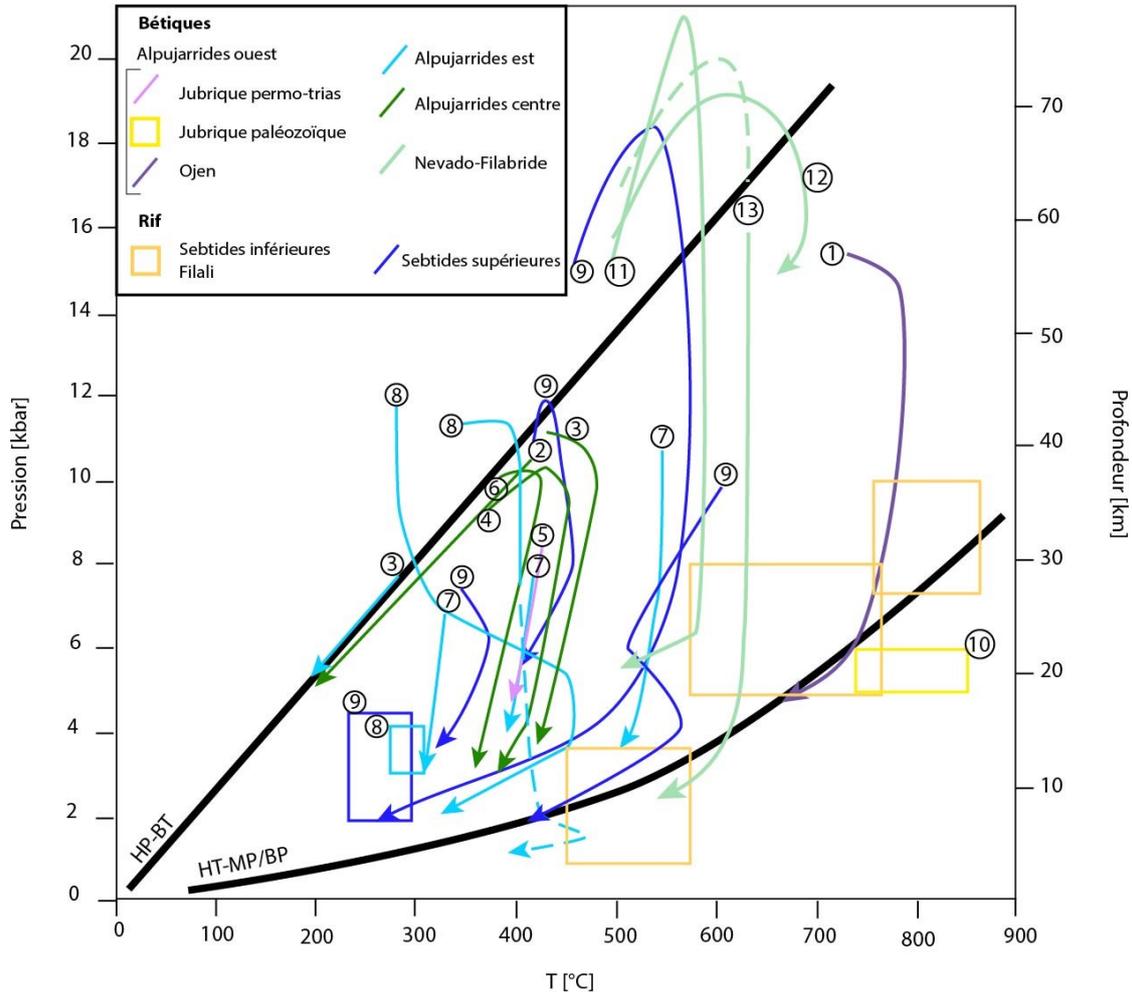


Figure V-2 : Diagramme P-T comparant l'évolution métamorphique des unités du domaine d'Alboran des Bétiques (complexe Nevado-Filabride, unités des Alpujarrides est, ouest et centre) et du Rif (Sebtides supérieures et inférieures). Modifié d'après Bessière (2019). (1) Tubía and Gil de Ibarra (1991), (2) 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 and Crespo-Blanc (2000), (8) Booth-Rea et al. (2005), (9) synthèse de Chalouan et al. (2008) et Negro (2005), (10) Balanyá et al. (1997), (11) Ruiz-Cruz et al. (2015), (12) Jabaloy-Sánchez et al. (2015), (13) Augier et al. (2005).

V.3. IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES

Notre étude, complétée avec les données des études antérieures, suggère que les unités du domaine d'Alboran ont une évolution poly-métamorphique, débutant au moins depuis l'orogénèse varisque jusqu'à l'orogénèse alpine. Nous nous intéressons particulièrement à l'évolution alpine de ces unités.

Notre démonstration que les unités du domaine d'Alboran peuvent être divisées en deux domaines caractérisés par des gradients métamorphiques contrastés, contemporains et d'âge Oligocène ou Eocène. Ces deux domaines évoluent ensuite selon un gradient de haute température-basse pression, pendant la fin de l'Oligocène jusqu'au début du Miocène.

L'importance de cette évolution métamorphique doit être discutée dans le cadre du contexte géodynamique expliquant la formation de l'arc Bético-Rifain.

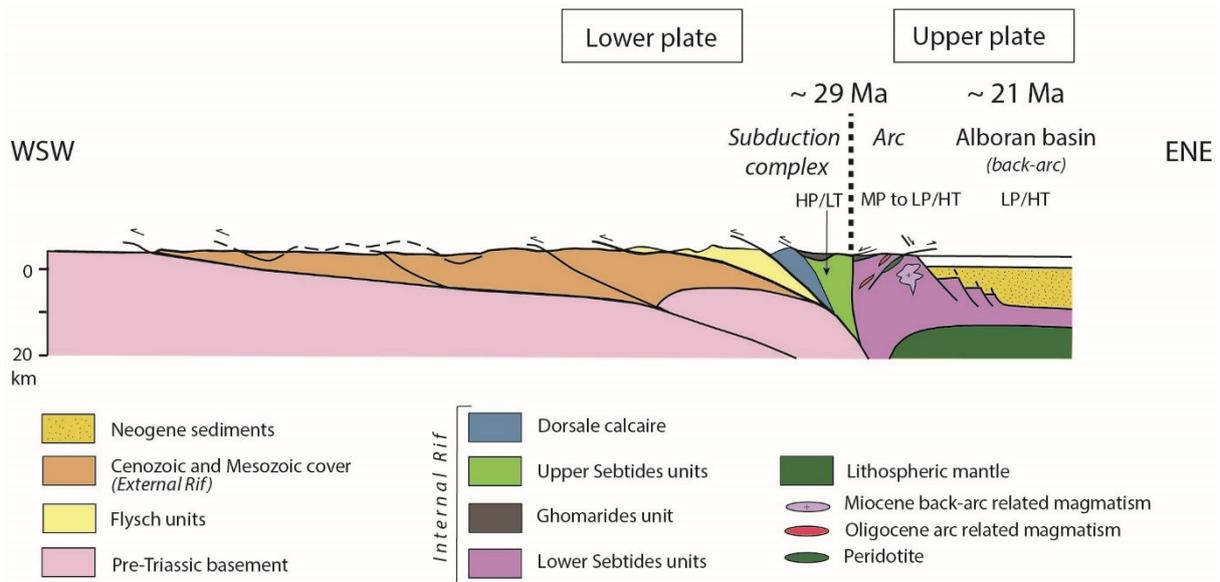


Figure V-3 : Coupe schématique de la chaîne du Rif. Modifiée d'après Chalouan et al. (2008).

À la suite d'études géophysiques, et plus particulièrement des études tomographiques (Blanco and Spakman, 1993; Gutscher et al., 2002; Timoulali et al., 2014; Villaseñor et al., 2015), l'arc Bético-Rifain qui entoure le bassin d'Alboran a été considéré comme un exemple emblématique d'un orogène contrôlé par des processus de subduction et notamment des processus de roll-back (Jolivet and Faccenna, 2000; Faccenna et al., 2004; Spakman and Wortel, 2004; Bezada et al., 2013; Van Hinsbergen et al., 2014). Dans ce cadre géodynamique, l'amorce de la subduction est considérée Eocène (Dewey et al., 1989) ou Crétacé (Faccenna et al., 2001; Vissers and Meijer, 2012; Handy et al., 2010) tandis que le recul du plan de subduction, conduisant à l'ouverture arrière-arc du bassin d'Alboran, commence à l'Oligocène (e.g. Jolivet and Faccenna, 2000; Faccenna et al., 2004).

Dans ce contexte de subduction alpine, la proximité d'unités métamorphiques avec des conditions métamorphiques radicalement contrastées (HP-BT et HT-MP à BP), mais contemporaines (Oligocène) (Figure V-3), est clairement compatible avec un modèle de ceinture métamorphique appariée (Miyashiro, 1961; Brown, 2010). Le magmatisme d'arc calco-alcalin contemporain du métamorphisme de HT oligocène est également cohérent avec ce modèle. En effet, les arcs magmatiques sont reconnus comme des contextes tectoniques propices au développement d'un métamorphisme de HT-BP (Miyashiro, 1961; Oxburgh et Turcotte, 1970; Ernst, 1973). La dualité des environnements thermiques, avec le métamorphisme de HT-MP à BP dans la plaque supérieure d'une part et le métamorphisme de HP-LT dans la plaque inférieure plongeante d'autre part, est typique des systèmes de subduction. Par conséquent, les Ghomarides avec les Sebtides inférieures d'une part et les Sebtides supérieures d'autre part, appartiennent respectivement à la plaque supérieure et inférieure du système de subduction alpin. Dans ce cas, le caractère du paléo-gradient représenté dans la plaque supérieure (HT-MP à BP), évoluant depuis un gradient Abukuma vers un gradient Barrovien, pourrait refléter l'épaississement de l'arc magmatique. Le

développement d'un métamorphisme de BP-HT au Miocène inférieur, reflète la transition depuis un arc épaissi à un domaine d'arrière arc dans un contexte d'amincissement lithosphérique lié au retrait du plan de subduction.

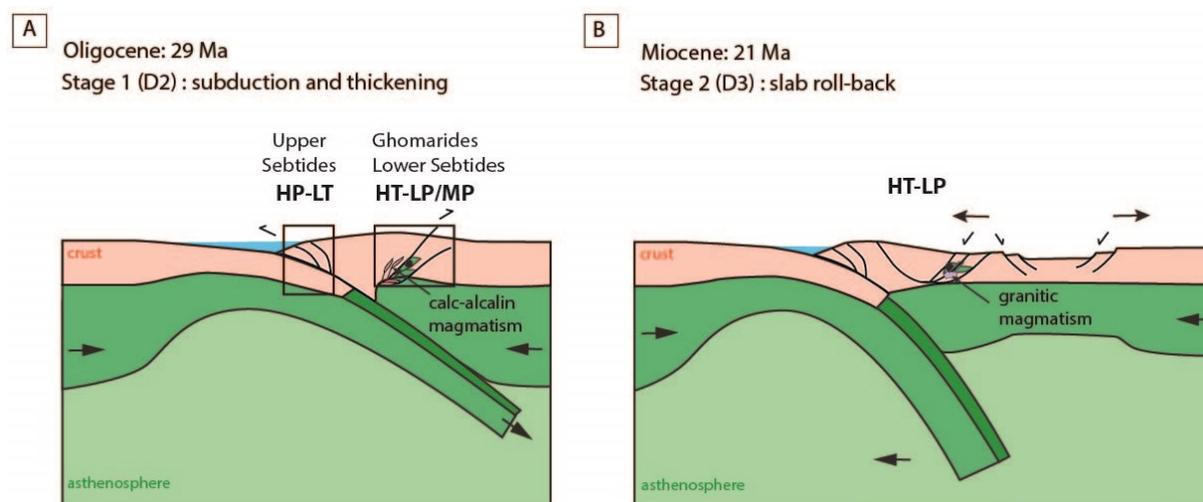


Figure V-4 : Coupes schématiques illustrant le scénario géodynamique pour la mise en place des unités du domaine d'Alboran. Le cercle noir représente la position des péridotites de Ceuta. En rose clair : croûte continentale, en vert plus foncé : croûte océanique, en vert foncé: manteau lithosphérique, en vert clair : manteau asthénosphérique, en rouge: magmatisme d'arc calco-alcalin, en violet: magmatisme granitique d'arrière-arc. A. Subduction oligocène (événement tectono-métamorphique D2), développement du métamorphisme de HP-BT dans les unités des Sébtides supérieures contemporain du métamorphisme et du magmatisme de HT des Sébtides inférieures et des Ghomarides. Les Sébtides inférieures et Ghomarides constituent la croûte de la plaque supérieure tandis que les Sébtides supérieures se situent dans la plaque subduite et/ou dans le prisme d'accrétion. B. Retrait du plan de subduction à environ 21 Ma (événement tectono-métamorphique D3), entraînant un amincissement lithosphérique contemporain d'un métamorphisme de HT-BP, d'un magmatisme granitique et de l'exhumation finale des unités de HP-BT.

On peut donc proposer le modèle géodynamique suivant :

Depuis l'Eocène à l'oligocène, la subduction alpine conduit à l'enfouissement des unités des Sébtides supérieures, de certaines unités des Alpujarrides ainsi que le complexe Nevado Filabride, induisant un métamorphisme de HP-BT (**Figure V-4A**). L'enfouissement de ces unités commencerait au début de l'Eocène (Plat et al., 2005) et le pic de pression serait atteint à environ 25-30 Ma (Michard et al., 2006). En parallèle, à environ 29 Ma, au niveau de la plaque supérieure du système de subduction, un métamorphisme de HT-MP à BP affecte le socle paléozoïque constitué des unités Ghomarides, Sébtides inférieures et Jubrique. Simultanément, un magmatisme d'arc calco-alcalin de nature fortement potassique à shoshonitique se met en place au sein de ces unités de HT (**Figure V-4A**). L'empilement des nappes (notamment Ghomarides) commence dès cette phase et peu continuer au maximum jusqu'au Burdigalien (Chalouan, 1986). En ce qui concerne le couplage entre les roches crustales et les péridotites, nos données montrent clairement qu'il s'est produit avant le Miocène

inférieur. Dans ce cas, le couplage peut se produire pendant le Paléogène (voir [Tubía et al., 2013](#)), pendant le Jurassique (voir [Sánchez-Rodriguez et Gebauer, 2000](#)), ou pendant ou même avant le Paléozoïque (voir [Kornprobst, 1974](#) ; [Montel et al., 2000](#)). Le modèle géodynamique proposé (**Figure V-4A**) montre la possible intégration des péridotites au sein de la croûte pendant un épaissement lithosphérique oligocène lors de l'avancé du plan de subduction.

Pendant l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, un amincissement lithosphérique induit par le recul de la plaque plongeante, permet l'exhumation des unités de HP-BT et induit un métamorphisme de HT-BP (**Figure V-4B**). L'amincissement de la lithosphérique provoque également la fusion de la croûte inférieure et la mise en place de dykes granitiques (traversant les unités des Sebides inférieures ; [Rossetti et al. 2013](#)). Cet épisode d'extension produit également l'ouverture du bassin d'Alboran et la mise en place de bassins sédimentaires (e.g. [Chalouan et al., 2008](#)).

Après le Burdigalien, deux épisodes compressifs de direction quasi orthogonale (~WNW-ESE puis ~N-S) affectent l'ensemble du Rif interne. La première phase de compression induit le plissement à grande échelle des unités du domaine d'Alboran (i.e. antiformes de Beni Mezala et de Beni Bousera). Cette phase correspond également au charriage des zones internes sur les zones externes (e.g. [Chalouan et al., 2008](#)). La deuxième phase de compression induit des plis kilométriques d'axe plus ou moins E-W.

**CHAPITRE VI – CONCLUSIONS ET
PERSPECTIVES**

Ce travail a permis d'apporter de nouvelles données sur l'évolution tectonique et métamorphique des unités internes du Rif (domaine d'Alboran). Pour cela une approche pluridisciplinaire a été mise en œuvre en combinant des études structurales, métamorphiques et géochronologiques dans deux zones clés qui sont Ceuta et Cabo Negro.

Les principaux résultats sont les suivants :

Un premier épisode de déformation, seulement identifié dans les granulites des Sebtides inférieures est reconnu dans le Rif interne comme contemporain d'un gradient Barrovien développé pendant l'orogénèse varisque (Montel et al., 2000 ; Gueydan et al., 2015 ; Melchiorre et al., 2017).

Un deuxième épisode de déformation daté à environ 29 Ma, est caractérisé par un métamorphisme de haute température - moyenne à basse pression (HT-MP/BP) depuis la base des Sebtides inférieures jusqu'au Ghomarides. Cet événement est accompagné d'un épisode magmatique fortement potassique à shoshonitique, dont la signature géochimique est typique des magmatismes d'arc. En parallèle les unités des Sebtides supérieures subissent un métamorphisme de haute pression-basse température HP-BT d'âge supposé Eocène-Oligocène.

Un troisième épisode de déformation, est contemporain d'un métamorphisme de basse pression-haute température (BP-HT) qui affecte les Sebtides inférieures et les Ghomarides. Cet épisode est lié à une phase d'extension d'âge Miocène inférieur (~21 Ma). Dans les Sebtides supérieures un métamorphisme schiste vert daté également à 21 Ma est contemporain de l'exhumation et de l'empilement de ces unités.

Nos données sur les péridotites de Ceuta attestent que les unités mantelliques sont accolées à la croûte au moins avant le Miocène inférieur.

Dans le cadre de l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale, les deux gradients contrastés et contemporains des unités internes sont typiques des ceintures métamorphiques appariées. Ainsi ces unités constituent les paléo-plaques de la subduction alpine de la méditerranée occidentale à l'oligocène, avec les Sebtides supérieures composant la plaque inférieure et les Sebtides inférieures et les Ghomarides se situant au niveau de la plaque supérieure du système de subduction. Ces résultats mettent en lumière l'existence d'un arc magmatique contemporain du métamorphisme de HP-BT, qui n'avait été jusqu'alors jamais identifié dans le Rif. Pendant l'oligo-miocène le retrait de la plaque plongeante induit un amincissement lithosphérique qui est contemporain du métamorphisme de BP-HT.

Par ailleurs, dans la plupart des reconstructions géodynamiques concernant la Méditerranée occidentale, les unités des Sebtides (Alpujarrides pour les Bétiques) sont considérées comme une unité de HP-BT à part entière. Il est donc important de prendre en compte les deux évolutions métamorphiques contrastées et contemporaines des unités du domaine d'Alboran dans la reconstruction des modèles géodynamiques futurs.

Les résultats de ce travail permettent d'envisager plusieurs voies d'investigation en perspective :

- Ce travail a mis en évidence un processus de remise à zéro partielle ou totale des thermochronomètres des unités des Sebtides inférieures pendant le Miocène inférieur. Cette remise à zéro est liée à la circulation de fluides syn-métamorphiques qui favorise la recristallisation des minéraux. Cet épisode de remise à zéro a été également répertorié dans l'ensemble des unités du Rif interne (Ghomarides ; [Chalouan et al., 1991](#) ; Sebtides supérieures ; [Janots et al., 2006](#) ; [Michard et al., 2006](#)). Il serait donc intéressant d'effectuer une étude géochronologique plus approfondie de ces unités, en effectuant notamment des cartographies chimiques des différents minéraux datés pour comprendre plus précisément les processus de recristallisation de ces minéraux lors de cet événement tectono-métamorphique (D3).
- Nous avons mis en évidence l'emplacement de sills magmatiques contemporain du métamorphisme de HT oligocène. Ces sills ont été identifiés à la base des unités de Filali (Sebtides inférieures) seulement au niveau de la péninsule de Ceuta. Ces roches magmatiques étant de la même couleur que les roches encaissantes sont assez difficiles à identifier. Il serait intéressant de chercher d'autres occurrences de telles roches magmatiques dans le reste du Rif.
- Les Ghomarides ont enregistré des phases de déformation et métamorphiques liées à la fois au cycle varisque et alpin ([Chalouan, 1986](#) ; [Chalouan et al., 1990](#) ; [Negro et al., 2006](#)). Les phases de déformation varisques ont déjà été décrites précisément par [Chalouan, \(1986\)](#) et [Chalouan et al. \(1990\)](#), cependant aucune étude géochronologique n'a encore pu dater de manière précise les différentes phases de déformation dans ces unités. Notre travail a permis de mettre en évidence une phase de déformation alpine à 29 Ma. Afin de faire la part des évolutions varisques de celles alpines, il serait pertinent de mener une étude pétrographique en parallèle d'une étude géochronologique (^{40}Ar - ^{39}Ar sur micas) de la nappe d'Aakaili, le long de coupes N-S et E-W.
- A Ceuta, les unités de HP-BT (Sebtides supérieures) sont séparées des unités de HT (Ghomarides et Sebtides inférieurs) par une zone de déformation ductile schiste vert. Cette zone de déformation est bien visible dans la partie est de l'antiforme de Beni Mezala. Cependant nous n'avons pu identifier précisément cette zone de déformation dans la partie ouest de l'antiforme. Il serait donc intéressant de mener une étude cartographique précise de cette zone de contact. De plus, aucune datation n'a été effectuée sur cette zone de déformation. Il serait donc également intéressant de mener une étude géochronologique (^{40}Ar - ^{39}Ar sur micas) pour dater la mise en contact des unités de HP-BT et des unités de HT.
- L'âge de l'intégration des péridotites au sein de la croûte reste encore une question ouverte. Les péridotites ainsi que les unités crustales accolées (granulites) contiennent toutes deux des reliques d'UHP, ce qui pourrait suggérer que ces deux

unités aient une histoire commune depuis cet épisode. Afin d'éclaircir ce point, il serait donc intéressant de mener une étude géochronologique de ces roches au niveau du massif des péridotites de Ronda, de Beni Bousera, de Ceuta, ainsi que des granulites présentes à Cabo Negro (Lu-Hf et Sm-Nd sur les grenats contenant les reliques d'UHP et U-Pb sur les zircons en inclusions dans ces mêmes grenats).

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*, v. 210–211, p. 147–167, doi:10.1016/j.lithos.2014.08.018.
- Afiri, A., 2011, Etude pétro-structurale des péridotites de Béni Bousera et des roches crustales sus-jacentes (Rif Interne, Maroc) : Implications géodynamiques.
- 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: *Geodinamica Acta*, v. 24, p. 49–60, doi:10.3166/ga.24.49-60.
- Agard, J., Destombes, J., Milliard, Y., and Morin, P., 1958, Sur l'existence du Llandovery supérieur dans le massif paléozoïque interne du Rif au nord de Tétouan (Maroc septentrional): *Acad Sci Paris*, v. 246, p. 2778–2780.
- Agard, P., Jullien, M., Goffé, B., Baronnet, A., and Bouybaouène, M., 1999, TEM evidence for high-temperature (300°C) smectite in multistage clay-mineral pseudomorphs in pelitic rocks (Rif, Morocco): *European Journal of Mineralogy*, v. 11, p. 655–668, doi:10.1127/ejm/11/4/0655.
- Aghzer, A.M., and Haissen, F., 2005, High-pressure granulite event in the Filali Unit (Beni Bousera Massif, Morocco): implications for an early Variscan matamorphic evolution: *Geogaceta*, v. 38, p. 267–270.
- Aghzer, A.M., Haissen, F., and Afiri, A., 2005, Migmatization of the basal paragneisses of the Filali Unit (Beni Bousera Massif, Morocco) during polyphase extensional tectonics: *Geogaceta*, v. 38, p. 263–266.
- Ahmamou, M., and Chalouan, A., 1988, Distension synsédimentaire plio-quadernaire et rotation anti-horaire des contraintes au Quaternaire ancien sur la bordure nord du bassin du Saïss (Maroc): *Bull. Inst. Sci, Rabat*, v. 12, p. 19–26.
- Aldaya, F., Alvarez, F., Galindo-Zaldívar, J., Gonzalez-Lodeiro, F., Jabaloy, A., and Navarro-Vilá, F., 1991, The Malaguide-Alpujarride contact (Betic Cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment: *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 313, p. 1447–1453.
- Allègre, C., and Turcotte, D., 1986, Implications of a two-component marble-cake mantle: *Nature*, v. 323, p. 123–127.
- Allerton, S., Lonergan, L., Platt, J.P., Platzman, E.S., and McClelland, E., 1993, Palaeomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, southern Spain: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 119, p. 225–241, doi:10.1016/0012-821X(93)90135-V.
- Álvarez-Valero, A.M., Jagoutz, O., Stanley, J., Manthei, C., Maz, A. El, Moukadiri, A., and Piasecki, A., 2014, Crustal attenuation as a tracer for the emplacement of the Beni Bousera ultramafic massif (Bético-Rifean belt): *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 126, p. 1614–1624, doi:10.1130/B31040.1.
- Andrieux, J., and Mattauer, M., 1963, Sur la présence de roches vertes à la base des nappes

- « ultra » du Rif: somm. Soc. geol. France, v. 7, p. 213–215.
- Atrassi, F. EL, Brunet, F., Bouybaouene, M., Chopin, C., and Chazot, G., 2011, Melting textures and microdiamonds preserved in graphite pseudomorphs from the Beni Bousera peridotite massif, Morocco: *European Journal of Mineralogy*, v. 23, p. 157–168, doi:10.1127/0935-1221/2011/0023-2094.
- Augier, R., Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., Robin, C., and Booth-Rea, G., 2005, Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): In situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and P-T-d-t paths for the Nevado-Filabride complex: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 23, p. 357–381, doi:10.1111/j.1525-1314.2005.00581.x.
- Azañón, J.M., García-Dueñas, V., and Goffé, B., 1992, High pressure mineral assemblages in the Trevenque Unit (Central Alpujarrides, Andalucía): *Geogaceta*, v. 11, p. 81–84.
- Azañón, J.M., García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M., and Crespo-Blanc, A., 1994, Alpujarride tectonic sheets in the central Betics and similar eastern allochthonous units (SE Spain): *Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II: Sciences de la Terre et des Planetes*, v. 318, p. 667–674.
- Azañón, J.M., Crespo-Blanc, A., García-Dueñas, V., and Sánchez-Gómez, M., 1995, The Alpujarride Complex structure and its contribution to the ESCI-Béticas2 deep seismic reflection profile interpretation (Alborán Domain, Betic Chain): *Rev. Soc. Geol. Esp.*, v. 8, p. 491–501.
- Azañón, J.M., and Goffé, B., 1997, Ferro- and magnesiochloritoid assemblages as record of the high-P, low-T metamorphism in the Central Alpujarrides, Betic Cordillera (SE Spain): *European Journal of Mineralogy*, v. 9, p. 1035–1051.
- Azañón, J.M., García-Dueñas, V., and Goffé, B., 1998, Exhumation of high-pressure metapelites and coeval crustal extension in the Alpujarride complex (Betic Cordillera): *Tectonophysics*, v. 285, p. 231–252, doi:10.1016/S0040-1951(97)00273-4.
- 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*, v. 19, p. 549–565, doi:10.1029/2000TC900005.
- Azdimousa, A., Jabaloy-Sánchez, A., Talavera, C., Asebriy, L., González-Lodeiro, F., and Evans, N.J., 2019, Detrital zircon U-Pb ages in the Rif Belt (northern Morocco): Paleogeographic implications: *Gondwana Research*, v. 70, p. 133–150, doi:10.1016/j.gr.2018.12.008.
- Bakker, H.E., de Jong, K., 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: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 7, p. 359–381, doi:10.1111/j.1525-1314.1989.tb00603.x.
- Balanyá, J.C., 1991, Estructura del Dominio de Alborán en la parte Norte del Arco de Gibraltar: 210 p.
- Balanyá, J.C., and García-Dueñas, V., 1991, Estructuración de los Mantos Alpujarrides al W de Málaga (Béticas, Andalucía): *Geogaceta*, v. 9, p. 30–33.

- Balanyá, J.C., Azañón, J.M., Sánchez-Gómez, M., and Garcia-Dueñas, V., 1993, Pervasive ductile extension, isothermal decompression and thinning of the Jubrique unit in the Paleogene (Alpujarride Complex, western Betics, Spain): *Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II*, v. 316, p. 1595–1601.
- Balanyá, J.C., Garcia-Duenas, V., and Azañón, J.M., 1997, Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc): *Tectonics*, v. 16, p. 226–238.
- Banda, E., and Ansorge, J., 1980, Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera: *Geophysical Journal International*, v. 63, p. 515–532, doi:10.1111/j.1365-246X.1980.tb02635.x.
- Banda, E., Ansorge, J., Boloix, M., and Córdoba, D., 1980, Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (Western Mediterranean): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 49, p. 219–230, doi:10.1016/0012-821X(80)90066-7.
- Banda, E., Gallart, J., García-Dueñas, V., Dañobeitia, J.J., and Makris, J., 1993, Lateral variation of the crust in the Iberian peninsula: New evidence from the Betic Cordillera: *Tectonophysics*, v. 221, p. 53–66, doi:10.1016/0040-1951(93)90027-H.
- Barich, A., Acosta-Vigil, A., Garrido, C.J., Cesare, B., Tajčmanová, L., and Bartoli, O., 2014, Microstructures and petrology of melt inclusions in the anatexic sequence of Jubrique (Betic Cordillera, S Spain): Implications for crustal anatexis: *Lithos*, v. 206–207, p. 303–320, doi:10.1016/J.LITHOS.2014.08.003.
- 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: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 31, p. 775–789, doi:10.1111/jmg.12044.
- 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*, v. 256–257, p. 282–299, doi:10.1016/J.LITHOS.2016.03.016.
- Baudelot, S., Bouhdadi, S.D., and Durand-Delga, M., 1984, Datation palynologique du Trias moyen au sein des grès rouges “permo-triasiques” des environs de Tétouan (Rif septentrional, Maroc): *Acad Sci Paris*, v. 2, p. 1061- 1068,.
- Beccaluva, L., Bianchini, G., Natali, C., and Siena, F., 2011, Geodynamic control on orogenic and anorogenic magmatic phases in Sardinia and Southern Spain: Inferences for the Cenozoic evolution of the western Mediterranean: *Lithos*, v. 123, p. 218–224, doi:10.1016/j.lithos.2011.01.007.
- Behr, W.M., and Platt, J.P., 2012, Kinematic and thermal evolution during two-stage exhumation of a Mediterranean subduction complex: *Tectonics*, v. 31, doi:10.1029/2012TC003121.
- Bernard-Griffiths, J., and Kornprobst, J., 1977, Ages des gneiss du Hacho de Ceuta: un évènement thermique hercynien dans la zone interieure de Rif: *RAST Rennes Abstract*, v. 64.

- 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): *Journal of Geodynamics*, v. 84, p. 19–39, doi:10.1016/j.jog.2014.09.014.
- Bessiere, E., 2019, Evolution géodynamique des zones internes des Cordillères Bétiques (Andalousie, Espagne): apport d'une étude pluridisciplinaire du complexe Alpujarride: Université d'Orléans, 321 p.
- 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 and Planetary Science Letters*, v. 368, p. 51–60, doi:10.1016/j.epsl.2013.02.024.
- Bickle, M.J., Hawkesworth, C.J., England, P.C., and Athey, D.R., 1975, A preliminary thermal model for regional metamorphism in the Eastern Alps: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 13–28, doi:10.1016/0012-821X(75)90173-9.
- Bird, P., 1979, Continental delamination and the Colorado Plateau.: *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 7561–7571, doi:10.1029/JB084iB13p07561.
- Blanco, M.J., and Spakman, W., 1993, The P-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below southern Spain: *Tectonophysics*, v. 221, p. 13–34, doi:10.1016/0040-1951(93)90025-F.
- Blichert-Toft, J., Albarède, F., and Kornprobst, J., 1999, Lu-Hf isotope systematics of garnet pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: Implications for basalt origin: *Science*, v. 283, p. 1303–1306, doi:10.1126/science.283.5406.1303.
- 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*, v. 20, p. 235–245, doi:10.1016/0024-4937(87)90011-9.
- 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*, v. 502, p. 28–37, doi:10.1016/j.tecto.2010.08.004.
- 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): *Comptes Rendus Geoscience*, v. 334, p. 857–865, doi:10.1016/S1631-0713(02)01787-X.
- Booth-Rea, G., Azanón, J.M., Martínez-Martínez, J.M., Vidal, O., Garcia-Duenas, V., 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*, v. 24, p. 1–23, doi:10.1029/2004TC001640.
- Bosch, D., Hammor, D., Bruguier, O., Caby, R., and Luck, J.-M., 2002, Monazite “in situ” ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb geochronology using a small geometry high-resolution ion probe.

- Application to Archaean and Proterozoic rocks: *Chemical Geology*, v. 184, p. 151–165, doi:10.1016/S0009-2541(01)00361-8.
- Bosch, D., Garrido, C.J., Bruguier, O., Dhuime, B., Bodinier, J.-L., Padrón-Navarta, J.A., and Galland, B., 2011, Building an island-arc crustal section: Time constraints from a LA-ICP-MS zircon study: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 309, p. 268–279, doi:10.1016/J.EPSL.2011.07.016.
- Bosse, V., Villa, I.M., 2019. Petrochronology and hydrochronology of tectono-metamorphic events. *Gondwana Research*. 71, 76-90.
- Bouillin, J.P., 1986, Le “bassin maghrebin”; une ancienne limite entre l’Europe et l’Afrique a l’ouest des Alpes: *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. II, p. 547–558, doi:10.2113/gssgfbull.ii.4.547.
- Bouillin, J.P., Durand-Delga, M., Gelard, J., Leikine, M., Raoult, J.F., Tefiani, M., and Vila, J.M., 1970, Définition d’un Flysch Massylien et d’un Flysch Maurétanien au sein des Flysch Allochtones de l’Algérie: *Comptes Rendus - Academie des Sciences*, v. 270, p. 2249–2252.
- Bourgois, J., Mauffret, A., Ammar, A., and Demnati, A., 1992, Multichannel seismic data imaging of inversion tectonics of the Alboran Ridge (western Mediterranean Sea): *Geo-Marine Letters*, v. 12, p. 117–122, doi:10.1007/BF02084921.
- Bourrouilh, R., and Jaeger, H., 1976, Découverte de Lochkovien à Graptolites dans l’unité de la Koudiat Tizian (zone interne du Rif, Maroc): *Acad Sci Paris*, v. 2, p. 409–412.
- Bouybaouène, M.L., 1993, Etude pétrologique des métapelites des Sebtides supérieures, Rif interne, Maroc : une evolution métamorphique de haute pression: Université de Rabat, Maroc.
- Bouybaouène, M.L., Goffé, B., and Michard, A., 1995, High-pressure, low-temperature metamorphism in the Sebtides nappes, northern Rif, Morocco: *Geogaceta*, v. 17.
- Bouybaouène, M.L., Michard, A., and Goffé, B., 1998, High-pressure granulites on top of the Beni Bousera peridotites, Rif belt, Morocco: a record of an ancient thickened crust in the Alboran domain: *Bulletin Soc. géol*, v. 2, p. 153–162.
- Brown, M., 2009, Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record: Geological Society, London, Special Publications, v. 318, p. 37–74, doi:10.1144/SP318.2.
- Brown, M., 2010, Paired metamorphic belts revisited: *Gondwana Research*, v. 18, p. 46–59, doi:10.1016/J.GR.2009.11.004.
- 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: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 105, p. 10871–10898, doi:10.1029/2000JB900024.
- Calvo, M., Vegas, R., and Osete, M.L., 1997, Palaeomagnetic results from Upper Miocene and Pliocene rocks from the Internal Zone of the eastern Betic Cordilleras (southern Spain):

- Tectonophysics, v. 277, p. 271–283.
- Calvo, M., Cuevas, J., and Tubía, J.M., 2001, Preliminary palaeomagnetic results on Oligocene-early Miocene mafic dykes from Southern Spain: *Tectonophysics*, v. 332, p. 333–345, doi:10.1016/S0040-1951(00)00301-2.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., and Sabadini, R., 1998, The role of slab detachment processes in the opening of the western–central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 160, p. 651–665, doi:10.1016/S0012-821X(98)00118-6.
- Casciello, E., Fernández, M., Vergés, J., Cesarano, M., and Torne, M., 2015, The Alboran domain in the western Mediterranean evolution: the birth of a concept: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 186, p. 371–384, doi:10.2113/gssgfbull.186.4-5.371.
- Chalouan, A., 1986, Les nappes ghomarides (Rif septentrional, Maroc). Un terrain varisque dans la chaîne alpine: University of Strasbourg, 317 p.
- Chalouan, A., and Michard, A., 1990, The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco: a variscan chip in the alpine belt: *Tectonics*, v. 9, p. 1565–1583.
- Chalouan, A., Ouazzani-Touhami, A., Mouhir, L., Saji, R., and Benmakhlouf, M., 1995, Les failles normales à faible pendage du Rif interne (Maroc) et leur effet sur l'amincissement crustal du domaine d'Alboran: *Geogaceta*, v. 17, p. 107–109.
- Chalouan, A., Saji, R., Michard, A., and Bally, A.W., 1997, Neogene Tectonic Evolution of the Southwestern Alboran Basin as Inferred from Seismic Data Off Morocco. *AAPG Bull.*, 81(7): 1161-1184.: *AAPG Bulletin*, v. 81, p. 1161–1184.
- Chalouan, A., Michard, A., Feinberg, H., Montigny, R., and Saddiqi, O., 2001, The Rif mountain building (Morocco): a new tectonic scenario: *GeoScienceWorld*, v. 172, p. 603–616, doi:10.2113/172.5.603.
- Chalouan, A., and Michard, A., 2004, The Alpine Rif Belt (Morocco): A Case of Mountain Building in a Subduction-Subduction-Transform Fault Triple Junction: v. 161, 489–519 p., doi:10.1007/s00024-003-2460-7.
- Chalouan, A., Michard, A., Kadiri, K. El, Negro, F., Frizon de Lamotte, D., Soto, J.I., and Saddiqi, O., 2008, The Rif belt (A. Michard, O. Saddiqi, A. Chalouan, & D. Frizon de Lamotte, Eds.): Berlin, v. 116, 203–302 p., doi:10.1007/978-3-540-77076-3_5.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M., Malavieille, J., and Bokun, A.N., 1995, A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 132, p. 225–232, doi:10.1016/0012-821X(95)00042-B.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M., and Bokun, A.N., 1996, Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 143, p. 173–182, doi:10.1016/0012-821X(96)00123-9.
- Cherniak, D., and Watson, E., 2001, Pb diffusion in zircon: *Chemical Geology*, v. 172, p. 5–

- 24, doi:10.1016/S0009-2541(00)00233-3.
- Cherniak, D., Watson, E.B., Grove, M., and Harrison, T.M., 2004, Pb diffusion in monazite: a combined RBS/SIMS study: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, p. 829–840, doi:10.1016/J.GCA.2003.07.012.
- Chertova, M., Spakman, W., Geenen, T., Van den Breg, A., and Van Hinsbergen, D.J.J., 2014, Underpinning tectonic reconstructions of the western Mediterranean region with dynamic slab evolution from 3-D numerical modeling: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth Research*, doi:10.1002/2014JB011150.
- Chopin, C., 1984, Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 86, p. 107–118, doi:10.1007/BF00381838.
- Cifelli, F., Mattei, M., and Porreca, M., 2008, New paleomagnetic data from Oligocene-upper Miocene sediments in the Rif chain (northern Morocco): Insights on the Neogene tectonic evolution of the Gibraltar arc: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 113, p. 1–12, doi:10.1029/2007JB005271.
- Clauzon, G., 1996, Limites de séquences et évolution géodynamique/Sequence boundaries and geodynamic evolution: *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, v. 2, p. 3–21, doi:10.3406/morfo.1996.867.
- Cloetingh, S., van der Beek, P. A., van Rees, D., Roep, T.B., Biermann, C., and Stephenson, R.A., 1992, Flexural interaction and the dynamics of neogene extensional Basin formation in the Alboran-Betic region: *Geo-Marine Letters*, v. 12, p. 66–75, doi:10.1007/BF02084914.
- Comas, M.C., García-Dueñas, V., and Jurado, M.J., 1992, Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data: *Geo-Marine Letters*, v. 12, p. 157–164, doi:10.1007/BF02084927.
- 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: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 161, p. 555–580, doi:10.1007/BF02084927.
- Copeland, P., Parrish, R.R., and Harrison, T.M., 1988, Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implications for U–Pb systematics: *Nature*, v. 333, p. 760–763, doi:10.1038/333760a0.
- Coquand, H., 1946, Description géologique de la partie septentrionale de l'Empire du Maroc: *Bull. Soc. géol. France*, v. 4, p. 1188–1249.
- Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maury, R.C., Bellon, H., Louni-Hacini, A., Cotten, J., Coutelle, A., and Hermitte, D., 2002, Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): Magmatic expression of a slab breakoff: *Lithos*, v. 62, p. 87–110, doi:10.1016/S0024-4937(02)00109-3.
- Crespo-Blanc, A., Orozco, M., and García-Dueñas, V., 1994, Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault systems: *Tectonics*, v. 13, p. 78–88.

- Crespo-Blanc, A., 1995, Interference pattern of extensional fault systems: a case study of the Miocene rifting of the Alboran basement (North of Sierra Nevada, Betic Chain): *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1559–1569, doi:10.1016/0191-8141(95)E0044-D.
- 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): *Journal of the Geological Society*, v. 163, p. 631–640, doi:10.1144/0016-764905-038.
- Dahl, P.S., 1997, A crystal-chemical basis for Pb retention and fission-track annealing systematics in U-bearing minerals, with implications for geochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 150, p. 277–290, doi:10.1016/S0012-821X(97)00108-8.
- 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*, v. 21, p. 471–474.
- De Capitani, C., and Petrakakis, K., 2010, The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software: *American Mineralogist*, v. 95, p. 1006–1016, doi:10.2138/am.2010.3354.
- de Jong, K., 1991, Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain): Vrije Universiteit, Amsterdam.
- de Jong, K., and Bakker, H., 1991, The Mulhacen and Alpujarride Complex in the eastern Sierra de Ios Filabres, SE Spain: *Litho-stratigraphy: Geologie en Mijnbouw*, v. 70, p. 93–103.
- de Jong, K., Wijbrans, J.R., and Féraud, G., 1992, Repeated thermal resetting of phengites in the Mulhacen Complex (Betic Zone, southeastern Spain) shown by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating and single grain laser probe dating: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 110, p. 173–191, doi:10.1016/0012-821X(92)90047-Y.
- de Jong, K., 2003, Very fast exhumation of high-pressure metamorphic rocks with excess ^{40}Ar and inherited ^{87}Sr , Betic Cordilleras, southern Spain: *Lithos*, v. 70, p. 91–110, doi:10.1016/S0024-4937(03)00094-X.
- Dercourt, J. et al., 1986, Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the Lias: *Tectonophysics*, v. 123, p. 241–315, doi:10.1016/0040-1951(86)90199-X.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Knott, S.D., Turco, E., and Hutton, D.H.W., 1989, Kinematics of the western Mediterranean: Geological Society, London, Special Publications, v. 45, p. 265–283, doi:10.1144/GSL.SP.1989.045.01.15.
- Dewolf, C.P., Zeissler, C.J., Halliday, A.N., Mezger, K., and Essene, E.J., 1996, The role of inclusions in U-Pb and Sm-Nd garnet geochronology: Stepwise dissolution experiments and trace uranium mapping by fission track analysis: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 121–134, doi:10.1016/0016-7037(95)00367-3.
- Díaz García, F., Sánchez Martínez, S., Castiñeiras, P., Fuenlabrada, J.M., and Arenas, R., 2010, A peri-Gondwanan arc in NW Iberia. II: Assessment of the intra-arc tectonothermal evolution through U-Pb SHRIMP dating of mafic dykes: *Gondwana Research*, v. 17, p. 352–362, doi:10.1016/j.gr.2009.09.010.

- Dickey, J., 1970, Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serrafia de Ronda and other examples: *Mineralog. Soc. America Spec*, v. 3, p. 33–49.
- Didon, J., Durand-Delga, M., and Kornprobst, J., 1973, Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar: *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 7, p. 77–106.
- Doblas, M., and Oyarzun, R., 1989, Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity: *Geology*, v. 17, p. 430–433, doi:10.1130/0091-7613(1989)017<0430:NECITW>2.3.CO;2.
- 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., 2014, Lago Mare and the Messinian Salinity Crisis: Evidence from the Alboran Sea (S. Spain): *Marine and Petroleum Geology*, v. 52, p. 57–76, doi:10.1016/J.MARPETGEO.2014.01.018.
- 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, p. 280–311.
- Draoui, M., Tabit, A., and El-Baghdadi, M., 1995, Mise en évidence d’une structure diapirique déformée au niveau de la partie basale du Massif des Beni-Boussera (Rif interne, Maroc): *Geogaceta*, v. 17, p. 101–103.
- Draper, G., Harding, R.R., Horsfield, W.T., Kemp, A.W., and Tresham, A.E., 1976, Low-grade metamorphic belt in Jamaica and its tectonic implications: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 87, p. 1283–1290, doi:10.1130/0016-7606(1976)87<1283:LMBIJA>2.0.CO;2.
- 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 and Planetary Science Letters*, v. 218, p. 91–108, doi:10.1016/S0012-821X(03)00632-0.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., and Garbe-Schönberg, 2005, Post-collisional transition from subduction-to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: Evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere: *Journal of Petrology*, v. 46, p. 1155–1201, doi:10.1093/petrology/egi013.
- Duggen, S., Hoernle, K., Klügel, A., Geldmacher, J., Thirlwall, M., Hauff, F., Lowry, D., and Oates, N., 2008, Geochemical zonation of the Miocene Alboran Basin volcanism (westernmost Mediterranean): Geodynamic implications: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 156, p. 577–593, doi:10.1007/s00410-008-0302-4.
- Durand-Delga, M., Hottinger, L., Marcais, J., Mattauer, M., Milliard, Y., and Suter, G., 1962, Données actuelles sur la structure du Rif. Livre à la mémoire du professeur Fallot. . *Mémoires hors série, Paris.: Bull. Soc. géol. France*, v. 1, p. 399- 442.
- Durand-Delga, M., and Kornprobst, J., 1963, Esquisse géologique de la région de Ceuta (Maroc): *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 7, p. 1040–1057.
- Durand-Delga, M., and Lespinasse, P., 1965, Le Miocène des Beni Issef (Rif septentrional) et

- ses rapports avec la nappe Numidienne: *Comptes Rendus Sommet Société Géologique Fr*, v. 7, p. 321–323.
- Durand-Delga, M., 1972, La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines, unité l'Europe et l'Afrique: *Eclogae Geologicae Helvetica*, v. 65, p. 267–278, doi:10.5169/seals-164091.
- Durand-Delga, M., 1980, La Méditerranée occidentale, étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci: *Bull. Soc. géol. France*, v. 10, p. 203–224.
- Durand-Delga, M., and Olivier, P.H., 1988, Evolution of the Alboran block margin from Early Mesozoic to Early Miocene time: *Earth sci*, v. 15, p. 465–480.
- Durand-Delga, M., and Feist, R., 1991, Attribution à *Spiniscutellum umbelliferum* (Beyr.) du trilobite éodévonien découvert par Coquand dans le Rif en 1846: son gisement, conséquences stratigraphiques et paléogéographiques: *Comptes Rendus - Académie des Sciences, Serie II*, v. 312, p. 935–941.
- Durand-Delga, M., Gardin, S., and Olivier, P.H., 1999, Datation des Flyschs Eocrétacés maurétaniens des Maghrébides: la formation du Jbel Tisirène: *Acad. Sci*, v. 328, p. 701–709.
- 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): *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences - Serie IIa: Sciences de la Terre et des Planètes*, v. 331, p. 29–38, doi:10.1016/S1251-8050(00)01378-1.
- Durand-Delga, M., Gardin, S., Esteras, M., and Paquet, H., 2005, Le domaine Tariquide (arc de Gibraltar, Espagne et Maroc): Succession sédimentaire et événements structuraux au Lias et au Dogger: *Comptes Rendus - Geosci.*, v. 337, p. 787–798.
- Egeler, C.G., and Simon, O.J., 1969, Orogenic evolution of the betic zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis of nappe structures.: *Geologie en Mijnbouw*, v. 48, p. 296–305.
- Elazzab, D., and Feinberg, H., 1994, Paleomagnetisme des roches ultrabasiques du Rif externe (Maroc): *Comptes Rendus - Académie des Sciences, Serie II: Sciences de la Terre et des Planètes*, v. 318, p. 351–357.
- Elbaghdadi, M., Tabit, A., Kornprobst, J., and Duthou, J.L., 1996, Les injections acides dans le massif des Beni Bousera et son enveloppe métamorphique: conséquence sur l'évolution du métamorphisme et la cinématique: *Notes Mem. Serv. Géol. Maroc*, v. 387, p. 33–44.
- El Bakkali, S., Gourgaud, A., Bourdier, J.L., Bellon, H., and Gundogdu, N., 1998, Post-collision neogene volcanism of the Eastern Rif (Morocco): Magmatic evolution through time: *Lithos*, v. 45, p. 523–543, doi:10.1016/S0024-4937(98)00048-6.
- El Hatimi, N., Duée, G., and Hervouet, Y., 1991, La Dorsale calcaire du Haouz: ancienne marge continentale passive téthysienne (Rif, Maroc): *Bull. Soc. Geol. France*, v. 162, p. 79–90.
- El Kadiri, K., Linares, A., and Oloriz, F., 1992, La Dorsale calcaire rifaine (Maroc septentrional): évolution stratigraphique et géodynamique durant le Jurassique-Crétacé:

- Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc, v. 336, p. 217–265.
- El Kadiri, K., Chalouan, A., Bahmad, A., Salhi, F., and Liemlahi, H., 2006, “Transgressive washing” concept: a sequence stratigraphic approach for calci- and siliciclastic turbidites: Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa, v. 262, p. 45–54, doi:10.1144/GSL.SP.2006.262.01.02.
- El Maz, A., and Guiraud, M., 2001, Paragenèse à faible variance dans les métapélites de la série de Filali (Rif interne marocain): description, interprétation et conséquence géodynamique: Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 172, p. 469–485.
- El Maz, A., Guiraud, M., and Mokhtari, A., 2003, Sur l’absence de paragenèse de haute pression dans la série métapélitique de Filali (Rif interne marocain): Institut Scientifique de Rabat, Série Géologie et Géographie physique, v. 21, p. 167–174.
- Ernst, W.G., 1973, Blueschist metamorphism and P-T regimes in active subduction zones: Tectonophysics, v. 17, p. 255–272, doi:10.1016/0040-1951(73)90006-1.
- Ernst, W.G., 1975, Systematics of large-scale tectonics and age progressions in Alpine and Circum-Pacific blueschist belts: Tectonophysics, v. 26, p. 229–246, doi:10.1016/0040-1951(75)90092-X.
- Ernst, W.G., 1983, Phanerozoic continental accretion and the metamorphic evolution of northern and central california: Tectonophysics, v. 100, p. 287–320, doi:10.1016/0040-1951(83)90192-0.
- Ernst, W.G., and Liou, J.G., 2008, High- and ultrahigh-pressure metamorphism: Past results and future prospects: American Mineralogist, v. 93, p. 1771–1786, doi:10.2138/am.2008.2940.
- 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): Journal of Structural Geology, v. 30, p. 380–393, doi:10.1016/j.jsg.2007.11.010.
- 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, v. 603, p. 179–188, doi:10.1016/j.tecto.2013.05.027.
- Etheve, N., Frizon de Lamotte, D., Mohn, G., Martos, R., Roca, E., and Blanpied, C., 2016, Extensional vs contractional Cenozoic deformation in Ibiza (Balearic Promontory, Spain): Integration in the West Mediterranean back-arc setting: Tectonophysics, v. 682, p. 35–55, doi:10.1016/J.TECTO.2016.05.037.
- 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: Geophysical Journal International, v. 145, p. 809–820, doi:10.1046/j.0956-540x.2001.01435.x.
- 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, v. 23, doi:10.1029/2002TC001488.

- Faccenna, C. et al., 2014, Mantle dynamics in the Mediterranean: Reviews of Geophysics, v. 52, p. 283–332, doi:10.1002/2013RG000444.Received.
- Fadil, A., Vernant, P., McClusky, S., Reilinger, R., Gomez, F., Ben Sari, D., Mourabit, T., Feigl, K., and Barazangi, M., 2006, Active tectonics of the western Mediterranean: Geodetic evidence for rollback of a delaminated subcontinental lithospheric slab beneath the Rif Mountains, Morocco: *Geology*, v. 34, p. 529, doi:10.1130/G22291.1.
- Fallot, P., 1937, Essai sur la géologie du Rif septentrional.: Notes Et mémoires Du Service Géologique. Maroc, v. 40, p. 553.
- Favre, P., 1995, Analyse quantitative du rifting et de la relaxation thermique de la partie occidentale de la marge transformante nord-africaine: le Rif externe (Maroc): *Geodinamica Acta*, v. 8, p. 59–81, doi:10.1080/09853111.1995.11105275.
- Feinberg, H., and Olivier, P.H., 1983, Datation de termes aquitaniens et burdigaliens dans la zone prédorsalienne bético-rifaine et ses conséquences: *Acad Sci Paris*, v. 2, p. 473–476.
- Feinberg, H., and Olivier, P.H., 1990, Signification des dépôts de l'oligocène supérieur-miocène inférieur du Rif interne (Maroc), dans l'évolution géodynamique de l'Arc de Gibraltar: *C.R. Académie des Sciences de Paris*, p. 1487–1495.
- 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): *Geological Society, London, Special Publications*, v. 105, p. 43–52, doi:10.1144/GSL.SP.1996.105.01.04.
- Fernandes, R.M.S., Miranda, J.M., Meijninger, B.M.L., Bos, M.S., Noomen, R., Bastos, L., Ambrosius, B.A.C., and Riva, R.E.M., 2007, Surface velocity field of the Ibero-Maghrebian segment of the Eurasia-Nubia plate boundary: *Geophysical Journal International*, v. 169, p. 315–324, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03252.x.
- 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*, v. 29, p. 117–126, doi:10.1111/ter.12255.
- Frets, E.C., Tommasi, A., Garrido, C.J., Vauchez, A., Mainprice, D., Targuisti, K., and Amri, I., 2014, The Beni Bousera peridotite (Rif belt, Morocco): an oblique-slip low-angle shear zonethinning the subcontinental mantle lithosphere: *Journal of Petrology*, v. 55, p. 283–313, doi:10.1093/petrology/egt067.
- Frizon de Lamotte, D., 1985, La structure du Rif oriental (Maroc). Rôle de la tectonique longitudinale et importance des fluides. Mémoires des Sciences de la Terre, University Paul et Marie Curie, Paris VI: 436 p.
- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., González-Lodeiro, F., and Aldaya, F., 1997, Crustal structure of the central sector of the Betic Cordillera (SE Spain): *Tectonics*, v. 16, p. 18–37, doi:10.1029/96TC02359.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F., Jabaloy, A., Maldonado, A., Schreider, A.A., 1998, Models of magnetic and Bouguer gravity anomalies for the deep structure of the central Alboran Sea basin: *Geo-Marine Letters*, v. 18, p. 10–18, doi:10.1007/s003670050046.

- García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M., Orozco, M., and Soto, J., 1983, Plis-nappes, cisillements syn- à post métamorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado- Filabrides (Cordillères bétiques, Espagne).: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v. 307, p. 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-Marine Letters*, v. 12, p. 88–95, doi:10.1007/BF02084917.
- Garrido, C.J., Sautter, V., Gueydan, F., Booth-Rea, G., and Gervilla, F., 2006, Unequivocal garnet and garnet-spinel lherzolite assemblages in the Ronda Peridotite (S. Spain): implications for exhumation of sub-continental mantle in the Alborán basin: *Geophysical Research Abstracts*, v. 8, n. 10263.
- 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*, v. 39, p. 927–930, doi:10.1130/G31760.1.
- Gasparik, T., 1984, Experimental study of subsolidus phase relations and mixing properties of pyroxene in the system CaO-Al₂O₃- SiO₂: *Geochim Cosmochim Acta*, v. 48, p. 2537–2545
- Gastaldi, B., 1871, *Studi geologici sulle Alpi occidentali: Mem. descrit. Carta geol. Ital.*, v. 1, p. 1–47.
- Gerya, T., and Stöckhert, B., 2006, Two-dimensional numerical modeling of tectonic and metamorphic histories at active continental margins: *International Journal of Earth Sciences*, v. 95, p. 250–274, doi:10.1007/s00531-005-0035-9.
- Gill, R.C.O., Aparicio, A., El Azzouzi, M., Hernandez, J., Thirlwall, M.F., Bourgois, J., and Marriner, G.F., 2004, Depleted arc volcanism in the Alboran Sea and shoshonitic volcanism in Morocco: Geochemical and isotopic constraints on Neogene tectonic processes: *Lithos*, v. 78, p. 363–388, doi:10.1016/j.lithos.2004.07.002.
- Gilotti, J.A., 2013, The Realm of Ultrahigh-Pressure Metamorphism: *Elements*, v. 9, p. 255–260, doi:10.2113/gselements.9.4.255.
- 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: *European Journal of Mineralogy*, v. 6, p. 897–912, doi:10.1127/ejm/6/6/0897.
- Goffé, B., Azañón, J.M., Bouybaouène, M.L., and Jullien, M., 1996, Metamorphic cookeite in Alpine metapelites from Rif, northern Morocco, and the Betic Chain, southern Spain: *European Journal of Mineralogy*, v. 8, p. 335–348.
- Gómez-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: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 95, p. 231–244, doi:10.1007/BF00381273.

- Gómez-Pugnaire, M.T., and Munoz, M., 1991, Al-rich xenoliths in the Nevado-Filabride metabasites: evidence for a continental setting of this basic magmatism in the Betic Cordilleras (SE Spain): *European Journal of Mineralogy*, v. 3, p. 193–198, doi:10.1127/ejm/3/1/0193.
- Gómez-Pugnaire, M.T., Ulmer, P., López-Sánchez-Vizcaíno, V., Gomez-Pugnaire, M.T., Ulmer, P., Lopez-Sanchez-Vizcaino, and V., 2000, Petrogenesis of the mafic igneous rocks of the Betic Cordilleras: A field, petrological and geochemical study: *Contrib Mineral Petrol*, v. 139, p. 436–457, doi:10.1007/s004100000148.
- 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*, v. 146–147, p. 93–111, doi:10.1016/j.lithos.2012.03.027.
- Gómez de la Peña, L., Ranero, C.R., and Gràcia, E., 2018, The Crustal Domains of the Alboran Basin (Western Mediterranean): *Tectonics*, v. 37, p. 3352–3377, doi:10.1029/2017TC004946.
- González-Bonorino, F., 1971, Metamorphism of the crystalline basement of central Chile: *Journal of Petrology*, v. 12, p. 149–175, doi:10.1093/petrology/12.1.149.
- Grimison, N.L., and Chen, W.-P., 1986, The Azores-Gibraltar Plate Boundary: Focal mechanisms, depths of earthquakes, and their tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 2029, doi:10.1029/JB091iB02p02029.
- Gueguen, E., Doglioni, C., and Fernandez, M., 1998, On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean: *Tectonophysics*, v. 298, p. 259–269, doi:10.1016/S0040-1951(98)00189-9.
- Guerrera, F., 1981, Successions turbiditiques dans les flyschs maurétanien et numidien du Rif (Maroc): *Rev. Géol. Dyn. Geogr. Phys.*, v. 23, p. 85–96.
- Guerrera, F., Martín-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*, v. 5, p. 525–544, doi:10.1111/j.1365-3121.1993.tb00302.x.
- Guerrera, F., Martín-Martín, 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*, v. 17, p. 358–367, doi:10.1111/j.1365-3121.2005.00621.x.
- Guerrera, F., Martín-Algarra, A., and Martín-Martín, M., 2012, Tectono-sedimentary evolution of the “Numidian Formation” and Lateral Facies (southern branch of the western Tethys): Constraints for central-western Mediterranean geodynamics: *Terra Nova*, v. 24, p. 34–41, doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01034.x.
- 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*, v. 34, doi:10.1002/2014TC003769.

- Guillot, S., Hattori, K., Agard, P., Schwartz, S., and Vidal, O., 2009, Exhumation Processes in Oceanic and Continental Subduction Contexts: A Review, *in* Springer, Berlin, Heidelberg, p. 175–205, doi:10.1007/978-3-540-87974-9_10.
- 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*, v. 30, p. 1071–1074, doi:10.1130/0091-7613(2002)030<1071:EFASBG>2.0.CO;2.
- Hacker, B.R., and Gerya, T. V., 2013, Paradigms, new and old, for ultrahigh-pressure tectonism: *Tectonophysics*, v. 603, p. 79–88, doi:10.1016/J.TECTO.2013.05.026.
- Hajjar, Z., Wafik, A., and Constantin, M., 2015, Magnesite Veins from Ultramafic Massif of Beni Bousera (Internal Rif, Morocco): *Tethys*, v. 3, p. 152–162.
- Hajjar, Z., Wafik, A., Constantin, M., and Bhilisse, M., 2016, Process of serpentinization in the ultramafic massif of Beni Bousera (internal Rif, Morocco): *Arabian Journal of Geosciences*, v. 9, p. 1–9, doi:10.1007/s12517-016-2507-6.
- Hajjar, Z., Gervilla, F., Essaifi, A., and Wafik, A., 2017, Mineralogical and geochemical features of the alteration processes of magmatic ores in the Beni Bousera ultramafic massif (north Morocco): *Journal of African Earth Sciences*, doi:10.1016/j.jafrearsci.2017.04.022.
- Hamilton, W., 1969, Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 80, p. 2409–2430, doi:10.1130/0016-7606(1969)80[2409:MCATUO]2.0.CO;2.
- Handy, M.R., 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-Science Reviews*, v. 102, p. 121–158, doi:10.1016/J.EARSCIREV.2010.06.002.
- Harrison, T.M., Célérier, J., Aikman, A.B., Hermann, J., and Heizler, M.T., 2009, Diffusion of ^{40}Ar in muscovite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 73, p. 1039–1051, doi:10.1016/J.GCA.2008.09.038.
- Hatzfeld, D., 1976, Etude sismologique et gravimétrique de la structure profonde de la mer d'Alboran: mise en évidence d'un manteau anormal: *C.R. Académie des Sciences de Paris*, v. 283, p. 1021–1024.
- Hatzfeld, D., 1978, Etude sismotectonique de la zone de collision Ibero-Maghrebien.: Université Joseph Fourier - Grenoble 1, 282 p.
- Hawkesworth, C.J., Waters, D.J., and Bickle, M.J., 1975, Plate tectonics in the Eastern Alps: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 24, p. 405–413, doi:10.1016/0012-821X(75)90147-8.
- 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 and Planetary Science Letters*, v. 47, p. 81–90, doi:10.1016/0012-821X(80)90106-5.
- Hernandez, J., De Larouziere, F.D., Bolze, J., and Bordet, P., 1987, Le magmatisme néogène

- bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran: *Bull. Soc. géol. France*, v. 8, p. 257–267.
- Hlila, R. et al., 2008, New stratigraphic data of the Oligo-Miocene transgressive cover of the Ghomaride units (Northern Internal Rif, Morocco): Implications on tectonosedimentary evolution: *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v. 21, p. 59–71, <http://digital.csic.es/handle/10261/29426>.
- Holland, T.J.B., and Powell, R., 1998, An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 16, p. 309–343, doi:10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x.
- Horstwood, M.S.A., Foster, G.L., Parrish, R.R., Noble, S.R., Nowell, G.M., 2003. Common-Pb corrected in situ U–Pb accessory mineral geochronology by LA-MC-ICP-MS. *J. Anal. At. Spectrom.* 837–846.
- Homonnay, E., Corsini, M., Lardeaux, J.M., Romagny, A., Münch, P., Bosch, D., Cenko-Tok, B., and Ouazzani-Touhami, M., 2018a, 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*, v. 722, p. 507–535, doi:10.1016/j.tecto.2017.11.028.
- Homonnay, E., Lardeaux, J.M., Corsini, M., El Bakili, A., Bosch, D., Bruguier, O., and Ouazzani-Touhami, M., 2018b, Arc-related high-K magmatism in the Ceuta Peninsula (Internal Rif, Spain): discovery and consequences: *Geological Magazine*, p. 1–15, doi:10.1017/s0016756818000717.
- Hsü, K.J., 1973, The Origin of the Mediterranean Evaporites: *in* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 13, p. 1203–1231, doi:10.2973/dsdp.proc.13.143.1973.
- Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., and González-Lodeiro, F., 1993, The Alpujarride-Nevado-Filábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain: *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 555–569, doi:10.1016/0191-8141(93)90148-4.
- 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*, v. 644–645, p. 40–57, doi:10.1016/J.TECTO.2014.12.022.
- 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*, v. 87, p. 214–234, doi:10.1016/j.lithos.2005.06.008.
- Johnson, C., Harburu, N., and Hurford, Anthony, J., 1997, The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filabride complex, Betic Cordillera (SE Spain): *Tectonics*, v. 16, p. 189–204.
- Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F.F., Rimmelé, G., Agard, P., Robin, C.C., Rossetti, F., and Crespo-Blanc, A., 2008, Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region: *Bulletin de la Societe Geologique de*

- France, v. 179, p. 525–550, doi:10.2113/gssgfbull.179.6.525.
- Jolivet, L., and Faccenna, C., 2000, Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision: *Tectonics*, v. 19, p. 1095–1106, doi:10.1029/2000TC900018.
- Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J.-P., and Rouchy, J.M., 2006, Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis: *Sedimentary Geology*, v. 188–189, p. 9–33, doi:10.1016/j.sedgeo.2006.02.004.
- Jolivet, L., Faccenna, C., and Piromallo, C., 2009, From mantle to crust: Stretching the Mediterranean Laurent: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 285, p. 198–209.
- Jolivet, L. et al., 2013, Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat: *Elsevier*, v. 597–598, p. 1–33.
- Jourdan, F., and Renne, P.R., 2007, Age calibration of the Fish Canyon sanidine $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard using primary K–Ar standards: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 71, p. 387–402, doi:10.1016/j.gca.2006.09.002.
- Jurado, M.J., and Comas, M.C., 1992, Well log interpretation and seismic character of the cenozoic sequence in the northern Alboran Sea: *Geo-Marine Letters*, v. 12, p. 129–136, doi:10.1007/BF02084923.
- Kalt, A., Corfu, F., and Wijbrans, J.R., 2000, Time calibration of a P-T path from a Variscan high-temperature low-pressure metamorphic complex (Bayerische Wald, Germany), and the detection of inherited monazite: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 138, p. 143–163, doi:10.1007/s004100050014.
- Koppers, A.A.P., 2002, ArArCALC-software for $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ age calculations: *Computers & Geosciences*, v. 28, p. 605–619.
- Kornprobst, J., 1962, Observations sur la série métamorphique de la Presqu'île de Ceuta (Rif septentrional, Maroc): *Comptes Rendus - Academie des Sciences*, v. 2, p. 21–40.
- Kornprobst, J., 1969, Le massif ultrabasique des Beni Boussera (Rif Interne, Maroc): Etude des péridotites de haute température et de haute pression, et des pyroxénolites, à grenat ou sans grenat, qui leur sont associées: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 23, p. 283–322, doi:10.1007/BF00371425.
- Kornprobst, J., 1970, Les péridotites et les pyroxénolites du massif ultrabasique des Beni Bouchera: une étude expérimentale entre 1100 et 1550° C, sous 15 à 30 kilobars de pression sèche: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 29, p. 290–309, doi:10.1007/BF00371277.
- Kornprobst, J., 1974, Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional): 1–376 p.
- Kornprobst, J., 1976, Signification structurale des péridotites dans l'orogénèse bético-rifain: arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques: *Bull. Soc. géol. France*, v. XVIII. N°3, p. p607-618.
- Kornprobst, J., and Durand-Delga, M., 1985a, Carte géologique du Rif. Sebta. Échelle 1:50000.

- Feuille NI-30- XIX-4c.: Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc, Rabat, v. 297.
- Kornprobst, J., and Durand-Delga, M., 1985b, Carte géologique du Rif. Tétouan-Ras-Mazari. Échelle 1:50000. Feuille NI-30- XIX-4a b.
- 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? *Journal of Petrology*, v. 31, p. 717–745, doi:10.1093/petrology/31.3.717.
- Kornprobst, J., 2001, *Métamorphisme et roches métamorphiques. Signification géodynamique*: Dunod.
- Koulali, A., Ouazar, D., Tahayt, A., King, R.W., Vernant, P., Reilinger, R.E., McClusky, S., Mourabit, T., Davila, J.M., and Amraoui, N., 2011, New GPS constraints on active deformation along the Africa-Iberia plate boundary: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 308, p. 211–217, doi:10.1016/j.epsl.2011.05.048.
- Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals: *Am. Mineral.*, v. 68, p. 277 - 279.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., and Wilson, D.S., 1999, Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis: *Nature*, v. 400, p. 652–655, doi:10.1038/23231.
- Lafuste, M.L.J., and Pavillon, M.J., 1976, Mise en évidence d’Eifélien daté au sein des terrains métamorphiques des zones internes des Cordillères bétiques. Intérêt de ce nouveau repère stratigraphique: *C.R.Acad.Sci.*, v. Ser.II, 28, p. 1015–1018.
- Landis, C.A., and Coombs, D.S., 1967, Metamorphic belts and orogenesis in southern New Zealand: *Tectonophysics*, v. 4, p. 501–518, doi:10.1016/0040-1951(67)90014-5.
- Lardeaux, J.-M., 2014, Deciphering orogeny: a metamorphic perspective. Examples from European Alpine and Variscan belts: Part I: Alpine metamorphism in the western Alps. A review: *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 185, p. 93–114, doi:10.2113/gssgfbull.185.2.93.
- Lee, S.M., 1984, Metamorphic map of south and east Asia (S. M. Lee, Ed.): 18–34 p.
- Lee, J.Y., Marti, K., Severinghaus, J.P., Kawamura, K., Yoo, H.S., Lee, J.B., and Kim, J.S., 2006, A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, p. 4507–4512, doi:10.1016/j.gca.2006.06.1563.
- Leprêtre, R., De Lamotte, D.F., 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: *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, v. 189, doi:10.1051/bsgf/2018009.
- Liou, J.G., Ernst, W.G., Zhang, R.Y., Tsujimori, T., and Jahn, B.M., 2009, Ultrahigh-pressure minerals and metamorphic terranes – The view from China: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 35, p. 199–231, doi:10.1016/J.JSEAES.2008.10.012.
- Lonergan, L., 1993, Timing and kinematics of deformation in the Malaguide Complex, internal

- zone of the Betic Cordillera, southeast Spain: *Tectonics*, v. 12, p. 460–476, doi:10.1029/92TC02507.
- 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: *Journal of Structural Geology*, v. 17, doi:10.1016/0191-8141(95)00070-T.
- Lonergan, L., and White, N., 1997, Origin of the Betic-Rif mountain belt: v. 16, p. 504–522.
- Louni-Hacini, A., Bellon, H., Maury, R.C., Megartsi, M., Coulon, C., Semroud, B., Cotten, J., and Coutelle, A., 1995, Datation ^{40}K – ^{40}Ar de la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin en Oranie au Miocène supérieur: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 321, p. 975–982.
- Ludwig, K.R., 2003, *Mathematical–Statistical Treatment of Data and Errors for $^{230}\text{Th}/\text{U}$ Geochronology: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 52, p. 631–656, doi:10.2113/0520631.
- Lustrino, M., Duggen, S., and Rosenberg, C.L., 2011, The Central-Western Mediterranean: Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting: *Earth-Science Reviews*, v. 104, p. 1–40, doi:10.1016/j.earscirev.2010.08.002.
- Maaté, A., 1984, *Etude géologique de la couverture mésozoïque et cénozoïque des unités Ghomarides au nord de Tétouan*: Univ. Paul Sabatier, Toulouse, France, 161 p.
- Maillard, A., and Mauffret, A., 1993, Structure et volcanisme de la fosse de Valence (Méditerranée nord- occidentale): *Bulletin - Société Géologique de France*, v. 164, p. 365–383.
- Mäkel, G.H., 1985, The geology of the Malaguide complex and its bearing on the geodynamic evolution of the Betic-Rif orogen (southern Spain and northern Morocco): *GUA Pap. Geol.*, v. 22(1), p. 263 pp.
- Maldonado, A., and Comas, M.C., 1992, Geology and geophysics of the Alboran Sea: An introduction: *Geo-Marine Letters*, v. 12, p. 61–65, doi:10.1007/BF02084913.
- Malinverno, A., and Ryan, W.B.F., 1986, Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere: *Tectonics*, v. 5, p. 227–245, doi:10.1029/TC005i002p00227.
- Mancilla, F. de L. et al., 2015, Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions: *Tectonophysics*, v. 663, p. 225–237, doi:10.1016/j.tecto.2015.06.028.
- 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-Alboran orogenic system: *Tectonics*, v. 16, p. 205–225, doi:10.1029/97TC00157.
- 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*, v. 21, p. 3–1–3–20, doi:10.1029/2001TC001283.

- Martínez-García, P., Soto, J.I., and Comas, M., 2011, Recent structures in the Alboran Ridge and Yusuf fault zones based on swath bathymetry and sub-bottom profiling: Evidence of active tectonics: *Geo-Marine Letters*, v. 31, p. 19–36, doi:10.1007/s00367-010-0212-0.
- Martínez-García, P., Comas, M., Lonergan, L., and Watts, A.B., 2017, From Extension to Shortening: Tectonic Inversion Distributed in Time and Space in the Alboran Sea, Western Mediterranean: *Tectonics*, v. 36, p. 2777–2805, doi:10.1002/2017TC004489.
- Masaaki, O., 1980, The ronda peridotite: Garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion: *Journal of Petrology*, v. 21, p. 533–572, doi:10.1093/petrology/21.3.533.
- 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*, v. 208, p. 137–157, doi:10.1016/j.lithos.2014.08.027.
- 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 constraints from the Betic chain: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 250, p. 522–540, doi:10.1016/j.epsl.2006.08.012.
- Mauffret, A., Maldonado, A., and Campillo, A.C., 1992, Tectonic framework of the eastern Alboran and western Algerian Basins, western Mediterranean: *Geo-Marine Letters*, v. 12, p. 104–110, doi:10.1007/BF02084919.
- Mauffret, A., Ammar, A., Gorini, C., and Jabour, H., 2007, The Alboran Sea (Western Mediterranean) revisited with a view from the Moroccan Margin: *Terra Nova*, v. 19, p. 195–203, doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00734.x.
- Maurry, R. C., Fourcade, S., Coulon, C., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotten, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Piqué, A., Capdevila, R., Hernandez, J., and Rehault, J.P., 2000, Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff : *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, v. 331, 3, p. 159-173.
- Medialdea, T., Suriñach, E., Vegas, R., Banda, E., and Ansorge, J., 1986, Crustal structure under the western end of the Betic Cordillera (Spain): *Ann. Geophys.*, v. 4, p. 345–355.
- Mégar, F., 1969, La partie orientale du massif des Bokoyas: *Notes et Memoires de Service Géologique de Maroc*, v. 194, p. 123–198.
- Melchiorre, M., Álvarez-Valero, A.M., Vergés, J., Fernández, M., Belousova, E.A., El Maz, A., and Moukadiri, A., 2017, In situ U-Pb zircon geochronology on metapelitic granulites of Beni Bousera (Betic-Rif system, N Morocco): v. 2526, p. 151–171, doi:10.1130/2017.2526(08).
- Michard, A., Chalouan, A., Montigny, R., and Ouazzani-Touhami, M., 1983, Les nappes cristallophylliennes du Rif (Sebtides, Maroc), témoins d'un édifice alpin de type pennique incluant le manteau supérieur: *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences*, v. 296, p. 1337–1340.
- 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 and Planetary Science Letters*, v. 113, p. 435–442, doi:10.1016/0012-821X(92)90144-K.
- Michard, A., Goffé, B., Chalouan, A., and Saddiqi, O., 1991, The correlations between the Rifian-Betic mountain belt and the Alps, and their consequences: *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. t,162. n°6, p. pp 1151-1160.
- Michard, A., Goffé, B., Bouybaouène, M.L., and Saddiqi, O., 1997, Late Hercynian-Mesozoic thinning in the Alboran domain: metamorphic data from the northern Rif, Morocco: *Terra Nova*, v. 9, p. 171–174, doi:10.1046/j.1365-3121.1997.d01-24.x.
- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., and Montigny, R., 2002, How does the Alpine belt end between Spain and Morocco? *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 173, p. 3–15, doi:10.2113/173.1.3.
- 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: *Comptes Rendus - Geoscience*, v. 338, p. 92–114, doi:10.1016/j.crte.2005.11.011.
- Michard, A., Negro, F., Frizon de Lamotte, D., and Saddiqi, O., 2007, Serpentinite slivers and metamorphism in the External Maghrebides: arguments for an intracontinental suture in the African paleomargin (Morocco, Algeria): *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v. 20, p. 173–186.
- Michard, A., Frizon de Lamotte, D., Saddiqi, O., and Chalouan, A., 2008, Continental Evolution: The Geology of Morocco: v. 116, 203–302 p., doi:10.1007/978-3-540-77076-3_5.
- Michard, A., Mokhtari, A., Chalouan, A., Saddiqi, O., Rossi, P., and Rjimati, E.C., 2014, New ophiolite slivers in the External Rif belt, and tentative restoration of a dual Tethyan suture in the western Maghrebides: *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 185, p. 313–328, doi:10.2113/gssgfbull.185.5.313.
- Millard, Y., 1959a, Les massifs métamorphiques et ultrabasiqes de la zone paléozoïque interne du Rif: *Notes Mem. Serv. Géol. Maroc*, p. 125–160.
- Millard, Y., 1959b, Sur la présence d'assises carbonifères dans le massif paléozoïque interne du Rif: *Acad Sci Paris*, v. 249, p. 1688–1690.
- Misch, P., 1966, Tectonic evolution of the Northern Cascades of Washington State (H. C. Gunning, Ed.): v. 8, p. 101–148.
- Miyashiro, A., 1961, Evolution of metamorphic belts: *Journal of Petrology*, v. 2, p. 277–311, doi:10.1093/petrology/2.3.277.
- Monié, P., Galindo-Zaldívar, J., Lodeiro, F.G., Goffé, B., and Jabaloy, A., 1991, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain): *Journal of the Geological Society*, v. 148, p. 289–297, doi:10.1144/gsjgs.148.2.0289.

- Monié, P., Montigny, R., and Maluski, H., 1992, Age burdigalien de la tectonique ductile extensive dans le massif de l'Edough (Kabylies, Algérie). Données radiométriques ^{39}Ar - ^{40}Ar : Bull. Soc. géol. France, v. 163, p. 571–584.
- Monié, P., Torres-Roldán, R.L., and García-Casco, A., 1994, Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronological constraints on a collapsed terrane: Tectonophysics, v. 238, p. 353–379, doi:10.1016/0040-1951(94)90064-7.
- Montel, J.-M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C., Provost, A., 1996. Electron microprobe dating of monazite. Chem. Geol. 131, 37–53.
- Montel, J.M., Kornprobst, J., Vielzeuf, D., and Volcans, C.M., 2000, Preservation of old U-Th-Pb ages in shielded monazite: Example from the Beni Bousera Hercynian kinzigites (Morocco): Journal of Metamorphic Geology, v. 18, p. 335–342, doi:10.1046/j.1525-1314.2000.00261.x.
- Morel, J.L., and Meghraoui, M., 1996, Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary: Geology, v. 24, p. 755–758, doi:10.1130/0091-7613(1996)024<0755:GATTZA>2.3.CO;2.
- Münch, P., Roger, S., Cornée, J. J., Saint Martin, J. P., Féraud, G., Moussa, A. B., 2001, Restriction des communications entre l'Atlantique et la Méditerranée au Messinien: apport de la téphrochronologie dans la plate-forme carbonatée et le bassin de Melilla–Nador (Rif nord-oriental, Maroc): Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science, v. 332, 9, p. 569–576.
- Najid, D., Westphal, M., Hernandez, J., 1981, Paleomagnetism of Quaternary and Miocene lavas from North-East and Central Morocco: J. Geophys. v. 49, p. 149–152.
- Negro, F., 2005, Exhumation des roches métamorphiques du domaine d'Alboran: Université Paris XI-Orsay, 378 p.
- Negro, F., Agard, P., Goffe, B., and Saddiqi, O., 2007, Tectonic and metamorphic evolution of the Tamsane units, External Rif (northern Morocco): implications for the evolution of the Rif and the Betic-Rif arc: Journal of the Geological Society, v. 164, p. 829–842, doi:10.1144/0016-76492006-112.
- Negro, F., Beyssac, O., Goffé, B., Saddiqi, O., and Bouybaouène, 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: Journal of Metamorphic Geology, v. 24, p. 309–327, doi:10.1111/j.1525-1314.2006.00639.x.
- Negro, F., de Sigoyer, J., Goffé, B., Saddiqi, O., and Villa, I.M., 2008, Tectonic evolution of the Betic-Rif arc: New constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on white micas in the Tamsane units (External Rif, northern Morocco): Lithos, v. 106, p. 93–109, doi:10.1016/j.lithos.2008.06.011.
- Nixon, P.H., Davies, G.R., Slodkevich, V. V, and Bergman, S.C., 1986, Graphite pseudomorphs after diamond in the eclogite peridotite massif of Beni Bousera, Morocco, and a review of anomalous diamond occurrences. Fourth Int. Kimberlite: Conf. Perth, Extended Abstr. Geol. Soc. Aust, v. 16, p. 412–14.

- Nocquet, J.M., 2012, Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results: *Tectonophysics*, v. 579, p. 220–242, doi:10.1016/j.tecto.2012.03.037.
- Obata, M., and Masaaki, O., 1980, The ronda peridotite: Garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion: *Journal of Petrology*, v. 21, p. 533–572, doi:10.1093/petrology/21.3.533.
- Olivier, P., Cantagrel, J.-M., and Kornprobst, J., 1979, problèmes posés par la découverte de blocs de granite dans un conglomérat tertiaire, couverture de l'unité Ghomaride d'Akaili (Rif interne, Maroc): *Acad Sci Paris*, v. 288, p. 299–302.
- Olivier, P., 1984, Evolution de la limite entre zones internes et zones externes dans l'arc de Gibraltar (Maroc-Espagne): Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Olivier, P., Durand-Delga, M., Manivit, H., Feinberg, H., and Peybernes, B., 1996, Le substratum jurassique des flyschs maurétaniens de l'ouest des Maghrébides: l'unité de Ouareg (région de Targuist, Rif, Maroc): *Bull. Soc. géol. France*, v. 167, p. 609–616.
- Olivier, P., and Paquette, J.-L., 2018, Early Permian age of granite pebbles from an Eocene or Oligocene conglomerate of the Internal Rif belt (Alboran domain, Morocco): hypothesis on their origin: *earth science Bulletin*, v. 189, p. 13, doi:10.1051/bsgf/2018012.
- Orozco, M., and Alonso-Chaves, F.M., 2012, Kilometre-scale sheath folds in the western Betics (south of Spain): *International Journal of Earth Sciences*, v. 101, p. 505–519, doi:10.1007/s00531-011-0690-y.
- Osete, M.L. et al., 2004, New Palaeomagnetic Data from the Betic Cordillera: Constraints on the Timing and the Geographical Distribution of Tectonic Rotations in Southern Spain: *Pure and Applied Geophysics*, v. 161, p. 701–722, doi:10.1007/s00024-003-2470-5.
- Ouazzani-Touhami, M., 1986, Structure et recristallisations associées dans des zones de cisaillement: nappes de Mascate (Oman) et nappes de Federico (Rif interne, Maroc).
- Ouazzani-Touhami, M., and Chalouan, A., 1995, La distension de l'Oligocène supérieur à Burdigalien dans les nappes Ghomarides (Rif interne septentrional, Maroc): *Geogaceta*, p. 113–116.
- Oxburgh, E.R., and Turcotte, D.L., 1970, Thermal Structure of Island Arcs: *GSA Bulletin*, v. 81, p. 1665–1688, doi:10.1130/0016-7606(1970)81[1665:tsoia]2.0.co;2.
- Paquette, J.-L., and Tiepolo, M., 2007. High resolution (5 μm) U–Th–Pb isotope dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. *Chem. Geol.* 240, 222–237.
- Passchier, C.W., and Trouw, R.A.J., 2005, *Microtectonics*.: Springer, 366 p.
- Pearson, D.G., Davies, G.R., Nixon, P.H., and Milledge, H.J., 1989, Graphitized diamonds from a peridotite massif in Morocco and implications for anomalous diamond occurrences: *Nature*, v. 338, p. 60–62, doi:10.1038/338060a0.
- Pearson, D.G., Davies, G.R., Nixon, P.H., Greenwood, P.B., and Matthey, D.P., 1991, Oxygen isotope evidence for the origin of pyroxenites in the Beni Bousera peridotite massif, North Morocco: derivation from subducted oceanic lithosphere: *Earth and Planetary Science*

- Letters, v. 102, p. 289–301, doi:10.1016/0012-821X(91)90024-C.
- Pearson, D.G., Davies, G.R., and Nixon, P.H., 1993, Geochemical Constraints on the Petrogenesis of Diamond Fades Pyroxenites from the Beni Bousera: *Journal of Petrology*, v. 34, p. 125–172.
- 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: *Journal of Petrology*, v. 45, p. 439–455, doi:10.1093/petrology/egg102.
- Pedreira, A. et al., 2011, Is there an active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field: *Journal of Geodynamics*, v. 52, p. 83–96, doi:10.1016/j.jog.2010.12.003.
- Platt, J.P., and Behrmann, J.H., 1986, Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordillera, SE Spain: *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 15–33, doi:10.1016/0191-8141(86)90014-3.
- 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*, v. 17, p. 540–543.
- Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A., and Platzman, E., 1995, Origin of the western Subbetic arc (South Spain): paleomagnetic and structural evidence: *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 765–775.
- Platt, J.P., Soto, J., 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*, v. 17, p. 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 and Planetary Science Letters*, v. 171, p. 591–605, doi:10.1016/S0012-821X(99)00176-4.
- Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E.S., and Rimi, A., 2003a, The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc: *Tectonics*, v. 22, doi:10.1029/2001TC001321.
- Platt, J.P., Argles, T.W., Carter, A., Kelley, S.P., Whitehouse, M.J., and Lonergan, L., 2003b, Exhumation of the Ronda peridotite and its crustal envelope: constraints from thermal modelling of a P-T-time array: *Journal of the Geological Society*, v. 160, p. 655–676, doi:10.1144/0016-764902-108.
- Platt, J.P., Whitehouse, M.J., Kelley, S.P., Carter, A., and Hollick, L., 2003c, Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: Implications for the causes of late orogenic extension: *Geology*, v. 31, p. 251–254, doi:10.1130/0091-7613(2003)031<0251:SEEATA>2.0.CO;2.
- Platt, J.P., Kelley, S.P., Carter, A., and Orozco, M., 2005, Timing of tectonic events in the Alpujarride Complex, Betic Cordillera, southern Spain: *Journal of the Geological Society*, London, v. 162, p. 1–12.

- Platt, J.P., Anczkiewicz, R., Soto, J.I., Kelley, S.P., Thirlwall, M., 2006, Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean: *Geology*, v. 34, p. 981–984, doi:10.1130/G22801A.1.
- Platt, J.P., Behr, W.M., Johannesen, K., and Williams, J.R., 2013, The Betic-Rif Arc and Its Orogenic Hinterland: A Review: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 41, p. 313–357, doi:10.1146/annurev-earth-050212-123951.
- Platzman, E.S., 1992, Paleomagnetic rotations and kinematics of the Gibraltar Arc: *Geology*, v. 20, p. 311–314.
- Platzman, E.S., Platt, J.P., and Olivier, P., 1993, Paleomagnetic rotations and fault kinematics in the Rif arc of Morocco: *Journal of the Geological Society*, v. 150, 4, p. 707–718.
- Platzman, E.S., Platt, J.P., Kelley, S.P., and Allerton, S., 2000, Large clockwise rotations in an extensional allochthon, Alboran Domain (southern Spain): *Journal of the Geological Society*, v. 157, p. 1187–1198, doi:10.1144/jgs.157.6.1187.
- Poitrasson, F., Chenery, S., and Shepherd, T.J., 2000, Electron microprobe and LA-ICP-MS study of monazite hydrothermal alteration: Implications for U-Th-Pb geochronology and nuclear ceramics: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 64, p. 3283–3297, doi:10.1016/S0016-7037(00)00433-6.
- Polvé, M., 1983, Les isotopes du Nd et du Sr dans les lherzolites orogéniques : contribution à la détermination de la structure et de la dynamique du manteau supérieur: Université Paris 7.
- Polyak, B.G. et al., 1996, Heat flow in the Alboran Sea, western Mediterranean: *Tectonophysics*, v. 263, p. 191–218, doi:10.1016/0040-1951(95)00178-6.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., and Vershure, R.H., 1966, Isotopic age determinations on tourmaline granite-gneisses and a meatgranite in the eastern Betic cordilleras (SE Spain): *Geologie en Mijnbouw*, v. 45, p. 184–187.
- Puga, E., Nieto, J. M., Díaz De Federico, A., Bodinier, J. L., Morten, L., Díaz de Federico, A., Bodinier, J. L., and Morten, L., 1999, Petrology and metamorphic evolution of ultramafic rocks and dolerite dykes of the Betic Ophiolitic Association (Mulhacén Complex, SE Spain): Evidence of eo-Alpine subduction following an ocean-floor metasomatic process: *Lithos*, v. 49, p. 23–56, doi:10.1016/S0024-4937(99)00035-3.
- Puga, E., Nieto, J.M., and Díaz De Federico, A., 2000, Contrasting P-T paths in eclogites of the Betic Ophiolitic Association, Mulhacén Complex, southeastern Spain: *Canadian Mineralogist*, v. 38, p. 1137–1161, doi:10.2113/gscanmin.38.5.1137.
- Puga, E., De Federico, A.D., and Nieto, J.M., 2002, Tectonostratigraphic subdivision and petrological characterisation of the deepest complexes of the Betic zone: A review: *Geodinamica Acta*, v. 15, p. 23–43, doi:10.1016/S0985-3111(01)01077-4.
- Ramsay, J.G., 1967, *Folding and fracturing of rocks*: 568 p.
- Quesada, C., and Oliveira, J. T., 2019, *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach. The alpine cycle* (Quesada, C., and Oliveira, J. T. (Eds.): Springer, v.3.

- Raoult, J.F., 1966, La chaîne du Haouz du col d'Azlu D'Arabia au Bab Aonzar.: Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc, v. 184, p. 61–149.
- Regorda, A., Roda, M., Marotta, A.M., and Spalla, M.I., 2017, 2-D numerical study of hydrated wedge dynamics from subduction to post-collisional phases: *Geophysical Journal International*, v. 211, p. 974–1000, doi:10.1093/gji/ggx336.
- Reisberg, L., and Zindler, A., 1986, Extreme isotopic variations in the upper mantle: evidence from Ronda: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 81, p. 29–45, doi:10.1016/0012-821X(86)90098-1.
- Reisberg, L., Zindler, A., and Jagoutz, E., 1989, Further Sr and Nd isotopic results from peridotites of the Ronda Ultramafic Complex.: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 96, p. 161–180, doi:10.1016/0012-821X(89)90130-1.
- 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*, v. 82, p. 231–251.
- Rimi, A., 2001, Carte du gradient géothermique au Maroc: *Bulletin de l'Institut scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre*, v. 23, p. 1–6.
- Roda, M., Marotta, A.M., and Spalla, M.I., 2010, Numerical simulations of an ocean-continent convergent system: Influence of subduction geometry and mantle wedge hydration on crustal recycling: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 11, p. 1–21, doi:10.1029/2009GC003015.
- Rodriguez-Cañero, R., Maate, A., and Martín-Algarra, A., 1990, Conodontos del Paleozoico Gomáride (Rif Septentrional, Marruecos). Nota preliminar): *Geogaceta*, v. 7, p. 81–84.
- Rodriguez-Fernandez, J., and Martin-Penela, A.J., 1993, Neogene evolution of the Campo de Dalias and the surrounding offshore areas - (Northeastern Alboran Sea): *Geodinamica Acta*, v. 6, p. 255–270, doi:10.1080/09853111.1993.11105253.
- Rodriguez-Fernandez, J., Comas, M.C., Soria, J., Martin-Perez, J.A., and Soto, J.I., 1999, The sedimentary record of the Alboran Basin: An attempt at sedimentary sequence correlation and subsidence analysis: *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results*, v. 161, p. 69–76.
- Romagny, A., 2014, Evolution des mouvements verticaux néogènes de la chaîne du Rif (nord Maroc) : apports d'une analyse structurale et thermochronologique: *Université de Nice Sophia-Antipolis*, 283 p.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., and Duboz, C., 2002, Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny: *Tectonophysics*, v. 359, p. 117–129, doi:10.1016/S0040-1951(02)00442-0.
- 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*, v. 29, doi:10.1029/2009TC002487.

- Rossetti, F., Dini, A., Lucci, F., Bouybaouenne, M., 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*, v. 608, p. 774–791, doi:10.1016/j.tecto.2013.08.002.
- Royden, L.H., 1993a, Evolution of the retreating subduction boundaries formed during continental collision: *Tectonics*, v. 12, p. 629–638.
- Royden, L.H., 1993b, The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries: *Tectonics*, v. 12, p. 303–325, doi:10.1029/92TC02248.
- Ruiz-Cruz, M.D., and Rodríguez Jiménez, P., 2002, Correlation between crystallochemical parameters of phyllosilicates and mineral facies in very low-grade metasediments of the Betic Cordilleras, Spain: a synthesis: *Clay Minerals*, v. 37, p. 169–185, doi:10.1180/0009855023710026.
- Ruiz-Cruz, M.D., and Sanz de Galdeano, C., 2010, Factors controlling the evolution of mineral assemblages and illite crystallinity in paleozoic to triassic sequences from the transition between maláguide and alpujarride complexes (Betic cordillera, Spain): The significance of tobelite: *Clays and Clay Minerals*, v. 58, p. 558–572, doi:10.1346/CCMN.2010.0580410.
- Ruiz-Cruz, M.D., Sanz de Galdeano, C., Alvarez-Valero, A., Rodriguez Ruiz, M.D., and Novak, J., 2010, Pumpellyite and coexisting minerals in metapelites and veins from the federico units in the internal zone of the rif, Spain: *Canadian Mineralogist*, v. 48, p. 183–203, doi:10.3749/canmin.48.1.183.
- Ruiz-Cruz, M.D., Sanz de Galdeano, C., and Garrido, C., 2011, Electron backscatter diffraction-based identification and quantification of diamonds from the Rif gneisses (Spain and Morocco): economic implications: *Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology*, v. 106, p. 1241–1249, 0361-0128/11/3989/1241-9.
- Ruiz-Cruz, M.D., and Sanz de Galdeano, C., 2012a, Amphibole-derived evidence of medium P/T metamorphic ratio in Alpujarride and Federico “HP” units (Western Betic-Northern Rif, Spain and Morocco): Possible interpretations: *International Journal of Earth Sciences*, v. 101, p. 221–238, doi:10.1007/s00531-011-0672-0.
- Ruiz-Cruz, M.D., and Sanz de Galdeano, C., 2012b, Diamond and coesite in ultrahigh-pressure–ultrahigh-temperature granulites from Ceuta, Northern Rif, northwest Africa: *Mineralogical Magazine*, v. 76, p. 683–705, doi:10.1180/minmag.2012.076.3.17.
- Ruiz-Cruz, M.D., and Sanz de Galdeano, C., 2013a, Coesite and diamond inclusions, exsolution microstructures and chemical patterns in ultrahigh pressure garnet from Ceuta (Northern Rif, Spain): *Lithos*, v. 177, p. 184–206, doi:10.1016/j.lithos.2013.06.004.
- Ruiz-Cruz, M.D., and Sanz de Galdeano, C., 2013b, Petrology of microdiamond-bearing schists from the Torrox unit, Betic Cordillera, Spain: *European Journal of Mineralogy*, v. 25, p. 919–933, doi:10.1127/0935-1221/2013/0025-2337.
- Ruiz-Cruz, M.D., and Sanz de Galdeano, C., 2014, Garnet variety and zircon ages in UHP meta-sedimentary rocks from the Jubrique zone (Alpujarride Complex, Betic Cordillera, Spain): Evidence for a pre-Alpine emplacement of the Ronda peridotite: *International Geology*

- Review, v. 56, p. 845–868, doi:10.1080/00206814.2014.904759.
- 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): *Canadian Mineralogist*, v. 53, p. 1083–1107, doi:10.3749/canmin.1500037.
- Ryan, W.B.F., 1976, Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis: *Sedimentology*, v. 23, p. 791–813, doi:10.1111/j.1365-3091.1976.tb00109.x.
- Saddiqi, O., 1995, Exhumation des roches profondes, péridotites et roches métamorphiques HP-BT dans deux transects de la chaîne alpine: Arc de Gibraltar et Montagnes d'Oman.: Université Hassan II, Casablanca.
- Saddiqi, O., Feiberg, 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: *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, v. 321, p. 361–368.
- 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*, v. 316, p. 19–44, doi:10.1016/S0040-1951(99)00256-5.
- Sánchez-Vizcaíno, V.L., Rubatto, D., Gómez-Pugnaire, M.T., Trommsdorff, V., and Müntener, O., 2001, Middle Miocene high-pressure metamorphism and fast exhumation of the Nevado-Filábride Complex, SE Spain: *Terra Nova*, v. 13, p. 327–332, doi:10.1046/j.1365-3121.2001.00354.x.
- Sanz de Galdeano, C., and Ruiz-Cruz, M.D., 2016a, Late Palaeozoic to Triassic formations unconformably deposited over the Ronda peridotites (Betic Cordilleras): Evidence for their Variscan time of crustal emplacement: *Estudios Geológicos*, v. 72, p. e043, doi:10.3989/egeol.42046.368.
- Sanz de Galdeano, C., and Ruiz-Cruz, M.D., 2016b, New lithologic and structural data of the central and eastern part of Ceuta (Rif Cordillera): *Geogaceta*, v. 59, p. 19–22.
- Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A., and Demnati, A., 1996, Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif–Betic mountains: *Nature*, v. 379, p. 785–790, doi:10.1038/379785a0.
- Séranne, M., 1999, The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvatn, E & Séranne, M. (Eds.) *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*: Geological Society, London, Special Publications, v. 156, p. 15–36, doi:10.1144/GSL.SP.1999.156.01.03.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., and Gasperini, P., 2007, Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data: *Geophysical Journal International*, v. 169, p. 1180–1200, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x.

- Serrano, F. et al., 2006, Oligocene-early Miocene transgressive cover of the Betic-Rif Internal Zone. Revision of its geologic significance: *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 99, p. 237–253, doi:10.1007/s00015-006-1186-9.
- Serrano, F. et al., 2007, Tectono-sedimentary setting of the Oligocene-early Miocene deposits on the Betic-Rifian Internal Zone (Spain and Morocco): *Geobios*, v. 40, p. 191–205, doi:10.1016/j.geobios.2006.04.005.
- Seydoux-Guillaume, A.-M., Montel, J.-M., Bingen, B., Bosse, V., de Parseval, P., Paquette, J.-L., Janots, E., and Wirth, R., 2012, Low-temperature alteration of monazite: Fluid mediated coupled dissolution–precipitation, irradiation damage, and disturbance of the U–Pb and Th–Pb chronometers: *Chemical Geology*, v. 330–331, p. 140–158, doi:10.1016/J.CHEMGEO.2012.07.031.
- Siivola, J., and Schmid, R., 2007, List of Mineral abbreviations: IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks, p. 1–14.
- Simon, O.J., 1987, On the Triassic of the Betic Cordilleras (Southern Spain): 385–402 p.
- Slodkevitch, V. V., 1982, Paramorphosis of diamond into graphite.: *Mineralogical Society of USSR*, v. 1, p. 13– 33 (in Russian).
- Soto, J.I., and Azañón, J.M., 1994, Zincian Staurolite in Metabasites and Metapelites from the Betic- Cordillera (Se Spain):. *N. Jb. Miner. Abh.*, v. 168, p. 109–126.
- Spakman, W., van der Lee, S., and van der Hilst, R., 1993, Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 79, p. 3–74, doi:10.1016/0031-9201(93)90142-V.
- Spakman, W., and Wortel, R., 2004, A tomographic view on western Mediterranean geodynamics: The TRANSMED Atlas-The Mediterranean region from Crust to Mantle, p. 31–52, doi:10.1007/978-3-642-18919-7_2.
- Spakman, W., Chertova, M. V., Van Den Berg, A., and Van Hinsbergen, D.J.J., 2018, Puzzling features of western Mediterranean tectonics explained by slab dragging: *Nature Geoscience*, v. 11, p. 211–216, doi:10.1038/s41561-018-0066-z.
- Spear, F.S., and Cheney, J.T., 1989, A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 101, p. 149–164, doi:10.1007/BF00375302.
- Spear, F.S., 1993, Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature- time paths.: – *Miner. Soc. Am. Mon.*, Washington, p. 789.
- Spear, F.S., Kohn, M.J., and Cheney, J.T., 1999, P-T paths from anatexis pelites: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 134, p. 17–32, doi:10.1007/s004100050466.
- Stampfli, G.M., 2000, Tethyan oceans: Geological Society, London, Special Publications, v. 173, p. 1–23.
- Steiger, R.H.H., and Jäger, E., 1977, Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v.

- 36, p. 359–362, doi:10.1016/0012-821X(77)90060-7.
- 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*, v. 426, p. 295–317, doi:10.1016/j.tecto.2006.08.004.
- Suter, G., 1965, La région du moyen Ouerrha (Rif, Maroc). Etude préliminaire sur la stratigraphie et la tectonique: *Notes Service Géologique du Maroc: Notes serv. géol. Maroc*, t. 18, v. 24, p. 7–17.
- Suter G., 1980a, Carte géologique du Rif, 1/500.000: *Notes Mém Serv. Géol. Maroc*, 245a.
- Suter G., 1980b, Carte structurale du Rif, 1/500.000: *Notes Mém Serv. Géol. Maroc*, 245b.
- Tarney, J., Pickening, K., Knipe, R., and Dewey, J., 1991, The behaviour and influence of fluids in subduction zones (J. Tarney, K. Pickening, R. Knipe, & J. Dewey, Eds.): London, v–xi p.
- Tendero, J.A., Martin-Algarra, A., Puga, E., and Diaz De Federico, A., 1993, Lithostratigraphy of the metasediments of the Nevado-Filabride ophiolitic association (SE Spain) and discovery of ankerite spots resembling Cretaceous planktonic foraminifera: palaeogeographic consequences: *Comptes Rendus - Academie des Sciences, Série II*, v. 316, p. 1115–1122.
- Timoulali, Y., Djellit, H., Hahou, Y., Jabour, N., and Merrouch, R., 2014, New evidence of delamination in the Western Alboran Sea: Geodynamic evolution of the Alboran domain and its margins: *Journal of Geodynamics*, v. 77, p. 206–216, doi:10.1016/j.jog.2013.10.005.
- Torné, M., and Banda, E., 1992, Crustal thinning from the Betic Cordillera to the Alboran Sea: *Geo-Marine Letters*, v. 12, p. 76–81, doi:10.1007/BF02084915.
- Torne, M., Fernández, M., Comas, M.C., and Soto, J.I., 2000, Lithospheric Structure Beneath the Alboran Basin: Results from 3D Gravity Modeling and Tectonic Relevance: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 105, p. 3209–3228, doi:10.1029/1999jb900281.
- Torres-Roldan, R.L., Poli, G., and Peccerillo, A., 1986, An early Miocene arc-tholeiitic magmatic dyke event from the Alboran sea: Evidence for precollision subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean: *Geologische Rundschau*, v. 75, p. 219–234.
- Tubía, J.M., and Cuevas, J., 1987, Structures et cinématique liées à la mise en place des péridotites de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne): *Geodinamica Acta*, v. 1, p. 59–69, doi:10.1080/09853111.1987.11105125..
- Tubía, J.M., and Gil Ibarra, J., 1991, Eclogites of the Ojén nappe : a record of subduction in the Alpujanide complex (Betic Cordilleras, southern Spain: v. 148, p. 801–804.
- Tubía, J.M., Cuevas, J., and Gil Ibarra, J.I., 1997, Sequential development of the metamorphic aureole beneath the Ronda peridotites and its bearing on the tectonic evolution of the Betic Cordillera: *Tectonophysics*, v. 279, p. 227–252, doi:10.1016/S0040-1951(97)00124-8.

- Tubía, J.M., Cuevas, J., and Esteban, J.J., 2004, Tectonic evidence in the Ronda peridotites, Spain, for mantle diapirism related to delamination: *Geology*, v. 32, p. 941–944, doi:10.1130/G20869.1.
- Tubía, J.M., Cuevas, J., Esteban, J.J., and Gil Ibarra, J.I., 2009, Remnants of a Mesozoic Rift in a Subducted Terrane of the Alpujarride Complex (Betic Cordilleras, Southern Spain): *The Journal of Geology*, v. 117, p. 71–87, doi:10.1086/593322.
- 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): *Journal of Structural Geology*, v. 50, p. 148–160, doi:10.1016/j.jsg.2012.06.01
- Turner, S.P., Platt, J.P., George, R.M.M., Kelley, S.P., Pearson, D.G., and Nowell, G.M., 1999, Magmatism Associated with Orogenic Collapse of the Betic–Alboran Domain, SE Spain: *Journal of Petrology*, v. 40, p. 1011–1036, doi:10.1093/etroj/40.6.1011.
- Van der Wal, D., and Vissers, R.L.M., 1993, Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean: *Geology*, v. 21, p. 1119–1122, doi:10.1130/0091-7613(1993)021<1119:UAEUUM>2.3.CO;2.
- 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*, v. 33, p. 393–419, doi:10.1002/2013TC003349.
- Vazquez, M., Jabaloy, A., Barbero, L., and Stuart, F.M., 2011, Deciphering tectonic- and erosion-driven exhumation of the Nevado-Filabride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain) by low temperature thermochronology: *Terra Nova*, v. 23, p. 257–263, doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01007.x.
- Vergés, J., and Fernández, M., 2012, Tethys-Atlantic interaction along the Iberia-Africa plate boundary: The Betic-Rif orogenic system: *Tectonophysics*, v. 579, p. 144–172, doi:10.1016/j.tecto.2012.08.032.
- 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: *Journal of Geodynamics*, v. 49, p. 123–129, doi:10.1016/j.jog.2009.10.007.
- Vidal, O., Goffe, B., Bousquet, R., and Parra, T., 1999, Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite Mg–Fe exchange thermometer and thermodynamic data for daphnite.: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 17, p. 25–39.
- Vielzeuf, D., and Holloway, J.R., 1988, Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 257–276, doi:10.1007/BF00375178.
- Villasante-Marcos, V., Osete, M.L.L., Gervilla, F., García-Duenas, V., and García-Dueñas, V., 2003, Palaeomagnetic study of the Ronda peridotites (Betic Cordillera, southern Spain): *Tectonophysics*, v. 377, p. 119–141, doi:10.1016/j.tecto.2003.08.023.
- Villaseñor, A., Chevrot, S., Harnafi, M., Gallart, J., Pazos, A., Serrano, I., Córdoba, D., Pulgar,

- J.A., and Ibarra, P., 2015, Subduction and volcanism in the Iberia-North Africa collision zone from tomographic images of the upper mantle: *Tectonophysics*, v. 663, p. 238–249, doi:10.1016/j.tecto.2015.08.042.
- 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*, v. 14, p. 786–803, doi:10.1029/95TC00086.
- Vissers, R.L.M., 2012, Extension in a convergent tectonic setting: a lithospheric view on the Alboran system of SW Europe: *Geologica belgica*, v. 15, p. 53–72.
- Vissers, R.L.M., and Meijer, P.T., 2012, Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees: *Earth-Science Reviews*, v. 114, p. 61–83, doi:10.1016/j.earscirev.2012.05.001.
- Watts, A.B., Platt, J.P., and Buhl, P., 1993, Tectonic evolution of the Alboran Sea basin: *Basin Research*, v. 5, p. 153–177.
- Weissel, J.K., and Watts, A.B., 1993, Tectonic evolution of the Coral Sea basin.: *Basin research*, v. 5, p. 153–177, doi:10.1029/JB084iB09p04572.
- Wildi, W., Nold, M., and Uttinger, J., 1977, La Dorsale Calcaire entre Tetouan et Assifane (Rif interne, Maroc): *Eclogae Geol. Helv.*, v. 70, p. 371–415.
- Wildi, W., 1983, La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène: *Rev. Géol. Dyn. Geogr. Phys.*, v. 24, p. 201–297.
- Will, T.M.M., Schmädicke, E., Ling, X.-X.X., Li, X.-H.H., and Li, Q.-L.L., 2018, New evidence for an old idea: Geochronological constraints for a paired metamorphic belt in the central European Variscides: *Lithos*, v. 302–303, p. 278–297, doi:10.1016/j.lithos.2018.01.008.
- Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Harlov, D.E., Budzyń, B., and Hetherington, C.J., 2011, Resetting monazite ages during fluid-related alteration: *Chemical Geology*, v. 283, p. 218–225, doi:10.1016/J.CHEMGEO.2011.01.019.
- Winkler, H.G.F., 1974, Les réactions minéralogiques, indicateurs des conditions métamorphiques: centenaire de la société géologique de Belgique des domaines cristallins: Liège, p. 67–87.
- Woodside, J.M., and Maldonado, A., 1992, Styles of compressional neotectonics in the eastern Alboran Sea: *Geo-Marine Letters*, v. 12, p. 111–116, doi:10.1007/BF02084920.
- Zaghloul, M.N., 2002, La sédimentation silico-clastique oligo-miocène de type “flysch” dans le Rif, Maroc: évolution et corrélations à l’échelle de la chaîne maghrébine: *Univ. Tétouan*, 329 p.
- Zaghloul, M.N., Di Staso, A.,igliuto, L.G., Maniscalco, R., and Puglisi, D., 2005, Stratigraphy and provenance of Lower and Middle Miocene strata within the External Tanger Unit (Intra-Rif sub-Domain, External Domain; Rif, Morocco): First evidence: *Geologica Carpathica*, v. 56, p. 517–530.
- Zaghloul, M.N., Di Staso, A., De Capoa, P., and Perrone, V., 2007, Occurrence of upper

- Burdigalian silexite beds within the Beni Ider Flysch Fm. in the Ksar-es-Seghir area (Maghrebian Flysch Basin, Northern Rif, Morocco): Stratigraphic correlations and geodynamic implications: *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, v. 126, p. 223–239.
- Zeck, H.P., Albat, F., Hansen, B.T., Torres-Roldán, R.L., García-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*, v. 169, p. 215–220, doi:10.1016/0040-1951(89)90196-0.
- Zeck, H.P., Monié, P., Villa, I.M., and Hansen, B.T., 1992, Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain: *Geology*, v. 20, p. 79, doi:10.1130/0091-7613(1992)020<0079:VHROCA>2.3.CO;2.
- Zeck, H.P., 1996, Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics: *Tectonophysics*, v. 254, p. 1–16, doi:10.1016/0040-1951(95)00206-5.
- 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. Petrology*, v. 42, p. 1373–1385, doi:10.1093/petrology/42.7.1373.
- Zeck, H.P., and Whitehouse, M.J., 2002, Repeated age resetting in zircons from Hercynian-Alpine polymetamorphic schists (Betic- Rif tectonic belt , S. Spain)- A U-Th-Pb ion microprobe study: *Chemical Geology*,.
- Zindler, A., Staudigel, H., Hart, S., and Endres, R., 1983, Nd and Sr isotopic study of a mafic layer from the Ronda ultramafic complex: *Nature*, v. 304, p. 226–230.

Annexes

**Annexe 1: analyses microsondes des minéraux des unités des Sebtides
supérieures**

Tableau 1 : analyse des amphiboles

Unité Echantillon Minéral	BMI CEU16-06A amphibole									
	40	41	42	43	44	45	46	47	48	50
Num. analyse	40	41	42	43	44	45	46	47	48	50
SiO ₂	56.31	55.27	55.55	55.47	55.21	55.90	55.71	55.70	56.05	54.84
TiO ₂	0.03	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	0.36	0.29	0.75	0.81	0.86	0.05	0.37	1.38	0.48	0.24
FeO total	8.62	7.07	8.68	7.94	8.11	7.55	7.68	8.82	7.35	6.93
MnO	0.67	0.62	0.58	0.46	0.46	0.48	0.46	0.70	0.51	0.50
MgO	18.77	19.07	18.26	18.68	18.80	19.32	18.85	16.04	18.89	19.30
CaO	12.11	12.37	12.59	13.05	12.91	13.00	12.87	11.95	13.00	12.56
Na ₂ O	0.08	0.12	0.11	0.04	0.10	0.01	0.06	0.12	0.06	0.04
K ₂ O	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
NiO	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00
P ₂ O ₅	0.05	0.03	0.00	0.04	0.06	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02
Sum	97.02	94.90	96.53	96.58	96.54	96.38	96.05	94.78	96.41	94.49
Si	7.98	7.97	7.94	7.90	7.88	7.97	7.96	8.07	7.97	7.95
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.06	0.05	0.13	0.14	0.15	0.01	0.06	0.23	0.08	0.04
Fe ²⁺	1.02	0.85	1.04	0.87	0.82	0.80	0.91	1.68	0.91	0.88
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.07	0.15	0.09	0.01	0.00	0.00	0.00
Mn	0.08	0.08	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.09	0.06	0.06
Mg	3.97	4.10	3.89	3.97	4.00	4.10	4.02	3.47	4.00	4.17
Ca	1.84	1.91	1.93	1.99	1.97	1.98	1.97	1.86	1.98	1.95
Na	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03	0.00	0.02	0.03	0.02	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	14.99	15.01	15.02	15.02	15.05	15.03	15.01	14.83	14.99	15.03

Unité	BMI													
Echantillon	CEU16-06A													
Minéral	amphibole													
Num.	51	61	62	63	64	66	67	68	69	70				
analyse														
SiO ₂	56.23	56.14	55.17	53.33	54.14	55.33	56.16	53.82	56.68	53.75				
TiO ₂	0.01	0.04	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03				
Al ₂ O ₃	0.12	0.27	0.67	2.64	1.84	0.29	0.13	0.73	0.19	2.36				
FeO total	7.17	7.61	7.85	9.75	9.41	7.97	7.07	7.54	7.34	9.14				
MnO	0.59	0.60	0.54	0.58	0.54	0.71	0.57	0.52	0.61	0.56				
MgO	19.75	19.19	18.77	17.62	17.52	18.80	19.76	18.46	19.48	17.33				
CaO	12.56	12.54	12.52	12.40	12.63	12.53	12.72	12.32	12.64	12.56				
Na ₂ O	0.03	0.07	0.06	0.20	0.17	0.07	0.07	0.11	0.06	0.20				
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01				
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00				
NiO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.03	0.00				
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00				
Sum	96.50	96.49	95.64	96.59	96.28	95.79	96.54	93.53	97.05	95.94				
Si	7.97	7.98	7.93	7.68	7.80	7.95	7.97	7.91	8.00	7.76				
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Al	0.02	0.04	0.11	0.45	0.31	0.05	0.02	0.13	0.03	0.40				
Fe ²⁺	0.89	0.95	1.00	1.23	1.19	0.98	0.88	0.98	0.92	1.16				
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Mn	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.09	0.07	0.06	0.07	0.07				
Mg	4.18	4.07	4.02	3.78	3.76	4.03	4.18	4.04	4.10	3.73				
Ca	1.91	1.91	1.93	1.91	1.95	1.93	1.93	1.94	1.91	1.94				
Na	0.01	0.02	0.02	0.06	0.05	0.02	0.02	0.03	0.02	0.06				
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00				
Sum	15.01	15.00	15.02	15.13	15.07	15.03	15.03	15.05	15.00	15.07				

Unité	BMI																			
Echantillon	CEUI6-06A																			
Minéral	amphibole																			
Num.	71	72	73	75	77	79	80	81	82	83										
analyse																				
SiO ₂	54.68	52.13	52.73	55.75	54.55	53.10	56.59	55.63	55.97	56.17										
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.01	0.01										
Al ₂ O ₃	1.66	4.79	3.59	0.65	1.91	0.40	0.13	0.15	0.16	0.03										
FeO total	8.21	10.70	10.39	7.86	8.08	6.57	8.01	7.20	7.97	7.38										
MnO	0.44	0.53	0.51	0.54	0.44	0.43	0.63	0.59	0.55	0.53										
MgO	18.42	16.09	16.47	18.91	18.73	18.42	19.28	18.78	18.87	19.37										
CaO	13.02	12.26	12.63	12.99	12.95	12.57	12.40	12.32	12.77	12.95										
Na ₂ O	0.11	0.38	0.26	0.06	0.13	0.07	0.06	0.08	0.08	0.06										
K ₂ O	0.02	0.08	0.06	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.15	0.04										
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02										
NiO	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02										
P ₂ O ₅	0.03	0.00	0.04	0.00	0.05	0.07	0.02	0.04	0.02	0.05										
Sum	96.60	97.00	96.71	96.83	96.89	91.65	97.16	94.85	96.54	96.63										
Si	7.80	7.51	7.61	7.92	7.76	7.93	7.99	8.02	7.98	7.97										
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00										
Al	0.28	0.81	0.61	0.11	0.32	0.07	0.02	0.03	0.03	0.00										
Fe ²⁺	1.02	1.35	1.28	0.98	0.98	0.83	0.99	0.90	0.99	0.90										
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00										
Mn	0.05	0.07	0.06	0.07	0.05	0.05	0.07	0.07	0.07	0.06										
Mg	3.92	3.45	3.54	4.00	3.97	4.10	4.06	4.04	4.01	4.10										
Ca	1.99	1.89	1.95	1.98	1.97	2.01	1.88	1.90	1.95	1.97										
Na	0.03	0.11	0.07	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02										
K	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01										
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00										
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00										
P	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01										
Sum	15.07	15.14	15.12	15.04	15.09	15.03	15.00	14.97	15.03	15.02										

Unité	BMI														
Echantillon	CEU16-06A														
Minéral	amphibole														
Num.	84	85	86	87	88	89	90	91	94	95	96				
analyse															
SiO ₂	56.69	56.27	56.20	55.87	56.27	55.94	55.84	55.18	55.69	56.37	55.90				
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Al ₂ O ₃	0.07	0.11	0.10	0.17	0.11	0.04	0.22	0.72	0.33	0.25	0.12				
FeO total	6.55	7.71	7.15	7.53	7.33	6.79	7.75	8.31	7.80	7.52	7.56				
MnO	0.46	0.59	0.50	0.60	0.49	0.49	0.60	0.46	0.56	0.48	0.63				
MgO	19.95	19.84	19.58	18.98	19.53	19.37	19.28	18.48	19.15	19.44	19.08				
CaO	13.00	12.49	12.82	12.52	12.88	12.83	12.34	12.79	12.76	12.81	12.39				
Na ₂ O	0.04	0.06	0.04	0.05	0.06	0.06	0.04	0.10	0.07	0.04	0.08				
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01				
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00				
NiO	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02				
P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.02	0.04	0.04	0.05	0.01	0.04	0.01	0.05				
Sum	96.84	97.09	96.40	95.80	96.71	95.59	96.13	96.07	96.46	96.96	95.85				
Si	7.99	7.95	7.98	8.00	7.97	8.00	7.97	7.92	7.94	7.97	8.00				
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Al	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.04	0.12	0.06	0.04	0.02				
Fe ²⁺	0.81	0.97	0.90	0.94	0.90	0.84	0.95	1.05	0.96	0.94	0.93				
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Mn	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.08				
Mg	4.19	4.18	4.15	4.05	4.12	4.13	4.10	3.95	4.07	4.10	4.07				
Ca	1.96	1.89	1.95	1.92	1.96	1.97	1.89	1.96	1.95	1.94	1.90				
Na	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02				
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01				
Sum	15.00	15.05	15.02	14.99	15.02	15.00	15.01	15.04	15.04	15.01	15.00				

Tableau 2 : analyse des chlorites

Unité Echantillon Minéral	BM1 CEU16-07A2 chlorite	BM2 CEU16-23A1 chlorite							
Num. analyse	59	61	62	81	82	86	87	88	54
SiO ₂	27.88	28.00	28.02	27.95	27.68	28.62	27.50	28.11	28.74
TiO ₂	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	21.13	20.76	20.92	20.17	21.28	20.22	20.56	20.63	20.85
FeO total	16.79	17.55	17.41	17.19	17.02	20.04	17.60	18.12	16.63
MnO	0.36	0.38	0.39	0.31	0.34	0.27	0.38	0.37	0.15
MgO	21.03	20.22	20.46	20.77	20.27	18.83	20.87	20.16	21.08
CaO	0.03	0.06	0.09	0.23	0.10	0.09	0.03	0.06	0.07
Na ₂ O	0.01	0.01	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
K ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.24	0.01	0.01	0.05
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.08	0.07	0.02	0.00	0.02
NiO	0.04	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.05	0.03	0.06
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Sum	87.32	87.06	87.45	86.75	86.82	88.40	87.07	87.57	87.69
Si	2.80	2.83	2.82	2.84	2.80	2.89	2.79	2.84	2.87
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.50	2.48	2.48	2.41	2.54	2.41	2.46	2.45	2.45
Fe ²⁺	1.34	1.41	1.39	1.39	1.37	1.61	1.42	1.45	1.32
Fe ³⁺	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08	0.07
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01
Mg	3.15	3.05	3.07	3.15	3.06	2.83	3.16	3.03	3.14
Ca	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	9.94	9.92	9.93	9.95	9.92	9.91	9.97	9.93	9.90

Tableau 3 : analyse des épidotes

Unité Echantillon Minéral	BMI épidote													
Num.	48	49	50	51	52	60	79	89	96	97	98			
analyse														
SiO ₂	37.00	36.95	37.00	37.21	37.43	37.10	37.24	36.90	36.95	36.89	37.27			
TiO ₂	0.07	0.09	0.13	0.09	0.05	0.00	0.02	0.00	0.06	0.04	0.09			
Al ₂ O ₃	23.72	23.76	25.77	24.56	25.26	24.24	23.66	26.18	23.32	23.47	23.36			
FeO total	12.21	12.10	9.85	10.83	10.67	12.01	12.19	9.44	12.29	12.22	12.44			
MnO	0.03	0.04	0.82	0.08	0.19	0.08	0.07	0.41	0.10	0.04	0.10			
MgO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.08	0.00	0.03			
CaO	23.92	23.87	22.88	24.00	23.91	23.95	23.81	23.49	23.72	23.82	24.08			
Na ₂ O	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00			
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00			
Cr ₂ O ₃	0.01	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00			
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01			
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.28	0.02	0.09	0.03	0.08	0.06	0.05	0.03	0.06			
Sum	97.02	96.91	96.80	96.81	97.64	97.46	97.09	96.58	96.57	96.52	97.44			
Si	3.04	3.04	3.01	3.04	3.03	3.03	3.06	3.00	3.05	3.05	3.06			
Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01			
Al	2.30	2.30	2.47	2.37	2.41	2.34	2.29	2.51	2.27	2.29	2.26			
Fe ³⁺	0.84	0.83	0.67	0.74	0.72	0.82	0.84	0.64	0.85	0.84	0.85			
Mn	0.00	0.00	0.06	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01			
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00			
Ca	2.11	2.10	1.99	2.10	2.07	2.10	2.09	2.05	2.10	2.11	2.12			
Na	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Sum	8.30	8.30	8.23	8.27	8.26	8.30	8.29	8.24	8.30	8.30	8.30			

Unité Echantillon Minéral	BMI													
	53	54	55	56	57	58	90	91	92	93	94	95	BMI épidote	BMI épidote
Num. analyse	53	54	55	56	57	58	90	91	92	93	94	95	BMI épidote	BMI épidote
SiO ₂	37.35	37.78	37.06	37.35	37.59	37.05	37.32	37.13	37.31	37.15	37.06	37.39	37.15	37.06
TiO ₂	0.12	0.15	0.82	0.10	0.17	0.04	0.09	0.04	0.13	0.01	0.04	0.17	0.01	0.04
Al ₂ O ₃	27.09	26.92	22.98	25.26	26.20	25.36	24.08	24.13	23.96	23.93	24.47	23.79	23.93	24.47
FeO total	8.10	8.27	12.15	9.98	8.96	10.40	11.47	11.45	11.60	11.90	10.10	12.01	11.90	10.10
MnO	0.25	0.25	0.07	0.10	0.10	0.25	0.06	0.06	0.06	0.05	0.18	0.04	0.05	0.18
MgO	0.02	0.01	0.08	0.06	0.02	0.00	0.05	0.03	0.07	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00
CaO	24.08	24.07	23.65	23.98	24.20	23.67	23.86	23.89	24.02	23.93	23.57	24.00	23.93	23.57
Na ₂ O	0.00	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03	0.04
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.07	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01
NiO	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02
P ₂ O ₅	0.11	0.04	0.04	0.04	0.10	0.09	0.06	0.08	0.07	0.07	0.06	0.08	0.07	0.06
Sum	97.13	97.52	96.90	96.93	97.36	96.90	97.04	96.84	97.32	97.11	95.57	97.59	97.11	95.57
Si	3.00	3.02	3.05	3.03	3.02	3.02	3.05	3.05	3.05	3.05	3.06	3.05	3.05	3.06
Ti	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al	2.56	2.54	2.23	2.42	2.48	2.43	2.32	2.33	2.31	2.31	2.38	2.29	2.31	2.38
Fe ³⁺	0.54	0.55	0.84	0.68	0.60	0.71	0.78	0.78	0.79	0.82	0.70	0.82	0.82	0.70
Mn	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Mg	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	2.07	2.06	2.09	2.09	2.08	2.07	2.09	2.10	2.10	2.10	2.08	2.10	2.10	2.08
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Sum	8.20	8.20	8.28	8.25	8.22	8.25	8.28	8.28	8.28	8.29	8.25	8.29	8.29	8.25

Tableau 4 : analyse des feldspaths

Unité Echantillon Minéral	BMI CEU16-07A2		BMI CEU16-07A2		BMI CEU16-07A2		BMI CEU16-07A2		BMI CEU16-23A1	
	plagioclase	plagioclase								
Num. analyse	63	78	83	84	85	56	60			
SiO ₂	67.25	65.65	67.32	66.46	64.87	65.87	66.74			
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01			
Al ₂ O ₃	20.78	21.49	20.10	19.91	22.15	20.40	21.27			
FeO total	0.02	0.00	0.01	0.01	0.03	0.86	0.17			
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.06	0.00			
MgO	0.00	0.03	0.02	0.02	0.05	0.00	0.05			
CaO	1.49	2.11	1.01	0.55	1.53	1.36	0.98			
Na ₂ O	10.74	10.24	9.97	10.23	9.60	10.68	10.83			
K ₂ O	0.07	0.11	0.09	0.11	0.13	0.08	0.67			
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00			
NiO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03			
P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00			
Sum	100.37	99.70	98.53	97.35	98.39	99.38	100.74			
Si	2.93	2.89	2.97	2.97	2.88	2.92	2.91			
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Al	1.07	1.12	1.05	1.05	1.16	1.07	1.09			
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01			
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Ca	0.07	0.10	0.05	0.03	0.07	0.06	0.05			
Na	0.91	0.87	0.85	0.89	0.83	0.92	0.92			
K	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.04			
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Sum	4.99	4.99	4.93	4.95	4.95	5.01	5.02			
Albite	92.48	89.23	94.14	96.47	91.16	93.02	91.72			
Anorthite	7.10	10.15	5.27	2.87	8.05	6.53	4.57			
Feldspath K	0.41	0.62	0.58	0.66	0.79	0.45	3.71			

Tableau 5 : analyse des micas blancs

Unité Echantillon	64		65		66		67		68		69		70		71		72		73		74		75	
	BMI mica blanc	BMI CEUI6-07A2																						
Num. analyse	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75												
SiO ₂	45.22	43.68	45.78	45.47	45.75	45.41	44.64	46.13	44.90	43.80	46.24	44.39												
TiO ₂	0.25	0.22	0.22	0.07	0.10	0.16	0.15	0.25	0.12	0.15	0.11	0.17												
Al ₂ O ₃	35.25	31.55	34.07	36.67	35.50	34.80	38.23	34.64	33.91	35.74	33.59	34.73												
FeO total	2.07	2.64	2.65	1.26	2.34	2.32	1.22	2.57	2.37	5.10	2.49	2.31												
MnO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01												
MgO	0.71	0.81	0.71	0.33	0.64	0.75	0.24	0.72	0.61	0.45	0.86	0.68												
CaO	0.30	0.15	0.05	0.52	0.18	0.17	0.88	0.03	0.18	0.79	0.02	0.37												
Na ₂ O	1.78	0.37	0.71	3.85	1.41	1.00	4.31	1.28	1.07	3.40	0.73	2.19												
K ₂ O	7.98	9.56	9.71	3.77	8.91	9.32	3.05	9.18	8.66	5.00	10.08	7.17												
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.05	0.01												
NiO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00												
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02												
Sum	93.59	89.03	93.92	91.94	94.87	93.97	92.75	94.85	91.87	94.49	94.20	92.04												
Si	3.05	3.13	3.10	3.05	3.06	3.07	2.97	3.09	3.09	2.95	3.13	3.04												
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01												
Al	2.80	2.66	2.72	2.90	2.80	2.77	2.99	2.73	2.75	2.84	2.68	2.80												
Fe ²⁺	0.12	0.16	0.15	0.07	0.13	0.13	0.07	0.14	0.14	0.29	0.14	0.13												
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00												
Mg	0.07	0.09	0.07	0.03	0.06	0.08	0.02	0.07	0.06	0.04	0.09	0.07												
Ca	0.02	0.01	0.00	0.04	0.01	0.01	0.06	0.00	0.01	0.06	0.00	0.03												
Na	0.23	0.05	0.09	0.50	0.18	0.13	0.56	0.17	0.14	0.44	0.10	0.29												
K	0.69	0.87	0.84	0.32	0.76	0.80	0.26	0.78	0.76	0.43	0.87	0.63												
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00												
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00												
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00												
Sum	7.00	6.99	6.99	6.91	7.01	7.00	6.94	7.01	6.97	7.06	7.01	7.00												

Unité Echantillon Minéral	76		77		99		100		101		102		103		104		105		106		107		108	
	BMI mica blanc																							
Num. analyse	46.08	44.88	45.87	46.41	42.95	45.10	46.15	46.17	45.73	45.43	46.81	46.30	0.17	0.11	0.16	0.24	0.26	0.25	0.28	0.30	0.22	0.27	0.18	0.17
SiO ₂	35.38	34.72	34.39	34.40	31.36	35.06	32.49	34.05	34.74	34.58	35.53	34.60	2.21	1.95	2.30	2.62	2.59	2.56	3.08	2.65	2.48	2.54	2.03	2.70
Al ₂ O ₃	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
FeO total	0.61	0.60	0.79	0.85	0.76	0.77	1.26	0.87	0.85	0.74	0.60	0.68	0.61	0.60	0.14	0.17	0.14	0.35	0.17	0.17	0.22	0.29	0.28	0.06
MnO	0.27	0.34	0.14	0.17	0.14	0.35	0.17	0.17	0.22	0.29	0.28	0.06	1.51	1.75	0.90	1.51	0.51	1.47	0.73	1.02	1.07	1.32	1.78	0.74
MgO	8.68	7.78	9.63	8.90	9.67	8.23	9.30	9.61	8.95	8.99	8.05	10.00	0.00	0.00	0.06	0.04	0.02	0.00	0.01	0.05	0.00	0.03	0.02	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
P ₂ O ₅	94.94	92.17	94.25	95.15	88.25	93.82	93.48	94.91	94.29	94.21	95.27	95.29	3.07	3.07	3.09	3.10	3.08	3.05	3.14	3.10	3.07	3.07	3.09	3.10
Sum	3.07	3.07	3.09	3.10	3.11	3.05	3.14	3.10	3.08	3.07	3.09	3.10	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	2.78	2.80	2.73	2.71	2.68	2.79	2.61	2.69	2.75	2.75	2.77	2.73
Ti	0.12	0.11	0.13	0.15	0.16	0.14	0.18	0.15	0.14	0.14	0.11	0.15	0.19	0.23	0.12	0.20	0.07	0.19	0.10	0.13	0.14	0.14	0.11	0.15
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.08	0.08	0.08	0.08	0.13	0.09	0.09	0.07	0.06	0.07
Mn	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00
Mg	0.19	0.23	0.12	0.20	0.07	0.19	0.10	0.13	0.14	0.17	0.23	0.10	0.74	0.68	0.83	0.76	0.89	0.71	0.81	0.82	0.77	0.77	0.68	0.85
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	7.00	6.98	7.00	7.01	7.02	7.00	6.99	7.02	6.99	7.02	6.97	7.00	7.00	7.00	7.00	7.01	7.02	7.00	6.99	7.02	7.02	7.02	6.97	7.00

Unité Echantillon Minéral	BMI CEU16-21 mica blanc		BMI CEU16-21 mica blanc											
	97	98	99	101	102	103	104	105	106	107	108	109		
Num. analyse														
SiO ₂	45.61	47.00	47.99	47.29	46.93	47.58	47.66	48.10	47.76	44.84	46.07	45.68		
TiO ₂	0.15	0.09	0.14	0.19	0.14	0.18	0.22	0.18	0.21	0.22	0.14	0.23		
Al ₂ O ₃	38.37	39.20	35.82	35.66	35.57	36.21	36.12	35.57	35.50	33.83	37.77	36.88		
FeO total	0.35	0.24	0.56	0.88	0.71	0.85	0.65	0.79	0.90	0.80	0.60	0.54		
MnO	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00		
MgO	0.23	0.16	0.68	0.72	0.74	0.76	0.70	0.72	0.80	0.52	0.24	0.38		
CaO	0.45	0.39	0.11	0.02	0.03	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	0.27	0.37		
Na ₂ O	4.21	4.78	2.11	1.34	1.44	1.82	1.42	1.24	1.29	1.20	3.41	2.84		
K ₂ O	4.04	2.76	7.55	8.73	8.58	8.29	8.40	8.66	8.70	8.06	4.86	5.61		
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0.03	0.00	0.02	0.04	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.04		
NiO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00		
P ₂ O ₅	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00		
Sum	93.49	94.64	95.01	94.87	94.17	95.81	95.23	95.33	95.22	89.54	93.39	92.56		
Si	3.00	3.03	3.14	3.12	3.12	3.11	3.12	3.15	3.14	3.13	3.04	3.05		
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01		
Al	2.98	2.98	2.76	2.77	2.78	2.79	2.79	2.75	2.75	2.78	2.94	2.90		
Fe ²⁺	0.02	0.01	0.03	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.03	0.03		
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Mg	0.02	0.02	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.05	0.02	0.04		
Ca	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03		
Na	0.54	0.60	0.27	0.17	0.19	0.23	0.18	0.16	0.16	0.16	0.44	0.37		
K	0.34	0.23	0.63	0.73	0.73	0.69	0.70	0.72	0.73	0.72	0.41	0.48		
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Sum	6.94	6.89	6.92	6.94	6.94	6.95	6.91	6.91	6.92	6.91	6.91	6.91		

Unité Echantillon Minéral	BMI																		
	CEU16-21 mica blanc																		
Num. analyse	111	113	114	115	116	117	118	119	120	121	122	123							
SiO ₂	46.72	46.88	47.11	45.25	46.10	47.05	47.59	45.99	46.73	45.86	46.13	46.21							
TiO ₂	0.18	0.19	0.17	0.17	0.22	0.25	0.24	0.20	0.19	0.28	0.22	0.27							
Al ₂ O ₃	36.74	36.08	36.37	36.40	36.44	35.52	35.33	39.45	36.60	36.60	35.76	36.68							
FeO total	0.55	0.63	0.58	0.41	0.71	0.86	0.86	0.43	0.62	0.60	0.75	0.69							
MnO	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00							
MgO	0.46	0.56	0.57	0.32	0.50	0.77	0.72	0.20	0.52	0.41	0.65	0.46							
CaO	0.21	0.05	0.10	0.26	0.02	0.00	0.00	0.68	0.04	0.08	0.03	0.05							
Na ₂ O	2.35	1.67	2.42	2.18	1.81	1.31	1.27	4.79	2.10	1.98	1.63	1.77							
K ₂ O	6.91	8.16	7.50	7.57	8.55	9.02	9.10	3.24	8.15	8.10	8.77	8.60							
Cr ₂ O ₃	0.05	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02							
NiO	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01							
P ₂ O ₅	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01							
Sum	94.24	94.29	94.87	92.61	94.40	94.80	95.12	94.99	94.97	93.94	94.00	94.76							
Si	3.08	3.10	3.10	3.05	3.06	3.11	3.14	2.97	3.08	3.05	3.08	3.06							
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01							
Al	2.85	2.82	2.82	2.89	2.85	2.77	2.75	3.01	2.84	2.87	2.81	2.86							
Fe ²⁺	0.03	0.04	0.03	0.02	0.04	0.05	0.05	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04							
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00							
Mg	0.05	0.05	0.06	0.03	0.05	0.08	0.07	0.02	0.05	0.04	0.06	0.05							
Ca	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00							
Na	0.30	0.21	0.31	0.29	0.23	0.17	0.16	0.60	0.27	0.26	0.21	0.23							
K	0.58	0.69	0.63	0.65	0.72	0.76	0.77	0.27	0.68	0.69	0.75	0.73							
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00							
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00							
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00							
Sum	6.92	6.93	6.96	6.96	6.98	6.95	6.94	6.95	6.97	6.97	6.98	6.97							

Unité Echantillon Minéral	BMI CEU16-21 mica blanc		BMI CEU16-21 mica blanc											
	124	125	126	127	128	129	130	131	132	133	134	135	136	137
Num. analyse	46.23	46.68	45.41	46.86	46.49	47.03	46.83	46.09	46.33	47.98	47.18	47.19		
SiO ₂	0.16	0.25	0.25	0.16	0.20	0.28	0.26	0.22	0.11	0.21	0.33	0.27		
TiO ₂	36.80	36.03	36.13	35.81	35.86	37.21	37.14	37.91	39.33	35.72	36.62	36.14		
Al ₂ O ₃	0.45	0.78	0.54	0.81	0.74	0.65	0.60	0.61	0.30	0.81	0.65	0.72		
FeO total	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00		
MnO	0.40	0.62	0.43	0.74	0.60	0.47	0.34	0.33	0.17	0.77	0.51	0.56		
MgO	0.17	0.01	0.19	0.01	0.02	0.14	0.26	0.29	0.66	0.00	0.03	0.00		
CaO	2.55	1.64	1.94	1.23	1.41	2.28	2.70	2.96	5.13	1.39	1.84	1.51		
Na ₂ O	6.73	8.69	7.95	9.21	8.93	7.90	6.61	6.58	2.60	9.08	8.50	8.90		
K ₂ O	0.02	0.03	0.02	0.00	0.06	0.06	0.04	0.01	0.05	0.00	0.02	0.00		
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
NiO	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01		
P ₂ O ₅	93.56	94.74	92.89	94.84	94.34	96.01	94.79	95.02	94.67	95.98	95.69	95.31		
Sum	3.07	3.09	3.06	3.10	3.09	3.06	3.07	3.02	2.99	3.13	3.09	3.10		
Si	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01		
Ti	2.88	2.81	2.87	2.79	2.81	2.85	2.87	2.93	3.00	2.75	2.82	2.80		
Al	0.02	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04		
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Mn	0.04	0.06	0.04	0.07	0.06	0.05	0.03	0.03	0.02	0.07	0.05	0.05		
Mg	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00		
Ca	0.33	0.21	0.25	0.16	0.18	0.29	0.34	0.38	0.64	0.18	0.23	0.19		
Na	0.57	0.73	0.68	0.78	0.76	0.66	0.55	0.55	0.21	0.76	0.71	0.75		
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Sum	6.93	6.96	6.96	6.96	6.96	6.97	6.93	6.97	6.93	6.95	6.96	6.95		

Unité Echantillon Minéral	BMI CEU16-21		BMI CEU16-21		BMI CEU16-21		BMI CEU16-21		BMI CEU16-23A1		BMI CEU16-23A1		BMI CEU16-23A1		BMI CEU16-23A1										
	mica blanc	136	mica blanc	137	mica blanc	138	mica blanc	139	mica blanc	140	mica blanc	44	mica blanc	46	mica blanc	47	mica blanc	48	mica blanc	49	mica blanc	50	mica blanc	51	
Num. analyse																									
SiO ₂	46.98	46.94	46.87	47.25	47.75	46.68	46.88	46.30	44.22	44.97	45.73														
TiO ₂	0.20	0.20	0.12	0.08	0.18	0.20	0.11	0.12	0.09	0.17	0.16														
Al ₂ O ₃	36.13	36.16	38.16	37.86	35.47	32.89	34.32	34.07	33.46	34.68	34.93														
FeO total	0.82	0.79	0.38	0.43	0.86	2.64	2.52	2.55	2.95	3.03	2.24														
MnO	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01														
MgO	0.59	0.50	0.28	0.30	0.71	0.86	0.88	0.77	2.04	1.81	0.77														
CaO	0.01	0.05	0.29	0.20	0.00	0.34	0.12	0.04	0.23	0.40	0.21														
Na ₂ O	1.54	1.77	3.65	3.29	1.28	1.33	1.32	1.09	1.35	1.96	1.96														
K ₂ O	8.94	7.98	4.43	5.37	9.02	7.25	8.92	9.42	7.58	6.41	8.46														
Cr ₂ O ₃	0.04	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.04	0.00	0.02														
NiO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00														
P ₂ O ₅	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00														
Sum	95.33	94.43	94.20	94.81	95.29	92.21	95.11	94.39	92.02	93.44	94.48														
Si	3.09	3.10	3.05	3.07	3.14	3.18	3.12	3.12	3.04	3.03	3.07														
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01														
Al	2.80	2.82	2.93	2.90	2.75	2.64	2.69	2.70	2.72	2.76	2.76														
Fe ²⁺	0.05	0.04	0.02	0.02	0.05	0.15	0.14	0.14	0.17	0.13	0.13														
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00														
Mg	0.06	0.05	0.03	0.03	0.07	0.09	0.09	0.08	0.21	0.18	0.08														
Ca	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.03	0.01														
Na	0.20	0.23	0.46	0.42	0.16	0.18	0.17	0.14	0.18	0.26	0.25														
K	0.75	0.67	0.37	0.45	0.76	0.63	0.76	0.81	0.67	0.55	0.72														
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00														
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00														
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00														
Sum	6.96	6.93	6.89	6.90	6.94	6.89	6.99	7.00	7.01	6.99	7.03														

Unité Echantillon Minéral	BMI CEU16-23A1		BMI CEU16-23A1		BMI CEU16-23A1		Tz CEU16-11									
	mica blanc	mica blanc	mica blanc	mica blanc	mica blanc	mica blanc	mica blanc	mica blanc	mica blanc	mica blanc	mica blanc	mica blanc	mica blanc	mica blanc	mica blanc	mica blanc
Num. analyse	52	53	58	59	23	24	25	26	27	70	71	72				
SiO ₂	45.46	44.20	44.03	43.70	46.32	49.51	46.12	46.09	46.67	46.42	47.02	46.16				
TiO ₂	0.14	0.10	0.18	0.15	0.25	0.25	0.16	0.23	0.10	0.27	0.27	0.33				
Al ₂ O ₃	37.01	36.88	30.97	31.81	32.20	31.64	35.01	34.10	34.05	32.54	30.65	34.14				
FeO total	1.63	2.73	4.01	5.59	2.70	1.99	1.08	1.59	1.18	2.04	2.20	1.63				
MnO	0.00	0.04	0.03	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02				
MgO	0.49	2.19	2.02	3.24	1.42	0.92	0.70	0.79	0.89	1.19	1.51	0.75				
CaO	0.69	0.74	0.15	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00				
Na ₂ O	3.54	4.49	0.60	0.56	0.92	0.92	0.97	1.00	1.41	1.23	0.51	0.76				
K ₂ O	4.90	3.06	9.33	9.26	9.11	8.86	8.64	9.54	8.21	9.09	10.20	9.74				
Cr ₂ O ₃	0.05	0.04	0.00	0.06	0.04	0.05	0.03	0.01	0.02	0.06	0.03	0.04				
NiO	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00				
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Sum	93.92	94.50	91.38	94.42	93.01	94.18	92.75	93.37	92.56	92.87	92.41	93.57				
Si	3.01	2.92	3.10	3.01	3.16	3.30	3.11	3.12	3.16	3.16	3.24	3.12				
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01				
Al	2.89	2.87	2.57	2.58	2.59	2.49	2.79	2.72	2.71	2.61	2.49	2.72				
Fe ²⁺	0.09	0.15	0.24	0.32	0.15	0.11	0.06	0.09	0.07	0.12	0.13	0.09				
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Mg	0.05	0.22	0.21	0.33	0.14	0.09	0.07	0.08	0.09	0.12	0.16	0.08				
Ca	0.05	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Na	0.46	0.58	0.08	0.07	0.12	0.12	0.13	0.13	0.18	0.16	0.07	0.10				
K	0.41	0.26	0.84	0.81	0.79	0.75	0.74	0.82	0.71	0.79	0.90	0.84				
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Sum	6.97	7.05	7.06	7.14	6.98	6.88	6.92	6.98	6.93	6.99	6.99	6.97				

Unité Echantillon Minéral	Tz																	
	CEU16-11 mica blanc	29	CEU16-11 mica blanc	30	CEU16-11 mica blanc	31	CEU16-11 mica blanc	32	CEU16-11 mica blanc	33	CEU16-11 mica blanc	34	CEU16-11 mica blanc	35	CEU16-11 mica blanc	36	CEU16-11 mica blanc	37
Num. analyse	28																	
SiO ₂	47.38	45.83	46.07	44.45	46.07	45.48	46.92	45.21	43.88	46.30	46.29	46.30	43.88	46.30	46.30	46.30	46.29	46.29
TiO ₂	0.81	0.20	0.72	0.02	0.72	0.59	0.25	0.39	10.01	0.18	0.29	0.18	10.01	0.18	0.18	0.18	0.29	0.29
Al ₂ O ₃	33.25	34.76	35.59	35.44	35.59	34.87	35.30	35.03	31.80	35.68	34.03	35.68	31.80	35.68	35.68	35.68	34.03	34.03
FeO total	1.18	1.54	0.94	1.58	0.94	1.44	1.31	1.20	0.95	1.27	1.36	1.27	0.95	1.27	1.27	1.27	1.36	1.36
MnO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03
MgO	1.09	0.65	0.61	0.91	0.61	0.68	0.56	0.56	0.46	0.64	0.89	0.56	0.46	0.64	0.64	0.64	0.89	0.89
CaO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.04	0.09	0.02	0.03	0.04	0.09	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03
Na ₂ O	0.65	1.02	1.02	0.54	1.02	0.94	1.01	1.48	3.54	0.66	1.05	1.48	3.54	0.66	0.66	0.66	1.05	1.05
K ₂ O	10.48	9.53	10.00	10.60	10.00	9.91	9.45	8.03	5.67	10.55	9.12	8.03	5.67	10.55	10.55	10.55	9.12	9.12
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.04	0.00	0.04	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04
NiO	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05
Sum	94.84	93.57	95.03	93.55	95.03	93.97	94.86	91.99	96.46	95.30	93.18	91.99	96.46	95.30	95.30	95.30	93.18	93.18
Si	3.16	3.10	3.07	3.03	3.07	3.07	3.12	3.08	2.88	3.08	3.13	3.08	2.88	3.08	3.08	3.08	3.13	3.13
Ti	0.04	0.01	0.04	0.00	0.04	0.03	0.01	0.02	0.49	0.01	0.01	0.02	0.49	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	2.62	2.77	2.79	2.84	2.79	2.77	2.76	2.81	2.46	2.80	2.71	2.81	2.46	2.80	2.80	2.80	2.71	2.71
Fe ²⁺	0.07	0.09	0.05	0.09	0.05	0.08	0.07	0.07	0.05	0.07	0.08	0.07	0.05	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.11	0.07	0.06	0.09	0.06	0.07	0.06	0.06	0.05	0.06	0.09	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.09	0.09
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.08	0.13	0.13	0.07	0.13	0.12	0.13	0.20	0.45	0.08	0.14	0.20	0.45	0.08	0.08	0.08	0.14	0.14
K	0.89	0.82	0.85	0.92	0.85	0.85	0.80	0.70	0.47	0.90	0.79	0.70	0.47	0.90	0.90	0.90	0.79	0.79
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	6.97	6.99	6.99	7.05	6.99	7.00	6.95	6.94	6.86	7.00	6.96	6.94	6.86	7.00	7.00	7.00	6.96	6.96

Unité Echantillon Minéral	Tz															
	CEU16-64 mica blanc															
Num. analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12				
SiO ₂	45.25	57.91	66.73	58.51	54.60	44.39	48.27	65.67	68.17	64.71	47.75	63.33				
TiO ₂	0.12	0.00	0.06	0.20	0.13	0.45	0.38	0.00	0.02	0.02	0.14	0.04				
Al ₂ O ₃	34.40	28.32	29.50	31.62	33.74	31.44	33.67	27.94	28.53	29.12	33.54	30.57				
FeO total	1.26	1.11	0.42	0.84	0.95	1.75	1.63	0.39	0.39	0.52	3.54	0.41				
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02				
MgO	0.49	0.27	0.06	0.44	0.43	0.96	1.12	0.07	0.07	0.11	0.60	0.13				
CaO	0.08	0.07	0.06	0.06	0.07	0.00	0.06	0.10	0.04	0.05	0.01	0.08				
Na ₂ O	0.64	0.46	0.17	0.54	0.92	0.37	0.36	0.12	0.10	0.25	0.18	0.43				
K ₂ O	8.82	6.69	1.17	4.15	5.61	9.43	9.51	0.46	0.17	1.18	9.93	2.28				
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.03	0.01	0.02	0.03	0.00	0.04	0.00	0.03	0.02	0.02				
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00				
P ₂ O ₅	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00				
Sum	91.07	94.88	98.21	96.37	96.53	88.82	95.01	94.84	97.49	96.02	95.77	97.30				
Si	3.12	3.70	3.92	3.62	3.43	3.16	3.20	3.97	4.00	3.90	3.17	3.80				
Ti	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00				
Al	2.79	2.13	2.04	2.30	2.50	2.64	2.63	1.99	1.97	2.07	2.63	2.16				
Fe ²⁺	0.07	0.06	0.02	0.04	0.05	0.10	0.09	0.02	0.02	0.03	0.20	0.02				
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Mg	0.05	0.03	0.01	0.04	0.04	0.10	0.11	0.01	0.01	0.01	0.06	0.01				
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00				
Na	0.09	0.06	0.02	0.06	0.11	0.05	0.05	0.01	0.01	0.03	0.02	0.05				
K	0.78	0.55	0.09	0.33	0.45	0.86	0.80	0.04	0.01	0.09	0.84	0.17				
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Sum	6.91	6.53	6.11	6.41	6.59	6.95	6.90	6.05	6.03	6.13	6.94	6.23				

Unité Echantillon Minéral	Tz 13		Tz 15		Tz 20		Tz 21		Tz 22		Tz 23		Tz 24		Tz 25		Tz 26		Tz 27		Tz 28		Tz 29																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																						
	CEUI6-64 mica blanc																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
Num. analyse	67.65	60.81	46.18	46.31	45.15	48.16	57.75	49.47	59.06	47.01	64.58	63.73	0.03	0.02	0.47	0.46	0.57	1.89	0.07	0.19	0.03	0.42	0.00	0.02	SiO ₂	27.86	29.37	35.15	35.46	35.17	34.63	31.45	33.99	32.57	35.23	26.83	30.25	0.37	0.57	1.07	1.00	0.85	1.36	0.72	1.24	0.67	0.98	0.32	0.58	TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.15	0.68	0.64	0.58	0.52	0.24	0.65	0.19	0.65	0.02	0.07	Al ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.09	0.10	0.04	0.07	0.05	0.02	0.01	0.08	0.24	0.87	0.98	0.59	0.96	0.70	0.97	1.19	0.97	0.08	0.29	FeO total	0.19	2.03	9.66	9.74	10.28	7.45	3.62	7.62	3.61	9.02	0.24	2.06	0.00	0.00	0.04	0.02	0.05	0.04	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	MgO	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	CaO	96.25	93.20	94.12	94.63	93.27	95.13	94.69	94.20	97.39	94.39	92.09	97.02	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Na ₂ O	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	Sum	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Si	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Al	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Al	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe ²⁺	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20
SiO ₂	27.86	29.37	35.15	35.46	35.17	34.63	31.45	33.99	32.57	35.23	26.83	30.25	0.37	0.57	1.07	1.00	0.85	1.36	0.72	1.24	0.67	0.98	0.32	0.58	TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.15	0.68	0.64	0.58	0.52	0.24	0.65	0.19	0.65	0.02	0.07	Al ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.09	0.10	0.04	0.07	0.05	0.02	0.01	0.08	0.24	0.87	0.98	0.59	0.96	0.70	0.97	1.19	0.97	0.08	0.29	FeO total	0.19	2.03	9.66	9.74	10.28	7.45	3.62	7.62	3.61	9.02	0.24	2.06	0.00	0.00	0.04	0.02	0.05	0.04	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	MgO	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	CaO	96.25	93.20	94.12	94.63	93.27	95.13	94.69	94.20	97.39	94.39	92.09	97.02	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Na ₂ O	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	Sum	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Si	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Al	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Al	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe ²⁺	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																									
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.15	0.68	0.64	0.58	0.52	0.24	0.65	0.19	0.65	0.02	0.07	Al ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.09	0.10	0.04	0.07	0.05	0.02	0.01	0.08	0.24	0.87	0.98	0.59	0.96	0.70	0.97	1.19	0.97	0.08	0.29	FeO total	0.19	2.03	9.66	9.74	10.28	7.45	3.62	7.62	3.61	9.02	0.24	2.06	0.00	0.00	0.04	0.02	0.05	0.04	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	MgO	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	CaO	96.25	93.20	94.12	94.63	93.27	95.13	94.69	94.20	97.39	94.39	92.09	97.02	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Na ₂ O	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	Sum	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Si	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Al	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Al	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe ²⁺	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																		
Al ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.09	0.10	0.04	0.07	0.05	0.02	0.01	0.08	0.24	0.87	0.98	0.59	0.96	0.70	0.97	1.19	0.97	0.08	0.29	FeO total	0.19	2.03	9.66	9.74	10.28	7.45	3.62	7.62	3.61	9.02	0.24	2.06	0.00	0.00	0.04	0.02	0.05	0.04	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	MgO	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	CaO	96.25	93.20	94.12	94.63	93.27	95.13	94.69	94.20	97.39	94.39	92.09	97.02	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Na ₂ O	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	Sum	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Si	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Al	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Al	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe ²⁺	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																											
FeO total	0.19	2.03	9.66	9.74	10.28	7.45	3.62	7.62	3.61	9.02	0.24	2.06	0.00	0.00	0.04	0.02	0.05	0.04	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	MgO	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	CaO	96.25	93.20	94.12	94.63	93.27	95.13	94.69	94.20	97.39	94.39	92.09	97.02	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Na ₂ O	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	Sum	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Si	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Al	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Al	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe ²⁺	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																				
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	MgO	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	CaO	96.25	93.20	94.12	94.63	93.27	95.13	94.69	94.20	97.39	94.39	92.09	97.02	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Na ₂ O	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	Sum	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Si	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Al	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Al	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe ²⁺	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																													
MgO	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	CaO	96.25	93.20	94.12	94.63	93.27	95.13	94.69	94.20	97.39	94.39	92.09	97.02	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Na ₂ O	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	Sum	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Si	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Al	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Al	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe ²⁺	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																																																						
CaO	96.25	93.20	94.12	94.63	93.27	95.13	94.69	94.20	97.39	94.39	92.09	97.02	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Na ₂ O	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	Sum	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Si	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Al	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Al	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe ²⁺	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																																																																															
Na ₂ O	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	Sum	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Si	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Al	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Al	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe ²⁺	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																																																																																																								
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	Sum	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Si	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Al	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Al	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe ²⁺	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																																																																																																																																	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	Sum	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Si	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Al	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Al	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe ²⁺	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																																																																																																																																																										
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	Sum	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Si	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Al	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Al	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe ²⁺	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																																																																																																																																																																																			
P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	Sum	4.02	3.80	3.09	3.09	3.06	3.15	3.62	3.25	3.61	3.12	4.01	3.83	Si	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Al	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Al	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe ²⁺	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
Si	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Al	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Al	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe ²⁺	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																						
Al	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Al	1.95	2.17	2.78	2.79	2.81	2.67	2.33	2.64	2.34	2.76	1.96	2.14	Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe ²⁺	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe ²⁺	0.02	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																										
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																				
Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Mg	0.00	0.01	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.06	0.00	0.01	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																														
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																								
Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	Na	0.01	0.03	0.11	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.12	0.01	0.03	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																		
K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	K	0.01	0.16	0.83	0.83	0.89	0.62	0.29	0.64	0.28	0.76	0.02	0.16	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																						
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																										
Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20	Sum	6.02	6.21	6.96	6.97	6.98	6.79	6.40	6.80	6.43	6.92	6.02	6.20																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																				

**Annexe 2 : analyses microsondes des micas blancs des unités des
Ghomarides**

Unité Echantillon Minéral	Ghomaride																	
	CEU15-10 mica blanc																	
Num. analyse	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62							
SiO ₂	42.22	47.23	43.50	49.28	37.11	39.76	36.73	44.82	43.64	43.57	45.72							
TiO ₂	0.20	0.29	0.23	0.21	0.24	0.19	0.18	0.29	0.24	0.21	0.15							
Al ₂ O ₃	29.36	34.18	31.39	35.21	28.93	31.72	31.08	33.79	34.18	31.40	32.00							
FeO total	2.57	1.29	2.56	1.35	8.53	8.02	11.67	1.47	1.13	1.95	1.86							
MnO	0.00	0.02	0.01	0.01	0.11	0.08	0.10	0.02	0.01	0.00	0.03							
MgO	1.13	0.71	0.95	0.94	2.67	2.04	3.61	0.61	0.48	1.09	1.37							
CaO	0.13	0.20	0.06	0.10	0.19	0.07	0.03	0.12	0.15	0.10	0.14							
Na ₂ O	0.55	1.12	0.42	0.58	0.55	0.59	0.37	0.87	1.57	0.73	0.58							
K ₂ O	9.05	8.39	9.15	9.40	6.97	7.01	5.86	9.22	8.06	9.12	9.10							
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0.01	0.04	0.01	0.00	0.02	0.04	0.04	0.08	0.00							
NiO	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00							
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04							
Sum	85.27	93.52	88.30	97.16	85.32	89.50	89.65	91.26	89.50	88.24	90.99							
Si	3.16	3.16	3.13	3.18	2.87	2.90	2.73	3.10	3.06	3.13	3.17							
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01							
Al	2.59	2.70	2.66	2.68	2.64	2.73	2.72	2.76	2.83	2.66	2.62							
Fe ²⁺	0.16	0.07	0.15	0.07	0.55	0.49	0.73	0.09	0.07	0.12	0.11							
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00							
Mg	0.13	0.07	0.10	0.09	0.31	0.22	0.40	0.06	0.05	0.12	0.14							
Ca	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01							
Na	0.08	0.15	0.06	0.07	0.08	0.08	0.05	0.12	0.21	0.10	0.08							
K	0.86	0.72	0.84	0.77	0.69	0.65	0.56	0.81	0.72	0.84	0.81							
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00							
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00							
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00							
Sum	7.00	6.90	6.97	6.89	7.18	7.09	7.20	6.97	6.97	6.99	6.95							

Unité Echantillon Minéral	Ghomaride CEU15-10 mica blanc		Ghomaride CEU15-10 mica blanc		Ghomaride CEU16-18 mica blanc									
	63	64	65	65	1	2	3	4	5	6	8	9	8	9
Num. analyse														
SiO ₂	44.97	44.60	46.11	46.11	45.35	45.08	46.89	47.12	46.39	48.09	48.63	46.74	48.63	46.74
TiO ₂	0.41	0.80	0.20	0.20	0.82	0.75	0.75	0.77	0.68	0.67	0.68	0.81	0.68	0.81
Al ₂ O ₃	32.75	31.44	33.20	33.20	34.61	34.12	34.85	34.69	34.58	35.69	32.62	35.99	32.62	35.99
FeO total	1.64	3.55	1.66	1.66	1.07	1.04	1.12	1.16	1.19	1.15	0.61	1.53	0.61	1.53
MnO	0.01	0.00	0.03	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	0.06	0.01	0.06
MgO	1.46	1.03	0.91	0.91	0.76	0.81	0.93	0.97	1.06	0.98	1.79	0.67	1.79	0.67
CaO	0.12	0.23	0.15	0.15	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Na ₂ O	0.75	0.51	1.10	1.10	0.73	0.80	0.78	0.70	0.73	0.37	0.73	0.60	0.73	0.60
K ₂ O	10.28	10.33	8.78	8.78	10.22	9.97	10.14	10.07	10.26	7.32	9.69	9.97	9.69	9.97
Cr ₂ O ₃	0.04	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.04	0.02	0.01	0.01	0.03	0.00	0.03	0.00
NiO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.03	0.01	0.04	0.04	0.01	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.03
Sum	92.49	92.52	92.21	92.21	93.58	92.65	95.53	95.55	94.91	94.30	94.82	96.41	94.82	96.41
Si	3.10	3.11	3.15	3.15	3.07	3.08	3.10	3.12	3.10	3.15	3.22	3.07	3.22	3.07
Ti	0.02	0.04	0.01	0.01	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04
Al	2.66	2.58	2.67	2.67	2.76	2.75	2.72	2.70	2.72	2.76	2.55	2.78	2.55	2.78
Fe ²⁺	0.09	0.21	0.09	0.09	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.03	0.08	0.03	0.08
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.15	0.11	0.09	0.09	0.08	0.08	0.09	0.10	0.11	0.10	0.18	0.07	0.18	0.07
Ca	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.10	0.07	0.15	0.15	0.10	0.11	0.10	0.09	0.09	0.05	0.09	0.08	0.09	0.08
K	0.90	0.92	0.77	0.77	0.88	0.87	0.86	0.85	0.87	0.61	0.82	0.83	0.82	0.83
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	7.05	7.05	6.95	6.95	6.99	6.99	6.98	6.96	6.99	6.76	6.93	6.96	6.93	6.96

Unité Echantillon Minéral	Ghomaride CEU16-18													
	mica blanc	mica blanc												
Num.	10	11	12	13	14	15	16	17	18					
analyse														
SiO ₂	48.31	48.20	33.20	46.37	45.93	45.49	46.14	46.89	46.96					
TiO ₂	0.29	0.33	0.07	0.21	0.53	0.54	0.31	0.30	0.28					
Al ₂ O ₃	32.90	33.00	23.34	36.06	36.00	34.58	35.24	32.88	32.75					
FeO total	2.28	1.86	18.55	0.93	0.89	1.07	2.10	3.23	3.20					
MnO	0.01	0.00	0.10	0.02	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00					
MgO	1.26	1.25	7.14	0.33	0.55	0.69	0.59	0.96	0.99					
CaO	0.00	0.01	0.29	0.02	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01					
Na ₂ O	0.95	0.92	0.74	1.44	1.62	1.68	0.87	0.97	0.87					
K ₂ O	9.19	9.12	1.67	8.53	8.43	8.03	9.74	9.57	9.53					
Cr ₂ O ₃	0.03	0.01	0.06	0.03	0.03	0.02	0.00	0.05	0.01					
NiO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00					
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00					
Sum	95.23	94.70	85.21	93.94	94.03	92.12	94.99	94.89	94.60					
Si	3.20	3.21	2.68	3.09	3.06	3.10	3.08	3.15	3.16					
Ti	0.01	0.02	0.00	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01					
Al	2.57	2.59	2.22	2.83	2.83	2.77	2.77	2.60	2.60					
Fe ²⁺	0.13	0.10	1.25	0.05	0.05	0.06	0.12	0.18	0.18					
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
Mg	0.12	0.12	0.86	0.03	0.06	0.07	0.06	0.10	0.10					
Ca	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
Na	0.12	0.12	0.12	0.19	0.21	0.22	0.11	0.13	0.11					
K	0.78	0.77	0.17	0.73	0.72	0.70	0.83	0.82	0.82					
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
Sum	6.94	6.93	7.34	6.94	6.96	6.95	6.99	7.00	6.99					