ROYAUME DU MAROC
Université Mohammed V - RABAT -
جامعة محمد الخامس – الرباط –
Faculté des sciences
كلية العلوم
CENTRE D'ETUDES DOCTORALES - SCIENCES ET TECHNOLOGIES

N° d'ordre 3470

THESE

En vue de l'obtention du : ***DOCTORAT***

Centre de Recherche *: Centre Eau, Ressources Naturelles, Environnement et Développement Durable*
Structure de Recherche *: Laboratoire de Géosciences, Eau et Environnement (L-G2E)*
Discipline *: Sciences de la Terre et de l'Univers*
Spécialité *: Géologie structurale, Pétrologie métamorphique et magmatique et Géochronologie.*

Présentée et soutenue le 27/05/2021 par :

Asmae EL BAKILI

EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE ET CHRONOLOGIQUE DES UNITES METAMORPHIQUES DU RIF INTERNE (BENI BOUSERA, NORD DU MAROC)

JURY

Abdelfatah TAHIRI	PES, Université Mohammed V, Institut Scientifique-Rabat.	Président/Rapporteur
Omar SADDIQI	PES, Université Hassan II, Faculté des Sciences Aïn-Chock-Casablanca.	Rapporteur/ Examinateur
Karel SCHULMAN	PES, Université de Strasbourg, Institut Terre & Environnement-France	Rapporteur/ Examinateur
Jean-Marc LARDEAUX	PES, Université Côte d'Azur, Laboratoire Géoazur-France.	Examinateur
Abdellah AMMAR	PES, Université Mohammed V, Faculté des Sciences-Rabat.	Examinateur
Abdessamad ELADRAOUI	PES, Université Mohammed V, Faculté des Sciences-Rabat.	Examinateur
Valérie BOSSE	PES, Université Clermont Auvergne, Laboratoire Magmas et Volcans-France	Examinateur
Ahmed CHALOUAN	PES, Université Mohammed V, Faculté des Sciences-Rabat.	Invité
Ilias KACIMI	PES, Université Mohammed V, Faculté des Sciences-Rabat.	Directeur de thèse
Michel CORSINI	PES, Université Côte d'Azur, Laboratoire Géoazur-France.	Directeur de thèse

Année Universitaire : 2020/2021

DÉDICACE

Une plume déposée sur un rocher espère que le vent appréciera sa présence. À la mémoire des géologues disparus qui ont déposé ce rocher, à la mémoire de Henri Coquand, de Paul Fallot, de Michel Durand-Delga, de Yves Milliard, et d'autres…

A la mémoire de mon grand-père Mbarek.

A mes parents…

REMERCIEMENTS

Ce travail de thèse a été réalisé au laboratoire de Géosciences, Eau, Environnement (L-G2E) , du département des ssciences de la terre, de la faculté des sciences à l'Université Mohammed V à Rabat, dirigé par Monsieur **Ilias KACIMI**.

Je tiens à remercier Monsieur **Ilias KACIMI** Professeur d'enseignement supérieur à la M.Faculté des Sciences de Rabat, qui a encadré cette thèse. Merci pour votre aide pour gérer et mener au mieux l'encadrement de cette thèse. Merci pour votre aide, pour votre disponibilité, pour vos conseils et pour votre soutien.

Je tiens à remercier Monsieur **Michel CORSINI**, Professeur d'enseignement supérieur à l'Université Côte d'Azur pour son co-encadrement de cette thèse à l'Université Côte d'Azur. Vous m'avez donné une grande opportunité en m'encadrant tout au long de ce travail. C'est ainsi grâce à votre connaissance élargie et votre esprit ouvert pour débattre en sciences, que je me suis améliorée petit à petit. J'ai appris de vous énormément de choses durant ces années de thèse. Merci pour votre aide, pour votre disponibilité, pour vos conseils et pour votre soutien. Travailler avec vous a été une excellente expérience.

Je remercie le président de jury Monsieur **Abdelfatah TAHIRI**, professeur d'enseignement supérieur à l'institut scientifique de Rabat, d'avoir accepté de présider et de faire le rapport de cette thèse.

Je remercie Monsieur **Omar SADDIQI**, professeur d'enseignement supérieur à la Faculté Des Sciences Ain Chock, pour avoir accepter d'être rapporteur de cette thèse.

Je remercie Monsieur **Karel SCHULMAN**, Professeur d'enseignement supérieur à l'Ecole et Observatoire de la Terre Strasbourg, pour avoir accepter d'être rapporteur de cette thèse.

Je remercie Monsieur **Jean-Marc Lardeaux**, Professeur d'enseignement supérieur à l'Université Côte d'Azur. Merci énormément pour votre aide dans la pétrologie, c'est grâce à vous que j'ai appris cette branche. Merci pour votre soutien, votre disponibilité et vos encouragements. Merci pour votre implication formidable, qui m'a donné envie de poursuivre dans la recherche.

Je remercie Mr **Abdellah AMMAR**, Professeur à l'Institut Scientifique de Rabat, d'avoir examiné cette thèse.

Je remercie Mr **Abdessamad ELADRAOUI**, Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat, d'avoir examiné cette thèse.

Je remercie **Valérie BOSSE**, Maître de conférences, à l'université Clermont Auvergne pour son rôle examinatrice de cette thèse. Je vous remercie de m'avoir beaucoup aidé et facilité les choses pour faire les datations au laboratoire Magmas et Volcans à Clermont Ferrand, Merci pour cette expérience très enrichissante que vous m'avez apportée, j'ai appris beaucoup de choses de vous dans ce domaine. Merci d'avoir suivi

ce travail et de m’avoir orienté par vos conseils. Merci de nous avoir accompagné sur le terrain de la chaîne du Rif, j’ai gardé une belle mémoire de votre gentillesse.

Je remercie Mr **Ahmed CHALOUAN**, Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat, encadrant de cette thèse à l’Université Mohammed V de Rabat. Vous m’avez donné cette opportunité en me faisant confiance pour faire cette thèse. Merci pour votre soutien et pour vos conseils. Les remarques et les discussions durant les missions de terrain ont été énormément enrichissantes.

RÉSUMÉ

L’hitoire de la chaîne Betico-Rifaine est resumée comme le suivant 1) un événement de HP-HT affecte la base du domaine interne à *ca* 281 ± 3 Ma. Ces nouvelles données obtenues dans le Rif interne sont corrélées avec les Bétiques, les Kabylies et le massif de l'Edough en Algérie, la ceinture mauritanienne et les Appalaches. Elles attestent d'un domaine convergent au cours du Carbonifère supérieur- Permien inférieur. Tous ces segments orogéniques font partie des Variscides nord-africains construits à la marge nord-ouest du Gondwana 2) autour de 29-26 Ma, un événement métamorphique avec un gradient de type Barrovien à Abukuma affecte les Sebtides, et il est interprété comme résultant de l'évolution de la plaque supérieure d'une zone de subduction. Cet évènement alpin est caractérisé par un chemin prograde marqué par un réchauffement à la base des Sebtides entre 26 et 22 Ma. De telles conditions reflètent un amincissement et un réchauffement de la croûte liée à la remontée asthénosphérique due au retrait de la plaque plongeante 3) Au Miocène inférieur à 22-20 Ma, les zones internes sont affectées par une extension E-W contemporaine de l’ouverture du bassin d'Alboran dans un contexte arrière-arc, et par l’intrusion de filons granitiques dans les péridotites et les unités métamorphiques crustales du domaine interne. Cet évènement a permis l’exhumation finale des Sebtides. 4) Du Miocène inférieur au Miocène moyen, la chaîne bético-rifaine a acquis sa géométrie arquée attestée par une phase de raccourcissement majeur de direction NE-SW à E-W, et 5) l’arc de Gibraltar est affecté par un raccourcissement N-S ante-Pliocène.

Mots clés : Arc de Gibraltar, Beni Bousera, chaîne varisque, chaîne alpine, extension arrière-arc.

ABSTRACT

The history of the Betic-Rif belt can be summarized as it follows: 1) a HP-HT event affects the base of the internal domain at around 281 ± 3 Ma. These new data obtained in the internal Rif, are correlated with the Betics, the Kabyle, the Edough massif of Algeria, the Mauritanian, and the Appalachian belts, attesting a convergent domain during the late Carboniferous – early Permian. All these orogenic segments are part of the North African Variscides built at the north-western margin of Gondwana. 2) at around 29-26 Ma, a Barrovian to Abukuma metamorphic event affects the Sebtides and is interpreted as the evolution of the upper plate of a subduction zone. This alpine event is characterized by a prograde metamorphic path marked by heating affecting the base of the Sebtides between 26 to 22 Ma, such conditions reflect thinning and heating of the crust related to the asthenosphere upwelling due to slab roll-back. 3) In the Miocene around 22-20 Ma, the internal zones are affected by an E-W extension contemporary to the opening of the Alboran Basin in a back-arc context, and the intrusion of granitic dykes into the peridotites and the crustal metamorphic units, the exhumation of the Sebtides was complete at this time. 4) From early to middle Miocène, the Betic-Rif belt acquired its arcuate geometry attested by NE-SW to E-W shortening phases across the arc. 5) before the Pliocene, the Gibraltar arc was subjected to N-S contractional processes.

Keywords: Gibraltar Arc, Beni Bousera, variscan orogeny, alpine orogeny, back arc extension.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE ..... **I**

REMERCIEMENTS ..... **III**

RÉSUMÉ ..... **V**

ABSTRACT ..... **VII**

TABLE DES MATIÈRES ..... **IX**

LISTE DES ILLUSTRATIONS ..... **XIII**

INTRODUCTION : PROBLEMATIQUE GENERALE ET OBJECTIFS DE LA THESE **1**

CHAPITRE I METHODOLOGIE **8**

I.1 ANALYSES STRUCTURALES 9
I.2 ANALYSES CHIMIQUES 11
I.3 L'ESTIMATION P-T DES ROCHES METAMORPHIQUES : 12
I.3.1 Geobarometrie et Géothermometrie *12*
I.3.1.1 Le géobaromètre GASP 14
I.3.1.2 Le baromètre Ti- dans le quartz 15
I.3.1.3 Le thermomètre Zr- dans le rutile 16
I.3.1.4 Les échanges Fe-Mg entre grenat et biotite 17
I.3.1.1 Le thermomètre Ti dans la biotite 18
I.3.1.2 Thermomètrie sur Chlorite 19
I.3.2 Modélisation thermodynamique *22*
I.4 ANALYSES GEOCHRONOLOGIQUES 22
I.4.1 Datation U-Th-Pb sur monazite *23*
I.4.1.1 Principe de datation U-Th-Pb sur monazite 23
I.4.1.2 Acquisition des données 27
I.4.2 Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas *28*
I.4.2.1 Principe de la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ 28
I.4.2.2 Acquisition des données 30

CHAPITRE II CONTEXTE GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE **35**

II.1 DOMAINES STRUCTURAUX DE LA CHAINE BETICO-RIFAINE 36
II.1.1 Le Rif externe *36*
II.1.2 Les Flyschs maghrébins *40*
II.1.3 Domaine interne *42*
II.1.3.1 Domaine interne du Rif 42
II.1.3.1.1 La Dorsale calcaire et le domaine Prédorsalien 43
II.1.3.1.2 Les Ghomarides 44
II.1.3.1.2.1 Données stratigraphiques 45
II.1.3.1.2.1.1 Les nappes 45
II.1.3.1.2.1.2 Dépôts post nappes 'La couverture oligo-miocène' 46
II.1.3.1.2.2 Données structurales 46
II.1.3.1.2.3 Conditions métamorphiques 46
II.1.3.1.2.4 Données Géochronologiques 47
II.1.3.1.3 Les Sebtides supérieures ou unités de Federico 47
II.1.3.1.3.1 Evolution métamorphique 48
II.1.3.1.3.1.1 Paragenèses témoignant d'un gradient de HP-BT 48
II.1.3.1.3.1.2 Evolution rétrograde 49
II.1.3.1.3.1.3 Autres évolutions métamorphiques 49
II.1.3.1.3.2 Relations déformation et fabriques métamorphiques 51
II.1.3.1.3.3 Données géochronologiques 51

II.1.3.1.4 Sebtides Inférieures 52
II.1.3.1.4.1 L'unité de Monte Hacho 53
II.1.3.1.4.1.1 Données structurales et pétrologiques 53
II.1.3.1.4.1.2 Données géochronologiques 54
II.1.3.1.4.2 Les roches ultrabasiques 54
II.1.3.1.4.2.1 Position structurale des roches ultrabasiques à Ceuta et à Beni Bousera 54
II.1.3.1.4.2.2 Données pétrographiques et conditions P-T 55
II.1.3.1.4.2.3 Données géochronologiques 56
II.1.3.1.4.2.4 Mode de mise en place 56
II.1.3.1.4.3 L'unité métamorphique de Beni Bousera 57
II.1.3.1.4.3.1 Evolution métamorphique 57
II.1.3.1.4.3.2 Données géochronologiques 58
II.1.3.1.4.4 L'unité de Filali 58
II.1.3.1.4.4.1 Evolution métamorphique 59
II.1.3.1.4.4.2 Données géochronologiques 59
II.1.3.1.4.5 Les filons granitiques 60
II.1.3.1.5 Filons granitiques 60
II.1.3.2 Domaine interne dans les bétiques 60
II.1.3.2.1 Les Malaguides 60
II.1.3.2.2 Les Alpujjarides 61
II.1.3.2.2.1 Alpujarrides occidentales : 61
II.1.3.2.2.2 Alpujarrides orientales et centrales : 63
II.1.3.2.3 Le complexe Nevado-Filabride 64
II.1.3.2.3.1 Stratigraphie 64
II.1.3.2.3.2 Evolution métamorphique 65
II.1.3.2.3.3 Données géochronologiques 65
II.1.4 Le bassin d'Alboran 66
II.1.5 Le magmatisme 67
II.2 STRUCTURES PROFONDES 71
II.3 CINEMATIQUE DES PLAQUES ET SISMICITE ACTIVE 73
II.3.1 Données paléomagnétiques 73
II.3.2 Données GPS 74
II.3.3 Sismicité 76
II.4 EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR 77
II.4.1 Evolution pré-alpine 77
II.4.1.1 Extension géographique de la chaîne varisque : 78
II.4.1.2 Effondrement de la chaine varisque et Dislocation de la Pangée : 79
II.4.2 Evolution alpine 80
II.4.2.1 Convergence du Crétacé à l'Eocène-Oligocène 80
II.4.2.2 Extension de l'Eocène-Oligocène au Tortonien 81
II.4.2.2.1 Modèle d'érosion convective de la base de la lithosphère 82
II.4.2.2.2 Modèle de délamination de la lithosphère mantellique 82
II.4.2.2.3 Modèle de rupture de la plaque plongeante (Slab break-off) 83
II.4.2.2.4 Modèle du retrait de la fosse de subduction (Slab roll-back) 83
II.4.2.2.5 Limite de ces modèles 86
II.4.2.3 De l'Oligocène à l'actuel 87

CHAPITRE III EVOLUTION POLYCYCLIQUE DE L'UNITE METAMORPHIQUE DE BENI BOUSERA. 89

III.1 OBSERVATIONS SUR LE TERRAIN ET ANALYSES STRUCTURALES 89
III.2 PETROLOGIE 93
III.2.1 Observations en lames minces 93
III.2.2 Géochimie des minéraux 97
III.2.3 Evaluation des conditions P-T 101
III.3 GEOCHRONOLOGIE 117
III.3.1 U-Th-Pb sur monazites 117
III.3.1.1 Texture 117
III.3.1.2 Géochimie des monazites 120

III.3.1.2.1 Concentrations en Y 121
III.3.1.2.2 Concentration en REE 122
III.3.1.3 Résultats des datations U-Th-Pb 122
III.3.2 Datations ^{40}Ar-^{39}Ar sur micas 124
III.4 DISCUSSION DES RESULTATS 126
III.4.1 Résultats tectoniques, et pétrologiques 126
III.4.2 Résultats géochronologiques 127
III.5 SYNTHESE 128

CHAPITRE IV ÉVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE ET GEOCHRONOLOGIQUE DE L'UNITE METAMORPHIQUE DE FILALI. 132

IV.1 OBSERVATIONS SUR LE TERRAIN 132
IV.2 PETROLOGIE 137
IV.2.1 Observations en lames minces 138
IV.2.2 Géochimie des grenats 146
IV.2.3 Détermination des conditions P-T 148
IV.3 GEOCHRONOLOGIE 156
IV.3.1 U-Th/Pb sur monazites 156
IV.3.2 Datations ^{40}Ar-^{39}Ar sur micas 162
IV.4 DISCUSSION : 163
IV.4.1 Résultats tectoniques, et pétrologiques 163
IV.4.2 Résultats géochronologigues 164
IV.5 SYNTHESE 165

CHAPITRE V FILONS GRANITIQUES ET DEFORMATIONS ASSOCIEES 168

V.1 OBSERVATIONS TERRAIN ET ANALYSES STRUCTURALES 169
V.2 PETROGRAPHIE 175
V.2.1 Pétrographie des granites 175
V.2.1.1 Géochimie et nature de source 176
V.2.1.2 Discrimination chimique du contexte tectonique : 179
V.2.2 Zones de cisaillement ductile : 180
V.3 DATATIONS 40AR-39AR 181
V.3.1 Filons de granites 181
V.3.2 Zones de cisaillement ductile 182
V.4 DISCUSSION 184
V.4.1 Évolution tectonique 184
V.4.2 Evolution géochronologique 185
V.5 SYNTHESE 186

CHAPITRE VI EVOLUTION TECTONO - METAMORPHIQUE, ET GEOCHRONOLOGIQUE DES SEBTIDES SUPERIEURES 189

VI.1 OBSERVATIONS DE TERRAIN 189
VI.2 OBSERVATION EN LAMES MINCES 205
VI.2.1 L'unité de Beni Mezala 208
VI.2.2 L'unité de Boured 212
VI.2.3 L'unité de Boquete d'Anjera 219
VI.2.4 L'unité de Tizgarine 222
VI.3 QUANTIFICATION DES CONDITIONS P-T 223
VI.3.1 L'unité de Beni Mezla 225
VI.3.2 L'unité de Boured 230
VI.3.3 L'unité de Boquete d'Anjera 235
VI.4 DATATIONS ^{40}AR-^{39}AR 236
VI.5 DISCUSSION 240
VI.5.1 Evolution structurale et pétrographique 240

VI.5.2 Evolution géochronologique 244
VI.6 SYNTHESE 245

CHAPITRE VII DISCUSSION GENERALE 249

VII.1 EVOLUTION VARISQUE 249
VII.1.1 Evènement varisque dans le Rif 249
VII.1.2 Corrélation avec les Bétiques 249
VII.1.3 Correlation avec d'autres segments varisques : 250
VII.2 EVOLUTION ALPINE : 251
VII.2.1 Evènement compressif Oligocène (E2) : 251
VII.2.2 Extension Oligocène supérieur-Miocène inférieur (E3) : 254
VII.2.3 Compressions post-Miocène inférieur et anté-Pliocène (E4 et E5). 256
I.1 IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES 256
VII.2.4 Evolution varisque 256
VII.2.5 Evolution alpine 257

CONCLUSION 260

REFERENCES 263

ANNEXE-1 : CARTES STRUCTURALES ET COUPE GEOLOGIQUE 294

ANNEXE-2 : COMPOSITION CHIMIQUE DES MINERAUX 299

ANNEXE-3 : ANALYSES CHIMIE ROCHE TOTALE ELEMENTS MAJEURS ET EN TRACES 326

ANNEXE-4: ANALYSES U-TH-PB 329

ANNEXE-5 : ANALYSES AR-AR 333

LISTE DES ILLUSTRATIONS

Figure 0-1 : carte et coupe géologiques dans le secteur de Beni Bousera. BM, Beni Mezala; BA, Boquete d'Anjera; Tz, Tizgarine. La carte est une combinaison des 4 cartes géologiques de 1/50.000 ; la carte de Talembote, la carte de Bou Ahmed, la carte de Bab Berret, et la carte de Bab Taza. Pour simplification, des éboulis de dépôt de pente et les formations quaternaires ne sont pas représentés sur la carte, le lecteur est sollicité à consulter les cartes géologiques mentionnées ci-dessus afin d'obtenir plus de détails**.** La coupe géologique est tirée d'après une carte structurale qui accompagne la thèse de Kornprobst. 1974. 5
Figure I-1 : schéma explicatif de la démarche adoptée dans cette thèse pour comprendre l'évolution de la chaîne du Rif. A se référer du texte de ce même chapitre pour avoir des détails concernant les méthodes utilisées.. 9
Figure I-2 : méthode des dièdres droits. (a) bloc-diagramme illustrant les champs de contraintes dans le cas d'une faille normale. (b) projection stéréographique de plan de faille et le plan auxiliaire, le champ des dièdres sont déterminés par la cinématique de la faille. (c) 2 populations de faille normale de même génération limitant un champ plus restreint des contraintes. (d) projection stéréographique de plusieurs populations des failles le chiffre 0% et 100% correspond aux zones de maximum et minimum de compressions respectivement. (Modifiée d'après Mercier et al 2011). 11
Figure I-3 : Diagramme P-T montrant les résultats expérimentaux de Koziol et Newton (1988) sur la réaction de GASP (voir ci-dessus).. 15
Figure I-4 : Représentation graphique des paires gamet-biotite équilibrées expérimentalement à P = 2,07 kbar, Ferry et Spear (1978).. 18
Figure I-5 : géothermomètre Semi empirique de chlorite. **a** : diagramme montrant la relation entre 1/T et ln(K), **b** comparaison entre la température calculée par l'équation et la température de référence réalisée sur des chlorites naturelles Lanari et al (2014). 20
Figure I-6 : diagramme T-R^{2+}-SI (Bourdelle and Cathelineau, 2015), (traits pleins avec un pas de 50°C) calculées avec le thermomètre Bourdelle et al. (2013). Le domaine de la fiabilité optimale pour ce thermomètre est indiqué en rouge.. 21
Figure I-7 : Les trois chaines de la décroissance radioactive naturelles du 238U, ^{235}U et ^{232}Th. (Sous chaque isotope est indiqué la période de désintégration).. 24
Figure I-8 : (a) Diagramme Concordia U-Pb (b) diagramme Terra wasserburg dans lesquels sont reportés trois cas de figure de discordance des âges U-Pb. En vert : contamination en Pb commun ; en violet : mélange entre des domaines de composition isotopique différente ; en rouge : monazite affectée par un excès de ^{206}Pb. Pour chaque cas de figure, les étoiles représentent les âges apparents discordants mesurés, tandis que les ronds correspondent aux intercepts supérieurs et inférieurs. 26
Figure I-9 : instrumentation utilisée pour acquisition des données U-Th-Pb au laboratoire Magmas et Volcans (LMV), Clermont-Ferrand, à gauche instrumentation d'ablation par laser Excimer ATL, l'échantillon est monté sur une porte échantillon et inséré dans la cellule d'ablation, photo en bas à droite (la pointe de la flèche est dirigée vers le cône d'ablation), les aérosols qui résultent sont envoyés au plasma d'un ICP-MS (photo en haut à droite). 28

Figure I-10 : Schéma montrant la désintégration de K en Ca et ^{40}Ar et les différents types de de désintégrations de ^{40}K en ^{40}Ar. (modifié d'après McDougall et Harrison, 1999, à voir les références incluses) 29
Figure I-11 : Ligne d'extraction de l'argon reliée au spectromètre de masse au laboratoire Géoazur à Nice. 32
Figure I-12 : Exemple d'un âge plateau obtenu sur feldspath potassique (Przybyla, 2013). 33
Figure II-1 : Carte structurale de la chaîne Betico-Rifaine et du bassin d'Alboran (modifié d'après Comas et al., 1999; Martinez-Garcia 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. 35
Figure II-2 : Carte structurale et coupe de la chaine de Rif modifié d'après Suter (1980a,1980b) et Chalouan et al 2008 et références incluses. Abréviations : J : Jurassique inferieur 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. 37
Figure II-3 : a, carte structurale du Rif interne. b, coupes géologiques, montrant les relations structurales entre les unités du Rif Interne (modifiées d'après la carte structurale du Rif au 1/500 000 de Suter, par Wildi, 1975; et Chalouan et al., 2008). 43
Figure II-4 : Diagramme P-T schématisant les conditions auxquelles ont été soumises les roches des Sebtides, a: Sebtides supérieures: BM: unité de Beni Mezala, BA: unité de Boqueta Anjera, Tz: unité de Tizgarine, Bz: unité de Benzou, Br: unité de Boured. b, Sebtides inférieures: la transition de lherzolites à grenat en lherzolites à spinelle (ligne hachurée est d'après Gasparik 1984), abréviation minéralogiques d'après Kretz, 1983..... 50
Figure II-5 : Relation tenctonique entre les differentes unités de Rif interne et ages isotopiques obtenus, (modifiée d'après Chalouan et al 2008). 52
Figure II-6 : carte structurale des bétiques occidentales (d'après Barich et al., 2014) 63
Figure II-7 : Carte structurale des Bétiques Centrales et orientales, montrant la localisation du complex 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 Pena et al. (2018). 67
Figure II-9 : Répartition du magmatisme dans l'arc de Gilbraltar, modifié d'après Chalouan et al. (2008). Ages 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). 68
Figure II-10 : Tableau chronologique du magmatisme de l'arc de Gibraltar résumant les données 40Ar-39Ar, (modifié d'après Duggen et al., (2004) et références). Abbréviations: 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 dikAes; 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. 70
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 dans la section 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 pointillées 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. (1994); (10) Platzman et al. (2000), Calvo et al. (2001); (11 et 12) Calvo et al. (1997). 74
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. 75
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). Abréviations : CF, Crevillente fault; GB, Gorringe Bank; GF,Gloria Fault; HF, Horseshoe fault; LF, Lorca fault; NF, Nekkor fault; PF, Palomares fault;YF, Yussuf fault 77
Figure II-15 : reconstitutions paléogéographiques des plaques tectoniques entre Carbonifère inférieur et Permien inferieur d'après Stampfli and Borel (2002). (a) l'initiation de la subduction et la fermeture de l'océan Paleothéthys. (b) collision entre la Gondwana et l'Eurasie et formation du pongée. 78
Figure II-16 : reconstructions géodynamiques de l'océan Atlantique central et de la Méditerranée occidentale (modifié d'après 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. 80
Figure II-17 : Modèles proposés pour la géodynamique de la Méditerranée occidentale. (Modifiée d'après Platt et al 2013) 82
Figure II-18 : 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 Sebtides. 84

Figure II-19 : Illustration du retrait du plan de subduction selon 4 scénarios pour la région ouest de la Mediterannée pour une palégéographie ~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 et 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 et Fernàndez (2012). d. Scénario 4 selon le modèle de Michard et al, (2002). 86
Figure III-1 : Carte géologique de la région de Beni Bousera (modifiée après Kornprobst, 1959 -1970; Kornprobst, 1966-1970; Reuber et al., 1982). La carte est une combinaison entre les cartes géologiques au 1/50 000 de Bou Ahmed et Bab Berret avec les projections stéréographique sur un Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, des plans de la foliation principale (S2) et de la linéation d'étirement (L2) dans l'unité métamorphique de Beni Bousera. Les étoiles représentent la localisation des échantillons utilisés pour la géochronologie 90
Figure III-2 : Photos de terrain des métapélites de l'unité de Beni Bousera. (a) foliation principale (S2) et plis synfoliaire (P2). (b) structure granoblastique. (c) niveaux basiques intercalés dans les métapélites, boudinés et moulés par la foliation principale (S2). (d) leucosome parallèle à (S2) (e) interférences de trois générations de plis P1, P2 et Plis tardif . (f) interférences plis (P2) et Plis tardifs. 91
Figure III-3 : Projection stéréographique sur un Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, des axes de plis issus des métapélites de l'unité de Beni Bousera, en bleu les plis (P2), en rouge les plis tardifs. 92
Figure III-4 : photo d'une lame mince illustrant la foliation et la minéralogie au sein des métapélites de l'unité métamorphique de Beni Bousera (LPNA) échantillon BB17-57. Les abréviations des minéraux sont d'après Kretz, (1983). 94
Figure III-5 : Photographies de lames minces illustrant la relation texturale entre les minéraux des métapélites de l'unité métamorphique de Beni Bousera. (a) cristaux de disthène déformés (LPA) échantillon BB16-77A. (b) transformation du disthène en sillimanite (LPA) échantillon BB16-18. (c) croissance de la sillimanite autour des cristaux de disthène, la sillimanite est associée texturalement à la biotite et au grenat 3 syn-(S2) (LPNA) échantillon BB16-77A. (d) rutile remplacé par l'ilménite (LPNA) échantillon BB16-77A. (e) biotite et graphite Syn (S2) (LR) échantillon BB16-77A. (f) grenat de type 2 (LPNA) échantillon BB16-77A. Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz, (1983). 95
Figure III-6 : Photographies de lames mince illustrant la relation texturale entre les minéraux formant les métapélites de l'unité métamorphique de Beni Bousera. (a) répartition des inclusions dans le grenat 1 (LPNA) échantillon BB17-55 (b) inclusions de disthène, plagioclase, rutile et quartz dans le cœur du grenat 1 (LPA) échantillon BB17-55. (c) couronne de la cordiérite autour de la pyrite en inclusion dans le grenat (LR) échantillon BB16-77A. (d) double couronne entre le disthène et le grenat composée de la cordiérite avec spinelle et de la cordiérite (LPA) échantillon BB16-77A. (e)-(f) muscovite et chlorite respectivement (LPA) échantillon BB16-77A. Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz, (1983). 96
Figure III-7 : Assemblages métamorphiques des métapélites de l'unité de Beni Bousera. 97

Figure III-8 : Projection dans un diagramme ternaire des grenats des métapélites de l'unité de Beni Bousera. D'après Coleman et al. (1965). 97
Figure III-9 : cartographies aux rayon X des éléments Fe, Ca, Mn, Mg de trois types de grenats, profiles chimiques correspondants et synthèse d'observations. a et b, grenat 1. c grenat 2, et d grenat 3. Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz, (1983). 100
Figure III-10 : Résultats du baromètre GASP et du thermomètre de Zr dans le rutile et Ti dans le quartz, en utilisant la calibration de Koziol and Newton, (1988) et de Holdaway, (2001) pour le GASP. De Tomkins et al. (2007) et Thomas et al. (2010) pour le Ti dans rutile et Ti dans quartz respectivement. La boite grise représente les conditions P-T minimales de l'assemblage M1, conditions obtenues dans le cœur du grenat M1. 106
Figure III-11 : Modélisation thermodynamique de la paragenèse M1 rencontrée dans l'unité de Beni Bouser. (a)- Pseudosection P-T calculée pour l'assemblage M1 avec une composition chimique de roche totale en mole pourcent respectivement Si (73.14), Al (14.36), Ti (0.93), Fe (5.55), Mg (2.33) Ca (0.88), Na (0.87), K (1.94), la case grise est calculée en utilisant la thermobarométrie. (b) Pseudosection P-T calculée pour l'assemblage M1 avec une composition chimique de roche totale en mole pourcent respectivement Si (73.14), Al (14.36), Ti (0.93), Fe (5.55), Mg (2.33) Ca (0.88), Na (0.87), K (1.94), H (2). (c) Pseudosection P-T calculée pour l'assemblage M1 avec une composition chimique de roche totale en mole pourcent respectivement Si (73.14), Al (14.36), Ti (0.93), Fe (5.55), Mg (2.33) Ca (0.88), Na (0.87), K (1.94), H (5). 110
Figure III-12 : Modélisation thermodynamique de la paragenèse M2 rencontrées dans les unités de Beni Bouser. (a) Pseudosection P-T calculée pour l'assemblage M2 avec une composition chimique de roche totale en mole pourcent respectivement Si (73.14), Al(14.36), Ti (0.93), Fe (5.55), Mg (2.33) Ca (0.88), Na (0.87), K (1.94), H (4). (b) Pseudosection P-T calculée pour l'assemblage M2 avec une composition chimique de roche totale en mole pourcent Si (73.13), Al (14.36), Ti (0.93), Fe (5.27), Mg (2.33) Ca (0.88), Na (0.87), K (1.94), H (4) O_{Fe2O3} (0.28)..... 113
Figure III-13 : Modélisation thermodynamique de l'assemblage M3 : (a) Pseudosection P-T calculée pour l'assemblage M3 avec une composition chimique de roche totale en mole pourcent Si (73.14), Al (14.36), Ti (0.93), Fe (5.27), Mg (2.33) Ca (0.88), Na (0.87), K (1.94), H (1) O_{Fe2O3} (0.28). (b) Pseudosection P-T calculée pour l'assemblage M3 avec une composition chimique de roche totale en mole pourcent Si (73.14), Al (14.36), Ti (0.93), Fe (4.99), Mg (2.33) Ca (0.87), Na (0.88), K (1.94), H (1) O_{Fe2O3} (0.55). 115
Figure III-14 : représentation de l'analyse de la chlorite issue de l'unité métamorphique de Beni Bousera dans un diagramme T-R^{2+}-SI (Bourdelle and Cathelineau, 2015), (traits pleins avec un pas de 50°C) calculées avec le thermomètre Bourdelle et al. (2013). Le domaine de la fiabilité optimale pour ce thermomètre est indiqué en rouge. 117
Figure III-15 : Images BSE montrant les monazites en inclusions dans le grenat de paragenèse M1 la relation de texture entre la monazite et le grenat. (a) et (b) monazite en inclusion dans le cœur du grenat, notez les autres inclusions dans le même grenat, le grenat de la photo (a) est le grenat rapporté dans la Figure III-9a. (c) inclusion de monazite dans la bordure du grenat (d) monazite en inclusion dans le cœur du grenat ;

le grenat de la photo (d) est le grenat rapporté dans la fig.4 (photos à droite). Les âges représentent les âges $^{206}Pb/^{238}U$, les données sont présentées dans annexes 4, d signifie que l'âge est discordant dans le système U/Pb et concordant dans le système U-Th-Pb. Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz, (1983)..... 119
Figure III-16 : Images ESB et photographie en lame mince montrant la relation texturale entre monazite et les minéraux adjacents. (a)-(b) relation texturale entre la monazite, le spinelle et la cordiérite. (c) Inclusion de monazite dans la sillimanite. (d) monazite matricielle aux limites de la biotite et de la sillimanite. (e) relation texturale de la monazite avec l'ilménite. (f) monazite aux limites du grenat M2 (voir Figure III-9d). (g) monazite en inclusion dans le grenat M2. Les âges $^{206}Pb/^{238}U$ représentent les âges concordants, les données sont présentées dans annexes 4. d signifie que l'âge est discordant dans le système U/Pb et concordant dans le système U-Th-Pb. Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz, (1983)..... 120
Figure III-17 : Cartes en rayons X montrant la distribution de l'Y dans la monazite en inclusions dans le grenat. d, signifie que les âges sont discordants dans le système U/Pb. D, âges discordants en U/Pb et en U-Th/Pb..... 121
Figure III-18 : Spectres de REE dans les monazites de la matrice (Mnz_m, spectres en gris) et les monazites en inclusions dans le grenat M1 (Mnz_i) normalisées aux chondrites (Mcdonough and Sun, (1995). (Voir les données brutes dans annexe 2). 122
Figure III-19 : Diagramme Concordia $^{206}Pb/^{238}U$ vs $^{207}Pb/^{235}U$ des monazites des métapélites de l'unité Beni Bousera. Les ellipses oranges représentent les données obtenues dans les inclusions du grenat M1. Les données brutes sont présentées dans **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**. Les ellipses bleues représentent toutes les données obtenues dans les monazites de la matrice, en inclusion dans la sillimanite et dans le grenat M1 et M2 124
Figure III-20 : Spectres d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ en fonction de l'^{39}Ar libéré. Les marges d'erreur de chaque étape sont de 2σ. L'erreur des âges du plateau est donnée à 2σ. Les données brutes sont présentées dans l'annexe 5. 126
Figure III-21 : synthèse des résultats pétrochronologiques au sein des métapélites de l'unité de Beni Bousera. Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz, (1983). 130
Figure IV-1 : photos terrain montrant la structure au niveau des gneiss migmatitiques de l'unité de Filali. (a) leucosome syn S2 montrant un sens de déplacement top vers le N. (b) schistosité principale et plissement associée, le leucosome plissé est anté S2. Notez une schistosité tardive S3 qui affecte tardivement cette unité. 133
Figure IV-2 : projections stéréographiques sur un Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur des structures dans les gneiss migmatitiques de Filali. (a) schistosité principale (S2), (b) linéation d'étirement (L2). (c) plis tardifs..... 134
Figure IV-3 : photos de terrain montrant la structure au niveau des micaschistes de l'unité de Filali, (a)-(b) schistosité principale et sens de cisaillement top vers le N. (c) zone de cisaillement à jeu normal au niveau d'une veine à andalousite et feldspath. (d)-(e) Plis NW-SE tardif déversée vers le ouest et le N et schistosité associée. (f)-(g) plis en chevron NO-SE déversés vers le NE dans les niveaux pélitiques. (h) plis-faille de direction E-O..... 137
Figure IV-4 : projections stéréographiques sur un Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur des structures dans les micaschistes de Filali. (a) schistosité principale (S2),

(b) linéation d'étirement (L2). (c) schistosité (S3) et linéation d'intersection (Li). (d) plis tardifs. 137
Figure IV-5 : carte schématique des Sebtides inférieures dans le secteur de Beni Bousera. Les échantillons en gras sont utilisés pour la modélisation des conditions P-T. Les échantillons en noir sont utilisées pour la datation U-Th-Pb. Les échantillons rouges sont utilisés pour les datations ^{40}Ar-^{39}Ar sur micas. Le quartz est toujours présent dans les assemblages syn-S2. 138
Figure IV-6 : Photographies des gneiss migmatitiques de l'unité de Filali. (a)-(b) foliation principale marqué par la biotite et la sillimanite et le grenat, en alternance avec des niveaux quartzo feldspathiques, notez l'orientation faible des petit grenats et l'orientation de la chlorite tardive et sa relation avec la biotite (a et b échantillon BB17-125C ; b en LPNA, échantillon BB16-75B. (c) disthène dans un niveau quartzo-feldspathique (LPNA, échantillon BB17-125C). 140
Figure IV-7 : Photographies de lames minces et de terrain illustrant la relation texturale entre les minéraux des micaschistes de l'unité de Filali. (a) cristaux de staurotide anté S2, notez que ces cristaux contiennent une schistosité interne S1 (LPNA, échantillon BB16-01B). (b) Schistosité principale S2 (LPNA, échantillon BB16-01A) (c) andalousite étirée dans la schistosité et entourée de la sillimanite (d)-(e) andalousite syn a post S2, notez que la S3 n'est associée à aucune minéralogie (LPA, d échantillon BB16-01B). Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz, (1983). 142
Figure IV-8 : photo d'une lame mince en LPA illustrant la relation entre la déformation S1 enregistrées dans le grenat et la déformation majeur S2, et ainsi que la minéralogie associée à chaque déformation dans les micaschistes de l'unité de Filali, zone 3, échantillon BB16-04. Les abréviations des minéraux sont d'après Kretz, (1983). .. 143
Figure IV-9 : photo lame mince illustrant la minéralogie dans la zone des micaschistes 3. (A-C) : schistosité principale S2 et minéralogie associée (LPA échantillon BB16-06. (D) Des rosettes de chlorite se développent tardivement à la S2 (LPA, BB16-08). Les abréviations des minéraux sont d'après Kretz, (1983). 144
Figure IV-10 : Assemblages métamorphiques observés au sein de l'unité de Filali. 145
Figure IV-11 : Chimie des grenats des micaschistes de l'unité de Filali et comparaisons avec les grenats des granulites de l'unité de Beni Bousera. (A) diagramme Alm + Sps – Grs -Pyr (d'après Coleman et al., 1965) de la chimie globale (cœur et bordures mélangés) des grenats de l'unité des micaschistes de l'unité de Filali et des grenats de l'unité métamorphique de Beni Bousera. (B) profils chimiques des fractions molaires XFe, XCa, XMg et XMn de deux échantillons le BB16-01 et BB16-08 à chimie totale légèrement différente (voir annexe 3). 148
Figure IV-12 : Grille pétrogénétique dans le système NaKFeMgAlSiH (par Spear et al., 1999) montrant la localisation possible de l'assemblage S2 dans les gneiss migmatitiques de l'unité de Filali. 150
Figure IV-13 : Modélisation thermodynamique de la paragenèse M1 synS2 rencontrées au sommet des gneiss de l'unité de Filali. 151
Figure IV-14 : Modélisation thermodynamique de la paragenèse Syn S2 rencontrée dans la zone 2 avec la variation de la teneur en eau et sa relation avec la stabilité de l'assemblage. (a)-(b) pseudosection calculée dans un système pauvre en eau (H=1 moles et H=5 moles). (c) pseudosection calculée dans un système avec H=10 moles. (d) pseudosection calculée dans un système saturé en eau (e.g, H=100 moles)… 153

Figure IV-15 : pseudo-section montrant les conditions possibles de la paragenèse syn S2 dans la zone 4 154
Figure IV-16 : représentation des analyses de la chlorite issue des micaschistes de l'unité de Filali dans un diagramme T-R2+-SI (Bourdelle and Cathelineau, 2015). (traits pleins avec un pas de 50°C) calculées avec le thermomètre Bourdelle et al., (2013). Le domaine de la fiabilité optimale pour ce thermomètre est indiqué en rouge. 155
Figure IV-17 : Images BSE et photo de lames minces montrant la relation texturale entre monazite et les minéraux adjacents dans les gneiss migmatitique de l'unité de Filali. (a) relation texturale entre la monazite et le grenat, ces derniers sont entourés par des monazites. (b)-(d) relation entre biotite Syn-S2, chlorite tardive et monazite. (e) monazite en inclusion dans la chlorite. Les âges $^{206}Pb/^{238}U$ représentent les âges concordants dans les deux systèmes U-Th-Pb et U-Pb. (d) signifie que l'âge est concordant dans le système U-Th-Pb, mais discordant dans le système U-Pb. Les données sont présentées dans annexe 4. Les abréviations des minéraux sont d'après Kretz, (1983). 157
Figure IV-18 : Images BSE et photos en lames minces montrant la relation texturale entre la monazite et les minéraux adjacents dans les micaschistes de l'unité de Filali (a)-(b) des monazite syn-S2. Les âges $^{206}Pb/^{238}U$ représentent les âges concordants dans les deux systèmes U-Th-Pb et U-Pb et les données sont présentées dans annexe 4. Les abréviations des minéraux sont d'après Kretz, (1983). 160
Figure IV-19 : Diagrammes Tera Wasserburg et $^{206}Pb/^{238}U$ vs $^{208}Pb/^{232}Th$ des monazite de l'unité de Filali. Données obtenues dans les micaschistes (ellipses en verts), données dans les gneiss migmatitiques (ellipses en jaune). Les données brutes sont présentées dans annexe 4. 161
Figure IV-20 : Spectres d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ en fonction de l'^{39}Ar libéré réalisés sur des échantillons issus de l'unité de Filali. Les marges d'erreur de chaque étape sont de 2σ. L'erreur des âges du plateau est donnée à 2σ. A) leucosome dans les gneiss migmatitiques. B) les micaschistes. Les données brutes sont présentées dans annexe 5 162
Figure IV-21 : récapulatif des résultats pétrologiques sur l'unité de Filali 163
Figure IV-22 : synthèse des résultats structurales, métamorphiques et géochronologiques au sein des métapélites de l'unité de Filali. Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz, (1983). 205
Figure V-1 : Carte et coupe géologique du massif de Beni Bousera (modifiées d'après Elbaghdadi et al., 1996; J Kornprobst, 1959-1970.; Reuber et al., 1982). Les étoiles représentent la localisation des échantillons utilisés pour les datations ^{40}Ar-^{39}Ar... 168
Figure V-2 : Observations sur le terrain des filons et veines granitiques et déformation associée. (a) Veine granitique orientée NW-SE mise en place lors d'un cisaillement normal et recoupant les gneiss migmatitiques de l'unité de Filali (N35°18'38", W04°56'48). (b) Filon granitique orienté N-S recoupant l'unité métamorphique de Beni Bousera, mis en place lors d'un cisaillement normal (N35°12'02'', W04°50'29"). (c) péridotites serpentinisées montrant des critères S/C avec une cinématique à jeu normal au niveau du contact avec le filon granitique de direction E-O (N35°18'29", W04°54'29"). 170
Figure V-3 : projection de Schmidt dans hémisphère inférieur de (a) distribution statistique des filons granitiques et des veines de magnésite. (b) orientations des axes de contrainte et rapport de l'ellipsoïde des contraintes R correspondant en utilisant la

méthode des dièdres droits (Angelier and Mechler, 1977; Delvaux and Sperner, 2003). 170
Figure V-4 : observation terrain de la déformation tardive à la mise en place des filons granitiques (a) filon injecté dans les péridotites serpentinisées, affecté par un clivage espacé et par des failles normales senestres (N35°12'40", W04°50'13"). (b) Pli E-W affectant la schistosité dans les péridotites serpentinisées (N35°12'43", W04°50'07"). (c) projection Schmidt sur hémisphère inférieur des plans de la schistosité espacée et des plis affectant les péridotites et les filons de granite dans le massif de Beni Bousera. 172
Figure V-5 : observation sur le terrain de la déformation tardive par rapport à la mise en place des filons granitiques (a) filon granitique dans le massif des péridotites affecté par une faille N110°-70°E à jeu apparent senestre, (c) filon granitique dans les gneiss de Filali affecté par une faille N170°,70E à jeu apparent senestre. 173
Figure V-6 : Photographies de terrain de la déformation. (a) : la zone endommagée de la faille d'Aaraben marquée par une bande de cataclasite (N35°16'05", W04°50'23"). (b) : boudinage asymétrique de veinules de quartz dans une zone de cisaillement affectant les micaschistes de Filali (N35°16'56", W04°51'25"). (c) : zones de cisaillement à jeu normale dans les micaschistes de Filali (N35°16'57", W04°51'25"). (d) : déformation S/C dans les péridotites serpentinisées au contact de l'unité Filali (N35°16'52", W04°51'34"). 174
Figure V-7 : projection de Schmidt dans hémisphère inférieur (a) distribution statistique des zones de cisaillement. (b) orientations des axes de contrainte et rapport de l'ellipsoïde des contraintes R correspondant en utilisant la méthode des dièdres droites (Angelier and Mechler, 1977; Delvaux and Sperner, 2003). 175
Figure V-8 : Photomicrographie illustrant la minéralogie des filons granitiques dans les péridotites de Beni Bousera ; **a** : minéralogie principale du granite, LPA, **b :** chlorite provenant de l'altération de la biotite, LPA. Abréviation minérale d'après Kretz (1983). 176
Figure V-9 : Diagramme de classification Q′-ANOR d'après Streckeisen and Le Maitre, 1979) à partir de la CIPW de filons granitiques voir chimie de ces filons (annexe 3). Q' = 100∗Q/ (Q + Or + Ab + An); ANOR = 100 × [An/ (Or + An)] 177
Figure V-10 : Diagramme A/NK vs A/CNK des filons de granites à Beni Bousera Shand 1947, types I et S d'après Chappell and white, 1974 ; A/KN= $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O)$ en moles ; A/CNK= $Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)$ en moles. 177
Figure V-11 : diagramme Rb/Sr vs Rb/Ba d'après Sylvester (1998). 178
Figure V-12 : Diagrammes discriminants du contexte tectonique du granite d'après Pearce et al. (1984) ; Pearce, (1996). 179
Figure V-13 : Photomicrographies illustrant la relation entre déformation et recristallisation au NE de la faille d'Aaraben (LPN). (a) micropli intrafolial asymétrique avec muscovite développée dans le plan de la foliation principale. (b) muscovite et rubans de quartz asymétrique développés parallèlement à la foliation. (c) muscovite et chlorite sigmoïdales dans une zone de cisaillement. (d) rubans de quartz sigmoïdaux et muscovite développé au détriment du porphyroclaste de staurotide. Abréviations minérales d'après Kretz (1983). 181
Figure V-14 : Spectre d'âge 40Ar/39Ar en fonction du 39Ar libéré. Les erreurs de chaque étape sont à 2σ. L'erreur des âges plateau est donnée à 2σ. Les âges ont été calculés à l'aide du logiciel ^{40}Ar-^{39}Ar Calc (Koppers, 2002). 182

Figure V-15 : Spectre d'âge 40Ar/39Ar en fonction du 39Ar libéré. Les erreurs de chaque étape sont à 2σ. L'erreur des âges plateau est donnée à 2σ. Les âges ont été calculés à l'aide du logiciel ^{40}Ar-^{39}Ar Calc (Koppers, 2002). 184
Figure VI-1 : cartes structurales et coupe géologique au niveau des Sebtides supérieures dans le secteur de Beni Bousera. (a) carte de la schistosité principale (Sn), certains symboles représentent une moyenne de plusieurs mesures, qui sont approximativement parallèles en direction et qui ont la même valeur et le même sens de pendage (b) carte de linéation d'étirement et direction de transport parallèle à la linéation, certains symboles représentent une moyenne de plusieurs mesures, qui sont approximativement parallèles en direction et qui ont la même valeur et le même sens de plongement (c) carte des plis tardives, (d) coupe géologique A-A'. BM, Beni Mezala; BA, Boquete d'Anjera; Tz, Tizgarine. La carte est une combinaison des 4 cartes géologiques de 1/50.000; la carte de Talembote, la carte de Bou Ahmed, la carte de Bab Berret, et la carte de Bab Taza (Kornprobst, 1959–1970; Kornprobst, 1966–1970 ; Nold, 1972-1975; Wildi, 1972-1975) complétée par des observations personnelles. Pour simplification, des éboulis de dépôt de pente et des formations quaternaires ne sont pas représentés sur la carte..... 192
Figure VI-2 : Photos de terrain montrant la déformation rencontrée dans l'unité de Beni Mezala. (a) schistosité principale (S2) et pli isoclinal P2 repris par des cisaillements à jeu normal. (b) fracturations en relation avec la linéation d'étirement L2 (c) zones de cisaillement normales (d) faille normale. (e-f) plis tardifs N-S et E-O respectivement. 196
Figure VI-3 : projections stéréographiques des structures tectoniques dans l'unité de Beni Mezala. (a) schistosité principale S2. (b) linéation d'étirement L2. (c) fracture, plan de cisaillement normale et failles normales. (d) pli P2 syn S2 et plis tardifs. Projection de Schmidt, hémisphère inférieur. 198
Figure VI-4 : Photos de terrain montrant la déformation rencontrée dans l'unité de Boured (a) schistosité principale (S2) et plis P2. (b) Direction de transport vers le NE parallèle à la L2 (plan XZ). (c) Faille à jeu normal. (d-e) plis tardifs N-S..... 199
Figure VI-5 : projections stéréographiques des structures dans l'unité de Boured. (a) schistosité principale (S2). (b) linéation d'étirement (L2). (c) fractures, failles normales et décrochantes. (d) plis tardifs. Projection de Schmidt, hémisphère inférieur. 200
Figure VI-6 : Photos de terrain montrant la déformation rencontrée dans l'unité de Boquete d'Anjera (a) schistosité principale (S2), notez que cette schistosité est traversée par des fractures perpendiculaires à la linéation d'étirement (L2) et des microplis qui dessinent une crénulation (Lc)marquée par le crayon (Plan YZ), (b) boudinage qui affecte les niveaux quartzeux (c-d) direction de transport parallèle à la linéation d'étirement (plan XZ) indiquant un cisaillement à forte composante verticale et vers le W. (e) plis tardifs NO-SE. 202
Figure VI-7 : projections stéréographiques des structures dans l'unité de Boquete d'Anjera. (a) schistosité principale (S2). (b) linéation d'étirement (L2). (c) fractures traversant la S2 (d) plis tardifs. Projection de Schmidt, hémisphère inférieur. 203
Figure VI-8 : Photos de terrain montrant la déformation rencontrée dans l'unité de Tizgarine (a) schistosité principale (S2), et linéation d'étirement (L2) marqué par l'étirement des conglomérats, (plan XZ) avec un sens de déplacement vers le SO (b) plis tardifs E-O déversées vers le Sud. 204

Figure VI-9 : projections stéréographiques des structures dans l'unité de Boquete d'Anjera. (a) schistosité principale S2. (b) linéation d'étirement L2. (c) plis tardifs. Projection de Schmidt, hémisphère inférieur. 205
Figure VI-10 : carte de localisation des échantillons. BM, Beni Mezala; BA, Boquete d'Anjera; Tz, Tizgarine. La carte est une combinaison des 4 cartes géologiques au 1/50.000 : la carte de Talembote, la carte de Bou Ahmed, la carte de Bab Berret, et la carte de Bab Taza (Kornprobst, 1959–1970 ; Kornprobst, 1966–1970 ; Wildi, 1971-1976 ; Nold, 1972-1975). Pour simplification, des éboulis de dépôt de pente et des formations quaternaire ne sont pas représentés sur la carte. 207
Figure VI-11 : photo de lame mince montrant la relation entre déformation et minéralogie dans les unités de Beni Mezala. (a) schistosité principale à micas et andalousite et qui plisse la schistosité S1, notez la relation de l'andalousite avec la S2 et la chlorite tardive (LPA, échantillon BB16-27). (b) minéralogie associée à la S1. (LPNA, échantillon BB16-27) (c) andalousite contenant une schistosité interne S1 (LPNA, échantillon BB16-27). (d) biotite tardive (LPNA, échantillon BB16-27). (e) relation entre schistosité principale S2 et la S1, notez-le plissement par une phase de plissement syn S2 de la S1 marquée par des cristaux d'ilménite, de disthène et des micas blancs (LPA à gauche et LPNA à droite, échantillon BB16-12A). (f) microplis associés à la S2 (LPNA, échantillon BB16-12A). (g) amas des disthènes ante S2 déformés et plissés (LPNA, échantillon BB16-12A). Abréviation minéralogique après Kretz 1989. 210
Figure VI-12 : séquence pétrogénétique des assemblages minéralogiques observés au niveau du contact entre l'unité de Beni Mezala et l'unité de Filali. L'épaisseur des lignes est en fonction de l'abondance du minéral. 210
Figure VI-13 : séquence pétrogénétique des assemblages minéralogiques observés dans les schistes de l'unité de Beni Mezala. L'épaisseur des lignes est en fonction de l'abondance du minéral. 211
Figure VI-14 : photo de lame mince montrant la relation entre déformation et minéralogie dans les unités de Beni Mezala (échantillon BB16-43). La S2 est marquée par des micas et biotite fines, notez la taille des micas blancs anté-S2 et leur relation géométrique avec cette dernière. Abréviation minéralogique d'après Kretz 1989. . 211
Figure VI-15 : séquence pétrogénétique des assemblages minéralogiques observés dans les métagreywackes de l'unité de Beni Mezala. L'épaisseur des lignes est en fonction de l'abondance du minéral. Les lignes doubles indiquent que le minéral est présent seulement dans l'échantillon BB16-43. 212
Figure VI-16 : photo de lame mince montrant la relation entre déformation et minéralogie dans l'unité de Boured. (a)schistosité principale S2 et relation avec les reliques de l'amphibole, notez que certaines amphiboles sont très transformée en biotite (b)-(c) grenats Syn-cinématique de la S2, notez la relique de disthène. (d) relation entre la S2 et l'amphibole (e)-(f) relation entre S1 et S2, notez la schistosité interne dans le grenat, et le plissement qui accompagne la S2. (g) cristaux de chlorite syn à post S2. Abréviation minéralogique d'après Kretz 1989 214
Figure VI-17 : séquence pétrogénétique des assemblages minéralogiques observés dans des micaschistes à grenat, micas et amphibole dans l'unité de Boured, échantillon BB16-32. L'épaisseur des lignes est fonction de l'abondance du minéral. 214

Figure VI-18 : séquence pétrogénétique des assemblages minéralogiques observés dans les micaschistes à grenat et micas de l'unité de Boured. L'épaisseur des lignes est fonction de l'abondance du minéral 215
Figure VI-19 : Chimie des grenats de l'unité de Boured et comparaison avec les grenats des micaschistes de l'unité de Filali et des granulites de l'unité de Beni Bousera (Sebtides inférieures). (A) diagramme Alm + Sps – Grs -Pyr (d'après Coleman et al., 1965) de la chimie globale (cœur et bordures mélangés) des grenats de l'unité de Boured et leur chimie par rapport aux grenats de Sebtides inférieures. (B) profils chimiques des fractions molaires XFe, XCa, XMg et XMn des grenats de Boured de deux échantillons BB16-32 et BB16-48 à chimie totale de la roche différente (voir annexe 3). (C) profils sur les grenats des micaschistes de l'unité de Filali. 218
Figure VI-20 : (A) et (B) Diagrammes Si vs Mg/ (Mg + Fe) de nomenclature des amphiboles d'après Leake et al. 1997. (C) Al_{iv} vs AL_{vi} diagramme montrant la limite entre l'amphibole de haute pression et l'amphibole de basse pression (d'après Raase 1974) et la limite des facies métamorphiques d'après Zakrutin 1968. (D) diagramme Al/(Al+Si) vs Na/(Na+Ca) montrant la limite de l'amphibole de haute pression et l'amphibole de basse pression (d'après Laird and Albee, 1981). 219
Figure VI-21 : photos lame mince au sein de l'unité de Boquete d'anjera montrant la relation entre structure et minéralogie. (a) schistosité principale S2 et relique de grenat dans les métapélites, échantillon BB16-15 (b-d) schistosité principale S2 et minéralogie associée dans les schistes, noter des reliques du chloritoïde et de micas blancs, échantillon BB16-50 (e) veine de la calcite recoupant la schistosité principale, échantillon BB16-14. Abréviation minéralogique d'après Kretz 1989. 220
Figure VI-22 : séquence pétrogénétique des assemblages minéralogiques observés au niveau de l'unité de Boquete d'Anjera et Tizgarine. L'épaisseur des lignes est en fonction de l'abondance du minéral. 221
Figure VI-23 : photo lame mince BB16-18 d'une épidotite de l'unité de Boquete d'Anjera. Abréviation minéralogique d'après Kretz 1989 221
Figure VI-24 : photos lame mince des micaschistes de l'unité de Boquete d'Anjera, échantillon BB16-38. Abréviation minéralogique après Kretz 1989. 222
Figure VI-25 : photo lame mince au sein de l'unité de Tizgarine montrant la minéralogie associée à la schistosité principale (S2), échantillons BB17-12 et BB17-14. Abréviation minéralogique d'après Kretz 1989. 223
Figure VI-26 : représentation de l'analyse de la chlorite issue des unités de Sebtides supérieures dans un diagramme T-R2+-SI (Bourdelle and Cathelineau, 2015), (traits pleins avec un pas de 50°C) calculées avec le thermomètre Bourdelle et al. (2013). Le domaine de la fiabilité optimale pour ce thermomètre est indiqué en rouge. BFCZ, zone de contact entre Beni Mezala et les micaschistes de Filali; Br, Boured ; BA, Boquete d'Anjera. 225
Figure VI-27 : Grille pétrogénétique dans le système NaKFeMgAlSiH (par Spear et al., 1999) montrant la localisation possible de l'assemblage (S1) dans la zone du contact de l'unité de Beni Mezala avec les micaschistes de l'unité de Filali. 226
Figure VI-28 : pseudo-sections au niveau de l'unité de Beni Mezala. (a)-(b) Pseudo-section de l'échantillon BB16-27, situé au niveau de la zone du contact entre les micaschistes de l'unité de Filali et l'unité de Beni Mezala, calculée avec 0% et avec 5% de Fe3+ ajoutée dans le système avec la composition chimique de roche totale en moles Si (66.08), Al (22.51), Ti (0.69), Fe (3.15), Mg (1.18) Ca (0.37), Na (1.86), K

(4. 16) H(100) et Si (66.08), Al (22.51), Ti (0.69), Fe (2.99), Mg (1.18) Ca (0.37), Na (1.86), K (4. 16) H(100) O_{Fe3+}(0.16) respectivement. (c) pseudo-section de l'assemblage associé à la S2 dans l'échantillon BB16-12A situé dans les schistes de Beni Mezala, calculée avec une composition chimique de roche totale en moles Si (58.46), Al (25.27), Ti (0.75), Fe (5.69), Mg (0.84) Ca (0.37), Na (2.27), K (6. 34) et H(100)..... 229
Figure VI-29 : Pseudo-sections au niveau des micaschistes de Boured. (a-c) échantillon BB16-48, et (d-e) échantillon BB16-32 (a) diagramme binaire P-X(H) (b) pseudo-section pour l'assemblage syn S1 (la composition de la roche est indiquée dans sur la figure) . (c) pseudo-section pour l'assemblage (S2) calculé avec une composition chimique de la roche totale en moles de Si (49.83), Al (29.03), Ti (0.93), Fe (6.96), Mg (2.85) Ca (1.67), Na (1.97), K (6.65), H (100). (d)- diagramme binaire P-X(H). (e) Pseudo-section P-T calculée pour l'assemblage associé à la S2 (la composition de la roche est indiquée dans sur la figure). 233
Figure VI-30 : pseudo-sections de l'assemblage associé à la S2 (échantillon BB16-15) rencontrée dans les schistes de Boquete d'Anjera calculée pour avec une composition chimique de roche totale en moles Si (74.93), Al (13.07), Ti (0.52), Fe (3.03), Mg (1.71), Ca (0.68), Na (2.96), K (2.47), H(100)..... 236
Figure VI-31 : spectres d'âge 40Ar-39Ar en fonction du 39Ar libéré des échantillons issus des terrains permo-triasiques de l'unité de Beni Mezala. L'erreur de chaque étape est à 2 sigmas. L'erreur des âges du plateau est donnée à 2 sigmas, les âges ont été calculés à l'aide du logiciel Ar-ArCalc (Koppers, 2002). 238
Figure VI-32 : spectres d'âge 40Ar-39Ar en fonction du 39Ar libéré des échantillons issus de l'unité de Boured. L'erreur de chaque étape est à 2 sigmas. L'erreur des âges du plateau est donnée à 2 sigmas, les âges ont été calculés à l'aide du logiciel Ar-ArCalc (Koppers, 2002). 239
Figure VI-33 : spectres d'âge 40Ar-39Ar en fonction du 39Ar libéré des échantillons issus de l'unité de Boured. L'erreur de chaque étape est à 2 sigmas. L'erreur des âges du plateau est donnée à 2 sigmas, les âges ont été calculés à l'aide du logiciel Ar-ArCalc (Koppers, 2002). 240
Figure VI-34 : conditions P-T des unités de Federico, , conditions de S1 (ellipse bleue), conditions de S2 (ellipse rouge)..... 243
Figure VI-35 : synthèse des résultats structurales, métamorphiques et géochronologiques au sein des unités des Sebtides supérieures. Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz, (1983). 279
Figure VII-1 : récapitulatif des différents évènements affectant les Sebtides dans le secteur de Beni Bousera. 254
Figure VII-2 : Reconstitution du cadre de l'orogenèse varisque au Pérmien inférieur (d'après Chopin et al ., 2014), Reconstitutions paléogéographiques à 280 Ma après Cocks et Torsvik (2006), structures tectoniques en L'Amérique du Nord après Hatcher (2010). Abréviations : Français Central (fmc), New England (new.eng). 257
Figure VII-3 : Schéma montrant l'évolution paléogéographique au Neogène dans le bassin d'Alboran (carte et coupe transversale) adapté des reconstructions de Do Couto et al (2016), Crespo-Blanc et al (2016) et Jolivet et al (2019). Les sections transversales (a) et (b) sont orientées E-O tandis que la section transversale (c) est orientée N-S. 259

Tableau III-1 : composition chimique des rutiles issus de l'unité métamorphique de Beni Bousera 104
Tableau III-2 : Résultat des constantes d'équilibre chimique pour le baromètre Gasp 105
Tableau III-3 : analyse chimique d'une chlorite issue des métapélites de l'unité de Beni Bousera et résultats de la calibration semi-empérique de Lanari et al. (2014) (erratum Lanari et al., 2014). 116
Tableau IV-1 : analyse chimique des chlorites issus des micaschistes de l'unité de Filali et résultats de la calibration semi empérique de Lanari et al. (2014) (erratum Lanari et al., 2014). Les données brutes sont présentées dans annexes 2. 155
Tableau V-1 : Observations pétrographiques des filons de granites dans le secteur de Beni Bousera. Abréviations minéralogiques d'après Kretz (1983). 176

INTRODUCTION : PROBLEMATIQUE GENERALE ET OBJECTIFS DE LA THESE

Située à l'extrême-ouest de la Méditerranée occidentale, la chaîne Bético-Rifaine s'est construite à travers une histoire orogénique complexe, qui a commencé au Crétacé, lorsque l'Afrique a subi une rotation antihoraire contre l'Eurasie (Dercourt et al., 1986; Stampfli, 2000; Verges et al., 2012). Au cours du Miocène inférieur, et pendant la convergence des deux plaques continentales, le bassin d'Alboran s'est ouvert dans le cœur de ce système orogénique.

Ces évènements géodynamiques ont entraîné la fragmentation des frontières des plaques entre la péninsule ibérique, l'Eurasie et la plaque africaine. De sérieux problèmes de corrélations structurales résultent de cette fragmentation, en particulier pour les ceintures orogéniques les plus anciennes. Le lien entre le segment varisque européen et nord-africain reste toujours en débat, bien que les Mesetas ibériques et marocaines ne soient distantes que de quelques centaines de kilomètres.

Une découverte importante de ces quatre dernières décennies d'investigations géologiques a été la mise en évidence d'un événement varisque identifié dans les zones internes de la chaîne du Rif (Chalouan and Michard, 1990; Michard and Chalouan, 1978, Kornprobst, 1974; Melchiorre et al., 2017; Montel et al., 2000; Rossetti et al., 2010, 2020). Cet évènement varisque a été préservé malgré la multitude des événements tectoniques et métamorphiques qui ont accompagné la formation de la chaîne alpine (e.g, Chalouan and Michard, 1990; Michard and Chalouan, 1978, Kornprobst, 1974; Melchiorre et al., 2017; Montel et al., 2000; Rossetti et al., 2010, 2020 ; Romagny, 2014 ; Homonnay et al., 2018 ; Homonnay. 2019). Ces résultats soulignent bien la présence de deux systèmes orogéniques superposés dans le Rif. Les zones internes du Rif demeurent donc une zone privilégiée pour étudier l'évolution polycyclique d'une chaîne de montagne.

Le secteur d'étude est localisé dans la région de Beni Bousera à approximativement 48 km au sud de la ville de Tétouan entre Oued Laou et Jebha (Figure 0-1). Au niveau de ce secteur, affleurent les unités crustales et mantéliques les plus profondes des zones internes de la chaîne du Rif. Un massif des péridotites situé dans le cœur d'un antiforme de direction NW-SE, affleure sur une superficie de 70 km², sur une longueur de 13 km et une largeur de 4 km. Ce massif des péridotites est ceinturé sur la bordure SW et SE par des roches métamorphiques crustales appartenant aux unités des Sebtides et des Ghomarides. Il est limité au NW par la Méditerranée et recoupé au NE par la faille d'Aaraben, qui met ces roches ultrabasiques en contact avec des unités crustales moins profondes.

Cette étude est focalisée sur les unités des Sebtides inférieures et supérieures. Elle vise à répondre à des questions majeures pour la compréhension de l'évolution tectono-métamorphique dans la chaîne Bético Rifaine :

1) **Quelle limite peut-on définir sans ambiguïté entre l'événement varisque et l'événement alpin qui a été enregistré au sein de l'unité métamorphique de Beni Bousera ? quelle est la signification de chaque évènement ? dans quel contexte géodynamique pouvons-nous intégrer les deux évènements enregistrés ?**

2) **Quelle corrélation peut-on faire entre l'unité de Beni Bousera et l'unité de Filali ? Cette dernière est-elle affectée par un événement varisque également ? comment est-il défini ? Que faut-il corréler dans ces unités afin de tracer le gradient métamorphique alpin au sein des Sebtides inférieures ? Quel est l'âge de la déformation principale dans les Sebtides inférieures, varisque ou alpine ?**

Les Sebtides Inférieures incluent dans leur base les péridotites, et sont affectées par un métamorphisme progressif en s'approchant de ces dernières, marquant un gradient de MP-HT à BP-HT (El Maz and Guiraud, 2001 ; Gueydan et al., 2015 ; Homonnay et al., 2018a ; Homonnay, 2019). L'unité de Beni Bousera est composée de péridotites et de granulites. Ces dernières forment le toit des roches ultrabasiques, et ont enregistré une histoire métamorphique polycyclique, varisque et alpine (e.g., Montel et al., 2000 ; Melchiorre et al., 2017 ; Rossetti et al., 2020). L'unité de Filali repose directement sur les granulites par l'intermédiaire d'un contact tectonique (Afiri et al. 2011 ; Farah et al., 2021 sous presse). Cette unité est composée des gneiss migmatitiques à la base qui passent à des micaschistes en allant vers le sommet. Seuls des âges alpins sont obtenus au sein de cette unité. Des travaux récents réalisés dans la péninsule de Ceuta et dans la région de Cabo Negro ont fourni des arguments soutenant que l'histoire alpine des Sebtides inférieures ait commencé avant le Miocène inférieur (Homonnay et al., 2018a ; 2018b ; Homonnay, 2019). La foliation principale au sein des Sebtides inférieures est liée à un métamorphisme de MP-HT acquis à environ 29 Ma. Selon ce scénario les péridotites ont été couplées à la croûte avant cet événement. Ces résultats contrastent clairement avec ce qui a été proposé par les travaux d'Afiri et al. 2011 et Gueydan et al. 2015 dans le secteur de Beni Bousera. Ces auteurs attribuent le métamorphisme lié à la déformation principale à des conditions de BP-HT avec un âge à environ 21 Ma et les péridotites selon ce scénario ont été mises en place durant cet événement dans un contexte extensif. Des travaux encore plus récents conduits par Rossetti et al., 2020 dans le secteur de Beni Bousera, attribuent la déformation principale dans les Sebtides inférieures à un événement varisque, et l'âge de mise en place des péridotites à une extension qui a suivi l'effondrement de la chaîne varisque vers le Permien inférieur. A partir de ces scénarios contrastés, il demeure nécessaire de distinguer sans ambigüité ce qui est varisque et ce qui est alpin dans ces unités, d'étudier la signification de l'événement

alpin polyphasé, et le rôle de la déformation tardive dans la réactivation de la déformation et de la recristallisation.

3) **Quel est le contexte tectonique de la mise en place des filons granitiques ? quelles sont les déformations tardives qui affectent les Sebtides après la mise en place des filons de granite ?**

A la base des Sebtides inférieures, des filons granitiques traversent l'unité de Beni Bousera (péridotites et granulites) et les gneiss migmatitiques de l'unité Filali (Kornprobst, 1974 ; Elbaghdadi et al., 1996 ; Michard et al., 2006 ; Rossetti et al., 2010; Figure 0-1). Ces intrusions ont induit une altération locale des roches ultramafiques (Hajjar et al., 2017). Une serpentinisation des péridotites, suivie d'une précipitation de la magnésite est liée aux circulations de fluides qui se produisent de préférence le long de la faille d'Aaraben (Figure 0-1 ; Hajjar et al., 2015, 2016). La mise en place et le refroidissement de ces filons granitiques ont été datés à environ 22 Ma en utilisant la méthode ^{40}Ar-^{39}Ar sur la biotite et la muscovite ainsi que la méthode U-Th-Pb sur zircon et monazite (Rossetti et al., 2013). Le contexte tectonique est lié à deux scénarios tectoniques contrastés selon les auteurs ; la mise en place dans un régime tectonique transpressif avec un σ1 orienté E-W (Rossetti et al., 2013) ou bien une mise en place dans un contexte tectonique en extension radiale (Romagny, 2014). La compréhension du contexte tectonique lié à l'intrusion des filons granitiques peut révéler des informations sur le calendrier et le mécanisme de la mise en place des péridotites, un sujet qui reste en débat depuis des décennies (par exemple, Kornprobst, 1976 ; Sánchez-Rodríguez et Gebauer, 2000 ; Afiri et al., 2011 ; Sanz de Galdeano et Ruiz Cruz, 2016 ; Bessière, 2019). Toutefois, le scénario tectonique lié à la mise en place de ces filons granitiques doit prendre en compte les déformations ultérieures qui ont affecté le domaine d'Alboran, telles que les rotations de blocs liées à la formation de l'Arc de Gibraltar, et les événements compressifs associés.

4) **Quelle est la relation tectono - métamorphique entre les Sebtides inférieures et les Sebtides supérieures ? Quelle est la nature du contact entre ces deux dernières ?**

Plus au Sud, les Sebtides supérieures affleurent en bandes orientées NO-SE entre la dorsale calcaire et les micaschistes de l'unité de Filali (Figure 0-1). Ces unités sont caractérisées par une répétition des mêmes formations d'âge permo-triasique à dévono-carbonifère, depuis les micaschistes de Filali au NE jusqu'à la dorsale calcaire au SO (Figure 0-1). Les unités de Federico ont été largement étudiées par plusieurs auteurs (e.g Kornprobst, 1974 ; Ouazzani-Touhami, 1986 ; Bouybaouène, 1993; Bouybaouène et al., 1995; Michard et al., 1997). Après la découverte d'un métamorphisme de HP-BT typique d'une subduction au sein des unités lithologiquement similaires par Bouybaouène (1993) proche du village de Beni Mezala, à l'est de la péninsule de Ceuta. Bouybaouène (1993) a proposé un modèle selon lequel les unités des Sebtides supérieures que ce soit au nord ou bien au sud (unités de souk El Had) ont subi un métamorphisme de HP-BT typique d'une subduction

alpine. Hypothétiquement, cet auteur propose aussi que les Sebtides inférieures aient été affectées par ce métamorphisme. Plusieurs travaux ont été effectués sur les Sebtides inférieures depuis 1959 jusqu'à aujourd'hui (El Maz and Guiraud, 2001; Gueydan et al., 2015; Homonnay et al., 2018; Kornprobst, 1974; Millard, 1959a; Montel et al., 2000; Rossetti et al., 2020). Aucune donnée n'a dévoilé l'existence d'un métamorphisme de HP-BT au sein de ces unités. Dans les unités de souk El Had, aucun métamorphisme de HP-BT n'a été enregistré également (Bouybaouène, 1993). Les conditions maximales enregistrées à la base de ces unités sont estimées à environ 550-600°C et 1 GPa, alors que dans les unités du Nord, les conditions maximales sont estimées de l'ordre de 430-480°C et 1.2-1.6 GPa jusqu'à 550°C et 2 GPa avec un chemin rétrograde isotherme. Puisque ces unités au Nord ressemblent à ceux de Souk El Had du point de vue lithologique, et que la température obtenue au Nord est moins élevée par rapport au Sud, Bouybaouène (1993) propose que l'évènement rétrograde des unités Federico sud est marqué par une augmentation de température qui a du masquer certains minéraux reliques de la HP-BT (voir plus de détails dans section II.1.3.1.3, Chapitre II). A partir de ces résultats et ces hypothèses, la relation tectono-metamorphique et la nature du contact entre les Sebtides supérieures et inférieures ne sont pas encore clairement établies.

5) **Quel est l'histoire tectono-métamorphique de la chaîne Bético-Rifaine ? Dans quel cadre géodynamique peut-on intégrer les résultats obtenus ?**

Après avoir précisé l'histoire tectono-métamorphique des Sebtides dans le secteur de Beni Bousera, ces travaux seront intégrés à l'échelle de la chaîne Bético-Rifaine et placés dans un cadre géodynamique global.

Afin de répondre à ces questions qui visent la compréhension de l'évolution de la chaîne Rifaine, une démarche multi-méthodologique a été suivie en combinant les analyses tectoniques, la pétrologie, la géochimie et la géochronologie.

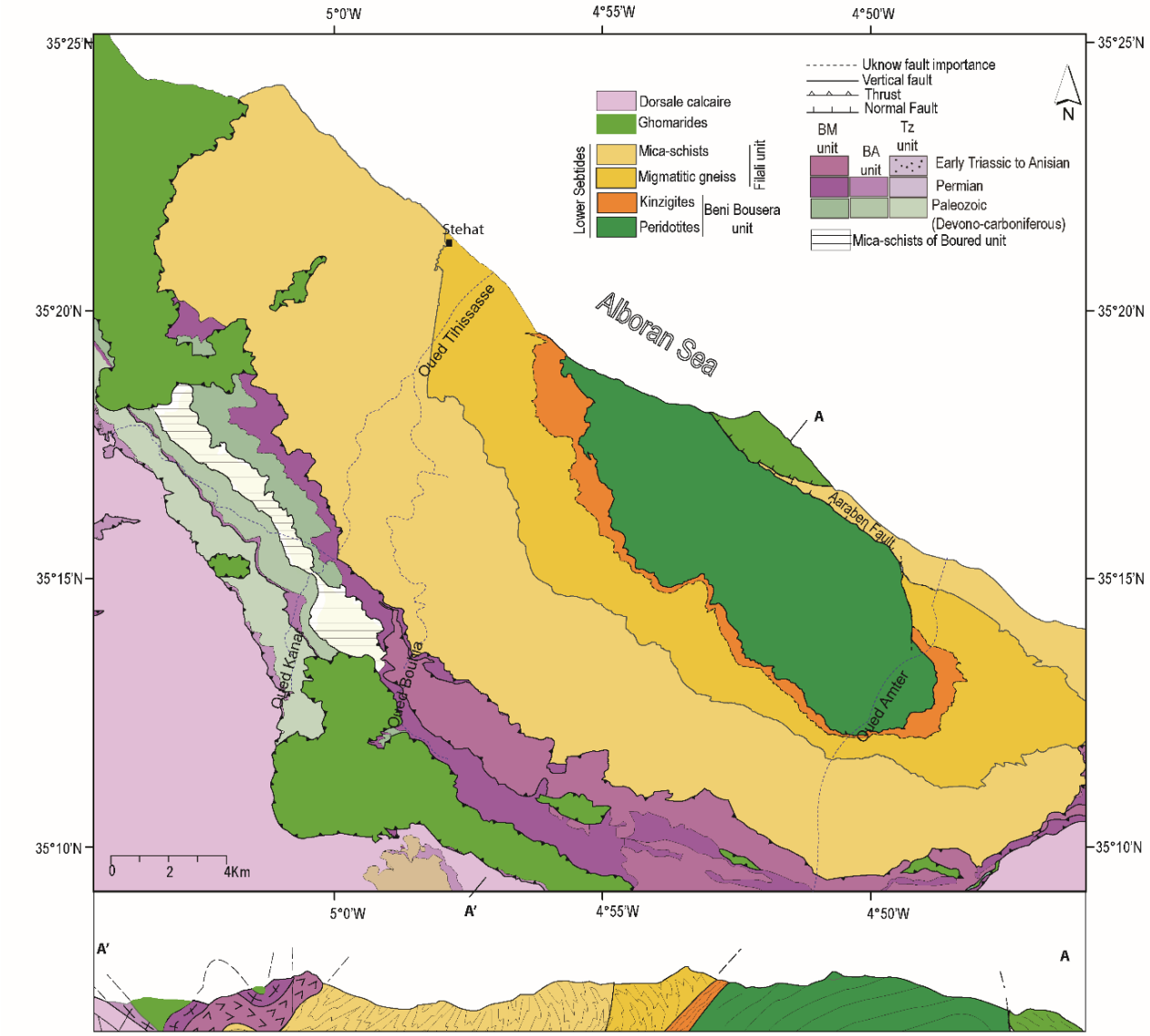


Figure 0-1 : *carte et coupe géologiques dans le secteur de Beni Bousera. BM, Beni Mezala; BA, Boquete d'Anjera; Tz, Tizgarine. La carte est une combinaison des 4 cartes géologiques de 1/50.000 ; la carte de Talembote, la carte de Bou Ahmed, la carte de Bab Berret, et la carte de Bab Taza. Pour simplification, des éboulis de dépôt de pente et les formations quaternaires ne sont pas représentés sur la carte, le lecteur est sollicité à consulter les cartes géologiques mentionnées ci-dessus afin d'obtenir plus de détails. La coupe géologique est tirée d'après une carte structurale qui accompagne la thèse de Kornprobst. 1974.*

Ce travail est subdivisé en 6 chapitres, suivis d'une partie discussion générale. Chaque chapitre se termine par une discussion des résultats et une synthèse.

- Le **chapitre I** présente toutes les méthodes de recherche utilisées dans ce travail.

- Le **chapitre II** présente la synthèse de la littérature préexistante dans la chaîne du Rif, une brève description des principales unités de la chaîne Bétique, et du bassin d'Alboran. Les différents modèles géodynamiques liés à l'édification de la chaîne Bético-Rifaine et la formation de l'arc de Gibraltar.

Les trois chapitres suivants ont pour but d'étudier les Sebtides inférieures, faire la part de la déformation, et du métamorphisme varisque de ce qui est alpin, tracer le gradient métamorphique associé à chaque évolution orogénique, et étudier l'évènement magmatique d'âge miocène et la déformation associée.

- Le **chapitre III,** est consacré à l'évolution polycyclique des unités métamorphiques de l'unité de Beni Bousera.

- Le **chapitre IV,** présente et discute l'évolution tectono-metamorphique des gneiss et micaschistes de l'unité de Filali.

- Le **chapitre V,** documente la mise en place des filons de granites et la déformation associée.

- **Le chapitre VI** "*Evolution tectono-métamorphique, et géochronologie des Sebtides supérieures " ;* ce chapitre présente une étude des unités de Federico, afin de pouvoir par la suite réfléchir sur leurs relations avec les Sebtides inferieures

A ces chapitres succèdera une discussion générale, qui mettra la relation tectono-métamorphique entre les unités Sebtides inférieures et les unités Sebtides supérieures, ces résultats seront comparés à des systèmes similaires dans la chaîne du Rif et dans les Bétiques, et seront intégrés dans un contexte géodynamique.

Les données analytiques sont présentées dans la partie "annexes".

CHAPITRE I METHODOLOGIE

Trois missions d'une durée totale d'un mois réalisées dans le secteur de Beni Bousera ont permis l'acquisition des données structurales, et de récolter 140 échantillons de nature variée dans le secteur. Des cartes structurales et une coupe géologique actualisée sont présentées dans l'annexe 1.

Des études pétrologiques et géochimiques ont été réalisées à l'échelle de la lame mince, 140 lames minces ont été fabriquées pour tous les échantillons récoltés, les lames au sein des roches métamorphiques sont coupées parallèlement à la linéation d'étirement. Ces lames ont été étudiées en faisant appel à des différentes techniques afin de déterminer la composition chimique des minéraux ; le microscope optique, le microscope électronique à balayage, la microsonde électronique et le Raman. Des analyses chimiques sur la roche totale ont été réalisées afin de déterminer les éléments majeurs et en traces de certains échantillons.

Les analyses géochronologiques ont été réalisées à LA-CP-MS, directement sur la lame mince pour des datations U-Th-Pb sur monazite et sur le spectromètre de masse pour les datations ^{40}Ar-^{39}Ar sur muscovite, biotite et amphibole isolées de la roche-mère.

Les analyses chimiques ont servi pour la détermination des conditions P-T en appliquant la géothermobarometrie et les pseudo-sections. Ces derniers couplés aux analyses structurales et géochronologiques vont permettre de proposer des interprétations géodynamiques de la chaîne du Rif.

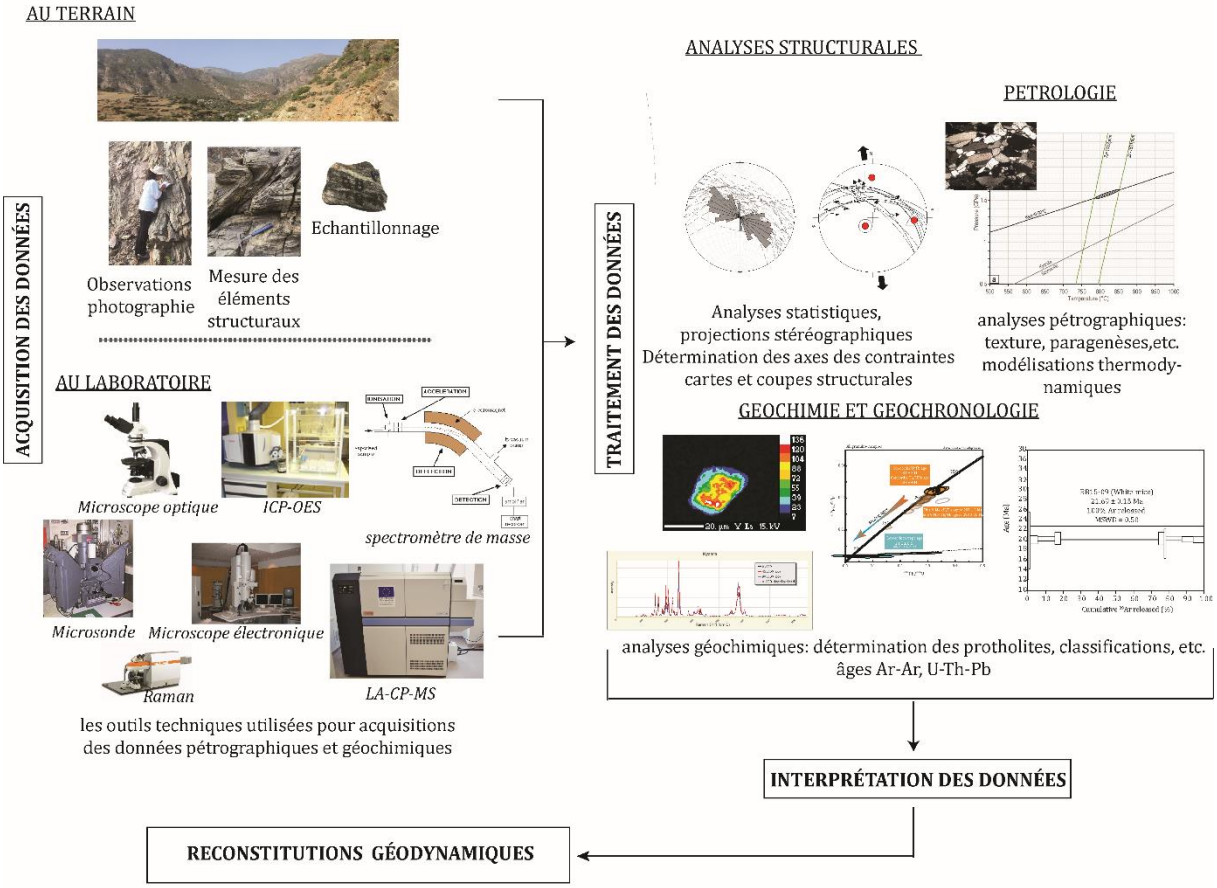


Figure I-1 : *schéma explicatif de la démarche adoptée dans cette thèse pour comprendre l'évolution de la chaîne du Rif. A se référer du texte de ce même chapitre pour avoir des détails concernant les méthodes utilisées.*

I.1 Analyses structurales

Cette étude est basée sur un ensemble de données structurales comprenant des mesures sur le terrain des objets planaires (foliation, schistosité, plan de failles, fractures, plans axiaux des plis) et linéaires (linéation d'étirement, linéation d'intersection, axes des plis, stries...) et de la cinématique. Ces données structurals ont été recueillies et traitées à l'aide du programme stéréonet (Allmendinger et al., 2012, Cardozo, et Allmendinger, 2013, verion 10.2.9, http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs /stereonet.html) afin d'obtenir leur distribution statistique.

La détermination de l'orientation et le plongement des trois principaux axes de contrainte ainsi que la valeur du rapport de forme de l'ellipsoïde de contrainte R=(σ2–σ3) /(σ1–σ3) ont été effectués avec une version développée de la méthode du dièdre droit (O. Pegoraro, 1972, Angelier et Mechler, 1977, Delvaux and Sperner, 2003), en utilisant le programme win_tensor (version 5.8.9, http://damiendelvaux.be/Tensor/WinTensor/win-tensor.html). Les résultats sont

interprétés sous formes des schémas, cartes et coupes géologiques. Les projections sont effectuées sur l'hémisphère inférieur en utilisant le canevas de Schmidt.

Déterminations des paleocontraintes (méthode du dièdre droit) :

C'est une méthode géométrique (Pegoraro 1972, Angelier, 1975 a et b, Angelier et Mechler, 1977) permet de déterminer l'orientation des axes des contraintes par une simple approche géométrique : construire pour chaque plan de faille, le plan auxiliaire orthogonal à la faille et à la strie. Ces deux plans (le plan de la faille ΠF et le plan auxiliaire ΠPA séparent 4 dièdres droits opposés, deux en compression, et deux autres en tension (Figure I-2a et 2b). La distinction des dièdres droits en compression et en tension est faite à partir de la cinématique de la faille définie par la strie et le sens du mouvement (e.g, d'une faille normale Figure I-2a)

La représentation de plusieurs plans de failles donne l'avantage d'avoir une approximation plus précise sur l'orientation des axes des contraintes, car la superposition des dièdres en compression, ou en tension, pour plusieurs failles limite une zone commune restreinte dans ces espaces (Figure I-2c et 2d). Cette méthode peut être aussi utilisée pour des failles sismiques. Les dièdres droits sont ceux limités par les plans nodaux et qui contiennent les axes de pression (P) et de tension (T).

La condition nécessaire à l'utilisation de cette méthode est que les failles soient de failles congénères, ce qui veut dire être regroupées dans une même phase de déformation générée sous les mêmes contraintes. Cela implique la séparation sur le terrain les différentes familles des failles observées, pour que les zones en compression et en tension soient communes à tous les dièdres en compression et en tension. Si cette condition n'est pas réalisée, c'est que les mouvements des failles ne résultent pas tous d'un même état de contrainte ; la méthode des dièdres droits peut alors donner un résultat sans signification si elle n'est pas basée sur un élément repère établi dans le terrain. Cette méthode permet dans le meilleur des cas de définir des portions d'espace, plus ou moins étendues, dans lesquelles sont localisés les axes principaux des contraintes ; elle ne permet pas de définir le rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes R avec $R = (\sigma2–\sigma3) /(\sigma1–\sigma3)$.

Afin de déterminer la forme de l'ellipsoïde des contraintes, la méthode graphique des dièdres droit a été développée afin de permettre la détermination de ce Rapport R (Delvaux and Sperner, 2003). Ce rapport varie entre 0 à 1 et selon le plongement des 3 axes des contraintes nous avons (Delvaux et al., 1997) :

- Contrainte maximale σ1 vertical et $0 < R < 0,25$: *extension radiale*
- Contrainte maximale σ1 vertical et $0,25 < R < 0,75$: *extension pure*
- Contrainte maximale σ1 vertical, et $0,75 < R < 1$ ou contrainte moyenne σ2 vertical, et $0,75 < R < 1$: *trans-tension*
- Contrainte moyenne σ2 vertical et $0,25< R < 0,75$: décrochement pur

- Contrainte moyenne σ2 vertical et 0< R < 0,25 ou contrainte minimale σ3 verticale et 0 < R < 0,25 : *trans-pression*
- Contrainte minimale σ3 vertical et 0,25 < R < 0,75 : *compression pure*
- Contrainte minimale σ3 est vertical et 0,75 < R < 1 : *compression radiale*

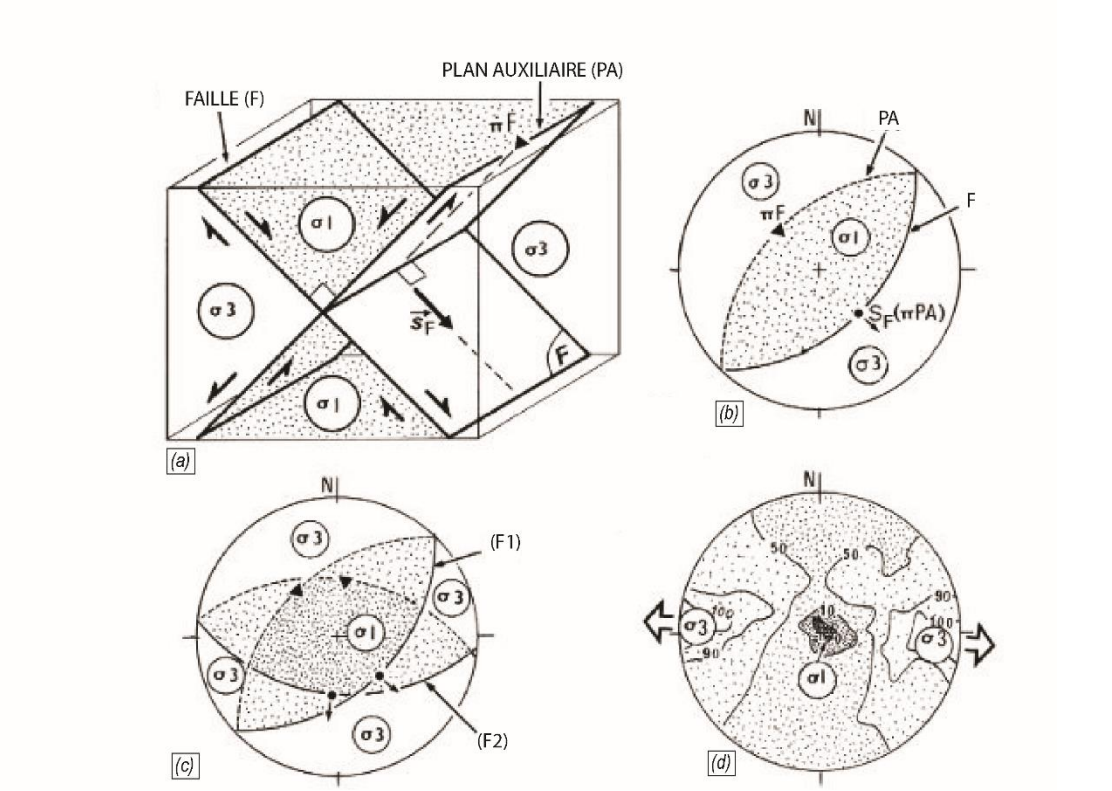


Figure I-2 : *méthode des dièdres droits. (a) bloc-diagramme illustrant les champs de contraintes dans le cas d'une faille normale. (b) projection stéréographique de plan de faille et le plan auxiliaire, le champ des dièdres sont déterminés par la cinématique de la faille. (c) 2 populations de faille normale de même génération limitant un champ plus restreint des contraintes. (d) projection stéréographique de plusieurs populations des failles le chiffre 0% et 100% correspond aux zones de maximum et minimum de compressions respectivement. (Modifiée d'après Mercier et al 2011).*

I.2 Analyses chimiques

- La microsonde électronique

La détermination de la composition chimique des minéraux a été réalisée à l'aide de la microsonde électronique CAMECA SX100 du laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand et de l'Université de Montpellier en France. Les conditions de l'opérations sont : temps de comptage de 10 s, tension de courant entre 15 KeV et 40Kev avec une intensité de 10 nA pour l'analyse des minéraux, sauf pour le rutile analysé avec une tension de courant de 15Kev et une intensité de 100nA. Des cartes au rayon X ont été réalisées pour la monazite sous des conditions de 15 kV et ≈200nA et pour le grenat à des conditions de 20Kev et ≈100Na. Les données brutes sont présentées dans annexes 2.

- Analyses roche totale :

Les analyses des éléments majeures et en trace ont été réalisées sur 13 échantillons dans le secteur de Beni Bousera, ces échantillons ont été sélectionnés qui soit le moins altérés possible. Les analyses ont été effectuées au Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM) de Nancy en France selon la procédure définie par Carignan et al. 2001. Les analyses ont été effectuées par spectroscopie d'émission atomique à plasma couplé par induction (ICP-OES) pour les éléments majeurs et par spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS) pour déterminer les éléments en trace. Le fer est considéré comme Fe_2O_3 totale. L'état de l'oxydation de fer et la quantité de l'eau sont inconnus. Les données brutes sont présentées dans annexes 3.

- Raman :

La spectrométrie Raman a été également utilisée pour compléter la détermination de certains minéraux qui n'ont pas été déterminés grâce aux méthodes précédentes (microscope électronique, microsonde). Les analyses ont été effectuées au laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand à l'aide du spectromètre Raman Renishaw InVia.

I.3 L'estimation P-T des roches métamorphiques :

I.3.1 Geobarometrie et Géothermometrie

Les géothermomètres sont des phases ou des réactions qui dépendent fortement de la température et pas ou peu de la pression, tandis que les géobaromètres ont des dépendances importantes vis-à-vis de la pression et négligeables vis-à-vis de la température.

A l'équilibre pour n composant d'une réaction nous avons :

$$0 = \sum_{i=1}^{n} n_i \mu_i = \Delta G_r \qquad (3.1)$$

Avec ΔG_r l'enthalpie libre de la réaction, μ_i le potentiel chimique du minéral i, n_i le coefficient stœchiométrique du minéral i.

En thermodynamique, l'enthalpie libre ou Energie de Gibbs G nous permet de savoir si une réaction peut intervenir naturellement, on exprime G par :

$$G = U + PV - TS = H - TS \qquad (3.2)$$

Où U l'énergie du système, H l'enthalpie, P la pression, T la température, S est l'entropie, Si l'on différencie cette expression nous obtenons

$$\Delta G = \Delta H - T\Delta S + P\Delta V = 0 \qquad (3.3)$$

L'énergie libre de mélange est peut-être écrite selon l'équation (3.1) par

$$\Delta G = -RT\ln K \qquad (3.4)$$

En remplaçant dans l'équation (3. 3) on obtient

$$\Delta H - T\Delta S + P\Delta V + RT\ln K = 0 \qquad (3.5)$$

Un simple réarrangement dans l'équation (3.5) donne :

$$T = \frac{\Delta H + P\Delta V}{\Delta S - RTlnK} \quad (3.6)$$

L'équation (3.6) est une équation d'un thermomètre

$$P = \frac{-\Delta H + T\Delta S - RTlnK}{\Delta V} \quad (3.7)$$

L'équation (3.7) est une équation d'un baromètre

Un bon géothermomètre a une enthalpie de réaction ΔH relativement élevée, avec une variation de volume ΔV proche de zéro. Tandis qu'un bon géobaromètre a une enthalpie de réaction ΔH proche de zéro. La variation de volume ΔV est relativement élevée.

La constante d'équilibre K est calculée à partir des analyses à la microsonde électronique,

Pour une réaction : mA+nB=oC+pD

La constante d'équilibre est écrite,

$$K = \frac{a_C^o . a_D^p}{a_A^m . a_B^n} \quad (3.8)$$

Avec a_i qui représente l'activité du composé i.

L'activité d'un composant est proportionnelle à sa fraction molaire. La proportionnalité est appelée coefficient d'activité. Ainsi, elle est exprimée par :

$$a_i = X_i \gamma_i$$

Où a_i est l'activité d'une phase i dans une solution solide, X_i est la fraction molaire de la phase i, γ_i est le coefficient d'activité de la solution solide. Ce coefficient d'activité est en fonction de la pression, de la température et de la composition chimique. Les

minéraux naturels ne sont généralement pas purs et se présentent le plus souvent sous la forme de solutions solides. Le coefficient d'activité i est donc prend en compte la différence entre un état parfait de la matière, représenté par des minéraux purs, pour lesquels a_i = xi avec γ = 1, et la réalité.

Ici sont présentés et expliqués les différents baromètres et thermomètres utilisés dans ce travail :

I.3.1.1 *Le géobaromètre GASP*

Le GASP est un géobaromètre utilisé pour les roches pélitiques et qui est basé sur l'assemblage plagioclase, grenat, Al-silicate et quartz. La réaction décrivant l'équilibre thermodynamique entre les phases est la suivante :

3 $CaAl_2Si_20_8$	= $Ca_3Al_2Si_3Ol_2$	+ 2 Al_2SiO_5 +	SiO_2
Anorthite	Grossulaire	Disthène/Sillimanite	Quartz

Où l'anorthite et le grossulaire sont des composants dans les solutions solides de plagioclase et de grenat, respectivement. Le silicate d'aluminium peut se présenter sous forme de disthène ou de la sillimanite.

La dépendance de la pression de la réaction est donnée par l'équation :

$$P(bar) = \frac{T\Delta S(298.1) - \Delta H(298.1) - RTlnK_{eq}}{\Delta V} (3.9)$$

Où *Δ*H, *Δ*S et *Δ*V sont respectivement l'enthalpie, l'entropie et le volume de la réaction. K est la constante d'équilibre thermodynamique, elle est exprimée par :

$$Keq = \frac{a^{grt}_{\mathrm{Ca3Al2Si3Ol2}} \times (a^{sil/ky}_{\mathrm{Al2SiO5}})^2 \times a^{Qtz}_{\mathrm{SiO2}}}{\left(a^{Pl}_{\mathrm{CaAl2Si208}}\right)^3} \quad (3.10)$$

Toutes les phases sauf le grenat et le plagioclase sont pures. Par conséquent, leurs activités égales à 1 et l'expression de la constante d'équilibre (3.10) se réduit à :

$$Keq = \frac{a^{grt}_{\mathrm{Ca3Al2Si3Ol2}}}{\left(a^{Pl}_{\mathrm{CaAl2Si208}}\right)^3} (3.11)$$

Une étude expérimentale de cette réaction a été publiée par Koziol et Newton (1988) et un diagramme P-T résumant leurs résultats est présenté dans la Figure I-3.

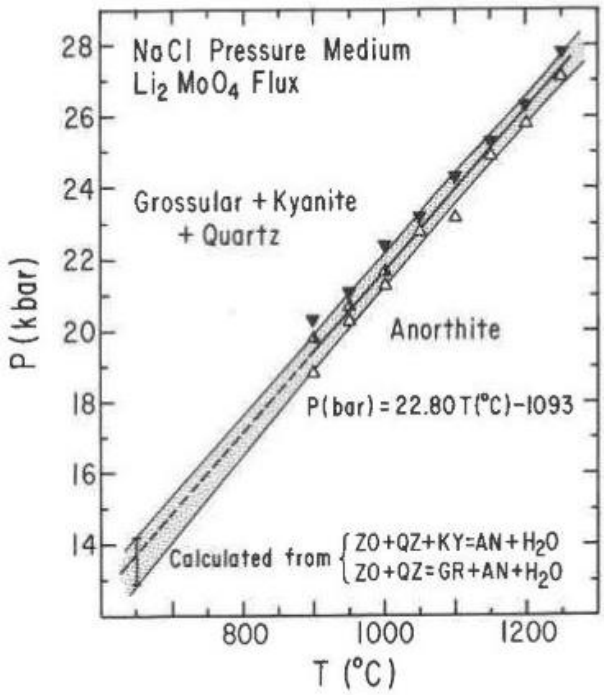


Figure I-3 : *Diagramme P-T montrant les résultats expérimentaux de Koziol et Newton (1988) sur la réaction de GASP (voir ci-dessus).*

La meilleure droite d'ajustement à travers les données expérimentales donne l'équation de la droite suivante :

$$P(bar) = 22.80T(K) - 7317 \quad (3.12)$$

Si nous supposons que ΔCp = 0 et le ΔV de la réaction est constant (puisque ce n'est pas une réaction de déshydratation). Avec ΔV de la réaction = -6.608 (J/bar), nous pouvons utiliser l'équation (3-4) pour extraire les constantes thermodynamiques ΔH et ΔS avec ΔH (298, 1) = -48.357 J/mole et ΔS (298.1) = -150,66 J/mole-K.

Finalement si on remplace dans l'équation (3-9) on obtient :

$$P(bar) = \frac{-150.66T + 48.357 - RTlnK_{eq}}{-6.608} \pm 580\ bars \quad (3.13)$$

L'équation (3-13) est l'équation de dépendance de la température et de la pression pour la réaction solide-solide de GASP utilisé dans ce travail pour estimer la pression pour certains échantillons. Notant que l'activité du grenat et du plagioclase est établie en considérant γ = 1.

Dans ce travail, ce baromètre est confronté à la calibration de Holdaway, 2001 qui prend en considération les paramètres de Margules pour le grenat

I.3.1.2 *Le baromètre Ti- dans le quartz*

La solubilité du TiO_2 est dépendante de la pression dans le quartz, quand la pression augmente il y a une substitution du Si^{4+} par le Ti^{4+} (Thomas et al 2010) en particulier dans des roches ou il y a présence de rutile ou de la sphène. Dans ce travail ce baromètre a été appliqué afin de quantifier la pression de certains échantillons qui contiennent le rutile, la pression est calculée selon l'équation :

$$RTLnX_{TiO2}^{Quartz} = -60952 + 1.520.T(K) - 1741.P(Kbar) + RTlna_{TiO2}$$

Avec R est la constante de gaz parfait 8,3145 J/K, T est la température en Kelvin, X_{TiO2}^{Quartz} est la fraction molaire de TiO_2 dans le quartz et a_{TiO2} est l'activité du TiO_2 dans le système. L'activité égale l'unité quand l'échantillon étudié contient le rutile.

I.3.1.3 *Le thermomètre Zr- dans le rutile*

La solubilité du ZrO_2 dans le rutile dépend fortement de la température, cette caractéristique en fait un thermomètre potentiellement puissant lorsque le rutile coexiste avec le zircon et le quartz (Degeling, 2002 ; Zack et al, 2004 ; Watson et al, 2006 ; Ferry et Watson, 2007 ; Tomkins et al, 2007). Plusieurs calibrations ont été développées pour ce thermomètre (Degeling, 2002 ; Tomkins et al, 2007 ; Watson et al, 2006 et Zack et al, 2004).

Parmi ces différentes calibrations, seule celle de Tomkins et al, (2007) tient compte de la pression, car en raison de la différence de la taille du rayon ionique entre Zr^{4+} (RI ≈0.72 A˚) et Ti^{4+} (RI≈0.61 A˚), en augmentant la pression, la structure du rutile se comprime, dans ce cas il est probable que le cation Zr^{4+} avec un RI plus grand sera moins capable de remplacer le Ti, ce qui introduit une dépendance à la pression de la solubilité du Zr dans le rutile.

Les calculs de la température ont été donc effectués à l'aide de l'étalonnage de (Tomkins et al., 2007), qui tient compte de la dépendance de la substitution Zr-Ti à la pression :

Dans le champ de α-Quartz

$$T(°C) = \frac{83.9 + 0.410P}{0.1428 - Rln\Phi} - 273 \pm 30°C \quad (3.14)$$

Dans le champ de β-Quartz

$$T(°C) = \frac{85.7 + 0.473P}{0.1453 - Rln\Phi} - 273 \pm 30°C \quad (3.15)$$

Avec Φ est la quantité de Zirconium en ppm, P la pression en Kbar et R est la constante de gaz parfait égale 0,0083144 kJ K^{-1}.

Les compositions chimiques des rutiles ont été obtenues à l'aide de la microsonde électronique, les analyses dont le poids total d'oxyde est inférieur à 98,5 % sont

éliminées. La quantité de zirconium a été transformée du poids d'oxyde au ppm. La teneur en Si du rutile est un détecteur utilisé pour vérifier la bonne teneur en zirconium dans les rutiles depuis les analyses à la microsonde. Les valeurs supérieures à 200 ppm doivent être considérées avec soin, car dans de telles conditions, la teneur en zirconium pourrait n'être que le total du zirconium en rutile mélangé au zirconium provenant de phases environnantes (voir Zack et al., 2004). Ici les valeurs de Si ont été mesurées selon la même procédure, les données avec des valeurs de Si supérieurs à 200 ppm ont été éliminé, si la valeur de Zr en ppm est supérieure à ceux qui ont été déjà déterminé lorsque la valeur de Si est inférieure ou égale à 200ppm.

I.3.1.4 *Les échanges Fe-Mg entre grenat et biotite*

Une réaction d'échange est une réaction hétérogène qui peut être réduite de manière à ce qu'elle ne soit écrite qu'en matière de composants d'échange (réaction continue). Par exemple, considérons la réaction décrivant l'échange de Fe et de Mg entre le grenat et la biotite :

$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = Mg_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3AlSi_3O_{10}$

Almandin Phlogopite Pyrope Annite

Cette réaction peut être réécrite en forme de :

$FeMg_{-1}^{Grt} = FeMg_{-1}^{Bt}$

La constante d'équilibre est

$$K_{eq} = \left(\frac{X_{Mg}^{Grt} X_{Fe}^{Bt}}{X_{Fe}^{Grt} X_{Mg}^{Bt}}\right)^3 \quad (3.16)$$

En utilisant le coefficient de distribution qui est la constante d'équilibre mais sans l'exposant (3 dans ce cas), on obtient :

$$K_D = \left(\frac{X_{Mg}^{Grt} X_{Fe}^{Bt}}{X_{Fe}^{Grt} X_{Mg}^{Bt}}\right) = {K_{eq}}^{1/3} \quad (3.17)$$

Une étude expérimentale de cette réaction a été publiée par Ferry et Spear (1978) et un diagramme LnK versus 1/T résumant leurs résultats est présenté dans la Figure I-4.

Selon cette calibration on obtient :

$$lnK_D = -\frac{2109}{T(K)} + 0.782 \quad (3.18)$$

Puisque les données sont alignées sur une ligne et non sur une courbe, nous pouvons considérer que ΔCp = 0 et ΔV = constant. En Utilisant l'équation 3.1 et l'équation 3.4 on obtient ΔS (298,1) = 19.51 J/mole-K, ΔH =52.112 j/mole et ΔV =0.238J/bar.

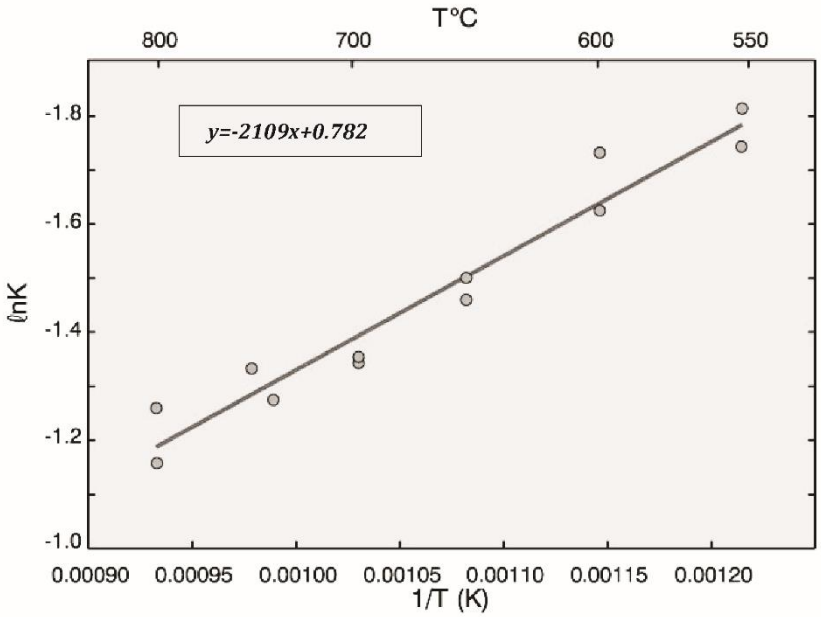


Figure I-4 *: Représentation graphique des paires gamet-biotite équilibrées expérimentalement à P = 2,07 kbar, Ferry et Spear (1978).*

Finalement si on remplace et on réarrange l'équation (3-9) on obtient :

$$T(C°) = \frac{52.112 + 0.238P}{19.51 - 3RlnK_D} - 273 \quad \pm 50°C \qquad (3.19)$$

L'équation (3-5) est l'équation de dépendance de la température et de la pression pour la réaction d'échange définie auparavant et utilisée dans ce travail pour estimer la température pour certains échantillons. Ce thermomètre est utilisable quand le rapport (Ca+Mn) / (Ca+Mn+Fe+Mg) < 0.2 pour le grenat et le rapport (Al^{VI}+Ti)/(Al^{VI}+Ti+Fe+Mg) < 0.15 dans la biotite (Al^{VI}=Si+Al-4) .

Ce thermomètre a été la base de développement d'autres calibrations expérimentales plus précises. Dans ce travail, nous utilisons la calibration de Perchuk and Lavrent'eva, (1991) avec les révisions proposées par Mukhopadhyay et al., 1997 et Holdaway et al., (1997) qui intègrent les paramètres de Margules pour le grenat et la biotite.

I.3.1.1 *Le thermomètre Ti dans la biotite*

La concentration de Ti dans la biotite a longtemps été considérée comme une fonction principalement de la température dans les roches métamorphiques et a été utilisée comme géothermomètre potentiel (Engel et Engel 1960 ; Patiño Douce 1993). Plusieurs facteurs influencent l'incorporation de Ti dans la biotite, parmi eux

notamment, la pression, la température et la composition chimique de la roche. Néanmoins, la température reste le facteur le plus dominant (Henry et al., 2005). Dans ce travail nous utilisons la calibration actualisée de Henry et al 2005 sur des biotites de certains échantillons, selon l'équation :

$$T(°C) = \left(\frac{LnTi + 2.3594 + 1.7283\left(X_{Mg}\right)^3}{4.648 \times 10^{-9}}\right)^{0.333}$$

Cette équation empirique n'est strictement valable que pour des biotites provenant des métapélites peralumineux qui : (1) contiennent des minéraux de graphite, de rutile ou d'ilménite. (2) sont équilibrés entre 4 et 6 Kbar. (3) la température calculée devra être située dans un intervalle de 480-800°C, un intervalle qui a été calculé pour les échantillons naturels calibrés, et (4) le XMg = 0,275-1,000, Ti = 0,04-0,60 pfu calculée sur la base de 22 atomes d'oxygène, (Henry et al., 2005).

I.3.1.2 *Thermomètrie sur Chlorite*

La composition chimique de la chlorite est dépendante de la température et de la pression et donc elle peut être utilisée comme un géothermobaromètre (Cathelineau et Nieva 1985 ; Lanari et al 2012,2013, 2014 ; Bourdelle and Cathelineau, 2015). Dans ce travail nous utilisons la calibration semi-empirique de Lanari et al. 2014 (à voir aussi erratum Lanari el al., 2014) de géothermomètre Chl(2) applicable seulement sur des chlorites ayant un Si <3 (p.f .u), basé sur l'équilibre de la chlorite, du quartz et de l'eau selon la réaction

2 Clinoclore + 3 Sudoite=4 Amesite+ 4H_2O+ 7Quartz

Cette calibration prend compte de la substitution ferromagnésienne (Fe^{2+}=Mg), la substitution tschermak (Al^{IV} Al^{VI}= Si [Mg, Fe^{2+}]) et la substitution di/trioctahedrique (3[Mg,Fe2+] = ▢+2Al^{VI}), et tient compte de la non-idéalité de la solution solide et l'effet de la pression, la pratique de cette calibration utilisée réside qu'elle ne tient pas compte de l'état de l'oxydation de fer, tout le fer est considéré comme le fer ferreux ($\sum Fe = Fe^{2+}$), en utilisant l'équation :

$$-lnK = \frac{\Delta H^{\circ} + (P-1)\Delta V^{\circ}}{RT} - \frac{\Delta S^{\circ}}{R} \quad (3.20)$$

Les résultats de cette calibration sont présentés dans Figure I-5.

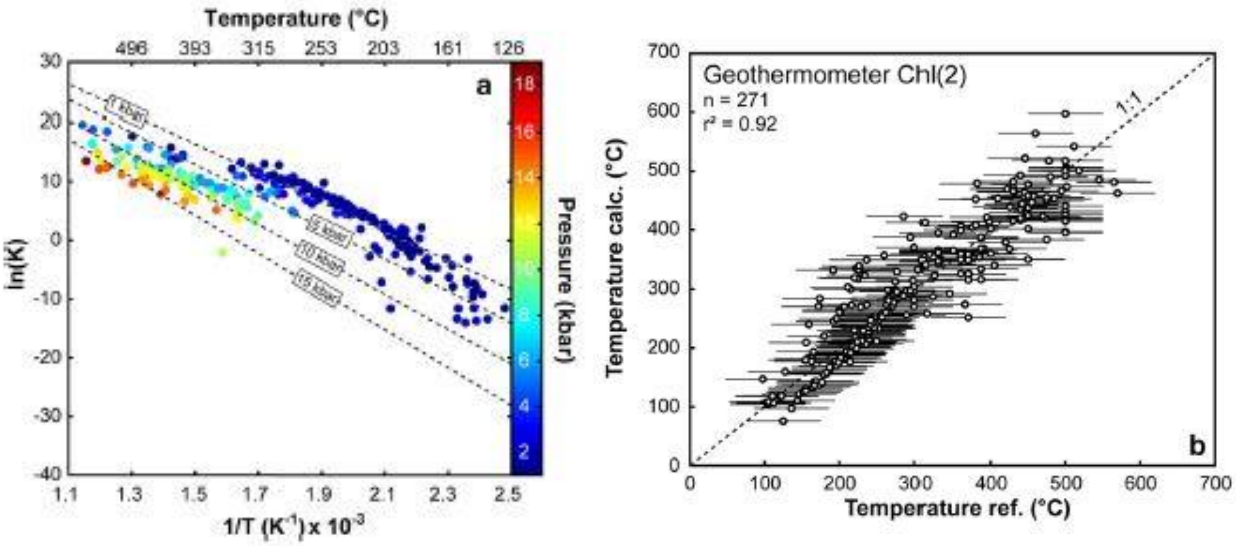


Figure I-5 : *géothermomètre Semi empirique de chlorite.* ***a*** *: diagramme montrant la relation entre 1/T et ln(K),* ***b*** *comparaison entre la température calculée par l'équation et la température de référence réalisée sur des chlorites naturelles Lanari et al (2014).*

Le ΔCp = 0 et le ΔV de la réaction est constant. Le ΔV, ΔH et ΔS sont calculés en minimisant la différence de température entre la température calculée par la réaction et la température de référence utilisé sur des échantillons naturels, En remplaçant ces résultats dans l'équation (3.20), on obtient :

$$-lnK = \frac{203093 + 4996.99P}{RT(K)} - \frac{455.782}{R} \qquad (3.21)$$

Un simple réarrangement de l'équation (3.21) donne ;

$$T(°C) = \frac{203093 + 4996.99P}{-RlnK + 455.782} - 273.15 \pm 50°C \quad (3.21)$$

Le quartz et l'eau sont des corps purs, leur activité égale l'unité, nous avons :

$$lnK = ln\left(\frac{a^4_{ames}}{a^2_{clin}.a^3_{sud}}\right) \qquad (3.22)$$

Avec,

$$a_{ames} = \left((1-x)(1-\frac{1}{2}z)\right)^4 y \left(1-\frac{1}{2}(1-y)^2\right)$$

$$a_{clin} = 4\left((1-x)\left(1-\frac{1}{2}z\right)\right)^4\left(1-\frac{1}{2}(1-y)\right)(1-x)(1-y-z)\frac{1}{2}(1-y)$$

$$a_{sud} = 64\left(\frac{1}{2}z\right)^2\left((1-x)\left(1-\frac{1}{2}z\right)\right)^2 z\left(1-\frac{1}{2}(1-y)\right)\frac{1}{2}(1-y)$$

x, y, z sont les variables de composition et sont exprimées par:

$$x = \frac{Fe^{2+}}{(Fe^{2+}+Mg)}$$

$$y = Al_{VI} - ((Al_{VI} - Al_{IV} + Fe^{3+} - Na - K) + (1 - Fe^{3+}))$$

$$z = \frac{1}{2}(Al_{VI} - Al_{IV} + Fe^{3+} - Na - K)$$

Tous les éléments sont mesurés en p.f.u basée sur le calcul de la formule structurale normalisée à 14 oxygènes, l'incertitude sur les calculs donne une marge d'erreur de ± 50°C. La valeur de Fe^{3+} est considéré nulle, $Al_{IV} = 4 - (Si + Ti)$ et $Al_{VI} = Al_T - Al_{IV}$.

Les résultats de ces calibrations sont confrontés à la calibration de Bourdelle et al. (2013) représentée graphiquement dans un graphique T-R^{2+}-Si (Bourdelle and Cathelineau, 2015). Cette calibration est valable seulement des températures inférieures à 400°C (Figure I-6) .

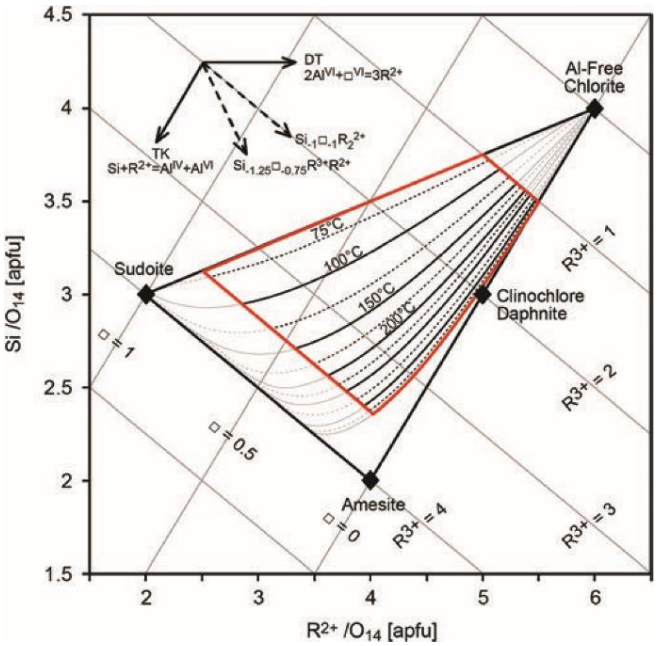


Figure I-6 : *diagramme T-R^{2+}-SI (Bourdelle and Cathelineau, 2015), (traits pleins avec un pas de 50°C) calculées avec le thermomètre Bourdelle et al. (2013). Le domaine de la fiabilité optimale pour ce thermomètre est indiqué en rouge.*

I.3.2 Modélisation thermodynamique

Les estimations P-T ont été calculées dans le système simplifié Si-Al-Fe-Mg-Ca-Na-K-Ti-H, Si-Al-Fe-Mg-Mn-Ca-Na-K-Ti-H et Si-Al-Fe^{2+}-Mg-Ca-Na-K-Ti-H-Fe^{3+} selon les échantillons étudiés. Les modèles ont été réalisés en utilisant le logiciel Theriak et Domino, qui est basé sur la minimisation de l'énergie libre de Gibbs (de Capitani et Brown, 1987 ; De Capitani et Petrakakis, 2010, version actualisée le 04 février 2017). La base de données tcdb55c2d est un fichier lisible pour Theriak-Domino à partir de la base de données tcds55 THERMOCALC (Holland et Powell, 1998 mis à jour en novembre 2015). En entrée, on considère la composition chimique des roches totales (en pourcentage en poids d'oxyde) des échantillons représentatifs BB16-77A, BB16-75B, BB16-01B, BB16-32, BB16-48, BB16-08, BB16,15, BB16-27, BB16-12A obtenue par des analyses spectroscopiques au Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM) Nancy en France, selon la procédure définie par Carignan et al, (2001). La composition de la roche est ajustée à 100% et transformée du pourcentage en poids d'oxydes en pourcentage molaire ; la modélisation utilise les relations activité-composition de White et al, (2007) pour le grenat, la biotite et le liquide de Holland et Powell (2003) pour le plagioclase et le feldspath potassique, de White et al (2002, 2007) pour l'ilménite, et de Coggon et Holland (2002) pour le mica blanc.

Dans le système choisi, deux éléments sont inconnus, l'état d'oxydation du fer et la quantité d'H_2O impliquée dans l'état d'équilibre de l'assemblage déterminé. Par conséquent, de nombreux tests ont été effectués afin de vérifier l'équilibre des assemblages par rapport à la variation de la teneur en Fe^{3+}/Fe^{2+} et en H_2O.

I.4 Analyses géochronologiques

La géochronologie repose sur les lois de la radioactivité. La radioactivité est le principe par lequel les atomes instables se transforment en émettant de l'énergie et de particule de matière. Un isotope radioactif père (N) se désintègre en élément radiogénique fils (F). Le rapport de concentration N/F à un instant donné est une fonction de la constante de désintégration ʎ de l'élément père et de l'âge t. Le taux de décomposition suit une loi exponentielle :

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \qquad (3.23)$$

En réarrangeant et intégrant le terme (3.23) nous obtenons :

$$N = N0\, e^{-\lambda t} \qquad (3.24)$$

Avec N le nombre d'élément père à l'instant t, N0 la quantité d'atome de l'élément père à l'instant t_0, ʎ la constante de désintégration, et t le temps écoulé. La quantité de N0 est non mesurable, mais la quantité de l'élément fils peut être mesuré, or,

N0= N+F

Avec F la quantité de l'élément fils à l'instant t, en remplaçant ce terme dans l'équation (3.24) on obtient,

$$F = N\left(e^{\lambda t} - 1\right) \quad (3.25)$$

De cette équation on peut déduire l'âge (t) :

$$t = \frac{1}{\lambda}\ln\left(\frac{F}{N} + 1\right) \quad (3.26)$$

La quantité d'atomes F mesurée aujourd'hui est exprimée en

$F_T = F_r + F_0$

F_T est la quantité totale de l'élément fils à l'instant t, F_r est la quantité d'élément fils radiogénique à l'instant t et F_0 la quantité initiale de cet élément dans l'échantillon. L'équation (3.26) peut alors s'écrire :

$$t = \frac{1}{\lambda}\ln\left(\frac{F - F_0}{N} + 1\right) \quad (3.27)$$

L'équation 3.27 est l'équation fondamentale de la géochronologie, qui permet d'obtenir l'âge d'un minéral ou d'une roche.

I.4.1 Datation U-Th-Pb sur monazite

I.4.1.1 *Principe de datation U-Th-Pb sur monazite*

La monazite est un minéral riche en Th, U et Pb. Son abondance dans les roches métamorphiques de nature acide, comme minéral accessoire, et sa richesse en Th/U (100 fois plus que le zircon) lui permet d'être un excellent chronomètre pour dater les évènements métamorphiques.

L'^{238}U, ^{235}U et ^{232}Th, se désintègrent pour former respectivement le ^{206}Pb, ^{207}Pb, et ^{208}Pb (Figure I-7). Pour chaque couple isotopique, la désintégration de l'isotope père en fils n'est pas directe mais s'effectue via une chaîne de désintégration radioactive. La période des isotopes pères étant au moins 10 fois plus longue que celui des isotopes intermédiaires, l'équilibre séculaire est atteint. On peut alors considérer que l'U et le Th donnent directement par décroissance radioactive du Pb. D'où les équations de décroissance radioactive :

$$206Pb_t = 206Pb_{t0} + 238U\left(e^{\lambda 238t} - 1\right)$$

$$207Pb_t = 207Pb_{t0} + 235U\left(e^{\lambda 235t} - 1\right)$$

$$208Pb_t = 208Pb_{t0} + 232Th\left(e^{\lambda 232t} - 1\right)$$

Dans les systèmes enrichis en U/Th comme la monazite, la teneur en Pb_{t0} peut-être considérée comme négligeable (Parrish, 1990), on peut donc écrire :

$$\frac{206Pb_t}{238U} = \left(e^{\lambda 238t} - 1\right)$$

$$\frac{207Pb_t}{235U} = \left(e^{\lambda 235t} - 1\right)$$

$$\frac{208Pb_t}{232Th} = \left(e^{\lambda 232t} - 1\right)$$

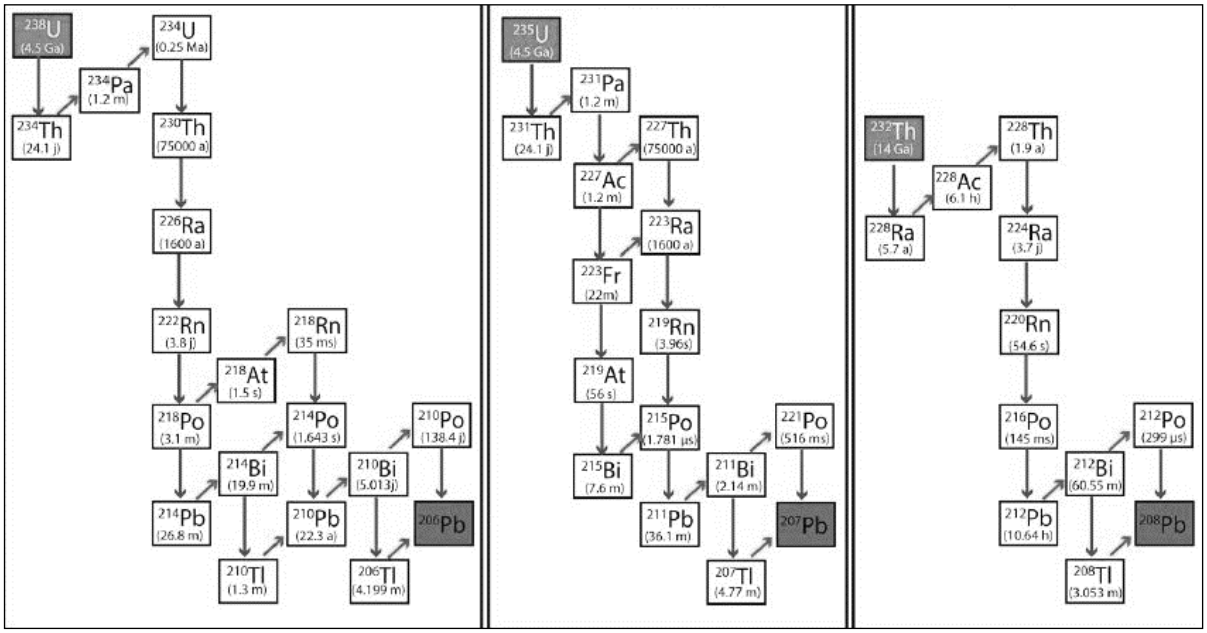


Figure I-7 : Les trois chaines de la décroissance radioactive naturelles du 238U, ^{235}U et ^{232}Th. (Sous chaque isotope est indiqué la période de désintégration).

Avec λ_{238} = 1.55125 ×10^{-10}a^{-1} ($t_{1/2}$ = 4.468 Ga), λ_{235} = 9.8485 ×10^{-10}a^{-1} ($t_{1/2}$ = 703.8 Ma), et λ_{232} = 0.495 ×10^{-10}a^{-1} ($t_{1/2}$ = 14.05 Ga).

Les méthodes d'analyses isotopiques permettent de mesurer la teneur actuelle en éléments fils et en éléments pères (Pb_t, Th_t, U_t). Tous les systèmes isotopiques doivent donner un âge identique : on dit que les âges sont concordants. En plus de ses trois isotopes radiogéniques, le Pb possède un isotope stable (^{204}Pb) qui est utilisé comme isotope de référence pour la datation.

Cette méthode implique que certaines conditions soient remplies : (1) le minéral-hôte doit évoluer en système clos (2) Le minéral hôte ne doit pas incorporer de Pb non

radiogénique lors de sa cristallisation. Si ces conditions ne sont pas pleinement remplies les âges obtenus seront potentiellement biaisés.

La monazite offre la possibilité d'utiliser trois chronomètres simultanément, ce qui permet un contrôle important de l'âge mesuré. Le système Th-Pb est celui qui fournit les âges les plus précis du fait de la richesse en Th de la monazite (jusqu'à 10-15%). Les systèmes U-Pb sont moins précis (teneur moyenne en U<1% dans la monazite) et plus particulièrement le système $^{235}U/^{207}Pb$, la proportion de ^{235}U dans l'U total n'étant que de 0.72% contre 99.27% pour le ^{238}U. Dans les travaux présentés ici, les âges utilisés seront donc le plus souvent des âges $^{208}Pb/^{232}Th$ et $^{206}Pb/^{238}U$.

Un âge calculé à partir de la mesure des isotopes pères et fils est appelé âge apparent : il ne peut être utilisé tel quel car il n'a pas forcément de signification géologique. Il peut en effet correspondre à un mélange entre des domaines d'âges distincts échantillonnés au laser, à un enrichissement ou à une perte en Pb. La concordance entre les âges donnés par les trois systèmes isotopiques est l'un des critères qui permet de détecter ce type de problèmes. Des représentations graphiques spécifiques aident à la discussion et à l'interprétation des mesures effectuées (Figure I-8a).

Les âges calculés peuvent être représentés sur un diagramme avec $\frac{206Pb_t}{238U}$ vs $\frac{207Pb_t}{235U}$ appelé diagramme Concordia (Figure I-8a) ou dans un diagramme $\frac{206Pb_t}{238U}$ versus $\frac{208Pb_t}{232Th}$, tout minéral donnant le même âge avec les différents systèmes isotopiques se situe sur la courbe Concordia. Les âges obtenus sont les âges de cristallisation de minéral ou d'une partie de celui-ci.

Si les analyses ne sont pas sur la courbe, elles n'ont pas de significations géologiques. Ceci résulte du fait que les minéraux analysés sont constitués de domaines d'âge différents (plusieurs phases de cristallisation). Les points d'analyses situés « à cheval » sur plusieurs domaines correspondent donc à des mélanges de composition isotopique distincte. Si les analyses sont suffisamment nombreuses, elles s'alignent sur une droite, appelée DISCORDIA, qui recoupe la CONCORDIA en deux points, appelés intercepts. L'alignement reflète le mélange entre les deux groupes d'analyse de composition isotopique différente (Figure I-8).

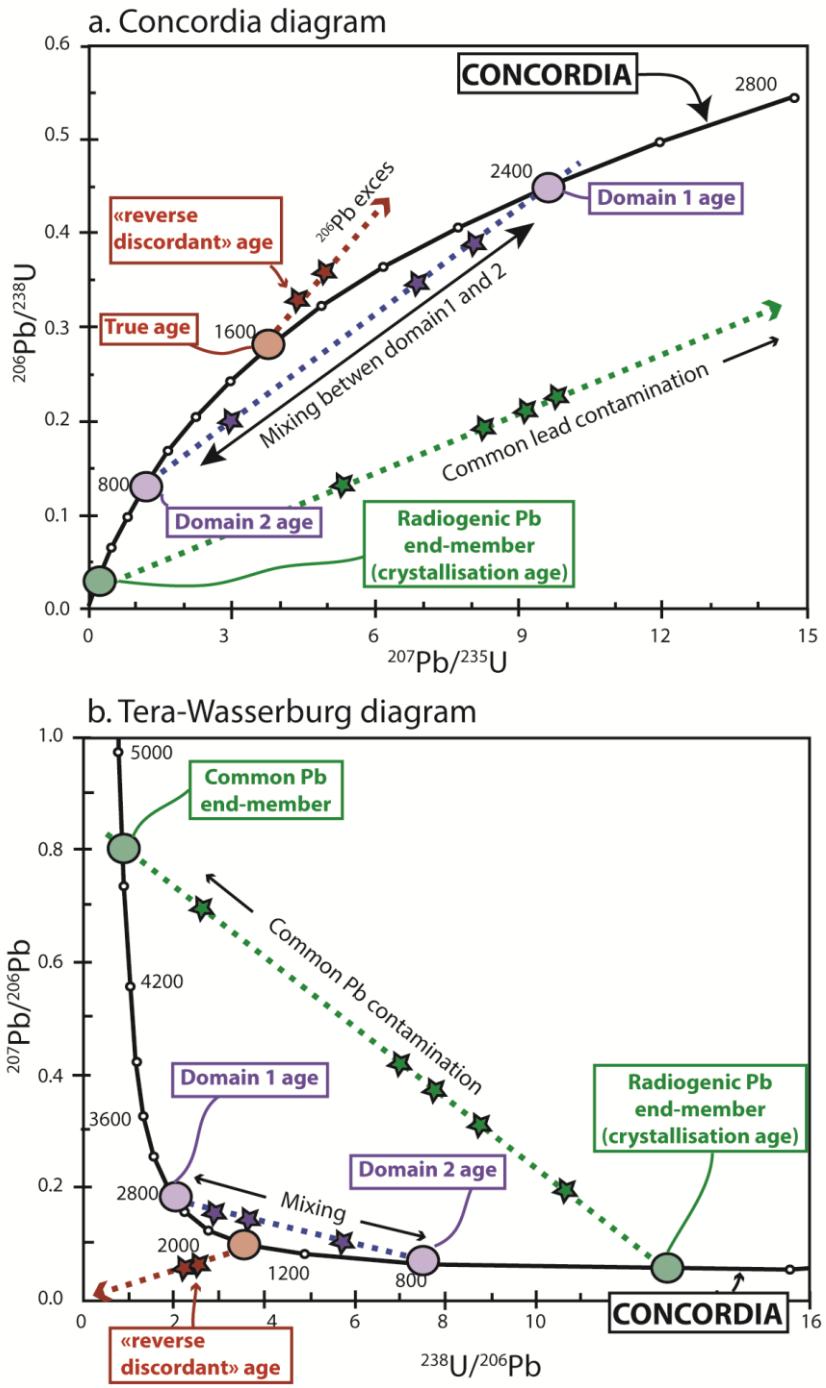


Figure I-8 : *(a) Diagramme Concordia U-Pb (b) diagramme Terra wasserburg dans lesquels sont reportés trois cas de figure de discordance des âges U-Pb. En vert : contamination en Pb commun ; en violet : mélange entre des domaines de composition isotopique différente ; en rouge : monazite affectée par un excès de ^{206}Pb. Pour chaque cas de figure, les étoiles représentent les âges apparents discordants mesurés, tandis que les ronds correspondent aux intercepts supérieurs et inférieurs.*

I.4.1.2 *Acquisition des données*

Les datations U-Th-Pb réalisées sur la monazite dans ce travail ont été affectées grâce à un système d'ablation par laser couplé à un spectromètre de masse à source plasma LA-ICPMS au Laboratoire Magmas et Volcans (LMV), à Clermont-Ferrand en France. Ce couple permet de mesurer les rapports isotopiques $^{208}Pb/^{232}Th$, $^{207}Pb/^{206}Pb$, $^{206}Pb/^{238}U$, $^{207}Pb/^{235}U$. Le système laser excimer 193nm Resonetics M-50E est piloté par un ordinateur et équipé d'un laser Atlex M-50 à durée d'impulsion ultra-courte (<4ns). Les diamètres d'impacts sont réglables entre 3 et 133µm, la fréquence d'ablation de 1 à 100 Hz et la fluence de 2 J/cm^2 à 15 J/cm^2. Ce système d'ablation laser est couplé à un ICP-MS quadripolaire Agilent 7500.

Un diamètre de spot de 7µm associé à des taux de répétition de 1 Hz et une énergie de 5.5J ont été utilisés. Les aérosols générés par ablation sont transportés par l''hélium puis mélangé avec de l'azote et de l'argon afin d'être atomisés et ionisés avant d'être injecté dans la source de plasma quadripolaire équipé d'un pompage (Figure I-9). Le spectromètre de masse va séparer les ions en fonction du rapport masse/charge puis le signal sera détecté par un dispositif monocollection. L'alignement de l'instrument et l'étalonnage de masse ont été effectués avant chaque séance d'analyse à l'aide du verre de référence NIST SRM 612 en inspectant le signal du ^{238}U et en réduisant le rapport ThO+/Th+ à une valeur inférieure à 1%. La sensibilité moyenne sur le ^{238}U pour les conditions instrumentales utilisant une taille de spot de 44 µm est d'environ 25-20,000 cps/ppm. La présence de Pb commun dans l'échantillon peut être surveillée par l'évolution de l'intensité du signal ^{204}(Pb+Hg), mais aucune correction du Pb commun n'a été appliquée en raison de la forte interférence isobarique entre le ^{204}Hg et le ^{204}Pp.

Le signal ^{235}U est calculé à partir de ^{238}U sur la base du rapport $^{238}U/^{235}U$= 137.88. Les analyses consistent en 3 périodes : une mesure du bruit de fond pendant 20 secondes avec le laser éteint, suivie d'une analyse du signal lors de l'ablation par le laser pendant une minute puis 20 secondes laser éteind pour vérifier le retour à des valeurs d'origine avant de commencer l'analyse suivante. Les données sont corrigées pour le fractionnement U-Pb et Th-Pb survenant lors de l'échantillonnage par le laser et pour la discrimination de masse (biais de masse) par des mesures répétées de la monazite standard Trebilcock (Cruz et al., 1998). Au début et à la fin de chaque série, des analyses répétées de la monazite Moacyr (Cruz et al., 1996; Fletcher et al., 2010; Gasquet et al., 2010; Seydoux-Guillaume et al., 2002) considérée comme inconnue, permet de contrôler indépendamment la reproductibilité et la précision des corrections. Le traitement des signaux a été effectués avec le progiciel GLITTER® (Macquarie Research Ltd, 2001 ; van Achterbergh et al., 2001 ; Jackson et al., 2004).

Pour chaque analyse, les signaux bruts sont traités avec le logiciel GLITTER afin de vérifier la qualité en coups/seconde pour chaque isotope et par « standard bracketing » les rapports $^{208}Pb/^{232}Th$, $^{207}Pb/^{206}Pb$, $^{206}Pb/^{238}U$ et $^{207}Pb/^{235}U$ et les âges correspondants. Pour chaque analyse, le signal est soigneusement inspecté pour

vérifier la présence de perturbations éventuellement liées aux inclusions, aux fractures, aux mélanges de différents domaines d'âge distinct ou à la présence de Pb commun. Les rapports calculés ont été exportés et les âges et diagrammes de Concordia ont été générés à l'aide du progiciel Isoplot/Ex v. 2.49 de (Ludwig, 2001). Les concentrations d'U-Th-Pb ont été étalonnées par rapport aux teneurs du standard Trebilcok.

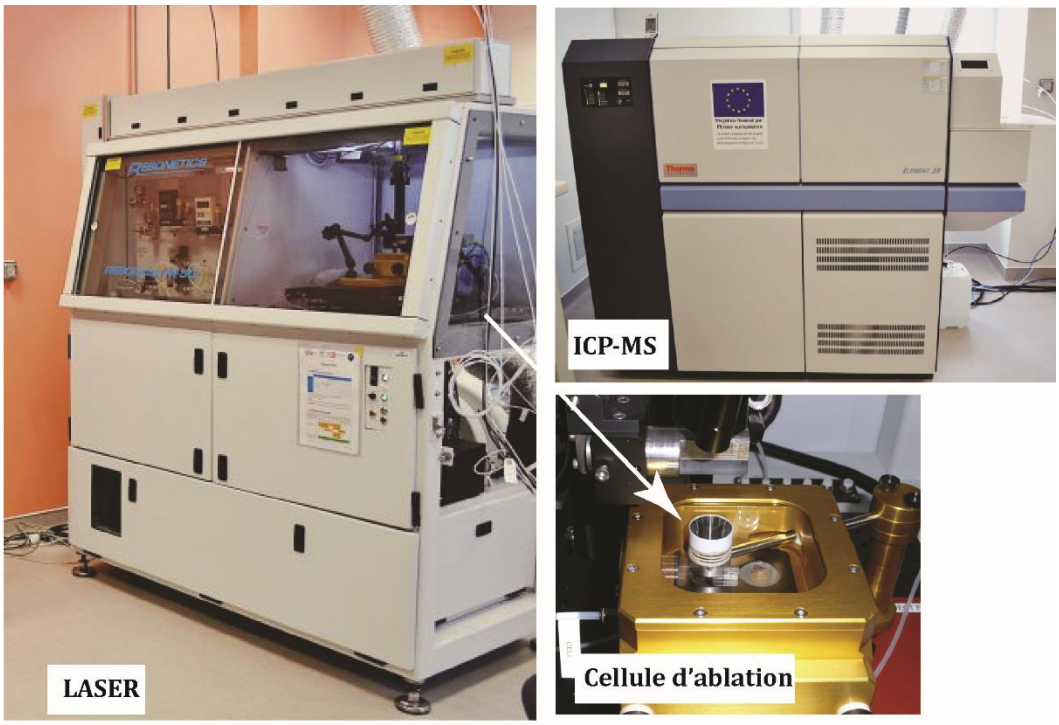


Figure I-9 : instrumentation utilisée pour acquisition des données U-Th-Pb au laboratoire Magmas et Volcans (LMV), Clermont-Ferrand, à gauche instrumentation d'ablation par laser *Excimer ATL*, l'échantillon est monté sur une porte échantillon et inséré dans *la* cellule d'ablation, photo en bas à droite (la pointe de la flèche est dirigée vers le cône d'ablation), les aérosols qui résultent sont envoyés au plasma d'un *ICP-MS (photo* en haut à droite).

I.4.2 Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas

I.4.2.1 *Principe de la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$*

La méthode de datation radio-isotopique $^{40}Ar/^{39}Ar$ est dérivée de la méthode ^{40}K-^{40}Ar, Ces deux méthodes sont basées sur la décroissance radioactive naturelle des isotopes du potassium (K). Ce dernier existe dans la nature en trois isotopes, le ^{39}K, le ^{40}K et le ^{41}K avec une abondance atomique de 93.2581% ± 0.0029, 0.001167% ± 0.00004 et 6.7302% ± 0.0029 respectivement (Garner et al 1975). Le ^{40}K est radioactif et se désintègre en deux isotopes fils stables $^{40}Ar^*$(10.48%) et $^{40}Ca^*$(89.52%) (Becknisale et gale 1969, Faurre 1977) (Figure I-10). Le $^{40}Ca^*$ est très difficile à distinguer du calcium commun très abondant dans la nature (96.9%), il peut être utilisé dans le cas

où le cristal contient très faible quantité de Ca. Seule la chaîne de désintégration menant à l'^{40}Ar est utilisée comme géochronomètre. Le ^{40}K se désintègre en ^{40}Ar par (1) la capture d'électron orbital par le proton et le transformer en neutron et émission de neutrino, cela soit génère un Ar excité qui par libération de l'énergie se transforme à l'état fondamentale soit par une désintégration directe à l'état fondamental (avec libération d'une énergie de 1.51MeV), (2) ou par une émission β+ (avec libération d'une énergie de 1. 02MeV) (Figure I-10).

A une certaine température critique, durant le refroidissement d'un cristal, le ^{40}K dans ce dernier commence à se désintégrer au fil du temps en ^{40}Ar, si aucun événement perturbateur n'a affecté le cristal durant ou après son refroidissement (réchauffement), tout l'^{40}Ar reste piégé dans le cristal, et cela permettra de dater l'âge de refroidissement exacte de ce cristal selon la méthode ^{40}K-^{40}Ar ou bien la méthode ^{40}Ar/^{39}Ar.

La méthode ^{40}K-^{40}Ar est réalisée sur deux aliquotes de même source, un est utilisée pour mesurer le ^{40}K et l'autre pour mesurer le ^{40}Ar. La méthode ^{40}Ar/^{39}Ar qui est réalisée sur une seule aliquote, ce qui est un avantage majeur de ce système, il permet donc l'identification de la contamination, les inclusions, et de contrôler la quantité des éléments fils et père dans l'échantillon, chose qui est masquée en utilisant les multigrains aliquotes dans le cas de la méthode ^{40}K-^{40}Ar.

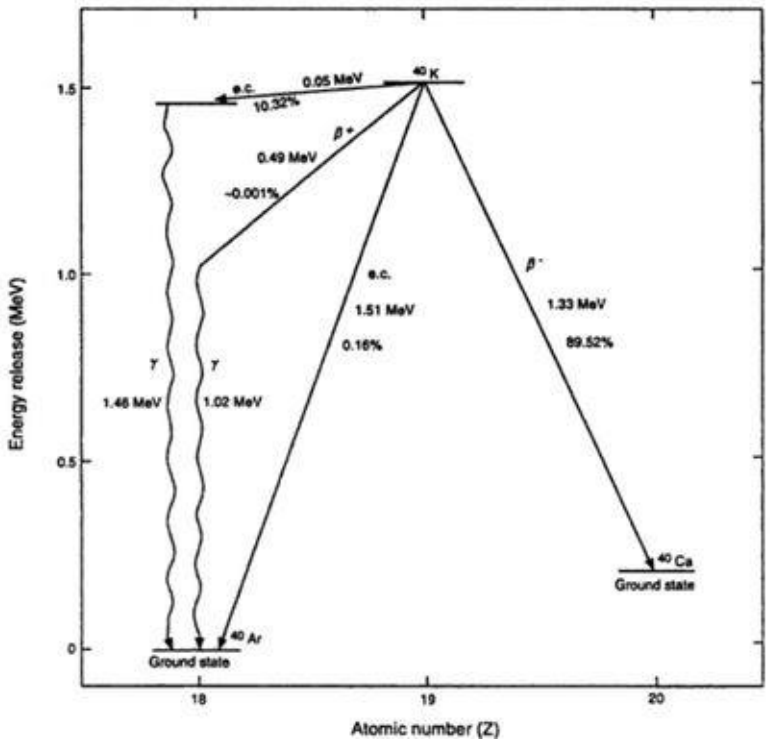


Figure I-10 : Schéma montrant la désintégration de K en Ca et ^{40}Ar et les différents types de de désintégrations de ^{40}K en ^{40}Ar. (modifié d'après McDougall et Harrison, 1999, à voir les références incluses)

Pour appliquer la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$, avant toute analyse, les cristaux sont soumis à un flux neutronique au sein d'un réacteur nucléaire. Au cours de cette irradiation, une fraction de ^{39}K présent dans le cristal est transformée artificiellement en ^{39}Ar, après les analyses, on peut facilement calculer l'âge, car en connaissant la quantité de l'^{39}Ar issue de la fraction transformée de ^{39}K, on peut corréler cette quantité avec l'^{40}Ar présent dans l'échantillon puisque nous assumons que le rapport global de $^{40}K/^{39}K$ dans l'atmosphère est constant (de 13.5 ± 0.1 à 14.3 ± 1). Cependant, substituer le ^{40}K par ^{39}Ar est dépendant du paramètre d'irradiation (J) qui dépend de la duration d'irradiation, le flux de neutrons et proportion des neutrons. Donc pour déterminer la quantité de ^{39}K présent dans le cristal, il est nécessaire de co-irradier des cristaux « standard » d'âge connu avec les échantillons (déjà dater en utilisant ^{40}K–^{40}Ar analyses, ou d'autres systèmes comme le Th- U–Pb geochronometer) afin de déterminer le rendement de la réaction entre ^{39}K et ^{39}Ar.

Au cours du refroidissement d'un cristal, il pourra piéger certains ^{40}Ar initialement non dans son lattice, on sait que 99,6 % de ^{40}Ar est issu de la désintégration de ^{40}K, tandis qu'un autre isotope d'Ar, le ^{36}Ar, est produit dans le système solaire (85 %), rare sur terre, le rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ dans l'atmosphère terrestre est de 295,5 (Nier 1950). En utilisant ce rapport on peut connaitre la quantité de l'^{40}Ar radiogénique, car,

$^{40}Ar^* = Ar_T - (295{,}5 * {}^{36}Ar)$

La formule utilisée pour le calcul d'âge par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ est :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln\left(1 + J \frac{^{40}Ar}{^{39}Ar}\right) \quad (3.28)$$

Avec $\lambda = 5.543 \pm 0.010 * 10^{-10}\ a^{-1}$ et J le paramètre d'irradiation caractéristique du flux de neutrons qui est exprimé par :

$$J = \frac{^{40}Ar}{^{39}Ar}\left(e^{-\lambda t} - 1\right) \quad (3.29)$$

I.4.2.2 *Acquisition des données*

Dans le Laboratoire Géoazur à Nice

Les échantillons ont été broyés et la fraction de taille 200-315 µm a été nettoyée dans un bain ultrasonique. Dix grains de muscovite et de biotite ont été soigneusement triés à la main sous un microscope binoculaire pour ne sélectionner que les grains ne

présentant aucune trace d'altération ou d'inclusion. Les grains sélectionnés ont été emballés dans des feuilles d'aluminium et ont été irradiés pendant 97 h dans le réacteur nucléaire de McMaster avec des grains de sanidine de Fish Canyon comme moniteur de flux (28,030 ± 0,056 Ma, Jourdan & Renne, 2007). Les interférences isotopiques de l'argon sur K et Ca ont été déterminées par l'irradiation de sels purs de KF et CaF2, à partir desquels les facteurs de correction suivants ont été obtenus : (^{40}Ar/^{39}Ar)K = 2,97 x 10-2 ± 10-3 à 1, (^{38}Ar/^{39}Ar)K = 1,24 x 10-2 ± 5 x 10-4 à 1, (^{39}Ar/^{37}Ar)Ca = 7,27 x 10-4 ± 4 x 10-5 à 1, et (^{36}Ar/^{37}Ar)Ca = 2,82 x 10-4 ± 3 x 10-5 à 1. Des analyses de chauffage par paliers de ^{40}Ar/^{39}Ar ont été effectuées au Geoazur de Nice (France) à l'aide d'un laser CO2 (IR) PhotonMachine de 100 W en continu utilisé à 5-15% pendant 30 s (Figure I-11). Les isotopes de l'argon ont été mesurés en mode statique à l'aide d'un spectromètre de masse ARGUS VI de Thermo-Fischer. Les mesures ont été effectuées en mode multi-collection à l'aide de quatre coupes Faraday équipées de 1012 ohm (masses 40, 39, 38 et 37) et d'un compteur d'ions à dynode discret et compact à faible bruit de fond pour mesurer la masse 36. L'étalonnage du gain des collecteurs est effectué par l'application, contrôlée par ordinateur, de tensions prédéterminées à chaque collecteur. La discrimination de masse pour le spectromètre de masse a été contrôlée en analysant régulièrement les volumes des pipettes à air. Les données brutes ont été traitées à l'aide du logiciel ArArCALC (Koppers, 2002), et les âges ont été calculés en utilisant les constantes de décroissance données par Steiger et Jäger (1977). Les blancs ont été contrôlés après trois analyses d'échantillons. Tous les paramètres et les valeurs d'abondance relative sont fournis dans annexe 5 et ont été corrigés pour les blancs, la discrimination de masse et la décroissance radioactive. Le ^{40}Ar atmosphérique a été estimé en utilisant une valeur du ^{40}Ar/^{36}Ar initial de 298,56 (Lee et al., 2006).

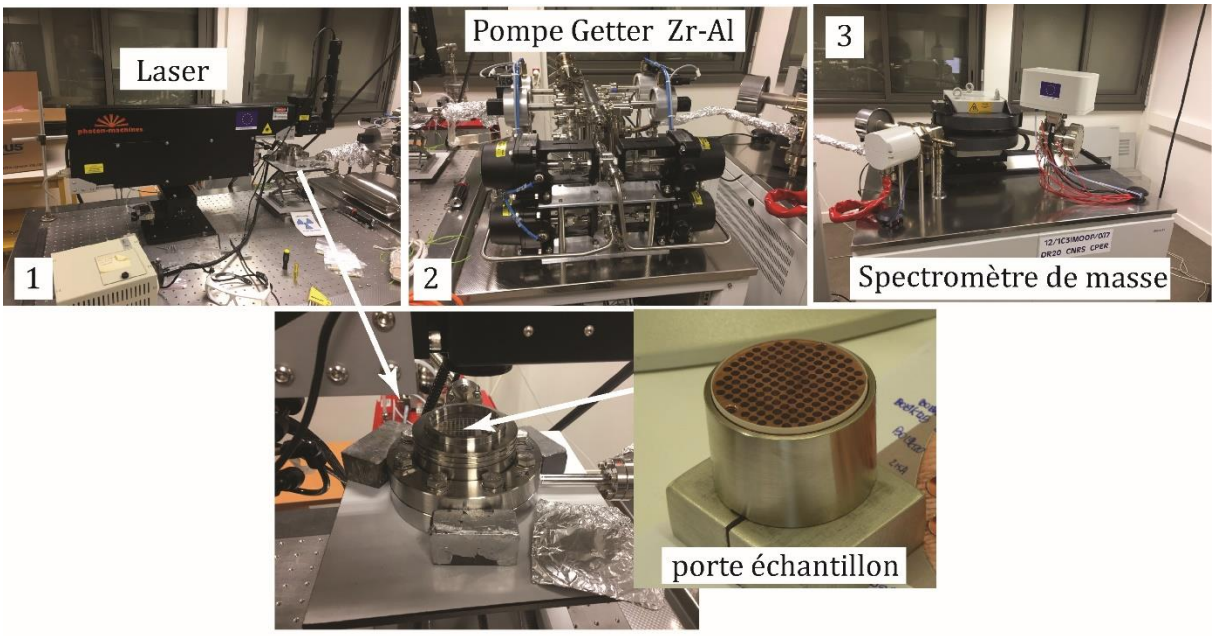


Figure I-11 *:* Ligne d'extraction de l'argon reliée au spectromètre de masse au laboratoire Géoazur à Nice.

Dans le laboratoire de Géosciences Montpellier

Les échantillons utilisés pour la datation ^{40}Ar-^{39}Ar ont été broyés et tamisés, la granulométrie choisie pour les cristaux était de l'ordre de 100-200 µm, ensuite ils étaient nettoyés et séchés. Ces minéraux ensuite ont été triés à la main au microscope binoculaire pour sélectionner les grains qui ne montrent pas de trace d'altération ou d'inclusions. Les grains ont été emballés dans un paquet de feuille d'aluminium pour irradiation dans le cœur du réacteur nucléaire Triga Mark II de Pavie (Italie), ou dans le réacteur nucléaire à l'université McMaster à Hamilton (Canada) avec plusieurs aliquotes de l'étalon 'Taylor Creek sanidine' (28,34 ± 0,08 Ma, Renne et al., 1998) comme contrôle du flux. 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 : ($^{40}Ar/^{39}Ar$) K = 0,00969 ± 0,00038, ($^{38}Ar/^{39}Ar$) K = 0,01297 ± 0,00045, ($^{39}Ar/^{37}Ar$) Ca = 0,0007474 ± 0,000021 et ($^{36}Ar/^{37}Ar$) Ca = 0,000288 ± 0,000016.

Des analyses d'argon ont été réalisées au laboratoire Géosciences Montpellier (France) et au laboratoire Géoazur à Nice. La ligne d'extraction et de purification de gaz consiste en (a) un laser IR-CO2 de 100 kHz utilisé à une puissance de 3-15% pour chauffer des échantillons pendant 60 secondes, (b) un système de lentilles pour la focalisation du faisceau, (c) une chambre en acier, maintenue à 10-8 à 10-9 bar, avec un support en cuivre avec des trous de 2mm de diamètre dans lesquelles les échantillons sont déposés (d) deux dispositifs Zr-Al pour la purification des gaz. Deux spectromètres de masse différents ont été utilisés : un spectromètre de masse de gaz

rare MAP 215-50 et un spectromètre de masse multi-collecteur (Argus VI de Thermo-Fisher)

Des aliquotes de grains de biotite et de micas blancs ont été réparties en cinq à dix grains de profondeur dans un et deux trous du support en cuivre, respectivement, et ont été chauffées par étapes. Des analyses du blanc ont été effectuées toutes les trois analyses d'échantillons. Les données brutes de chaque étape et de chaque blanc ont été traitées et les âges ont été calculés à l'aide du logiciel ArArCALC (Koppers, 2002).

Le spectre d'âge à partir des données de chauffage incrémentielles montre les étapes de chauffage consécutives de l'argon libéré affichées de gauche à droite. Notez que les âges cohérents sont représentés par la ligne horizontale après les trois premières étapes ; la moyenne pondérée de ces étapes est présentée comme l'âge du plateau, qui est lu sur l'axe vertical (e.g.,Figure I-12). Les critères de définition des âges de plateau sont les suivants :

Les étapes du plateau devraient contenir au moins 70 % de ^{39}Ar libéré.

- Il devrait y avoir au moins trois étapes successives dans le plateau.

- L'âge intégré du plateau devrait correspondre à chaque âge apparent du plateau à l'intérieur d'un intervalle de 2σ, toutes les incertitudes qui s'ensuivent se situent au niveau de la 2σ, y compris l'erreur sur le facteur d'irradiation J.

Avec le spectromètre MAP, la contribution atmosphérique était difficile à déterminer précisément en raison d'un bruit de fond de ^{36}Ar élevé sur les blancs.

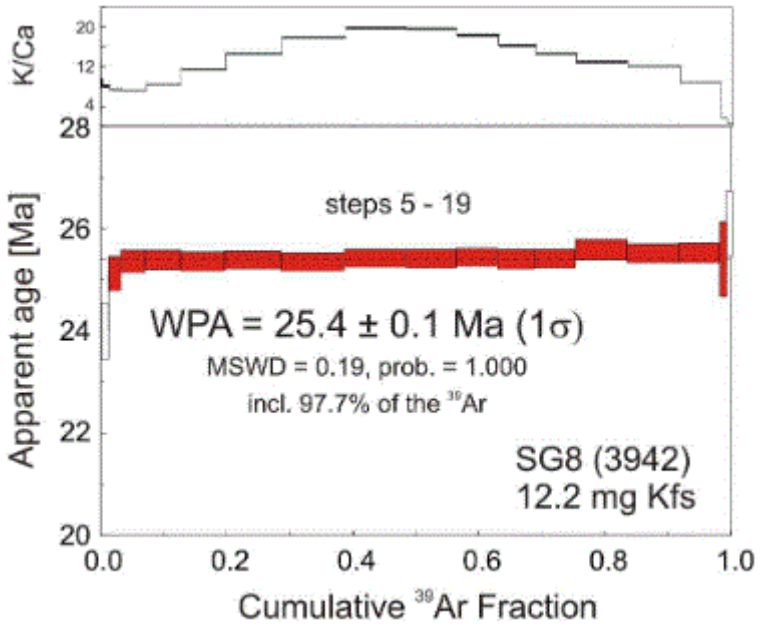


Figure I-12 : Exemple *d'un âge plateau obtenu sur feldspath potassique (Przybyla, 2013).*

CHAPITRE II CONTEXTE GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE1

Localisée à l'extrême ouest de la Méditerranée occidentale, la chaîne bético-rifaine est constituée par un empilement d'unités tectoniques poussées vers les 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 II-1).

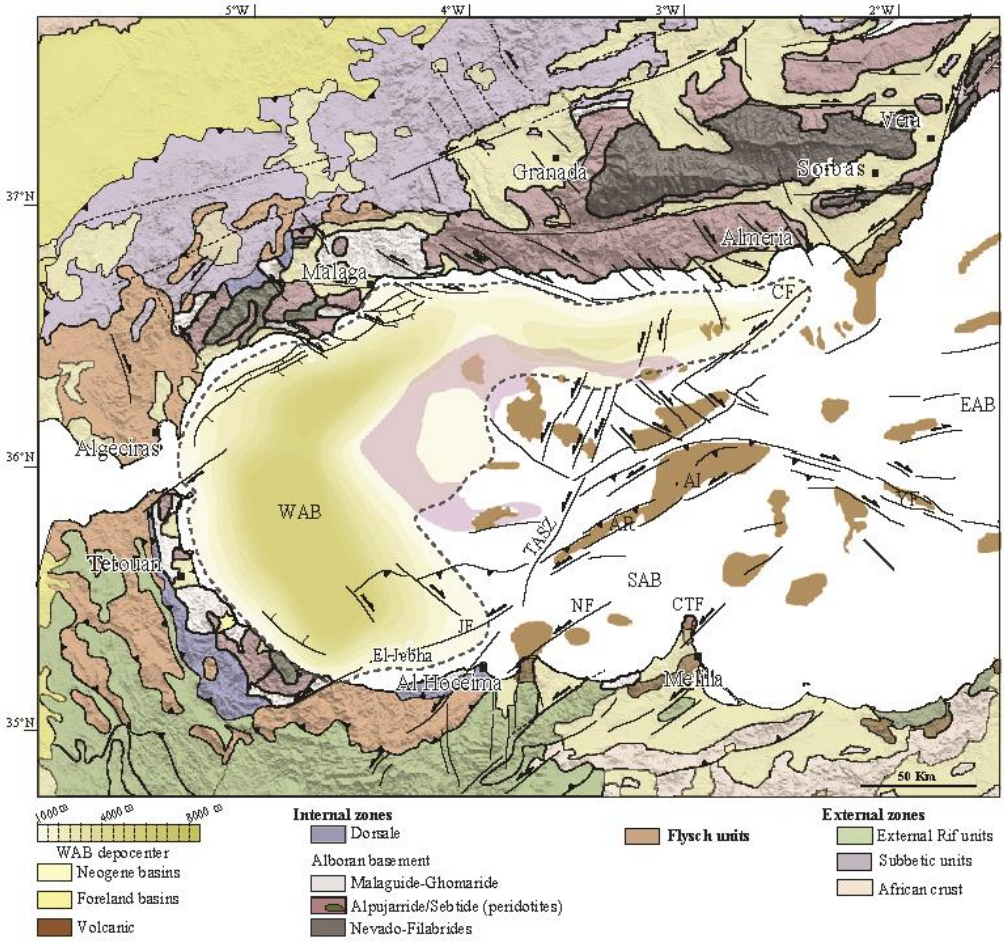


Figure II-1 *: Carte structurale de la chaîne Betico-Rifaine et du bassin d'Alboran (modifié d'après Comas et al., 1999; Martinez-Garcia et al., 2011; Do Couto et al., 2016). AR, Alboran Ridge; CF, Carboneras Fault; JF, Jebha Fault; NF, Nekor Fault; YR, Yussuf Ridge; TASZ, Trans-Alboran Shear Zone; CTF,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

[1] *L'état de l'art de cette thèse est un travail collaboratif entre Emmanuelle Homonnay et moi-même, nous étions toutes les deux doctorantes de même promotion qui travaillaient sur le Rif interne et sur la même thématique. Donc cette partie sera retrouvée dans nos thèses à deux, l'auteur a ajouté certains points qui sont utiles pour discuter les résultats de cette thèse.*

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; Michard et al., 2002; Platt et al., 2013; Stampfli, 2000; Verges and Fernandez, 2012). 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 decennies. (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 (Chalouan et al., 2008; Durand-Delga, 1972; Fallot, 1937; Kornprobst, 1974; Platt et al., 2013 ; Figure II-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 peuvent être abordées, ainsi que certains points majeurs qui concernent cette branche nord pourront être détaillés.

II.1 Domaines structuraux de la chaîne Bético-Rifaine

II.1.1 Le Rif externe

Le Rif externe s'étend depuis Tanger jusqu'à la frontière algéro-marocaine à l'est (Figure II-2). Il est formé par des sédiments d'âge méso-cénozoïque et de roches mafiques et ultramafiques (Chalouan et al., 2008; Michard et al., 2014, 2007, 1992). Ces terrains sont chevauchés par les flyschs maghrébins et poussés sur 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 (Azdimousa et al., 2019; Chalouan et al., 2008; Suter, 1965).

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 (Chalouan et al., 2008; Durand-Delga et al., 1962; Figure II-2).

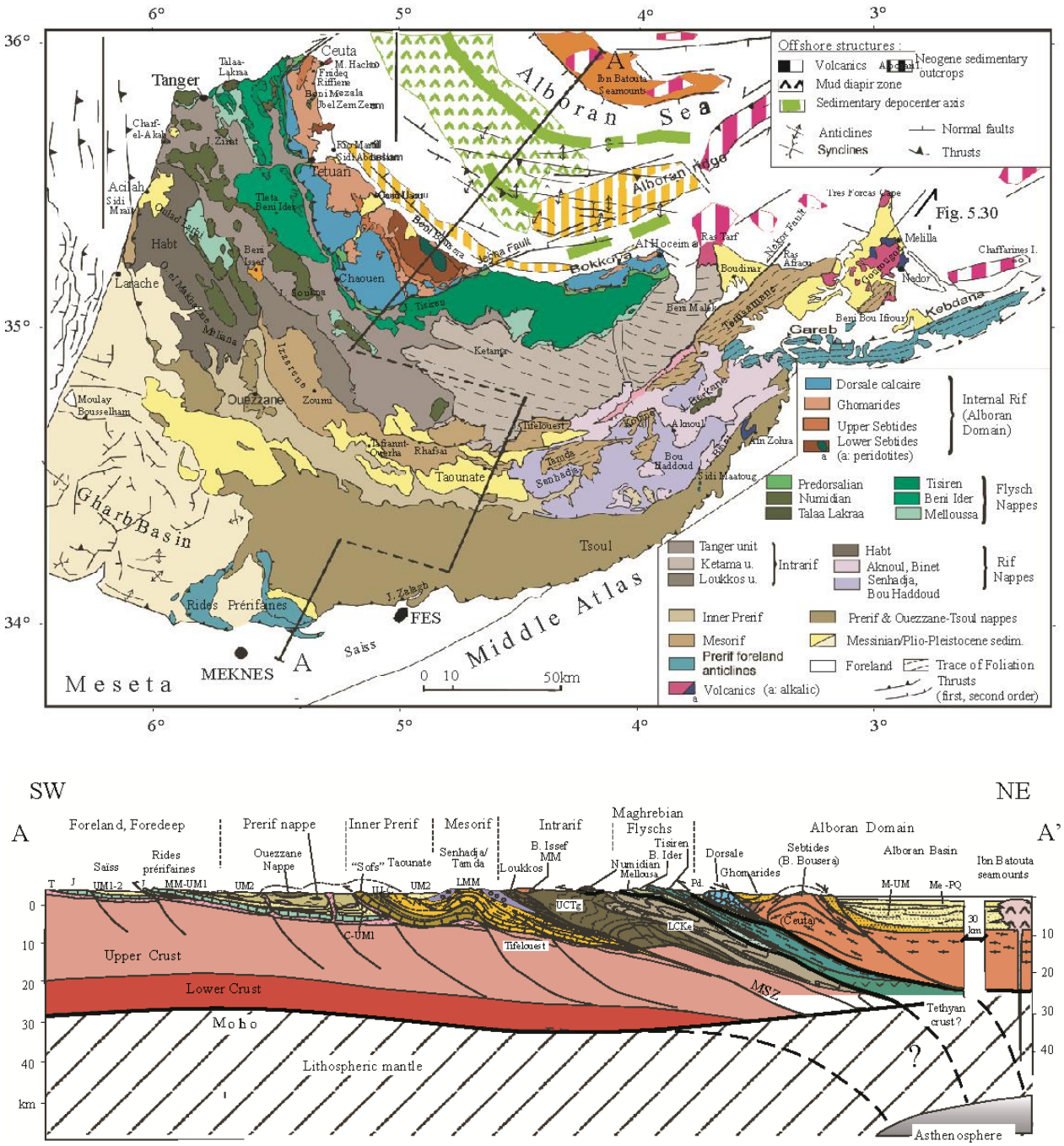


Figure II-2 : *Carte structurale et coupe de la chaine de Rif modifié d'après Suter (1980a,1980b) et Chalouan et al 2008 et références incluses. Abréviations : J : Jurassique inferieur et supérieur ; UJ-C : Jurassique supérieur-Crétacé ; C : Crétacé ; LCKe : Crétacé inférieur de Ketama ; LMM : Miocène 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.*

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 II-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 facies 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 des 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.

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) (Chalouan et al., 2008; Frizon de Lamotte, 1985; Negro et al., 2008, 2007; Figure II-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-Cénozoique, 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-Aquitanien par un complexe chaotique et ensuite par des turbidutes d'âge Aquitano-Sérravalien. Les formations mésozoïques sont très déformées et foliées à l'Oligo-Aquitanien cependant 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 Cénomanien.

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 ± 30°C et 0.7-0.8 GPa, Negro, 2005). Dans le massif des Trois Fourches et de Khebaba, les conditions métamorphiques ont été estimées à environ 400 ± 30°C et 0.8 GPa. Les datations ^{39}Ar-^{40}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 affleurement 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'orogenèse alpine (Chalouan et al., 2008; Michard et al., 2014, 2007, 1992).

Le Prérif

Les nappes prérifaines 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 Taounate) (Michard et al., 2007; Figure II-2).

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 II-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 (Ahmamou 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 II-2). Une partie de ces nappes a été retro-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 (Chalouan et al., 2008; Durand-Delga et al., 1999; Durand-Delga and Olivier, 1988; Olivier et al., 1996; Zaghloul, 2002; Zaghloul et al., 2007). 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 chaine (Figure II-2) (Bouillin et al., 1970; Chalouan et al., 2008; Durand-Delga, 1980; Guerrera et al., 2012, 1993).

Données stratigraphiques

<u>Nappes massyliennes :</u>

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

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 trouvé au sein de ce domaine (Durand-Delga et al., 2000). La seccession 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 retro-chevauché sur les zones internes, ils sont d'âge Lutétien supérieur-Oligocène supérieur. La sédimentation commence avec des argiles (pre-

flyschs), suivis par des grandes barres de grès avec une intercalation de pélites rouges.

Nappes maurétaniennes :

Les nappes maurétaniennes sont localisées structuralement 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 (Chalouan et al., 2008; Durand-Delga et al., 1999; Guerrera, 1981; Guerrera et al., 1993):

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 grèso-micacés d'âge Oligocène à Burdigalien moyen, qui contiennent des fragments de la Dorsale et probablement des Ghomarides.

Données géochronologiques et interprétation paléogéographique

Dans le domaine océanique liguro-maghrebin, 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 II-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 Domaine interne

II.1.3.1 *Domaine interne du Rif*

Le domaine interne du Rif (Figure II-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 parun 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 ultrabasiques. 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.

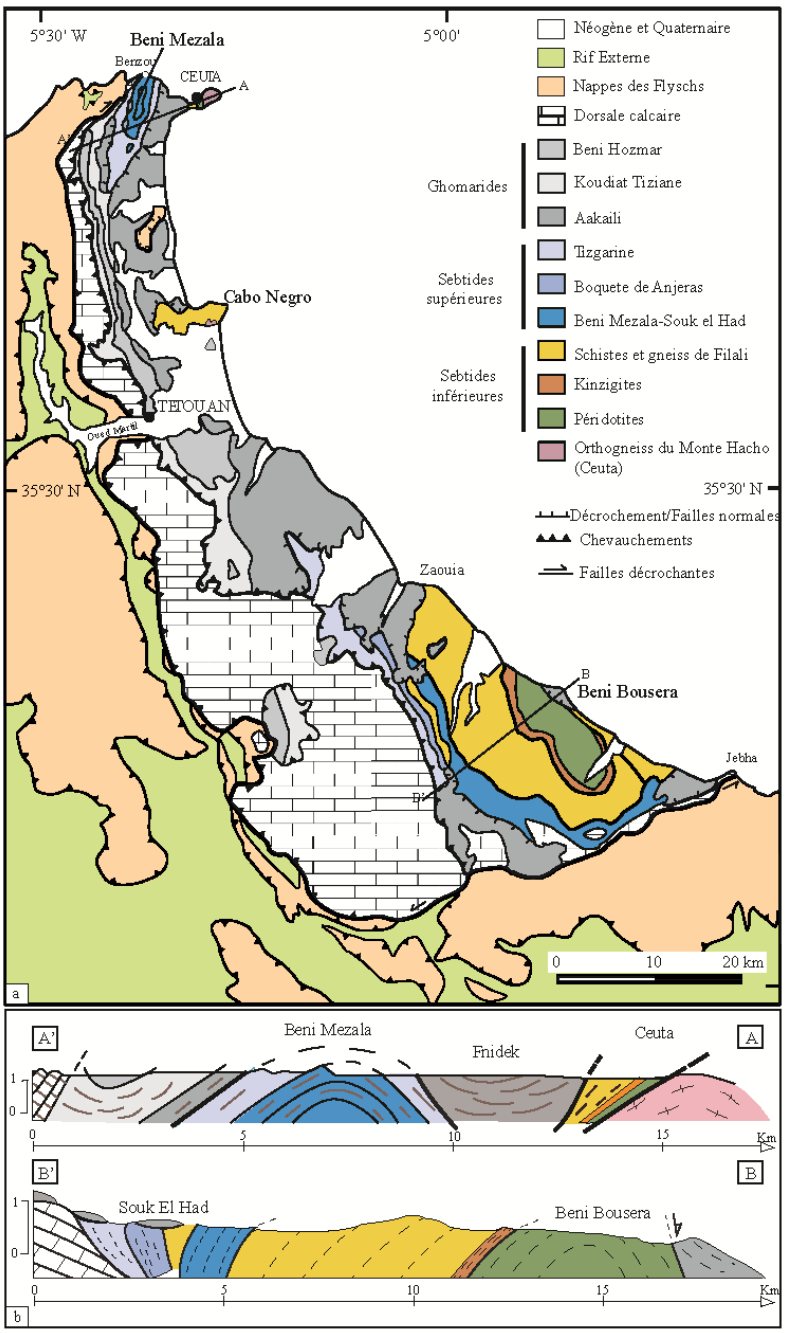


Figure II-3 *: a, carte structurale du Rif interne. b, coupes géologiques, montrant les relations structurales entre les unités du Rif Interne (modifiées d'après la carte structurale du Rif au 1/500 000 de Suter, par Wildi, 1975; et Chalouan et al., 2008).*

II.1.3.1.1 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 II-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; Guerrera 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-Aquitanien (Olivier, 1984).

II.1.3.1.2 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 II-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 4 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 (Chalouan, 1986; Chalouan and Michard, 1990; Durand-Delga et al., 1962).

II.1.3.1.2.1 Données stratigraphiques

II.1.3.1.2.1.1 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 inferieur (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 différentiation sédimentologique commence à partir du Dévonien (Bourrouilh and Jaeger, 1976; Chalouan and Michard, 1990; Fallot, 1937; Mégard, 1969). 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 (Baudelot et al., 1984; Kornprobst, 1974; Mäkel, 1985; Simon, 1987). Cette séquence est recouverte de sédiments marins peu profonds du Crétacé supérieur à Eocène, constitués de calcaire conglomératique (Chalouan et al., 2008; Chalouan and Michard, 1990).

II.1.3.1.2.1.2 Dépôts post nappes 'La couverture oligo-miocène'

Stratigraphiquement, deux groupes sédimentaires sont distingués : le groupe Fnidek-Ciudad Granada d'âge Oligocène-Aquitanien et le groupe Sidi Abdeslam-Viñuela d'âge Burdigalien (Hlila et al., 2008; Serrano et al., 2007a, 2006). 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., 2007a, 2006). Ces deux groupes sont composés de conglomérat et de dépôts argilogrèseux (Durand-Delga, 1980) d'âge Oligocène-Aquitanien (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., 2007a, 2006). Ces unités scellent les contacts de nappes. L'empilement des nappes du complexe Ghomarides est donc considéré antérieur à l'Oligocène (Hlila et al., 2008; Serrano et al., 2007a, 2006).

II.1.3.1.2.2 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 orientées E-W, ces plis sont associés à un clivage de plan axial (S3).

II.1.3.1.2.3 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 facies 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; Rodríguez-Ruiz et al., 2019). Negro et al. (2006) ont mesuré la température (par RSCM[2] thermometry) au sein des nappes Ghomarides, cette dernière atteint ≈500°C à la base de la nappe d'Aakaili au contact des Sebtides inférieures alors qu'elle est restée inférieure à ≈330°C dans la partie supérieure de cette nappe et dans les nappes des Ghomarides sus-jacentes.

II.1.3.1.2.4 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 ± 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.1.3.1.3 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 II-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 II-3**).** Ces quatre unités sont des métasédiments dont le protolithe est caractérisé par une stratigraphie commune (Figure II-5 ; Millard, 1959a; Durand Delga and Kornprobst, 1963; Didon et al., 1973; Baudelot et al., 1984): (i) des schistes noirs et grauwackes datant du Dévono-Carbonifère ; (ii) une série de schiste Permo-Triasique contenant des niveaux à conglomérats ; (iii) des quartzites du Trias inférieur ; (iv) et enfin des calcaires et dolomies du Trias moyen à supérieur.

[2] Raman spectroscopy of carbonaceous material.

II.1.3.1.3.1 Evolution métamorphique

II.1.3.1.3.1.1 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-4a; 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 II-4a**).**

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

L'unité de Tizgarine est caractérisée par un métamorphisme typique du facies des schistes verts de basse température, T< 300°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°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°C et 8-1 GPa à 430-450°C et 1.2-1.5 GPa.

Dans l'unité de Beni Mezala inférieure les conditions P-T varient de 430-480°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.1.3.1.4.4). 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°C et 1 GPa **(**Figure II-4a**)**. 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 II-3). Cette intercalation de composition équivalente à celle des micaschistes de Filali (voir section II.1.3.1.4.4) 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 II-4a**)**.

II.1.3.1.3.1.2 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 II-4a; 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 (Goffe et al., 1996).

De plus, pour l'unité de BM2, le chemin rétrograde calculé (Figure II-4a) 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).

Pour l'unité de BM1, le chemin rétrograde calculé (Figure II-4a) 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 II-4a), 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.1.3.1.3.1.3 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 (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 II-4a). 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.

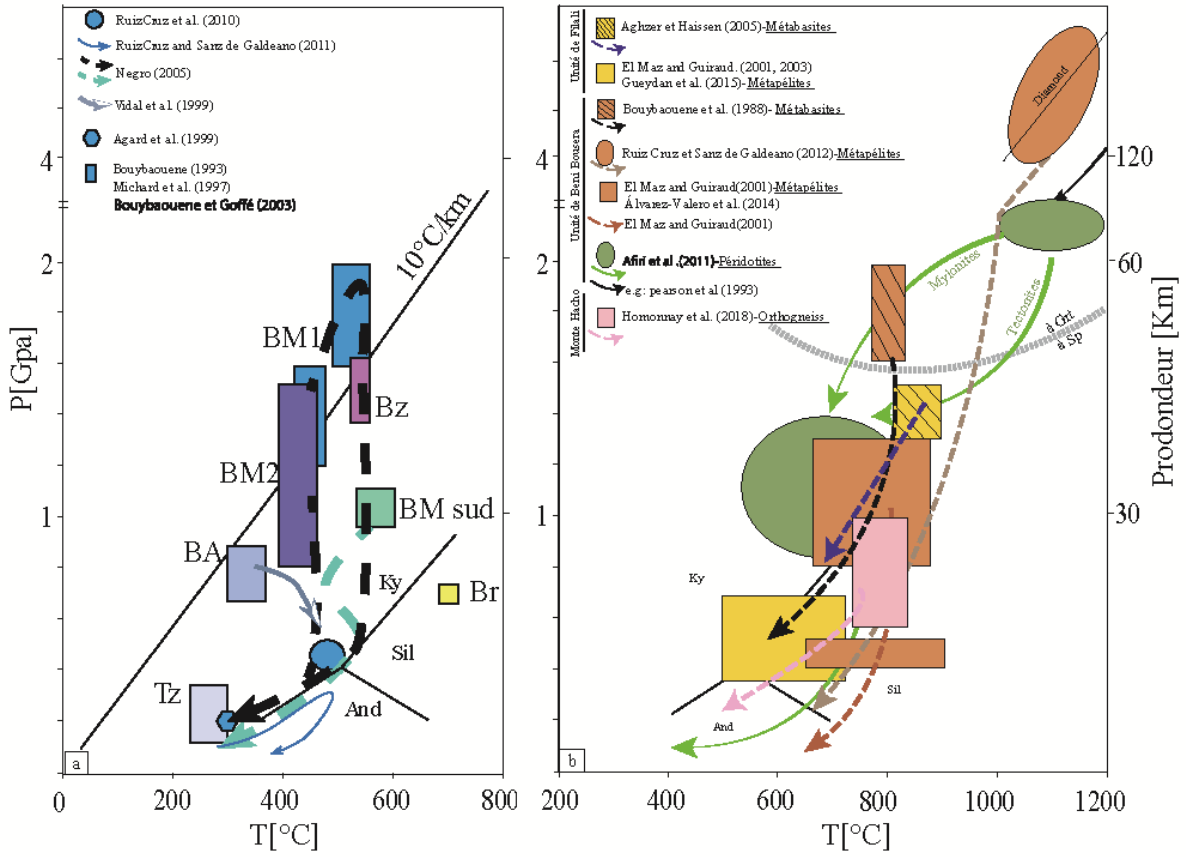


Figure II-4 : *Diagramme P-T schématisant les conditions auxquelles ont été soumises les roches des Sebtides, a: Sebtides supérieures: BM: unité de Beni Mezala, BA: unité de Boqueta Anjera, Tz: unité de Tizgarine, Bz: unité de Benzou, Br: unité de Boured. b, Sebtides inférieures: la transition de lherzolites à grenat en lherzolites à spinelle (ligne hachurée est d'après Gasparik 1984), abréviation minéralogiques d'après Kretz, 1983.*

II.1.3.1.3.2 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 (Bouybaouène, 1993; Negro, 2005; Ouazzani-Touhami, 1986). 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 (Janots et al., 2006; Negro, 2005). 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.1.3.1.3.3 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 II-5); 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 II-5). De plus, des âges U-Th-Pb de 21,3 ± 1,7 et 20,9 ± 2,1 Ma ont été obtenus sur des monazites rétrogrades dans l'unité de BM2 (Figure II-5; 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.

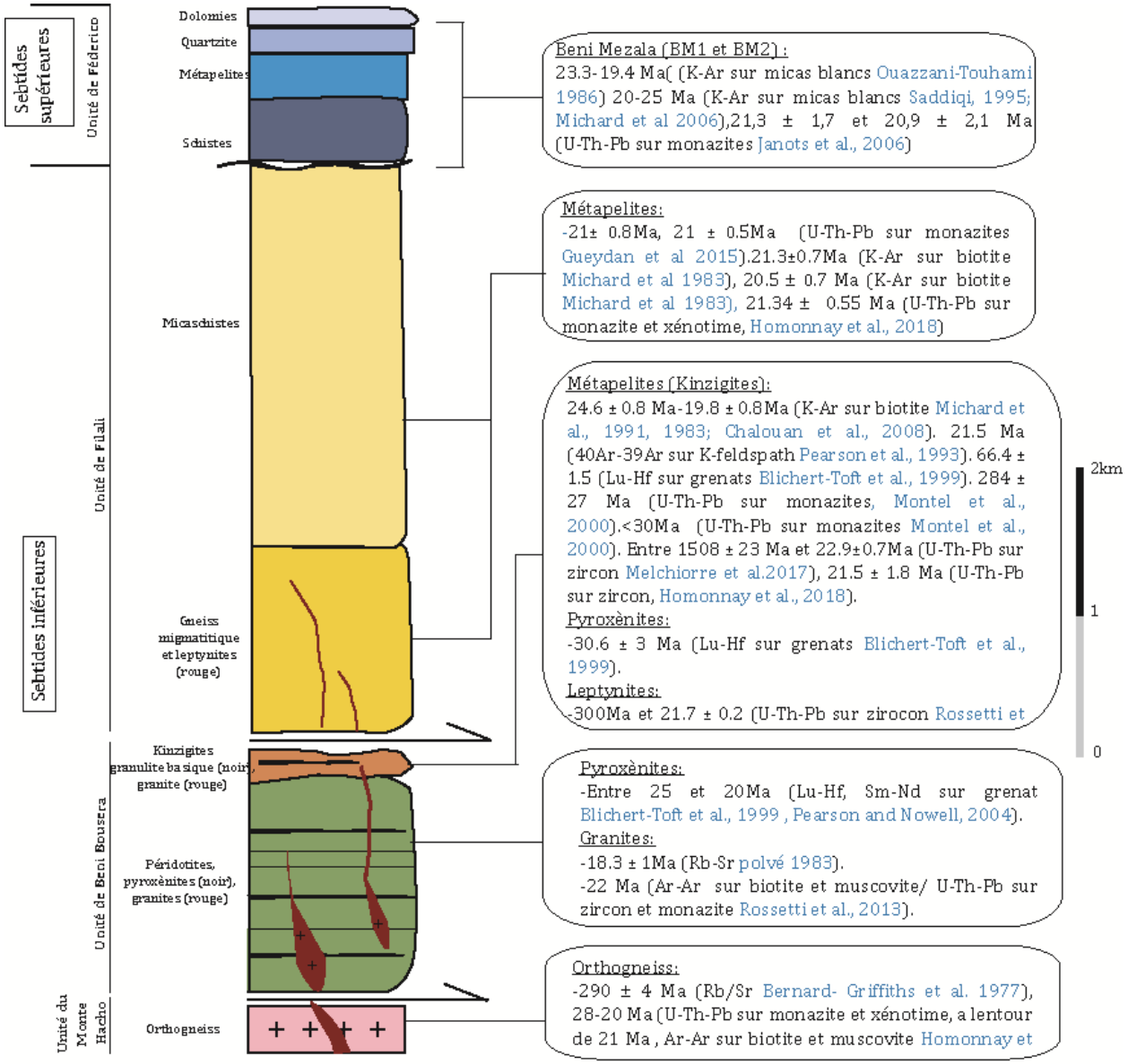


Figure II-5 : *Relation tenctonique entre les differentes unités de Rif interne et ages isotopiques obtenus, (modifiée d'après Chalouan et al 2008).*

.

II.1.3.1.4 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 (Chalouan et al., 2008; Durand-Delga, 1972; Fallot, 1937; Kornprobst, 1974; Millard, 1959a). Ces unités sont présentes au niveau de la péninsule de Ceuta, Cabo Negro et Beni Bousera (Figure II-3 ; Figure II-5).

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 facies granulites, amphibolites à schistes verts (Bouybaouène et al., 1998; El Maz and Guiraud, 2001; Gueydan et al., 2015; Homonnay et al., 2018; Kornprobst, 1974; Millard, 1959a). Ces unités chevauchent les orthogneiss de Monte Hacho (Figure II-3 ; Figure II-5).

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.1.3.1.4.1 L'unité de Monte Hacho

L'unité de Monte Hacho affleure seulement au niveau de la péninsule de Ceuta et a été récemment identifié 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 (Homonnay et al., 2018; Kornprobst, 1962; Romagny, 2014) (Figure II-3b, coupe A-A'). Le protholite de cette unité est considéré anté-pérmien (Bernard-Griffiths and Kornprobst, 1977).

II.1.3.1.4.1.1 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 (Homonnay et al., 2018; Kornprobst, 1962). La foliation principale est affectée ultérieurement par des zones de cisaillement ductiles normales contemporaines au développement d'une minéralogie à Qtz + Fsp + Bt + Chl + Mus[3] (Homonnay et al., 2018). 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.

Les conditions métamorphiques liées à la formation de la paragenèse synfoliaire (S_p) à Sill + Qtz + Pl + Bt + Ilm ± Grt ± Crd ont été estimées environ 730°C-820°C et 0.55-1 GPa ; conditions typiques de facies granulites. Tandis que la rétromorphose (S_{p+1}) en Qtz + Fsp + Bt + Chl + Mus est à 390–550 °C et 0.1–0.5 GPa; conditions dans le facies des schistes verts (Homonnay et al., 2018).

[3] les abréviations minéralogiques sont d'après (Kretz, 1983).

II.1.3.1.4.1.2 Données géochronologiques

L'anatexie contemporaine à la formation de la sillimanite et de la cordiérite synchrone à Sp a été associée à l'orogenèse 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). Plus récemment, des âges obtenus par U-Th-Pb sur monazite attribuent la foliation principale à un âge aux alentours de 28 Ma (Homonnay et al., 2018) (Figure II-5). Ces mêmes auteurs ont considéré l'âge obtenu par Bernard-Griffiths and Kornprobst, 1977 comme l'âge de l'épisode magmatique antérieur à la foliation (âge des granitoïdes). L'âge de rétromorphose (S_{P+1}) dans les conditions du facies schistes verts et de mylonitisation est d'environ 21 Ma (^{40}Ar-^{39}Ar sur muscovite et biotite, U-Th-Pb sur des monazites) (Homonnay et al., 2018).

II.1.3.1.4.2 Les roches ultrabasiques

Dans les zones internes de la partie Rifaine, les roches ultrabasiques affleurent principalement à deux endroits ; à Ceuta et à Beni Bousera (Figure II-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.1.3.1.4.2.2), 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 (Afiri et al., 2011; Kornprobst, 1974).

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 sectionII.1.3.1.5 ; Elbaghdadi et al., 1996; Hajjar et al., 2017, 2016, 2015; Kornprobst, 1974; Rossetti et al., 2013, 2010)

II.1.3.1.4.2.1 Position structurale des roches ultrabasiques à Ceuta et à Beni Bousera

- <u>A la péninsule de Ceuta :</u> elles affleurent en écaille fortement serpentinisée, d'une taille de quelques centaines de m^2, 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). Ensuite comme un contact contemporain à la schistosité régionale (Sp) (Homonnay et al., 2018), caractérisé par le chevauchement des roches ultrabasiques et des roches des Sebtides inférieures sur les orthogneiss de Monte Hacho. Ultérieurement ce contact a été repris en jeu normal (Homonnay et al., 2018) (Figure II-3b, coupe A-A').

- A Beni Bousera : le massif ultrabasique représente l'affleurement de taille la plus importante (≈70 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.1.3.1.4.2.2 ; II.1.3.1.4.3 et II.1.3.1.4.4) marquée dans les roches métamorphiques sus-jacentes (Afiri et al., 2011; Kornprobst, 1969). Le contact avec ces dernières au SE a été interprété comme une zone de cisaillement ductile (Afiri et al., 2011; Reuber et al., 1982). 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 II-3b, coupe B-B').

II.1.3.1.4.2.2 Données pétrographiques et conditions P-T

Les pyroxénites :

Les pyroxénites intercalées dans le massif de Beni Bousera sont de lithologies variées, on trouve : des enstatitites, 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 rétromorphose 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°C, P > 4.5 GPa et une profondeur qui pourrait être supérieure à 150 km (Atrassi et al., 2011; Davies et al., 1993; Nixon et al., 1986; Pearson et al., 1993, 1989; Slodkevitch, 1982).

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

Les péridotites :

Les péridotites appartiennent à des « péridotites du types alpine » (Kornprobst, 1974, 1970, 1969; Reuber et al., 1982) composées essentiellement de l'lherzolite/harzburgites à spinelle (Kornprobst, 1974, 1969). Afiri et al., 2011 ont distingué une zone de tectonites 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 GPa dans le champ des péridotites à spinelle, tandis que le cœur aurait subi une exhumation lente vers les mêmes conditions, favorisant le rééquilibre de lherzolites/harzburgites à grenat en lherzolites/harzburgites à spinelle.

II.1.3.1.4.2.3 Données géochronologiques

L'âge de mise en place des roches ultrabasiques reste inconnu. 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, 2016).

Cependant, 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 Miocène entre ≈ 25 et 20 Ma (Zindler et al., 1983; Reisberg et al., 1989; Blichert-Toft et al., 1999; Pearson and Nowell, 2004; Figure II-5).

II.1.3.1.4.2.4 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, 1974, 1969; 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 (Draoui et al., 1995; Obata, 1980; 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 sectionII.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; Álvarez-Valero et al., 2014; Frets et al., 2014; Garrido et al., 2011; Gueydan et al., 2015).

II.1.3.1.4.3 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, métabasites, leptynites et certains niveaux ultrabasiques (Kornprobst, 1974; Bouybaouène et al., 1998; El Maz and Guiraud, 2001; Figure II-3). La foliation principale Sp est marquée dans les métapélites par une alternance des lits quartzo-feldspathiques et alumineux (biotite et sillimanite) et est accompagnée d'une phase de plissement (parallèles aux axes des plis isoclinaux des péridotites NNE-SSW).

II.1.3.1.4.3.1 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 rétromorphose 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 rétromorphose 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)[4] (Figure II-4b). Ces conditions sont typiques du facies 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; Figure I-4b) [5].

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

4.3 GPa dans le facies des éclogites diamantifères (Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2011, 2012, 2013; Figure II-4b).

II.1.3.1.4.3.2 Données géochronologiques

En ce qui concerne l'âge de métamorphisme, pour Kornprobst, (1974) la découverte de mineraux isolés des métapélites dans les grès carbonifères des Ghomarides, conduit à considérer l'âge du métamorphisme contemporain de l'orogenèse Varisque.

Plusieurs datations isotopiques ont été achevées 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-5; Michard et al., 1983, 1991; Chalouan et al., 2008). Des datations ^{40}Ar-^{39}Ar sur feldspath potassique dans ces même roches ont donné un âge aux alentours de 21.5 Ma (Figure II-5; Pearson et al., 1993).

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-5; 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-5; 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 and, 22.9 ± 0.7Ma (Melchiorre et al.2017) et 21.5 ± 1.8Ma (Homonnay et al., 2018), dans les métapélites (Figure II-5).

Les âges permiens obtenus 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.1.3.1.4.4 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 II-3; Figure II-5). 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.1.3.1.4.4.1 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 donne une évolution des conditions métamorphiques de 500°C et 0.35 GPa pour l'assemblage de bas degrés dans les micaschistes jusque vers 750°C et 0.7 GPa dans les gneiss migmatitiques marquant un gradient de BP-HT (Figure II-4b; 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 métabasiques

Des corps lenticulaires basiques sont intercalés au sein des gneiss migmatitiques (Aghzer and Haissen, 2005; Kornprobst, 1974). Leurs bordures sont cisaillées 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-4b ; Aghzer and Haissen, 2005).

II.1.3.1.4.4.2 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 (Figure II-5; Gueydan et al., 2015; Homonnay et al., 2018). Ces résultats suggèrent donc une exhumation d'âge miocène pour l'ensemble de l'unité de Filali.

II.1.3.1.4.5 Les filons granitiques

II.1.3.1.5 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-5 ; 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 mises 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 σ1 verticale (Romagny, 2014).

À Beni Bousera, les granites ont été datés à 18.3 ± 1Ma (par méthode Rb-Sr) (Polvé, 1983), et aux alentours de 22 Ma (par méthode ^{40}Ar-^{39}Ar sur biotite et muscovite et U-Th-Pb sur zircon et monazite; Figure II-5; Rossetti et al., 2013).

cet évènement magmatique est à l'origine d'importantes altérations au sein du massif de péridotites (Hajjar et al., 2017).

II.1.3.2 *Domaine interne dans les bétiques*

Comme dans la chaîne rifaine, plusieurs complexes tectoniques sont reconnus dans les zones internes de la Cordillère Bétique et subdivisés en : (i) le Complexe Malaguide (équivalent des Ghomarides) (ii) le Complexe Alpujárride (équivalent des Sebtides) et (iii) le Complexe Nevado-Filabride (Blumenthal, 1927 ; Torres-Roldan, 1979 ; Platt et al 2013 ; Figure II-6 ; Figure II-7).

II.1.3.2.1 Les Malaguides

Le Complexe Malaguide affleure majoritairement dans la partie occidentale de la Cordillère Bétique au nord de Malaga. Dans les Bétiques centrales et orientales, les malaguides affleurent en quelques lambeaux pincés entre les zones internes et les zones externes (Figure II-6 ; Figure II-7; Lonergan, 1993 ; *Vissers et al., 1995*). Le contact entre les unités Maláguides et Alpujárride est décrit comme un détachement extensif (Lonergan et Platt, 1995 ; Booth-Rea et al., 2004). La séquence

stratigraphique de ce complexe est composée de séries paléozoïques à paléogènes (Roep, 1974 ; Makel and Rondeel, 1979). Les unités paléozoïques ont été affectées par une déformation et un métamorphisme varisque montrant des cristallisations dans le faciès des schistes verts (Felder, 1978 ; Balanya, 1991). Un métamorphisme alpin de bas degré a également affecté ces unités (Ruiz-Cruz and Rodríguez Jiménez, 2002).

II.1.3.2.2 Les Alpujjarides

Les Alpujárrides sont l'équivalent du complexe Sebtides dans le Rif. Ces unités sont composées des roches d'âge paléozoïque à triasique et subdivisées en plusieurs sous-unités en comparant les Bétiques occidentales et les Bétiques centrales et orientales (Figure II-6 ; Figure II-7). Ces unités sont séparées par des contacts tectoniques à faible pendage, qui avaient été préalablement interprétées comme des chevauchements (Egeler & Simon 1969), réinterprétées par la suite comme des zones de cisaillement extensives (e.g., Galindo-Zaldivar et al., 1989 ; Martinez-Martinez et al., 2002).

II.1.3.2.2.1 Alpujarrides occidentales :

Dans les Alpujarrides de l'ouest des Bétiques, on peut distinguer deux grands groupes d'unités sur la base des variations lithologiques, de la structure et du métamorphisme : le groupe Casares-Los Reales et le groupe Blanca (Martin-Algarra, 1987 ; Balanya et Garcia-Duefias, 1991).

Le groupe Casares-Los Reales est composée de l'unité de jubrique et les péridotites de Ronda (Figure II-6).

- L'*unité de Jubrique* repose directement sur les péridotites de Ronda. Cette unité est composée de haut en bas par (i) des formations permo-triasiques affectées par un métamorphisme alpin de HP-BT avec des conditions de 7 à 9 kbar et 400 à 480 °C (Balanya et al., 1997) reposées structuralement sur (ii) des gneiss, des migmatites et des kinzigites dont le protholite est d'âge paléozoïque, ces roches ont enregistré un évènement métamorphique de UHP liée à l'orogenèse varisque (330 ± 9 par U- Pb sur zircon Ruiz cruz et Sans de Galdeano 2014), ensuite un événement dans le facies granulites de HT-HP dont les conditions sont de l'ordre de 12-14 kbar et ~850 °C d'âge varisque (287 ±9 Ma par U–Th–Pb sur monazites Massonne et al 2014 ; Barich et al 2014), et un évènement alpin de BP-HT à 5-6 kbar et 750-850 °C d'âge Miocène (Zeck et al 1991 ; Balanya et al., 1997). Les unité permo-triasiques peuvent êtres corrélés avec l'unité d Federico dans le Rif interne tandis que les unités paléozoïques aux roches métamorphiques des Sebtides inferieures.
- Les *péridotites de Ronda* partagent les mêmes caractéristiques physico-chimiques et métamorphique des péridotites de Beni Bousera dans le Rif interne (voir section II.1.3.1.4.2). Ces roches sont également recoupées par des filons granitiques (Cuevas et al., 2016) datés par U/Pb sur zircons entre 21,8 ± 0,5 Ma et 18,08 ± 4,9 Ma. Ces filons sont généralement non déformés et attribués selon certains auteurs à

la mise en place finale des corps ultramafiques ayant entrainé la fusion des unités crustales chevauchées (Cuevas et al., 2006 ; Esteban et al., 2008, 2011, p.201; Frasca et al., 2017).

Le groupe Blanca se trouve sous l'unité de Jubrique ou sous les péridotites, il est et composé de l'unité de Guadaiza, l'unité d'Ojen, et l'unité de Yunquera (Figure II-6) :

- L'*unité de Guadaiza* est composée des roches d'âge paléozoïque à triasique affectée par un métamorphisme inverse depuis le contact avec le massif péridotique, cette unité est constituée dans son sommet par des mylonites suivie par des migmatites métamorphisées dans des conditions de 5.5 à 6.5 kbar et 675 à 750°C (Esteban et al., 2008). L'âge de ce métamorphisme est alpin (U-Th sur zircon a 22.3 ± 0.7 Ma ; Esteban et al., 2011) sous cette auréole on retrouve des schistes et des quartzites reposant sur les migmatites varisques d'Istan (Tubia and Cuevas, 1987).
- L'*unité d'Ojen* est composée de migmatites avec un protholite paléozoïques métamorphosés dans des conditions de 0,83 GPa et d'environ 800 °C en alpin (Tubía et al., 1997). Ces roches contiennent des intercalations ultramafiques qui ont subi un métamorphisme alpin de HP-MT dans le facies eclogitiques avec des conditions de 15-16 kbar et 670-750 °C et de 8 kbar et ~735 °C pour leurs rétromorphose en facies amphibolites (Tubia and Gil Ibarguchi, 1991 ; Tubia et al., 1997, 2009).

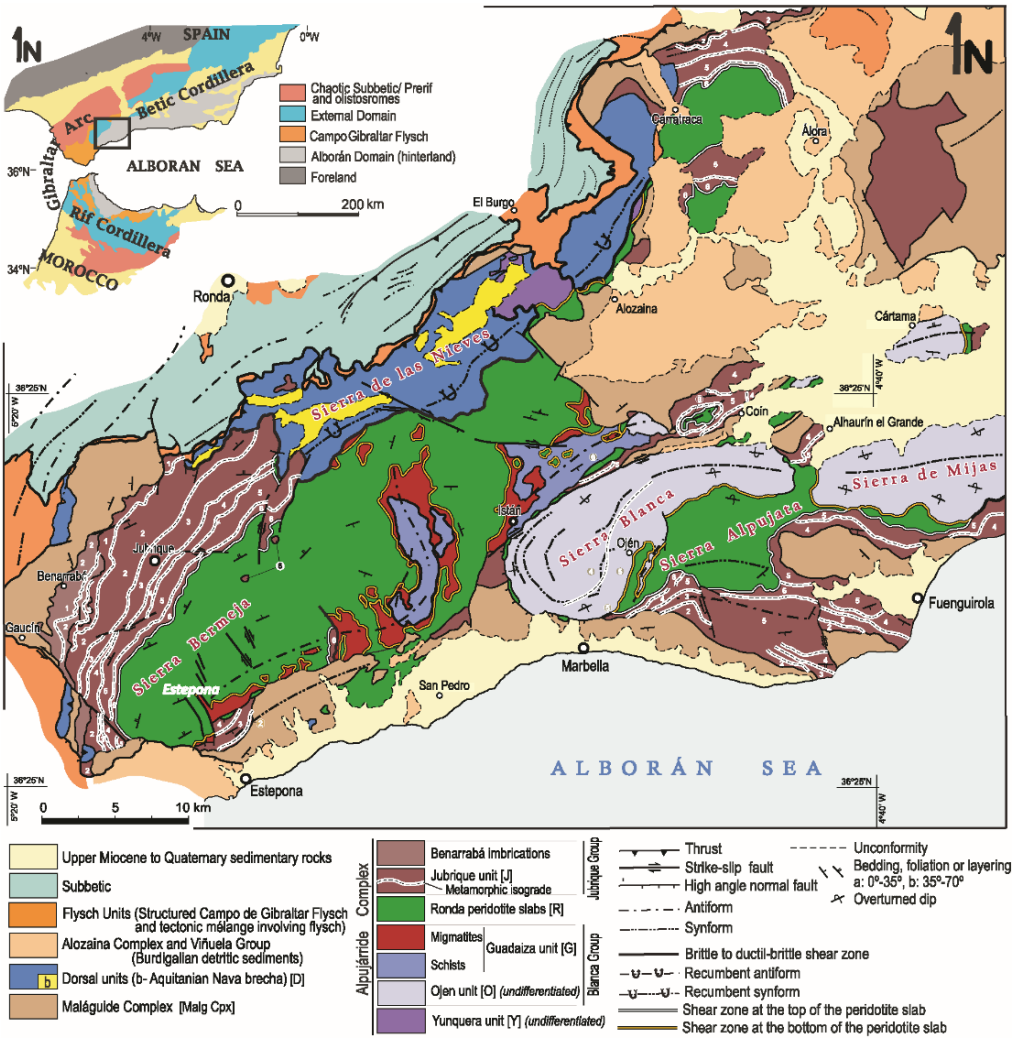


Figure II-6 : *carte structurale des bétiques occidentales (d'après* Barich et al., 2014)

- L'*unité de Yunquera* se trouve structuralement sous l'unité de Jubrique en continuité structurale avec l'unité de Guadaiza et d'Ojen. Cette unité a enregistré un métamorphisme de HP/HT varisque de 13 kbar et 570 °C enregistré dans les gneiss migmatitiques et les micaschistes paléozoïques, et qui est assez similaire à celui de l'unité de Jubrique, (Esteban et al., 2005b). Ensuite, ces roches ont subi une forte décompression avec réchauffement dans des conditions de 6 kbar et 700 °C (Esteban et al., 2005b).

II.1.3.2.2.2 Alpujarrides orientales et centrales :

Le Complexe Alpujárrides des Bétiques centrales et orientales (Figure II-7) est caractérisé par des unités contenant des reliques d'un métamorphisme de HP/BT (paléo-gradient P-T d'approximativement 10 °C/km) essentiellement enregistré dans

les métapélites permo-triasiques (Goffé et al., 1989 ; Azanon et al., 1992 ; Goffe et al., 1996 ; Booth-Rea et al., 2002). Le Complexe Alpujárride orientale donne un pic metamorphique de pression autour de 12-14 kbar et une température à ~400 °C (Booth-Rea et al., 2002). À l'inverse du Alpujárride centrale où le pic est autour de 7-11 kbar et 400-580 °C. Cette différence des conditions métamorphiques est liée à la rétromorphose importante de minéraux de cet assemblage dans la partie centrale. La datation ^{40}Ar-^{39}Ar d'une phengite associé à la carpholite définissant l'assemblage de haute pression-basse température (HP-BT) donne un âge de 25 Ma interprété comme l'âge minimum de cet évènement (Monié et al., 1991). Plus récemment d'autres âges ^{40}Ar-^{39}Ar sur micas donnait des âges alentours de ~48 Ma (Platt et al., 2005). Ces âges ont été interprétés comme l'âge approximatif de l'événement métamorphique HP de ces unités.

II.1.3.2.3 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, 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 II-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 (Behr and Platt, 2012; Jabaloy et al., 1993; Platt and Behrmann, 1986).

II.1.3.2.3.1 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 permiennes (de Jong, 2003, 1991; Patrick Monié et al., 1991; Priem et al., 1966) 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 et al., 2000; Gomez-Pugnaire and Muñoz, 1991) ou (2) de la croûte océanique (Bodinier et al., 1987; Puga et al., 1999).

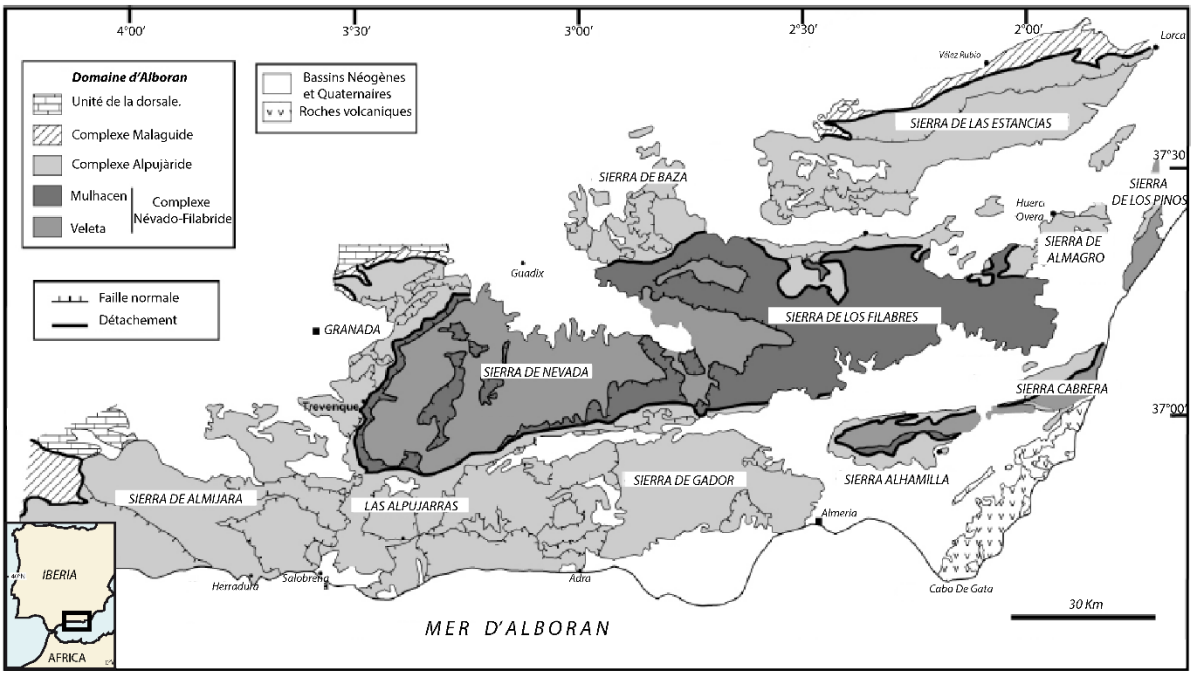


***Figure II-7** : Carte structurale des Bétiques Centrales et orientales, montrant la localisation du complex des Nevado-Filabrides (modifiée d'après Azañón 1994 et Negro 2005).*

II.1.3.2.3.2 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 (Bakker et al., 1989; Gomez-Pugnaire and Fernandez-Soler, 1987; 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 rétromorphose dans les faciès des amphibolites et des schistes verts supérieurs jusqu'à 500-600°C et 0.3-0.4 GPa (Bakker et al., 1989; Gomez-Pugnaire and Fernandez-Soler, 1987; Jabaloy et al., 1993; Soto and Azanon, 1994).

II.1.3.2.3.3 Données géochronologiques

L'âge de l'évènement de HP-BT reste encore mal contraint. Des datations ^{40}Ar-^{39}Ar sur amphibole et micas suggèrent que cet épisode métamorphique s'étend du Crétacé (ca. 86 Ma) au Miocène (ca. 10 Ma) (Augier et al., 2005; de Jong, 2003; P. Monié et al., 1991; Platt et al., 2006; Puga et al., 2002). 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 prograde dans les éclogites (Platt et al., 2006) et des âges U-Pb de 17-15 Ma sur zircon (Gómez-Pugnaire et al., 2012; Sánchez-Vizcaíno et al., 2001). 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 (Bessière, 2019).

Pour l'évènement de rétromorphose 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; Patrick 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) (Augier et al., 2005; de Jong, 2003; de Jong et al., 1992; 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.1.4 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 (Banda et al., 1993; Banda and Ansorge, 1980; Galindo-Zaldívar et al., 1997; Hatzfeld, 1976; Medialdea et al., 1986; Torné and Banda, 1992; Watts et al., 1993). Ce socle est composé de roches métamorphiques comparables à celles du complexe Sebtides-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 (Chalouan et al., 1997; Comas et al., 1999, 1992; Jurado and Comas, 1992). Des études sismiques combinées à des forages dans le bassin d'Alboran ont permis d'identifier plusieurs évènements de subsidence et de surrection depuis le début du Miocène jusqu'à aujourd'hui (Comas et al., 1999; Rodriguez-Fernandez et al., 1999). Ces évènements 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 (Bourgois et al., 1992; Chalouan et al., 1997; Cloetingh et al., 1992;

Comas et al., 1999, 1992; Crespo-Blanc et al., 1994; García-Dueñas et al., 1992; J.M. Martínez-Martínez, 1997; Mauffret et al., 1992; Morel and Meghraoui, 1996; Watts et al., 1993; Woodside and Maldonado, 1992). 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 (Martínez-García et al., 2011; J. P. Platt et al., 2003b). La TASZ a concentré la majeure partie du volcanisme de l'arc de Gibraltar du Miocène moyen à l'actuel (Duggen et al., 2004; Hernandez et al., 1987). Elle accommoderait une partie la convergence Afrique-Europe (e.g. Nocquet, 2012).

En raison de son positionnement par rapport aux chaines 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 (Comas et al., 1999, 1992; García-Dueñas et al., 1992; Maldonado and Comas, 1992; Martínez-García et al., 2011; Platt and Vissers, 1989; Watts et al., 1993). 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).

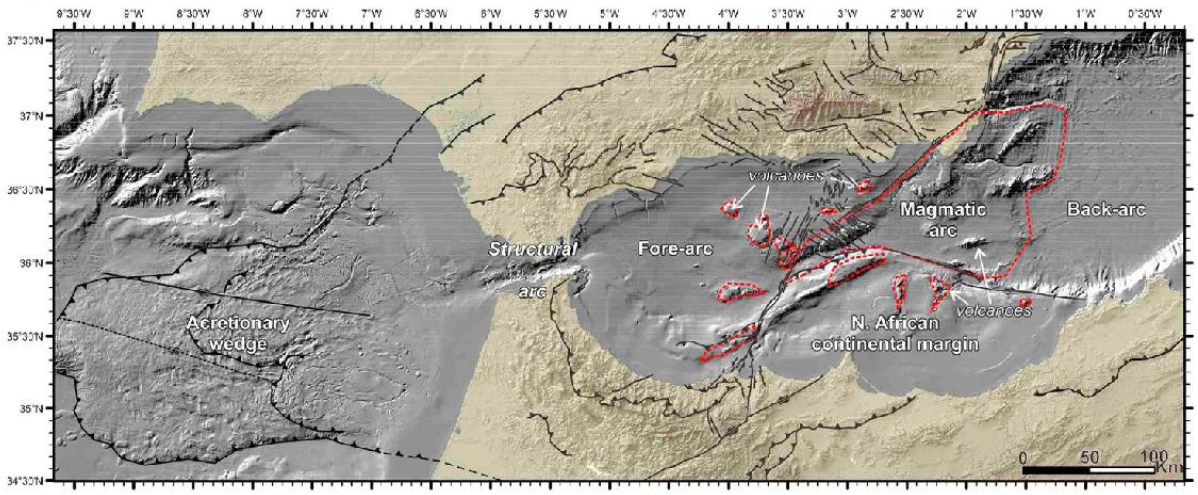


Figure II-8 : *Interprétation du positionnement du bassin d'Alboran par rapport à l'arc magmatique supposé selon Gomez de la Pena et al. (2018).*

II.1.5 Le magmatisme

Les roches magmatiques résultant de l'orogenèse de la chaîne Betico-Rifaine sont principalement localisées dans la Cordillère Bétique, à l'Est du Rif et dans le bassin

d'Alboran (Figure II-9). L'évolution magmatique de l'arc de Gibraltar peut se diviser en quatre épisodes magmatiques (Figure II-10; e.g., Duggen et al., 2004).

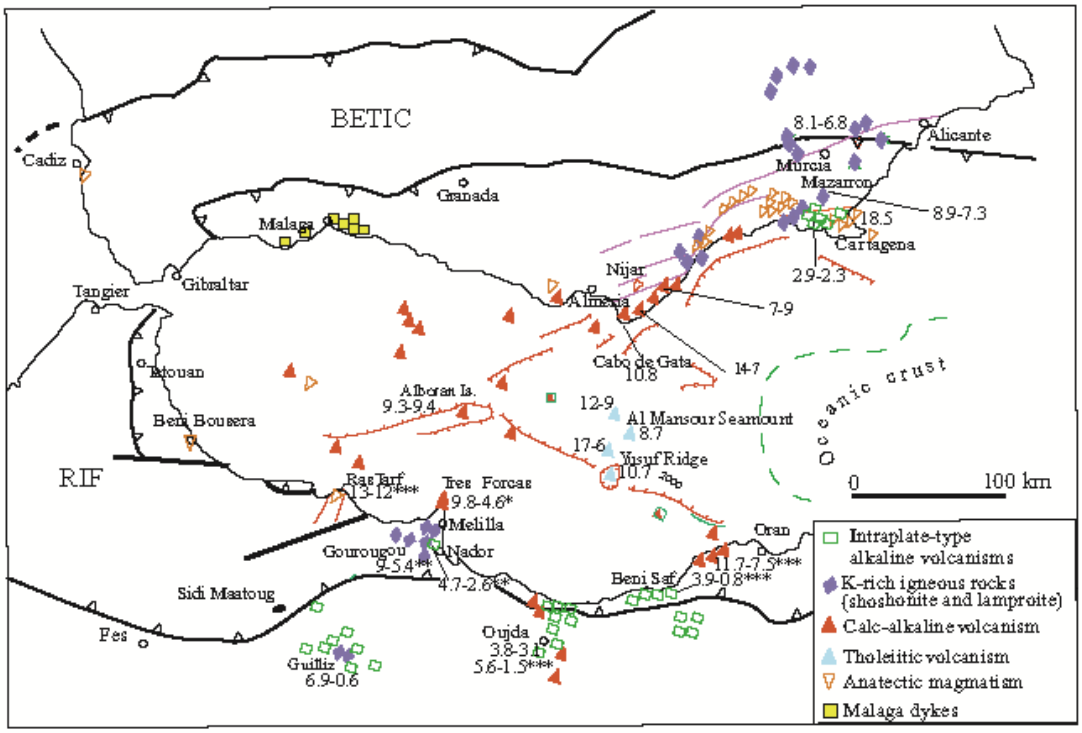


Figure II-9 : *Répartition du magmatisme dans l'arc de Gilbraltar, modifié d'après Chalouan et al. (2008). Ages principalement d'après Duggen et al. 2004, et références incluses), sauf (*) d'après Hernandez et al (1987), (**) d'après Münch et al .(2001), et (***) d'après Maury et al (2000).*

1er épisode Eocène-Oligocène :

L'épisode magmatique le plus ancien est observé dans la région de Malaga au sud-ouest de la Cordelières Bétique (Figure II-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-alcaline (e.g. Duggen et al., 2004; Lustrino et al., 2011). Les études géochronologiques K-Ar et ^{40}Ar-^{39}Ar sur ces roches révèlent deux groupes d'âge (Figure II-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 (Duggen et al., 2004; Esteban et al., 2013; Lustrino et al., 2011; Turner et al., 1999), (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).

2ème épisode Miocène inférieur :

Le premier épisode magmatique est suivi par la mise en place au Miocène inférieur (ca. 22-16,5 Ma ; Figure II-9) de roches plutoniques de différentes compostions avec : (i) des dacites à cordiérite affleurant à Mar Menor (sud-est de l'Espagne ; Figure II-10) donnant un âge ^{40}Ar-^{39}Ar à ca. 18,5 ± 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'Aquitanien-Burdigalien inférieur (J. P Platt et al., 2003; Rossetti et al., 2010; Zeck et al., 1989a). Ces leucogranites se seraient refroidi à de faibles profondeurs (< 4 kbar) et 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'anatexie serait lié à un évènement thermique pendant le retrait de la plaque plongeante du système de subduction (Rossetti et al., 2013).

3ème 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 (Duggen et al., 2008, 2005, 2004; El Bakkali et al., 1998; 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 II-9 ; Figure II-10) : (i) des laves tholéiitiques, mises en place entre ~12,7 et 8,7 Ma et localisées au centre du bassin d'Alboran (Figure II-9), qui sont typiques des fronts d'arc ; (ii) des laves calco-alcalines, entourant les laves tholéiitiques (Figure II-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).

4ème 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 II-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 (1er basaltes alcalins) et 4,8 Ma (dernières shoshonites) (Figure II-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 II-9 ; Figure II-10). L'origine de ces magmas est reliée à la fusion partielle du manteau lithosphérique sous-continental, métasomatisé lors d'une subduction Miocène ou antérieure (Beccaluva et al., 2011; Coulon et al., 2002; Duggen et al., 2005, 2004; El Bakkali et al., 1998; Gill et al., 2004; Louni-Hacini et al., 1995; Turner et al., 1999).

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).

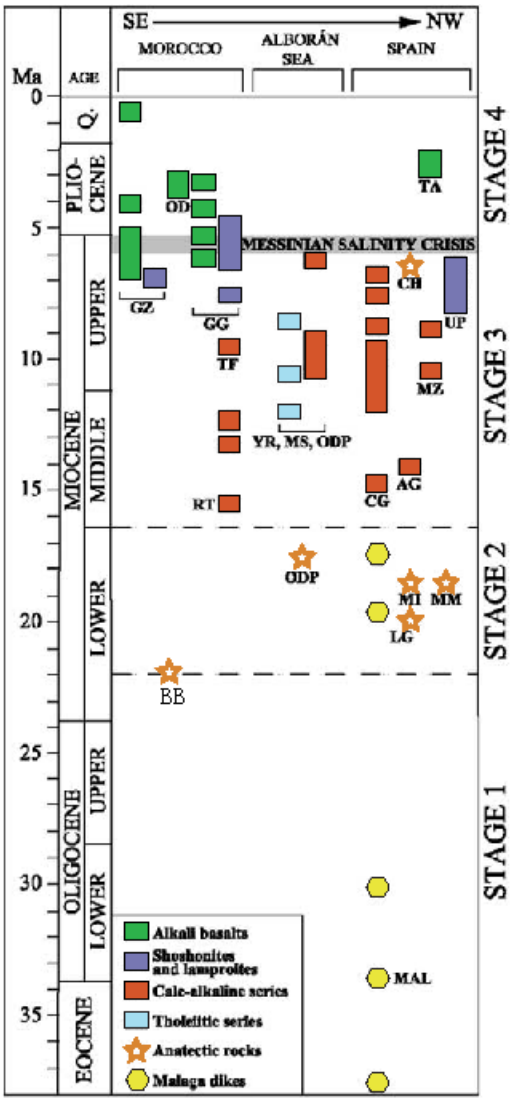


Figure II-10 : *Tableau chronologique du magmatisme de l'arc de Gibraltar résumant les données 40Ar-39Ar, (modifié d'après Duggen et al., (2004) et références). Abbréviations: GZ, Guilliz; OD, Oujda; GG, Gourougou; TF, Trois Furches; RT, Ras Tarf; BB, Beni Bousera; ODP, Ocean Drilling Program Holes 977 and 978; YR, Yusuf Ridge; MS, Mansour Seamount; MAL, Malaga dikAes; 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.*

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 II-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 (Banda et al., 1993; Galindo-Zaldívar et al., 1998; Hatzfeld, 1978; Watts et al., 1993). 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).

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 (Torne et al., 2000a).

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 I-11 ; Bezada et al., 2013; Chertova et al., 2014) .

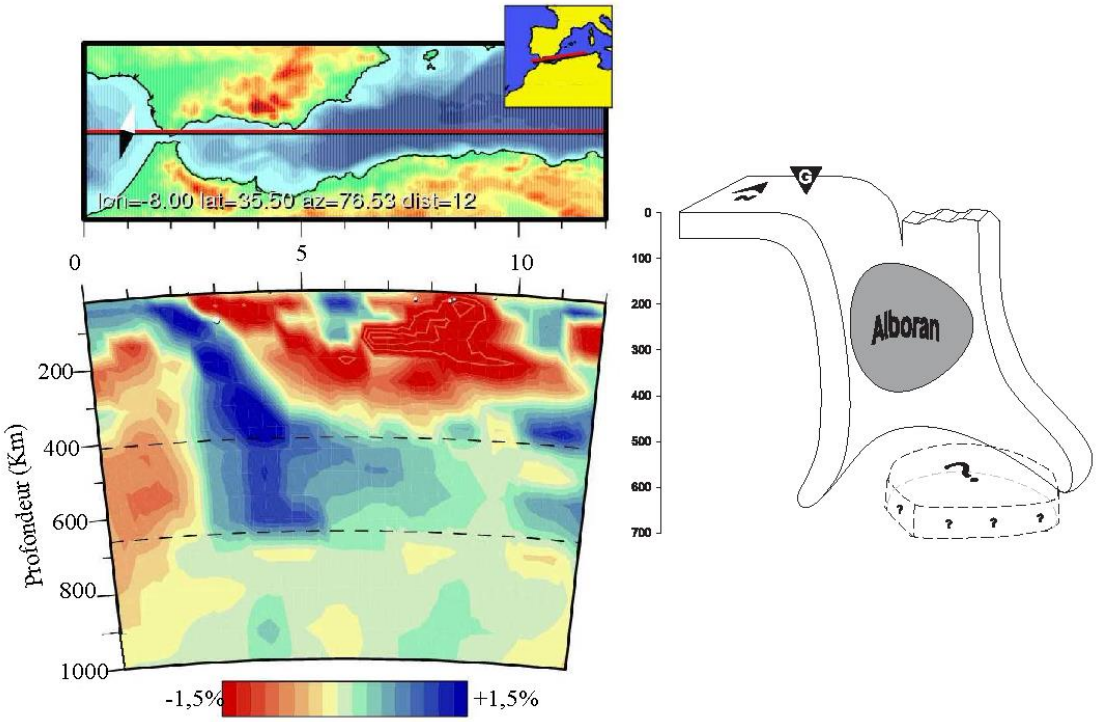


Figure II-11 : *A gauche : coupe tomographique à travers les Bétiques, le domaine d'Alboran et le bassin algérien. Les points blancs représentent les séismes majeurs (magnitude >4.8) localisés dans les premiers 25 km. Les lignes pointillées dans la section représentent les discontinuités à 410 et 660 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 pointillées et le point d'interrogation montrent qu'une partie du panneau est possiblement détachée dans la zone de transition manteau inférieur et supérieur.*

Cette anomalie positive a été interprétée comme une partie du manteau lithosphérique qui se serait détachée (Calvert et al., 2000; Carminati et al., 1998). 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.

II.3 Cinématique des plaques et sismicité active

II.3.1 Données paléomagnétiques

Les diverses études paléomagnétiques qui ont été menées sur l'ensemble des chaînes Bético-Rifaines montrent généralement une rotation horaire pour les Bétiques et une rotation anti-horaire pour le Rif.

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 (Allerton et al., 1993; Platt et al., 1995; Platzman, 1992). 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; Cifelli et al., 2008; Mattei et al., 2006; Osete et al., 2004; Platzman et al., 1993; O Saddiqi et al., 1995) voire anté Tortonien supérieur.

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

L'ensemble de ces données démontre que la courbure de l'arc de Gilbraltar 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 II-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 (Feinberg et al., 1996; Platzman et al., 1993).

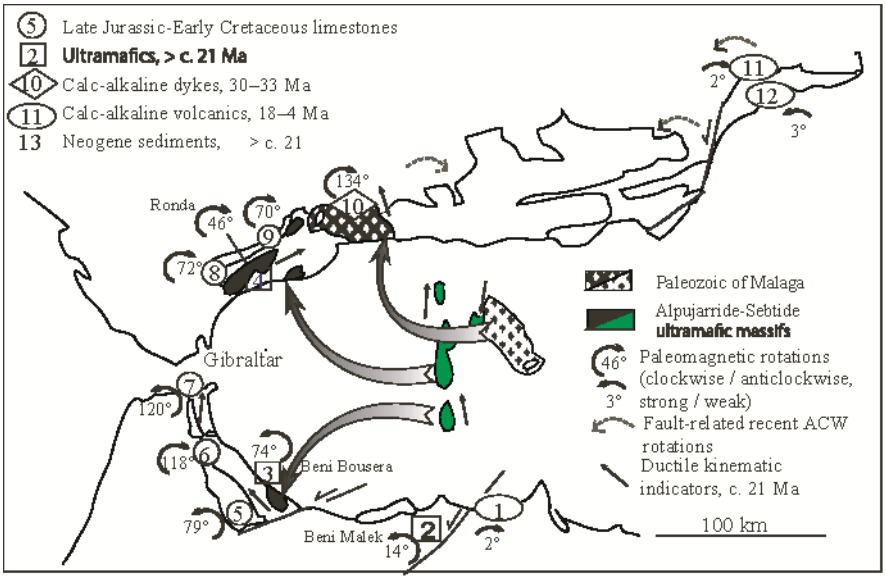


Figure II-12 : *Rotations paléomagnétiques (valeurs moyennes) et sens de cisaillement enregistrés dans les zones internes des chaînes Bétiques et Rif (d'après Feinberg et al.,1996 et Chalouan et Michard, 2004). (1) Najid et al. (1981) ; (2) Elazzab et Feinberg (1994) ; (3) Saddiqi et al. (1995); (4)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

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 II-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 II-13b; 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 II-13c ; Figure II-13d). 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 joindre 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 a été limitée par la Trans-Alboran Shear Zone (TASZ) (Figure II-13b ; Figure II-13d).

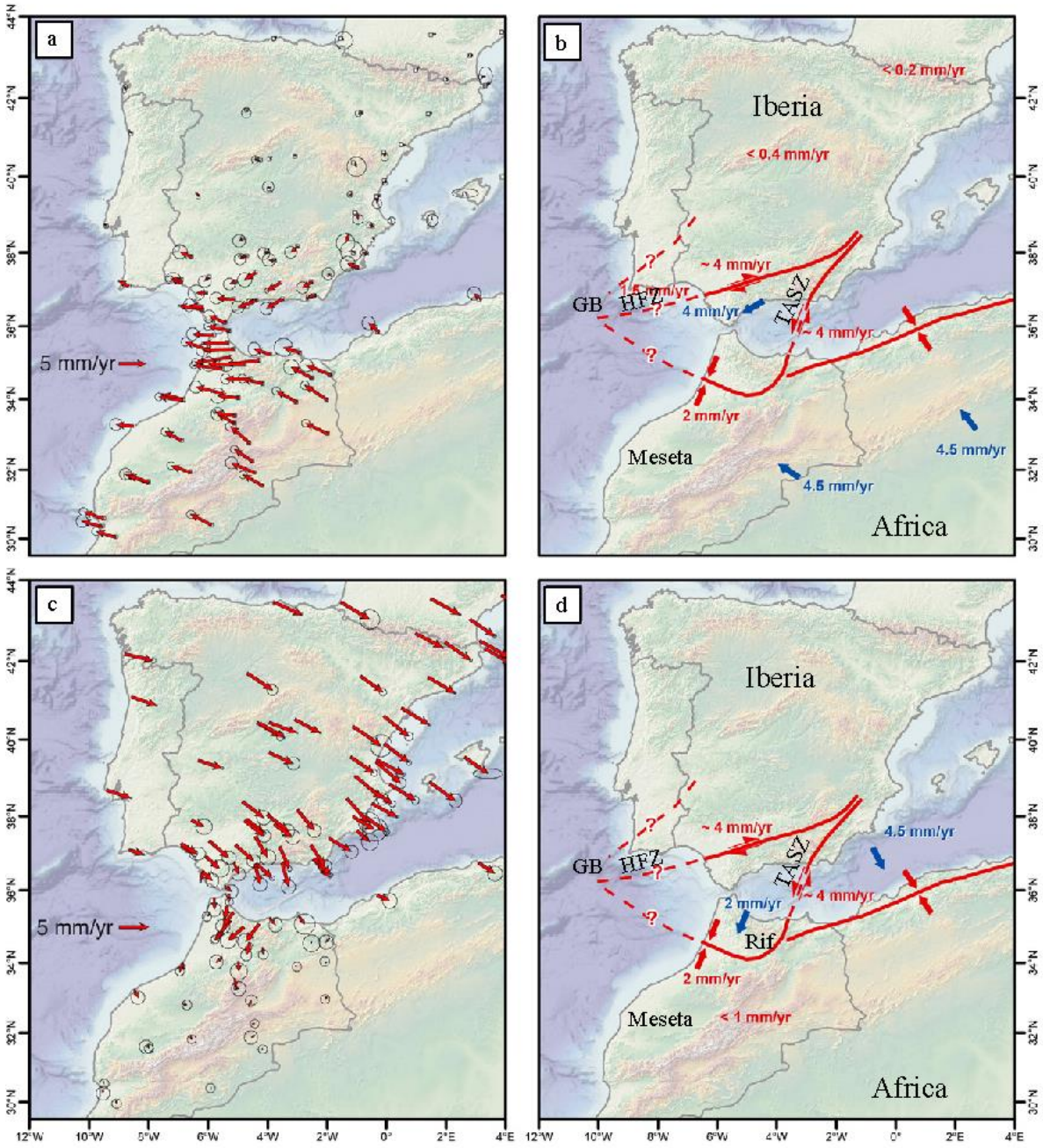


Figure II-13 : *Cinématique actuelle des plaques pour la région ouest méditerranéenne (Nocquet, 2012). a. carte des champs de vitesses avec la plaque eurasienne considérée comme référence. b. modèle cinématique avec la plaque eurasienne considérée comme référence (d'après Koulali et al., 2011). Les flèches 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.*

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 II-14). Plusieurs séismes puissants 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 chaine du Rif et le bassin d'Alboran (Figure II-14; 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 II-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 II-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.

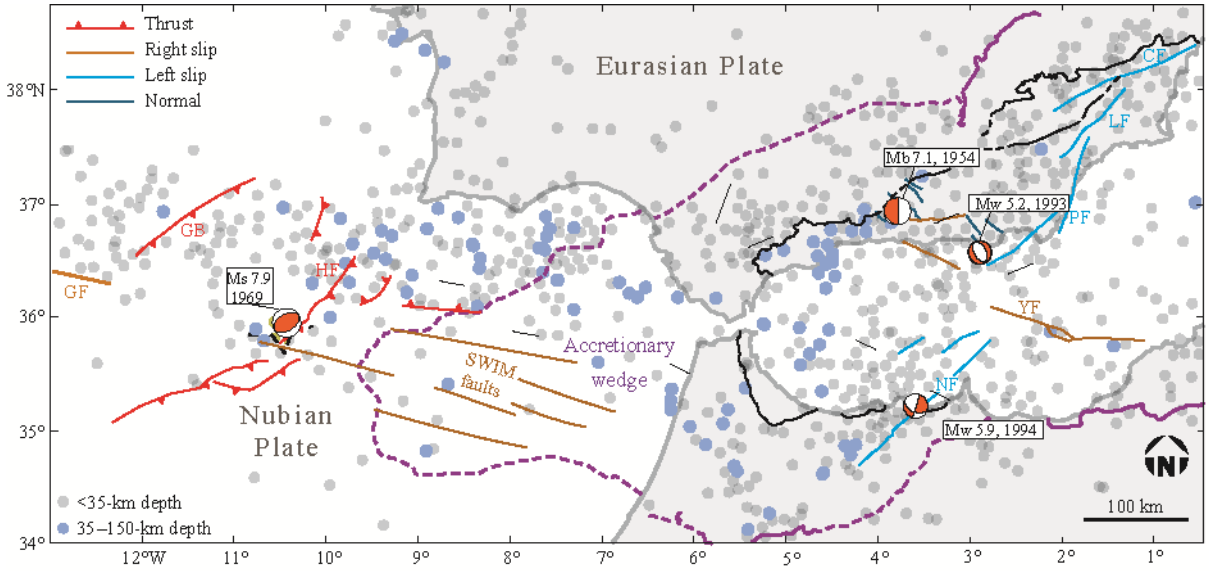


Figure II-14 : *Carte montrant la localisation des épicentres des séismes > M4 depuis 1901 à l'actuel (modifiée d'après Platt et al 2013 et Serpelloni et al. 2007) avec quelques mécanismes au foyer d'après Gutscher et al. (2002). Abréviations : CF, Crevillente fault; GB, Gorringe Bank; GF,Gloria Fault; HF, Horseshoe fault; LF, Lorca fault; NF, Nekkor fault; PF, Palomares fault;YF, Yussuf fault*

II.4 Evolution géodynamique de l'Arc de Gibraltar

II.4.1 Evolution pré-alpine

L'histoire préalpine de la chaîne bético-Rifaine commence par l'identification des vestiges structuraux, métamorphiques et magmatiques pour lesquels les âges sont majoritairement compris entre le Carbonifère supérieur et le Permien inferieur (décrites plus loin ci-dessous) et qui ont été attribués aux deniers stades de l'évolution de la chaîne varisque. Donc il demeure important de préciser l'extension géographique de cette chaîne et de décrire *lato sens*u, la configuration des plaques et la géodynamique durant et après cette époque afin d'en tirer par la suite quelques points utiles à la discussion.

La chaîne varisque (au sens de H. Stille) est formée suite à la subduction de la Paleotéthys et la collision entre l'Eurasie et la Gondwana entre le Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur et le Permien inférieur (Stampfli and Borel, 2002 ; Winchester et al., 2002 ; Scotese, 2004 ; Murphy et al., 2006; Nance et al., 2010, 2012; van Staal et al., 2012; Domeier and Torsvik, 2014 ; Figure II-15a **;** Figure II-15b). Cette collision entre ces bloques continentaux a abouti à la formation de la Pangée vers le début du Permien (e.g., Matte, 2001 ; Stampfli and Borel 2002 ; Domeier and Torsvik, 2014 ; Figure II-15b).

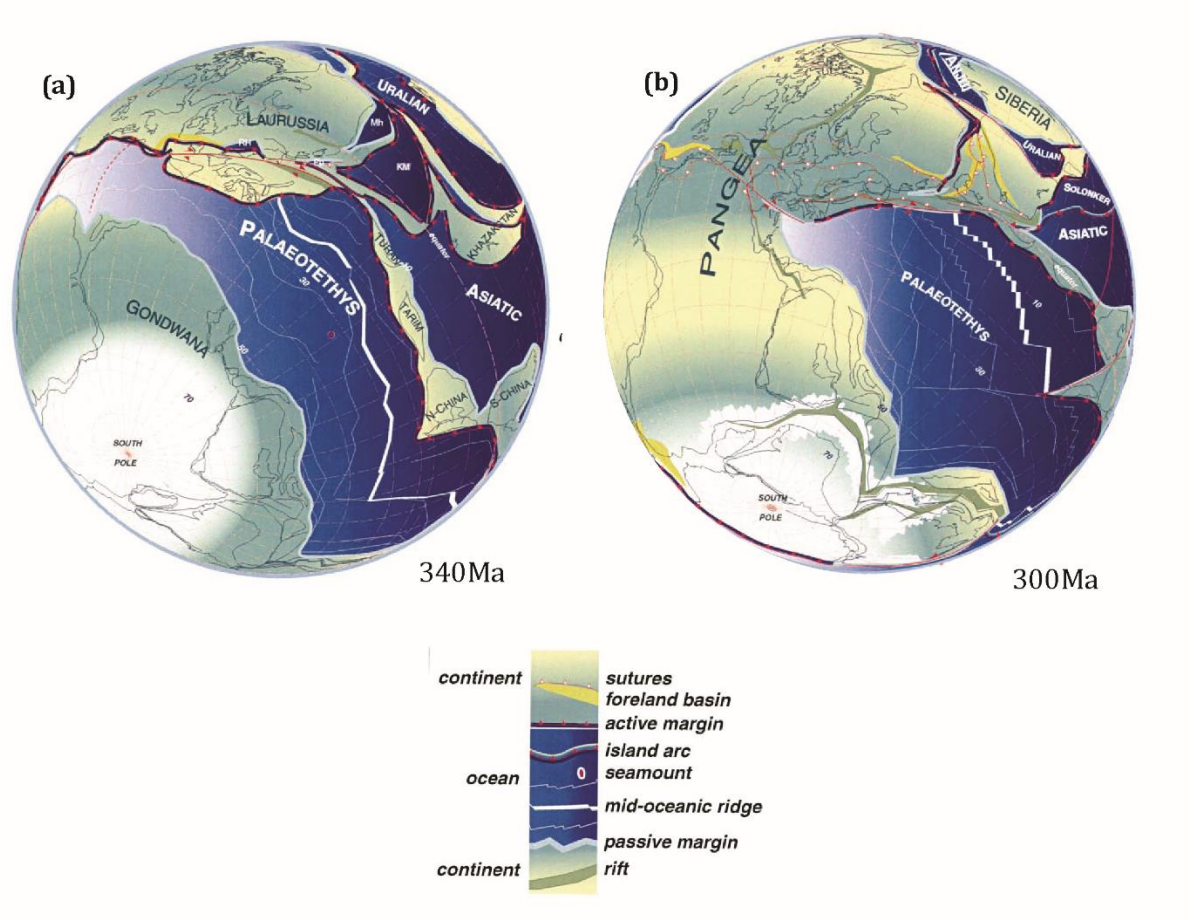


Figure II-15 : *reconstitutions paléogéographiques des plaques tectoniques entre Carbonifère inférieur et Permien inferieur d'après Stampfli and Borel (2002). (a) l'initiation de la subduction et la fermeture de l'océan Paleothéthys. (b) collision entre la Gondwana et l'Eurasie et formation du pongée.*

II.4.1.1 *Extension géographique de la chaîne varisque :*

Auprès des vestiges trouvés dans la chaine Bético-Rifaine, la chaîne varisque est documentée, dans la *Meseta* plus au sud au Maroc. Dans la Meseta occidentale, des événements de compression ont été datés de 310 à 295 Ma dans le massif de Rehamna, suivis par la mise en place de granitoïdes syntectoniques entre 300 et 280 Ma (Baudin et al., 2001 ; Chopin et al., 2014). Un métamorphisme avec des conditions de 0.5–0.7 Gpa, 500–550°C a été décrit dans dans la zone de cisaillement de la Meseta occidentale (WMSZ), l'âge de cet évènement est compris entre 330Ma et ~ 300Ma (Michard et al 2008 et références). Dans la Meseta orientale, les granitoïdes syntectoniques se sont mis en place vers 320-300 Ma (Diot et Bouchez, 1991 ; El Hadi et al., 2003).

Plus au Sud de la meseta dans l'*Anti-Atlas*, une déformation compressive affecte des formations d'âge Carbonifère inférieur, l'absence du carbonifère supérieur et le Permien dans ce dernier rend difficile de connaitre l'âge exact de cette déformation (Michard et al., 2008 et références). Des datations K-Ar su micas des formations d'âge

Cambrien, schistes et granites donnaient des âges Entre 357±9Ma à 291± 7Ma (Bonhomme and Hassenforder, 1985 ; Soulaimani and Piqué, 2004) interprétés comme l'âge de la déformation compressive varisque qui affecte la chaîne Anti-Atlasique.

La chaîne des *Mauritanides* qui affleure au sud du Maroc, au Sénégal, à Mali et en Mauritanie contient également des vestiges de la déformation et du métamorphisme varisque, des lentilles éclogitiques y ont été daté datées par la méthode Sm-Nd à 330 Ma. De plus, une déformation compressive des Mauritanide y est datée à ~ 310Ma par la méthode K-Ar et ^{39}Ar-^{40}Ar sur micas (Le Goff et al., 2001; Michard et al., 2008 et références)

Dans le nord de l'Algérie (Kabylie, Edough), des événements varisques ont également été décrits. Dans les massifs *kabyles*, un événement métamorphique dans le facies schiste vert a été daté de 314 Ma à 295 Ma (Ar-Ar sur micas ; Monié et al., 1988). Un événement magmatique majeur a été daté de 280 Ma à 270 Ma et était lié à une fusion partielle au cours du dernier stade de l'épaississement de la croûte (U-Pb sur zircon Peucat et al., 1996). Dans le massif d'*Edough*, un épisode magmatique caractérisé par la mise en place des leucogranites a été daté à 308 ± 7 Ma (Bruguier et al., 2009).

De même, dans les *Appalaches* d'Amérique du Nord, la compression de la chaîne alléghénienne a eu lieu durant le Carbonifère supérieur- permien inférieur (Hatcher, 2010), associée à un métamorphisme, une fusion partielle et des intrusions granitiques syntectoniques vers 300-280 Ma (Hatcher, 2002 ; Hermes et Murray, 1988 ; Walsh et al., 2007).

La *chaîne varisque européenne*, s'édifie entre le Dévonien et le Carbonifère. L'arc ibérique y est développé suite d'un raccourcissement durant le carbonifère supérieur (Gutiérrez-Alonso et al., 2011, 2012 ; Chopin et al 2014). Une compression a eu lieu le long de la marge nord du domaine armoricain central (Lacquement et al., 2005 ; Ballèvre et al., 2009), en même temps, le massif central français a été affecté par une épisode d'extension et la mise en place des intrusions magmatiques syntectonisques (Faure, 1995 ; Faure et al., 2009, et références), la compression était au maximum à l'*Oural* à cette période. A la fin du Carbonifère supérieure, une forte trans-pression affecte la chaîne varisque européenne (Chopin et al 2014). Au permien inférieur, une extension généralisée affecte la chaîne varisque menant à l'effondrement de la chaîne vers le Permien moyen (Edel et al 2018).

II.4.1.2 *Effondrement de la chaine varisque et Dislocation de la Pangée :*

Après l'orogenèse 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 II-16a). Cette dynamique se traduit également par la séparation des plaques Afrique et Eurasie (e.g. Vergés and Fernàndez, 2012). Au Jurassique l'océan Téthys s'ouvre en transtension (e.g. Dewey et al., 1989) créant des marges continentales passives du coté africain et ibérique du bassin Tethys (Figure II-16b). 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).

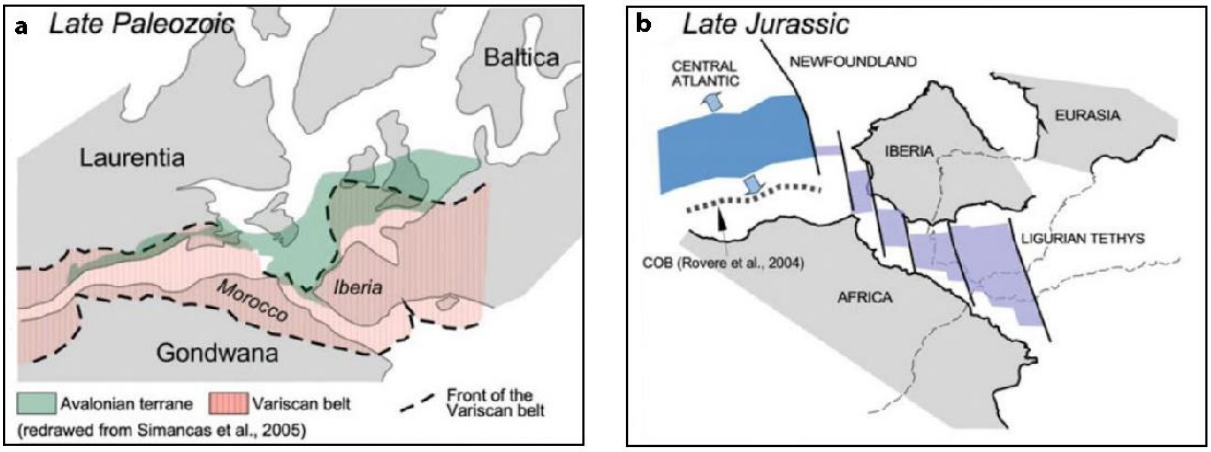


Figure II-16 : *reconstructions géodynamiques de l'océan Atlantique central et de la Méditerranée occidentale (modifié d'après Oliveira, 2019). a : dislocation de la Pangée à la fin du cycle orogénique varisque (fin Permien) ; b. ouverture de l'océan Atlantique central et de l'océan Téthys au Jurassique supérieur.*

II.4.2 Evolution 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) ou encore ~35 Ma (Rosenbaum et al., 2002). 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 (Lonergan, 1993) et les datations radiométriques sur le métamorphisme de haute pression dans les Bétiques (e.g. Monié et al., 1992; Bessière, 2019) suggèrent que la convergence a commencé ou était déjà en cours à la fin de l'Éocène, bien que des dates antérieures aient été proposées (e.g. de Jong, 1991). L'orogenèse 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 AlKaPeCa[6] avec l'Afrique et l'Ibérie.

[5] 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).

Plusieurs modèles sont alors proposés pour expliquer les processus provoquant cette extension (Figure II-17) :

- 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 (Calvert et al., 2000; García-Dueñas et al., 1992; Seber et al., 1996).

- une rupture d'une plaque plongeante dans un contexte de subduction (slab break-off) (Blanco and Spakman, 1993; Carminati et al., 1998; Spakman et al., 1993; Zeck, 1996).

- un amincissement arrière-arc lié au retrait de la fosse de subduction (Lonergan and White, 1997; Michard et al., 2002; Leigh H Royden, 1993).

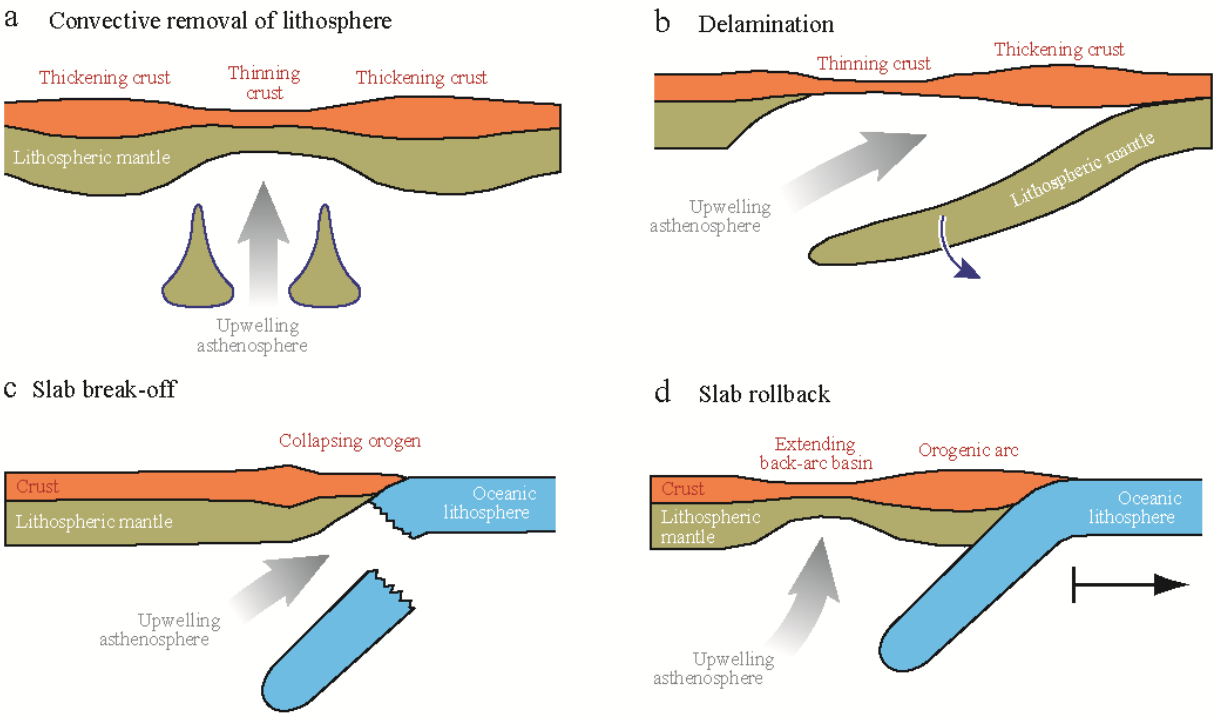


Figure II-17 : *Modèles proposés pour la géodynamique de la Méditerranée occidentale. (Modifiée d'après Platt et al 2013)*

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 II-17a). 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; J. P. Platt et al., 2003a, 2003b; Platt et al., 1998; Platt and Vissers, 1989).

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-continental 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 II-17b). 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 (Calvert et al., 2000; García-Dueñas et al., 1992; Seber et al., 1996).

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 II-17c). 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 (Carminati et al., 1998; Zeck, 1996) afin d'expliquer les évènements 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 II-10). Aujourd'hui une déchirure de slab est plutôt privilégiée au lieu d'un détachement total. (Spakman et al., 2018; Spakman and Wortel, 2004).

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-17d ; 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; Leigh H Royden, 1993; Leigh H. Royden, 1993).

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-18; García-Dueñas et al., 1992b; Lonergan and White, 1997; Vergés and Fernàndez, 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.

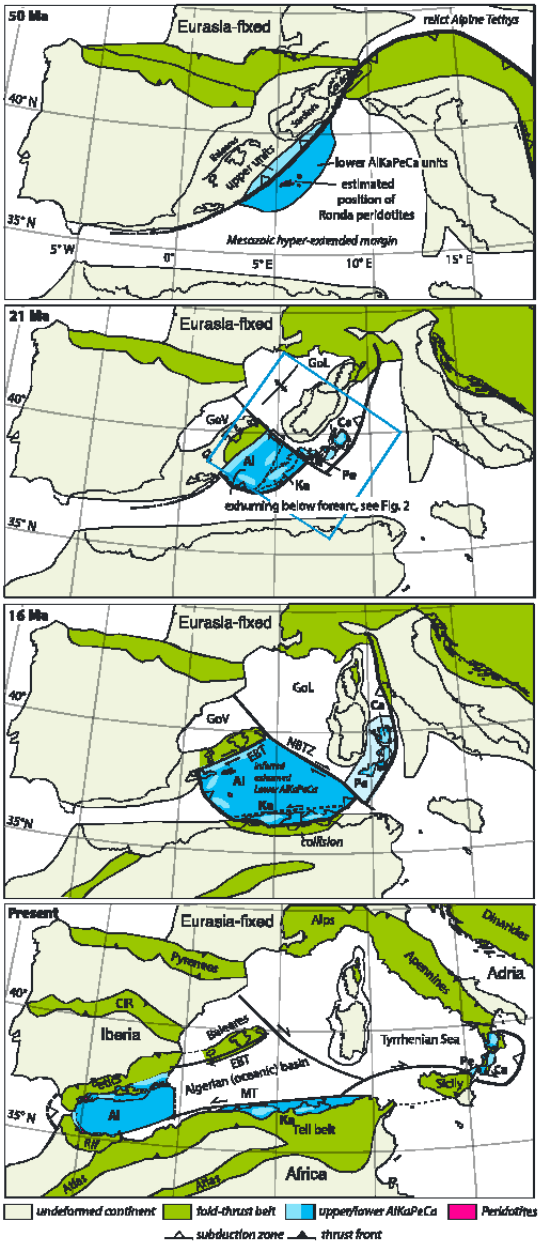


Figure II-18 : *Reconstruction de la position du micro-continent AlKaPeCa depuis 50 Ma (van Hinsbergen et al., 2014). «upper AlKaPeCa» fait référence aux unités équivalentes aux Ghomarides, «lower AlKaPeCa» fait référence aux unités équivalentes aux Sebtides.*

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-19a; 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-19b; 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-19c; Vergés and Fernàndez, 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-19d; e.g. Michard et al., 2002b).

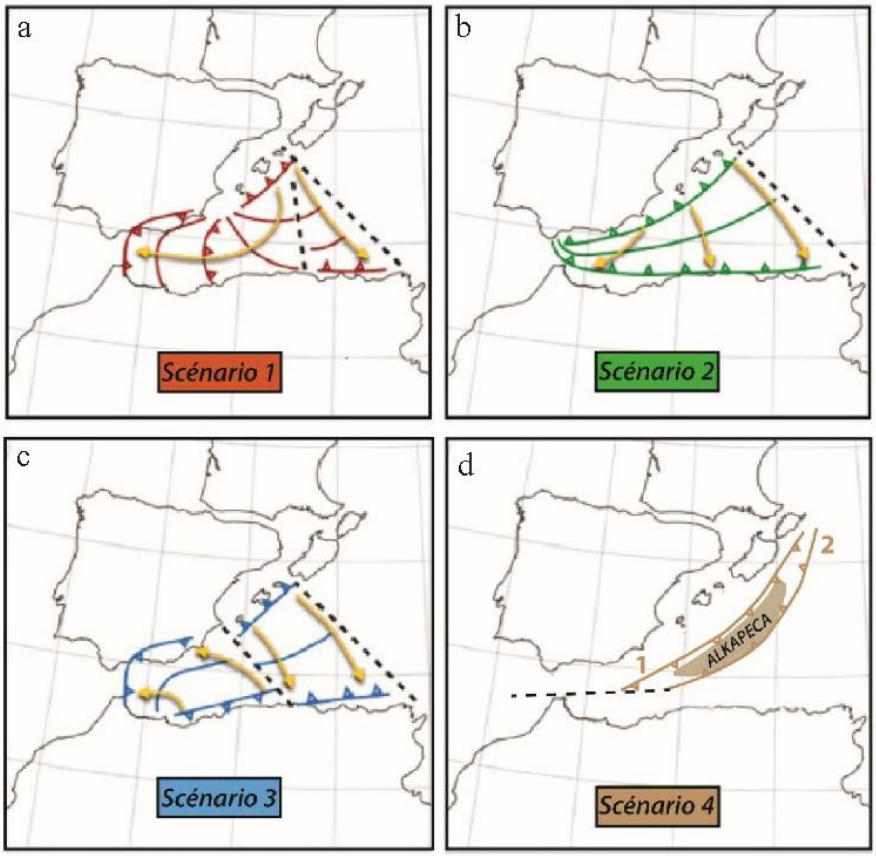


Figure II-19 : *Illustration du retrait du plan de subduction selon 4 scénarios pour la région ouest de la Mediterannée pour une palégéographie ~35Ma (d'après van Hinsbergen et al. 2014, modifiée d'après Chertova et al., 2014 a. Scénario 1 selon le modèle de Rosenbaum et al. (2002) ; Spakman et Wortel (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 et Fernàndez (2012). d. Scénario 4 selon le modèle de Michard et al, (2002).*

II.4.2.2.5 Limite de ces modèles

Les trois dernières 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 (Bezada et al., 2013; Calvert et al., 2000; Chertova et al., 2014; Grimison and Chen, 1986; Gutscher et al., 2002; Pedrera et al., 2011; Seber et al., 1996; Spakman and Wortel, 2004). Cette zone est aussi caractérisée par des anomalies gravimétriques négatives (Banda et al., 1980; Torne et al., 2000b) 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., 1999, 1992; Maillard and Mauffret, 1993). Par ailleurs, le modèle de l'érosion mantélique a été conçu 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 simisque actuelles. Les modèles de délamination et de retrait de la fosse de subduction, sont les modèles les plus explicatifs de la dynamique de la méditerannée occidentale. Toutefois, le modèle de subduction suivie d'un retrait de la plaque plangeante vers l'ouest (Lonergan and White, 1997; Leigh H Royden, 1993; Spakman and Wortel, 2004) est le precessus le plus accepté actuellement pour expliquer la structure actuelle de l'arc de Gibraltar (Bezada et al., 2013; Chertova et al., 2014; Faccenna et al., 2014; Gutscher et al., 2002; Jolivet et al., 2013; Lonergan and White, 1997; Mancilla et al., 2015; Leigh H Royden, 1993; Spakman and Wortel, 2004; Van Hinsbergen et al., 2014; Vergés and Fernàndez, 2012; Villaseñor et al., 2015).

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 inferieur (Allerton et al., 1993; Calvo et al., 2001, 1997; Chalouan et al., 2008; Cifelli et al., 2008; Mattei et al., 2006; Osete et al., 2004; Platzman et al., 1993). 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 (Crespo-Blanc, 1995; J.M. Martínez-Martínez, 1997; Rodriguez-Fernandez and Martin-Penela, 1993). 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 (Clauzon, 1996; Do Couto et al., 2014; Hsü, 1973; Krijgsman et al., 1999; Ryan, 1976).

CHAPITRE III EVOLUTION POLYCYCLIQUE DE L'UNITE METAMORPHIQUE DE BENI BOUSERA.

Dans ce chapitre, l'étude est focalisée sur l'unité métamorphique de Beni Bousera (Figure III-1) dans les Sebtides inférieures, qui a enregistré une histoire tectono-métamorphique polycyclique. L'objectif est de distinguer les évènements liés au cycle orogénique varisque de ceux liés au cycle alpin en s'appuyant sur des analyses structurales, pétrologiques (pétrographie, géochimie, thermobarométrie et modélisation thermodynamique), et des datations géochronologiques dans le système U-Th-Pb sur monazite et dans le système ^{40}Ar-^{39}Ar sur biotite et muscovite. L'ensemble de ces éléments nous permettra de tracer l'histoire tectono-métamorphique de cette unité et de préciser le contexte géodynamique des différents événements enregistrés.

III.1 Observations sur le terrain et analyses structurales

Les métapélites de l'unité métamorphique de Beni Bousera se caractérisent à l'échelle de l'affleurement par une structure foliée (e.g., Figure III-2a, 2c-2f), parfois localement granoblastique (Figure III-2b). La foliation principale est marquée par une alternance de niveaux quartzo-feldspathiques (ou des leucosomes) dont l'épaisseur peut varier de quelques millimètres à plusieurs décimètres (e.g., Figure III-2d) contenant en proportion mineure (moins de 15%) le grenat, la biotite et la muscovite et des niveaux alumineux composés de grenat, de biotite, de disthène et de quartz (<40%). Dans les deux lithologies, les cristaux de grenat montrent souvent une zonation visible à l'œil nu, avec un cœur de couleur rouge violacé très sombre à noir, et une bordure avec une couleur beaucoup plus claire. Leurs tailles dépassent souvent les 6mm, et peuvent arriver jusqu'à 6cm. La linéation minérale est marquée par l'orientation préférentielle des cristaux de disthène et/ou de sillimanite et de biotite. Des intercalations de natures variées peuvent être rencontrées au sein de ces métapélites ; on note la présence de niveaux calciques et de niveaux basiques boudinés et moulés par la foliation principale (Figure III-2c).

L'analyse structurale menée sur 5 stations montre que l'attitude de la foliation et de la linéation d'étirement à l'échelle cartographique souligne fortement l'allure du pli tardif de Beni Bousera ((Figure III-1)) :

- Au NO du massif (stations 1 à 5) la foliation principale a une orientation dispersée avec deux orientations dominantes de direction NO-SE et E-O. Le pendage varie de 20° à 76 ° vers le SO et se redresse à l'approche du contact avec les péridotites (68°-76°, station 2). La dispersion de l'orientation de la foliation est due comme nous le verrons plus loin, à des déformations plus tardives. La linéation d'étirement a une direction qui varie de N-S, NO-SE et NE-SO avec un plongement de 11° à 40° vers le S, le NO et le SO.

– Au SE du massif (oued Amter, station 6), la foliation a une direction qui varie de N-S à NO-SE avec un pendage entre 5° à 44°, mais cette fois-ci pentée vers l'E à NE. La linéation d'étirement a une direction globalement NE-SO et plonge de 3° à 29° vers le NE.

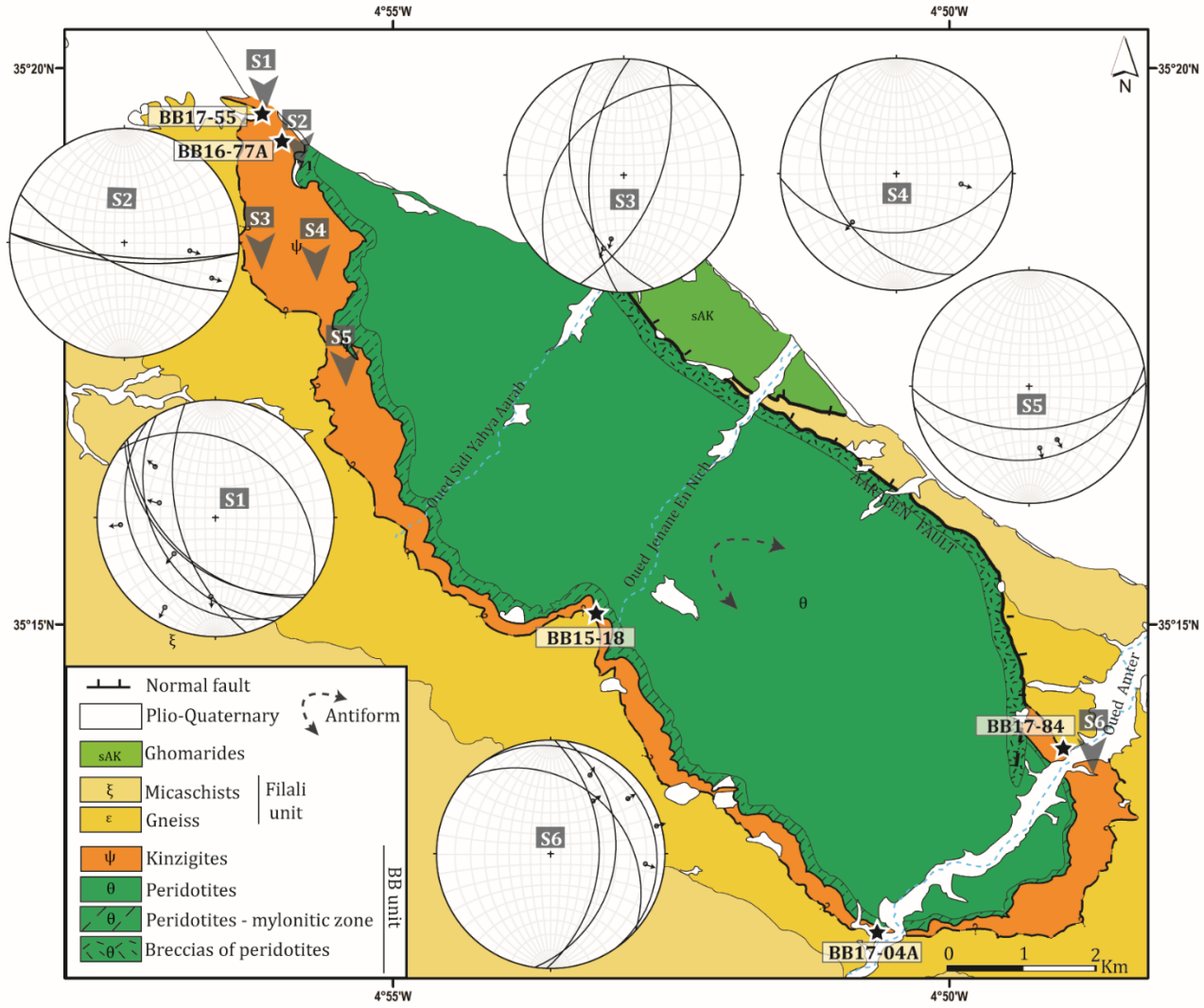


Figure III-1 : *Carte géologique de la région de Beni Bousera (modifiée après Kornprobst, 1959 -1970; Kornprobst, 1966-1970; Reuber et al., 1982). La carte est une combinaison entre les cartes géologiques au 1/50 000 de Bou Ahmed et Bab Berret avec les projections stéréographique sur un Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, des plans de la foliation principale (S2) et de la linéation d'étirement (L2) dans l'unité métamorphique de Beni Bousera. Les étoiles représentent la localisation des échantillons utilisés pour la géochronologie*

La variation de sens de pendage et de plongement de la foliation et de la linéation d'étirement respectivement, en comparant les stations au NO (stations 1 à 5) avec celles de SE (stations 5), est très probablement due aux effets tardifs du plis antiforme NO-SE de grand rayon de courbure de Beni Bousera.

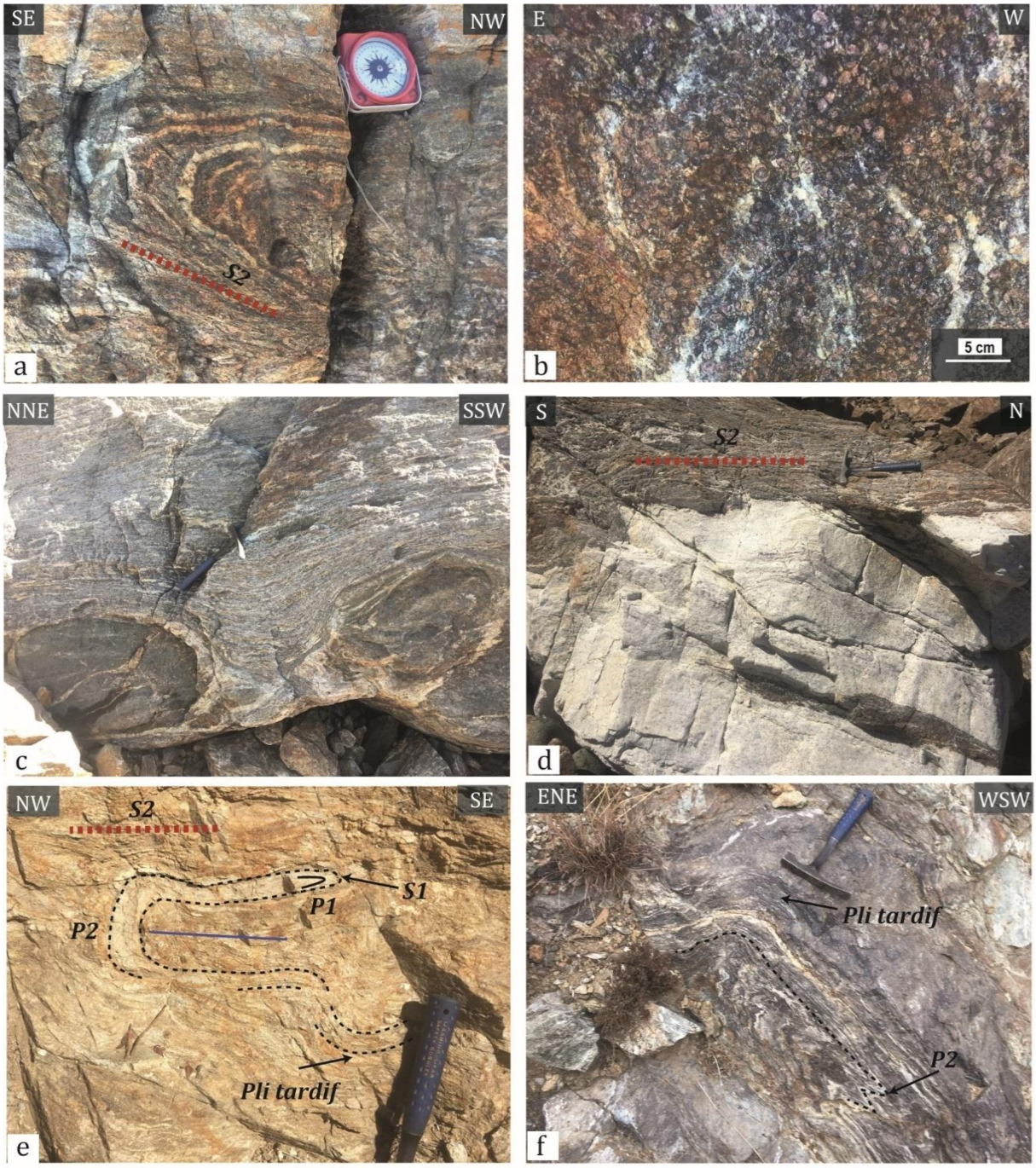


Figure III-2 : *Photos de terrain des métapélites de l'unité de Beni Bousera. (a) foliation principale (S2) et plis synfoliaire (P2). (b) structure granoblastique. (c) niveaux basiques intercalés dans les métapélites, boudinés et moulés par la foliation principale (S2). (d) leucosome parallèle à (S2) (e) interférences de trois générations de plis P1, P2 et Plis tardif . (f) interférences plis (P2) et Plis tardifs.*

La foliation principale (S2) est synchrone de plis isoclinaux de taille centimétrique à décimétrique, dont le plan axial est parallèle à la foliation principale, (*Figure III-2*a, 2e et 2f). Ces plis ont une distribution de l'orientation de leurs axes de N-S à NE-SW (Figure III-3) avec un plongement faible de 2° à 19° vers le nord et aussi vers le sud. Localement on peut observer une structure primaire (S1) transposée dans la schistosité principale (S2), cette schistosité est associée à des plis isoclinaux très

serrées (P1) (*Figure III-2*e). Ces plis (P1), sont repris par les plis (P2) décrits plus haut (*Figure III-2*e), Il est donc difficile d'apprécier leurs orientations du fait de leur petite taille et de leurs reprises par cette phase de plissement qui est plus tardive (P2).

Une troisième génération de plis a été également observée (Figure III-2e, et 2f et Figure III-3), il s'agit de plis ouverts qui plissent la foliation principale et qui ne sont pas associés à une schistosité de plan axial. Les axes de ces plis ont une orientation N-S avec un plongement nul.

Ces plis observés créent une interférence entre les plis (P1) et (P2) et aussi entre les (P2) et les plis tardifs de type 3 (Ramsay and Huber, 1983). La relation entre les plis tardifs observés localement à l'échelle de l'affleurement et le pli à l'échelle cartographique mis en évidence plus haut, (plis de Beni Bousera ; Figure III-1) n'a pas été établie.

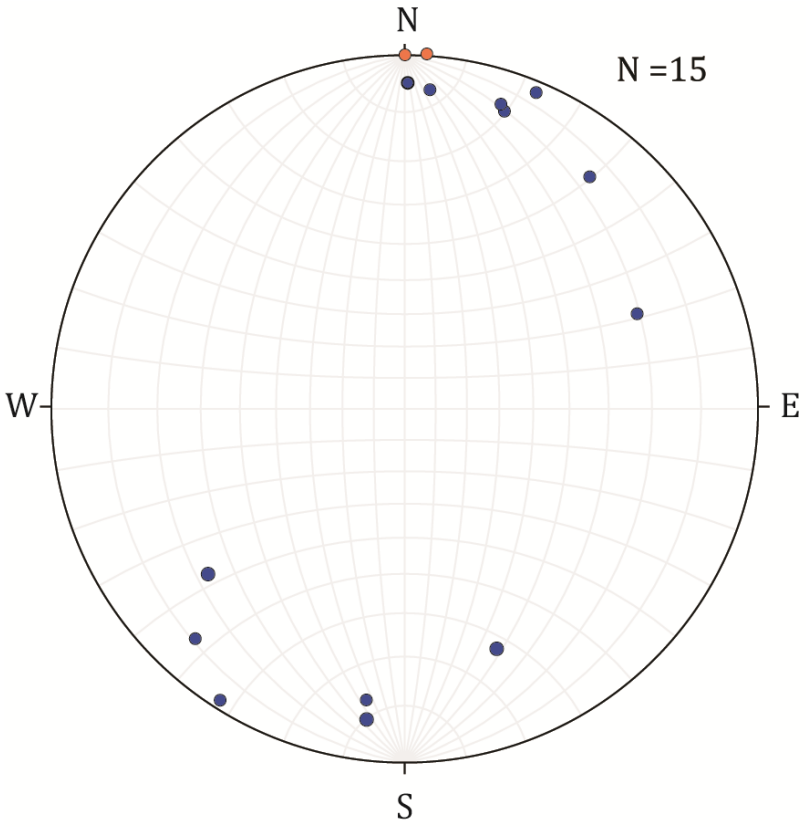


Figure III-3 : *Projection stéréographique sur un Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, des axes de plis issus des métapélites de l'unité de Beni Bousera, en bleu les plis (P2), en rouge les plis tardifs.*

III.2 Pétrologie

III.2.1 Observations en lames minces

Les observations avec le microscope optique de 17 lames minces issues des métapelites de l'unité de Beni Bousera, révèlent une minéralogie variée composée de 19 phases : grenat, disthène, rutile, plagioclase, feldspath potassique, quartz, graphite, pyrite, ilménite, biotite, sillimanite, cordiérite, spinelle, muscovite, chlorite, apatite, zircon, monazite et magnétite. La foliation principale (S2) est soulignée par l'alternance du quartz en ruban (plattenquartz), du plagioclase et du feldspath potassique, avec de la biotite, du grenat, du disthène et/ou de la sillimanite, du rutile et/ou de l'ilménite, du graphite et de la pyrite (Figure III-4 ;Figure III-5 ; Figure III-6).
Dans le plan de la foliation, le disthène est d'une taille qui peut atteindre jusqu'à 2 mm, il est déformé et entouré de sillimanite qui est en équilibre textural avec la biotite (Figure III-5a, 5b, 5c). Le rutile est transformé en ilménite (Figure III-5d). Cette dernière ainsi que la biotite, la sillimanite et le graphite sont des phases minérales syntectoniques de la déformation principale (S2) (Figure III-5c et 5e).

Trois types majeurs de grenats ont été observés, selon la taille, la morphologie et les inclusions minérales : (1) les grenats poikiloblastiques automorphes à subautomorphes avec un diamètre de plus de 6 mm, généralement moulés par la foliation (S2). Ces cristaux contiennent des inclusions minérales de disthène, quartz, rutile, feldspath potassique, plagioclase ± graphite ± pyrite, et ± biotite (Figure III-6a et 6b). La distribution de ces minéraux depuis le cœur vers la bordure est marquée par une limite nette. Le cœur est formé de cristaux de disthène de taille inférieure à 0,1 mm, de quartz, de rutile, de feldspath potassique, de plagioclase ± graphite ± pyrite ± biotite, tandis que la bordure est dépourvue d'inclusions ou contient seulement quelques inclusions de biotite, rutile, quartz et rarement du feldspath (Figure III-6a et 6b). Ce grenat doit être considéré, avec ces minéraux en inclusion dans son cœur, comme une phase antérieure au développement de la foliation principale (S2). (2) les grenats automorphes avec un diamètre de 1 à 6 mm, qui contiennent comme inclusions le quartz, le rutile et la biotite (Figure III-4 ;Figure III-5f) et (3) des grenats xénomorphes de plus petite taille ($\leqslant$1 mm) qui contiennent comme inclusions le quartz, le rutile et la biotite. Ces grenats forment des agrégats parallèles à la foliation principale (S2) et sont considérés comme syn-(S2) (par exemple, Figure III-5c ; Figure III-6d). Les inclusions dans les trois types de grenats ne montrent pas une orientation préférentielle.

Dans la matrice, on observe des textures coronitiques. La première est composée par de la cordiérite qui sépare le grenat de la pyrite, une réaction qui est observée également en inclusion dans le grenat (Figure III-6c), tandis que la deuxième consiste en grenat et disthène et/ou sillimanite, qui sont séparés par la cordiérite en interface du grenat et du spinelle avec la cordiérite en interface disthène et/ou sillimanite (Figure III-4 ; Figure III-6d). Comme ces minéraux ne sont ni déformés ni orientés, leur développement est clairement tardif par rapport à la foliation principale (S2).

Le mica blanc est une phase tardive développée au détriment du feldspath potassique (sériciti sation) et de la cordiérite (pinitisation) (Figure III-6e). La chlorite est développée après la biotite (Figure III-6f), et aussi dans des fractures du grenat. Ces minéraux ne sont ni déformés ni orientés, leur développement est clairement postérieur à la formation de la cordiérite et du spinelle. L'apatite, le zircon et la monazite sont également présents dans la matrice, ainsi qu'en inclusions dans différentes phases, en particulier dans le grenat.

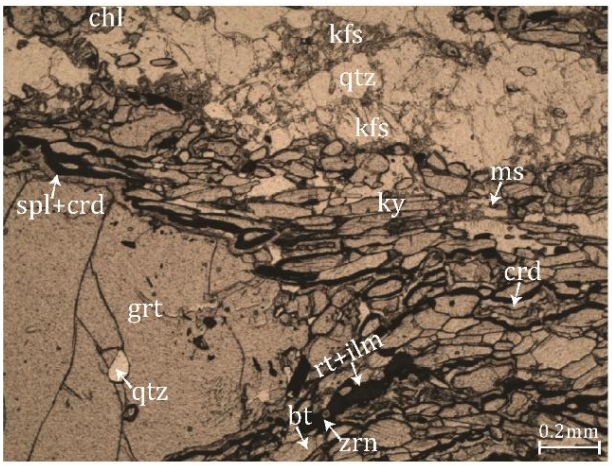


Figure III-4 : *photo d'une lame mince illustrant la foliation et la minéralogie au sein des métapélites de l'unité métamorphique de Beni Bousera (LPNA) échantillon BB17-57. Les abréviations des minéraux sont d'après Kretz, (1983).*

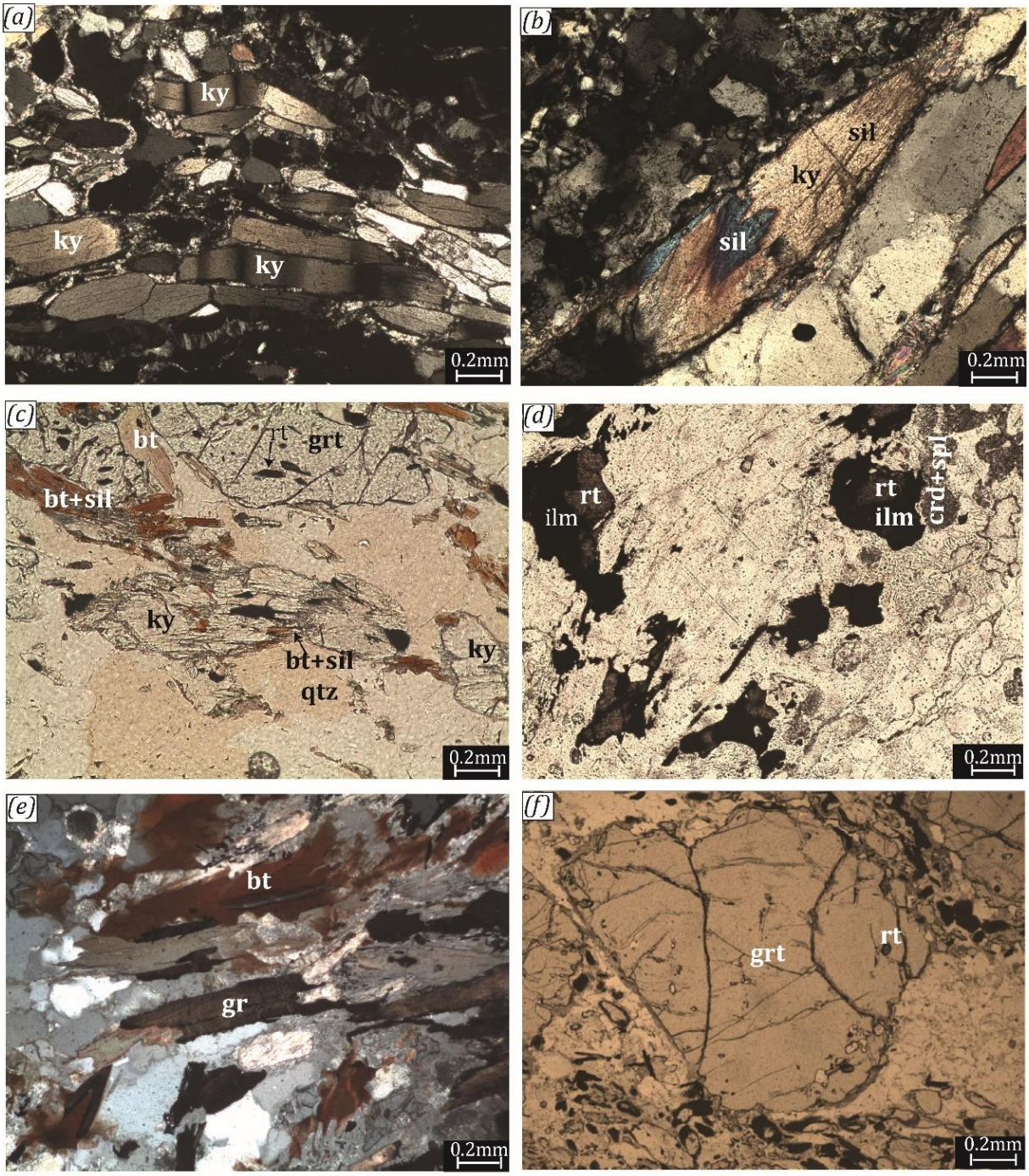


Figure III-5 : *Photographies de lames minces illustrant la relation texturale entre les minéraux des métapélites de l'unité métamorphique de Beni Bousera. (a) cristaux de disthène déformés (LPA) échantillon BB16-77A. (b) transformation du disthène en sillimanite (LPA) échantillon BB16-18. (c) croissance de la sillimanite autour des cristaux de disthène, la sillimanite est associée texturalement à la biotite et au grenat 3 syn-(S2) (LPNA) échantillon BB16-77A. (d) rutile remplacé par l'ilménite (LPNA) échantillon BB16-77A. (e) biotite et graphite Syn (S2) (LR) échantillon BB16-77A. (f) grenat de type 2 (LPNA) échantillon BB16-77A. Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz, (1983).*

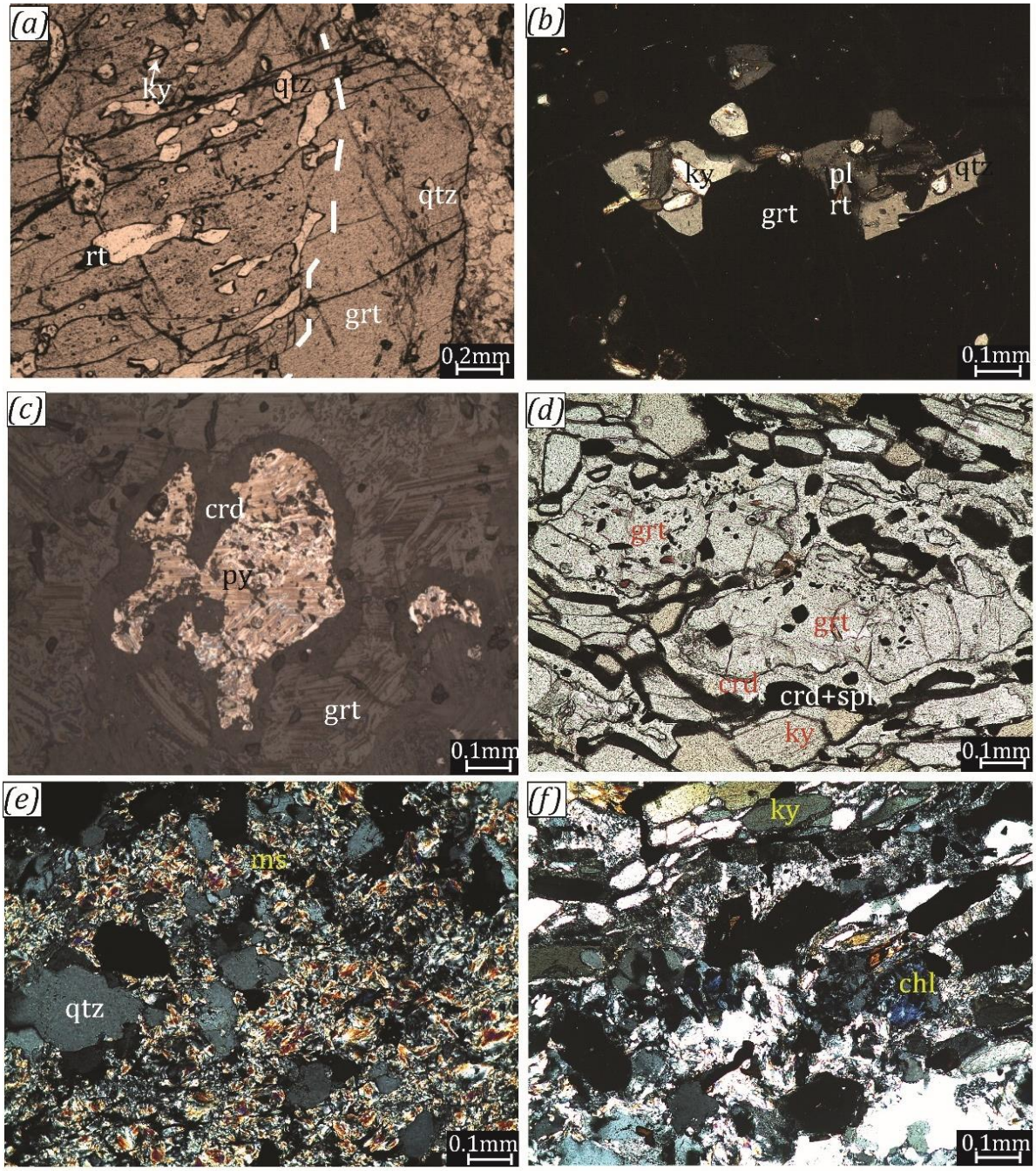


Figure III-6 : *Photographies de lames mince illustrant la relation texturale entre les minéraux formant les métapélites de l'unité métamorphique de Beni Bousera. (a) répartition des inclusions dans le grenat 1 (LPNA) échantillon BB17-55 (b) inclusions de disthène, plagioclase, rutile et quartz dans le cœur du grenat 1 (LPA) échantillon BB17-55. (c) couronne de la cordiérite autour de la pyrite en inclusion dans le grenat (LR) échantillon BB16-77A. (d) double couronne entre le disthène et le grenat composée de la cordiérite avec spinelle et de la cordiérite (LPA) échantillon BB16-77A. (e)-(f) muscovite et chlorite respectivement (LPA) échantillon BB16-77A. Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz, (1983).*

Les observations pétrographiques permettent de faire une chronologie relative de la cristallisation des phases dans les métapelites de Beni Bousera, quatre assemblages métamorphiques ont été distingués (Figure III-7).

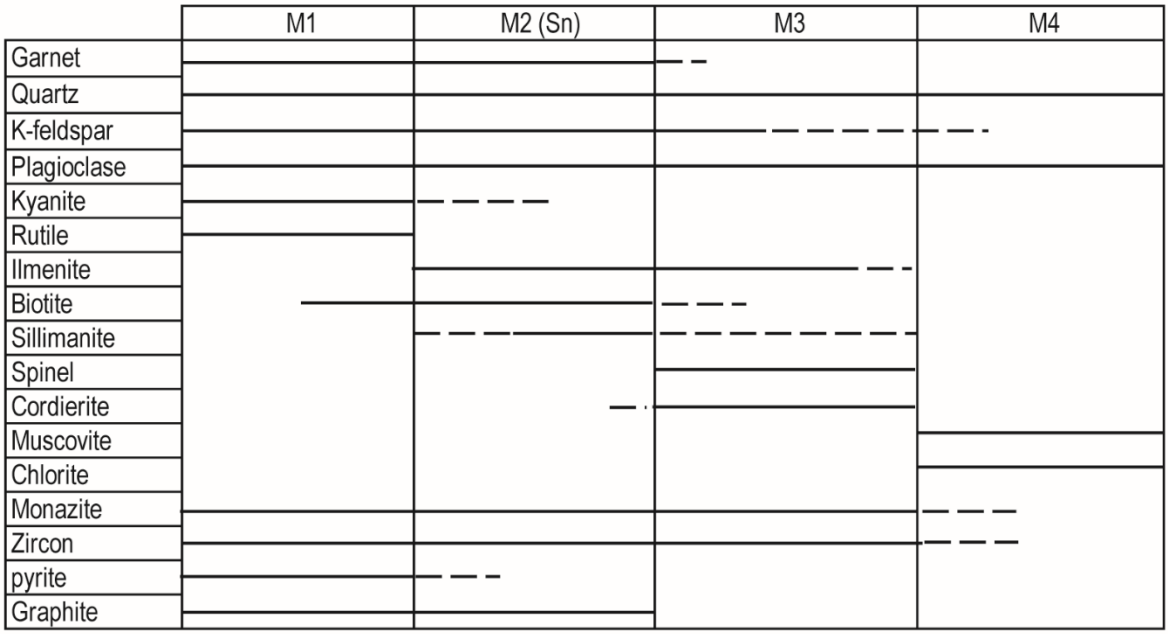


Figure III-7 : *Assemblages métamorphiques des métapélites de l'unité de Beni Bousera.*

III.2.2 Géochimie des minéraux

Le grenat représente principalement une solution solide entre l'almandin et le pyrope (0,52 < Xalm< 0,74, 0,14 < XPrp < 0,34, 0,03 < XGrs < 0,15, 0,01 < XSps < 0,07) (Figure III-8 ; annexe 2).

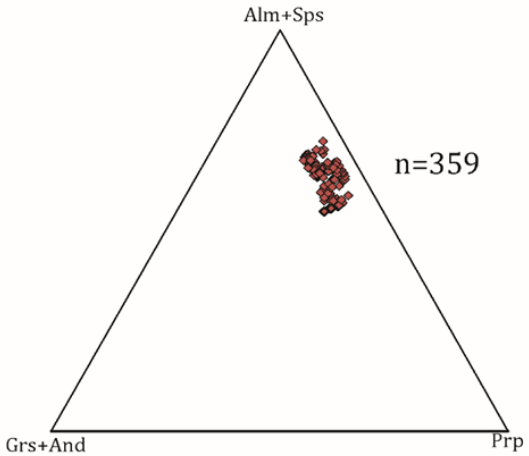


Figure III-8 : *Projection dans un diagramme ternaire des grenats des métapélites de l'unité de Beni Bousera. D'après Coleman et al. (1965).*

Des cartographies aux rayons X pour les éléments Fe^{2+}, Mg, Ca, Mn ainsi que des profils chimiques quantitatifs ont été réalisés sur les trois types de grenats identifiés pétrographiquement. Les analyses chimiques montrent que (1) tous les grenats ont une zonation chimique, (2) le cœur du grenat 2 représente la sub-bordure du grenat 1 et (3) le grenat 3 a une composition chimique comparable à celle trouvée aux bordures de grenat 1 et grenat 2, et expliquée comme une croissance partielle sur ces deux derniers (Figure III-9) :

- Le grenat 1 (Figure III-9a et 9b, profil 1) est caractérisé par une teneur homogène en almandin. Cependant, vers la bordure, l'almandin atteint des concentrations qualitatives plus élevées (Figure III-9a et 9b). Le pyrope augmente progressivement vers la bordure, tandis que le grossulaire diminue légèrement vers la sub-bordure, pour augmenter à nouveau vers la bordure. Enfin, la spessartine diminue légèrement vers la sub-bordure, et augmente à nouveau en suivant le même comportement vers la bordure de l'almandin.

- Le grenat 2 (Figure III-9c, profile 2) est caractérisé par une teneur homogène en almandin dans le cœur, qui diminue vers la sub-bordure et augmente dans une zone étroite vers la bordure. Le pyrope montre un *patchy zoning*, homogène dans le coeur, et augmentant vers la bordure. Le grossulaire est homogène dans le coeur et augmente vers la bordure, la spessartine diminue du coeur vers la sub-bordure, et augmente à nouveau dans la bordure en suivant le même comportement que l'almandin. La chimie de ce grenat ressemble à la chimie de la subordure du grenat 1. La nature des inclusions déjà décrites pétrographiquement dans la subordure du grenat 1 est identique à celle de la nature des inclusions dans le grenat 2, deux arguments qui confirme que le grenat 2 représente la sub-bordure de grenat 1.

- Le grenat 3 (Figure III-9d, profil 3) est caractérisé par une teneur en almandin homogène augmentant fortement vers la bordure, le pyrope et le grossulaire sont homogènes dans le cœur du grenat et diminuent vers la bordure, la spessartine augmente vers la bordure. Cette tendance chimique est observée à la bordure du grenat 1 et 2. Ce grenat est attribué à une nouvelle génération de grenat cristallisée plus tardivement dans la roche après la formation du grenat 1 et 2.

Le feldspath potassique contient jusqu'à 19% d'albite, alors que le plagioclase comprend 37 à 51% d'anorthite. Une valeur plus élevée d'anorthite est mise en évidence au contact du grenat, résultant de la diffusion de l'élément Ca entre les deux minéraux (voir annexe 2).

La teneur en zirconium du rutile est entre 1002 et 1801 ppm dans les inclusions dans les grenats anté-S2 et entre 800 et 1774 ppm dans la matrice (Tableau III-1).

En se basant sur une formule structurale calculée avec 11 oxygènes, les biotites en inclusion dans le grenat ou dans la matrice sont riches en phlogopite (X_{Mg} = 0,5-0,7). Les valeurs ^{VI}Al varient entre 0,11 et 0,31 (p.f.u.), et les teneurs en Ti varient de 0.26 à 0.31 p.f.u. (annexe 2)

Le spinelle est riche en Fer (hercynite) avec une quantité du fer ferrique Fe_2O_3 qui varie entre 0.40 et 0.43 p.f.u obtenus en utilisant des critères stœchiométriques (Droop, 1987). La cordiérite est riche en Mg et Fe, la chlorite est de type clinochlore (annexe 2).

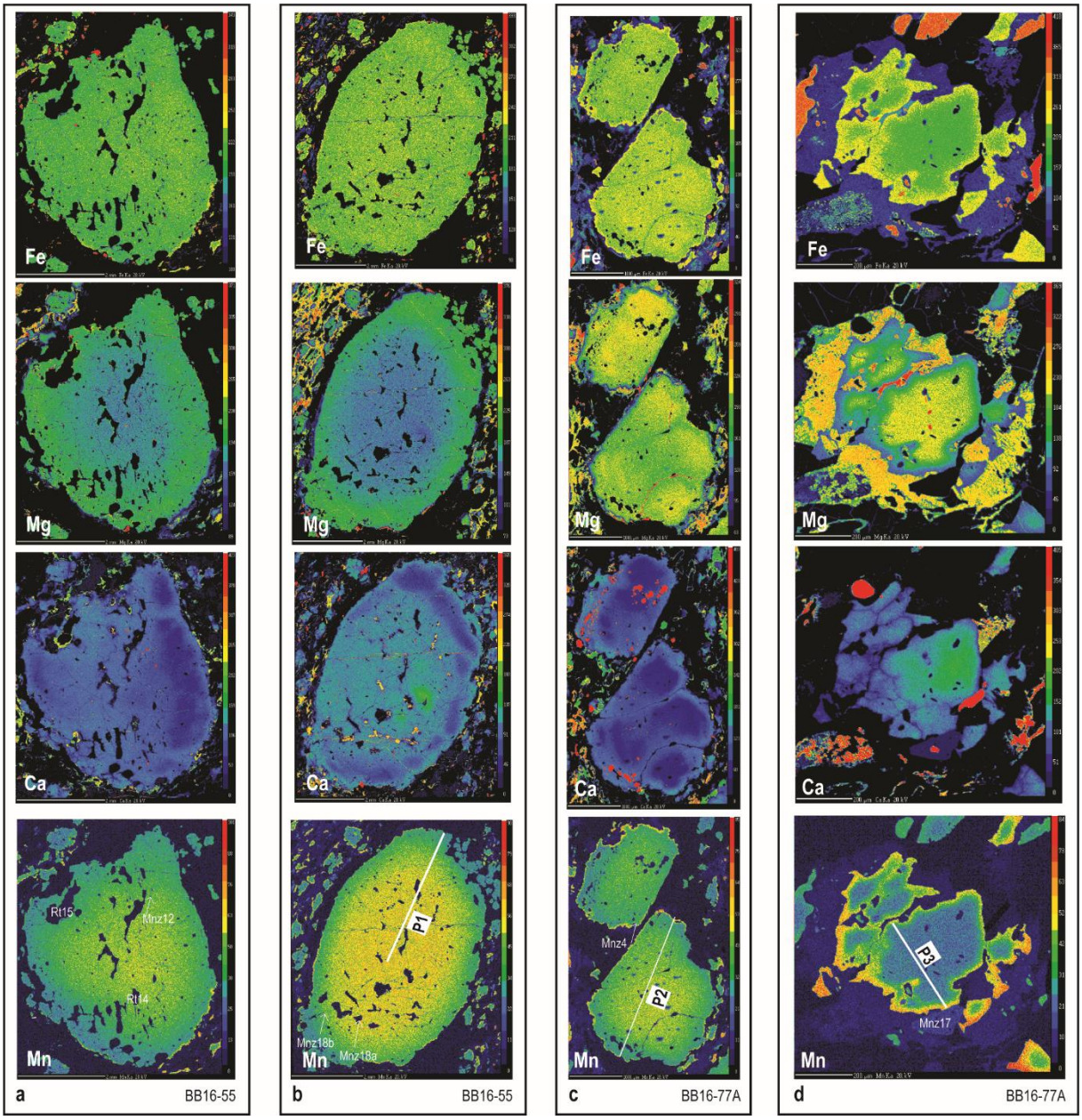
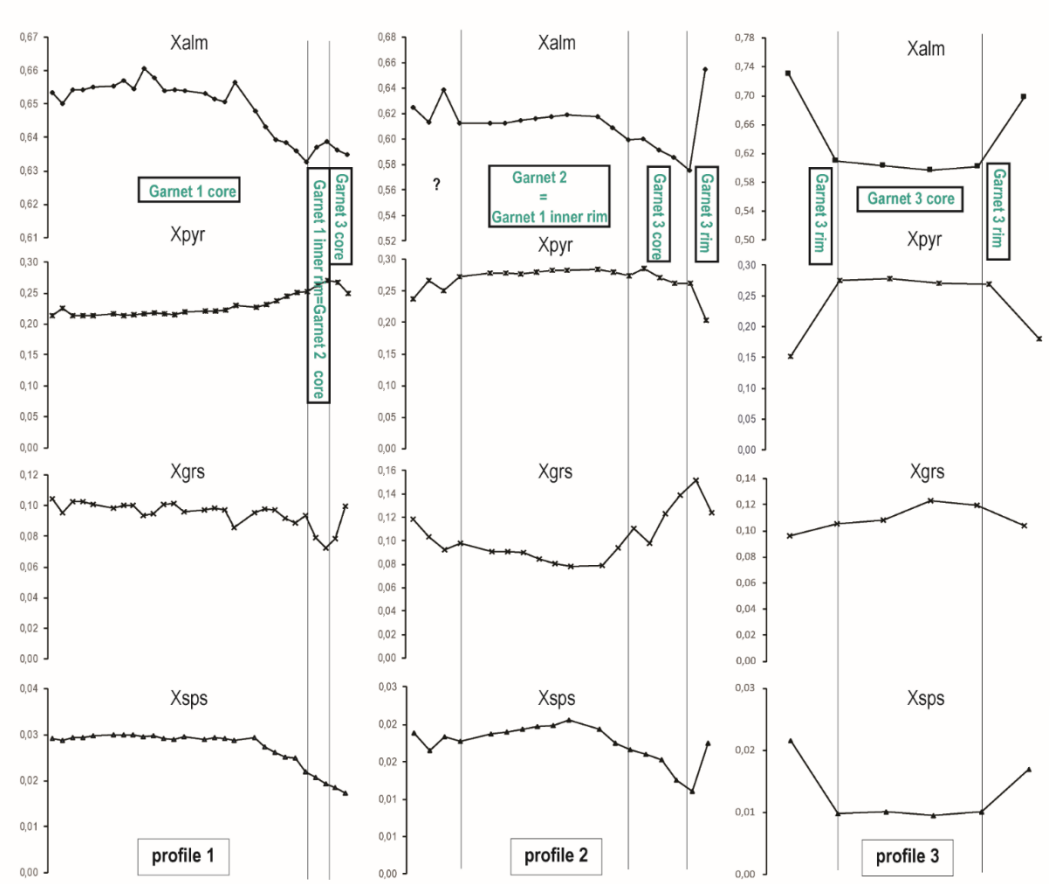
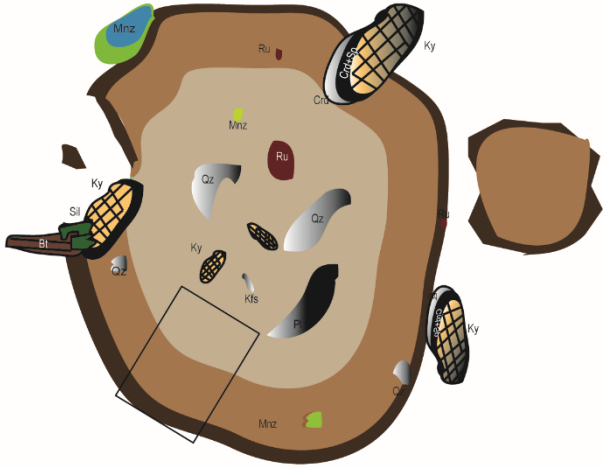


Figure III-9 : *cartographies aux rayon X des éléments Fe, Ca, Mn, Mg de trois types de grenats, profiles chimiques correspondants et synthèse d'observations. a et b, grenat 1. c grenat 2, et d grenat 3. Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz, (1983).*


Xalm
Xpyr
Xgrs
Xsps
Garnet 1 core
Garnet 1 inner rim=Garnet 2 core
Garnet 3 core
?
Garnet 2
=
Garnet 1 inner rim
Garnet 3 rim
Garnet 3 core
profile 1
profile 2
profile 3


Garnet 1
Garnet 2
Garnet 1 rim
Garnet 3


Mnz
Ru
Ky
Crd
Sil
Bt
Qz
Kfs
Pl

-Continue-

III.2.3 Evaluation des conditions P-T

- **Assemblage M1 à Grt1-Ky-Rt-KFsp-Pl-Qtz ± Bt:**

Les inclusions minérales de disthène + quartz + rutile + plagioclase + K-feldspath dans le cœur des grenats 1 ne montrent aucune réaction avec cette dernière ou entre eux. D'autre part, le cœur du minéral hôte dans lequel les minéraux sont blindés est caractérisé par une composition chimique homogène (Figure III-9a et b). On peut donc supposer que les conditions d'équilibre local ont été atteintes (Korzhinski, 1959, 1936; Thompson, 1959, 1955, 1970). Dans ce cas, le cœur du grenat 1 représente un "domaine" dans lequel l'équilibre thermodynamique local a été conservé avec les inclusions, et a été préservé de la rééquilibration de la roche totale durant les phases de métamorphisme les plus tardives. L'assemblage minéralogique blindé dans le cœur du grenat M1 est composé de minéraux anhydres, reflétant un environnement favorisé par une faible teneur en eau et par des paramètres spécifiques intensifs appartenant au champ d'équilibre du disthène et du rutile, conditions typiques des granulites de HP.

Cette microstructure est particulièrement favorable pour une étude pétrochronologique si l'on considère les inclusions de minéraux accessoires (zircons, monazites, titanites) riches en éléments assez immobiles d'un intérêt particulier pour la pétrochronologie. En effet, ces phases accessoires blindées offrent la possibilité d'accéder à des conditions P-T-t métastables préservées et protégées des rééquilibrations ultérieures (Kohn, 2017, 2016; Lanari and Engi, 2017; Montel et al., 2000; Ondrejka et al., 2007). D'autre part, dans cette microstructure, la composition effective de la roche totale avec laquelle le cœur du grenat 1 était en équilibre reste difficile à définir (Spear and Wolfe, 2018), notamment parce que des réactions de croissance du grenat semblent être courante dans les roches métamorphiques (Gaidies et al., 2011; Spear et al., 2014; Spear and Pattison, 2017; Spear and Wolfe, 2019; Waters and Lovegrove,2002). Par conséquent, la construction de diagrammes de phases d'équilibre isochimique (c'est-à-dire de pseudosections) est un défi, en particulier dans le cas du métamorphisme polycyclique. En effet, le système considéré fermé pourrait être chimiquement réouvert, et une partie ou la totalité des phases minérales initiales impliquées dans l'équilibre chimique pourrait être rééquilibrée dans les nouvelles conditions. Cependant, la solubilité des éléments dans les inclusions minérales métastables peut être utilisée comme indicateur utile des conditions de P-T.

Dans nos échantillons, nous avons d'abord utilisé le thermomètre à Zr dans le rutile (Tomkins et al., 2007; Watson et al., 2006). Il est maintenant clairement établi que la solubilité du Zr dans le rutile en équilibre avec le quartz et le zircon, est fortement dépendante de la température (Degeling, 2002; Ferry and Watson, 2007; Tomkins et al., 2007; Troitzsch and Ellis, 2004; Watson et al., 2006; Zack et al., 2004). Un avantage important de cette méthode est que le Zr est facilement dilué dans le rutile, donc les incertitudes liées à la non-idéalité des solutions solides (c'est-à-dire les effets des activités des composants) sur les calculs thermodynamiques restent négligeables

(Kohn, 2017; Watson et al., 2006). Cependant, la fiabilité du thermomètre à Zr dans le rutile ne peut être évaluée que si (1) le rutile est parfaitement conservé sans aucune réaction avec le minéral hôte, (2) le quartz et le zircon sont également présents sous forme d'inclusions dans le minéral hôte, et (3) la teneur en Si du rutile est inférieure à 200 ppm. En effet, pour des valeurs de Si supérieures à 200 ppm, la teneur en zirconium pourrait être simplement la somme du zirconium en rutile mélangé avec du zirconium provenant de phases voisines (voir la discussion dans Zack et al., 2004). En tenant compte de toutes ces limitations, des calculs thermométriques précis peuvent maintenant être obtenus en utilisant l'étalonnage de Tomkins et al. (2007) établi sur une large gamme de températures avec une dépendance modérée à la pression. Dans nos échantillons, la teneur en zirconium des inclusions de rutile bien conservées dans le cœur des grenats 1 est entre 1002 et 1801 ppm (Tableau III-1). Ces mêmes rutiles présents dans la matrice donnent des valeurs entre 800 et 1774 ppm de zirconium, et puisque les valeurs minimales sont étalées hors du champ trouvé dans les rutiles en inclusion, les rutiles de la matrice n'ont pas été considéré pour les calculs. Les lignes thermométriques obtenues, liées aux teneurs maximales et minimales en Zr dans le rutile en inclusion dans le grenat 1 sont indiquées sur la Figure III-10.

En outre, une avancée importante de la pétrologie métamorphique réalisée au cours des deux dernières décennies donne la possibilité d'obtenir des calculs directs et robustes des conditions P-T de cristallisation des inclusions en utilisant le thermomètre Zr dans le rutile avec l'étalonnage Zr dans la titanite (Hayden et al., 2008; Kohn, 2017) ou le thermobaromètre Ti dans le quartz (Thomas et al., 2010). Dans notre cas, la stratégie la plus simple est la combinaison des solubilités du Zr dans le rutile et du Ti-in-quartz, car le rutile et le quartz sont observés simultanément dans le cœur des grenats, et la titanite est absente de nos assemblages. Dans notre cas, les inclusions de rutile sont couplées avec des inclusions de quartz dans les mêmes grenats, donc le calibrage proposé par Thomas et al. (2010) doit être utilisé avec une activité du titane fixée à l'unité. La teneur moyenne en Ti dans les inclusions de quartz est d'environ 50 ppm, donc l'intersection de l'isoplèthe Ti dans le quartz avec l'isoplèthe Zr dans le rutile donne des conditions de cristallisation dans la gamme de 780°C-1,45 GPa et 870°C-1,85 GPa (Figure III-10).

Pour tester nos estimations de la pression, nous avons également utilisé le géobaromètre GASP (grenat-aluminium silicate-plagioclase-quartz) largement utilisé dans les roches métapélitiques (Holdaway, 2001; Spear, 1995). Le baromètre GASP, basé sur la réaction de transfert solide/solide, offre l'avantage important d'être calibré expérimentalement sur des expériences d'équilibre à phase inversée (voir par exemple Koziol and Newton. (1988). Il existe actuellement de nombreux étalonnages du baromètre GASP et leur précision et leur fiabilité ont été évaluées après des études comparatives approfondies (Holdaway, 2004; Wu and Cheng, 2006). Selon ces études, les calibrations de Newton and Haselton, (1981) et de Holdaway, (2001), qui donnent des résultats quantitatifs similaires, sont les plus fiables, tandis que les pressions calculées avec Koziol and Newton. (1988), également bien adaptées aux métapélites naturelles, sont généralement surestimées d'environ 0,1 à 0,15 GPa. Il

convient de préciser que la barométrie GASP ne peut être utilisée que pour XGrs>0,03 dans le grenat et pour XAn>0,17 dans le plagioclase (Holdaway, 2001). Ce critère de composition est vérifié dans nos échantillons. L'état d'oxydation du fer dans le grenat est vérifié sur la base de critères stoechiométriques (Droop T.,R., 1987), les cations totaux calculés sont presque égaux ou inférieurs au nombre idéal de cations par unité de formule, par conséquent, nous considérons que le fer total dans le grenat est le Fe2+. Afin d'être aussi proche que possible des conditions d'équilibre, nous avons calculé les constantes d'équilibre uniquement au contact des bordures entre les inclusions de plagioclase et le cœur du grenat qui les inclue. Les données brutes sont présentées dans les annexes 2. Nous avons obtenu des constantes d'équilibre pour la barométrie GASP entre 0,0013 et 0,0081 (Tableau III-2).

Tableau III-1 : *composition chimique des rutiles issus de l'unité métamorphique de Beni Bousera*

Texture	mineral	Al_2O_3	SiO_2	TiO_2	Na_2O	MgO	MnO	K_2O	NiO	ZrO_2	Total	Si(ppm)	Zr(ppm)
Matrix	Rt1	0.0658	0.0696	98.703	0.0122	0.0092	0.0106	0.0018	0	0.2397	99.1118	**325.3104**	**1774.499**
		0.0539	0.0538	98.634	0.0122	0	0	0.0014	0	0.1938	98.9486	**251.4612**	**1434.701**
	Rt2	0.0716	0.0516	98.896	0.0195	0	0	0.0005	0	0.173	99.212	**241.1784**	**1280.719**
	Rt3	0.1015	0.0433	98.248	0.0388	0.0264	0.0013	0.002	0.0127	0.1317	98.6056	**202.3842**	**974.9751**
	Rt5	0.8439	0.0643	98.311	0	0.0084	0.0237	0.0085	0.0433	0.1986	99.5012	**300.5382**	**1470.236**
	Rt7	0.0299	0.0531	98.984	0.0512	0	0.0243	0.0102	0.0024	0.1948	99.3495	**248.1894**	**1442.104**
	Rt8	0.1208	0.0489	98.275	0	0.0105	0.0134	0.0042	0	0.1763	98.6493	**228.5586**	**1305.149**
		0.0362	0.058	98.918	0	0	0	0.0007	0.0185	0.1081	99.139	**271.092**	**800.2643**
	Rt9	0.0719	0.0302	98.824	0.0133	0.0052	0.014	0.003	0	0.1789	99.1401	**141.1548**	**1324.397**
	Rt10	0.035	0.0481	98.76	0.0073	0	0.0073	0.0034	0.017	0.1587	99.0368	**224.8194**	**1174.856**
	Rt11	--	--	99.433	--	--	--	--	--	0.2032	99.6357	--	**1504.29**
garnet inclusion	Rt12	--	--	98.702	--	--	--	--	--	0.1903	98.8926	--	**1408.791**
		0.1437	0.0515	99.03	0	0	0	0.0056	0	0.1353	99.3663	**240.711**	**1001.626**
		0.1023	0.0672	98.894	0	0	0	0.0032	0.0101	0.2002	99.2772	**314.0928**	**1482.081**
	Rt13	--	--	98.453	--	--	--	--	--	0.2384	98.6909	--	**1764.875**
		--	--	98.938	--	--	--	--	--	0.1989	99.1364	--	**1472.457**
	Rt15	--	--	99.876	--	--	--	--	--	0.223	100.0985	--	**1650.869**
		--	--	98.988	--	--	--	--	--	0.2405	99.2288	--	**1780.422**
	Rt16	0.1073	0.0807	99.455	0	0	0.0126	0.0843	0	0.1524	99.8922	**377.1918**	**1128.217**
	Rt17	0.1399	0.0411	99.23	0	0.0252	0.0273	0.0067	0.0092	0.1666	99.646	**192.1014**	**1233.34**
	Rt18	0.1253	0.0235	99.387	0	0	0.0091	0.0076	0	0.2433	99.796	**109.839**	**1801.15**
	Rt19	0.1354	0.0635	98.768	0	0.0287	0.0073	0.0127	0.0058	0.1993	99.221	**296.799**	**1475.418**
		0.1041	0.046	99.56	0	0	0.01	0.0036	0.0016	0.1456	99.8709	**215.004**	**1077.877**
	Rt20	0.1018	0.03	98.804	0	0	0.0259	0.0157	0.0154	0.2046	99.1972	**140.22**	**1514.654**
		0.0745	0.0541	99.6	0	0.0173	0	0.0302	0.0187	0.182	99.9763	**252.8634**	**1347.346**

Tableau III-2 : *Résultat des constantes d'équilibre chimique pour le baromètre Gasp*

analyse	$Ca_{(Pl)}$	$Na_{(Pl)}$	$K_{(Pl)}$	$Ca_{(Grt)}$	$Fe_{(Grt)}$	$Mg_{(Grt)}$	$Mn_{(Grt)}$	a_{Grt}	a_{Pl}	K_{eq}
1	0.47	0.56	0.02	0.18	1.99	0.75	0.09	0.00	0.45	**0.00222**
2	0.46	0.52	0.03	0.15	2.02	0.75	0.10	0.00	0.46	**0.00129**
3	0.38	0.60	0.03	0.15	1.88	0.89	0.05	0.00	0.37	**0.00245**
4	0.49	0.46	0.03	0.21	2.02	0.70	0.10	0.00	0.50	**0.00266**
5	0.36	0.62	0.03	0.16	1.85	0.85	0.07	0.00	0.36	**0.00349**
6	0.37	0.60	0.03	0.22	1.92	0.79	0.08	0.00	0.37	**0.00805**

Pour tester la précision des estimations de la pression, nous avons comparé les calibrations de Koziol and Newton, (1988) et de Holdaway, (2001) afin de comparer les valeurs P maximales et minimales obtenues (Figure III-10). Cette figure montre les intersections entre les isoplèthes du Zr dans le rutile, l'isoplèthe du Ti dans le quartz, les résultats du baromètre selon la calibration de Koziol and Newton, (1988) et de Holdaway, (2001). Comme souligné précédemment, les pressions obtenues à l'aide de l'étalonnage de Koziol and Newton, (1988) sont légèrement surestimées. La meilleure intersection entre les différents géothermobaromètres donne des conditions P-T de 1,4<P<1,9 GPa et de 770<T<865°C.

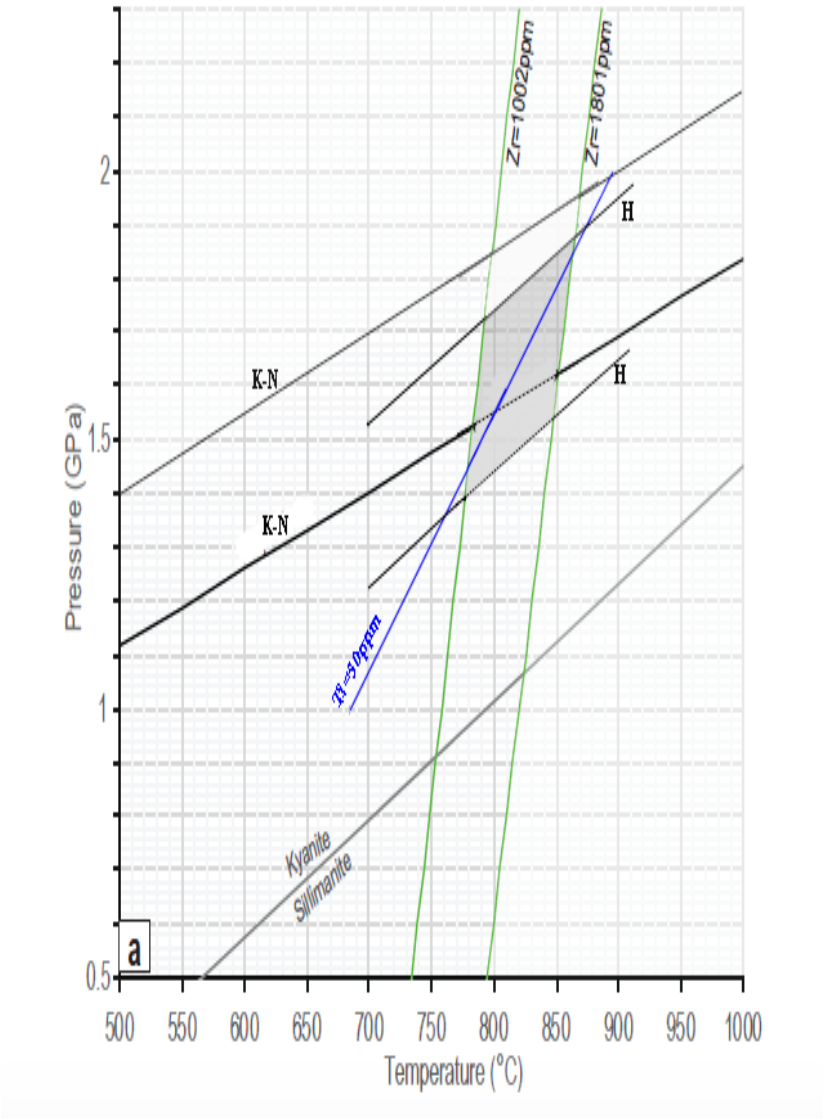


Figure III-10 : *Résultats du baromètre GASP et du thermomètre de Zr dans le rutile et Ti dans le quartz, en utilisant la calibration de* Koziol and Newton, (1988) *et de* Holdaway, (2001) *pour le GASP. De* Tomkins et al. (2007) *et* Thomas et al. (2010) *pour le Ti dans rutile et Ti dans quartz respectivement. La boite grise représente les conditions P-T minimales de l'assemblage M1, conditions obtenues dans le cœur du grenat M1.*

Les estimations P-T ont été également calculées à l'aide de pseudosections, dans le système simplifié fermé Si-Al-Fe-Mg-Ca-Na-K-Ti-H, en utilisant le logiciel Theriak and Domino, qui est basé sur la minimisation de l'énergie libre de Gibbs (de Capitani and Brown, 1987; De Capitani and Petrakakis, 2010, version mise à jour le 4 février 2017). La base de données tcdb55c2d, est un fichier lisible pour Theriak-Domino à partir de la base de données tcds55 de THERMOCALC (Holland and Powell, (1998), mise à jour

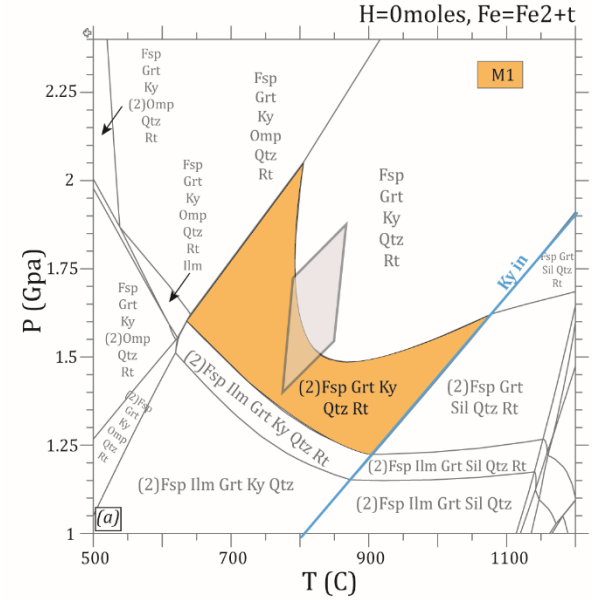
en novembre 2015). Les relations entre les modèles activité-composition (a-x) utilisées sont tirées de White et al. (2007) pour le grenat, la biotite et le liquide silicaté, Holland and Powell, (2003) pour le plagioclase et le feldspath K, White et al. (2007) et White et al. (2002) pour l'ilménite, et (Coggon and Holland, 2002) pour les micas blancs. En entrée, nous avons utilisé la composition représentative de la roche totale de l'échantillon BB16-77A en pourcentage du poids d'oxyde SiO_2 (73.02) Al_2O_3 (12.16) Fe_2O_3t (7.36) MnO (0.12) MgO (1.56) CaO (0.82) Na_2O (0.45) K_2O (1.52) TiO_2 (1.24), même si cette approche est clairement discutable car la composition effective de la roche avec laquelle le coeur du grenat est en équilibre reste impossible à définir.

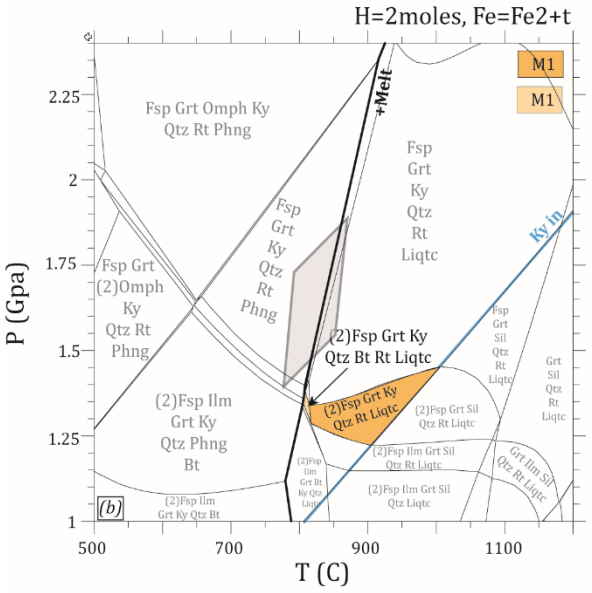
Le diagramme P-T a été calculé en ajoutant du Fe3+ à la composition de la roche totale. Lorsqu'une quantité de Fe3+ (par exemple 5%) est incluse dans le système choisi, la magnétite apparaît comme une phase stable avec des minéraux de l'assemblage primaire théorique. La magnétite n'est pas observée pétrographiquement avec l'assemblage M1 réel, c'est pourquoi nous considérons le fer total dans le système choisi comme Fe2+ (Si-Al-Fe2+-Mg-Ca-Na-K-Ti-H).

De plus, comme nous l'avons déjà mentionné, la quantité d'eau présente dans le système durant l'événement M1 est inconnue. Ainsi, afin de déterminer les effets possibles de H_2O sur la localisation P-T de l'assemblage stable, une modélisation des diagrammes de phase binaires P-X(H_2O) et T-X(H_2O) a été réalisée, où X représente la quantité en pourcentage molaire de H_2O et varie du domaine anhydre au domaine saturé de H_2O dans la composition chimique totale de la roche. Un premier résultat important est qu'une teneur maximale est fixée à $H_2O \approx 5$, au-delà de laquelle l'assemblage primaire théorique M1 n'est pas stable. Dans les conditions anhydres ($H_2O=0$), un assemblage minéral M1 théorique composé de 2 feldspaths, de disthène, de rutile, de quartz est stable à 640 à 1080°C et 1,22-2,05 Gpa (Figure III-11a)**.** A une quantité de $H_2O \approx 2$ moles, deux assemblages minéralogiques théoriques partagent le maximum des phases avec le M1 réel : le premier est composé de plagioclase, feldspath potassique, disthène, rutile, quartz, biotite et le liquide est stable à un champ de conditions P-T plus réduit autour de 810°C et 13.5 GPa, et le deuxième est composé de plagioclase, feldspath potassique, disthène, rutile, quartz, et le liquide est stable à un champ de conditions P-T plus réduit autour de 800-1000°C et 12.5-14 GPa (Figure III-11b). A une quantité de $H_2O \approx 5$ moles, un assemblage minéral théorique M1 composé de plagioclase, feldspath potassique, disthène, rutile, quartz et de liquide est stable à un champ de conditions P-T plus réduit autour de 900°C et 1.23 GPa (Figure III-11*c*).

Il est clair que le champ de stabilité de l'assemblage est conditionné par la quantité de l'eau ajoutée au système, comme il est clair que plus il y a d'eau plus le domaine P-T de stabilité se réduit pour disparaitre complétement au-delà de $H_2O = 5$ moles. En ajoutant de l'eau, le liquide devient stable avec l'assemblage M1 théorique. L'exacte valeur de H dans le système étant inconnue, nous considérons que les conditions de cet assemblage sont comprises entre 640°-1080°C et 1.22-2.05 GPa, parce que les conditions trouvées avec l'état anhydre du système est plus cohérente avec les calculs

géothermobarométriques. La gamme P-T calculée est ici significativement large, ce qui reflète les incertitudes de la composition effective de la roche pendant M1. En dépit de ces difficultés méthodologiques, il faut souligner que cette large gamme P-T contient le champ P-T déterminé par la géothermobarométrie, obtenu à l'aide d'inclusions minérales métastables. L'intersection entre les deux champs thermodynamiques quantitatifs calculés représente la meilleure estimation des conditions P-T métamorphiques de M1 de 14 à 17.5 Gpa et de 770°C à 840°C (Figure III-11a).


H=0moles, Fe=Fe2+t
M1
Fsp Grt Ky (2)Omp Qtz Rt
Fsp Grt Ky Omp Qtz Rt
Fsp Grt Ky Omp Qtz Rt Ilm
Fsp Grt Ky Qtz Rt
Ky in
Fsp Grt Sil Qtz Rt
(2)Fsp Ilm Grt Ky Qtz Rt
(2)Fsp Grt Ky Qtz Rt
(2)Fsp Grt Sil Qtz Rt
(2)Fsp Ilm Grt Sil Qtz Rt
(2)Fsp Ilm Grt Ky Qtz
(2)Fsp Ilm Grt Sil Qtz
(a)
P (Gpa)
T (C)
2.25
2
1.75
1.5
1.25
1
500
700
900
1100


H=2moles, Fe=Fe2+t
M1
M1
+Melt
Fsp Grt Omph Ky Qtz Rt Phng
Fsp Grt Ky Qtz Rt Liqtc
Fsp Grt Ky Qtz Rt Phng
Ky in
Fsp Grt (2)Omph Ky Qtz Rt Phng
(2)Fsp Grt Ky Qtz Bt Rt Liqtc
(2)Fsp Grt Ky Qtz Rt Liqtc
(2)Fsp Ilm Grt Ky Qtz Phng Bt
(b)
P (Gpa)
T (C)
2.25
2
1.75
1.5
1.25
1
500
700
900
1100

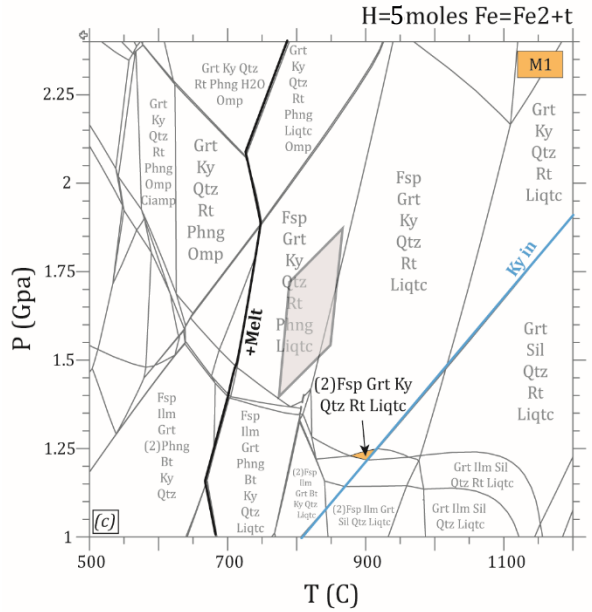

H=5moles Fe=Fe2+t
M1
Grt Ky Qtz Rt Phng H2O Omp
Grt Ky Qtz Rt Phng Liqtc Omp
Grt Ky Qtz Rt Phng Omp Ciamp
Grt Ky Qtz Rt Liqtc
Fsp Grt Ky Qtz Rt Liqtc
Ky in
+Melt
Fsp Grt Ky Qtz Rt Phng Liqtc
Grt Sil Qtz Rt Liqtc
(2)Fsp Grt Ky Qtz Rt Liqtc
Fsp Ilm Grt (2)Phng Bt Ky Qtz
Fsp Ilm Grt Phng Bt Ky Qtz Liqtc
Grt Ilm Sil Qtz Rt Liqtc
Grt Ilm Sil Qtz Liqtc
(c)
P (Gpa)
T (C)
2.25
2
1.75
1.5
1.25
1
500
700
900
1100

Figure III-11 *: Modélisation thermodynamique de la paragenèse M1 rencontrée dans l'unité de Beni Bouser. (a)- Pseudosection P-T calculée pour l'assemblage M1 avec une composition chimique de roche totale en mole pourcent respectivement Si (73.14), Al (14.36), Ti (0.93), Fe (5.55), Mg (2.33) Ca (0.88), Na (0.87), K (1.94), la case grise est calculée en utilisant la thermobarométrie. (b) Pseudosection P-T calculée pour l'assemblage M1 avec une composition chimique de roche totale en mole pourcent respectivement Si (73.14), Al (14.36), Ti (0.93), Fe (5.55), Mg (2.33) Ca (0.88), Na (0.87), K (1.94), H (2). (c) Pseudosection P-T calculée pour l'assemblage M1 avec une composition chimique de roche totale en mole pourcent respectivement Si (73.14), Al (14.36), Ti (0.93), Fe (5.55), Mg (2.33) Ca (0.88), Na (0.87), K (1.94), H (5).*

- **Assemblage M2 à Grt3-Bt-Sil-Pl-Ilm-Qtz:**

L'assemblage minéral syn-foliation principale S2 est composé du quartz + feldspath potassique + plagioclase + biotite + sillimanite + grenat de petite taille Grt3 + ilménite + monazite + graphite +/- apatite +/- zircon. Cet assemblage est contemporain de la mise en place des leucosomes à quartz + plagioclase + K-feldspath + biotite et des rares sillimanites fibreuses, qui témoignent de la fusion partielle syn-déformation.

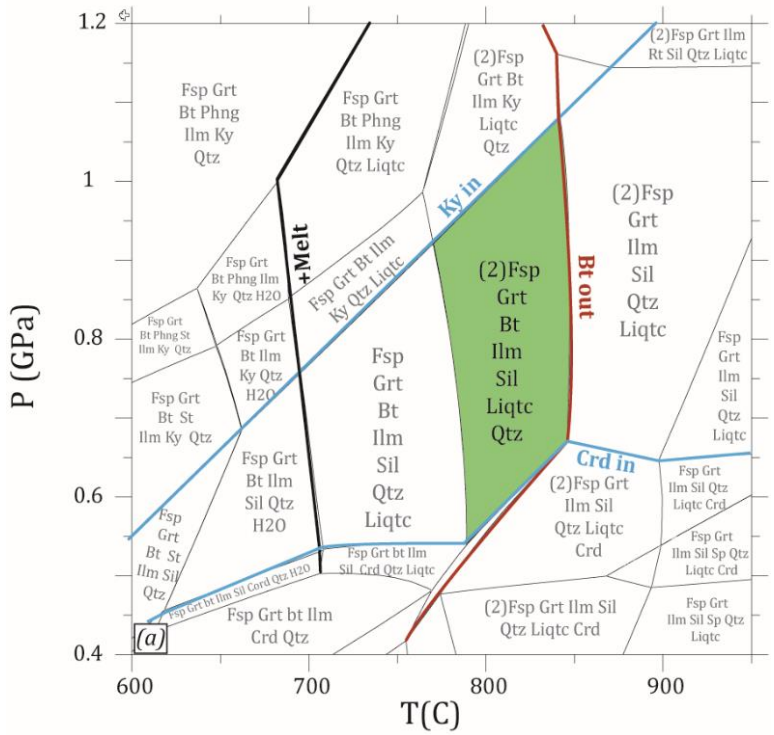
Depuis les années 70, un nombre important de grilles pétrogénétiques (voir les synthèses de Spear and Cheney, (1989) et Spear et al. (1999), avec les références incluses) et d'études expérimentales de systèmes pélitiques "naturels" (voir les synthèses de Vielzeuf and Holloway, (1988) et Clemens and Vielzeuf, (1987), avec les références incluses) ont contraint les conditions P-T pour la fusion partielle dans les métapélites. Appliquée à nos échantillons, la réaction de déshydratation de la muscovite dans des conditions de présence de fluide, de saturation en quartz et d'absence de cordiérite riche en Mg impose une température minimale d'environ 700°C pour une pression minimale d'environ 0,5 GPa. En revanche, dans le champ de stabilité de la sillimanite, la température maximale est limitée par la disparition de la biotite (c'est-à-dire la fusion partielle en absence de fluide) dans la gamme de 850-910°C pour une pression maximale de 1,1 GPa. Ce large champ P-T est typique des conditions du faciès des granulites à pression intermédiaire.

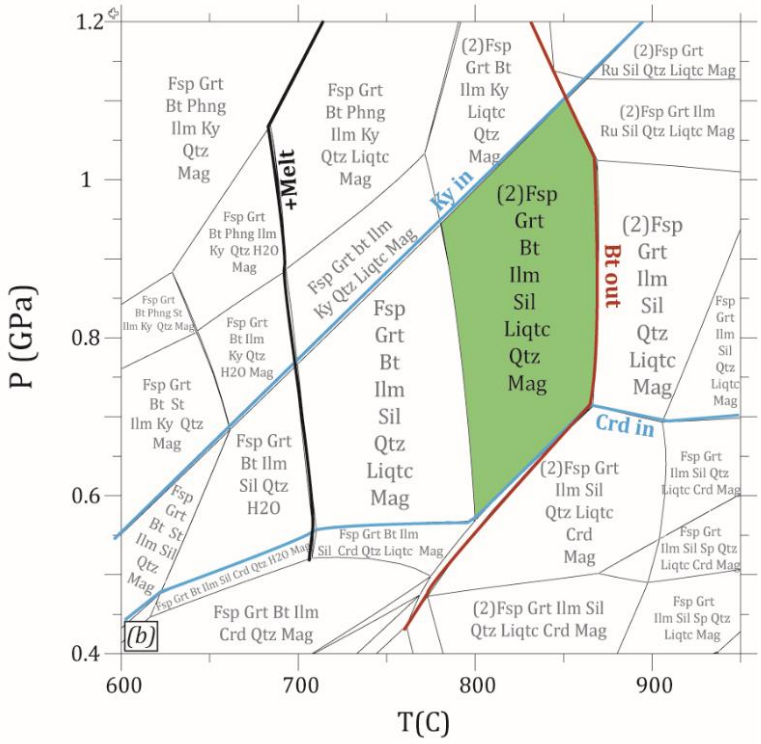
Afin d'améliorer nos estimations de température, nous avons d'abord utilisé le géothermomètre à échange grenat-biotite Fe-Mg, qui a été développé grâce à de nombreuses études (voir Spear. 1995 pour une revue, et références incluses). Afin d'être aussi proche que possible des conditions d'équilibre, nous considérons ici les grenats de petite taille en équilibre textural avec la biotite dans le plan de foliation principal. De plus, pour tenir compte de la non-idéalité des solutions solides des phases naturelles, nous avons utilisé la calibration expérimentale de Perchuk and Lavrent'eva. (1991) avec les révisions proposées par Mukhopadhyay et al. (1997) et Holdaway et al. (1997) qui intègrent les paramètres de Margules pour le grenat et la biotite. Cette calibration est en effet considérée comme l'un des thermomètres à grenat et biotite les plus précis pour les roches métapélitiques naturelles (Wu and Cheng, 2006). Les résultats suggèrent ici une température comprise entre 695 et 790 °C. Cependant, comme c'est le cas pour tous les géothermomètres basé sur l'échange

d’éléments, ces résultats doivent être considérés avec prudence en raison (1) des incertitudes sur l'application de calibrations simples à des systèmes naturels avec de multiples minéraux coexistants et (2) sur les rééquilibrages possibles de la composition pendant tout le trajet P-T-t, ce qui implique que ces géothermomètres donnent toujours des estimations de température les plus basses (Frost and Chacko, 1989; Spear and Florence, 1992; Wu, 2017). Pour tester nos estimations thermométriques, nous avons également utilisé le géothermomètre à Ti-in-biotite. En effet, la teneur en Ti dans la biotite a longtemps été considérée comme une fonction des conditions de température dans les roches métamorphiques (Guidotti et al., 1988, 1977; Henry and Guidotti, 2002; Patino Douce et al., 1993). Un géothermomètre à Ti-in-biotite est disponible pour l'ilménite et/ou les métapélites péralumineuses contenant du rutile (Henry et al., 2005) qui offre l'avantage d'être un thermomètre à minéral unique indépendant de la pression. Sa fiabilité a été testée dans diverses conditions P-T (Cesare et al., 2008; Li et al., 2019). Avec cet étalonnage, on obtient une température aux alentours de 763°C ± 12°C, ce qui est conforme aux valeurs de T les plus élevées obtenues avec le thermomètre d’échange grenat-biotite présentées précédemment.

En outre, les estimations P-T ont été également calculées à l'aide de pseudosections, dans le système simplifié fermé Si-Al-Fe-Mg-Ca-Na-K-Ti-H, en utilisant le logiciel Theriak and Domino, qui est basé sur la minimisation de l'énergie libre de Gibbs (de Capitani and Brown, 1987 ; De Capitani and Petrakakis, 2010, version mise à jour le 4 février 2017). La base de données tcdb55c2d est un fichier lisible pour Theriak-Domino à partir de la base de données tcds55 de THERMOCALC (Holland and Powell, 1998, mise à jour en novembre 2015). Les relations entre les modèles activité-composition (a-x) utilisées sont tirées de White et al. (2007) pour le grenat, la biotite et le liquide silicaté, Holland and Powell (2003) pour le plagioclase et le feldspath K, White et al. (2007) et White et al. (2002)pour l'ilménite, et Coggon et Holland. (2002) pour les micas blancs. En entrée, nous avons utilisé la composition représentative de la roche totale de l’échantillon BB16-77A en pourcentage du poids d’oxyde SiO_2(73.02) Al_2O_3(12.16) Fe_2O_3t(7.36) MnO(0.12) MgO(1.56) CaO(0.82) Na_2O(0.45) K_2O(1.52) TiO2(1.24). Dans ce type de modélisation des équilibres minéraux, le choix d'un rapport Fe3+/Fe2+ pour l'échantillon étudié est toujours discutable. En conséquence, différentes valeurs de Fe3+ ont été simulées (0%Fe3+, 5%Fe3+ et 10%Fe3+), et lorsqu'une petite quantité de Fe3+ est incluse dans le système, nous n'avons jamais obtenu la minéralogie attendue (e. g, Figure III-12b). Ce n'est que lorsque nous considérons un diagramme de phase avec tout le Fe comme FeO (0% Fe2 O3) que l'association naturelle observée est produite. La quantité d'eau utilisée dans la pseudosection P-T a été estimée à partir d'une T-X(H_2O), de sorte que les assemblages sont juste saturés en eau en dessous du solidus, et d'une pseudosection P-X(H_2O) pour vérifier la gamme de quantité d'eau pour laquelle l'assemblage naturel observé est produit. Pour l'échantillon d'intérêt, dans le diagramme de phase isochimique calculé (Figure III-12a), le champ proposé pour l'assemblage naturel observé est limité par l'apparition du disthène vers des pressions plus élevées, la disparition de la biotite à des températures plus élevées et l'apparition de la cordiérite

vers des pressions plus faibles. Dans cette pseudosection, l'assemblage quartz + K-feldspath + plagioclase + biotite + sillimanite + grenat + ilménite + liquide est stable dans une condition P-T de 770°-870°C pour 0,5-1,1 GPa en accord avec, d'une part, les valeurs de T les plus élevées obtenues avec la géothermométrie et, d'autre part, les conditions P-T déduites des grilles pétrogénétiques "classiques" disponibles pour les métapélites anatectiques Spear et al. (1999).





▪

Figure III-12 : *Modélisation thermodynamique de la paragenèse M2 rencontrées dans les unités de Beni Bouser. (a) Pseudosection P-T calculée pour l'assemblage M2 avec une composition chimique de roche totale en mole pourcent respectivement Si (73.14), Al(14.36), Ti (0.93), Fe (5.55), Mg (2.33) Ca (0.88), Na (0.87), K (1.94), H (4). (b) Pseudosection P-T calculée pour l'assemblage M2 avec une composition chimique de roche totale en mole pourcent Si (73.13), Al (14.36), Ti (0.93), Fe (5.27), Mg (2.33) Ca (0.88), Na (0.87), K (1.94), H (4)* O_{Fe2O3} *(0.28)*

▪ **Assemblage M3 à Crd-Sp-Pl-Ilm-Qtz:**

L'assemblage minéral post-foliation principale S2 est composé de la symplectite à cordierite et spinelle, du quartz, du feldspath potassique, du plagioclase +/- ilmenite et zircon.

Les estimations P-T ont été également calculées à l'aide de pseudosections, dans le système simplifié fermé Si-Al-Fe-Mg-Ca-Na-K-Ti-H, en utilisant le logiciel Theriak and Domino, qui est basé sur la minimisation de l'énergie libre de Gibbs (de Capitani and Brown, 1987; De Capitani and Petrakakis, 2010, version mise à jour le 4 février 2017). La base de données tcdb55c2d est un fichier lisible pour Theriak-Domino à partir de la base de données tcds55 de THERMOCALC (Holland and Powell, (1998), mise à jour en novembre 2015). Les relations entre les modèles activité-composition (a-x) utilisées sont tirées de White et al. (2007) pour le grenat, la biotite et le liquide silicaté, Holland and Powell, (2003) pour le plagioclase et le feldspath K, White et al. (2007) et White et al. (2007) et White et al. (2002) pour l'ilménite, et (Coggon and Holland, 2002) pour les micas blancs. En entré, nous avons utilisé la composition représentative de la roche totale de l'échantillon de l'échantillon BB16-77A en pourcentage du poids d'oxyde SiO_2(73.02) Al_2O_3(12.16) Fe_2O_3t(7.36) MnO(0.12) MgO(1.56) CaO(0.82) Na_2O(0.45) K_2O(1.52) TiO_2(1.24). Dans ce type de modélisation des équilibres minéraux, le choix d'un rapport Fe3+/Fe2+ pour l'échantillon étudié est toujours discutable. Comme nous l'avons vu plus haut, la vérification de l'état d'oxydation de fer pour le spinelle sur la base de critères stoechiométriques (Droop T.,R., 1987) montre que ce dernier contient du Fe3+, les cations totaux calculés sont supérieurs au nombre idéal de cations par unité de formule, par conséquent cet élément devra être considéré dans les calculs.

Les calculs sont effectués dans le système fermé Si-Al-Fe2+-Mg-Ca-Na-K-Ti-H-Fe3+ pour la modélisation thermodynamique de cette paragenèse. En utilisant des pseudo sections P-X (H_2O) et T-X (H_2O), cet assemblage est stable à une teneur en H_2O entre 1 et ≈4 moles. Nous représentons ici une pseudosection avec une valeur de H_2O =1 qui est la seule qui inclue presque toutes les conditions P-T trouvées en variant de 1 à 4 moles la quantité d'H_2O.

Les calculs sont faits dans le système en ajoutant 5% à 10% de fer Fe2+ total comme Fe^{3+} (Figure III-13). Pour toutes ces conditions l'assemblage M3 théorique pourrait être comparé à l'assemblage M3 réel. Avec 5% de Fe^{3+} du Fe^{2+} total, un assemblage minéral théorique M3 composé de plagioclase, cordiérite, hercynite, ilménite, quartz et magnétite, est stable à une température entre 1000°C-1075°C et une pression entre 0.45-0.59 GPa (Figure III-13a). Avec 10% de Fe^{3+} du Fe^{2+} total, un assemblage minéral théorique M3 composé de plagioclase, cordiérite, hercynite, ilménite, quartz et magnétite, est stable à une température entre 990°C-1070°C et une pression entre 0.47-0.67 GPa (Figure III-13b). L'augmentation de la quantité de Fe3+ dans le système choisi a un impact très significatif sur la pression, plus le Fe3+ est ajouté au système, plus la pression augmente. White et al., 2002 ont signalé que l'ajout de Fe3+ au système, augmente la stabilité du spinelle vers les hautes pressions. Aucune contrainte sur la quantité de cet élément dans le système au moment de l'équilibre n'est disponible.

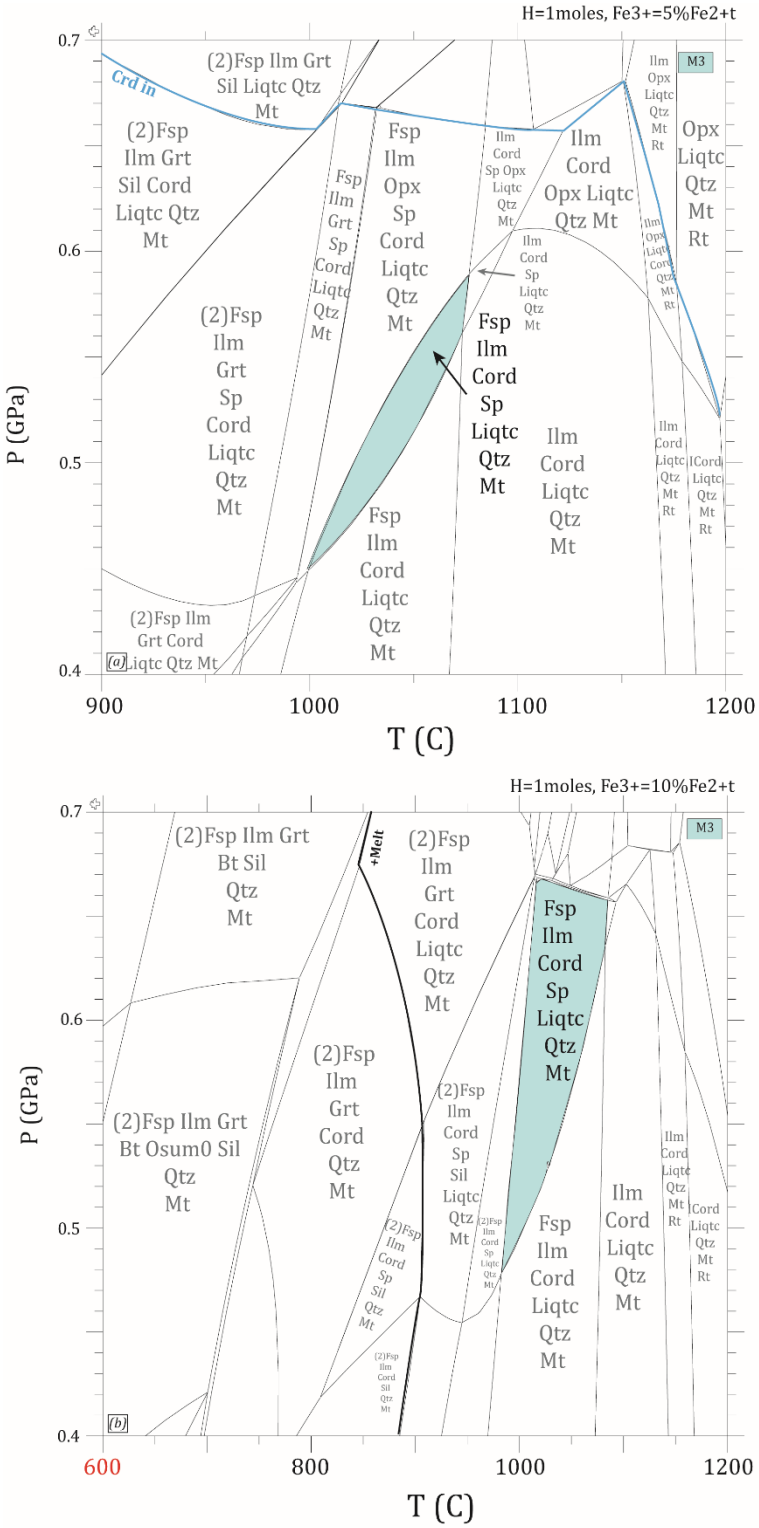


Figure III-13 : *Modélisation thermodynamique de l'assemblage M3 : (a) Pseudosection P-T calculée pour l'assemblage M3 avec une composition chimique de roche totale en mole pourcent Si (73.14), Al (14.36), Ti (0.93), Fe (5.27), Mg (2.33) Ca (0.88), Na (0.87), K (1.94), H (1) O_{Fe2O3} (0.28). (b) Pseudosection P-T calculée pour l'assemblage M3 avec une composition chimique de roche totale en mole pourcent Si (73.14), Al (14.36), Ti (0.93), Fe (4.99), Mg (2.33) Ca (0.87), Na (0.88), K (1.94), H (1) O_{Fe2O3} (0.55).*

Assemblage M4 à Chl-Ms -Pl-Qtz :

Une analyse chimique d'une chlorite en rosette au sein des métapélites de l'unité de Beni Bousera a été utilisée pour estimer les conditions de la température de la paragenèse tardive M4 de cette unité (annexe 2 ; Figure III-14 ; Tableau III-3). Deux thermomètres ont été utilisés, la calibration semi-empirique de Lanari et al. (2014) (et erratum Lanari et al., 2014), qui est dépendante de la pression et le thermomètre de Bourdelle et al., (2013) représenté graphiquement dans un graphique T-R2+-Si (Bourdelle and Cathelineau, 2015).

Le résultat de la calibration semi-empirique de Lanari et al. (2014) donne des conditions entre 226°C et 298°C ±50°C en considérant une pression entre 0.01GPa et 0.07 GPa, la représentation dans un diagramme T-R2+-Si (Bourdelle and Cathelineau, 2015) donne une température aux alentours de 250°C (Figure III-14 ; Tableau III-3)

Tableau III-3 : *analyse chimique d'une chlorite issue des métapélites de l'unité de Beni Bousera* et résultats de la calibration semi-empérique de *Lanari et al. (2014)* (erratum *Lanari et al., 2014*).

Formula (O=14)		Composition variables		Site fractions		ideal activities	
Al	2.3979	Al_{IV}	1.106076155	$X_{Fe,M23}$	0.4188894	a_{clin}	0.0366432
Si	2.8802	Al_{VI}	1.291855178	$X_{Mg,M23}$	0.5366376	a_{ames}	0.002932
Ti	0.0137	R_1	0.007886864	$X_{Al,M23}$	0.044473	a_{sud}	0.0008001
Na	0	Va	0.08894608	$X_{Fe,M1}$	0.3494333	a_{SiO2}	1
Mg	2.5808	Al_{M4}	1	$X_{Mg,M1}$	0.4476576	a_{H2O}	1
Mn	0.0129	Al_{M23}	0.177892159	$X_{Al,M1}$	0.113963		
Fe	2.0145	Al_{M1}	0.113963019	$X_{Va,M1}$	0.0889461		
K	0.0079	X	0.438385711	$X_{Al,T2}$	0.5569815		
Ca	0.0032	Z	0.08894608	$X_{Si,T2}$	0.4430185	$\ln_K$	4.6772821
Total cation	9.9111	Y	0.113963019	P = 0.1-0.7GPa		**T= 226-298 ± 50°C**	

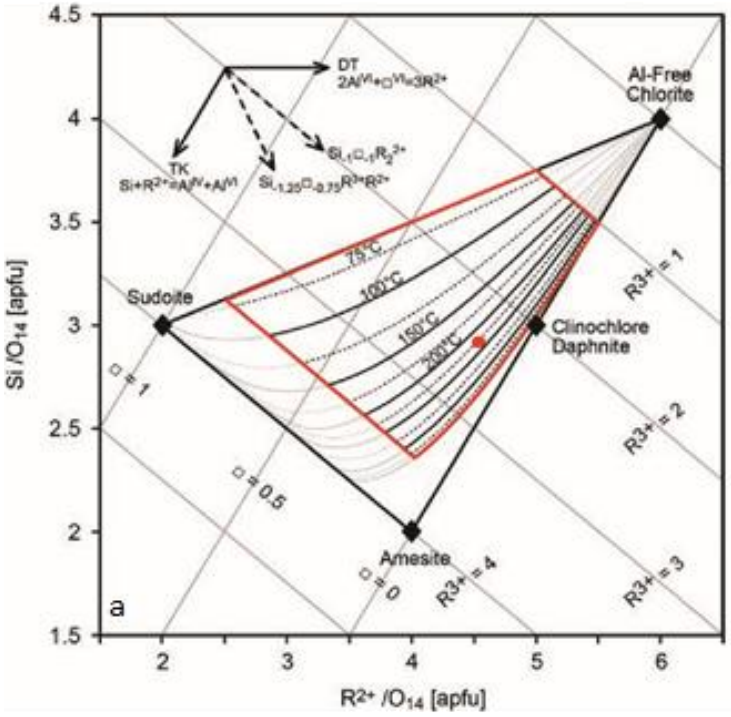


Figure III-14 : *représentation de l'analyse de la chlorite issue de l'unité métamorphique de Beni Bousera dans un diagramme T-R^{2+}-SI (Bourdelle and Cathelineau, 2015), (traits pleins avec un pas de 50°C) calculées avec le thermomètre Bourdelle et al. (2013). Le domaine de la fiabilité optimale pour ce thermomètre est indiqué en rouge.*

III.3 Géochronologie

Cinq échantillons ont été utilisés pour les datations, 4 échantillons dans les métapélites ont été datés par la méthode U-Th-Pb sur monazite, et un échantillon dans un leucosome par les datations ^{40}Ar-^{39}Ar sur muscovite et biotite, voir Figure III-1 pour la localisation des échantillons.

III.3.1 U-Th-Pb sur monazites

III.3.1.1 *Texture*

L'imagerie au microscope électronique à balayage (MEB) par électrons rétrodiffusés (BSE), les analyses qualitatives ainsi que les observations au microscope optique, ont permis d'identifier deux populations de monazite : des monazites en inclusion dans les grenats M1 et M2, dans la sillimanite syn M2 et des monazites dans la matrice (Figure III-15 ; Figure III-16).

- Monazite en inclusions (Mnz$_i$)

Dans le grenat considéré de l'assemblage M1, toutes les monazites sont de forme arrondie (6 à 167 µm Figure III-15a-c) de rares grains montrent des bordures

irrégulières (Figure III-15d). Les monazites en inclusions dans les grenats M2 sont généralement associées à l'apatite (Figure III-16f et 16g). Une monazite a été également trouvée en inclusion dans la sillimanite (Figure III-16c) d'autres dans le quartz. Aucune inclusion dans d'autres phases n'a été trouvé dans les échantillons analysés.

- Monazite dans la matrice : (Mnz_m)

Au sein de la matrice, la monazite (14 à 236 µm) est xénomorphe (Figure III-16-f). On la trouve entourée partiellement de la cordiérite et du spinelle (Figure III-16et 16b) en contact avec de la biotite et de la sillimanite (Figure III-16d) entourées partiellement d'ilménite (Figure III-16e). Enfin, on la trouve également sur la bordure des petits grenats (M2), qui ont la même chimie que la bordure des grenats M1 et sont interprétés comme une surcroissance de ce dernier (Figure III-9d, Figure III-16f).

- Phases minérales en inclusions dans la monazite

Le MicroRaman a été utilisé afin de déterminer la nature des inclusions rencontrées dans les monazites.

L'apatite, la cordiérite et le spinelle ont été détectés dans la monazite 1 de l'échantillon BB17-77A (Figure III-16a ; annexe 2) où ils remplissent également les fissures ; cela suggère que la monazite avait en inclusion un silicate d'alumine qui a été complètement transformé en cordiérite et spinelle suite à la réaction avec le grenat. Le silicate d'alumine en inclusion a été totalement transformé, ce qui n'a pas permis de l'identifier.

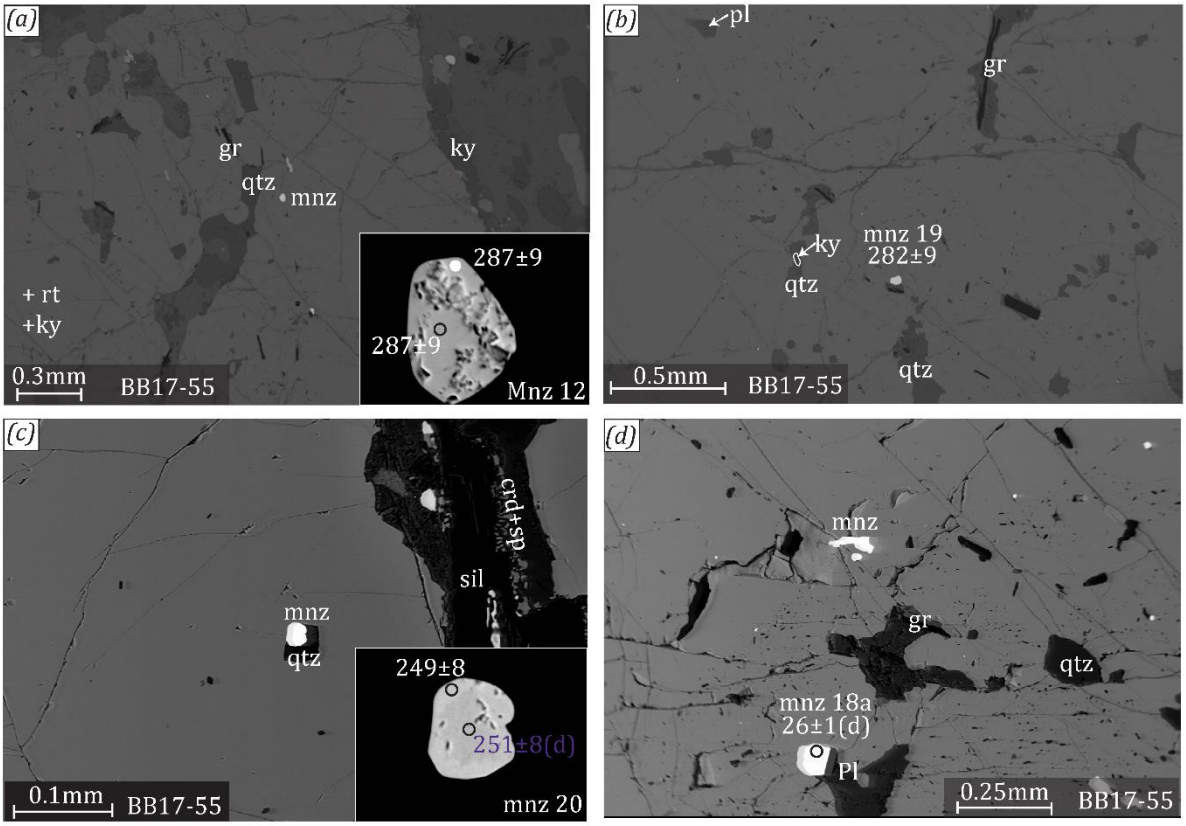


Figure III-15 : *Images BSE montrant les monazites en inclusions dans le grenat de paragenèse M1 la relation de texture entre la monazite et le grenat. (a) et (b) monazite en inclusion dans le cœur du grenat, notez les autres inclusions dans le même grenat, le grenat de la photo (a) est le grenat rapporté dans la Figure III-9a. (c) inclusion de monazite dans la bordure du grenat (d) monazite en inclusion dans le cœur du grenat ; le grenat de la photo (d) est le grenat rapporté dans la fig.4 (photos à droite). Les âges représentent les âges $^{206}Pb/^{238}U$, les données sont présentées dans annexes 4, d signifie que l'âge est discordant dans le système U/Pb et concordant dans le système U-Th-Pb. Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz, (1983).*

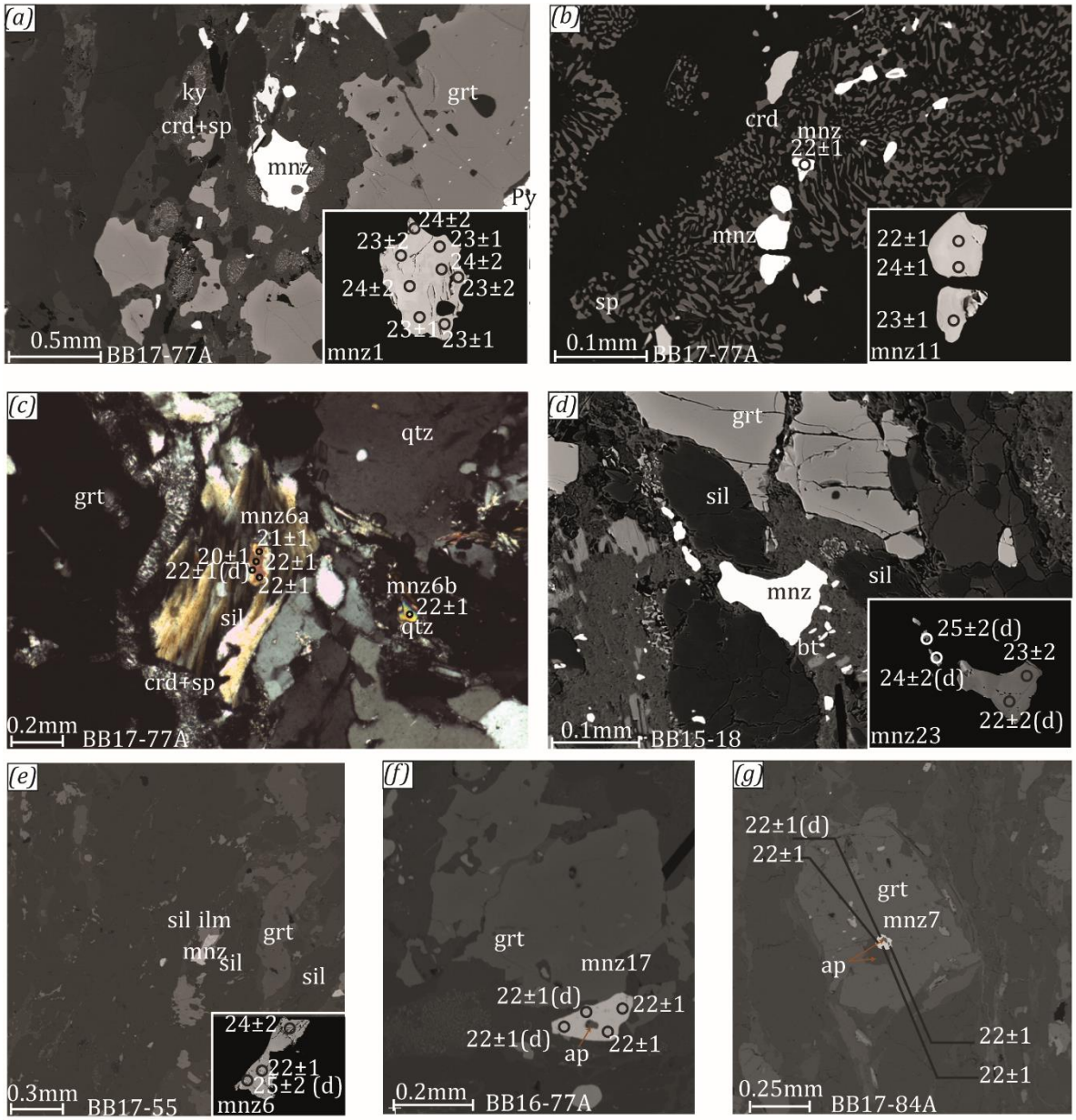


Figure III-16 : *Images ESB et photographie en lame mince montrant la relation texturale entre monazite et les minéraux adjacents. (a)-(b) relation texturale entre la monazite, le spinelle et la cordiérite. (c) Inclusion de monazite dans la sillimanite. (d) monazite matricielle aux limites de la biotite et de la sillimanite. (e) relation texturale de la monazite avec l'ilménite. (f) monazite aux limites du grenat M2 (voir Figure III-9d). (g) monazite en inclusion dans le grenat M2. Les âges $^{206}Pb/^{238}U$ représentent les âges concordants, les données sont présentées dans annexes 4. d signifie que l'âge est discordant dans le système U/Pb et concordant dans le système U-Th-Pb. Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz, (1983).*

III.3.1.2 *Géochimie des monazites*

Les analyses présentées ici ont été effectuées à la microsonde électronique et / ou au spectromètre de masse.

III.3.1.2.1 Concentrations en Y

La monazite de la matrice (Mnz_m) qui donne les âges les plus jeunes (entre 20.5 ± 0.9 Ma à 24.4 ± 1.4 Ma, voir section suivante) est appauvrie en Y (0-760 ppm, annexe 2). Tandis que les inclusions de monazite dans le grenat M1 présentent des concentrations variables en Y (0-9666 ppm, annexe 2) et peuvent être subdivisées en 3 types de monazites mnz_{i1}, mnz_{i2} et mnz_{i3}. Les monazites mnz_{i1} avec une forme arrondie sont homogènes et appauvries en Yttrium 6-738 ppm, (toutes les analyses des monazites regroupées ; e.g., mnz 12 et 9 échantillons BB17-55, annexe 2). Cette population de monazite donne des âges les plus vieux (voir la section suivante). Mnz_{i2} et Mnz_{i3} sont plus enrichies (90-9666 ppm). Les cartes en rayon X de l'Yttrium sur ces deux dernières indiquent deux types de zonation : zonation concentrique, et « patchy zoning » (Figure III-17). Les Mnz_{i2} ont une forme arrondie et présentent une zonation concentrique d'Y diminuant vers les bordures et donnent des âges étalés (entre 228.4 ± 7.5 Ma et 262.3 ± 8.5 Ma, voir section 3.1.3) (Figure III-17a et 17b) alors que les monazites Mnz_{i3} avec des bordures irrégulières présentent un « patchy zoning », (Figure III-17c et 17d).

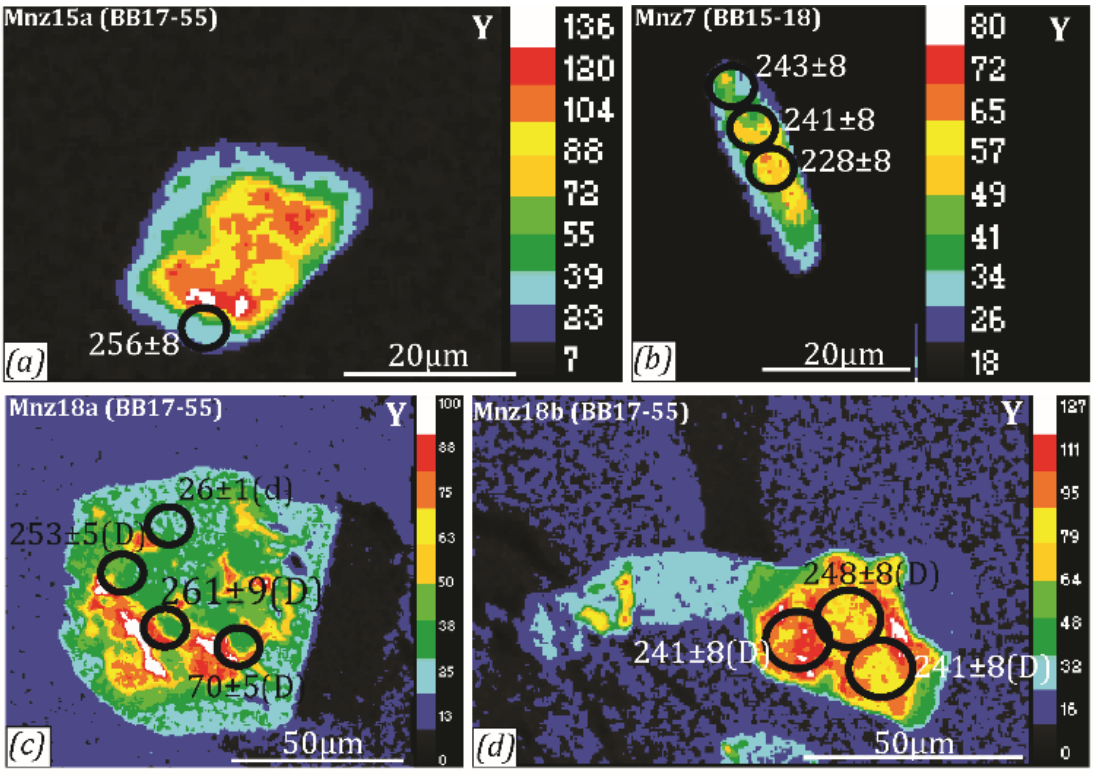


Figure III-17 *: Cartes en rayons X montrant la distribution de l'Y dans la monazite en inclusions dans le grenat. d, signifie que les âges sont discordants dans le système U/Pb. D, âges discordants en U/Pb et en U-Th/Pb.*

III.3.1.2.2 Concentration en REE

Les analyses en REE de différentes monazites de la matrice (Mnz_m), ainsi que des inclusions dans le grenat M1 (Mnz_i) (Figure III-18), indiquent que toutes les monazites disposent d'une signature chimique similaire en LREE et d'une anomalie négative en Eu. Les Mnzm sont caractérisées par les plus faibles concentrations en MREE, et en HREE (annexe 2, Figure III-18) avec une anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^*=Eu_N/\sqrt{(Gd_N.Sm_N)}$), qui varie entre 0,14 et 0,46.

Les Mnz_{i1} sont caractérisées par la plus forte anomalie en Eu négative comprise entre 0,07 et 0,25, et par une concentration moyenne en HREE (valeurs) (mnz 19 et 9, annexe 2, Figure III-18). Mnz_{i2} et Mnz_{i3} (mnz 14, mnz 18a et 18b) sont caractérisées par les concentrations les plus élevées en HREE (valeurs) et une anomalie négative l'Eu plus faible variant entre 0,28 et 0,53 (annexe 2, Figure III-18).

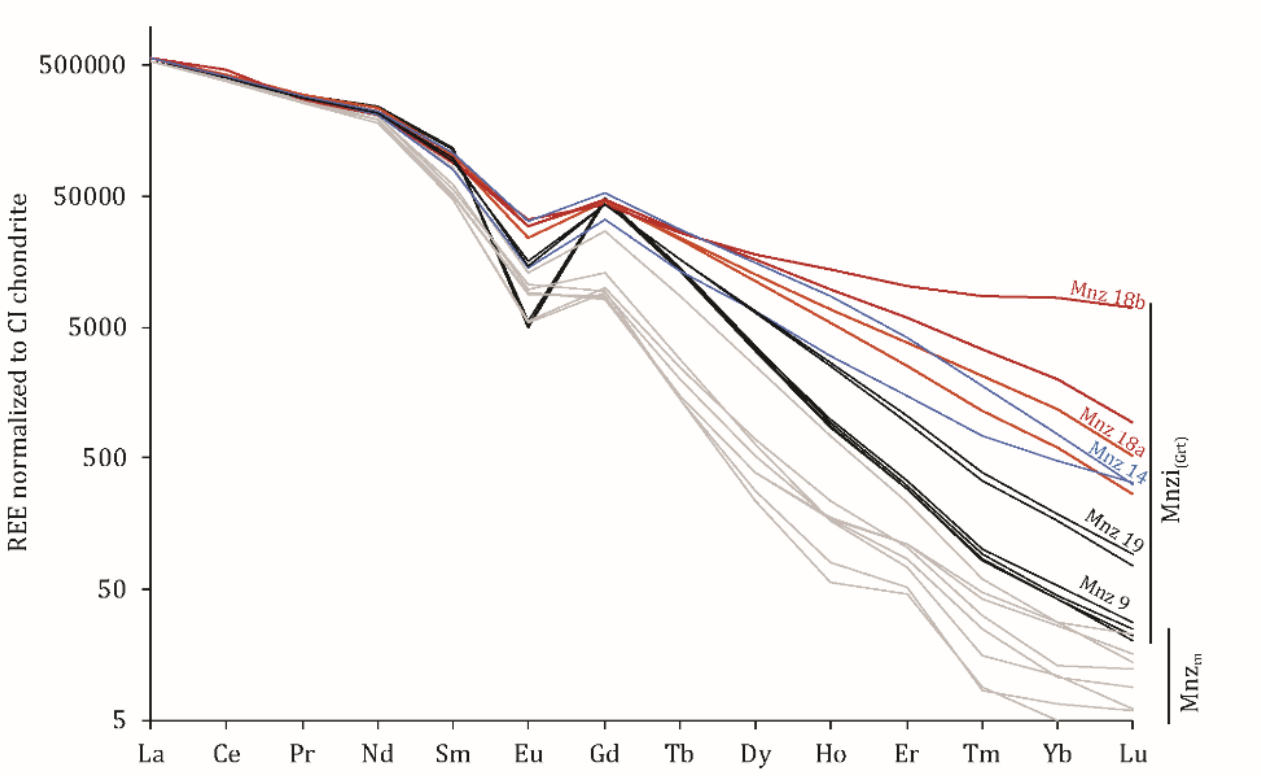


Figure III-18 : *Spectres de REE dans les monazites de la matrice (Mnz_m, spectres en gris) et les monazites en inclusions dans le grenat M1 (Mnz_i) normalisées aux chondrites (Mcdonough and Sun, (1995). (Voir les données brutes dans annexe 2).*

III.3.1.3 *Résultats des datations U-Th-Pb*

49 monazites ont été analysées avec un total de 112 spots de laser ; 25 monazites en inclusion dans le grenat, 1 monazite en inclusion dans la sillimanite et 23 monazites dans la matrice. Pour une meilleure représentation des résultats, toutes les données

obtenues sont représentées dans un diagramme Concordia $^{206}Pb/^{238}U$ / $^{207}Pb/^{235}U$ (Figure III-19 ; annexe 4). Mais seules les analyses également concordantes dans les systèmes $^{208}Pb/^{232}Th$ et ^{206}Pb /^{238}U ont été représentées.

- Parmi les 25 monazites en inclusion dans le grenat, seulement 15 monazites donnent des âges concordants dans les deux systèmes U/Pb et U-Th/Pb. Cinq monazites ($Mnzi_1$) en inclusion dans le grenat M1 avec un total de 10 spots donnent des âges U/Pb concordants entre 274 ± 9 et 287 ± 9 Ma, et des âges U-Th/Pb concordants entre 263 ± 9 Ma et Th/U/Pb de 293 ± 10 Ma. La moyenne pondérée des données donne un âge U/Pb de 281 ± 3 Ma et de 283 ± 4 Ma (Figure III-19; annexe 4). Ces monazites décrites ci-dessus sont généralement retrouvées dans le cœur du grenat M1 qui contient à la fois le disthène, le quartz, le plagioclase, et le rutile en inclusion. 8 monazites en inclusion dans le grenat M1 ($Mnzi_2$) avec un total de 10 spots donnent des âges U/Pb intermédiaires concordants dispersés et qui varient entre 228.4 ± 7.5 Ma et 262.3 ± 8.5 Ma (Figure III-19; annexe 4). Ces âges représentent vraisemblablement un mélange entre les âges précédents et les âges plus jeunes dûs à une analyse à cheval entre deux domaines. 3 spots dans une monazite en inclusion dans le grenat M2 (Mnz 7, Figure III-16, annexe 4) donne un âge à 21.4 ± 0.9 Ma, et une monazite dans le grenat M1 à 23.2 ± 1.7 Ma (Mnz_{i3}) (Figure III-19; annexe 4).

- La monazite Mnz 6a en inclusion dans la sillimanite donne des âges U/Pb concordants qui varient de 19.9 ± 1.1 Ma à 21.80 ± 1.3 Ma.

- Dans la matrice, les analyses montrent fréquemment une incorporation de Pb commun qui a pour conséquence de déplacer les données sur la droite de la Concordia (augmentation du rapport $^{207}Pb/^{235}U$, Figure III-19). Les âges concordants dans les deux systèmes donnent une gamme entre 19.9 ± 1.1 Ma à 24.4 ± 1.4 Ma. La monazite 17, échantillon BB17-77A, située à la bordure du petit grenat M2 (Figure III-9d), donne un âge moyen à 21.4 ± 0.9 Ma (Figure III-16f, annexe 4). La monazite 1 de l'échantillon BB17-77A qui est entourée de la cordiérite et du spinelle, donne des âges concordants entre 23.1 ± 1.6 Ma et 24.3 ± 1.5 Ma. La monazite 11a et 11b donne des âges entre 21.6 ± 1.4 Ma et 24.4 ± 1.4 Ma. La monazite 23, échantillon BB15-18 donne un âge concordant à 23.3 ± 2.4 Ma. L'ilménite a été trouvée partiellement en inclusion dans une monazite qui donne des âges concordants entre 22 ± 1.4 Ma et 23.7 ± 2.5 Ma.

Les données obtenues dans les monazites de la matrice, et Mnzi3 dans le grenat M1 et les monazites en inclusion dans la sillimanite et les grenat M2 s'alignent le long d'une Discordia dont l'intercept inférieur est à 21.8 ± 0.6 Ma (MSWD = 3.2,Figure III-19) et dont l'intercept supérieur se dirige vers la composition du Pb commun.

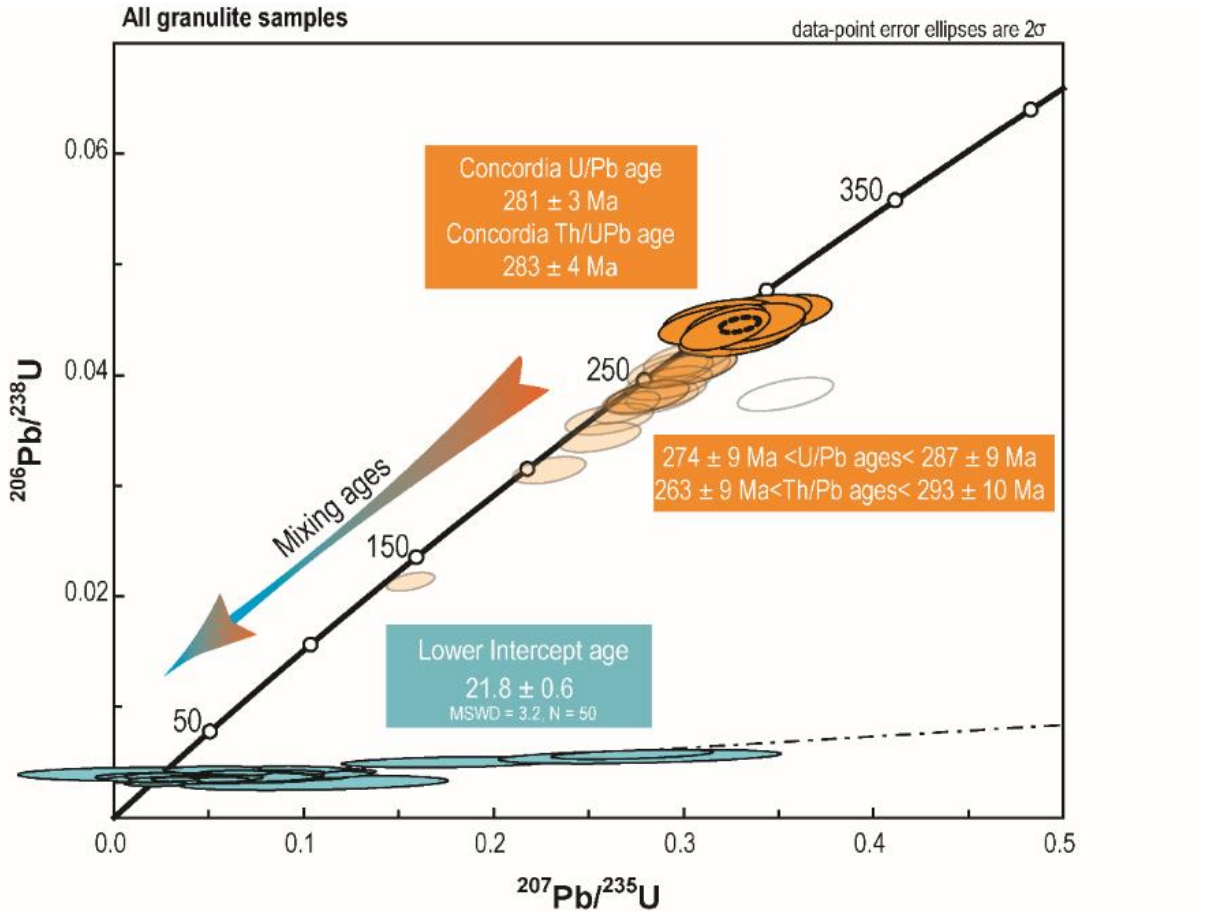


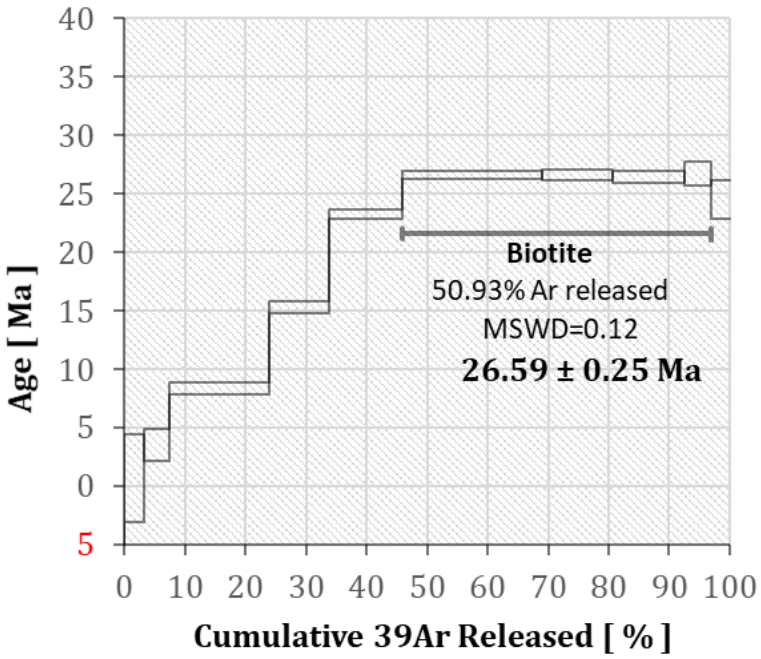
Figure III-19 : *Diagramme Concordia $^{206}Pb/^{238}U$ vs $^{207}Pb/^{235}U$ des monazites des métapélites de l'unité Beni Bousera. Les ellipses oranges représentent les données obtenues dans les inclusions du grenat M1. Les données brutes sont présentées dans* ***Erreur ! Source du renvoi introuvable.****. Les ellipses bleues représentent toutes les données obtenues dans les monazites de la matrice, en inclusion dans la sillimanite et dans le grenat M1 et M2*

III.3.2 Datations ^{40}Ar-^{39}Ar sur micas

Un échantillon a été sélectionné pour les datations ^{40}Ar-^{39}Ar dans le leucosome des métapélites (BB15-04). La biotite et la muscovite monograins ont été utilisées pour la datation (Figure III-20) :

- La muscovite donne un âge plateau à 21,51 ± 0,26 Ma correspondant à 99.97% de l'^{39}Ar libéré à partir de 9 étapes (Figure III-20). L'isochrone inverse pour les étapes du plateau donne un âge concordant à 21.40 ± 0.30 Ma (MSWD = 0,56 ; rapport initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ de 301.2 ± 7.7) (annexe 5). L'âge plateau à 21,51 ± 0,26 Ma est considéré comme la meilleure estimation de l'âge.

– La biotite donne un spectre en escalier, âge pondéré à 26,59 ± 0,25 Ma correspondant à 50.93% de l'^{39}Ar libéré à partir de 4 étapes (Figure III-20). L'isochrone inverse pour les étapes du plateau donne un âge à 27.38 ± 3.61 Ma (MSWD = 0.12 ; rapport initial ^{40}Ar/^{36}Ar de 277.5 ± 81.9) (annexe 5). L'âge plateau à 26,59 ± 0,25 Ma est considéré comme la meilleure estimation de l'âge. Les étapes de basse température en escalier indiquent une perte d'argon associé à un évènement plus jeune.



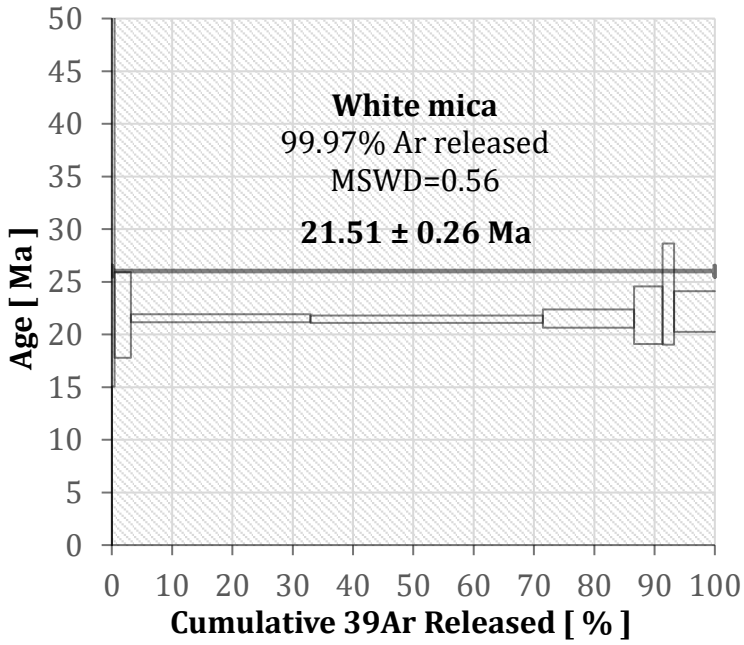


Figure III-20 : *Spectres d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ en fonction de l'^{39}Ar libéré. Les marges d'erreur de chaque étape sont de 2σ. L'erreur des âges du plateau est donnée à 2σ. Les données brutes sont présentées dans l'annexe 5.*

III.4 Discussion des résultats

III.4.1 Résultats tectoniques, et pétrologiques

Les résultats des analyses tectoniques et pétrologiques ont montré que l'unité métamorphique de Beni bousera a subi des évènements tectono-metamorphiques polyphasés.

Le premier évènement D1 est associé à une foliation S1 et des plis isoclinaux P1. L'étude pétrographique montre que cet évènement est associé à un métamorphisme M1 avec l'association minéralogique à disthène, grenat, rutile, plagioclase, feldspath potassique et quartz. Le calcul des conditions P-T correspondant à l'assemblage M1 a été estimé à 1,4<P<1,9 GPa et de 770<T<865°C, conditions calculées en utilisant la géothermobarométrie à partir d'inclusions minérales blindées dans le grenat M1. Ces conditions sont considérées comme des conditions minimales. En utilisant la modélisation thermodynamique, la variation de la teneur en H2O dans le système entre un état anhydre et un état où la teneur maximale nécessaire en H2O est égale à 5moles, produit un changement drastique dans le champ de stabilité P-T de l'assemblage théorique M1. Dans des conditions anhydres, l'assemblage est stable dans une large gamme de champ P-T ; 640 à 1080°C et 1,22-2,05 Gpa. A une teneur maximale en H_2O= 5moles, la stabilité de l'assemblage tend vers un point invariant dans le champ P-T vers 900°C et 1.23 GPa.

En combinant la géothermobarométrie et les pseudosections, seule la pseudosection P-T calculée avec des conditions anhydres incluant partiellement les conditions P-T trouvées à l'aide de la géothermobarométrie a été considérée. Ces conditions étant précisément calculées dans le cœur du grenat M1 à partir de cristaux préservés aussi bien que possible des évènements les plus tardifs. L'intersection des conditions trouvées en utilisant la géothermobarometrie, et celles trouvées avec la modélisation thermodynamique de la roche totale fournissent les meilleures estimations à des conditions d'environ 1.4 à 1.75 GPa et de 770°C à 840°C, de telles conditions attestent d'une croûte continentale épaissie (≈ 45 km).

Le deuxième évènement D2 est associé à une foliation pervasive S2 de direction NW-SE à WNW-ESE avec un pendage qui varie de 5° à 76° vers le NE ou bien vers le SW, cette foliation est associée à des plis isoclinaux P2 à direction N-S à ENE-WSW avec un plongement faible de 2° à 19° vers le nord et aussi vers le sud. L'étude pétrographique montre que cet évènement est associé à un métamorphisme M2 composé de l'association minéralogique à plagioclase, feldspath potassique, grenat, biotite,

ilménite, quartz ± magnétite. Le calcul de la température de cet évènement en utilisant le géothermomètre qui concerne l'échange de Mg-Fe entre biotite et grenat donne des températures entre 695°C à 790°C. La modélisation thermodynamique, avec une quantité d'H_2O égale à 4 moles et en faisant varier l'état de l'oxydation du fer entre un état ou tout le fer est ferreux ou en ajoutant 5% du fer comme fer ferrique donne approximativement les mêmes résultats avec des conditions entre 770°-870°C et 0.5-1.1 GPa. Donc nous considérons une gamme entre 645 ± 50°C et 870°C avec une pression entre 0.5-1.1 GPa comme les conditions optimales pour cet assemblage.

Le troisième évènement D3 n'est associé à aucune structure à l'échelle de la lame mince (ni observée à l'échelle de l'affleurement) et il est clairement postérieur à l'évènement D2, L'étude pétrographique montre que cet évènement est associé un métamorphisme M3 composé de l'association minéralogique à plagioclase, cordiérite, spinelle (hercynite), ilménite, quartz et magnétite qui se développe dans un état statique.

Seule la modélisation thermodynamique a été utilisée pour la détermination des conditions P-T de cet assemblage. Les conditions calculées à une valeur de H_2O égale 1 mole en incluant 5% de Fer ferrique dans le système donne des conditions de température entre 1000°C-1075°C et une pression entre 0.45-0.59GPa.

Les modélisations thermodynamiques montrent que les deux événements D2, D3 sont associés à une fusion partielle, cette dernière est exprimée à l'échelle de la roche par la présence de nombreux leucosomes.

Le quatrième évènement D4 n'est associé à aucune structure à l'échelle de la lame mince et il est clairement postérieur à l'évènement D3. L'étude pétrographique montre que cet évènement est associé à un métamorphisme M4 composé de l'association minéralogique à plagioclase, chlorite, muscovite, ilménite, quartz qui se développe dans un état statique. La géothermométrie sur la chlorite donne des conditions à 226°C et 298°C ±50°C, qui se développent dans les conditions basses du faciès des schistes verts.

III.4.2 Résultats géochronologiques

Les monazites de la matrice présentent une signature chimique homogène avec les concentrations les plus faibles en Y, MREE et HREE, l'âge de ces monazites est alpin. Tandis que les monazites en inclusions dans le grenat M1, sont caractérisées par des concentrations plus élevées de Y, MREE et HREE, et une large gamme d'âges entre 287 ± 9 Ma et 23 ± 2 Ma. Les monazites les plus vieilles (Mnz_{i1}) sont caractérisées par les plus faibles concentrations en Y et en HREE par rapport aux autres inclusions de monazites (Mnz_{i2} et Mnz_{i3}). Les Mnz_{i3} donnent souvent des âges discordants ; un seul âge à 26 ± 1 Ma est concordant seulement dans le système U/Th/Pb. Ces âges obtenus sont similaires aux âges obtenus dans les monazites de la matrice et à ceux des monazites liées à la symplectite à spinelle et cordiérite entre 26 et 21 Ma. Les symplectiques de cordiérite et de spinelle sont le résultat de la réaction entre disthène

et/ou de la sillimanite avec tous les grenats que ce soit M1 ou M2. Le grenat M1 contient une quantité de monazites importante qui donnent des âges plus vieux entre 228.4 ± 7.5 Ma et 287 ± 9 Ma qui peuvent être parfois trouvés près des feldspaths, du disthène, du rutile, et du quartz en inclusion dans le grenat.

Si la monazite cristallise pendant la dissolution du grenat, ce dernier peut libérer de l'Y et de l'HREE qui sera alors incorporé dans la monazite pendant sa cristallisation (Foster et al., 2002). Les monazites (Mnzi1) en inclusions dans le grenat, M1, qui ont une teneur faible en Y et en REE, donnent les âges les plus anciens. Cela pourrait indiquer que les concentrations plus élevées en Y et en HREE dans les Mnz_{i2} et Mnz_{i3} sont probablement associées à un stade de dissolution locale du grenat M1.

Les monazites Mnzi1 sont systématiquement associées à la paragenèse M1 en inclusion dans le coeur de la plupart des grenats M1. Les âges entre 274 ± 9 et 287 ± 9 Ma correspondent donc à l'évènement M1. On trouve également dans la matrice des paragenèses relictuelles identiques à celle du coeur des grenats M1 (disthène+ rutile), qui ont probablement le même âge.

Les âges obtenus dans les monazites Mnz_m de la matrice sont compris entre 19.9 ± 1.1 Ma et 24.4 ± 1.4 Ma ; Aucun âge plus vieux n'a été trouvé, ce qui suggère une dissolution et une recristallisation totale des monazites Mnz1 pendant les événements les plus tardifs D2, D3 et D4. L'évènement D1 a seulement été préservé dans le cœur du grenat M1.

Les analyses ^{40}Ar-^{39}Ar quant à elles donnent un âge de 26,59 ± 0,25 Ma sur biotite, et 21,51 ± 0,26 Ma sur muscovite.

En se basant sur les données pétrologiques et géochronologiques, l'âge de l'événement D2 pourra être l'âge maximum obtenu sur la biotite à 26,59 ± 0,25Ma, et l'âge de l'événement D4 pourra correspondre à l'âge le plus jeune obtenu sur les phases les plus tardives à 21,51 ± 0,26 Ma sur la muscovite , l'âge de l'événement D3 se situe entre ces deux épisodes, les monazites entourée de la cordiérite et de la spinelle ou en équilibre texturale avec ces derniers donnent un âge entre 26 et 21 ± 1 Ma pour cet évènement.

Les plis P3 sont clairement plus tardifs que l'évènement D2, puisque ces plis plissent la foliation principale S2.

III.5 Synthèse

Deux évènements polycycliques ont été enregistrés dans l'unité métamorphique de Beni Bousera (*Figure III-21*), un évènement varisque, et plusieurs évènements alpins.

- L'évènement varisque D1 est marqué par une structure primaire S1 associée à une phase de plissement P1 et un métamorphisme M1 caractérisé par l'association minéralogique à grenat, plagioclase, feldspath potassique,

disthène, rutile et quartz, calibré à des conditions de pression autour de 1.4 à 1.87 GPa et de température entre 770°C à 860°C, correspondant au faciès des granulites de HP-HT. Des monazites trouvées avec ces phases en inclusions dans le grenat donnent des âges ThU/Pb entre 274 ± 9 et 287 ± 9 Ma. Cet évènement reflète un épaississement de la croûte continentale lié à l'orogenèse varisque.

- L'élèvement Alpin est polyphasé :

  Un événement D2 marqué par une schistosité S2 avec des plis P2 associées à une phase de serrage NW-SE à E-W et un métamorphisme M2 avec comme minéralogie, grenat, plagioclase, feldspath potassique, sillimanite, biotite, ilménite et quartz ± magnétite et une fusion partielle, calibrées à des conditions de température entre 645 ± 50°C et 870°C et de pression entre 0.5-1.1GPa dans les conditions du facies des granulites de MP-HT, daté à 26,59 ± 0,25 Ma.

- Un événement D3 accompagné d'un métamorphisme M3 composé d'une minéralogie à plagioclase, cordiérite, spinelle, ilménite et quartz ± magnétite et une fusion partielle, calibrée à des conditions de température entre 1000°C et 1075°C et une pression entre 0.45 et 0.59 GPa, correspondant au faciès des granulites de BP-HT daté entre 26 ± 1 et 21 Ma.

- Un événement D4 accompagné d'un métamorphisme M4 composé d'une minéralogie à chlorite, muscovite, plagioclase et quartz, avec des conditions de température de ≈250± 50 °C, correspondant au faciès des schistes verts de BP-BT daté à 21,51 ± 0,26 Ma.

Aucune structure n'a été observée associée à la phase D3 et D4.

L'évolution métamorphique alpine est caractérisée par un chemin prograde de l'évènement D2 à l'évènement D3 qui est marqué par un réchauffement très important dans le faciès des granulites de HT-BP, qui évolue en refroidissant dans le faciès des schistes verts. De telles conditions reflètent un réchauffement de la croûte qui peut être associé à un fort amincissement qui suit l'événement compressif D2.

Les plis tardifs sont postérieurs aux événement D2. L'âge exact de cette déformation n'a pas été mis en évidence.

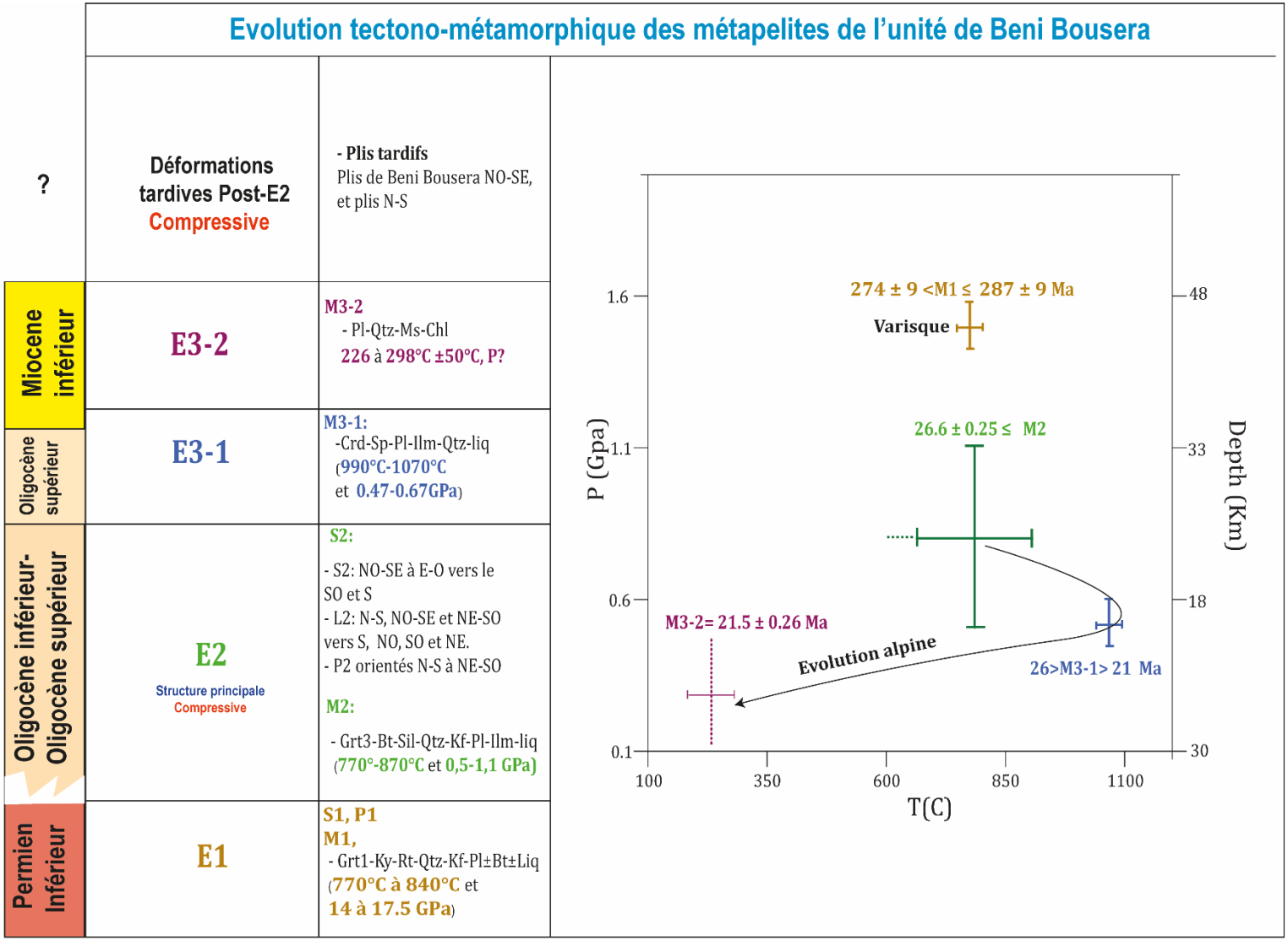


Figure III-21 : *synthèse des résultats pétrochronologiques au sein des métapélites de l'unité de Beni Bousera. Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz, (1983).*

CHAPITRE IV ÉVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE ET GEOCHRONOLOGIQUE DE L'UNITE METAMORPHIQUE DE FILALI.

Dans ce chapitre, l'étude est focalisée sur l'unité métamorphique de Filali. Le but est d'étudier l'évolution de la déformation et du métamorphisme dans cette unité qui est en position intermédiaire entre l'unité de Beni Bousera et les unités de Federico. Ce travail permettra de faire la corrélation entre l'ensemble des Sebtides dans le secteur de Beni Bousera, en s'appuyant sur des analyses structurales, pétrologiques (pétrographie, géochimie, thermobarométrie et modélisation thermodynamique), et des datations géochronologiques dans le système U-Th-Pb sur monazite et dans le système ^{40}Ar-^{39}Ar sur biotite et muscovite. L'ensemble de ces éléments nous permettra de retracer l'histoire tectono-métamorphique de cette unité.

IV.1 Observations sur le terrain

L'unité de Filali représente des métapélites qui repose sur les métapélites de l'unité de Beni Bousera. Cette unité est composée des gneiss migmatitiques à la base qui passent progressivement à des micaschistes en allant vers le sommet. Ces métapélites peuvent contenir des intercalations mineures de roches basiques et carbonatées.

Les gneiss migmatitiques sont caractérisés par une foliation principale S2 qui est marquée à l'échelle de l'affleurement par une alternance de lits quartzo-feldspathiques et alumineux contenant des cristaux de biotite, et de grenats (Figure IV-1). Cette foliation est orientée en majorité NO avec une distribution entre N100° et N161°, et avec un pendage faiblement à moyennement penté de 09° à 61° vers l'E et le SO (Figure IV-2a ; annexe 1a). Quelques directions mineures s'écartent de cette direction principale (6 mesures parmi les 27), et sont principalement distribuées dans le quadrant N-E et S-O avec une orientation majeure entre le NE à E-O et un pendage de 24° en moyenne vers le NW (Figure IV-2a). La linéation d'étirement est marquée par l'orientation des biotites et par l'étirement du quartz et caractérisée par une orientation dispersée de NE-SO, N-S, NO-SE et E-O, mais la majorité de mesures sont autour de l'axe N-S, son plongement est entre 05° et 60° vers le S et le SO, le SE et le NO (Figure IV-2b ; annexe 1b). Cette linéation est associée à des sens des cisaillements inverses marqués par des rotations asymétriques du quartz et du feldspath indiquant un déplacement vers le N et le NO (Figure IV-2a). La foliation principale S2 est associée à un plissement isoclinal P2 (Figure IV-1b). Deux générations de leucosomes peuvent être observées : des leucosomes syn S2, et des leucosomes anté S2 affectés par des plis P2 (Figure IV-1b). Ces deux générations de leucosomes contiennent la même minéralogie qui consiste en quartz, feldspath, biotite +/- grenat, et certains cristaux tardifs de l'andalousite. Ils indiquent une fusion partielle synchrone de la déformation D2. La foliation S2 est affectée par des plis tardifs qui sont orientées N-S, NO-SE et NE-SO et E-O (Figure IV-2c ; annexe 1c). Une

schistosité S3 orientée parallèlement aux plis tardifs de direction N140, 40SE affecte localement la schistosité S2 (Figure IV-1b).

À la base des gneiss de Filali, des filons granitiques traversent la foliation principale, ces filons ont été mis en place dans un contexte extensif, avant les phases de plissement NO-SE et E-W tardives qui affectent ces unités (voir plus de détails sur chapitre V).

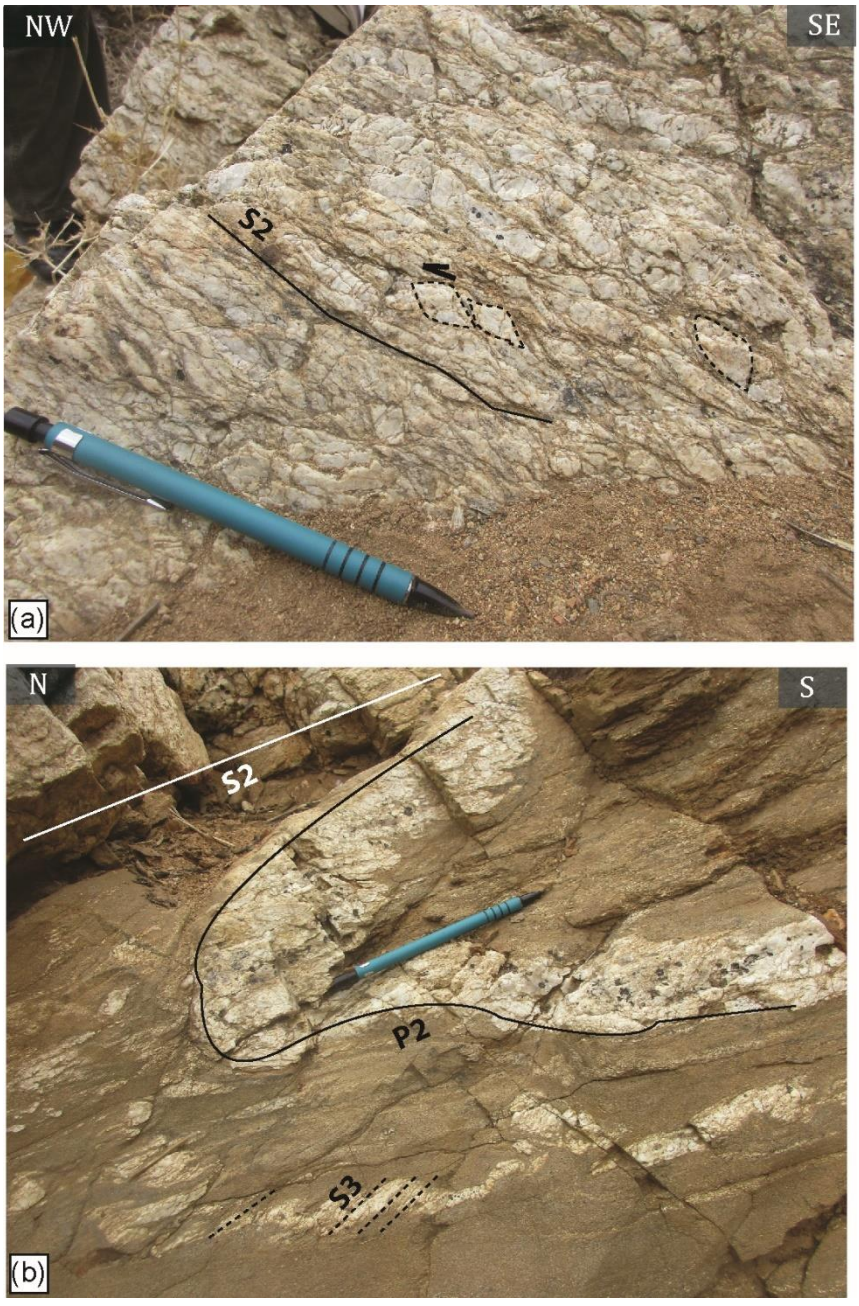


Figure IV-1 : *photos terrain montrant la structure au niveau des gneiss migmatitiques de l'unité de Filali. (a) leucosome syn S2 montrant un sens de déplacement top vers le N. (b) schistosité principale et plissement associée, le leucosome plissé est anté S2. Notez une schistosité tardive S3 qui affecte tardivement cette unité.*

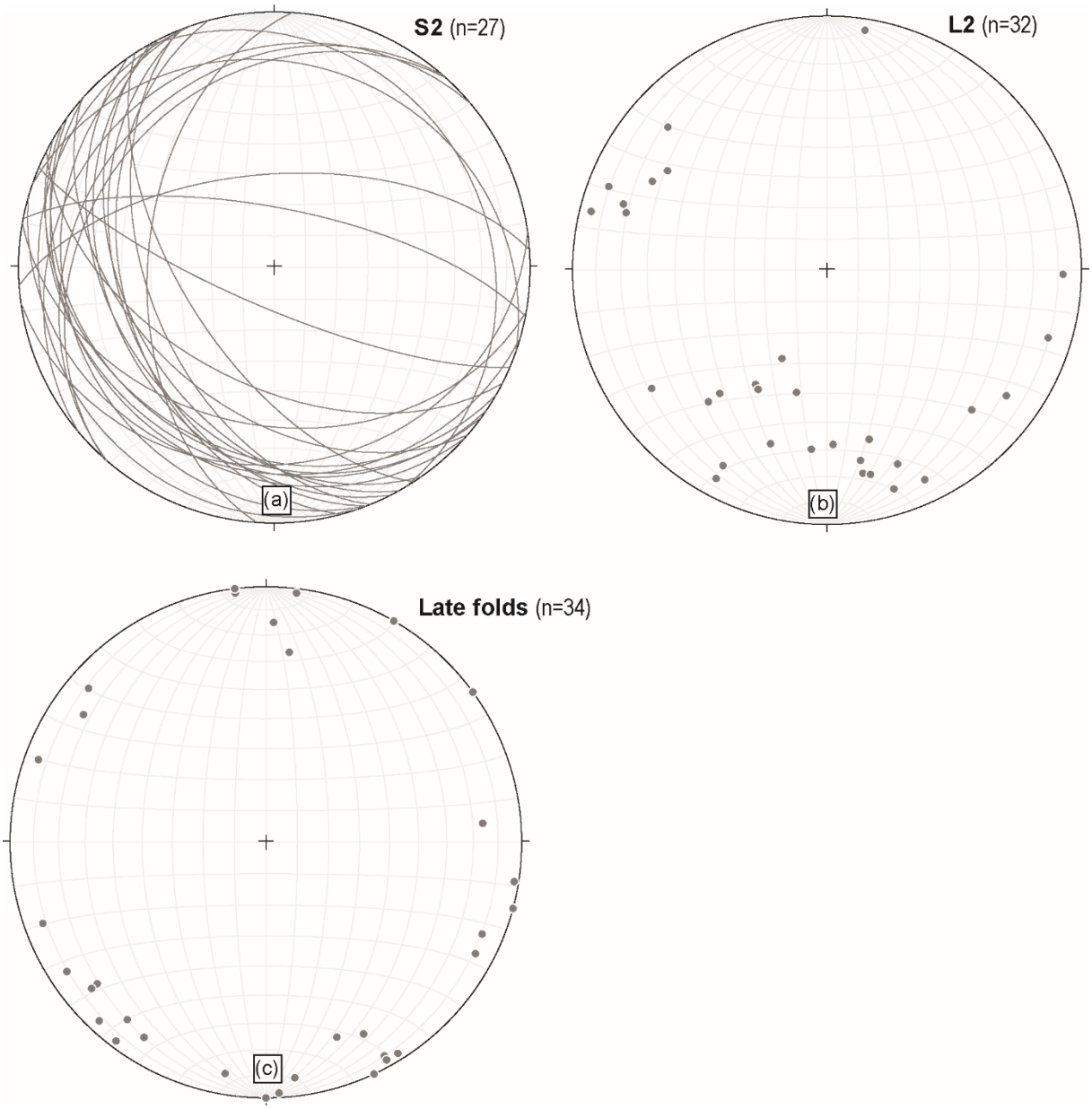


Figure IV-2 : *projections stéréographiques sur un* Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur *des structures dans les gneiss migmatitiques de Filali. (a) schistosité principale (S2), (b) linéation d'étirement (L2). (c) plis tardifs.*

La foliation principale dans les migmatites passe en concordance avec la schistosité principale (S2) des micaschistes de Filali (Figure IV-2; Figure IV-4a. annexe 1a). La schistosité S2 dans cette unité a une orientation très dispersée, 2 directions majeures peuvent être observées ; la première est la plus dominante de direction autour d'un axe NO-SE avec un pendage qui varie entre 10° et 90° vers le SO (Figure IV-4a). Quelques plans mineurs sont pentés vers le NE (Figure IV-4a). La deuxième direction de la schistosité est mineure et distribuée autour d'un axe NE-SO et pentée faiblement à moyennement de 10 et 40° vers SE (Figure IV-4a). Cette schistosité est parallèle aux plans axiaux de plis isoclinaux P2. (Figure IV-3a ; Figure IV-4a). La linéation d'étirement est marquée à l'échelle de l'affleurement par l'orientation préférentielle des biotites, des micas blancs, et de la sillimanite (cette dernière est seulement observée à la base de cette unité). Elle est orientée en majorité NO-SE à N-S avec un plongement variant de 0° à 58° vers le SE à S et vers le S (Figure IV-4b). Parallèlement à la linéation d'étirement, des agrégats quarto-feldspathiques avec des queues de recristallisation asymétriques indiquent un déplacement vers le N et vers le NO (Figure IV-3a et b).

Postérieurement à cette phase de déformation D2, plusieurs stades de déformations ont été mis en évidence. Localement des zones de cisaillement à jeu normal sont marquées par l'inflexion de la schistosité de part et d'autre d'un plan de cisaillement (Figure IV-3c). La schistosité principale S2 est recoupée par une schistosité espacée S3 (Figure IV-3d, f et g), observée seulement à l'échelle du terrain, orientée entre N90° à N152° et pentée de 31° et 78° en majorité vers le SO (Figure IV-4c). La linéation d'intersection entre la S2 et la S3 est orientée SE à S, avec un plongement de 11° à 35° vers le SE (Figure IV-4c). Cette orientation est parallèle à des plis centimétriques à métriques P3 (Figure IV-3d-f) qui affectent ces unités avec une orientation généralement NO-SE à N-S, avec un plongement de l'axe inférieur à 58° vers le SE et déversés vers le NE,ou vers le O (Figure IV-4d ; Figure IV-3d-f). Dans des niveaux où il y a une alternance entre des niveaux gréseux et des niveaux pélitiques, la schistosité S3 de plan axial accompagne des plis en chevrons déjetés vers le NE (Figure IV-3f et g). Une dernière génération de plis P4 orientée E-O (Figure IV-4c) n'est associée avec aucune schistosité de plan axial. Ces plis P4 peuvent dans certains cas se développer en plis-failles (Figure IV-3h).

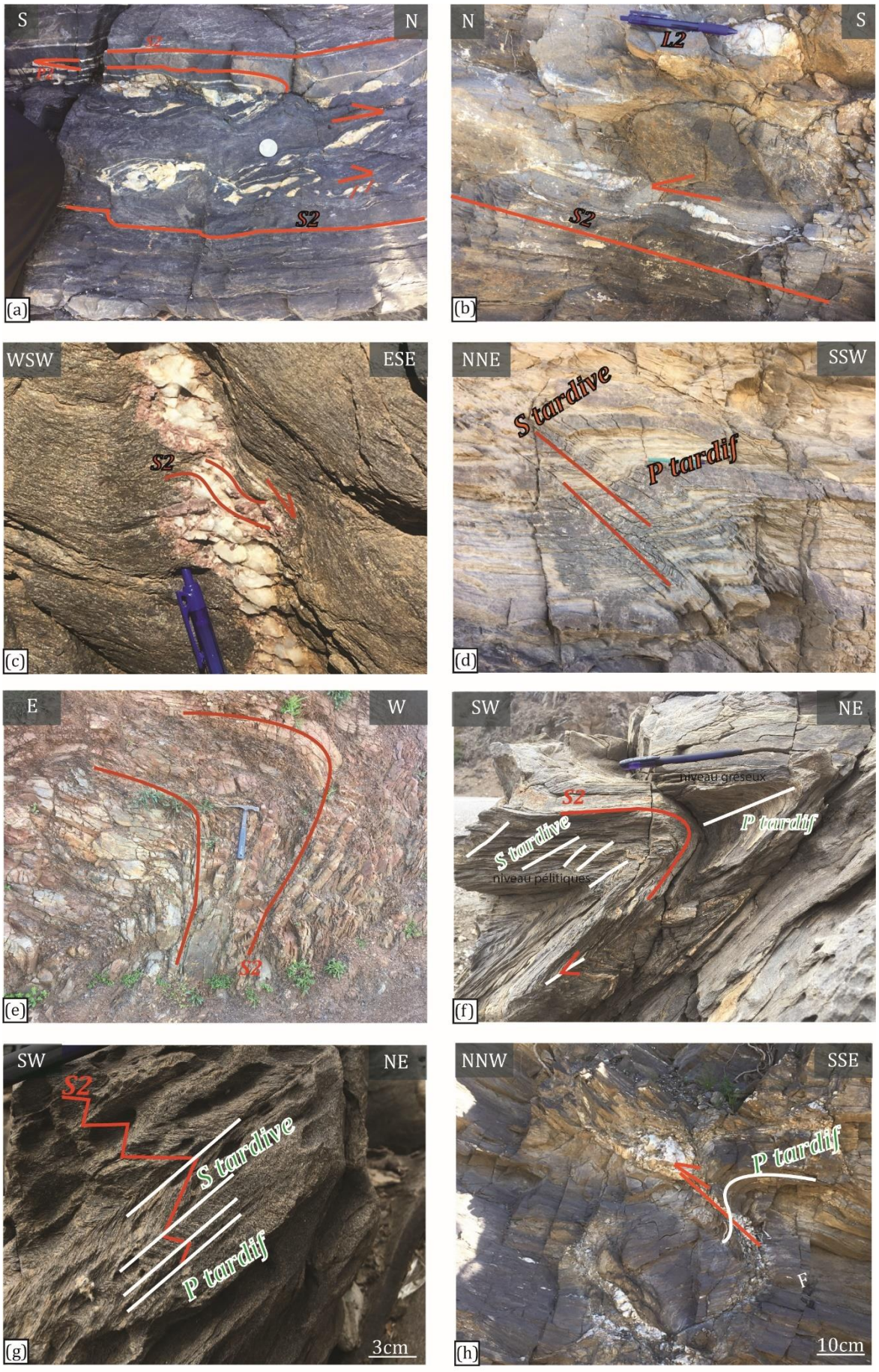

S
N
S2
S2
(a)
N
S
L2
S2
(b)
WSW
ESE
S2
(c)
NNE
SSW
S tardive
P tardif
(d)
E
W
S2
(e)
SW
NE
niveau gréseux
S2
S tardive
niveau pélitiques
P tardif
(f)
SW
NE
S2
S tardive
P tardif
(g)
3cm
NNW
SSE
P tardif
F
(h)
10cm

Figure IV-3 : *photos de terrain montrant la structure au niveau des micaschistes de l'unité de Filali, (a)-(b) schistosité principale et sens de cisaillement top vers le N. (c) zone de cisaillement à jeu normal au niveau d'une veine à andalousite et feldspath. (d)-(e) Plis NW-SE tardif déversée vers le ouest et le N et schistosité associée. (f)-(g) plis en chevron NO-SE déversés vers le NE dans les niveaux pélitiques. (h) plis-faille de direction E-O.*

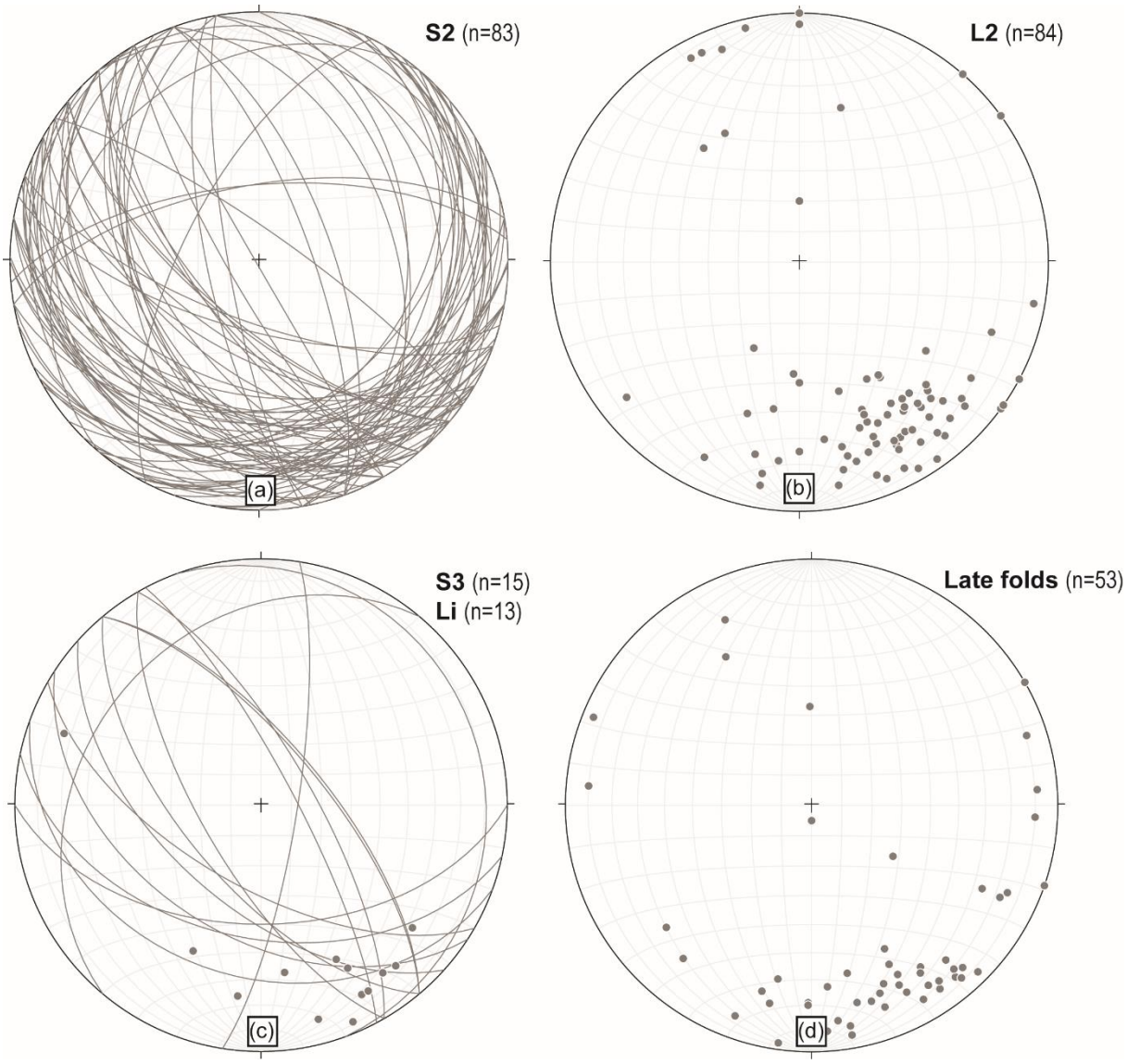


Figure IV-4 : *projections stéréographiques sur un Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur des structures dans les micaschistes de Filali. (a) schistosité principale (S2), (b) linéation d'étirement (L2). (c) schistosité (S3) et linéation d'intersection (Li). (d) plis tardifs.*

IV.2 Pétrologie

La pétrographie de cette unité a déjà été décrite par plusieurs auteurs (El Maz and Guiraud, 2001; Gueydan et al., 2015; Kornprobst, 1974). Nous nous limiterons aux

observations pétrographiques le long d'oued Kanar-Bouhia, la zone la plus étudiée dans ce travail qui permet d'observer l'évolution de la minéralogie et le degré de métamorphisme en allant de la base de cette unité vers le sommet proche du contact avec les unités de Sebtides supérieures Figure IV-5.

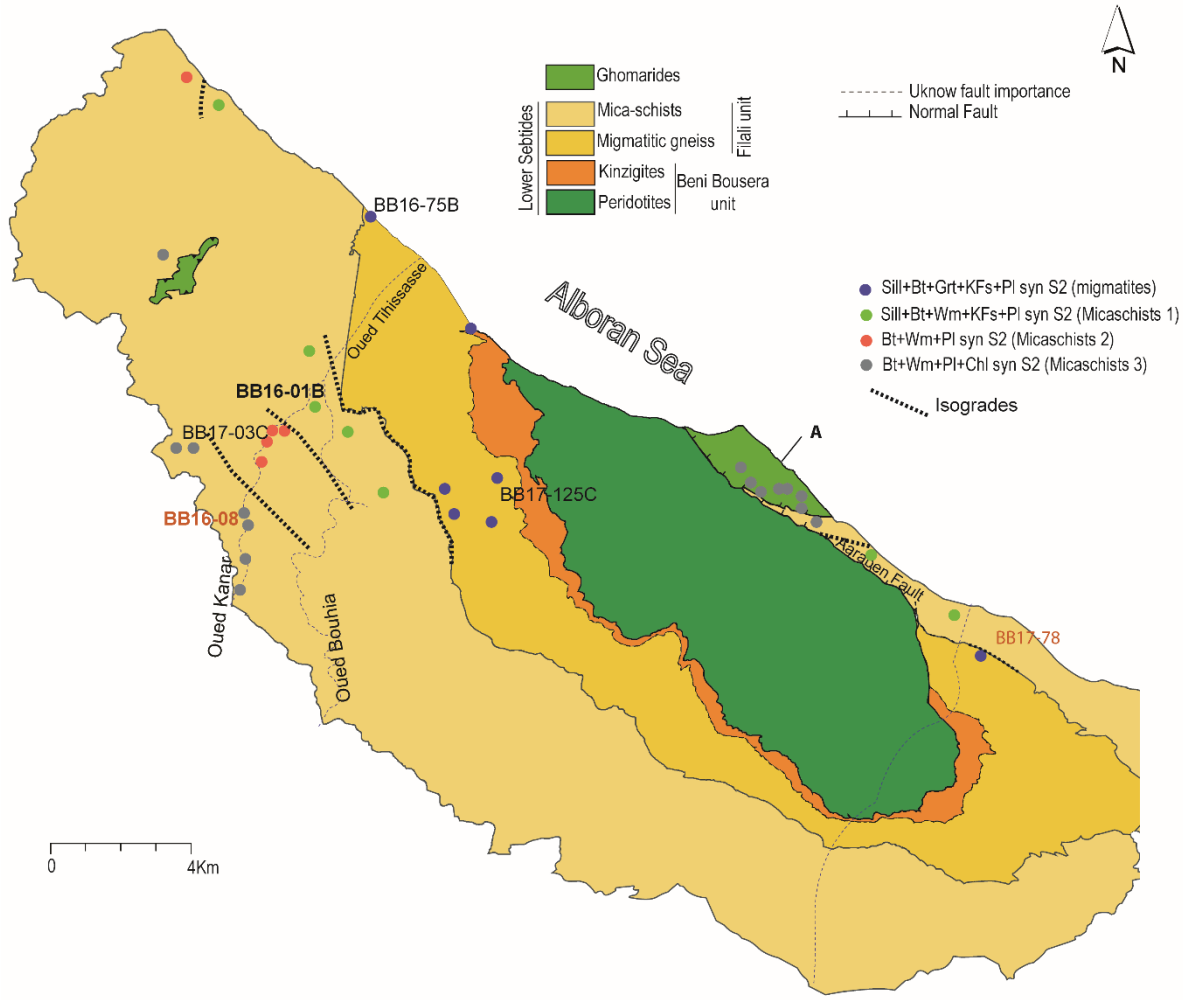


Figure IV-5 : *carte schématique des Sebtides inférieures dans le secteur de Beni Bousera. Les échantillons en gras sont utilisés pour la modélisation des conditions P-T. Les échantillons en noir sont utilisées pour la datation U-Th-Pb. Les échantillons rouges sont utilisés pour les datations ^{40}Ar-^{39}Ar sur micas. Le quartz est toujours présent dans les assemblages syn-S2.*

IV.2.1 Observations en lames minces

En allant des granulites de l'unité de Beni Bousera vers les unités de Federico au sud le long d'oued Kanar et Bouhia, les observations pétrographiques montrent une diminution progressive du degré de métamorphisme lié à la déformation S2. Nous définissons 4 zones :

- **Zone 1 :** des migmatites à Sil + Grt + Bt + Pl + KFs + Qtz syn S2

A la base de l'unité de Filali, les gneiss migmatitiques de l'unité de Filali ne changent guère de la minéralogie observée dans les métapélites de l'unité de Beni Bousera décrite au chapitre 3. Cette minéralogie consiste en un assemblage de grenat, disthène, rutile, plagioclase, feldspath potassique, quartz, graphite, ilménite, biotite, sillimanite, cordiérite, spinelle, muscovite, chlorite, apatite, zircon, monazite (Figure IV-6). La proportion de ces minéraux et la déformation changent en s'éloignant des métapélites de l'unité de Beni Bousera vers le sommet des gneiss migmatitiques (Figure IV-6).

De la base vers le sommet, la foliation S2 est toujours caractérisée par une alternance de niveaux quartzo-feldspathiques et des niveaux alumineux, Les niveaux à plattenquartz et feldspath alternent avec les niveaux à biotite, sillimanite et grenat. (Figure IV-6a *et b)*. En s'éloignant de l'unité métamorphique de Beni Bousera, la biotite devient de plus en plus abondante et la sillimanite devient fibreuse. A l'inverse la sillimanite est généralement prismatique dans l'unité de Beni Bousera (Figure IV-6*b).*

Dans cette foliation, il y a également de l'ilménite partiellement orientée et des petits grenats en équilibre textural avec de la biotite (Figure IV-6a). Le grenat et le disthène deviennent de plus en plus rares depuis la base vers le sommet. La foliation principale est synchrone de la mise en place des leucosomes composés de quartz, de feldspath, de grenat, de biotite et de cristaux de disthène et de sillimanite. Ces leucosomes contiennent quelques agrégats tardifs d'andalousite.

La foliation principale est oblitérée par des paragenèses tardives, notamment la symplectite à spinelle et cordiérite qui est en interface entre le grenat et disthène. Cette symplectite est observée seulement à la base de cette unité.

La minéralogie la plus tardive consiste en chlorite qui est fortement associée à la biotite, et orientée dans la foliation (Figure IV-6b). Ce minéral se développe également en *patches*, ce qui signifie que l'orientation de ce minéral n'est qu'une orientation apparente fortement dépendante de l'orientation de la biotite. Quelques micas blancs tardifs sont observés dans des leucosomes syn-S2.

Finalement d'autres minéraux accessoires sont observés, notamment, le zircon et la monazite, le graphite et des minéraux opaques.

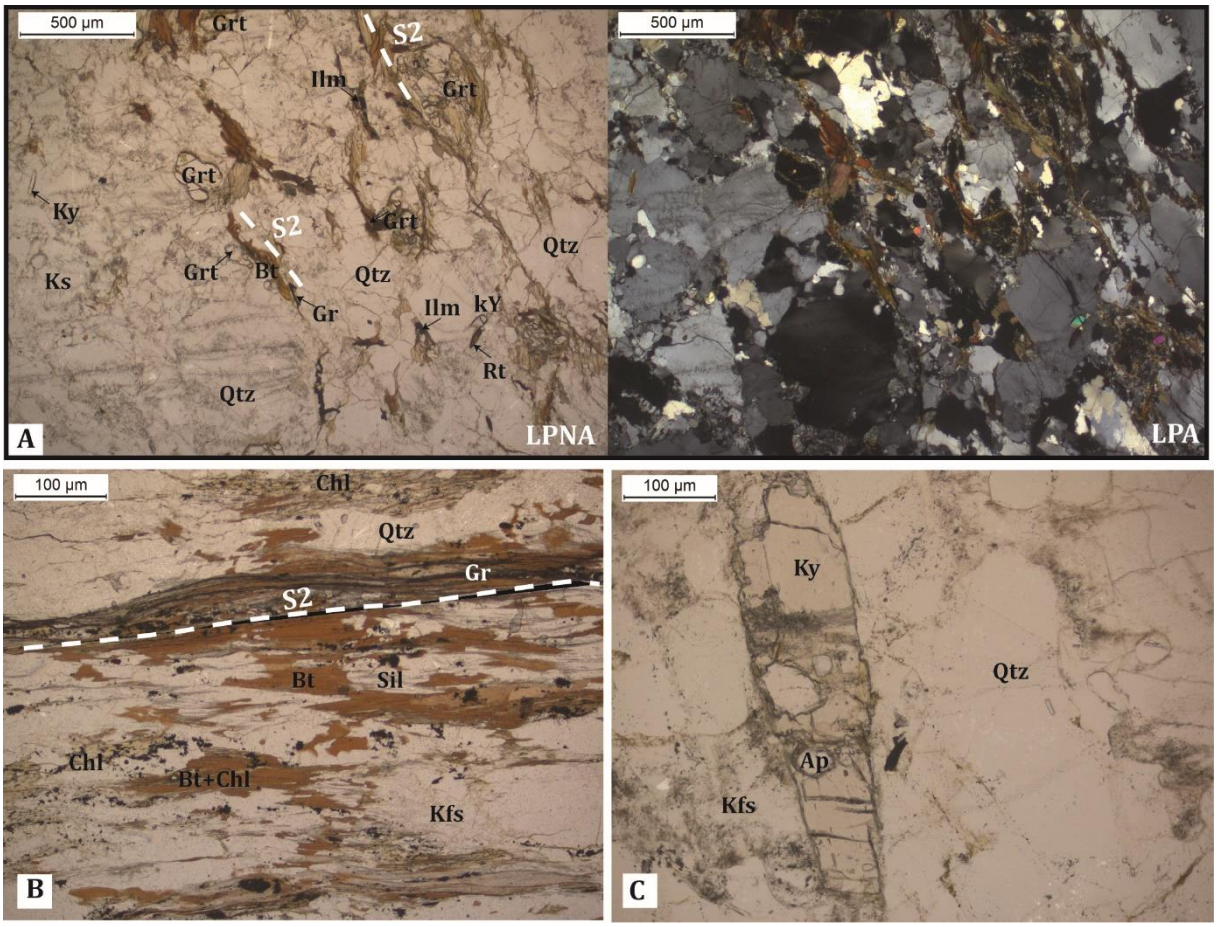


Figure IV-6 : *Photographies des gneiss migmatitiques de l'unité de Filali. (a)-(b) foliation principale marqué par la biotite et la sillimanite et le grenat, en alternance avec des niveaux quartzo feldspathiques, notez l'orientation faible des petit grenats et l'orientation de la chlorite tardive et sa relation avec la biotite (a et b échantillon BB17-125C ; b en LPNA, échantillon BB16-75B. (c) disthène dans un niveau quartzo-feldspathique (LPNA, échantillon BB17-125C).*

La Figure IV-10 présente une synthèse des observations pétrographiques observées dans les gneiss migmatitiques de l'unité de Filali.

En allant vers les micaschistes, ces derniers peuvent être subdivisés en trois zones en se basant sur l'évolution des conditions métamorphiques liées à la minéralogie syn S2

- **Zone 2 :** des micaschistes à Sil + Ms + Bt + KFs +Pl+ Qtz *syn S2*

Le passage entre les migmatites et les micaschistes est marqué par l'apparition en abondance de la muscovite dans la schistosité principale et la disparition des leucosomes. La schistosité principale est marquée en lame mince par de la biotite associée à de la sillimanite fibrolitique, de la muscovite, le plagioclase riche en albite (annexe 2), le quartz et ± ilménites et le graphite (Figure IV-7a-c). Le feldspath potassique est typiquement de l'anorthose également trouvé étiré dans la schistosité (annexe 2).

Des reliques de grenat et de staurotide contiennent une schistosité interne S1 discordante avec la schistosité principale S2 et sont donc regardés comme antérieurs à cette phase de déformation principale (D2) (Figure IV-7a). Quelques cristaux relictuels de disthène sont également observés sur certains échantillons et peuvent être associés à ces grenats et staurotides anté-S2.

A l'échelle de l'affleurement des cristaux d'andalousite sont étirés dans la schistosité principale (S2) et entourés de la sillimanite, ce qui suggère leur chronologie ante à syn S2 (Figure IV-7c). D'autres contiennent la S2 comme une schistosité interne et sont donc syn à post (S2) (Figure IV-7d-7e). Les minéraux accessoires sont la tourmaline, la monazite, le zircon et les opaques. Une structure tardive (S3) non pénétrative est observée à l'échelle de la lame mince et n'est associée à aucune cristallisation. Cette schistosité est parallèle au plan axial des plis en chevrons qui plissent la schistosité principale (S2) (Figure IV-7e).

La Figure IV-10 présente une synthèse des observations pétrographiques observées dans la zone 2 des micaschistes de l'unité de Filali le long de la coupe parallèle à l'Oued de Kanar et Bouhia.

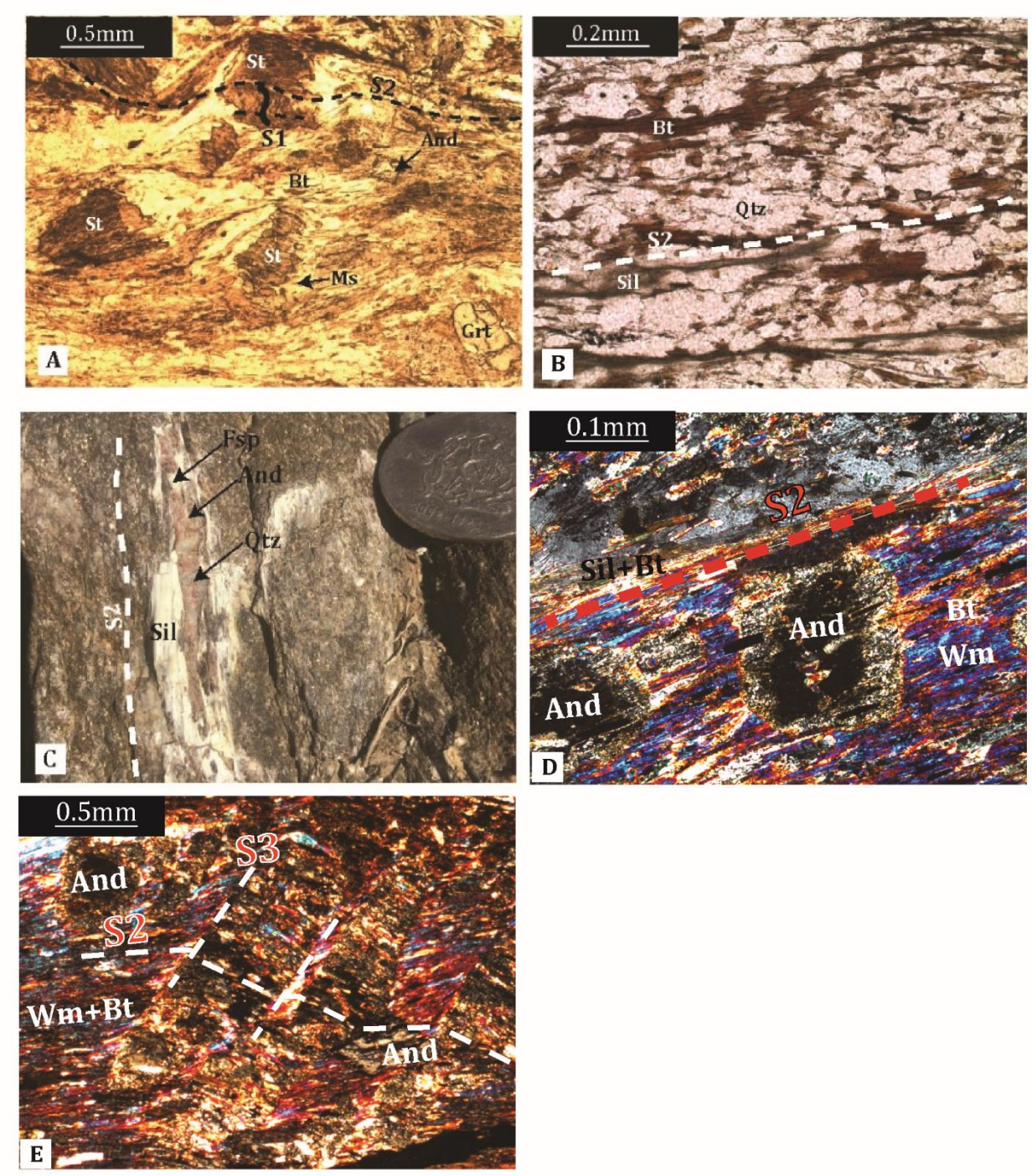


Figure IV-7 : *Photographies de lames minces et de terrain illustrant la relation texturale entre les minéraux des micaschistes de l'unité de Filali. (a) cristaux de staurotide anté S2, notez que ces cristaux contiennent une schistosité interne S1 (LPNA, échantillon BB16-01B). (b) Schistosité principale S2 (LPNA, échantillon BB16-01A) (c) andalousite étirée dans la schistosité et entourée de la sillimanite (d)-(e) andalousite syn a post S2, notez que la S3 n'est associée à aucune minéralogie (LPA, d échantillon BB16-01B). Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz, (1983).*

- **Zone 3:** des micaschistes à Ms + Bt + Pl + Qtz *syn S2*

Le passage entre les micaschistes de la zone 2 et la zone 3 est marqué par la disparition de la sillimanite dans la schistosité principale S2. La schistosité principale (S2) est définie par l'orientation de la biotite, de la muscovite, du quartz, du plagioclase avec +/- ilménites et +/- graphite (Figure IV-8). Les minéraux reliques de staurotide, grenat et disthène observés dans la zone 2 restent présents, et les grenats ante S2 contiennent une schistosité interne S1 non continue avec la schistosité principale S2. Ces grenats sont entourés par de la biotite, et contiennent quelques inclusions de quartz (Figure IV-8). Les cristaux accessoires consistent en tourmaline, monazite, zircon et des opaques.

La Figure IV-10 présente une synthèse des observations pétrographiques observées dans la zone 3 des micaschistes de l'unité de Filali le long de la coupe parallèle à l'Oued de Kanar et Bouhia.

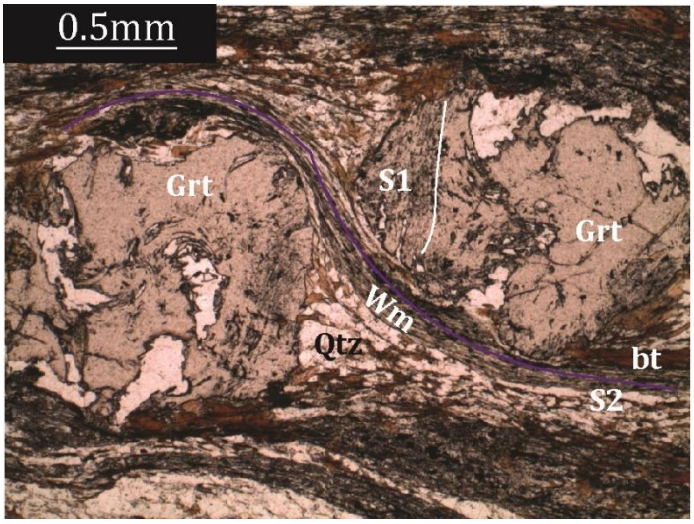


Figure IV-8 : *photo d'une lame mince en LPA illustrant la relation entre la déformation S1 enregistrées dans le grenat et la déformation majeur S2, et ainsi que la minéralogie associée à chaque déformation dans les micaschistes de l'unité de Filali, zone 3, échantillon BB16-04. Les abréviations des minéraux sont d'après Kretz, (1983).*

- ***Zone 4 :*** des micaschistes à Ms + Bt + Chl + Pl + Qtz *syn S2*

Progressivement en avançant vers les unités de Federico dans la zone 4, la chlorite apparaît dans la schistosité principale S2. Elle est texturalement stable avec la biotite et la muscovite, le plagioclase riche en albite (annexe 2) +/- l'ilménite et +/- du graphite (Figure IV-9a-c).

Des cristaux de staurotide, de grenat et de disthène anté-schistosité restent présent dans cette zone (Figure IV-9a-b). Les cristaux de staurotide ont une taille plus réduite, et sont fortement déstabilisés par la biotite (Figure IV-9b). Les grenats contiennent une schistosité interne S1 discordante par rapport à la schistosité principale S2 et peuvent contenir des inclusions de biotite et de quartz. Des veines de calcite traversent la

schistosité principale et pourront être syn à post S2. Des chlorites en agrégats avec lamelles disposées en rosettes se forment tardivement à la schistosité principale S2 (Figure IV-9a-d). Les cristaux accessoires consistent en zircons et opaques.

Proche du contact avec les unités de Federico, le grenat disparait et des cristaux d'andalousite tardive apparaissent comme syn à post S2.

La Figure IV-10 présente une synthèse des observations pétrographiques observées dans la zone 4 des micaschistes de l'unité de Filali le long de la coupe parallèle à l'Oued de Kanar et Bouhia.

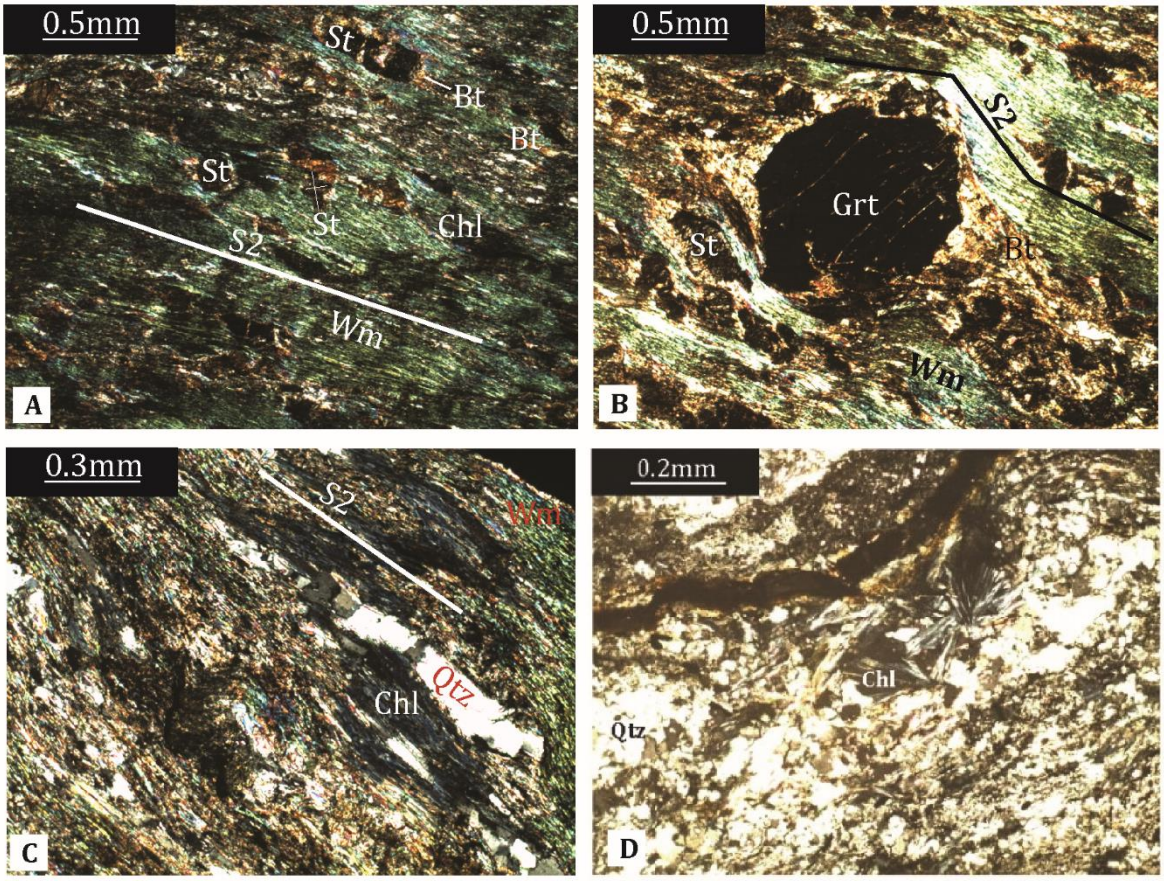


Figure IV-9 : photo lame mince illustrant la minéralogie dans la zone des micaschistes 3. (A-C) : schistosité principale S2 et minéralogie associée (LPA *échantillon BB16-06*. (D) Des rosettes de *chlorite* se développent tardivement à la S2 (LPA, *BB16-08). Les abréviations des minéraux sont d'après Kretz, (1983).*

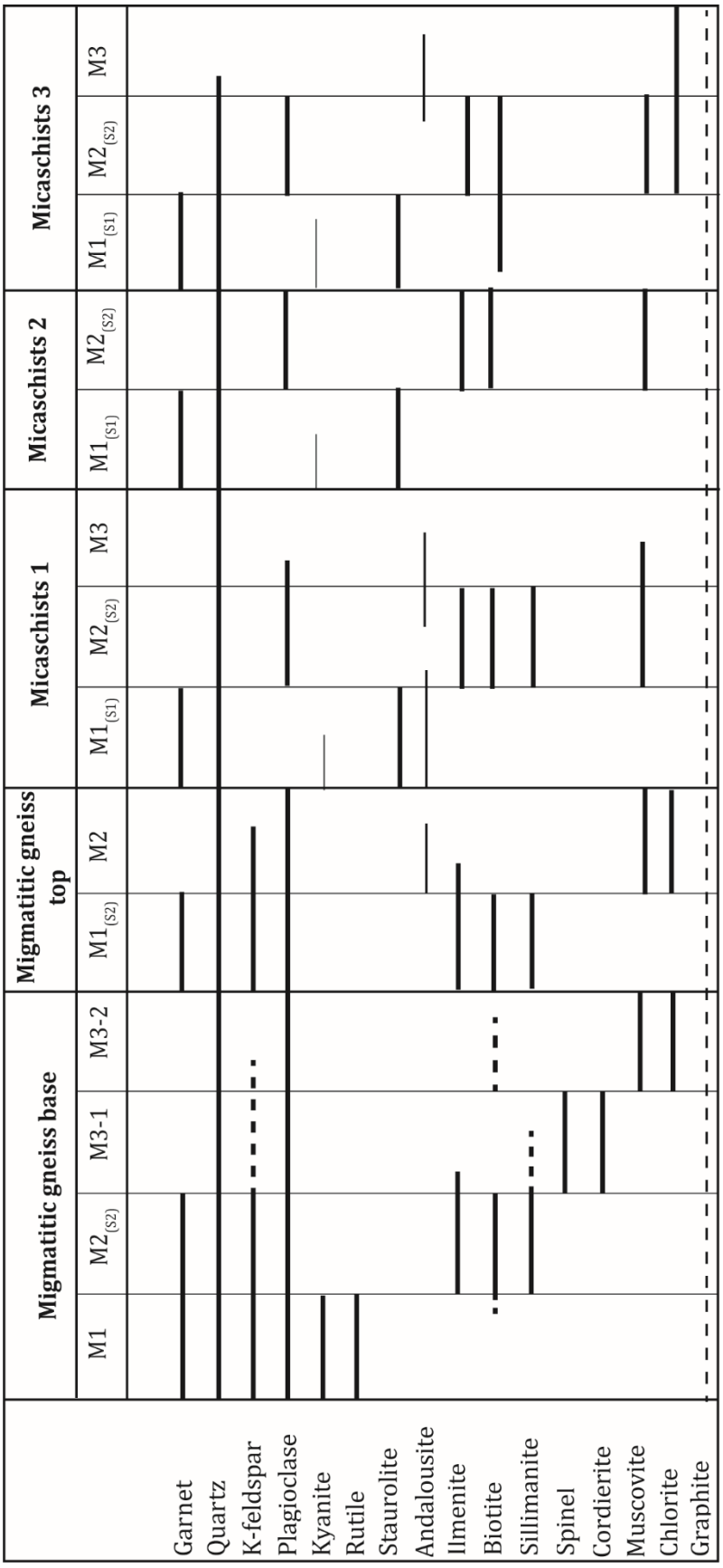


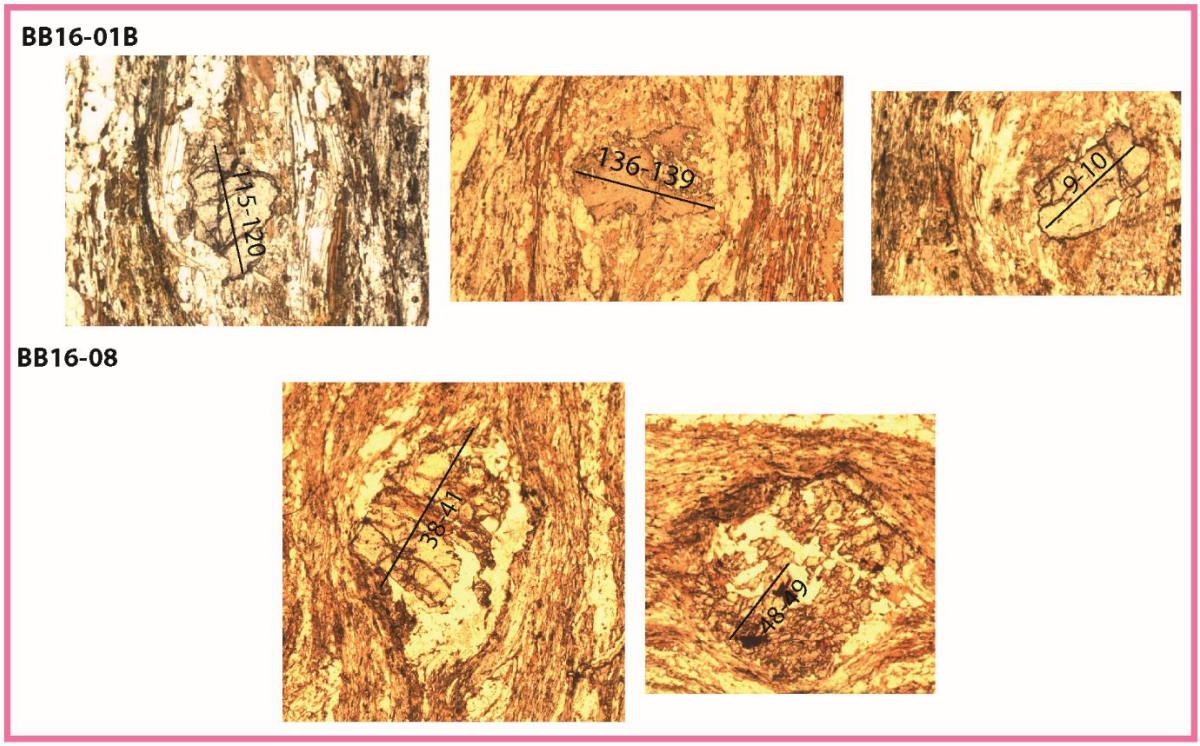
Figure IV-10 : *Assemblages métamorphiques observés au sein de l'unité de Filali.*

IV.2.2 Géochimie des grenats

Le grenat des micaschistes de l'unité de Filali représente une solution solide entre l'almandin et le grossulaire avec Xalm $_{0.65\text{-}0.76}$, XGrs $_{0.13\text{-}0.18}$, XPyr $_{0.03\text{-}0.08}$, XSps $_{0.015\text{-}0.12}$ (Figure IV-11a).

Dans l'échantillon BB16-01B, les analyses chimiques des grenats montrent une zonation chimique, tous les grenats analysés ont la même chimie et montrent la même évolution chimique ce qui veut dire qu'ils représentent la même génération des grenats. Ils sont caractérisés par une augmentation de l'almandin de 0.65 à 0.73 en moyenne du cœur vers la bordure (Figure IV-11b). Une diminution du grossulaire de 0.18 à 0.13 en moyenne depuis le cœur vers la bordure. La spessartine diminue vers la bordure de 0.12 à 0.07 en moyenne. Le pyrope est plus au moins constant du cœur vers la bordure (0.03 à 0.05). Les grenats de l'échantillon BB16-08 dans la zone 2 qui est plus proche des unités de Federico, donnent la même tendance, sauf que ce type de grenat contient moins de la spessartine par rapport à ce dernier qui est constante à 0.02-0.03, et le pyrope est plus au moins constant cœur-bordure de 0.06-0.08.

La comparaison entre les grenats des micaschistes de l'unité de Filai avec d'autres grenats issus des granulites de Beni Bousera (Figure IV-11a) montre que les grenats des micaschistes de l'unité de Filali se distinguent clairement de ceux des granulites de Beni Bousera, qui sont quant à eux des solutions solides entre l'almandin et le pyrope.


BB16-01B
115-120
136-139
9-10
BB16-08
38-41
48-49

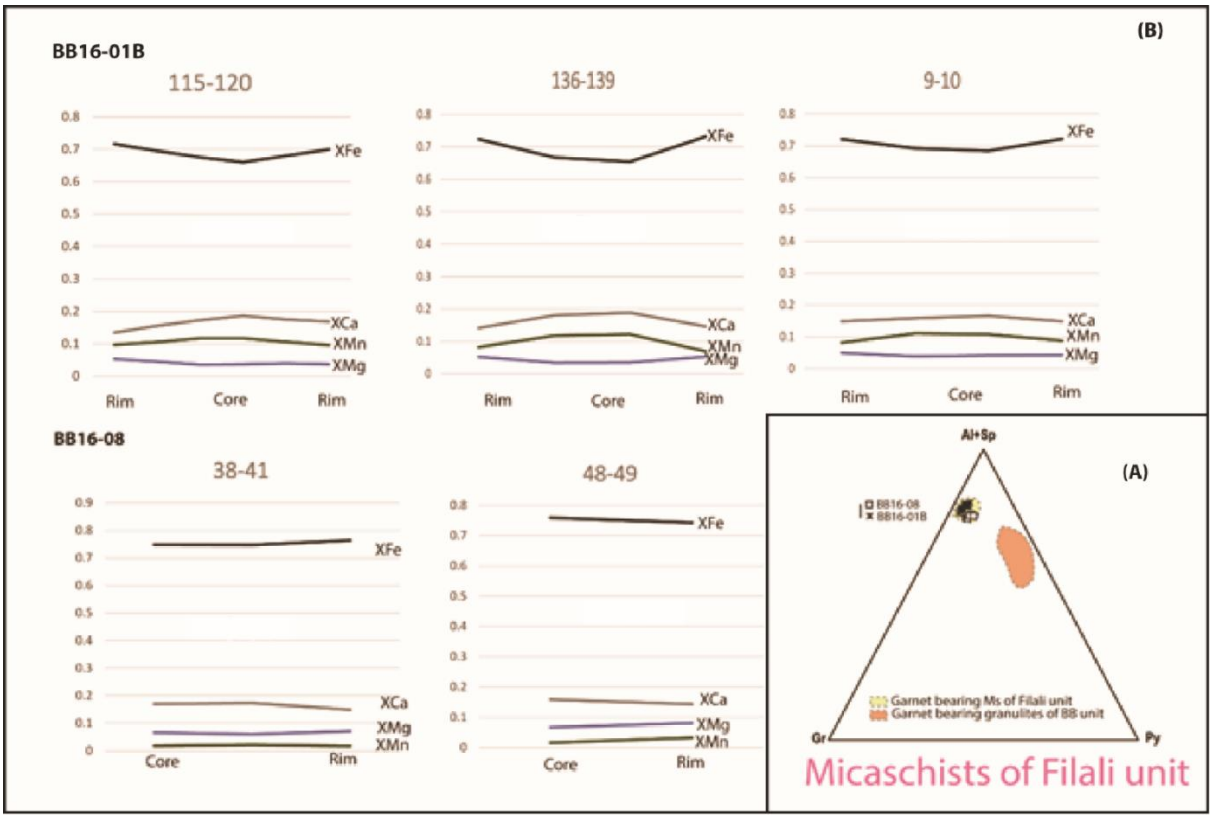

(B)
BB16-01B
115-120
136-139
9-10
XFe
XCa
XMn
XMg
Rim
Core
Rim
BB16-08
38-41
48-49
(A)
Al+Sp
BB16-08
BB16-01B
Garnet bearing Ms of Filali unit
Garnet bearing granulites of BB unit
Gr
Py
Micaschists of Filali unit

Figure IV-11 : Chimie des grenats des micaschistes de l'unité de Filali et comparaisons avec les grenats des granulites de l'unité de Beni Bousera. (A) diagramme Alm + Sps – Grs -Pyr *(*d'après *Coleman et al., 1965)* de la chimie globale (cœur et bordures mélangés) des grenats de l'unité des micaschistes de l'unité de Filali et des grenats de l'unité métamorphique de Beni Bousera. (B) profils chimiques des fractions molaires XFe, XCa, XMg et XMn de deux échantillons le BB16-01 et BB16-08 à chimie totale légèrement différente (voir annexe 3).

IV.2.3 Détermination des conditions P-T

La détermination des conditions P-T a été faite seulement dans la zone 1, 2 et 4, les conditions P-T n'ont pas été déterminées pour la zone 3 à cause des données géochimiques manquantes.

Deux approches quantitatives ont été utilisées pour la détermination des conditions P-T, la géothermométrie et les pseudo-sections. Ces approches sont confrontées à des approches qualitatives comme les grilles pétrogénétiques préexistantes. L'assemblage syn S2 des micaschistes de Filali, échantillon BB16-01B et BB16-08 ont été investigué pour la géothermométrie en utilisant le thermomètre Ti-dans-biotite avec la calibration de Henry et al. (2005). Ce thermomètre offre l'avantage d'être un thermomètre à minéral unique indépendant de la pression. Sa fiabilité a été testée dans diverses conditions P-T (Cesare et al., 2008; Li et al., 2019). Il est utilisable seulement sous 4 conditions : (1) l'échantillon contient des minéraux de graphite, de rutile ou d'ilménite. (2) la pression de l'assemblage à déterminer est entre 4 et 6 Kbar ; (3) la température calculée devra être située dans un intervalle de 480-800°C, un intervalle qui a été calculé pour les échantillons naturels calibrés, (4) le XMg = 0,275-1,000, Ti = 0,04-0,60 p.f.u calculée sur la base de 22 atomes d'oxygène. Les conditions 1, 3 et 4 sont respectées pour les assemblages analysés : la pression a été estimée qualitativement en utilisant les grilles pétrogénitiques et par la suite quantitativement en utilisant la modélisation des diagrammes de phases. Les résultats incluent la pression entre 4 et 6Kbar et donc il est possible d'utiliser ce thermomètre.

La géothermométrie sur chlorite a été investiguée pour l'échantillon BB16-08 en utilisant la calibration de Bourdelle et al., (2013), représenté sur un diagramme T-R2+-Si (Bourdelle and Cathelineau, 2015), comme c'est décrit par Bourdelle et al., (2013). Ce thermomètre est calibré seulement pour des températures inférieures de 400°C. Les résultats de cette calibration sont confrontés à la calibration semi-empirique de Lanari et al., 2014, dans laquelle uniquement les chlorites avec un Si < 3 p.f.u peuvent être utilisées, condition qui est respectée ici.

Les estimations P-T ont été également calculées à l'aide de pseudo-sections, dans le système Si-Al-Fe2+-Mg-Ca-Na-K-Ti-H, en utilisant le logiciel Theriak and Domino, qui est basé sur la minimisation de l'énergie libre de Gibbs (de de Capitani and Brown, 1987; De Capitani and Petrakakis, 2010, version mise à jour le 4 février 2017). La base

de données tcdb55c2d, est un fichier dérivé pour Theriak-Domino à partir de la base de données tcds55 de THERMOCALC (Holland and Powell, 1998), mise à jour en novembre 2015). Les relations entre les modèles activité-composition (a-x) utilisés sont tirées de White et al. (2007) pour le grenat, la biotite et le liquide silicaté, Holland and Powell, (2003) pour le plagioclase et le feldspath potassique, White et al. (2007) et White et al. (2002) pour l'ilménite, et Coggon and Holland, (2002) pour les micas blancs. En entrée, la composition de roche totale des échantillons BB16-75B, BB16-01B et BB16-08 (voir Figure IV-5 pour la localisation) a été utilisée en la transformant en quantité de moles de l'élément (voir annexe 3 pour les données brutes). Dans le système choisi, deux éléments sont inconnus, l'état d'oxydation du fer et la quantité de H impliquée dans l'état d'équilibre de l'assemblage déterminé. Par conséquent, de nombreux tests ont été effectués afin de vérifier l'équilibre des assemblages par rapport à la variation de la teneur en Fe3+/Fe2+ et en H. Quand l'effet de la variation de ces éléments est très significatif, des pseudo-sections seront présentée en discutant les différentes possibilités du domaine de stabilité P-T des assemblages déterminés.

Zone 1, des migmatites à Sil + Grt + Bt + Pl + KFs + Qtz + liq syn-S2

Une des premières approches qualitatives qui pourra être utilisée pour déterminer les conditions P-T de l'assemblage syn-S2, consiste en l'utilisation des grilles pétrogénétiques disponibles pour des pélites. Dans un système Na-K-Fe-Mg-Al-Si-H, l'une des grilles pétrogénétiques simples qui pourra être utilisée est celle développée par Spear et al. (1999) pour des pélites anatectiques. Sur cette grille pétrogénétique. L'assemblage syn S2 est stable dans le champ de la sillimanite, limité vers la basse température par la courbe de fusion et l'équation 2 qui marque la disparition de la muscovite à une température supérieure à 660°-700°C. Aux hautes températures, l'assemblage est limité par réaction de la consommation de la biotite vers une température de 850°C selon l'équation.

biotite + grenat = orthopyroxène + AL_2SIO_5 + liquide

La limite supérieure de la pression est contrainte par l'apparition de disthène à une pression entre 0.8 et 1.1GPa. L'apparition de la cordiérite à une pression 0.3 et 8.5 GPa: donne une limite inférieure de la basse pression, selon l'équation :

biotite + grenat= orthopyroxène + cordiérite + liquide

Selon cette grille pétrogénétique, cet assemblage est stable à des conditions de températures entre 660°C 850°C avec une pression de 0.3 à 1.1GPa

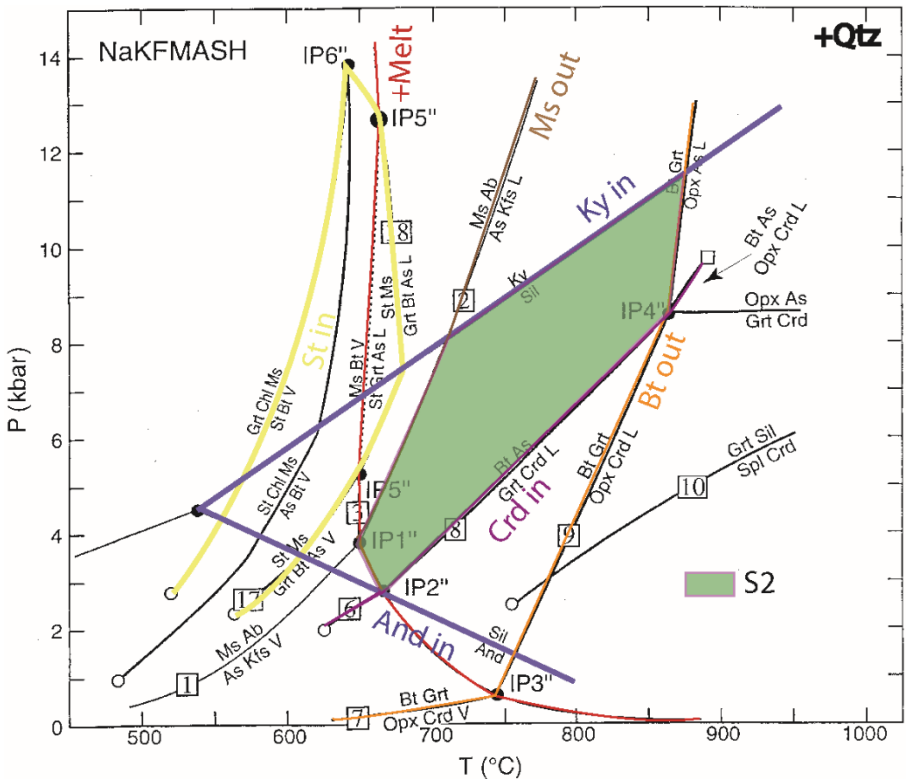


Figure IV-12 : *Grille pétrogénétique dans le système NaKFeMgAlSiH (*par Spear et al., 1999) *montrant la localisation possible de l'assemblage S2 dans les gneiss migmatitiques de* l'unité de Filali.

Une deuxième approche quantitative qui a été également utilisée consiste en la modélisation des diagrammes de phases isochimiques ou les pseudo-sections sur échantillon BB16-75B (annexe 3). Les tests ont été effectués dans un système contenant en plus de celui des grilles pétrogénétiques, le Ca et le Ti (Si-Al-Fe2+-Mg-Ca-Na-K-Ti-H). L'état de l'oxydation du fer dans le système est l'un des éléments inconnus. Des calculs ont été établis en ajoutant 5% de fer comme Fe3, et les conditions métamorphiques restent similaires. Donc nous considérons l'état du fer dans notre système comme étant le Fe2+. Afin de fixer la quantité d'eau qui est un élément inconnu, des pseudo-sections binaires P-X (H2O) et T-X(H2O) (non présentées ici) ont été faites, cet assemblage est stable à une teneur en H2O entre 1 et ~ 9 moles. Nous représentons ici une pseudosection avec une valeur de H2O =4 qui est la seule qui inclut presque toutes les conditions P-T trouvées en variant de 1 à 9 moles la quantité d'H2O. Un assemblage minéral théorique M1 composé de plagioclase, feldspath potassique, sillimanite, grenat, biotite, ilménite, quartz et de liquide est stable à une température entre 770°-850°C et P entre 0.55-0.11GPa (figure IV- 12a).

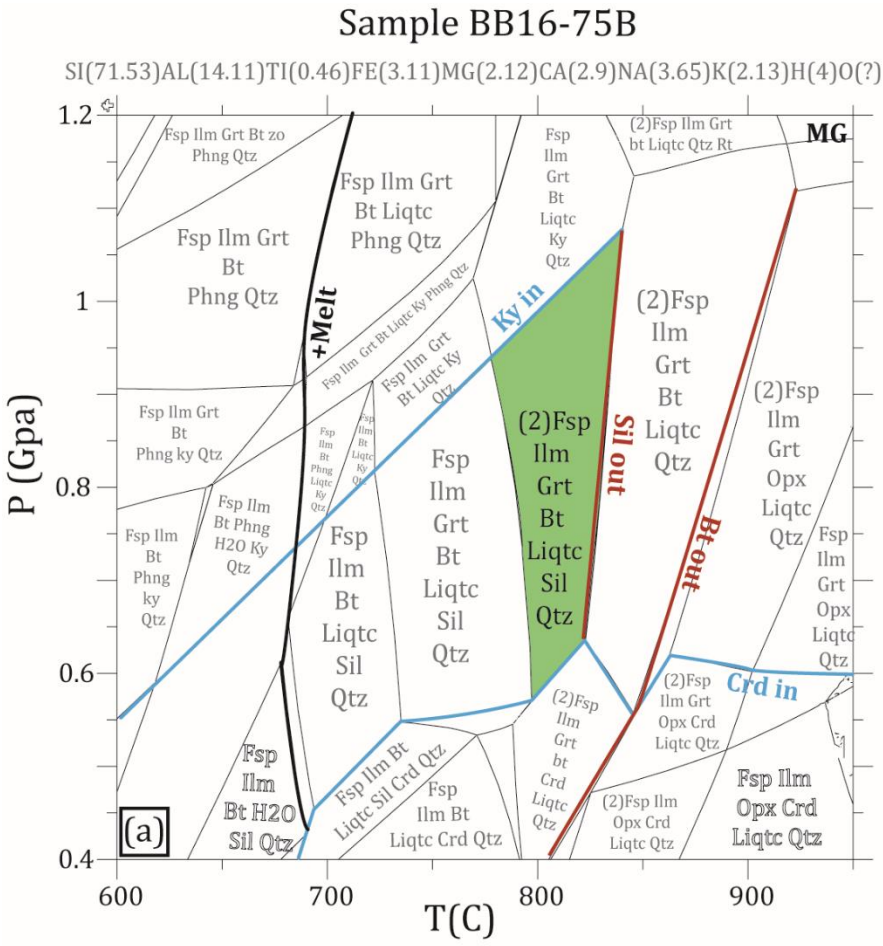


Figure IV-13 : *Modélisation thermodynamique de la paragenèse M1 synS2 rencontrées au sommet des gneiss de l'unité de Filali.*

Ces résultats incluent en grande partie les estimations qualitatives pour l'assemblage syn S2 en utilisant la grille pétrogénétique de Spear et al. (1999) basée sur des données expérimentales pour des pélites anatectiques de faible variance.

Zone 2 à Sil + Ms + Bt + Pl + KFs + Qtz syn-S2

Paragenèse M1 anté S2 :

La présence des minéraux reliques d'andalousite, staurotide, grenat et quelques cristaux rares de disthène permet de localiser le champ de stabilité de la S1 proche du point triple des 3 aluminosilicates à une température de 550°C et une pression de 0.5 GPa (Figure IV-12).

Paragenèse M2 syn S2 :

L'utilisation de la même grille pétrogénétique présentée dans Figure IV-12 permet de localiser qualitativement le champ de stabilité de la paragenèse M2 à des conditions dans le champ de la sillimanite. L'absence de la staurotide permet d'attribuer une température supérieure à 600°C, l'absence de la fusion partielle dans cet assemblage permet de localiser la limite maximale de la température vers 650°C. La pression

minimale est limitée par l'apparition de l'andalousite vers 0.3 à 0.4 GPa et la pression maximale est limité par le point invariant IP5'' à 0.5GPa dans le champ de la sillimanite.

Pour tester nos estimations thermométriques, comme l'échantillon contient des ilménites et du graphite, nous avons utilisé le thermomètre Ti dans biotite pour calibrer la température. Avec la calibration d'Henry et al. (2005), on obtient une température entre 619 et 704 ± 12°C.

En plus, des modélisations thermodynamiques ont été également utilisées dans le système (Si-Al-Fe^{2+}-Mg-Ca-Na-K-Ti-H) sur l'échantillon BB16-01B. L'état de l'oxydation du fer dans le système est l'un des éléments inconnus. Des calculs ont été établis dans le même système décrit auparavant en ajoutant 5% de comme Fe3+ et les conditions métamorphiques restent similaires. Donc nous considérons l'état du fer dans notre système comme étant seulement le Fe2+. Des tests ont été effectués pour tester l'influence de l'eau dans le système. À des conditions où le système est sous-saturé en eau (e.g H=1 et H=5moles) (Figure IV-14a et b), l'assemblage M2 n'est pas trouvé à ces conditions. Le champ coloré en vert clair représente un champ qui partage le maximum des phases avec l'assemblage M2. Néanmoins, la présence du grenat dans ce champ et l'absence de micas blancs écarte la possibilité de telles conditions pour l'assemblage syn S2 riche en micas blancs et qui ne contient pas le grenat, ce dernier érant clairement une phase anté-S2. En ajoutant plus d'eau dans le système (e.g H=10) (Figure IV-14c), un assemblage théorique à feldspath potassique, plagioclase, ilménite, phengite, biotite, sillimanite et quartz est stable à des conditions de températures entre 550 et 750°C et une pression entre 0.3 et 0.9 GPa. Ces conditions pourront être considérées comme des conditions possibles pour la stabilité de l'assemblage syn S2. Quand le système est sursaturé en eau (e.g, H=100) (Figure IV-14d), un champ apparaît qui partage le maximum des phases avec l'assemblage réel, par contre, le feldspath potassique disparaît. Nous considérons les conditions 550-750°C et 0.3-0.9 GPa où le système contient H=10 moles comme les conditions les plus réalistes pour l'assemblage syn S2, car ils vérifient tous les paramètres liés à l'assemblage syn-S2 observé. En plus cette pseudo-section intègre les conditions de température trouvées en utilisant la thermométrie sur la biotite (Figure IV-14c). Les résultats de la modélisation incluent partiellement les résultats qualitatifs des grilles pétrogénétiques.

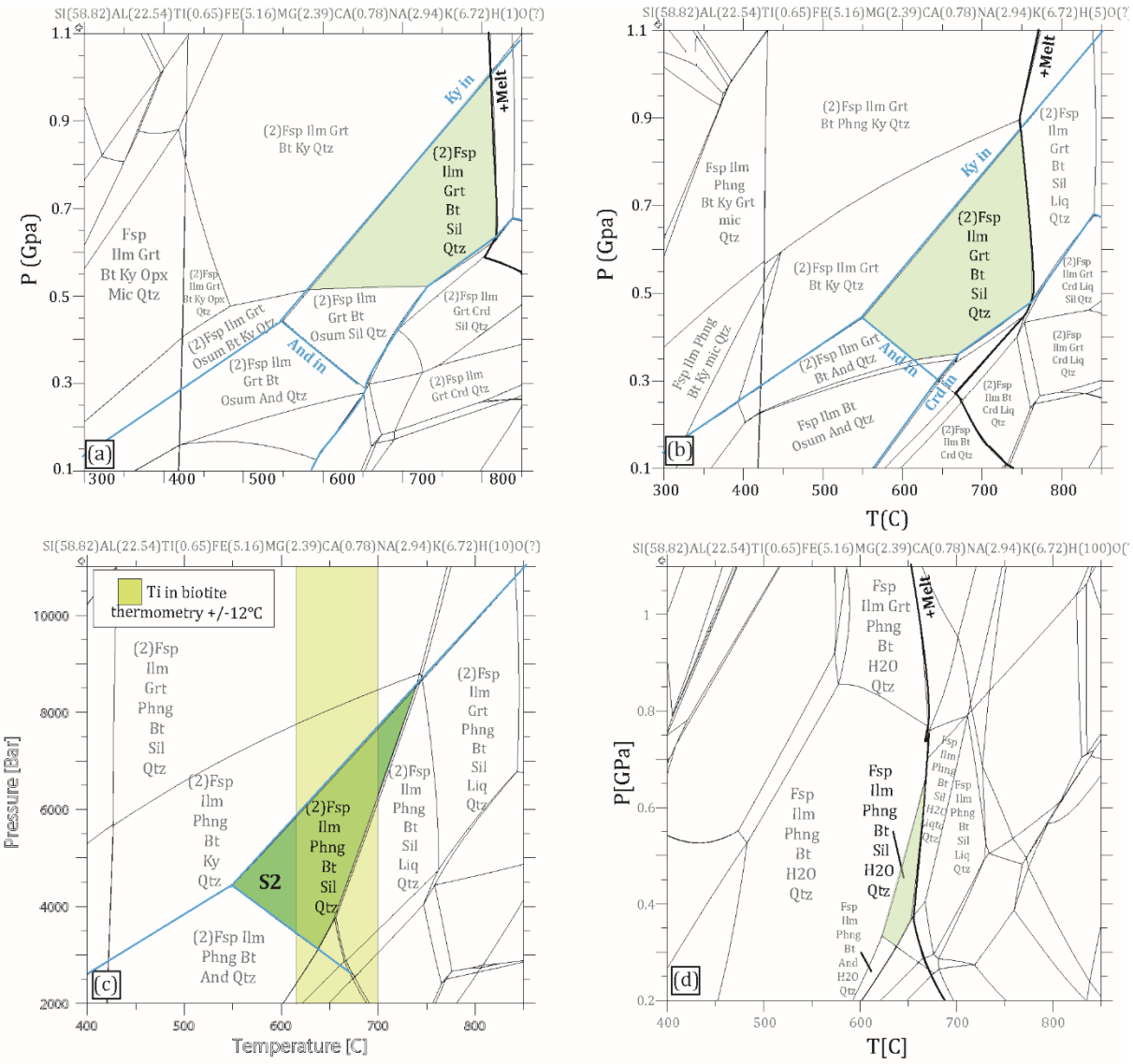


Figure IV-14 : *Modélisation thermodynamique de la paragenèse Syn S2 rencontrée dans la zone 2 avec la variation de la teneur en eau et sa relation avec la stabilité de l'assemblage. (a)-(b) pseudosection calculée dans un système pauvre en eau (H=1 moles et H=5 moles). (c) pseudosection calculée dans un système avec H=10 moles. (d) pseudosection calculée dans un système saturé en eau (e.g, H=100 moles).*

Zone 4 : à Bt + Chl + Ms + Qtz + Pl

<u>Paragenèse M2 syn S2:</u>

Comme l'échantillon contient des ilménites, et du graphite, nous avons utilisé le thermomètre Ti dans biotite pour calibrer la température. Avec la calibration de Henry et al. (2005), on obtient une température de 516+/-23 sur une biotite syn-S2, et 645+/-12 sur une biotite en inclusion dans le grenat anté-S2 (annexe 2). Néanmoins, pour

l'inclusion de la biotite dans le grenat, nous n'avons pas vu d'ilménite stable avec cet assemblage syn-S1.

Des modélisations thermodynamiques ont été également utilisées dans le système (Si-Al-Fe^{2+}-Mg-Ca-Na-K-Ti-H) sur l'échantillon BB16-08. L'un des éléments inconnus est l'état de l'oxydation du fer dans le système. Des calculs ont été établis dans le même système décrit auparavant en ajoutant 5% de comme Fe3+ et les conditions métamorphiques restent similaires. Donc nous considérons l'état du fer dans notre système comme étant le Fe2+. Cet assemblage contient plusieurs phases hydratées et donc les calculs ont été effectués dans un système saturé en eau 5 (e.g., H =100). Un assemblage minéral théorique M2 composé de plagioclase, sillimanite, biotite, l'ilménite et de quartz est stable à une température inférieure à 570°C et une pression inférieure à 0.7GPa (figure IV- 12a). Ces conditions incluent les conditions de températures obtenues en utilisant le thermomètre Ti dans biotite sur des biotites syn-S2.

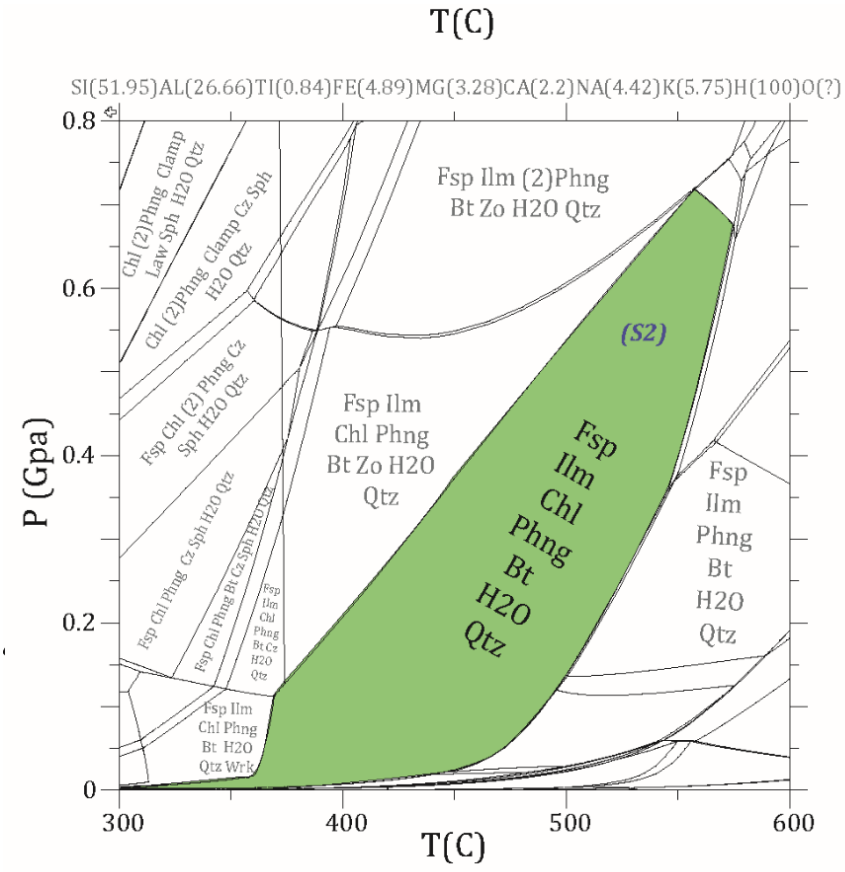


Figure IV-15 : *pseudo-section montrant les conditions possibles de la paragenèse syn S2 dans la zone 4*

Paragenèse M3 :

Les chlorites tardives en rosette ont été utilisées pour estimer les conditions de la température de la paragenèse tardive M3de cette unité. Deux thermomètres ont été utilisés, la calibration semi-empirique de Lanari et al. (2014) (et erratum Lanari et al., 2014) qui est dépendante de la pression et le thermomètre de Bourdelle et al., (2013), représenté graphiquement dans un graphique T-R2+-Si (Bourdelle and Cathelineau, 2015).

Tableau IV-1 : *analyse chimique des chlorites issus des micaschistes de l'unité de Filali et résultats de la calibration semi empérique de Lanari et al. (2014) (erratum Lanari et al., 2014). Les données brutes sont présentées dans annexes 2.*

Formula (O=14)	Chlorite	Chlorite	Composition variables			Site fractions			Ideal activities		
Al	2.697516	2.629519	Al (IV)	1.231038	1.159475	x (Fe,M23)	0.5017795	0.5032605	ai (clin)	0.010785397	0.009934375
Si	2.76	2.834049	Al (VI)	1.46748	1.470044	x (Mg,M23)	0.4408355	0.4285536	ai (ames)	0.003442809	0.00238504
Ti	0.01	0.006476	R1	0.006902	0.037826	x (Al,M23)	0.057385	0.0681859	ai (sud)	0.00110863	0.001790604
Na	0.00	0.028402	Va	0.11477	0.136372	x (Fe,M1)	0.34457	0.3598747	a (SiO2)	1	1
Mg	2.05	1.985391	Al (M4)	1	1	x (Mg,M1)	0.30272	0.3064529	a (H2O)	1	1
Mn	0.02	0.014414	Al (M23)	0.22954	0.272743	x (Al,M1)	0.23794	0.1973006			
Fe	2.34	2.331491	Al (M1)	0.23794	0.197301	x (Va,M1)	0.11477	0.1363717			
K	0.00	0.009424	X	0.532327	0.540087	x (Al,T2)	0.61897	0.5986503			
Ca	0.00	0.021743	Z	0.11477	0.136372	x (Si,T2)	0.38103	0.4013497	ln K	6.787146134	4.04495776
Total cation	9.877245	9.860909	Y	0.23794	0.197301	**P**	**0.1-0.7GPa**		**T**	**248-323±50°C**	**220-291±50°C**

Le résultat de la calibration semi-empirique de Lanari et al. (2014) donne des conditions entre 220°C et 323°C ±50°C en considérant une pression entre 0.1GPa et 0.7 GPa, la représentation dans un diagramme T-R2+-Si (Bourdelle and Cathelineau, 2015), donne une température entre de 200°C à 225°C (Tableau IV-1; Figure IV-16). Les données brutes sont présentées dans l'annexe 2.

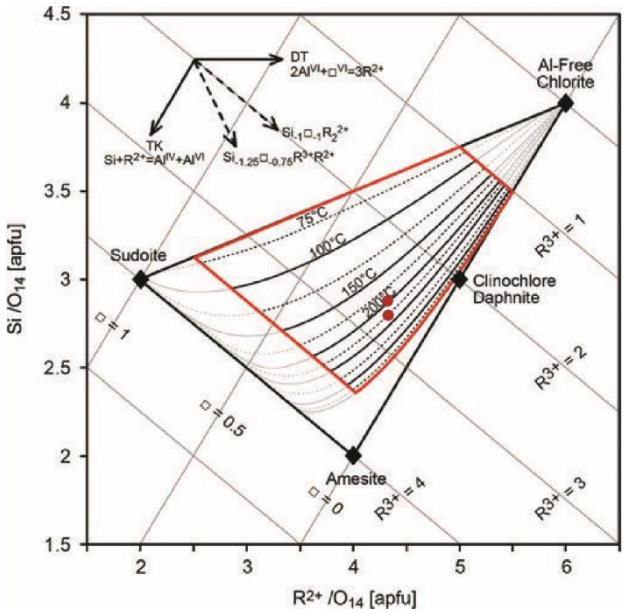


Figure IV-16 *: représentation des analyses de la chlorite issue des micaschistes de l'unité de Filali dans un diagramme T-R2+-SI (Bourdelle and Cathelineau, 2015). (traits pleins avec un pas de 50°C) calculées avec le thermomètre Bourdelle et al., (2013). Le domaine de la fiabilité optimale pour ce thermomètre est indiqué en rouge.*

IV.3 Géochronologie

IV.3.1 U-Th/Pb sur monazites

Deux échantillons dans les gneiss de Filali BB16-75B et BB16-125C et deux échantillons dans les micaschistes BB16-01B et BB16-03C ont été utilisés pour la datation U-Th/Pb sur monazite (localisation sur Figure IV-5). L'imagerie par électrons rétrodiffusés (BSE), ainsi que les observations au microscope optique, ont permis d'identifier des monazites matricielles le long de certaines bordures minérales et en inclusions partielles dans certaines phases comme le disthène (seulement dans les gneiss migmatitiques) ou le quartz (Figure IV-17). Les résultats des datations sur ces monazites sont présentés dans l'annexe 4.

Dans les gneiss migmatitiques de Filali, les monazites se retrouvent dans la matrice, notamment autour des petits cristaux de grenat et présentent souvent des textures de dissolution recristallisation avec des bordures dentelées. Les données présentent une incorporation plus ou moins importante de Pb commun qui rend la majorité des données discordantes dans le diagramme Tera Wasserburg et permet le calcul d'une droite Discordia recoupant la Concordia donnent des âges à 21 ± 1 et 23 ± 1 Ma (Figure IV-17a). Les âges représentés dans le diagramme Th-U/Pb sont plus dispersés, concordants entre 21 et 24 Ma (Figure IV-19). Une monazite en inclusion partielle dans le disthène donne un âge Th-U/Pb concordant âge à 23 ± 1 Ma (Figure IV-17b). Une monazite qui s'est développée dans les plans de clivage de la biotite donne également un âge Th-U/Pb concordant à 23 ± 1 Ma (Figure IV-17c). Une monazite associée avec la biotite et la chlorite donne un âge en Th-U/Pb à 21 ± 1 Ma (Figure IV-17d). Une monazite en inclusion dans la chlorite donne un âge en Th-U/Pb à 22 ± 1 Ma (Figure IV-17e).

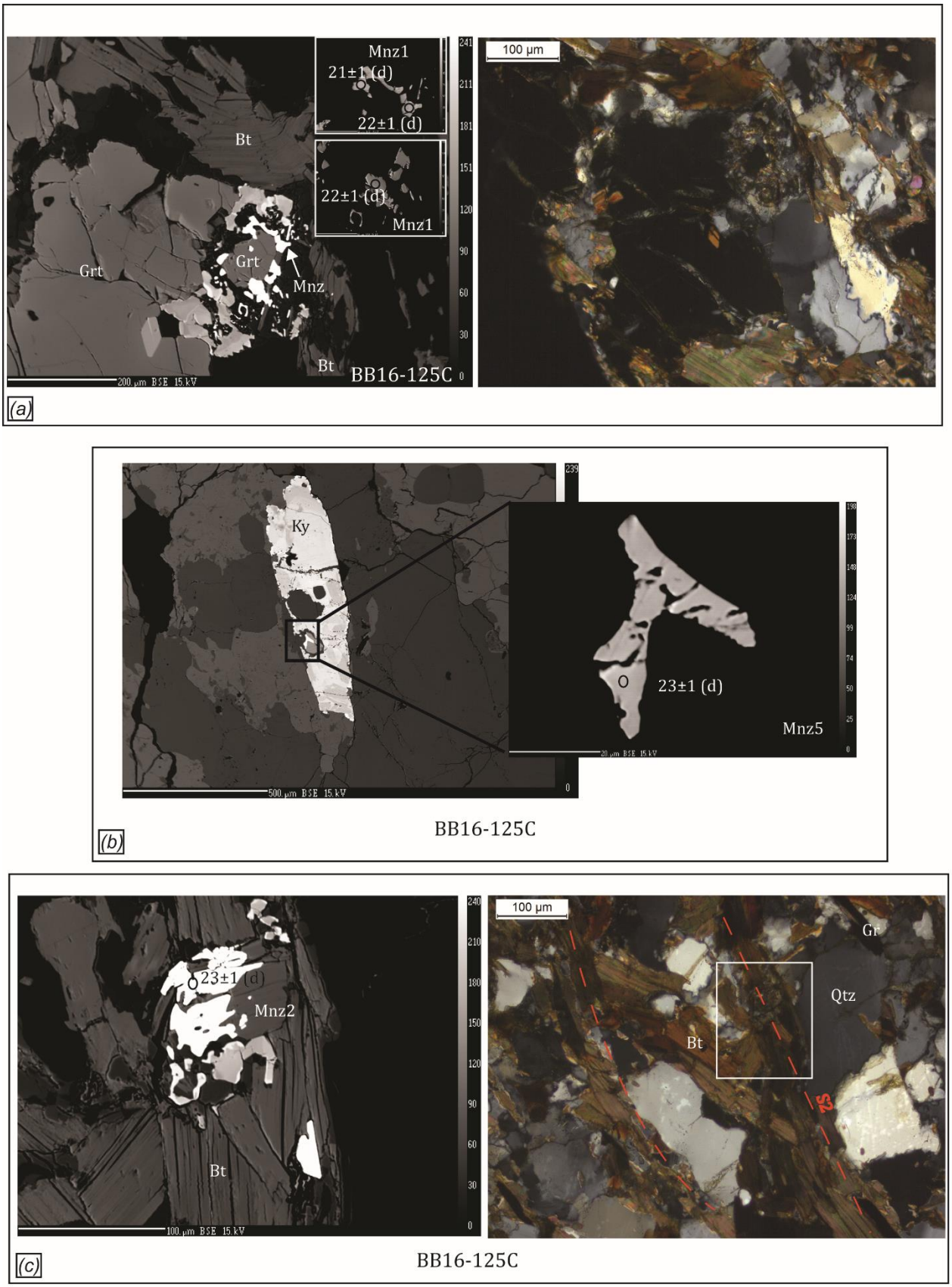
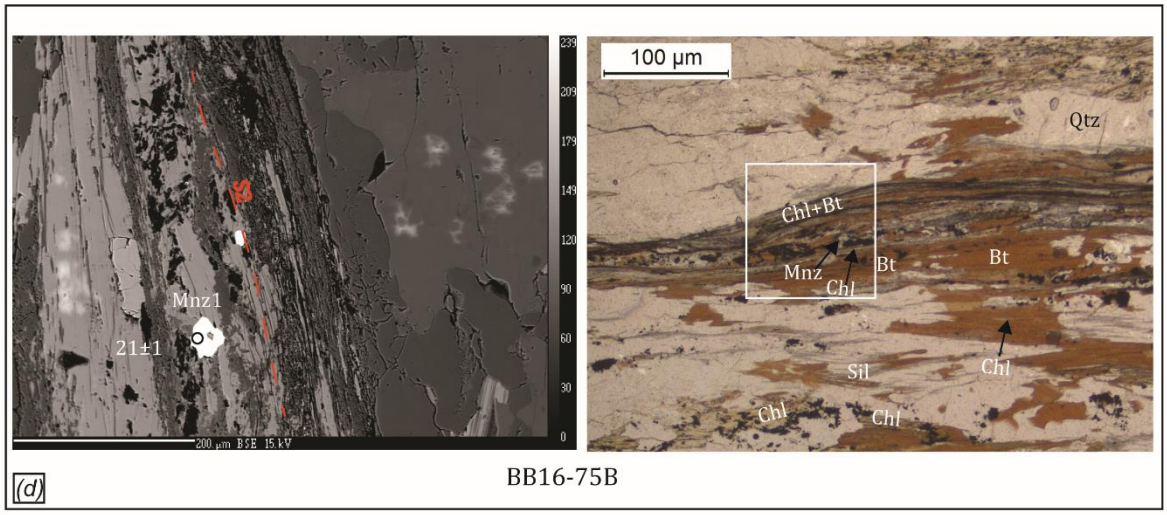
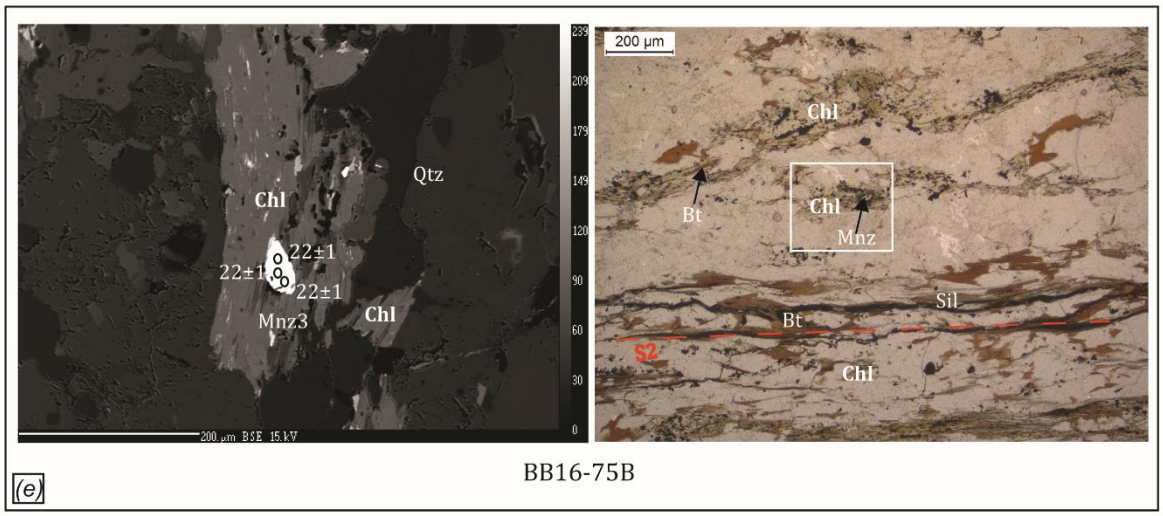


Figure IV-17 : *Images BSE et photo de lames minces montrant la relation texturale entre monazite et les minéraux adjacents dans les gneiss migmatitique de l'unité de Filali. (a) relation texturale entre la monazite et le grenat, ces derniers sont entourés*

par des monazites. (b)-(d) relation entre biotite Syn-S2, chlorite tardive et monazite. (e) monazite en inclusion dans la chlorite. Les âges $^{206}Pb/^{238}U$ représentent les âges concordants dans les deux systèmes U-Th-Pb et U-Pb. (d) signifie que l'âge est concordant dans le système U-Th-Pb, mais discordant dans le système U-Pb. Les données sont présentées dans annexe 4. Les abréviations des minéraux sont d'après Kretz, (1983).





Continue-

Dans les micaschistes de Filali, peu de données ont pu être obtenues et sont fortement affectées par l'incorporation de Pb commun. Seulement deux analyses de monazite parmi les 14 obtenues donnent des âges concordants dans les deux systèmes U-Pb et U-Th/Pb. La première, a été obtenue dans une monazite de la matrice allongée parallèlement à la schistosité principale S2 et donne un âge à 27.3 ± 1 Ma en U-Pb et 28 ± 1 Ma en U-Th-Pb (Figure IV-18a). Une autre monazite trouvée au sein des biotites syn S2 donne un âge à 23 ± 1 Ma en U-Pb et 24 ± 1 Ma en U-Th-Pb. Dans le diagramme de Tera-Wasserburg, les analyses sont très dispersées montrant probablement une incorporation de Pb commun mais peut être également du mélange entre deux populations d'âges distinct (marqués ici par l'âge concordant à 27.3 Ma). Cette dernière hypothèse serait à confirmer avec des analyses plus nombreuses. Malgré un alignement mal défini, une Discordia a été calculée qui donne un intercept inférieur à 23 ± 1.5 Ma (MSWD = 14).

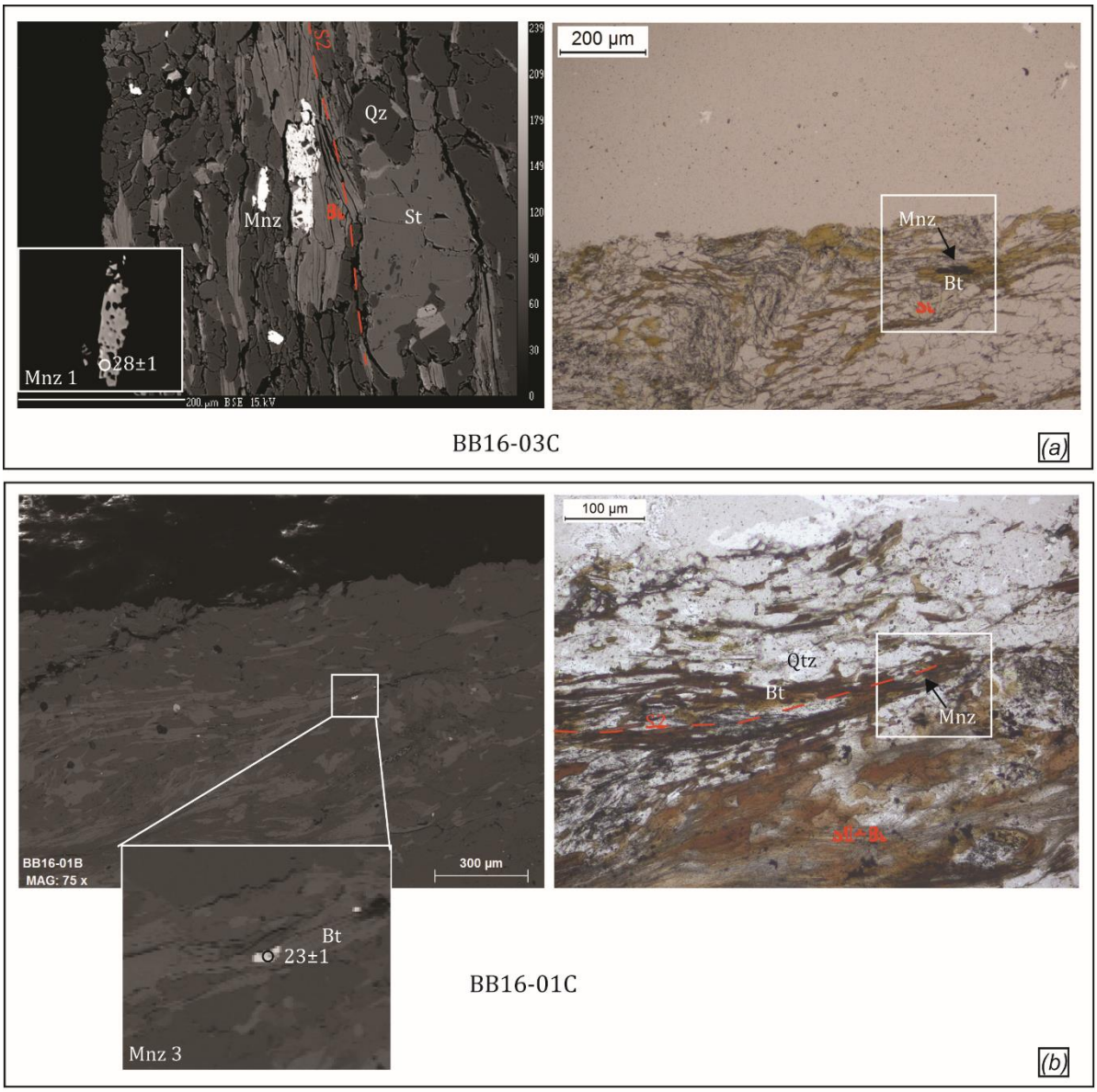


Figure IV-18 : *Images BSE et photos en lames minces montrant la relation texturale entre la monazite et les minéraux adjacents dans les micaschistes de l'unité de Filali (a)-(b) des monazite syn-S2. Les âges $^{206}Pb/^{238}U$ représentent les âges concordants dans les deux systèmes U-Th-Pb et U-Pb et les données sont présentées dans annexe 4. Les abréviations des minéraux sont d'après Kretz, (1983).*

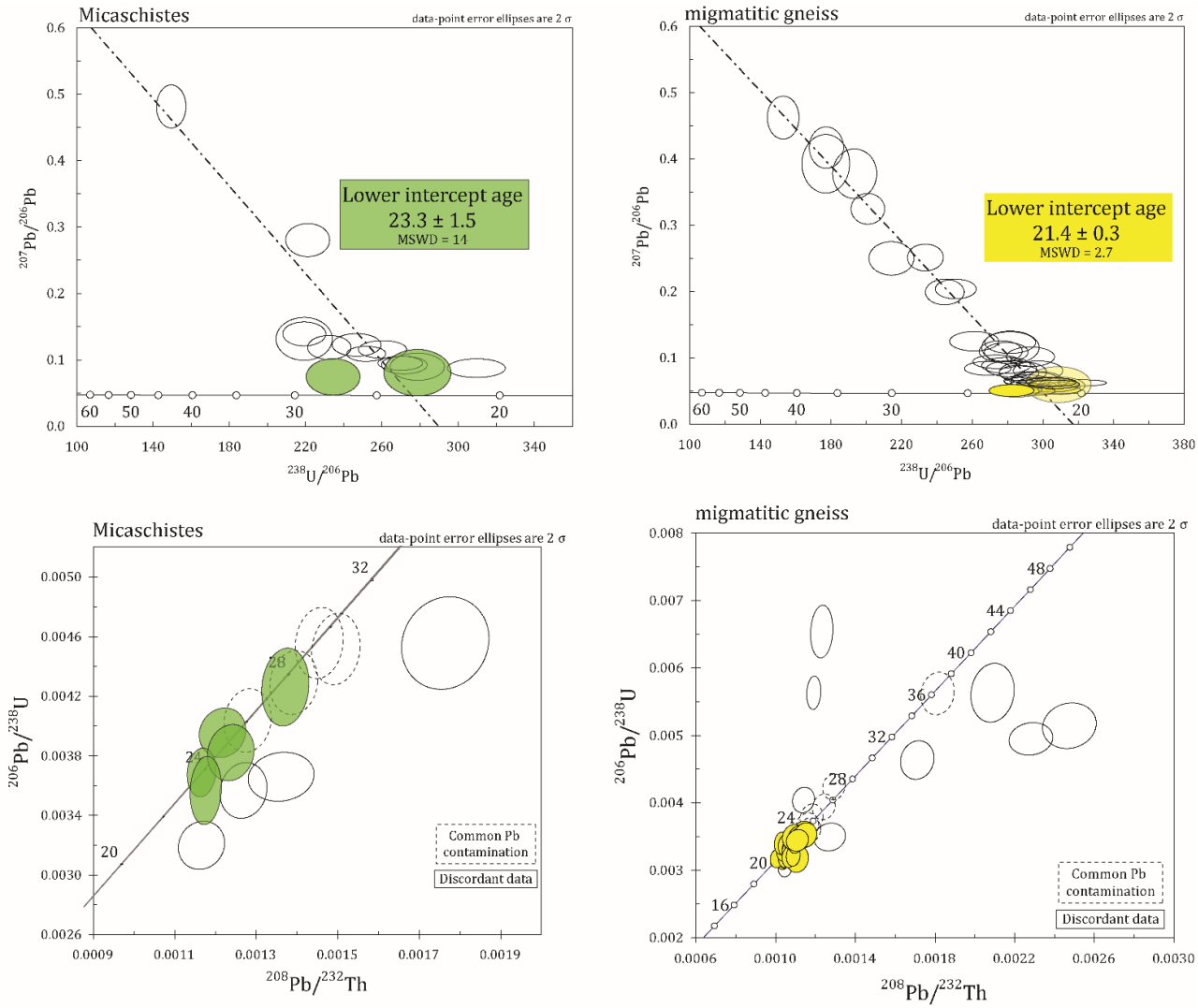


Figure IV-19 : *Diagrammes Tera Wasserburg et $^{206}Pb/^{238}U$ vs $^{208}Pb/^{232}Th$ des monazite de l'unité de Filali. Données obtenues dans les micaschistes (ellipses en verts), données dans les gneiss migmatitiques (ellipses en jaune). Les données brutes sont présentées dans annexe 4.*

IV.3.2 Datations ^{40}Ar-^{39}Ar sur micas

Deux échantillons ont été utilisés pour les datations ^{40}Ar-^{39}Ar au sein de l'unité de Filali ; La muscovite est le minéral utilisé pour la datation de l'échantillon BB17-78 issu d'un leucosome au sein des gneiss migmatitiques. La biotite est le minéral utilisé pour la datation de l'échantillon BB16-08, issu des micaschistes (voir localisation des échantillons sur Figure IV-5).

- Echantillon *BB17-78* : la muscovite donne un âge plateau à 21,72 ± 0,25 Ma correspondant à 99.84% de l'^{39}Ar libéré à six étapes parmi sept (Figure IV-20a). L'isochrone inverse donne un âge concordant à 21.59 ± 0.53 Ma (MSWD = 0,41 ; rapport initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ de 298.0 ± 11.4) (Annexe 5). L'âge plateau à 21,72 ± 0,25 Ma est considéré comme la meilleure estimation de l'âge.

- Echantillon *BB16-08* : la biotite donne un âge plateau à 20,23 ± 0,25 Ma correspondant à 93.31% de l'^{39}Ar libéré à quatre étapes parmi sept (Figure IV-20b). L'isochrone inverse pour les étapes du plateau donne un âge concordant à 20.23 ± 0.25 Ma (MSWD = 2,29 ; rapport initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ de 320.5 ± 41.1) (Annexe 5). L'âge plateau à 21,72 ± 0,25 Ma est considéré comme la meilleure estimation de l'âge.

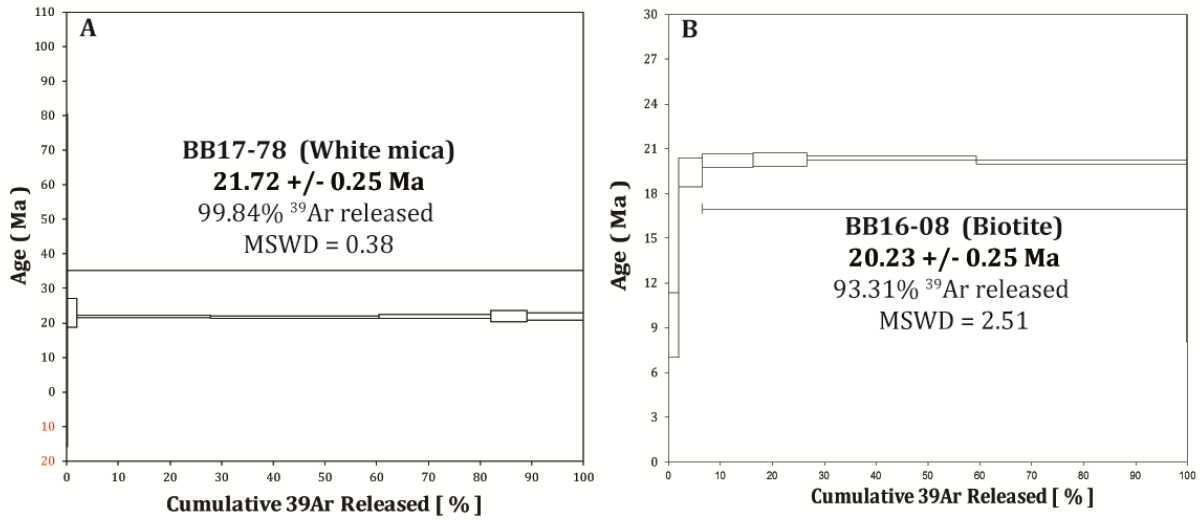


Figure IV-20 : *Spectres d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ en fonction de l'^{39}Ar libéré réalisés sur des échantillons issus de l'unité de Filali. Les marges d'erreur de chaque étape sont de 2σ. L'erreur des âges du plateau est donnée à 2σ. A) leucosome dans les gneiss migmatitiques. B) les micaschistes. Les données brutes sont présentées dans annexe 5.*

IV.4 Discussion :

IV.4.1 Résultats tectoniques, et pétrologiques

D'après les études structurales et pétrologiques, l'unité de Filali est affectée par une schistosité principale S2 orientée globalement NO-SE avec un pendage vers le Sud. Cette schistosité est accompagnée par des plis isoclinaux et des zones de cisaillement inverse avec un déplacement du sommet vers le N et le NO. La schistosité principale montre une évolution des conditions de métamorphisme depuis la base vers le sommet, calibrée dans des conditions allant du facies granulites de moyenne pression à des conditions dans le facies des amphibolites de moyenne pression et basse température (Figure IV-21). Ces conditions progressives du métamorphisme liée à la déformation D2 marquent une évolution selon un gradient HT-MP à HT-BP dans la transition d'un gradient Barrovien à Abukuma. Elles correspondent à celle d'une croûte continentale avec une épaisseur approximative de 33 km depuis sa base durant cet événement (Figure IV-21).

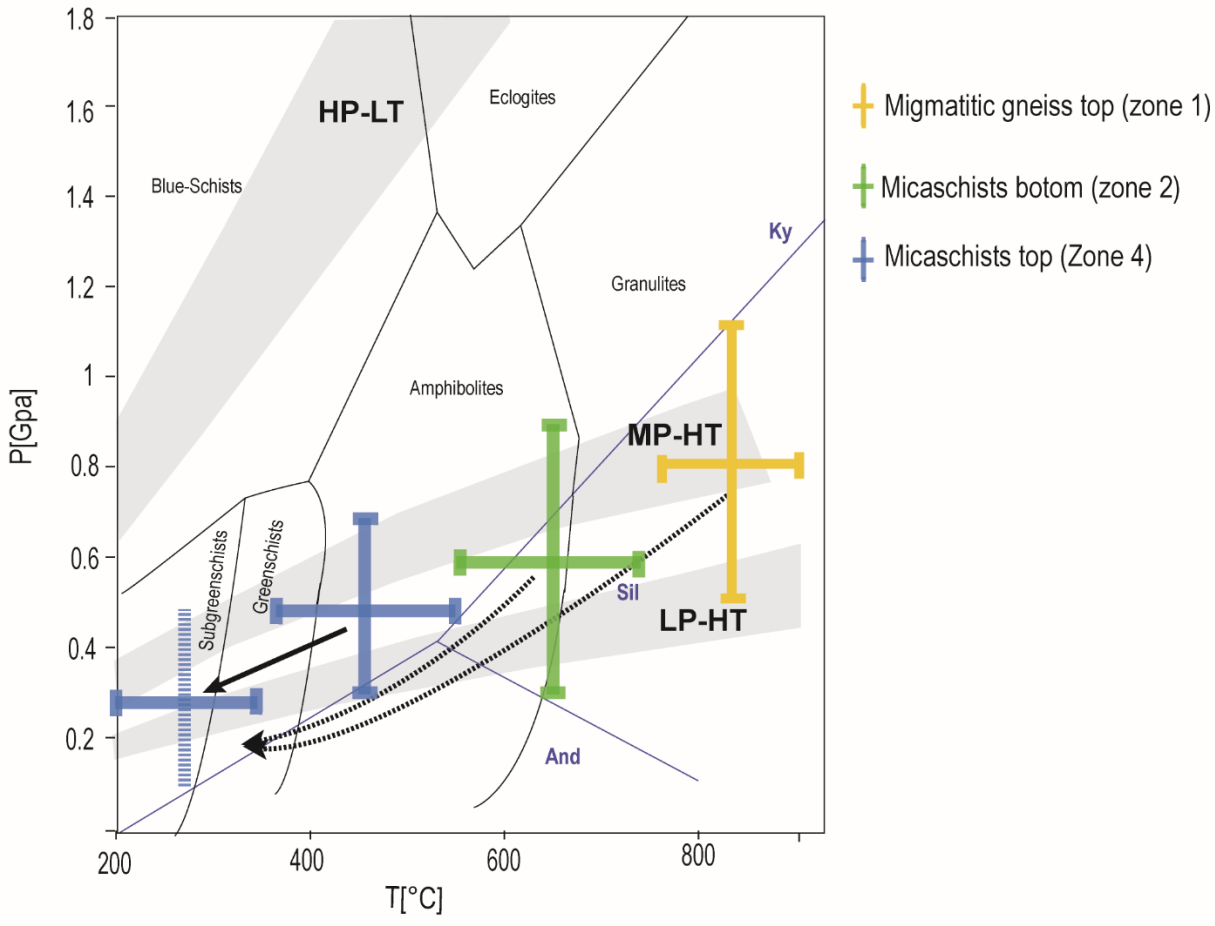


***Figure IV-21** : récapulatif des résultats pétrologiques sur l'unité de Filali*

Une structure antérieure S1 est observée uniquement à l'échelle de la lame mince dans le cœur des porphyroblastes de grenat et de staurotide des micaschistes de Filali,

La présence des minéraux reliques d'andalousite, staurotide, et grenat indiquent une température de 550°C avec une pression de 0.5 GPa à la base des micaschistes (Figure IV-12).

Tardivement à la schistosité principale S2, une phase d'extension est marquée par des cisaillement à jeu normal qui affectent ces unités et sont associés à la base de cette unité à l'injection des filons granitiques. Deux générations de plis sont observées, des plis tardifs de direction NO-SE à N-S accompagnés d'une schistosité S3 et déversées vers le NE, ou plus rarement le O et des plis de direction NE-SW à E-W.

IV.4.2 Résultats géochronologigues

- A la base des migmatites de l'unité de Filali, l'échantillon BB16-125C donne des âges concordants seulement dans le système U-Th-Pb. Des monazites autour des petits grenats associées à la biotite syn-S2 donnent des âges entre 21 et 22± 1 Ma. Des monazites en inclusions dans le disthène donnent un âge à 23± 1 Ma et des monazites associées à des biotites donnent des âges à 23± 1Ma.

- Au sommet des migmatites : les datations U-Th-Pb des monazites de l'échantillon BB16-75B qui sont dans la foliation principale S2 associée à des biotites et des chlorites donnent un âge à 21 ± 1Ma. Des monazites en inclusions dans la chlorite donnent un âge à 22 ± 1 Ma. Les observations pétrographiques démontrent que la chlorite est plus tardive que la biotite, et donc que l'âge obtenu est probablement associé à la paragenèse M3 la plus tardive. La datation ^{40}Ar-^{39}Ar sur des muscovites tardives donnent un âge à 21,72 ± 0,25 Ma. Cette muscovite est postérieure à la formation des leucosomes syn-S2.

- Dans la zone 2 des micaschistes, une monazite dans la matrice associée à des biotites et sillimanites donne un âge concordant à 23 ± 1 Ma.

- Dans la zone 3 des micaschistes : une monazite allongée parallèlement à la S2 donne un âge à 28+/-1 Ma.

- Dans la zone 4 des micaschistes : la biotite dans l'échantillon BB16-08 donne un âge à 20,23 ± 0,25

L'âge entre 22-21 Ma obtenu à la fois par la méthode Ar-Ar sur des muscovites post-S2 et par la méthode U-Th-Pb sur des monazites associées à la chlorite et autour des grenats syn-S2 correspondent à la paragenèse tardive M3

Cela attribue hypothétiquement un âge plus vieux à la foliation principale S2, ce qui est cohérent avec l'âge à 28 ± 1 Ma obtenu sur la monazite étirée dans la S2 et associée à des biotites syn-S2.

D’autre part, l’âge à 23 ± 1 Ma obtenu sur la monazite en inclusion dans le disthène anté-S2, qui est identique à celui des monazites associées à la biotite et à la sillimanite syn-S2, indique que les monazites dans le disthène ont été recristallisées tardivement.

Concernant l’âge de la S1, deux hypothèses peuvent être envisagées : 1) la formation durant le chemin prograde et 2) formation durant un événement distinct plus ancien. La première hypothèse implique que l’âge de l’événement S1 serait alpin ; dans la deuxième hypothèse l’âge serait soit alpin soit varisque. Comme aucun âge varisque n’a été obtenu sur cette unité. Nous ne disposons d’aucune contrainte temporelle sur ces minéraux ante-S2.

Sur la base d'un âge peu contraint Gueydan et al. (2015) attribuent la schistosité S1 à un métamorphisme de type barrovien, lié à un événement varisque. Toutefois cette interprétation repose sur un un âge obtenu dans les gneiss migmatitiques D’autre part, si on considère les grenats anté-S2 présents dans l’unité de Filali en comparaison des grenats de l’unité de Beni Bousera qui ont donnés des âges varisques, il apparait de grandes différences structurales entre les grenats de ces deux unités…

IV.5 Synthèse

Il ressort des analyses structurales, pétrologiques et géochronologiques que l’unité métamorphique de Filali (Figure IV-22) :

1) Est affectée par une déformation D2 caractérisée par une foliation principale S2 orientée globalement NO-SE avec un pendage vers le SW. Elle est associée à des plis isoclinaux et à des zones de cisaillement inverse avec un déplacement du sommet vers le N et le NO

2) La déformation D2 est associée à un métamorphisme dont les conditions évoluent de manière progressive de la base vers le sommet. Ces unités sont marquées par une évolution selon un gradient HT-MP à HT-BP correspondant à la transition d’un gradient Barrovien à Abukuma, reflétant une croûte continentale avec une épaisseur approximative de 33 km durant cet événement.

3) Tardivement à la schistosité principale, une phase d’extension est marquée par des cisaillements ductiles à jeu normal qui affectent ces unités. Cet événement a induit une remise à zéro de certains âges plus anciens.

4) Deux phases de raccourcissement majeures tardives sont observées. Un raccourcissement NE-SW à E-W et un autre NW-SE à N-S.

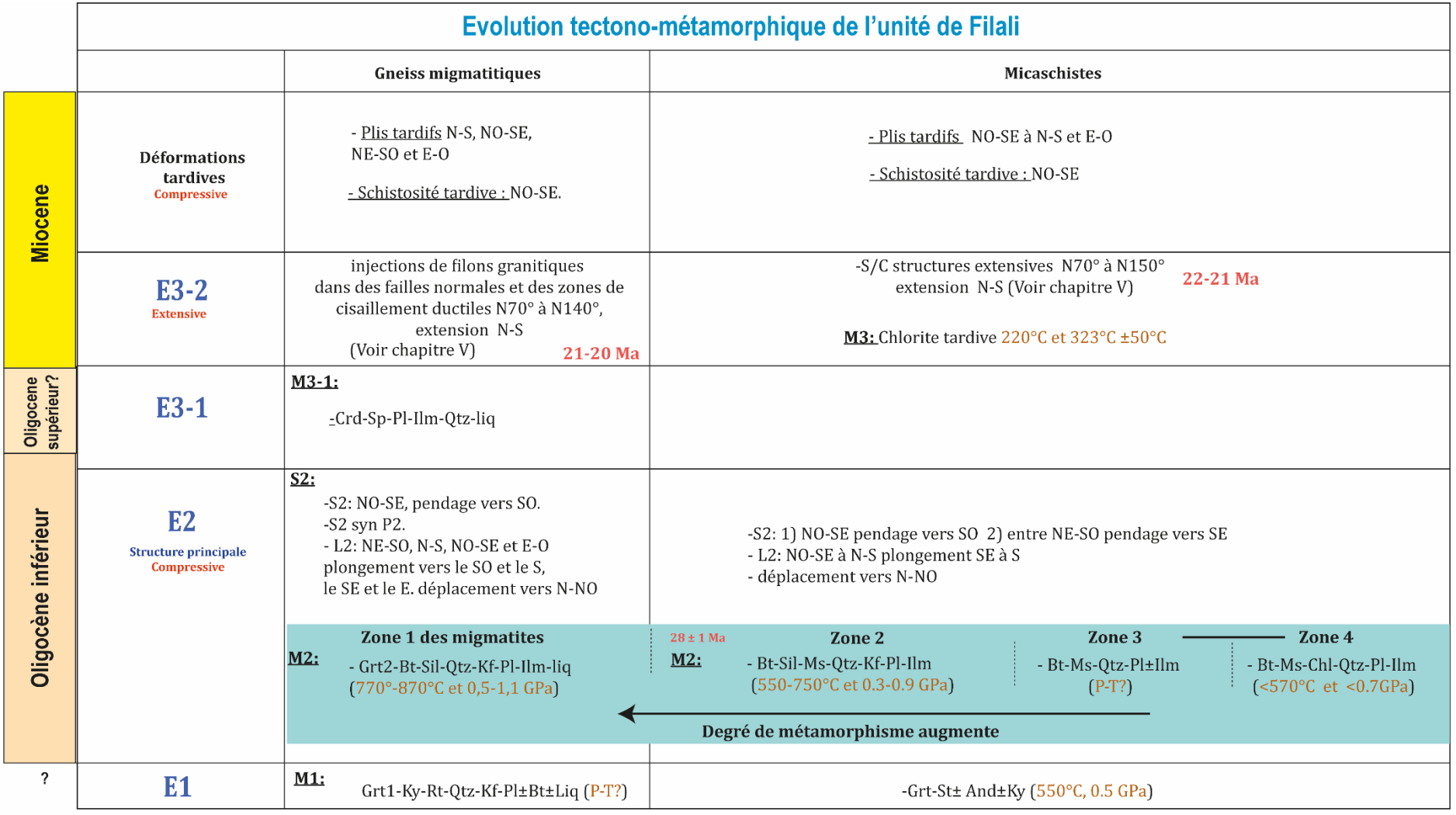


Figure IV-22 : *synthèse des résultats structurales, métamorphiques et géochronologiques au sein des métapélites de l'unité de Filali. Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz, (1983).*

CHAPITRE V FILONS GRANITIQUES ET DEFORMATIONS ASSOCIEES

L'unité de Beni Bousera (les péridotites et les granulites) et les gneiss de l'unité de Filali sont recoupés par des filons granitiques (Figure V-1). La quantité de ces filons décroît de bas en haut de l'édifice structural. Ces filons n'ont pas été observés au sein des micaschistes de l'unité de Filali, des Sebtides supérieures ou des Ghomarides. Néanmoins, toutes ces unités ont été affectés par le même style de déformation qui a accompagné la mise en place de ces filons granitiques.

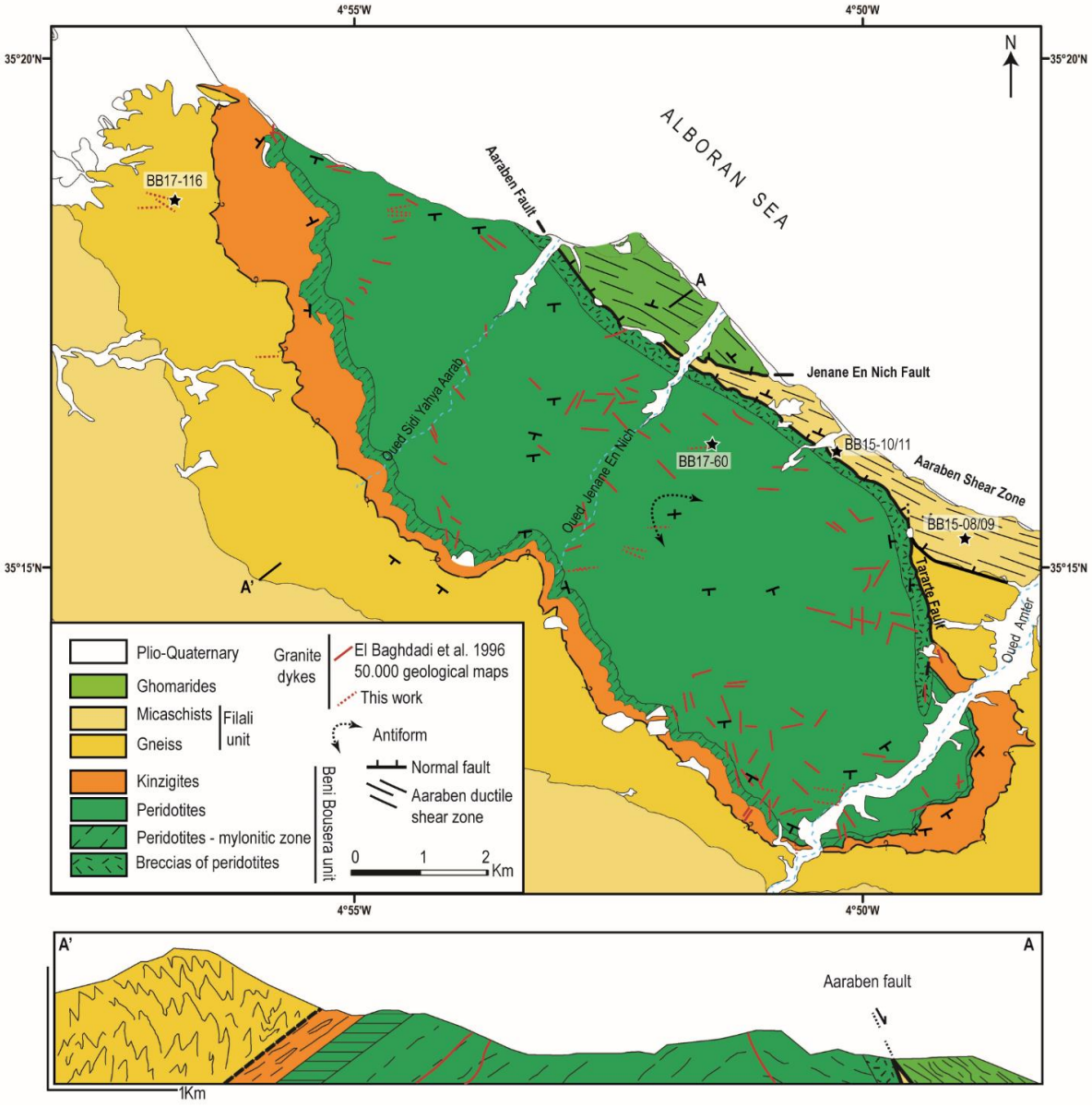


Figure V-1 *: Carte et coupe géologique du massif de Beni Bousera (modifiées d'après Elbaghdadi et al., 1996; J Kornprobst, 1959-1970.; Reuber et al., 1982). Les étoiles représentent la localisation des échantillons utilisés pour les datations* ^{40}Ar-^{39}Ar.

Les observations de ces filons à l'échelle de l'affleurement suggèrent qu'ils ont enregistré une succession de plusieurs types de déformations depuis leur mise en place. D'où l'intérêt de les utiliser comme des marqueurs de la déformation pour contraindre la tectonique polyphasée dans le secteur de Beni Bousera.

V.1 Observations terrain et analyses structurales

Les filons granitiques ont une épaisseur centimétrique à décimétriques (e.g., Figure V-2 ; Figure V-4a). Ils sont mis en place dans des réseaux de fractures, dans des zones de failles ou dans des zones de cisaillements ductiles. Certains sont ramifiés et isolent des blocs de l'encaissant. Une mince couche d'altération s'observe souvent entre ces filons et les péridotites serpentinisées (Figure V-4a). Ce type d'altération est identifié par la présence de la magnésite, qui est très répondue dans le massif des péridotites et se localise dans des fractures, des failles ou parallèlement à la fabrique des péridotites.

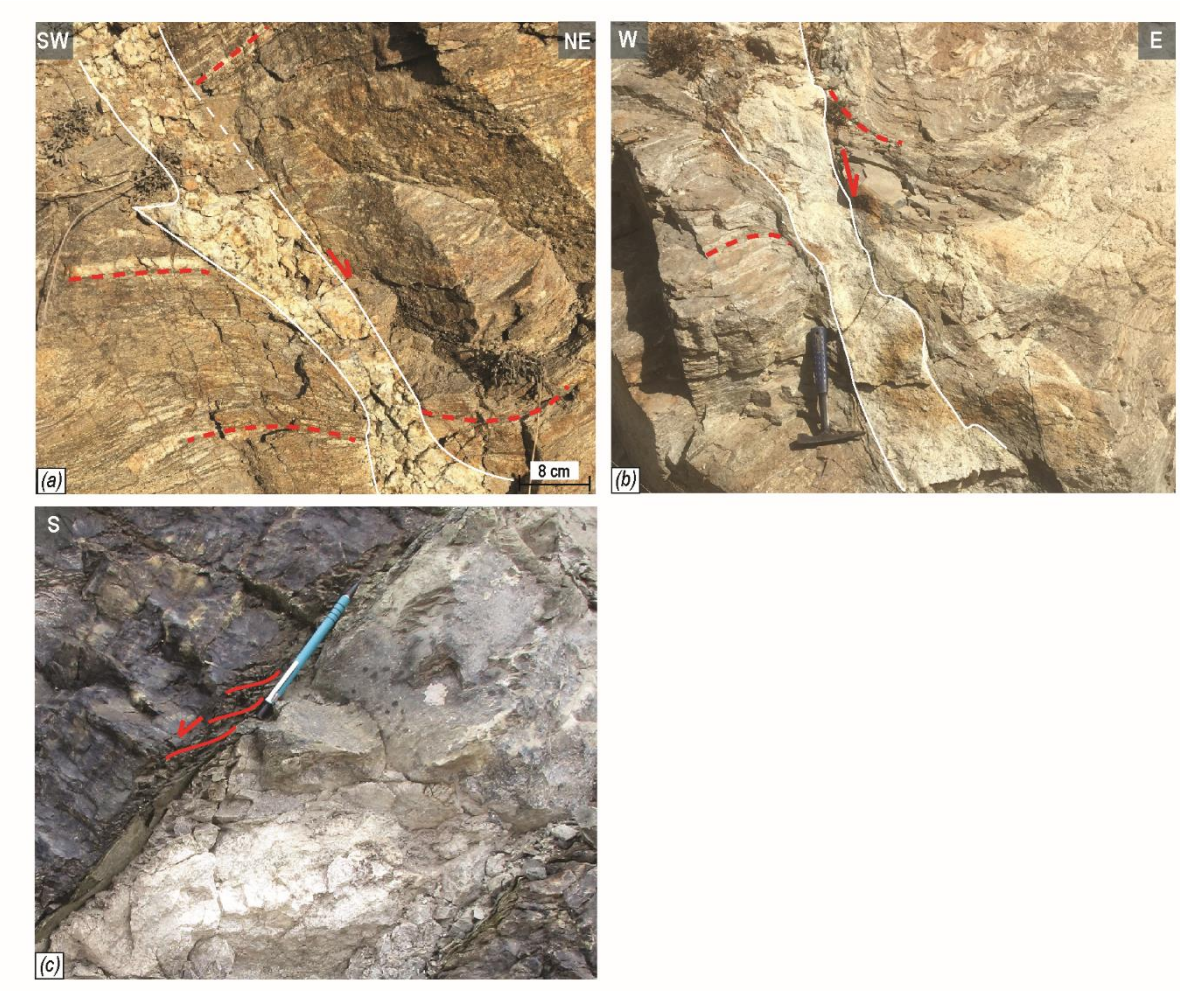


Figure V-2 : *Observations sur le terrain des filons et veines granitiques et déformation associée. (a) Veine granitique orientée NW-SE mise en place lors d'un cisaillement normal et recoupant les gneiss migmatitiques de l'unité de Filali (N35°18'38", W04°56'48). (b) Filon granitique orienté N-S recoupant l'unité métamorphique de Beni Bousera, mis en place lors d'un cisaillement normal (N35°12'02", W04°50'29"). (c) péridotites serpentinisées montrant des critères S/C avec une cinématique à jeu normal au niveau du contact avec le filon granitique de direction E-O (N35°18'29", W04°54'29").*

Localement, dans les gneiss de l'unité de Filali et dans les métapélites de l'unité de Beni Bousera, des filons (ou veines) granitiques sont observés dans une zone de cisaillement ductile. La flexion asymétrique de la foliation des deux côtés indique qu'ils se sont développés en jeu normal (Figure V-2a ; Figure V-2b). Aux épontes des filons, les serpentinites montrent des plans S/C indiquant encore une fois un cisaillement à jeu normal (Figure V-2c).

Après leur mise en place et leur refroidissement, les filons granitiques sont affectés par plusieurs phases de déformation tardives (déplacement par des failles, schistosité, Figure V-4 **;** Figure V-5). Des analyses de distribution statistique des filons granitiques préservés de l'effet des déformation tardives, ont été effectuées à l'échelle locale. Les filons granitiques sont globalement orientés E-O avec une distribution dispersée entre N70° et N140°, et un pendage de 40° à 80° (Figure V-3). Certains filons présentent une orientation N-S à NE-SO (e.g., Figure V-2b ; Figure V-3a). Ces filons sont observés à l'échelle du massif de Beni Bousera dans la zone de l'Oued Amter comme précédemment cartographié par El Baghdadi et al. 1996 et étudié par Rossetti et al., 2013, 2010.

Des fractures ou des failles dans lesquelles sont concentrées des veines de magnésite ont été également mesurées (Figure V-3a). Ces produits sont orientés parallèlement aux filons granitiques avec un pendage de 35° à 90°.

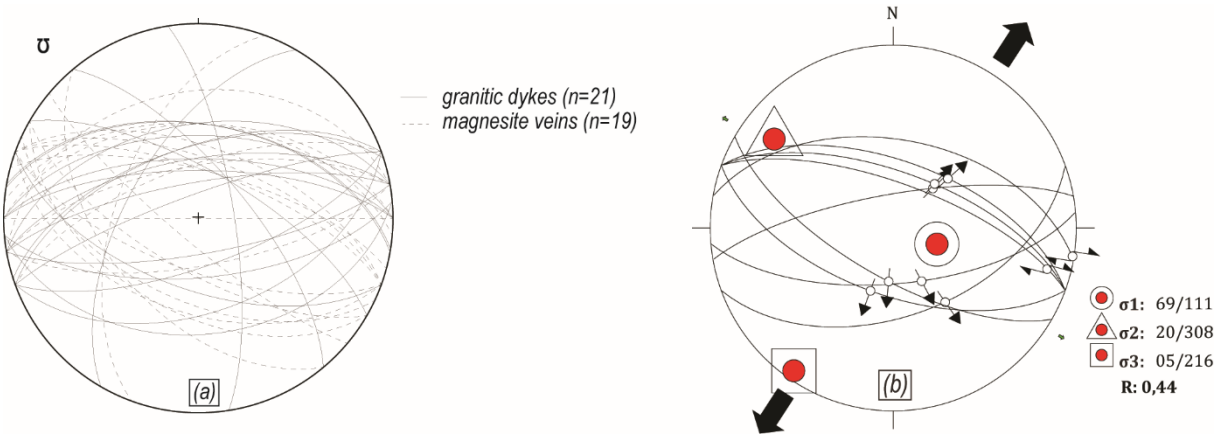


Figure V-3 : *projection de Schmidt dans hémisphère inférieur de (a) distribution statistique des filons granitiques et des veines de magnésite. (b) orientations des axes*

de contrainte et rapport de l'ellipsoïde des contraintes R correspondant en utilisant la méthode des dièdres droits (Angelier and Mechler, 1977; Delvaux and Sperner, 2003).

Comme ces produits d'altération sont concentrés dans des failles parallèles aux filons de granite, et qu'ils ont enregistrés la même cinématique, l'ensemble de ces failles est par conséquent considéré comme généré par le même épisode de déformation. La détermination de l'orientation et le plongement des axes de contraintes principales en utilisant des éléments structuraux observés sur les bordures de ces matériaux et/ou en contact avec la roche encaissante, donnent une contrainte maximale (σ1) de direction N111°, avec un plongement de 69° (σ1), une contrainte intermédiaire (σ2) de direction N308°, avec un plongement de 20° et une contrainte minimale de direction N216°, avec un plongement de de 5° (σ3), avec un rapport de l'ellipsoïde des contraintes R=0,44 (σ1 vertical, 0,25 < R < 0,75), reflétant un régime d'extension pure (Figure V-3b ; Delvaux et al., 1997; Angelier and Mechler, 1977; Delvaux and Sperner, 2003).

Dans les péridotites, un important épisode de déformation tardive est attesté par le développement d'un clivage pénétratif disjonctif, espacé qui affecte les filons granites et la roche encaissante (au sens de Passchier and Trouw, 2005; Powell, 1979 ; Figure V-4a **;** Figure V-4b). Ce clivage est orienté de N133° à N29°NW avec un pendage de 52° à 16° (Figure V-4c). Par la suite, ce clivage et les filons sont affectés par des plis orientés E-O (Figure V-4b **;** Figure V-4c).

De nombreuses failles affectent les filons granitiques après leurs mises en place (Figure V-4a ; Figure V-5). Ces failles ont été identifiées comme des failles normales senestres, ou senestres (Figure V-4a ; Figure V-5). La relation précise entre ces failles et le reste de la déformation tardive n'as pas été déterminée.

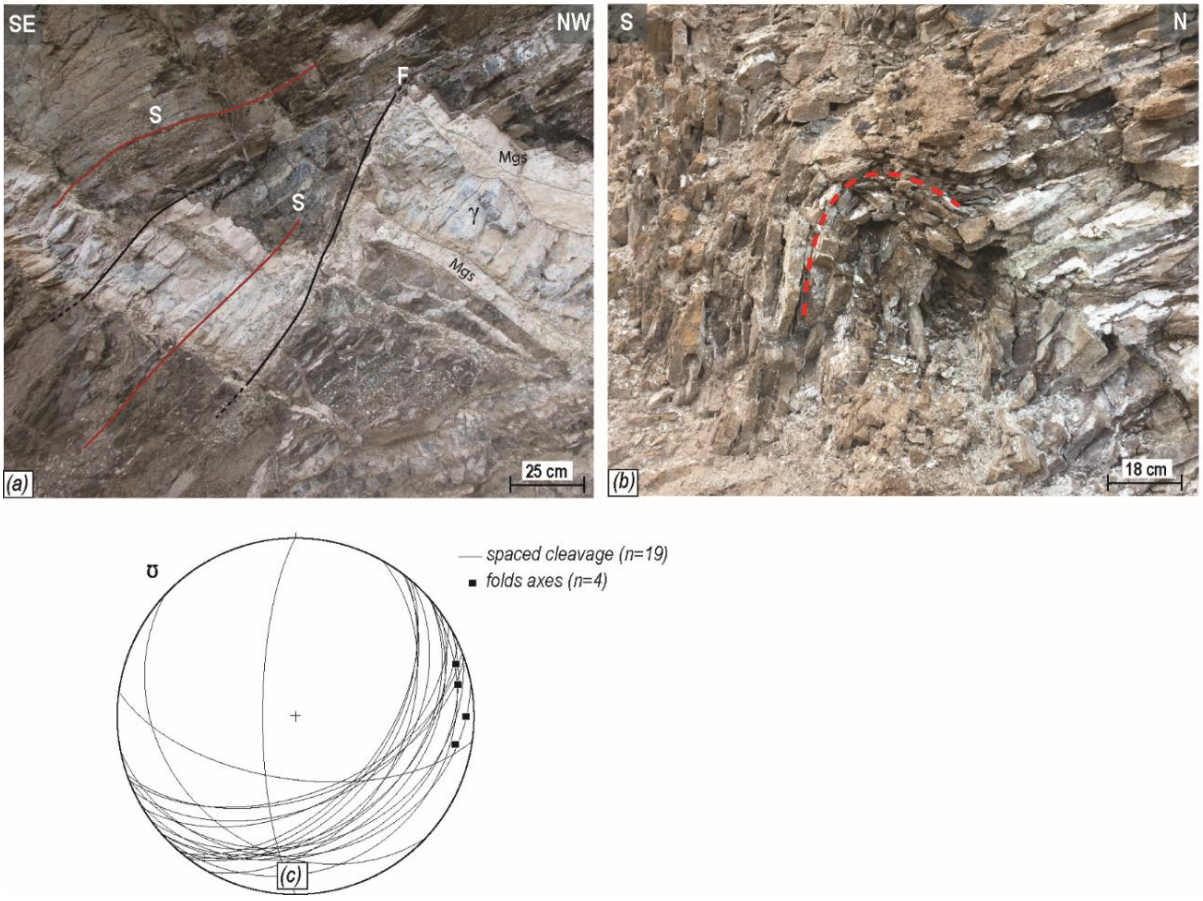


Figure V-4 : *observation terrain de la déformation tardive à la mise en place des filons granitiques (a) filon injecté dans les péridotites serpentinisées, affecté par un clivage espacé et par des failles normales senestres (N35°12'40", W04°50'13"). (b) Pli E-W affectant la schistosité dans les péridotites serpentinisées (N35°12'43", W04°50'07"). (c) projection Schmidt sur hémisphère inférieur des plans de la schistosité espacée et des plis affectant les péridotites et les filons de granite dans le massif de Beni Bousera.*

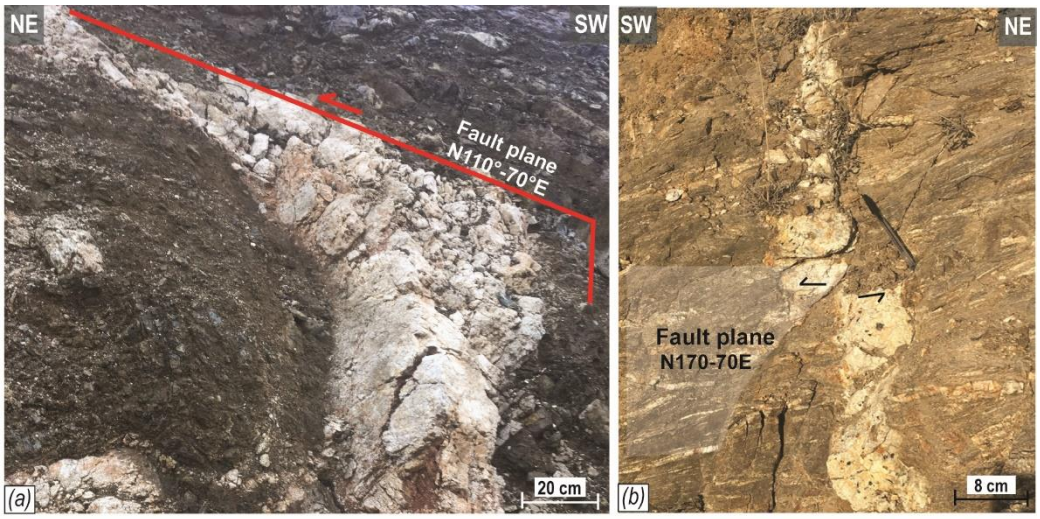


Figure V-5 : *observation sur le terrain de la déformation tardive par rapport à la mise en place des filons granitiques (a) filon granitique dans le massif des péridotites affecté par une faille N110°-70°E à jeu apparent senestre, (c) filon granitique dans les gneiss de Filali affecté par une faille N170°,70E à jeu apparent senestre.*

Bien qu'aucun filon granitique n'ait été observé dans les micaschistes de l'unité de Filali et les Ghomarides, des zones de cisaillements similaires à celles dans lesquelles s'injectent les granites ont été observées.

La faille d'Aaraben est une faille à direction N160° avec un pendage de 60° à 70° vers le NE, marquée par une bande de cataclasites de quelques mètres de large développée dans l'état fragile (Figure V-6a). Des éléments lenticulaires parallèles au plan de la faille portent des stries sub-verticales et présentent des indicateurs cinématiques compatibles avec une faille normale. Au NE de la faille d'Aaraben, de nombreuses zones de cisaillement ductiles, d'un décimètre à un mètre de large recoupent les unités des Ghomarides et des Sebtides (Figure V-6b ; Figure V-6d). Toutes ces zones de cisaillement constituent un couloir de déformation de plusieurs centaines de mètres de large (Figure V-1).

À l'échelle de l'affleurement, les zones de cisaillement ductiles sont marquées par le développement de la foliation mylonitique en bandes de déformation de taille centimétrique à métrique. Les zones de cisaillement sont également soulignées par des veinules de quartz (Figure V-6b) avec des agrégats de chlorite et de micas blancs, reflétant une circulation de fluide pendant le développement de la zone de cisaillement. Ces zones de cisaillement ductiles sont orientées de 70° à 150° avec un pendage de 24° à 85° vers le nord (Figure V-7a). Les critères de cisaillement tels que la rotation asymétrique du plan de foliation, les boudins asymétriques et les plans S/C indiquent un cisaillement ductile normal vers le NE (Figure V-6b ; Figure V-6d).

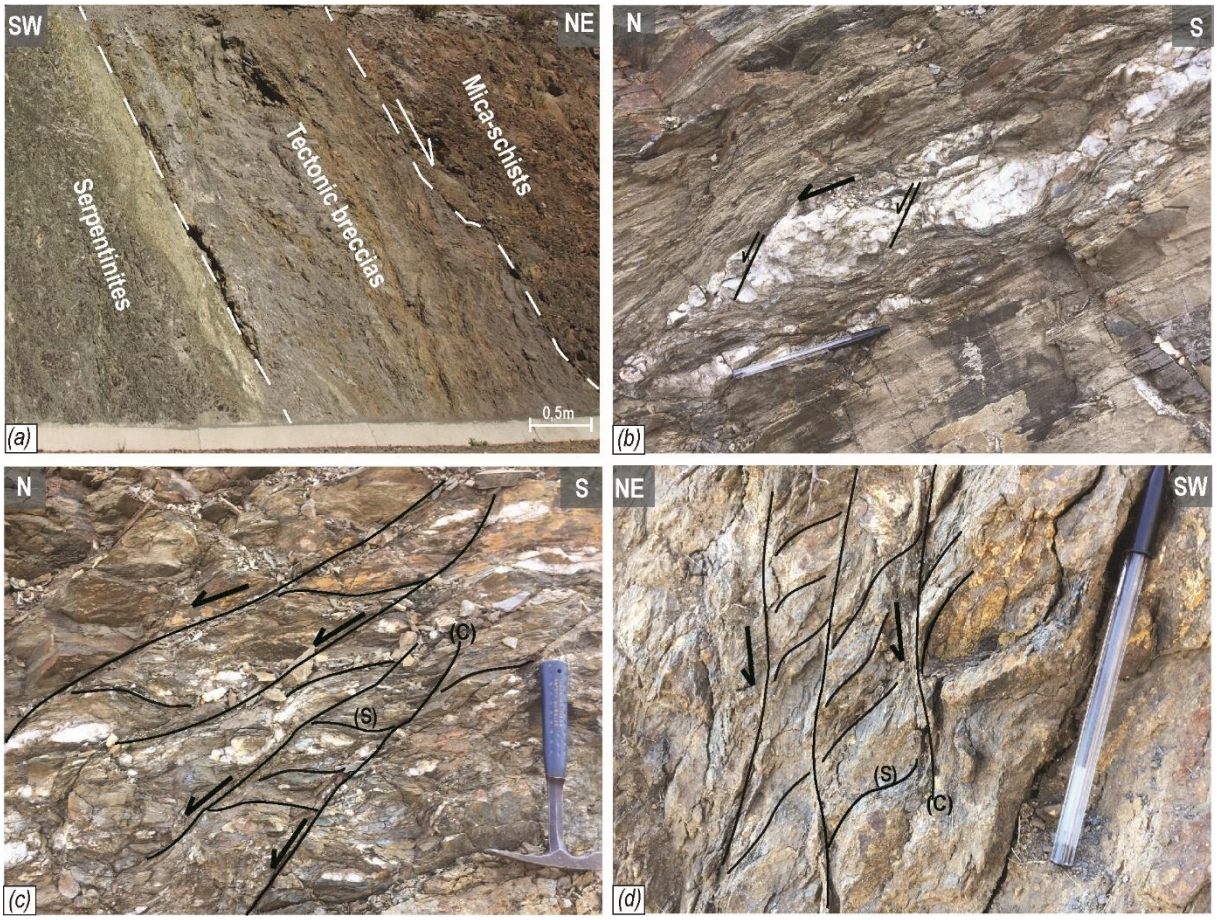


Figure V-6 : *Photographies de terrain de la déformation. (a) : la zone endommagée de la faille d'Aaraben marquée par une bande de cataclasite (N35°16'05", W04°50'23"). (b) : boudinage asymétrique de veinules de quartz dans une zone de cisaillement affectant les micaschistes de Filali (N35°16'56", W04°51'25"). (c) : zones de cisaillement à jeu normale dans les micaschistes de Filali (N35°16'57", W04°51'25"). (d) : déformation S/C dans les péridotites serpentinisées au contact de l'unité Filali (N35°16'52", W04°51'34").*

La détermination de l'orientation et le plongement des axes de contrainte en utilisant le plan de cisaillement et la linéation d'étirement donnent une contrainte maximale (σ1) de direction N223°, avec un plongement de 67°, une contrainte intermédiaire (σ2) orientée N93° avec un plongement de 15° et une contrainte minimale (σ3) orientée N359°, avec un plongement de 17°, avec un rapport de contrainte R=0,41 (σ1 vertical, 0,25 < R < 0,75), reflétant un régime d'extension pure (Figure V-7b; Angelier and Mechler, 1977; Delvaux et al., 1997; Delvaux and Sperner, 2003)

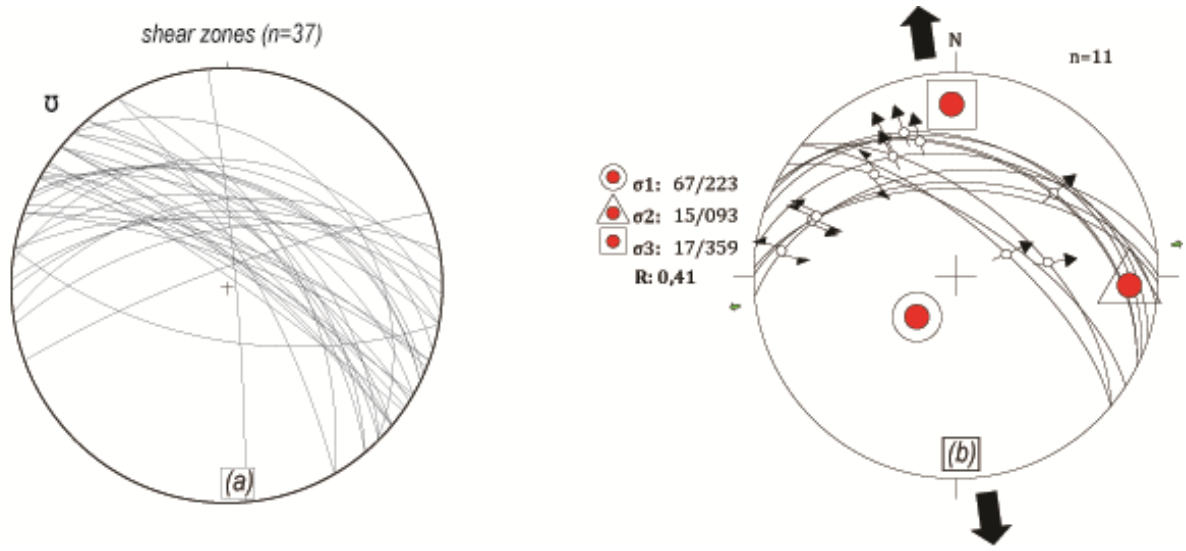


Figure V-7 : *projection de Schmidt dans hémisphère inférieur (a) distribution statistique des zones de cisaillement. (b) orientations des axes de contrainte et rapport de l'ellipsoïde des contraintes R correspondant en utilisant la méthode des dièdres droites (Angelier and Mechler, 1977; Delvaux and Sperner, 2003).*

V.2 **Pétrographie**

V.2.1 Pétrographie des granites

Les analyses pétrographiques sont réalisées à l'échelle de la lame mince, à partir de filons granitiques injectés dans les péridotites et dans les gneiss migmatitiques (Figure V-8 ; Tableau V-1). Tous les filons granitiques ont une texture grenue, deux assemblages sont observés ; le premier assemblage est composé principalement de quartz, de feldspath K, de plagioclase, de mica blanc et de tourmaline (Figure V-8a). De plus, la cordiérite ou la biotite sont également observées dans certains échantillons (Figure V-8b). L'assemblage secondaire est composé de la chlorite associée à la biotite et interprétée comme issue de sa déstabilisation (Figure V-8b). Les cristaux de la cordiérite sont presque toujours transformés en pinites. Les deux feldspaths sont généralement séricitisés (Figure V-8b). Les minéraux accessoires observés consistent en graphite, zircon et/ou la monazite et des minéraux opaques.

Samples	location	host rock	main mineralogy
BB17-60	N35°16'26.4", W04°51'28.9"	peridotites	Kfs-Pl-Qtz-Crd-Tur-Mus
BB17-116	N35°18'37.9", W04°56'48.3"	migmatitic gneiss	Kfs-Pl-Qtz-Bt-Tur-Mus
M13-11	N35°12'42.1", W04°50'05.6"	peridotites	Kfs-Pl-Qtz-Bt-Mus-Tur (+Chl)
M13-14	N35°12'38.8", W04°50'12.9"	peridotites	Kfs-Pl-Qtz-Tur-Mus
M13-16	N35°12'39.2", W04°50'12.6"	peridotites	Kfs-Pl-Qtz-Tur-Mus

Tableau V-1 : *Observations pétrographiques des filons de granites dans le secteur de Beni Bousera. Abréviations minéralogiques d'après Kretz (1983).*

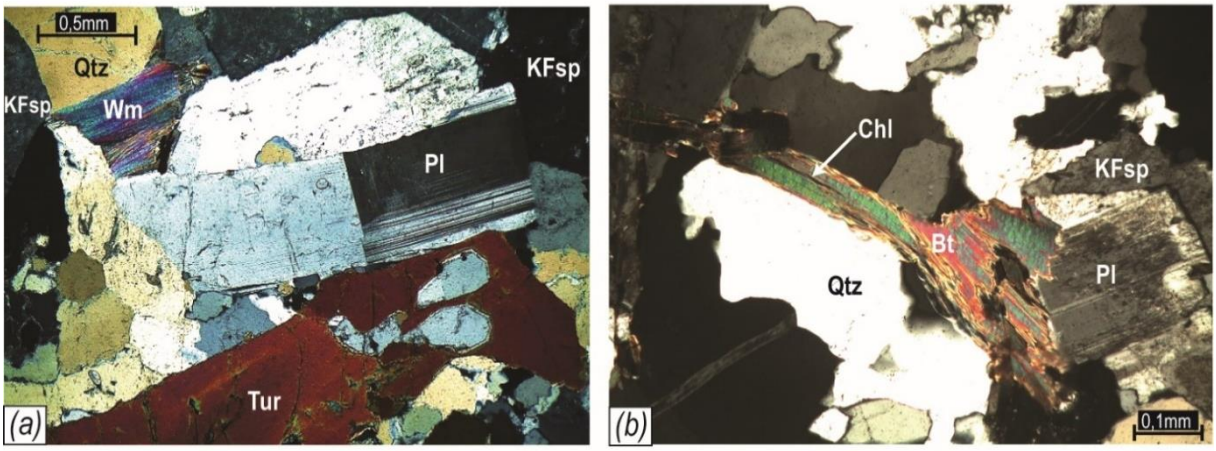


Figure V-8 : *Photomicrographie illustrant la minéralogie des filons granitiques dans les péridotites de Beni Bousera ;* ***a*** *: minéralogie principale du granite, LPA,* ***b :*** *chlorite provenant de l'altération de la biotite, LPA. Abréviation minérale d'après Kretz (1983).*

V.2.1.1 *Géochimie et nature de source*

Des données issues de la littérature (Elbaghdadi et al., 1996; Kornprobst, 1974; Rossetti et al., 2013) combinées avec deux échantillons M13-11 et le M13-14 issus de ce travail (voir annexe 3) ont été utilisés. Les filons de granites ont une concentration de SiO entre 69 à 77 *wt*%, et des concentrations qui couvrent une gamme assez large en *wt%* de TiO 0.02–0.2, Al_2O_3 12.6– 13.6, FeO_t de 0.07–4.42, MgO de 0.01–1, CaO de 0.14–1.75, Na_2O de 2.63–5.21, et de K_2O 1.36–6.87. D'après la classification de Q′-ANOR de Streckeisen and Le Maitre (1979), ces granites peuvent se classer en tant qu'*Alkali Felspar* granites, syenogranites, monzogranites ou granodiorites (Figure V-9). En associant ces résultats géochimiques aux résultats pétrographiques, Rossetti et al. (2013) ont classé ces filons en tant que monzogranite à granodiorite à biotite-cordiérite ou en tant qu'*Alkali Felspar* granite à tourmaline-muscovite, ce qui est en accord avec la pétrographie des deux échantillons M13-11 et M13-14 utilisés dans ce travail (Tableau V-1).

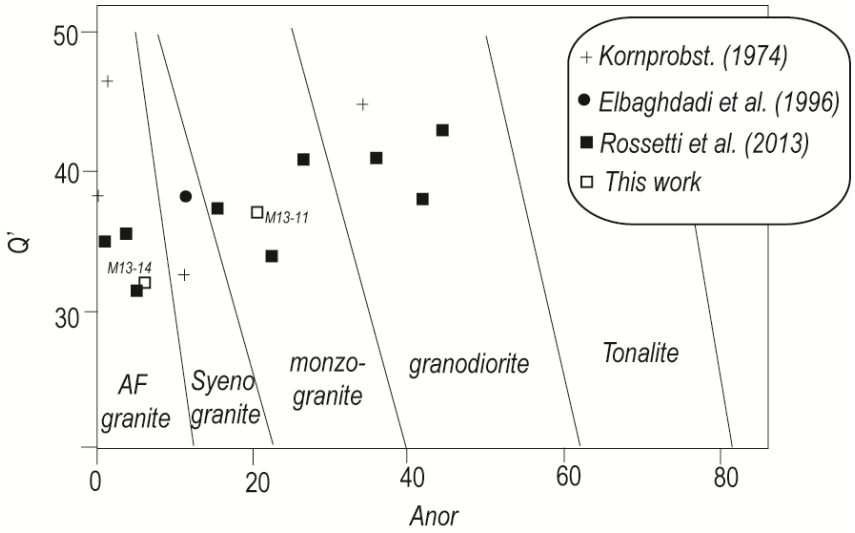


Figure V-9 : *Diagramme de classification Q'-ANOR d'après Streckeisen and Le Maitre, 1979) à partir de la CIPW de filons granitiques voir chimie de ces filons (annexe 3). Q' = 100∗Q/ (Q + Or + Ab + An); ANOR = 100 × [An/ (Or + An)]*

Ces mêmes échantillons ont été représentés sur un diagramme de Shand, 1947 et Chappell and White, 1974. Les résultats montrent que ce sont des granites peralumineux ($Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)_{mole}$ >1), en majorité des granites de type S avec quelques échantillons peut être classés comme un granite de type I ou mixte (1< $Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)_{mole}$ ⩽ 1,1). (Figure V-10 ; annexe 3)**.**

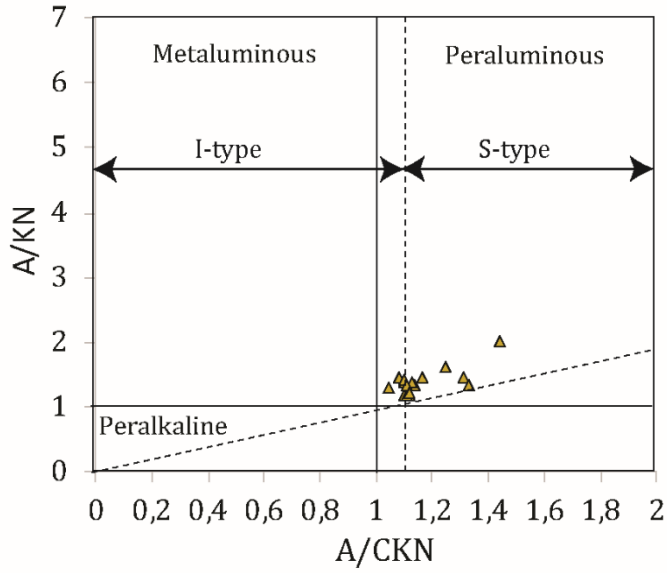


Figure V-10 : *Diagramme A/NK vs A/CNK des filons de granites à Beni Bousera Shand 1947, types I et S d'après Chappell and white, 1974 ; A/KN= $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O)$ en moles ; A/CNK= $Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)$ en moles.*

Le rapport de CaO/Na_2O est un élément-clé pour mesurer la fraction argileuse dans le protolithe des granites peralumineux (Chappell and White, 1992; Sylvester, 1998). Le granite qui a été produit à partir de la fusion d'une source pauvre en argile et riche en plagioclase, aura tendance à avoir un rapport de CaO/Na_2O très important (>0.3) par rapport à un granite qui est formé à partir de la fusion d'une source riche en argile et pauvre en plagioclase (<0.3) (Sylvester 1998). D'autres facteurs physiquo-chimiques comme la température ou la pression et l'activité de H_2O pourront influencer ce rapport. Néanmoins, la relation avec la composition du protolithe reste parmi les facteurs les plus dominants (Sylvester 1998 et références).

Dans les échantillons analysés, le rapport de CaO/Na_2O varie entre 0.05 et 0.5, suggérant que la fraction argileuse de la source de la dérivée des différents échantillons de granite est variable. Sur le diagramme Rb/Ba *vs* Rb/Sr de (Sylvester 1998 ; Figure V-11), les échantillons se répartissent sur deux groupes majeurs, deux sources de la dérivée sont envisagées, 3 échantillons avec un rapport de CaO/Na_2O <0.3 sont placés dans le champ ou la source est riche en argile (échantillons, MA 07/20, MA07-21 Rossetti et al 2013 et M13-14 de ce travail) suggérant une dérivation depuis des pélites. Tandis que le reste des échantillons (à l'exception de l'échantillon 13BA qui un rapport très faible (=0.05)) ont un rapport de CaO/Na_2O entre 0.2 et 0.47 ; ils sont localisés dans le champ ou la source est pauvre en argile, et la roche-mère pourrait être des psammites ou des *shales*.

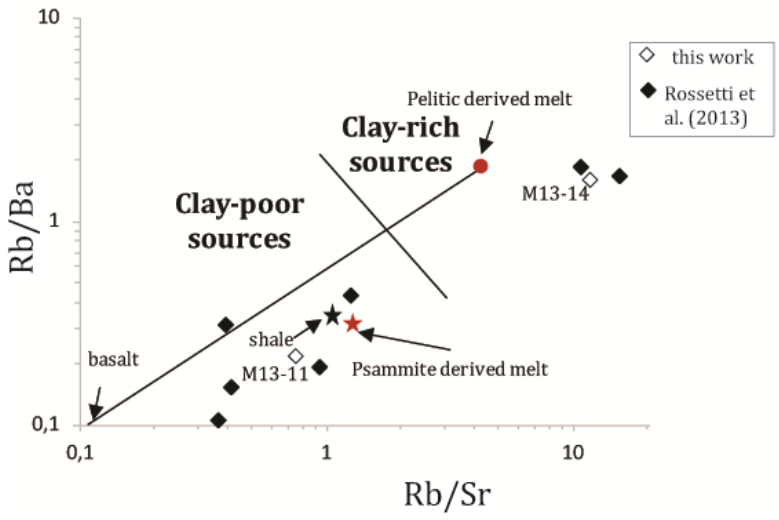


Figure V-11 : *diagramme Rb/Sr vs Rb/Ba d'après Sylvester (1998).*

V.2.1.2 *Discrimination chimique du contexte tectonique :*

Sur des diagrammes discriminants du contexte tectonique telle que Rb vs Y+Nb, Nb vs Y, Rb vs. Ta+Yb et Ta vs Yb de Pearce et al. (1984),Figure V-12), les échantillons sont localisés dans le champ granite syn-collisionnel (syn-COLG) et granite d'arc (VAG) dans les diagrammes Nb vs Y (Figure V-12a). En utilisant les diagrammes Ta vs Yb qui sépare le champ de granite d'arc et de granite syn-collisionnel, les échantillons se situent dans la limite de ces deux champs avec une grande répartition dans granite syn-colisionnel (Figure V-12b). En combinant deux autres diagrammes Rb vs. Y+Nb et Rb vs. Ta+Yb (Figure V-12c ; Figure V-12d), tous les échantillons sont majoritairement situés dans le champ granite d'arc. De plus, la plupart des échantillons sont placés dans le champ de granite post-collisionnel défini par Pearce, (1996) (Figure V-12d). Cependant, il est difficile de tirer des interprétations des granites post-collision Pearce, (1996), et donc ces résultats devront être confrontés au contexte tectonique défini plus haut.

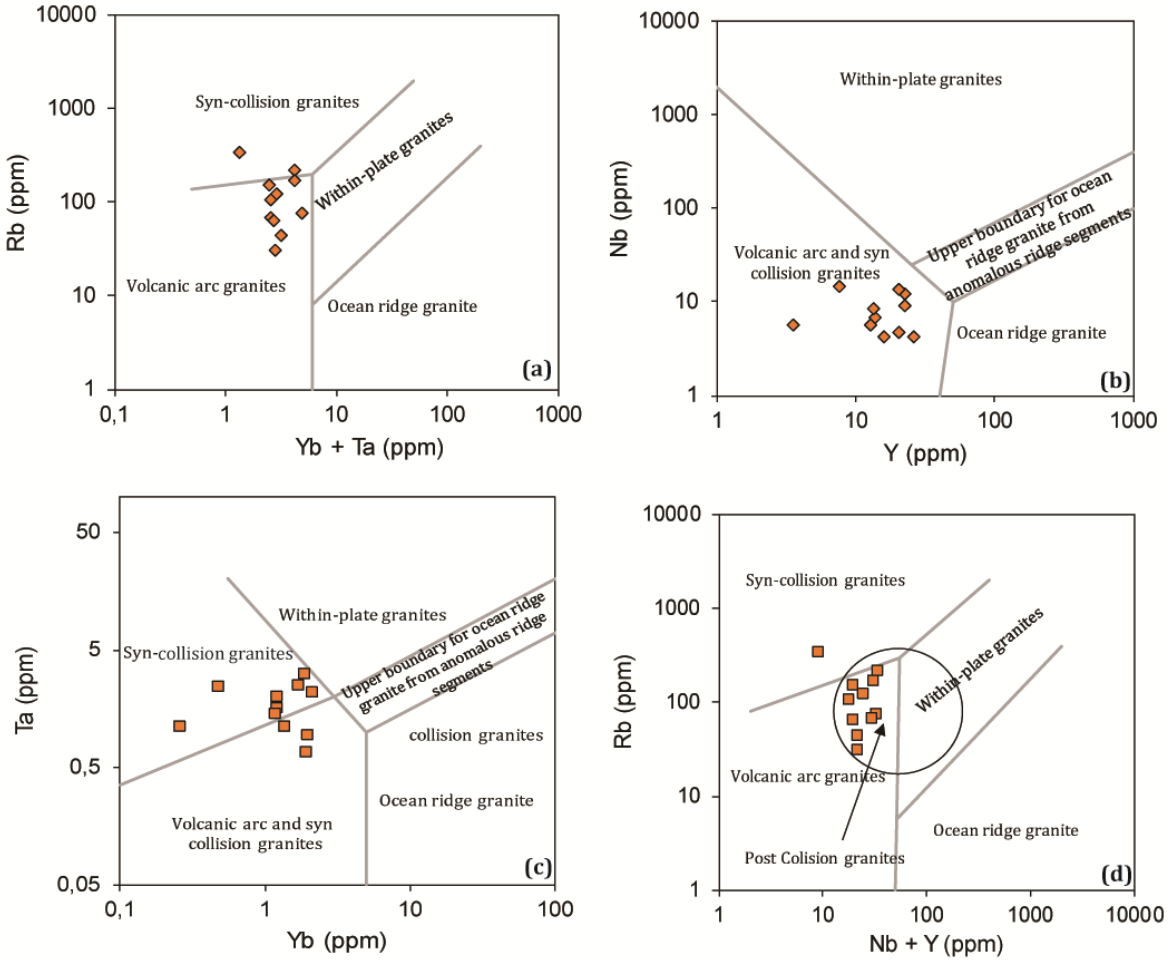


Figure V-12 : *Diagrammes discriminants du contexte tectonique du granite d'après* Pearce et al. (1984) *; Pearce, (1996).*

V.2.2 Zones de cisaillement ductile :

Les investigations pétrographiques réalisées sur les mica-schistes des zones de cisaillement permettent de préciser les assemblages minéralogiques associés à la déformation ductile. Des microstructures ont été observées à partir de sections minces perpendiculaires à la foliation et parallèles à la linéation pour en définir la cinématique. Le plan de la foliation est souligné par la disposition planaire de la muscovite et de la biotite ainsi que des rubans de quartz polycristallin (Figure V-13a et b). Les porphyroclastes de biotite et de staurolite sont déstabilisés et enveloppés par la muscovite et la chlorite (Figure V-13d). De nombreux critères de cisaillement comme les rubans de quartz microplissés (Figure V-13a), les structures S/C marquées par la deflection des rubans de quartz, de chlorite et de muscovite (Figure V-13b et c) et les grains de quartz recristallisés dans des ombres de pression asymétriques autour des porphyroclastes de staurolite (Figure V-13d) sont typiques des roches mylonitiques

déformées par un cisaillement simple. Les indicateurs cinématiques fournissent systématiquement un sens de cisaillement à jeu normal.

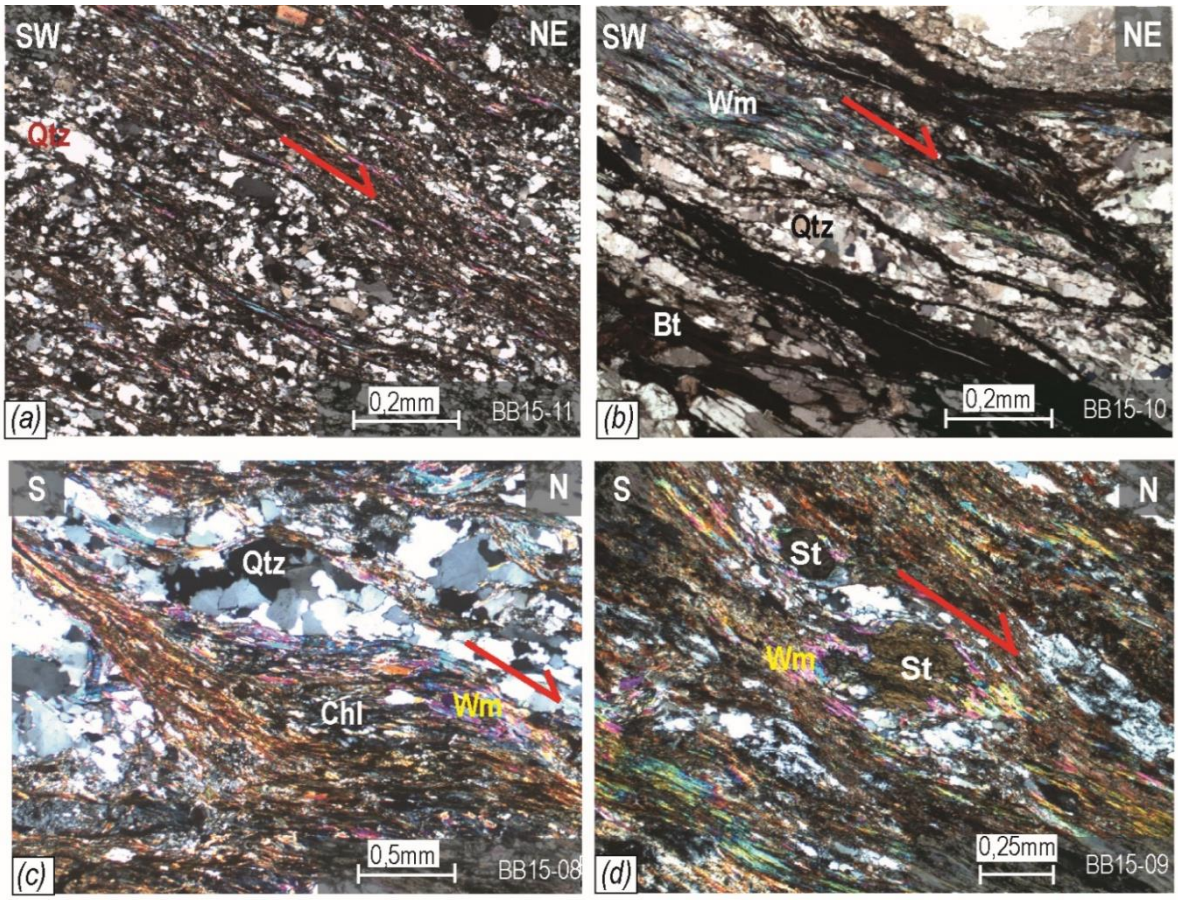


Figure V-13 : *Photomicrographies illustrant la relation entre déformation et recristallisation au NE de la faille d'Aaraben (LPN). (a) micropli intrafolial asymétrique avec muscovite développée dans le plan de la foliation principale. (b) muscovite et rubans de quartz asymétrique développés parallèlement à la foliation. (c) muscovite et chlorite sigmoïdales dans une zone de cisaillement. (d) rubans de quartz sigmoïdaux et muscovite développé au détriment du porphyroclaste de staurotide. Abréviations minérales d'après Kretz (1983).*

V.3 Datations 40Ar-39Ar

V.3.1 Filons de granites

Deux échantillons de filons granitiques ont été ont été échantillonnées dans la région de Beni Bousera (Figure V-14). Un échantillon dans un filon qui traverse les péridotites de l'unité Beni Bousera (BB17-60) et un échantillon qui traverse les gneiss de l'unité Filali (BB17-116).

- Echantillon BB17-60 : un grain muscovite donne un âge de plateau à 21,22 ± 0,42 Ma correspondant à 100% du ^{39}Ar libéré et à huit étapes (Figure V-14). L'isochrone donne un âge concordant à 21,18 ± 0,46 Ma (MSWD = 0,11 ; rapport initial $^{40}Ar/^{36}Ar$

de 298,6 ± 13,8) (voir annexes 5). L'âge plateau à 21,22 ± 0,42 Ma est considéré comme la meilleure estimation de l'âge.

- Échantillon BB17-116 : un grain de muscovite donne un âge plateau à 21,55 ± 0,13 Ma correspondant à 99% du 39Ar libéré et à neuf étapes (Figure V-14). L'isochrone inverse donne un âge concordant à 21,41 ± 0,35 Ma (MSWD = 0,12 ; rapport initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ de 298,7 ± 13,0) (voir annexes 5). L'âge plateau à 21,55 ± 0,13 Ma est considéré comme la meilleure estimation d'âge. Un grain de biotite donne un âge plateau à 20,88 ± 0,21 Ma correspondant à 69,25 % d'^{39}Ar libéré et à huit étapes (Figure V-14). La forme en escalier du spectre peut suggérer un réchauffement postérieur à 20 Ma qui pourrait avoir légèrement affecté l'âge du plateau. L'isochrone inverse donne un âge concordant à 21,31 ± 0,30 Ma (MSWD = 1,93 ; rapport initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ de 280,0 ± 8,9) (voir annexes 5). L'âge plateau à 20,88 ± 0,21 Ma est considéré comme la meilleure estimation d'âge.

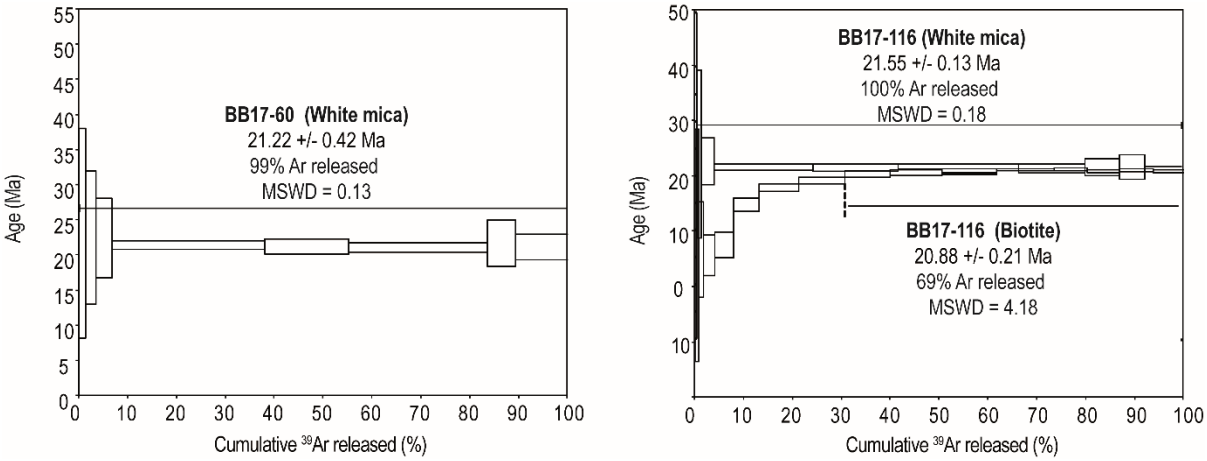


Figure V-14 : *Spectre d'âge 40Ar/39Ar en fonction du 39Ar libéré. Les erreurs de chaque étape sont à 2σ. L'erreur des âges plateau est donnée à 2σ. Les âges ont été calculés à l'aide du logiciel ^{40}Ar-^{39}Ar Calc (Koppers, 2002).*

V.3.2 Zones de cisaillement ductile

Des micas blancs provenant d'échantillons dans les zones de cisaillement de l'unité Filali (BB15-08 ; BB15-09 ; BB15-10-BB15-11) ont été analysés :

- Échantillon BB15-08 : une micropopulation de micas blancs donne un âge plateau à 21,59 ± 0,06 Ma correspondant à 90% du ^{39}Ar libéré et à dix étapes (Figure V-15). L'isochrone inverse pour les étapes du plateau donne un âge concordant à 21,59 ± 0,09 Ma (MSWD = 0,83 ; rapport initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ de 296,1 ± 9,8) (voir annexes 5). L'âge plateau à 21,59 ± 0,06 Ma est considéré comme la meilleure estimation d'âge.

- Echantillon BB15-09 : une micropopulation de micas blancs donne un âge plateau à 21,69 ± 0,15 Ma correspondant à 100% du ^{39}Ar libéré et à neuf étapes (Figure V-15). L'isochrone inverse donne un âge concordant à 21,67 ± 0,18 Ma (MSWD = 0,53 ; rapport initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ de 303,6 ± 25,2) (voir annexes 5). L'âge plateau à 21,69 ± 0,15 Ma est considéré comme la meilleure estimation d'âge.

- Échantillon BB15-10 : une micropopulation de micas blancs donne un âge plateau à 21,44 ± 0,12 Ma correspondant à 67% du ^{39}Ar libéré et à dix étapes (Figure V-15). L'isochrone inverse donne un âge concordant à 21,43 ± 0,14 Ma (MSWD = 1,24 ; rapport initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ de 298,2 ± 17,2) (voir annexes 5). L'âge plateau à 21,44 ± 0,12 Ma est considéré comme la meilleure estimation d'âge.

- Échantillon BB15-11 : une micropopulation de micas blancs donne un âge de plateau à 21,99 ± 0,21 Ma correspondant à 58% du ^{39}Ar libéré et à six étapes (Figure V-15). L'isochrone inverse donne un âge concordant à 21,43 ± 0,14 Ma (MSWD = 1,28 ; rapport initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ de 283,1 ± 52,9) (voir annexes 5). L'âge plateau à 21,99 ± 0,21 Ma est considéré comme la meilleure estimation d'âge.

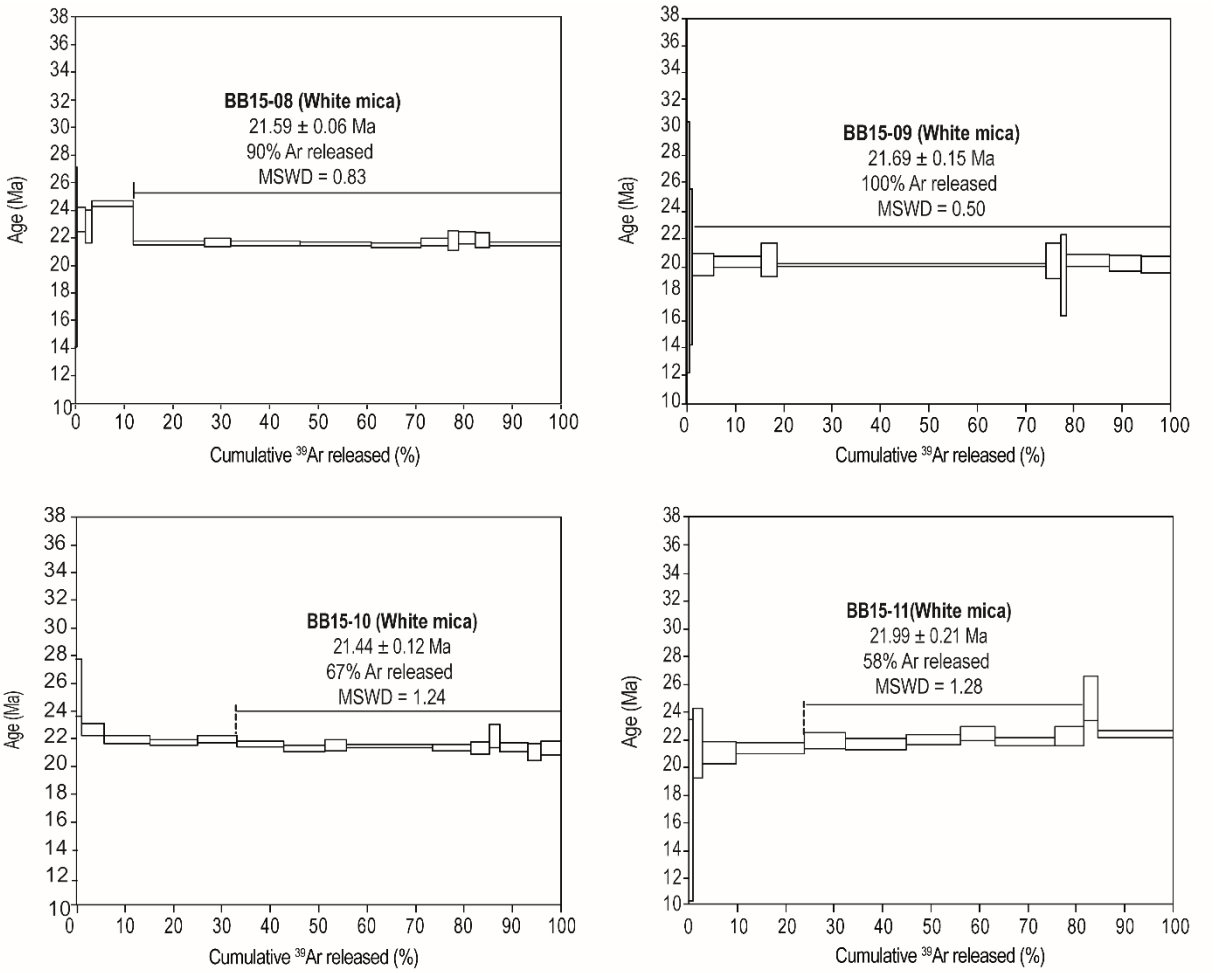


Figure V-15 : *Spectre d'âge 40Ar/39Ar en fonction du 39Ar libéré. Les erreurs de chaque étape sont à 2σ. L'erreur des âges plateau est donnée à 2σ. Les âges ont été calculés à l'aide du logiciel ^{40}Ar-^{39}Ar Calc (Koppers, 2002).*

V.4 Discussion

V.4.1 Évolution tectonique

Les analyses structurales ont souligné que les filons granitiques se sont mis en place dans les failles de direction N70° à N140°, résultant d'une extension NNE-SSW (N216°). Cette déformation est contemporaine au développement des zones de cisaillements normales ductiles de direction N70° à N150°, et qui résulte d'une extension ~ N-S (N179°). L'orientation des axes de contrainte obtenue à partir des zones de cisaillement et celle obtenue à partir des failles liées aux filons granitiques forme un angle aigu de 37° (Figure V-3b ;Figure V-7b). Cette variation pourrait s'expliquer soit par la réponse rhéologique différente des péridotites par rapport aux métapélites ou soit par un effet tardif de la cinématique de la faille d'Aaraben.

En effet, comme le suggère Romagny et al. (2014), les failles qui jouent en conditions fragiles avec une direction similaire à celle de la faille d'Aaraben sont responsables de la surrection actuelle du Rif interne. De plus, Chalouan et al. (1995) ont décrit un

déplacement vertical de 4-5 km depuis le Néogène le long de la faille d'Aaraben. Notre travail souligne que la plupart de ce mouvement vertical a été contrôlé par un grand système de zones de cisaillement normales ductiles NW-SE. Un tel environnement P/T implique une exhumation des péridotites au moins de la transition fragile-ductile. Les données paléomagnétiques disponibles dans le massif de Beni Bousera indiquent une rotation de 76° ±13° (Saddiqi et al., 1995), 72 ± 12° (Berndt et al., 2015) dans le sens inverse des aiguilles d'une montre depuis le Miocène. L'orientation initiale de l'extension était donc comprise entre NE-SO et ESE-WNW à 21 Ma.

Un régime extensif de direction E-O associé à une déformation non coaxiale contraste avec un régime en extension radiale (Romagny, 2014) ou un régime tectonique contrôlé par des décrochements issus d'une compression E-W (Rossetti et al., 2013), proposés précédemment pour la région de Beni Bousera.

L'événement d'extension majeur qui a causé l'exhumation des péridotites et la mise en place des filons de granite à 20-22 Ma a été suivi par des événements de compression tardive mise en évidence par la schistosité et la phase de plissement E-W tardives.

V.4.2 Evolution géochronologique

Les muscovites des deux échantillons de dykes granitiques recoupant les péridotites de l'unité Beni Bousera et les gneiss de l'unité Filali ont donné des âges concordants de 21,22 ± 0,42 Ma et 21,55 ± 0,13 Ma respectivement. La moyenne pondérée à 21,38 Ma est considérée comme la meilleure estimation de l'âge. La biotite a donné un âge de 20,88 ± 0,21 Ma qui est légèrement inférieur à celui des muscovites, ce qui pourrait s'expliquer par une mise en place et un refroidissement très rapide des filons granitiques de 21,68 Ma à 20,67 Ma. Les données structurales montrent que les filons granitiques se sont mis en place dans des failles normales, ce qui reflète un contexte extensif. D'autre part, dans les zones de cisaillements ductiles normales de l'unité Filali, tous les micas blancs ont donné des âges concordants, avec un âge moyen pondéré de 21,68 Ma. Les muscovites des micaschistes échantillonnés dans ces zones de cisaillements sont clairement des porphyroblastes syn-cinématiques qui se sont formés ou du moins ont recristallisé pendant le développement des zones de cisaillement à jeu normal dans des conditions métamorphiques de faciès de schiste vert. Ainsi, comme la mise en place des filons granitiques et les zones de cisaillement ductiles à jeu normal donnent le même âge vers 21 Ma, nous considérons que les âges autour de 21 Ma correspondent à l'événement d'extension défini plus haut.

Ces âges sont similaires à ceux obtenus par les auteurs précédents dans le Rif interne (Elbaghdadi et al., 1996; Homonnay et al., 2018; Michard et al., 2006; Rossetti et al., 2010) et aussi dans les Bétiques où des filons granitiques similaires sont mise en place dans les péridotites de Ronda (Cuevas et al., 2006; Priem et al., 1979; Zeck et al., 1989b). Les âges (U-Th)/He et trace de fission sur apatite obtenus sur les roches crustales du Rif interne sont compris entre 17,8 et 14,1 Ma, ce qui suggère que

l'exhumation du domaine d'Alboran continue à se développer après 21 Ma (Azdimousa, 1999; Azdimousa et al., 2014; Romagny, 2014; Romagny et al., 2014). Cet événement d'extension s'est produit lors de l'ouverture des bassins sédimentaires de Fnideq et de Sidi Abdeslam de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur (El Kadiri et al., 2006; Feinberg and Olivier, 1990; Hlila et al., 2008; Ouazzani-Touhami and Chalouan, 1995; Serrano et al., 2007b). Les analyses biostratigraphiques dans ces bassins ont établi la durée de la sédimentation entre l'Oligocène supérieur et le Burdigalien moyen (Feinberg and Olivier, 1990; Hlila et al., 2008). Ces dépôts couvrent le contact des nappes de Ghomarides, ce qui atteste que (i) l'empilement des nappes était antérieur à l'Aquitanien et (ii) le socle métamorphique était exposé ou partiellement exposé à la surface à cette époque (Michard et al., 2006; Serrano et al., 2006).

Dans le Rif interne, la chronologie des événements de compression tardive est peu contrainte, en raison du manque de marqueurs sédimentaires précis et de données géochronologiques. L'intervalle de temps pour ces événements est post Burdigalien (âge des sédiments plissés les plus jeunes dans les bassins de Fnideq et de Sidi Abdeslam ; Hlila et al., 2008) et antérieur au Zanclean inférieur (âge des sédiments non plissés les plus anciens dans le bassin de Tirinesse ; Cornée et al., 2014; Saji and Chalouan, 1995).

Cependant, la modélisation thermique utilisant les données sur l'apatite (U-Th)/He, les données $^{40}Ar/^{39}Ar$ et K/Ar sur la biotite, le zircon et trace fission sur l'apatite soulignent que les roches ont subi un refroidissement rapide à modéré entre 22,5 et 18 Ma, un réchauffement entre 18 et 15 Ma, puis un refroidissement rapide et une exhumation à la surface vers 13 Ma (Azdimousa et al., 2014; Romagny et al., 2014). Ces auteurs ont interprété le réchauffement de la fin du Burdigalien- début Langhien comme un enfouissement des unités internes lors d'un événement de compression.

V.5 Synthèse

Le massif de Beni Bousera est partiellement recoupé par un réseau de filons granitiques et par plusieurs zones de cisaillement ductiles à jeu normal. Des analyses structurales, pétrologiques et des datations ^{39}Ar-^{40}Ar ont été réalisées sur ces deux objets afin de contraindre le régime tectonique régional affectant les zones internes dans le secteur de Beni Bousera. Les résultats montrent que :

- Les filons granitiques sont injectés dans un système de failles conjuguées de direction ONO-ESE, à pendage variant entre *35 et 90° et à* jeu normal. Ces failles sont générées sous un régime tectonique en extension de direction NNE-SSO (en coordonnées actuelles) à ≈ 21 Ma.

- Les analyses géochimiques de ces filons montrent que ces granites sont des granites peralimuneux, en majorité de type S à mixtes, dérivés de deux sources de fusion à nature chimique différente, une riche en argile, qui se rapproche aux pélites,

et l’autre moins riche en argile et qui s’approche des psammites ou shales. Cela justifie qu’au moment de l’extension, les péridotites qui sont injectées de granites ont été reposées sur une croûte continentale partiellement fondue.

- Les zones de cisaillement à jeu normal sont orientées ONO-ESE à NO-SE avec un pendage variant de 34 et 70° vers le nord ; elles sont générées sous un régime tectonique en extension de direction NNO-SSE (en coordonnées actuelles) daté entre ≈ 22 et 20 Ma.

- Les données paléomagnétiques existantes dans le massif de Beni Bousera montrent que ce dernier a subi une rotation antihoraire de 76° ± 13° durant le Miocène inférieur (Saddiqi et al., 1995). Combinant ces données et la configuration géodynamique dans l’extrême-ouest de la Méditerranée occidentale, l’extension ≈ N-S (en coordonnées actuelles) qui a accompagné l’évolution du domaine d'Alboran pendant le Miocène inférieur - Oligocène supérieur était orientée ≈ ONO-ESE à E-O.

- Après cette extension, plusieurs événements tectoniques ont eu lieu. Notamment, une compression N-S est mise en évidence.

CHAPITRE VI EVOLUTION TECTONO - METAMORPHIQUE, ET GEOCHRONOLOGIQUE DES SEBTIDES SUPERIEURES

L'objet de ce chapitre est d'étudier l'évolution tectono-métamorphique des unités des Sebtides supérieures (ou unités de Federico), localisées dans le secteur de Beni Bousera, et affleurant en bandes orientée NO-SE entre la dorsale calcaire et les micaschistes de l'unité de Filali (Figure VI-1). Le but de ce chapitre est de (1) faire la corrélation structurale et métamorphique entre les différentes unités de Federico, (2) préciser la nature du contact entre les Sebtides supérieures et les Sebtides inférieures. Ce travail s'appuye sur (1) des analyses structurales à l'échelle de l'observation au terrain comme à l'échelle de l'observation en lame mince, (2) des analyses pétrologiques (géochimie des minéraux, quantification des conditions P-T des roches métamorphiques par thermobarométrie et/ou par la modélisation des diagrammes de phases isochimiques « pseudosections ») et (3) des datations par la méthode radiométrique ^{40}Ar-^{39}Ar sur micas et amphiboles.

VI.1 **Observations de terrain**

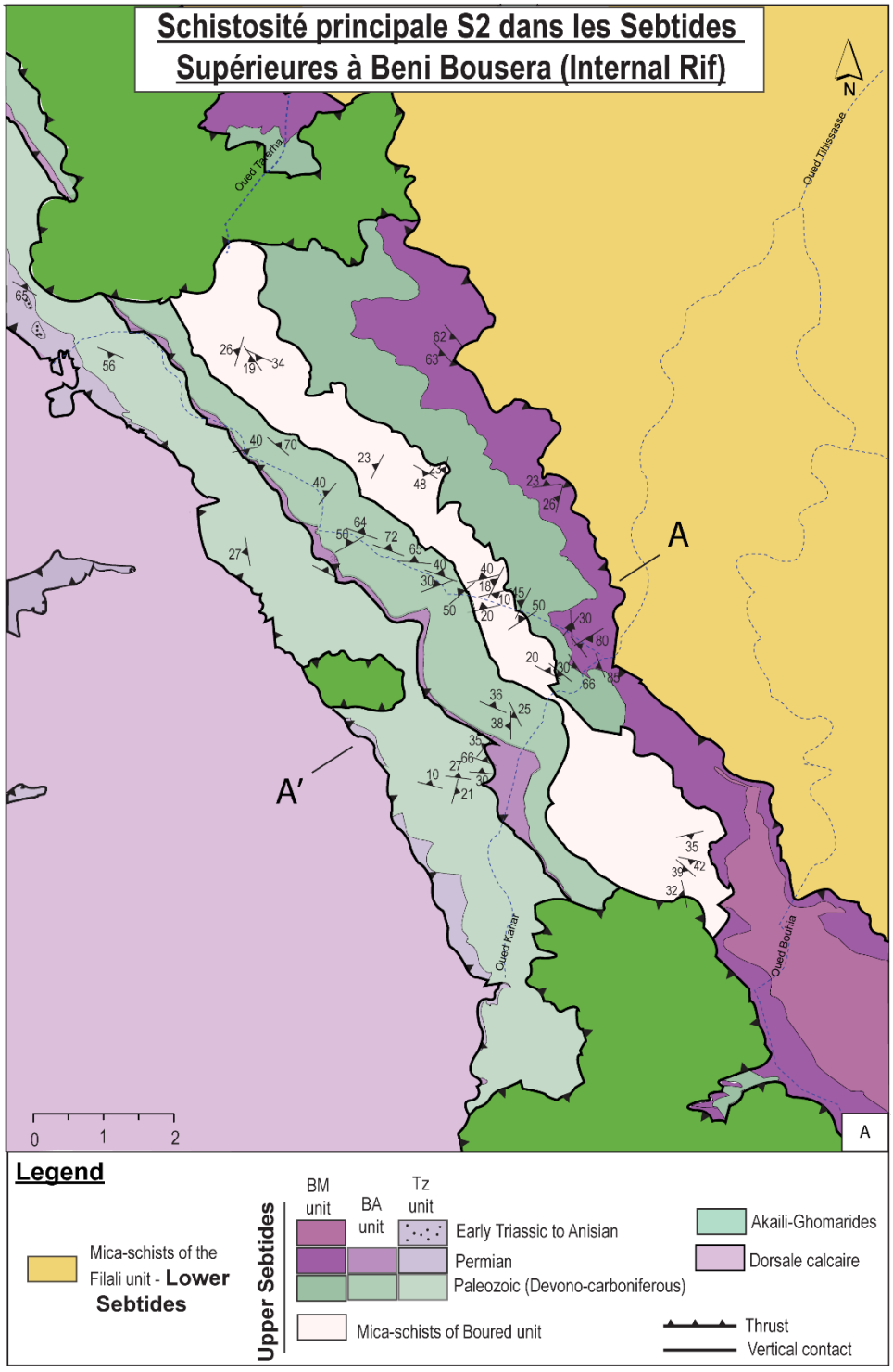
Les observations de terrain et les mesures structurales (plan de schistosité, linéation, plan de fracture et failles, plans de cisaillement et sens de cisaillement, géométrie des plis) ont été collectées sur 60 stations réparties sur les bandes NO-SE des unités de Federico, (15 stations dans l'unité de Beni Mezala, 19 stations dans l'unité de Boured, 13 stations dans l'unité de Boquete d'Anjera et 13 stations dans l'unité de Tizgarine). Les données structurales ont été traitées à l'aide du programme stéréonet (Allmendinger et al., 2012), afin d'obtenir leur distribution statistique, en utilisant la direction, le pendage ou le plongement. Ces données ont permis de faire des cartes structurales dans cette zone d'étude et de proposer une coupe géologique avec comme support le travail établi dans ce secteur par Ouazzani-Touhami, 1986.

Il semble important de mentionner que dans ce secteur, toutes ces formations quel que soit l'âge du protholite, sont affectées par une schistosité principale que nous nommons S2, cette dernière, comme nous le verrons plus loin passe en concordance entre toutes les unités, cette schistosité est associée à une linéation d'étirement L2. (Figure VI-1)**.** Cette schistosité correspond à la S2 régionale qui affecte toutes les Sebtides.

L'unité de Beni Mezala est composée généralement des schistes noirs violacés et des métagreywackes avec quelques intercalations des niveaux conglomératiques. Cette unité est caractérisée par une schistosité principale (S2) pénétrative dans les niveaux moins compétents comme des métapélites, et plus au moins espacée dans les niveaux les plus compétents comme les métagreywackes (Figure VI-2). La linéation d'étirement (L2) est marquée par l'orientation préférentielle des minéraux comme des agrégats de quartz et des micas, ou par l'étirement maximal des galets

des conglomérats. La schistosité observée est répartie selon deux orientations (Figure VI-1a ; Figure VI-3a) ; la première qui est la plus dominante (14 mesures) est répartie sur le quadrant N-O/S-E, avec une direction autour d'un axe NNO-SSE. Cette schistosité est fortement pentée entre 50° à 85° vers le OSO. Seules 3 mesures parmi les 14 ont un pendage vers le ESE (Figure VI-3a). La deuxième direction qui est la moins dominante (5 mesures), est répartie sur le quadrant N-E/S-O (Figure VI-1a ; Figure VI-3a), avec une direction entre N41° et N50°qui se rapproche plus du NE-SO, le pendage est faible à moyen de 20° à 80° vers le SE et aussi vers le NO. La schistosité S2 porte une linéation d'étirement L2 dont l'orientation est très dispersée avec toutefois une majorité des mesures orientées NE-SO, entre N31° à N40° avec un plongement variable de 5° à 70° vers le SO (Figure VII-1b ; Figure VI-3b).

La schistosité principale S2 est une schistosité de plan axial associée à des plis isoclinaux (Figure VI-2a), une mesure montre que l'axe de ces plis est parallèle à la linéation d'étirement (Figure VI-3b et d).


Schistosité principale S2 dans les Sebtides Supérieures à Beni Bousera (Internal Rif)
N
Oued Thissasse
Oued Kanar
Oued Bouhia
A
A'
0
1
2
Legend
Mica-schists of the Filali unit - Lower Sebtides
Upper Sebtides
BM unit
BA unit
Tz unit
Early Triassic to Anisian
Permian
Paleozoic (Devono-carboniferous)
Mica-schists of Boured unit
Akaili-Ghomarides
Dorsale calcaire
Thrust
Vertical contact

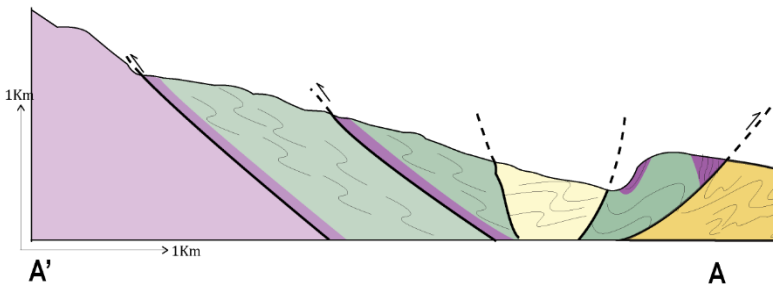
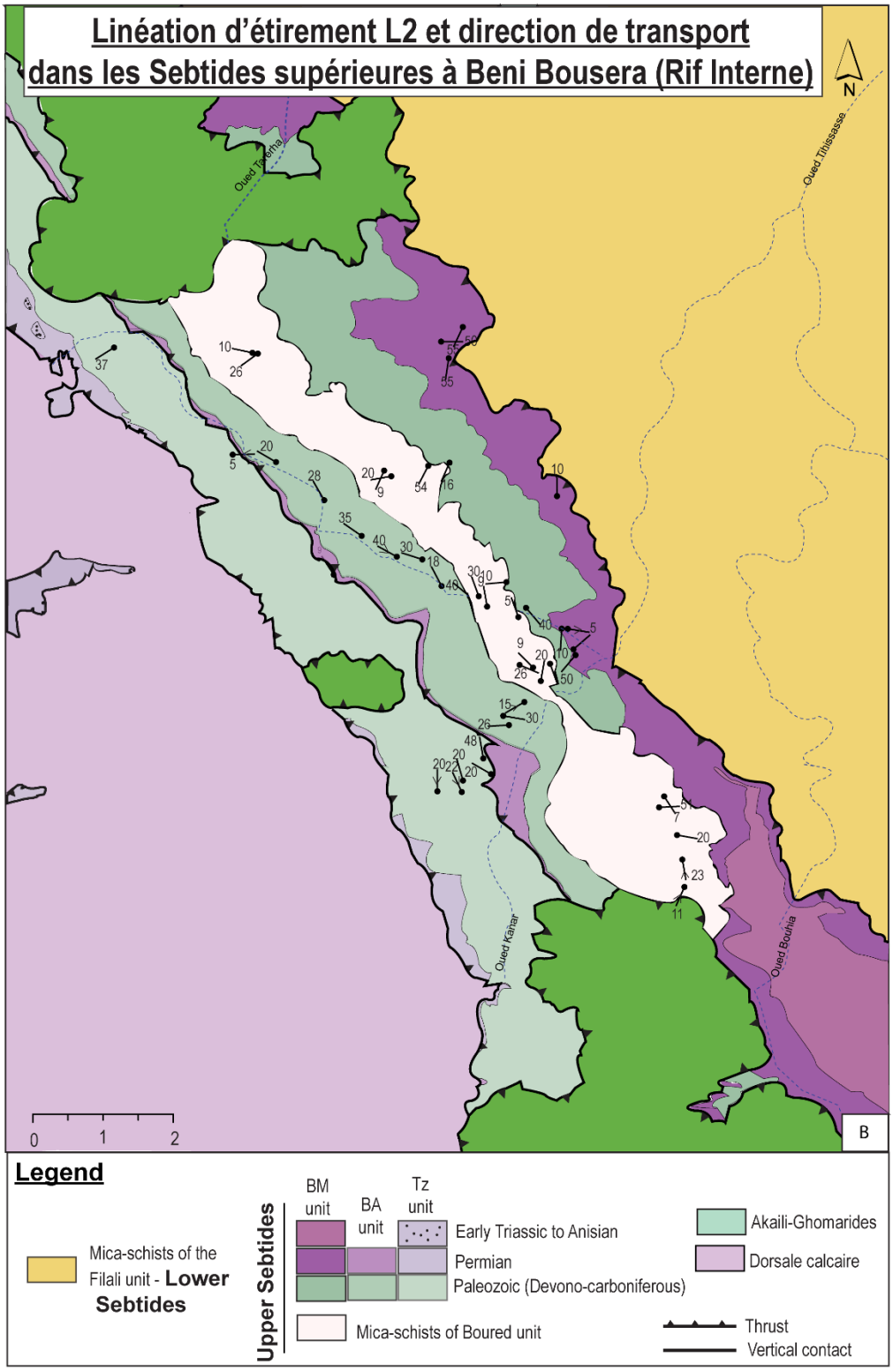
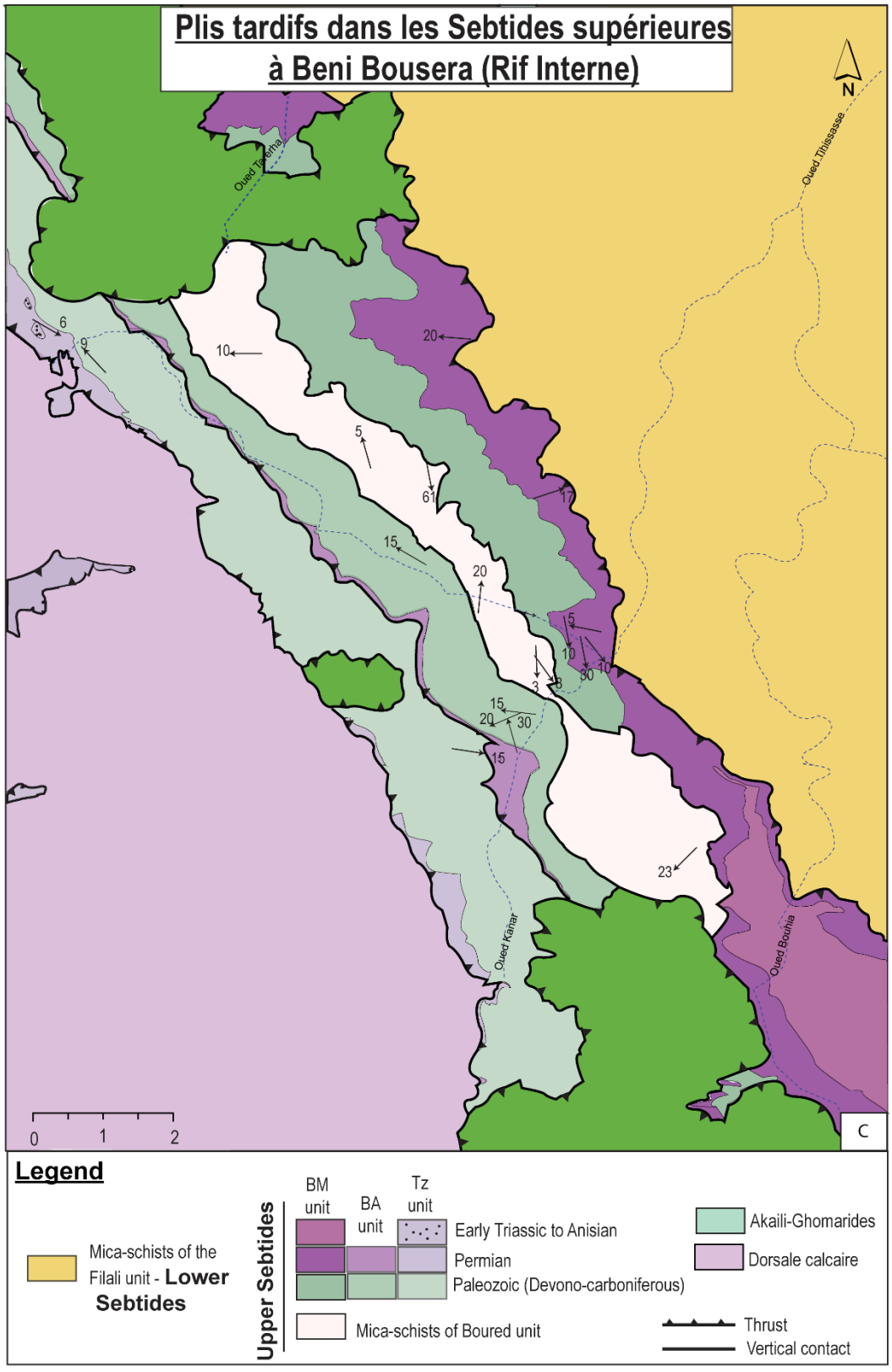

1Km
1Km
A'
A

Figure VI-1 : *cartes structurales et coupe géologique au niveau des Sebtides supérieures dans le secteur de Beni Bousera. (a) carte de la schistosité principale (Sn), certains symboles représentent une moyenne de plusieurs mesures, qui sont approximativement parallèles en direction et qui ont la même valeur et le même sens de pendage (b) carte de linéation d'étirement et direction de transport parallèle à la linéation, certains symboles représentent une moyenne de plusieurs mesures, qui sont approximativement parallèles en direction et qui ont la même valeur et le même sens de plongement (c) carte des plis tardives, (d) coupe géologique A-A'. BM, Beni Mezala; BA, Boquete d'Anjera; Tz, Tizgarine. La carte est une combinaison des 4 cartes géologiques de 1/50.000; la carte de Talembote, la carte de Bou Ahmed, la carte de Bab Berret, et la carte de Bab Taza (Kornprobst, 1959–1970; Kornprobst, 1966–1970 ;* Nold, *1972-1975*; Wildi, *1972-1975)* *complétée par des observations personnelles. Pour simplification, des éboulis de dépôt de pente et des formations quaternaires ne sont pas représentés sur la carte.*


Linéation d'étirement L2 et direction de transport
dans les Sebtides supérieures à Beni Bousera (Rif Interne)
N
Oued Tizenha
Oued Thissasse
Oued Kahar
Oued Bouhia
0
1
2
B
Legend
Mica-schists of the Filali unit - Lower Sebtides
Upper Sebtides
BM unit
BA unit
Tz unit
Early Triassic to Anisian
Permian
Paleozoic (Devono-carboniferous)
Mica-schists of Boured unit
Akaili-Ghomarides
Dorsale calcaire
Thrust
Vertical contact

-

continue-


Plis tardifs dans les Sebtides supérieures
à Beni Bousera (Rif Interne)
N
Oued Tarha
Oued Thissasse
Oued Kahar
Oued Bouhia
0
1
2
C
Legend
Mica-schists of the Filali unit - Lower Sebtides
Upper Sebtides
BM unit
BA unit
Tz unit
Early Triassic to Anisian
Permian
Paleozoic (Devono-carboniferous)
Mica-schists of Boured unit
Akaili-Ghomarides
Dorsale calcaire
Thrust
Vertical contact

-continue-

Des fractures ouvertes très pénétratives traversent la schistosité perpendiculairement ou à un angle fort de la linéation d'étirement (>55° ; Figure VI-2b ; Figure VII-3c). Ces fractures ont favorisé la circulation des fluides et la cristallisation de certains minéraux, comme de la calcite, de la chlorite et de l'épidote. Ces structures de déformation contemporaines de la formation de la schistosité principale (S2) sont interprétées comme résultant d'un boudinage de la foliation (Arslan et al., 2008). Elles sont observées à proximité des contacts entre les différentes unités où elles traduisent un taux d'étirement/aplatissement important dans les schistes, localement transformés en phyllonites, typiques des zones de cisaillement ductile de basse température.

Plusieurs déformations postérieures à cette schistosité principale (S2) sont observées

1) des structures S/C marquées par la rotation asymétrique de la schistosité dans des zones de cisaillement normales (Figure VII-2a et c), orientées NO-SE avec un pendage vertical, (Figure VI-3c). Dans ces plans de cisaillement, il y a présence de certains minéraux comme des micas blancs fibreuses, cela témoigne d'une déformation qui se déroule dans un régime cisaillant accompagné par certaines recristallisations.

2) des failles tardives normales orientées ~ E-O avec un pendage moyen vers le N (Figure VII-2d ; Figure VI-3c),

3) des plis tardifs qui affectent l'ensemble de l'unité. Deux générations de plis sont observées, des plis doits ouverts à très ouverts de direction N-S à NNO-SSE et des plis ouverts de direction OSO-ENE (Figure VI-1c ; Figure VI-2e et f ; Figure VI-3d) ; ces derniers sont déjetés vers le N.

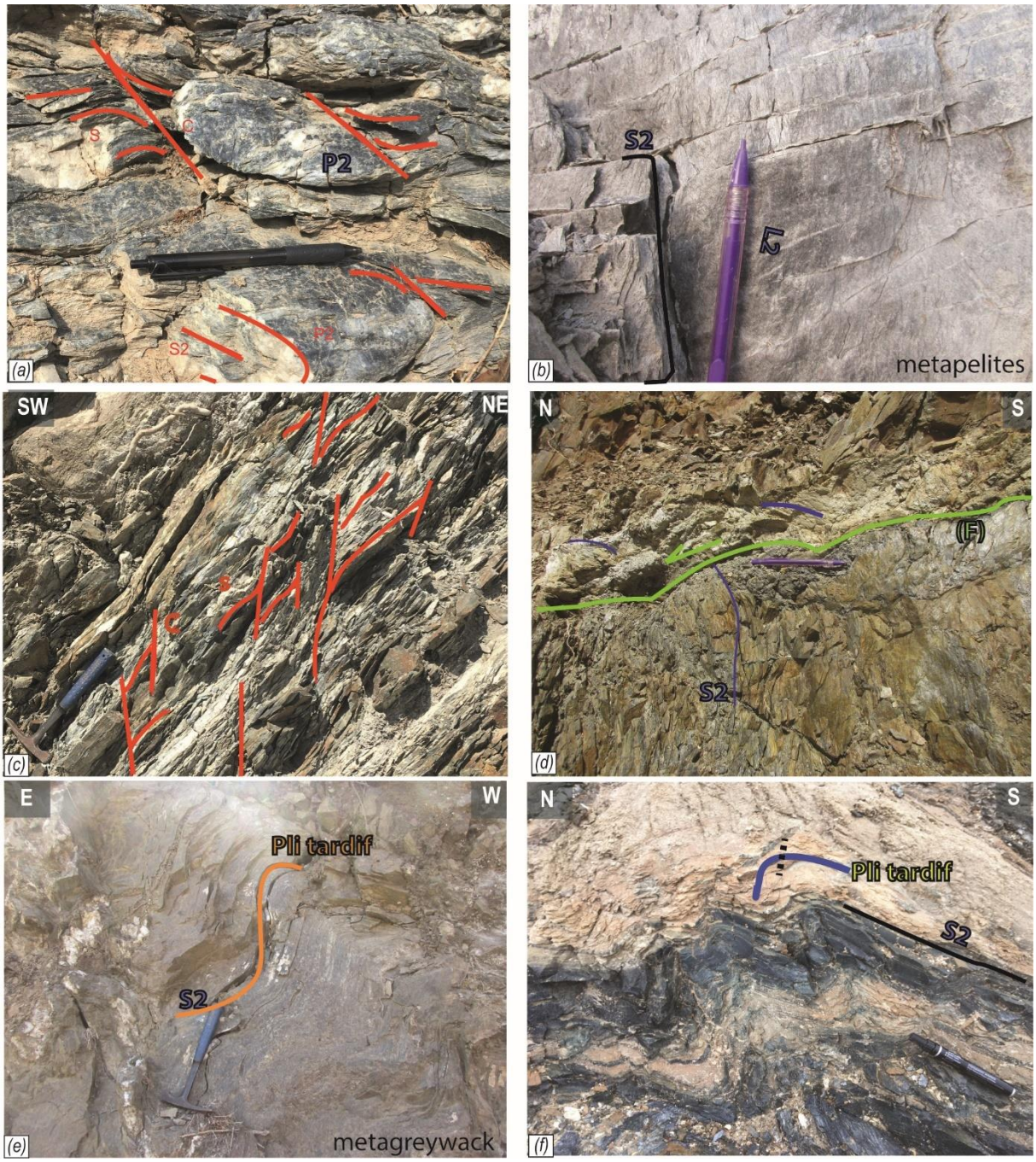


Figure VI-2 : *Photos de terrain montrant la déformation rencontrée dans l'unité de Beni Mezala. (a) schistosité principale (S2) et pli isoclinal P2 repris par des cisaillements à jeu normal. (b) fracturations en relation avec la linéation d'étirement L2 (c) zones de cisaillement normales (d) faille normale. (e-f) plis tardifs N-S et E-O respectivement.*

L'unité de Boured présente des micaschistes très riches en grenat, qui affleurent entre les formations dévono-carbonifères de l'unité de Beni Mezala et les formations dévono-carbonifères de l'unité de Boquete d'Anjera (Figure VI-1). La schistosité principale (S2) est, comme dans le cas de l'unité de Beni Mezala répartie selon deux directions majeures (Figure VI-1a ;Figure VI-4 ; Figure VI-5a). La première qui est la

plus dominante (11 mesures parmi 18) est répartie sur le quadrant N-O/S-E avec une orientation entre N120° à N180° et un pendage qui est faiblement à moyennement pentée entre 19° et 48° vers le SO et l'O. La deuxième orientation est mineure (7mesures) cette fois-ci répartie dans le quadrant N-E/ S-O avec une direction entre N14° et N80° et pentée entre 10° et 26° vers le O ou NO ou vers le E ou le SE (Figure VI-1a ;Figure VI-4 ; Figure VI-5a). La schistosité porte une linéation d'étirement marqué par l'alignement des micas et l'allongement des cristaux de quartz. Elle est orientée NE-SO et N-S avec un plongement de 0° à 49° vers le SO et le S, et aussi entre le NNO-SSE à E-W avec un plongement entre 5° à 54° vers le NNO et le SSE, E ou O (Figure VI-1b ; Figure VI-5b). Quelques critères de cisaillement ont été déterminés dans le plan de la foliation et parallèlement à la linéation d'étirement N-S et NE-SO marqués par des agrégats de quartz asymétriques indiquant un déplacement vers le NNO ou vers le NNE (Figure VI-1b ;Figure VI-4b). La schistosité principale S2 est une schistosité de plan axial associée à des plis isoclinaux P2 (Figure VI-4a).

Quelques fractures sont également observées traversant la schistosité principale (Sn) et formant un angle fort >60° avec la linéation d'étirement (Figure VI-5c). Ces fractures sont interprétées comme contemporaines de la schistosité principale (S2).

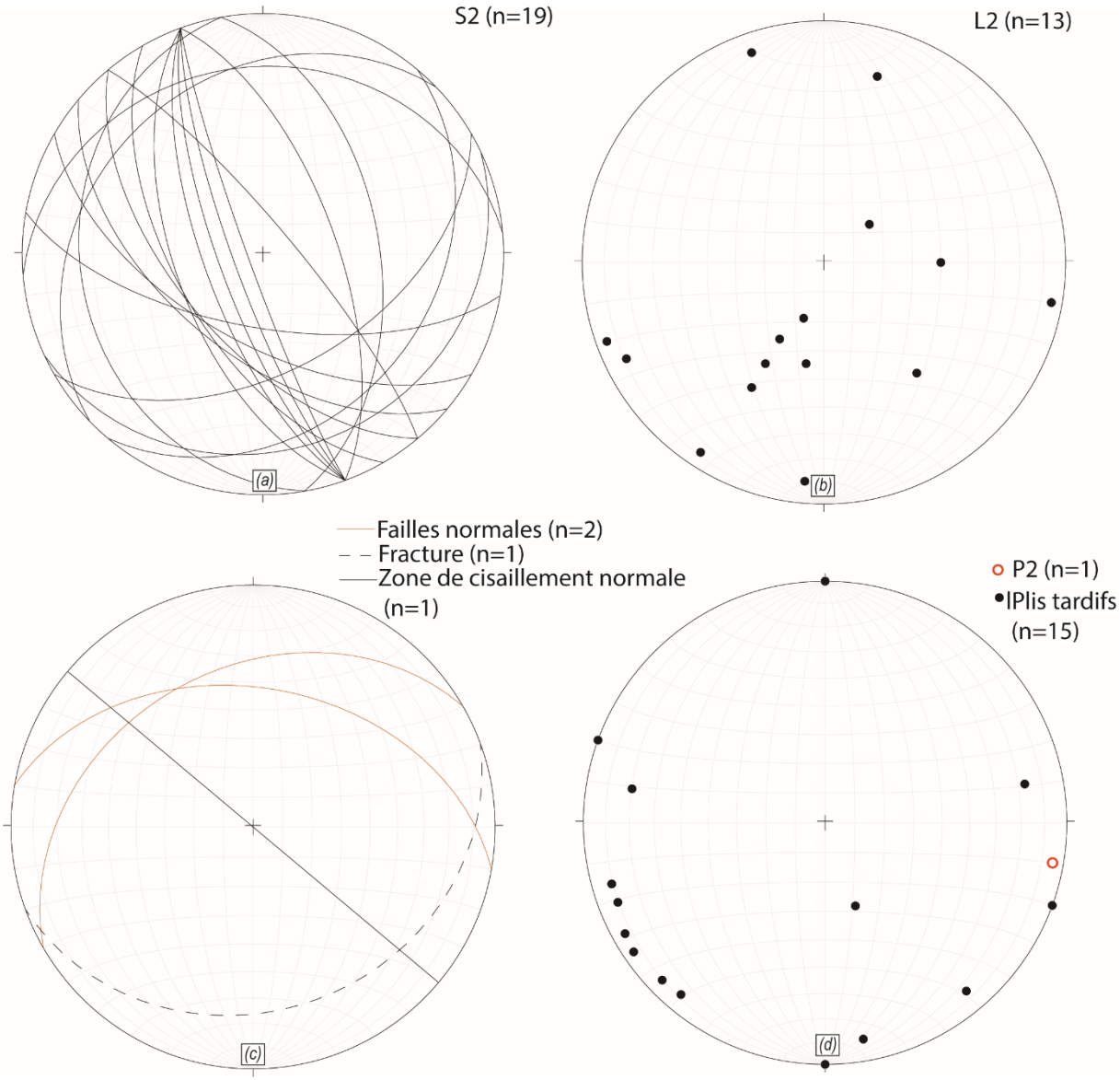


Figure VI-3 : *projections stéréographiques des structures tectoniques dans l'unité de Beni Mezala. (a) schistosité principale S2. (b) linéation d'étirement L2. (c) fracture, plan de cisaillement normale et failles normales. (d) pli P2 syn S2 et plis tardifs. Projection de Schmidt, hémisphère inférieur.*

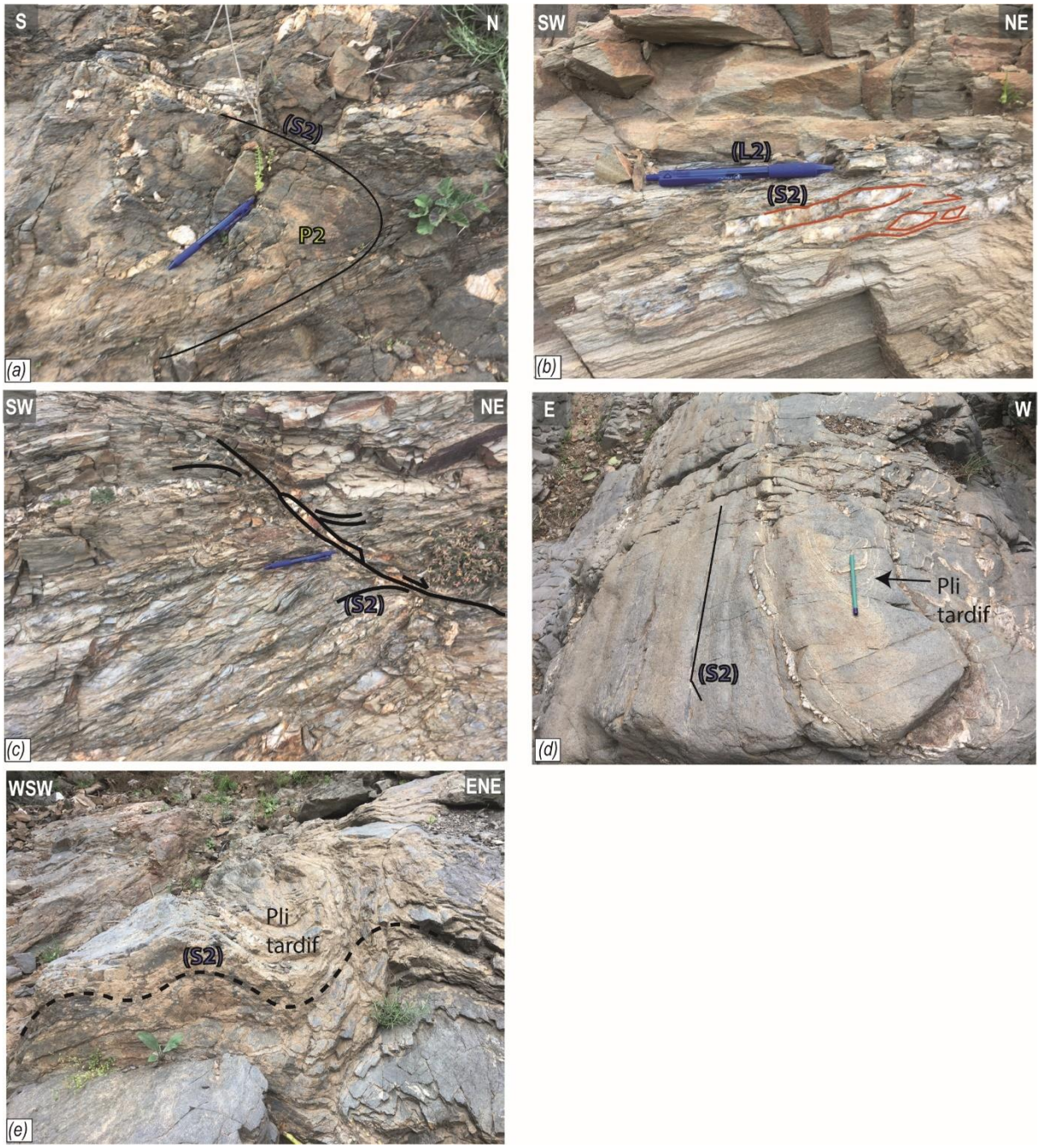


Figure VI-4 : *Photos de terrain montrant la déformation rencontrée dans l'unité de Boured (a) schistosité principale (S2) et plis P2. (b) Direction de transport vers le NE parallèle à la L2 (plan XZ). (c) Faille à jeu normal. (d-e) plis tardifs N-S.*

Plusieurs déformations tardives affectent cette unité comme dans le cas de l'unité de Beni Mezala :

1) des failles orientées N-S à ONO-ESE à jeu normale (Figure VI-4c ; Figure VI-5c), et des failles E-W à jeu décrochant dextre (Figure VI-5c).

2) Deux générations de plis tardifs (Figure VI-1c), des plis droits ouverts à très ouverts avec une direction N-S (Figure VI-4d et e ; Figure VI-5d) et des plis E-W (Figure VI-5d).

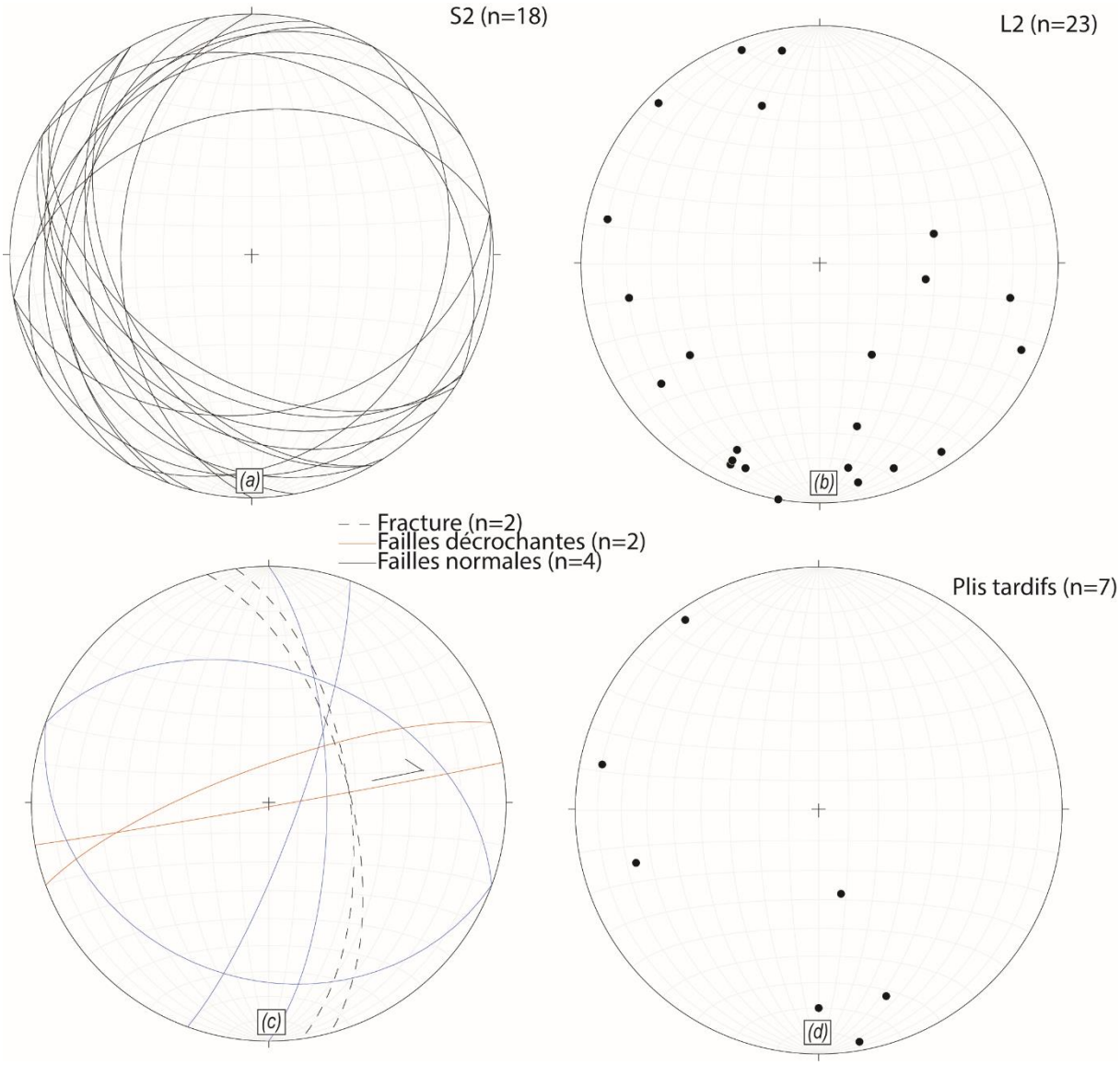


Figure VI-5 : *projections stéréographiques des structures dans l'unité de Boured. (a) schistosité principale (S2). (b) linéation d'étirement (L2). (c) fractures, failles normales et décrochantes. (d) plis tardifs. Projection de Schmidt, hémisphère inférieur.*

L'unité de Boquete d'Anjera représente des schistes noirs violacés et des métagreywackes. La schistosité principale (S2) est orientée majoritairement entre

N40° et N130° avec un pendage entre 30° et 72° vers le nord (Figure VI-1a ; Figure VI-6 ; Figure VI-7a). La linéation d'étirement (L2) est marquée par l'alignement des cristaux de micas, et l'étirement des quartz, en moyenne orientée N130 avec un plongement de 5° à 50° vers le NO, (Figure VI-1b ; Figure VI-6; Figure VI-7b). Des critères de cisaillement parallèles à la linéation d'étirement, marqués par la rotation asymétrique des cristaux de quartz, indiquent un déplacement vers le S, l'W avec une forte composante verticale. (Figure VI-6b, c et d).

Postérieurement à cette phase de déformation majeure, Deux phases de plis tardifs ouverts sont observées, des plis de direction NW-SE déjetés vers le SW et des plis E-W (Figure VI-6e).



Figure VI-6 : *Photos de terrain montrant la déformation rencontrée dans l'unité de Boquete d'Anjera (a) schistosité principale (S2), notez que cette schistosité est traversée par des fractures perpendiculaires à la linéation d'étirement (L2) et des microplis qui dessinent une crénulation (Lc)marquée par le crayon (Plan YZ), (b) boudinage qui affecte les niveaux quartzeux (c-d) direction de transport parallèle à la linéation d'étirement (plan XZ) indiquant un cisaillement à forte composante verticale et vers le W. (e) plis tardifs NO-SE.*

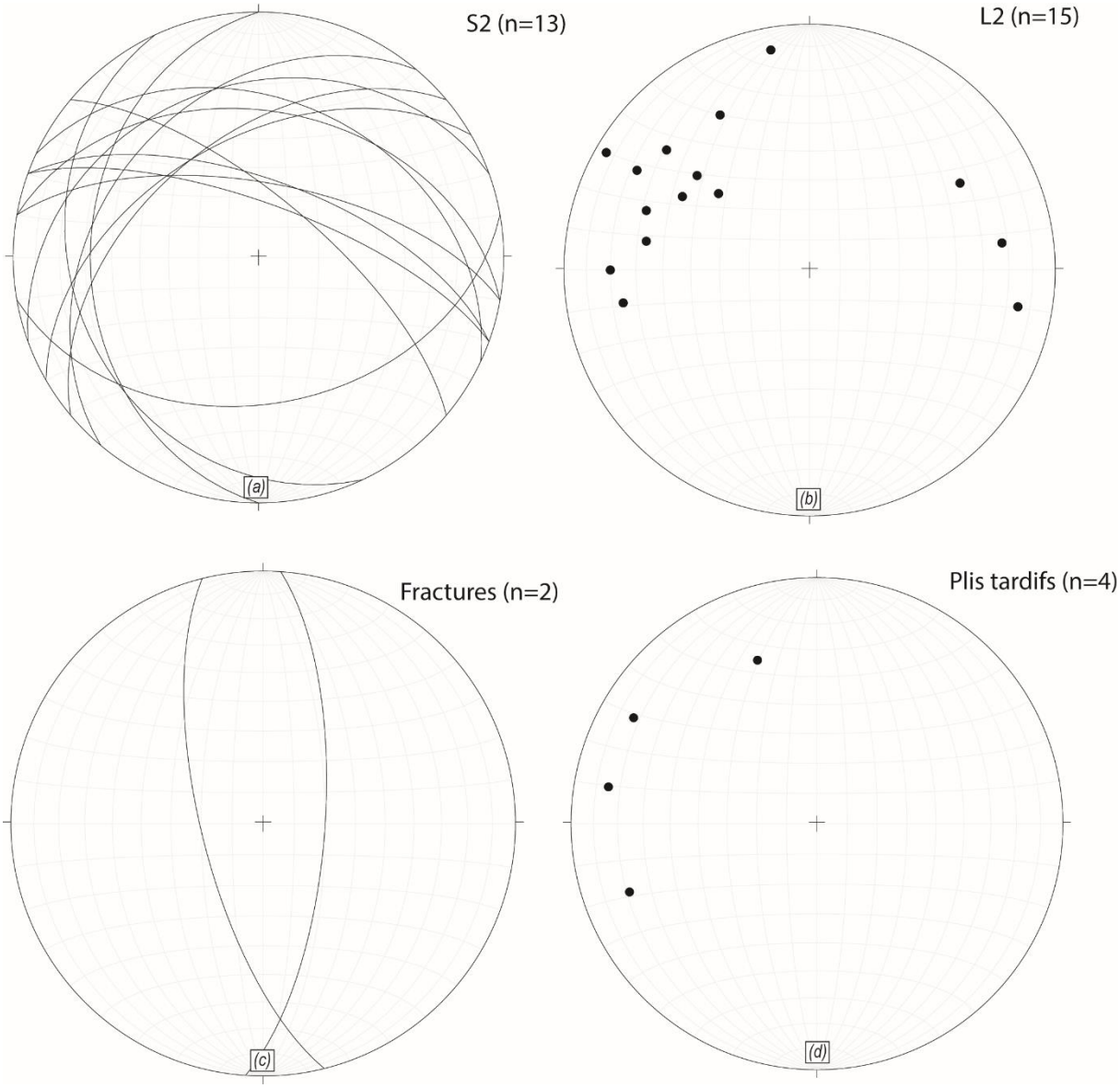


Figure VI-7 : *projections stéréographiques des structures dans l'unité de Boquete d'Anjera. (a) schistosité principale (S2). (b) linéation d'étirement (L2). (c) fractures traversant la S2 (d) plis tardifs. Projection de Schmidt, hémisphère inférieur.*

L'unité de Tizgarine présente des schistes noirs violacés et des métagreywackes, avec des intercalations des niveaux conglomératiques. La schistosité principale (S2) est orientée majoritairement entre 39° à 120° avec un pendage de 10° à 68° vers le nord (Figure VI-1a ; Figure VI-8 ; Figure VI-9a). Quelques plans de schistosité mineurs sont orientés N-S. La linéation d'étirement est marquée par de l'étirement des cristaux de quartz ou des galets de conglomérat dans le plan XZ et orientée majoritairement N-S à ONO-ESE de N0° à 120° avec un plongement de 9° à 48° vers le NNO, NO et ONO (Figure VI-1b ; Figure VI-8a ; Figure VI-9b).

Des plis tardifs avec une orientation NW-SE et E-W respectivement affectent l'ensemble de cette unité ; ces derniers sont déjetés vers le S (Figure VI-1c ; Figure

VI-8 b ; Figure VI-9c). Une schistosité espacée tardive a été observée, cette dernière est orientée E-O. Cette schistosité pourra être contemporaine de la phase de plissement tardive E-O.

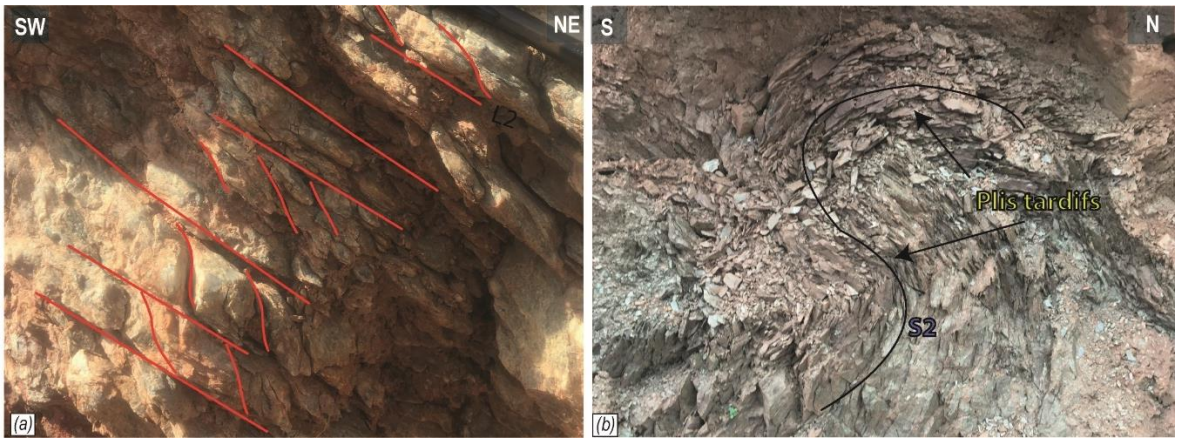


Figure VI-8 : *Photos de terrain montrant la déformation rencontrée dans l'unité de Tizgarine (a) schistosité principale (S2), et linéation d'étirement (L2) marqué par l'étirement des conglomérats, (plan XZ) avec un sens de déplacement vers le SO (b) plis tardifs E-O déversées vers le Sud.*

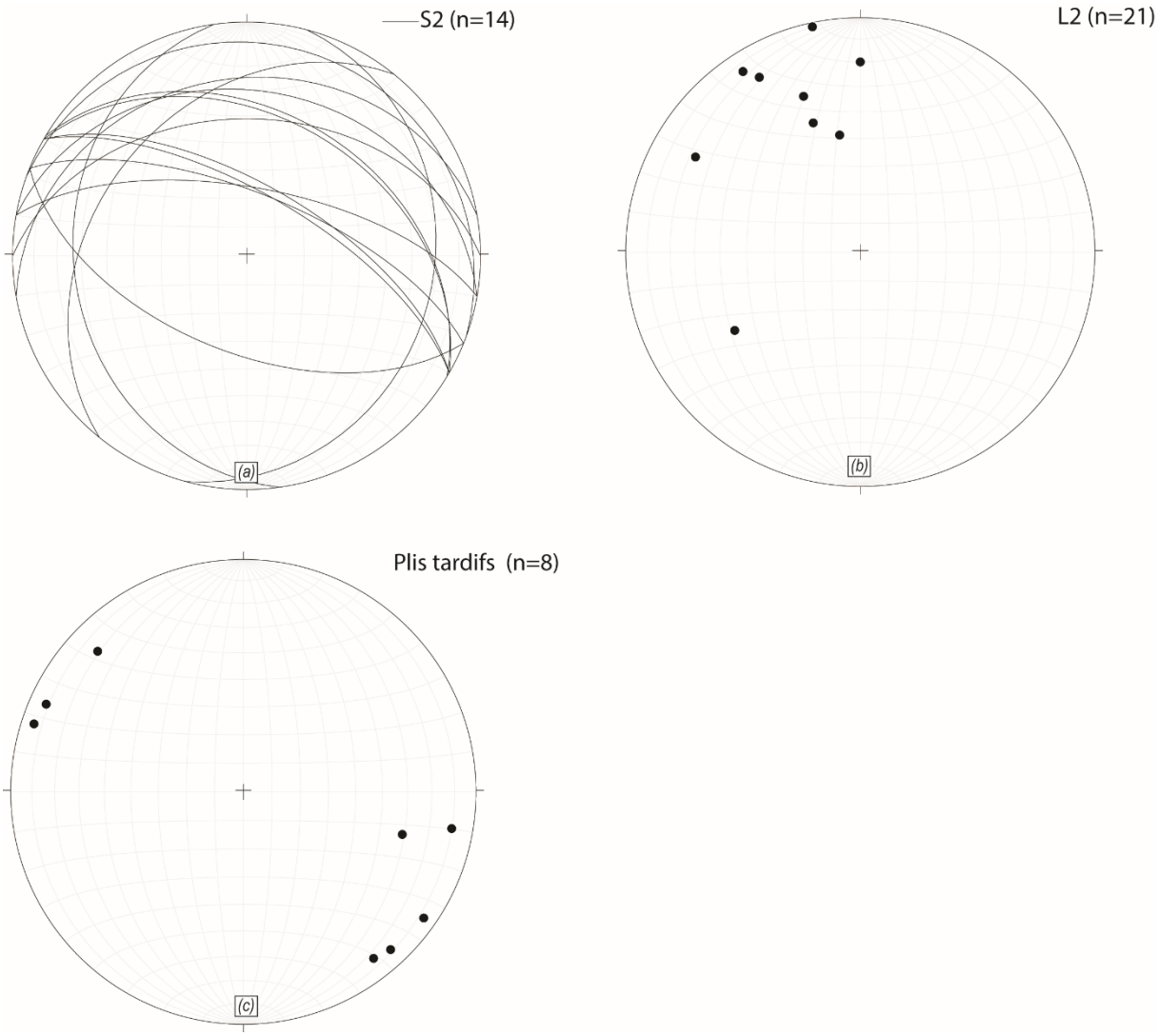


Figure VI-9 : *projections stéréographiques des structures dans l'unité de Boquete d'Anjera. (a) schistosité principale S2. (b) linéation d'étirement L2. (c) plis tardifs. Projection de Schmidt, hémisphère inférieur.*

VI.2 **Observation en lames minces**

29 échantillons ont été récoltés dans l'ensemble des unités de Federico (voir localisation sur Figure VI-10) ; l'échantillonnage est effectué de façon à suivre l'évolution du métamorphisme d'une unité à l'autre et de caractériser la nature des contacts entre les unités.

- 13 échantillons ont été investigués pour l'analyse pétrographique dans l'unité de Beni Mezala. L'échantillon BB16-25 et l'échantillon BB16-27 ont été échantillonnés dans la zone du contact avec les micaschistes de l'unité de Filali. Ce contact est marqué par des schistes tachetés à l'échelle de l'affleurement. Les échantillons BB16-12, BB16-24, BB16-30, BB16-31, BB16-34, BB16-36, représentent des schistes ou des métagreywackes situés loin de la zone du

contact, et l'échantillon BB16-43 et BB16-104 correspond à un métagreywacke situé dans les terrains dévono-carbonifères.

- 7 échantillons ont été investigués pour l'analyse pétrographique dans les micaschistes de l'unité de Boured. Les échantillons BB16-44 et BB16-32, situés proche du contact avec les terrains dévono-carbonifères de l'unité de Beni Mezala. Les échantillons BB16-45, BB16-46 et le BB17-106 quant à eux, sont situés au milieu de cette unité. L'échantillon BB16-48 est localisé proche du contact avec les terrains dévono-carbonifères de l'unité de Boquete d'Anjera**.**

- 7 échantillons ont été investigués pour l'analyse pétrographique de l'unité de Boquete d'Anjera. L'échantillon BB16-15 et BB16-14 représentent des micaschistes situés à la base de cette unité proche du contact avec l'unité de Boured. Le reste des échantillons sont soit des schistes ou des métagreywackes situés au milieu de cette unité.

- 2 échantillons ont été récoltés au niveau des terrains dévono-carbonifèes de l'unité de Tizgarine. L'échantillon BB17-12 qui est proche du contact avec les unités permiennes de Boquete d'Anjera, et l'échantillon BB16-14 qui est localisé au milieu de ces formations.

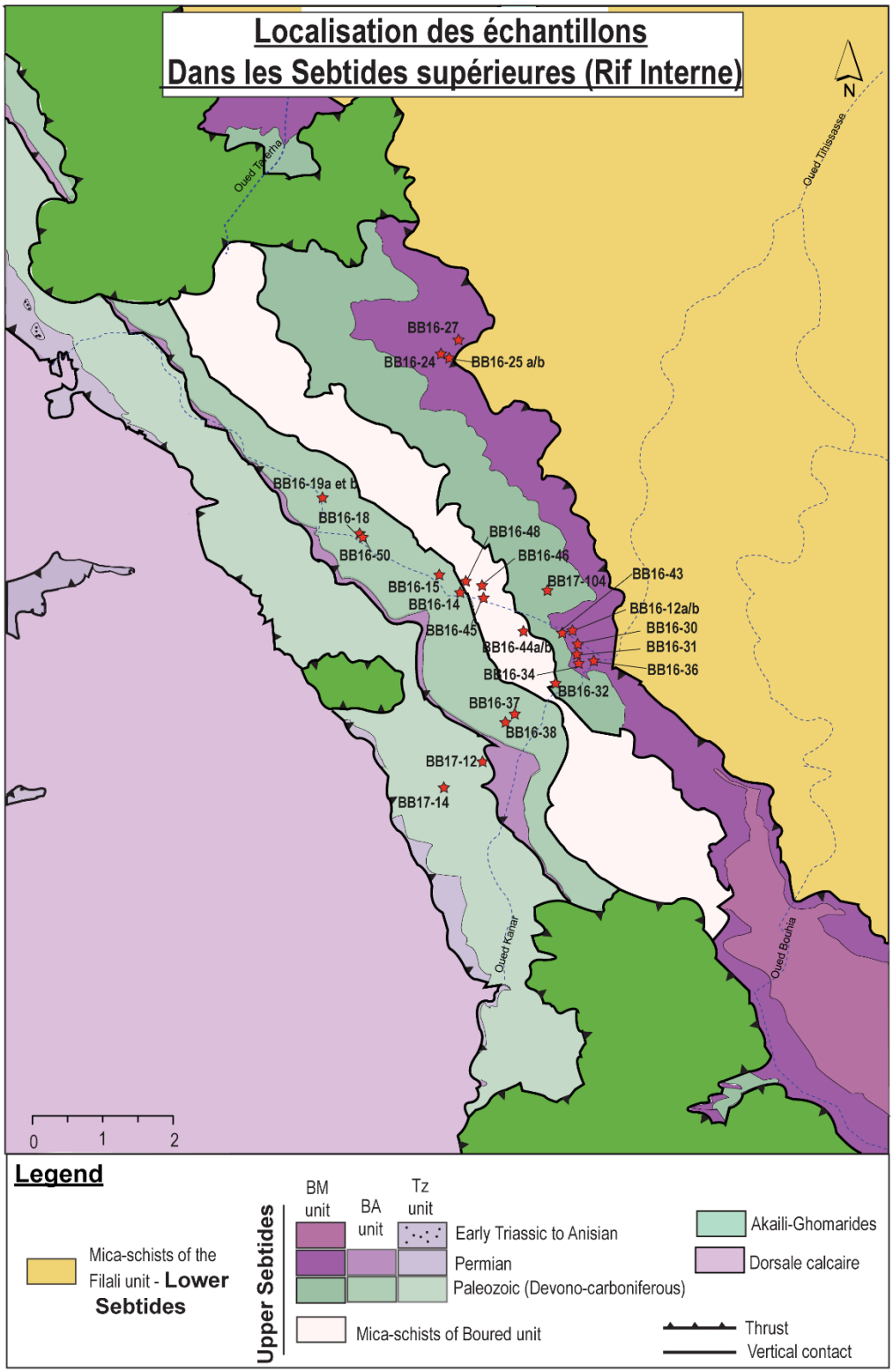


Figure VI-10 : *carte de localisation des échantillons. BM, Beni Mezala; BA, Boquete d'Anjera; Tz, Tizgarine. La carte est une combinaison des 4 cartes géologiques au 1/50.000 : la carte de Talembote, la carte de Bou Ahmed, la carte de Bab Berret, et la carte de Bab Taza (Kornprobst, 1959–1970 ; Kornprobst, 1966–1970 ; Wildi, 1971-1976 ; Nold, 1972-1975). Pour simplification, des éboulis de dépôt de pente et des formations quaternaire ne sont pas représentés sur la carte.*

VI.2.1 L'unité de Beni Mezala

Le contact entre les unités Federico et les micaschistes de l'unité Filali (échantillons BB16-27, BB16-25) est marqué par des schistes tachetés.

La schistosité principale S2 est marquée par l'association minéralogique à quartz, plagioclase, mica blanc, ilménite ± biotite ± sphène ± andalousite (Figure VI-11a). Cette schistosité est le plan axial de microplissements qui plissent une schistosité antérieure S1 composée par une minéralogie à grains fins, de petits cristaux fibreux de disthène (jusqu'à 0,1mm), staurotide, quartz, plagioclase, mica blanc, ilménite ± biotite (Figure VI-11b-d). Cette zone de contact est marquée par le développement de grands cristaux d'andalousite (jusqu'à 2 mm). Ces derniers contiennent une schistosité interne en continuité avec la S1 (Figure VI-11c), et aussi se développe parallèlement à la schistosité S2 (Figure VI-11a). Leur développement est synchrone à tardive par rapport au développement de la S2.

Des cristaux de chlorite et de biotite verte se développent tardivement par rapport à la schistosité principale S2 (Figure VI-11a et d). Des minéraux accessoires sont présents et consistent en la tourmaline, la sphène et des zircons. La Figure VI-12 donne la synthèse de l'observation pétrographique des assemblages rencontrés au niveau de la zone du contact.

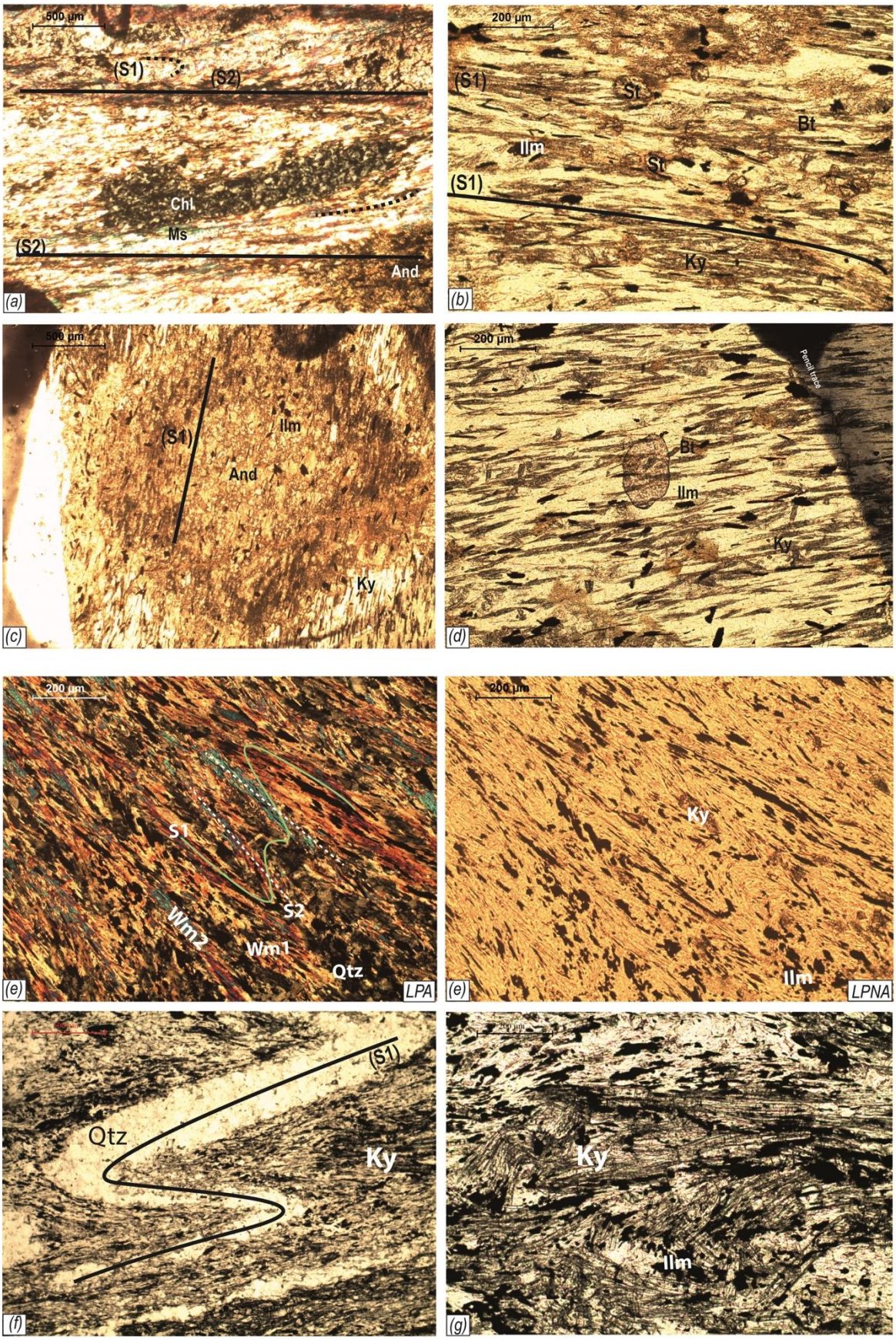

500 µm
(S1)
(S2)
Chl
Ms
(S2)
And
(a)
200 µm
(S1)
St
Bt
Ilm
St
(S1)
Ky
(b)
500 µm
(S1)
Ilm
And
Ky
(c)
200 µm
Pencil trace
Bt
Ilm
Ky
(d)
200 µm
S1
S2
Wm2
Wm1
Qtz
(e)
LPA
200 µm
Ky
Ilm
(e)
LPNA
(S1)
Qtz
Ky
(f)
Ky
Ilm
(g)

Figure VI-11 : *photo de lame mince montrant la relation entre déformation et minéralogie dans les unités de Beni Mezala. (a) schistosité principale à micas et andalousite et qui plisse la schistosité S1, notez la relation de l'andalousite avec la S2 et la chlorite tardive (LPA, échantillon BB16-27). (b) minéralogie associée à la S1. (LPNA, échantillon BB16-27) (c) andalousite contenant une schistosité interne S1 (LPNA, échantillon BB16-27). (d) biotite tardive (LPNA, échantillon BB16-27). (e) relation entre schistosité principale S2 et la S1, notez-le plissement par une phase de plissement syn S2 de la S1 marquée par des cristaux d'ilménite, de disthène et des micas blancs (LPA à gauche et LPNA à droite, échantillon BB16-12A). (f) microplis associés à la S2 (LPNA, échantillon BB16-12A). (g) amas des disthènes ante S2 déformés et plissés (LPNA, échantillon BB16-12A). Abréviation minéralogique après Kretz 1989.*

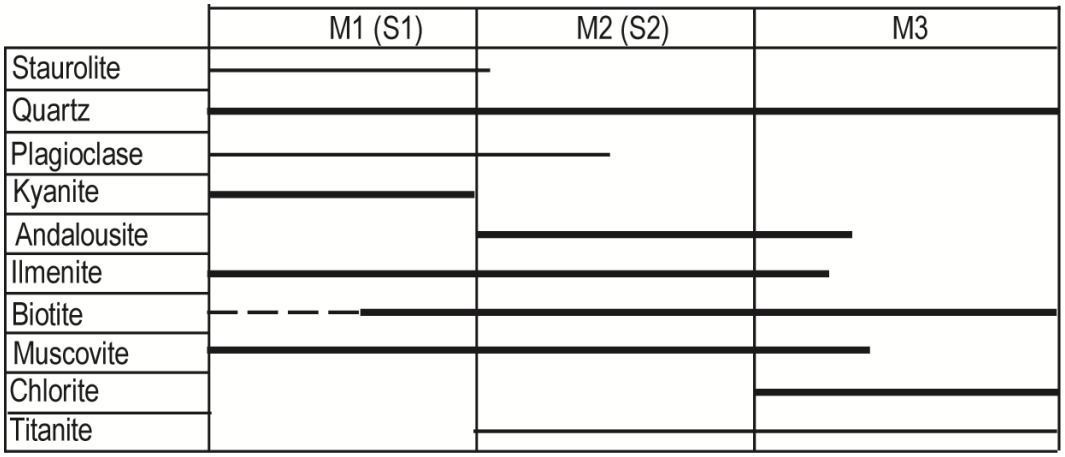


Figure VI-12 : *séquence pétrogénétique des assemblages minéralogiques observés au niveau du contact entre l'unité de Beni Mezala et l'unité de Filali. L'épaisseur des lignes est en fonction de l'abondance du minéral.*

Les échantillons BB16-12, BB16-24, BB16-30, BB16-34 et BB16-36 représentent des schistes qui sont marqués par une schistosité principale S2 composée par l'association minéralogique à quartz, plagioclase, mica blanc, ilménite +/- chlorite et biotite (Figure VI-11e). Cette schistosité est pénétrative et accompagnée par un microplissement qui plisse une schistosité antérieure S1 composée de disthène, quartz, plagioclase, micas blancs, ilménite (Figure VI-11e-g). Certains agrégats de biotite se développent tardivement. Les minéraux accessoires sont la tourmaline, le sphène et le zircon. La Figure VI-13 donne la synthèse des observations pétrographiques au niveau de ces échantillons.

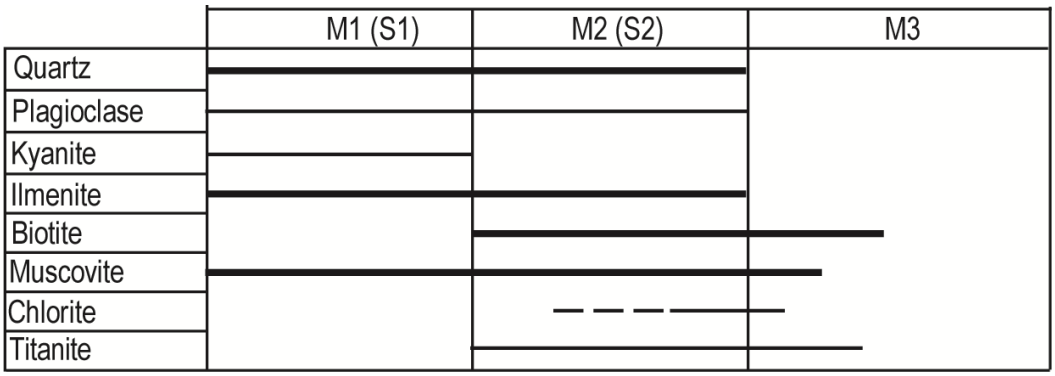


Figure VI-13 : *séquence pétrogénétique des assemblages minéralogiques observés dans les schistes de l'unité de Beni Mezala. L'épaisseur des lignes est en fonction de l'abondance du minéral.*

Les échantillons BB16-31 sont proches du contact avec les terrains dévono-carbonifères, et l'échantillon BB16-43 et BB17-104 sont au sein de ces derniers. Ces échantillons sont des métagreywackes avec une seule schistosité principale (S2) contenant des grains très fins de quartz et mica blancs, et des oxydes (Figure VI-14). Certaines fractures remplies d'oxydes traversent cette schistosité. Antérieurement à cette schistosité (S2), on note la présence des clastes de quartz et de micas anté-S2. La bordure de ces derniers est déformée et réorientée dans la S2 (Figure VI-14). La Figure VI-14 donne la synthèse des résultats pétrographiques.

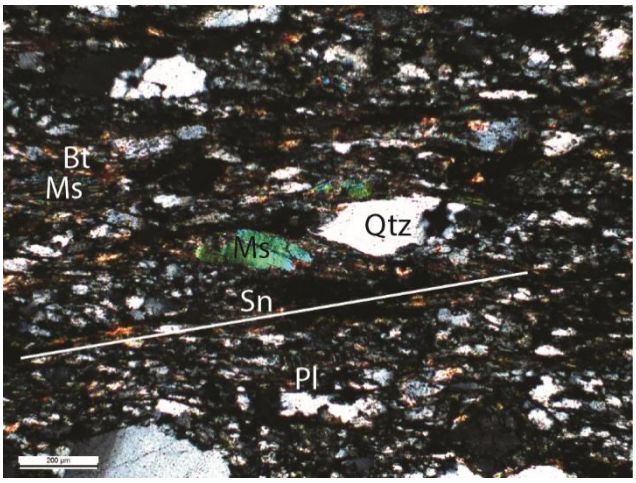


Figure VI-14 : photo de lame mince montrant la relation entre déformation et minéralogie dans les unités de Beni Mezala (échantillon BB16-43). La S2 est marquée par des micas et biotite fines, notez la taille des micas blancs anté-S2 et leur relation géométrique avec cette dernière. *Abréviation minéralogique d'après Kretz 1989.*

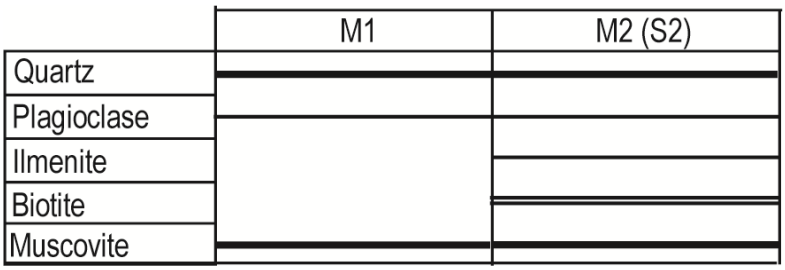


Figure VI-15 : *séquence pétrogénétique des assemblages minéralogiques observés dans les métagreywackes de l'unité de Beni Mezala. L'épaisseur des lignes est en fonction de l'abondance du minéral. Les lignes doubles indiquent que le minéral est présent seulement dans l'échantillon BB16-43.*

VI.2.2 L'unité de Boured

L'échantillon BB16-32 diffère d'un point de vue minéralogique des autres échantillons ; ce dernier est caractérisé par une schistosité principale (S2) soulignée par l'association minéralogique à quartz, plagioclase, biotite, mica blanc, ilménite, et des grenat hélicitiques (syn-tectoniques) (Figure VI-16a, b et c). Il existe une minéralogie relictuelle anté S2 avec la présence des micas blancs, et de rares cristaux de disthènes, de grenats et d'amphiboles bleu-vert contenant des inclusions de quartz (Figure VI-16a, c et d). Ces amphiboles sont fortement déstabilisées en biotite (Figure VI-16a et d). La calcite est observée dans des veines qui traversent cette schistosité ; cette fracturation est synchrone au développement de la schistosité principale S2, et se développe perpendiculairement à la linéation minérale marquée par l'orientation préférentielle des micas. Des micas blancs un peu fibreux se développent tardivement et sont donc post (S2). Comme minéraux accessoires, il y a des zircons et des tourmalines. La Figure VI-17 donne la synthèse des résultats pétrographiques.

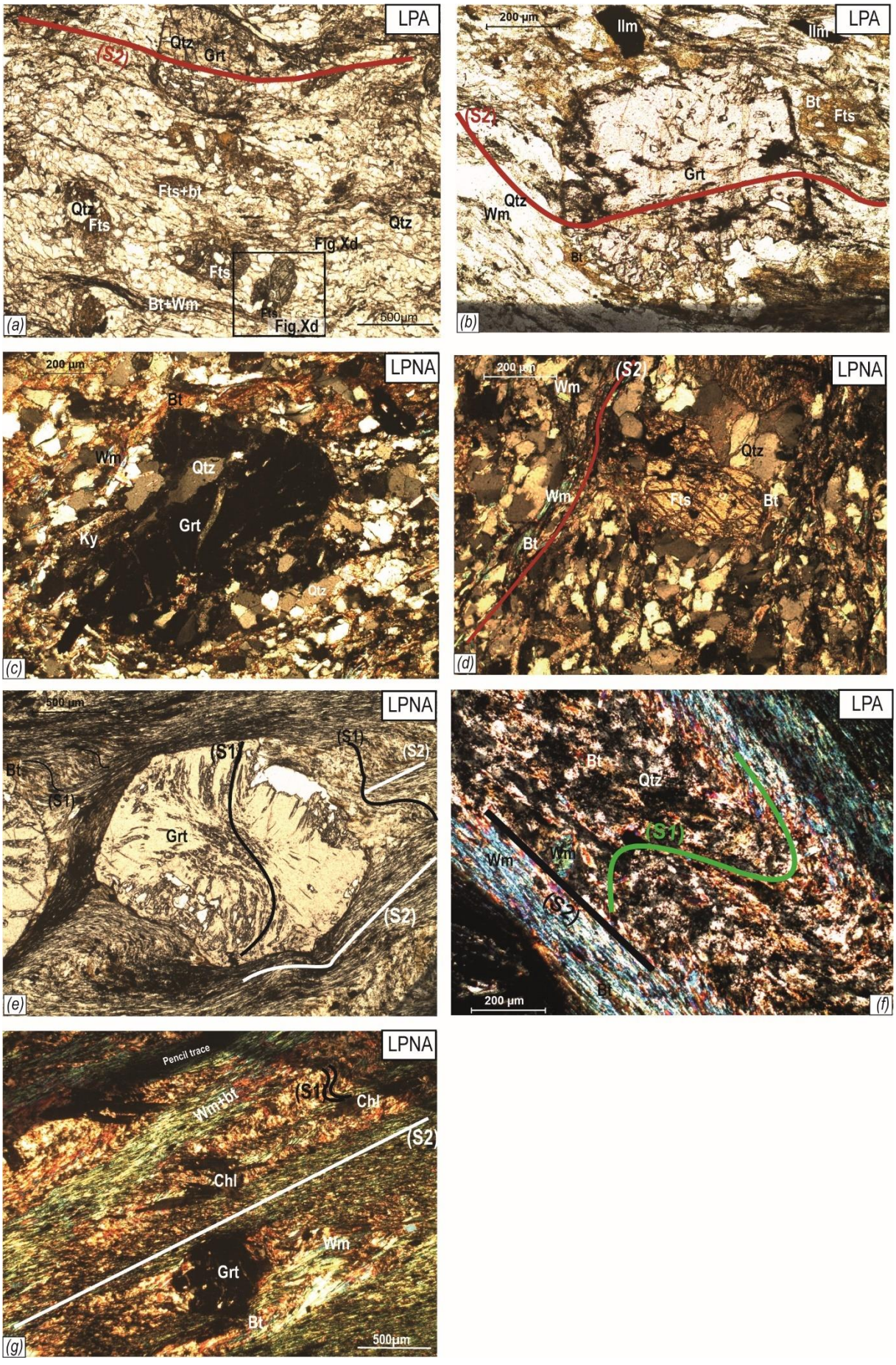

LPA
(S2)
Qtz
Grt
Fts+bt
Qtz
Fts
Qtz
Fig.Xd
Fts
Bt+Wm
Fts
Fig.Xd
500µm
(a)
200 µm
Ilm
Ilm
LPA
Bt
Fts
(S2)
Grt
Qtz
Wm
Bt
(b)
200 µm
LPNA
Bt
Wm
Qtz
Grt
Ky
Qtz
(c)
200 µm
(S2)
LPNA
Wm
Qtz
Wm
Fts
Bt
Bt
(d)
500 µm
LPNA
(S1)
(S1)
(S2)
Bt
(S1)
Grt
(S2)
(e)
LPA
Bt
Qtz
(S1)
Wm
Wm
(S2)
Bt
200 µm
(f)
LPNA
Pencil trace
Wm+bt
(S1)
Chl
(S2)
Chl
Wm
Grt
Bt
500µm
(g)

Figure VI-16 : photo de lame mince montrant la relation entre déformation et minéralogie dans l'unité de Boured. (a)schistosité principale S2 et relation avec les reliques de l'amphibole, notez que certaines amphiboles sont très transformée en biotite (b)-(c) grenats Syn-cinématique de la S2, notez la relique de disthène. (d) relation entre la S2 et l'amphibole (e)-(f) relation entre S1 et S2, notez la schistosité interne dans le grenat, et le plissement qui accompagne la S2. (g) cristaux de chlorite syn à post S2. Abréviation minéralogique d'après Kretz 1989

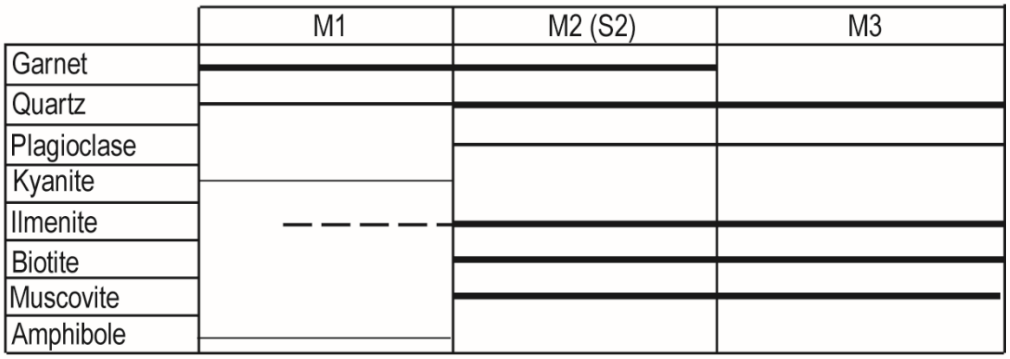


Figure VI-17 : séquence pétrogénétique des assemblages minéralogiques observés dans des micaschistes à grenat, micas et amphibole dans l'unité de Boured, échantillon BB16-32. *L'épaisseur des lignes est fonction de l'abondance du minéral.*

Les lames BB16-45, BB16-46 et le BB17-106 et BB16-48 sont très semblables (Figure VI-16e, f et g). La schistosité principale S2 est soulignée par l'association : quartz, plagioclase, mica blanc, biotite, ilménite et chlorite Figure VI-16f et g. Cette schistosité s'accompagnée d'un microplissement qui plisse une S1 à micas blans, biotites et grenats porphyroclastiques riches en inclusions de quartz et contenant une schistosité interne S1 en continuité avec la schistosité externe S1 (Figure VI-16e, f et g). Des chlorites et des micas blancs se développent tardivement et sont donc post S2 (e.g ; Figure VI-16g). Les chlorites peuvent être rencontrées également dans des fractures qui traversent la schistosité principale (S2). Il y a des minéraux accessoires comme le sphène, zircon et des oxydes. La Figure VI-18 donne la synthèse des résultats pétrographiques.

L'échantillon BB16-44 est une mylonite caractérisée par une minéralogie et des structures S/C, la schistosité mylonitique (S2) est soulignée par l'association minéralogique composée de quartz, plagioclase, mica blanc, biotite et ilménite. La calcite est observée dans des veines qui traversent cette schistosité. Cette fracturation synchrone au développement de la schistosité principale S2, se développe perpendiculairement à la linéation minérale marquée par l'orientation préférentielle des micas. Ces fractures ont favorisé la cristallisation de la calcite. La schistosité principale

S2 est accompagnée par un microplissement qui plisse des micas blancs à peine remarquables et quelques grenats relictuels. De la chlorite et des micas blancs un peu fibreux se développent tardivement et sont donc postérieurs à la schistosité S2. Des minéraux accessoires consistent en tourmaline et en sphène.

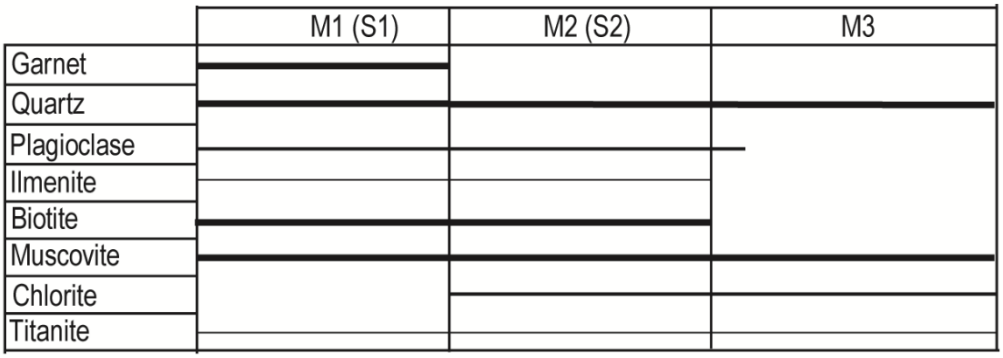


***Figure VI-18** : séquence pétrogénétique des assemblages minéralogiques observés dans les micaschistes à grenat et micas de l'unité de Boured. L'épaisseur des lignes est fonction de l'abondance du minéral*

Géochimie des grenats et des amphiboles :

Grenat

Le grenat de l'unités de Boured qu'elle que soit la composition chimique de la roche totale, représente une solution solide entre l'almandin et le grossulaire avec Xalm $_{0.63-0.73}$, XGrs $_{0.18-0.24}$, XPyr $_{0.03-0.11}$, XSps $_{0-0.1}$ (Figure VI-19a ; annexe 2).

Dans l'échantillon BB16-32 oùn'existe qu'une seule génération de grenat (Figure VI-19b), les profils chimiques ne montrent aucune variation entre les différents grenats observés, ce qui confirme l'observation pétrographique décrite ci-dessus. Ces grenats sont homogènes du cœur aux bordures en almandin (≈0.7) et en grossulaire (≈0.2). Une légère zonation en pyrope et en spessartine est marquée par l'augmentation du pyrope (entre 0.06 à 0.11 en moyenne) et la diminution de spessartine (entre 0.05 à 0.01 en moyenne) du cœur vers la bordure.

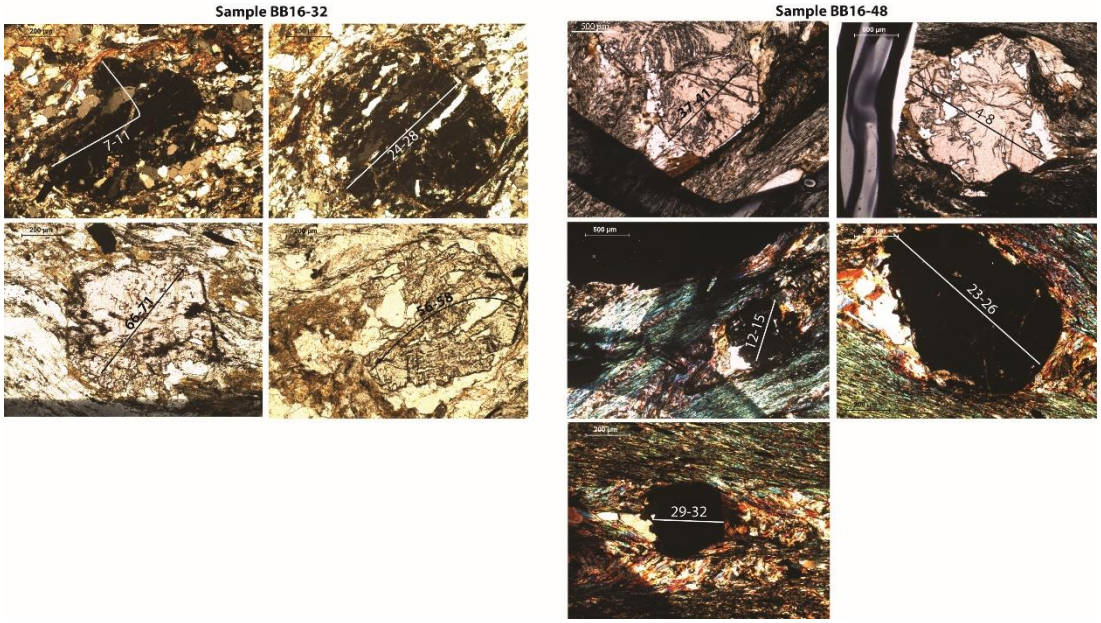
Dans l'échantillon BB16-48, les grenats de taille plus importante (Grt1) sont caractérisés par une augmentation de l'almandin (de 0.63 à 0.7 en moyenne) du cœur vers la bordure (Figure VI-19b). Le grossulaire est plus au moins constant. Le pyrope diminue du cœur vers la bordure (0.03 à 0.1 en moyenne) et la spessartine suit le schéma inverse en diminuant vers la bordure (de 0.1 à 0 en moyenne). Les petits grenats (Grt2) ont une chimie plus au moins constante en les quatre solutions solides des grenats. Les valeurs des fractions molaires des 4 éléments XFe, XCa, XMg, XMn de ce dernier, comparées à celles des grenats 2 qui se retrouvent dans les mêmes

échantillons indiquent que ces petits grenats (Grt2) peuvent représenter d'un point de vue quantitatif la bordure des premiers.

Par comparaison, les grenats de l'échanrillon BB16-32 ont la même tendance chimique que les grenats de l'échantillon BB16-48. La valeur de l'almandin néanmoins fait défaut puisqu'elle est constante dans l'échantillon BB16-32 et légèrement zonée dans l'échantillon BB16-48. Si on néglige cet élément, les grenats de l'échantillon BB16-32 peuvent représenter la même génération que les grenats de l'échantillon BB16-48.

La comparaison entre les grenats des micaschistes de l'unité de Boured avec d'autres grenats issus des Sebtides inférieures (*Figure VI-19*a et c) montre qu'ils se rapprochent plus des grenats des micaschistes de Filali que de ceux des granulites de Beni Bousera qui quant à eux sont des solutions solides entre l'almandin et le pyrope.

La comparaison chimique des profils des grenats de Boured avec ceux des grenats des micaschistes de l'unité de Filali (*Figure VI-19a et c* ; voir plus de détails dans chapitre V) révèlent que ces grenats ont exactement la même tendance chimique des variations des éléments des grenats des micaschistes de l'unité de Filali.


Sample BB16-32
Sample BB16-48
7-11
24-28
66-71
56-58
37-41
4-8
12-15
23-26
29-32

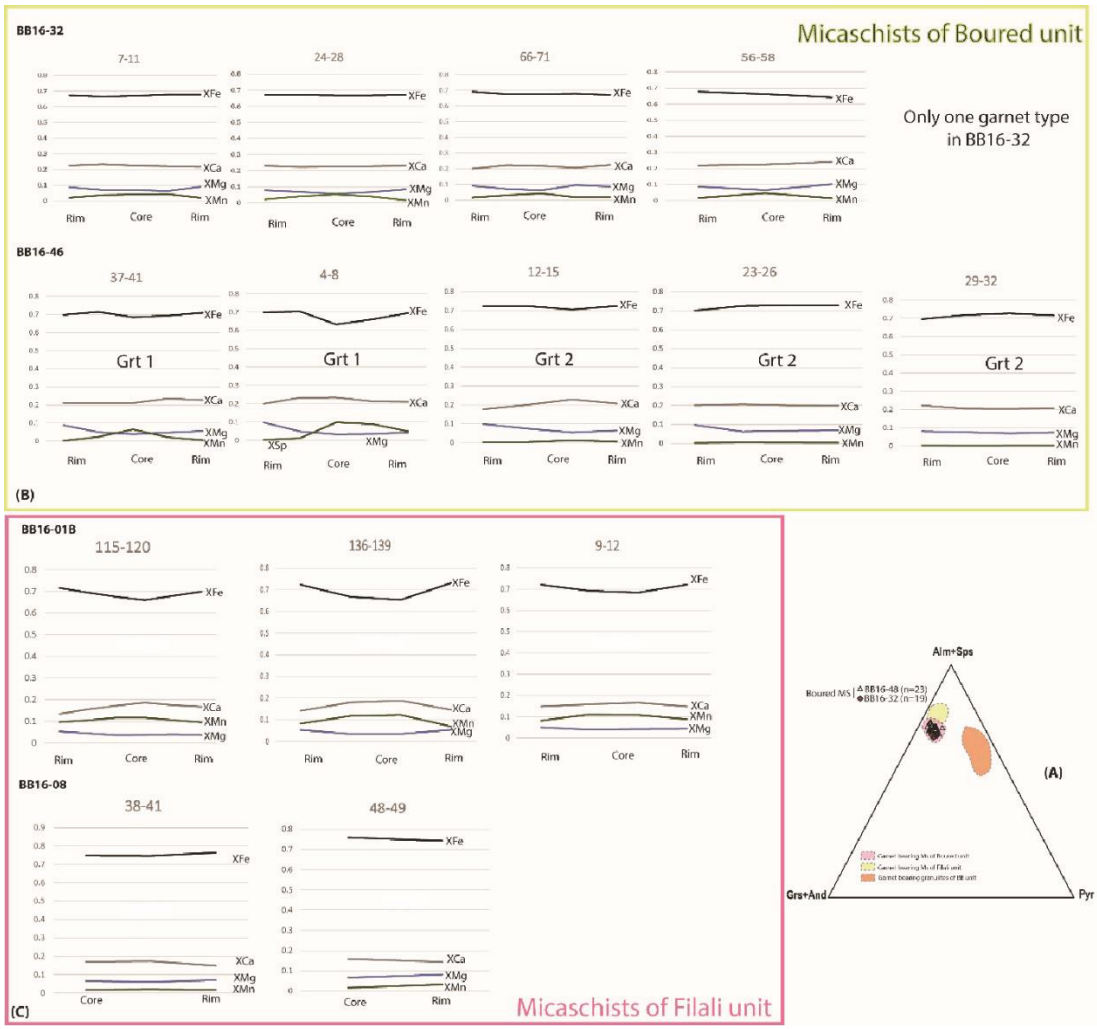

BB16-32
Micaschists of Boured unit
7-11
24-28
66-71
56-58
Only one garnet type in BB16-32
BB16-46
37-41
4-8
12-15
23-26
29-32
Grt 1
Grt 2
XFe
XCa
XMg
XMn
Rim
Core
(B)
BB16-01B
115-120
136-139
9-12
BB16-08
38-41
48-49
Micaschists of Filali unit
(C)
Alm+Sps
Grs+And
Pyr
(A)

Figure VI-19 : *Chimie des grenats de l'unité de Boured et comparaison avec les grenats des micaschistes de l'unité de Filali et des granulites de l'unité de Beni Bousera (Sebtides inférieures). (A) diagramme Alm + Sps – Grs -Pyr (d'après* Coleman et al., 1965) *de la chimie globale (cœur et bordures mélangés) des grenats de l'unité de Boured et leur chimie par rapport aux grenats de Sebtides inférieures. (B) profils chimiques des fractions molaires XFe, XCa, XMg et XMn des grenats de Boured de deux échantillons BB16-32 et BB16-48 à chimie totale de la roche différente (voir annexe 3). (C) profils sur les grenats des micaschistes de l'unité de Filali.*

Amphibole

L'amphibole a une composition chimique avec Al_T=2.85-3, Si=6.18-6.32, Mg/(Mg+Fe)=0.31-0.37, $(Na+K)_A$=0.193-0.253, Na_B= 0-0.07. Selon la classification de Leake et al. (1997) (*Figure VI-20a et b*), ces amphiboles sont classées comme des ferrotschermakites, des Fe-pargasite ou hornblende fero-pargasitique. La représentation de ces amphiboles sur un diagramme Aliv *vs* Alvi montre que ce sont des amphiboles de basse pression, faciès des amphibolites (Raase, 1974, Zakrutin, 1968), qui se plotent proche de la courbe à pression = 5Kbar (*Figure VI-20c)*. Ces mêmes amphiboles représentées sur un diagramme Al/ (Al+Si) vs Na/(Na+Ca) (d'après Laird and Albee, 1981) donne le même résultat, et elles se trouvent dans le champ des amphiboles de basse pression, proche de la courbe de transition entre les amphiboles de moyen et de basse pression (*Figure VI-20c)*.

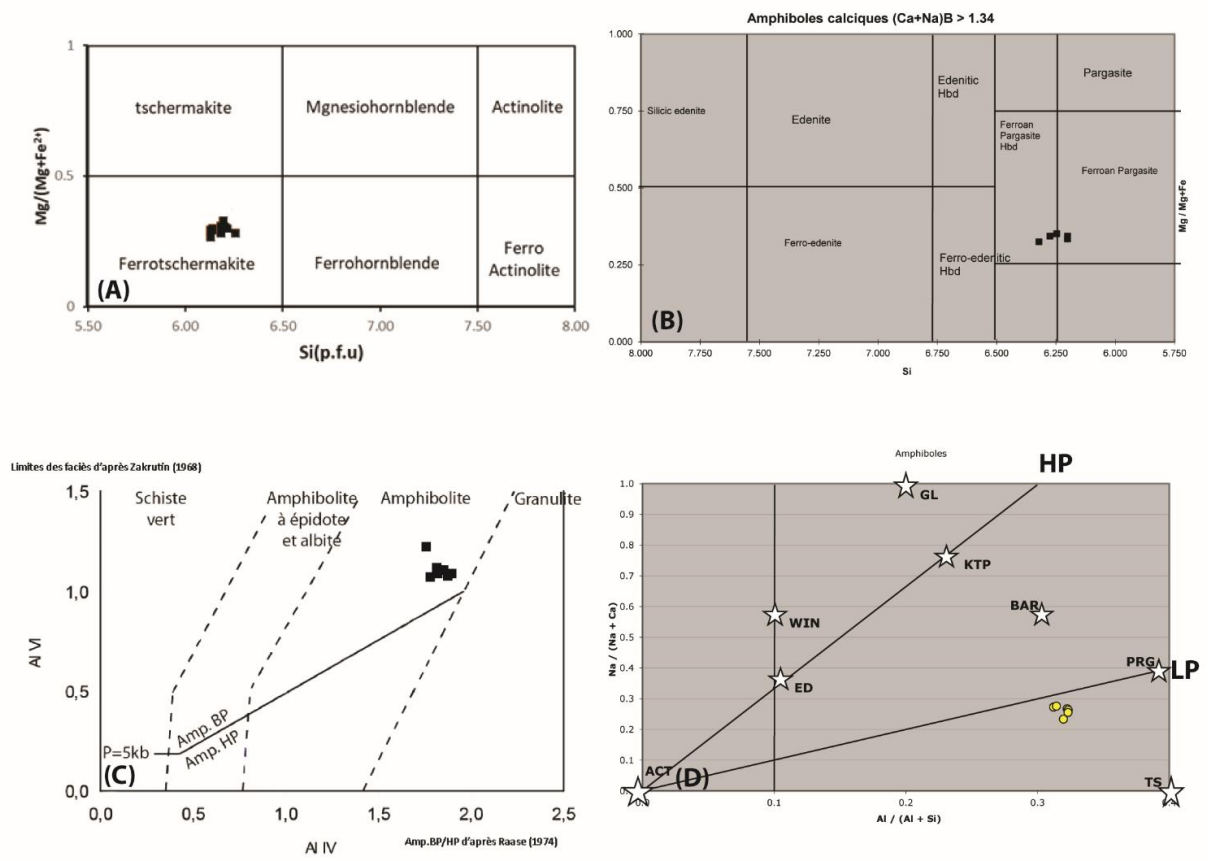


Figure VI-20 : *(A) et (B) Diagrammes Si vs Mg/ (Mg + Fe) de nomenclature des amphiboles d'après Leake et al. 1997. (C) Al_{iv} vs AL_{vi} diagramme montrant la limite entre l'amphibole de haute pression et l'amphibole de basse pression (d'après Raase 1974) et la limite des facies métamorphiques d'après Zakrutin 1968. (D) diagramme Al/(Al+Si) vs Na/(Na+Ca) montrant la limite de l'amphibole de haute pression et l'amphibole de basse pression (d'après Laird and Albee, 1981).*

VI.2.3 L'unité de Boquete d'Anjera

L'échantillon BB16-14 est caractérisé par une schistosité principale S2 avec l'association minéralogique à quartz, plagioclase, micas blancs, biotite, chlorite, ilménite. Cette schistosité principale S2 replisse une schistosité antérieure S1 à grenat syn cinématique, biotite, quartz, et micas blancs. Des veines de calcite sont syn à post schistosité principale et des biotites sont transformées en chlorite plus tardivement. L'échantillon BB16-15 contient la même minéralogie (Figure VI-21a), le grenat est très rare, et relictuel (Figure VI-21a), on observe seulement une schistosité principale comme celle décrite dans l'échantillon BB16-14 à quartz, ilménite, plagioclase, micas blancs fibreuses, biotite +/- des microclines et chlorites, Ces dernières remplacent les grenats ; il y a également des micas blancs tardifs. Des minéraux accessoires dans les deux échantillons consistent en tourmaline, sphène et des oxydes

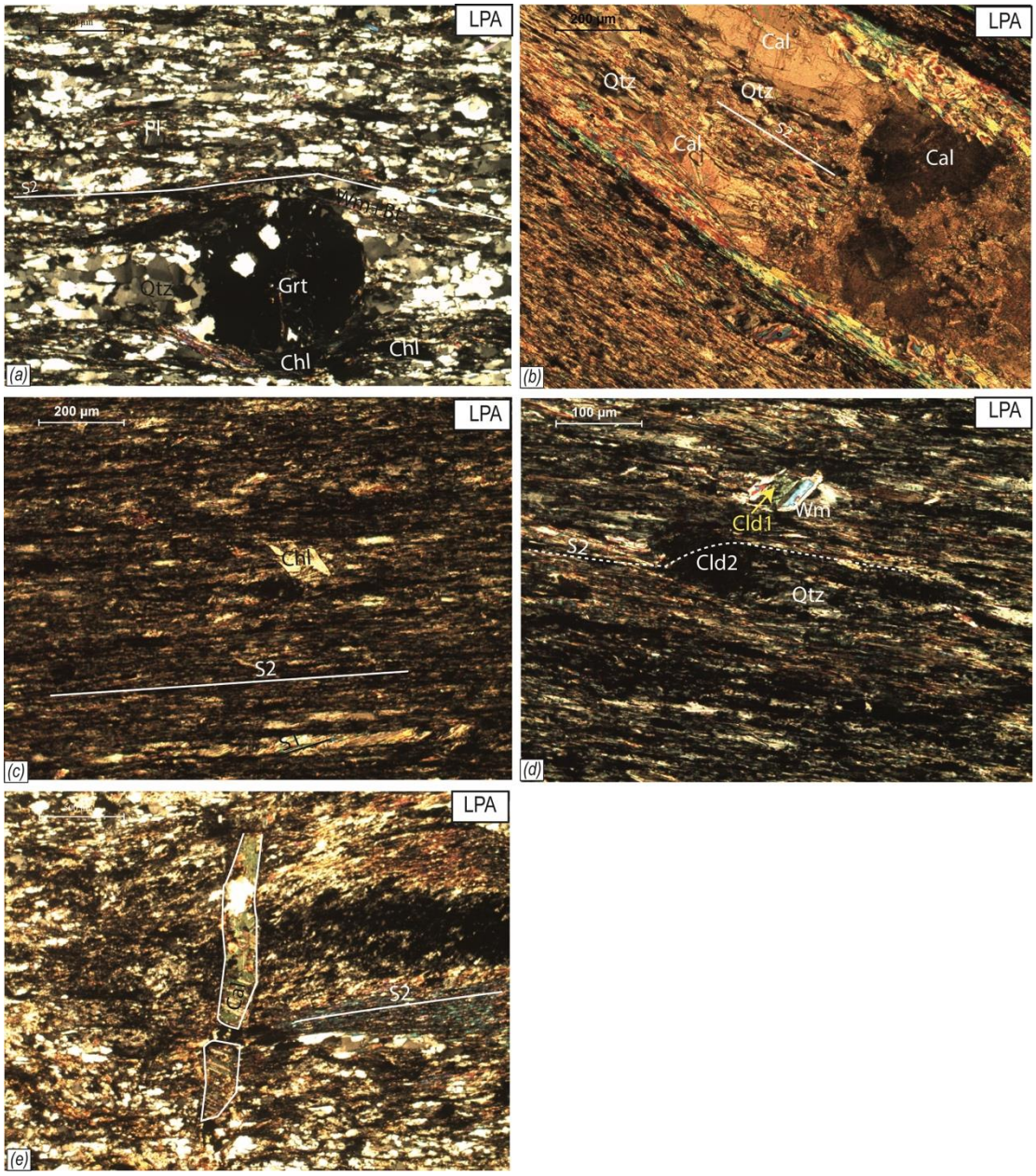


Figure VI-21 : *photos lame mince au sein de l'unité de Boquete d'anjera montrant la relation entre structure et minéralogie. (a) schistosité principale S2 et relique de grenat dans les métapélites, échantillon BB16-15 (b-d) schistosité principale S2 et minéralogie associée dans les schistes, noter des reliques du chloritoïde et de micas blancs, échantillon BB16-50 (e) veine de la calcite recoupant la schistosité principale, échantillon BB16-14. Abréviation minéralogique d'après Kretz 1989.*

L'échantillon BB16-19 et BB16-50 sont caractérisés par une schistosité principale S2 à micas blancs, biotite, quartz, plagioclase, chloritoïde et calcite (*Figure VI-21b*) dans l'échantillon BB16-50 on peut observer des minéraux relictuels de mica blanc et chloritoïde. (*Figure VI-21c-d*). Des veines de calcite traversent la schistosité principale. (*Figure VI-21e*). La *Figure VI-22* donne la synthèse des résultats pétrographiques.

	Boquete de Anjera		Tizgarine
	M1 (S1)	M2 (S2)	S2
Chloritoide			
Muscovite			
Quartz			
Calcite			
Plagioclase			
Biotite			
Chlorite			
Graphite			

Figure VI-22 : *séquence pétrogénétique des assemblages minéralogiques observés au niveau de l'unité de Boquete d'Anjera et Tizgarine. L'épaisseur des lignes est en fonction de l'abondance du minéral.*

L'échantillon BB16-18 est une épidotite composée des épidotes, des quartz, de la calcite et du sphène qui définissent une schistosité principale (S2) (Figure VI-23), dans cette schistosité, quelques reliques des clinopyroxènes sont fortement entourées et déstabilisés en épidote (Figure VI-23).

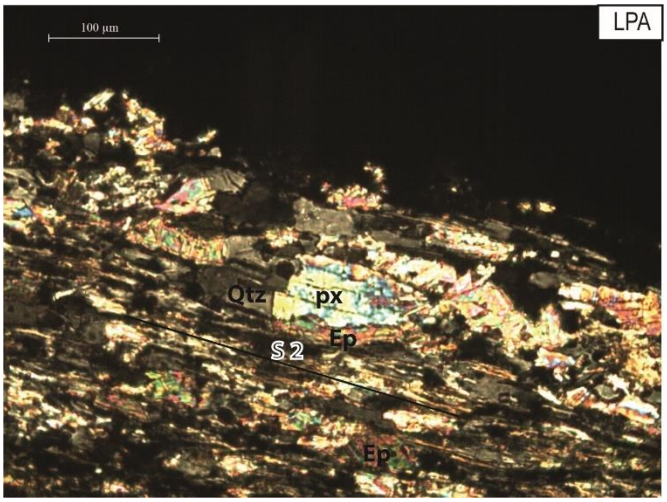


Figure VI-23 *: photo lame mince BB16-18 d'une épidotite de l'unité de Boquete d'Anjera. Abréviation minéralogique d'après Kretz 1989*

L'échantillon BB16-38 contient une schistosité principale S2 avec biotite, muscovite, chlorite +/- sphène quartz et plagioclase (*Figure VI-24*). Les minéraux accessoires consistent en zircon et tourmaline et sphène.

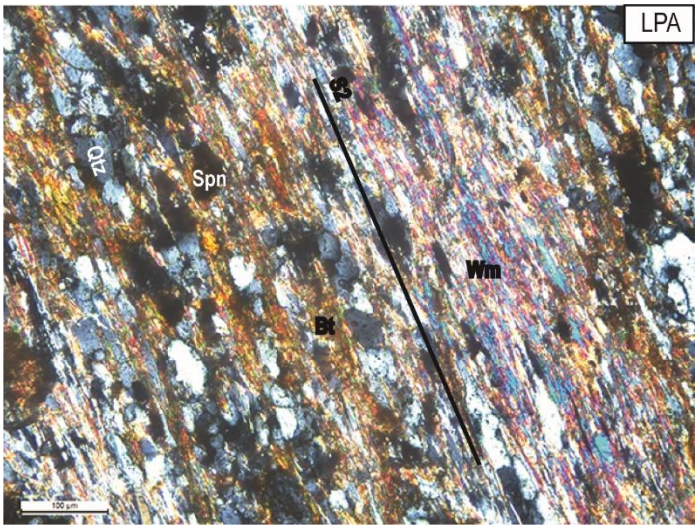


Figure VI-24 : *photos lame mince des micaschistes de l'unité de Boquete d'Anjera, échantillon BB16-38. Abréviation minéralogique après Kretz 1989.*

VI.2.4 L'unité de Tizgarine

Seuls deux échantillons ont été analysés, l'échantillon BB17-12 proches de l'unité de Boquete d'Anjera et l'échantillon BB17-14 au cœur des terrains dévono-carbonifères, les deux échantillons présentent une schistosité principale S2 marquée par des micas blancs, quartz et calcite, moulant des cristaux de quartz (*Figure VI-25*). Les minéraux accessoires consistent en opaques. La *Figure VI-22* donne la synthèse des résultats pétrographiques.

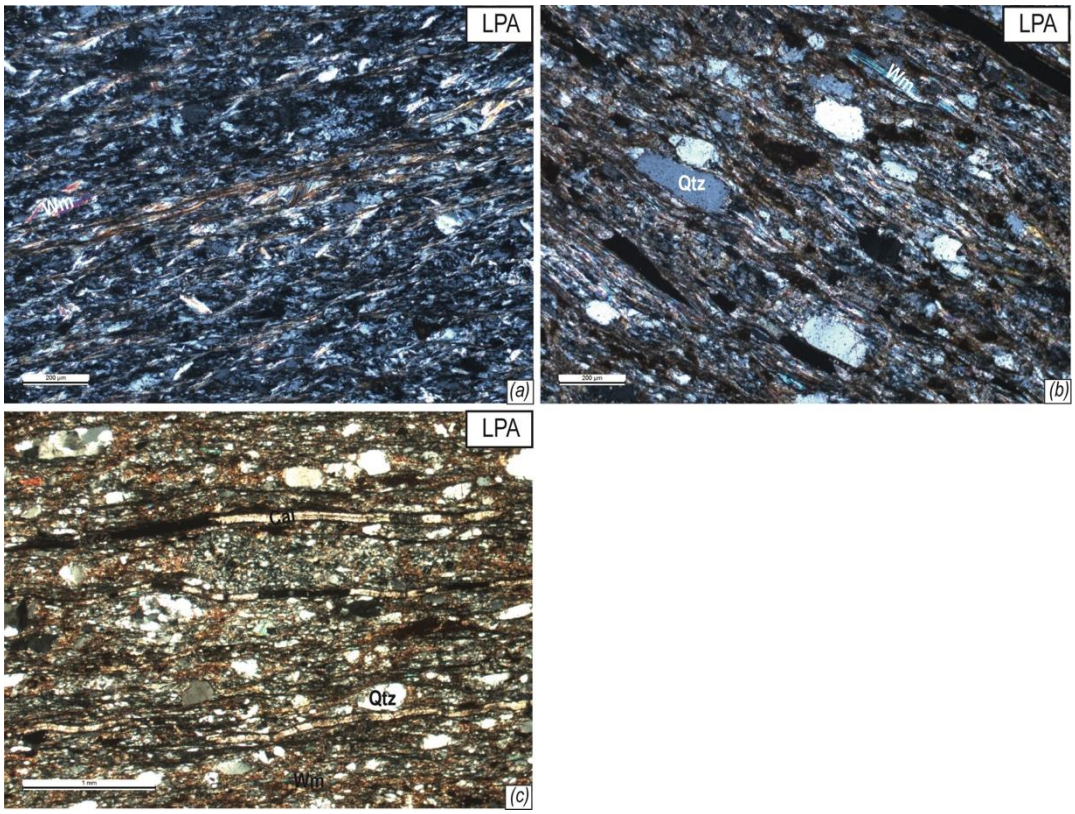


Figure VI-25 : *photo lame mince au sein de l'unité de Tizgarine montrant la minéralogie associée à la schistosité principale (S2), échantillons BB17-12 et BB17-14. Abréviation minéralogique d'après Kretz 1989.*

VI.3 Quantification des conditions P-T

Deux approches quantitatives ont été utilisées pour la détermination des conditions P-T, la géothermométrie et les pseudo-sections. Ces approches sont confrontées à des approches qualitatives comme les grilles pétrogénétiques préexistantes. L'assemblage syn (S1) de l'unité de Boured, échantillon BB16-48 a été investigué pour la géothermométrie en utilisant le thermomètre d'échange magnésium et fer entre le couple grenat et biotite.

La thermométrie sur chlorite a été utilisé également sur certains échantillons en utilisant la calibration de Bourdelle et al. (2013), représenté pour illustration, sur un diagramme T-R2+-Si (Bourdelle and Cathelineau, 2015), selon Bourdelle et al. (2013), ce thermomètre est calibré seulement pour des températures inférieures de 400°C (Figure I-26). Les résultats de cette calibration sont confrontés à la calibration semi-empirique de Lanari et al. (2014), (référer au chapitre méthodologie pour avoir plus de détails sur ces calibrations), en utilisant le géothermomètre chl (2) qui utilise tout le fer comme Fe2+ total. Uniquement les chlorites avec un Si < 3 p.f.u peuvent être utilisées dans cette calibration, condition qui est respectée ici. La géothermométrie sur chlorite a été investiguée pour les échantillons BB16-27, BB16-48 et BB16-50.

Les estimations P-T ont été également calculées quand il est possible pour un assemblage donné à l'aide de pseudo-sections, dans les deux systèmes Si-Al-Fe2+-Mg-Ca-Na-K-Ti-H ou Si-Al-Fe2+-Mg-Ca-Na-K-Ti-H-Fe3+, en utilisant le logiciel Theriak and Domino, qui est basé sur la minimisation de l'énergie libre de Gibbs (de Capitani and Brown, 1987; De Capitani and Petrakakis, 2010, version mise à jour le 4 février 2017). La base de données tcdb55c2d, est un fichier dérivé pour Theriak-Domino à partir de la base de données tcds55 de THERMOCALC (HOLLAND and POWELL, 1998), mise à jour en novembre 2015). Les relations entre les modèles activité-composition (a-x) utilisées sont tirées de White et al. (2007) pour le grenat, la biotite et le liquide silicaté, Holland et Powell (2003) pour le plagioclase et le feldspath potassique, White et al. (2007) et White et al. (2002) pour l'ilménite, et Coggon and Holland. (2002) pour les micas blancs. En entrée, la composition de la roche totale des échantillons BB16-27, BB16-12, BB16-48, BB16-32, BB16-14 (voir annexe 3 pour la chimie en pourcentage du poids d'oxyde de chaque échantillon) a été utilisée en la transformant en quantité de moles de l'élément. Dans le système choisi, deux éléments sont inconnus, l'état d'oxydation du fer et la quantité de H impliquée dans l'état d'équilibre de l'assemblage déterminé. Par conséquent, de nombreux tests ont été effectués afin de vérifier l'équilibre des assemblages par rapport à la variation de la teneur en Fe3+/Fe2+ et en H. Quand l'effet de la variation de ces éléments est très significatif, des pseudo-sections seront présentée en discutant les différentes possibilités du domaine de stabilité P-T des assemblages déterminés.

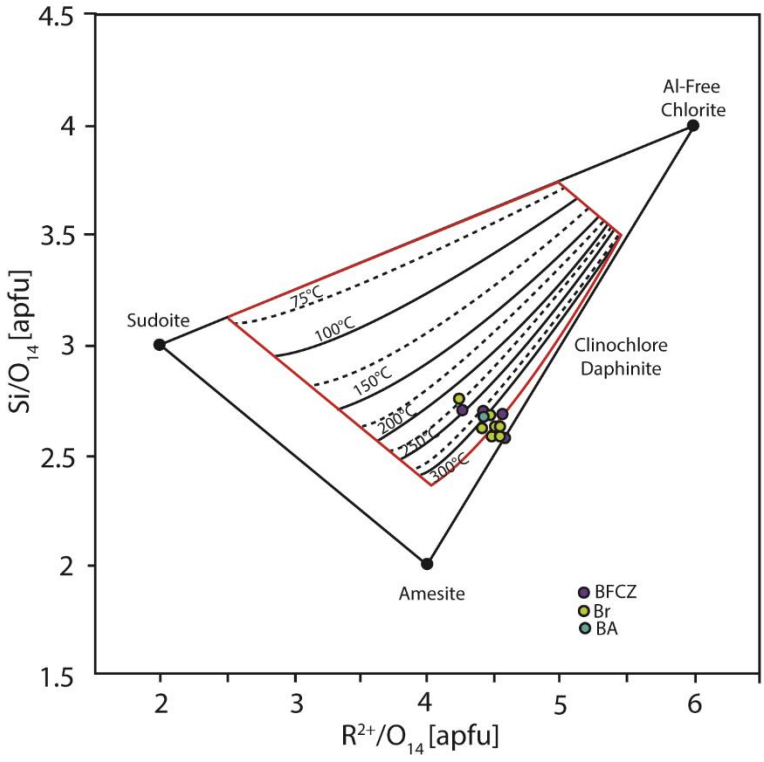


Figure VI-26 : r*eprésentation de l'analyse de la chlorite issue des unités de Sebtides supérieures dans un diagramme T-R2+-SI (Bourdelle and Cathelineau, 2015), (traits pleins avec un pas de 50°C) calculées avec le thermomètre Bourdelle et al. (2013). Le domaine de la fiabilité optimale pour ce thermomètre est indiqué en rouge. BFCZ, zone de contact entre Beni Mezala et les micaschistes de Filali; Br, Boured ; BA, Boquete d'Anjera.*

VI.3.1 L'unité de Beni Mezla

Échantillon BB16-27 (Zone de contact avec les Micaschistes de Filali) :

- ***Assemblage M1:*** *à Staurotide, Biotite, disthène, ilménite, Micas blancs Plagioclase, et quartz synchrone à la S1*

Une des premières approches qualitatives qui pourra être utilisée pour déterminer les conditions P-T de l'assemblage S1 consiste en l'utilisation des grilles pétrogénétiques disponibles pour des pélites. Dans un système Na-K-Fe-Mg-Al-Si-H, l'une des grilles pétrogénétiques simples qui pourra être utilisée est celle développée par Spear et al., (1999) pour des pélites (Figure VI-27). Sur cette grille pétrogénétique, l'assemblage S1 est limité par la courbe de fusion à une température inférieure à 650°C et vers la basse pression par les assemblages à chlorite selon la réaction :

staurotide+ chlorite+ muscovite = Al2SiO5+ biotite + vapeur

L'absence de chlorite attribue une température supérieure à ~ 620°C. En ce qui concerne la pression, cet assemblage contenant le disthène qui donne une pression supérieure à 0.6 GPa et la présence de la staurotide avec le disthène permet d'estimer une pression maximale inférieure à 1.4 GPa.

Donc une pression entre 0.6 et 1.4 GPa et une température entre 620° et 650°C sont les conditions possibles pour la paragenèse qui accompagne la schistosité (S1).

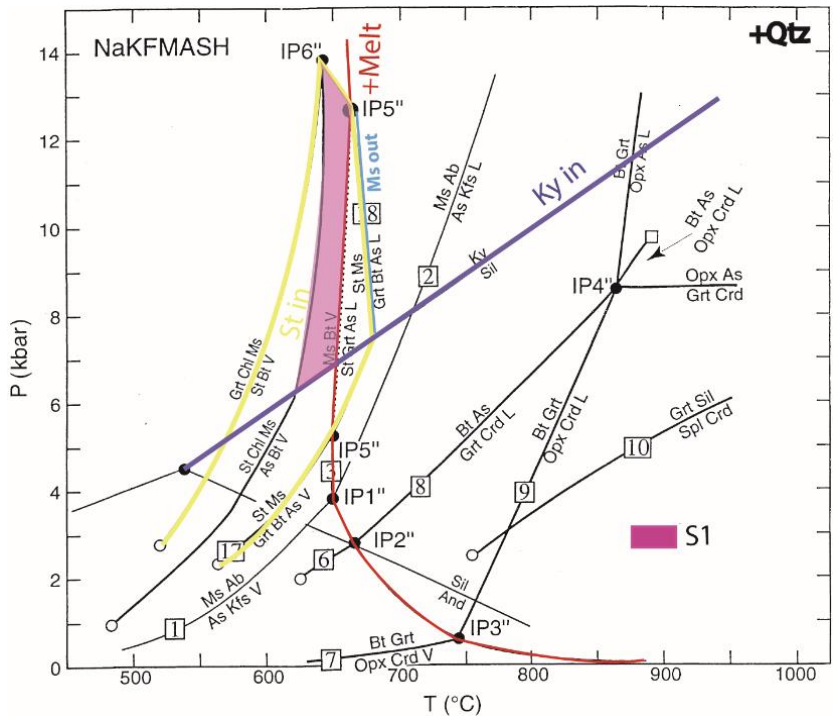


***Figure VI-27** : Grille pétrogénétique dans le système NaKFeMgAlSiH (*par Spear et al., 1999*) montrant la localisation possible de l'assemblage (S1) dans la zone du contact de l'unité de Beni Mezala avec les* micaschistes de l'unité de Filali.

Une deuxième approche qui pourra être utilisée est une approche quantitative basée sur la modélisation des diagrammes de phases isochimiques ou les pseudo-sections. Les tests ont été effectués dans un système contenant en plus de celui des grilles pétrogénétiques, le Ca et le Ti (Si-Al-Fe2+-Mg-Ca-Na-K-Ti-H). Puisque l'assemblage à modéliser contient plusieurs phases hydratées (micas blancs, biotite, staurotide) le test a été effectué en un état de système complètement saturée en H2O afin de ne pas limiter l'apparition de ces minéraux, une valeur de H=100 moles a été utilisée. Avec ces conditions, un assemblage minéral composé de plagioclase, staurotide, disthène, mica blanc, biotite, ilménite, quartz et de l'eau libre est stable à une température entre 550°-660°C avec une pression entre 0.6 et 0.83 GPa (Figure VI-28a).

L'un des éléments inconnus est l'état de l'oxydation du fer dans le système. Des calculs ont été établi dans le même système décrit auparavant en ajoutant 5% de Fe^{2+} total comme Fe^{3+} (Figure VI-28a et b). Un assemblage minéral composé de plagioclase, staurotide, disthène, mica blanc, biotite, l'ilménite, du quartz, magnétite et eau libre est stable à une température 580°-660°C et une pression entre 0.5-0.9 GPa (Figure VI-28b). La magnétite n'a pas été observée la staurotide et la biotite peuvent aussi contenir le Fe^{3+} dans leurs structures. Comme nous disposons d'aucunes contraintes sur la valeur exacte de Fe^{3+} dans le système, nous pourrons considérer les deux conditions trouvées 550°-660°C et P entre 0.5-0.9 GPa comme les conditions P-T possibles de l'assemblage S1 de cet assemblage avec éventuellement la présence de la magnétite.

Ces conditions interceptent les conditions trouvées en utilisant les grilles pétrogénétiques à pression entre 0.6 et 0.9 GPa et une température entre 620° et 650°C. Ces conditions sont optimales pour la stabilité de l'assemblage S1 dans ces métapélites localisées au niveau de la zone du contact entre les unités de Beni Mezala et les micaschistes de l'unité de Filali.

- ***Assemblage M2 :*** *à Plagioclase - Biotite - ilménite - Mica blanc - andalousite et quartz Synchrone à la S2*

En se basant sur la même grille pétrogénétique décrite plus haut, dans cet assemblage contenant l'andalousite, la pression se situe à des valeurs inférieures à 0.45 Gpa en dessous du point invariant (V=0) des trois silicates d'alumine (andalousite-sillimanite-disthène). Cet assemblage est même limité par la courbe de fusion à des températures inférieures à 800°C. La modélisation des pseudo-sections de l'assemblage syn S2 de cet échantillon a été également faite dans les deux systèmes décrits ci-dessous, le système (Si-Al-Fe2+-Mg-Ca-Na-K-Ti-H) et (Si-Al-Fe2+-Mg-Ca-Na-K-Ti-H-Fe3+). Cet assemblage contient également contenant plusieurs phases hydratées (muscovite et biotite) stables à des conditions ou le système est saturé en eau. Ici une pseudo-section avec une valeur de H2O =100 est représentée. Les calculs ont été établis également en ajoutant 5% de Fe 3+ du Fe2+ total dans le système. Cette variation n'induit pas à un changement significatif des conditions P-T, seulement la magnésite qui apparaît de plus dans le système (non présenté). Un assemblage minéral composé de plagioclase, andalousite, mica blanc, biotite, l'ilménite, du quartz et de l'eau libre +/- la magnétite est stable à une température entre 440°-583°C et une pression inférieure à 0.4GPa (Figure VI-28a et b).
Comme il a été précisé dans la description pétrographique de cet échantillon, plusieurs cristaux d'andalousite se sont développés postérieurement d'une façon statique. Cela pourra être expliqué par deux hypothèses soit (1) un développement durant l'exhumation de ces unités ou (2) un réchauffement de ces unités tardivement aux développements de la S2. Nous revenons sur ces hypothèses avec plus de détails dans la partie discussion de ce chapitre.

- ***Minéraux tardives (M3) :*** *chlorite et micas blancs,*

Des chlorites tardives ont été utilisées afin de déterminer la température des assemblages les plus tardifs, L'application de la thermométrie sur les chlorites tardives en utilisant la calibration de Bourdelle et al 2013 donne des conditions entre 225 et 400°C (Figure VI-26). La confrontation de cette calibration à celle de Lanari et al 2014, représentées sur la Figure VI-28a et b (bande en rouge) donne un résultat concordant dans les basses pressions.

Échantillon BB16-12 (L'unité de Beni Mezala):

Échantillon BB16-12 :

- ***Assemblage M2 :*** *à Plagioclase - Micas blancs - Quartz – Ilménite ± Biotite et Chlorite syn S2.*

La modélisation de l'assemblage S2 de cet échantillon a été faite dans le système (Si-Al-Fe2+-Mg-Ca-Na-K-Ti-H). Cet assemblage contenant plusieurs phases hydratées, les calculs ont été effectué dans un système saturé en eau H =100. Ensuite les calculs sont établis en ajoutant 5% du Fe2+ total comme Fe 3+ dans le système. Cette variation n'induit pas à changement significatif des conditions P-T, et seulement la magnésite apparaît en plus dans le système (non présenté). Nous représentons ici une pseudo-section dans le système (Si-Al-Fe2+-Mg-Ca-Na-K-Ti-H), un assemblage minéral composé de plagioclase, chlorite, mica blanc, biotite, l'ilménite, du quartz et de l'eau libre est stable à une température entre 340°-500°C et une pression inférieure à 0.53 GPa (Figure VI-28c).

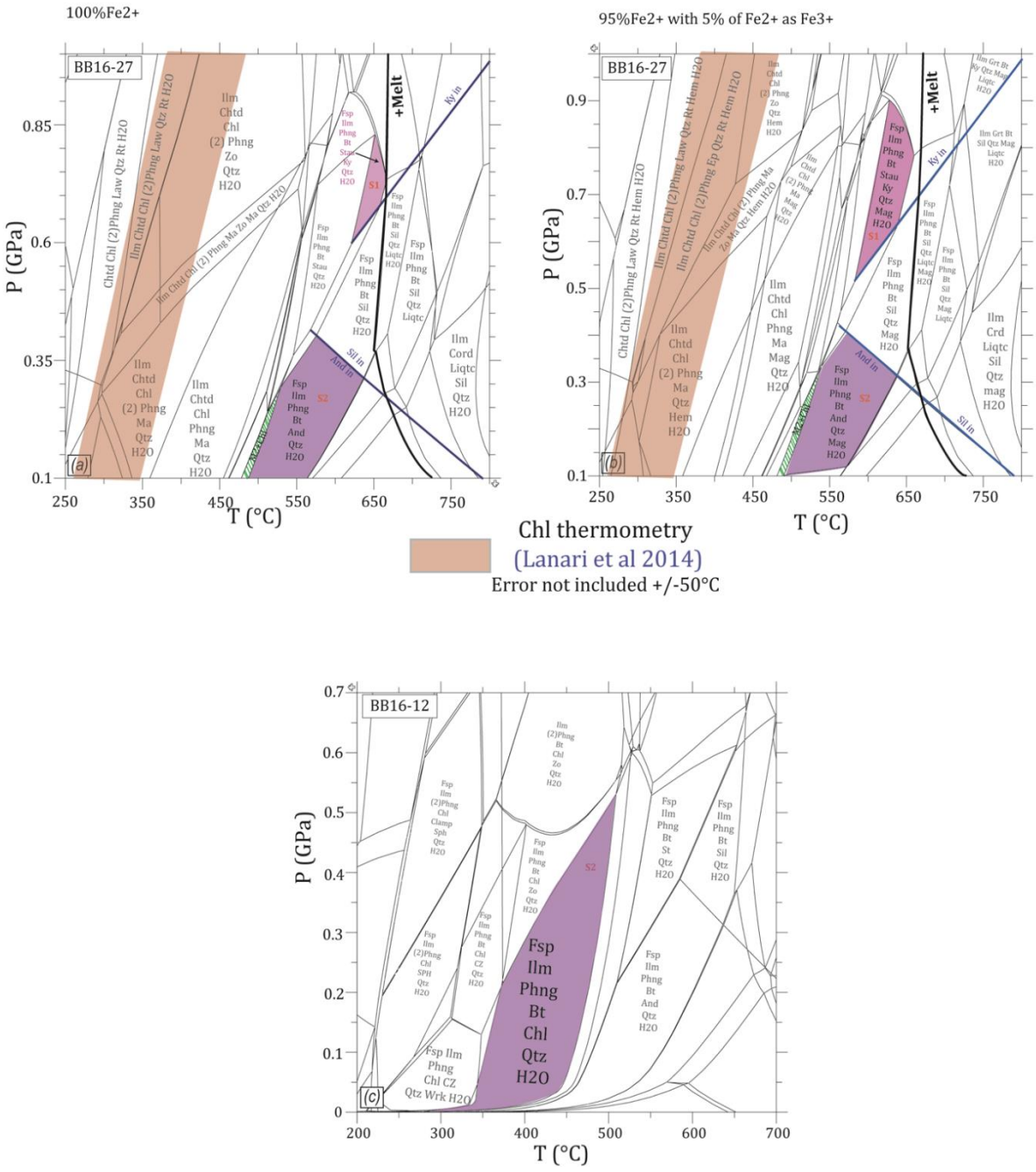


Figure VI-28 : *pseudo-sections au niveau de l'unité de Beni Mezala. (a)-(b) Pseudo-section de l'échantillon BB16-27, situé au niveau de la zone du contact entre les micaschistes de l'unité de Filali et l'unité de Beni Mezala, calculée avec 0% et avec 5% de Fe3+ ajoutée dans le système avec la composition chimique de roche totale en moles Si (66.08), Al (22.51), Ti (0.69), Fe (3.15), Mg (1.18) Ca (0.37), Na (1.86), K (4. 16) H(100) et Si (66.08), Al (22.51), Ti (0.69), Fe (2.99), Mg (1.18) Ca (0.37), Na (1.86), K (4. 16) H(100) O_{Fe3+}(0.16) respectivement. (c) pseudo-section de l'assemblage associé à la S2 dans l'échantillon BB16-12A situé dans les schistes de Beni Mezala, calculée avec une composition chimique de roche totale en moles Si (58.46), Al (25.27), Ti (0.75), Fe (5.69), Mg (0.84) Ca (0.37), Na (2.27), K (6. 34) et H(100).*

VI.3.2 L'unité de Boured

Échantillon BB16-48 :

- ***Assemblage M1*** *à* Plagioclase-Biotite-Grenat-Micas blancs-Ilménite-Quartz Syn **S1**

La thermobarométrie est une approche quantitative qui pourra être utilisée ici. Nous avons utilisé géothermomètre à échange Fe-Mg du couple grenat-biotite, développé grâce à de nombreuses études (voir Spear, 1995). Le grenat et la biotite analysés sont textuellement en équilibre dans la schistosité S1. De plus, pour tenir compte de la non-idéalité des solutions solides des phases naturelles, nous avons utilisé la calibration expérimentale de Perchuk and Lavrent'eva, (1983) avec les révisions proposées par Mukhopadhyay et al. (1997) et Holdaway et al. (1997) qui intègrent les paramètres de margules pour le grenat et la biotite. Cette calibration est en effet considérée comme l'un des thermomètres à grenat et biotite les plus précis pour les roches métapélitiques naturelles (Wu and Cheng, 2006). Cependant, comme c'est le cas pour tous les géothermomètres d'échange, ces résultats doivent être considérés avec précaution en raison de (1) des incertitudes sur l'application de calibrations simples à des systèmes naturels avec de multiples phases coexistantes (2) sur les rééquilibrages possibles de la composition pendant un trajet P-T-t, ce qui implique que ces géothermomètres donnent toujours des estimations de température plus basses. Les résultats donnent une température de 568 °C à 0.1Gpa et de 605°C à 1GPa.

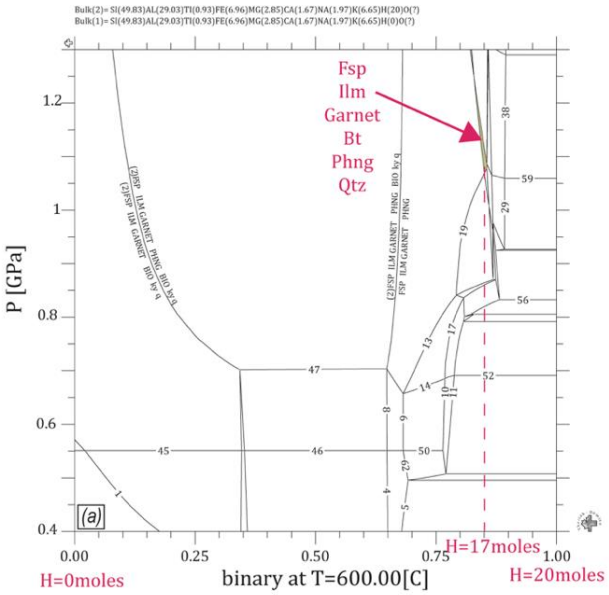
Une deuxième approche quantitative qui est également utilisée, est la détermination des pseudo-sections. Afin de modéliser l'assemblage Syn S1 de cet échantillon, le système (Si-Al-Fe2+-Mg-Ca-Na-K-Ti-H) a été utilisé. Des pseudo-sections P-X (H2O) et T-X(H2O) ont été utilisées afin de tester l'influence de H2O dans le système, une valeur de H=17moles est fixée, à laquelle un assemblage théorique partage la minéralogie de l'assemblage réelle (*Figure VI-29*a). Les calculs ont été également faits en ajoutant 5% de Fe2+ totale comme de Fe 3+ dans le système. Avec cette nouvelle condition, l'assemblage attendu n'apparait pas dans la pseudo-section à ces conditions (non présentée), et donc le fer dans le système est considéré comme Fe2+ total. Dans le système choisi, un assemblage minéral composé de plagioclase, grenat, mica blanc, biotite, l'ilménite, du quartz à une température entre 580°-660°C et une pression entre 1.07-1.3 GPa (*Figure VI-29*b). Cette même minéralogie avec de l'eau libre dans le système est trouvée à des conditions de T entre 650°-680°C et P entre1.05-1.23 GPa (*Figure VI-29*b). Aucune contrainte n'est disponible afin de savoir si l'eau libre existe en inclusion dans les phases minérales de cet assemblage. Vu que les conditions ne sont pas significativement différentes, il est raisonnable de considérer hypothétiquement les deux conditions, et confronter ces résultats avec les résultats de la thermométrie sur le couple grenat et biotite. La confrontation de toutes ces approches amène à considérer des conditions entre 605-680°C et 1.05 à 1.3 GPa comme les conditions optimales pour cette paragenèse.

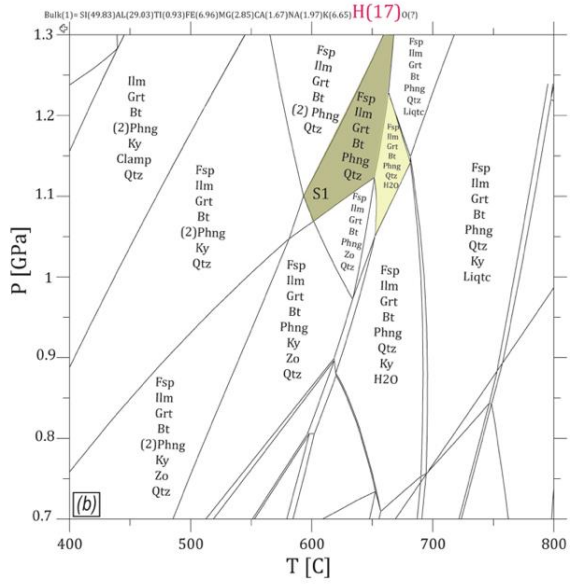
- ***Assemblage M2*** **:** *à Plagioclase – Biotite - Micas blancs – Chlorite – Quartz - Ilménite syn S2*

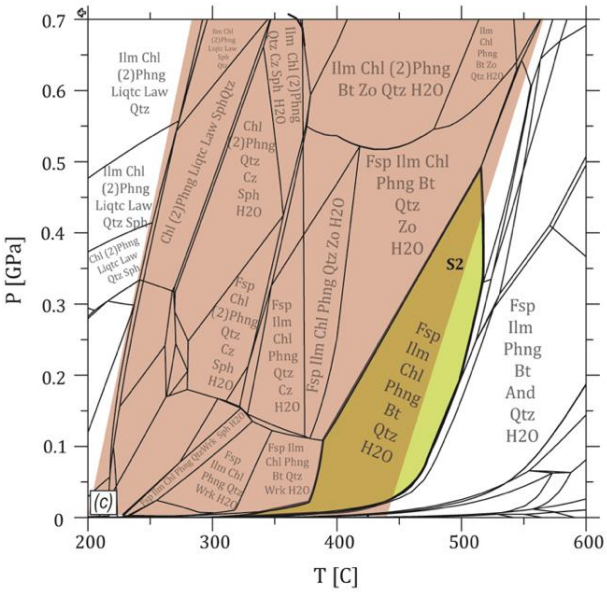
La thermométrie sur la chlorite a été utilisée comme première approche pour contraindre la température de l'événement M2. La calibration de Bourdelle et al 2013 donnent des conditions entre 225 et 400°C, la confrontation de cette calibration à celle de Lanari et al 2014, représentée sur la figure *Figure VI-29*c (bande en rouge) donne un résultat plus au moins similaire dans les basses pressions.

Pour tester notre température obtenue et calculer la pression, la modélisation de pseudo-sections pour l'assemblage S2 de cet échantillon a été également faite dans le système (Si-Al-Fe2+-Mg-Ca-Na-K-Ti-H). Cet assemblage contenant plusieurs phases hydratées, les calculs ont été effectués dans un système saturé en eau H =100. Ensuite les calculs sont établis en ajoutant 5% de Fe2+ total comme Fe 3+ dans le système. Cette variation n'induit pas à un changement significatif des conditions P-T, seulement la magnésite apparait de plus dans le système (non présenté). Nous représentons ici une pseudo-section dans le système (Si-Al-Fe2+-Mg-Ca-Na-K-Ti-H), Dans le système choisi un assemblage minéral composé de plagioclase, mica blanc, biotite, chlorite, l'ilménite, et du quartz avec de l'eau libre dans le système à une température entre 370°-520°C et une pression inférieure à 0.48 GPa (*Figure VI-29*b).

Ces résultats incluent en partie ou totalement (selon l'erreur) le champ de stabilité de la chlorite qui est utilisée pour la thermométrie.

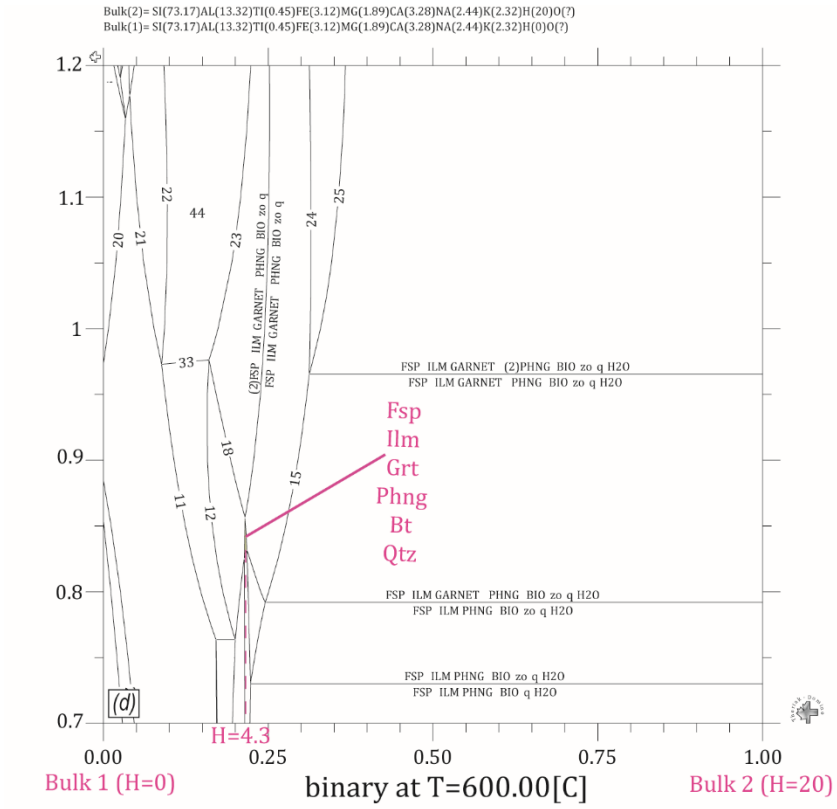


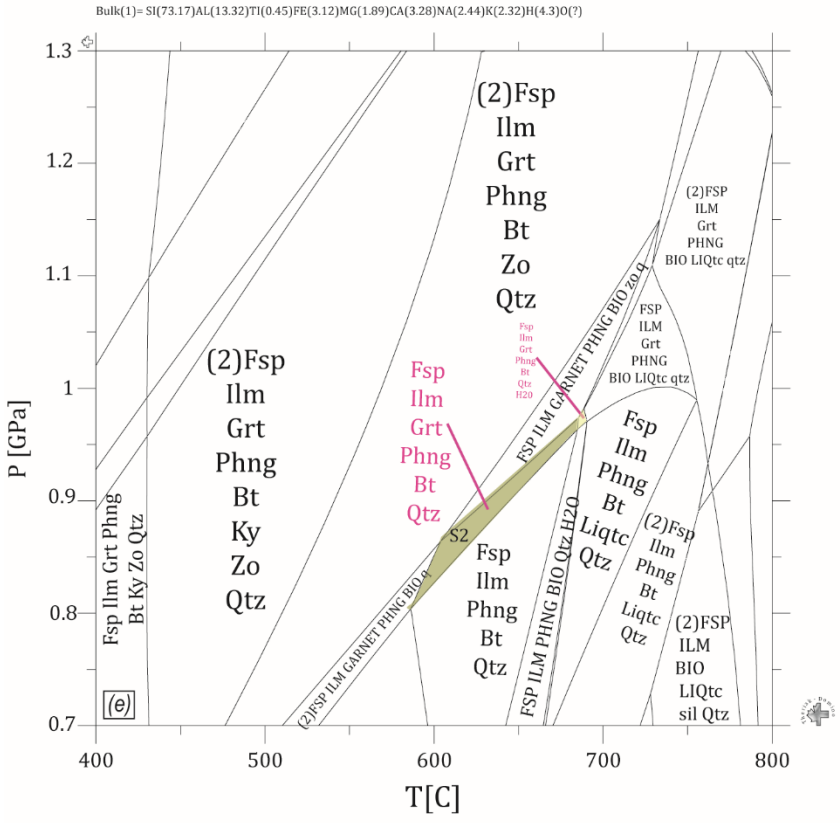




Chl thermometry
(Lanari et al 2014)
Error not included +/-50°C

Figure VI-29 : *Pseudo-sections au niveau des micaschistes de Boured. (a-c) échantillon BB16-48, et (d-e) échantillon BB16-32 (a) diagramme binaire P-X(H) (b) pseudo-section pour l'assemblage syn S1 (la composition de la roche est indiquée dans sur la figure) . (c) pseudo-section pour l'assemblage (S2) calculé avec une composition chimique de la roche totale en moles de Si (49.83), Al (29.03), Ti (0.93), Fe (6.96), Mg (2.85) Ca (1.67), Na (1.97), K (6.65), H (100). (d)- diagramme binaire P-X(H). (e) Pseudo-section P-T calculée pour l'assemblage associé à la S2 (la composition de la roche est indiquée dans sur la figure).*


Bulk(2)= SI(73.17)AL(13.32)TI(0.45)FE(3.12)MG(1.89)CA(3.28)NA(2.44)K(2.32)H(20)O(?)
Bulk(1)= SI(73.17)AL(13.32)TI(0.45)FE(3.12)MG(1.89)CA(3.28)NA(2.44)K(2.32)H(0)O(?)
FSP ILM GARNET (2)PHNG BIO zo q H2O
FSP ILM GARNET PHNG BIO zo q H2O
FSP ILM GARNET PHNG BIO zo q H2O
FSP ILM PHNG BIO zo q H2O
FSP ILM PHNG BIO zo q H2O
FSP ILM PHNG BIO q H2O
(d)
Fsp
Ilm
Grt
Phng
Bt
Qtz
H=4.3
Bulk 1 (H=0)
binary at T=600.00[C]
Bulk 2 (H=20)


Bulk(1)= SI(73.17)AL(13.32)TI(0.45)FE(3.12)MG(1.89)CA(3.28)NA(2.44)K(2.32)H(4.3)O(?)
(2)Fsp
Ilm
Grt
Phng
Bt
Zo
Qtz
(2)Fsp
Ilm
Grt
Phng
Bt
Ky
Zo
Qtz
Fsp
Ilm
Grt
Phng
Bt
Qtz
S2
Fsp
Ilm
Phng
Bt
Qtz
Fsp
Ilm
Phng
Bt
Liqtc
Qtz
(2)Fsp
Ilm
Phng
Bt
Liqtc
Qtz
(2)FSP
ILM
Grt
PHNG
BIO LIQtc qtz
FSP
ILM
Grt
PHNG
BIO LIQtc qtz
(2)FSP
ILM
BIO
LIQtc
sil Qtz
Fsp Ilm Grt Phng
Bt Ky Zo Qtz
(e)
P [GPa]
T[C]

-Continue-

Échantillon BB16-32 :

- ***Assemblage à*** *Plagioclase – Biotite – Grenat - Micas blancs - Ilmenite -Quartz Syn* ***S2***

Afin de modéliser l'assemblage syn S2 de cet échantillon, le système (Si-Al-Fe2+-Mg-Ca-Na-K-Ti-H) a été utilisé. Des pseudo-sections P-X (H2O) et T-X(H2O) ont été utilisées afin de tester l'influence de H2O dans le système, une valeur de H=4.3 moles est fixée, à laquelle un assemblage théorique partage la minéralogie de l'assemblage réelle (*Figure VI-29*d). Les calculs ont été également faits en ajoutant 5% de Fe2+ totale comme de Fe 3+dans le système. Avec cette nouvelle condition, l'assemblage attendu n'apparait pas dans la pseudo-section à ces conditions (non présentée), et donc le fer dans le système est considéré comme Fe2+ total. Dans le système choisi, un assemblage minéral composé de plagioclase, grenat, mica blanc, biotite, l'ilménite, du quartz à une température entre 580°-680°C et une pression entre 0.8-0.97GPa GPa (*Figure VI-29*e). Cette même minéralogie avec de l'eau libre dans le système est trouvée pour des conditions de 580°C et une pression entre alentour de 0.98 GPa (*Figure VI-29*e). Aucune contrainte ne permet pas de savoir si l'eau libre existe ou non en inclusion dans les phases minérales de cet assemblage, mais vu que les conditions ne sont pas significativement éloignées, il est raisonnable de les considérer comme le domaine P-T de cristallisation.

VI.3.3 L'unité de Boquete d'Anjera

Échantillon BB16-15 :

- *Pl-Bt-Mb-Ilm-chl-Qtz Syn* ***S2***

La modélisation de pseudo-sections pour l'assemblage S2 de cet échantillon a été également faite dans le système (Si-Al-Fe2+-Mg-Ca-Na-K-Ti-H). Cet assemblage contenant plusieurs phases hydratées, les calculs ont été effectué dans un système saturé en eau H =100. Ensuite les calculs sont établis en ajoutant 5% de Fe2+ total comme Fe 3+ dans le système. Cette variation n'induit pas à un changement significatif des conditions P-T, seulement la magnésite qui apparait de plus dans le système (non présenté), nous représentons ici une pseudo-section dans le système (Si-Al-Fe2+-Mg-Ca-Na-K-Ti-H), Dans le système choisi un assemblage minéral composé de plagioclase, mica blanc, biotite, chlorite, l'ilménite, et du quartz avec de l'eau libre dans le système à une température entre 350°-520°C et une pression inférieure à 0.55GPa (Figure VI-30).

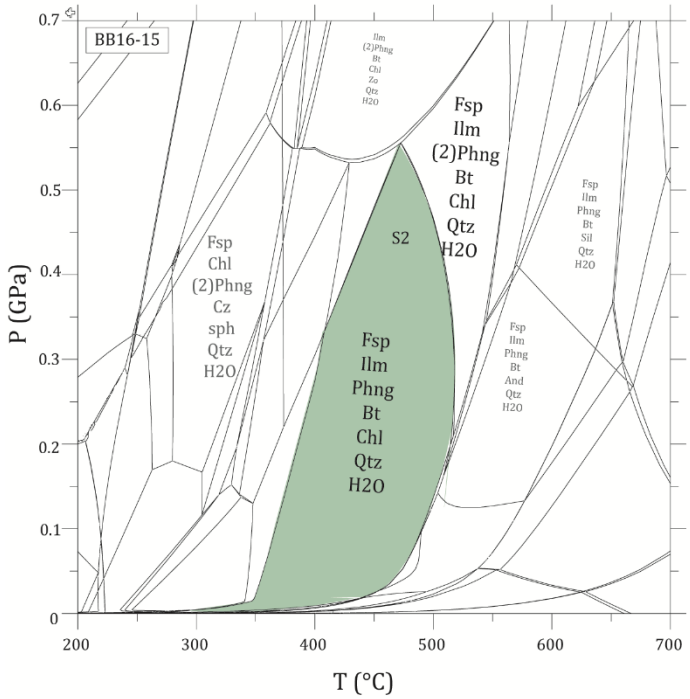


Figure VI-30 : *pseudo-sections de l'assemblage associé à la S2 (échantillon BB16-15) rencontrée dans les schistes de Boquete d'Anjera calculée pour avec une composition chimique de roche totale en moles Si (74.93), Al (13.07), Ti (0.52), Fe (3.03), Mg (1.71), Ca (0.68), Na (2.96), K (2.47), H(100).*

Echantillon BB16-50

- **Assemblage S2 :** à plagioclase- ilménite – chlorite - chloritoide-quartz - micas blancs syn S2

Seule la thermométrie sur une chlorite syn-S2 a été utilisée pour quantifier la température de l'assemblage S2, cette dernière donne des conditions de 300°C en utilisant la calibration de Bourdelle et al., 2013, représenté graphiquement sur un diagramme T-R2+-SI (Bourdelle and Cathelineau, 2015; Figure VI-26). La calibration de Lanari et al., 2014 quant à elle donne des conditions à 338°C +/-50°C.

VI.4 Datations ^{40}Ar-^{39}Ar

Trois échantillons ont été datés dans l'unité de Beni Mezala : la muscovite a été datée dans les échantillons BB16-12B et BB16-43, et la biotite pour les échantillons BB16-30, et BB16-12. Deux échantillons dans l'unité de Boured ont été datés L'amphibole a été daté dans l'échantillon BB16-32 et la muscovite pour l'échantillon BB16-46. La biotite a été datée dans l'unité de Boquete d'Anjera dans deux échantillons, l'échantillon BB16-14 et l'échantillon BB16-38, (voir localisation des échantillons datés sur Figure VI-10)

- *Échantillon BB16-43 :*

Deux grains de muscovite ont été analysés

Le premier grain présente un spectre en forme d'escalier. L'âge apparent augmente progressivement depuis les premiers paliers, qui correspondant à des paliers de basse température (Figure VI-31). Le spectre d'âge est fortement perturbé, et donc il est impossible de calculer un âge réel du plateau à partir de ce spectre. Un âge moyen a été estimé à 218,50 +/- 8,76 Ma, ce qui correspond à 91,97 % du total du ^{39}Ar libéré en 4 étapes. L'isochrone inverse donne un âge concordant à 206,47 ± 11,55 Ma (MSWD= 7,31 ; rapport initial ^{40}Ar/^{36}Ar de 1263,1 ± 943,1) (voir Annexe 5). Un deuxième grain analysé donne un âge moyen de 250,81 ± 5,86 Ma correspondant à 84,45 % du ^{39}Ar libéré en 5 étapes (Figure VI-31). L'isochrone inverse donne un âge à 271,78 ± 15,21 Ma (MSWD=10,04 ; le rapport initial ^{40}Ar/^{36}Ar est négatif de -1176 ± 1463,5).

- *Échantillon BB16-30 :*

Deux grains de biotite donnent un âge de plateau à 21,76± 0,41Ma et 21,74± 0,83Ma correspondant à 100% du ^{39}Ar libéré et à 10 étapes (Figure VI-31). L'isochrone inverse pour les étapes du plateau donne un âge concordant à 21,43 ± 0,68 Ma (MSWD=4,66 ; rapport initial ^{40}Ar/^{36}Ar de 344,2 ± 73,5) et 21,66± 1,82 Ma (MSWD= 0,55 ; rapport initial ^{40}Ar/^{36}Ar de 298,8 ± 40) respectivement (voir annexes 5). L'âge plateau à 21,76± 0,41Ma et 21,74 ± 0,83 Ma est considéré comme la meilleure estimation de l'âge.

- *Échantillon BB16-12B :*

Un grain de biotite donne un âge plateau à 20,43 ± 0,19Ma correspondant à 89 ± 72% du ^{39}Ar libéré et à 10 étapes (Figure VI-31). L'isochrone inverse pour les étapes du plateau donne un âge concordant à 20,31 ± 0,59Ma (MSWD= 1,31 ; rapport initial ^{40}Ar/^{36}Ar de 316,1 ± 82,9) (voir annexe 5). L'âge plateau à 20,43 ± 0,19Ma est considéré comme la meilleure estimation de l'âge.

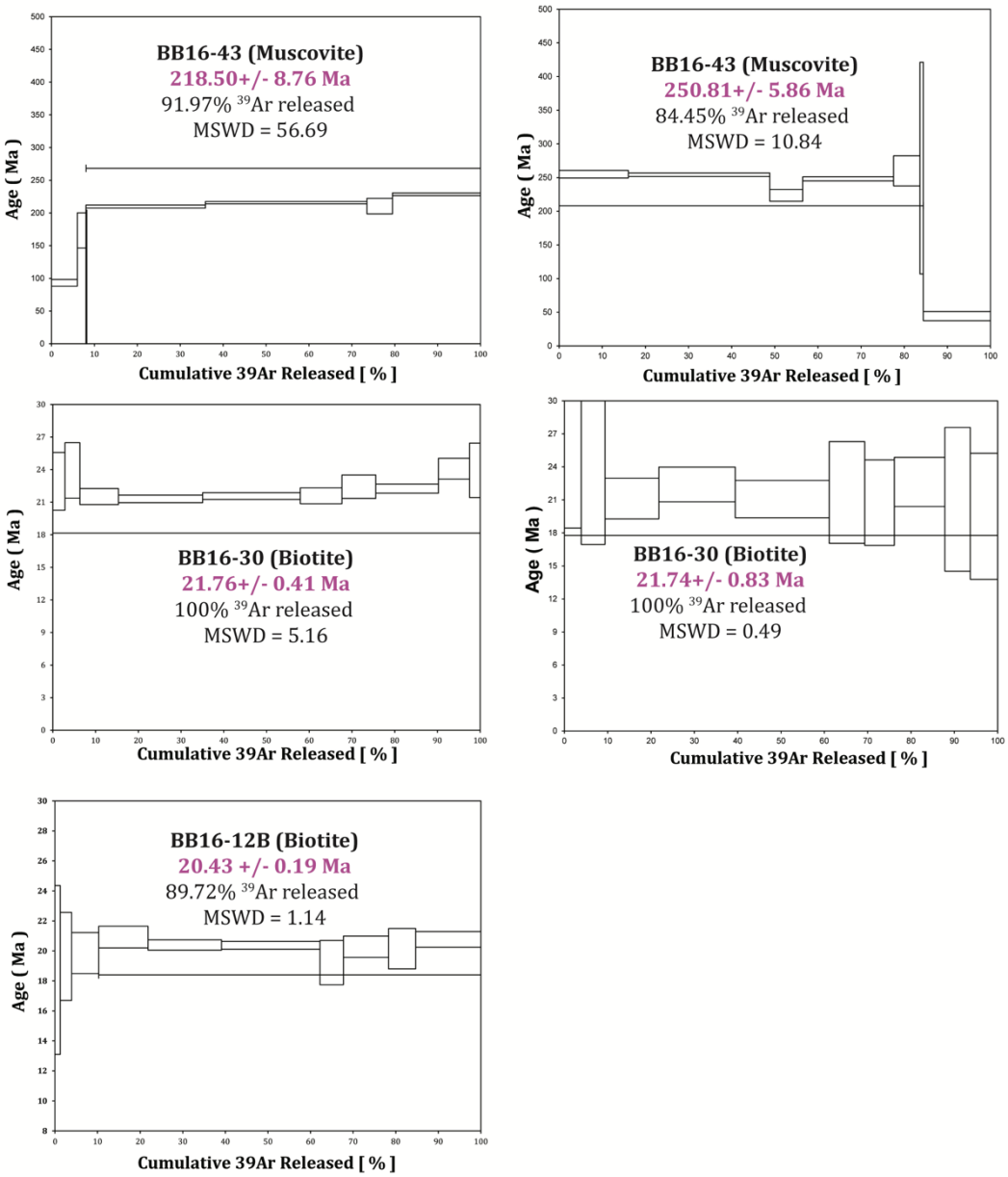


Figure VI-31 : *spectres d'âge 40Ar-39Ar en fonction du 39Ar libéré des échantillons issus des terrains permo-triasiques de l'unité de Beni Mezala. L'erreur de chaque étape est à 2 sigmas. L'erreur des âges du plateau est donnée à 2 sigmas, les âges ont été calculés à l'aide du logiciel Ar-ArCalc (Koppers, 2002).*

- *Échantillon BB16-32 :*

Les grains d'amphibole analysés de l'échantillon BB16-32 présentent un spectre en escalier dont âge apparent augmente progressivement depuis les premiers paliers correspondant à des paliers de basse température (Figure VI-32). Le spectre d'âge est fortement perturbé, Il est impossible de calculer un âge plateau à partir de ce grain. Un âge moyen a été estimé à 25,32 +/- 1,59 Ma, ce qui correspond à 80,09 % du ^{39}Ar

total libéré en 10 étapes. L'isochrone inverse donne un âge concordant à 25,65± 5,92 Ma (MSWD= 91,63 ; rapport initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ de 291,1 ± 104,7 Ma) (voir annexe 5).

- *Échantillon BB16-46 :*

Le grain de moscovite présente un spectre en selle avec une forme concave vers le bas qui montre une augmentation de l'âge à hautes et basses températures, ce qui est caractéristique d'un excès d'argon (Figure VI-32). Le spectre est fortement perturbé, et il est impossible de calculer un âge plateau à partir de ce spectre. Un âge moyen est calculé à partir de ce spectre de 205,0 ± 5,88 Ma, ce qui correspond à 83,51 % du ^{39}Ar total libéré en 5 étapes. L'isochrone inverse donne un âge à 206,06 ± 7,71 Ma (MSWD= 100 ; rapport initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ de 253,1 ± 205,9) (voir annexe 5).

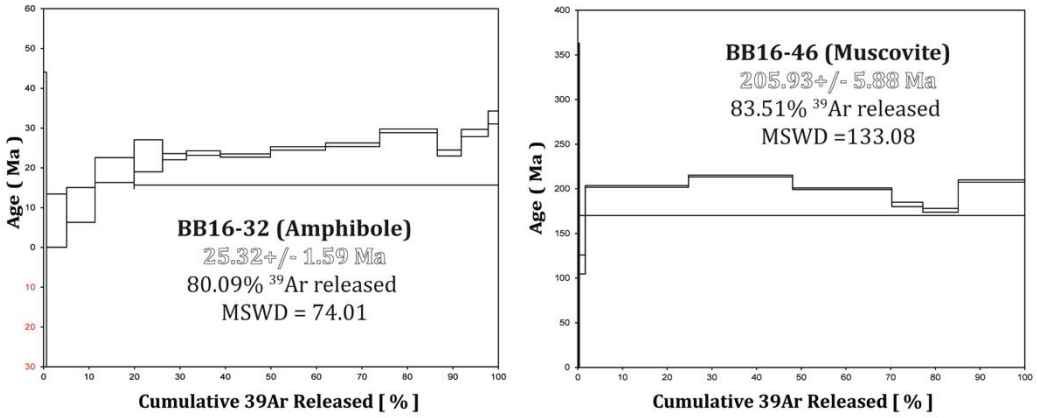


***Figure VI-32** : spectres d'âge 40Ar-39Ar en fonction du 39Ar libéré des échantillons issus de l'unité de Boured. L'erreur de chaque étape est à 2 sigmas. L'erreur des âges du plateau est donnée à 2 sigmas, les âges ont été calculés à l'aide du logiciel Ar-ArCalc (Koppers, 2002).*

- *Échantillon BB16-38 :*

Le grain de biotite présente un spectre en escalier qui montre une augmentation des âges dans les étapes de hautes températures (Figure VI-33). Un "pseudo-plateau" a été calculé avec un âge à 29,73 ± 2,73 Ma, ce qui correspond à 75,34 % du 39Ar total libéré en 6 étapes. L'isochrone inverse donne un âge concordant à 28,68 ± 4,21 Ma (MSWD= 10,88 ; rapport initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ de 473 ± 412,2) (voir annexes 5). Cet âge peut être considéré comme l'âge minimal

- Échantillon BB16-14 :

Un grain de biotite donne un âge plateau à 22,11 ± 0,68 Ma correspondant à 95 ± 91% du ^{39}Ar libéré à 7 étapes (Figure VI-33). L'isochrone inverse pour les étapes du plateau donne un âge concordant à 22,18 ± 1 Ma (MSWD= 4,14 ; rapport initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ de

295,9 ± 31 Ma) (voir annexe 5). L'âge du plateau à 22,14 ± 0,68 Ma est considéré comme la meilleure estimation de l'âge.

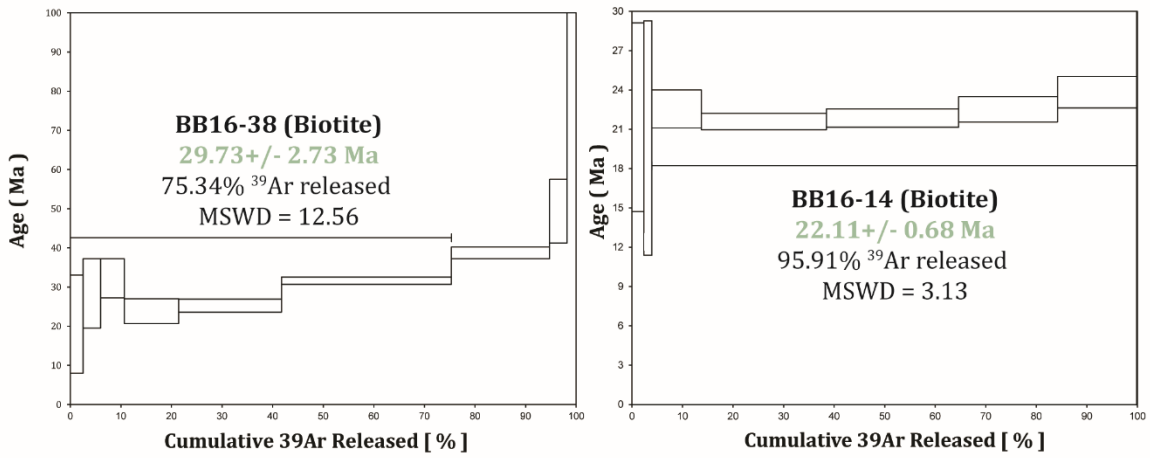


Figure VI-33 : *spectres d'âge 40Ar-39Ar en fonction du 39Ar libéré des échantillons issus de l'unité de Boured. L'erreur de chaque étape est à 2 sigmas. L'erreur des âges du plateau est donnée à 2 sigmas, les âges ont été calculés à l'aide du logiciel Ar-ArCalc (Koppers, 2002).*

VI.5 Discussion

VI.5.1 Evolution structurale et pétrographique

Les études structurales montrent que les unités de Federico ont enregistré une déformation polyphasée marquée par une schistosité principale pénétrative S2, associée à un plissement isoclinal P2. Cette schistosité, qui est orientée majoritairement NW-SE et pentée vers le SW dans l'unité de Beni Mezala et Boured, et vers le NE dans les unités de Boquete d'Anjera et l'unité de Tizgarine dessine à l'échelle cartographique une structure à double déversement qui résulte d'une phase de serrage tardive NW-SE (annexe 1).

Postérieurement à cette phase de déformation compressive D2, plusieurs autres phases de déformation sont observées ; (1) une phase extensive enregistrée au niveau de zone de cisaillement ductile situées à l'intérieur des différentes unités et au niveau des contacts majeurs (2) deux phases de plissement tardives avec des plis de direction NW-SE à N-S et des plis de direction E-W.

Les observations en lame mince quant à elles révèlent l'existence d'une schistosité antérieure S1, plissée symétriquement par des microplis P2 qui accompagnent la schistosité principale S2.

Dans la zone du contact entre l'unité de Beni Mezala et les micaschistes de l'unité de Filali, l'assemblage à plagioclase - biotite - ilménite - mica blanc – quartz +/- andalousite est synchrone au développement de la schistosité principale S2 et au plissement P2. Les conditions liées à cet assemblage sont calibrées à une température entre 480°-650°C et une pression inférieure à 0.4GPa (Figure VI-34). La structure S1 est marquée par une association minéralogique à staurotide - biotite - disthène - ilménite - micas blancs - plagioclase, et quartz qui est affectée par un plissement P2. Cette association minéralogique est calibrée à une température entre 620° et 650°C et une pression entre 0.6 et 0.9 GPa (Figure VI-34). L'andalousite s'est développée de manière statique dans la zone de contact, témoignant d'un développement tardif par rapport à la déformation D2.

Bouybaouene 1993 décrit également la présence de la cordiérite au niveau de cette zone et donne des analyses microsonde de ces derniers qui montrent que ce sont des cordiérites magnésiennes et les décrit comme « *cordiérite souvent aplatie et étirée dans la foliation et contenant des inclusions des prismes de disthène, phlogopite et chlorite* La présence de disthène et de micas en inclusion dans ces cordiérites est également observée dans les andalousites syn à post-S2 dans les échantillons décrits dans ce travail. La présence de la cordiérite post S2 associée à l'andalousite indique probablement un réchauffement tardif qui aurait affecté ces unités. Dans ce cas, la zone de contact majeur a été un drain important des fluides chauds profonds qui ont favorisé la cristallisation de ces minéraux statiquement après l'événement compressif majeur D2. Les chlorites tardifs qui donnent des conditions de températures entre 225 et 400°C pourraient été formées durant le chemin rétrograde. (Figure VI-28).

En s'éloignant de la zone du contact dans les terrains permo-triasiques de l'unité de Beni Mezala, le style de déformation reste le même, la structure principale S2 est synchrone au développement d'une association minéralogique à plagioclase - micas blancs - quartz - Ilménite +/- biotite et chlorite, calibrée pour des conditions de températures entre 340°-500°C et une pression inférieure à 0.53 GPa (Figure VI-34). Ces conditions intègrent en partie les conditions de la S2 calculées dans la zone du contact (Figure VI-34). La schistosité S2 est accompagnée par une phase de plissement affectant la schistosité S1, cette dernière est marquée par l'association minéralogique à ilménite, disthène et micas blancs +/- de sphène. Les conditions P-T associées à cet assemblage syn S1 n'ont pas été calibrées dans ce travail, mais Bouybaouene 1993 et Bouybaouène and Goffé, 2003 ont obtenu des conditions d'environ 550-600°C et 1 GPa, conditions déterminées sur l'association minéralogique disthène – phlogopite - chloritoïde dans ces unités. Le chloritoïde n'a pas été observé dans les échantillons étudiés dans ce travail. Cependant, la présence de disthène dans

cet assemblage est typique des associations syn-S1. Dans la zone de contact, les conditions trouvées sur la S1 correspondent à une pression de 0.6 et 0.9 GPa avec une température entre 620° et 650°et indique que la température reste plus importante au niveau du contact (Figure VI-34).

Dans les micaschistes de Boured, les mêmes structures ont été observées. La calibration des conditions P-T de la S2 a été effectuée sur deux échantillons de composition chimique différentes (échantillon BB16-48 et échantillon BB16-32) ; sur l'échantillon BB16-48, la schistosité principale S2 est définie par plagioclase - biotite - muscovite – chlorite – quartz – Ilménite. Cet assemblage est calibré à des conditions P-T estimées à des températures entre 370°-520°C et une pression inférieure à 0.48 GPa**.** Ces conditions sont plus au moins similaires aux conditions trouvées pour la S2 de l'unité de Beni Mezala, et dans la zone du contact entre l'unité de Beni Mezala et les micaschistes de l'unité Filali (Figure VI-34). L'échantillon BB16-32 quant à lui, donne des conditions liées à la S2 plus élevées, la schistosité principale S2 est définie par grenat-plagioclase – biotite - micas blancs – quartz – Ilménite et correspond à des conditions de température entre 580° 680°C et de pression entre 0.8 et 0.97GP. Ces conditions sont clairement différentes des conditions qui ont été trouvées sur la S2 de l'unité de Boured (BB16-48) et sur des autres unités, se rapprochent plus aux conditions P-T de la S1(Figure VI-34). Cela conduit à envisager deux hypothèses, la première c'est sur l'existence d'un gradient au sein de cette unité, et la deuxième c'est que les conditions P-T calculées ne sont pas fiables.

Dans l'échantillon BB16-48, la schistosité S2 est accompagnée par une phase de plissement P2 qui affecte une schistosité primaire S1 à plagioclase – biotite – grenat - micas blancs – ilménite - quartz avec des conditions de température allant de 605-680°C et la pression est égale à 1.05 à 1.3 GPa. Dans l'échantillon BB16-32, on observe une minéralogie relictuelle à amphibole, grenat, disthène, muscovite et quartz, ici dans cet échantillon une schistosité S1 n'est pas observée, la calibration P-T de cet assemblage n'a pas été déterminée, Nous avons vu plus haut en se basant sur la chimie des amphiboles, que ces derniers sont des amphiboles de basse pression, typiques du facies des amphibolites (*Figure VI-20)*.

Dans l'unité de Boquete Anjera, des structures similaires peuvent être observées proche du contact avec les micaschistes de Boured, la schistosité principale S2 à plagioclase biotite - micas blancs – Ilménite – quartz ± chlorite est stable pour une température entre 350°-520°C et une pression inférieure à 0.55GPa. Ces conditions sont également similaires à la S2 qui a affecté les autres unités décrites ci-dessus, et incluent en partie la température calibrée sur la S2 au niveau de la zone du contact. En s'éloignant de la zone du contact avec l'unité de Boured, le grenat devient rare, des associations minéralogiques à plagioclase- ilménite – chlorite – chloritoïde – quartz - micas blancs - biotite syn-S2 apparaissent, la calibration de la chlorite associée à cet assemblage donne des températures à 338°C +/-50°C. Une structure primaire S1 contenant la même minéralogie a été observée, ce qui reflète que des conditions

similaires entre la S1 et la S2. Aucune phase de microplissement n'a été identifiée ici. La chimie des minéraux reste similaire (annexe 2) avec le chloritoïde syn-S2 (X_{Mg} = 0.21), la chlorite ferreuse (X_{Mg} =0.65), et la phengite (Si = 3.07 à 3.12) montre que la température calibrée dans ce travail compatible avec les conditions trouvées par les auteurs précédents (température inférieure à 380°C, pression inférieure à 7 Kbar sur l'association à chloritoïde (X_{Mg} = 13 à 0.26), chlorite ferreuses (X_{Mg} = 0.30-0.54) et phengite (avec Si=3.07-3.17) ; Bouybaouene 1993 et Bouybaouène and Goffé, 2003).. Le chloritoïde anté-S2 a une X_{Mg} = 0.26-0.28, et la phengite liée à ces chloritoïdes donne une valeur de Si qui peut varier de 3.03 jusqu'à 3.38. Nous considérons une température inférieure à 380°C et une pression inférieure à 7Kbar comme conditions possibles pour la S2 (Figure VI-34).

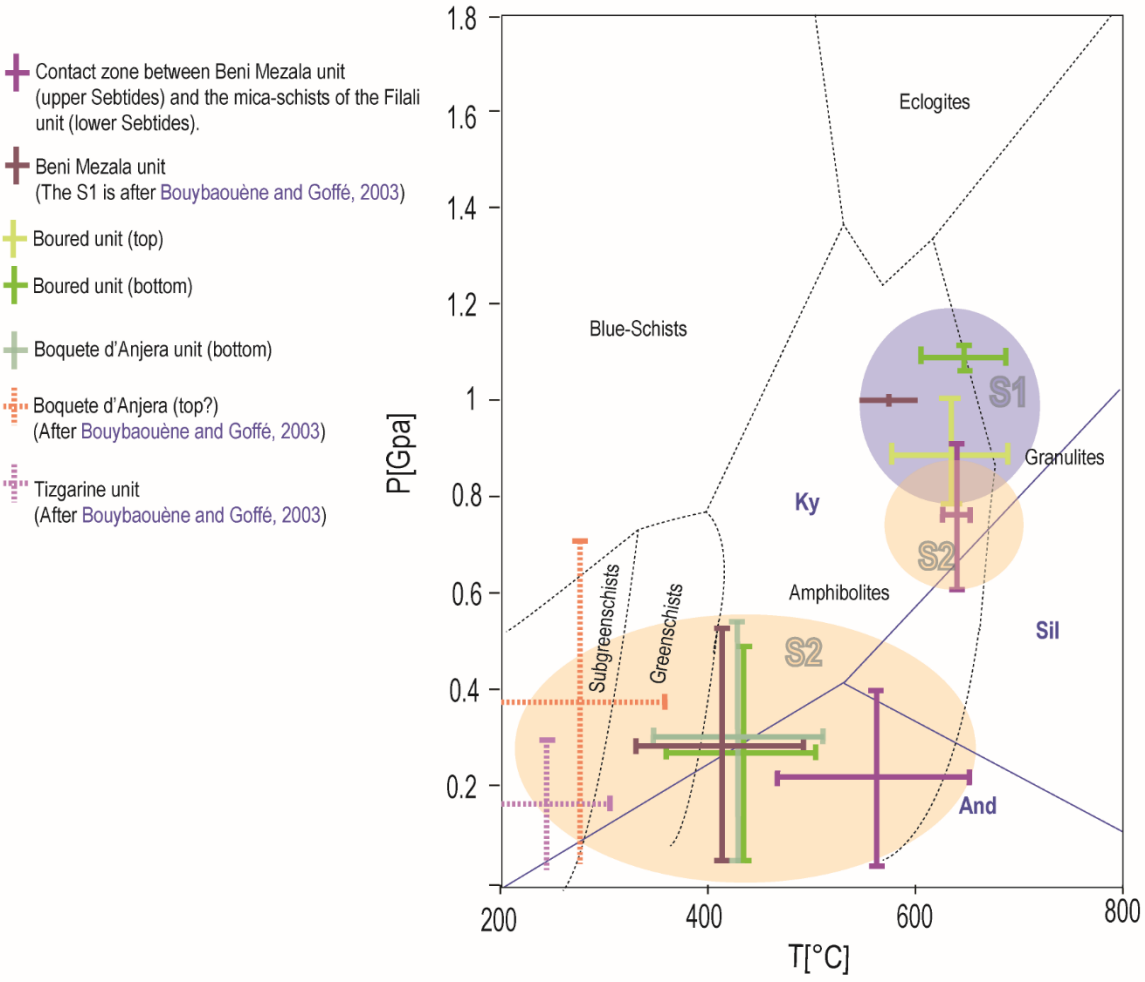


Figure VI-34 : conditions P-T des unités de Federico, , conditions de S1 (ellipse bleue), conditions de S2 (ellipse rouge).

Les conditions P-T de l'unité de Tizgarine n'ont pas été étudiées. Cette unité est affectée par une seule schistosité principale S2 à association quartz et micas blancs indiquant des conditions métamorphiques plus faibles que les autres unités décrites plus haut. Aucune structure primaire n'a été observé au sein de cette unité dans les échantillons analysés. Bouybaouene 1993 et Bouybaouène and Goffé, 2003, ont décrit dans cette unité l'association chlorite, cookeite, pyrophyllite et phengite qui donne des

conditions de température inférieure à 300°C et de pression inférieure à 3Kbar (Figure VI-34).

Cette schistosité principale S2 a été acquise pendant l'exhumation de ces unités depuis des conditions profondes du faciès amphibolite de moyenne à haute pression et haute température jusqu'aux conditions plus superficielles allant du facies des amphibolites de basse pression au faciès des schistes verts. Les conditions métamorphiques observées pendant cet épisode M2 associé à la S2 sont similaire dans les unités des Sebtides supérieures et le sommet des Sebtides inférieures à l'exception des conditions de température plus élevées enregistrées au niveau de la zone du contact entre ces deux unités. Cela pourrait indiquer que les Sebtides supérieures et inférieures ont été affectées par le même évènement D2 qui est général pour toutes les Sebtides.

Après l'évènement D2, ces unités ont été affectées par des structures tardives en extension marquées par des zones de cisaillement à jeu normal, des failles normales et décrochantes, et des plis de direction NW-SE et E-W.

VI.5.2 Evolution géochronologique

- Ages oligo-Miocène :

Dans l'unité de Beni Mezala, les spectres en plateaux obtenus sur des biotites syn S2 donnent des âges à 21,76 ± 0,41Ma (BB16-30), 21,74 ± 0,83Ma et 20,43 ± 0,19Ma (BB16-12B), un age est obtenu dans la muscovite syn-S2 est à 21.17 ± 0.53 Ma (BB16-12B).

L'amphibole datée au niveau de l'unité de Boured (BB16-32) donne un âge alpin moyen à 25,32 +/- 1,59 Ma. Le spectre « en marche d'escalier » indique un âge minimum et l'âge réel pourrait être plus vieux que 25 Ma. Il existe dans cet échantillon une seule génération d'amphiboles qui se développent antérieurement à la S2

Dans l'unité de Boquete d'Anjera, la biotite de l'échantillon BB16-38 a donné un âge à 29,73 ± 2,73 Ma. Le spectre en escalier de la biotite analysée indique une réouverture du système par un évènement plus récent et l'âge obtenu peut être considéré comme l'âge minimal. Cet échantillon présente une seule génération de biotites. L'échantillon BB16-14 contient deux générations de biotites syn-S2 et post-S2. Un âge à 22,11 ± 0,68 Ma est obtenus. La perturbation des âges des biotites dans l'unité de Boquete d'Anjera échantillon BB16-38 pourra être indicateur d'une recristallisation partielle avec une perturbation de l'âge.

Puisque les amphiboles sont une seule génération textuellement anté S2 cela impliquera que la S2 et les cristallisations tardives dans l'unité de Boured sont alpines, L'âge de la S1 est dans ce cas donné par ces amphiboles (vers 30 Ma). Par corrélation avec les autres unités, nous pouvons déduire que la S1 et la S2 dans toutes les unités et ainsi que les recristallisations tardives sont alpines.

Concernant l'âge de la S2, la perturbation des âges des biotites syn S2 dans l'unité de Boquete d'Anjera échantillon BB16-38 pourra être indicateur d'une recristallisation partielle avec une perturbation de l'âge par un évènement plus tardif. L'âge le plus jeune obtenu sur l'échantillon BB16-14 de la même unité, pourra donc ce cas être associé à cet évènement. Pour l'unité de Beni Mezala, seulement des âges à environ 21 Ma sont obtenus sur des micas syn S2. L'âge exacte de la S2 est donc demeure inconnu mais il est compris entre 30 et 21 Ma.

- Ages permo-triasiques :

Concernant l'échantillon BB16-43, le grain de muscovite 1 donne un âge à 218.50 ± 8.76 Ma avec un spectre en escalier montant depuis les basses températures et le grain 2 donne un âge apparent plus élevé à 250.81± 5.86 Ma. L'allure en escalier du spectre signifie qu'un événement tardif perturbe les âges obtenus du Permien supérieur et du Trias inférieur.

Un âge à 205.93 ± 5.88 Ma a été obtenu sur l'échantillon BB16-46

La minéralogie associée à ces micas, dans les échantillons décrits indique des conditions métamorphiques probablement acquises dans le faciès des schistes verts ou à des conditions plus élevées.

Aucun âge Permo-triasique n'a été obtenu dans les formations sus-jacentes, ce qui laisse penser que seul le socle a été affecté par cet évènement ou bien que l'intensité de ce métamorphisme s'atténue dans la couverture sédimentaire et qu'il a été complètement effacé par la phase de métamorphisme postérieure.

VI.6 Synthèse

Les analyses structurales, pétrologiques et géochronologiques montrent que (Figure VI-35) :

1) Les unités de Federico sont affectées par une déformation (D2) caractérisée par une schistosité principale S2, associée à une phase de plissement isoclinal P2. Cette schistosité est orientée majoritairement NW-SE et pentée vers le SW dans les unités de Beni Mezala et de Boured, et vers le N dans les unités de Boquete d'Anjera et Tizgarine. L'événement (D2) est développé dans des conditions métamorphiques appartenant aux faciès des amphibolites de basse pression et de faciès des schistes verts. La schistosité S2 accompagne une phase de plissement P2 qui affecte une schistosité primaire S1 (D1), observée majoritairement dans l'unité de Beni Mezala, dans l'unité de Boured et dans la base de l'unité de Boquete d'Anjera. Cet évènement (D1) est acquis dans des conditions métamorphiques appartenant aux faciès des amphibolites de haute température et de moyenne à haute pression. Postérieurement à cette phase de déformation compressive (D2), une déformation extensive est marquée par

le développement des zones de cisaillement normales (D3), et des recristallisations les plus tardives. Toutes ces unités sont affectées par deux phases de plis, des plis de direction NW-SE à N-S et des plis de direction E-W (D4-D5).

2) Deux populations d'âge sont obtenues, des âges oligo-miocènes et des âges permo-triasiques. L'âge de (D1) est vers 30 Ma, tandis que l'âge de (D2) n'a pas été précisé et se situe entre 30 et 21 Ma. Les âges permo-triasiques sont associés à un métamorphisme de bas degré qui affecte les unités de Federico.

Les Sebtides supérieures ont été exhumées dans un contexte compressif depuis des conditions profondes appartenant aux faciès des amphibolites de moyenne à haute pression et haute température (D1) vers le niveau structural correspondant au sommet des Sebtides inférieures, dans des conditions appartenant aux faciès des amphibolites de basse pression et des schistes verts. L'ensemble des Sebtides a subi le même évènement (D2). Le contact entre les Sebtides inférieures et les Sebtides supérieures a été donc développé durant cet évènement compressif (D2). L'événement (D1) pourrait correspondre au chemin rétrograde de l'évènement de HP-BT décrit dans les mêmes unités au Nord (Bouybaouene 1993; Bouybaouène and Goffé, 2003). Postérieurement au métamorphisme général (D2), un évènement extensif (D3) affecte les unités de Federico et a dû permettre l'exhumation finale de ces unités vers le Miocène inférieur, cet évènement est contemporain à la mise en place des filons granitiques dans la base des Sebtides inférieures. La zone du contact entre les Sebtides supérieures et les Sebtides inférieures montre une élévation locale de température qui pourrait être lié à des fluides chauds. Ces fluides ont conduit probablement à la remise à zéro des âges des minéraux datés liés à la S1 et la S2, et ont favorisé la cristallisation des minéraux les plus tardifs associés à l'événement (D3). Par la suite, deux phases de raccourcissement affectent l'ensemble des unités métamorphiques de Federico (D4-D5), un raccourcissement NE-SW à E-W et un raccourcissement N-S.

Evolution tectono-métamorphique des Sebtides supérieures

		Beni Mezala	Boured	Boquete d'Anjera	Tizgarine
?	**Déformations tardives** (Chronologie non établie entre les Phases)	**- Plis tardifs** OSO-ENE, NS à NNO-SSE **-Failles normales** **- S3:** S/C structures extensives vers SO, N - M3 : Late chlorite: 225 à 400°C	**- Plis tardifs** E-O, NO-SE à N-S **- Failles normales** NW-SE à N-S **- Failles dextre** E-W	**- Plis tardifs** E-O, NO-SE à N-S	**- Plis tardifs** NO-SE et E-W
?	**E2-2** Structure principale Compressive schistes verts à amphiblolites de BP	**S2:** -S2: NO-SE, pendage vers NE. -S2 syn P2. **M2:** -Ms - Qtz-Pl- Ilm +/- Chl-Bt -Bt - Ilm- Ms - And- Qtz-Pl (440°-583°C et <0.4GPa, contact Sebtides inférieures).	**S2:** -S2: NO-SE, pendage vers NE. -S2 syn P2. **,M2:** - D1-2: Grt-Ilm-Ms-Qtz, Pl, (605-680°C et 1.05 à 1.3 GPa?) - Bt-Ms-Chl-Qtz-Pl-Ilm (370°-520°C et < 0.48 GPa)	**S2:** -S2: NO-SE à E-O. pendage vers SO ou S. **,M2:** - Bt-Ms-Chl-Qtz-Pl-Ilm (350°-520°C et < à 0.55GPa) base. - Chtd-Ms-Qtz-Cal-Chl (288 à 388 °C, P?), sommet.	**S2:** -S2: NO-SE à E-O, pendage vers SO ou S. **,M2:** -Ms-Qtz (P-T?)
Oligocène inférieur	**E2-1**	**S1, M1:** - Ky-Ilm-Ms-Qtz (P-T?) - St-Bt-Ky-Ilm-Ms-Pl-Qtz (620-650 °C et 0.6-0.9 Gpa, contact Sebtides inférieures).	**S1, M1:** - D1-1: Grt-Amph-Ky-Ilm-Ms-Qtz-Pl, (P-T?) ~30 Ma	**M1:** - Chtd-Ms-Qtz (P-T?)	
Trias	**E1**	**M0** Chl+Ms-Qtz+/- Grt +/-Bt 210 Ma-256 Ma			

Figure VI-35 : *synthèse des résultats structurales, métamorphiques et géochronologiques au sein des unités des Sebtides supérieures. Les abréviations des minéraux sont tirées de Kretz, (1983).*

CHAPITRE VII DISCUSSION GENERALE

Dans ce chapitre, les résultats obtenus dans ce travail sont synthétisés (Figure VII-1), et discutés dans le cadre de l'évolution de la chaîne Bético-Rifaine. L'ensemble des résultats sont intégrés dans un cadre géodynamique.

VII.1 Evolution varisque

VII.1.1 Evènement varisque dans le Rif

Les données pétrologiques et géochronologiques obtenues sur l'assemblage primaire des métapélites de l'unité de Beni Bousera confirment qu'un événement métamorphique varisque à HP-HT est préservé dans le Rif interne. Des conditions PT similaires ont été déjà décrites dans des lentilles basiques au sein de ces métapélites (Bouybaouène et al., 1998) et dans les métapélites (Montel et al., 2000). Dans l'unité de Filali, les conditions PT ont été estimées dans un assemblage relictuel à 670°C et 0.85 GPa dans les gneiss migmatitiques et 550°C avec une pression de0.55 GPa dans les micaschistes et attribuées à un gradient métamorphique de type barrovien (Gueydan et al., 2015). Les données géochronologiques provenant des métapélites de l'unité de Beni Bousera à ca. 281 ± 3 Ma confirment un âge très jeune pour cet événement métamorphique de HP-HT. Des âges similaires à 284 ± 27 et 286–264 Ma ont été trouvé par Montel et al. 2000 et Melchiorre et al. 2017 au sein de ces mêmes unités. Une fusion partielle à ca. 300 Ma (Rossetti et al., 2010) et une intrusion de granites calco-alcalins à 281 Ma (Olivier et Paquette, 2018) ont accompagné cet événement métamorphique. Il est donc très probable que les unités des Sebtides inférieures ont eu une évolution métamorphique commune au cours du Carbonifère supérieur - Permien inférieur, reflétant d'abord un épaississement lithosphérique dû à une collision continentale et une fusion de la croûte continentale, suivi d'intrusions granitiques tardi-orogéniques. Ces données correspondent également à l'événement varisque attribué au Carbonifère supérieur dans les unités Ghomarides sur la base de données stratigraphiques, structurales et métamorphiques (Chalouan et Michard, 1990).

VII.1.2 Corrélation avec les Bétiques

Dans les Cordillères Bétiques, un événement varisque a également été identifié dans les unités Alpujarrides (équivalent des Sebtides). Dans les orthogneiss du complexe de Torrox, Zeck et Whitehouse (1999) ont rapporté un âge de 285 ± 5 Ma U/Pb sur zircon, interprété comme l'âge du magmatisme de la roche mère. Dans l'unité des migmatites de Guadaiza située sous les péridotites de Ronda, Acosta-Vigil et al. (2014) ont daté l'anatexie à ~ 290-280 Ma par la méthode SHRIMP U/Pb sur zircon. Dans les

gneiss migmatitiques de l'unité Jubrique, Massonne , 2014 a obtenu un âge à 287 ± 9 Ma dans une monazite en inclusion dans le cœur du grenat, calibré à des conditions de PT dans un faciès granulitique autour de 0,7 GPa et 800 °C. Dans les granulites de l'unité Jubrique, Ruiz Cruz et Sanz de Galdeano, (2014) ont obtenu par la méthode de datation U/Pb SHRIMP sur zircon, deux pics d'âge à 330 ± 9 Ma et 265 ± 4 Ma, reflétant respectivement un métamorphisme varisque et une anatexie tardi-varisque. D'autre part, dans les orthogneiss du complexe Nevado-Filábride, Gómez-Pugnaire et al. (2012) ont obtenu un âge de 285 ± 3 Ma par datation U/Pb SHRIMP sur zircon et Ruiz-Cruz et Sanz de Galdeano, 2017 un âge à 286 ± 3 Ma par U-Pb sur zircon, interprété comme la mise en place de leucogranites par fusion partielle de la croûte continentale. Ainsi, une phase de fusion partielle significative est globalement identifiée dans la Cordillère Bétique au cours du Permien inférieur.

VII.1.3 Correlation avec d'autres segments varisques :

Dans le nord de l'Algérie (Kabylie, Edough), des événements varisques ont été également décrits. Dans les massifs *kabyles*, un événement métamorphique dans le faciès schiste vert a été daté entre 314 Ma et 295 Ma (^{40}Ar-^{39}Ar sur micas ; Monié et al., 1988). Un événement magmatique majeur lié à une fusion partielle au cours du dernier stade de l'épaississement de la croûte a été daté à 278 ± 3 Ma (U-Pb sur zircon ; Peucat et al., 1996). Dans le massif de l'*Edough*, un épisode magmatique caractérisé par la mise en place de leucogranites a été daté à 308 ± 7 Ma (Bruguier et al., 2009).

Dans la Meseta orientale au Maroc, les granitoïdes syntectoniques ont été mis en place vers 320-300 Ma (Diot et Bouchez, 1991 ; El Hadi et al., 2003). Dans la Meseta occidentale, les événements de compression ont été datés de 310 à 295 Ma dans le massif de Rehamna suivis par la mise en place de granitoïdes syntectoniques de 295 à 280 Ma (Chopin et al. 2014).

Plus au Sud de la Meseta dans l'*Anti-Atlas*, une déformation compressive postérieure a été décrite (Michard et al., 2008 et références). Des datations K-Ar sur micas des formations métamorphiques d'âge Cambrien et des granites ont donné des âges entre 357 ± 9 Ma à 291 ± 7Ma (Bonhomme and Hassenforder, 1985 ; Soulaimani and Piqué, 2004) interprétés comme l'âge de la déformation compressive varisque qui affecte la chaîne Anti-Atlasique affecte des formations d'âge.

La chaîne des *Mauritanides* qui affleure au sud du Maroc, au Sénégal, au Mali et en Mauritanie contient également des vestiges de la déformation et du métamorphisme varisque. Des lentilles éclogitiques ont été datées par la méthode Sm-Nd à 330 Ma (Le Goff et al., 2001). Un évènement métamorphique associé à une déformation compressive est daté entre 330 et 270 Ma par la méthode K-Ar et ^{39}Ar-^{40}Ar sur micas (Dallmeyer & Villeneuve, 1987; Dallmeyer & Lécorché, 1989; Burg et al., 1993; Villeneuve, 2008; Caby & Kienast, 2009).

De même, dans les Appalaches d'Amérique du Nord, la compression de la chaîne alléghanienne a eu lieu durant le Carbonifère supérieur- Permien inférieur (Hatcher, 2010), associée à un métamorphisme, une fusion partielle et des intrusions granitiques syntectoniques vers 300-280 Ma (Hatcher, 2002 ; Hermes et Murray, 1988 ; Walsh et al., 2007).

Dans la chaîne varisque européenne, l'arc ibérique s'est développé suite à un raccourcissement durant le Carbonifère supérieur (Gutiérrez-Alonso et al., 2011, 2012). Une compression a eu lieu le long de la marge nord du domaine armoricain central (Lacquement et al., 2005 ; Ballèvre et al., 2009), en même temps, le massif central a été affectée par un épisode d'extension et la mise en place des intrusions magmatiques syntectoniques (Faure, 1995 ; Faure et al., 2009, et références).

Le contexte tectonique de compression et d'épaississement crustal observés dans la ceinture du Rif et plus généralement dans les Variscides nord-africaines et dans la chaîne alléghanienne au cours du Carbonifère supérieur et Permien inférieur est clairement différent de celui de la ceinture varisque européenne, qui est marquée par un contexte transpressif au Carbonifère supérieur qui évolue en extension et un amincissement crustal au Permien inferieur (Chopin et al., 2014 ; Edel et al., 2018).

VII.2 Evolution alpine :

VII.2.1 Evènement compressif Oligocène (E2) :

Les unités des Sebtides inférieures sont affectées par un métamorphisme caractérisé par un gradient de MP-HT à BP-HT développé au cours du Chattien inférieur entre 29 et 26 Ma. Ce métamorphisme est lié à une tectonique compressive associée à des plis P2 et une schistosité S2 (E1) (Figure VII-1).

Les unités de Sebtides supérieures ont été exhumées dans un contexte compressif depuis des conditions plus profondes appartenant aux faciès des amphibolites de moyenne à haute pression et haute température (E2-1) vers faciès des amphibolites de basse pression et des schistes verts (E2-2) et ils se trouvent au même niveau que le sommet des Sebtides inférieures entre 30 et 25 Ma. Les contacts entre les Sebtides inférieures et les Sebtides supérieures et entre les unités de Sebtides supérieures ont été donc développés durant cet évènement compressif (E2) (Figure VII-1). Les Sebtides supérieures et inférieures dans le secteur de Beni Bousera, ont donc subi une histoire commune au cours du Chattien inférieur.

On déduit que la foliation majeure associée à l'évènement E2 est alpine ; (1) elle affecte les terrains permiens des Sebtides supérieures et (2) les âges obtenus sur la foliation générale sont alpins. Ce qui est en désaccord avec les résultats de Rossetti

et al 2020, qui assument que la foliation générale dans les Sebtides inférieures est varisque.

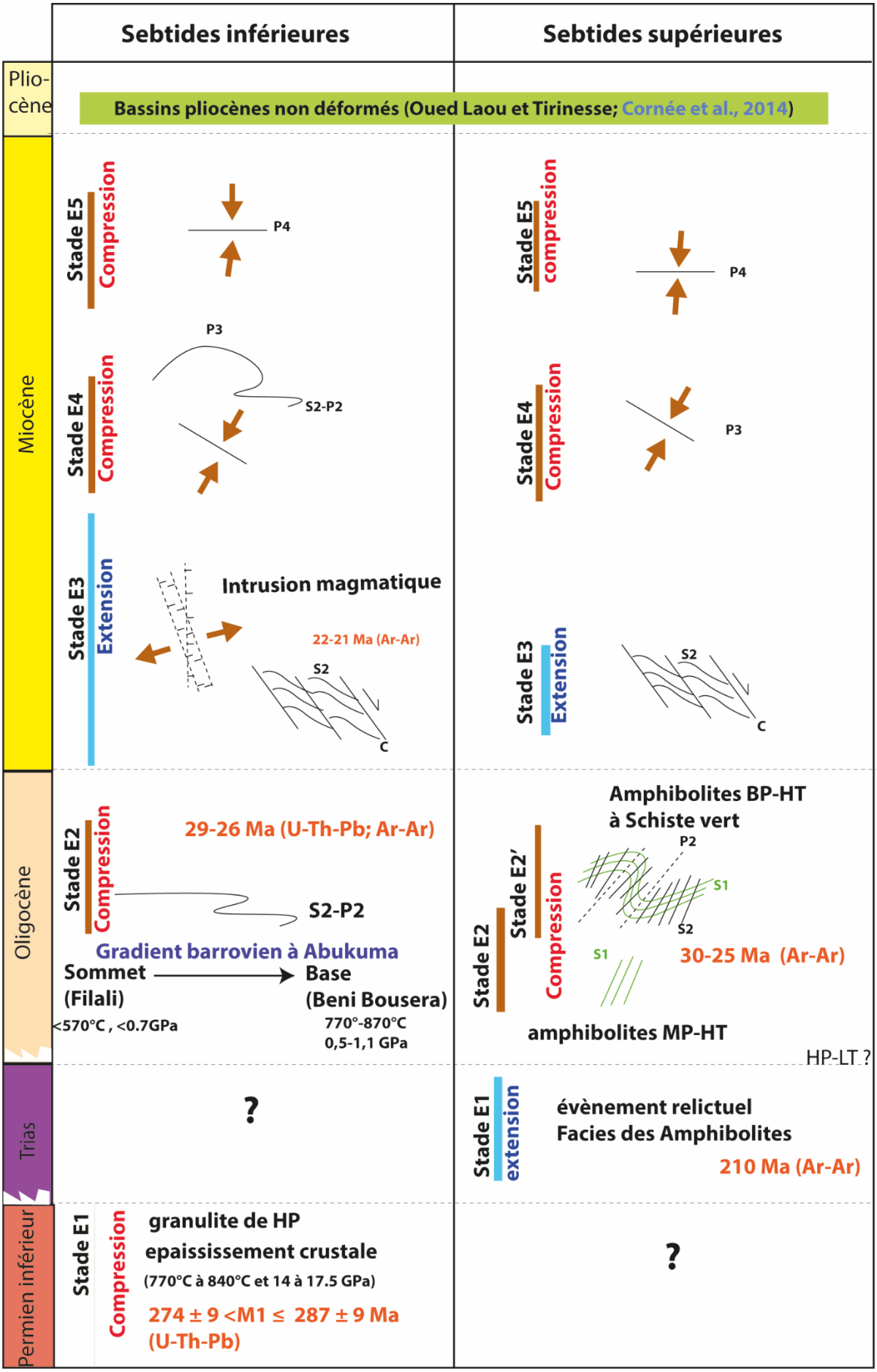

Sebtides inférieures
Sebtides supérieures
Plio-cène
Bassins pliocènes non déformés (Oued Laou et Tirinesse; Cornée et al., 2014)
Miocène
Stade E5 Compression
P4
Stade E4 Compression
P3
S2-P2
Stade E3 Extension
Intrusion magmatique
22-21 Ma (Ar-Ar)
S2
C
Stade E5 compression
P4
Stade E4 Compression
P3
Stade E3 Extension
S2
C
Oligocène
Stade E2 Compression
29-26 Ma (U-Th-Pb; Ar-Ar)
S2-P2
Gradient barrovien à Abukuma
Sommet (Filali)
Base (Beni Bousera)
<570°C , <0.7GPa
770°-870°C
0,5-1,1 GPa
Amphibolites BP-HT
à Schiste vert
Stade E2
Stade E2'
Compression
P2
S1
S2
S1
30-25 Ma (Ar-Ar)
amphibolites MP-HT
HP-LT ?
Trias
?
Stade E1 extension
évènement relictuel
Facies des Amphibolites
210 Ma (Ar-Ar)
Permien inférieur
Stade E1
Compression
granulite de HP
epaississement crustale
(770°C à 840°C et 14 à 17.5 GPa)
274 ± 9 <M1 ≤ 287 ± 9 Ma
(U-Th-Pb)
?

Figure VII-1 : *récapitulatif des différents évènements affectant les Sebtides dans le secteur de Beni Bousera.*

L'événement (E2-1) pourra être attaché hypothétiquement au chemin rétrograde à partir d'un évènement de HP-BT décrit dans les mêmes unités au Nord (Bouybaouène, 1993 ; Bouybaouène and Goffé, 2003). L'évènement E1 enregistré dans les micaschistes de l'unité de Filali n'est pas daté, il est possiblement synchrone de l'événement E1 enregistré dans les Sebtides supérieures, mais il est possible que cet évènement soit varisque (e.g Gueydan et al 2015). Des résultats similaires concernant l'événement majeur E2 ont été obtenus sur les Sebtides inférieures dans les zones internes qui affleurent dans le secteur de Cabo Negro et la péninsule de Ceuta (Homonnay et al., 2018 ; Homonnay, 2019). Ces auteurs indiquent qu'un événement métamorphique E2 compressif de MP-HT à BP-HT, affecte l'ensemble des Sebtides inferieures à environ 29 Ma et postulent que l'âge du métamorphisme des Sebtides supérieures de HP-BT est contemporain de l'événement E2 qui affecte les Sebtides inférieures. Nos résultats à Beni Bousera montrent qu'à environ 30-25 Ma, toutes les Sebtides sont affectées par l'événement de MP-HT à BP-HT. L'évènement de HP-BT est donc probablement plus vieux que 30 Ma.

VII.2.2 Extension Oligocène supérieur-Miocène inférieur (E3) :

Après l'évènement compressif E2, l'ensemble des Sebtides a été exhumé dans un contexte tectonique en extension. La base des Sebtides a enregistré un léger réchauffement au cours de l'exhumation dans le champ des granulites de BP-HT. Dans ce travail nous démontrons que cet évènement a eu lieu entre 26 et 22 Ma. Ensuite toutes les unités ont été stabilisées dans les conditions des schistes verts à 22-21 Ma (Figure VII-1).

Le massif de Beni Bousera est recoupé par un réseau de filons granitiques et affecté par plusieurs zones de cisaillement ductiles normales sur toutes les Sebtides. Des analyses structurales, pétrologiques et des datations ^{39}Ar-^{40}Ar montrent que ces filons granitiques sont injectés dans un système de failles conjuguées de direction ONO-ESE. Ces failles sont générées sous un régime tectonique en extension de direction NNE-SSO (en coordonnées actuelles) à ≈ 21 Ma. Cette déformation est observée au sommet des Sebtides marquée par des zones de cisaillement normales orientées ONO-ESE à NO-SE sous un régime tectonique en extension de direction NNO-SSE (en coordonnées actuelles) daté entre ≈ 22 et 20 Ma. Ce type de déformation est observé également dans les Sebtides supérieures plus tardivement que l'évènement E2. Les données paléomagnétiques existant dans le massif de Beni Bousera montrent que cette dernière a subi une rotation antihoraire de 76° ± 13° durant le Miocène inférieur (Saddiqi et al., 1995). Combinant ces données, l'extension ≈ N-S (en coordonnées actuelles) qui a accompagné l'évolution du domaine d'Alboran pendant le Miocène inférieur - Oligocène supérieur a été orientée ≈ ONO-ESE à E-O.

Au moment de l'extension, les péridotites étaient déjà structuralement couplées à la croute continentale et elles ont été exhumées vers la surface durant cet évènement extensif.

Dans le secteur de Cabo Negro et dans la péninsule de Ceuta du Rif interne (Romagny 2014 ; Homonnay 2019) une déformation similaire a été mise en évidence. Dans la péninsule de Ceuta, un événement extensif s'est développé à la limite entre le faciès amphibolite et le faciès schiste vert (400-550 °C et 1-3 kbar). Cette phase d'extension a également contribué à l'exhumation finale des unités métamorphiques au cours du Miocène inférieur (Homonnay et al., 2018).

Cet évènement extensif s'est produit lors de l'ouverture des bassins sédimentaires de Fnideq et de Sidi Abdeslam de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur (El Kadiri et al., 2006; Feinberg and Olivier, 1990; Hlila et al., 2008; Ouazzani-Touhami and Chalouan, 1995; Serrano et al., 2007b).

Dans les zones interne de la chaîne bétique, les Nevado-Filabrides, les Alpujarrides et les Malaguides sont séparées par des zones de cisaillement normales (par exemple, García-Dueñas et al., 1992 ; Jabaloy et autres, 1992 ; Lonergan et Platt, 1995; Augier et autres, 2005b ; Platt et al., 2013).

En Bétique occidentale, l'exhumation de l'unité des Alpujarrides s'est produite au Miocène inférieur (22 à 18 Ma) selon une direction ≈N-S à NNE-SSW (coordonnées actuelles) dans un contexte extensif (Monié et al., 1994 ; Crespo-Blanc, 1995 ; Platt et al., 2006 ; Esteban et al., 2013). L'exhumation tardive des Alpujarrides est également synchrone avec le développement en extension des bassins l'Aquitano-Burdigalien en discordance sur le complexe Alpujarride (Serrano et al., 2006, Serrano et Guerra-Merchán, 2007) et avec le développement de l'extension dans le bassin d'Alboran (Do Couto et al., 2016).

Les données paléomagnétiques et les reconstructions cinématiques suggèrent que les Bétiques occidentales ont été soumises à une rotation horaire de ≈53° depuis le Miocène inférieur (Crespo-Blanc et al., 2016). Dans ce cas, l'extension durant le Miocène inférieur était orientée ≈WNW et vers le NW-SEt.

Dans les Bétiques centrales et orientales, l'exhumation du complexe de Nevado-Filabride s'est produite entre le Miocène inférieur et le Miocène supérieur (i.e., de Jong, 1991 ; Monié et al., 1991 ; Platt et al, 2005 ; Augier et al., 2005a ; Vazquez et al., 2011) contrôlé par une extension régionale ≈ E-W (coordonnées actuelles) (Jabaloy et al., 1992 ; Martínez-Martínez, 2006) évoluant progressivement à NW-SE, puis à N-S (coordonnées actuelles) à la fin du Tortonien (Augier et al,2013). Cette extension a également permis de contrôler la formation des bassins intra-montagneux en extension dans les Betiques orientales, dans la zone des Nevado-Filabrides (Augier et al., 2013). Les données paléomagnétiques et les reconstructions cinématiques suggèrent que les Bétiques centrales ont été soumises à une rotation horaire de près

de 12° depuis le Miocène supérieur (Crespo-Blanc et al., 2016). Cette extension a alors été d'abord orientée ENE-WSW et s'est progressivement déplacée vers le NNW/SSE.

VII.2.3 Compressions post-Miocène inférieur et anté-Pliocène (E4 et E5).

Suite à l'événement extensif (E3), des événements compressifs majeurs ont été reconnus dans la région de Beni Bousera () : une phase de raccourcissement associée à l'antiforme NW-SE Beni Bousera (Reuber et al.,1982), et une phase de raccourcissement proche de N-S, attestée par les plis E-W et par des failles senestres NE/SW et des failles dextres NW/SE (Romagny, 2014). Ces deux phases de compression affectent toutes les Sebtides dans le secteur de Beni Bousera.

A l'échelle du Rif interne, le premier événement de compression a produit des plis ouverts à l'échelle régionale comme les antiformes de Beni Mezala et de Beni Bousera. Cette phase de compression affecte toutes les Sebtides dans la partie nord du Rif interne (Chalouan, 1986 ; Vitale et al., 2014, 2015 ; Homonnay et al., 2018 ; Homonnay, 2019). Ces plis sont orientés N-S dans la région de Beni Mezala au nord et NW dans la région de Beni Bousera au sud dessinant une forme arquée (Chalouan, 1986 ; Vitale et al., 2014, 2015 ; Homonnay et al., 2018 ; Homonnay, 2019).

L'âge exact des événements compressifs tardifs est peu contraint, en raison du manque de marqueurs sédimentaires précis et de données géochronologiques. L'intervalle de temps pour ces événements est post-Burdigalien (âge des sédiments plissés les plus jeunes dans les bassins de Fnideq et de Sidi Abdeslam ; Hlila et al., 2008) et antérieur au Zancléen inférieur (âge des sédiments non plissés les plus anciens dans le bassin de Tirinesse ; Cornée et al., 2014 ; Saji and Chalouan, 1995).

A l'échelle de l'arc de Gibraltar, depuis le Tortonien, l'ensemble de l'arc a été soumis à un régime de contrainte compressive N-S à NNW-SSE (Martínez- Martínez, 1997 ; Comas et Soto, 1999). Cette importante compression a été enregistrée dans les Bétiques orientales (par exemple, Weijermars et al., 1985 ; Galindo-Zaldívar et al., 1993 ; Augier et al., 2013 ; Do Couto, 2014), et dans les Bétiques occidentale (par exemple Crespo-Blanc et al., 2016). Cet événement de compression est également reconnu en mer dans le bassin d'Alboran où il résulte d'un plissement WSW-ENE (Chalouan et al., 1997, 2006 ; Mauffret et al., 2007 ; Crespo-Blanc et al., 2016 ; Do Couto et al., 2016 ; Estrada et al., 2016).

I.1 Implications géodynamiques

VII.2.4 Evolution varisque

De nouvelles données pétrologiques et géochronologiques obtenues dans le Rif interne, complétées par des données bibliographiques, montrent que le Rif, les Bétiques, les Kabyles et le massif d'Edough, correspondent à des domaines en raccourcissement au cours du Carbonifère supérieur-Permien inférieur. Ce contexte de compression est également enregistré dans la Meseta marocaine et au sud-ouest

du Maroc dans la ceinture mauritanienne et peut être corrélé aux Appalaches avec la phase alléghanienne. Tous ces segments orogéniques font partis des Variscides nord-africaines construits à la marge nord-ouest du Gondwana en réponse à la convergence avec la Laurentia (voir Edel et al., 2018 ; Chopin et al ., 2014 ; Stampfli et Borel, 2002 ; Stampfli et Borel, 2002 ; von Raumer et al., 2003 ; voir Edel et al., 2018 pour une revue ; Figure VII-2). Le contexte tectonique de compression et d'épaississement crustal, observés dans la ceinture du Bético-Rifaine et plus généralement dans les Variscides nord-africains au cours du Permien inferieur, est clairement différent de celui de la ceinture varisque européenne, qui est marquée par un contexte d'extension et un amincissement crustal au cours de la même période.

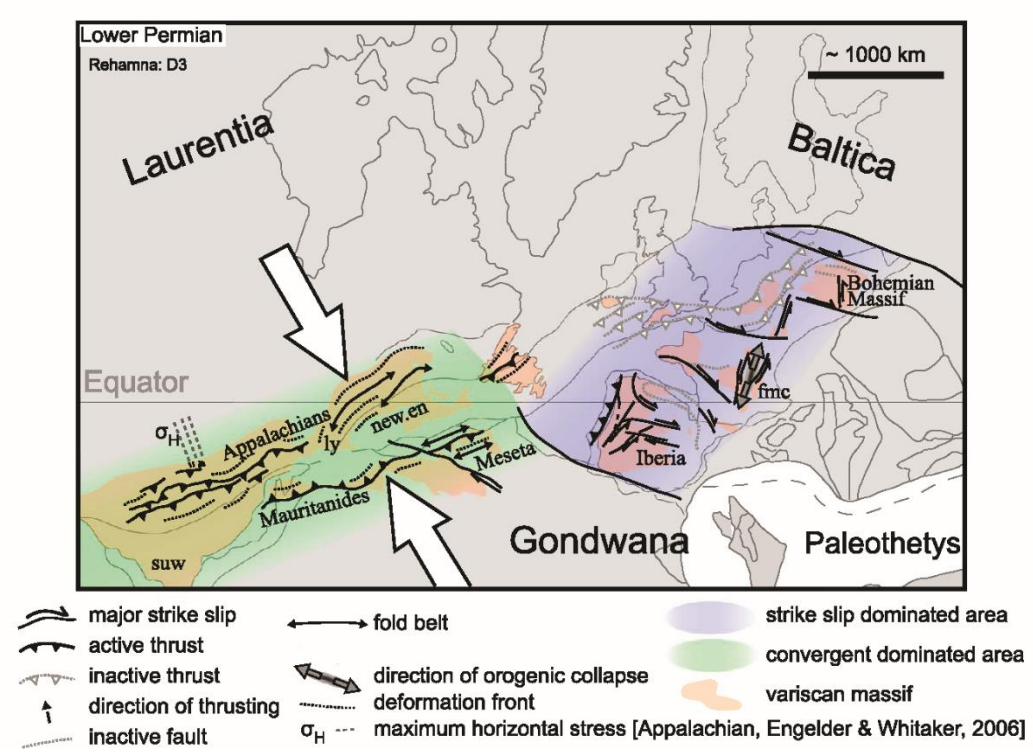


Figure VII-2 : *Reconstitution du cadre de l'orogenèse varisque au Pérmien inférieur (d'après Chopin et al ., 2014), Reconstitutions paléogéographiques à 280 Ma après Cocks et Torsvik (2006), structures tectoniques en L'Amérique du Nord après Hatcher (2010). Abréviations : Français Central (fmc), New England (new.eng).*

La rotation antihoraire de Laurasie au Permien inferieur a généré une partition de la déformation à l'échelle globale, une extension généralisée affectant la chaîne Varisque d'Europe alors qu'un raccourcissement important continue dans la chaîne varisque au nord de l'Afrique, et dans les Appalaches (Edel et al 2018).

VII.2.5 Evolution alpine

L'évènement compressif D2 est lié à l'évolution de la plaque supérieure dans le cadre d'une subduction. L'extension à l'Aquitanien décrite dans le Rif et dans les Betiques (García-Dueñas et al., 1992 ; Galindo-Zaldívar et al, 1993 ; Saji et Chalouan, 1995 ;

Romagny, 2014) est contemporaine de l'ouverture du bassin de l'arrière-arc d'Alboran qui s'est développé depuis l'Oligocène en réponse au retrait de la plaque plongeante vers l'ouest (Comas et Soto, 1999 ; Martínez-García et al., 2011). Dans ce contexte, l'amincissement de la croûte (Figure VII-3a), la décompression et le transfert de chaleur de l'asthénosphère ont déclenché la fonte partielle des formations crustales situées sous les péridotites suivies d'une intrusion magmatique dans les péridotites et dans les unités crustales au-dessus (Rossetti et al., 2013). Cet amincissement de la croûte qui est associé à des zones de cisaillement ductiles et à des failles normales, est également responsable de l'exhumation tardive des Sebtides-Alpujarrides. Du Miocène inférieur au Miocène moyen, l'Arc de Gibraltar a été soumis à des phases de compressions qui ont eu pour conséquence la formation d'un prisme orogénique avec la poussée des zones internes vers le bassin de Rharb et les bassins du Guadalquivir et le rétrochevauchement des zones internes vers le bassin d'Alboran (Chalouan et al., 2008) (Figure VII-3b). Dans ce scénario, le raccourcissement perpendiculaire à l'arc est la conséquence de la collision entre le domaine d'Alboran, attribué à la plaque supérieure du complexe de subduction, les nappes de Flysch et le domaine externe qui correspondent respectivement au prisme d'accrétion et à la paléomarge de la plaque inférieure (Figure VII-3b). Au cours du Miocène supérieur, un évènement compressif N-S à NNW-SSE induit un raccourcissement de l'arc de Gibraltar, contrôlé uniquement par la convergence Europe-Afrique, ce qui a par conséquent radicalement modifié sa géométrie (Crespo-Blanc et al., 2016) (Figure VII-3c).

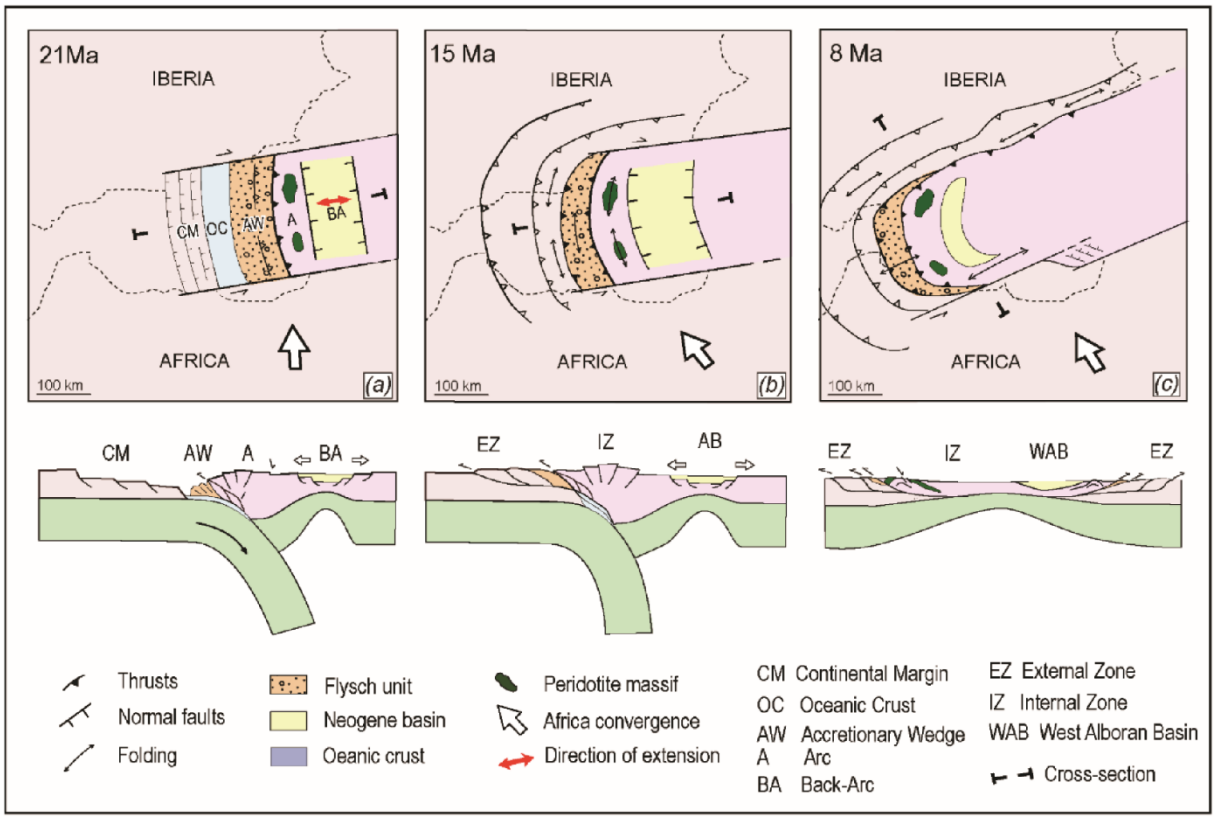


Figure VII-3 : *Schéma montrant l'évolution paléogéographique au Neogène dans le bassin d'Alboran (carte et coupe transversale) adapté des reconstructions de Do Couto et al (2016), Crespo-Blanc et al (2016) et Jolivet et al (2019). Les sections transversales (a) et (b) sont orientées E-O tandis que la section transversale (c) est orientée N-S.*

CONCLUSION

Les principaux résultats de ce travail sont la mise en évidence des évènements suivants :

1) Un événement varisque D1 de HP-HT affecte l'unité de Beni Bousera à la base des Sebtides inférieure à 281 ± 3Ma. Ce contexte tectonique de compression et l'épaississement crustal, observés dans la ceinture du Rif et corrélés avec les Bétiques est observé plus généralement dans les variscides nord-africains et dans les Appalaches. Ce contexte est clairement différent de celui de la ceinture varisque européenne, qui est marquée par un contexte d'extension et un amincissement crustal au cours de la même période. Le Rif fait partie des Variscides nord-africains construits à la marge nord-ouest du Gondwana en réponse à la convergence de cette dernière et la Laurentia.

2) Un événement D2 entre 29 to 26 Ma de MP-HT affecte l'ensemble des Sebtides. Il est interprété comme résultat de l'évolution de la plaque supérieure d'une zone de subduction. L'évènement alpin enregistré à la base des Sebtides inférieures est caractérisé par un chemin prograde marqué par un réchauffement très important UHT-BP, évoluant en facies schistes verts. De telles conditions reflètent un fort amincissement et un réchauffement de la croûte entre 26 et 22 Ma. Cet évènement s'accompagne d'une fusion partielle et de la mise en place des filons de granites à la base de ces unités au début du Miocène à l'entour de 22-21 Ma. Ces derniers ont enregistré une extension E-O liée à l'ouverture du bassin d'Alboran en arrière-arc. Au moment de l'extension, les péridotites sont exhumées au moins au niveau de la transition fragile-ductile.

3) Du Miocène inférieur au Miocène supérieur, l'Arc de Gibraltar est affecté par deux phases de raccourcissement majeures, une phase de raccourcissement NE-SW à E-W liée à la collision entre les zones internes et les zones externes et une phase de raccourcissement N-S qui a induit un resserrement de l'arc contrôlé par la convergence Europe-Afrique qui a modifié radicalement sa géométrie.

Ce travail ouvre des voies pour d'autres investigations :

- Dater l'évènement D1 au sein des micashistes de Filali, il est préférable de réaliser ces datations sur des inclusions dans les cristaux de grenat et de staurotide.

- Réaliser des datation U-Th-Pb sur l'unité de Boured intercalée dans les Sebtides supérieures, il est aussi préférable de dater des inclusions des grenats

afin de déterminer l'âge exacte de l'évènement syn-S1 enregistré dans les Sebtides supérieures à Beni Bousera.

- Faire des études pétrographiques plus poussées sur les pyroxénites qui ont données des âges à 25 Ma dans les péridotites, et corréler les conditions trouvées à ceux de l'évènement alpin enregistré dans les unités crustales à la même période.

- Le Rif est un excellent endroit pour étudier le comportement des chronomètres dans un contexte tectono-métamorphique polyphasé.

Références

Afiri, A., Gueydan, F., Pitra, P., Essaifi, A., Précigout, J., 2011. Oligo-Miocene exhumation of the Beni-Bousera peridotite through a lithosphere-scale extensional shear zone. Geodin. Acta 24, 49–60. https://doi.org/10.3166/ga.24.49-60

Agard, J., Destombes, J., Milliard, Y., 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 246, 2778–2780.

Agard, P., Jullien, M., Goffé, B., Baronnet, A., Bouybaouène, M., 1999. TEM evidence for high-temperature (300°C) smectite in multistage clay-mineral pseudomorphs in pelitic rocks (Rif, Morocco). Eur. J. Mineral. 11, 655–668. https://doi.org/10.1127/ejm/11/4/0655

Aghzer, A.M., Haissen, F., 2005. High-pressure granulite event in the Filali Unit (Beni Bousera Massif, Morocco): implications for an early Variscan matamorphic evolution. Geogaceta 38, 267–270.

Aghzer, A.M., Haissen, F., Afiri, A., 2005. Migmatization of the basal paragneisses of the Filali Unit (Beni Bousera Massif, Morocco) during polyphase extensional tectonics. Geogaceta 38, 263–266.

Ahmamou, M., Chalouan, A., 1988. Distension synsédimentaire plio-quaternaire et rotation anti-horaire des contraintes au Quaternaire ancien sur la bordure nord du bassin du Saïss (Maroc). Inst. Sci. Rabat 12, 19-26.

Allègre, C.., Turcotte, D.., 1986. Implications of a two-component marble-cake mantle. Nature 323, 123–127.

Allerton, S., Lonergan, L., Platt, J.P., Platzman, E.S., McClelland, E., 1993. Palaeomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, southern Spain. Earth Planet. Sci. Lett. 119, 225–241. https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90135-V

Allmendinger, R.W., 2016. Stereonet 9.5 1–45.

Allmendinger, R.W., Cardozo, N., Fisher, D., 2012. Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors. Cambridge Cambridge Univ. Press.

Álvarez-Valero, A.M., Jagoutz, O., Stanley, J., Manthei, C., Maz, A. El, Moukadiri, A., Piasecki, A., 2014. Crustal attenuation as a tracer for the emplacement of the Beni Bousera ultramafic massif (Betico-Rifean belt). Bull. Geol. Soc. Am. 126, 1614–1624. https://doi.org/10.1130/B31040.1

Andrieux, J., Mattauer, M., 1963. Sur la présence de roches vertes à la base des nappes « ultra » du Rif. somm. Soc. geol. Fr. 7, 213–215.

Angelier, J., Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. géol. Fr. XIX, 1309–1318.

Arslan, A., Passchier, C.W., Koehn, D., 2008. Foliation boudinage. J. Struct. Geol. 30, 291–309. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.11.004

Atrassi, F. EL, Brunet, F., Bouybaouène, M., Chopin, C., Chazot, G., 2011. Melting textures and microdiamonds preserved in graphite pseudomorphs from the Beni

Bousera peridotite massif, Morocco. Eur. J. Mineral. 23, 157–168. https://doi.org/10.1127/0935-1221/2011/0023-2094

Augier, R., Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., Robin, C., Booth-Rea, G., 2005. Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): In situ40Ar/39AR ages and P-T-d-t paths for the Nevado-Filabride complex. J. Metamorph. Geol. 23, 357–381. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00581.x

Azañón, J.M., Crespo-Blanc, A., 2000. Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain). Tectonics 19, 549–565. https://doi.org/10.1029/2000TC900005

Azdimousa, A., 1999. Géodynamique et exhumation des bordures méridionales de la mer d'Alboran entre le massif de Béni Bouzera et le Cap des Trois Fourches (Rif, Maroc). Apports de la méthode d'analyse par traces de fission. Thèse Doctorat d'État, Oujda (Maroc).

Azdimousa, A., Bourgois, J., Poupeau, G., Vázquez, M., Asebriy, L., Labrin, E., 2014. Fission track thermochronology of the Beni Bousera peridotite massif (Internal Rif, Morocco) and the exhumation of ultramafic rocks in the Gibraltar Arc. Arab. J. Geosci. 7, 1993–2005. https://doi.org/10.1007/s12517-013-0924-3

Azdimousa, A., Jabaloy-Sánchez, A., Talavera, C., Asebriy, L., González-Lodeiro, F., Evans, N.J., 2019. Detrital zircon U-Pb ages in the Rif Belt (northern Morocco): Paleogeographic implications. Gondwana Res. 70, 133–150. https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.12.008

Bakker, H.E., de Jong, K., Helmers, H., Biermann, C., 1989. The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (south-east Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry. J. Metamorph. Geol. 7, 359–381. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1989.tb00603.x

Banda, E., Ansorge, J., 1980. Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. Geophys. J. Int. 63, 515–532. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02635.x

Banda, E., Ansorge, J., Boloix, M., Córdoba, D., 1980. Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (Western Mediterranean). Earth Planet. Sci. Lett. 49, 219–230. https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90066-7

Banda, E., Gallart, J., García-Dueñas, V., Dañobeitia, J.J., Makris, J., 1993. Lateral variation of the crust in the Iberian peninsula: New evidence from the Betic Cordillera. Tectonophysics 221, 53–66. https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90027-H

Barich, A., Acosta-Vigil, A., Garrido, C.J., Cesare, B., Tajčmanová, L., Bartoli, O., 2014. Erratum: Corrigendum to "Microstructures and petrology of melt inclusions in the anatectic sequence of Jubrique (Betic Cordillera, S Spain): Implications for crustal anatexis" (Lithos (2014) 206–207 (303–320) (S0024493714002709) (10.1016/j.lithos.2014.08. Lithos 264, 596. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.08.033

Baudelot, S., Bouhdadi, S.D., Durand-Delga, M., 1984. Datation palynogique du Trias

moyen au sein des grès rouges “permo-triasiques” des environs de Tétouan (Rif septentrional, Maroc). Acad Sci Paris 2, 1061-1068,.

Beccaluva, L., Bianchini, G., Natali, C., 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 123, 218–224. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.01.007

Behr, W.M., Platt, J.P., 2012. Kinematic and thermal evolution during two-stage exhumation of a Mediterranean subduction complex. Tectonics 31. https://doi.org/10.1029/2012TC003121

Bernard-Griffiths, J., Kornprobst, J., 1977. Ages des gneiss du Hacho de Ceuta: un évènement thermique hercynien dans la zone interieure de Rif. RAST Rennes Abstr. 64.

Berndt, T., Ruiz-Martínez, V.C., Chalouan, A., 2015. New constraints on the evolution of the Gibraltar Arc from palaeomagnetic data of the Ceuta and Beni Bousera peridotites (Rif, northern Africa). J. Geodyn. 84, 19–39. https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.09.014

Bessière, E., 2019. Evolution géodynamique des zones internes des Cordillères Bétiques (Andalousie, Espagne): apport d’une étude pluridisciplinaire du complexe Alpujarride. Université d’Orléans.

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. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.02.024

Bird, P., 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau. J. Geophys. Res. 84, 7561–7571. https://doi.org/10.1029/JB084iB13p07561

Blanco, M.J., 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. https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90025-F

Blichert-Toft, J., Albarède, F., Kornprobst, J., 1999. Lu-Hf isotope systematics of garnet pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: Implications for basalt origin. Science (80-.). 283, 1303–1306. https://doi.org/10.1126/science.283.5406.1303

Bodinier, J.-L., Morten, L., Puga, E., Diaz de Federico, A., 1987. Geochemistry of metabasites from the Nevado-Filabride complex, betic cordilleras, Spain: Relics of a dismembered ophiolitic sequence. Lithos 20, 235–245. https://doi.org/10.1016/0024-4937(87)90011-9

Bokelmann, G., Maufroy, E., Buontempo, L., Morales, J., Barruol, G., 2011. Testing oceanic subduction and convective removal models for the Gibraltar arc: Seismological constraints from dispersion and anisotropy. Tectonophysics 502, 28–37. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.08.004

Bouillin, J.., Delga, D., M Gelard, J.., Leikine, M., Raoult, J., FRaymond, D., Tefiani, M., Vila, J.M., 1970. Définition d’un Flysch Massylien et d’un Flysch Maurétanien au sein des Flysch Allochtones de l’Algérie. Comptes Rendus - Acad. des Sci. 270, 2249–2252.

Bouillin, J.P., 1986. Le “bassin maghrebin”; une ancienne limite entre l’Europe et l’Afrique a l’ouest des Alpes. Bull. la Soc. Geol. Fr. II, 547–558. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.ii.4.547

Bourdelle, F., Cathelineau, M., 2015. Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T–R2+ –Si diagram. Eur. J. Mineral. 27, 617–626. https://doi.org/10.1127/ejm/2015/0027-2467

Bourdelle, F., Parra, T., Chopin, C., Beyssac, O., 2013. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. Contrib. to Mineral. Petrol. 165, 723–735. https://doi.org/10.1007/s00410-012-0832-7

Bourgois, J., Mauffret, A., Ammar, A., Demnati, A., 1992. Multichannel seismic data imaging of inversion tectonics of the Alboran Ridge (western Mediterranean Sea). Geo-Marine Lett. 12, 117–122. https://doi.org/10.1007/BF02084921

Bourrouilh, R., Jaeger, H., 1976. Découverte de Lochckovien à Graptolites dans l’unité de la Koudiat Tizian (zone interne du Rif, Maroc). Acad Sci Paris 2, 409–412.

Bouybaouène, M., Michard, A., 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. Bull. Soc. géol 2, 153–162.

Bouybaouène, M.L., 1993. Etude pétrologique des métapélites des Sebtides supérieures, Rif interne, Maroc : une evolution métamorphique de haute pression. Université de Rabat, Maroc.

Bouybaouène, M.L., Goffé, B., 2003. La minéralogie métamorphique des unités internes du Rif (Maroc): témoin de deux régimes thermiques. Inst. Sci. Rabat 21, 151–166.

Bouybaouène, M.L., Goffé, B., Michard, A., 1995. High-pressure, low-temperature metamorphism in the Sebtides nappes, northern Rif, Morocco. Geogaceta 17.

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. Geophys. Res. 105, 10,871-10,898. https://doi.org/10.1029/2000JB900024

Calvo, M., Cuevas, J., Tubía, J.M., 2001. Preliminary palaeomagnetic results on Oligocene-early Miocene mafic dykes from Southern Spain. Tectonophysics 332, 333–345. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00301-2

Calvo, M., Vegas, R., Osete, M.L., 1997. Palaeomagnetic results from Upper Miocene and Pliocene rocks from the Internal Zone of the eastern Betic Cordilleras (southern Spain). Tectonophysics 277, 271–283.

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R., 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: Some geological and geophysical evidence. Earth Planet. Sci. Lett. 160, 651–665. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00118-6

Casciello, E., Fernàndez, M., Vergés, J., Cesarano, M., Torne, M., 2015. The Alboran domain in the western Mediterranean evolution: the birth of a concept. Bull. la Société Géologique Fr. 186, 371–384. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.4-

5.371

Cesare, B., Satish-Kumar, M., Cruciani, G., Pocker, S., Nodari, L., 2008. Mineral chemistry of Ti-rich biotite from pegmatite and metapelitic granulites of the Kerala Khondalite Belt (southeast India): Petrology and further insight into titanium substitutions. Am. Mineral. 93, 327–338. https://doi.org/10.2138/am.2008.2579

Chalouan, A., 1986. Les nappes ghomarides (Rif septentrio- nal, Maroc). Un terrain varisque dans la chaîne alpine. University of Strasbourg.

Chalouan, A., Michard, A., 2004. The Alpine Rif Belt (Morocco): A Case of Mountain Building in a Subduction-Subduction-Transform Fault Triple Junction, Pure and Applied Geophysics. https://doi.org/10.1007/s00024-003-2460-7

Chalouan, A., Michard, A., 1990. The Ghomarides Nappes, Rif Coastal Range, Morocco: A Variscan chip in the Alpine Belt. Tectonics 9, 1565–1583. https://doi.org/10.1029/TC009i006p01565

Chalouan, A., Michard, A., El Kadiri, K., Negro, F., Frizon de Lamotte, D., Soto, J.-I., Saddiqi, O., 2008. The Rif belt. In: Michard, A. (Ed.), The Geology of Morocco. springer, Berlin 116, 203–302. https://doi.org/10.1007/978-3-540-77076-3_5

Chalouan, A., Ouazzani-Touhami, A., Mouhir, L., Saji, R., 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.

Chalouan, A., Saji, R., Michard, A., Bally, A.W.A.W., Michard, A., 1997. Neogene tectonic evolution of the southwestern Alboran Basin as inferred from seismic data off Morocco, AAPG Bulletin. Pergamon Press.

Chappell, B., White, A., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinburgh 1-26. https://doi.org/10.1017/S0263593300007720

Chappell, B.W., White, A.J.., 1974. Two Contrasting Granite Types. Pacific Geol. 8, 173–174.

Chertova, M., Spakman, W., Geenen, T., Van den Breg, A.., Hinsbergen, D.J.J. Van, 2014. Underpinning tectonic reconstructions of the western Mediterranean region with dynamic slab evolution from 3-D numerical modeling. J. Geophys. Res. Solid Earth Res. https://doi.org/10.1002/2014JB011150

Cifelli, F., Mattei, M., 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. J. Geophys. Res. Solid Earth 113, 1–12. https://doi.org/10.1029/2007JB005271

Clauzon, G., 1996. Limites de séquences et évolution géodynamique/Sequence boundaries and geodynamic evolution. Géomorphologie Reli. Process. Environ. 2, 3–21. https://doi.org/10.3406/morfo.1996.867

Clemens, J.D., Vielzeuf, D., 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. Earth Planet. Sci. Lett. 86, 287–306. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90227-5

Cloetingh, S., van der Beek, P.A., van Rees, D., Roep, T.B., Biermann, C.,

Stephenson, R.A., 1992. Flexural interaction and the dynamics of neogene extensional Basin formation in the Alboran-Betic region. Geo-Marine Lett. 12, 66–75. https://doi.org/10.1007/BF02084914

Coggon, R., Holland, T.J.B., 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. J. Metamorph. Geol. 20, 683–696. https://doi.org/doi:10.1046/j.1525-1314.2002.00395.x

Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B., Brannock, W.W., 1965. Eclogites and Eclogites, Their Similarities and Differences. Geol. Soc. Am. Bull. 483–508.

Comas, M.C., García-Dueñas, V., Jurado, M.J., 1992. Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data. Geo-Marine Lett. 12, 157–164. https://doi.org/10.1007/BF02084927

Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I., Watts, A.B., 1999. The Origin and Tectonic History of the Alboran Basin:Insights From Leg 161 Results. Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results 161, 555–580. https://doi.org/10.1007/BF02084927

Coquand, H., 1946. Description géologique de la partie septentrionale de l'Empire du Maroc. Bull. Soc. géol. Fr. 4, 1188–1249.

Cornée, J.J., Münch, P., Melinte-Dobrinescu, M., Moussa, A. Ben, Quillévéré, F., Drinia, H., Azdimousa, A., Touhami, A.O., Merzeraud, G., Fauquette, S., Corsini, M., Moissette, P., Feddi, N., 2014. The Early Pliocene reflooding in the Western Mediterranean: New insights from the rias of the Internal Rif, Morocco. Comptes Rendus - Geosci. 346, 90–98. https://doi.org/10.1016/j.crte.2014.03.002

Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maury, R.C., Bellon, H., Louni-Hacini, A., Cotten, J., Coutelle, A., 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 62, 87–110. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00109-3

Crespo-Blanc, A., 1995. Interference pattern of extensional fault systems: a case study of the Miocene rifting of the Alboran basement (North of Sierra Nevada, Betic Chain). J. Struct. Geol. 17, 1559–1569. https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)E0044-D

Crespo-Blanc, A., Orozco, M., García-Dueñas, V., 1994. Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault systems. Tectonics 13, 78–88.

Cruz, M.D.R., De Galdeano, C.S., Alvarez-Valero, A., Ruiz, M.D.R., Novák, J., 2010. Pumpellyite and coexisting minerals in metapelites and veins from the federico units in the internal zone of the rif, Spain. Can. Mineral. 48, 183–203. https://doi.org/10.3749/canmin.48.1.183

Cruz, M.J., Cunha, J.C., Merlet, C., Sabaté, P., 1996. Datação pontual das monazitas da região de Itambé, Bahia, através da microssonda electrônica., in: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia. pp. 206–209.

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. London. 163, 631–640. https://doi.org/10.1144/0016-764905-038

Davies, G.., Nixon, P.., Pearson, D.., Obata, M., 1993. Tectonic implications of graphitized diamonds from the Ronda peridotite massif, southern Spain. Geology 21, 471–474.

de Capitani, C., Brown, T.H., 1987. The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. Geochim. Cosmochim. Acta 51, 2639–2652. https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90145-1

De Capitani, C., Petrakakis, K., 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. Am. Mineral. 95, 1006–1016. https://doi.org/10.2138/am.2010.3354

de Jong, K., 2003. Very fast exhumation of high-pressure metamorphic rocks with excess 40Ar and inherited 87Sr, Betic Cordilleras, southern Spain. Lithos 70, 91–110. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00094-X

de Jong, K., 1991. Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain). Vrije Universiteit, Amsterdan.

de Jong, K., Bakker, H., 1991. The Mulhacen and Alpujarride Complex in the eastern Sierra de Ios Filabres, SE Spain: Litho-stratigraphy. Geol. en Mijnb. 70, 93–103.

de Jong, K., Wijbrans, J.R., Féraud, G., 1992. Repeated thermal resetting of phengites in the Mulhacen Complex (Betic Zone, southeastern Spain) shown by40Ar/39Ar step heating and single grain laser probe dating. Earth Planet. Sci. Lett. 110, 173–191. https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90047-Y

Degeling, H.S., 2002. Zircon equilibria in metamorphic rocks.

Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., San'kov, V., 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. Tectonophysics 282, 1–38. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00210-2

Delvaux, D., Sperner, B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 212, 75–100. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.212.01.06

Dercourt, J., Zonenshain. L.P, Ricou. L.-E, Kazmin. V.G, Pichon. X, L., Knipper. A.L, Grandjacquet. C, Sbortshikov. I.M, Geyssant. J, Lepvrier. C, Pechersky.D.H, Boulin.J, Sibuet.J.-C, Savostin. L.A, Sorokhtin. O, Westphal. M, Bazhenov. M.L, Lauer. J.P, Biju-Duval. B, 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics 123, 241–315.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Knott, S.D., Turco, E., Hutton, D.H.W., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 45, 265–283. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.045.01.15

Díaz García, F., Sánchez Martínez, S., Castiñeiras, P., Fuenlabrada, J.M., 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 Res. 17, 352–362. https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.09.010

Dickey, J., 1970. Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serrafiia de Ronda and other examples. Mineral. Soc. Am. Spec 3, 33–49.

Didon, J., Durand-Delga, M., Kornprobst, J., 1973. Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. Bull. la Soc. Geol. Fr. 7, 77–106.

Do Couto, D., Popescu, S.-M., Suc, J.-P., Melinte-Dobrinescu, M.C., Barhoun, N., Gorini, C., Jolivet, L., Poort, J., Jouannic, G., Auxietre, J.-L., 2014. Lago Mare and the Messinian Salinity Crisis: Evidence from the Alboran Sea (S. Spain). Mar. Pet. Geol. 52, 57–76. https://doi.org/10.1016/J.MARPETGEO.2014.01.018

Doblas, M., 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 17, 430–433. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0430:NECITW>2.3.CO;2

Draoui, M., Tabit, A., El-Baghdadi, M., 1995. Mise en évidence d'une structure diapirique déformée au niveau de la partie basale du Massif des Beni-Bousera (Rif interne, Maroc). Geogaceta.

Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe 3+ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria . Mineral. Mag. 51, 431–435. https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10

Droop T.,R., G., 1987. A General Equation for Estimating Fe3+ Concentrations in Ferromagnesian Silicates and Oxides from Microprobe Analyses, Using Stoichiometric Criteria. Mineral. Mag. 51, 431–435. https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10

Duggen, S., Hoernle, K., Klügel, A., Geldmacher, J., Thirlwall, M., Hauff, F., Lowry, D., Oates, N., 2008. Geochemical zonation of the Miocene Alborán Basin volcanism (westernmost Mediterranean): Geodynamic implications. Contrib. to Mineral. Petrol. 156, 577–593. https://doi.org/10.1007/s00410-008-0302-4

Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Garbe-Schönberg, D., 2005. Post-collisional transition from subduction-to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: Evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. J. Petrol. 46, 1155–1201. https://doi.org/10.1093/petrology/egi013

Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Harris, C., 2004. Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. Earth Planet. Sci. Lett. 218, 91–108. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00632-0

Durand-Delga, M., 1980. La Méditerranée occidentale, étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Bull. Soc. géol. Fr. 10, 203–224.

Durand-Delga, M., 1972. La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaines alpines, unit l'Europe et L'Afrique. Eclogae Geol. Helv. 65, 267–278. https://doi.org/10.5169/seals-164091

Durand-Delga, M., Feist, R., 1991. Attribution àSpiniscutellum umbelliferum (Beyr.) du trilobite éodévonien découvert par Coquand dans le Rif en 1846: son gisement, conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. Comptes Rendus l'Academie des Sci. Ser. II Mec. Sci. l'Univers Sci. la Terre 312, 935–941.

Durand-Delga, M., Gardin, S., Esteras, M., 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. 337, 787–798.

Durand-Delga, M., Gardin, S., Olivier, P.H., 1999. Datation des Flyschs Eocrétacés maurétaniens des Maghrébides: la formation du Jbel Tisirène. Acad. Sci 328, 701–709.

Durand-Delga, M., Hottinger, L., Marcais, J., Mattauer, M., Milliard, Y., Suter, G., 1962. Données actuelles sur la structure du Rif. Livre à la mémoire du professeur Fallot. . Mémoires hors série, Paris. Bull. Soc. géol. Fr. 1, 399-442.

Durand-Delga, M., Lespinasse, P., 1965. Le Miocène des Beni Issef (Rif septentrional) et ses rapports avec la nappe Numidienne. Comptes Rendus Sommet Société Géologique Fr 7, 321–323.

Durand-Delga, M., Olivier, P.H., 1988. Evolution of the Alboran block margin from Early Mesozoic to Early Miocene time. Earth sci 15, 465–480.

Durand-Delga, M., Rossi, P., Olivier, P., Puglisi, D., 2000. Situation structurale et nature ophiolitique de roches basiques jurassiques associees aux flyschs maghrebins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie). Comptes Rendus l'Academie Sci. - Ser. IIa Sci. la Terre des Planetes 331, 29–38. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01378-1

Durand Delga, M., Kornprobst, J., 1963. Esquisse géologique de la région de Ceuta (Maroc). Bull. la Soc. Geol. Fr. 7, 1040–1057.

El Bakkali, S., Gourgaud, A., Bourdier, J.L., Bellon, H., Gundogdu, N., 1998. Post-collision neogene volcanism of the Eastern Rif (Morocco): Magmatic evolution through time. Lithos 45, 523–543. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00048-6

El Hatimi, N., Duée, G., Hervouet, Y., 1991. La Dorsale calcaire du Haouz: ancienne marge continentale passive téthysienne (Rif, Maroc). Bull. Soc. Geol. Fr. 162, 79–90.

El Kadiri, K., Linares, A., Oloriz, F., 1992. La Dorsale calcaire rifaine (Maroc septentrional): évolution stratigraphique et géodynamique durant le Jurassique-Crétacé. Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc 336, 217–265.

El Kadiri, Kh., El Kadiri, K, Chalouan, A., Bahmad, A., Salhi, F., Liemlahi, H., 2006. Factorial correspondence analysis: a useful tool in palaeogeographical reconstructions; example from late Cretaceous calciturbidites of the northwestern External Rif (Morocco). Geol. Soc. London, Spec. Publ. Tectonics West. Mediterr. North Africa 262, 147–160. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.262.01.09

El Maz, A., Guiraud, M., 2001. Paragenèse à faible variance dans les métapelites de la serie de Filali(Rif interne marocain): description, interprétation et conséquences géodynamique. Bull. la Soc. Geol. Fr. t.172. n°4, 469–485.

Elazzab, D., Feinberg, H., 1994. Paleomagnetisme des roches ultrabasiques du Rif externe (Maroc). Comptes Rendus - Acad. des Sci. Ser. II Sci. la Terre des Planetes 318, 351–357.

Elbaghdadi, M., Tabit, A., Kornprobst, J., 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. Serv. géologique Maroc 387, 33–44.

Esteban, J.J., Tubía, J.M., Cuevas, J., Seward, D., Larionov, A., Sergeev, S., Navarro-Vilá, F., 2013. Insights into extensional events in the Betic Cordilleras, southern Spain: New fission-track and U-Pb SHRIMP analyses. Tectonophysics 603, 179–188. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.027

Faccenna, C., Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.P., Capitanio, F.A., Funiciello, F., Horvàth, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L., Rossetti, F., Serpelloni, E., 2014. Mantle dynamics in the Mediterranean. Rev. Geophys. 52, 283–332. https://doi.org/10.1002/2013RG000444.Received

Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., Rossetti, F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. Geophys. J. Int. 145, 809–820. https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01435.x

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. Tectonics 23. https://doi.org/10.1029/2002TC001488

Fadil, A., Vernant, P., McClusky, S., Reilinger, R., Gomez, F., Sari, D. Ben, Mourabit, T., Feigl, K., 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 34, 529–532. https://doi.org/10.1130/G22291.1

Fallot, P., 1937. Essai sur la géologie du Rif septentrional. Notes mémoires Du Serv. Géologique. Maroc n°40, 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). Geodin. Acta 8, 59–81. https://doi.org/10.1080/09853111.1995.11105275

Feinberg, H., Olivier, P., 1990. Signification des dépôts de l'oligocène supérieur-miocène inférieur du Rif interne (Maroc), dans l'évolution géodynamique de l'Arc de Gibraltar. CR Acad. Sci. Paris 1487–1495.

Feinberg, H., Olivier, P.H., 1983. Datation de termes aquitaniens et burdigaliens dans la zone prédorsalienne bético-rifaine et ses conséquences. Acad Sci Paris 2, 473–476.

Feinberg, H., Saddiqi, O., Michard, A., 1996. New constraints on the bending of the Gibraltar Arc from palaeomagnetism of the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, Spain). Geol. Soc. London, Spec. Publ. 105, 43–52. https://doi.org/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., Riva, R.E.M., 2007. Surface velocity field of the Ibero-Maghrebian segment of the Eurasia-Nubia plate boundary. Geophys. J. Int. 169, 315–324. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03252.x

Ferry, J.M., Watson, E.B., 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. Contrib. to Mineral. Petrol. 154,

429–437. https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0

Fletcher, I.R., McNaughton, N.J., Davis, W.J., Rasmussen, B., 2010. Matrix effects and calibration limitations in ion probe U-Pb and Th-Pb dating of monazite. Chem. Geol. 270, 31–44. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.11.003

Foster, G., Gibson, H.D., Parrish, R., Horstwood, M., Fraser, J., Tindle, A., 2002. Textural , chemical and isotopic insights into the nature and behaviour of metamorphic monazite 191, 183–207.

Frets, E.C., Tommasi, A., Garrido, C., Vauchez, A., Mainprice, D., Kamaltarguisti, Amri, I., 2014. The beni bousera peridotite (rif belt, morocco): An oblique-slip low-angle shear zonethinning the subcontinental mantle lithosphere. J. Petrol. 55, 283–313. https://doi.org/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.

Frost, B.R., Chacko, T., 1989. The Granulite Uncertainty Principle: Limitations on Thermobarometry in Granulites. J. Geol. 97, 435–450.

Gaidies, F., Pattison, D.R.M., de Capitani, C., 2011. Toward a quantitative model of metamorphic nucleation and growth. Contrib. to Mineral. Petrol. 162, 975. https://doi.org/10.1007/s00410-011-0635-2

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 Lett. 18, 10–18. https://doi.org/10.1007/s003670050046

Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., González-Lodeiro, F., Aldaya, F., 1997. Crustal structure of the central sector of the Betic Cordillera (SE Spain). Tectonics. https://doi.org/10.1029/96TC02359

García-Dueñas, V., Balanyá, J.C., Martínez-Martínez, J.M., 1992. Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. Geo-Marine Lett. 12, 88–95. https://doi.org/10.1007/BF02084917

García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M., Orozco, M., Soto, J., 1988. Plis-nappes, cisillements syn- à post métamorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado- Filabrides (Cordillères bétiques, Espagne). Comptes Rendus l'Académie des Sci. Paris 307, 1389–1395.

Garrido, C.J., Gueydan, F., Booth-Rea, G., Precigout, J., Hidas, 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, 927–930. https://doi.org/10.1130/G31760.1

Gasquet, D., Bertrand, J.M., Paquette, J.L., Lehmann, J., Ratzov, G., Ascenção De Guedes, R.A., Tiepolo, M., Boullier, A.M., Scaillet, S., Nomade, S., 2010. Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre-Alpine basement massif of the French western Alps: New U-Th-Pb and argon ages from the Lauzière massif. Bull. la Soc. Geol. Fr. 181, 227–241.

https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.3.227

Gill, R.C.O., Aparicio, A., El Azzouzi, M., Hernandez, J., Thirlwall, M.F., Bourgois, J., 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 78, 363–388. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.07.002

Goffe, B., Azanon, J.M., Bouybaouène, 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.

Gomez-Pugnaire, M.T., Fernandez-Soler, J.M., 1987. High-pressure metamorphism in metabasites from the Betic Cordilleras (S.E. Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. Contrib. to Mineral. Petrol. 95, 231–244. https://doi.org/10.1007/BF00381273

Gomez-Pugnaire, M.T., Muñoz, M., 1991. Al-rich xenoliths in the Nevado-Filábride metabasites: evidence for a continental setting of this basic magmatism in the Betic Cordilleras (SE Spain). Eur. J. Mineral. 3, 193–198. https://doi.org/10.1127/ejm/3/1/0193

Gómez-Pugnaire, M.T., Rubatto, D., Fernández-Soler, J.M., Jabaloy, A., López-Sánchez-Vizcaíno, V., González-Lodeiro, F., Galindo-Zaldívar, J., Padrón-Navarta, J.A., 2012. Late Variscan magmatism in the Nevado-Filábride Complex: U-Pb geochronologic evidence for the pre-Mesozoic nature of the deepest Betic complex (SE Spain). Lithos 146–147, 93–111. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.03.027

Gómez-Pugnaire, M.T., Ulmer, P., López-Sánchez-Vizcaíno, V., 2000. Petrogenesis of the mafic igneous rocks of the Betic Cordilleras: A field, petrological and geochemical study. Contrib. to Mineral. Petrol. 139, 436–457. https://doi.org/10.1007/s004100000148

Gómez de la Peña, L., Ranero, C.R., Gràcia, E., 2018. The Crustal Domains of the Alboran Basin (Western Mediterranean). Tectonics 37, 3352–3377. https://doi.org/10.1029/2017TC004946

Grimison, N.L., Chen, W.-P., 1986. The Azores-Gibraltar Plate Boundary: Focal mechanisms, depths of earthquakes, and their tectonic implications. J. Geophys. Res. 91, 2029. https://doi.org/10.1029/JB091iB02p02029

Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics 298, 259–269. https://doi.org/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 23, 85–96.

Guerrera, F., Martín-Algarra, A., 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 Nov. 24, 34–41. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01034.x

Guerrera, F., Martin-Algarra, A., Perrone, V., 1993. Late Oligocene–Miocene syn-/late-orogenic successions in western and central Mediterranean chains from Betic

Cordillera to Southern Apennine. Terra Nov. 5, 525–544.

Guerrera, F., Martín-Martín, M., Perrone, V., 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 Nov. 17, 358–367. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2005.00621.x

Gueydan, F., Pitra, P., Afiri, 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, 1244–1268. https://doi.org/10.1002/2014TC003769

Guidotti, C. V., Cheney, J.T., Henry, D.J., 1988. Compositional variation of biotite as a function of metamorphic reactions and mineral assemblage in the pelitic schists of western maine. Am. J. Sci. 288-A, 270–292.

Guidotti, C. V, Cheney, J.T., Guggenheim, S., 1977. Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from northwestern Maine. Am. Mineral. 62, 438–448.

Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., Spakman, W., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. Geology 30, 1071–1074. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1071:EFASBG>2.0.CO;2

Hajjar, Z., Gervilla, F., Essaifi, A., Wafik, A., 2017. Mineralogical and geochemical features of the alteration processes of magmatic ores in the Beni Bousera ultramafic massif (north Morocco). J. African Earth Sci. 132, 47–63. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.04.022

Hajjar, Z., Wafik, A., Constantin, M., 2015. Magnesite Veins from Ultramafic Massif of Beni Bousera (Internal Rif, Morocco). Tethys 3, 152–162.

Hajjar, Z., Wafik, A., Constantin, M., Bhilisse, M., 2016. Process of serpentinization in the ultramafic massif of Beni Bousera (internal Rif, Morocco). Arab. J. Geosci. 9, 1–9. https://doi.org/10.1007/s12517-016-2507-6

Handy, M.R., M. Schmid, S., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. Earth-Science Rev. 102, 121–158. https://doi.org/10.1016/J.EARSCIREV.2010.06.002

Hatzfeld, D., 1978. Etude sismotectonique de la zone de collision Ibero-Maghrebien. Université Joseph Fourier - Grenoble 1.

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 Sci. Paris 283, 1021–1024.

Hayden, L.A., Watson, E.B., Wark, D.A., 2008. A thermobarometer for sphene (titanite). Contrib. to Mineral. Petrol. 155, 529–540. https://doi.org/10.1007/s00410-007-0256-y

Hebeda, E.H., Boelrijk, N.A.I.M., Priem, H.N.A., Verdurmen, E.A.T., Verschure, R.H., Simon, O.J., 1980. Excess radiogenic Ar and undisturbed Rb-Sr systems in basic

intrusives subjected to Alpine metamorphism in southeastern Spain. Earth Planet. Sci. Lett. 47, 81–90. https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90106-5

Henry, D.J., Guidotti, C. V., 2002. Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications. Am. Mineral. 87, 375–382. https://doi.org/10.2138/am-2002-0401

Henry, D.J., Guidotti, C. V., Thomson, J.A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. Am. Mineral. 90, 316–328. https://doi.org/10.2138/am.2005.1498

Hernandez, J., De Larouziere, F.D., Bolze, J., Bordet, P., 1987. Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran. Bull. Soc. géol. Fr. 8, 257–267.

Hlila, R., Chalouan, A., Kadiri, K. El, Galdeano, C.S. de, Martín-Pérez, J.A.A., Serrano, F., Garrido, A.C.L., Maaté, A., Guerra-Merchán, A., El Kadiri, K., Sanz de Galdeano, C., Martín-Pérez, J.A.A., Serrano, F., López-Garrido, A.C., Maaté, A., Guerra-Merchán, A., 2008. New stratigraphic data of the Oligo-Miocene transgressive cover of the Ghomaride units (Northern Internal Rif, Morocco): Implications on tectonosedimentary evolution. Rev. la Soc. Geológica España 21, 59–71.

Holdaway, M.J., 2004. Optimization of some key geothermobarometers for pelitic metamorphic rocks. Mineral. Mag. 68, 1–14. https://doi.org/10.1180/0026461046810167

Holdaway, M.J., 2001. Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer. Am. Mineral. 86, 1117–1129. https://doi.org/10.2138/am-2001-1001

Holdaway, M.J., Mukhopadhyay, B., Dyar, M.D., Guidotti, C. V., Dutrow, B.L., 1997. Garnet-biotite geothermometry revised: New Margules parameters and a natural specimen data set from Maine. Am. Mineral. 82, 582–595. https://doi.org/10.2138/am-1997-5-618

Holland, T., Powell, R., 2003. Activity--composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. Contrib. to Mineral. Petrol. 145, 492–501. https://doi.org/10.1007/s00410-003-0464-z

Holland, T.J.B., Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. J. Metamorph. Geol. 16, 309–343. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x

Homonnay, E., 2019. Évolution tectono-métamorphique et chronologie de mise en place des unités métamorphiques du Rif interne (Maroc). 305p

Homonnay, E., Corsini, M., Lardeaux, J.M., Romagny, A., Münch, P., Bosch, D., Cenki-Tok, B., Ouazzani-Touhami, M., 2018. Miocene crustal extension following thrust tectonic in the Lower Sebtides units (internal Rif, Ceuta Peninsula, Spain): Implication for the geodynamic evolution of the Alboran domain. Tectonophysics 722, 507–535. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.028

Hsü, K.J., 1973. The Origin of the Mediterranean Evaporites, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. pp. 1203–1231. https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.13.143.1973

J.M. Martínez-Martínez, J.M.A., 1997. Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alboran orogenic system. Tectonics 16, 205–225. https://doi.org/10.1029/97TC00157

Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F., 1993. The Alpujárride-Nevado-Fibábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. J. Struct. Geol. 15, 555–569. https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90148-4

Janots, E., Negro, F., Brunet, F., Goffé, B., Engi, M., Bouybaouène, M.L., 2006. Evolution of the REE mineralogy in HP-LT metapelites of the Sebtide complex, Rif, Morocco: Monazite stability and geochronology. Lithos 87, 214–234. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.06.008

Johnson, C., Harbury, N., Hurford, A.J., 1997. The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordillera (SE Spain). Tectonics. https://doi.org/10.1029/96TC03289

Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmele, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F., Crespo-Blanc, A., 2008. Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. Bull. la Soc. Geol. Fr. 179, 525–550. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.179.6.525

Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J.P., Rouchy, J.M., 2006. Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. Sediment. Geol. 188–189, 9–33. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.02.004

Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. Tectonics 19, 1095–1106. https://doi.org/10.1029/2000TC900018

Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., Lecomte, E., Burov, E., Denèle, Y., Brun, J.-P., Philippon, M., Paul, A., Salaün, G., Karabulut, H., Piromallo, C., Monié, P., Gueydan, F., Okay, A.I., Oberhänsli, R., Pourteau, A., Augier, R., Gadenne, L., Driussi, O., 2013. Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. Tectonophysics 597–598, 1–33. https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2012.06.011

Jolivet, L., Faccenna, C., Piromallo, C., 2009. From mantle to crust: Stretching the Mediterranean Laurent. Earth Planet. Sci. Lett. 285, 198–209.

Jurado, M.J., Comas, M.C., 1992. Well log interpretation and seismic character of the cenozoic sequence in the northern Alboran Sea. Geo-Marine Lett. 12, 129–136. https://doi.org/10.1007/BF02084923

Kohn, M.J., 2017. Titanite Petrochronology. Rev. Mineral. Geochemistry 83, 419–441. https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.13

Kohn, M.J., 2016. Metamorphic chronology{\textemdash}a tool for all ages: Past achievements and future prospects. Am. Mineral. 101, 25–42. https://doi.org/10.2138/am-2016-5146

Koppers, A.A.P., 2002. ArArCALC F software for Ar / 39 Ar age calculations. Comput.

Geosci. 28, 605–619.

Kornprobst, J., 1976. Signification structurale des péridotites dans l'orogenèse bético-rifain: arguments tirés de l'étude des détritus observés dans les sédiments paléozoïques. Bull. Soc. géol. Fr. XVIII. N°3, p607-618.

Kornprobst, J., 1974. Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif(Maroc septentrional). C.R. Acad. Sci., Ser. 2 21–40.

Kornprobst, J., 1970. Les peridotites et les pyroxenolites du massif ultrabasique des Beni Bouchera: une etude experimentale entre 1100 et 1550°C sous 15 a 30 kilobars de pression seche. Contrib. to Mineral. Petrol. 29, 290–309. https://doi.org/10.1007/BF00371277

Kornprobst, J., 1969. Le massif uhrabasique des Beni Bouchera (Rif Interne , Maroe): Etude des p6ridotites de haute temp6rature et de haute pression , et des pyrox6nolites , fi grenat ou sans grenat , qui leur sont associ6es. Contrib. to Mineral. Petrol. 23, 283–322.

Kornprobst, J., 1962. Observations sur la série métamorphique de la Presqu'ile de Ceuta (Rif septentrional, Maroc). Comptes Rendus - Acad. des Sci. 2, 21–40.

Kornprobst, J, n.d. Carte géologique du Rif, région de Bou Ahmed, 1 :50000. Service de la carte géologique Rabat. 1959-1970, Serv. la Cart. géologique Rabat.

Kornprobst, J., n.d. Carte géologique du Rif, région de Bab Berret, 1 :50000. 1966-1970, Notes serv. géol. Maroc.

Kornprobst, J., Piboule, M., Roden, M., Tabit, A., 1990. Corundum-bearing garnet clinopyroxenites at beni bousera (Morocco): Original plagioclase-rich gabbros recrystallized at depth within the mantle? J. Petrol. 31, 717–745. https://doi.org/10.1093/petrology/31.3.717

Korzhinskii, 1959. Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of mineral. Consult. Bur. New York.

Korzhinskii, 1936. Mobility and inertness of components in merasomatism. . Zzv. Akad. Nauk. SSSR, geol,ser 1.

Koulali, A., Ouazar, D., Tahayt, A., King, R.W., Vernant, P., Reilinger, R.E., McClusky, S., Mourabit, T., Davila, J.M., Amraoui, N., 2011. New GPS constraints on active deformation along the Africa-Iberia plate boundary. Earth Planet. Sci. Lett. 308, 211–217. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.048

Koziol, A.M., Newton, R.C., 1988. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al2SiO5-quartz geobarometer [Erratum to document cited in CA108(16):135085a]. Am. Miner. 73, 1501.

Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. Am. Mineral. 68, 277–279. https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90220-X

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. Nature 400, 652–655. https://doi.org/10.1038/23231

Lafuste, M.L.J., 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 repére stratigraphique. C.R.Acad.Sci. Ser.II, 28, 1015–1018.

Laird, J., Albee, A., 1981. Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist; their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont Am. J Sci 281, 127–175.

Lanari, P., Engi, M., 2017. Local Bulk Composition Effects on Metamorphic Mineral Assemblages. Rev. Mineral. Geochemistry 83, 55–102. https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.3

Lanari, P., Wagner, T., Vidal, O., 2014. A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO-FeO-Al2O3-SiO2-H2O: Applications to P-T sections and geothermometry. Contrib. to Mineral. Petrol. 167, 1–19. https://doi.org/10.1007/s00410-014-0968-8

Le Goff, É., Guerrot, C., Maurin, G., Johan, V., Tegyey, M., Ben Zerga, M., 2001. Découverte d'éclogites hercyniennes dans la chaîne septentrionale des Mauritanides (Afrique de l'Ouest). Comptes Rendus l'Academie Sci. - Ser. IIa Sci. la Terre des Planetes 333, 711–718. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01694-9

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W. V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. Can. Mineral. 35, 219–246.

Li, W., Cheng, Y., Yang, Z., 2019. Geo-fO2: Integrated Software for Analysis of Magmatic Oxygen Fugacity. Geochemistry, Geophys. Geosystems 20, 2542–2555. https://doi.org/10.1029/2019GC008273

Lonergan, L., 1993. Timing and kinematics of deformation in the Malaguide Complex, internal zone of the Betic Cordillera, southeast Spain. Tectonics 12, 460–476. https://doi.org/10.1029/92TC02507

Lonergan, L., White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. Tectonics 16, 504–522. https://doi.org/10.1029/96TC03937

Louni-Hacini, A., Bellon, H., Maury, R.C., Megartsi, M., Coulon, C., Semroud, B., Cotten, J., Coutelle, A., 1995. Datation 40K–40Ar de la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin en Oranie au Miocène supérieur. Comptes Rendus l'Académie des Sci. 321, 975–982.

Ludwig, K.R., 2001. User's Manual for Isoplot 3.75, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Cent. Spec. Publ. 5, 1–72.

Lustrino, M., Duggen, S., Rosenberg, C.L., 2011. The Central-Western Mediterranean: Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. Earth-Science Rev. 104, 1–40. https://doi.org/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.

Maillard, A., Mauffret, A., 1993. Structure et volcanisme de la fosse de Valence (Mediterranee nord- occidentale). Bull. - Soc. Geol. Fr. 164, 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. 22(1), 263 pp.

Maldonado, A., Comas, M.C., 1992. Geology and geophysics of the Alboran Sea: An introduction. Geo-Marine Lett. 12, 61–65. https://doi.org/10.1007/BF02084913

Malinverno, A., 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 5, 227–245. https://doi.org/10.1029/TC005i002p00227

Mancilla, F. de L., Booth-Rea, G., Stich, D., Pérez-Peña, J.V., Morales, J., Azañón, J.M., Martin, R., Giaconia, F., 2015. Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions. Tectonophysics 663, 225–237. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.028

Martínez-García, P., Soto, J.I., 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 Lett. 31, 19–36. https://doi.org/10.1007/s00367-010-0212-0

Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I., Balanyá, J.C., 2002. Orthogonal folding of extensional detachments: Structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). Tectonics 21. https://doi.org/10.1029/2001TC001283

Mattei, M., Cifelli, F., Rojas, I.M., Crespo Blanc, A., Comas, M., Faccenna, C., Porreca, M., 2006. Neogene tectonic evolution of the Gibraltar Arc: New paleomagnetic constrains from the Betic chain. Earth Planet. Sci. Lett. 250, 522–540. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.08.012

Mauffret, A., Ammar, A., Gorini, C., Jabour, H., 2007. The Alboran Sea (Western Mediterranean) revisited with a view from the Moroccan Margin. Terra Nov. 19, 195–203. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00734.x

Mauffret, A., Maldonado, A., Campillo, A.C., 1992. Tectonic framework of the eastern Alboran and western Algerian Basins, western Mediterranean. Geo-Marine Lett. 12, 104–110. https://doi.org/10.1007/BF02084919

Mcdonough, W.F., Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth.

Medialdea, T., Suriñach, E., Vegas, R., Banda, E., Ansorge, J., 1986. Crustal structure under the western end of the Betic Cordillera (Spain). Ann. Geophys. 4, 345–355.

Mégard, F., 1969. La partie orientale du massif des Bokoyas. Notes Mem. Serv. Géologique Maroc 194, 123–198.

Melchiorre, M., Álvarez-Valero, A.M., Vergés, J., Fernàndez, M., Belousova, E.A., El Maz, A., Moukadiri, A., 2017. In situ U-Pb zircon geochronology on metapelitic granulites of Beni Bousera (Betic-Rif system, N Morocco). Geol. Soc. Am. 2526, 151–171. https://doi.org/10.1130/2017.2526(08)

Michard, A., Chalouan, A., 1978. Présence de l'orogène varisque dans le socle interne rifo-kabyle(microplaque d'Alboran S.1.).

Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., Montigny, R., 2002. How does the Alpine belt end between Spain and Morocco? Bull. la Soc. Geol. Fr. 173, 3–15. https://doi.org/10.2113/173.1.3

Michard, A., Chalouan, A., Montigny, R., Ouazzani-Touhami, M., 1983. The Inner Rif Metamorphic Nappes (Sebtids, Morocco), a Piece of a Pennic Type Alpine Pile of Nappes, Including the Upper Mantle. Comptes Rendus des Seances-Academie des Sci. Ser. II 296, 1337–1340.

Michard, A., Feinberg, H., El-Azzab, D., Bouybaouène, M., Saddiqi, O., 1992. A serpentinite ridge in a collisional paleomargin setting: the Beni Malek massif, External Rif, Morocco. Earth Planet. Sci. Lett. 113, 435–442. https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90144-K

Michard, A., Goffe, B., Bouybaouene, M., Saddiqi, O., 1997. Late Hercynian-Mesozoic thinning in the Alboran domain: metamorphic data from the northern Rif, Morocco. Terra Nov. 9, 171–174. https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1997.d01-24.x

Michard, A., Goffé, B., Chalouan, A., Saddiqi, O., 1991. Les corrélations entre les chaînes bético-rifaines et les Alpes et leurs conséquences. Bull. la Soc. Geol. Fr. t,162. n°6, pp 1151-1160.

Michard, A., Mokhtari, A., Chalouan, A., Saddiqi, O., Rossi, P., Rjimati, E.C., 2014. New ophiolite slivers in the External Rif belt, and tentative restoration of a dual Tethyan suture in the western Maghrebides. Bull. la Soc. Geol. Fr. 185, 313–328. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.185.5.313

Michard, A., Negro, F., Frizon de Lamotte, D., Saddiqi, O., 2007. Serpentinite slivers and metamorphism in the External Maghrebides: arguments for an intracontinental suture in the African paleomargin (Morocco, Algeria). Rev. la Soc. Geológica España 20, 173–186.

Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouène, 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. Comptes Rendus - Geosci. 338, 92–114. https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.011

Millard, Y., 1959a. Les massifs métamorphiques et ultrabasiques de la zone paléozoïque interne du Rif. Notes serv. géol. Maroc, t. 18,.

Millard, Y., 1959b. Sur la présence d'assises carbonifères dans le massif paléozoïque interne du Rif. Acad Sci Paris 249, 1688–1690.

Milliard, Y., 1959. Les massifs métamorphiques et ultrabasiques de la zone paléozoïque interne du Rif. Notes Mem. Serv. Géol. Maroc 125–160.

Monié, Patrick, Galindo-Zaldivar, J., Lodeiro, F.G., Goffe, B., Jabaloy, A., 1991. 40Ar/39Ar geochronology of alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). J. Geol. Soc. London. 148, 289–297. https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.2.0289

Monié, P., Galindo-Zaldívar, J., Lodeiro, F.G., Goffé, B., Jabaloy, A., 1991. 40Ar/39Ar geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). J. Geol. Soc. London 148, 289–297. https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.2.0289

Monié, P., Montigny, R., Maluski, H., 1992. Age burdigalien de la tectonique ductile extensive dans le massif de l'Edough (Kabylies, Algérie). Données radiométriques 39Ar-40Ar. Bull. Soc. géol. Fr. 163, 571–584.

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. https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00261.x

Morel, J.L., Meghraoui, M., 1996. Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary. Geology 24, 755–758. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0755:GATTZA>2.3.CO;2

Mukhopadhyay, B., Holdaway, M.J., Koziol, A.M., 1997. A statistical model of thermodynamic mixing properties of Ca-Mg-Fe2+ garnets. Am. Mineral. 82, 165–181. https://doi.org/10.2138/am-1997-1-219

Negro, F., 2005. Exhumation des roches métamorphiques du domaine d'Alboran. Université Paris XI-Orsay.

Negro, F., Agard, P., Goffe, B., Saddiqi, O., 2007. Tectonic and metamorphic evolution of the Temsamane units, External Rif (northern Morocco): implications for the evolution of the Rif and the Betic-Rif arc. J. Geol. Soc. London. 164, 829–842. https://doi.org/10.1144/0016-76492006-112

Negro, F., Beyssac, O., Goffé, B., Saddiqi, O., 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. J. Metamorph. Geol. 24, 309–327. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00639.x

Negro, F., de Sigoyer, J., Goffé, B., Saddiqi, O., Villa, I.M., 2008. Tectonic evolution of the Betic-Rif arc: New constraints from40Ar/39Ar dating on white micas in the Temsamane units (External Rif, northern Morocco). Lithos 106, 93–109. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.06.011

Newton, R.C., Haselton, H.T., 1981. Thermodynamics of the Garnet---Plagioclase---Al2SiO5---Quartz Geobarometer, in: Newton, R.C., Navrotsky, A., Wood, B.J. (Eds.), Thermodynamics of Minerals and Melts. Springer New York, New York, NY, pp. 131–147. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-5871-1_7

Nixon, P.H., Davies, G.R., Slodkevich, V. V, 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, Ext. Abstr. Geol. Soc. Aust 16, 412–14.

Nocquet, J.M., 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. Tectonophysics 579, 220–242. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.037

Nold, M., n.d. Carte géologique du Rif, région de Bab Taza 1 :50000. Service de la carte géologique Rabat. 1972-1975, Serv. la Cart. géologique Rabat.

Obata, M., 1980. The Ronda peridotite: garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperture mantle intrusion. Petrol 21,

533–572.

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., Cantagrel, J.-M., Kornprobst, J., 1979. problèmes posés par la découvrte de blocs de granite dans un conglomérat tertiaire, couverture de l'unité ghomaride d'Akaili(Rif interne,Maroc). Acad Sci Paris 288, 299–302.

Olivier, P., Durand-Delga, M., Manivit, H., Feinberg, H., 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. Fr. 167, 609–616.

Olivier, P., 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 Sci. Bull. https://doi.org/10.1051/bsgf/2018012

Ondrejka, M., Uher, P., Pršek, J., Ozdín, D., 2007. Arsenian monazite-(Ce) and xenotime-(Y), REE arsenates and carbonates from the Tisovec-Rejkovo rhyolite, Western Carpathians, Slovakia: Composition and substitutions in the (REE,Y)XO4 system (X = P, As, Si, Nb, S). Lithos 95, 116–129. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.07.019

Osete, M.L., Villalain, J.J., Palencia, A., Osete, C., Sandoval, J., Garcia Duenas, V., 2004. New Palaeomagnetic Data from the Betic Cordillera: Constraints on the Timing and the Geographical Distribution of Tectonic Rotations in Southern Spain. Pure Appl. Geophys. 161, 701–722. https://doi.org/10.1007/s00024-003-2470-5

Ouazzani-Touhami, M., 1986. Structure et recristallisations associèes dans des zones de cisaillement: nappes de Mascate (Oman) et nappes de Federico (Rif interne, Maroc).

Ouazzani-Touhami, M., Chalouan, A., 1995. La distension de l'Oligocène supérieur à Burdigalien dans les nappes Ghomarides (Rif interne septentrional, Maroc). Geogaceta 17, 113–116.

Passchier, C.., Trouw, R.A.., 2005. Microtectonics, Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004

Patino Douce, A.E., Johnston, A.D., Rice, J.M., 1993. Octahedral excess mixing properties in biotite: a working model with applications to geobarometry and geothermometry. Am. Mineral. 78, 113–131.

Pearce, J., 1996. Source of Granitic rocks. Episodes.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tincle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. J. Petrol. 25, 956–983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Pearson, D.G., Davies, G.R., Nixon, P.H., 1993. Geochemical Constraints on the Petrogenesis of Diamond Fades Pyroxenites from the Beni Bousera. J. Petrol. 34, 125–172.

Pearson, D.G., Davies, G.R., Nixon, P.H., Greenwood, P.B., Mattey, 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 Planet. Sci. Lett. 102, 289–301. https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90024-C

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. https://doi.org/10.1093/petrology/egg102

Pearson, G., Pearson, D.., Davies, G.., Nixon, P.., Milledge, H.., 1989. Graphitized diamonds from a peridotite massif in Morocco and implications for anomalous diamond occurrences. Nature 338, 60–62. https://doi.org/10.1038/338060a0

Pedrera, a., Ruiz-Const??n, a., Galindo-Zald??var, J., Chalouan, a., Sanz de Galdeano, C., Mar??n-Lechado, C., Ruano, P., Benmakhlouf, M., Akil, M., L??pez-Garrido, a. C., Chabli, a., Ahmamou, M., Gonz??lez-Castillo, L., 2011. Is there an active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field. J. Geodyn. 52, 83–96. https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.12.003

Perchuk, L.., Lavrent'eva, I.., 1983. Experimental Investigation of Exchange Equilibria in the System Cordierite-Garnet-Biotite., in: Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions. Advances in Physical Geochemistry,. pp. 199–239.

Perchuk, L., Lavrent'eva, I., 1991. Progress in metamorphic and magmatic petrology. Prog. Metamorph. Magmat. Petrol. https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90074-s

Platt, J. P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E.S., Rimi, A., 2003a. The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. ser 22. https://doi.org/10.1029/2001TC001321

Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A., Platzman, E., 1995. Origin of the western Subbetic arc (South Spain): paleomagnetic and structural evidence. J. Struct. Geol. 17, 765–775.

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 34, 981–984. https://doi.org/10.1130/G22801A.1

Platt, J. P, Argles, T.W., Carter, A., Kelley, S.P., Whitehouse, M.J., Lonergan, L., 2003. Exhumation of the Ronda peridotite and its crustal envelope: constraints from thermal modelling of a P-T-time array. J. Geol. Soc. London. 160, 655–676. https://doi.org/10.1144/0016-764902-108

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. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-123951

Platt, J.P., Behrmann, J.H., 1986. Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. J. Struct. Geol. 8, 15–33. https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90014-3

Platt, J.P., Soto, J., Whitehouse, M.J., Hurford, a J., Kelley, S.P., Conrad, D., 1998.

Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean. Tectonics 17, 671–689.

Platt, J.P., Vissers, R.L.M., 1989. Extensional collapse of thikened continental lithosphere: A working hipothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. Geology 17, 540–543.

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. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0251:SEEATA>2.0.CO;2

Platzman, E., Platt, J.P., Kelley, S.P., Allerton, S., 2000. Large clockwise rotations in an extensional allochthon, Alboran Domain (southern Spain). J. Geol. Soc. London. 157, 1187–1198. https://doi.org/10.1144/jgs.157.6.1187

Platzman, E.S., 1992. Paleomagnetic rotations and kinematics of the Gibraltar Arc. Geology 20, 311–314.

Platzman, E.S., Platt, J.P., Olivier, P., 1993. Paleomagnetic rotations and fault kinematics in the Rif arc of Morrocco. J. Geol. Soc. London.

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., Fernàndez, M., Khutorskoy, M.D., Soto, J.I., Basov, I.A., Comas, M.C., Khain, V.Y., Alonso, B., Agapova, G.V., Mazurova, I.S., Negredo, A., Tochitsky, V.O., de la Linde, J., Bogdanov, N.A., Banda, E., 1996. Heat flow in the Alboran Sea, western Mediterranean. Tectonophysics 263, 191–218. https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00178-6

Powell, C.M., 1979. A morphological classification of rock cleavage. Tectonophysics 58, 21–34. https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90320-2

Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Oen, I.S., Verdurmen, E.A.T., Verschure, R.H., 1979. Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serrania de Ronda, Southern Spain. Contrib. to Mineral. Petrol. 70, 103–109. https://doi.org/10.1007/BF00371876

Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Vershure, R.H., 1966. Isotopic age determinations on tourmaline granite-gneisses and a meatgranite in he eastern Betic cordilleras (SE Spain). Geol. en Mijnb. 45, 184–187.

Puga, E., De Federico, A.D., Nieto, J.M., 2002. Tectonostratigraphic subdivision and petrological characterisation of the deepest complexes of the betic zone: A review. Geodin. Acta 15, 23–43. https://doi.org/10.1080/09853111.2002.10510737

Puga, E., Nieto, J.M., Díaz De Federico, A., 2000. Contrasting P-T paths in eclogites of the Betic Ophiolitic Association, Mulhacén Complex, southeastern Spain. Can. Mineral. 38, 1137–1161. https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1137

Puga, E., Nieto, J.M., Díaz De Federico, A., Bodinier, J.L., Morten, L., 1999. Petrology and metamorphic evolution of ultramafic rocks and dolerite dykes of the Betic Ophiolitic Association (Mulhacen Complex, SE Spain): Evidence of eo-Alpine

subduction following an ocean-floor metasomatic process. Lithos 49, 23–56. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00035-3

Raase, P., 1974. Raase P (1974) Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. Contrib Miner. Pet. 45, 231–236.

Ramsay, J.G., Huber, M.., 1983. The Techniques of Modern Structural Geology. Academic Press.

Raoult, J.F., 1966. La chaîne du Haouz du col d'Azlu D'Arabia au Bab Aonzar. Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc 184, 61–149.

Reisberg, L., Zindler, A., Jagoutz, E., 1989. Further Sr and Nd isotopic results from peridotites of the Ronda Ultramafic Complex. Earth Planet. Sci. Lett. 96, 161–180.

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 40Ar/ 39Ar dating. Chem. Geol. 145, 117–152. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00159-9

Reuber, I., Michard, A., Chalouan, A., Juteau, T., Jermoumi, B., 1982. Structure and emplacement of the Alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: A polyphase tectonic interpretation. Tectonophysics 82, 231–251. https://doi.org/10.1016/0040-1951(82)90047-6

Rimi, A., 2001. Carte du gradient géothermique au Maroc. Bull. l'Institut Sci. Rabat, Sect. Sci. la Terre 23, 1–6.

Rodriguez-Cañero, R., Maate, A., Martín-Algarra, A., 1990. Conodontos del Paleozoico Gomáride (Rif Septentrional,Marruecos). Nota preliminar). Geogaceta.

Rodriguez-Fernandez, J., Comas, M.C., Soria, J., Martin-Perez, J.A., Soto, J.I., 1999. The sedimentary record of the Alboran Basin: An attempt at sedimentary sequence correlation and subsidence analysis. Proc. Ocean Drill. Progr. Sci. Results 161, 69–76.

Rodriguez-Fernandez, J., Martin-Penela, A.J., 1993. Neogene evolution of the Campo de Dalias and the surrounding offshore areas - (Northeastern Alboran Sea). Geodin. Acta 6, 255–270. https://doi.org/10.1080/09853111.1993.11105253

Rodríguez-Ruiz, M.D., Abad, I., Bentabol, M., 2019. Permo-Triassic Clastic Rocks from the Ghomaride Complex and Federico Units (Rif Cordillera, N Morocco): An Example of Diagenetic-Metamorphic Transition. minerals.

Romagny, A., 2014. Évolution des mouvements verticaux néogènes de la chaîne du rif (nord-maroc) : apports d'une analyse structurale et thermochronologique. 6–8.

Romagny, A., Münch, P.H., Cornée, J.J., Corsini, M., Azdimousa, A., Melinte-Dobrinescu, M.C., Drinia, H., Bonno, M., Arnaud, N., Monié, P., Quillévéré, F., Ben Moussa, A., 2014. Late Miocene to present-day exhumation and uplift of the Internal Zone of the Rif chain: Insights from low temperature thermochronometry and basin analysis. J. Geodyn. 77, 39–55. https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.01.006

Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. Tectonophysics 359, 117–129. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00442-0

Rossetti, F., Dini, A., Lucci, F., Bouybaouenne, 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. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.002

Rossetti, F., Lucci, F., Theye, T., Bouybaouenne, M., Gerdes, A., Opitz, J., Dini, A., Lipp, C., 2020. Hercynian anatexis in the envelope of the Beni Bousera peridotites (Alboran Domain, Morocco): Implications for the tectono-metamorphic evolution of the deep crustal roots of the Mediterranean region. Gondwana Res. 83, 157–182. https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.01.020

Rossetti, F., Theye, T., Lucci, F., Bouybaouène, 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. https://doi.org/10.1029/2009TC002487

Royden, Leigh H, 1993. Evolution or retreating subduction boundaries formed during continental collision. Tectonics 12, 629–638.

Royden, Leigh H., 1993. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. Tectonics 12, 303–325. https://doi.org/10.1029/92TC02248

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. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.06.004

Ruiz-Cruz, M.D., Sanz de Galdeano, C., 2011. Electron backscatter diffraction-based identification and quantification of diamonds from the rif gneisses (spain and morocco): economic implications. Econ. Geol. 106, pp 1241-1249.

Ruiz Cruz, M.D., de Galdeano, C.S., 2012a. Amphibole-derived evidence of medium P/T metamorphic ratio in Alpujárride and Federico “HP” units (Western Betic-Northern Rif, Spain and Morocco): Possible interpretations. Int. J. Earth Sci. 101, 221–238. https://doi.org/10.1007/s00531-011-0672-0

Ruiz Cruz, M.D., de Galdeano, C.S., 2012b. Diamond and coesite in ultrahigh-pressure–ultrahigh-temperature granulites from Ceuta, Northern Rif, northwest Africa. Mineral. Mag. 76, 683–705. https://doi.org/10.1180/minmag.2012.076.3.17

RYAN, W.B.F., 1976. Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis. Sedimentology 23, 791–813. https://doi.org/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., Michard, A., 1995. Paléomagnétisme des péridotites des Beni Bousera (Rif interne, Maroc): conséquences pour l’évolution

miocène de l'Arc de Gibraltar. Comptes rendus l'Académie des Sci. Série 2. Sci. la terre des planètes 321, 361–368.

Saji, R., Chalouan, A., 1995. Le bassin pliocène intramontagneux de Tirinesse et son mode d'ouverture (Rif interne, Maroc).

Sánchez-Vizcaíno, V.L., Rubatto, D., Gómez-Pugnaire, M.T., Trommsdorff, V., Müntener, O., 2001. Middle Miocene high-pressure metamorphism and fast exhumation of the Nevado-Filábride Complex, SE Spain. Terra Nov. 13, 327–332. https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00354.x

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.

Sanz de Galdeano, C., Ruiz Cruz, M.D.D., 2016. Late Palaeozoic to Triassic formations unconformably deposited over the Ronda peridotites (Betic Cordilleras): Evidence for their Variscan time of crustal emplacement. Estud. Geológicos 72, e043. https://doi.org/10.3989/egeol.42046.368

Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A., Demnati, A., 1996. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif–Betic mountains. Nature 379, 785–790. https://doi.org/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. Geol. Soc. , London, Spec. Publ. 156, 15–36. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.03

Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., Gasperini, P., 2007. Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. Geophys. J. Int. 169, 1180–1200. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x

Serrano, F., Guerra-Merchán, A., El Kadiri, K., de Galdeano, C.S., López-Garrido, Á.C., Martín-Martín, M., Hlila, R., 2007a. Tectono-sedimentary setting of the Oligocene-early Miocene deposits on the Betic-Rifian Internal Zone (Spain and Morocco). Geobios 40, 191–205. https://doi.org/10.1016/j.geobios.2006.04.005

Serrano, F., Guerra-Merchán, A., El Kadiri, K., de Galdeano, C.S., López-Garrido, Á.C., Martín-Martín, M., Hlila, R., Guerra-Merch??n, A., El Kadiri, K., de Galdeano, C.S., L??pez-Garrido, ??ngel Carlos, Mart??n-Mart??n, M., Hlila, R., 2007b. Tectono-sedimentary setting of the Oligocene-early Miocene deposits on the Betic-Rifian Internal Zone (Spain and Morocco). Geobios 40, 191–205. https://doi.org/10.1016/j.geobios.2006.04.005

Serrano, F., Sanz De Galdeano, C., El Kadiri, K., Guerra-Merchán, A., López-Garrido, A.C., Martín-Martín, M., Hlila, R., 2006. Oligocene-early Miocene transgressive cover of the Betic-Rif Internal Zone. Revision of its geologic significance. Eclogae Geol. Helv. 99, 237–253. https://doi.org/10.1007/s00015-006-1186-9

Seydoux-Guillaume, A.M., Wirth, R., Deutsch, A., Schärer, U., 2004. Microstructure of 24-1928 Ma concordant monazites; implications for geochronology and nuclear waste deposits. Geochim. Cosmochim. Acta 68, 2517–2527. https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.10.042

Seydoux-Guillaume, A.M., Wirth, R., Heinrich, W., Montel, J.M., 2002. Experimental determination of Thorium partitioning between monazite and xenotime using analytical electron microscopy and X-ray diffraction Rietveld analysis. Eur. J. Mineral. 14, 869–878. https://doi.org/10.1127/0935-1221/2002/0014-0869

Shand, S.J., 1947. Eruptive Rocks. D. Van Nostrand Co. Press. NewYork 360.

Simon, O.J., 1987. On the Triassic of the Betic Cordilleras (Southern Spain). Cuad. geol. Univ. Granada.

Slodkevitch, V. V, 1982. Paramorphosis of diamond into graphite. Mineral. Soc. USSR 1, 13–33 (in Russian).

Soto, J.I., Azanon, J.M., 1994. Zincian Staurolite in Metabasites and Metapelites from the Betic- Cordillera (Se Spain). N. Jb. Miner. Abh. 168, 109–126.

Spakman, W., Chertova, M. V, Berg, A. Van Den, Hinsbergen, D.J.J. Van, 2018. Puzzling features of western Mediterranean tectonics explained by slab dragging. Nat. Geosci. https://doi.org/10.1038/s41561-018-0066-z

Spakman, W., van der Lee, S., van der Hilst, R., 1993. Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. Phys. Earth Planet. Inter. 79, 3–74. https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90142-V

Spakman, W., Wortel, R., 2004. A tomographic view on western Mediterranean geodynamics. TRANSMED Atlas-The Mediterr. Reg. from Crust to Mantle 31–52. https://doi.org/10.1007/978-3-642-18919-7_2

Spear, F.S., Cheney, J.T., 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO2-Al2O3-FeO-MgO-K2O-H2O. Contrib. to Mineral. Petrol. 101, 149–164. https://doi.org/10.1007/BF00375302

Spear, F.S., Florence, F.P., 1992. Thermobarometry in granulites: pitfalls and new approaches. Precambrian Res. 55, 209–241. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0301-9268(92)90025-J

Spear, F.S., Kohn, M.J., Cheney, J.T., 1999. P-T paths from anatectic pelites. Contrib. to Mineral. Petrol. 134, 17–32. https://doi.org/10.1007/s004100050466

Spear, F.S., Pattison, D.R.M., 2017. The implications of overstepping for metamorphic assemblage diagrams (MADs). Chem. Geol. 457, 38–46. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.03.011

Spear, F.S., Thomas, J.B., Hallett, B.W., 2014. Overstepping the garnet isograd: a comparison of QuiG barometry and thermodynamic modeling. Contrib. to Mineral. Petrol. 168, 1059. https://doi.org/10.1007/s00410-014-1059-6

Spear, F.S., Wolfe, O.M., 2019. Implications of overstepping of garnet nucleation for geothermometry, geobarometry and P–T path calculations. Chem. Geol. 530, 119323. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119323

Spear, F.S., Wolfe, O.M., 2018. Evaluation of the effective bulk composition (EBC) during growth of garnet. Chem. Geol. 491, 39–47. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.05.019

Spear, S., 1995. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths.

Mineralogical Society of America.

Stampfli, G.M., 2000. Tethyan oceans. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 173, 1–23.

Stich, D., Serpelloni, E., de Lis Mancilla, F., Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. Tectonophysics 426, 295–317. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.08.004

Streckeisen, A., Le Maitre, R.W.., 1979. A chemical approximation to modal QAPF classification of the igneous rocks: Neues Jahrbuch fur Mineralogie Abhandlungen, 136, 169–206.

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, 24, 7–17.

Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos 45, 29–44. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3

Tendero, J.A., Martin-Algarra, A., Puga, E., 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 | Lithostratigraphie des metasediments de l'assoc. Comptes Rendus - Acad. des Sci. Ser. II 316, 1115–1122.

Thomas, J.B., Watson, E.B., Spear, F.S., Shemella, P.T., Nayak, S.K., Lanzirotti, A., 2010. TitaniQ under pressure: The effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz. Contrib. to Mineral. Petrol. 160, 743–759. https://doi.org/10.1007/s00410-010-0505-3

Thompson, J.., 1959. Local equilibrium in metasomatic processes. Res. Geochemistry. Wiley 1, 57–427.

Thompson, J.., 1955. The thermodynamic basis for the mineral facies concept. Am. J. Sci. 65–103.

Thompson, J.B., 1970. Geochemical reaction and open systems. Geochim. Cosmochim. Acta 34, 529–551. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90015-3

Tomkins, H.S., Powell, R., Ellis, D.J., 2007. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. J. Metamorph. Geol. 25, 703–713. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00724.x

Torné, M., Banda, E., 1992. Crustal thinning from the Betic Cordillera to the Alboran Sea. Geo-Marine Lett. 12, 76–81. https://doi.org/10.1007/BF02084915

Torne, M., Fernández, M., Comas, M.C., Soto, J.I., 2000a. Lithospheric Structure Beneath the Alboran Basin: Results from 3D Gravity Modeling and Tectonic Relevance. Geophys. J. Int. 105, 3209–3228.

Torne, M., Fernàndez, M., Comas, M.C., Soto, J.I., 2000b. Lithospheric Structure Beneath the Alboran Basin: Results from 3D Gravity Modeling and Tectonic Relevance. J. Geophys. Res. Solid Earth 105, 3209–3228. https://doi.org/10.1029/1999jb900281

Torres-Roldan, R.L., Poli, G., Peccerillo, A., 1986. An early Miocene arc-tholeitic magmatic dyke event from the Alboran sea: Evidence for precollision subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. Geol. Rundschau 75, 219–234.

Troitzsch, U., Ellis, D.J., 2004. High-PT study of solid solutions in the system ZrO₂-TiO₂: The stability of srilankite. Eur. J. Mineral. 16, 577–584. https://doi.org/10.1127/0935-1221/2004/0016-0577

Tubía, J.M., Cuevas, J., Esteban, J.J., 2004. Tectonic evidence in the Ronda peridotites, Spain, for mantle diapirism related to delamination. Geology 32, 941–944. https://doi.org/10.1130/G20869.1

Turner, S.P., Platt, J.P., George, R.M.M., Kelley, S.P., Pearson, D.G., Nowell, G.M., 1999. Magmatism Associated with Orogenic Collapse of the Betic–Alboran Domain, SE Spain. J. Petrol. 40, 1011–1036. https://doi.org/10.1093/petroj/40.6.1011

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, 393–419. https://doi.org/10.1002/2013TC003349

Vazquez, M., Jabaloy, A., Barbero, L., Stuart, F.M., 2011. Deciphering tectonic- and erosion-driven exhumation of the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain) by low temperature thermochronology. Terra Nov. 23, 257–263. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01007.x

Verges, J., Fernandez, M., 2012. Tethys-Atlantic interaction along the Iberia-Africa plate boundary: The Betic-Rif orogenic system. Tectonophysics 579, 144–172. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.032

Vergés, J., Fernàndez, M., 2012. Tethys-Atlantic interaction along the Iberia-Africa plate boundary: The Betic-Rif orogenic system. Tectonophysics. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.032

Verges, J., Fernandez, M., Vergés, J., Fernàndez, M., Verges, J., Fernandez, M., Vergés, J., Fernàndez, M., 2012. Tethys-Atlantic interaction along the Iberia-Africa plate boundary: The Betic-Rif orogenic system. Tectonophysics 579, 144–172. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.032

Vernant, P., Fadil, A., Mourabit, T., Ouazar, D., Koulali, A., Davila, J.M., Garate, J., McClusky, S., Reilinger, R., 2010. Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone. J. Geodyn. 49, 123–129. https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.10.007

Vidal, O., Goffe, B., Bousquet, R., Parra, T., 1999. Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite Mg–Fe exchange thermometer and thermodynamic data for daphnite. J. Metamorph. Geol. 17, 25–39.

Vielzeuf, D., Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Contrib. to Mineral. Petrol. 98, 257–276. https://doi.org/10.1007/bf00375178

Villasante-Marcos, V., Osete, M.L., Gervilla, F., García-Duenas, V., 2003. Palaeomagnetic study of the Ronda peridotites (Betic Cordillera, southern Spain). Tectonophysics 377, 119–141. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.08.023

Villaseñor, A., Chevrot, S., Harnafi, 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. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.042

Vissers, R.L.M., 2012. Extension in a convergent tectonic setting: a lithospheric view on the Alboran system of SW Europe. Geol. belgica 15, 53–72.

Vissers, R.L.M., Meijer, P.T., 2012. Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. Earth-Science Rev. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.05.001

Vissers, R.L.M., Platt, J.P., van der Wal, D., 1995. Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A lithospheric view. Tectonics 14, 786–803. https://doi.org/10.1029/95TC00086

Waters, D. ~J., Lovegrove, D. ~P., 2002. Assessing the extent of disequilibrium and overstepping of prograde metamorphic reactions in metapelites from the Bushveld Complex aureole, South Africa. J. Metamorph. Geol. 20, 135–149. https://doi.org/10.1046/j.0263-4929.2001.00350.x

Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. Contrib. to Mineral. Petrol. 151, 413–433. https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5

Watts, A.B., Platt, J.P., Buhl, P., 1993. Tectonic evolution of the Alboran Sea basin, Basin Research.

White, R.W., Powell, R., Clarke, G.L., 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. J. Metamorph. Geol. 20, 41–55. https://doi.org/10.1046/j.0263-4929.2001.00349.x

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. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00711.x

Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Rev. Géol. Dyn. Geogr. Phys 24, 201–297.

Wildi, W., n.d. Carte géologique du Rif, région de Bab Taza 1 :50000. Service de la carte géologique Rabat. 1972-1975, Serv. la Cart. géologique Rabat.

Wildi, W., Nold, M., Uttinger, J., 1977. La Dorsale Calcaire entre Tetouan et Assifane (Rif interne, Maroc). Eclogae Geol. Helv. 70, 371–415.

Woodside, J.M., Maldonado, A., 1992. Styles of compressional neotectonics in the eastern Alboran Sea. Geo-Marine Lett. 12, 111–116. https://doi.org/10.1007/BF02084920

Wu, C.-M., Cheng, B.-H., 2006. Valid garnet–biotite (GB) geothermometry and garnet–aluminum silicate–plagioclase–quartz (GASP) geobarometry in metapelitic rocks. Lithos 89, 1–23. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.09.002

Wu, C.M., 2017. Calibration of the garnet–biotite–Al2SiO5–quartz geobarometer for metapelites. J. Metamorph. Geol. 35, 983–998. https://doi.org/10.1111/jmg.12264

Zack, T., Moraes, R., Kronz, A., 2004. Temperature dependence of Zr in rutile: Empirical calibration of a rutile thermometer. Contrib. to Mineral. Petrol. 148, 471–488. https://doi.org/10.1007/s00410-004-0617-8

Zaghloul, M.., 2002. La sédimentation silico-clastique oligo-miocène de type “flysch” dans le Rif, Maroc: évolution et corrélations à l’échelle de la chaîne maghrébide. Univ. Tétouan.

Zaghloul, M.N., Di Staso, A., De Capoa, P., Perrone, V., 2007. Occurrence of upper Burdigalian silex- ite beds within the Beni Ider Flysch Fm. In the Ksar-es-Sghir area (Maghrebian Flysch Basin, Northern Rif, Morocco): stratigraphic correlations and geodynamic implications. Geoscience 2, 223–239.

Zaghloul, M.N., Di Staso, A., Gioconda Gigliuto, L., Maniscalco, R., 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. Geol. Carpathica 56, 517–530.

Zakrutin, V. V, 1968. The evolution of amphiboles during metamorphism [in Russian]. Zap. Vses. Miner. Obs. 97 (1), 13–23.

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 254, 1–16. https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00206-5

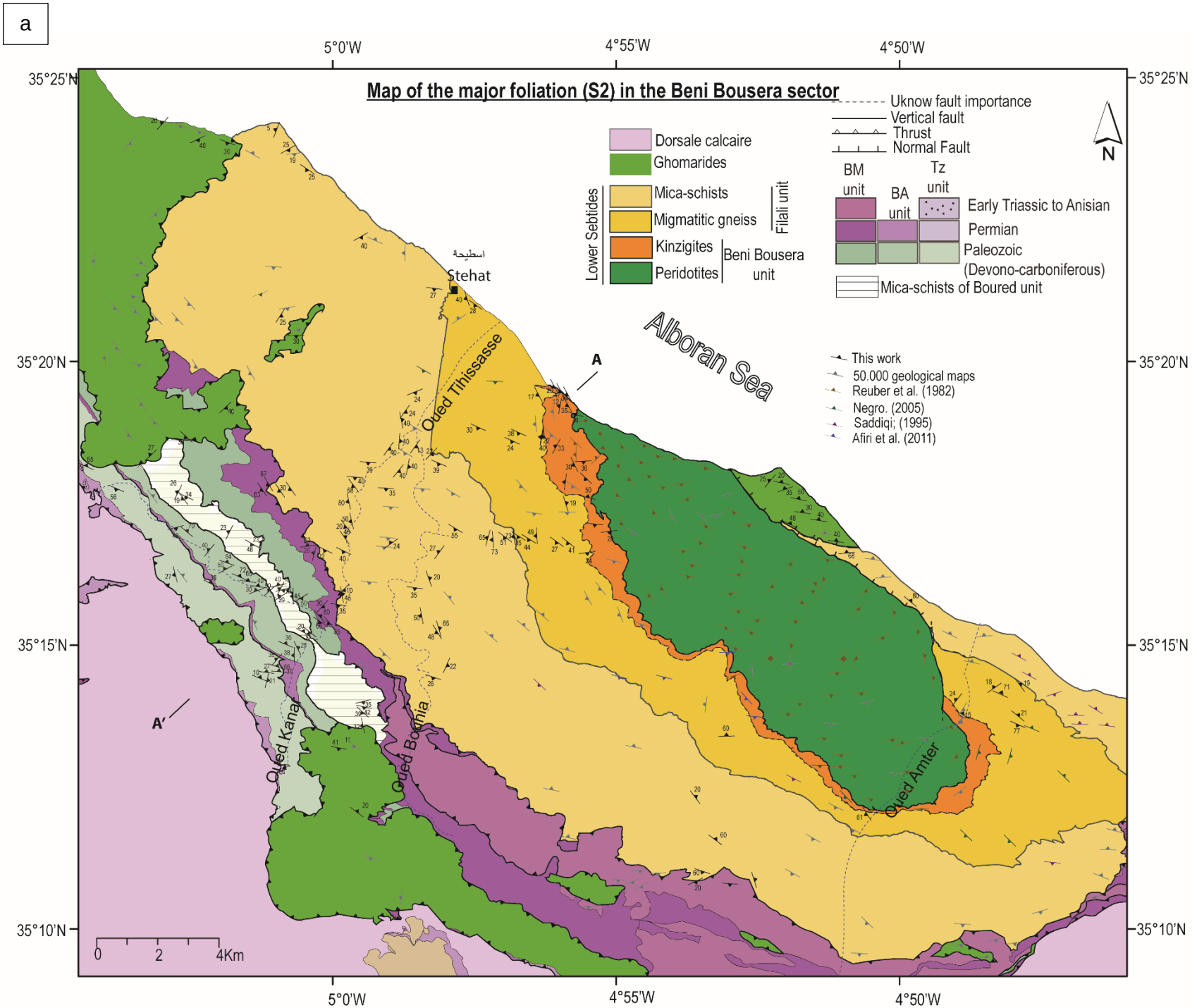
Zeck, H.P., Albat, F., Hansen, B.T., Torres-Roldán, R.L., Garciá-Casco, A., Martín-Algarra, A., 1989a. A 21 ± 2 Ma age for the termination of the ductile alpine deformation in the internal zone of the betic cordilleras, South Spain. Tectonophysics 169, 215–220. https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90196-0

Zeck, H.P., Albat, F., Hansen, B.T., Torres-Roldán, R.L., Garciá-Casco, A., Martín-Algarra, A., 1989b. A 21 ± 2 Ma age for the termination of the ductile alpine deformation in the internal zone of the betic cordilleras, South Spain. Tectonophysics 169, 215–220. https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90196-0

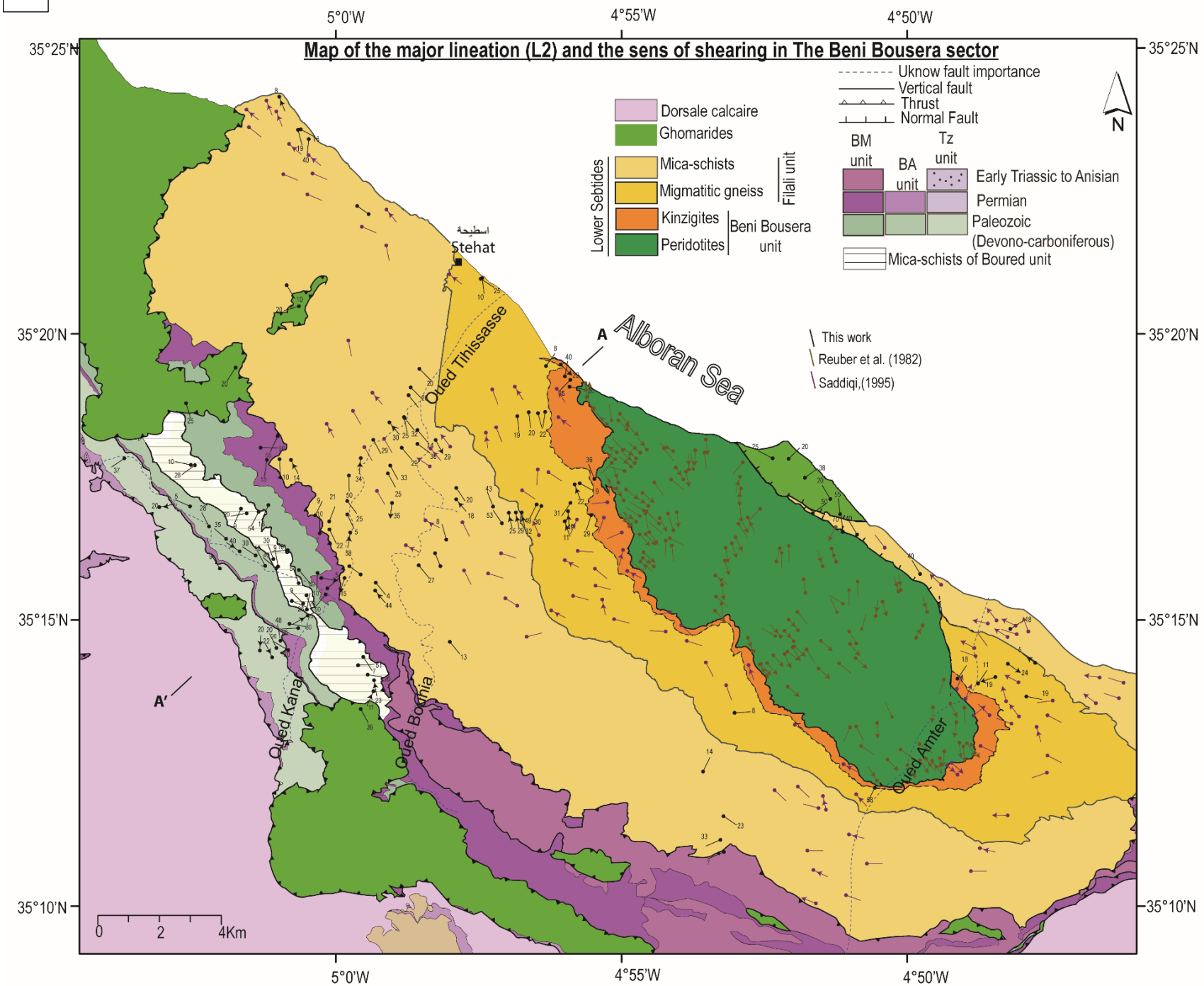
Zindler, A., Staudigel, H., Hart, S.., Endres, R., 1983. Nd and Sr isotopic study of a mafic layer from the Ronda ultramafic complex. Nature 304, 226–230.

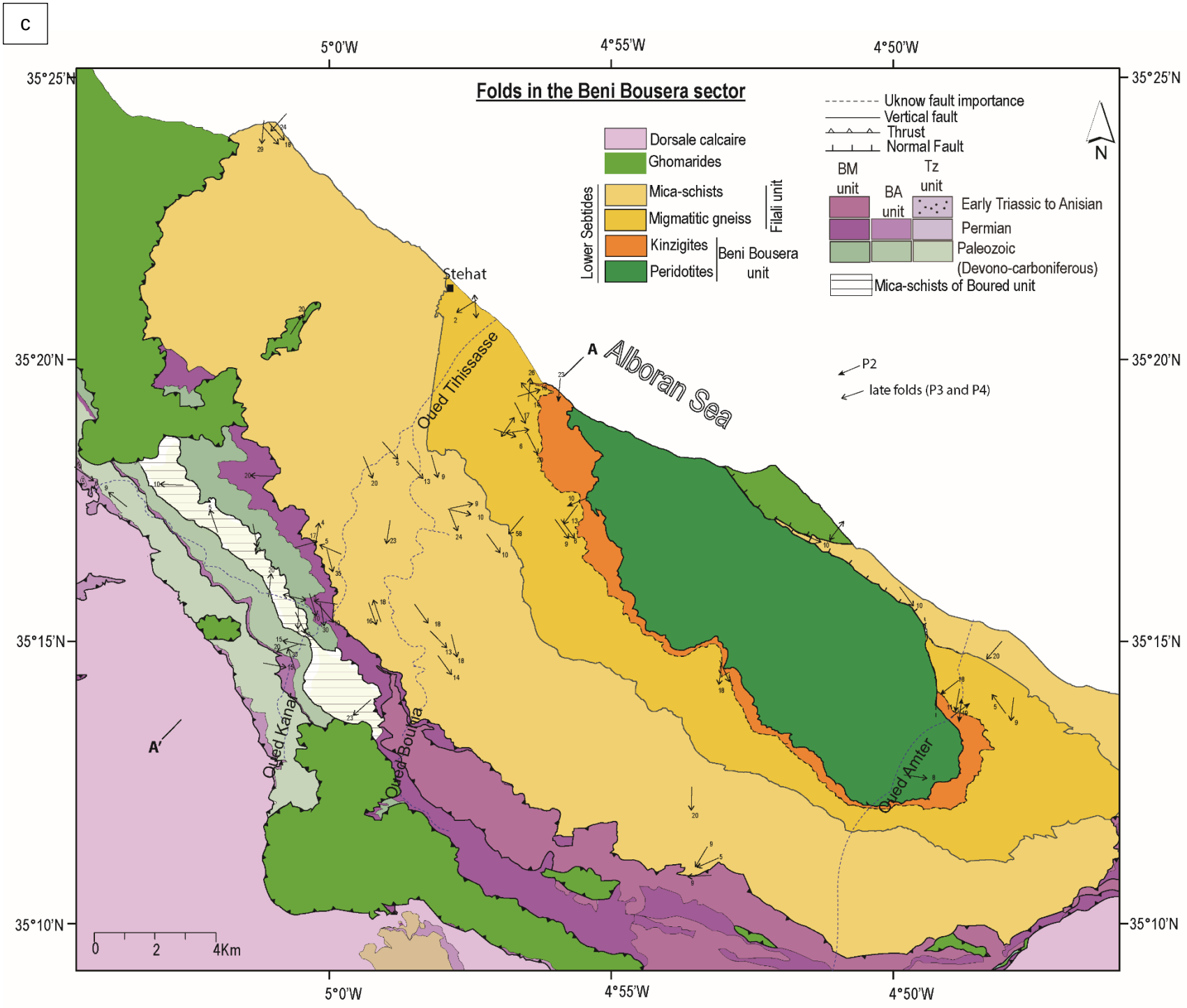
ANNEXE-1 : CARTES STRUCTURALES ET COUPE GEOLOGIQUE

Cartes structurales et coupe géologique dans le secteur de Beni Bousera : (a) carte de foliation majeure S2. (b) Carte de linéation (L2). (c) carte de différentes générations de plis. (d) coupe géologique au long d'Oued Kanar. La carte est une combinaison des 4 cartes géologiques de 1/50.000 ; la carte de Talembote, la carte de Bou Ahmed, la carte de Bab Berret, et la carte de Bab Taza. Pour simplification, des éboulis de dépôt de pente et les formations quaternaires ne sont pas représentés sur la carte.


a
Map of the major foliation (S2) in the Beni Bousera sector
5°0'W
4°55'W
4°50'W
35°25'N
35°20'N
35°15'N
35°10'N
Dorsale calcaire
Ghomarides
Lower Sebtides
Mica-schists
Migmatitic gneiss
Filali unit
Kinzigites
Peridotites
Beni Bousera unit
Uknow fault importance
Vertical fault
Thrust
Normal Fault
N
BM unit
BA unit
Tz unit
Early Triassic to Anisian
Permian
Paleozoic (Devono-carboniferous)
Mica-schists of Boured unit
This work
50.000 geological maps
Reuber et al. (1982)
Negro. (2005)
Saddiqi; (1995)
Afiri et al. (2011)
اسطيحة
Stehat
Alboran Sea
Oued Tinissasse
Oued Kana
Oued Bonia
Oued Amter
A
A'
0
2
4Km

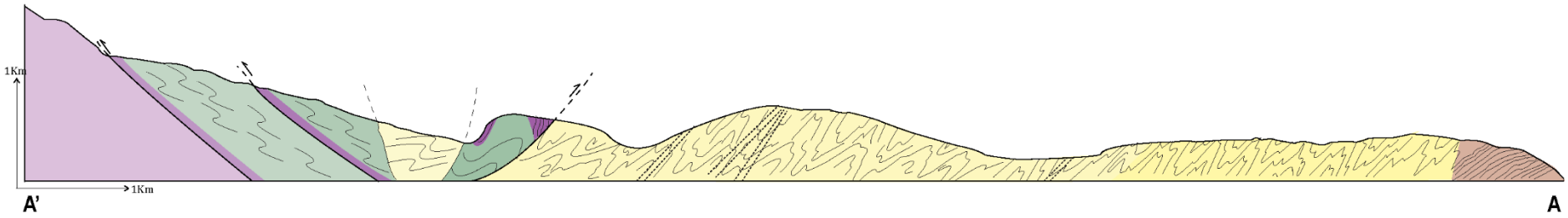
b


Map of the major lineation (L2) and the sens of shearing in The Beni Bousera sector
5°0'W
4°55'W
4°50'W
35°25'N
35°20'N
35°15'N
35°10'N
Uknow fault importance
Vertical fault
Thrust
Normal Fault
N
Dorsale calcaire
Ghomarides
Lower Sebtides
Mica-schists
Migmatitic gneiss
Kinzigites
Peridotites
Filali unit
Beni Bousera unit
BM unit
BA unit
Tz unit
Early Triassic to Anisian
Permian
Paleozoic (Devono-carboniferous)
Mica-schists of Boured unit
This work
Reuber et al. (1982)
Saddiqi,(1995)
Stehat
اسطيحة
Oued Tihissasse
Alboran Sea
A
A'
Oued Kana
Oued Bouhia
Oued Amter
0
2
4Km


c
Folds in the Beni Bousera sector
Dorsale calcaire
Ghomarides
Lower Sebtides
Mica-schists
Migmatitic gneiss
Filali unit
Kinzigites
Peridotites
Beni Bousera unit
Uknow fault importance
Vertical fault
Thrust
Normal Fault
N
BM unit
BA unit
Tz unit
Early Triassic to Anisian
Permian
Paleozoic (Devono-carboniferous)
Mica-schists of Boured unit
P2
late folds (P3 and P4)
Stehat
Oued Tihissasse
Alboran Sea
A
A'
Oued Kanar
Oued Boukia
Oued Amter
5°0'W
4°55'W
4°50'W
35°25'N
35°20'N
35°15'N
35°10'N
0
2
4Km

d

Shematic cross section at the Beni Bousera sector
Tectonic relationship between upper and lower Sebtides



ANNEXE-2 : COMPOSITION CHIMIQUE DES MINERAUX

% en poids d'oxydes

- granulites de l'unité de Beni Bousera-

Profiles chimiques des grenats

	Al2O3	SiO2	TiO2	Na2O	MgO	MnO	FeO	CaO	Totale	Al	Si	Ti	Na	Mg	Mn	Fe	Ca	Alm	Grs	Sps	Prp
Profile 1*	21.58	37.63	0.04	0.02	5.51	1.33	30.09	3.74	99.93	2.01	2.97	0.00	0.00	0.65	0.09	1.99	0.32	0.65	0.10	0.03	0.21
	21.34	36.96	0.04	0.01	5.84	1.31	29.94	3.42	98.86	2.01	2.95	0.00	0.00	0.70	0.09	2.00	0.29	0.65	0.10	0.03	0.23
	21.51	37.45	0.04	0.01	5.57	1.31	30.22	3.62	99.75	2.01	2.97	0.00	0.00	0.65	0.09	1.99	0.31	0.65	0.10	0.03	0.21
	21.49	37.54	0.03	0.03	5.50	1.33	30.01	3.67	99.59	2.01	2.97	0.00	0.00	0.65	0.09	1.99	0.31	0.65	0.10	0.03	0.21
	21.56	37.51	0.03	0.03	5.54	1.36	30.19	3.63	99.84	2.01	2.97	0.00	0.00	0.65	0.09	2.00	0.31	0.66	0.10	0.03	0.21
	21.60	37.50	0.04	0.01	5.56	1.35	29.98	3.50	99.54	2.02	2.97	0.00	0.00	0.66	0.09	1.99	0.30	0.66	0.10	0.03	0.22
	21.54	37.47	0.04	0.00	5.49	1.35	30.16	3.58	99.64	2.01	2.97	0.00	0.00	0.65	0.09	2.00	0.30	0.66	0.10	0.03	0.21
	21.54	37.52	0.03	0.01	5.56	1.36	30.12	3.60	99.75	2.01	2.97	0.00	0.00	0.66	0.09	1.99	0.31	0.65	0.10	0.03	0.22
	20.50	40.56	0.03	0.01	5.31	1.28	28.88	3.19	99.76	1.88	3.16	0.00	0.00	0.62	0.08	1.88	0.27	0.66	0.09	0.03	0.22
	21.60	37.45	0.03	0.02	5.64	1.35	30.38	3.42	99.88	2.01	2.96	0.00	0.00	0.66	0.09	2.01	0.29	0.66	0.09	0.03	0.22
	21.56	37.60	0.03	0.00	5.58	1.33	30.13	3.63	99.85	2.01	2.97	0.00	0.00	0.66	0.09	1.99	0.31	0.65	0.10	0.03	0.22
	21.59	37.53	0.03	0.00	5.58	1.32	30.20	3.65	99.89	2.01	2.97	0.00	0.00	0.66	0.09	2.00	0.31	0.65	0.10	0.03	0.22
	21.53	37.61	0.03	0.00	5.72	1.35	30.27	3.48	100.00	2.00	2.97	0.00	0.00	0.67	0.09	2.00	0.29	0.65	0.10	0.03	0.22
	21.58	37.57	0.04	0.01	5.70	1.31	30.04	3.48	99.73	2.01	2.97	0.00	0.00	0.67	0.09	1.99	0.29	0.65	0.10	0.03	0.22
	21.61	37.58	0.04	0.00	5.72	1.34	30.11	3.55	99.95	2.01	2.97	0.00	0.00	0.67	0.09	1.99	0.30	0.65	0.10	0.03	0.22
	21.60	37.57	0.04	0.00	5.78	1.34	30.10	3.51	99.93	2.01	2.96	0.00	0.00	0.68	0.09	1.99	0.30	0.65	0.10	0.03	0.22
	21.58	37.52	0.04	0.02	5.95	1.31	30.35	3.08	99.85	2.01	2.96	0.00	0.00	0.70	0.09	2.00	0.26	0.66	0.09	0.03	0.23
	21.53	37.47	0.04	0.01	5.91	1.34	30.00	3.44	99.75	2.01	2.96	0.00	0.00	0.70	0.09	1.98	0.29	0.65	0.10	0.03	0.23
	21.57	37.45	0.04	0.00	5.99	1.25	29.66	3.51	99.48	2.01	2.96	0.00	0.00	0.71	0.08	1.96	0.30	0.64	0.10	0.03	0.23
	21.66	37.63	0.04	0.00	6.17	1.19	29.60	3.51	99.80	2.01	2.96	0.00	0.00	0.72	0.08	1.95	0.30	0.64	0.10	0.03	0.24
	21.62	37.65	0.04	0.00	6.35	1.15	29.54	3.32	99.67	2.01	2.97	0.00	0.00	0.75	0.08	1.95	0.28	0.64	0.09	0.03	0.24
	21.73	37.59	0.04	0.01	6.51	1.14	29.48	3.21	99.72	2.02	2.96	0.00	0.00	0.76	0.08	1.94	0.27	0.64	0.09	0.02	0.25
	21.65	37.61	0.03	0.00	6.56	1.01	29.37	3.38	99.61	2.01	2.96	0.00	0.00	0.77	0.07	1.93	0.29	0.63	0.09	0.02	0.25
	21.77	37.89	0.04	0.01	6.86	0.95	29.62	2.88	100.02	2.01	2.97	0.00	0.00	0.80	0.06	1.94	0.24	0.64	0.08	0.02	0.26
	21.70	37.84	0.04	0.01	7.03	0.88	29.67	2.62	99.79	2.01	2.97	0.00	0.00	0.82	0.06	1.95	0.22	0.64	0.07	0.02	0.27
	21.78	37.76	0.05	0.01	6.98	0.85	29.64	2.85	99.93	2.01	2.96	0.00	0.00	0.82	0.06	1.94	0.24	0.64	0.08	0.02	0.27
	21.68	37.78	0.05	0.02	6.48	0.79	29.49	3.60	99.89	2.01	2.97	0.00	0.00	0.76	0.05	1.94	0.30	0.63	0.10	0.02	0.25
Profile 2*	21.76	37.92	0.06	0.01	6.17	0.86	28.96	4.29	100.04	2.01	2.97	0.00	0.00	0.72	0.06	1.90	0.36	0.62	0.12	0.02	0.24
	21.62	38.11	0.03	0.03	6.93	0.75	28.40	3.72	99.62	2.00	2.98	0.00	0.00	0.81	0.05	1.86	0.31	0.61	0.10	0.02	0.27
	21.74	38.31	0.01	0.00	6.43	0.83	29.23	3.29	99.86	2.01	3.00	0.00	0.00	0.75	0.05	1.91	0.28	0.64	0.09	0.02	0.25
	21.72	38.03	0.04	0.00	7.10	0.82	28.48	3.54	99.75	2.00	2.98	0.00	0.00	0.83	0.05	1.86	0.30	0.61	0.10	0.02	0.27
	21.81	38.40	0.05	0.00	7.22	0.86	28.38	3.28	100.01	2.00	2.99	0.00	0.00	0.84	0.06	1.85	0.27	0.61	0.09	0.02	0.28
	21.94	38.04	0.05	0.00	7.22	0.87	28.35	3.28	99.73	2.02	2.97	0.00	0.00	0.84	0.06	1.85	0.27	0.61	0.09	0.02	0.28
	21.73	38.08	0.05	0.04	7.23	0.89	28.66	3.28	99.94	2.00	2.97	0.00	0.01	0.84	0.06	1.87	0.27	0.61	0.09	0.02	0.28
	21.76	38.32	0.07	0.04	7.25	0.90	28.40	3.03	99.75	2.00	2.99	0.00	0.01	0.84	0.06	1.85	0.25	0.62	0.08	0.02	0.28
	21.80	37.93	0.02	0.00	7.35	0.91	28.73	2.91	99.67	2.01	2.97	0.00	0.00	0.86	0.06	1.88	0.24	0.62	0.08	0.02	0.28
	21.90	38.11	0.06	0.00	7.34	0.94	28.65	2.82	99.80	2.01	2.97	0.00	0.00	0.85	0.06	1.87	0.24	0.62	0.08	0.02	0.28
	22.01	38.65	0.01	0.03	7.38	0.89	28.60	2.86	100.43	2.01	2.99	0.00	0.00	0.85	0.06	1.85	0.24	0.62	0.08	0.02	0.28
	21.98	38.28	0.01	0.00	7.26	0.80	28.15	3.39	99.92	2.02	2.98	0.00	0.00	0.84	0.05	1.83	0.28	0.61	0.09	0.02	0.28
	21.76	38.14	0.02	0.00	7.18	0.77	28.05	4.04	99.99	2.00	2.97	0.00	0.00	0.83	0.05	1.83	0.34	0.60	0.11	0.02	0.27
	21.87	38.39	0.00	0.00	7.46	0.73	27.97	3.57	100.02	2.00	2.98	0.00	0.00	0.86	0.05	1.82	0.30	0.60	0.10	0.02	0.29
	21.74	38.32	0.01	0.03	7.12	0.71	27.72	4.49	100.22	1.99	2.98	0.00	0.00	0.83	0.05	1.80	0.37	0.59	0.12	0.02	0.27
	21.90	38.12	0.05	0.00	6.85	0.58	27.29	5.06	99.88	2.01	2.97	0.00	0.00	0.80	0.04	1.78	0.42	0.59	0.14	0.01	0.26
	21.72	37.97	0.08	0.04	6.79	0.50	26.58	5.45	99.18	2.01	2.98	0.01	0.01	0.79	0.03	1.74	0.46	0.58	0.15	0.01	0.26
	21.55	37.75	0.09	0.03	5.29	0.79	30.24	4.47	100.20	2.00	2.97	0.01	0.00	0.62	0.05	1.99	0.38	0.65	0.12	0.02	0.20
Profile 3	21.22	37.40	0.08	0.00	3.88	0.97	33.33	3.43	100.32	1.99	2.98	0.00	0.00	0.46	0.07	2.22	0.29	0.73	0.10	0.02	0.15
	21.48	38.58	0.03	0.03	7.23	0.45	28.56	3.86	100.27	1.97	3.00	0.00	0.00	0.84	0.03	1.86	0.32	0.61	0.11	0.01	0.27
	21.65	38.42	0.14	0.00	7.31	0.47	28.16	3.96	100.14	1.98	2.99	0.01	0.00	0.85	0.03	1.83	0.33	0.60	0.11	0.01	0.28
	21.79	38.87	0.01	0.00	7.12	0.44	28.01	4.52	100.80	1.98	3.00	0.00	0.00	0.82	0.03	1.81	0.37	0.60	0.12	0.01	0.27
	21.74	38.38	0.07	0.02	7.01	0.47	27.95	4.34	100.02	1.99	2.99	0.00	0.00	0.81	0.03	1.82	0.36	0.60	0.12	0.01	0.27
	21.41	37.76	0.02	0.03	4.69	0.77	32.17	3.75	100.62	1.99	2.98	0.00	0.00	0.55	0.05	2.12	0.32	0.70	0.10	0.02	0.18

D'autres analyses chimiques de grenat

	Al2O3	SiO2	TiO2	Na2O	MgO	MnO	FeO	CaO	Totale	Al	Si	Ti	Na	Mg	Mn	Fe	Ca	Alm	Grs	Sps	Prp
	22.16	38.50	0.04	0.00	8.67	0.95	26.18	3.72	100.22	2.01	2.96	0.00	0.00	1.00	0.06	1.69	0.31	0.55	0.10	0.02	0.33
	22.14	38.63	0.03	0.01	8.49	1.04	26.56	3.54	100.43	2.01	2.97	0.00	0.00	0.97	0.07	1.71	0.29	0.56	0.10	0.02	0.32
	21.93	38.21	0.03	0.02	8.30	1.42	26.41	3.46	99.77	2.01	2.97	0.00	0.00	0.96	0.09	1.71	0.29	0.56	0.09	0.03	0.31
	22.01	38.31	0.02	0.01	8.12	1.75	26.64	3.21	100.07	2.01	2.97	0.00	0.00	0.94	0.11	1.73	0.27	0.57	0.09	0.04	0.31
	21.84	38.24	0.02	0.01	8.64	1.96	27.29	1.62	99.60	2.00	2.98	0.00	0.00	1.00	0.13	1.78	0.13	0.58	0.04	0.04	0.33
	21.86	38.14	0.01	0.01	8.58	2.09	27.65	1.42	99.77	2.01	2.97	0.00	0.00	1.00	0.14	1.80	0.12	0.59	0.04	0.05	0.33
	21.90	37.90	0.02	0.02	8.37	2.40	27.57	1.42	99.60	2.02	2.96	0.00	0.00	0.97	0.16	1.80	0.12	0.59	0.04	0.05	0.32
	21.90	38.05	0.02	0.04	8.25	2.52	27.52	1.43	99.73	2.01	2.97	0.00	0.01	0.96	0.17	1.80	0.12	0.59	0.04	0.05	0.32
	21.76	37.96	0.02	0.02	8.11	2.66	27.60	1.45	99.57	2.01	2.97	0.00	0.00	0.95	0.18	1.81	0.12	0.59	0.04	0.06	0.31
	21.81	37.84	0.02	0.01	7.99	2.77	27.53	1.59	99.55	2.01	2.96	0.00	0.00	0.93	0.18	1.80	0.13	0.59	0.04	0.06	0.31
	21.78	37.82	0.02	0.02	7.67	2.89	27.47	1.85	99.52	2.01	2.97	0.00	0.00	0.90	0.19	1.80	0.16	0.59	0.05	0.06	0.29
	21.53	37.70	0.02	0.01	7.52	2.95	27.39	1.88	98.99	2.00	2.97	0.00	0.00	0.88	0.20	1.81	0.16	0.59	0.05	0.06	0.29
	21.96	38.17	0.02	0.01	7.57	3.04	27.63	1.83	100.24	2.01	2.97	0.00	0.00	0.88	0.20	1.80	0.15	0.59	0.05	0.07	0.29
	22.14	38.20	0.02	0.05	7.70	3.02	27.09	1.79	100.00	2.03	2.97	0.00	0.01	0.89	0.20	1.76	0.15	0.59	0.05	0.07	0.30
	21.83	37.83	0.02	0.02	7.51	3.12	27.98	1.63	99.94	2.01	2.96	0.00	0.00	0.88	0.21	1.83	0.14	0.60	0.04	0.07	0.29
	22.55	39.05	0.01	0.01	7.94	3.19	28.11	1.41	102.29	2.02	2.97	0.00	0.00	0.90	0.21	1.79	0.12	0.59	0.04	0.07	0.30
	21.77	37.64	0.01	0.02	7.59	3.20	27.99	1.40	99.62	2.02	2.96	0.00	0.00	0.89	0.21	1.84	0.12	0.60	0.04	0.07	0.29
	21.83	38.03	0.01	0.00	7.59	3.07	27.87	1.65	100.05	2.01	2.97	0.00	0.00	0.88	0.20	1.82	0.14	0.60	0.05	0.07	0.29
	21.82	37.82	0.02	0.01	7.32	2.99	27.47	2.18	99.63	2.02	2.97	0.00	0.00	0.86	0.20	1.80	0.18	0.59	0.06	0.07	0.28
	21.89	37.92	0.02	0.01	7.33	2.95	27.31	2.57	99.99	2.02	2.96	0.00	0.00	0.85	0.20	1.78	0.22	0.59	0.07	0.06	0.28
	21.78	37.92	0.03	0.03	7.40	2.84	27.39	2.48	99.86	2.01	2.97	0.00	0.00	0.86	0.19	1.79	0.21	0.59	0.07	0.06	0.28
	21.70	37.66	0.02	0.03	7.53	2.68	27.52	2.23	99.36	2.01	2.96	0.00	0.00	0.88	0.18	1.81	0.19	0.59	0.06	0.06	0.29
	21.72	37.87	0.02	0.02	8.01	2.33	27.49	1.96	99.42	2.01	2.97	0.00	0.00	0.94	0.15	1.80	0.16	0.59	0.05	0.05	0.31
	21.89	37.93	0.02	0.01	8.03	2.18	27.07	2.35	99.48	2.02	2.96	0.00	0.00	0.94	0.14	1.77	0.20	0.58	0.06	0.05	0.31
	21.94	37.98	0.02	0.01	7.88	1.91	26.86	3.08	99.67	2.02	2.96	0.00	0.00	0.92	0.13	1.75	0.26	0.57	0.08	0.04	0.30
	22.03	38.10	0.02	0.01	8.19	1.71	26.90	2.92	99.89	2.02	2.96	0.00	0.00	0.95	0.11	1.75	0.24	0.57	0.08	0.04	0.31
	22.02	38.22	0.03	0.02	8.11	1.43	26.34	3.61	99.77	2.01	2.97	0.00	0.00	0.94	0.09	1.71	0.30	0.56	0.10	0.03	0.31
	22.07	38.13	0.05	0.01	8.04	1.25	26.05	4.09	99.68	2.02	2.96	0.00	0.00	0.93	0.08	1.69	0.34	0.56	0.11	0.03	0.31
	21.67	38.29	0.04	0.01	8.13	0.60	26.40	4.41	99.56	1.99	2.98	0.00	0.00	0.94	0.04	1.72	0.37	0.56	0.12	0.01	0.31
	21.75	38.26	0.01	0.01	8.42	0.46	25.91	5.35	100.20	1.98	2.96	0.00	0.00	0.97	0.03	1.67	0.44	0.54	0.14	0.01	0.31
	21.71	38.56	0.00	0.00	8.36	0.47	25.69	5.22	100.10	1.98	2.98	0.00	0.00	0.96	0.03	1.66	0.43	0.54	0.14	0.01	0.31
	21.91	38.84	0.01	0.00	8.68	0.44	25.43	4.90	100.22	1.98	2.98	0.00	0.00	0.99	0.03	1.63	0.40	0.53	0.13	0.01	0.32
	22.08	38.76	0.02	0.00	8.98	0.45	26.03	4.29	100.60	1.99	2.97	0.00	0.00	1.02	0.03	1.67	0.35	0.54	0.11	0.01	0.33
	22.24	39.24	0.02	0.00	9.49	0.49	26.45	2.95	100.92	2.00	2.99	0.00	0.00	1.08	0.03	1.68	0.24	0.56	0.08	0.01	0.35
	21.75	38.63	0.07	0.00	9.62	0.49	26.02	2.99	99.63	1.98	2.98	0.00	0.00	1.11	0.03	1.68	0.25	0.55	0.08	0.01	0.36
	21.77	39.04	0.02	0.03	9.36	0.44	25.96	3.80	100.50	1.96	2.99	0.00	0.00	1.07	0.03	1.66	0.31	0.54	0.10	0.01	0.35
	22.01	38.70	0.05	0.04	9.26	0.47	25.67	3.41	99.69	2.00	2.98	0.00	0.01	1.06	0.03	1.65	0.28	0.55	0.09	0.01	0.35
	21.99	39.11	0.07	0.01	9.28	0.48	25.96	3.65	100.59	1.98	2.99	0.00	0.00	1.06	0.03	1.66	0.30	0.54	0.10	0.01	0.35
	21.94	39.00	0.04	0.00	9.47	0.48	26.11	3.02	100.10	1.98	2.99	0.00	0.00	1.08	0.03	1.67	0.25	0.55	0.08	0.01	0.36
	22.02	38.79	0.02	0.02	9.65	0.53	26.17	2.71	99.93	1.99	2.98	0.00	0.00	1.11	0.03	1.68	0.22	0.55	0.07	0.01	0.36
	22.12	38.79	0.04	0.04	9.39	0.44	26.30	3.21	100.34	2.00	2.97	0.00	0.01	1.07	0.03	1.69	0.26	0.55	0.09	0.01	0.35
	21.86	39.13	0.03	0.05	9.65	0.45	26.71	2.51	100.44	1.97	2.99	0.00	0.01	1.10	0.03	1.71	0.21	0.56	0.07	0.01	0.36
	21.99	39.09	0.05	0.01	10.06	0.45	27.22	1.48	100.40	1.98	2.99	0.00	0.00	1.15	0.03	1.74	0.12	0.57	0.04	0.01	0.38
	22.00	39.13	0.04	0.00	10.31	0.48	27.52	1.23	100.74	1.98	2.98	0.00	0.00	1.17	0.03	1.76	0.10	0.57	0.03	0.01	0.38
	22.02	39.05	0.02	0.01	9.93	0.52	27.04	1.80	100.42	1.99	2.99	0.00	0.00	1.13	0.03	1.73	0.15	0.57	0.05	0.01	0.37
	21.93	38.85	0.07	0.03	9.82	0.51	27.34	1.74	100.37	1.98	2.98	0.00	0.00	1.12	0.03	1.75	0.14	0.57	0.05	0.01	0.37
	21.98	38.50	0.01	0.03	9.58	0.47	27.44	2.18	100.24	1.99	2.96	0.00	0.00	1.10	0.03	1.77	0.18	0.57	0.06	0.01	0.36
	21.95	38.89	0.00	0.00	9.31	0.48	27.37	2.60	100.65	1.98	2.98	0.00	0.00	1.06	0.03	1.75	0.21	0.57	0.07	0.01	0.35
	21.78	38.63	0.07	0.02	9.06	0.53	27.17	2.88	100.18	1.98	2.98	0.00	0.00	1.04	0.03	1.75	0.24	0.57	0.08	0.01	0.34
	22.00	38.90	0.02	0.00	9.19	0.52	27.37	2.40	100.49	1.99	2.99	0.00	0.00	1.05	0.03	1.76	0.20	0.58	0.06	0.01	0.35

Al2O3	SiO2	TiO2	Na2O	MgO	MnO	FeO	CaO	Totale	Al	Si	Ti	Na	Mg	Mn	Fe	Ca	Alm	Grs	Sps	Prp
21.57	37.73	0.05	0.01	6.08	0.78	29.65	3.77	99.62	2.00	2.97	0.00	0.00	0.71	0.05	1.95	0.32	0.64	0.10	0.02	0.23
21.66	37.99	0.04	0.00	6.98	0.77	28.58	3.66	99.67	2.00	2.98	0.00	0.00	0.81	0.05	1.87	0.31	0.61	0.10	0.02	0.27
29.07	37.74	0.03	0.01	5.86	0.67	24.48	3.02	100.88	2.57	2.83	0.00	0.00	0.66	0.04	1.54	0.24	0.62	0.10	0.02	0.26
21.84	38.06	0.05	0.02	6.92	0.88	28.68	3.68	100.13	2.01	2.97	0.00	0.00	0.80	0.06	1.87	0.31	0.62	0.10	0.02	0.26
21.67	37.98	0.04	0.01	6.87	0.97	28.64	3.60	99.78	2.00	2.97	0.00	0.00	0.80	0.06	1.88	0.30	0.62	0.10	0.02	0.26
21.68	38.09	0.05	0.00	6.79	1.06	28.82	3.64	100.13	2.00	2.98	0.00	0.00	0.79	0.07	1.88	0.30	0.62	0.10	0.02	0.26
21.74	37.84	0.05	0.00	6.61	1.10	28.85	3.67	99.86	2.01	2.97	0.00	0.00	0.77	0.07	1.89	0.31	0.62	0.10	0.02	0.25
21.67	38.00	0.05	0.01	6.30	1.20	29.21	3.67	100.10	2.00	2.98	0.00	0.00	0.74	0.08	1.91	0.31	0.63	0.10	0.03	0.24
22.54	41.92	0.06	0.04	6.57	1.20	28.81	3.43	104.57	1.96	3.10	0.00	0.01	0.72	0.08	1.78	0.27	0.62	0.10	0.03	0.25
21.68	37.84	0.05	0.00	6.08	1.23	29.55	3.71	100.13	2.01	2.97	0.00	0.00	0.71	0.08	1.94	0.31	0.64	0.10	0.03	0.23
21.58	37.71	0.05	0.01	6.00	1.26	29.57	3.74	99.91	2.00	2.97	0.00	0.00	0.70	0.08	1.95	0.32	0.64	0.10	0.03	0.23
21.57	37.69	0.04	0.01	5.95	1.33	29.63	3.70	99.91	2.00	2.97	0.00	0.00	0.70	0.09	1.95	0.31	0.64	0.10	0.03	0.23
21.52	37.61	0.04	0.01	6.02	1.32	29.65	3.56	99.75	2.00	2.97	0.00	0.00	0.71	0.09	1.96	0.30	0.64	0.10	0.03	0.23
21.40	37.42	0.02	0.02	6.12	1.26	29.61	3.47	99.32	2.00	2.97	0.00	0.00	0.72	0.08	1.96	0.29	0.64	0.10	0.03	0.24
21.57	37.70	0.04	0.00	6.26	1.20	29.63	3.35	99.74	2.00	2.97	0.00	0.00	0.74	0.08	1.95	0.28	0.64	0.09	0.03	0.24
21.43	37.32	0.03	0.01	6.37	1.21	29.90	3.17	99.43	2.00	2.96	0.00	0.00	0.75	0.08	1.98	0.27	0.64	0.09	0.03	0.24
21.59	37.62	0.05	0.02	6.51	1.08	29.21	3.38	99.46	2.01	2.97	0.00	0.00	0.77	0.07	1.93	0.29	0.63	0.09	0.02	0.25
21.71	37.61	0.04	0.01	6.59	1.09	29.42	3.37	99.83	2.01	2.96	0.00	0.00	0.77	0.07	1.93	0.28	0.63	0.09	0.02	0.25
21.76	37.77	0.05	0.03	6.77	1.00	29.34	3.23	99.95	2.01	2.96	0.00	0.00	0.79	0.07	1.92	0.27	0.63	0.09	0.02	0.26
21.81	37.91	0.04	0.02	7.18	0.94	29.73	2.41	100.06	2.01	2.97	0.00	0.00	0.84	0.06	1.94	0.20	0.64	0.07	0.02	0.27
21.77	37.95	0.04	0.01	7.18	0.86	29.66	2.71	100.19	2.00	2.96	0.00	0.00	0.84	0.06	1.94	0.23	0.63	0.07	0.02	0.27
21.76	37.83	0.05	0.01	6.85	0.76	29.00	3.61	99.86	2.01	2.96	0.00	0.00	0.80	0.05	1.90	0.30	0.62	0.10	0.02	0.26
21.79	37.84	0.05	0.01	6.70	0.76	28.89	3.90	99.93	2.01	2.96	0.00	0.00	0.78	0.05	1.89	0.33	0.62	0.11	0.02	0.26
21.83	38.18	0.02	0.01	7.66	1.56	26.15	4.05	99.46	2.01	2.98	0.00	0.00	0.89	0.10	1.70	0.34	0.56	0.11	0.03	0.29
21.89	38.36	0.03	0.02	7.74	1.71	26.62	3.70	100.07	2.00	2.98	0.00	0.00	0.90	0.11	1.73	0.31	0.57	0.10	0.04	0.29
21.60	37.79	0.03	0.02	7.58	1.94	26.45	3.53	98.94	2.00	2.97	0.00	0.00	0.89	0.13	1.74	0.30	0.57	0.10	0.04	0.29
21.92	38.24	0.02	0.00	7.97	2.11	26.92	2.70	99.88	2.01	2.97	0.00	0.00	0.92	0.14	1.75	0.23	0.58	0.07	0.05	0.30
21.95	38.31	0.02	0.01	8.08	2.14	27.16	2.29	99.96	2.01	2.98	0.00	0.00	0.94	0.14	1.76	0.19	0.58	0.06	0.05	0.31
21.88	38.17	0.02	0.02	7.87	2.31	26.91	2.64	99.83	2.01	2.97	0.00	0.00	0.91	0.15	1.75	0.22	0.58	0.07	0.05	0.30
21.87	38.07	0.01	0.05	7.90	2.40	26.67	2.30	99.26	2.02	2.98	0.00	0.01	0.92	0.16	1.74	0.19	0.58	0.06	0.05	0.31
21.93	38.17	0.01	0.02	8.15	2.55	27.17	1.92	99.92	2.01	2.97	0.00	0.00	0.95	0.17	1.77	0.16	0.58	0.05	0.06	0.31
21.92	38.07	0.02	0.02	8.15	2.52	27.29	1.74	99.73	2.01	2.97	0.00	0.00	0.95	0.17	1.78	0.15	0.59	0.05	0.05	0.31
21.71	37.94	0.02	0.02	8.13	2.60	27.37	1.64	99.43	2.00	2.97	0.00	0.00	0.95	0.17	1.79	0.14	0.59	0.05	0.06	0.31
21.94	38.19	0.02	0.02	8.18	2.66	27.28	1.55	99.85	2.01	2.97	0.00	0.00	0.95	0.18	1.78	0.13	0.59	0.04	0.06	0.31
22.01	38.20	0.02	0.02	8.30	2.59	27.40	1.55	100.09	2.01	2.97	0.00	0.00	0.96	0.17	1.78	0.13	0.59	0.04	0.06	0.32
21.96	38.10	0.01	0.02	8.27	2.54	27.50	1.59	100.00	2.01	2.96	0.00	0.00	0.96	0.17	1.79	0.13	0.59	0.04	0.05	0.31
21.94	38.25	0.02	0.03	8.40	2.42	27.21	1.62	99.87	2.01	2.97	0.00	0.00	0.97	0.16	1.77	0.14	0.58	0.04	0.05	0.32
21.86	37.95	0.01	0.03	8.42	2.32	27.10	1.71	99.40	2.01	2.96	0.00	0.00	0.98	0.15	1.77	0.14	0.58	0.05	0.05	0.32
22.11	38.39	0.01	0.01	8.62	2.24	27.16	1.77	100.31	2.01	2.97	0.00	0.00	0.99	0.15	1.76	0.15	0.58	0.05	0.05	0.33
22.02	38.30	0.02	0.01	8.51	1.98	26.72	2.36	99.92	2.01	2.97	0.00	0.00	0.98	0.13	1.73	0.20	0.57	0.06	0.04	0.32
22.22	38.94	0.02	0.01	8.26	1.68	25.91	3.69	100.73	2.01	2.98	0.00	0.00	0.94	0.11	1.66	0.30	0.55	0.10	0.04	0.31
22.08	38.41	0.03	0.01	8.25	1.34	25.84	4.32	100.28	2.01	2.96	0.00	0.00	0.95	0.09	1.67	0.36	0.54	0.12	0.03	0.31
22.14	38.65	0.03	0.01	8.91	1.04	26.25	3.15	100.17	2.01	2.97	0.00	0.00	1.02	0.07	1.69	0.26	0.56	0.09	0.02	0.34
22.13	38.59	0.02	0.01	9.15	0.94	26.27	3.01	100.11	2.01	2.97	0.00	0.00	1.05	0.06	1.69	0.25	0.55	0.08	0.02	0.34
22.22	38.60	0.02	0.01	8.96	0.82	25.88	3.83	100.34	2.01	2.96	0.00	0.00	1.03	0.05	1.66	0.32	0.54	0.10	0.02	0.34
22.08	38.51	0.03	0.02	8.85	0.76	25.71	4.15	100.10	2.00	2.96	0.00	0.00	1.02	0.05	1.65	0.34	0.54	0.11	0.02	0.33
22.26	38.88	0.02	0.01	9.31	0.74	25.90	3.42	100.55	2.01	2.97	0.00	0.00	1.06	0.05	1.66	0.28	0.54	0.09	0.02	0.35
22.29	38.45	0.02	0.00	9.39	0.75	26.22	2.91	100.03	2.02	2.96	0.00	0.00	1.08	0.05	1.69	0.24	0.55	0.08	0.02	0.35
22.16	38.53	0.02	0.01	9.25	0.70	25.99	3.30	99.96	2.01	2.97	0.00	0.00	1.06	0.05	1.67	0.27	0.55	0.09	0.02	0.35
22.14	38.35	0.03	0.00	8.84	0.70	25.57	4.03	99.66	2.02	2.96	0.00	0.00	1.02	0.05	1.65	0.33	0.54	0.11	0.02	0.33
21.70	37.78	0.02	0.00	7.21	0.69	29.95	2.33	99.70	2.01	2.97	0.00	0.00	0.84	0.05	1.97	0.20	0.64	0.06	0.02	0.28
21.66	37.89	0.03	0.02	7.39	0.71	29.34	2.48	99.51	2.00	2.97	0.00	0.00	0.86	0.05	1.93	0.21	0.63	0.07	0.02	0.28
21.78	37.81	0.04	0.01	6.82	0.75	29.18	3.66	100.05	2.01	2.96	0.00	0.00	0.80	0.05	1.91	0.31	0.62	0.10	0.02	0.26
21.96	38.69	0.04	0.00	8.58	0.38	25.39	4.71	99.76	2.00	2.98	0.00	0.00	0.99	0.02	1.64	0.39	0.54	0.13	0.01	0.32
22.13	38.73	0.03	0.00	8.81	0.42	26.76	3.56	100.44	2.00	2.97	0.00	0.00	1.01	0.03	1.72	0.29	0.56	0.10	0.01	0.33
22.09	38.64	0.02	0.00	9.48	0.80	27.01	2.01	100.06	2.00	2.97	0.00	0.00	1.09	0.05	1.74	0.17	0.57	0.05	0.02	0.36
22.12	38.58	0.01	0.01	9.21	0.85	26.43	2.81	100.01	2.01	2.97	0.00	0.00	1.06	0.06	1.70	0.23	0.56	0.08	0.02	0.35
21.75	38.12	0.03	0.05	6.43	1.28	30.28	2.09	100.03	2.01	2.99	0.00	0.01	0.75	0.09	1.99	0.18	0.66	0.06	0.03	0.25
21.84	38.31	0.04	0.02	5.98	1.33	29.60	3.50	100.61	2.01	2.99	0.00	0.00	0.70	0.09	1.93	0.29	0.64	0.10	0.03	0.23
21.66	38.29	0.04	0.03	6.17	1.25	29.45	3.97	100.87	1.99	2.98	0.00	0.01	0.72	0.08	1.92	0.33	0.63	0.11	0.03	0.24
21.59	38.06	0.01	0.01	6.36	1.44	30.69	1.78	99.94	2.00	2.99	0.00	0.00	0.75	0.10	2.02	0.15	0.67	0.05	0.03	0.25
21.81	38.10	0.04	0.05	5.54	1.42	29.39	3.88	100.23	2.02	2.99	0.00	0.01	0.65	0.09	1.93	0.33	0.64	0.11	0.03	0.22
21.84	38.80	0.03	0.02	7.71	0.81	28.99	1.80	99.99	2.00	3.01	0.00	0.00	0.89	0.05	1.88	0.15	0.63	0.05	0.02	0.30
21.94	38.64	0.04	0.05	7.33	0.72	28.69	3.19	100.61	2.00	2.99	0.00	0.01	0.85	0.05	1.86	0.26	0.62	0.09	0.02	0.28
22.01	38.95	0.10	0.02	7.10	0.91	29.34	2.26	100.69	2.00	3.01	0.01	0.00	0.82	0.06	1.90	0.19	0.64	0.06	0.02	0.28
21.91	38.31	0.05	0.00	7.43	0.94	29.27	1.96	99.87	2.01	2.99	0.00	0.00	0.86	0.06	1.91	0.16	0.64	0.05	0.02	0.29
21.79	38.52	0.07	0.03	7.11	0.95	30.22	2.19	100.87	1.99	2.99	0.00	0.00	0.82	0.06	1.96	0.18	0.65	0.06	0.02	0.27
21.75	38.06	0.05	0.01	6.29	1.31	31.11	2.21	100.78	2.00	2.98	0.00	0.00	0.73	0.09	2.03	0.19	0.67	0.06	0.03	0.24
22.34	39.58	0.09	0.02	6.08	1.43	31.86	1.53	102.99	2.01	3.02	0.01	0.00	0.69	0.09	2.03	0.12	0.69	0.04	0.03	0.24
21.80	38.10	0.04	0.02	5.97	1.44	30.89	2.47	100.74	2.01	2.98	0.00	0.00	0.70	0.10	2.02	0.21	0.67	0.07	0.03	0.23
21.76	38.15	0.04	0.02	6.06	1.32	30.12	3.46	100.93	2.00	2.97	0.00	0.00	0.70	0.09	1.96	0.29	0.65	0.09	0.03	0.23
22.26	39.08	0.07	0.02	6.90	0.78	29.13	3.28	101.56	2.01	3.00	0.00	0.00	0.79	0.05	1.87	0.27	0.63	0.09	0.02	0.26
21.94	38.59	0.06	0.02	6.97	0.81	29.41	3.36	101.18	2.00	2.98	0.00	0.00	0.80	0.05	1.90	0.28	0.63	0.09	0.02	0.26
22.82	40.09	0.03	0.49	7.61	1.07	29.45	1.99	103.55	2.02	3.01	0.00	0.07	0.85	0.07	1.85	0.16	0.63	0.05	0.02	0.29
21.94	38.48	0.03	0.02	7.12	1.04	29.01	2.93	100.57	2.01	2.98	0.00	0.00	0.82	0.07	1.88	0.24	0.62	0.08	0.02	0.27
21.73	38.29	0.03	0.01	6.90	0.94	28.67	3.29	99.86	2.00	2.99	0.00	0.00	0.80	0.06	1.87	0.28	0.62	0.09	0.02	0.27
21.82	38.48	0.03	0.04	6.68	0.96	28.93	3.24	100.19	2.00	3.00	0.00	0.01	0.78	0.06	1.88	0.27	0.63	0.09	0.02	0.26
32.58	38.35	0.05	0.03	5.53	0.71	24.44	2.67	104.37	2.77	2.76	0.00	0.00	0.59	0.04	1.47	0.21	0.64	0.09	0.02	0.26
21.72	38.22	0.07	0.03	7.33	0.91	29.99	1.70	99.99	2.00	2.99	0.00	0.00	0.85	0.06	1.96	0.14	0.65	0.05	0.02	0.28
21.86	38.27	0.04	0.01	7.53	0.84	29.74	1.81	100.14	1.98	3.01	0.00	0.00	0.77	0.05	1.96	0.22	0.65	0.07	0.02	0.26
21.64	38.68	0.02	0.00	6.62	0.82	30.14	2.66	100.67	1.98	3.01	0.00	0.00	0.77	0.05	1.96	0.22	0.65	0.07	0.02	0.26
21.78	38.52	0.04	0.01	7.27	0.85	29.70	2.56	100.77	1.99	2.99	0.00	0.00	0.84	0.06	1.93	0.21	0.63	0.07	0.02	0.28
21.85	38.32	0.02	0.01	6.74	0.83	29.29	3.32	100.40	2.00	2.98	0.00	0.00	0.78	0.05	1.91	0.28	0.63	0.09	0.02	0.26
21.72	38.06	0.04	0.00	7.25	0.90	29.96	1.98	99.93	2.00	2.98	0.00	0.00	0.85	0.06	1.96	0.17	0.65	0.05	0.02	0.28
21.77	38.01	0.09	0.03	7.17	0.91	29.72	2.53	100.24	2.00	2.97	0.01	0.00	0.83	0.06	1.94	0.21	0.64	0.07	0.02	0.27
21.31	37.72	0.00	0.05	5.02	1.27	32.45	2.46	100.35	1.99	2.99	0.00	0.01	0.59	0.09	2.15	0.21	0.71	0.07	0.03	0.20
21.77	38.48	0.07	0.00	6.75	0.79	30.05	2.33	100.29	2.00	3.00	0.00	0.00	0.78	0.05	1.96	0.19	0.66	0.07	0.02	0.26
21.73	37.76	0.02	0.00	6.75	0.82	30.24	2.54	99.89	2.01	2.97	0.00	0.00	0.79	0.05	1.99	0.21	0.65	0.07	0.02	0.26
21.18	37.04	0.05	0.01	4.99	1.08	32.15	2.86	99.45	2.00	2.97	0.00	0.00	0.60	0.07	2.15	0.25	0.70	0.08	0.02	0.19
21.53	37.72	0.08	0.01	5.73	1.24	30.34	3.33	99.97	2.00	2.97	0.00	0.00	0.67	0.08	2.00	0.28	0.66	0.09	0.03	0.22
21.87	38.24	0.02	0.01	7.25	0.85	29.50	2.47	100.24	2.01	2.98	0.00	0.00	0.84	0.06	1.92	0.21	0.64	0.07	0.02	0.28
21.31	37.77	0.01	0.03	7.97	0.84	29.94	1.50	99.41	1.98	2.97	0.00	0.00	0.93	0.06	1.97	0.13	0.64	0.04	0.02	0.30
21.66	38.39	0.04	0.00	6.71	0.81	28.67	3.97	100.32	1.99	2.99	0.00	0.00	0.78	0.05	1.87	0.33	0.62	0.11	0.02	0.26
21.62	38.04	0.03	0.01	6.40	1.08	29.50	3.47	100.17	2.00	2.98	0.00	0.00	0.75	0.07	1.93	0.29	0.64	0.10	0.02	0.25
21.71	37.98	0.07	0.00	5.79	1.21	30.25	3.56	100.57	2.00	2.97	0.00	0.00	0.68	0.08	1.98	0.30	0.65	0.10	0.03	0.22
21.66	37.70	0.01	0.00	6.39	0.94	29.71	3.53	99.97	2.01	2.96	0.00	0.00	0.75	0.06	1.95	0.30	0.64	0.10	0.02	0.24
21.74	37.71	0.09	0.00	5.89	1.31	30.56	2.98	100.32	2.01	2.96	0.01	0.00	0.69	0.09	2.01	0.25	0.66	0.08	0.03	0.23
21.59	38.06	0.08	0.00	6.26	1.02	29.52	3.42	99.95	2.00	2.99	0.00	0.00	0.73	0.07	1.94	0.29	0.64	0.10	0.02	0.24

Al2O3	SiO2	TiO2	Na2O	MgO	MnO	FeO	CaO	Totale	Al	Si	Ti	Na	Mg	Mn	Fe	Ca	Alm	Grs	Sps	Prp
21.24	37.32	0.15	0.01	5.26	0.87	32.50	2.23	99.58	2.00	2.97	0.01	0.00	0.62	0.06	2.17	0.19	0.71	0.06	0.02	0.21
21.58	38.39	0.07	0.04	6.88	0.67	28.94	3.38	99.97	1.99	3.00	0.00	0.01	0.80	0.04	1.89	0.28	0.63	0.09	0.01	0.27
21.73	37.91	0.06	0.02	7.00	0.82	29.57	2.72	99.91	2.01	2.97	0.00	0.00	0.82	0.05	1.94	0.23	0.64	0.08	0.02	0.27
21.67	37.77	0.08	0.02	6.88	1.01	30.03	2.71	100.21	2.00	2.96	0.00	0.00	0.80	0.07	1.97	0.23	0.64	0.07	0.02	0.26
21.75	38.29	0.01	0.01	6.52	1.08	29.94	3.19	100.81	2.00	2.98	0.00	0.00	0.76	0.07	1.95	0.27	0.64	0.09	0.02	0.25
21.72	38.16	0.02	0.01	6.33	1.12	29.54	3.18	100.08	2.00	2.99	0.00	0.00	0.74	0.07	1.93	0.27	0.64	0.09	0.02	0.25
21.70	38.20	0.06	0.00	6.48	1.08	30.06	2.75	100.35	2.00	2.99	0.00	0.00	0.75	0.07	1.97	0.23	0.65	0.08	0.02	0.25
21.57	37.88	0.05	0.01	5.88	1.22	30.12	3.17	99.90	2.00	2.98	0.00	0.00	0.69	0.08	1.98	0.27	0.66	0.09	0.03	0.23
21.73	38.18	0.08	0.00	6.45	1.19	29.74	3.27	100.66	2.00	2.98	0.00	0.00	0.75	0.08	1.94	0.27	0.64	0.09	0.03	0.25
21.76	38.11	0.08	0.01	6.77	0.67	28.43	4.20	100.04	2.00	2.97	0.00	0.00	0.79	0.04	1.86	0.35	0.61	0.12	0.01	0.26
21.93	38.27	0.04	0.02	6.77	0.72	28.71	3.69	100.17	2.01	2.98	0.00	0.00	0.79	0.05	1.87	0.31	0.62	0.10	0.02	0.26
21.91	38.20	0.06	0.02	6.54	1.04	29.25	3.03	100.04	2.02	2.98	0.00	0.00	0.76	0.07	1.91	0.25	0.64	0.08	0.02	0.25
21.82	38.00	0.05	0.03	6.96	0.75	29.44	3.16	100.23	2.01	2.97	0.00	0.00	0.81	0.05	1.92	0.26	0.63	0.09	0.02	0.27
21.36	37.42	0.01	0.02	5.83	1.18	29.80	4.03	99.64	1.99	2.96	0.00	0.00	0.69	0.08	1.97	0.34	0.64	0.11	0.03	0.22
21.58	37.83	0.09	0.03	5.46	1.26	30.34	3.67	100.27	2.00	2.98	0.01	0.00	0.64	0.08	2.00	0.31	0.66	0.10	0.03	0.21
21.83	37.85	0.03	0.00	6.44	1.10	29.82	3.03	100.09	2.02	2.97	0.00	0.00	0.75	0.07	1.96	0.25	0.64	0.08	0.02	0.25
21.78	38.10	0.03	0.00	6.81	0.76	28.78	3.60	99.86	2.01	2.98	0.00	0.00	0.79	0.05	1.88	0.30	0.62	0.10	0.02	0.26
21.56	38.30	0.02	0.00	6.02	1.23	30.41	2.63	100.16	1.99	3.00	0.00	0.00	0.70	0.08	1.99	0.22	0.66	0.07	0.03	0.23
21.66	37.89	0.01	0.01	6.54	0.85	29.49	3.43	99.88	2.00	2.97	0.00	0.00	0.76	0.06	1.94	0.29	0.64	0.09	0.02	0.25
21.66	37.91	0.02	0.02	6.01	1.27	30.20	2.95	100.03	2.01	2.98	0.00	0.00	0.70	0.08	1.99	0.25	0.66	0.08	0.03	0.23
21.82	37.69	0.04	0.01	6.37	1.12	30.12	3.05	100.22	2.02	2.96	0.00	0.00	0.74	0.07	1.98	0.26	0.65	0.08	0.02	0.24
21.57	38.17	0.00	0.05	6.37	0.78	29.59	3.61	100.16	1.99	2.99	0.00	0.01	0.74	0.05	1.94	0.30	0.64	0.10	0.02	0.24
21.40	37.87	0.00	0.00	5.92	1.31	30.68	2.68	99.85	1.99	2.99	0.00	0.00	0.70	0.09	2.03	0.23	0.67	0.07	0.03	0.23
21.68	37.97	0.03	0.07	5.96	1.19	29.86	3.51	100.28	2.00	2.98	0.00	0.01	0.70	0.08	1.96	0.29	0.65	0.10	0.03	0.23
22.02	38.61	0.05	0.00	7.56	0.49	27.40	4.25	100.37	2.00	2.98	0.00	0.00	0.87	0.03	1.77	0.35	0.59	0.12	0.01	0.29
21.94	38.80	0.08	0.01	7.44	0.47	27.29	4.49	100.57	1.99	2.99	0.00	0.00	0.86	0.03	1.76	0.37	0.58	0.12	0.01	0.28
21.97	38.63	0.04	0.06	7.54	0.44	27.39	4.43	100.52	2.00	2.98	0.00	0.01	0.87	0.03	1.77	0.37	0.58	0.12	0.01	0.29
21.72	38.57	0.16	0.00	7.54	0.46	28.13	3.45	100.11	1.99	2.99	0.01	0.00	0.87	0.03	1.83	0.29	0.61	0.10	0.01	0.29
21.81	38.57	0.07	0.00	7.35	0.49	28.09	3.94	100.32	1.99	2.99	0.00	0.00	0.85	0.03	1.82	0.33	0.60	0.11	0.01	0.28
21.70	38.57	0.00	0.02	7.58	0.50	28.20	3.73	100.32	1.98	2.99	0.00	0.00	0.88	0.03	1.83	0.31	0.60	0.10	0.01	0.29
21.76	38.35	0.05	0.01	7.57	0.43	28.45	3.69	100.31	1.99	2.98	0.00	0.00	0.88	0.03	1.85	0.31	0.60	0.10	0.01	0.29
21.76	38.30	0.02	0.00	7.48	0.47	27.95	3.77	99.77	2.00	2.98	0.00	0.00	0.87	0.03	1.82	0.31	0.60	0.10	0.01	0.29
21.77	38.23	0.10	0.00	7.34	0.42	28.33	3.68	99.88	2.00	2.98	0.01	0.00	0.85	0.03	1.85	0.31	0.61	0.10	0.01	0.28
21.74	38.36	0.05	0.05	7.43	0.40	28.18	3.82	100.06	1.99	2.98	0.00	0.01	0.86	0.03	1.83	0.32	0.60	0.10	0.01	0.28
21.88	38.28	0.00	0.05	7.49	0.39	28.36	3.70	100.17	2.00	2.97	0.00	0.01	0.87	0.03	1.84	0.31	0.61	0.10	0.01	0.29
21.96	38.11	0.00	0.00	7.44	0.37	27.84	3.73	99.48	2.02	2.97	0.00	0.00	0.87	0.02	1.82	0.31	0.60	0.10	0.01	0.29
21.68	38.33	0.03	0.02	7.81	0.43	28.64	2.59	99.55	1.99	2.99	0.00	0.00	0.91	0.03	1.87	0.22	0.62	0.07	0.01	0.30
21.80	38.32	0.07	0.02	8.07	0.57	27.42	3.11	99.40	2.00	2.98	0.00	0.00	0.94	0.04	1.79	0.26	0.59	0.09	0.01	0.31
21.91	38.46	0.08	0.00	7.57	0.47	27.52	4.14	100.15	2.00	2.98	0.00	0.00	0.87	0.03	1.78	0.34	0.59	0.11	0.01	0.29
21.73	38.19	0.11	0.00	7.37	0.43	27.80	4.53	100.19	1.99	2.97	0.01	0.00	0.85	0.03	1.81	0.38	0.59	0.12	0.01	0.28
21.87	38.33	0.07	0.02	7.46	0.45	27.63	4.46	100.30	2.00	2.97	0.00	0.00	0.86	0.03	1.79	0.37	0.59	0.12	0.01	0.28
21.90	38.66	0.06	0.03	7.71	0.43	27.70	3.95	100.53	1.99	2.99	0.00	0.00	0.89	0.03	1.79	0.33	0.59	0.11	0.01	0.29
21.96	38.63	0.13	0.00	7.50	0.41	27.54	4.35	100.56	2.00	2.98	0.01	0.00	0.86	0.03	1.78	0.36	0.59	0.12	0.01	0.29
21.68	38.08	0.02	0.02	6.79	0.71	29.07	3.54	99.93	2.00	2.98	0.00	0.00	0.79	0.05	1.90	0.30	0.63	0.10	0.02	0.26
21.86	38.02	0.00	0.01	7.30	0.94	28.45	3.14	99.74	2.01	2.97	0.00	0.00	0.85	0.06	1.86	0.26	0.61	0.09	0.02	0.28
21.90	38.27	0.04	0.00	7.08	0.60	27.21	4.72	99.82	2.01	2.98	0.00	0.00	0.82	0.04	1.77	0.39	0.59	0.13	0.01	0.27
21.74	38.19	0.02	0.06	6.73	0.80	28.39	3.93	99.90	2.00	2.98	0.00	0.01	0.78	0.05	1.86	0.33	0.61	0.11	0.02	0.26
21.68	38.14	0.04	0.03	6.86	0.86	28.36	3.67	99.64	2.00	2.99	0.00	0.00	0.80	0.06	1.86	0.31	0.61	0.10	0.02	0.26
21.94	38.12	0.03	0.00	7.57	0.87	29.17	2.11	99.82	2.02	2.98	0.00	0.00	0.88	0.06	1.90	0.18	0.63	0.06	0.02	0.29
21.78	38.28	0.06	0.00	7.68	0.77	29.09	2.32	99.98	2.00	2.98	0.00	0.00	0.89	0.05	1.90	0.19	0.63	0.06	0.02	0.29
21.41	37.39	0.05	0.05	4.80	1.16	30.75	4.05	99.69	2.01	2.97	0.00	0.01	0.57	0.08	2.04	0.35	0.67	0.11	0.03	0.19
21.82	38.56	0.05	0.01	7.13	0.45	28.05	4.16	100.25	2.00	2.99	0.00	0.00	0.82	0.03	1.82	0.35	0.60	0.11	0.01	0.27
21.22	37.45	0.01	0.04	3.70	1.14	33.55	3.27	100.41	1.99	2.99	0.00	0.01	0.44	0.08	2.24	0.28	0.74	0.09	0.03	0.15
21.77	38.38	0.02	0.01	3.94	1.00	32.42	3.72	101.28	2.01	3.01	0.00	0.00	0.46	0.07	2.13	0.31	0.72	0.11	0.02	0.16
21.78	38.08	0.03	0.00	6.81	0.85	29.17	3.32	100.08	2.01	2.98	0.00	0.00	0.79	0.06	1.91	0.28	0.63	0.09	0.02	0.26
21.62	37.93	0.00	0.02	6.50	1.05	29.23	3.21	99.56	2.00	2.98	0.00	0.00	0.76	0.07	1.92	0.27	0.64	0.09	0.02	0.25
21.89	37.78	0.00	0.00	6.44	1.06	29.47	3.03	99.67	2.03	2.97	0.00	0.00	0.75	0.07	1.94	0.26	0.64	0.08	0.02	0.25
21.74	38.06	0.09	0.01	6.96	1.09	29.93	2.33	100.21	2.00	2.98	0.01	0.00	0.81	0.07	1.96	0.20	0.64	0.06	0.02	0.27
21.55	37.18	0.00	0.03	6.04	0.52	29.28	4.49	99.14	2.02	2.95	0.00	0.00	0.71	0.04	1.94	0.38	0.63	0.12	0.01	0.23
21.81	38.26	0.03	0.03	7.59	0.56	27.55	3.89	99.72	2.00	2.98	0.00	0.00	0.88	0.04	1.79	0.32	0.59	0.11	0.01	0.29
21.67	37.66	0.05	0.00	5.82	0.55	30.20	4.05	100.01	2.01	2.96	0.00	0.00	0.68	0.04	1.99	0.34	0.65	0.11	0.01	0.22
21.25	36.95	0.01	0.03	3.42	1.38	32.45	3.98	99.48	2.01	2.97	0.00	0.01	0.41	0.09	2.18	0.34	0.72	0.11	0.03	0.14
21.64	37.92	0.07	0.00	5.66	0.73	30.28	4.01	100.36	2.00	2.98	0.00	0.00	0.66	0.05	1.99	0.34	0.65	0.11	0.02	0.22
21.68	38.08	0.05	0.00	6.46	0.72	30.04	3.06	100.10	2.00	2.98	0.00	0.00	0.75	0.05	1.97	0.26	0.65	0.08	0.02	0.25
21.70	38.10	0.05	0.02	7.04	0.70	31.14	1.54	100.32	2.00	2.98	0.00	0.00	0.82	0.05	2.04	0.13	0.67	0.04	0.02	0.27
21.65	38.06	0.05	0.00	6.18	0.65	29.39	4.07	100.07	2.00	2.98	0.00	0.00	0.72	0.04	1.93	0.34	0.64	0.11	0.01	0.24
21.38	37.63	0.10	0.01	5.63	0.88	31.29	3.17	100.14	1.99	2.97	0.01	0.00	0.66	0.06	2.07	0.27	0.68	0.09	0.02	0.22
21.78	38.20	0.34	0.01	7.13	0.72	29.61	2.69	100.52	2.00	2.97	0.02	0.00	0.83	0.05	1.93	0.22	0.64	0.07	0.02	0.27
21.73	38.01	0.00	0.00	6.77	0.77	29.18	3.87	100.40	2.00	2.97	0.00	0.00	0.79	0.05	1.90	0.32	0.62	0.11	0.02	0.26
22.71	40.43	0.03	0.07	5.00	0.81	28.08	3.33	100.51	2.05	3.10	0.00	0.01	0.57	0.05	1.80	0.27	0.67	0.10	0.02	0.21
21.79	38.21	0.02	0.00	6.75	0.83	29.22	3.58	100.46	2.00	2.98	0.00	0.00	0.78	0.05	1.90	0.30	0.63	0.10	0.02	0.26
21.80	38.09	0.07	0.00	6.85	0.86	29.16	3.55	100.43	2.00	2.97	0.00	0.00	0.80	0.06	1.90	0.30	0.62	0.10	0.02	0.26
21.76	38.24	0.01	0.02	7.04	0.94	29.60	2.75	100.39	2.00	2.98	0.00	0.00	0.82	0.06	1.93	0.23	0.63	0.08	0.02	0.27
21.72	38.07	0.09	0.01	7.18	0.89	29.91	2.23	100.14	2.00	2.98	0.01	0.00	0.84	0.06	1.96	0.19	0.64	0.06	0.02	0.28
21.91	37.61	0.00	0.03	7.47	0.90	29.93	1.99	99.87	2.03	2.95	0.00	0.00	0.87	0.06	1.96	0.17	0.64	0.05	0.02	0.29
21.93	38.21	0.02	0.00	7.33	0.91	30.37	1.94	100.70	2.01	2.97	0.00	0.00	0.85	0.06	1.97	0.16	0.65	0.05	0.02	0.28
21.79	38.39	0.05	0.00	7.44	0.87	30.26	1.88	100.69	1.99	2.98	0.00	0.00	0.86	0.06	1.97	0.16	0.65	0.05	0.02	0.28
21.72	38.14	0.06	0.00	7.24	0.93	29.62	2.28	100.03	2.00	2.98	0.00	0.00	0.84	0.06	1.94	0.19	0.64	0.06	0.02	0.28
21.77	38.50	0.05	0.01	7.05	0.92	29.55	2.75	100.63	1.99	2.99	0.00	0.00	0.82	0.06	1.92	0.23	0.63	0.08	0.02	0.27
21.79	37.62	0.01	0.00	6.70	0.90	30.01	3.25	100.28	2.01	2.95	0.00	0.00	0.78	0.06	1.97	0.27	0.64	0.09	0.02	0.25
21.60	38.11	0.00	0.02	6.73	0.81	29.45	2.99	99.77	2.00	2.99	0.00	0.00	0.79	0.05	1.93	0.25	0.64	0.08	0.02	0.26
21.59	38.26	0.04	0.00	6.69	0.85	29.11	3.47	100.06	1.99	2.99	0.00	0.00	0.78	0.06	1.90	0.29	0.63	0.10	0.02	0.26
21.64	38.28	0.03	0.02	6.79	0.86	29.38	3.31	100.35	1.99	2.99	0.00	0.00	0.79	0.06	1.92	0.28	0.63	0.09	0.02	0.26
21.77	38.36	0.00	0.00	7.18	0.92	29.80	2.25	100.35	2.00	2.99	0.00	0.00	0.83	0.06	1.94	0.19	0.64	0.06	0.02	0.28
21.81	38.28	0.01	0.00	7.29	0.95	30.08	2.06	100.52	2.00	2.98	0.00	0.00	0.85	0.06	1.96	0.17	0.64	0.06	0.02	0.28
21.81	38.23	0.08	0.00	7.17	1.00	29.82	1.94	100.06	2.01	2.98	0.00	0.00	0.83	0.07	1.95	0.16	0.65	0.05	0.02	0.28
21.71	38.21	0.04	0.00	7.27	0.93	29.93	2.00	100.15	2.00	2.98	0.00	0.00	0.85	0.06	1.95	0.17	0.65	0.06	0.02	0.28
21.86	37.97	0.04	0.00	7.24	0.87	29.99	2.11	100.12	2.01	2.97	0.00	0.00	0.84	0.06	1.96	0.18	0.65	0.06	0.02	0.28
21.77	38.35	0.03	0.02	7.24	0.94	29.87	2.17	100.41	2.00	2.99	0.00	0.00	0.84	0.06	1.95	0.18	0.64	0.06	0.02	0.28
22.01	37.96	0.03	0.02	7.20	0.85	29.77	2.51	100.34	2.02	2.96	0.00	0.00	0.84	0.06	1.94	0.21	0.64	0.07	0.02	0.27
21.72	38.34	0.06	0.02	6.94	0.75	29.11	3.11	100.07	2.00	2.99	0.00	0.00	0.81	0.05	1.90	0.26	0.63	0.09	0.02	0.27
21.74	38.19	0.08	0.03	6.69	0.73	29.24	3.61	100.35	2.00	2.98	0.00	0.00	0.78	0.05	1.91	0.30	0.63	0.10	0.02	0.26
21.83	38.06	0.00	0.02	6.82	0.78	29.19	3.27	100.05	2.01	2.98	0.00	0.00	0.79	0.05	1.91	0.27	0.63	0.09	0.02	0.26
21.72	38.13	0.05	0.04	6.70	0.86	29.55	3.02	100.11	2.00	2.98	0.00	0.01	0.78	0.06	1.93	0.25	0.64	0.08	0.02	0.26
21.72	38.09	0.06	0.05	6.79	0.88	29.65	2.96	100.22	2.00	2.98	0.00	0.01	0.79	0.06	1.94	0.25	0.64	0.08	0.02	0.26
21.66	38.34	0.02	0.00	6.43	0.94	29.32	3.59	100.31	1.99	2.99	0.00	0.00	0.75	0.06	1.91	0.30	0.63	0.10	0.02	0.25
21.50	37.86	0.01	0.05	6.19	1.00	29.73	3.42	99.78	2.00	2.98	0.00	0.01	0.73	0.07	1.96	0.29	0.64	0.09	0.02	0.24
21.60	38.26	0.07	0.04	5.94	1.02	29.20	3.78	99.94	2.00	3.00	0.00	0.01	0.69	0.07	1.91	0.32	0.64	0.11	0.02	0.23

Al2O3	SiO2	TiO2	Na2O	MgO	MnO	FeO	CaO	Totale	Al	Si	Ti	Na	Mg	Mn	Fe	Ca	Alm	Grs	Sps	Prp
22.62	39.44	0.01	0.03	5.61	1.05	29.35	3.40	101.57	2.05	3.03	0.00	0.00	0.64	0.07	1.88	0.28	0.66	0.10	0.02	0.22
21.61	37.85	0.05	0.00	5.75	1.28	30.10	3.57	100.22	2.00	2.98	0.00	0.00	0.67	0.09	1.98	0.30	0.65	0.10	0.03	0.22
21.65	37.90	0.07	0.00	5.90	1.24	30.04	3.43	100.26	2.00	2.98	0.00	0.00	0.69	0.08	1.97	0.29	0.65	0.10	0.03	0.23
21.17	37.29	0.06	0.03	6.73	1.18	30.62	1.91	99.03	1.99	2.97	0.00	0.00	0.80	0.08	2.04	0.16	0.66	0.05	0.03	0.26
21.77	38.42	0.04	0.02	6.04	1.16	30.14	3.20	100.81	2.00	2.99	0.00	0.00	0.70	0.08	1.96	0.27	0.65	0.09	0.03	0.23
21.46	37.67	0.03	0.00	6.18	1.17	29.89	3.57	99.98	1.99	2.97	0.00	0.00	0.73	0.08	1.97	0.30	0.64	0.10	0.03	0.24
21.65	38.30	0.04	0.00	6.28	1.08	29.62	3.57	100.59	1.99	2.99	0.00	0.00	0.73	0.07	1.93	0.30	0.64	0.10	0.02	0.24
21.69	38.25	0.02	0.02	6.36	0.99	29.31	3.57	100.23	2.00	2.99	0.00	0.00	0.74	0.07	1.92	0.30	0.63	0.10	0.02	0.25
21.80	38.05	0.04	0.00	6.48	0.88	29.45	3.58	100.29	2.01	2.97	0.00	0.00	0.76	0.06	1.92	0.30	0.63	0.10	0.02	0.25
21.77	38.37	0.00	0.00	6.69	0.84	28.88	3.38	100.00	2.00	3.00	0.00	0.00	0.78	0.06	1.89	0.28	0.63	0.09	0.02	0.26
21.53	38.11	0.03	0.00	6.79	0.82	28.85	3.54	99.68	1.99	2.99	0.00	0.00	0.79	0.05	1.89	0.30	0.62	0.10	0.02	0.26
21.63	38.00	0.00	0.00	6.71	0.66	29.57	3.34	99.93	2.00	2.98	0.00	0.00	0.78	0.04	1.94	0.28	0.64	0.09	0.01	0.26
21.51	38.25	0.10	0.02	6.58	0.50	29.43	3.76	100.21	1.98	2.99	0.01	0.00	0.77	0.03	1.92	0.31	0.63	0.10	0.01	0.25
21.16	37.31	0.04	0.03	4.41	0.88	33.39	3.03	100.29	1.99	2.97	0.00	0.00	0.52	0.06	2.23	0.26	0.73	0.08	0.02	0.17
21.27	37.37	0.05	0.04	4.47	0.94	33.10	2.92	100.23	2.00	2.98	0.00	0.01	0.53	0.06	2.20	0.25	0.72	0.08	0.02	0.17
21.92	38.53	0.01	0.00	8.16	0.45	25.92	4.80	99.78	2.00	2.98	0.00	0.00	0.94	0.03	1.68	0.40	0.55	0.13	0.01	0.31
22.06	38.72	0.00	0.01	8.17	0.58	27.62	3.06	100.29	2.01	2.99	0.00	0.00	0.94	0.04	1.78	0.25	0.59	0.08	0.01	0.31
21.86	38.49	0.06	0.00	8.19	0.49	25.71	5.41	100.21	1.99	2.97	0.00	0.00	0.94	0.03	1.66	0.45	0.54	0.15	0.01	0.31
21.94	38.60	0.04	0.02	9.32	0.44	25.55	4.13	100.08	1.99	2.97	0.00	0.00	1.07	0.03	1.64	0.34	0.53	0.11	0.01	0.35
21.96	38.73	0.00	0.01	9.45	0.55	27.93	1.95	100.60	1.99	2.97	0.00	0.00	1.08	0.04	1.79	0.16	0.58	0.05	0.01	0.35
22.11	38.80	0.08	0.00	9.26	0.55	27.12	2.91	100.85	1.99	2.97	0.00	0.00	1.06	0.04	1.73	0.24	0.57	0.08	0.01	0.34
21.93	38.80	0.04	0.01	9.18	0.54	26.83	2.80	100.16	1.99	2.98	0.00	0.00	1.05	0.04	1.73	0.23	0.57	0.08	0.01	0.35
21.88	38.69	0.09	0.00	8.65	0.37	24.81	5.33	99.85	1.99	2.98	0.01	0.00	0.99	0.02	1.60	0.44	0.52	0.14	0.01	0.33
22.02	38.40	0.00	0.00	8.18	1.43	27.01	3.00	100.05	2.01	2.97	0.00	0.00	0.94	0.09	1.75	0.25	0.58	0.08	0.03	0.31
22.06	38.49	0.05	0.03	8.92	1.39	26.37	2.35	99.71	2.01	2.98	0.00	0.00	1.03	0.09	1.71	0.20	0.56	0.06	0.03	0.34
22.04	38.24	0.00	0.03	8.11	1.61	25.60	4.09	99.73	2.01	2.97	0.00	0.01	0.94	0.11	1.66	0.34	0.55	0.11	0.03	0.31
21.75	38.32	0.05	0.00	7.81	0.46	27.48	4.10	99.99	1.99	2.97	0.00	0.00	0.90	0.03	1.78	0.34	0.58	0.11	0.01	0.30
21.98	38.49	0.07	0.00	8.41	0.39	25.66	5.17	100.21	1.99	2.96	0.00	0.00	0.97	0.03	1.65	0.43	0.54	0.14	0.01	0.31
22.00	38.92	0.03	0.00	8.16	0.68	28.33	2.88	101.04	#REF!	#REF!	#REF!	#REF!	#REF!	#REF!	#REF!	#REF!	#REF!	#REF!	#REF!	#REF!
21.77	38.30	0.01	0.01	7.98	0.58	28.07	3.03	99.77	2.00	2.98	0.00	0.00	0.93	0.04	1.83	0.25	0.60	0.08	0.01	0.30
21.89	38.68	0.06	0.00	8.06	0.61	27.87	3.25	100.42	1.99	2.99	0.00	0.00	0.93	0.04	1.80	0.27	0.59	0.09	0.01	0.31
21.83	38.55	0.05	0.00	8.19	0.48	27.82	3.71	100.71	1.98	2.97	0.00	0.00	0.94	0.03	1.79	0.31	0.58	0.10	0.01	0.31
21.89	38.59	0.15	0.01	8.28	0.45	27.56	3.59	100.51	1.99	2.97	0.01	0.00	0.95	0.03	1.78	0.30	0.58	0.10	0.01	0.31
21.88	38.79	0.11	0.02	8.61	0.42	27.62	3.23	100.71	1.98	2.98	0.01	0.00	0.99	0.03	1.77	0.27	0.58	0.09	0.01	0.32
22.05	38.83	0.07	0.02	8.68	0.39	27.23	3.19	100.51	2.00	2.98	0.00	0.00	0.99	0.03	1.75	0.26	0.58	0.09	0.01	0.33
21.95	38.70	0.06	0.04	8.75	0.45	27.15	3.36	100.51	1.99	2.98	0.00	0.01	1.00	0.03	1.75	0.28	0.57	0.09	0.01	0.33
21.94	38.72	0.00	0.00	8.67	0.43	26.87	3.67	100.31	1.99	2.98	0.00	0.00	0.99	0.03	1.73	0.30	0.57	0.10	0.01	0.33
21.99	38.70	0.06	0.00	8.91	0.42	27.25	3.31	100.69	1.99	2.97	0.00	0.00	1.02	0.03	1.75	0.27	0.57	0.09	0.01	0.33
22.08	38.99	0.06	0.02	8.77	0.44	27.14	3.08	100.61	1.99	2.99	0.00	0.00	1.00	0.03	1.74	0.25	0.58	0.08	0.01	0.33
22.04	38.66	0.09	0.00	9.17	0.43	27.21	3.03	100.63	1.99	2.97	0.01	0.00	1.05	0.03	1.75	0.25	0.57	0.08	0.01	0.34
21.91	38.32	0.01	0.02	8.67	0.39	26.68	3.95	99.99	2.00	2.96	0.00	0.00	1.00	0.03	1.72	0.33	0.56	0.11	0.01	0.32
21.75	38.84	0.06	0.01	8.67	0.38	26.30	4.11	100.11	1.97	2.99	0.00	0.00	0.99	0.02	1.69	0.34	0.55	0.11	0.01	0.33
22.01	38.82	0.07	0.03	8.68	0.37	26.60	4.09	100.71	1.99	2.98	0.00	0.00	0.99	0.02	1.70	0.34	0.56	0.11	0.01	0.32
22.02	38.78	0.07	0.02	8.57	0.38	25.94	4.59	100.40	1.99	2.98	0.00	0.00	0.98	0.02	1.67	0.38	0.55	0.12	0.01	0.32
22.01	38.54	0.05	0.01	8.55	0.40	26.20	4.62	100.41	1.99	2.96	0.00	0.00	0.98	0.03	1.69	0.38	0.55	0.12	0.01	0.32
22.05	38.85	0.05	0.03	8.43	0.40	26.09	4.64	100.60	1.99	2.98	0.00	0.00	0.96	0.03	1.67	0.38	0.55	0.13	0.01	0.32
22.20	38.76	0.08	0.04	8.44	0.37	26.40	4.63	100.95	2.00	2.97	0.00	0.01	0.96	0.02	1.69	0.38	0.55	0.12	0.01	0.32
22.27	38.90	0.05	0.00	8.45	0.39	26.36	4.59	101.06	2.00	2.97	0.00	0.00	0.96	0.03	1.68	0.38	0.55	0.12	0.01	0.32
21.92	38.69	0.00	0.03	8.38	0.46	26.30	4.59	100.37	1.99	2.98	0.00	0.01	0.96	0.03	1.69	0.38	0.55	0.12	0.01	0.31
21.88	38.31	0.00	0.00	8.14	0.41	26.53	4.79	100.09	2.00	2.96	0.00	0.00	0.94	0.03	1.72	0.40	0.56	0.13	0.01	0.31
21.92	38.46	0.07	0.00	7.97	0.44	26.95	4.61	100.43	1.99	2.97	0.00	0.00	0.92	0.03	1.74	0.38	0.57	0.12	0.01	0.30
21.73	38.27	0.00	0.01	7.89	0.54	28.21	3.44	100.13	1.99	2.97	0.00	0.00	0.91	0.04	1.83	0.29	0.60	0.09	0.01	0.30
21.80	38.19	0.00	0.00	7.25	0.54	29.47	3.10	100.36	2.00	2.97	0.00	0.00	0.84	0.04	1.92	0.26	0.63	0.08	0.01	0.28
21.25	37.86	0.00	0.02	4.98	0.80	32.26	3.41	100.62	1.98	2.99	0.00	0.00	0.59	0.05	2.13	0.29	0.70	0.09	0.02	0.19
21.61	37.49	0.08	0.00	5.89	1.24	30.31	3.38	100.02	2.01	2.96	0.00	0.00	0.69	0.08	2.00	0.29	0.65	0.09	0.03	0.23
21.55	37.62	0.10	0.00	5.03	1.21	33.56	1.82	100.91	2.00	2.97	0.01	0.00	0.59	0.08	2.22	0.15	0.73	0.05	0.03	0.19
21.62	37.96	0.05	0.00	6.82	0.71	30.11	3.20	100.50	1.99	2.97	0.00	0.00	0.79	0.05	1.97	0.27	0.64	0.09	0.02	0.26
20.91	36.95	0.03	0.01	4.26	1.08	32.70	3.20	99.17	1.98	2.98	0.00	0.00	0.51	0.07	2.20	0.28	0.72	0.09	0.02	0.17
21.17	37.22	0.00	0.03	4.63	1.09	33.49	2.12	99.81	2.00	2.98	0.00	0.00	0.55	0.07	2.24	0.18	0.73	0.06	0.02	0.18
21.67	37.78	0.09	0.00	4.36	1.11	33.15	3.27	101.46	2.01	2.97	0.01	0.00	0.51	0.07	2.18	0.28	0.72	0.09	0.02	0.17
22.05	38.78	0.49	0.00	9.67	0.52	27.50	1.33	100.41	1.99	2.97	0.03	0.00	1.11	0.03	1.76	0.11	0.59	0.04	0.01	0.37
21.65	38.01	0.06	0.00	6.92	0.84	30.51	2.43	100.42	1.99	2.97	0.00	0.00	0.81	0.06	1.99	0.20	0.65	0.07	0.02	0.26

Analyses chimiques de feldsapth potassique et plagioclase en inclusion dans le grenat M1 et données GASP utilisé pour quantification de la pression de M1

oxides in *wt* %	Al_2O_3	SiO_2	TiO_2	Na_2O	MgO	MnO	FeOt	K_2O	CaO	Totale
kFs inclusion	18.8397	63.5311	0.0377	1.5016	0.0100	0.0180	0.0494	15.1568	0.2850	99.4293
kFs inclusion	18.8816	63.7390	0.0339	1.5256	0.0000	0.0000	0.0302	15.2142	0.2280	99.6525
Data used for Gasp Geobarometer										
Gasp 1	21.7515	38.1208	0.0334	0.0482	6.426	1.2816	30.2815	0.0187	2.0909	100.0526
	27.8221	54.6386	0.0069	6.3101	0.119	0.0107	0.7292	0.4127	9.7077	99.757
Gasp 2	21.5893	38.0612	0.009	0.011	6.3641	1.442	30.6852	0.0086	1.7819	99.9523
	27.5307	55.8191	0.0102	5.9199	0.0097	0.0094	0.3486	0.5434	9.5891	99.7801
Gasp 3	21.7999	38.1045	0.0434	0.0199	5.9705	1.44	30.8866	0.0032	2.474	100.742
	28.0512	54.3914	0.0291	5.2515	0.1216	0.0432	1.1727	0.5564	9.9773	99.5944
Gasp 4	22.8169	40.0852	0.0274	0.4874	7.6147	1.0723	29.4474	0.0054	1.9938	103.5505
	25.9265	59.1085	0.0007	7.1592	0	0.0141	0.4863	0.4575	7.6278	100.7806
Gasp 5	21.8911	38.5398	0.0397	0.0525	6.8343	1.2643	29.6355	0.0061	2.6935	100.975
	25.9323	58.6563	0	6.9423	0	0.0073	0.3004	0.4613	7.6991	100.0547

Analyse chimiques d'autres minéraux

chemical composition of others minerals bearing the metapelites of Beni Bousera.

oxide Wt%	K-Feldspar matrix	Spinel	Spinel	Cordierite	Cordierite	Chlorite	Biotite rims analyses, inclusions in garnet					Biotite in Matrix			
							biotite	biotite	biotite	biotite	biotite	biotite	biotite	biotite	biotite
Al2O3	18.9778	57.6201	57.2437	32.4832	32.3862	19.6476	16.3705	16.6491	16.9825	17.7061	17.3518	15.6694	15.6612	17.068	16.9575
SiO2	65.0172	0.1159	0.0249	48.1697	48.0081	27.8131	38.3283	37.0869	37.714	37.4994	37.9265	35.6024	35.9068	36.8428	35.8726
TiO2	0.0359	0.11	0.0922	0.0007	0.0081	0.176	5.1844	5.1684	4.9859	4.7365	4.8032	4.9689	5.2902	4.7344	5.2369
Na2O	2.1813	0.0037	0.0199	0.0348	0.0263	0	0.2228	0.1876	0.4553	0.5191	0.2077	0.1854	0.1838	0.2178	0.2348
MgO	0.0189	3.4919	3.3584	7.1837	7.6045	16.7175	13.7473	12.9279	14.1504	14.077	12.1969	11.1621	11.191	13.0137	12.0673
MnO	0	0.2051	0.1754	0.1174	0.0678	0.1471	0.0462	0.0567	0.0098	0.0322	0.0048	0	0.1129	0	0
FeO	0.0337	37.9149	37.7065	10.0425	9.6783	23.2608	14.215	14.8668	11.764	12.1145	12.2724	17.6858	17.8064	14.637	15.5134
K2O	13.7541	0.0074	0.0069	0.0183	0.0146	0.0597	10.296	10.2986	9.6751	9.7592	10.0342	9.7112	9.7073	9.3189	9.557
CaO	0.2093	0.0003	0.0312	0.0267	0.0206	0.0286	0.0166	0.0148	0.0197	0.0197	0.0485	0.0123	0.0313	0.0498	0.0304
NiO	–	–	–	–	–	–	0.0649	0.0458	0.0253	0.0126	0.0806	–	--	--	–
ZrO2	–	–	–	–	–	–	0	0.0296	0	0.0272	0	–	--	--	–
Total	100.2282	99.4693	98.6591	98.077	97.8145	87.8504	98.492	97.3322	95.7822	96.5035	94.9265	94.9975	95.6908	95.8823	95.4698
Al	1.0	1.9	2.0	4.0	4.0	2.4	1.391	1.440	1.463	1.517	1.511	1.409	1.397	1.487	1.496
Si	3.0	0.0	0.0	5.0	5.0	2.9	2.762	2.721	2.756	2.726	2.803	2.716	2.717	2.723	2.686
Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.281	0.285	0.274	0.259	0.267	0.285	0.301	0.263	0.295
Na	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.031	0.027	0.065	0.073	0.030	0.027	0.027	0.031	0.034
Mg	0.0	0.1	0.1	1.1	1.2	2.6	1.477	1.414	1.542	1.525	1.344	1.269	1.262	1.434	1.347
Mn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.003	0.004	0.001	0.002	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000
Fe2+t	0.0	0.9	0.9	0.9	0.8	2.0	0.857	0.912	0.719	0.736	0.758	1.128	1.114	0.905	0.971
K	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.947	0.964	0.902	0.905	0.946	0.945	0.937	0.879	0.913
Ca	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.001	0.001	0.002	0.002	0.004	0.001	0.003	0.004	0.002
O	8	4	4	18	18	14	11	11	11	11	11	11	11	11	11

Analyses chimiques des monazites

DataSet/Point	Nom echantillon	Point	Position	SiO2	P2O5	Ce2O3	La2O3	Pr2O3	Nd2O3	Sm2O3	Gd2O3	Y2O3	CaO	ThO2	UO2	PbO	Total	Si	P	Ce	La	Pr	Nd	Sm	Gd	Y	Ca	Th	U	Pb	Total	Y (ppm)
3 / 1.	***BB15-18***	Mnz 2a	inclusion Gr	0.28	29.54	28.25	14.52	3.35	12.01	1.86	1.62	0.67	1.10	4.84	0.48	0.09	98.61	0.01	0.99	0.41	0.21	0.05	0.17	0.03	0.02	0.01	0.05	0.04	0.00	0.00	2.00	**2595.45**
4 / 1.	***BB15-18***	Mnz 2a	inclusion Gr	0.17	29.77	28.77	14.64	3.34	11.92	1.78	1.15	0.12	1.12	4.99	0.41	0.05	98.25	0.01	1.00	0.42	0.21	0.05	0.17	0.02	0.02	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	2.00	**467.22**
6 / 1.	***BB15-18***	Mnz 2b	inclusion Gr	0.99	28.07	29.88	14.49	3.47	11.44	0.69	0.30	0.02	1.03	7.88	0.16	0.00	98.43	0.04	0.96	0.44	0.22	0.05	0.16	0.01	0.00	0.00	0.04	0.07	0.00	0.00	2.00	**90.09**
7 / 1.	***BB15-18***	Mnz 2b	inclusion Gr	0.25	29.47	28.88	14.51	3.23	12.37	2.00	0.94	0.08	1.16	5.17	0.33	0.03	98.42	0.01	0.99	0.42	0.21	0.05	0.18	0.03	0.01	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	2.00	**312.39**
8 / 1.	***BB15-18***	Mnz 2c	inclusion Gr	0.54	29.04	28.18	14.36	3.42	11.79	1.73	1.42	0.37	1.25	5.27	0.50	0.04	97.91	0.02	0.98	0.41	0.21	0.05	0.17	0.02	0.02	0.01	0.05	0.05	0.00	0.00	2.00	**1456.65**
9 / 1.	***BB15-18***	Mnz1	inclusion Gr	0.60	28.86	30.31	16.19	3.57	10.78	0.73	0.31	0.03	0.98	6.53	0.12	0.00	99.01	0.02	0.97	0.44	0.24	0.05	0.15	0.01	0.00	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	2.00	**115.44**
10 / 1.	***BB15-18***	Mnz1	inclusion Gr	0.66	28.81	30.11	16.15	3.39	10.67	0.82	0.06	0.01	1.02	6.71	0.17	0.00	98.60	0.03	0.98	0.44	0.24	0.05	0.15	0.01	0.00	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	2.00	**54.21**
11 / 1.	***BB15-18***	Mnz23	Matrice	0.82	28.34	30.36	15.18	3.59	11.86	0.90	0.25	0.01	0.80	6.81	0.14	0.00	99.08	0.03	0.96	0.45	0.22	0.05	0.17	0.01	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	2.00	**23.01**
12 / 1.	***BB15-18***	Mnz23	Matrice	0.83	28.70	30.15	14.80	3.05	12.31	0.78	0.25	0.02	0.78	7.08	0.10	0.01	98.86	0.03	0.97	0.44	0.22	0.04	0.18	0.01	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	2.00	**72.54**
13 / 1.	***BB15-18***	Mnz23	Matrice	0.89	28.39	30.49	14.81	3.64	12.14	0.86	0.19	0.04	0.78	7.02	0.15	0.00	99.38	0.04	0.96	0.45	0.22	0.05	0.17	0.01	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	2.00	**145.86**
14 / 1.	***BB15-18***	Mnz23	Matrice	0.81	28.69	30.55	14.92	3.34	12.37	0.89	0.19	0.01	0.81	6.58	0.17	0.00	99.33	0.03	0.97	0.45	0.22	0.05	0.18	0.01	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	2.00	**26.91**
15 / 1.	***BB15-18***	Mnz23	Matrice	0.69	28.86	30.26	14.82	4.05	12.21	1.04	0.46	0.02	0.85	6.36	0.16	0.01	99.78	0.03	0.97	0.44	0.22	0.06	0.17	0.01	0.01	0.01	0.04	0.06	0.00	0.00	2.00	**61.23**
16 / 1.	***BB15-18***	Mnz23	Matrice	0.43	29.43	30.42	14.80	3.61	11.64	1.13	0.35	0.03	0.92	5.91	0.13	0.00	98.79	0.02	0.99	0.44	0.22	0.05	0.17	0.02	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00	2.00	**126.36**
17 / 1.	***BB15-18***	Mnz23	Matrice	0.72	29.37	29.99	14.72	3.50	12.15	0.95	0.18	0.04	0.78	6.25	0.07	0.00	98.71	0.03	0.99	0.44	0.22	0.05	0.17	0.01	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	1.99	**161.46**
18 / 1.	***BB15-18***	Mnz24	Inclusion Gr	0.68	28.83	31.01	15.84	3.53	11.25	1.06	0.13	0.00	0.80	5.69	0.21	0.01	99.05	0.03	0.97	0.45	0.23	0.05	0.16	0.01	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	2.00	**0.00**
19 / 1.	***BB15-18***	Mnz24	Inclusion Gr	0.70	28.76	30.67	15.72	3.57	11.71	0.71	0.24	0.00	0.83	6.08	0.21	0.00	99.19	0.03	0.97	0.45	0.23	0.05	0.17	0.01	0.00	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	2.00	**0.00**
20 / 1.	***BB15-18***	Mnz24	Inclusion Gr	0.72	28.83	31.22	15.91	3.50	11.30	0.80	0.19	0.00	0.80	6.16	0.15	0.00	99.58	0.03	0.97	0.45	0.23	0.05	0.16	0.01	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	2.00	**0.00**
21 / 1.	***BB15-18***	Mnz24	Inclusion Gr	0.70	28.70	30.94	16.05	3.38	10.94	0.75	0.30	0.00	0.79	6.19	0.19	0.03	98.96	0.03	0.97	0.45	0.24	0.05	0.16	0.01	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	2.00	**0.00**
22 / 1.	***BB15-18***	Mnz20	Inclusion Gr	0.40	29.28	28.70	15.08	3.29	11.19	1.54	1.02	1.62	0.88	4.70	0.23	0.01	97.95	0.02	0.99	0.42	0.22	0.05	0.16	0.02	0.01	0.03	0.04	0.04	0.00	0.00	2.00	**6332.82**
23 / 1.	***BB15-18***	Mnz20	Inclusion Gr	0.44	29.13	29.23	15.48	3.57	11.26	1.37	0.79	1.46	0.87	4.84	0.23	0.02	98.70	0.02	0.98	0.43	0.23	0.05	0.16	0.02	0.01	0.03	0.04	0.04	0.00	0.00	2.00	**5697.12**
24 / 1.	***BB15-18***	Mnz20	Inclusion Gr	0.42	29.01	29.42	15.72	3.64	10.85	1.16	0.96	1.20	0.84	4.43	0.52	0.01	98.18	0.02	0.98	0.43	0.23	0.05	0.15	0.02	0.01	0.03	0.04	0.04	0.00	0.00	2.00	**4688.58**
25 / 1.	***BB15-18***	Mnz20	Inclusion Gr	0.70	28.80	29.01	15.72	3.17	10.38	0.98	0.78	0.81	1.12	7.25	0.49	0.03	99.25	0.03	0.97	0.42	0.23	0.05	0.15	0.01	0.01	0.02	0.05	0.07	0.00	0.00	2.00	**3173.43**
26 / 1.	***BB15-18***	Mnz21	Inclusion Gr	0.74	28.79	31.53	15.87	3.26	11.21	0.56	0.11	0.11	0.78	5.91	0.15	0.00	99.03	0.03	0.97	0.46	0.23	0.05	0.16	0.01	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	2.00	**445.38**
27 / 1.	***BB15-18***	Mnz21	Inclusion Gr	0.63	28.68	31.56	16.09	3.73	11.67	0.55	0.33	0.13	0.67	5.12	0.14	0.00	99.28	0.03	0.97	0.46	0.24	0.05	0.17	0.01	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	2.01	**492.57**
28 / 1.	***BB15-18***	Mnz21	Inclusion Gr	0.68	28.39	31.50	16.00	3.32	11.22	0.93	0.18	0.12	0.70	5.08	0.12	0.01	98.25	0.03	0.97	0.46	0.24	0.05	0.16	0.01	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	2.01	**453.57**
29 / 1.	***BB15-18***	Mnz21	Inclusion Gr	0.73	28.09	31.47	14.68	3.45	12.19	0.70	0.14	0.09	0.83	6.05	0.11	0.00	98.51	0.03	0.96	0.47	0.22	0.05	0.18	0.01	0.00	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	2.01	**335.79**
30 / 1.	***BB15-18***	Mnz25	Matrice	0.67	28.88	31.60	15.85	3.31	11.52	0.81	0.30	0.02	0.72	5.68	0.18	0.00	99.56	0.03	0.97	0.46	0.23	0.05	0.16	0.01	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	2.00	**81.51**
31 / 1.	***BB15-18***	Mnz25	Matrice	0.55	29.06	32.12	15.92	3.39	11.57	0.97	0.24	0.00	0.60	4.52	0.13	0.02	99.10	0.02	0.98	0.47	0.23	0.05	0.16	0.01	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	2.00	**0.00**
32 / 1.	***BB15-18***	Mnz25	Matrice	0.68	28.79	31.28	16.07	3.47	11.26	0.97	0.20	0.00	0.76	5.82	0.16	0.00	99.47	0.03	0.97	0.46	0.24	0.05	0.16	0.01	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	2.00	**0.00**
33 / 1.	***BB15-18***	Mnz25	Matrice	0.67	28.77	31.72	15.72	3.38	11.42	0.68	0.06	0.01	0.78	5.77	0.20	0.00	99.17	0.03	0.97	0.46	0.23	0.05	0.16	0.01	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	2.00	**29.64**
34 / 1.	***BB15-18***	Mnz25	Matrice	0.70	29.02	31.48	15.45	3.31	11.34	0.84	0.06	0.02	0.79	5.99	0.15	0.00	99.12	0.03	0.98	0.46	0.23	0.05	0.16	0.01	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	2.00	**59.28**
35 / 1.	***BB15-18***	Mnz25	Matrice	0.54	29.69	31.42	15.05	3.52	12.58	0.98	0.24	0.03	0.76	4.72	0.07	0.00	99.58	0.02	0.99	0.45	0.22	0.05	0.18	0.01	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	2.00	**97.50**
36 / 1.	***BB15-18***	Mnz25	Matrice	0.95	30.78	31.15	14.15	3.98	11.94	1.01	0.26	0.01	0.76	5.67	0.16	0.01	100.85	0.04	1.00	0.44	0.20	0.06	0.16	0.01	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	1.98	**46.80**
37 / 1.	***BB15-18***	Mnz25	Matrice	0.65	28.88	30.96	15.15	3.34	13.15	1.12	0.47	0.02	0.73	4.32	0.08	0.03	98.87	0.03	0.98	0.45	0.22	0.05	0.19	0.02	0.01	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	2.01	**70.98**
38 / 1.	***BB15-18***	Mnz6a	nclusion Sillim	0.48	28.71	31.48	15.00	3.78	13.44	1.05	0.31	0.01	0.66	4.58	0.19	0.00	99.71	0.02	0.97	0.46	0.22	0.06	0.19	0.01	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	2.01	**40.95**
39 / 1.	***BB15-18***	Mnz6a	nclusion Sillim	0.28	29.33	29.50	14.71	3.03	12.28	1.93	0.79	0.04	1.03	5.43	0.51	0.00	98.86	0.01	0.99	0.43	0.22	0.04	0.17	0.03	0.01	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00	2.00	**148.98**
40 / 1.	***BB15-18***	Mnz6a	nclusion Sillim	0.50	28.70	31.60	14.82	3.92	12.98	1.00	0.42	0.01	0.64	4.53	0.14	0.00	99.26	0.02	0.97	0.46	0.22	0.06	0.19	0.01	0.01	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	2.01	**51.09**
42 / 1.	***BB15-18***	Mnz6b	nclusion Sillim	0.61	29.19	31.15	15.22	3.70	11.56	0.97	0.05	0.00	0.89	6.03	0.22	0.00	99.58	0.02	0.98	0.45	0.22	0.05	0.16	0.01	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00	2.00	**0.00**
43 / 1.	***BB15-18***	Mnz6b	nclusion Sillim	0.67	28.90	31.11	14.69	3.70	11.48	0.87	0.27	0.00	0.88	6.46	0.23	0.00	99.26	0.03	0.97	0.45	0.22	0.05	0.16	0.01	0.00	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	2.00	**17.16**

DataSet/Point	Nom echantillon	Point	Position	SiO2	P2O5	Ce2O3	La2O3	Pr2O3	Nd2O3	Sm2O3	Gd2O3	Y2O3	CaO	ThO2	UO2	PbO	Total	Si	P	Ce	La	Pr	Nd	Sm	Gd	Y	Ca	Th	U	Pb	Total	**Y (ppm)**
44 / 1 .	***BB15-18***	Mnz6b	nclusion Sillim	0.68	29.00	31.14	14.93	3.32	11.75	0.91	0.28	0.00	0.86	6.30	0.25	0.00	99.44	0.03	0.97	0.45	0.22	0.05	0.17	0.01	0.00	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	2.00	**0.00**
45 / 1 .	***BB15-18***	Mnz7	Inclusion Gr	0.19	29.86	29.10	14.95	3.18	11.61	1.59	1.35	0.72	1.13	5.16	0.37	0.06	99.28	0.01	1.00	0.42	0.22	0.05	0.16	0.02	0.02	0.02	0.05	0.05	0.00	0.00	2.00	**2808.39**
75 / 1 .	***BB16-77A***	Mnz17	Matrice	0.60	29.18	30.82	14.91	3.68	12.64	1.10	0.18	0.02	0.78	5.27	0.32	0.00	99.51	0.02	0.98	0.45	0.22	0.05	0.18	0.02	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	2.00	**70.98**
76 / 1 .	***BB16-77A***	Mnz17	Matrice	0.69	28.81	30.58	14.95	3.55	12.08	1.08	0.20	0.01	0.80	5.74	0.46	0.00	98.94	0.03	0.97	0.45	0.22	0.05	0.17	0.01	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	2.00	**53.82**
77 / 1 .	***BB16-77A***	Mnz1	Matrice	0.71	28.75	30.90	15.26	3.60	11.28	1.09	0.32	0.01	0.70	5.65	0.26	0.03	98.55	0.03	0.98	0.45	0.23	0.05	0.16	0.02	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	2.00	**35.88**
78 / 1 .	***BB16-77A***	Mnz1	Matrice	0.89	28.44	30.08	14.66	3.06	11.59	1.26	0.44	0.01	0.90	7.30	0.37	0.02	99.01	0.04	0.96	0.44	0.22	0.04	0.17	0.02	0.01	0.00	0.04	0.07	0.00	0.00	2.00	**41.34**
79 / 1 .	***BB16-77A***	Mnz1	Matrice	0.86	28.50	30.39	14.98	3.11	12.13	1.15	0.34	0.04	0.92	7.52	0.40	0.00	100.33	0.03	0.96	0.44	0.22	0.05	0.17	0.02	0.00	0.00	0.04	0.07	0.00	0.00	2.00	**162.63**
80 / 1 .	***BB16-77A***	Mnz1	Matrice	1.09	28.28	29.41	14.93	3.41	11.54	1.08	0.00	0.01	0.94	8.77	0.37	0.01	99.85	0.04	0.96	0.43	0.22	0.05	0.16	0.01	0.00	0.00	0.04	0.08	0.00	0.00	2.00	**20.67**
82 / 1 .	***BB16-77A***	Mnz11a	Symplectite	1.07	28.38	30.34	15.20	3.29	11.73	1.10	0.33	0.01	0.71	6.96	0.23	0.01	99.36	0.04	0.96	0.44	0.22	0.05	0.17	0.02	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	2.00	**26.91**
83 / 1 .	***BB16-77A***	Mnz11a	Symplectite	1.12	28.22	30.39	14.87	3.62	12.42	1.17	0.36	0.00	0.61	6.88	0.22	0.00	99.89	0.04	0.95	0.44	0.22	0.05	0.18	0.02	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	2.00	**0.00**
85 / 1 .	***BB16-77A***	Mnz11b	Symplectite	1.16	28.04	29.99	14.48	3.12	12.25	1.14	0.39	0.00	0.66	7.40	0.28	0.00	98.91	0.05	0.96	0.44	0.21	0.05	0.18	0.02	0.01	0.00	0.03	0.07	0.00	0.00	2.00	**0.00**
86 / 1 .	***BB16-77A***	Mnz11b	Symplectite	0.96	28.39	30.60	14.70	3.52	11.99	1.07	0.40	0.00	0.76	7.03	0.23	0.00	99.64	0.04	0.96	0.45	0.22	0.05	0.17	0.01	0.01	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	2.00	**13.26**
46 / 1 .	***BB17-55***	Mnz18	inclusion Gr	0.29	29.73	30.32	14.83	3.37	11.81	1.63	0.82	1.04	0.82	4.26	0.36	0.03	99.31	0.01	0.99	0.44	0.22	0.05	0.17	0.02	0.01	0.02	0.03	0.04	0.00	0.00	2.00	**4045.08**
47 / 1 .	***BB17-55***	Mnz18	nclusion Grena	0.55	29.11	31.17	17.18	3.17	9.03	0.38	0.22	0.09	1.20	7.08	0.25	0.01	99.43	0.02	0.98	0.45	0.25	0.05	0.13	0.01	0.00	0.00	0.05	0.06	0.00	0.00	2.00	**345.15**
48 / 1 .	***BB17-55***	Mnz18	nclusion Grena	0.47	29.19	29.71	14.44	3.05	11.57	1.50	1.22	0.69	0.82	5.50	0.43	0.07	98.66	0.02	0.98	0.43	0.21	0.04	0.16	0.02	0.02	0.01	0.04	0.05	0.00	0.00	2.00	**2678.13**
49 / 1 .	***BB17-55***	Mnz18	nclusion Grena	0.38	29.88	29.42	14.58	3.46	11.76	1.16	1.21	0.86	1.06	5.57	0.46	0.04	99.83	0.01	0.99	0.42	0.21	0.05	0.16	0.02	0.02	0.02	0.04	0.05	0.00	0.00	2.00	**3371.16**
50 / 1 .	***BB17-55***	Mnz18b	nclusion Grena	0.18	29.96	30.68	15.51	3.13	11.56	1.46	1.20	1.70	0.50	2.49	0.25	0.02	98.63	0.01	1.00	0.44	0.23	0.04	0.16	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.00	0.00	2.00	**6642.09**
51 / 1 .	***BB17-55***	Mnz18b	nclusion Grena	0.45	31.22	32.82	15.88	3.67	10.36	0.35	0.00	0.10	0.82	4.57	0.23	0.00	100.48	0.02	1.01	0.46	0.22	0.05	0.14	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	1.98	**395.07**
52 / 1 .	***BB17-55***	Mnz18b	nclusion Grena	0.23	29.92	29.54	14.75	3.19	11.44	1.83	1.47	1.14	1.08	4.80	0.45	0.04	99.87	0.01	0.99	0.42	0.21	0.05	0.16	0.02	0.02	0.02	0.05	0.04	0.00	0.00	2.00	**4436.25**
53 / 1 .	***BB17-55***	Mnz18b	nclusion Grena	0.62	29.27	31.50	16.85	3.33	8.90	0.32	0.26	0.10	1.19	7.60	0.24	0.02	100.20	0.02	0.98	0.45	0.24	0.05	0.13	0.00	0.00	0.00	0.05	0.07	0.00	0.00	2.00	**399.75**
54 / 1 .	***BB17-55***	Mnz18b	nclusion Grena	0.49	28.86	32.82	16.41	3.38	10.04	0.12	0.14	0.10	0.86	5.26	0.28	0.00	98.76	0.02	0.98	0.48	0.24	0.05	0.14	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00	2.00	**395.85**
55 / 1 .	***BB17-55***	Mnz15a	nclusion Grena	0.15	29.88	29.40	14.73	3.28	10.94	1.42	1.48	1.91	0.89	4.08	0.43	0.04	98.64	0.01	1.00	0.42	0.21	0.05	0.15	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.00	0.00	2.00	**7442.37**
56 / 1 .	***BB17-55***	Mnz15a	nclusion Grena	0.29	29.42	30.24	14.94	3.28	11.60	1.33	0.93	0.39	0.97	4.91	0.59	0.04	98.93	0.01	0.99	0.44	0.22	0.05	0.16	0.02	0.01	0.01	0.04	0.04	0.01	0.00	2.00	**1511.64**
57 / 1 .	***BB17-55***	Mnz15a	nclusion Grena	0.26	29.54	30.01	15.12	3.15	12.03	1.42	0.89	0.91	0.86	4.23	0.36	0.03	98.81	0.01	0.99	0.44	0.22	0.05	0.17	0.02	0.01	0.02	0.04	0.04	0.00	0.00	2.00	**3566.94**
58 / 1 .	***BB17-55***	Mnz15b	nclusion Grena	0.26	29.63	28.55	14.11	2.94	11.83	1.63	1.55	2.22	0.97	4.50	0.46	0.04	98.67	0.01	0.99	0.41	0.21	0.04	0.17	0.02	0.02	0.05	0.04	0.04	0.00	0.00	2.00	**8662.29**
59 / 1 .	***BB17-55***	Mnz15b	nclusion Grena	0.24	29.84	29.69	14.67	3.44	12.00	1.87	1.44	0.47	0.96	4.38	0.26	0.06	99.32	0.01	0.99	0.43	0.21	0.05	0.17	0.03	0.02	0.01	0.04	0.04	0.00	0.00	2.00	**1836.51**
60 / 1 .	***BB17-55***	Mnz15b	nclusion Grena	0.42	28.51	29.09	14.46	3.27	11.43	1.95	1.69	0.69	1.18	5.03	0.46	0.03	98.21	0.02	0.97	0.43	0.22	0.05	0.16	0.03	0.02	0.01	0.05	0.05	0.00	0.00	2.01	**2682.81**
61 / 1 .	***BB17-55***	Mnz20	nclusion Grena	0.26	29.90	27.08	13.30	3.16	11.28	1.97	1.51	2.48	1.21	5.15	0.76	0.08	98.13	0.01	1.00	0.39	0.19	0.05	0.16	0.03	0.02	0.05	0.05	0.05	0.01	0.00	2.00	**9666.15**
62 / 1 .	***BB17-55***	Mnz20	nclusion Grena	0.39	29.28	28.96	14.06	2.91	11.57	1.57	1.42	1.00	1.04	5.49	0.56	0.02	98.27	0.02	0.99	0.42	0.21	0.04	0.16	0.02	0.02	0.02	0.04	0.05	0.00	0.00	2.00	**3899.22**
63 / 1 .	***BB17-55***	Mnz12	nclusion Grena	0.60	29.09	30.59	16.57	3.32	9.27	0.55	0.39	0.17	1.22	7.51	0.22	0.09	99.58	0.02	0.98	0.44	0.24	0.05	0.13	0.01	0.01	0.00	0.05	0.07	0.00	0.00	2.00	**665.34**
65 / 1 .	***BB17-55***	Mnz13	nclusion Grena	0.43	29.89	30.77	16.19	3.23	10.83	1.10	0.41	0.13	1.07	6.13	0.20	0.07	100.47	0.02	0.99	0.44	0.23	0.05	0.15	0.01	0.01	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00	2.00	**508.17**
66 / 1 .	***BB17-55***	Mnz13	nclusion Grena	0.96	29.34	33.21	15.99	3.45	10.47	0.61	0.19	0.19	0.85	3.94	0.28	0.00	99.48	0.04	0.97	0.48	0.23	0.05	0.15	0.01	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	2.00	**737.88**
67 / 1 .	***BB17-55***	Mnz9	nclusion Grena	0.24	29.61	29.62	14.38	3.70	12.07	1.78	1.05	0.15	1.15	5.70	0.29	0.09	99.83	0.01	0.99	0.43	0.21	0.05	0.17	0.02	0.01	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	2.00	**577.20**
68 / 1 .	***BB17-55***	Mnz9	nclusion Grena	0.19	29.79	30.02	14.90	2.96	11.95	1.99	1.23	0.12	1.00	3.99	1.23	0.03	99.40	0.01	1.00	0.43	0.22	0.04	0.17	0.03	0.02	0.00	0.04	0.04	0.01	0.00	2.00	**483.60**
69 / 1 .	***BB17-55***	Mnz9	nclusion Grena	0.60	28.98	31.58	16.20	3.89	11.01	0.73	0.13	0.00	0.86	5.97	0.14	0.00	100.11	0.02	0.97	0.46	0.24	0.06	0.16	0.01	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00	2.01	**6.24**
70 / 1 .	***BB17-55***	Mnz2	Matrice	0.52	29.10	31.00	16.26	3.44	10.81	0.63	0.16	0.01	0.87	5.56	0.28	0.00	98.63	0.02	0.98	0.45	0.24	0.05	0.15	0.01	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00	2.00	**47.97**
71 / 1 .	***BB17-55***	Mnz2	Matrice	0.58	29.15	31.52	16.28	3.54	10.86	0.73	0.32	0.01	0.82	5.50	0.19	0.00	99.50	0.02	0.98	0.46	0.24	0.05	0.15	0.01	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	2.00	**39.78**
72 / 1 .	***BB17-55***	Mnz2	Matrice	0.63	29.10	30.79	16.31	3.27	10.80	0.79	0.16	0.00	0.90	6.02	0.21	0.00	98.99	0.03	0.98	0.45	0.24	0.05	0.15	0.01	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00	2.00	**0.00**
73 / 1 .	***BB17-55***	Mnz6	Matrice	0.90	28.62	31.85	16.02	3.22	10.85	0.60	0.27	0.03	0.88	6.31	0.22	0.00	99.77	0.04	0.96	0.46	0.23	0.05	0.15	0.01	0.00	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	2.01	**105.69**
74 / 1 .	***BB17-55***	Mnz6	Matrice	0.19	30.08	30.32	14.54	3.22	12.23	1.53	1.32	0.20	0.92	4.48	0.30	0.09	99.41	1.47	0.00	0.22	0.22	0.10	0.02	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	2.17	**760.50**

Analyses des terres rares des monazite

Element	07Mz09	08Mz09	09Mz09	10Mz09	11Mz02	11Mz09 NO 2?	12Mz02	13Mz02	14Mz06	15Mz06	16Mz06	17Mz18a	18Mz18a	19Mz18b	20Mz18b	21Mz14	26Mz14	27Mz19	28Mz19	29Mz17	30Mz17
Ca43	1.06	1	1.12	1.02	0.99	0.73	0.87	0.74	0.78	0.82	0.85	0.97	0.95	0.4	57.74	3.7	0.85	0.92	0.74	0.77	0.78
Ca44	1.13	1.13	1.11	1.15	1.06	0.81	0.84	0.76	0.78	0.9	0.9	1.13	1.04	0.6	71.39	3.81	0.93	0.91	0.84	0.89	0.87
Sr88	8.36	9.44	8.97	8.59	21.47	13.86	15.18	12.64	6.77	7.42	9.07	29.5	23.41	14.81	17.53	13.35	14.15	3.93	4.93	14.54	14.29
Y_N	698.18	764.43	787.61	716.16	579.95	56.89	38.9	126.9	129.18	183.69	1398.42	5392.35	4193.64	7619.57	10475.55	2538.38	6598.7	2110.79	1934.39	129.46	129.8
La	539673.5	539673.5	539673.5	539673.5	575651.75	539673.56	575651.75	575651.75	539673.5	539673.5	539673.5	575651.75	575651.75	575651.75	575651.75	575651.75	539673.5	539673.5	539673.5	539673.5	539673.5
Ce	404254.75	408659.19	408917.03	404406.72	409895.06	380400.53	410844.41	410582.94	395774.28	389067.66	398724.06	428370.69	421140.41	409237.63	457323.06	416094.75	405833.16	396232.03	395928.69	385312.88	386237.63
Pr	295635.94	298716.5	295190.84	294514.5	281336.28	260152.98	277421.59	273154.63	273933.69	260201.78	286579.94	300915.84	294399.59	283513.03	276609.19	293111.06	289381.56	279305.09	280699.59	263475.09	262821.84
Nd	238060.06	240432.94	236325.05	237589.73	214570.03	191924.59	205044.06	204538.89	192218.7	182641.41	229193.92	234988.33	221849.98	214424.7	207394.41	211768.27	221585.25	217480.58	216840.39	191012.55	192231.19
Sm	114175.3	116453.49	114703.72	113729.28	81570.95	52231.62	56726.65	61394.64	47606.63	47580.03	113690.4	105151.47	97643.71	95541.23	90168.23	80968.2	105958.79	98895.87	92639.05	50335.2	51098.32
Eu	5163	5115.02	5599.19	4916.62	13171.09	8968.1	10625.72	9789.91	5479.01	5660.38	10844.38	29397.94	24022.65	29759.49	33222.18	14248.78	32325.71	14601.36	15873.89	9241.46	9190.88
Gd	46579.78	48155.44	47027.34	46001.78	26908.11	8790.67	9330.38	13021.5	9213.8	10045.27	52731.45	46593.59	46090.59	47177.11	43546.47	33062.96	53839.74	43957.95	42916.49	8322.29	8278.09
Tb	13537.11	14155.1	13769.2	13501.58	8570.1	1432.24	1410.91	2828.91	1999.63	2458.63	18694.27	23939.19	23185.78	27042.03	26509.09	13310.28	27772.88	16732.53	16710.79	1481.16	1490.24
Dy	3305.42	3549.91	3544.72	3349.37	2556.24	281.93	237.47	642.95	517.69	702.52	5805.22	12693.41	11383.93	16259.93	17967.58	6571.24	15549.5	6647.37	6460.23	388.82	389.48
Ho	866.71	944.36	1000.73	889.02	733.33	80.42	55.95	164.31	171.06	239.06	1820.23	6909	5475.25	9806.57	13719.94	3051.02	8651.06	2702.41	2538.37	171	176.81
Er	286.45	308.14	339.14	289.42	230.95	52.23	45.38	72.89	85.54	105.37	575.77	3856.75	2513.13	5847.03	10419.56	1513.49	4153.66	1055.53	931.1	112.05	111.67
Tm	81.97	92.14	100.76	84.71	60.27	8.36	8.99	15.58	24.56	31.06	159.39	2124.12	1143.88	3416.08	8577.63	741.84	1760.27	386.88	335.32	42.41	47.91
Yb	42.65	45.29	53.88	42.53	28.06	6.57	5.01	10.98	10.7	13.1	72.97	1192.37	595.32	2012.24	8536.87	471.32	765.23	186.73	165.14	26.63	28.12
Lu	20.55	24.99	27.62	22.41	13.92	5.9	0	6.17	8.82	12.35	33.2	516.55	266.64	944.23	7098.25	324.24	313.97	93.94	76.65	15.98	22.83
Pb206	689.83	721.99	638.42	624.21	756.68	29.05	38.62	95.45	30.09	28.52	851.94	652.79	830.64	842.9	1262.59	937.23	959.44	1205.72	917.3	37.59	39.41
Pb208	302.14	315.13	284.83	295.33	73.48	23.46	23.95	31.85	23.98	26.48	174.28	169.92	203.19	128.75	222.82	290.79	217.57	230.27	217.64	26.36	27.26
Th232	1807133.25	1799967.38	1780862.25	1813681.38	1759872.75	1709058.13	1725829.13	1583949.25	1817036.88	2032170.88	1412622.25	1755783.63	1781430.38	995557.5	1049710	1645568.75	1427418.38	1521228.63	1457846.88	1828179.88	1806638.63
U238	454766.78	462459.22	438729.94	414614.59	115476.25	198973.25	274082.47	260660.69	232936.09	226946.52	739252.44	748944.94	702385.69	635140.56	804786.63	940574.06	711180.94	885799.88	679334.81	254409.89	255525.28
EuEu*	0.0707974	0.06830436	0.0762362	0.06797406	0.28113335	0.41852625 3	0.46186509	0.34624456	0.26160677	0.25891215	0.14005802	0.41999695	0.35809037	0.44326598	0.53018188	0.27539089	0.42798456	0.22145501	0.25175275	0.45152652	0.44687773
texture	granat	granat	granat	granat	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	granat	granat	granat	granat	granat	granat	granat	granat	matrice	matrice

-Micaschistes de l'unité de Filali-

sample	BB16-08												
mineral	Garnet					Plagioclase		Biotite		White mica	Chlorite		Quartz
analyses	38 / 1 .	39 / 1 .	41 / 1 .	48 / 1 .	49 / 1 .	47 / 1 .	42 / 1 .	43 / 1 .	46 / 1 .	44 / 1 .	50 / 1 .	51 / 1 .	45 / 1 .
Al2O3	21.35	20.94	21.15	21.19	21.61	24.77	25.30	20.37	18.89	22.50	21.80	21.38	0.47
SiO2	36.16	36.24	36.37	35.99	36.78	59.63	58.34	33.94	29.64	40.73	26.29	27.16	95.02
TiO2	0.10	0.21	0.06	0.11	0.08	0.01	0.02	1.30	2.52	1.22	0.10	0.08	0.02
Na2O	0.08	0.01	0.03	0.00	0.03	7.56	7.37	0.20	0.12	0.19	0.02	0.14	0.17
MgO	1.79	1.50	1.67	1.66	2.06	0.00	0.00	8.65	8.84	4.30	13.12	12.76	0.01
MnO	0.75	0.93	0.77	0.70	1.42	0.02	0.00	0.10	0.23	0.03	0.19	0.16	0.00
FeO	34.68	33.56	34.19	33.89	33.51	0.25	0.04	18.35	26.34	11.49	26.61	26.72	0.15
K2O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.24	0.16	7.22	4.37	6.57	0.02	0.07	0.03
CaO	5.29	6.07	6.05	5.54	5.05	6.06	6.94	0.50	0.07	0.32	0.04	0.19	0.14
Cr2O3	0.02	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.04	0.05	0.07	0.03	0.00	0.00
NiO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.04	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.00
P2O5	0.01	0.03	0.00	0.03	0.05	0.05	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.24	99.52	100.30	99.14	100.64	98.59	98.26	90.70	91.09	87.43	88.24	88.71	96.01
Al	2.04	2.01	2.01	2.04	2.04	1.32	1.35	1.89	1.82	2.03	2.70	2.63	0.01
Al^{vi}								0.57	0.23	1.14	1.46	1.46	
Al^{iv}								1.33	1.58	0.89	1.24	1.17	
Si	2.93	2.95	2.94	2.94	2.95	2.69	2.65	2.67	2.42	3.11	2.76	2.83	0.99
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08	0.15	0.07	0.01	0.01	0.00
Na	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.66	0.65	0.03	0.02	0.03	0.00	0.03	0.00
Mg	0.22	0.18	0.20	0.20	0.25	0.00	0.00	1.02	1.07	0.49	2.05	1.99	0.00
Mn	0.05	0.06	0.05	0.05	0.10	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00
Fe	2.35	2.28	2.31	2.31	2.25	0.01	0.00	1.21	1.80	0.73	2.34	2.33	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.73	0.45	0.64	0.00	0.01	0.00
Ca	0.46	0.53	0.52	0.48	0.43	0.29	0.34	0.04	0.01	0.03	0.00	0.02	0.00

Sample	BB16-01B																	
Mineral	Biotite															Garnet		
Analyses	109 / 1.	110 / 1.	111 / 1.	112 / 1.	113 / 1.	114 / 1.	127 / 1.	132 / 1.	140 / 1.	142 / 1.	143 / 1.	144 / 1.	145 / 1.	17 / 1.	27 / 1.	7 / 1.	13 / 1.	115 / 1.
Al2O3	19.16	20.22	19.77	20.10	20.70	20.83	20.28	20.52	22.05	20.21	20.13	19.62	20.21	20.20	19.86	27.01	21.13	20.64
SiO2	34.11	33.74	34.18	33.62	33.59	32.66	33.93	32.99	34.05	34.28	33.68	33.18	33.62	33.32	33.71	46.39	36.83	35.61
TiO2	3.92	3.01	4.02	4.11	2.98	2.38	3.21	2.98	0.79	2.92	3.06	3.01	2.69	2.94	4.12	0.05	0.11	0.16
Na2O	0.21	0.27	0.15	0.23	0.15	0.15	0.24	0.14	0.20	0.17	0.20	0.13	0.23	0.27	0.16	0.66	0.04	0.04
MgO	6.16	5.98	5.46	5.14	5.73	5.79	5.69	5.62	6.66	6.09	6.43	5.99	6.47	5.52	4.92	0.87	1.23	1.35
MnO	0.15	0.16	0.22	0.14	0.22	0.32	0.15	0.14	0.18	0.22	0.15	0.18	0.14	0.16	0.11	3.09	3.08	4.31
FeO	22.88	23.78	23.09	22.91	23.37	24.01	22.59	22.56	22.42	23.21	22.19	23.00	22.39	23.06	23.45	31.06	33.33	32.48
K2O	8.88	9.54	9.99	9.98	9.34	9.66	9.87	9.99	9.86	9.75	8.52	9.20	9.49	9.82	9.96	1.23	0.01	0.05
CaO	0.16	0.07	0.02	0.02	0.11	0.00	0.03	0.03	0.05	0.05	0.19	0.07	0.09	0.03	0.01	2.71	5.31	4.75
Cr2O3	0.04	0.02	0.06	0.06	0.04	0.04	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.07	0.03	0.06	0.04	0.02	0.05	0.00
NiO	0.02	0.02	0.05	0.00	0.01	0.03	0.00	0.05	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00
P2O5	0.04	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.05	0.03	0.00
Total	95.75	96.83	97.03	96.35	96.25	95.86	96.00	95.03	96.29	96.93	94.55	94.49	95.42	95.44	96.35	113.13	101.14	99.39
Al	1.74	1.83	1.78	1.83	1.88	1.91	1.84	1.89	1.99	1.82	1.84	1.82	1.84	1.86	1.81	2.18	2.00	2.00
Al^{vi}	0.37	0.42	0.40	0.42	0.47	0.46	0.46	0.47	0.60	0.44	0.46	0.42	0.45	0.45	0.41			
Al^{iv}	1.37	1.41	1.38	1.41	1.41	1.45	1.38	1.42	1.39	1.38	1.38	1.39	1.40	1.40	1.40			
Si	2.63	2.59	2.62	2.59	2.59	2.55	2.62	2.58	2.61	2.62	2.62	2.61	2.60	2.60	2.60	3.18	2.96	2.93
Ti	0.23	0.17	0.23	0.24	0.17	0.14	0.19	0.18	0.05	0.17	0.18	0.18	0.16	0.17	0.24	0.00	0.01	0.01
Na	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.09	0.01	0.01
Mg	0.71	0.68	0.62	0.59	0.66	0.67	0.65	0.65	0.76	0.69	0.74	0.70	0.75	0.64	0.57	0.09	0.15	0.17
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.18	0.21	0.30
Fe	1.48	1.53	1.48	1.48	1.51	1.57	1.46	1.48	1.44	1.48	1.44	1.51	1.45	1.50	1.52	1.78	2.24	2.23
K	0.87	0.94	0.98	0.98	0.92	0.96	0.97	1.00	0.96	0.95	0.84	0.92	0.94	0.98	0.98	0.11	0.00	0.01
Ca	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.20	0.46	0.42

Sample	BB16-01B																		
Mineral	Garnet																Staurolite		
Analyses	116 / 1 .	117 / 1 .	118 / 1 .	119 / 1 .	120 / 1 .	8 / 1 .	9 / 1 .	10 / 1 .	11 / 1 .	12 / 1 .	136 / 1 .	137 / 1 .	138 / 1 .	139 / 1 .	141 / 1 .	14 / 1 .	146 / 1 .	152 / 1 .	153 / 1 .
Al2O3	21.21	20.97	21.08	21.02	21.08	21.33	20.98	21.31	20.91	21.25	21.26	21.12	21.32	21.23	21.28	21.15	54.50	55.15	54.28
SiO2	36.92	36.29	36.52	36.76	36.53	36.61	36.04	36.75	36.59	36.49	36.66	36.37	36.36	36.62	36.84	36.82	26.67	26.91	27.09
TiO2	0.11	0.15	0.12	0.11	0.12	0.10	0.14	0.12	0.12	0.12	0.09	0.13	0.12	0.07	0.17	0.12	0.61	0.75	0.68
Na2O	0.03	0.04	0.07	0.03	0.02	0.03	0.01	0.06	0.08	0.04	0.02	0.08	0.04	0.03	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01
MgO	1.14	0.91	0.93	1.01	0.94	1.42	1.27	0.99	1.05	1.09	1.35	0.88	0.90	1.37	1.23	1.06	1.07	0.97	0.97
MnO	4.70	5.20	5.25	4.73	4.28	1.83	3.69	4.99	4.84	3.95	3.69	5.30	5.48	3.13	2.67	3.69	0.33	0.20	0.24
FeO	31.44	30.43	30.04	30.72	31.70	35.20	32.98	31.51	30.95	32.91	32.94	30.37	29.80	33.51	33.69	33.14	14.17	14.40	14.05
K2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01
CaO	5.49	6.07	6.64	6.17	5.94	4.55	5.28	5.64	5.86	5.29	5.02	6.41	6.71	5.21	5.64	5.41	0.01	0.01	0.00
Cr2O3	0.00	0.01	0.00	0.05	0.02	0.03	0.01	0.03	0.00	0.06	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.03	0.06	0.04
NiO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00
P2O5	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.04	0.05	0.04	0.03	0.01	0.03	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00
Total	101.04	100.14	100.64	100.61	100.63	101.11	100.46	101.46	100.47	101.28	101.10	100.70	100.76	101.22	101.59	101.39	97.46	98.52	97.38
Al	2.01	2.01	2.01	2.00	2.01	2.02	2.01	2.01	1.99	2.02	2.01	2.01	2.03	2.01	2.01	2.00	8.98	8.99	8.94
Si	2.97	2.95	2.95	2.97	2.95	2.95	2.93	2.95	2.96	2.94	2.95	2.94	2.93	2.94	2.95	2.96	3.73	3.72	3.78
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	0.01	0.00	0.01	0.01	0.06	0.08	0.07
Na	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Mg	0.14	0.11	0.11	0.12	0.11	0.17	0.15	0.12	0.13	0.13	0.16	0.11	0.11	0.16	0.15	0.13	0.22	0.20	0.20
Mn	0.32	0.36	0.36	0.32	0.29	0.12	0.25	0.34	0.33	0.27	0.25	0.36	0.37	0.21	0.18	0.25	0.04	0.02	0.03
Fe	2.11	2.07	2.03	2.07	2.14	2.37	2.24	2.11	2.09	2.21	2.22	2.05	2.01	2.25	2.25	2.23	1.66	1.67	1.64
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
Ca	0.47	0.53	0.57	0.53	0.51	0.39	0.46	0.48	0.51	0.46	0.43	0.56	0.58	0.45	0.48	0.47	0.00	0.00	0.00

Mineral	Staurolite							Andalousite					Plagioclase					Ilmenite
Analyses	154 / 1 .	39 / 1 .	135 / 1 .	124 / 1 .	125 / 1 .	128 / 1 .	129 / 1 .	148 / 1 .	157 / 1 .	2 / 1 .	23 / 1 .	24 / 1 .	21 / 1 .	126 / 1 .	35 / 1 .	36 / 1 .	37 / 1 .	38 / 1 .
Al2O3	54.68	55.28	54.52	54.51	54.68	54.48	55.29	63.25	62.90	63.55	63.74	63.38	26.78	22.59	23.15	23.14	23.40	0.31
SiO2	27.08	27.63	27.07	27.02	27.35	27.05	27.08	35.77	35.88	35.85	36.16	35.75	56.68	62.59	62.53	62.79	62.21	0.29
TiO2	0.68	0.76	0.68	0.54	0.59	0.67	0.59	0.03	0.09	0.07	0.05	0.13	0.22	0.02	0.00	0.01	0.01	50.88
Na2O	0.04	0.02	0.04	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	5.09	8.82	8.73	8.83	8.59	0.01
MgO	0.95	1.02	1.15	1.01	1.08	1.07	0.97	0.03	0.06	0.00	0.05	0.05	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17
MnO	0.23	0.23	0.36	0.25	0.29	0.36	0.37	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00
FeO	14.12	14.14	14.50	14.05	14.16	13.86	14.08	0.26	0.44	0.27	0.23	0.30	0.41	0.03	0.04	0.01	0.02	45.99
K2O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	3.58	0.29	0.52	0.49	0.54	0.00
CaO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	2.37	3.78	4.13	4.10	4.49	0.00
Cr2O3	0.04	0.04	0.03	0.02	0.04	0.01	0.04	0.09	0.07	0.06	0.05	0.07	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00
NiO	0.02	0.00	0.03	0.04	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
P2O5	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.12	0.08	0.06	0.05	0.00
Total	97.88	99.18	98.41	97.48	98.23	97.54	98.48	99.47	99.48	99.83	100.34	99.78	95.33	98.28	99.21	99.43	99.32	98.65
Al	8.96	8.93	8.91	8.97	8.93	8.95	9.00	2.03	2.02	2.03	2.03	2.03	1.47	1.19	1.22	1.21	1.23	0.07
Si	3.77	3.79	3.75	3.77	3.79	3.77	3.74	0.97	0.98	0.97	0.97	0.97	2.65	2.81	2.79	2.79	2.77	0.06
Ti	0.07	0.08	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	7.51
Na	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.46	0.77	0.75	0.76	0.74	0.00
Mg	0.20	0.21	0.24	0.21	0.22	0.22	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Mn	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17
Fe	1.64	1.62	1.68	1.64	1.64	1.62	1.63	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	7.54
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	0.21	0.02	0.03	0.03	0.03	0.00
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	0.12	0.18	0.20	0.20	0.21	0.00

Sample	BB16-01B																			
Mineral	White Mica																			
Analyses	149 / 1 .	150 / 1 .	151 / 1 .	155 / 1 .	156 / 1 .	3 / 1 .	4 / 1 .	5 / 1 .	6 / 1 .	15 / 1 .	16 / 1 .	19 / 1 .	25 / 1 .	26 / 1 .	31 / 1 .	32 / 1 .	33 / 1 .	34 / 1 .	121 / 1 .	122 / 1 .
Al2O3	35.11	36.03	34.75	36.58	35.59	35.68	35.51	35.49	36.41	35.94	35.70	35.45	35.44	36.04	35.62	35.84	35.66	36.14	22.21	21.40
SiO2	43.89	45.65	43.79	45.32	46.40	44.67	46.05	46.15	46.09	47.16	46.19	45.47	45.65	45.50	45.51	45.76	44.98	45.47	33.36	33.22
TiO2	0.68	1.04	0.91	0.59	0.86	1.25	0.74	0.68	0.65	0.55	0.35	0.41	1.14	1.29	0.90	0.71	0.51	0.42	0.63	0.21
Na2O	0.51	0.57	0.43	0.54	0.51	0.50	0.48	0.48	0.57	0.58	0.49	0.49	0.56	0.48	0.61	0.53	0.55	0.55	0.25	0.18
MgO	0.44	0.38	0.32	0.25	0.36	0.32	0.56	0.36	0.34	0.58	0.42	0.41	0.28	0.28	0.45	0.53	0.39	0.49	5.76	7.13
MnO	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.24	0.37
FeO	1.43	0.92	0.83	0.90	0.98	0.88	1.00	1.12	0.98	1.07	1.23	1.19	0.99	1.08	1.02	1.18	1.11	1.06	23.80	23.84
K2O	10.47	10.49	9.69	10.38	9.92	10.17	10.51	10.77	10.65	10.55	10.46	9.49	10.40	10.52	10.64	10.72	10.75	10.56	9.96	7.97
CaO	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04
Cr2O3	0.03	0.00	0.01	0.03	0.05	0.05	0.00	0.02	0.00	0.05	0.02	0.04	0.05	0.04	0.04	0.07	0.00	0.01	0.01	0.01
NiO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02
P2O5	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05	0.00	0.04	0.00	0.06	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04
Total	92.68	95.09	90.75	94.58	94.69	93.54	94.85	95.09	95.75	96.49	94.92	93.00	94.59	95.29	94.85	95.35	93.96	94.75	96.28	94.43
Al	2.84	2.83	2.85	2.88	2.79	2.85	2.79	2.79	2.84	2.78	2.81	2.83	2.80	2.83	2.81	2.81	2.84	2.85	2.02	1.97
Al^{vi}	1.86	1.87	1.89	1.91	1.88	1.87	1.87	1.87	1.89	1.87	1.89	1.91	1.85	1.86	1.85	1.86	1.88	1.89	0.60	0.56
Al^{iv}	0.98	0.96	0.95	0.97	0.91	0.98	0.93	0.92	0.95	0.91	0.92	0.92	0.94	0.97	0.96	0.95	0.96	0.96	1.42	1.41
Si	3.02	3.04	3.05	3.03	3.09	3.02	3.07	3.08	3.05	3.09	3.08	3.08	3.06	3.03	3.04	3.05	3.04	3.04	2.58	2.59
Ti	0.04	0.05	0.05	0.03	0.04	0.06	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.06	0.06	0.05	0.04	0.03	0.02	0.04	0.01
Na	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.08	0.07	0.07	0.07	0.04	0.03
Mg	0.05	0.04	0.03	0.02	0.04	0.03	0.06	0.04	0.03	0.06	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05	0.66	0.83
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	0.02	0.02
Fe	0.08	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	1.54	1.56
K	0.92	0.89	0.86	0.89	0.84	0.88	0.90	0.92	0.90	0.88	0.89	0.82	0.89	0.89	0.91	0.91	0.93	0.90	0.98	0.79
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

Sample	BB16-01B					
Mineral	White mica					
Analyses	123 / 1 .	130 / 1 .	131 / 1 .	133 / 1 .	134 / 1 .	18 / 1 .
Al2O3	36.36	36.50	36.71	36.62	36.39	35.74
SiO2	46.40	46.53	45.80	45.97	46.57	44.72
TiO2	0.36	0.59	0.59	0.51	0.52	0.38
Na2O	0.60	0.55	0.55	0.54	0.47	0.62
MgO	0.52	0.36	0.35	0.40	0.34	0.37
MnO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
FeO	1.07	0.97	1.08	0.92	0.96	1.13
K2O	10.73	10.77	10.57	10.75	11.01	10.48
CaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.03	0.01	0.04	0.03	0.04
NiO	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02
P2O5	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04
Total	96.07	96.31	95.67	95.82	96.29	93.54
Al	2.83	2.83	2.87	2.85	2.82	2.86
Al^{vi}	1.89	1.89	1.90	1.89	1.89	1.89
Al^{iv}	0.94	0.94	0.97	0.96	0.93	0.97
Si	3.06	3.06	3.03	3.04	3.07	3.03
Ti	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
Na	0.08	0.07	0.07	0.07	0.06	0.08
Mg	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06
K	0.90	0.90	0.89	0.91	0.93	0.91
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Sample	BB16-12A																		
mineral	White mica																	Kyanite	
analyses	56 / 1 .	58 / 1 .	141 / 1 .	142 / 1 .	145 / 1 .	147 / 1 .	148 / 1 .	150 / 1 .	151 / 1 .	152 / 1 .	153 / 1 .	154 / 1 .	157 / 1 .	160 / 1 .	161 / 1 .	171 / 1 .	172 / 1 .	155 / 1 .	170 / 1 .
Al2O3	35.92	32.38	32.95	34.57	33.41	34.00	33.37	34.16	32.80	32.71	33.21	31.35	33.70	31.87	34.24	31.81	35.22	52.92	57.37
SiO2	45.68	41.13	42.31	42.06	45.77	43.20	41.96	45.36	41.58	40.58	42.41	47.32	43.09	42.77	44.95	42.60	45.82	37.02	34.14
TiO2	0.15	0.77	0.24	0.34	0.12	0.26	0.29	0.21	0.20	0.54	0.17	0.28	0.19	0.26	0.17	0.26	0.22	0.87	0.03
Na2O	1.77	1.50	1.15	1.33	1.06	1.20	1.18	1.16	1.12	1.20	1.20	1.18	1.20	1.06	1.25	1.17	1.26	0.02	0.07
MgO	0.44	0.60	0.48	0.52	0.57	0.51	0.50	0.47	0.49	0.63	0.55	0.48	0.51	0.63	0.59	0.68	0.62	0.01	0.08
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
FeO	2.18	4.81	2.42	3.01	2.21	2.72	2.66	2.50	2.48	5.00	2.43	2.53	2.14	2.55	2.44	3.16	2.43	4.56	1.01
K2O	8.08	8.81	9.38	9.54	9.45	9.31	9.46	9.61	9.25	9.38	9.70	9.06	8.61	8.96	9.21	8.92	9.04	0.35	0.46
CaO	0.06	0.06	0.04	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02	0.00	0.08	0.03	0.00	0.04	0.03	0.02	0.02
Cr2O3	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.02	0.00	0.01	0.04	0.02	0.00	0.02	0.01	0.03	0.03	0.03
NiO	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00
P2O5	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.05	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.00	0.05
Total	94.32	90.09	89.03	91.43	92.63	91.26	89.53	93.58	88.01	90.10	89.70	92.26	89.56	88.18	92.93	88.65	94.73	95.79	93.26
Al	2.83	2.75	2.79	2.86	2.70	2.81	2.82	2.74	2.81	2.79	2.80	2.54	2.81	2.71	2.76	2.71	2.78	1.80	1.97
Al^{vi}	1.88	1.71	1.83	1.82	1.83	1.83	1.82	1.83	1.83	1.72	1.82	1.78	1.86	1.81	1.84	1.78	1.85		
Al^{iv}	0.95	1.04	0.96	1.04	0.86	0.98	1.00	0.91	0.98	1.07	0.97	0.75	0.95	0.91	0.92	0.92	0.93		
Si	3.05	2.96	3.04	2.96	3.14	3.02	3.00	3.09	3.02	2.93	3.03	3.25	3.05	3.09	3.08	3.08	3.07	0.00	0.00
Ti	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Na	0.23	0.21	0.16	0.18	0.14	0.16	0.16	0.15	0.16	0.17	0.17	0.16	0.16	0.15	0.17	0.16	0.16	0.00	0.00
Mg	0.04	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.07	0.06	0.11	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
Fe	0.12	0.29	0.15	0.18	0.13	0.16	0.16	0.14	0.15	0.30	0.15	0.15	0.13	0.15	0.14	0.19	0.14	0.00	0.00
K	0.69	0.81	0.86	0.86	0.83	0.83	0.86	0.83	0.86	0.87	0.88	0.79	0.78	0.83	0.80	0.82	0.77	0.00	0.00
O	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	5	5

Sample	BB16-27																		
mineral	Andalousite		Green biotite			Staurolite					Chlorite				White mica				
analyses	5 / 1 .	6 / 1 .	10 / 1 .	11 / 1 .	12 / 1 .	13 / 1 .	14 / 1 .	19 / 1 .	26 / 1 .	27 / 1 .	32 / 1 .	33 / 1 .	34 / 1 .	35 / 1 .	36 / 1 .	37 / 1 .	38 / 1 .	39 / 1 .	40 / 1 .
Al2O3	62.82	62.53	22.65	20.97	20.89	54.32	54.91	57.50	56.69	55.87	21.12	21.77	20.94	21.96	34.77	35.49	33.21	34.16	34.39
SiO2	36.04	36.03	34.08	33.43	34.06	26.70	27.32	27.80	26.64	26.71	23.88	25.25	23.29	24.76	47.44	48.72	46.88	47.84	46.76
TiO2	0.03	0.02	1.30	1.45	1.77	0.28	0.21	0.47	0.25	0.23	0.02	0.09	0.06	0.04	0.16	0.16	0.22	0.09	0.21
Na2O	0.02	0.10	0.14	0.18	0.26	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.06	0.00	0.00	0.05	1.14	1.26	1.04	1.11	1.14
MgO	0.06	0.03	5.75	5.98	5.89	1.04	1.03	0.96	0.91	0.92	7.39	8.38	6.88	8.33	0.87	0.66	0.94	1.07	0.79
MnO	0.01	0.01	0.04	0.06	0.03	0.08	0.08	0.07	0.09	0.06	0.12	0.13	0.13	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.51	0.58	22.12	23.24	23.70	13.64	14.00	13.82	14.38	13.96	36.75	33.55	36.60	34.06	1.59	1.11	1.77	1.65	1.36
K2O	0.03	0.22	8.33	8.53	8.99	0.05	0.03	0.05	0.02	0.02	0.04	0.07	0.05	0.09	9.30	9.03	8.83	9.22	9.03
CaO	0.01	0.02	0.13	0.03	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.05	0.06	0.03	0.05	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02
Cr2O3	0.00	0.09	0.07	0.04	0.04	0.02	0.06	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.03	0.00	0.02
NiO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.04	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04
P2O5	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.03	0.03	0.00	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Total	99.52	99.65	94.66	93.90	95.70	96.20	97.70	100.70	99.04	97.82	89.46	89.38	88.01	89.50	95.29	96.48	92.92	95.15	93.76
Al	2.01	2.01	2.05	1.94	1.90	9.03	8.99	9.11	9.18	9.14	2.74	2.76	2.77	2.80	2.71	2.72	2.65	2.67	2.72
Al^{vi}			0.68	0.56	0.53						1.37	1.49	1.39	1.47	1.85	1.88	1.83	1.83	1.86
Al^{iv}			1.38	1.38	1.37						1.37	1.27	1.38	1.32	0.86	0.84	0.82	0.83	0.86
Si	0.98	0.98	2.62	2.62	2.63	3.77	3.80	3.74	3.66	3.71	2.63	2.72	2.61	2.67	3.14	3.16	3.18	3.17	3.14
Ti	0.00	0.00	0.08	0.09	0.10	0.03	0.02	0.05	0.03	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Na	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.15	0.16	0.14	0.14	0.15
Mg	0.00	0.00	0.66	0.70	0.68	0.22	0.21	0.19	0.19	0.19	1.21	1.35	1.15	1.34	0.09	0.06	0.09	0.11	0.08
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.01	1.42	1.53	1.53	1.61	1.63	1.55	1.65	1.62	3.38	3.02	3.43	3.08	0.09	0.06	0.10	0.09	0.08
K	0.00	0.01	0.82	0.85	0.89	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.79	0.75	0.76	0.78	0.77
O	5	5	11	11	11	23	23	23	23	23	14	14	14	14	11	11	11	11	11

Sample	BB16-27									
mineral	White mica									
analyses	41 / 1 .	42 / 1 .	43 / 1 .	45 / 1 .	46 / 1 .	47 / 1 .	15 / 1 .	16 / 1 .	17 / 1 .	18 / 1 .
Al2O3	35.64	37.19	38.31	35.43	34.94	34.76	35.23	36.08	35.43	37.57
SiO2	44.39	46.32	47.32	45.51	47.81	47.40	46.26	48.40	43.74	47.33
TiO2	0.19	0.11	0.08	0.16	0.10	0.18	0.17	0.17	0.06	0.14
Na2O	1.37	2.19	3.50	1.48	1.09	0.75	1.12	0.81	0.91	3.36
MgO	0.36	0.47	0.24	0.44	0.64	0.83	0.48	0.61	0.60	0.33
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00
FeO	0.88	0.81	1.09	1.04	1.00	1.43	1.28	1.39	3.89	1.38
K2O	8.94	6.77	4.98	8.56	8.86	9.52	8.36	8.64	7.40	6.12
CaO	0.01	0.41	0.19	0.06	0.03	0.03	0.06	0.04	0.02	0.12
Cr2O3	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.02	0.02
NiO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	91.81	94.28	95.75	92.69	94.47	94.96	93.01	96.18	92.09	96.39
Al	2.88	2.89	2.91	2.83	2.73	2.72	2.80	2.76	2.87	2.86
Al^{vi}	1.92	1.94	1.96	1.91	1.89	1.86	1.91	1.91	1.88	1.92
Al^{iv}	0.96	0.95	0.95	0.92	0.83	0.86	0.89	0.86	0.99	0.94
Si	3.04	3.05	3.05	3.08	3.17	3.14	3.11	3.14	3.01	3.06
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Na	0.18	0.28	0.44	0.19	0.14	0.10	0.15	0.10	0.12	0.42
Mg	0.04	0.05	0.02	0.04	0.06	0.08	0.05	0.06	0.06	0.03
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.05	0.04	0.06	0.06	0.06	0.08	0.07	0.08	0.22	0.07
K	0.78	0.57	0.41	0.74	0.75	0.81	0.72	0.72	0.65	0.50
O	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11

Sample	BB16-48																			
minerals	Biotite					Garnet														
Analyses	35 / 1 .	43 / 1 .	3 / 1 .	9 / 1 .	28 / 1 .	37 / 1 .	38 / 1 .	39 / 1 .	40 / 1 .	41 / 1 .	4 / 1 .	5 / 1 .	6 / 1 .	7 / 1 .	8 / 1 .	12 / 1 .	13 / 1 .	14 / 1 .	15 / 1 .	17 / 1 .
Al2O3	18.42	17.98	18.01	18.77	18.95	21.47	21.17	21.16	21.29	21.27	21.47	21.19	21.05	21.13	21.22	21.45	21.49	21.42	21.30	21.55
SiO2	35.87	35.53	34.28	35.07	36.69	37.30	36.74	36.75	36.88	36.91	36.87	37.00	36.64	36.40	36.71	36.95	36.93	37.01	36.95	36.90
TiO2	1.34	1.50	1.14	0.91	1.02	0.07	0.13	0.13	0.13	0.15	0.12	0.12	0.19	0.13	0.12	0.12	0.13	0.17	0.12	0.11
Na2O	0.25	0.31	0.25	0.09	0.18	0.00	0.04	0.04	0.03	0.00	0.03	0.03	0.01	0.03	0.01	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02
MgO	8.94	8.87	9.52	9.10	8.33	2.30	1.31	1.00	1.25	1.47	2.54	1.27	0.86	0.90	1.14	2.56	1.91	1.42	1.66	2.24
MnO	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.10	1.10	2.97	1.00	0.26	0.12	0.60	4.45	4.08	2.25	0.09	0.11	0.53	0.21	0.15
FeO	20.05	20.79	21.08	22.39	21.02	32.56	33.28	31.69	32.29	33.02	32.53	32.50	28.98	30.38	31.96	33.74	33.49	32.97	33.61	32.91
K2O	5.37	7.31	4.97	4.48	4.96	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
CaO	0.70	0.36	0.64	0.26	0.45	7.67	7.67	7.61	8.56	8.27	7.27	8.44	8.38	7.69	7.58	6.42	7.22	8.36	7.49	7.36
Cr2O3	0.02	0.04	0.00	0.03	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.03	0.02	0.02	0.00	0.04	0.01
NiO	0.16	0.06	0.09	0.08	0.05	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P2O5	0.06	0.00	0.02	0.02	0.05	0.00	0.03	0.03	0.04	0.01	0.02	0.02	0.03	0.00	0.05	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00
Total	91.21	92.76	90.01	91.22	91.74	101.50	101.53	101.41	101.49	101.40	100.99	101.22	100.67	100.75	101.07	101.40	101.34	101.97	101.44	101.28
Al	1.69	1.65	1.69	1.73	1.72	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.01	1.99	2.00	2.01	2.00	2.01	2.02	2.00	2.00	2.02
Al^{vi}	0.49	0.42	0.42	0.48	0.56															
Al^{iv}	1.20	1.23	1.27	1.25	1.17															
Si	2.80	2.77	2.73	2.75	2.83	2.95	2.94	2.94	2.94	2.94	2.93	2.95	2.95	2.93	2.94	2.93	2.94	2.93	2.94	2.93
Ti	0.08	0.09	0.07	0.05	0.06	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.04	0.05	0.04	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	1.04	1.03	1.13	1.06	0.96	0.27	0.16	0.12	0.15	0.17	0.30	0.15	0.10	0.11	0.14	0.30	0.23	0.17	0.20	0.27
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.07	0.20	0.07	0.02	0.01	0.04	0.30	0.28	0.15	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01
Fe	1.31	1.35	1.40	1.47	1.36	2.15	2.22	2.12	2.15	2.20	2.16	2.17	1.95	2.05	2.14	2.24	2.23	2.19	2.24	2.19
K	0.53	0.73	0.50	0.45	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.06	0.03	0.05	0.02	0.04	0.65	0.66	0.65	0.73	0.71	0.62	0.72	0.72	0.66	0.65	0.55	0.62	0.71	0.64	0.63
O	11	11	11	11	11	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12

Sample	BB16-48													
minerals	White mica					Chlorite								
Analyses	36 / 1 .	37 / 1 .	38 / 1 .	39 / 1 .	40 / 1 .	30 / 1 .	31 / 1 .	32 / 1 .	33 / 1 .	34 / 1 .	45 / 1 .	46 / 1 .	53 / 1 .	1 / 1 .
Al2O3	34.49	35.24	30.91	34.28	33.10	22.30	23.25	21.99	22.80	21.77	22.54	22.59	22.46	23.04
SiO2	47.29	46.11	44.84	49.02	47.73	25.16	25.53	25.12	24.88	25.78	26.24	24.89	25.14	25.37
TiO2	0.34	0.22	0.39	0.24	0.46	0.09	0.09	0.05	0.08	0.04	0.11	0.12	0.09	0.08
Na2O	1.39	1.05	1.07	1.01	0.86	0.03	0.04	0.09	0.07	0.02	0.10	0.00	0.08	0.01
MgO	1.20	0.74	1.78	1.36	1.52	14.16	14.07	14.72	14.08	12.48	14.77	14.38	14.57	14.20
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.02	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05
FeO	1.62	1.54	3.00	1.78	1.70	26.10	26.50	26.17	26.58	24.89	25.58	26.22	25.79	25.98
K2O	9.13	9.33	9.25	9.04	9.49	0.04	0.05	0.05	0.13	0.08	0.21	0.04	0.07	0.02
CaO	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.04	0.10	0.05	0.03	0.02	0.01
Cr2O3	0.02	0.00	0.02	0.02	0.06	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
NiO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.09	0.12	0.05	0.06
P2O5	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
Total	95.48	94.23	91.30	96.76	94.92	87.99	89.67	88.29	88.74	85.23	89.74	88.42	88.29	88.82
Al	2.69	2.78	2.55	2.62	2.60	2.77	2.83	2.72	2.81	2.77	2.73	2.79	2.77	2.82
Al^{vi}	1.81	1.87	1.69	1.81	1.77	1.42	1.47	1.37	1.43	1.55	1.43	1.41	1.41	1.47
Al^{iv}	0.87	0.91	0.86	0.81	0.82	1.34	1.36	1.36	1.39	1.22	1.30	1.38	1.36	1.36
Si	3.13	3.09	3.14	3.19	3.18	2.65	2.64	2.64	2.61	2.78	2.70	2.61	2.63	2.64
Ti	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.18	0.14	0.14	0.13	0.11	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00
Mg	0.12	0.07	0.19	0.13	0.15	2.22	2.16	2.31	2.20	2.01	2.26	2.25	2.28	2.20
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	0.00	0.00
Fe	0.09	0.09	0.18	0.10	0.09	2.30	2.29	2.30	2.33	2.25	2.20	2.30	2.26	2.26
K	0.77	0.80	0.83	0.75	0.81	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00
Ca	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
O	11	11	11	11	11	14	14	14	14	14	14	14	14	14

Sample	BB16-48																			
minerals	Garnet								White mica											
Analyses	23 / 1 .	24 / 1 .	25 / 1 .	26 / 1 .	29 / 1 .	30 / 1 .	31 / 1 .	32 / 1 .	47 / 1 .	48 / 1 .	49 / 1 .	50 / 1 .	51 / 1 .	52 / 1 .	19 / 1 .	20 / 1 .	21 / 1 .	33 / 1 .	34 / 1 .	35 / 1 .
Al2O3	21.55	21.23	21.54	21.20	21.25	19.08	21.29	21.30	33.02	33.79	33.57	34.20	32.18	32.80	35.29	34.47	31.16	33.51	32.94	34.06
SiO2	36.96	36.89	37.01	36.91	37.01	33.66	36.98	37.05	46.52	45.92	45.97	47.36	48.01	47.32	47.99	46.94	45.17	46.76	46.51	47.44
TiO2	0.09	0.15	0.16	0.16	0.08	0.10	0.09	0.11	0.45	0.52	0.53	0.47	0.46	0.54	0.40	0.36	0.54	0.41	0.51	0.48
Na2O	0.05	0.03	0.01	0.02	0.00	0.06	0.00	0.00	1.07	1.78	1.24	1.51	1.07	1.11	1.38	0.96	0.81	1.01	0.81	1.30
MgO	2.52	1.63	1.74	1.77	2.09	1.87	1.78	1.97	1.40	2.10	1.15	1.10	1.47	1.45	0.92	1.08	1.89	1.01	1.25	1.19
MnO	0.10	0.23	0.16	0.14	0.13	0.07	0.11	0.12	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	32.67	33.81	33.82	33.51	32.35	31.51	33.45	33.53	1.80	4.54	1.60	1.45	1.90	1.82	1.40	1.55	3.68	1.54	1.65	1.49
K2O	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	9.36	8.00	8.87	9.12	9.06	9.28	8.81	9.67	8.98	8.83	9.47	8.95
CaO	7.31	7.50	7.26	7.14	8.06	6.99	7.29	7.55	0.00	0.09	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.10	0.04	0.01	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.02	0.04	0.01
NiO	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
P2O5	0.03	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	101.30	101.53	101.72	100.89	101.02	93.36	101.03	101.67	93.66	96.78	93.00	95.23	94.21	94.35	96.22	95.08	92.35	93.12	93.20	94.94
Al	2.01	1.99	2.02	2.00	1.99	1.96	2.00	1.99	2.63	2.64	2.69	2.67	2.54	2.59	2.71	2.70	2.54	2.67	2.63	2.66
Al^{vi}									1.78	1.67	1.81	1.81	1.75	1.76	1.85	1.82	1.67	1.83	1.79	1.81
Al^{iv}									0.86	0.96	0.88	0.86	0.78	0.83	0.87	0.88	0.87	0.84	0.85	0.85
Si	2.93	2.94	2.94	2.95	2.95	2.93	2.95	2.94	3.14	3.04	3.12	3.14	3.22	3.17	3.13	3.12	3.13	3.16	3.15	3.15
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02
Na	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.14	0.23	0.16	0.19	0.14	0.14	0.18	0.12	0.11	0.13	0.11	0.17
Mg	0.30	0.19	0.21	0.21	0.25	0.24	0.21	0.23	0.14	0.21	0.12	0.11	0.15	0.14	0.09	0.11	0.19	0.10	0.13	0.12
Mn	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	2.17	2.25	2.25	2.24	2.15	2.29	2.23	2.23	0.10	0.25	0.09	0.08	0.11	0.10	0.08	0.09	0.21	0.09	0.09	0.08
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.81	0.67	0.77	0.77	0.77	0.79	0.73	0.82	0.79	0.76	0.82	0.76
Ca	0.62	0.64	0.62	0.61	0.69	0.65	0.62	0.64	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
O	12	12	12	12	12	12	12	12	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11

Sample	BB16-32									
minerals	Amphibole									
Analyses	21 / 1 .	22 / 1 .	20 / 1 .	21 / 1 .	22 / 1 .	23 / 1 .	31 / 1 .	32 / 1 .	59 / 1 .	60 / 1 .
SiO2	43.2376	41.8902	42.2561	41.783	41.5894	42.3745	41.6808	42.1464	41.8104	43.1115
Al2O3	17.4594	16.1357	16.4346	16.9355	16.8476	16.8904	16.9717	17.0319	17.218	16.9279
MgO	5.9447	6.4435	6.8567	6.4089	6.5545	6.9886	6.3498	6.0674	5.7963	6.7415
FeO	19.7919	19.7556	20.3027	20.4215	20.0977	19.0357	20.1035	20.2098	20.6561	20.236
MnO	0.1574	0.1429	0.1435	0.1578	0.1198	0.1037	0.1546	0.111	0.1798	0.1442
Cr2O3	0	0	0.0363	0.0201	0.0084	0.0175	0.0274	0.0436	0.0335	0
TiO2	0.3365	0.3827	0.3008	0.2969	0.3433	0.3995	0.3441	0.3535	0.3285	0.3468
NiO	0.0187	0.0006	0.0187	0.0106	0	0	0.0192	0.0142	0	0
CaO	9.2806	9.6576	9.436	9.5325	9.5186	9.6211	9.7112	9.5991	9.6122	9.682
Na2O	1.8707	2.0026	1.9872	1.8809	1.8023	1.6199	1.9855	1.8363	2.2216	2.1101
K2O	0.4745	0.4314	0.414	0.4481	0.4435	0.4743	0.5084	0.4418	0.5344	0.4156
Total	98.572	96.8428	98.1866	97.8958	97.3251	97.5252	97.8562	97.855	98.3908	99.7156
Formule structurale (23 oxygènes - Ignorant H2O)										
Site T										
Si	6.32183574	6.27554792	6.24670669	6.20129385	6.20077822	6.26340607	6.19047399	6.24347461	6.18925999	6.26268651
Al iv	1.67816426	1.72445208	1.75329331	1.79870615	1.79922178	1.73659393	1.80952601	1.75652539	1.81074001	1.73731349
somme	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Site C										
Al vi	1.33027354	1.12431616	1.10990173	1.1634695	1.16105064	1.20563193	1.16106797	1.21691377	1.19303362	1.16070209
Ti	0.03700484	0.04312107	0.03344502	0.03314246	0.03849721	0.04441346	0.03843832	0.03938648	0.03657477	0.03789121
Cr	0	0	0.00424242	0.00235843	0.00099012	0.00204498	0.00321724	0.00510619	0.00392052	0
Fe3+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0.01949059	0.01813052	0.01796604	0.01983483	0.01512722	0.01298146	0.01944626	0.01392604	0.0225415	0.01774073
Mg	1.29579544	1.43908328	1.51112966	1.41804844	1.45689412	1.54000114	1.40595941	1.33996474	1.27917551	1.45998689
Fe2+	2.31743558	2.37534897	2.32331514	2.36314634	2.3274407	2.19492702	2.3718708	2.38470277	2.46475407	2.32367908
somme	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Site B										
Fe2+	0.37164355	0.37484868	0.46569418	0.4533215	0.45704101	0.41969731	0.40268841	0.39733067	0.37667748	0.40798112
Ca	1.45371611	1.54999518	1.49441616	1.51569363	1.52040238	1.52353568	1.5451928	1.52341526	1.52440064	1.50679627
Na	0.17464035	0.07515614	0.03988966	0.03098487	0.02255662	0.05676701	0.05211879	0.07925407	0.09892189	0.08522261
somme	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Site A										
Na	0.35562607	0.50646713	0.52963381	0.51021383	0.4983969	0.40743021	0.51957845	0.44811888	0.53864921	0.50904071
K	0.08849666	0.08243818	0.07806764	0.08483336	0.08434633	0.08942689	0.09631688	0.08348349	0.10090899	0.07701088
somme	0.44412272	0.58890531	0.60770145	0.59504719	0.58274323	0.4968571	0.61589533	0.53160237	0.6395582	0.58605159
Ca+K+Na	2.07247918	2.21405663	2.14200727	2.14172569	2.12570222	2.07715979	2.21320692	2.13427169	2.26288072	2.17807047

Sample	BB16-32																		
minerals	Biotite		White mica																
Analyses	29 / 1 .	30 / 1 .	53 / 1 .	26 / 1 .	27 / 1 .	28 / 1 .	29 / 1 .	16 / 1 .	17 / 1 .	18 / 1 .	19 / 1 .	11 / 1 .	14 / 1 .	15 / 1 .	16 / 1 .	17 / 1 .	18 / 1 .	19 / 1 .	34 / 1 .
Al2O3	18.01	18.15	33.71	32.51	32.51	35.70	34.13	35.21	35.64	35.22	35.38	21.61	34.22	34.24	35.73	35.88	35.44	34.80	18.28
SiO2	33.72	34.59	45.60	48.13	47.63	46.07	46.40	46.82	46.53	46.58	46.24	37.21	47.55	47.97	46.44	47.07	46.71	48.12	34.26
TiO2	0.13	0.06	0.37	0.43	0.45	0.89	1.39	0.84	0.88	0.72	0.67	0.07	0.49	0.52	0.26	0.30	0.29	0.48	0.64
Na2O	0.20	0.16	0.86	0.45	0.63	0.51	0.59	0.85	0.79	0.79	0.46	0.04	0.91	0.76	1.07	1.29	1.35	0.94	0.16
MgO	10.09	9.91	0.95	1.57	1.53	0.67	0.83	0.69	0.65	0.68	0.66	2.31	1.09	1.08	0.60	0.61	0.64	1.01	11.26
MnO	0.03	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.85	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.05
FeO	19.01	20.70	1.80	1.74	1.84	1.33	1.56	0.96	1.08	1.29	1.37	31.46	1.42	1.65	1.01	1.13	1.16	1.39	19.31
K2O	6.11	5.97	8.68	10.70	10.23	11.09	11.05	10.04	9.78	9.93	10.44	0.01	9.82	10.18	9.87	9.55	9.12	9.96	6.87
CaO	0.41	0.38	0.05	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	7.86	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32
Cr2O3	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	0.04
NiO	0.05	0.10	0.01	0.03	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
P2O5	0.04	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00		0.02	0.00	0.03	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04
Total	87.80	90.08	92.04	95.62	94.88	96.30	95.98	95.45	95.38	95.26	95.37	101.45	95.57	96.44	95.01	95.89	94.79	96.72	91.23
Al	1.73	1.71	2.72	2.55	2.56	2.78	2.67	2.75	2.78	2.75	2.77	2.01	2.67	2.65	2.80	2.78	2.77	2.68	1.70
Alvi	0.47	0.46	1.84	1.74	1.75	1.83	1.76	1.84	1.86	1.85	1.85	0.96	1.81	1.80	1.88	1.88	1.87	1.82	0.39
Aliv	1.25	1.24	0.88	0.80	0.81	0.95	0.91	0.90	0.92	0.91	0.93	1.06	0.86	0.85	0.91	0.90	0.90	0.86	1.30
Si	2.75	2.76	3.12	3.20	3.19	3.05	3.09	3.10	3.08	3.09	3.07	2.94	3.14	3.15	3.09	3.10	3.10	3.14	2.70
Ti	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.04	0.07	0.04	0.04	0.04	0.03	0.00	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04
Na	0.03	0.03	0.11	0.06	0.08	0.07	0.08	0.11	0.10	0.10	0.06	0.01	0.12	0.10	0.14	0.16	0.17	0.12	0.02
Mg	1.22	1.18	0.10	0.16	0.15	0.07	0.08	0.07	0.06	0.07	0.07	0.27	0.11	0.11	0.06	0.06	0.06	0.10	1.32
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	1.29	1.38	0.10	0.10	0.10	0.07	0.09	0.05	0.06	0.07	0.08	2.08	0.08	0.09	0.06	0.06	0.06	0.08	1.27
K	0.63	0.61	0.76	0.91	0.87	0.94	0.94	0.85	0.83	0.84	0.89	0.00	0.83	0.85	0.84	0.80	0.77	0.83	0.69
Ca	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
O	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11

Sample	Sample BB16-32																		
minerals	Garnet																		
Analyses	24 / 1 .	25 / 1 .	26 / 1 .	27 / 1 .	28 / 1 .	42 / 1 .	43 / 1 .	44 / 1 .	45 / 1 .	46 / 1 .	47/1.	56 / 1 .	57 / 1 .	58/1.	7 / 1 .	8 / 1 .	9 / 1 .	10 / 1 .	11.00
Al2O3	21.74	21.52	21.36	21.68	21.50	21.73	21.40	21.57	21.37	21.46	21.73	21.70	21.50	23.76	21.57	21.29	21.23	21.32	21.61
SiO2	37.20	37.23	37.10	37.08	37.47	37.10	37.06	37.04	37.17	37.31	37.10	37.37	37.10	41.72	37.32	37.05	37.15	37.09	37.21
TiO2	0.10	0.10	0.13	0.12	0.15	0.11	0.13	0.07	0.12	0.12	0.11	0.11	0.14	0.08	0.14	0.17	0.13	0.12	0.07
Na2O	0.03	0.05	0.00	0.05	0.03	0.04	0.07	0.03	0.04	0.00	0.04	0.00	0.09	0.08	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04
MgO	2.02	1.76	1.43	1.73	2.15	2.28	2.36	1.85	1.64	2.53	2.28	2.28	1.71	2.63	2.20	1.77	1.77	1.59	2.31
MnO	0.96	1.83	2.33	1.81	0.74	0.83	0.75	1.41	1.97	0.86	0.83	0.73	2.15	0.65	0.86	1.59	1.81	1.88	0.85
FeO	30.96	31.03	30.68	31.12	30.66	31.12	31.57	31.14	31.17	31.70	31.12	31.50	30.95	29.55	30.67	30.45	30.78	30.96	31.46
K2O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.20	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.06	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
CaO	8.27	8.06	8.10	8.27	8.25	8.12	7.17	8.02	7.87	7.56	8.12	7.93	8.19	8.62	7.99	8.34	8.06	7.86	7.86
Cr2O3	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00
NiO	0.00	0.04	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
P2O5	0.03	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.05	0.05	0.03	0.04	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00
Total	101.32	101.63	101.15	101.91	101.02	101.37	100.71	101.15	101.42	101.64	101.37	101.66	101.88	107.16	100.84	100.77	101.05	100.86	101.45
Al	2.03	2.01	2.01	2.02	2.01	2.03	2.01	2.02	2.00	2.00	2.03	2.02	2.01	2.05	2.02	2.00	1.99	2.00	2.01
Si	2.94	2.95	2.96	2.93	2.97	2.93	2.95	2.94	2.95	2.95	2.93	2.95	2.94	3.05	2.96	2.95	2.96	2.96	2.94
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Na	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.24	0.21	0.17	0.20	0.25	0.27	0.28	0.22	0.19	0.30	0.27	0.27	0.20	0.29	0.26	0.21	0.21	0.19	0.27
Mn	0.06	0.12	0.16	0.12	0.05	0.06	0.05	0.10	0.13	0.06	0.06	0.05	0.14	0.04	0.06	0.11	0.12	0.13	0.06
Fe	2.05	2.06	2.04	2.06	2.03	2.06	2.10	2.07	2.07	2.09	2.06	2.08	2.05	1.81	2.03	2.03	2.05	2.07	2.08
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.70	0.68	0.69	0.70	0.70	0.69	0.61	0.68	0.67	0.64	0.69	0.67	0.69	0.68	0.68	0.71	0.69	0.67	0.67
O	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12.00	12	12	12	12	12.00

Sample	BB16-32											
minerals	White mica											
Analyses	36 / 1 .	37 / 1 .	38 / 1 .	39 / 1 .	47 / 1 .	50 / 1 .	51 / 1 .	52 / 1 .	1 / 1 .	2 / 1 .	3 / 1 .	4 / 1 .
Al2O3	33.00	33.88	34.42	33.05	21.45	31.51	30.82	33.58	34.43	34.04	33.09	33.43
SiO2	48.34	46.53	46.68	47.95	37.12	42.56	49.17	45.95	47.84	46.27	46.78	46.91
TiO2	0.48	0.52	0.40	0.27	0.11	0.42	0.46	0.29	0.50	0.54	0.54	0.41
Na2O	0.96	0.86	0.77	0.42	0.04	0.78	0.85	1.07	0.77	1.06	1.04	0.60
MgO	1.44	1.07	0.86	1.31	2.36	1.09	1.31	1.12	1.09	0.94	1.30	1.04
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	1.91	2.03	1.37	1.62	31.98	2.50	1.64	1.59	1.39	1.33	1.52	1.66
K2O	9.24	9.53	9.31	9.86	0.03	8.73	8.47	9.44	10.13	9.26	9.45	8.53
CaO	0.00	0.01	0.04	0.00	7.09	0.10	0.06	0.03	0.01	0.02	0.02	0.05
Cr2O3	0.02	0.03	0.04	0.04	0.01	0.02	0.05	0.03	0.07	0.05	0.07	0.02
NiO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04
P2O5	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02
Total	95.42	94.46	93.90	94.55	100.98	87.75	92.85	93.12	96.22	93.52	93.82	92.67
Al	2.57	2.68	2.72	2.60	2.01	2.69	2.45	2.69	2.67	2.71	2.63	2.67
Alvi	1.77	1.80	1.85	1.80	0.96	1.78	1.76	1.81	1.81	1.83	1.78	1.84
Aliv	0.80	0.88	0.87	0.80	1.05	0.91	0.69	0.88	0.86	0.88	0.85	0.83
Si	3.20	3.12	3.13	3.20	2.95	3.09	3.31	3.12	3.14	3.12	3.15	3.17
Ti	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02
Na	0.12	0.11	0.10	0.05	0.01	0.11	0.11	0.14	0.10	0.14	0.14	0.08
Mg	0.14	0.11	0.09	0.13	0.28	0.12	0.13	0.11	0.11	0.09	0.13	0.10
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.11	0.11	0.08	0.09	2.13	0.15	0.09	0.09	0.08	0.08	0.09	0.09
K	0.78	0.82	0.80	0.84	0.00	0.81	0.73	0.82	0.85	0.80	0.81	0.74
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.60	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11

Sample	BB16-50																
minerals	white mica												Choritoid				Chlorite
Analyses	1 / 1 .	2 / 1 .	3 / 1 .	4 / 1 .	5 / 1 .	7 / 1 .	8 / 1 .	9 / 1 .	14 / 1 .	15 / 1 .	20 / 1 .	21 / 1 .	16 / 1 .	17 / 1 .	19 / 1 .	22 / 1 .	18 / 1 .
Al2O3	35.75	34.88	32.28	35.57	35.00	35.58	35.06	34.71	35.41	36.34	34.24	34.69	39.29	39.32	39.49	40.41	23.65
SiO2	46.43	46.07	52.94	46.55	46.34	46.26	46.83	46.01	45.62	43.03	44.19	45.21	23.73	23.96	34.39	24.26	26.25
TiO2	0.10	0.05	0.09	0.08	0.20	0.10	0.06	0.06	0.12	0.12	0.10	0.10	0.01	0.09	0.06	0.03	0.05
Na2O	1.20	1.18	1.53	1.60	1.42	1.51	1.40	1.18	1.45	1.99	1.35	1.13	0.00	0.05	0.55	0.02	0.01
MgO	0.44	0.46	0.23	0.38	0.54	0.50	0.44	0.52	0.34	0.58	0.42	0.56	3.62	3.62	2.95	4.31	19.20
MnO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.34	0.39	0.31	0.47	0.10
FeO	2.17	1.80	1.76	1.99	1.66	2.17	1.97	2.32	2.14	3.32	2.16	2.56	23.71	23.20	14.44	22.16	17.85
K2O	9.05	9.04	8.17	8.93	8.20	9.06	8.53	9.34	8.83	7.13	8.65	9.06	0.02	0.11	2.96	0.02	0.02
CaO	0.09	0.02	0.21	0.06	0.06	0.17	0.08	0.03	0.01	0.27	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01
Cr2O3	0.02	0.05	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.03	0.03	0.05	0.00	0.02	0.02
NiO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.13	0.19	0.03	0.16	0.22
P2O5	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00
Total	95.25	93.55	97.37	95.17	93.47	95.36	94.39	94.23	94.00	92.81	91.13	93.33	90.95	91.04	95.19	91.88	87.38
Al	2.80	2.77	2.43	2.78	2.77	2.79	2.76	2.75	2.81	2.93	2.80	2.78	3.89	3.89	3.54	3.93	2.82
Al^{vi}	1.88	1.88	1.82	1.88	1.88	1.86	1.88	1.85	1.88	1.87	2.15	2.13	1.89	1.89	2.15	1.93	1.48
Al^{iv}	0.92	0.89	0.62	0.91	0.89	0.93	0.88	0.90	0.93	1.06	0.65	0.65	2.00	1.99	1.39	2.00	1.34
Si	3.08	3.11	3.38	3.09	3.11	3.07	3.12	3.10	3.07	2.94	3.35	3.35	2.00	2.01	2.61	2.00	2.66
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.15	0.15	0.19	0.21	0.18	0.19	0.18	0.15	0.19	0.26	0.20	0.16	0.00	0.01	0.08	0.00	0.00
Mg	0.04	0.05	0.02	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.03	0.06	0.05	0.06	0.45	0.45	0.33	0.53	2.90
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	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01
Fe	0.12	0.10	0.09	0.11	0.09	0.12	0.11	0.13	0.12	0.19	0.14	0.16	1.67	1.63	0.92	1.53	1.51
K	0.77	0.78	0.67	0.76	0.70	0.77	0.73	0.80	0.76	0.62	0.84	0.86	0.00	0.01	0.29	0.00	0.00
Ca	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	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
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	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02
P	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	12	12	12	12	14

ANNEXE-3 : ANALYSES CHIMIE ROCHE TOTALE ELEMENTS MAJEURS ET EN TRACES

Eléments majeurs

Echantillon	Lithologie	SiO2	Al2O3	Fe2O3(t)	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF	Total
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
BB16-75B	Gneiss F	73.39	12.28	4.23	0.05	1.46	2.78	1.93	1.71	0.63	0.12	1.21	99.79
BB16-77A	kinzigites	73.02	12.16	7.36	0.12	1.56	0.82	0.45	1.52	1.24	< L.D.	1.05	99.28
BB16-01B	Micaschistes F	59.66	19.39	6.95	0.10	1.63	0.74	1.54	5.34	0.88	0.15	2.95	99.31
BB16-32	Boured	72.70	11.23	4.12	0.04	1.26	3.04	1.25	1.81	0.60	0.13	2.89	99.07
BB16-48	Boured	50.02	24.72	9.28	0.15	1.92	1.56	1.02	5.23	1.24	0.24	4.04	99.41
BB16-08	Micaschistes F	52.73	22.96	6.59	0.06	2.23	2.09	2.32	4.58	1.14	0.19	4.21	99.09
BB16-74	Micaschistes F	56.91	22.42	7.28	0.07	2.00	0.67	1.39	3.39	0.94	0.16	4.18	99.39
BB16-15	unité BA	76.49	11.86	4.11	0.07	1.17	0.65	1.56	1.98	0.70	0.11	2.12	100.79
BB16-27	unité BM	67.47	19.49	4.27	0.04	0.81	0.35	0.98	3.33	0.94	0.14	2.54	100.36
BB16-50	unité BA	61.73	17.10	5.93	0.06	1.51	2.45	1.11	3.11	0.86	< L.D.	5.66	99.52
BB16-12A	unité BM	58.81	21.56	7.61	< L.D.	0.57	0.35	1.18	5.00	1.00	0.17	2.91	99.15
M13-11	filon granite	75.10	13.25	0.38	< L.D.	1.84	1.13	3.91	3.19	0.048	< L.D.	1.38	100.22
M13-14	filon granite	74.53	13.37	0.24	< L.D.	1.99	0.36	3.84	4.53	0.025	< L.D.	1.68	100.57

% en poids d'oxydes

Eléments en traces

Echantillon	Lithologie	As	Ba	Be	Bi	Cd	Ce	Co	Gd	Ge	Hf	Ho
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
BB16-75B	Gneiss F	49.9594	223.9072	2.7976	< L.D.	0.0803	62.9502	7.989	4.6648	1.653	6.8747	0.9521
BB16-77A	kinzigites	0.7879	376.0058	0.2034	0.0529	0.125	98.1196	28.8687	6.6839	1.9923	12.3951	1.33
BB16-01B	Micaschistes F	0.8618	761.7319	2.4847	0.1856	0.076	88.0269	11.6726	6.5763	2.2539	5.3829	1.3626
BB16-32	Boured	0.7494	336.6402	1.7824	0.1488	0.1371	61.5217	7.8703	4.5086	1.4362	6.0742	0.8808
BB16-48	Boured	21.0143	949.4158	3.7803	0.4593	0.1907	114.9239	23.0836	9.3382	2.5719	10.3965	1.9887
BB16-08	Micaschistes F	1.1243	591.2805	3.326	0.2649	0.0792	104.6142	15.9653	7.1606	2.0924	6.5032	1.3428
BB16-74	Micaschistes F	0.6523	659.71	1.9639	0.4883	0.0779	95.9041	15.9361	7.0143	1.945	4.7021	1.3003
BB16-15	unité BA	4.3226	383.3673	1.7463	0.1276	0.0781	57.7361	8.2198	4.3073	1.6355	6.3445	0.8308
BB16-27	unité BM	1.2386	555.6206	2.7932	0.0666	0.0384	88.6713	7.152	6.6781	2.6404	5.8919	1.212
BB16-50	unité BA	1.2429	499.0861	3.5712	0.3863	0.0644	71.5542	11.5165	5.298	1.8034	5.758	1.1901
BB16-12A	unité BM	0.9358	632.0747	2.4936	0.1075	0.0245	88.5766	9.9213	5.9273	1.9633	5.5723	1.2128
M13-11	filon granite	15.4783	481.9662	4.5276	0.3987	< L.D.	24.6522	0.9283	2.296	1.2988	1.8371	0.4399
M13-14	filon granite	4.5189	93.5739	11.993	0.2861	< L.D.	8.85	0.5027	1.7428	1.4184	1.9641	0.5313

Echantillon	Lithologie	In	La	Lu	Sc	Sb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Zn
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
BB16-75B	Gneiss F	0.0353	31.4431	0.3852	10.92	0.2267	5.4597	3.2563	147.7926	1.0919	0.7281	55.4571
BB16-77A	kinzigites	0.0648	48.1164	0.5509	16.69	0.0695	7.9883	0.4599	87.0117	1.3037	1.0389	83.8907
BB16-01B	Micaschistes F	0.1064	45.082	0.5906	21.53	0.1823	7.6509	7.5293	173.8999	1.4531	1.0476	100.8749
BB16-32	Boured	0.0771	30.8606	0.3396	9.78	0.4419	5.2752	3.1053	127.4936	0.9941	0.697	71.2811
BB16-48	Boured	0.1333	56.9426	0.8219	23.04	0.3067	10.3642	8.4684	130.9924	1.9314	1.5136	141.0633
BB16-08	Micaschistes F	0.096	51.8218	0.4825	22.22	0.2322	8.9145	6.4171	191.3184	1.7185	1.0784	165.3781
BB16-74	Micaschistes F	0.0926	47.9316	0.5265	21.85	0.1208	8.361	5.803	118.2152	1.5336	1.0727	109.0251
BB16-15	unité BA	0.0475	28.6643	0.3315	9.89	0.2793	5.0379	3.5518	92.7121	1.0224	0.6613	62.194
BB16-27	unité BM	0.0645	42.5552	0.4801	17.61	0.7837	7.7687	4.4894	176.6625	1.4373	0.9711	45.6585
BB16-50	unité BA	0.0678	34.4943	0.4924	13.89	1.1665	5.9332	5.666	218.3879	1.5074	0.8627	44.2421
BB16-12A	unité BM	0.0825	43.7375	0.4877	22.35	0.3437	7.2405	5.9333	232.5098	1.4737	0.9173	18.941
M13-11	filon granite	< L.D.	11.7144	0.1791	1.79	3.1444	2.5273	8.3656	142.0027	1.4019	0.3848	< L.D.
M13-14	filon granite	< L.D.	4.1695	0.1971	1.66	0.4054	1.4224	4.0298	12.713	1.108	0.4022	< L.D.

Echantillon	Lithologie	Zr	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Cr	Cs	Nd	Ni	Pb
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
BB16-75B	Gneiss F	255.1744	13.4595	4.5026	2.578	1.3056	15.2523	61.1342	8.4542	27.4376	22.3991	22.046
BB16-77A	kinzigites	486.1032	65.4697	6.4168	3.5755	1.3643	15.1838	105.0148	0.3539	42.1112	96.9352	10.4463
BB16-01B	Micaschistes F	189.8471	9.6366	6.597	3.7329	1.6089	26.7833	107.2279	9.2103	39.6981	35.6152	34.1831
BB16-32	Boured	217.0766	19.6365	4.3192	2.3528	1.0354	14.6073	57.9878	2.2477	26.8634	23.7884	14.8823
BB16-48	Boured	371.1478	5.0216	9.6693	5.3911	2.1116	36.7916	120.7273	7.6359	51.3636	72.6601	30.9255
BB16-08	Micaschistes F	236.7472	15.1058	6.5301	3.5591	1.7344	32.0619	131.1488	7.3573	45.1609	48.5471	31.8212
BB16-74	Micaschistes F	163.5778	18.4616	6.4856	3.4924	1.7659	31.2591	121.0265	5.7916	42.2385	47.6861	29.7421
BB16-15	unité BA	229.7828	5.8189	4.1185	2.2583	1.0185	15.6573	60.8552	2.5497	25.4496	23.3903	17.3177
BB16-27	unité BM	207.8586	10.9409	5.9401	3.2501	1.4046	26.3846	100.3335	4.612	39.4756	23.8148	16.0058
BB16-50	unité BA	196.6092	2.5209	5.6365	3.2095	1.1612	23.3553	89.7304	5.2579	30.2952	33.963	12.4371
BB16-12A	unité BM	199.5138	< L.D.	5.8642	3.3029	1.3448	30.3159	118.887	3.7232	38.4514	55.7169	11.5175
M13-11	filon granite	48.125	< L.D.	2.2513	1.1633	0.9919	13.2886	2.1445	12.194	9.9544	< L.D.	62.3523
M13-14	filon granite	36.2146	2.8085	2.6277	1.4193	0.1031	13.0594	2.5636	4.1842	3.4991	2.0698	83.0037

Echantillon	Lithologie	Pr	Rb	Mo	Nb	U	V	W	Y	Yb	Th	Tm
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
BB16-75B	Gneiss F	7.3605	86.1405	< L.D.	9.9772	2.5002	68.5636	2.2756	24.3553	2.5093	10.9105	0.3715
BB16-77A	kinzigites	11.3121	49.2564	2.129	17.0076	1.4251	124.1471	< L.D.	33.9665	3.5336	15.0925	0.5104
BB16-01B	Micaschistes F	10.4692	202.8381	< L.D.	15.2869	3.4552	153.5775	4.169	35.3235	3.7656	15.3004	0.5418
BB16-32	Boured	7.1239	77.9847	< L.D.	9.8798	2.5036	67.7909	1.2336	22.7734	2.2289	10.1241	0.3352
BB16-48	Boured	13.5366	199.8655	< L.D.	20.5597	5.2284	199.0467	4.156	52.0922	5.293	21.5433	0.7738
BB16-08	Micaschistes F	11.9838	183.9786	0.7831	18.787	3.677	170.7937	2.7014	34.176	3.3012	17.8328	0.4959
BB16-74	Micaschistes F	11.2219	135.3503	< L.D.	16.0855	3.7042	165.833	2.4704	33.3264	3.432	17.2139	0.4983
BB16-15	unité BA	6.6826	74.3361	< L.D.	10.599	2.1709	69.109	1.8721	21.9037	2.1858	9.3621	0.3246
BB16-27	unité BM	10.1523	126.3335	< L.D.	14.7723	3.1512	139.2917	2.3307	31.6456	3.1295	14.8065	0.4658
BB16-50	unité BA	8.0282	149.0602	< L.D.	14.5256	2.2779	99.6885	2.7976	30.1298	3.2193	14.6395	0.4742
BB16-12A	unité BM	10.2662	193.0321	< L.D.	15.894	2.9286	139.1537	2.4872	31.6929	3.249	15.162	0.4784
M13-11	filon granite	2.7491	106.1866	< L.D.	5.6321	3.6113	0.9128	1.251	12.7075	1.192	5.5845	0.171
M13-14	filon granite	1.008	148.5916	< L.D.	4.2632	5.6489	< L.D.	< L.D.	15.774	1.3965	3.0208	0.2112

ANNEXE-4: ANALYSES U-TH-PB

Les âges U-Th-Pb des monazites de l'unité métamorphique de Beni Bousera

		Isotopic Ratio		Age (Ma)		Isotopic Ratio		Age (Ma)		Isotopic Ratio		Age (Ma)		
Analysis	Mnz	206Pb/238U	2σ %	206Pb/238U	2σ	208Pb/232Th	2σ %	208Pb/232Th	2σ	207Pb/235U	2σ %	207Pb/235U	2σ	Texture
Sample BB17-55														
14	Mnz 18a	0.0041	0.0163	26.3	1.0	0.0012	0.0052	25.0	1.0	0.053	0.641	52.9	6.3	inclusion coeur grenat M1
25	Mnz 15a	0.0405	0.1301	256.1	8.2	0.0119	0.0422	239.9	8.5	0.292	1.735	260.1	15.5	inclusion coeur grenat M1
29	Mnz 15b	0.0415	0.1345	262.3	8.5	0.0125	0.0433	251.1	8.7	0.302	1.900	268.3	16.9	inclusion coeur grenat M1
30	Mnz 15b	0.0440	0.1409	277.7	8.9	0.0133	0.0462	267.5	9.3	0.339	2.003	296.6	17.5	inclusion coeur grenat M1
33	Mnz 15b	0.0447	0.1464	281.9	9.2	0.0131	0.0458	263.3	9.2	0.336	2.332	294.4	20.4	inclusion coeur grenat M1
34	Mnz 20	0.0397	0.1245	251.2	7.9	0.0119	0.0407	238.2	8.2	0.302	1.555	267.9	13.8	inclusion bordure grenat M1
35	Mnz 20	0.0393	0.1286	248.7	8.1	0.0117	0.0417	235.5	8.4	0.292	1.885	260.4	16.8	inclusion bordure grenat M1
40	Mnz 12	0.0455	0.1474	286.7	9.3	0.0146	0.0501	292.7	10.0	0.349	2.416	304.0	21.0	inclusion coeur grenat M1
41	Mnz 12	0.0455	0.1489	286.6	9.4	0.0146	0.0501	293.3	10.1	0.338	2.466	295.8	21.6	inclusion coeur grenat M1
51	Mnz 9	0.0444	0.1460	280.0	9.2	0.0146	0.0500	292.7	10.0	0.333	2.569	292.2	22.5	inclusion grenat
52	Mnz 9	0.0445	0.1445	280.3	9.1	0.0140	0.0489	281.6	9.8	0.316	2.352	279.2	20.8	inclusion cœur grenat M1
53	Mnz 9	0.0434	0.1416	273.8	8.9	0.0140	0.0488	280.0	9.8	0.328	2.436	287.8	21.4	inclusion cœur grenat M1
54	Mnz 9	0.0450	0.1483	283.8	9.4	0.0146	0.0501	293.2	10.1	0.320	2.444	281.5	21.5	inclusion cœur grenat M1
55	Mnz 9	0.0371	0.1164	234.8	7.4	0.0121	0.0426	243.8	8.5	0.270	1.431	242.9	12.9	inclusion cœur grenat M1
58	Mnz 2	0.0038	0.0215	24.7	1.4	0.0012	0.0037	23.6	0.7	0.083	1.647	81.1	16.1	matrice
63	Mnz 6	0.0034	0.0212	22.0	1.4	0.0011	0.0035	21.5	0.7	0.041	1.755	40.3	17.5	matrice
64	Mnz 6	0.0038	0.0253	24.6	1.6	0.0011	0.0035	21.8	0.7	0.075	2.338	73.7	22.9	matrice
65	Mnz 6	0.0037	0.0387	23.7	2.5	0.0011	0.0049	22.3	1.0	0.055	4.268	54.5	42.2	matrice
66	Mnz 19	0.0447	0.1402	281.7	8.8	0.0143	0.0495	287.7	9.9	0.323	1.754	284.1	15.4	inclusion cœur grenat M1
68	Mnz 17	0.0036	0.0195	23.3	1.3	0.0012	0.0036	23.3	0.7	0.051	1.546	50.1	15.3	inclusion cœur grenat M2
69	Mnz 17	0.0041	0.0217	26.1	1.4	0.0012	0.0037	23.9	0.7	0.064	1.639	62.9	16.1	inclusion cœur grenat M2
73	Mnz 16	0.0040	0.0507	25.5	3.3	0.0013	0.0087	26.8	1.8	0.022	5.906	22.1	59.3	inclusion cœur grenat M1
74	Mnz 14a	0.0421	0.1322	265.8	8.3	0.0138	0.0471	276.7	9.5	0.337	1.954	295.1	17.1	inclusion cœur grenat M1
75	Mnz 14b	0.0407	0.1288	257.0	8.1	0.0127	0.0437	255.1	8.8	0.306	1.829	270.8	16.2	inclusion cœur grenat M1
80	Mnz 1	0.0315	0.1013	199.8	6.4	0.0099	0.0342	199.6	6.9	0.229	1.565	209.7	14.3	inclusion grenat M?
84	Mnz 11	0.0404	0.1254	255.3	7.9	0.0131	0.0457	262.3	9.2	0.295	1.650	262.8	14.7	inclusion cœur grenat M1
87	Mnz 3	0.0406	0.1271	256.3	8.0	0.0120	0.0410	241.6	8.2	0.304	1.732	269.3	15.4	inclusion cœur grenat M1
89	Mnz 10a	0.0036	0.0270	23.2	1.7	0.0012	0.0050	23.5	1.0	0.052	2.225	51.1	22.0	inclusion cœur grenat M1
91	Mnz 1	0.0244	0.0829	155.6	5.3	0.0072	0.0249	145.6	5.0	0.198	1.804	183.7	16.7	inclusion cœur grenat M1
Sample BB15-18														
9	Mnz 2a	0.0383	0.1226	242.3	7.8	0.0120	0.0409	240.1	8.2	0.354	2.073	307.7	18.0	inclusion cœur grenat M1
14	Mnz 23	0.0036	0.0368	23.3	2.4	0.0011	0.0035	21.6	0.7	0.064	4.076	63.3	40.1	matrice
18	Mnz 23	0.0034	0.0328	22.0	2.1	0.0011	0.0035	21.8	0.7	0.100	3.620	96.9	35.0	matrice
19	Mnz 23	0.0037	0.0290	23.8	1.9	0.0011	0.0034	21.5	0.7	0.088	2.995	85.4	29.1	matrice
20	Mnz 23	0.0039	0.0330	25.2	2.1	0.0011	0.0035	22.1	0.7	0.090	3.753	87.9	36.5	matrice
23	Mnz 24	0.0040	0.0273	25.6	1.8	0.0011	0.0036	22.9	0.7	0.081	2.470	79.5	24.1	inclusion grenat M2?
33	Mnz 25	0.0038	0.0253	24.7	1.6	0.0012	0.0036	23.1	0.7	0.069	2.358	67.4	23.2	matrice
34	Mnz 25	0.0037	0.0310	24.1	2.0	0.0011	0.0035	21.9	0.7	0.031	3.288	30.7	32.9	matrice
35	Mnz 25	0.0036	0.0232	23.2	1.5	0.0012	0.0037	23.4	0.7	0.067	2.099	66.1	20.6	matrice
36	Mnz 25	0.0038	0.0252	24.2	1.6	0.0011	0.0036	23.1	0.7	0.083	2.282	81.1	22.3	matrice
41	Mnz 7	0.0384	0.1228	243.1	7.8	0.0122	0.0426	244.1	8.6	0.291	1.733	259.4	15.4	inclusion cœur grenat M1
42	Mnz 7	0.0381	0.1239	241.2	7.8	0.0118	0.0406	238.0	8.2	0.281	1.806	251.6	16.2	inclusion cœur grenat M1
43	Mnz 7	0.0361	0.1181	228.4	7.5	0.0107	0.0371	215.1	7.5	0.261	1.890	235.5	17.1	inclusion cœur grenat M1
44	Mnz15b	0.0038	0.0160	24.2	1.0	0.0012	0.0037	23.7	0.7	0.036	0.679	35.8	6.8	inclusion bordure grenat M1
47	Mnz 15a	0.0039	0.0234	25.0	1.5	0.0012	0.0037	24.2	0.8	0.063	2.021	62.0	19.9	inclusion bordure grenat M1

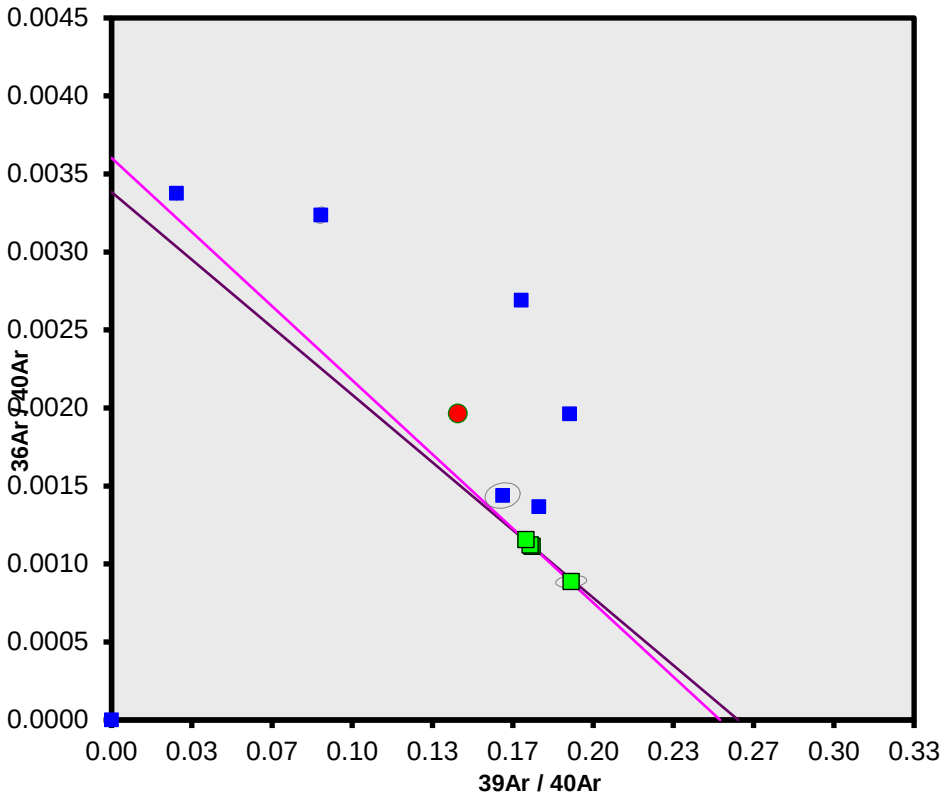
		Isotopic Ratio		Age (Ma)		Isotopic Ratio		Age (Ma)		Isotopic Ratio		Age (Ma)		
Analysis	Mnz	206Pb/238U	2σ %	206Pb/238U	2σ	208Pb/232Th	2σ %	208Pb/232Th	2σ	207Pb/235U	2σ %	207Pb/235U	2σ	Texture
BB17-84A														
7	Mnz 7	0.0033	0.0140	21.5	0.9	0.0011	0.0028	21.7	0.6	0.025	0.734	24.7	7.4	inclusion grenat M2
8	Mnz 7	0.0033	0.0140	21.4	0.9	0.0011	0.0028	22.1	0.6	0.029	0.693	29.3	6.9	inclusion grenat M2
9	Mnz 7	0.0034	0.0141	21.7	0.9	0.0011	0.0028	22.2	0.6	0.018	0.754	18.5	7.6	inclusion grenat M2
10	Mnz 7	0.0035	0.0142	22.4	0.9	0.0011	0.0029	22.6	0.6	0.041	0.737	41.1	7.3	inclusion grenat M2
11	Mnz 10	0.0033	0.0158	21.4	1.0	0.0011	0.0029	22.4	0.6	0.042	0.959	41.7	9.5	inclusion grenat M2
14	Mnz 12	0.0032	0.0139	20.5	0.9	0.0011	0.0028	21.2	0.6	0.027	0.611	27.4	6.1	matrice
18	Mnz 12	0.0035	0.0143	22.8	0.9	0.0011	0.0028	22.1	0.6	0.071	0.756	69.2	7.4	matrice
19	Mnz 12	0.0033	0.0139	20.9	0.9	0.0010	0.0028	21.0	0.6	0.026	0.602	26.0	6.0	matrice
20	Mnz 12	0.0033	0.0123	21.4	0.8	0.0011	0.0028	21.2	0.6	0.031	0.486	30.8	4.9	matrice
21	Mnz 8a	0.0034	0.0141	21.8	0.9	0.0011	0.0028	21.3	0.6	0.030	0.538	30.5	5.4	matrice
22	Mnz 8a	0.0033	0.0140	21.4	0.9	0.0011	0.0028	21.5	0.6	0.031	0.598	30.7	6.0	matrice
23	Mnz 8b	0.0032	0.0122	20.7	0.8	0.0011	0.0028	21.7	0.6	0.032	0.549	31.8	5.5	matrice
24	Mnz 8b	0.0033	0.0140	21.2	0.9	0.0011	0.0028	21.7	0.6	0.029	0.618	28.9	6.2	matrice
25	Mnz 8c	0.0032	0.0121	20.3	0.8	0.0011	0.0028	21.6	0.6	0.035	0.581	34.9	5.8	matrice
29	Mnz 9a	0.0032	0.0122	20.9	0.8	0.0011	0.0028	21.8	0.6	0.022	0.526	21.8	5.3	matrice
30	Mnz 9a	0.0034	0.0140	21.6	0.9	0.0011	0.0028	21.8	0.6	0.025	0.564	24.9	5.6	matrice
31	Mnz 9b	0.0033	0.0140	21.3	0.9	0.0011	0.0028	21.6	0.6	0.024	0.606	23.8	6.1	matrice
32	Mnz 9b	0.0032	0.0139	20.8	0.9	0.0011	0.0028	21.7	0.6	0.027	0.652	26.6	6.5	matrice
33	Mnz 9c	0.0033	0.0140	21.2	0.9	0.0011	0.0028	21.6	0.6	0.025	0.615	24.8	6.2	matrice
34	Mnz 9c	0.0033	0.0140	21.3	0.9	0.0011	0.0028	21.3	0.6	0.023	0.594	22.7	6.0	matrice
35	Mnz 9c	0.0032	0.0122	20.7	0.8	0.0010	0.0028	21.0	0.6	0.031	0.556	31.3	5.6	matrice
36	Mnz 9c	0.0034	0.0141	22.1	0.9	0.0011	0.0028	21.5	0.6	0.029	0.548	28.9	5.5	matrice
BB17-77A														
7	Mnz17	0.0034	0.0161	21.7	1.0	0.0011	0.0028	22.0	0.6	0.037	0.882	36.6	8.8	matrice
8	Mnz17	0.0035	0.0145	22.4	0.9	0.0011	0.0028	22.4	0.6	0.029	0.736	29.0	7.4	matrice
9	Mnz17	0.0034	0.0144	21.9	0.9	0.0011	0.0028	21.9	0.6	0.035	0.745	35.2	7.4	matrice
10	Mnz17	0.0034	0.0144	21.8	0.9	0.0011	0.0028	22.0	0.6	0.026	0.721	25.9	7.2	matrice
11	mnz1	0.0036	0.0217	23.2	1.4	0.0012	0.0045	23.7	0.9	0.033	1.729	33.1	17.3	matrice-symplectite
12	mnz1	0.0036	0.0217	23.2	1.4	0.0012	0.0045	23.6	0.9	0.021	1.559	20.8	15.7	matrice-symplectite
13	mnz1	0.0036	0.0255	23.3	1.6	0.0011	0.0045	23.1	0.9	0.040	2.294	40.1	22.8	matrice-symplectite
14	mnz1	0.0038	0.0237	24.3	1.5	0.0012	0.0045	23.7	0.9	0.035	2.039	35.1	20.4	matrice-symplectite
18	mnz1	0.0037	0.0275	24.0	1.8	0.0012	0.0045	24.2	0.9	0.034	2.419	33.9	24.1	matrice-symplectite
19	mnz1	0.0037	0.0236	23.5	1.5	0.0012	0.0045	23.7	0.9	0.037	1.826	36.8	18.2	matrice-symplectite
20	mnz1	0.0036	0.0254	23.1	1.6	0.0012	0.0045	23.8	0.9	0.027	2.460	26.6	24.7	matrice-symplectite
21	mnz1	0.0037	0.0236	23.5	1.5	0.0011	0.0045	23.0	0.9	0.031	1.861	30.9	18.6	matrice-symplectite
22	mnz11	0.0034	0.0215	21.6	1.4	0.0011	0.0028	22.9	0.6	0.039	1.846	38.8	18.4	matrice-symplectite
23	mnz11	0.0038	0.0219	24.4	1.4	0.0011	0.0028	22.4	0.6	0.026	1.600	25.8	16.1	matrice-symplectite
24	mnz11b	0.0036	0.0217	23.2	1.4	0.0011	0.0028	22.0	0.6	0.043	1.698	42.5	16.9	matrice-symplectite
29	mnz11d	0.0034	0.0215	21.9	1.4	0.0011	0.0028	21.7	0.6	0.044	1.688	43.9	16.8	matrice-symplectite
30	mnz4	0.0441	0.1529	278.1	9.6	0.0135	0.0401	271.8	8.1	0.323	1.922	283.8	16.9	inclusion bordure grenat M1
31	mnz6a	0.0034	0.0197	21.8	1.3	0.0011	0.0028	22.0	0.6	0.031	1.334	30.7	13.3	inclusion sillimanite
32	mnz6a	0.0035	0.0198	22.3	1.3	0.0011	0.0028	22.2	0.6	0.055	1.293	54.8	12.8	inclusion sillimanite
33	mnz6a	0.0033	0.0196	20.9	1.3	0.0011	0.0028	21.6	0.6	0.030	1.336	30.0	13.4	inclusion sillimanite
34	mnz6a	0.0031	0.0176	19.9	1.1	0.0011	0.0028	21.8	0.6	0.022	1.342	22.3	13.4	inclusion sillimanite
35	mnz6b	0.0035	0.0198	22.2	1.3	0.0011	0.0028	22.0	0.6	0.025	1.366	24.7	13.7	matrice
36	mnz13	0.0035	0.0180	22.7	1.2	0.0011	0.0028	22.2	0.6	0.032	1.031	32.4	10.3	matrice

Les âges U-Th-Pb des monazites de l'unité de Filali (échantillons BB16-75B et BB16-125C dans les gneiss migmatitiques, échantillons BB16-03C et BB16-01B dans les micaschistes)

		Isotopic Ratio		Age (Ma)		Isotopic Ratio		Age (Ma)		Isotopic Ratio		Age (Ma)	
Analysis	Mnz	206Pb/238U	2σ %	206Pb/238U	2σ	208Pb/232Th	2σ %	208Pb/232Th	2σ	207Pb/235U	2σ %	207Pb/235U	2σ
Sample BB16-75B													
7	Mnz1	0.0033	1.2616	21.0	0.8	0.0011	0.0028	21.6	0.6	0.024	0.250	24.0	2.5
8	Mnz1	0.0038	0.0167	24.7	1.1	0.0012	0.0045	24.2	0.9	0.067	0.699	65.4	6.9
9	Mnz1	0.0036	0.0146	22.9	0.9	0.0011	0.0045	23.0	0.9	0.041	0.512	40.9	5.1
11	Mnz3	0.0034	0.0129	22.0	0.8	0.0011	0.0028	22.1	0.6	0.026	0.287	26.4	2.9
12	Mnz3	0.0034	0.0128	21.9	0.8	0.0011	0.0028	22.2	0.6	0.024	0.255	24.2	2.6
13	Mnz3	0.0034	0.0128	21.9	0.8	0.0011	0.0028	22.0	0.6	0.025	0.307	24.9	3.1
14	Mnz3	0.0040	0.0153	25.7	1.0	0.0013	0.0046	25.5	0.9	0.113	0.796	108.3	7.7
18	Mnz2	0.0036	0.0130	22.8	0.8	0.0012	0.0045	23.3	0.9	0.025	0.377	25.1	3.8
19	Mnz2	0.0034	0.0129	22.1	0.8	0.0011	0.0028	21.7	0.6	0.031	0.364	31.0	3.6
20	Mnz2	0.0036	0.0147	23.1	0.9	0.0012	0.0045	23.7	0.9	0.044	0.518	43.6	5.1
21	Mnz2	0.0035	0.0130	22.6	0.8	0.0011	0.0045	22.8	0.9	0.025	0.371	25.0	3.7
22	Mnz4	0.0035	0.0130	22.4	0.8	0.0011	0.0028	22.3	0.6	0.025	0.275	25.5	2.8
23	Mnz4	0.0034	0.0128	21.9	0.8	0.0011	0.0028	22.1	0.6	0.028	0.309	27.6	3.1
24	Mnz5	0.0037	0.0148	23.6	1.0	0.0012	0.0045	24.0	0.9	0.048	0.467	47.2	4.6
25	Mnz5	0.0033	0.0111	20.9	0.7	0.0010	0.0027	20.8	0.5	0.026	0.245	25.7	2.5
31	Mnz10	0.0037	0.0149	24.0	1.0	0.0012	0.0045	23.8	0.9	0.043	0.481	43.1	4.8
32	Mnz10	0.0033	0.0127	21.5	0.8	0.0011	0.0028	22.3	0.6	0.029	0.288	29.5	2.9
33	Mnz9	0.0034	0.0128	21.8	0.8	0.0011	0.0028	21.9	0.6	0.032	0.423	32.3	4.2
34	Mnz9	0.0032	0.0160	20.8	1.0	0.0011	0.0045	22.9	0.9	0.027	0.994	27.4	10.0
35	Mnz9	0.0034	0.0127	21.6	0.8	0.0011	0.0028	22.1	0.6	0.028	0.379	28.4	3.8
36	Mnz9	0.0033	0.0127	21.4	0.8	0.0011	0.0028	22.1	0.6	0.029	0.304	29.3	3.0
37	Mnz9	0.0033	0.0126	21.1	0.8	0.0011	0.0028	22.0	0.6	0.027	0.250	27.3	2.5
42	Mnz9b	0.0033	0.0127	21.2	0.8	0.0011	0.0028	22.4	0.6	0.029	0.269	28.8	2.7
43	Mnz9b	0.0033	0.0126	21.1	0.8	0.0011	0.0028	21.7	0.6	0.027	0.408	27.4	4.1
Sample BB16-125C													
7	Mnz1	0.0039	0.0151	25.2	1.0	0.0012	0.0044	23.4	0.9	0.064	0.947	63.4	9.3
8	Mnz 1	0.0035	0.0113	22.5	0.7	0.0011	0.0027	21.7	0.5	0.037	0.466	37.2	4.6
9	Mnz 1	0.0034	0.0130	21.7	0.8	0.0011	0.0027	21.5	0.5	0.038	0.570	37.6	5.7
10	Mnz 1	0.0035	0.0130	22.3	0.8	0.0011	0.0026	21.2	0.5	0.038	0.629	37.6	6.3
11	Mnz 1	0.0057	0.0350	36.4	2.3	0.0021	0.0087	42.1	1.8	0.306	3.391	271.3	30.0
13	Mnz 1	0.0056	0.0546	35.9	3.5	0.0017	0.0104	34.2	2.1	0.255	5.827	230.2	52.7
14	Mnz 1	0.0054	0.0310	34.7	2.0	0.0017	0.0066	34.8	1.3	0.207	2.792	191.3	25.8
21	Mnz 2	0.0036	0.0131	23.1	0.8	0.0012	0.0044	23.5	0.9	0.054	0.615	53.3	6.1
22	Mnz 2	0.0066	0.0315	42.1	2.0	0.0013	0.0045	25.3	0.9	0.417	3.133	353.9	26.6
23	Mnz 2b	0.0057	0.0198	36.4	1.3	0.0012	0.0028	24.5	0.6	0.242	1.419	220.3	12.9
25	Mnz 2b	0.0036	0.0131	23.0	0.8	0.0011	0.0026	21.2	0.5	0.025	0.431	25.6	4.3
29	Mnz 3	0.0034	0.0130	21.8	0.8	0.0011	0.0027	22.0	0.5	0.030	0.528	30.4	5.3
30	Mnz 3	0.0032	0.0111	20.7	0.7	0.0011	0.0027	21.5	0.5	0.026	0.479	26.3	4.8
31	Mnz 3	0.0041	0.0209	26.6	1.3	0.0013	0.0045	25.3	0.9	0.078	1.346	76.1	13.2
32	Mnz 3	0.0034	0.0130	22.0	0.8	0.0011	0.0044	22.3	0.9	0.048	0.597	47.6	5.9
33	Mnz 3	0.0036	0.0131	23.4	0.8	0.0012	0.0044	23.5	0.9	0.055	0.691	54.4	6.8
34	Mnz 5	0.0036	0.0150	22.9	1.0	0.0011	0.0044	22.4	0.9	0.060	0.697	59.6	6.9
41	Mnz 5	0.0057	0.0254	36.4	1.6	0.0018	0.0067	36.7	1.4	0.325	2.471	285.5	21.7
44	Mnz 6	0.0036	0.0168	22.9	1.1	0.0013	0.0064	26.2	1.3	0.057	1.035	56.2	10.2
46	Mnz 6	0.0035	0.0112	22.2	0.7	0.0011	0.0027	22.6	0.6	0.031	0.255	31.1	2.6
47	Mnz 7	0.0041	0.0153	26.4	1.0	0.0012	0.0044	23.4	0.9	0.113	0.987	108.5	9.5
51	Mnz 4	0.0052	0.0271	33.3	1.7	0.0025	0.0108	49.8	2.2	0.270	2.616	242.4	23.5
52	Mnz 4	0.0043	0.0154	27.6	1.0	0.0013	0.0045	26.5	0.9	0.149	1.106	140.8	10.5
53	Mnz 4	0.0050	0.0194	32.1	1.3	0.0023	0.0088	45.9	1.8	0.223	1.570	204.8	14.4
Sample BB16-03C													
7	Mnz1	0.0046	0.0192	29.4	1.2	0.0015	0.0047	29.4	0.9	0.088	0.996	86.0	9.7
8	Mnz1	0.0040	0.0134	25.6	0.9	0.0012	0.0045	24.8	0.9	0.060	0.552	59.6	5.5
9	Mnz1	0.0043	0.0210	27.5	1.4	0.0014	0.0046	27.9	0.9	0.046	1.337	45.5	13.3
10	Mnz 2	0.0037	0.0132	23.9	0.8	0.0012	0.0028	23.9	0.6	0.049	0.467	48.9	4.6
11	Mnz 2	0.0038	0.0151	24.7	1.0	0.0013	0.0045	25.2	0.9	0.062	0.626	61.1	6.2
12	Mnz 2	0.0068	0.0279	43.8	1.8	0.0021	0.0069	42.3	1.4	0.397	2.702	339.5	23.1
13	Mnz 2b	0.0045	0.0192	29.1	1.2	0.0015	0.0047	30.2	0.9	0.175	1.464	163.9	13.7
14	Mnz 2b	0.0074	0.0689	47.3	4.4	0.0033	0.0169	66.7	3.4	0.181	6.731	169.3	62.8
18	Mnz 2b	0.0043	0.0172	27.6	1.1	0.0014	0.0046	28.3	0.9	0.071	0.911	69.9	8.9
19	Mnz 4	0.0041	0.0171	26.1	1.1	0.0013	0.0045	26.1	0.9	0.069	0.834	68.0	8.2
20	Mnz 4	0.0046	0.0249	29.3	1.6	0.0018	0.0085	35.6	1.7	0.084	1.716	81.5	16.7
21	Mnz 4	0.0048	0.0193	30.7	1.2	0.0017	0.0066	33.2	1.3	0.177	1.497	165.2	14.0
22	Mnz 8	0.0048	0.0157	30.6	1.0	0.0030	0.0112	60.9	2.3	0.186	1.183	173.6	11.0
23	Mnz 8	0.0045	0.0155	28.8	1.0	0.0021	0.0070	43.2	1.4	0.179	1.072	167.5	10.0
24	Mnz 11	0.0036	0.0150	23.1	1.0	0.0013	0.0045	25.8	0.9	0.045	0.836	44.9	8.3
25	Mnz 11	0.0067	0.0278	42.9	1.8	0.0026	0.0090	51.4	1.8	0.443	3.063	372.7	25.7
29	Mnz 10	0.0032	0.0129	20.8	0.8	0.0012	0.0045	23.8	0.9	0.040	0.540	39.5	5.4
30	Mnz 10	0.0037	0.0132	23.7	0.8	0.0014	0.0064	27.7	1.3	0.048	0.583	47.2	5.8
Sample BB16-01B													
7	Mnz3	0.0036	0.0184	23.1	1.0	0.0012	0.0030	24.0	1.0	0.045	1.427	44.5	14.0

BB15-04A-Biotite												
steps	Temperature (°C)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
17_BB17-04A 3.0	3 °C	0.0000000	0.0091337	0.0000000	0.000000	0.00000	22.71	± 0.00	0.00	0.00	0.0	± 0.0
18_BB17-04A 3.5	4 °C	0.2886695	0.0000000	0.0912276	2.315515	0.22643	0.68	± 3.73	0.26	3.25	14.0	± 21.1
19_BB17-04A 3.7	4 °C	0.1126928	0.0000000	0.0631477	3.027251	1.52737	3.51	± 1.37	4.38	4.24	26.6	± 56.6
21_BB17-04A 4.0	4 °C	0.1843378	0.3645900	0.2250058	11.657265	14.03446	8.38	± 0.50	20.45	16.34	13.7	± 3.9
22_BB17-04A 4.3	4 °C	0.0739936	0.2953921	0.2259727	7.175380	15.85571	15.34	± 0.50	41.96	10.06	10.4	± 3.9
23_BB17-04A 4.7	5 °C	0.0662379	0.4673620	0.1749403	8.604070	28.90385	23.28	± 0.41	59.52	12.06	7.9	± 3.5
25_BB17-04A 5.5	6 °C	0.1050150	0.3583665	0.3845960	16.471110	63.29777	26.60	± 0.30	66.99	23.09	19.8	± 5.4
26_BB17-04A 6.0	6 °C	0.0537982	0.2135396	0.1406515	8.340827	32.08677	26.63	± 0.43	66.76	11.69	16.8	± 8.3
27_BB17-04A 6.5	7 °C	0.0566709	0.3873207	0.1971406	8.423220	32.20680	26.47	± 0.52	65.68	11.81	9.4	± 2.5
29_BB17-04A 7.0	7 °C	0.0143841	0.2726408	0.0717180	3.091911	11.94635	26.74	± 1.06	73.62	4.33	4.9	± 2.5
30_BB17-04A 8.0	8 °C	0.0196740	0.3038267	0.0552259	2.221085	7.85903	24.51	± 1.61	57.39	3.11	3.1	± 1.0
BB15-04A-Muscovite												
steps	Temperature (°C)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
31_BB17-04A-MUSCO 3.0	3 °C	0.0000000	0.1706625	0.0000000	0.04743	0.00000	0.00	± 0.00	0.00	0.03	0.1	± 0.1
33_BB17-04A-MUSCO 3.5	4 °C	0.3750476	0.0000000	0.0000000	0.82387	4.95986	41.50	± 26.46	4.28	0.45	8.3	± 37.7
34_BB17-04A-MUSCO 3.8	4 °C	0.0819298	0.1164269	0.0035917	4.91566	15.49562	21.85	± 4.07	38.98	2.68	18.2	± 23.2
35_BB17-04A-MUSCO 4.2	4 °C	0.2524549	0.1166159	0.0389623	54.73481	170.02497	21.53	± 0.38	69.35	29.80	201.8	± 244.6
6_BB17-04A-MUSCO 4.6	5 °C	0.1060525	0.4034635	0.1334913	70.75611	218.95644	21.45	± 0.34	87.24	38.52	75.4	± 47.3
7_BB17-04A-MUSCO 5.0	5 °C	0.0241072	0.5882627	0.0798229	27.80483	86.30710	21.52	± 0.86	92.11	15.14	20.3	± 8.8
8_BB17-04A-MUSCO 5.4	5 °C	0.0057037	0.2241168	0.0093066	8.70748	27.42754	21.83	± 2.74	93.94	4.74	16.7	± 19.8
10_BB17-04A-MUSCO 5.9	6 °C	0.0000000	0.0963617	0.0000000	3.52483	12.12766	23.84	± 4.81	99.72	1.92	15.7	± 41.9
11_BB17-04A-MUSCO 7.0	7 °C	0.0014538	0.0000000	0.0096990	12.37190	39.60562	22.19	± 1.93	98.63	6.74	800.1	± 30969.0

BB17-04A-BIO.AGE >>> BB17-04A 3.0 >>> MUNCH |



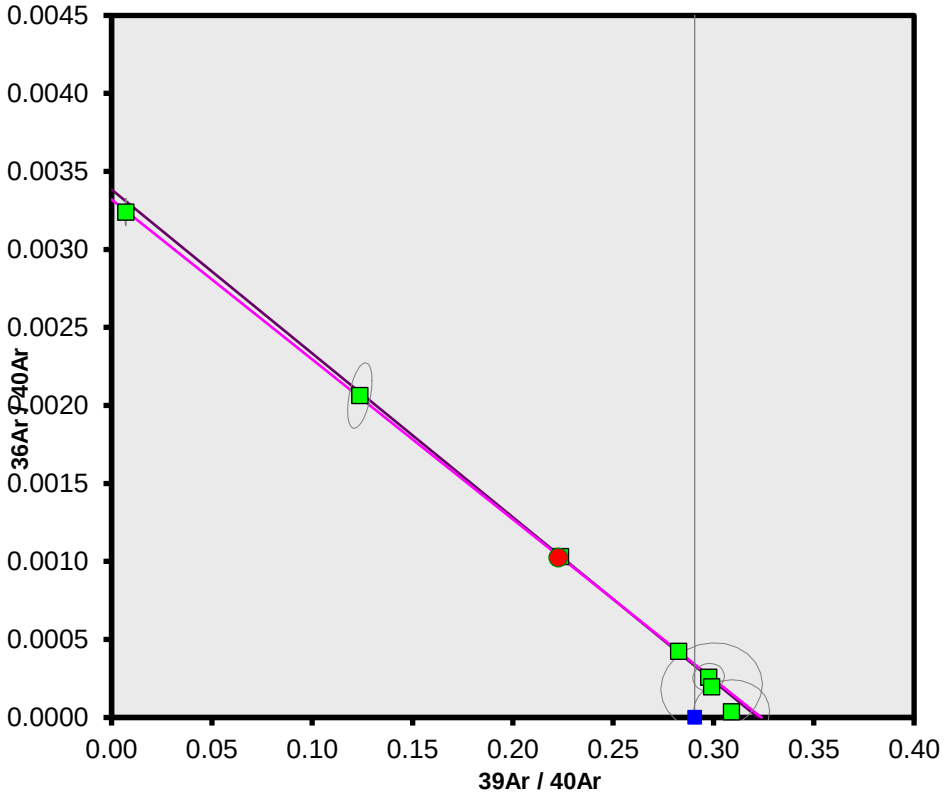
Ar-Ages in Ma

WEIGHTED PLATEAU
26.59 ± 0.25
TOTAL FUSION
20.22 ± 0.23
NORMAL ISOCHRON
27.38 ± 3.60
INVERSE ISOCHRON
27.38 ± 3.61

Sample Info

biotite
Maroc
Delphine

BB17-04A-MUSCO.AGE >>> BB17-04A-MUSCO 3.0 >>>



Ar-Ages in Ma

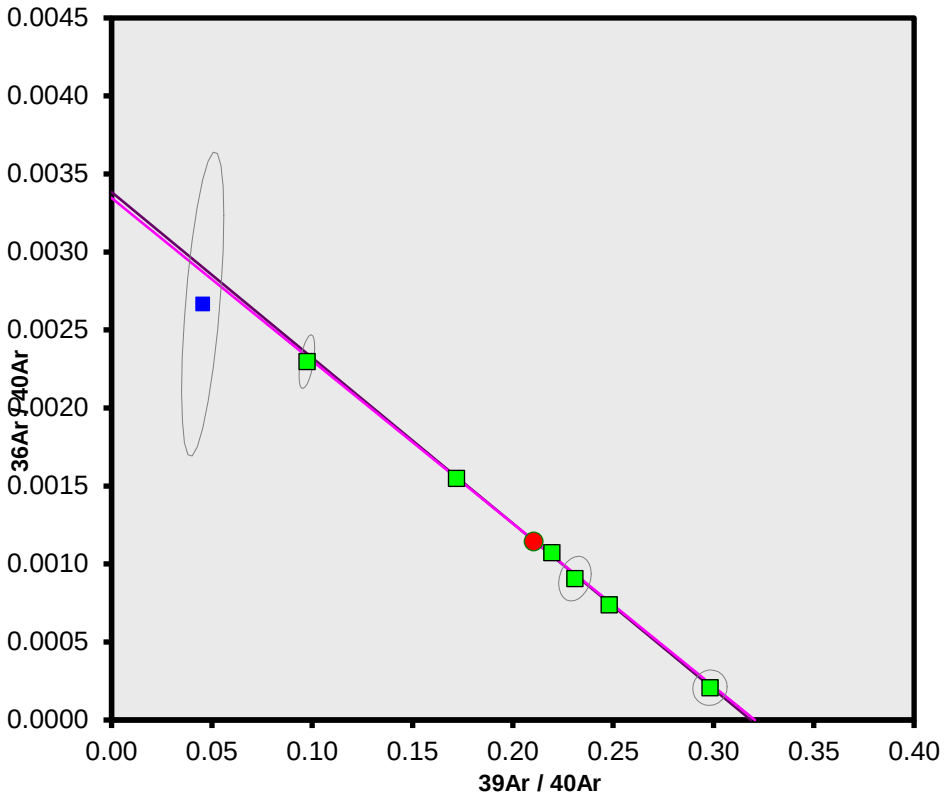
WEIGHTED PLATEAU
21.51 ± 0.26
TOTAL FUSION
21.69 ± 0.36
NORMAL ISOCHRON
21.41 ± 0.30
INVERSE ISOCHRON
21.40 ± 0.30

Sample Info

muscovite
Maroc
Delphine

BB15-78-Muscovite												
steps	Temperature (°C)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
12_BB17-78 3.0	3 °C	0.0000000	0.0000000	0.0000000	0.00899	0.0000	0.00	± 0.00	0.00	0.00	0	± 3
14_BB17-78 3.5	4 °C	0.0391039	0.0000000	0.0000000	0.66642	3.1134	32.24	± 48.17	21.22	0.16	28	± 956
15_BB17-78 3.7	4 °C	0.1862786	0.1304866	0.0005516	7.89426	26.0405	22.83	± 4.16	32.08	1.85	26	± 71
16_BB17-78 4.2	4 °C	0.9925220	0.2737214	0.0000000	110.24027	347.6521	21.83	± 0.37	54.15	25.80	173	± 221
19_BB17-78 4.6	5 °C	0.6809441	0.5080923	0.0443304	139.31755	433.4093	21.54	± 0.37	68.15	32.60	118	± 37
20_BB17-78 5.0	5 °C	0.2760418	0.3595701	0.0690176	92.82044	292.6662	21.83	± 0.52	78.02	21.72	111	± 53
21_BB17-78 5.5	6 °C	0.1162662	0.0217249	0.0377536	29.61895	93.9010	21.94	± 1.62	73.05	6.93	586	± 4102
23_BB17-78 6.0	6 °C	0.0324359	0.0000000	0.0227399	46.80234	147.3520	21.79	± 1.02	93.62	10.95	136	± 202
BB16-08-Biotite												
steps	Laser power (%)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
BB16-08_21092018_01	6 %	0.0670074	5.9025691	0.0292489	4.23124	3.14287	9.20	± 2.19	13.50	1.91	0.3	± 0.3
BB16-08_21092018_02	10 %	0.0578324	1.3503649	0.1485931	10.29192	16.17625	19.41	± 0.95	47.93	4.65	3.3	± 17.1
BB16-08_21092018_03	15 %	0.0336077	0.0387596	0.4470899	21.44799	35.09294	20.20	± 0.47	76.68	9.69	237.9	± 47070.1
BB16-08_21092018_04	20 %	0.0184816	1.4903035	0.4763774	23.18771	38.05154	20.26	± 0.44	85.98	10.47	6.7	± 34.3
BB16-08_21092018_05	30 %	0.0409545	5.0683208	1.8336038	72.37578	119.41353	20.37	± 0.15	89.25	32.68	6.1	± 6.8
BB16-08_21092018_06	50 %	0.0177012	0.2572341	2.5082000	89.63546	145.87927	20.10	± 0.14	94.83	40.48	149.8	± 4824.7
BB16-08_21092018_07	75 %	0.0034847	3.9314815	0.0335986	0.28293	0.98225	42.61	± 34.53	1975.13	0.13	0.0	± 0.1

BB17-78.AGE >>> BB17-78 3.0 >>> MUNCH |



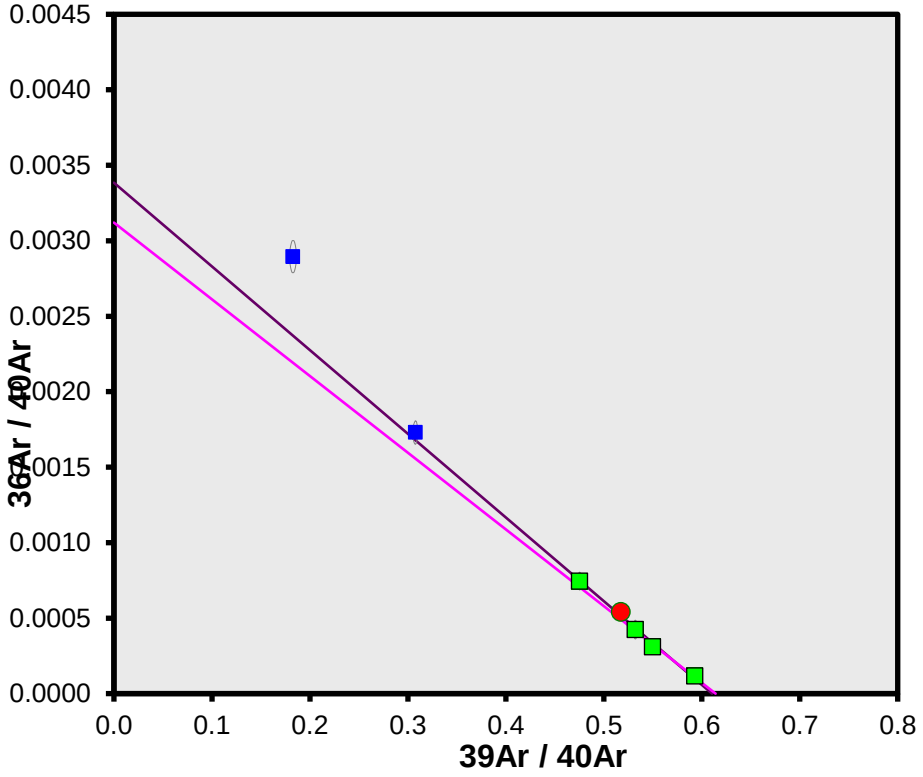
Ar-Ages in Ma

WEIGHTED PLATEAU
21.72 ± 0.25
TOTAL FUSION
21.77 ± 0.29
NORMAL ISOCHRON
21.58 ± 0.54
INVERSE ISOCHRON
21.59 ± 0.53

Sample Info

muscovite
Maroc
Delphine

BB16-08-BIOTITE.AGE >>> BB16-08_21092018_01 >>>



Ar-Ages in Ma

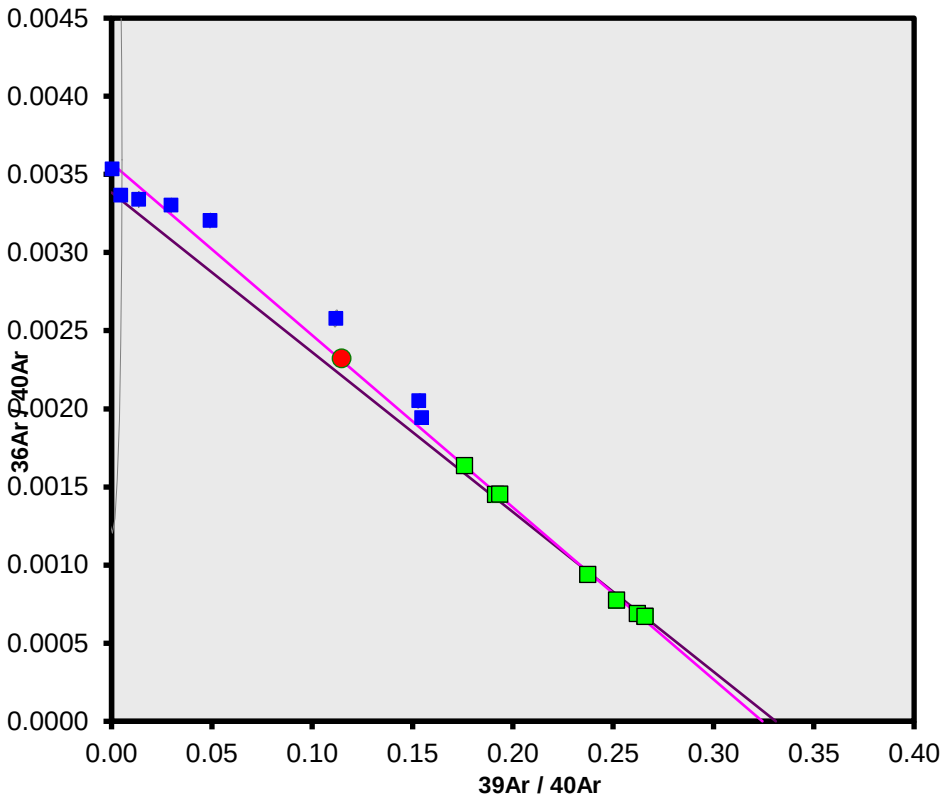
WEIGHTED PLATEAU
20.23 ± 0.25
TOTAL FUSION
20.00 ± 0.23
NORMAL ISOCHRON
20.05 ± 0.34

Sample Info

Biotite
Maroc
Michel

BB17-116-Biotite												
steps	Temperature (°C)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
19_BB17-11B-BIO 3.0	3 °C	0.021984	0.000000	0.036383	0.00214	0.0000	0.00	± 0.00	0.00	0.00	0.0	± 0.1
20_BB17-11B-BIO 3.5	4 °C	3.284386	0.588398	0.776598	4.58859	4.9405	7.47	± 21.01	0.51	0.77	3.4	± 0.9
22_BB17-11B-BIO 3.7	4 °C	1.436190	0.863663	0.784308	5.84726	5.6423	6.70	± 8.59	1.31	0.98	2.9	± 0.7
23_BB17-11B-BIO 4.0	4 °C	1.631846	2.243141	1.749863	14.70633	11.9808	5.66	± 3.66	2.42	2.46	2.8	± 0.2
24_BB17-11B-BIO 4.3	4 °C	1.439453	1.871005	2.877589	22.08744	23.8297	7.49	± 2.24	5.30	3.70	5.1	± 0.4
26_BB17-11B-BIO 4.6	5 °C	0.733842	1.370372	3.925758	31.82328	67.8127	14.76	± 1.12	23.80	5.33	10.0	± 1.2
27_BB17-11B-BIO 4.9	5 °C	0.636859	1.362355	5.175312	47.58183	122.3033	17.79	± 0.73	39.33	7.97	15.0	± 1.9
28_BB17-11B-BIO 5.3	5 °C	0.714850	1.734180	5.951780	56.93056	156.7938	19.05	± 0.62	42.54	9.54	14.1	± 1.4
30_BB17-11B-BIO 5.6	6 °C	0.519846	1.233068	5.778473	55.89332	164.1761	20.31	± 0.59	51.57	9.36	19.5	± 2.6
31_BB17-11B-BIO 5.9	6 °C	0.480724	1.185447	5.868759	63.37770	189.0888	20.63	± 0.51	57.00	10.62	23.0	± 3.2
32_BB17-11B-BIO 6.2	6 °C	0.496325	1.394570	4.330538	66.04646	194.6962	20.39	± 0.25	56.93	11.06	20.4	± 3.4
5_BB17-11B-BIO 6.5	7 °C	0.279638	1.061066	4.219367	70.57629	214.7057	21.03	± 0.18	72.04	11.82	28.6	± 6.3
6_BB17-11B-BIO 6.8	7 °C	0.125624	0.386740	2.968006	40.71537	124.6330	21.16	± 0.24	76.86	6.82	45.3	± 28.0
7_BB17-11B-BIO 7.3	7 °C	0.098187	0.257158	1.949444	38.90719	117.3447	20.85	± 0.25	79.97	6.52	65.1	± 61.3
9_BB17-11B-BIO 8.3	8 °C	0.109279	0.308348	3.330175	41.55313	126.2520	21.01	± 0.24	79.43	6.96	57.9	± 44.6
10_BB17-11B-BIO 9.3	9 °C	0.091569	0.220931	3.332305	36.30715	109.5047	20.85	± 0.27	79.98	6.08	70.7	± 76.6
BB17-116-Muscovite												
steps	Temperature (°C)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
5_BB17-11B-MUSCO 3.0	3 °C	0.0000000	0.2564182	0.0000000	0.00000	0.00000	69.32	± 0.00	0.00	0.00	0	± 0
6_BB17-11B-MUSCO 3.5	4 °C	0.4004093	0.1412767	0.1226184	2.43283	8.48423	24.09	± 15.37	6.69	0.82	7	± 4
7_BB17-11B-MUSCO 3.8	4 °C	0.0417327	0.0093086	0.1082064	8.22005	26.97102	22.68	± 4.31	68.48	2.76	380	± 4961
9_BB17-11B-MUSCO 4.2	4 °C	0.2005993	0.1587789	0.4140784	60.85461	189.66228	21.55	± 0.59	76.01	20.47	165	± 92
10_BB17-11B-MUSCO 4.5	5 °C	0.0532265	0.0998332	0.3069053	52.14546	162.40181	21.53	± 0.68	90.91	17.54	225	± 196
11_BB17-11B-MUSCO 4.8	5 °C	0.0772699	0.3058216	0.4394077	73.80638	227.50566	21.31	± 0.48	90.62	24.82	104	± 29
13_BB17-11B-MUSCO 5.1	5 °C	0.0409075	0.0000000	0.2262670	40.48291	125.66988	21.46	± 0.88	90.97	13.62	932	± 3760
14_BB17-11B-MUSCO 5.5	6 °C	0.0202491	0.0000000	0.1581577	21.30905	66.19194	21.47	± 1.66	91.45	7.17	94	± 88
15_BB17-11B-MUSCO 6.0	6 °C	0.0057679	0.0000000	0.0628157	15.94817	49.74295	21.56	± 2.22	96.40	5.36	1101	± 24992
18_BB17-11B-MUSCO 7.0	7 °C	0.0000000	0.0000000	0.0000000	22.11360	68.95133	21.56	± 0.08	99.69	7.44	58	± 54
BB17-60-Muscovite												
steps	Temperature (°C)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
5_BB17-60 3.0	3 °C	0.0000000	0.0994789	0.0000000	0.098289	0.00000	0.00	± 0.00	0.00	0.16	0.4	± 1.2
6_BB17-60 3.5	4 °C	0.1289514	0.1389586	0.0518072	0.841049	2.79648	23.05	± 14.93	6.84	1.34	2.6	± 5.1
7_BB17-60 3.7	4 °C	0.0205180	0.0315228	0.0123950	1.256908	4.07451	22.48	± 9.51	40.14	2.01	17.1	± 145.8
9_BB17-60 3.9	4 °C	0.0198077	0.0399017	0.0000000	2.124565	6.85875	22.39	± 5.65	53.87	3.39	22.9	± 162.0
10_BB17-60 4.2	4 °C	0.0510408	0.1323971	0.0016601	19.539820	60.16397	21.36	± 0.62	79.76	31.20	63.5	± 134.0
11_BB17-60 4.5	5 °C	0.0113374	0.0000000	0.0000000	10.779118	32.94601	21.20	± 1.11	90.51	17.21	89.3	± 491.3
13_BB17-60 5.0	5 °C	0.0187067	0.0562731	0.0000000	17.757426	53.83625	21.03	± 0.68	90.43	28.35	135.7	± 658.1
14_BB17-60 5.5	6 °C	0.0019008	0.1460942	0.0000000	3.641692	11.36398	21.65	± 3.29	95.01	5.81	10.7	± 19.8
15_BB17-60 6.5	7 °C	0.0041689	0.0000000	0.0000000	6.597013	20.11234	21.15	± 1.81	93.95	10.53	27.2	± 70.3

BB17-116-BIO.AGE >>> BB17-116-BIO 3.0 >>> MUNCH |



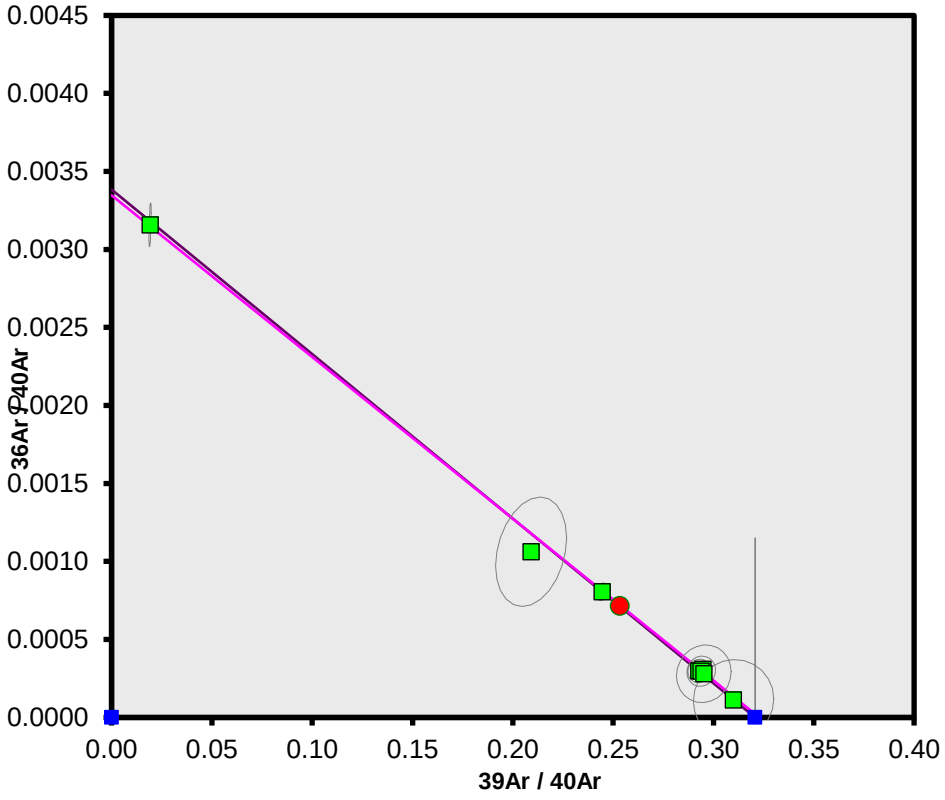
Ar-Ages in Ma

WEIGHTED PLATEAU
20.88 ± 0.21
TOTAL FUSION
18.93 ± 0.27
NORMAL ISOCHRON
21.30 ± 0.30
INVERSE ISOCHRON
21.31 ± 0.30

Sample Info

biotite
Maroc
Delphine

BB17-116-MUSCO.AGE >>> BB17-116-MUSCO 3.0 >>>



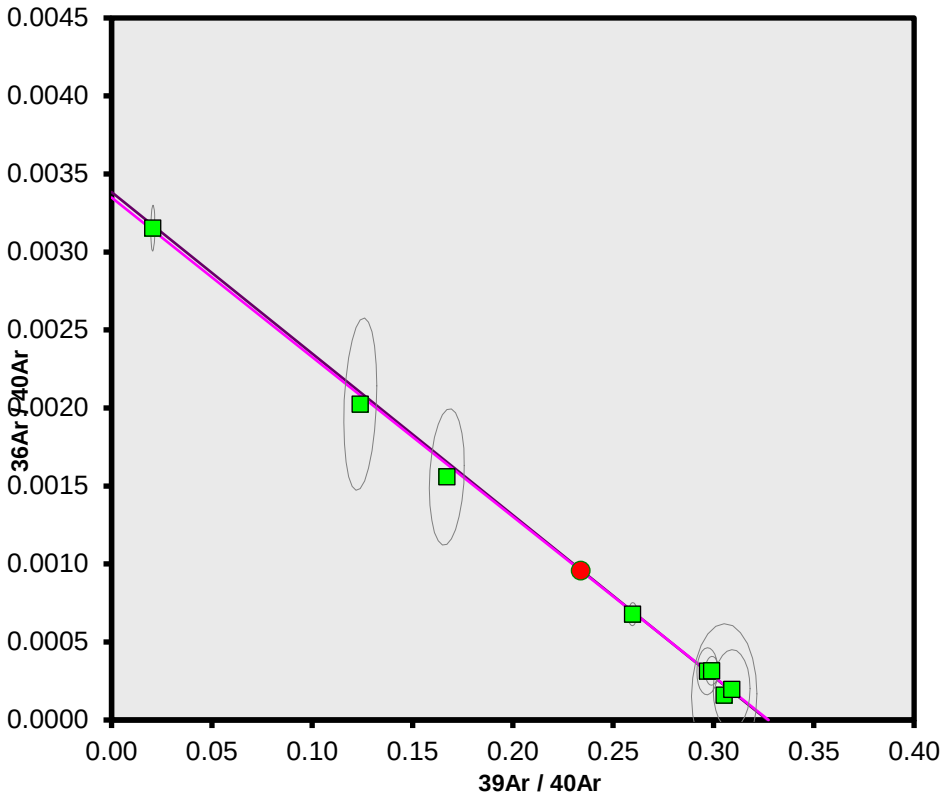
Ar-Ages in Ma

WEIGHTED PLATEAU
21.55 ± 0.13
TOTAL FUSION
21.52 ± 0.36
NORMAL ISOCHRON
21.42 ± 0.35
INVERSE ISOCHRON
21.41 ± 0.35

Sample Info

muscovite
Maroc
Delphine

BB17-60.AGE >>> BB17-60 3.0 >>> MUNCH |



Ar-Ages in Ma

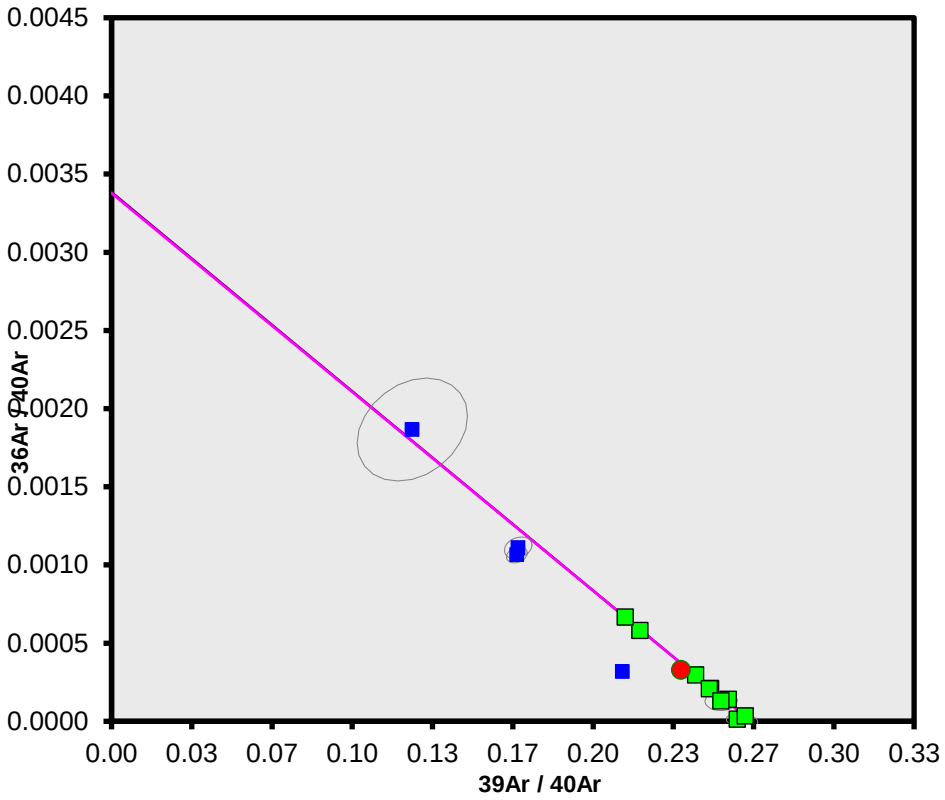
WEIGHTED PLATEAU
21.22 ± 0.42
TOTAL FUSION
21.28 ± 0.55
NORMAL ISOCHRON
21.22 ± 0.45
INVERSE ISOCHRON
21.18 ± 0.46

Sample Info

Muscovite
Maroc
Delphine

BB15-08-Muscovite												
steps	Temperature (°C)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
28_BP15-8 30%	3 °C	0.0054709	0.1745668	0.0000000	0.36627	1.31513	20.60	± 6.54	44.80	0.25	1	± 1
29_BP15-8 32%	3 °C	0.0161185	0.1852782	0.0000000	2.54860	10.37456	23.34	± 0.89	68.42	1.72	6	± 5
30_BP15-8 33%	3 °C	0.0129714	0.0992946	0.0000000	1.97272	7.84832	22.82	± 1.16	67.08	1.33	9	± 15
32_BP15-8 35%	4 °C	0.0190972	0.1184310	0.0000000	12.70607	54.24138	24.47	± 0.20	90.39	8.59	46	± 64
33_BP15-8 36%	4 °C	0.0182585	0.0465949	0.0000000	21.64508	81.60193	21.63	± 0.12	93.57	14.63	200	± 842
34_BP15-8 37%	4 °C	0.0213970	0.0052181	0.0000000	8.07480	30.46724	21.65	± 0.29	82.64	5.46	665	± 21264
36_BP15-8 39%	4 °C	0.0657041	0.0596288	0.0208528	21.02596	79.16212	21.60	± 0.15	80.14	14.21	152	± 422
37_BP15-8 40%	4 °C	0.0265538	0.1328438	0.0000000	21.73291	81.73058	21.57	± 0.12	91.03	14.69	70	± 92
38_BP15-8 41%	4 °C	0.0082293	0.1334617	0.0000000	15.07174	56.41011	21.47	± 0.16	95.63	10.19	49	± 63
40_BP15-8 42%	4 °C	0.0069696	0.1057527	0.0270919	8.33897	31.52137	21.68	± 0.29	93.64	5.64	34	± 50
41_BP15-8 44%	4 °C	0.0016350	0.0125910	0.0273100	3.17907	12.07442	21.79	± 0.72	95.92	2.15	109	± 1377
42_BP15-8 48%	5 °C	0.0002695	0.1292003	0.0409869	5.04265	19.32721	21.99	± 0.45	99.34	3.41	17	± 21
44_BP15-8 53%	5 °C	0.0001035	0.1575254	0.0122266	4.27440	16.27402	21.84	± 0.53	99.93	2.89	12	± 13
45_BP15-8 FUSION		0.0028368	0.1108018	0.0219018	21.94045	82.50773	21.57	± 0.13	98.74	14.83	85	± 128
BB15-09-Muscovite												
steps	Temperature (°C)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
4_BP15-9	3 °C	0.0118966	0.1251870	0.0000000	0.153005	0.65074	24.38	± 19.57	15.61	0.43	0.5	± 0.6
5_BP15-9 32%	3 °C	0.0026856	0.0722208	0.0138838	0.225531	0.83771	21.31	± 12.14	51.28	0.64	1.3	± 2.8
6_BP15-9 34%	3 °C	0.0088421	0.0844001	0.0728015	1.572980	5.95833	21.73	± 1.78	69.39	4.47	8.0	± 10.0
8_BP15-9 36%	4 °C	0.0057015	0.0696070	0.0407610	3.454157	13.32163	22.12	± 0.84	88.58	9.81	21.3	± 33.1
9_BP15-9 37%	4 °C	0.0142749	0.0763294	0.0181087	1.168921	4.57535	22.45	± 2.59	51.96	3.32	6.6	± 10.9
10_BP15-9 39%	4 °C	0.0105531	0.0709036	0.0334201	19.547787	73.76843	21.65	± 0.16	95.71	55.54	118.5	± 193.1
12_BP15-9 40%	4 °C	0.0004556	0.1093352	0.0372760	1.088310	4.24074	22.35	± 2.76	96.69	3.09	4.3	± 4.0
13_BP15-9 42%	4 °C	0.0005766	0.1458816	0.0448470	0.437736	1.53019	20.06	± 6.35	89.76	1.24	1.3	± 1.1
16_BP15-9 49%	5 °C	0.0002288	0.0743506	0.0215208	3.089501	12.08024	22.43	± 0.92	100.31	8.78	17.9	± 25.0
17_BP15-9 55%	6 °C	0.0001790	0.0369270	0.0829382	2.295757	8.79745	21.98	± 1.24	99.15	6.52	26.7	± 140.3
18_BP15-9 FUSION		0.0012075	0.0307974	0.0549488	2.161545	8.20202	21.77	± 1.28	95.60	6.14	30.2	± 148.0
BB15-10-Muscovite												
steps	Temperature (°C)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
20_BP15-10 30%	3 °C	0.0704858	0.0038249	0.0135546	1.30079	5.91871	25.69	± 2.06	22.12	1.15	146.2	± 8502.1
21_BP15-10 32%	3 °C	0.0438400	0.2230506	0.0000000	5.21646	20.89660	22.64	± 0.44	61.64	4.63	10.1	± 11.9
22_BP15-10 33%	3 °C	0.0305902	0.0992731	0.0485805	10.52541	40.84523	21.93	± 0.27	81.71	9.33	45.6	± 105.6
24_BP15-10 34%	3 °C	0.0271909	0.1087942	0.0048178	11.16306	42.86530	21.71	± 0.21	84.04	9.90	44.1	± 103.0
25_BP15-10 35%	4 °C	0.0381103	0.2478646	0.0000000	9.09000	35.30416	21.95	± 0.27	75.67	8.06	15.8	± 14.5
26_BP15-10 36%	4 °C	0.0088024	0.1206793	0.0069387	10.93771	41.77510	21.59	± 0.20	93.91	9.70	39.0	± 75.7
28_BP15-10 37%	4 °C	0.0055036	0.1327213	0.0000000	9.66803	36.39560	21.28	± 0.22	95.49	8.57	31.3	± 52.8
29_BP15-10 38%	4 °C	0.0068026	0.0579157	0.0000000	4.92197	18.73902	21.52	± 0.41	90.10	4.36	36.5	± 138.4
30_BP15-10 40%	4 °C	0.0087226	0.1674074	0.0000000	20.08423	76.32768	21.48	± 0.13	96.50	17.81	51.6	± 69.0
32_BP15-10 41%	4 °C	0.0028663	0.0501552	0.0000000	8.83145	33.32145	21.33	± 0.23	97.28	7.83	75.7	± 334.0
33_BP15-10 42%	4 °C	0.0102713	0.1272367	0.0102428	4.33841	16.36218	21.32	± 0.46	84.17	3.85	14.7	± 26.8
34_BP15-10 44%	4 °C	0.0101242	0.0682680	0.0000000	2.47542	9.70981	22.17	± 0.84	76.30	2.19	15.6	± 54.5
36_BP15-10 48%	5 °C	0.0018900	0.0553349	0.0000000	6.46948	24.47794	21.39	± 0.32	97.53	5.74	50.3	± 258.5
37_BP15-10 53%	5 °C	0.0011509	0.0790475	0.0000000	3.18640	11.85220	21.03	± 0.62	96.97	2.83	17.3	± 55.4
38_BP15-10 FUSION		0.0267890	0.0846921	0.0000000	4.56872	17.21302	21.30	± 0.50	68.38	4.05	23.2	± 60.6
BB15-11-Muscovite												
steps	Temperature (°C)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
40_BP15-11 30%	3 °C	0.0074720	0.2349538	0.0018361	0.263979	0.78983	16.93	± 6.52	26.32	0.82	0.5	± 0.3
41_BP15-11 32%	3 °C	0.0114526	0.2324089	0.0070368	0.642185	2.47343	21.77	± 2.48	42.18	1.99	1.2	± 0.6
42_BP15-11 34%	3 °C	0.0158345	0.2293034	0.0000000	2.250074	8.38680	21.07	± 0.78	64.08	6.98	4.2	± 3.6
44_BP15-11 35%	4 °C	0.0145035	0.1952569	0.0000000	4.502559	17.04783	21.40	± 0.40	79.75	13.97	9.9	± 4.1
45_BP15-11 36%	4 °C	0.0092134	0.1808012	0.0000000	2.787746	10.84043	21.98	± 0.59	79.77	8.65	6.6	± 4.2
46_BP15-11 38%	4 °C	0.0053579	0.2183430	0.0000000	4.049090	15.53969	21.69	± 0.42	90.55	12.56	8.0	± 5.6
4_BP15-11 40%	4 °C	0.0050316	0.0778493	0.0000000	3.590727	13.99495	22.03	± 0.35	90.19	11.14	19.8	± 27.2
5_BP15-11 42%	4 °C	0.0029750	0.0938756	0.0257421	2.300086	9.13624	22.45	± 0.52	91.02	7.14	10.5	± 11.2
6_BP15-11 45%	5 °C	0.0103032	0.1226774	0.0000000	3.966835	15.36042	21.89	± 0.31	83.28	12.31	13.9	± 14.8
8_BP15-11 49%	5 °C	0.0026867	0.1006906	0.0135607	1.952183	7.69746	22.28	± 0.66	90.45	6.06	8.3	± 17.4
9_BP15-11 55%	6 °C	0.0015973	0.0074575	0.0000000	0.896075	3.97057	25.02	± 1.61	89.20	2.78	51.7	± 738.3
10_BP15-11 FUSION		0.0032364	0.0519512	0.0000000	5.027737	19.96244	22.44	± 0.26	95.21	15.60	41.6	± 80.0

BP15-8.AGE >>> BP15-8 30% >>> MUNCH |



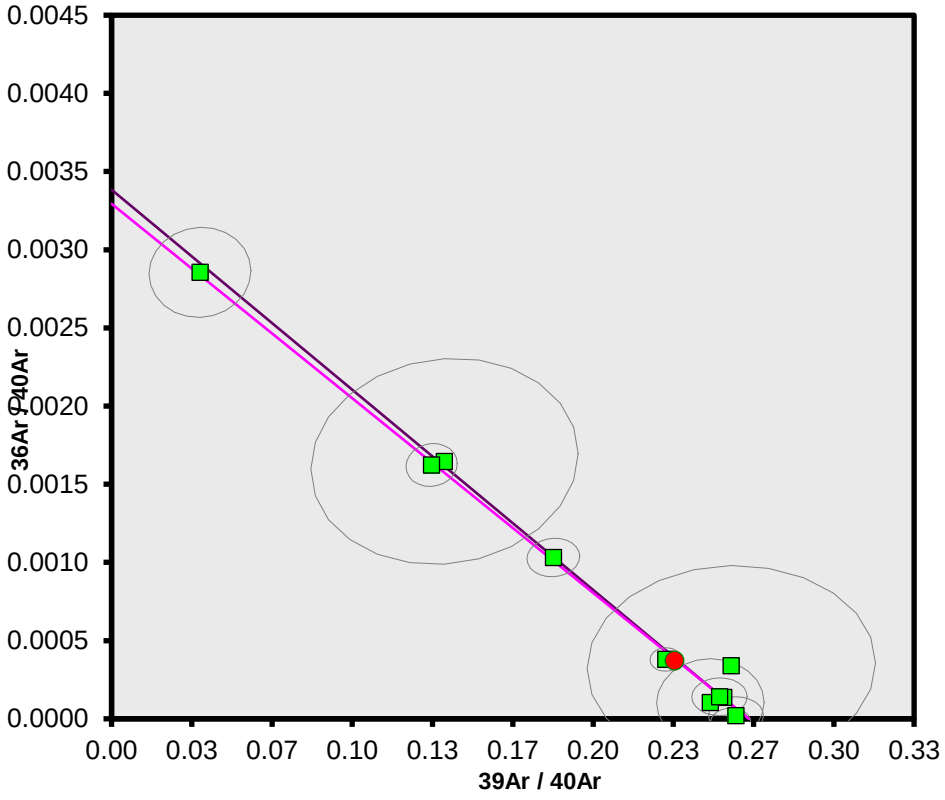
Ar-Ages in Ma

WEIGHTED PLATEAU
21.59 ± 0.06
TOTAL FUSION
21.91 ± 0.07
NORMAL ISOCHRON
21.86 ± 0.21
INVERSE ISOCHRON
21.59 ± 0.09

Sample Info

muscovite
Maroc
Philippe

BP15-9.AGE >>> BP15-9 >>> MUNCH | ECHANTILLONS



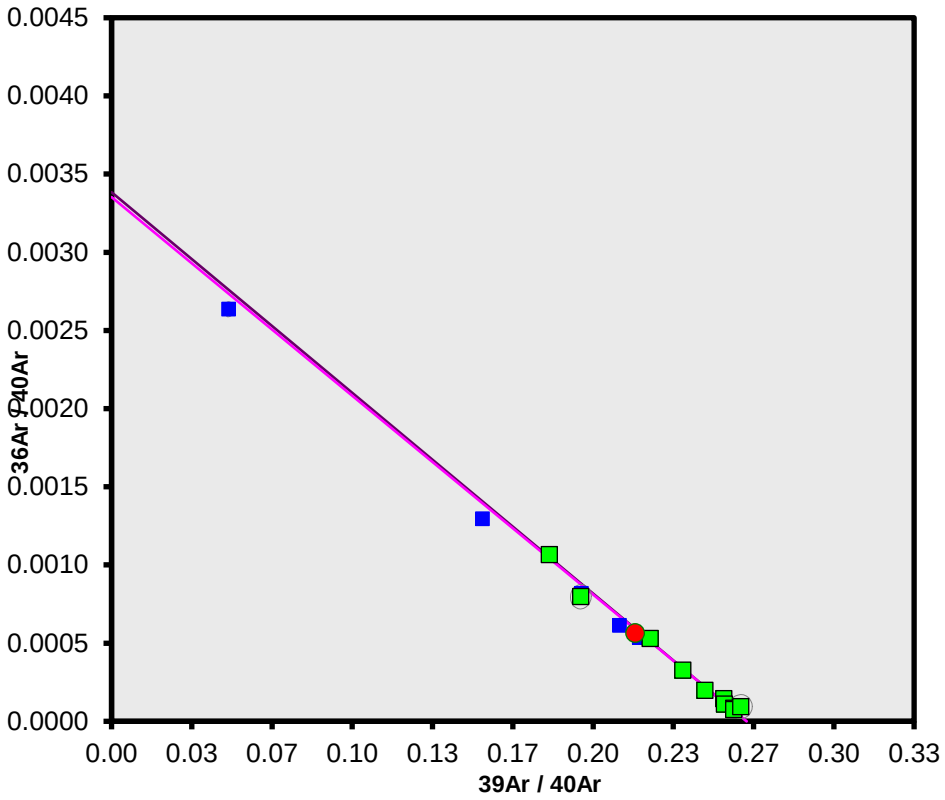
Ar-Ages in Ma

WEIGHTED PLATEAU
21.69 ± 0.15
TOTAL FUSION
21.83 ± 0.27
NORMAL ISOCHRON
22.16 ± 0.35
INVERSE ISOCHRON
21.67 ± 0.18

Sample Info

muscovite
Maroc
Philippe

BP15-10.AGE >>> BP15-10 30% >>> MUNCH |



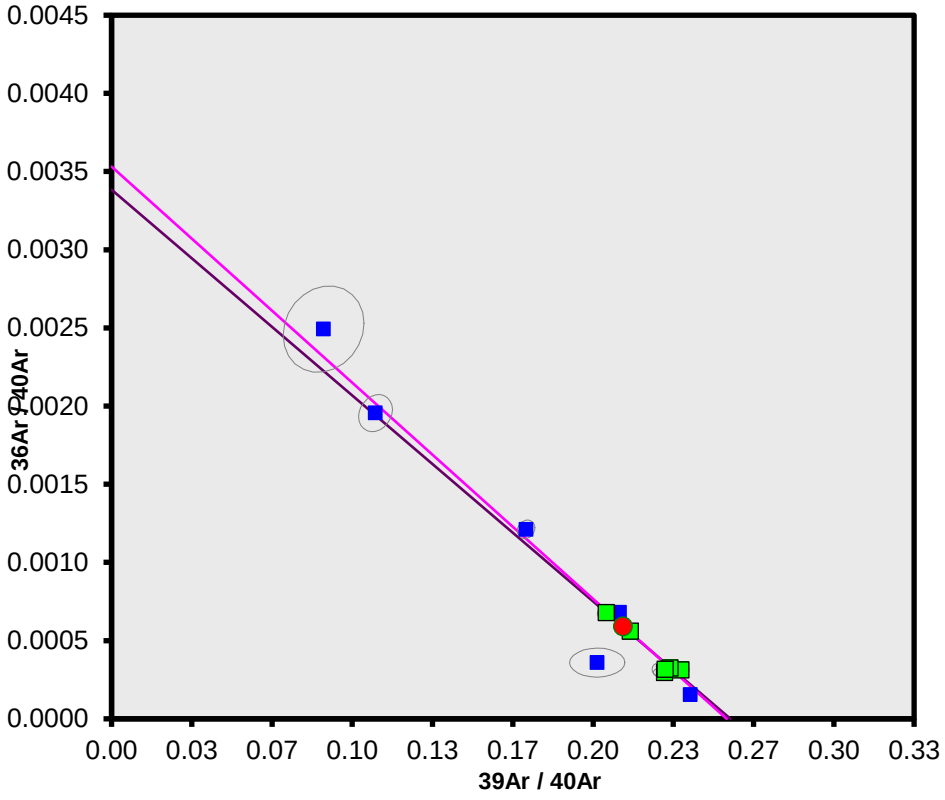
Ar-Ages in Ma

WEIGHTED PLATEAU
21.44 ± 0.12
TOTAL FUSION
21.65 ± 0.11
NORMAL ISOCHRON
21.30 ± 0.17
INVERSE ISOCHRON
21.43 ± 0.14

Sample Info

muscovite
Maroc
Philippe

BP15-11.AGE >>> BP15-11 30% >>> MUNCH |



Ar-Ages in Ma

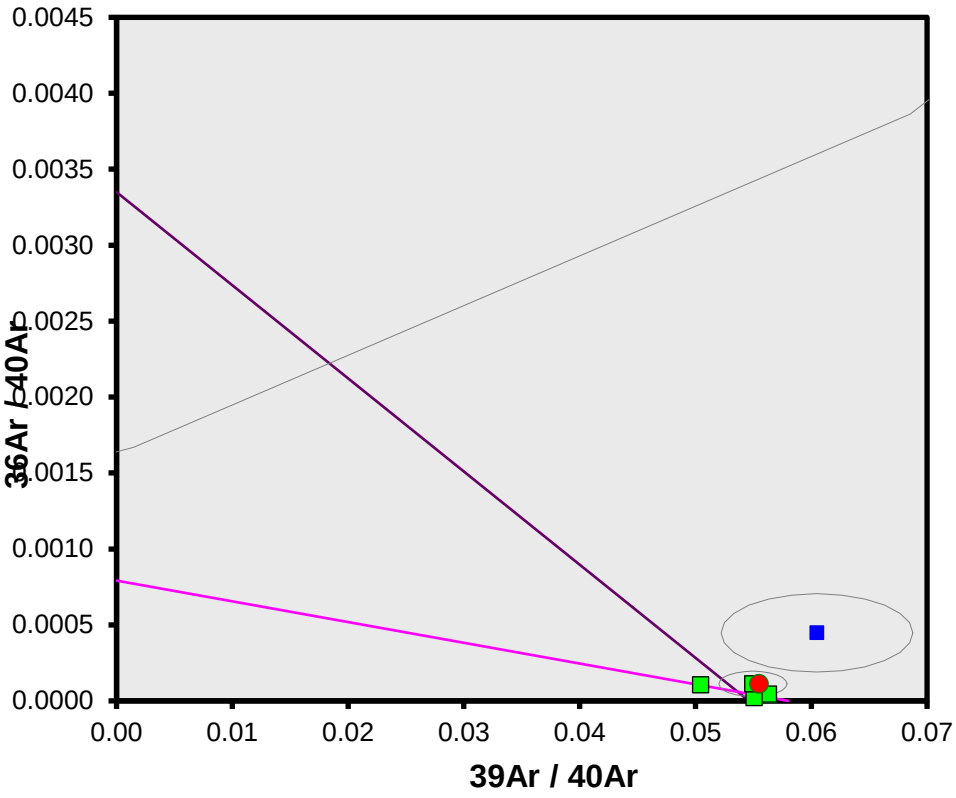
WEIGHTED PLATEAU
21.99 ± 0.21
TOTAL FUSION
21.96 ± 0.18
NORMAL ISOCHRON
22.06 ± 0.62
INVERSE ISOCHRON
22.12 ± 0.62

Sample Info

muscovite
Maroc
Philippe

BB16-43-Muscovite											
steps	Laser power (%)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
BB16-43_01102018_01	6 %	0.0313290	2.181021	0.0050740	2.136819	16.10670	93.18	± 5.21	63.10	6.00	0.42	± 0.95
BB16-43_01102018_02	7 %	0.0058348	4.133944	0.0197419	0.788220	11.29006	173.15	± 26.95	86.48	2.21	0.08	± 0.21
BB16-43_01102018_03	10 %	0.0017833	2.535863	0.0167476	0.064832	0.31408	60.44	± 144.05	145.12	0.18	0.01	± 0.03
BB16-43_01102018_04	20 %	0.0077503	3.966694	0.0000000	9.921400	173.91343	209.73	± 2.33	98.52	27.84	1.08	± 2.29
BB16-43_01102018_05	30 %	0.0049864	3.203159	0.0000000	13.412098	242.14358	215.65	± 1.85	99.23	37.63	1.80	± 5.48
BB16-43_01102018_06	40 %	0.0043251	4.115423	0.0415160	2.126629	37.40337	210.39	± 11.79	96.51	5.97	0.22	± 0.56
BB16-43_01102018_07	100 %	0.0153292	4.104264	0.0178659	7.319304	140.54106	228.52	± 1.98	96.70	20.54	0.77	± 1.41
BB16-43-Muscovite duplicate											
steps	Laser power (%)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
BB16-43_09012019_01	6.0 %	0.0156926	32.40179	0.0000000	8.160130	176.14833	254.99	± 5.59	97.28	16.06	0.108	± 0.152
BB16-43_09012019_02	8.0 %	0.0145929	42.29881	0.0203547	16.653911	358.36896	254.24	± 2.53	98.66	32.78	0.169	± 0.162
BB16-43_09012019_03	10.0 %	0.0127037	44.45836	0.0000000	3.873584	72.65523	223.54	± 8.63	94.90	7.63	0.037	± 0.026
BB16-43_09012019_04	15.0 %	0.0161903	51.57143	0.0000000	10.695072	224.15934	248.07	± 2.97	97.75	21.05	0.089	± 0.051
BB16-43_09012019_05	20.0 %	0.0043052	19.24908	0.0175601	3.101635	68.36469	260.00	± 22.32	101.78	6.11	0.069	± 0.245
BB16-43_09012019_06	25.0 %	0.0058880	23.47478	0.0167155	0.413672	9.27263	264.10	± 157.25	123.19	0.81	0.008	± 0.020
BB16-43_09012019_07	100.0 %	0.0138636	11.98717	0.0000000	7.901806	27.88600	44.22	± 6.90	86.44	15.55	0.283	± 1.221
BB16-30-Biotite											
steps	Laser power (%)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
BB16-30_01102018_01	6.0 %	0.0289340	3.0272256	0.0000000	3.78089	6.92642	22.92	± 2.65	44.18	2.85	1	± 1
BB16-30_01102018_02	8.0 %	0.0052367	4.0190591	0.0233020	4.59171	8.78167	23.92	± 2.55	83.78	3.47	0	± 1
BB16-30_01102018_03	12.0 %	0.0117727	1.4931300	0.0000000	11.98880	20.60812	21.51	± 0.73	84.19	9.05	3	± 17
BB16-30_01102018_04	16.0 %	0.0144013	0.3858602	0.0000000	26.13129	44.47925	21.30	± 0.35	89.76	19.72	29	± 479
BB16-30_01102018_05	20.0 %	0.0165527	4.3593551	0.0000000	30.23287	52.08212	21.56	± 0.31	89.92	22.82	3	± 5
BB16-30_01102018_06	24.0 %	0.0072750	0.4804907	0.0000000	12.91205	22.27411	21.59	± 0.73	89.71	9.74	12	± 173
BB16-30_01102018_07	30.0 %	0.0044637	0.2971958	0.0350855	10.50061	18.81995	22.43	± 1.08	91.96	7.93	15	± 469
BB16-30_01102018_08	40.0 %	0.0073318	1.8658393	0.0409282	19.43476	34.55309	22.25	± 0.42	92.59	14.67	4	± 13
BB16-30_01102018_09	50.0 %	0.0087880	0.6585896	0.0000000	9.61006	18.50678	24.09	± 0.95	86.42	7.25	6	± 67
BB16-30_01102018_10	100.0 %	0.0037612	0.9622135	0.0155511	3.31662	6.34699	23.94	± 2.51	83.86	2.50	1	± 10
BB16-30-Biotite duplicate											
steps	Laser power (%)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
BB16-30_18122018_01	6.0 %	0.0584480	33.282129	0.1560127	4.91040	9.57169	24.38	± 5.94	35.23	3.91	0.06	± 0.05
BB16-30_18122018_02	8.0 %	0.0156684	8.446475	0.0000000	6.84754	12.98107	23.71	± 6.77	72.67	5.45	0.35	± 1.81
BB16-30_18122018_03	12.0 %	0.0504504	8.406512	0.0065251	15.59059	26.31621	21.13	± 1.85	62.89	12.42	0.80	± 2.44
BB16-30_18122018_04	16.0 %	0.0814579	23.933165	0.0501090	22.16389	39.68458	22.40	± 1.58	61.37	17.65	0.40	± 0.49
BB16-30_18122018_05	20.0 %	0.1134401	2.834709	0.0507211	27.22340	45.82062	21.07	± 1.69	56.92	21.68	4.13	± 59.42
BB16-30_18122018_06	24.0 %	0.0004694	1.896284	0.0000000	10.27958	17.80495	21.68	± 4.62	99.08	8.19	2.33	± 54.43
BB16-30_18122018_07	30.0 %	0.0096896	11.286557	0.0000000	8.59344	14.24361	20.75	± 3.89	81.90	6.84	0.33	± 0.90
BB16-30_18122018_08	40.0 %	0.0161251	6.390275	0.0262488	14.66932	26.53007	22.63	± 2.23	83.48	11.68	0.99	± 4.73
BB16-30_18122018_09	50.0 %	0.0142649	1.084817	0.0000000	7.37071	12.39680	21.05	± 6.53	73.46	5.87	2.92	± 121.17
BB16-30_18122018_10	100.0 %	0.0271391	18.474766	0.0391572	7.90008	12.30586	19.51	± 5.73	59.61	6.29	0.18	± 0.42
BB16-12B Biotite											
steps	Laser power (%)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
BB16-12B_02102018_01	6 %	0.0152513	1.7894138	0.0000000	1.71647	2.59191	18.73	± 5.63	36.02	1.24	0.4	± 1.8
BB16-12B_02102018_02	8 %	0.0098941	0.3362445	0.0000000	3.67402	5.81641	19.63	± 2.94	65.50	2.66	4.7	± 118.9
BB16-12B_02102018_03	12 %	0.0133632	1.8931354	0.0000000	8.78741	14.06870	19.86	± 1.37	76.80	6.37	2.0	± 9.8
BB16-12B_02102018_04	16 %	0.0154885	0.3367668	0.0322662	15.95330	26.92034	20.92	± 0.72	84.08	11.56	20.4	± 557.4
BB16-12B_02102018_05	20 %	0.0172045	0.5554017	0.0279334	23.86042	39.25227	20.40	± 0.34	87.04	17.29	18.5	± 201.8
BB16-12B_02102018_06	25 %	0.0153300	4.4947467	0.0000000	31.84039	52.30771	20.37	± 0.26	90.45	23.08	3.0	± 4.2
BB16-12B_03102018_01	30 %	0.0118877	2.0637614	0.0000000	7.59159	11.76452	19.22	± 1.47	75.71	5.50	1.6	± 7.7
BB16-12B_03102018_02	40 %	0.0044123	2.6449422	0.0260088	14.61272	23.89834	20.28	± 0.71	93.17	10.59	2.4	± 8.1
BB16-12B_03102018_03	50 %	0.0006679	0.8140905	0.0621504	8.82180	14.33254	20.15	± 1.35	99.57	6.39	4.7	± 60.5
BB16-12B_03102018_04	100 %	0.0091029	3.1555316	0.0830581	21.11805	35.37370	20.77	± 0.52	91.36	15.31	2.9	± 8.5

BB16-43-MUSCOVITE.AGE >>> BB16-43_01102018_01

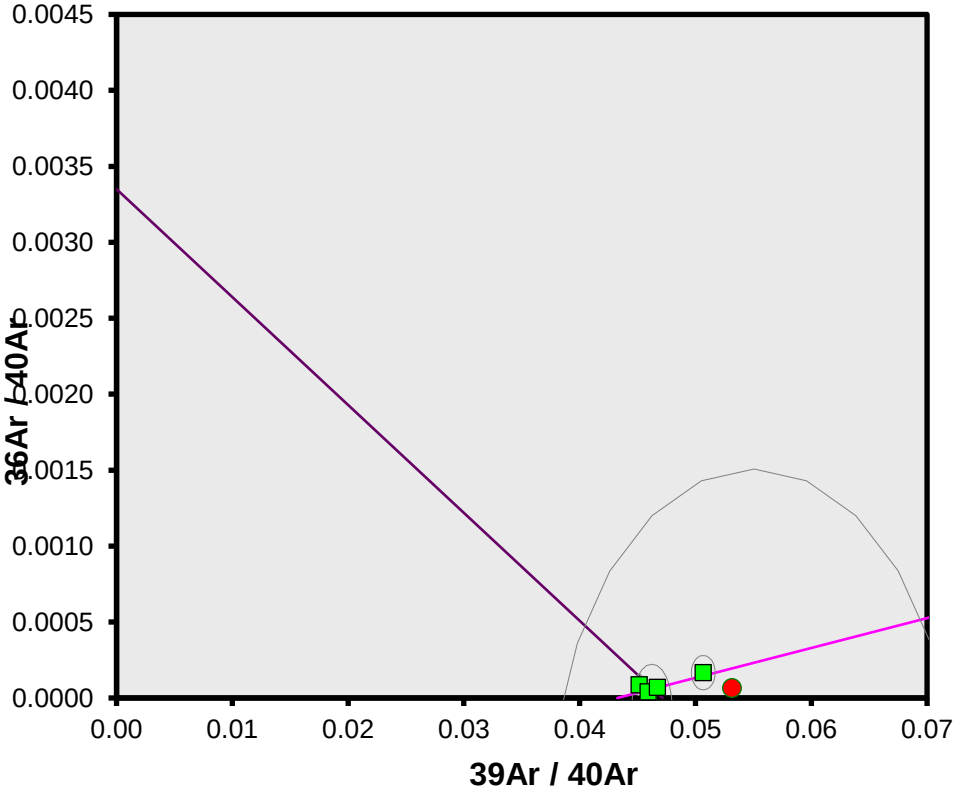


Ar-Ages in Ma
WEIGHTED PLATEAU
218.50 ± 8.76
TOTAL FUSION
208.57 ± 1.60
NORMAL ISOCHRON
214.69 ± 13.56
INVERSE ISOCHRON
206.47 ± 11.55
MSWD (PROBABILITY)
7.31 (0%)

SPREADING FACTOR
10.1%

Sample Info
Muscovite
Maroc
El Bakili
IRR =
MCM_fev2018
J = 0.00703200

BB16-43-MUSCOVITE-DUPLICATE.AGE >>> BB16-



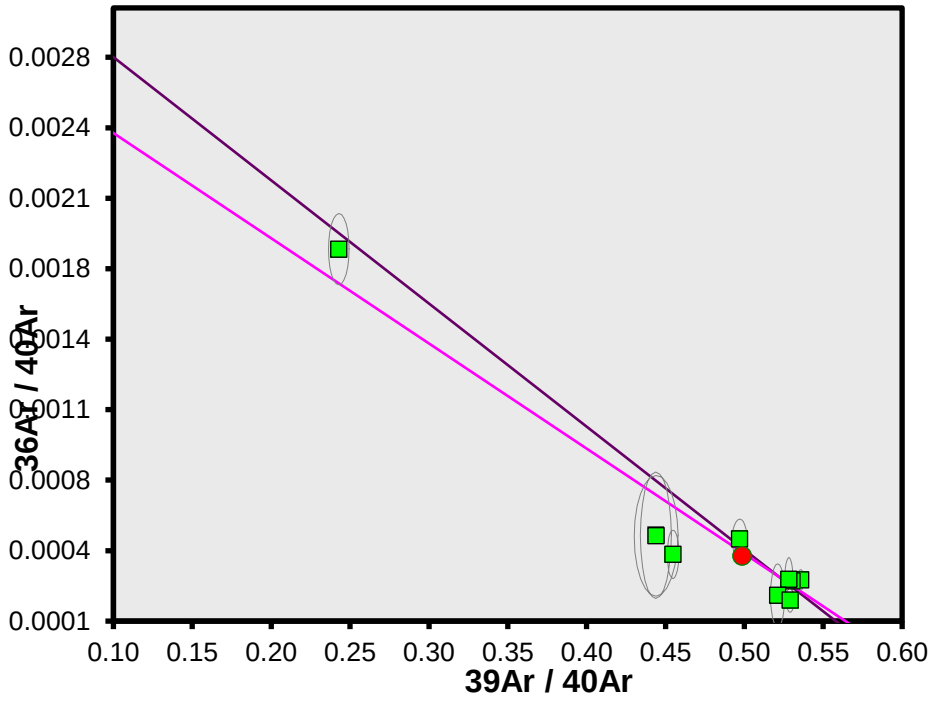
Ar-Ages in Ma

WEIGHTED PLATEAU
250.81 ± 5.86
TOTAL FUSION
220.01 ± 2.62
NORMAL ISOCHRON
255.78 ± 6.68
INVERSE ISOCHRON
271.78 ± 15.21

Sample Info

Muscovite
Maroc
El Bakili

BB16-30-BIOTITE.AGE >>> BB16-30_01102018_01 >>>



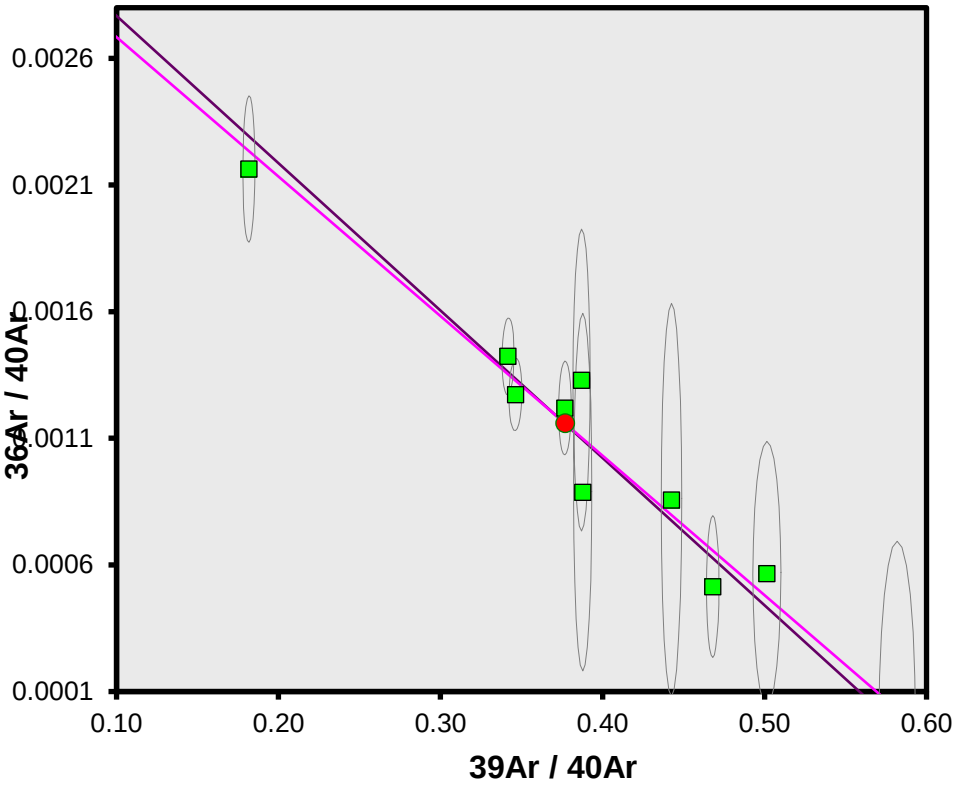
Ar-Ages in Ma

WEIGHTED PLATEAU
21.76 ± 0.41
TOTAL FUSION
22.04 ± 0.23
NORMAL

Sample Info

Biotite
Maroc

BB16-30-BIOTITE-DUPLICATE18DEC2018.AGE >>> BB16-



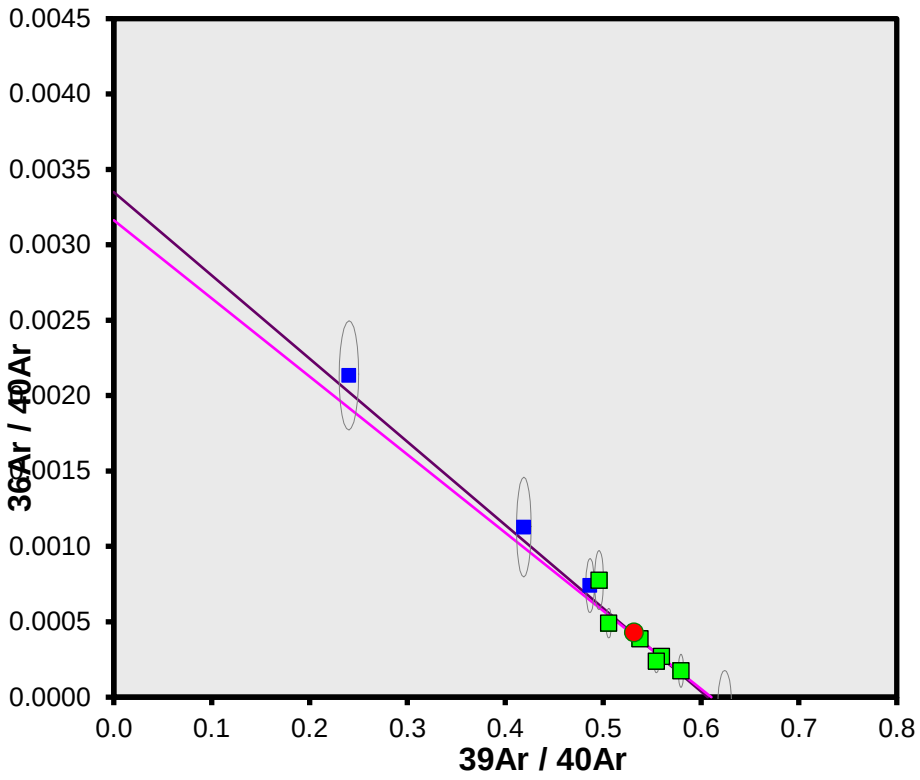
Ar-Ages in Ma

WEIGHTED PLATEAU
21.74 ± 0.83
TOTAL FUSION
21.70 ± 1.01
NORMAL ISOCHRON
21.66 ± 1.81
INVERSE ISOCHRON
21.31 ± 1.80

Sample Info

Biotite
Maroc
Michel Corsini

BB16-12B-BIOTITE.AGE >>> BB16-12B_02102018_01 >>>



Ar-Ages in Ma

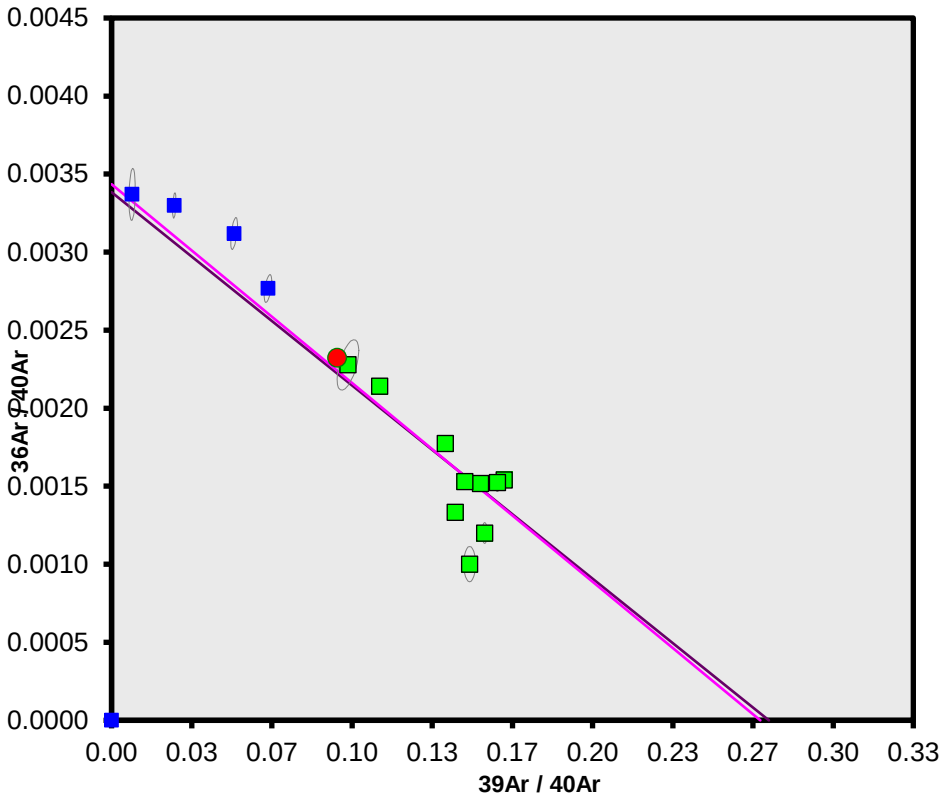
WEIGHTED PLATEAU
20.43 ± 0.19
TOTAL FUSION
20.34 ± 0.24
NORMAL ISOCHRON
20.23 ± 0.65

Sample Info

Biotite
Maroc
Asmae El

BB16-32-Amphibole												
steps	Temperature (°C)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
12_BB16-32 3.0	3 °C	0.0000000	0.00000	0.0000000	0.000000	0.00000	3.37	± 0.00	0.00	0.00	21.804	± 4787.798
13_BB16-32 3.5	4 °C	0.2397209	1.19959	0.1209664	0.608678	0.29684	3.40	± 40.66	0.42	0.63	0.218	± 0.061
14_BB16-32 4.0	4 °C	0.5385254	4.60856	0.2989835	4.258594	4.12605	6.74	± 6.69	2.53	4.44	0.397	± 0.026
16_BB16-32 4.3	4 °C	0.3679500	5.79816	0.1949980	6.010465	9.23671	10.68	± 4.37	7.83	6.26	0.446	± 0.024
17_BB16-32 4.6	5 °C	0.3504181	19.66830	0.3037194	8.237419	23.10273	19.44	± 3.14	18.23	8.58	0.180	± 0.004
18_BB16-32 4.9	5 °C	0.1392298	24.30900	0.0870027	6.007601	19.99135	23.04	± 4.05	32.67	6.26	0.106	± 0.002
21_BB16-32 5.2	5 °C	0.0972175	9.99346	0.0311647	5.060210	16.67136	22.81	± 0.78	36.68	5.27	0.218	± 0.005
22_BB16-32 5.5	6 °C	0.0911624	2.32987	0.0528740	7.129216	24.43514	23.73	± 0.58	47.50	7.43	1.316	± 0.109
23_BB16-32 5.9	6 °C	0.1000170	5.38787	0.2664431	10.602460	35.38290	23.11	± 0.40	54.40	11.04	0.846	± 0.032
25_BB16-32 6.3	6 °C	0.1149965	13.27234	0.5042358	11.627945	41.81259	24.89	± 0.41	55.08	12.11	0.377	± 0.007
26_BB16-32 6.7	7 °C	0.1188586	15.77246	0.6218779	11.411664	42.55773	25.80	± 0.47	54.71	11.89	0.311	± 0.005
27_BB16-32 7.1	7 °C	0.1133214	34.10739	1.8297863	12.156230	51.56319	29.32	± 0.46	60.54	12.66	0.153	± 0.002
29_BB16-32 7.5	8 °C	0.0480608	7.05256	0.1861127	5.061541	17.35559	23.74	± 0.75	54.91	5.27	0.309	± 0.009
30_BB16-32 8.0	8 °C	0.0437995	60.58446	0.4923357	5.661365	23.54769	28.76	± 0.91	64.43	5.90	0.040	± 0.000
31_BB16-32 9.0	9 °C	0.0146500	13.81589	0.2437653	2.178295	10.30023	32.66	± 1.63	70.31	2.27	0.068	± 0.002
BB16-46-Muscovite												
steps	Temperature (°C)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
24_BB16-46 3.0	3 °C	0.0004332	0.0000000	0.0000000	0.00000	0.0000	32.36	± 0.00	0.00	0.00	0	± 0
25_BB16-46 3.2	3 °C	0.0000457	0.0164431	0.0137828	0.00000	0.0000	25.34	± 0.00	0.00	0.00	0	± 0
29_BB16-46 3.6	4 °C	0.0266259	0.0643617	0.0000000	0.37793	4.7884	86.38	± 52.88	37.82	0.26	3	± 7
27_BB16-46 3.4	4 °C	0.2515624	0.0000000	0.0000000	0.09580	1.8278	128.55	± 234.70	2.40	0.07	1	± 7
30_BB16-46 3.9	4 °C	0.0436373	0.1356245	0.0000000	1.97630	33.6697	115.22	± 10.64	72.28	1.36	6	± 8
31_BB16-46 4.2	4 °C	0.1302544	0.1170489	0.0054993	33.57824	1031.1280	202.64	± 0.93	96.37	23.08	123	± 217
33_BB16-46 4.5	5 °C	0.0994935	0.0000000	0.0168434	33.84518	1103.2071	214.38	± 0.96	97.38	23.27	250	± 787
34_BB16-46 4.8	5 °C	0.0503518	0.1354315	0.0209828	32.30155	978.7898	200.10	± 0.93	98.47	22.21	103	± 135
35_BB16-46 5.1	5 °C	0.0194925	0.2122903	0.0115787	10.04338	276.2510	182.54	± 2.47	97.92	6.90	20	± 24
37_BB16-46 5.6	6 °C	0.0136054	0.0874555	0.0000000	11.58181	306.4993	175.95	± 2.11	98.67	7.96	57	± 113
38_BB16-46 6.6	7 °C	0.0111333	0.0119954	0.0000000	21.65585	686.1672	208.73	± 1.34	99.49	14.89	776	± 11283

BB16-32.AGE >>> BB16-32 3.0 >>> MUNCH |



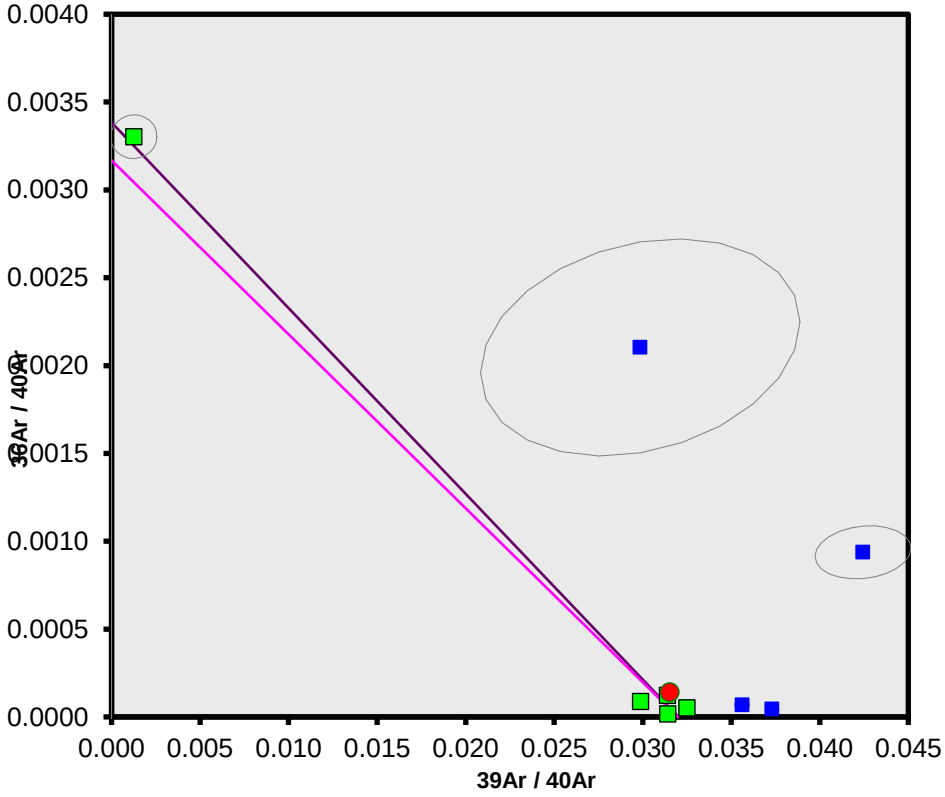
Ar-Ages in Ma

WEIGHTED PLATEAU
25.32 ± 1.59
TOTAL FUSION
23.11 ± 0.63
NORMAL ISOCHRON
24.85 ± 6.28
INVERSE ISOCHRON
25.65 ± 5.92

Sample Info

amphibole
Maroc
Delphine

BB16-46.AGE >>> BB16-46 3.0 >>> MUNCH |



Ar-Ages in Ma

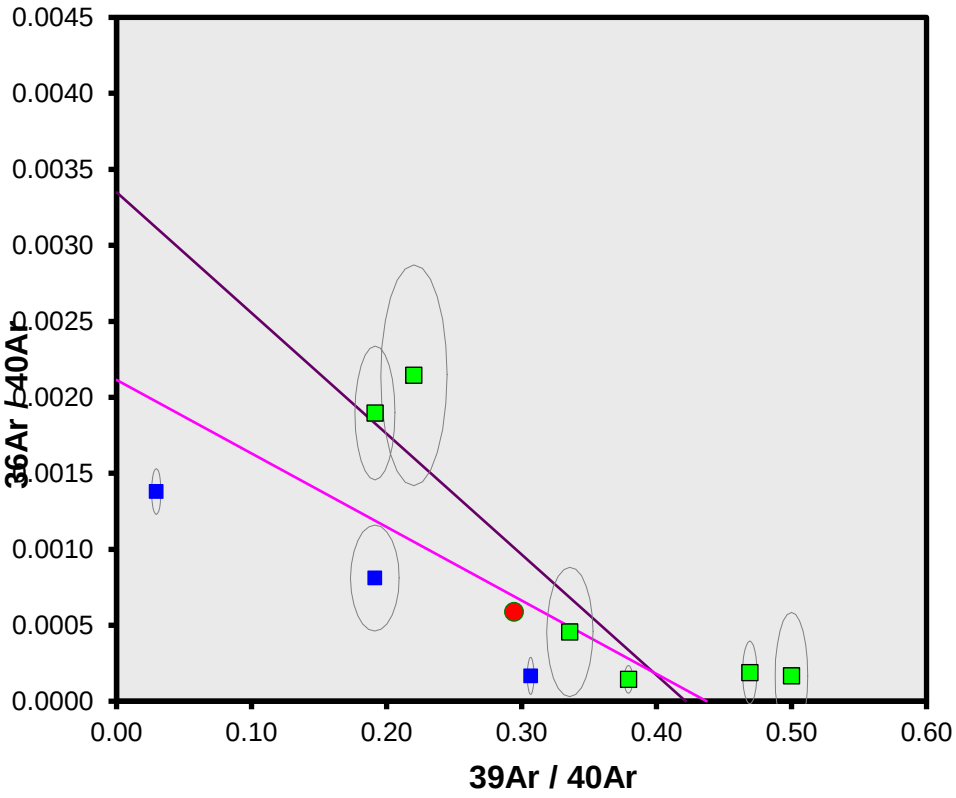
WEIGHTED PLATEAU
205.93 ± 5.88
TOTAL FUSION
200.73 ± 1.08
NORMAL ISOCHRON
208.73 ± 7.70
INVERSE ISOCHRON
206.06 ± 7.71

Sample Info

Muscovite
Maroc
Delphine

Sample BB16-38-Biotite												
steps	Laser power (%)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
BB16-38_02102018_01	6.0 %	0.0083610	1.023276	0.1514821	0.858666	1.402327	20.52	± 12.54	35.74	2.52	0.36	± 2.92
BB16-38_02102018_02	8.0 %	0.0117160	1.276648	0.0935145	1.182498	2.677655	28.39	± 8.83	43.11	3.47	0.40	± 2.20
BB16-38_02102018_03	10.0 %	0.0021870	7.828313	0.0000000	1.610367	4.143012	32.22	± 4.99	85.53	4.72	0.09	± 0.05
BB16-38_02102018_04	15.0 %	0.0012201	2.313862	0.1447876	3.653361	6.943576	23.86	± 3.16	93.63	10.71	0.68	± 2.91
BB16-38_02102018_05	20.0 %	0.0027930	0.092133	0.0059740	6.932459	13.944280	25.24	± 1.66	93.06	20.33	32.35	± 3602.41
BB16-38_02102018_06	30.0 %	0.0043405	0.532199	0.0795618	11.453560	28.907339	31.62	± 0.93	94.64	33.59	9.25	± 159.32
BB16-38_02102018_07	40.0 %	0.0035990	1.5145176	0.0000000	6.614100	20.486841	38.73	± 1.51	94.16	19.40	1.88	± 10.36
BB16-38_02102018_08	50.0 %	0.0049892	1.0021359	0.0000000	1.178017	4.666327	49.38	± 8.13	75.37	3.45	0.51	± 3.58
BB16-38_02102018_09	100.0 %	0.0289508	0.090891	0.0000000	0.617417	12.340087	236.43	± 30.96	58.76	1.81	2.92	± 310.34
Sample BB16-14-Biotite												
steps	Laser power (%)	36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age (Ma)	± 2s	40Ar (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2s
BB16-14_20092018_01	6.0 %	0.0104445	0.161182	0.1532589	0.829834	1.467063	21.92	± 7.20	31.94	2.34	2.21	± 119.37
BB16-14_20092018_02	7.0 %	0.0039870	0.818356	0.0536913	0.566987	0.929388	20.33	± 8.95	43.73	1.60	0.30	± 3.78
BB16-14_20092018_03	10.0 %	0.0017030	0.633027	0.0495404	3.474528	6.323612	22.56	± 1.45	92.10	9.78	2.36	± 37.89
BB16-14_20092018_04	15.0 %	0.0014148	4.871824	0.0004076	8.796372	15.325432	21.60	± 0.63	96.79	24.77	0.78	± 1.25
BB16-14_20092018_05	20.0 %	0.0442111	4.341517	0.0098928	9.287495	16.371459	21.85	± 0.70	55.20	26.15	0.92	± 1.39
BB16-14_20092018_06	30.0 %	0.0031921	2.002610	0.0000000	6.946055	12.619704	22.52	± 0.97	92.52	19.56	1.49	± 4.52
BB16-14_20092018_07	50.0 %	0.0037119	2.704717	0.0145523	5.555352	10.685776	23.83	± 1.20	90.19	15.64	0.88	± 2.33
BB16-14_20092018_08	100.0 %	0.0026954	0.006002	0.0000000	0.055740	0.524244	121.30	± 186.81	186.54	0.16	3.99	± 4928.09

BB16-38-BIOTITE.AGE >>> BB16-38_02102018_01 >>>



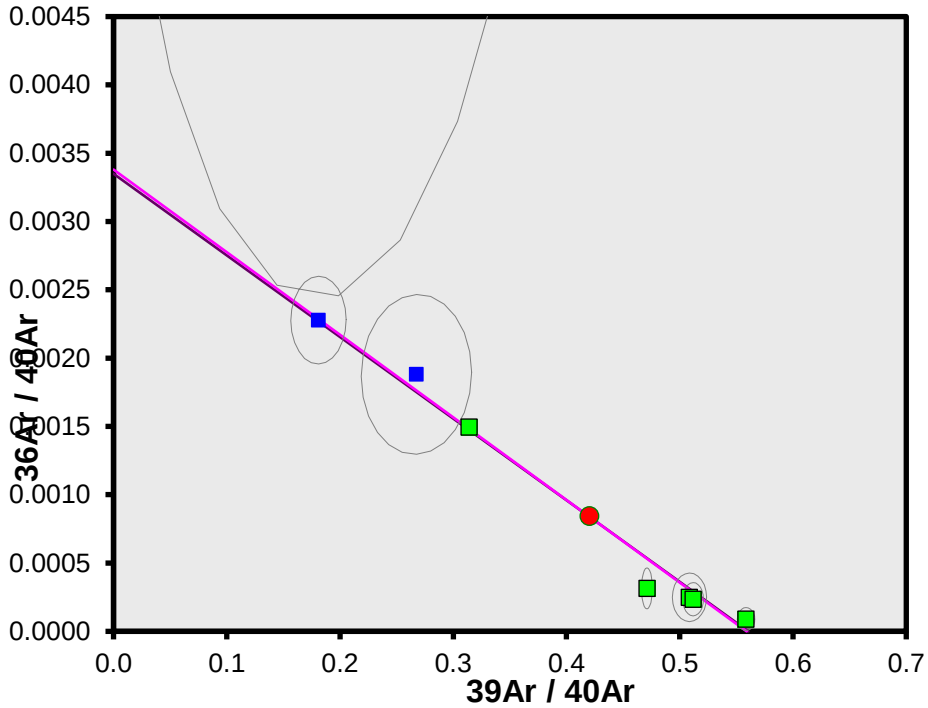
Ar-Ages in Ma

WEIGHTED PLATEAU
29.73 ± 2.73
TOTAL FUSION
35.05 ± 0.93
NORMAL ISOCHRON
26.13 ± 1.59
INVERSE ISOCHRON
28.68 ± 4.21

Sample Info

Biotite
Maroc
Michel CORSINI

BB16-14-BIOTITE.AGE >>> BB16-14_20092018_01 >>>



Ar-Ages in Ma

WEIGHTED PLATEAU
22.11 ± 0.68
TOTAL FUSION
22.06 ± 0.49
NORMAL

Sample Info

Biotite
Maroc