HAL
open science

Contraintes chronologiques et pétro-géochimiques du magmatisme sur l'évolution pré-et post-collisionnelle de la marge algérienne : secteur de la Petite Kabylie

Fatiha Abbassene

To cite this version:

Fatiha Abbassene. Contraintes chronologiques et pétro-géochimiques du magmatisme sur l'évolution pré-et post-collisionnelle de la marge algérienne : secteur de la Petite Kabylie. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest; Université des Sciences et de la Technologie Houari-Boumediène (Algérie), 2016. Français. NNT : 2016BRES0028 . tel-01345948v2

HAL Id: tel-01345948

https://theses.hal.science/tel-01345948v2

Submitted on 21 Sep 2017

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

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

université de bretagne occidentale

UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Géosciences marines

École Doctorale EDSM

présentée par

Fatiha Abbassene éps. Hamouche

Préparée à l'Institut Universitaire Européen de la Mer UMR 6538, Domaines Océaniques et l'Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumedienne

Contraintes chronologiques et pétro-géochimiques du magmatisme sur l'évolution pré- et post-collisionnelle de la marge algérienne : Secteur de la Petite Kabylie

Thèse soutenue le 02 juin 2016 devant le jury composé de :

Bernard BARBARIN
Professeur, UBP, Clermont- Ferrand/ *Rapporteur*
Rabah LAOUAR
Professeur, UBM, Annaba/ *Rapporteur*
Michele LUSTRINO
Professeur, US, Rome / *Examinateur*
Laurent JOLIVET
Professeur, UO, Paris / *Examinateur*
Djelloul BELHAI
Professeur, FSTGAT-USTHB, Alger/ *Examinateur*
Nachida ABDALLAH
Professeur, FSTGAT-USTHB, Alger/ *Examinatrice*
Gilles CHAZOT
Professeur, UBO, Brest/ *Directeur de thèse*
Aziouz OUABADI
Professeur, FSTGAT-USTHB, Alger/ *Directeur de thèse*
Hervé BELLON
Professeur émérite, UBO, Brest/ *Invité*
Delphine BOSCH
DR CNRS UM, Montpellier/ *Invitée*
Yann ROLLAND
Maître de Conférences,Géoazur, Nice / invité

Résumé

L'activité magmatique miocène en Petite Kabylie s'exprime par la mise en place de roches plutoniques et volcaniques de composition majoritairement riche en K ainsi que moyennement riches en K. Ces roches forment des pointements dispersés sur près de 130 km le long de la marge méditerranéenne de l'Algérie. Dans les deux secteurs d'étude : la Kabylie de Collo et l'Ouest Edough-Cap de Fer, elles recoupent les empilements de nappes de socle et de flyschs crétacés et numidiens.

De nouvelles datations U-Pb sur zircons et K-Ar sur roche totale et minéraux séparés ont permis de fixer à 17 Ma le début de l'activité magmatique post-collisionnelle à affinité calco-alcaline riche en K_2O. Ces âges obtenus sur le batholithe granitique de Bougaroun (200 km^2) sont les plus anciens jamais obtenus dans toute la Marge Méditerranéenne du Maghreb. L'activité magmatique s'étend vers l'Est et atteint la zone ouest-Edough-Cap de Fer vers ~16 Ma puis se poursuit de façon intermittente dans les deux secteurs d'étude à ~15 Ma, 14-13 Ma jusqu'à 11 Ma avec la mise en place de corps filoniens mafiques et felsiques en Kabylie de Collo. En outre, un âge oligocène supérieur (27.0 ± 3.0 Ma et 23.3 ± 3.2 Ma) a été mesuré par la méthode Ar/Ar sur amphiboles des gabbros à caractère océanique du Cap Bougaroun *s.s* (Kabylie de Collo).

Les nouvelles données géochimiques et isotopiques ont permis de mettre en évidence deux sources pour le magmatisme dans les deux secteurs étudiés. Une première source mantellique appauvrie, non modifiée par un composant de subduction qui est à l'origine des gabbros à caractère océanique du Cap Bougaroun *s.s* et de Bou Maïza au Sud de l'Edough. Ceux-ci pourraient représenter des reliques du stade de rifting d'âge oligocène supérieur en prélude à l'ouverture en position arrière-arc du bassin algérien. Une deuxième source enrichie en terres rares légères et en éléments mobiles est représentée par le manteau lithosphérique subcontinental kabyle précédemment métasomatisé durant la subduction à vergence nord de la lithosphère océanique téthysienne au Paléogène. Les magmas mafiques enrichis en LREE issues de cette source ont ensuite évolué par cristallisation fractionnée et contamination crustale pour former les roches intermédiaires et felsiques de la marge est-algérienne.

Nous proposons un modèle tectono-magmatique de rupture de slab téthysien associée à une délamination crustale au niveau des bordures des deux lithosphères continentales africaine et kabyle. Ce processus de délamination crustale conduit au charriage de la croûte continentale africaine sur le manteau lithosphérique kabyle métasomatisé. A 17 Ma, le flux thermique d'origine asthénosphérique ascendant à travers la déchirure du slab téthysien induit la fusion du manteau téthysien. Les magmas mafiques calco-calcalins moyennement potassiques subissent des échanges chimiques avec le socle africain durant leur ascension à travers celui-ci, générant les magmas intermédiaires et felsiques calco-alcalins riches en K caractérisés par une importante signature crustale.

Abstract

The Miocene igneous activity in Lesser Kabylia includes a ~130 km-long EW-trending lineament that extends along the eastern Algerian margin from Kabylie de Collo to Ouest-Edough-Cap de Fer area. It includes mostly medium-K to High-K calc-alkaline plutonic and volcanic rocks. In the studied area, these magmatic rocks crosscut and/or overlie the inner zones of the Maghrebides represented by basement and Kabylian cretaceous and Numidian flyschs nappes.

New U-Pb dating on zircons and K-Ar ages on whole rocks and separated minerals document a 17 Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism. These Upper Burdigalian ages obtained on the Bougaroun pluton are the oldest presently identified for K-rich calc-alkaline rocks in the whole 1200 km-long EW trending magmatic belt located along the Mediterranean coast of Maghreb. However, according to new K-Ar ages, magmatic activity started in Ouest Edough zone at ~16 then persisted intermittently in the two studied areas at ~15.5 Ma, 14-13 Ma and stopped at ~11 Ma, with the emplacement of mafic and felsic dykes in Kabylie de Collo. In addition, we measured older (Upper Oligocene) Ar-Ar hornblende ages of 27.0 ± 3.0 Ma and 23.3 ± 3.2 Ma on LREE-depleted gabbros outcropping at Cap Bougaroun *sensu stricto*.

According to our new geochemical and isotopic data, we distinguish two sources for magmatic rocks in the studied area: a depleted mantle source which could represent the ambient asthenosphere still not modified by the subduction processes at the time of emplacement of the Upper Oligocene LREE-depleted gabbros. The latter could be related to the Upper-Oligocene rifting before the back-arc crust formation in Algerian basin or to dyke systems or gabbroic intrusions crosscutting the stretched Kabylian continental crust. An enriched mantle source modified by a subduction component (melt or fluid) escaping from a northward-dipping subducted Tethyan oceanic lithosphere. The enriched mafic magmas are believed to come from this metasomatized mantle and are genetically related to the differentiated rocks through crystal fractionation and assimilation of large amounts of crustal lithologies, during their ascent through the African continental crust.

We propose a tectono-magmatic model involving an Early Miocene Tethyan slab breakoff combined with delamination of the edges of the African and Kabylian continental lithospheres. At 17 Ma, the asthenospheric thermal flux upwelling through the slab tear induced the thermal erosion of the Kabylian lithospheric mantle metasomatized during the previous subduction event and triggered its partial melting. We attribute the strong trace element and isotopic crustal signature of Bougaroun felsic rocks to extensive interactions between ascending mafic melts and the African crust underthrust beneath the Kabylie de Collo basement.

Avant – Propos

Ce travail a pu être réalisé grâce à une bourse du programme SPIRAL (Sismique Profonde et Investigations Régionales en Algérie) un projet de collaboration scientifique dans le domaine des sciences de la Terre, initié en 2009 entre l'Algérie, représentée par la Direction Générale de la Recherche Scientifique et du Développement Technologique (DG-RSDT), le Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG) et la Compagnie pétrolière nationale SONATRACH et la France, représentée par les universités de Bretagne Occidentale (UBO) et de Nice-Sophia Antipolis et l'institut IFREMER. Les travaux de recherches ont été financièrement soutenus par la DG-RSDT, coordonnée par le Directeur du CRAAG Monsieur Abdelkrim Yelles

Le travail de thèse s'est échelonné sur 4 ans à partir de février 2012. Un peu plus d'un tiers de cette durée (14 mois) a été passé en France sous forme de onze séjours. Les séjours en Algérie ont été consacrés aux travaux de géologie terrain avec le support financier, matériel et logistique du Laboratoire de Géodynamique, Planétologie et Géologie de l'ingénieur-FSTGAT- USTHB. Les datations K/Ar ont été réalisées par moi même sous la direction du Professeur Hervé Bellon au Laboratoire de Géochronologie, UMR 6538, Domaines Océaniques de l'Université de Bretagne Occidentale) et les datations U/Pb sur zircon ont été réalisées par Olivier Bruguier et Delphine Bosch au Laboratoire Géosciences Montpellier de l'Université de Montpelier II. Les analyses chimiques des minéraux ont été réalisées à la microsonde électronique du Centre Microsonde Ouest-(Plouzané, France). Les éléments majeurs et traces ont été déterminés par ICP-AES et /ou par ICP-MS à l'IUEM (Université de Bretagne Occidentale, Brest- France). Les mesures des rapports isotopiques du Sr et Nd ont été effectuées au Pôle de Spectrométrie Océan, Brest, France.

En parallèle à cette thèse, plusieurs travaux de recherches portant sur l'étude de la marge algérienne (on shore et offshore) sur le plan géologique, sismologique et pétrolier ont été réalisés par mes collègues thésards de la Sonatrach- Division Exploration et du CRAAG en collaboration avec la partie française.

Remerciements

Au terme de ce mémoire, fruit de dur labeur, je réalise ma reconnaissance absolue à tous les soutiens et tous les encouragements qui m'ont entourée tout au long de cette fascinante aventure scientifique et humaine et qui méritent l'expression de ma plus haute gratitude.
Je m'aperçois d'abord combien je dois à mon Directeur **Aziouz Ouabadi** de m'avoir proposé ce sujet de thèse et transmise à l'occasion son grand intérêt au magmatisme cénozoïque de la Kabylie de Collo mais aussi de tout le secteur oriental de la marge algérienne, pour avoir toujours veillé, malgré ses multiples engagements, à ce que ce travail se déroule dans les meilleures conditions. Pour ses encouragements et sa confiance sans limites je me sens très redevable : grâce à lui j'ai pu me transformer de la géologie structurale qui fût mon premier pas dans le monde de la recherche et rejoindre le noyau de géochimistes de la faculté de Géologie de l'USTHB. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

Je remercie chaleureusement mes Directeurs de thèse, **Gilles Chazot et Hervé Bellon** d'abord d'avoir accepté de diriger ce travail, pour leur confiance, leur disponibilité en dépit de leurs travaux nombreux, leur bonne humeur, leur rigueur et pour toutes les compétences scientifiques qu'ils m'ont transmises au cours de ces quatre années de travail. Je suis très reconnaissante envers Gilles Chazot pour avoir enrichi considérablement mes connaissances en géochimie au cours de discussions riches d'informations. Merci pour tous vos conseils avisés et toujours bénéfiques pour l'avancement concret du travail. Merci Professeur Bellon de m'avoir fait partager votre passion et savoir avec beaucoup de simplicité et de sincérité et permis de découvrir l'univers de la géochronologie K/Ar dans une atmosphère toujours positive et enrichissante dès ma première arrivée à Brest. Merci de m'avoir confiée la machine K/Ar et de l'avoir gardée à Brest jusqu'à la fin de la thèse. Monsieur et Madame Bellon, merci de m'avoir à chaque fois très bien accueillie chez vous.

Mes sincères remerciements s'adressent à Bernard Barbarin et Rabah Laouar d'avoir donné leur accord d'être les rapporteurs de ma thèse. Un grand merci à Michele Lustrino, Yann Roland et Nachida Abdallah d'avoir accepté d'apporter un œil critique sur ce travail en tant qu'examinateurs. J'exprime ma gratitude à Djelloul Belhai et Delphine Bosch de s'être rendus disponible afin de faire partie de ce jury de thèse.

Je remercie très particulièrement **Alain Coutelle** de m'avoir fait profiter de ses connaissances de la géodynamique maghrébine, pour son aide et ses conseils lors de nos nombreuses sessions et discussions très fructueuses et de m'avoir appris à concilier différents raisonnements scientifiques. Monsieur et Madame Coutelle, je ne vous remercierai jamais assez pour votre sympathie et votre accueil très chaleureux.

Il m'est très agréable d'exprimer mon extrême gratitude à l'égard de **René Maury** pour sa disponibilité à chaque fois qu'on faisait appel à lui et pour ses remarques averties et fructueuse. Son aide a été particulièrement précieuse pour l'interprétation et la valorisation

des résultats géochimiques. Merci de m'avoir fait profiter en toute simplicité de votre savoir acquis au cours d'une longue et riche carrière scientifique.
J'exprime mes remerciements les plus sincères à **Marie-Denise Courme-Rault** qui a généreusement accepté d'examiner les microfossiles échantillonnés au cours de ce travail et faire les déterminations. Votre contribution a été d'un grand apport dans la valorisation de mes travaux de terrain et mes interprétations des données de géochronologie.

Martial Caroff, un grand merci de m'avoir consacré un peu de votre temps précieux et d'avoir partagé votre riche savoir en pétrologie. Vos remarques très pertinentes m'ont beaucoup aidée à l'amélioration de ce travail. Merci.

Mes vifs remerciements vont à l'adresse de **Jean Fougnot** qui m'a très aimablement accueillie dans sa maison à Nancy et pour m'avoir confiée une collection importante de ses échantillons, lames minces et cahiers de terrain. Madame Fougnot merci de votre chaleureux accueil.

Ma gratitude va particulièrement à **Yelles Abdelkrim** Directeur du CRAAG pour son aide précieuse en facilitant les procédures de mes nombreux déplacements en France et pour sa grande contribution à l'aboutissement de cette thèse en mettant à ma disposition tous les moyens nécessaires.

Je remercie infiniment **Jacques Déverchère** pour l'intérêt particulier qu'il a toujours manifesté à mon travail et à son bon déroulement. Je vous remercie en particulier d'avoir donné un coup de pouce pour que je puisse présenter mes travaux à l'EGU.

Mes remerciements s'adressent à tous mes anciens collègues et directeurs hiérarchiques de mon ancienne entreprise Sonatrach. A Madjid Badsi et Rabah Bracene en particulier ainsi que toutes les personnes qui m'ont apportée de l'aide pour concilier entre mes devoirs d'ingénieur et mes travaux de recherches. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma très haute gratitude.

Avec beaucoup de respect et de modestie je reconnais que ce travail n'aurait pu aboutir sans la contribution d'un grand nombre de personnes lors de l'acquisition des données analytiques qui constituent le cœur de ma thèse. Je tiens à remercier **Pascal Tieffenbach** de l'UBO et **Jean-Pierre Oldra** de l'IUEM pour la confection et le polissage des lames minces de très bonne qualité en un temps record, **Céline Liorzou et Marie-Laure Rouget** pour les mesures à l'ICP-AES, **Claire Bassoullet** pour les analyses à l'ICP-MS de l'IUEM- Plouzané -France, **Philippe Nonnotte** pour les mesures des rapports isotopiques du strontium et du néodyme au Pôle de Spectrométrie Océan, Brest-France ; **Jean-Alix Barrat** pour les quelques analyses IC-MS supplémentaires, **Jessica Langlade** pour son encadrement sur la sonde électronique du Centre Microsonde Ouest, ifremer, Plouzané-France, **Olivier Bruguier**, **Delphine Bosch** pour les datations UPb sur zircon et **Patrick Monier** la datation Ar/Ar sur amphiboles au Laboratoire Géosciences Montpellier de l'Université de Montpelier II.

Mes sincères remerciements s'adressent au Président de l'Université de Bretagne Occidentale, Mr **Pascal Olivard**, et le Recteur de l'Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, **Pr Benali Benzaghou**, pour avoir donné leurs accords à la mise en route de cette thèse en cotutelle.

Arrivée à terme de ce travail, je ne peux cacher ma pensée douloureuse pour celle qui, trop tôt, est partie, celle qui m'a donnée la vie, était ma source inépuisable de courage et m'a toujours poussée à donner le meilleur de moi-même. T'avoir perdu en cours de la réalisation de ce travail fût de loin la pire épreuve à surmonter. Oh combien ça était difficile ! De ton vivant, tu étais l'incarnation même du courage et de la persévérance et suivre ton exemple pendant les moments difficiles fût la seule lumière qui m'a guidée à la ligne d'arrivée. Très chère Houria, qu'est ce que je n'aurais donné pour que tu sois à mes côtés à cet instant. Je ne te remercierai jamais assez ***ma maman adorée****. Repose en paix et sois fière de ton petit oiseau comme tu l'as toujours été.*

Un énorme merci s'adresse à mon très cher **papa** d'avoir toujours cru en moi, **mes frères, mes sœurs, mes nièces et neveux** d'avoir toujours été derrière moi et qui ont accepté avec sourire et compréhension mes longs moments d'absence au cours des temps durs traversés. Je vous aime tous mon adorable famille.

C'est surtout toi qui étais au cœur de cette tourmente mon cher ***Azdine****, je ne te remercierai jamais assez… Merci, merci, merci mon chéri, pour avoir toujours été là dans les moments difficiles, pour être le seul à suivre mon esprit d'aventure parfois extrême, de t'être toujours rendu disponible pour m'accompagner sur le terrain, de t'être confronté à tous ces durs gabbros et granites et réussi à les échantillonner et d'avoir été d'une patience et compréhension remarquables tout au long de la concrétisation de ce travail qui, sans toi et ton soutien, n'aurait jamais vu le jour. C'est à deux que nous l'avons réalisé. Tout ceci t'est dédié avec tout mon amour…*

Mes vifs remerciements s'adressent à ma meilleure amie **Souhila**. Merci d'avoir toujours eu les meilleurs mots pour me remettre sur les rails dans mes moments de doute. Tu es mon ange gardien.

Je tiens à exprimer mes remerciements les plus sincères à toutes les personnes qui m'ont soutenue et aidée à réaliser ce travail.

Table des matières

Introduction générale-problématique et approches méthodologiques 8

Chapitre I : Géodynamique cénozoïque de la Méditerranée occidentale 12

I-1. Introduction 14

I-2. La subduction : une force motrice principale dans les mouvements horizontaux 14

I-3. Chronique de la convergence Afrique-Eurasie 16

I-4. Ouverture des bassins arrière-arcs de la Méditerranée occidentale 16

4.1. Le bassin algérien 18

I-5. Structure profonde de la Méditerranée occidentale 20

I-6. Mise au point terminologique 23

6.1. Délamination 23

6.2. Rupture de slab 23

6.3. Détachement de slab 23

6.4. Déchirure de slab 23

I-7. Extension en bassins d'arrière-arcs et magmatisme associé 25

I-8. Le magmatisme des zones de subduction 26

I-9. Le magmatisme post-collisionnel 27

I-10. L'activité magmatique cénozoïque en Méditerranée centro-occidentale 28

Chapitre II : La chaîne alpine d'Afrique du Nord dans l'ensemble des ''Maghrébides'' : rappels sur sa structure et son magmatisme miocène 33

II-1. Le socle : géologie, structure et métamorphisme 35

1.1. Le socle kabyle 36

1.2. Le socle de Bougaroun 38

1.3. Le socle de l'Edough 39

II-2. La chaîne calcaire ou Dorsale kabyle 40

II-3. Les flyschs kabyles et leur soubassement 41

II-4. L'Oligo-Miocène kabyle (OMK) 44

II-5. Les olistostromes 44

II-6. Le Numidien 46

II-7. Miocène post-nappes de flyschs de la région de la Kabylie de Collo 48

II-8. Le magmatisme cénozoïque de la marge algérienne : marqueur de changements géodynamiques 50

8.1. Caractéristiques spatio-temporelles 50

8.2. Source des magmas calco-alcalins 52

8.3. Sources des magmas alcalins 52

Chapitre III : Données de terrain, échantillonnage nouveau et pétrographie 53

III-1. Introduction et localisation géographique 56

III-2. Le secteur de la Kabylie de Collo 57

2.1. Situation géographique-aperçu géologique 57

2.2. Travaux antérieurs et principaux résultats 58

2.3. Les roches magmatiques : échantillonnage nouveau, structures et textures 60

2-3.1. Les roches plutoniques 61

2-3.1.1. Les gabbros : Structures, textures et minéralogie 61

Affleurement du Cap Bougaroun 61

Affleurement de Mersa Dammat el Djiyed 64

Affleurement de Yaddene 66

2-3.1.2. Les granites de Bougaroun : structures, textures et minéralogie 67

2-3.2. Les roches de semi-profondeur 68

2-3.2.1. Les microgranodiorites : structures, textures et minéralogie 68

2-3.2.2. La microdiorite de Bouserdoum: structures au contact des sédiments miocènes, textures et minéralogie 70

2-3.3. Les roches volcaniques 71

2-3.3.1. La brèche volcanique du Sémaphore 71

2-3.3.2. Le complexe rhyolitique du Kef Chéraïa 72

2-3.4. Les filons : répartition spatiale, structures et minéralogie 73

III-3. Le secteur ouest Edough-Chétaïbi-Cap de Fer 75

3.1. Situation géographique et aperçu géologique 75

3.2. Etudes antérieures et principaux résultats 75

3.3. Les roches magmatiques : échantillonnage nouveau, structures et textures 76

3-3.1. Les roches plutoniques 78

3.3.1.1 Les diorites : la coupe Fontaine romaine-Mechtet Bou Gattous 78

3-3.2. Les roches de semi-profondeur 79

3-3.2.1. Les microgranodiorites : structures, textures et minéralogie 79

3-3.3. Les roches volcaniques : structures, mode de mise en place et relations avec les sédiments miocènes 84

3-3.3.1. Les dépôts pyroclastiques 84

La brèche à éléments de microgranodiorite 84

Le tuf à blocs de microgranodiorite 86

3-3.3.2. Les andésites 86

La brèche andésitique 87

3.4. Les sédiments miocènes 89

3-4.1 Description des affleurements : la coupe Cap de Fer - la Marsa 90

3-4.2. Corrélations entre les différents logs lithostratigraphiques 98

3-4.3. Liste des microfossiles et révision de l'âge de la série miocène dans le secteur Chétaïbi-Cap de Fer 100

3-4.4. Conclusion sur l'âge des terrains sédimentaires 101

Planches 102

Chapitre IV : Travaux analytiques 111

IV-1. La géochronologie isotopique 114

1. La méthode $^{40}K/^{40}Ar$ 114

1.1. Introduction 114

1.2. Principes de base de fonctionnement du chronomètre géologique K/Ar 116

1.3. La procédure analytique 117

1-3.1. Choix et préparation de l'échantillon 117

1-3.2. Dosage de l'argon par spectrométrie de masse 118

1-3.3. Dosage du potassium par spectrométrie d'absorption atomique 127

1-3.4. Calcul de l'âge 130

1-3.5. Procédure d'une mesure délicate : cad s'échantillons altérés 133

2. La méthode $^{39}Ar/^{40}Ar$ 138

2-1. Principe 138

2-2. Protocol analytique 138

Séparation, irradiation 138

Extraction, purification, analyse 139

3. La méthode U-Pb (ICP-MS) 140

3.1. Principe 140

3.2. Protocole analytique 141

3-2.1. Préparation des échantillons : broyage – tamisage 141
Séparation des minéraux 142
Déroulement d'une procédure 142
4. Notion de fermeture isotopique 142
4.1. Influence des circulations de fluides 143
4.2. Caractéristiques et températures de fermeture des minéraux analysables par les méthodes K/Ar et Ar/Ar 145
4.3. Excès, héritage et perte d'argon 146
5. Synthèse bibliographique sur l'échelle temporelle de la mise en place des plutons granitiques 147
IV-2. Microsonde électronique : analyse des phases minérales 148
IV-3. Analyse chimique sur roche totale 149
3.1. Préparation des échantillons 149
3.2. Mesure de la perte au feu 149
3.3. Eléments majeurs : analyse à l'ICP-AES 150
Principe 150
Préparation chimique : mise en solution 151
Mesure des concentrations des éléments 152
3.4. Eléments en trace : principe d'analyse par HR-ICP-MS 152
3.5. Isotopie du Sr et Nd 153

Chapitre V : Chimie des minéraux et des roches totales 155
V-1. Chimie des phases minérales 157
1.1. Les feldspaths 157
1-1.1. Aspects pétrographiques 157
1-1.2. Composition chimique 157
1-1.3. Hydrothermalisme et variations chimiques 161
1.2. Les biotites 163
1-2.1. Aspects pétrographiques 163
1-2.2. Composition chimique 163
a. Typologie 164
b. Variation chimique selon l'habitus des biotites 166
c. Conditions physiques de cristallisation : application du géothermomètre Ti-biotite 167

1.3. Les amphiboles 169
1.3.1. Aspects pétrographiques 169
1-3.2. Composition chimique 170
1-3.3 Thermobarométrie 172
a. Géobarométrie Al-hornblende 173
b. Thermométrie plagioclase-hornblende 175
1.4. Les pyroxènes 176
1-4.1. Aspects pétrographiques 176
1-4.2. Composition chimique 176
V-2. Caractérisation géochimique du magmatisme de la marge algérienne nord-orientale 177
2.1. Echantillonnage 177
2.2. Synthèse des résultats des travaux anciens 178
2.3. Présentation des données 179
2-3.1. Eléments majeurs 179
2-3.2. Eléments en trace 184
a. Les terres rares 187
b. Les spectres étendus 190
2-3.3. Les isotopes du Sr et du Nd 192
2.4. Discussion et interprétation des données 194
V-3. Conclusions 196

Chapitre VI : Géochronologie 198
VI-1. Point sur les données antérieures 199
VI-2. Présentation des données nouvelles 200
2-1. Géochronologie U/Pb sur zircon 200
2-1.1. Description des mesures et âges obtenus 200
Le granite CB 27 200
La granodiorite CB 32 202
2-1.2. Discussion des résultats 202
2-2.Géochronologie Ar/Ar 202
2-2.1. Description des mesures et âges obtenus 203
2-2.2. Discussion des résultats 203

2-3. Géochronologie K/Ar 204

2-3.1. Description des mesures et âges obtenus : critères expérimentaux de qualité : teneur en ^{36}Ar et rapports ^{40}Ar radiogénique / ^{40}Ar total 204

2-3.2 Validité des résultats de datations K/Ar 213

Comparaison des âges radiométriques K/Ar avec les âges U/Pb et Ar/Ar 213

Confrontation des âges K/Ar aux observations de terrain : secteur de la Kabylie de Collo 215

Comparaison des âges K/Ar avec les données nouvelles de micropaléontologie : secteur de Chétaïbi-Cap de Fer 218

VI-3. Interprétation globale des données de géochronologie 220

VI-4. Conclusion 224

Synthèse et conclusions générales 227

VII-1. Bref rappel sur les objectifs tracés pour la présente étude 228

VII-2. Point sur les modèles géodynamiques proposés dans la littérature 229

VII-3. Quoi de neuf dans cette étude : stratégie et principaux résultats 230

3-1. Apports des nouvelles datations ^{40}K/^{40}Ar, ^{40}Ar/^{39}Ar et U-Pb à la reconstitution de la séquence chronologique du magmatisme de la marge algérienne 231

- Les gabbros appauvris de Petite Kabylie : magmatisme précoce à l'Oligocène supérieur 231

- Début du magmatisme post-collisionnel à 17 Ma : une phase magmatique majeure sur la marge algérienne 232

- Plusieurs événements magmatiques courts et intermittents entre 16 et 11 Ma généralisés à toute la marge 232

- Contraintes apportées par les datations micropaléontologiques dans le secteur ouest Edough-Cap de Fer 233

3-2.L'activité magmatique de la marge algérienne : source(s), mécanismes de mise en place et contexte géodynamique régional 234

3-2.1. Les gabbros océaniques de Petite Kabylie : reliques probables du stade rifting précédant l'ouverture du bassi algérien 234

3-2-2.Le magmatisme post-collisionnel à partire de 17 Ma : sources et mécanisme de mise en place 236

- Les roches mafiques enrichies de la Kabylie de Collo: sources et processus pétrogénétiques 237

- Les roches intermédiaires et felsiques de la Petite Kabylie : Conséquence d'une intense contamination des magmas mafiques par la croûte africaine 238

3.3. Modèle d'évolution tectonomagmatique de la marge algérienne à partir de l'Oligocène 239

3.4. Principaux résultats et contributions aux connaissances sur la marge algérienne 240

Référnces bibliographiques 244

Annexes 267

Annexe 1 269

Annexe 2 302

Annexe 3 317

Annexe 4 324

Liste des figures

Fig. 1 : Carte tectonique de la Méditerranée montrant les principales chaînes de montagne (1), les domaines continentaux amincis (2), la croûte océanique d'âge mésozoïque (3) et la croûte océanique néogène (modifiée d'après Faccenna et *al.* (2014)).

Fig. 2 : (**a**) reconstitution du recul de front de subduction ou slab rollback depuis le début de l'Oligocène (~30 Ma) (d'après Spakman et Wortel (2004)) ; (**b**) **:** Convergence relative des deux plaques Afrique et Ibérie et (d'après van Hinsbergen et *al.* (2014)).

Fig. 3 : Schéma géodynamique simplifié montrant l'évolution des blocs AlKaPeCa et corso-sarde à l'Oligocène terminal-Miocène inférieur (a) et au Miocène supérieur (d'après Lustrino et *al.* (2011) modifiée d'après Gueguen et *al.* (1998)). Al= Microbloc Alboran ; Ka1= Grande Kabylie; Ka2= Petite Kabylie; Pe=Monts Peloritains; Ca=Calabre.

Fig. 4 : (**a**) Anomalie magnétique le long du profil N-S au large de Jijel, (**b**) modèle de vitesse final montrant les natures de croûte au large de Jijel (exagération verticale = 2). Les cercles rouges et jaunes représentent respectivement les positions des OBSs et des stations à terre utilisés dans ce modèle (d'après *Mihoubi et al.* (2014).

Fig. 5 : Coupe tomographie à travers (**a**) le détroit de Gibraltar, la mer d'Alboran et le bassin algérien et (**b**) le bassin Liguro-Provençal, la Corse, le bassin Tyrrhénien et la Calabred (d'après Spakman et Wortel (2004)).

Fig. 6 : Coupes tomographiques horizontales entre les profondeurs 60 et 700 km montrant des fragments de slab africain détachés visibles entre 200 et 300 km de profondeur sous la marge algérienne (d'après Fichtner et Villaseñor (2015)).

Fig. 7 : Illustrations schématiques (Rosenbaum et *al.,* 2008) des processus impliquant la déchirure (tearing) et/ou la rupture (breakoff) de slabs subduits. (**a**) rupture de slab lié au détachement d'un slab lithosphérique. La rupture de slab (slab breakoff) intervient généralement suite aux processus de collision et est parfois définit comme un processus de délamination post-collisionnelle. (**b**) cas d'une propagation verticale de la déchirure. (**c**) cas d'une propagation horizontale de la déchirure. (**d**) structure 3D d'une déchirure lithosphérique séparant deux segments subduits. La flèche indique la remontée de matériel asthénosphérique chaud, à l'origine du magmatisme. (**e**) cas de deux failles de déchirement (tear faults) (indiquées par les flèches double) reliant trois segments d'un système de subduction caractérisé par différentes vitesses de retrait de slab (slab rollback) (VRB (b) > VRB (a) > VRB (c)). Les triangles indiquent la vergence de la subduction et les flèches simples indiquent la direction de retrait de slab.

Fig. 8 : Diagrammes schématiques des différents scenarios de subduction continentale : Délamination - rupture de slab.

Fig. 9 : Diagramme muti-élémentaire présentant les caractéristiques en éléments en traces des OIB (Oceanic Island Basalts ; Sun et McDonough, 1989), des N-MORB (Normal Mid- Ocean Ridge Basalts ; Sun et McDonough, 1989) et des laves d'arcs (laves calco-alcalines de l'arc des Nouvelles-Hébrides, Monzier et *al.*, 1997). Normalisation au manteau primitif de Sun et McDonough (1989).

Fig. 10 : Distribution du magmatisme tertiaire de la Méditerranée centro-occidentale. Triangles: roches volcaniques et pyroclastiques; Triangles avec croix: roches volcanoclastiques; Cercles: roches plutoniques; Slashes: dykes. Modifiée d'après Carminati et *al.* (2012).

Fig. 11 : Distribution des roches ignées cénozoïques dans la péninsule italienne. Volcans actifs : V Vesuvius, E Etna, and S Stromboli; AN Anchise; CA Capraia; CB Corvara in Badia; CC Calceranica; EeR Ernicie Roccamonfina; GB Graham Banks; IUP, Province Ultra-alcaline Intramontane; LN Linosa; LQ La Queglia; MA Magnaghi; MS Marsili; PN Punta delle Pietre Nere; PI Pontine Islands; PT Pantelleria; NF Nuraxi Figus; SS Sisco, Corsica; TCL, lamprophyres Crétacés Tuscans; U Ustica; VA Vavilov; VF Val Fiscalina; WA lamprophyres Ouest Alpes. Nombres dans le petit quadrant en bas à droite: 1. Chevauchement alpin majeur, 2. Failles transformantes majeures, LAB limite lithosphère asthénosphère. Les nombres en mer tyrrhénienne correspondent aux sites d'échantillonnage ODP (Ocean Drilling Project, leg 107). Carte modifiée d'après Bell et *al.* (2013).

Fig.12 : Carte de l'orogène alpin de la Méditerranée occidentale et magmatisme associé (modifiée d'après Durand Delga et Fonboté (1980) ; Vila (1980) ; Mahdjoub et *al.* (1997) ; Maury et *al.* (2000) et El Azzouzi et *al.* (2014)).

Fig. 13 : Répartition des affleurements de la Dorsale calcaire le long de la marge algérienne (modifiée d'après Bouillin (1992)).

Fig.14 : (**a**) Schéma interprétatif de la paléogéographie des Maghrébides au Crétacé ; (**b**) Répartition des affleurements du substratum des flyschs maurétaniens en Petite Kabylie (d'après Bouillin (1979).

Fig. 15 : Paléogéographie de la chaine alpine de la Méditerranée occidentale au Jurassique supérieur (d'après Coutelle et Duée (1984) et Fourcade (1991).

Fig. 16 : Principales zones d'affleurement du Numidien en Méditerranée occidentales (d'après Parize et *al.* (1986) et Hoyez (1989)).

Fig.17 : Synthèse des caractéristiques géochimiques et chronologiques (fourchettes d'âge K-Ar) des roches magmatiques de la marge maghrébine (modifiée d'après Maury et *al.* (2000)).

1 : La Galite ; 2 : Mogods ; 3 : Nefza ; 4 : Ouest Edough-Cap de Fer ; 5 : Filfila ; 6 : Bougaroun ; 7 : Beni Toufout ; 8 : El Aouana ; 9 : Béjaïa-Amizour ; 10 : Algérois ; 11 : Cherchell ; 12 : Oranie ; 13 : Oujda ; 14 : Gourougou-Trois Fourches ; 15 : Guilliz ; 16 : Ras Tarf.

Fig. 18 : Roches magmatiques et sédiments miocènes qui leur sont associés en Petite Kabylie (NE algérien) et localisation géographique de la zone d'étude dans la Méditerranée occidentale (carte du haut). La zone encadrée correspond aux deux secteurs d'étude : **à l'Ouest :** secteur de la Kabylie de Collo ; **à l'Est** : secteur Ouest Edough-Cap de Fer.

Fig. 19 : Carte géologique de l'Algérie Nord-orientale simplifiée d'après Roubault (1934) et Vila (1980). La zone encadrée représente la région de la Kabylie de Collo-Béni Toufout-El Milia.

Fig. 20 : Carte géologique de Collo-Bougaroun modifiée d'après Roubault (1934) et Bouillin (1977), montrant la localisation des échantillons étudiés. Les échantillons en couleur jaune correspondent à la collection de Fougnot (1990). La zone encadrée représente le secteur du Cap Bougaroun *s.s.*

Fig. 21 : Géologie du secteur du Cap Bougaroun *s.s.* (**a**) Carte géologique détaillée du Cap Bougaroun *s.s* modifiée d'après Fougnot (1990) et complétée par nos observations, montrant la localisation des échantillons étudiés. (**b**) Coupe géologique montrant les relations roches mafiques et felsiques.

Fig. 22 : Carte géologique simplifiée du secteur Ouest Edough-Chétaïbi- Cap de Fer réalisée à partir des observations de terrain et de la carte de Hilly (1957) (1 : 200 000) ; Vila (1980) (1 : 500 000) et Laouar et *al.* (2005).

Fig. 23 : Vue panoramique vers le Nord de la presqu'île de Chétaïbi.

Fig. 24 : Carte du secteur de Chétaïbi indiquant la localisation des échantillons et de la coupe étudiée. La zone encadrée correspond au secteur de Chétaïbi *s.s* (fig. 26).

Fig. 25 : Coupe orientée NO-SE dans le secteur de Sidi Bou Douèche (E : 1/25 000e). La localisation de la coupe est montrée sur la figure 24.

Fig. 26 : Carte géologique du secteur de Chétaïbi indiquant la localisation des échantillons (modifiée d'après Hilly (1957) et Laouar et *al.* (2005)).

Fig. 27 : (**a**) Carte du secteur Sidi Akkacha-Cap de Fer indiquant la localisation des échantillons étudiés. **(b)** carte géologique du même secteur (modifiée d'après Hilly (1957) et nos nouvelles observations de terrain).

Fig. 28 : Panorama sur le Cap de Fer et schéma interprétatif montrant l'organisation des différents types de roches magmatiques et sédimentaires affleurant dans la zone.

Fig. 29 : Exemple de sill andésitique ayant induit un effet de recuit dans les sédiments (N37°02'42.1'' ; E007°18'48.5'').

Fig. 30 : Log lithostratigraphique 1 dans le secteur sud-est du sémaphore du Cap de Fer (voir fig. 34 pour la localisation).

Fig. 31 : Log lithostratigraphique 2 aux environs de l'abreuvoir dans le secteur du Cap de Fer (voir fig. 34 pour la localisation).

Fig. 32 : Contact entre la microgranodiorite massive et les marnes du Langhien supérieur dans le secteur de la Marsa (N37°02'30.3'' ; E007°14'23.3''). Noter le recuit des marnes.

Fig. 33 : Log lithostratigraphique 3 dans le secteur de la Marsa (voir fig. 34 pour la localisation).

Fig. 34 : Corrélation entre les trois logs lithostratigraphiques réalisés le long de la coupe Cap de Fer- La Marsa. La carte indique la localisation de chaque log.

Fig. 35 : Coupe géologique schématique dans le secteur sud-est du Cap de Fer montrant les relations entre les roches magmatiques et sédimentaires (voir fig. 27a pour localisation de la coupe).

Fig. 36 : Schéma de désintégration de ^{40}K en ^{40}Ca et ^{40}Ar (d'après Montigny (1985)). C.E : Capture électronique.

Fig. 37 : Préparation des grains et de la poudre fine à partir de l'échantillon de roche (photo H. Bellon).

Fig. 38 : Principe du spectromètre de masse pour l'analyse de gaz.

Fig. 39 : Spectromètre de masse K/Ar ; THOMPSON CAMECA type TSN 205 SE (Laboratoire Domaines Océanique- UBO) (photo H. Bellon).

Fig. 40 : Eléments de la source d'ions dans le spectromètre de masse (photos H. Bellon).

Fig. 41 : Schéma de l'appareillage utilisé en datation K/Ar.

Fig. 42 : Evolution du rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ en fonction du volume de ^{40}Ar atmosphérique introduit. Les points représentent toutes les mesures effectuées au cours de la thèse (période de trois ans).

Fig. 43 : Evolution de la valeur de pic du traceur ^{38}Ar pour l'ensemble des séries d'échantillons d'Algérie et de glauconie standard analysées sur une période de deux ans.

Fig. 44 : Schéma du dispositif analytique utilisé pour les datations Ar/Ar. Il est constitué de trois parties : i) le système de chauffage et d'extraction des gaz, ii) la ligne de purification des gaz et iii) le système d'analyse par spectrométrie de masse. D'après Enjolvy (2004).

Fig. 45 : Dispositif d'ablation laser couplé à un ICP-MS d'après Dhuime (2003). Le faisceau laser est dirigé sur l'échantillon, ce dernier est ablaté dans une cellule étanche sous pression. Une caméra permet de suivre le processus d'ablation en temps réel. L'aérosol résultant de l'ablation est transféré via un gaz de transport en direction du plasma de l'ICP-MS dans lequel les constituants sont ionisés. Depuis le plasma les ions sont extraits, et séparés par l'analyseur en fonction de leur rapport charge/masse.

Fig. 46 : Modèle thermique 2D d'un corps magmatique de 5 km d'épaisseur et 20 km de large mis en place à 15km de profondeur. La figure montre les températures en quatre zones du corps magmatique : 1 km au dessous du sommet the top center, au centre, 1 km au dessus de la base, and 1 km du bord. Le corps magmatique passe entièrement au dessous de 750°C en 500 000 ans (d'après Glazner et *al.* (2004)).

Fig. 47 : Protocole chimique pour les analyses de concentration élémentaire selon Barrat et *a l.* (1996).

Fig. 48 : Diagrammes Ab-An-Or pour les feldspaths des roches mafiques et intermédiaires de la marge orientale algérienne.

Fig. 49 : Diagrammes Ab-An-Or pour les feldspaths des roches différenciées (microgranodiorites et granitoïdes) de la marge orientale algérienne.

Fig. 50 : Images BSE (**a, d**) de l'échantillon CB 27 et (**g**) de l'échantillon VPK84 analysés à la microsonde électronique. Noter les deux composants des feldspaths (gris claire et gris foncé) et les points analysés projetés en fonction de leurs coordonnées x-y.

Cartographie chimique montrant la distribution de K_2O et Na_2O au sein des grains de feldspaths des deux échantillons CB 27 (**b, c, e f**) et VPK 84 (**h, i**).

Fig. 51 : Diagramme Ab-Or-An ($NaAlSi_3O_8$- $KaAlSi_3O_8$ - $CaAlSi_3O_8$) montrant la variation compositionnelle au sein des feldspaths dans les granitoïdes de Bougaroun. La position des points d'analyses sont projetés sur les images a, d et g.

Fig. 52 : Vues microscopiques montrant les différents habitus des biotites analysées à la microsonde électronique. (**a**) **:** en lumière polarisée analysée de la microgranodiorite de Chétaïbi (échantillon CHT 18), (**b**) **:** lumière naturelle de la granodiorite de Bougaroun (échantillon VPK84).

Fig. 53 : Typologie des biotites des roches étudiées dans le diagramme Al_{tot} vs. Mg d'après Nachit et *al.* (1985) ; les tableaux des analyses chimiques des minéraux à la microsonde électronique sont présentés en annexe 1.

Fig. 54 : (a): Position des biotites des roches étudiées dans le diagramme (FeO+MnO-10*TiO2-MgO) de Nachit, (1986) permettant de distinguer les biotites primaires magmatiques (I) et secondaires ou rééquilibrées (II).
(b) : diagramme FeO-MgO-Al_2O_3 (Abdel-Rahman, 1995). **1 :** série alcaline anorogénique, **2** : série calco-alcaline orogénique, **3** : série péralumineuse. Voir la figure 53 pour la signification des symboles.

Fig. 55 : Images BSE de l'échantillon CHT 9 (37°02'55.3" N ; 7°21' 37.4" E) analysé à la microsonde électronique. Noter les différents habitus des biotites analysées. Voir l'annexe pour les résultats d'analyses des points projetés en fonction de leurs coordonnées x-y.

Fig. 56 : Variation du rapport Ti vs Mg/(Mg+Fe) des biotites analysées dans le diagramme de Henry et *al.* (2005).

Fig. 57 : Vue microscopique en lumière naturelle du gabbro du Cap Bougaroun (échantillon CB 3 : 37° 05' 3.75" N, 6° 28' 23.81" E) montrant l'habitus des amphiboles.

Fig. 58 : Classification des amphiboles calciques ((Ca+Na)B ≥ 1,00 et CaB ≥ 1,50) selon Leake (1978 et 1997) montrant la composition des amphiboles dans les échantillons de Mersa Dammat et du Cap Bougaroun *s.s.*

Fig. 59 : Diagramme Na+KA vs. Al^{IV} pour les amphiboles étudiées. Les substitutions édénitique (variation de température) et tschermakitique (variation de pression) sont indiquées avec des flèches qui vont vers les pôles purs.

Fig. 60 : Diagramme ternaire En - Wo - Fs montrant la composition des Cpx dans les différentes roches mafiques du Cap Bougaroun *s.s* et de Mersa.

Fig. 61 : Diagramme de classification chimique Total Alcali Silica (TAS) (Le Bas et *al.,* 1986) des roches magmatiques miocènes de la province orientale de la marge algérienne. La courbe d'alcalinité en rouge sépare les domaines alcalin et sub-alcalin (Miyashiro, 1978). Les petits cercles gris représentent les échantillons du sud de l'Edough provenant de la bibliographie (Bosch et *al.,* 2014).

Fig. 62 : Diagramme K_2O versus SiO_2 (% poids) illustrant la diversité d'enrichissement en potassium du magmatisme du secteur étudié. Les lignes séparatrices des différents champs sont issues des travaux de Peccerillo et Taylor (1976).

Fig. 63 : Répartition des roches du secteur oriental de la marge algérienne dans le diagramme AFM de Irvine et Baragar (1971).

Fig. 64 : Diagrammes de Harker pour les éléments majeurs. L'indice de différenciation est SiO2. Les symboles sont les même que ceux de la figure 63.

Fig. 65 : Diagrammes d'évolution de type Harker pour les éléments en traces. L'indice de différenciation est SiO2.

Fig. 66 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (à gauche) et d'éléments traces normalisés au manteau primitif de Sun et McDonough (1989) (à droite). Les données pour les roches ultramafiques et la majorité des roches mafiques ont été acquises à l'icp-ms

Fig. 67 : Diagramme Th/Yb vs Nb/Yb de Pearce (2008) des roches mafiques et intermédiaires du secteur de Collo-Bougaroun comparées aux données de littérature : données du secteur de l'Edough d'après Bosch et *al.* (2014) et du massif de Bougaroun d'après Fourcade et *al.* (2001). Les données des N-MORB, E-MORB and OIB sont d'après Sun et McDonough (1989).

Fig. 68 : Rapports isotopiques initiaux $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs rapports isotopiques initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ pour les roches mafiques, intermédiaires et felsiques de Collo-Bougaroun comparés aux données de littérature.

Fig. 69 : Image montrant la morphologie des grains de zircon du granite CB 27.

Fig. 70 : Diagramme Concordia pour les zircons du granite CB 27.

Fig. 71 : Diagramme Concordia pour les zircons de la granodiorite CB 32.

Fig. 72 : Gauche : Variation de la teneur en ^{36}Ar en fonction de l'ordre de passage des échantillons dans les différentes séries d'analyses. Noter que le numéro de passage de chaque échantillon est mis entre parenthèse. Droite : Le pourcentage de $^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ en fonction de la teneur en K_2O dans les différents groupes d'échantillons datés dans les deux secteurs de la Kabylie de Collo et de l'Edough-Chétaïbi-Cap de Fer.

Fig. 73 : Carte d'échantillonnage montrant les nouveaux résultats de datation K/Ar sur roche totale, U/Pb sur zircon et Ar/Ar sur amphibole obtenus sur les différentes roches de la Kabylie de Collo.

Fig. 74 : Exemples de filons de dolérites recoupant diverses roches dans le Cap Bougaroun.

Fig. 75 : Comparaison entre les âges K/Ar sur roche totale des roches magmatiques et les âges micropaléontologiques des sédiments associés dans les secteurs de la Marsa et du Kef Aïn Siya.

Fig. 76 : Comparaison entre les âges K/Ar sur roche totale des roches magmatiques et les âges micropaléontologiques des sédiments associés dans les secteurs de Chétaïbi.

Fig. 77 : Tableau comparatif des données de micropaléontologie sur les échantillons sédimentaires et des datations radiométriques K/Ar sur les roches magmatiques associées dans le secteur de Chétaïbi-Cap de Fer. Noter que les zones sont d'après Blow (1969) et la charte stratigraphique est celle de Ferrandini et *al*. (2003).

Fig. 78 : Récapitulatif des données nouvelles K/Ar dans les deux secteurs étudiés de la Kabylie de Collo et de l'Ouest Edough-Cap de Fer comparées aux âges Ar/Ar et U/Pb.

Fig. 79 : Coupe schématique illustrant les positions possibles des sources mantellique et/ou crustale du magmatisme de la Kabylie de Collo à 30-24 Ma (**A**) et à 17 Ma (**B**), modifiée d'après Abbassene et *al.* (2016).

Introduction générale-problématique et approches méthodologiques

L'évolution géodynamique de la Méditerranée centro-occidentale au cours du Cénozoïque résulte des mouvements relatifs des trois plaques Afrique, Europe et Adriatique ainsi que d'un certain nombre de microblocs continentaux, océaniques et transitionnels. Le développement des différents bassins méditerranéens a eu lieu dans un contexte de convergence relative de l'Afrique et de l'Europe. **L'activité magmatique** enregistrée en Méditerranée centro-occidentale à partir de 30 Ma est étroitement liée à la formation de l'espace méditerranéen actuel. En effet, cette activité a accompagné le rifting puis l'ouverture des bassins liguro-provençal, algérien, sardo-baléarique, tyrrhénien et d'Alboran.

Ces dernières années, de nombreux auteurs ont tenté d'exploiter les masses importantes de données chronologiques, pétrologiques, géochimiques et isotopiques disponibles sur le magmatisme de la Méditerranée occidentale dans le but de proposer des modèles d'évolution en tenant compte à la fois de la géochimie des magmas et des données d'autres disciplines (Lustrino *et al.*, 2011 ; Carminati *et al.*, 2012 ; El Azzouzi et *al.*, 2014).

Au nord-ouest de l'Afrique, l'activité magmatique d'âge cénozoïque s'exprime majoritairement le long de la marge méditerranéenne du Maghreb sous forme de complexes volcano-plutoniques dispersés qui **recoupent les empilements de nappes de socle et de flyschs (cas des granitoïdes de la Kabylie de Collo, du Cap de Fer et de l'Algérois), et les nappes telliennes (massifs de Béjaïa-Amizour et d'El Aouana)**. Cette activité éruptive est marquée par la mise en place d'un magmatisme calco-alcalin dit ''orogénique'' d'âge essentiellement miocène, relayé ultérieurement par un volcanisme alcalin intraplaque d'âge miocène supérieur à plio-quaternaire. Cette évolution s'effectue de manière progressive par l'émission de laves dites ''transitionnelles'' aux extrémités de la chaîne magmatique. (Louni-Hacini et *al.,* 1995 ; El Bakkali et *al.,* 1998 ; El Azzouzi et *al.,* 1999 ; Maury et *al.,* 2000 ; Coulon et *al.,* 2002 ; Duggen et *al.,* 2005).

Le contexte géologique, les âges ainsi que les caractéristiques pétrologiques et géochimiques de ces produits magmatiques sont typiques d'**un magmatisme post-collisionnel**. L'origine de leur signature calco-alcaline est généralement attribuée au métasomatisme du manteau par des fluides lors d'un événement de subduction antérieure**.** Cependant, **les processus tectoniques post-collisionnels responsables de la remobilisation de ce manteau enrichi par la subduction demeurent toujours un sujet de débat.** En effet, **des processus de retrait de slab (slab rollback) et/ou de détachement de slab et/ou de délamination lithosphérique**

sont évoqués (Harris et *al.,* 1986; Pearce et *al.*, 1990; Mahéo et *al.*, 2002; Chung et *al.*, 2005; Duggen et *al.*, 2005). **Dans le cas de la chaîne magmatique des Maghrébides, la nature de ces processus complexes de même que la position et l'origine des magmas mantelliques et/ou crustaux sont largement débattus** (Maury et *al.*, 2000; Lustrino et *al.*, 2011; Carminati et *al.*, 2012).

A l'heure actuelle, le modèle le plus fréquemment retenu est le modèle de ''slab breakoff'' de Carminati et *al.* (1998 a et b) adapté au magmatisme de la marge algérienne par Maury et *al.* (2000), Fourcade et *al.* (2001) et Coulon et *al.* (2002) afin d'expliquer sa signature calco-alcaline riche en potassium. D'autre part, l'étude structurale menée en Kabylie de Collo par Bouillin (1971) a mis en évidence, notamment par la fenêtre des Beni Toufout, que la source du magmatisme de l'Algérie se situe dans le manteau lithosphérique sous-jacent à la marge africaine.

Plusieurs aspects du modèle 2D de Maury et *al.* (2000) sont cependant à réexaminer afin de répondre aux questions suivantes :

- Quelles sont la nature et la position de la ou des source(s) mantelliques et/ou crustales à l'origine du magmatisme de la marge algérienne ? Comment pourrait-on caractériser la source mantellique des magmas mafiques, qui auraient par la suite subi une importante contamination crustale lors de la genèse des magmas intermédiaires et felsiques dérivés (Ouabadi, 1994) ?
- Comment métasomatiser le manteau lithosphérique actuellement localisé sous la marge continentale africaine et qui constituerait la source principale de ce magmatisme (Fourcade et *al.,* 2001) lors d'une subduction à vergence nord de la Téthys maghrébine, ce qui situerait la source mantellique métasomatisée initialement au nord de cette marge continentale (Maury et *al.,* 2000) ?
- Quels seraient les mécanismes à l'origine de la fusion de cette source mantellique lithosphérique située sous la marge africaine en régime post-collisionnel ?

L'étude présentée dans cette thèse vise à examiner ces différentes questions, en se basant sur l'étude des roches magmatiques du secteur oriental (Petite Kabylie) de la marge algérienne. Elle propose d'intégrer les particularités géologiques, géochimiques et chronologiques des produits magmatiques étudiés dans un schéma d'évolution géodynamique de la marge algérienne de la Méditerranée, qui tienne également compte non seulement des résultats

tomographiques (Fichtner et Villaseñor, 2015) et des reconstitutions cinématiques (van Hinsbergen et *al.*, 2014) récemment publiés, mais aussi des données géophysiques nouvelles acquises dans le cadre du projet algéro-français SPIRAL (Sismique Profonde et Investigations Régionales en Algérie, 2009). En effet, le traitement et l'analyse de nouvelles données de sismique profonde grand-angle et multitrace acquises dans le cadre de ce projet ont notamment permis de déterminer la structure crustale du bassin algérien et de sa marge sud.

La finalité de notre travail est de retracer le schéma d'évolution tectono-magmatique ayant structuré cette partie de la marge algérienne depuis le Miocène inférieur tout en précisant le contexte et la signification géodynamique de son activité magmatique dans le cadre de la convergence des plaques Afrique-Europe. Pour ce faire, plusieurs approches méthodologiques ont été adoptées, visant à exploiter (1) les nouvelles données de géologie de terrain et les résultats d'une campagne d'échantillonnage ciblant notamment les roches mafiques non ou peu modifiées par la contamination crustale, (2) de nouvelles analyses minéralogiques, chimiques des éléments majeurs et en traces ainsi que des compositions isotopiques du Sr et du Nd de ces roches, et enfin (3) des datations micropaléontologiques et radiométriques basées sur les différentes méthodes K-Ar, Ar-Ar et U-Pb.

Organisation du manuscrit

Ce mémoire se subdivise en trois parties principales dont chacune comporte des chapitres thématiques.

La **première partie** fait un bilan des connaissances existantes sur le contexte géologique de la Méditerranée occidentale et du domaine des Maghrébides. Le C**hapitre I** présente une synthèse des reconstitutions cinématiques à l'échelle de La Méditerranée centro-occidentale au cours du Cénozoïque, décrit l'ensemble de la chaîne magmatique cénozoïque périméditerranéenne et la replace dans son contexte géologique et tectonique. Le **Chapitre II** est consacré au domaine des Maghrébides. Il décrit les différentes unités de cette chaîne alpine d'Afrique du Nord, en la replaçant dans son contexte géologique et dresse l'état des connaissances sur l'activité magmatique qu'a enregistré cette chaîne durant le Miocène.

La **deuxième partie** expose l'ensemble des données et résultats acquis par les différentes méthodes utilisées dans le cadre de cette thèse. Le **Chapitre III** présente les travaux de géologie de terrain dans les deux secteurs de la Kabylie de Collo et de l'Ouest Edough-Cap de Fer. Il vise à décrire les structures des roches magmatiques et leurs relations géométriques

avec les terrains sédimentaires. Le **Chapitre IV** passe en revue les différentes méthodes et moyens analytiques adoptés dans cette thèse. Le **Chapitre V** décrit les nouvelles données minéralogiques, géochimiques et isotopiques acquises notamment sur les roches mafiques au cours de cette étude. Une discussion sur les modèles pétrogénétiques à l'origine des roches mafiques, intermédiaires et felsiques replacés dans le contexte tectono-magmatique de la marge algérienne est présentée, à l'issue de ce chapitre, sous forme d'un article publié dans la revue Tectonophysics en 2016. Le **Chapitre VI** est dédié à la géochronologie. Il rapporte l'ensemble des nouvelles données radiométriques acquise par différentes méthodes ($^{40}K/^{40}Ar$, U/Pb et $^{40}Ar/^{39}Ar$) sur les roches magmatiques et micropaléontologiques sur les séries sédimentaires à leur contact. Ce chapitre a également pour objet de mettre en avant l'apport des datations nouvelles à la reconstitution de la séquence chronologique de mise en place du magmatisme le long de la marge algérienne.

La **troisième partie** du manuscrit est une synthèse des résultats obtenus, ayant conduit à l'élaboration d'un modèle d'évolution tectono-magmatique de cette partie de la marge algérienne au cours du Miocène. Cette partie se focalise sur les discussions et réponses clés apportées à la problématique définie pour ce travail.

Chapitre I : Géodynamique cénozoïque de la Méditerranée occidentale

SOMMAIRE

I-1. Introduction
I-2. La subduction : une force motrice principale dans les mouvements horizontaux
I-3. Chronique de la convergence Afrique-Eurasie
I-4. Ouverture des bassins arrière-arcs de la Méditerranée occidentale
4.1. Le bassin algérien

I-5. Structure profonde de la Méditerranée occidentale

I-6. Mise au point terminologique
6.1. Délamination
6.2. Rupture de slab
6.3. Détachement de slab
6.4. Déchirure de slab

I-7. Extension en bassins d'arrière-arcs et magmatisme associé
I-8. Le magmatisme des zones de subduction
I-9. Le magmatisme post-collisionnel
I-10. L'activité magmatique cénozoïque en Méditerranée centro-occidentale

I-1. Introduction

La Méditerranée offre une opportunité certaine pour l'étude des forces profondes induites par la dynamique mantellique et qui sont à l'origine à la fois de la formation des chaînes orogéniques (ex. les Alpes, la Cordillère bético-rifaine, les Maghrébides et les Apennins) et de l'ouverture des bassins méditerranéens. La dynamique lithosphérique en Méditerranée centro-occidentale serait essentiellement régie par le processus de recul de slab (Réhault et *al.,* 1984 ; Royden, 1993a ; Lonergan et White, 1997) et la convergence des deux plaques Afrique et Eurasie.

Durant les cinq dernières décennies, plusieurs reconstructions cinématiques ont été proposées pour décrire l'évolution tectonique complexe de la Méditerranée (Biju-Duval et *al.,* 1977 ; Dercourt et *al.,* 1986 ; Ricou et *al.,* 1986 ; Savostin et *al.,* 1986 ; Dewey et *al.,* 1989 ; Faccenna et *al.,* 1997 ; Gueguen et *al.,* 1998 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Wortel et Spakman, 2000 ; Rosenbaum et *al.,* 2002a ; Handy et *al.,* 2010 ; Carminati et *al.,* 2012). Si l'évolution au cours du Crétacé reste encore controversée (Rosenbaum et *al.,* 2002a ; Handy et *al.,* 2010), l'histoire tertiaire de la Méditerranée est assez bien contrainte par les différents auteurs (Dewey et *al.,* 1989; Jolivet et Faccenna, 2000; Rosenbaum et *al.,* 2002a, b). La configuration actuelle de la Méditerranée est le résultat du mouvement relatif des plaques Afrique, Eurasie et autres microplaques qui se traduit par la surrection des chaînes alpines suivie de la formation des bassins méditerranéens en contexte d'arrière-arc.

I-2. La subduction : une force motrice principale dans les mouvements horizontaux

Les données géologiques (ex. géochimie des produits magmatiques, unités UHP (ultra-haute pression) exhumées) et géophysiques (tomographie sismique) ont permis de définir une zone de subduction à vergence nord en Méditerranée centro-occidentale. En effet, les auteurs interprètent les vitesses sismiques élevées enregistrées dans le manteau sous-méditerranéen comme le reste de slabs lithosphériques subduits (Carminati et *al.,* 1998a et b ; Wortel et Spakman, 2000 ; Faccenna et *al.,* 2003 ; Jolivet et Brun, 2010). La zone de subduction ouest méditerranéenne s'étend sur 1500 km depuis le Nord des Apennins jusqu'au Sud de l'Espagne en passant par les arcs de la Calabre et de Gibraltar (fig. 1).

L'évolution de cette zone de subduction a connu deux stades principaux : une première phase orogénique alpine au Crétacé supérieur, suivie à partir de 35-30 Ma par un retrait de slab.

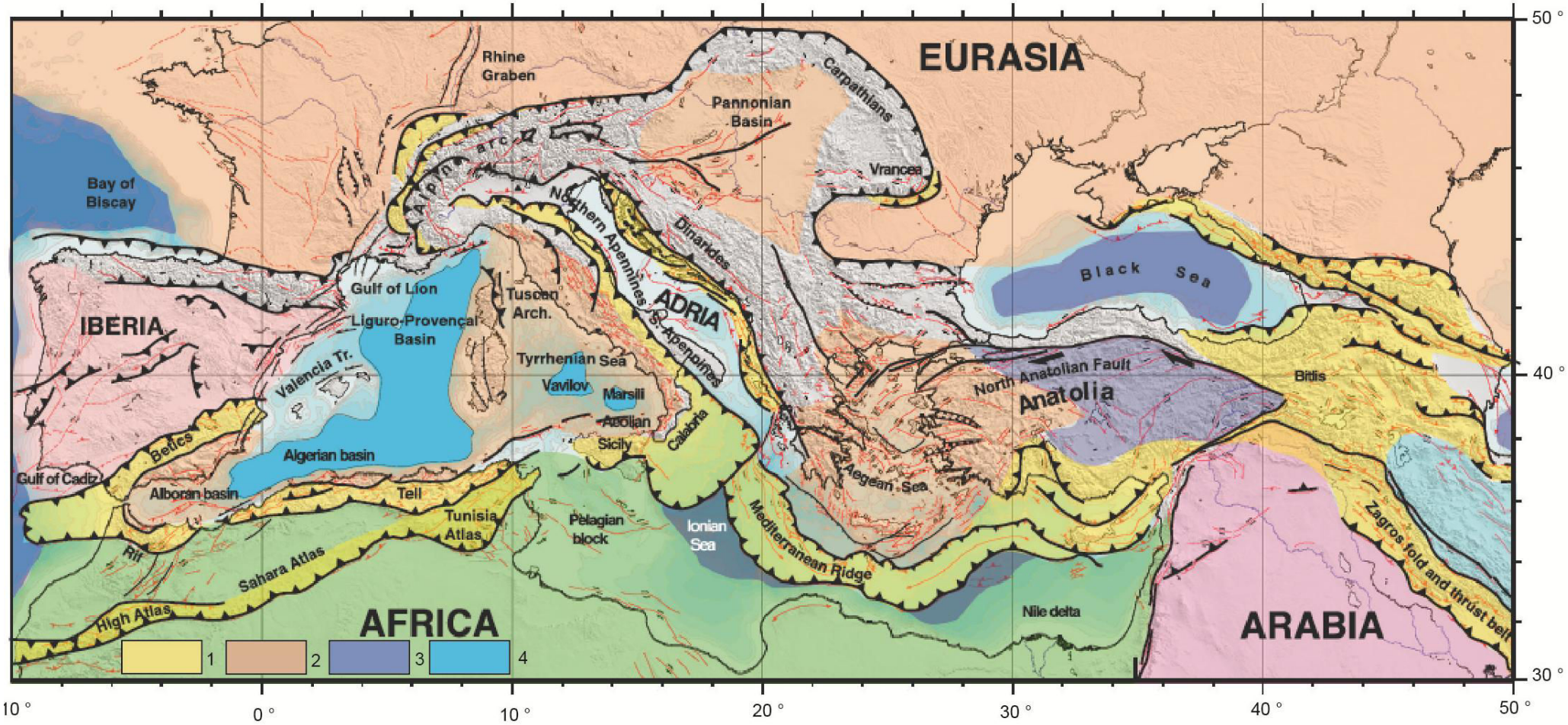


Fig. 1 : Carte tectonique de la Méditerranée montrant les principales chaînes de montagne (1), les domaines continentaux amincis (2), la croûte océanique d'âge mésozoïque (3) et la croûte océanique néogène (modifiée d'après Faccenna et *al*. (2014)).

Le retrait de slab vers le Sud est à l'origine de la fragmentation de la zone de subduction en trois segments qui ont continué de reculer indépendamment vers l'Est pour le slab calabro-apennin, vers le Sud pour le slab hellénique et vers l'Ouest pour le slab bétique (Faccenna et *al.,* 2004). Le retrait du slab dessine une rotation horaire dans sa partie occidentale (Baléares, bassin algérien) et une rotation antihoraire dans sa partie orientale (bloc corso-sarde, Mer Tyrrhénienne) (fig. 2a). Plus de 800 km de subduction sont dus au retrait du panneau plongeant (fig. 2b) qui conduit à l'ouverture des bassins arrière-arcs (Faccenna et *al.,* 1997; Gueguen et *al.,* 1997). et une extension en bassins arrière-arcs (Réhault et *al.,* 1984 ; Royden, 1993a ; Lonergan et White, 1997 ; Jolivet et Faccenna, 2000).

I-3. Chronique de la convergence Afrique-Eurasie

La convergence des deux plaques Afrique et Eurasie initiée vers 92 Ma (Dewey et *al.,* 1989) et entre 120 et 83 Ma (Rausenbaum et *al.,* 2002a), engendre des mouvements horizontaux et verticaux qui sont eux-mêmes contrôlés par des processus profonds comme la subduction, la collision continentale et les processus mantelliques associés. Ces processus profonds ont façonné l'image actuelle du domaine méditerranéen constitué de domaines continentaux épaissis (chaîne alpine *s.l*, Pyrénées), amincis (Mer Tyrrhénienne et Mer d'Alboran) et de domaines océaniques (bassin liguro-provençal, algérien ; fig. 1).

En Méditerranée centro-occidentale, la convergence conduit à l'édification de deux ceintures majeures (Dercourt *et al.*, 1986 ; Dewey *et al.*, 1989) : 1) les Alpes-Bétiques sur la bordure septentrionale de la Méditerranée actuelle, et 2) les Apennins-Maghrébides sur sa bordure méridionale. L'édification de ces deux chaînes s'est effectuée de façon diachrone au cours du Cénozoïque : la chaîne alpine *s.l.* débute sa phase de subduction dès le Crétacé inférieur alors que la chaîne apennine *s.l.* n'entame sa subduction que lorsque la première a atteint déjà le stade de la collision (~45-50 Ma).

I-4. Ouverture des bassins arrière-arcs de la Méditerranée occidentale

Selon un schéma inspiré du modèle des arcs insulaires, de nombreux auteurs s'accordent sur le fait que la formation des bassins ouest-méditerranéen soit interprétée comme le résultat du recul du front de subduction téthysienne survenu depuis le début de l'Oligocène (Dewey *et al.*, 1989; Réhault *et al.*, 1984 ; Lonergan et White, 1997 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Rosenbaum *et al.*, 2002a ; Schettino et Turco, 2006 ; Jolivet *et al.*, 2009 ; Frizon de Lamotte *et al.*, 2011 ; Schettino et Turco, 2011). Ce retrait de slab traduit un changement notable de la

cinématique à l'Eocène terminal (30-35 Ma), lorsque la vitesse du mouvement absolu de l'Afrique se réduit de moitié au moment de la collision des deux plaques (Jolivet et Faccenna, 2000).

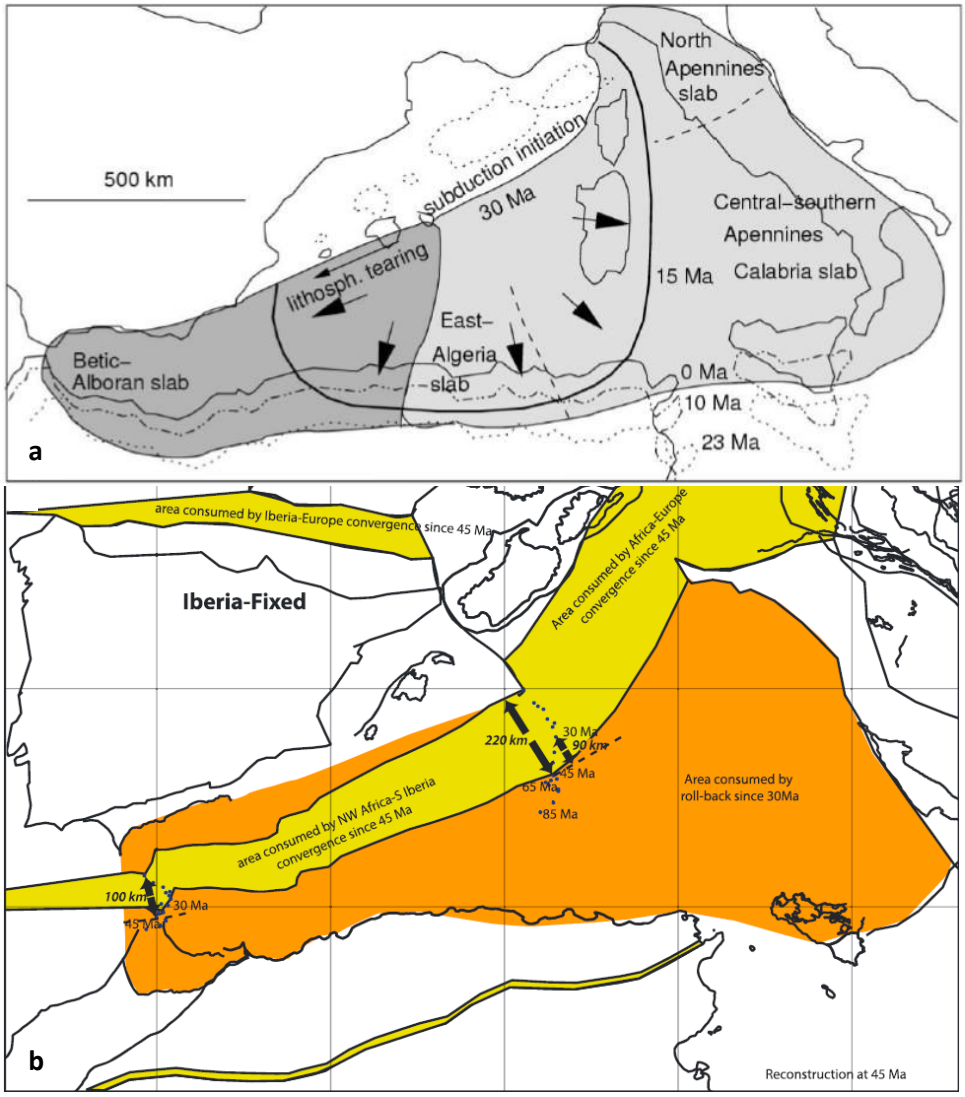


Fig. 2 : (a) Reconstitution du recul de front de subduction ou slab rollback depuis le début de l'Oligocène (~30 Ma) (d'après Spakman et Wortel (2004)) ; **(b) :** Convergence relative des deux plaques Afrique et Ibérie (d'après van Hinsbergen et *al.* (2014)).

Avec le début de retrait de slab téthysien globalement vers le Sud, le bloc AlKaPeCa formé par les microplaques d'Alboran, du massif des Kabylies, des monts Peloritains et de Calabre (Bouillin *et al.*, 1986), se fragmente et les microblocs migrent depuis leur position initiale vers le Sud-Est pour les microblocs kabyles et calabro-péloritains et vers les Sud-Ouest pour le microbloc alboran (fig. 3a). La dispersion et la dérive des microblocs d'AlKaPeCa conduit à

leurs collisions respectivement avec l'Ibérie pour le bloc Alboran, le Nord de l'Afrique pour les Kabylies et la plaque adriatique pour les blocs calabro-péloritains (fig. 3b). À l'Oligocène supérieur, la phase de rifting s'initie dans le Golfe du Lion et le bassin de Valence mais cesse au début du Burdigalien avant d'atteindre l'océanisation (Faccenna et *al.,* 2001 ; Rosenbaum et *al.,* 2002a).

L'ouverture du bassin liguro-provençal, accompagnée de la rotation antihoraire de 45°-60° entre 20.5 et 15 Ma (Gattacceca et *al.,* 2007) des microblocs corso-sarde, s'effectue en deux stades : un stade de rifting continental entre 30-21 Ma et un stade d'accrétion océanique entre 21-16 Ma (Rollet et *al.,* 2002).

Le premier stade d'ouverture du bassin tyrrhénien (~10-5 Ma) est marqué par le rifting continental dans la partie sud du bassin; le second stade (~5-1 Ma) est marqué par l'accrétion d'une croûte océanique (Rosenbaum et Lister, 2004).

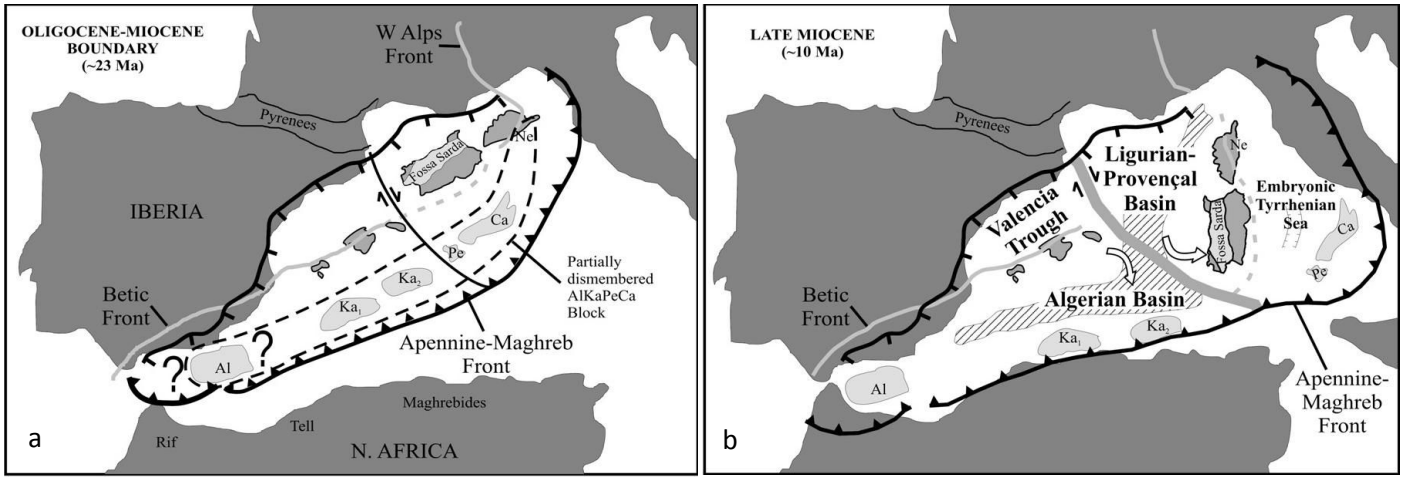


Fig. 3 : Schéma géodynamique simplifié montrant l'évolution des blocs AlKaPeCa et corso-sarde à l'Oligocène terminal-Miocène inférieur (a) et au Miocène supérieur (d'après Lustrino et *al.* (2011) modifiée d'après Gueguen et *al.* (1998)). Al= Microbloc Alboran ; Ka1= Grande Kabylie; Ka2= Petite Kabylie; Pe=Monts Peloritains; Ca=Calabre.

4.1. Le bassin algérien

L'ouverture du bassin algérien, accompagnée de la migration vers le Sud-Est des blocs kabyles et calabrais, reste toujours un sujet de débat : en effet, les données de la littérature ne proposent pas encore de schéma précis pour l'ouverture de cette partie du bassin ouest-méditerranéen. Mauffret et *al.* (2004, 2007) proposent, sur la base d'observations géomorphologiques, une ouverture diachrone du Nord au Sud, avec une séparation de la Petite Kabylie du bloc Baléares (non réellement prouvée) entre 23 et 16 Ma. L'âge de 16 Ma

marque la fin de la phase 1 et l'ouverture du bassin, avec la formation de la marge de Petite Kabylie.

D'autres modèles, notamment celui de Schettino et Turco (2006), certes toujours mal contraints et discutables, estiment que cette partie du bassin (et donc la marge de Petite Kabylie) se forme plus tôt (entre 30 Ma et 26 Ma), à la suite immédiate de l'ouverture du bassin liguro-provençal et comme un prolongement de celui-ci vers le Sud, au fur et à mesure du slab rollback. Pour l'heure actuelle, il n'existe pas de modèles mieux argumentés pour cette ouverture, mais d'après une étude sismo-stratigraphique du bassin de Jijel considéré comme une extension du bassin algérien (Arab et *al.,* sous press), des séries pré-messiniennes épaisses ont été identifiées sur le pied de marge, avec une partie synrift (unité PMSU-1) équivalente de l'Oligo-Miocène kabyle (OMK), avec des âges entre 24 et 18 Ma, et une partie post-rift + nappes (unités PMSU-2 et PMSU-3), à partir de 18 Ma (stade océanisation), confirmant l'interprétation proposée par Mihoubi et *al.* (2014) pour la structure crustale du bassin algérien au large de Jiel (Petite Kabylie). Ces auteurs se sont basés sur des données de sismique 2D de la compagnie pétrolière Sonatrach + sismique grand angle acquise dans le cadre du projet SPIRAL. Leur modèle de vitesse a permis pour la première fois de fournir une image bien contrainte de la structure profonde du bassin algérien où les caractères suivants sont relevés (fig. 4a et b) :

- Les niveaux sédimentaires présentent un épaississement du Nord (3.8 km d'épaisseur) vers le Sud du bassin où ils peuvent atteindre 5 km d'épaisseur au pied de la marge ;
- A environ 70 km au Nord de l'actuelle marge, dans la partie profonde du bassin algérien, la croûte est de type océanique (4.5 km d'épaisseur) ;
- A environ 20-25 km de la marge actuelle, la croûte continentale montre un caractère très étiré.

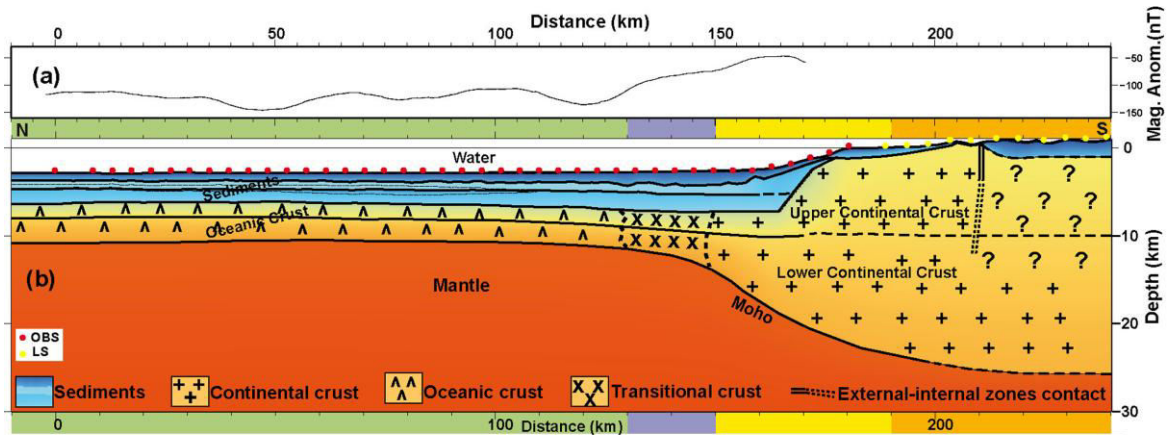


Fig. 4 : (a) Anomalie magnétique le long du profil N-S au large de Jijel, (b) modèle de vitesse final montrant les natures de croûte au large de Jijel (exagération verticale = 2). Les cercles rouges et jaunes représentent respectivement les positions des OBSs et des stations à terre utilisés dans ce modèle (d'après Mihoubi et *al.* (2014)).

I-5. Structure profonde de la Méditerranée occidentale

Le début des années 90 a vu l'application des méthodes de tomographie sismique comme outil d'exploration des structures profondes de la Méditerranée. Ces méthodes basées sur l'étude des anomalies de vitesse de propagation d'ondes P et S ont mis en évidence des anomalies de vitesse positives dans le manteau (anomalie bleue sur la Figure 5a et b) liées à la présence de matériel plus dense, interprétées comme la trace d'une lithosphère océanique mésozoïque subduite sous la Méditerranée occidentale (Spakman, 1986 ; Carminati et *al.,* 1998a et b; Gutscher et *al.,* 2002 ; Piromallo et Morelli, 2003 ; Faccenna et *al.,* 2004 ; Spakman et Wortel, 2004). La figure 5a et b permet d'imager deux morceaux de slab à pendages opposés, Est sous la Mer d'Alboran et Ouest sous la mer tyrrhénienne.

L'image sismique profonde montre aussi que ces panneaux lithosphériques subduits stagnent ''horizontalement" à 640 km de profondeur ce qui constitue un argument de plus en faveur du modèle d'ouverture des bassins méditerranéens par mécanisme de retrait de slab (ou slab roll-back) (Spakman et Wortel, 2004). En effet, ces auteurs ont montré que le retrait d'un slab est suivi par l'aplatissement de celui-ci à la transition manteau supérieur/manteau inférieur (~640 km) ce qui semble bien être observé sous la Méditerranée occidentale.

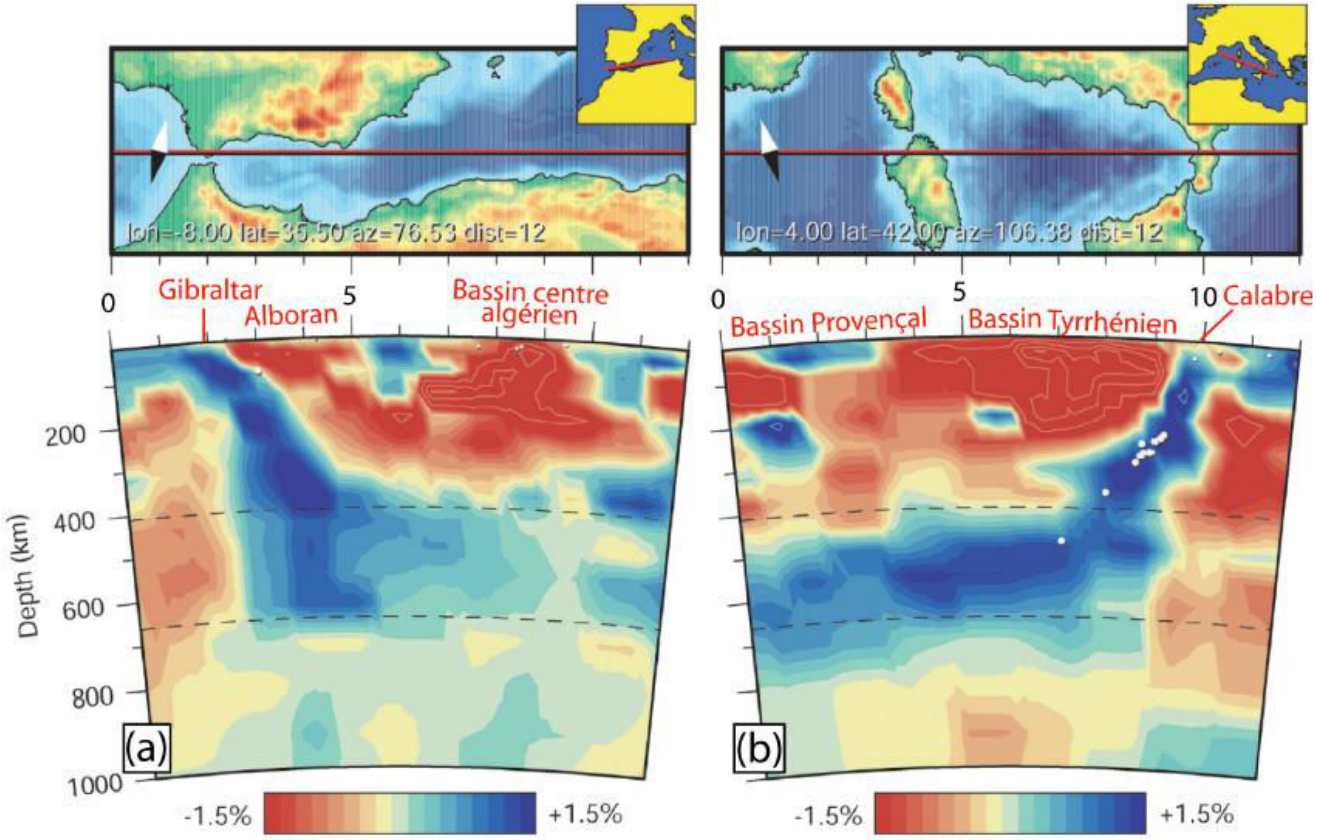


Fig. 5 : Coupe tomographie à travers (a) le détroit de Gibraltar, la mer d'Alboran et le bassin algérien et (b) le bassin Liguro-Provençal, la Corse, le bassin Tyrrhénien et la Calabre (d'après Spakman et Wortel (2004)).

L'étude très récente de Fichtner et Villaseñor (2015) a permis de mettre en évidence pour la première fois, des segments de slab océanique téthysien à des profondeurs comprises entre 200 et 300 km présents sous la marge algérienne centro-orientale (fig. 6). En effet, ces auteurs montrent que contrairement au slab alboran visible à partir de 60 km de profondeur, le slab africain n'est visible qu'à partir de profondeurs >150 km ce qui pourrait indiquer le détachement de ce slab déjà évoqué pour expliquer les particularités géochimiques et chronologiques du magmatisme nord-africain (Maury et *al.*, 2000 ; Coulon et *al.*, 2002). Selon les plus récentes reconstructions tectoniques de la Méditerranée occidentale (Faccenna et *al.*, 2014), ces anomalies de vitesse positives sous la marge algérienne pourraient représenter des fragments du slab dont le retrait suivi de l'extension arrière-arc serait responsable de l'ouverture du bassin liguro-provençal.

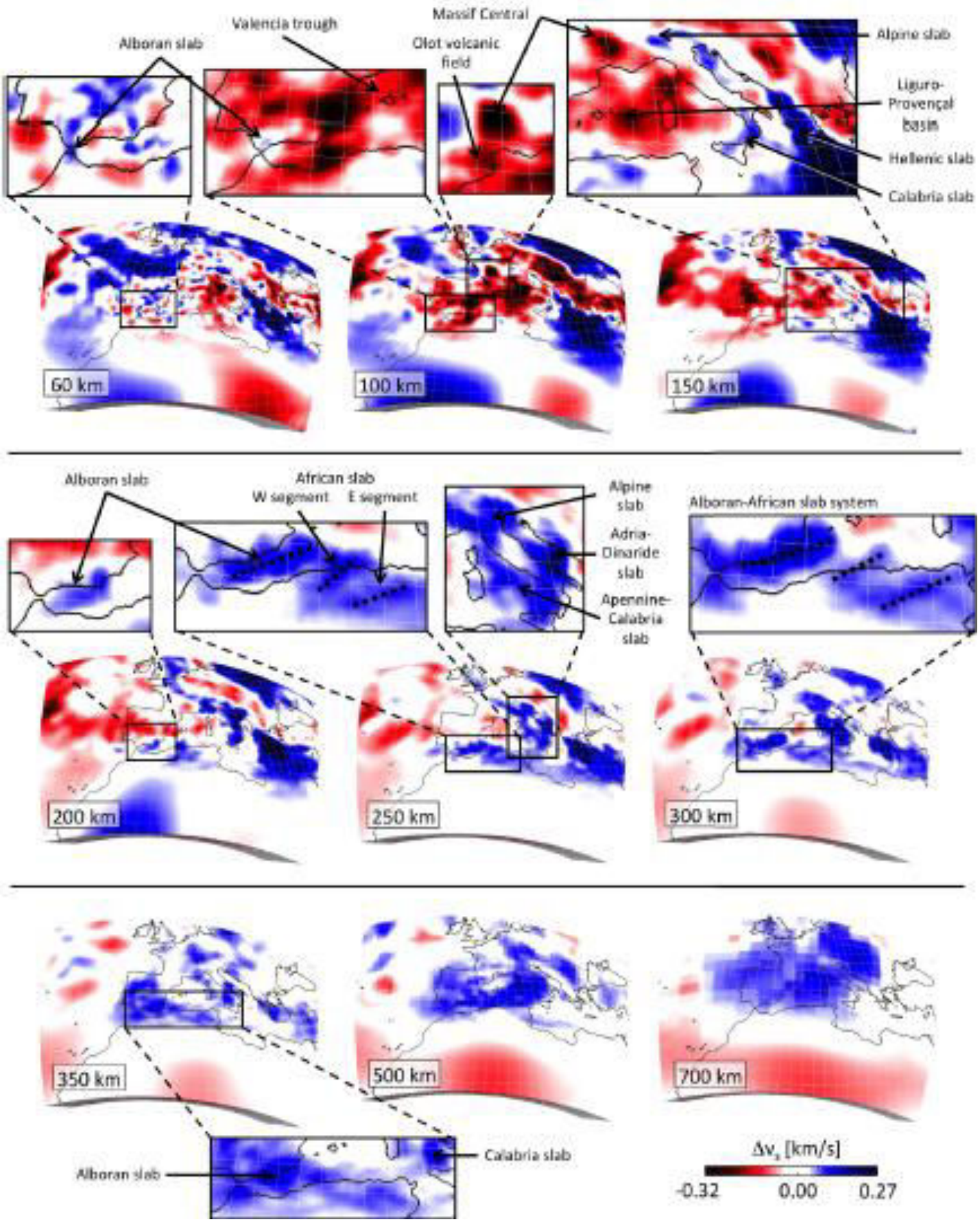


Fig. 6 : Coupes tomographiques horizontales entre les profondeurs 60 et 700 km montrant des fragments de slab africain détachés visibles entre 200 et 300 km de profondeur sous la marge algérienne (d'après Fichtner et Villaseñor (2015)).

I-6. Mise au point terminologique

Les termes délamination (en anglais delamination), détachement de slab (slab detachment), rupture de slab (slab beakoff), déchirure de slab (slab tearing), et retrait de slab (slab rollback) sont les principaux processus profonds qui ont conduit au passage rapide du contexte de compression à un régime de distension généralisée en Méditerranée à partir de 30 Ma.

Compte tenu du rôle primordial joué par tous ces processus profonds dans l'histoire cénozoïque des orogènes alpins et bassins méditerranéens, il est nécessaire de les définir brièvement :

6.1. Délamination

La délamination est le processus à travers lequel le manteau lithosphérique plus froid et plus dense est désolidarisé de la croûte continentale sus-jacente et plonge par la suite de façon verticale dans l'asthénosphère (Bird, 1979).

6.2. Rupture de slab

Alors que le processus de délamination n'est pas restreint uniquement aux zones de subduction, la rupture et le plongement d'un slab lithosphérique subduit est généralement appelé rupture de slab (slab breakoff) (Von Blanckenburg et Davies, 1995).

6.3. Détachement de slab

Le terme de détachement de slab est pour certains auteurs synonyme de rupture de slab (slab breakoff) (Gerya et *al.,* 2004) mais il est communément définit comme le processus qui conduit à la rupture de slab (slab breakoff) par la propagation latérale d'une déchirure horizontale (Wortel et Spakman, 2000).

6.4. Déchirure de slab

La déchirure de slab (slab tearing) est définit dans la littérature comme le processus de propagation de la déchirure dans un slab. La déchirure peut être verticale (fig. 7b) ou horizontale (fig. 7c). Le processus de déchirure de slab tel que décrit dans Rosenbaum et *al.* (2008) est associé à des déchirures verticales qui se propagent le long de failles de type STEP faults (Subduction Transform Edge Propagator (Govers et Wortel, 2005).

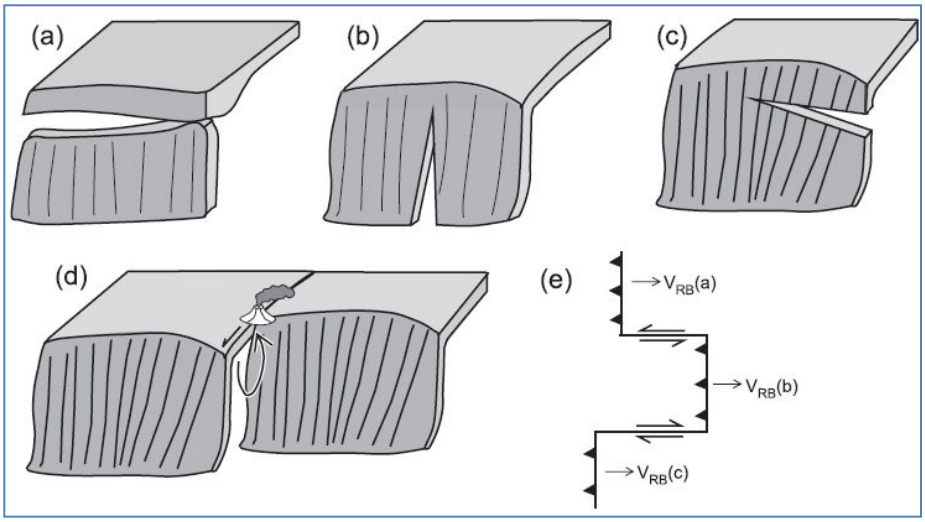


Fig. 7 : Illustrations schématiques (Rosenbaum et *al.,* 2008) des processus impliquant la déchirure (tearing) et/ou la rupture (breakoff) de slabs subduits. (a) rupture de slab lié au détachement d'un slab lithosphérique. La rupture de slab (slab breakoff) intervient généralement suite aux processus de collision et est parfois définit comme un processus de délamination post-collisionnelle. (b) cas d'une propagation verticale de la déchirure. (c) cas d'une propagation horizontale de la déchirure. (d) structure 3D d'une déchirure lithosphérique séparant deux segments subduits. La flèche indique la remontée de matériel asthénosphérique chaud, à l'origine du magmatisme. (e) cas de deux failles de déchirement (tear faults) (indiquées par les flèches double) reliant trois segments d'un système de subduction caractérisé par différentes vitesses de retrait de slab (slab rollback) (VRB (b) > VRB (a) > VRB (c)). Les triangles indiquent la vergence de la subduction et les flèches simples indiquent la direction de retrait de slab.

L'arrivée de la lithosphère continentale dans une zone de subduction induit un changement drastique dans la dynamique du système convergent. Le passage de la subduction océanique à la collision continentale est un processus complexe qui peut évoluer selon trois différents scénarios (fig. 8).

- La première possibilité est le détachement par découplage mécanique du manteau lithosphérique et de la croûte continentale (Bird, 1979; Capitanio et *al.,* 2010; Chemenda et *al.,* 1996) ;
- Le deuxième scénario possible est que la lithosphère océanique à flottabilité négative exerce de fortes contraintes de traction et se détache de la partie continentale à flottabilité négative (Davies et von Blanckenburg, 1995 ; van Hunen et Allen, 2011) ;
- La troisième possibilité est que le matériel continental est entrainé à des profondeurs importantes par les forces de traction négative exercées par la lithosphère océanique subduite, et ce en dépit de la flottabilité positive du matériel continental (Ranalli et *al.,* 2000; Toussaint et *al.,* 2004).

Ces différents scénarios de subduction continentale sont à l'origine de la multitude des styles de la déformation à la surface. Dans le scénario de collision suivi de la rupture de la lithosphère, la fosse avance (Magni et *al.,* 2012; Royden, 1993b) et les forces de compression horizontale induisent un raccourcissement significatif. Dans le cas d'une délamination, le slab

qui consiste en un manteau lithosphérique dense se détache de la croûte et recule (slab rollback) (Royden, 1993b). Ceci est l'origine de l'extension qui s'exprime dans la plaque supérieure. Lequel de ces scénarios a lieu dépend de plusieurs facteurs comprenant le taux de convergence des plaques, les caractéristiques rhéologiques et physiques ainsi que la structure thermique de la lithosphère continentale.

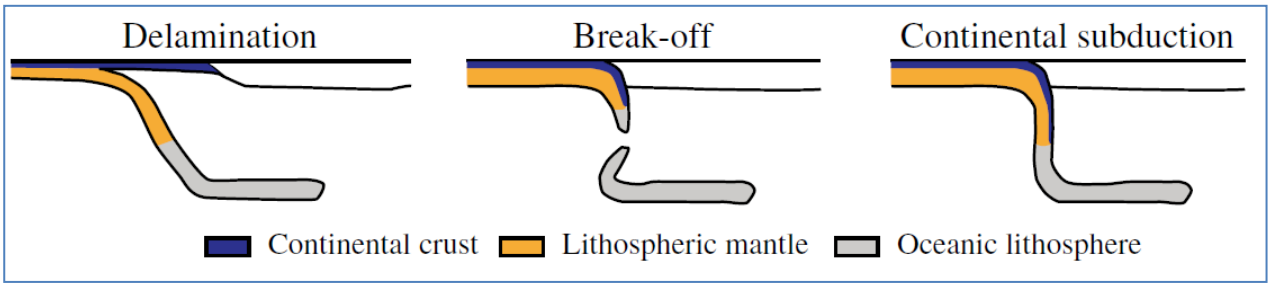


Fig. 8 : Diagrammes schématiques des différents scenarios de subduction continentale : Délamination - rupture de slab.

I-7. Extension en bassins d'arrière-arcs et magmatisme associé

Les bassins arrière-arcs ou bassins marginaux se forment en contexte convergent à l'arrière du système de subduction. Leur formation est cinématiquement liée soit au retrait de slab (ex. bassins du Japan, Lau-Kermadec et Philippines), soit au recul de la plaque supérieure par rapport au front de subduction (ex. îles Mariannes).

Les premières études géochimiques du magmatisme des bassins arrière-arcs ont démontré que la génération des laves de bassins arrière-arcs (BABB) est contrôlée par les mêmes processus qui sont à l'origine de la fusion partielle dans les rides médio-océaniques, et ce en se basant sur leurs compositions très comparables (Hart et *al.,* 1972). Les études ultérieures ont indiqué que les processus pétrogénétiques des basaltes de rides médio-océaniques (MORB) ne permettent pas d'expliquer toutes les particularités géochimiques des magmas des bassins arrière-arcs et que leur composition géochimique est intermédiaire entre les basaltes de type MORB et les basaltes d'arcs insulaires IAB (Gill, 1976).

Les basaltes de bassins arrière-arcs ont été décrits dans le détail par Sinton et Fryer (1987), où les principales différences de composition entre les BABB et les MORB ont été largement discutées. Ultérieurement, l'étude des bassins arrière-arcs partout dans le monde a contribué à développer notre compréhension de l'origine des BABB. Des compilations sur les compositions en éléments majeurs des BABB ont été présentées par Taylor et Martinez (2003) et par Langmuir et *al.* (2006), tandis que Pearce et Stern (2006) ont passé en revue

leurs compositions isotopiques et en éléments traces. Selon ces différents auteurs, la genèse des BABB serait liée aux processus suivants : (1) remontée asthénosphérique sous la région de manteau qui subit la fusion partielle dans la zone arrière-arc ; (2) interaction de cette même région mantellique d'arrière-arc avec la zone de subduction; (3) combinaison des deux processus 1 et 2 ; et (4) fusion partielle et fractionnement des magmas durant leur remontée vers le plancher océanique.

Ces différents processus expliquent le caractère transitionnel des basaltes d'arrière-arc entre les basaltes océaniques ou MORB (issus de la fusion par décompression) et les basaltes d'arcs insulaires ou IAB (résultant de la fusion du coin mantellique provoquée par les fluides métasomatiques issus de la lithosphère subduite). Comparés aux N-MORB, les BABB tendent à avoir des teneurs en SiO_2, Al_2O_3, et Na_2O légèrement plus élevées et légèrement plus basses en TiO_2, FeO, et MgO (Langmuir et *al.,* 2006). Ils contiennent jusqu'à 2,5 % en H_2O (Langmuir et *al.,* 2006) et montrent un enrichissement notable en éléments à grand rayon ionique (LILE), en Sr et en Pb, et un appauvrissement en "high field strength elements" (HFSE ; Pearce et Stern, (2006)).

I-8. Le magmatisme des zones de subduction

Les zones de subduction représentent des sites géodynamiques complexes où des parcelles de lithosphère océanique subduite sont recyclées dans le manteau supérieur. En général, ce recyclage de la croûte océanique génère un magmatisme important à chimisme particulier dit magmatisme d'arc ou orogénique. Le magmatisme d'arc engendre des roches à signature géochimique spécifique qui les distingue des magmas générés sous les rides médio-océaniques appelées MORB (Mid-Ocean Ridge Basalts), ou ceux issus des points chauds au niveau des îles océaniques (OIB, Oceanic Island Basalts).

Normalisés au manteau primitif (fig. 9), les magmas d'arcs présentent un enrichissement en éléments lithophiles à grand rayon ionique (LILE = Large Ion Lithophile Elements), Th, U et en terres rares légères (LREE = Light Rare Earth Elements) par rapport aux terres rares lourdes (HREE = Heavy Rare Earth Elements). Cette signature géochimique enrichie résulte du transfert d'éléments apportés par la lithosphérique subduite en direction de la portion de manteau infra-arc.

A la différence des MORB et des OIB, les magmas d'arc affichent une anomalie négative en éléments à fort potentiel ionique (HFSE = High Field Strength Elements ; *ex.* Nb, Ta, Zr) qui correspond à la « signature d'arc ».

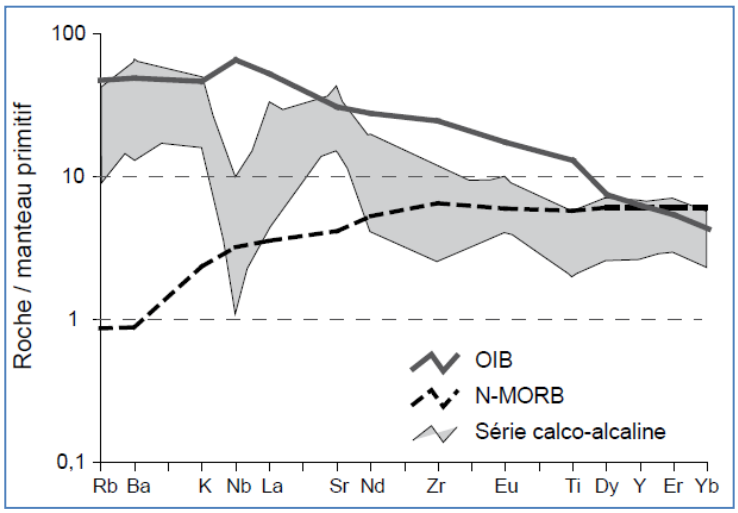


Fig. 9 : Diagramme muti-élémentaire présentant les caractéristiques en éléments en traces des OIB (Oceanic Island Basalts ; Sun et McDonough, 1989), des N-MORB (Normal Mid- Ocean Ridge Basalts ; Sun et McDonough, 1989) et des laves d'arcs (laves calco-alcalines de l'arc des Nouvelles-Hébrides, Monzier et *al.*, 1997). Normalisation au manteau primitif de Sun et McDonough (1989).

Plusieurs sources potentielles peuvent être à l'origine du magmatisme calco-alcalin caractéristique des zones de subduction, ce sont :

- les péridotites du coin de manteau infra-arc,
- les basaltes et gabbros de la croûte océanique subductée,
- les sédiments de cette même croûte océanique,
- la croûte continentale (arc continental) ou océanique (arc insulaire), sus-jacente au coin mantellique.

La croûte et les sédiments océaniques contribuent à la genèse des magmas d'arc sous forme de fluides aqueux issus de leur déshydration et/ou de liquides silicatés hydratés engendrés par leur fusion partielle. La complexité du magmatisme des zones de subduction s'explique essentiellement par la diversité des sources qui pourraient être à l'origine de sa signature calco-alcaline.

I-9. Le magmatisme post-collisionnel

L'évolution tectonique des chaînes orogéniques est marquée par des variations de la composition du magmatisme associé (Harris et *al.,* 1986). Le magmatisme post-collisionnel est l'un des traits communs à beaucoup d'orogènes à travers le monde. Le magmatisme post-collisionnel est caractérisé par une grande diversité géochimique et une évolution dans le temps depuis les compositions calco-alcalines à calco-alcalines riches en potassium vers les compositions shoshonitiques. Ce magmatisme calco-alcalin riche en potassium est parfois

suivi d'un magmatisme alcalin intraplaque (Harris et *al.,* 1986; Turner et *al.,* 1996). Le magmatisme post-collisionnel présente une signature géochimique calco-alcaline dite de subduction. Cette signature est généralement attribuée au métasomatisme du manteau par les fluides aqueux ou silicatés issus de la déshydratation de la lithosphère plongeante au cours d'une subduction précédant la collision (Miller et *al.,* 1999; Wang et *al.,* 2004; Chung et *al.,* 2005). Ainsi, les caractéristiques géochimiques du magmatisme post-collisionnel calco-alcalin permettent l'évaluation du métasomatisme de leur source mantellique par la subduction. Néanmoins, les processus tectoniques responsables de la remobilisation du manteau modifié par la subduction et qui sont donc à l'origine du magmatisme post-collisionnel, demeurent toujours un sujet de débat. Des processus mantelliques complexes de retrait de slab et/ou rupture de slab et/ou délamination lithosphérique sont largement évoqués dans la littérature (Harris et *al.,* 1986; Pearce et *al.,* 1990; Mahéo et *al.,* 2002; Chung et *al.,* 2005; Duggen et *al.,* 2005). L'étude de la pétrogenèse du magmatisme post-collisionnel fournit non seulement des contraintes sur les processus géodynamiques responsables de l'arrêt de la collision et du début de l'extension post-collisionnelle, mais indique également des variations des sources des magmas liées à de tels processus.

I-10. L'activité magmatique cénozoïque en Méditerranée centro-occidentale

A l'heure actuelle, il existe une masse importante de données (pétro-géochimiques, géologiques et géophysiques) issues d'études pluridisciplinaires sur le magmatisme périméditerranéen. En effet, caractériser l'affinité de ces produits magmatiques et comprendre leur signification géodynamique dans le cadre de l'évolution cénozoïque complexe de la Méditerranée cento-occidentale a suscité un intérêt particulier de la communauté scientifique ces dernières années (e.g., Benito et *al.*, 1999; Maury et *al.*, 2000 ; Fourcade et *al.*, 2001 ; Coulon et *al.*, 2002 ; Laouar et *al.*, 2005 ; Savelli et *al.*, 2002 ; Gill et *al.*, 2004 ; Peccerillo et Lustrino, 2005; Harangi et *al.*, 2006; Beccaluva et *al.*, 2011; Lustrino et Wilson, 2007; Duggen et *al.*, 2005, 2008; Avanzinelli et *al.*, 2009; Conticelli et *al.*, 2009; Lustrino et *al.*, 2011, 2013 ; Carminati et *al.,* 2012 ; Réhault et *al.*, 2012 ; El Azzouzi et *al.,* 2014).

Durant le Cénozoïque, l'activité magmatique se manifeste dans tout le pourtour de la Méditerranée centro-occidentale depuis la Provence (Sud de la France), la Corse, la Sardaigne et les Bétiques (Sud de l'Espagne), jusqu'à la marge méditerranéenne du Maghreb et la péninsule italienne. Une grande variété de roches magmatiques forme ainsi la chaîne magmatique néogène qui borde le pourtour de la Méditerranée. Les roches plutoniques d'âge

Eocène-Oligocène affleurent notamment dans la province périadriatique des Alpes (ex. pluton d'Adamello) alors que des corps plutoniques de taille relativement moins importante et d'âge essentiellement miocène affleurent dans les Bétiques et sur la marge maghrébine (Maroc et Algérie centro-orientale). L'activité magmatique périméditerranéenne se manifeste également sous forme de coulées de laves et de dykes associés à des volumes importants de produits pyroclastiques (ignimbrites).

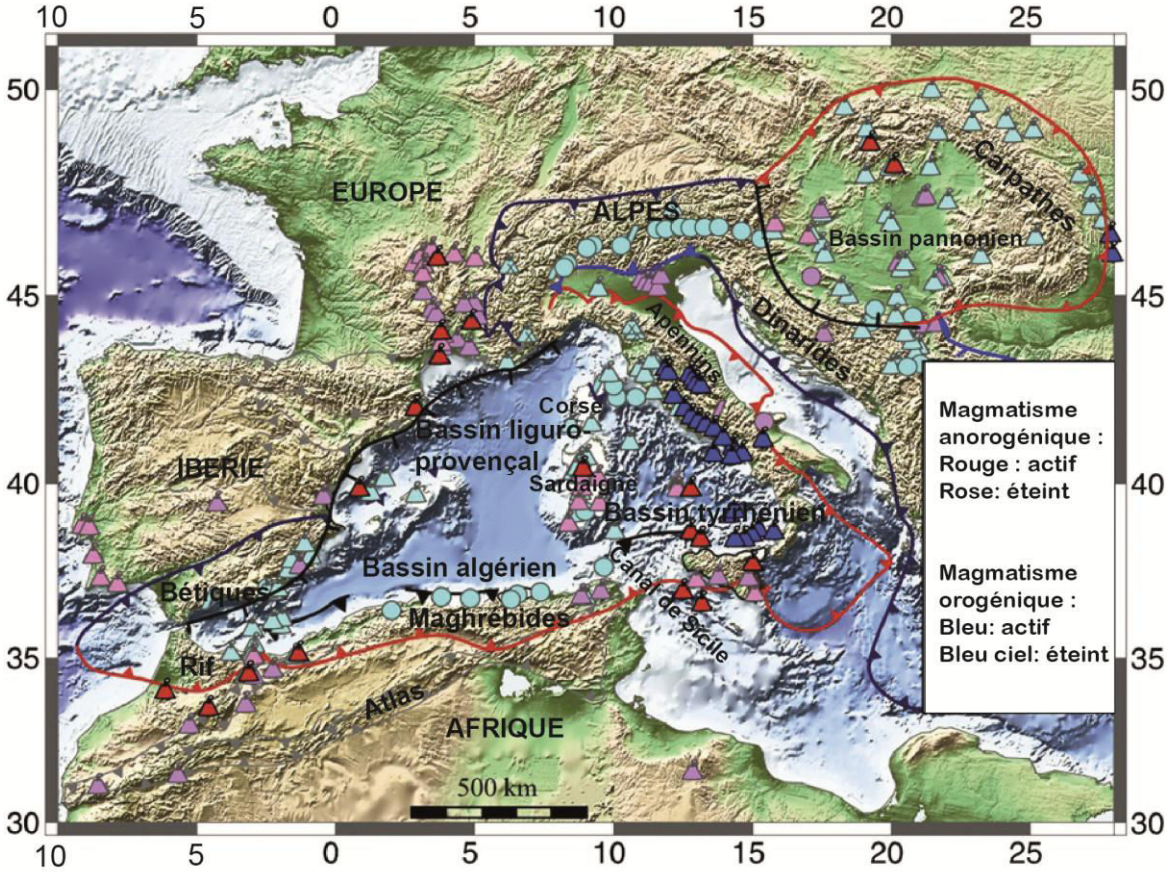


Fig. 10 : Distribution du magmatisme tertiaire de la Méditerranée centro-occidentale. Triangles: roches volcaniques et pyroclastiques; Triangles avec croix: roches volcanoclastiques; Cercles: roches plutoniques; Slashes: dykes. Modifiée d'après Carminati et *al.* (2012).

Les produits magmatiques sont majoritairement sursaturés en SiO_2 avec une affinité calco-alcaline à calco-alcaline fortement potassique, à l'exception de quelques régions comme la péninsule italienne où prédominent les roches de compositions potassiques et ultrapotassiques. Outre les roches à caractère calco-alcalin, affleurent également des roches à affinité alcaline. L'activité magmatique dans l'espace méditerranéen couvre une large échelle temporelle depuis l'Eocène (provine périadriatique) jusqu'à l'actuel (sud de l'Italie) avec une évolution des produits magmatiques d'une signature calco-alcaline ''orogénique'' à une signature alcaline ''anorogénique''.

Selon ses particularités géochimiques et géochronologiques, ce magmatisme a été subdivisé en deux phases distinctes (fig. 10) :

1) magmatisme de type orogénique dit de ‘‘subduction’’ qui regroupe des produits tholéiitiques, calco-alcalins, shoshonitiques à ultrapotassiques (Beccaluva et *al.,* 2011 ; Lustrino et *al.,* 2011) mis en place entre l'Eocène supérieur et le Miocène ;
2) Magmatisme anorogénique avec des roches à caractère tholéiitique et alcalin mis en place à partir du Miocène supérieur jusqu'au quaternaire.

En Sardaigne, l'activité magmatique a commencé vers 38 Ma (Lustrino et *al.*, 2009). Une première période d'activité représentée par des basaltes et des andésites à caractère tholéiitique à calco-alcalin, se développe notamment entre 32 et 26 Ma (Beccaluva et *al.*, 2005). La fin de cette activité volcanique est marquée par la mise en place d'ignimbrites rhyodacitiques et de basaltes andésitiques entre 23 et 12 Ma (Lustrino et *al.,* 2009). Une deuxième période d'activité entre 12 et 0.1 Ma est marquée par la mise en place de basaltes alcalins (Lustrino et *al.,* 2007).

En Provence (Sud de la France), le volcanisme tholéiitique à calco-alcalin représenté par des microdiorites, basaltes, dacites et ignimbrites est daté entre 35 et 20 Ma (Bellon, 1981a ; Réhault et *al.,* 2012).

Au Sud-Ouest de la Corse, l'activité volcanique se manifeste à partir de 21-18 Ma sous la forme de laves calco-alcalines moyennement à fortement riches en potassium. Ce magmatisme de subduction est relayé vers 16-15 Ma par des laves adakitiques. L'émission de basaltes calco-alcalins riches en potassium et de shoshonites marque une période d'activité volcanique plus jeune (14-6 Ma) dans le Nord et le Nord-Ouest de l'île corse (Réhault et *al.,* 2012). Ces basaltes sont plus ou moins contemporains des lamproïtes de Sisco (~14 Ma) (Conticelli et *al.,* 2009).

Dans le secteur Bétiques-Alboran (Sud de l'Espagne), le volcanisme orogénique s'est mis en place durant l'Oligo-Miocène. Il débute par la mise en place de dykes tholéiitiques d'âge 34-27 Ma, suivi par l'émission de produits calco-alcalins (ex. Cabo de Gata) et calco-alcalins riches en potassium entre 15 et 6 Ma ainsi que des shoshonites et des lamproïtes ultrapotassiques entre 12 et 6 Ma (Benito et *al.,* 1999; Conticelli et *al.,* 2009; Duggen et *al.,* 2005; Turner et *al.,* 1999).

Dans la péninsule italienne (fig. 11), l'activité magmatique débute par la mise en place de plusieurs corps plutoniques calco-alcalins à calco-alcalins riches en potassium dans la partie centrale des Alpes (ex. Adamelo ~42-27 Ma (Rosenberg, 2004) ; Bregaglia; ~33–28 Ma

(Oberli et *al.,* 2004)). Ce plutonisme est suivi par un volcanisme basaltique et lamprophyrique dans le Sud-Est et le Sud-Ouest des Alpes (ex.Veneto ; Val Fiscalina, 34 Ma). Cette activité magmatique est contemporaine de la phase de collision des plaques africaine et européenne et précède l'ouverture des bassins méditerranéens (Beccaluva et *al.,* 2007).

A l'Oligocène-Miocène inférieur, une activité calco-alcaline se développe dans la province péri-adriatique en même temps que la Provence et le Sud-Est de la Sardaigne (Pamic et *al.,* 2002).

A l'Oligocène terminal, l'extension conduit à l'ouverture progressive des bassins méditerranéens : d'abord le bassin liguro-baléarique à l'Oligocène terminal-Miocène inférieur (~25 to ~16 Ma) suivi par le bassin tyrrhénien au Miocène moyen-Quaternaire (~13 Ma-actuel). L'ensemble du magmatisme du bassin tyrrhénien s'est mis en place dans une zone à lithosphère amincie (≤50Km (Panza et *al.,* 2007). Dans les domaines occidental et méridional, les roches sont essentiellement des basaltes alcalins riches en Na (ex. Ustica, Etna). Dans la partie central du bassin arrière-arc tyrrhénien (Magnaghi, Vavilov, Marsili), prédominent les roches subalcalines alors que le long de la bordure oriental du bassin (Les îles éoliennes,la Campanie, le Latium et la Toscane), prédominent les roches riches en potassium.

Au Pléistocène moyen, en Italie centrale et dans la région de Vulture, des carbonatites se mettent en place dans la province ultra-alcaline (IUP).

Au Nord-Ouest de l'Afrique, l'activité magmatique d'âge cénozoïque est enregistrée sur toute la marge méditerranéenne du Maghreb (1200 km de long, 50 km de large), depuis le Maroc jusqu'en Tunisie. Cette activité est caractérisée par la transition de magmatisme de type orogénique d'âge essentiellement miocène (produits calco-alcalins, calco-alcalins riches en potassium et ultrapotassiques) à des laves de type anorogénique d'âge miocène supérieur à plio-quaternaire (laves alcalines du Maroc, Oranie et Tunisie) (Louni-Hacini et *al.,* 1995; El Bakkali et *al.,* 1998; El Azzouzi et *al.,* 1999; Maury et *al.,* 2000; Coulon et *al.,* 2002; Duggen et *al.,* 2005). Notre région d'étude fait partie de la province maghrébine et de ce fait, les caractéristiques pétrologiques, géochimiques et chronologiques du magmatisme de ce secteur clef seront exposées dans le détail dans le chapitre suivant.

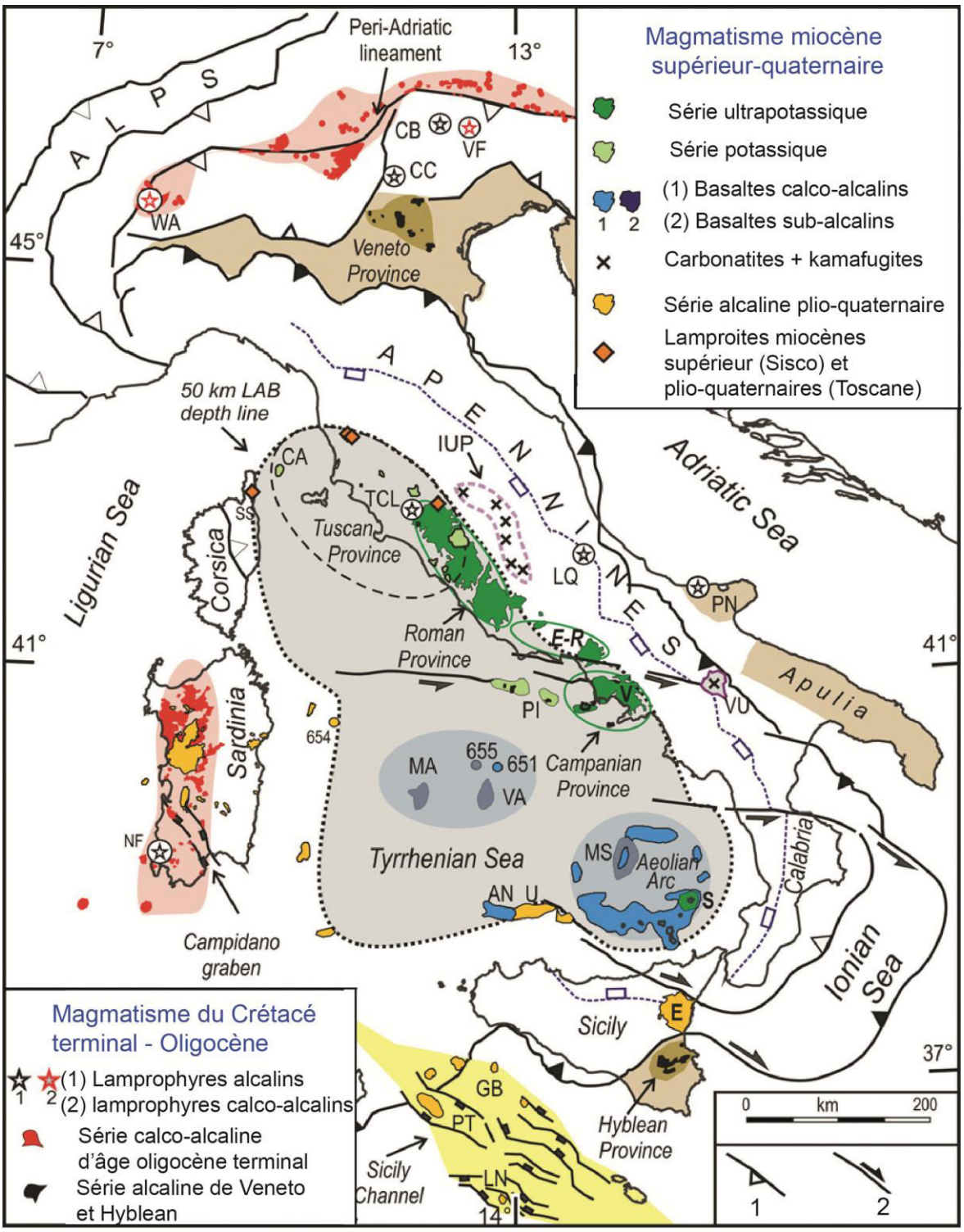


Fig. 11 : Distribution des roches magmatiques cénozoïques dans la péninsule italienne. Volcans actifs : V Vesuve, E Etna, and S Stromboli; AN Anchise; CA Capraia; CB Corvara in Badia; CC Calceranica; EeR Ernicie Roccamonfina; GB Graham Banks; IUP, Province Ultra-alcaline Intramontane; LN Linosa; LQ La Queglia; MA Magnaghi; MS Marsili; PN Punta delle Pietre Nere; PI Pontine Islands; PT Pantelleria; NF Nuraxi Figus; SS Sisco, Corsica; TCL, lamprophyres Crétacés Tuscans; U Ustica; VA Vavilov; VF Val Fiscalina; WA lamprophyres Ouest Alpes. Nombres dans le petit quadrant en bas à droite: 1. Chevauchement alpin majeur, 2. Failles transformantes majeures, LAB limite lithosphère asthénosphère. Les nombres en mer tyrrhénienne correspondent aux sites d'échantillonnage ODP (Ocean Drilling Project, leg 107). Carte modifiée d'après Bell et *al.* (2013).

Chapitre II : La chaîne alpine d'Afrique du Nord dans l'ensemble des "Maghrébides" : Rappels sur sa structure et son magmatisme miocène.

SOMMAIRE

II-1. Le socle : Géologie, structure et métamorphisme

1.1. Le socle kabyle

1.2. Le socle de Bougaroun

1.3. Le socle de l'Edough

II-2. La chaîne calcaire ou Dorsale kabyle

II-3. Les flyschs kabyles et leur soubassement

II-4. L'Oligo-Miocène kabyle (OMK)

II-5. Les olistostromes

II-6. Le Numidien

II-7. Miocène post-nappes de flyschs de la région de la Kabylie de Collo

II-8. Le magmatisme cénozoïque de la marge algérienne : marqueur de changements géodynamiques

8.1. Caractéristiques spatio-temporelles

8.2. Source des magmas calco-alcalins

8.3. Sources des magmas alcalins

Les Maghrébides correspondent à l'entité géologique africaine de la chaîne alpine allongée sur environ 2000 km du Rif à la Calabre. On y distingue des zones internes et des zones externes (fig. 12). Les zones internes ou septentrionales comportent essentiellement des massifs cristallophylliens anciens ayant enregistré plusieurs événements tectono-métamorphiques datés de l'Hercynien (Bruguier et *al.,* 2009; Ilavsky et Snopkova, 1987), tardi-hercynien (Bossière, 1980; Bossière et Peucat, 1986; Bouillin, 1982; Peucat et *al.,* 1996) et alpins (Hammor et Lancelot, 1998; Mahdjoub et *al.,* 1997; Monié et *al.,* 1988; Monié et *al.,* 1992; Saadallah et Caby, 1996; Fernandez, 2015; Fernandez et *al.,* 2015). Ces socles définissent, avec ceux des Bétiques, de Sicile et de Calabre, le domaine «AlKaPeCa » disloqué lors de l'ouverture des bassins arrière-arcs méditerranéens (Bouillin, 1986; Jolivet et Faccenna, 2000). Au sein de la chaîne des Maghrébides ces massifs de socle sont partout bordés vers le Sud par une chaîne calcaire écaillée ou ''dorsale maghrébide''.

En Algérie du Nord, le socle et la chaîne calcaire sont recouverts, ensemble, par la série détritique de l'Oligo-Miocène kabyle (OMK) surmontée par les olistostromes à blocs de flyschs et de chaîne calcaire. Le tout est coiffé par la nappe du flysch numidien. Vers le Sud, s'étalent les nappes de flyschs crétacés-paléogènes charriées vers le Sud sur l'empilement des nappes telliennes qui se raccordent à l'autochtone africain. Plusieurs cycles miocènes post-nappes recouvrent plus ou moins cet ensemble tectonisé majoritairement au Burdigalien supérieur (Coutelle 1981).

Nous rappelleront dans ce qui suit les caractéristiques principales de chaque élément structural de l'orogène maghrébin et invitons le lecteur à consulter la note de Wildi (1983) pour une description des formations sédimentaires des Maghrébides avec toute la bibliographie des travaux réalisés sur cette chaîne.

II-1. Le socle : géologie, structure et métamorphisme

En Petite Kabylie, dans la région concernée par notre étude affleurent trois socles dénommés par les anciens auteurs le « socle kabyle », le « socle de Bougaroun » qui affleurent respectivement au Sud et au Nord de la Kabylie de Collo et le « socle de l'Edough » qui affleure plus à l'Est, dans la région de Annaba.

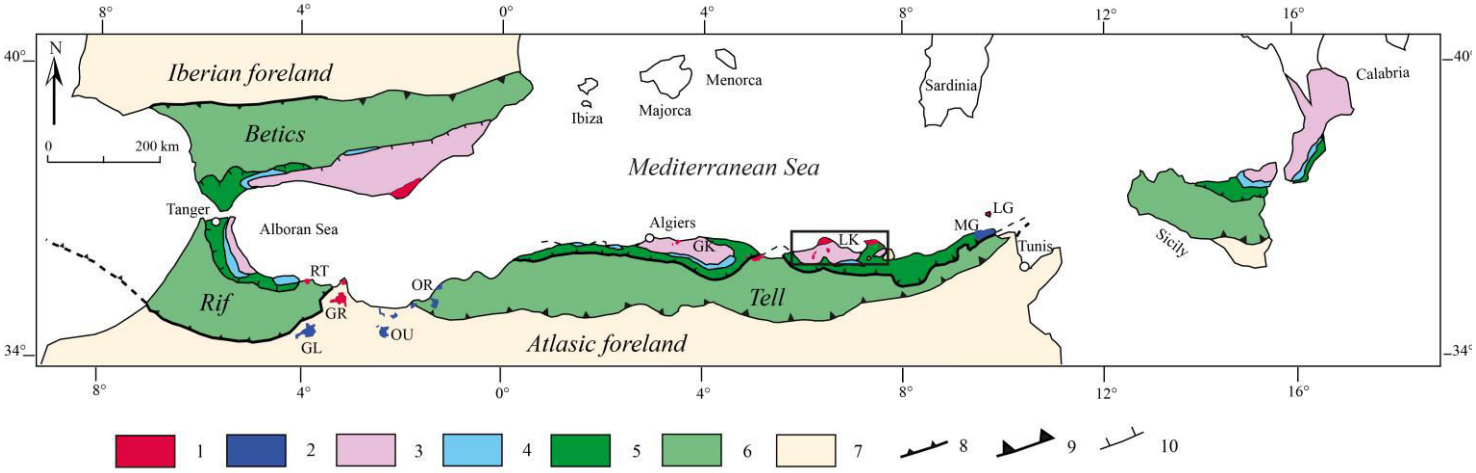


Fig.12 : Carte de l'orogène alpin de la Méditerranée occidentale et magmatisme associé (modifiée d'après Durand-Delga et Fonboté (1980) ; Vila (1980) ; Mahdjoub et *al.* (1997) ; Maury et *al.* (2000) et El Azzouzi et *al.,* (2014)).

1.1. Le socle kabyle

Le socle kabyle affleure largement dans le secteur de la Petite Kabylie (150 km d'Est en Ouest et 50 km du Nord au Sud). Il a fait l'objet de nombreuses descriptions par Roubault (1934) en Kabylie de Collo, Durand-Delga (1955) puis Djellit (1987) au Sud de Jijel ; Bouillin (1977, 1979, 1984) ; Mahdjoub et Merle (1990) ; Mahdjoub (1991) et Mahdjoub et *al.* (1997) dans le secteur de la Kabylie de Collo.

Le socle kabyle comporte deux unités principales : une unité inférieure métamorphisée dans le faciès granulite de haute pression-haute température composée de gneiss pour l'essentiel surmontée par une unité supérieure constituée de phyllades à intercalations gneissiques peu métamorphiques (faciès des schistes verts), déterminant une zone inférieure à biotite et une zone supérieure à chlorite, que l'on observe aussi bien en Petite qu'en Grande Kabylie. Les deux unités contiennent des granites tardi-hercyniens datés à 278-280 Ma (Peucat et *al.,* 1996) qui métamorphisent à leur contact les phyllades de Petite Kabylie (Bouillin, 1982).

a. L'ensemble supérieur comporte essentiellement des schistes satinés, ou ''phyllades'', des grès et des roches ignées felsiques très étirées. Des granites écrasés et des carbonates ont été décrits dans l'oued Djendjene (au SE de Jijel). Cet ensemble a

cristallisé dans le faciès des schistes verts (Bouillin, 1979 ; Mahdjoub et Merle, 1990). D'après Bouillin, l'ensemble supérieur paraît discordant cartographiquement sur les terrains sous-jacents. Bossière (1971) a de son côté, mis en évidence cette discordance en Grande Kabylie.

b. L'ensemble inférieur affleure dans la partie septentrionale du socle de Petite Kabylie et forme une bande allant du nord des Beni Touffout à l'Est jusqu'en mer à l'Ouest (bande des Beni Ferguen) (Bouillin, 1982). Il comprend des paragneiss, orthogneiss et des métapélites (Mahdjoub et *al.,* 1997). Au Sud des Beni Afeur (Sud de Jijel), des assemblages caractéristiques des conditions de haute pression du faciès granulite plus ou moins rétromorphosés ont été mis en évidence à la base de cet ensemble inférieur (Bouillin et *al.,* 1977). Ils surmontent la série éruptive de Texenna composée de dolérites, gabbros et laves en coussins. Cette série, qui n'est pas à inclure dans le socle, serait selon ces auteurs, la partie supérieure d'un cortège ophiolitique d'âge jurassique qui forme le substratum des flyschs. Il est important de signaler l'analogie des termes profonds du socle kabyle avec ceux décrits dans les socles bético-rifains (gneiss de HT-HP).

Métamorphisme du socle kabyle

L'âge anté-silurien du métamorphisme du socle fût suggéré dès les premiers travaux de Durand-Delga qui montrait qu'aux Beni Afeur (Sud de Jijel) reposaient, en discordance sur les phyllades du socle, des pélites et des calcaires non métamorphiques, datés du Silurien par des graptolites. Par la suite, Baudelot et *al.* (1981) confirment l'âge éo-calédonien du métamorphisme de socle de Petite Kabylie en datant, grâce aux Acritarches, de l'Ordovicien inférieur discordant sur les phyllades à l'Ouest de la Petite Kabylie. La discordance des Beni Afeur permettait donc d'exclure, a priori, tout effet de métamorphisme hercynien et alpin sur le socle de Petite Kabylie. Cependant, la situation est plus complexe, en effet, les études pétrostructurales ultérieures ont permis de décrire plusieurs événements tectono-métamorphiques dans les deux unités du socle cristallophyllien de Petite Kabylie et dans leur soubassement sédimentaire (Mahdjoub et *al.,* 1997) :

- Une première phase de déformation d'âge hercynien accompagnée de métamorphisme de haute température-basse pression (3 kbar) et une foliation contemporaine de la mise en place des granites datés à 270-280 Ma (Peucat et *al.,* 1996).

- Une deuxième phase de déformation, d'âge probablement tardi-hercynien ou éo-alpin, associée à un métamorphisme de haute pression se traduit par la transformation de l'andalousite en disthène dans l'unité inférieure du socle. Un événement tectono-métamorphique éo-alpin (128.1 Ma) a été confirmé dans le socle de Grande Kabylie par un âge $^{39}Ar/^{40}Ar$ sur micas blancs (Cheilletz et *al.,* 1999).
- Enfin, un événement tardif alpin (Bouillin, 1977; Mahdjoub, 1991) affecte le substratum sédimentaire apparaissant en fenêtres sous les unités cristallines et est accompagné de cisaillements horizontaux vers l'Est (Mahdjoub et Merle, 1990) et de paragenèses du faciès schiste vert. Cet événement alpin est également démontré par des données géochronologiques et structurales dans le socle de Grande Kabylie (Peucat et Bossière, 1981; Bossière et Peucat, 1986; Saadallah et Caby, 1996; Hammor et *al.,* 2006) et dans le massif cristallin d'Alger (Monié et *al.,* 1988).

Il est important de rappeler que le caractère allochtone du socle kabyle largement charrié sur des terrains mésozoïques et paléogènes a été mis en évidence par Durand-Delga (1955) dans le massif du Moul ed Demamène au Sud d'El Milia. Cette disposition a été confirmée, depuis, par Durand-Delga et *al.* (1967) dans le Djebel Safia au Sud-Est de Filfila, puis par Bouillin (1971) dans la fenêtre des Beni Touffout au Sud-Ouest de Collo, et enfin par Mahdjoub et Merle (1990).

1.2. Le socle de Bougaroun

Le socle de Bougaroun a été décrit par Roubault (1934) sous le nom de ''gneiss et serpentines du Nord''. Par la suite Bouillin et Kornprobst (1974) différencient ces péridotites de celles d'un petit pointement affleurant sur quelques hectares au sud du batholithe de Bougaroun dans la Mechta Yaddene.

Au Nord de la Kabylie de Collo, le socle de Bougaroun affleure sur une vingtaine de km^2 essentiellement à l'Est du batholithe de Bougaroun. Il est essentiellement formé de péridotites de ''type alpin'' fortement serpentinisées associées à des gneiss du faciès granulite ''kinzigites'' (Bouillin et Kornprobst, 1974; Misseri, 1987). Elles se seraient mises en place à l'état solide à partir du manteau lithosphérique à la base de la croûte. Ces formations ultrabasiques sont injectées, de toute part, par des granites et des microgranodiorites. Vers le Sud, elles sont mises en contact tectonique par faille inverse avec les formations sédimentaires du bassin de Collo. Bien qu'il soit représenté sur la carte structurale au

1/500000 de la chaîne alpine de Vila (1970), le contact direct entre les formations du socle de Petite Kabylie décrit plus haut et celles du socle de Bougaroun n'est visible en aucun point. Cette absence de contact visible avec le socle kabyle ne permet de formuler une hypothèse quant à leurs relations mutuelles.

L'association gneiss-péridotites du socle de Bougaroun est très comparable aux unités de la croûte inférieure associée à un manteau sous-continental affleurant largement à Ronda dans la cordillère bétique (Espagne) et à Beni Bousera dans le Rif marocain ainsi que dans le massif de l'Edough (Misseri, 1987; Caby et *al.,* 2001; Michard et *al.,* 2006; Hadj Zobir et *al.,* 2007; Bruguier et *al.,* 2009; Garrido et *al.,* 2011).

1.3. Le socle de l'Edough

Les premières investigations géologiques sur le massif cristallophyllien de l'Edough datent du 19ème siècle suite à la découverte d'importants indices minéralisés en fer. Les premiers résultats relatifs à la structure du massif apparaissent dès les travaux de Hilly (1957). D'après cet auteur, le socle de l'Edough est constitué essentiellement d'un cœur gneissique sous forme d'un dôme anticlinal orienté SW-NE entouré de micaschistes à intercalations de calcaires. Dans la partie supérieure des gneiss, à la base des micaschistes affleurent les roches basiques essentiellement amphibolitiques du Kef Lakhal (ex la Voile Noire). Selon Vila (1970), le djebel Edough doit être considéré comme un massif cristallin externe (africain) à l'opposé des autres massifs internes des Maghrébides à savoir les massifs du Chenoua, d'Alger, de Grande et Petite Kabylie. On doit signaler, ensuite, que la découverte des péridotites du massif de Sidi Mohamed (également appelé le km 7) associées aux gneiss migmatitiques sont dues aux travaux de Bossière et *al.* (1976).

Les études structurales ultérieures ont montré que les unités métamorphiques de l'Edough ont enregistré une intense déformation ductile à vergence Nord-Ouest, contemporaine d'un métamorphisme rétrograde associé à des déplacements tangentiels dont le jeu en failles normales serait à l'origine de l'exhumation du massif (Brunel et *al.,* 1988; Gleizes et *al.,* 1988). Les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur minéraux (biotite, amphibole et monazite) ont permis de préciser l'âge miocène (entre 24 et 16 Ma) pour cette déformation (Monié et *al.,* 1992). Par ailleurs, deux datations par la méthode U/Pb sur les orthogneiss du massif de l'Edough ont permis d'attribuer un âge panafricain à ce socle (Hammor et Lancelot, 1998). Les mêmes orthogneiss ont donné un âge hercynien par la méthode U/Pb sur zircon (Bruguier et *al.,*

2009). Ces auteurs soutiennent que cet âge doit être préféré, car plus proche de l'âge ordovicien supérieur- dévonien donné par les Acritarches (Ilavsky et Snopkova, 1987).

En résumé, le massif de l'Edough est défini comme un dôme métamorphique constitué par les unités suivantes (Brunel et *al.,* 1988; Gleizes et *al.,* 1988; Hilly, 1957) :

- Une unité inférieure formée de gneiss œillés, de migmatites et quelques niveaux de micaschistes et marbres. Au sein des gneiss œillés, un petit corps (0,03 km^2) de péridotites (Bossière et *al.,* 1976) contient des métabasites (Hadj Zobir et *al.,* 2007). Ces péridotites représentent une portion de manteau lithosphérique sous-continental (Hadj Zobir et Oberhänsli, 2013; Bosch et *al.*, 2014) qui aurait été incorporé tectoniquement dans les unités de la croûte inférieure (gneiss) environnante vers 18 Ma (Bruguier et *al.,* 2009).
- Une unité supérieure représentée par un ensemble de micaschistes alumineux, gneiss leucogranitiques et marbres. Au Nord-Ouest du massif dans le Kef Lakhal, l'unité inférieure gneissique est surmontée tectoniquement par des mylonites à diamant formées à 36 kbar et 750°C (Caby et *al.,* 2014). Ces unités de très haute pression (UHP) sont elles même surmontées par des amphibolites massives à grenat charriées sur les unités précédentes à 21 Ma (Fernandez et *al.,* 2015). Les amphibolites à grenat sont issues d'un protolithe métagabbroïque océanique (Ahmed-Said et Leake, 1992, 1997; Laouar et *al.,* 2002). Des études géochimiques et isotopiques très récentes ont démontré l'affinité océanique ''type MORB'' de ces roches ainsi que celle des gabbros de Bou Maïza affleurant au Sud-Ouest de l'Edough (Fernandez et *al.,* 2015 soumis). Elles ont d'abord, été interprétées comme des fragments de croûte de bassin arrière-arc (Bosch et *al.*, 2014), puis considérées comme des reliques de croûte océanique téthysienne (Fernandez, 2015; Fernandez et *al.,* soumis).

Le métamorphique core complexe de l'Edough a été exhumé vers ~18-16 Ma (Monié et *al.*, 1992; Hammor et Lancelot, 1998). Cet âge a été réévalué à 17.8-17.4 Ma (âge U-Pb sur monazites; Bruguier et *al.*, 2009).

II-2. La chaîne calcaire ou Dorsale kabyle

Les socles anciens qui forment les zones internes de la chaîne maghrébide (le Rif interne, les Kabylies, les monts péloritains et la Calabre) (fig. 13) sont bordés du côté externe par des

chaînes calcaires (Bouillin, 1992) représentées, au Nord de l'Algérie, par les chaînons du Cap Ténès et du Chénoua (Lepvrier, 1970), au Sud-Est d'Alger par des petits chaînons dans le massif de Bou Zegza, par le Djudjura au Sud du socle de Grande Kabylie (Coutelle, 1979; Gélard, 1979) et en Petite Kabylie, par des reliefs plus discrets étudiés par Raoult (1974). Cet auteur la définit comme la couverture stratigraphique de la bordure méridionale du socle de Petite Kabylie. Il y distingue plusieurs unités qui sont du Nord vers le Sud :

- La Dorsale interne qui montre une série complète du Permo-Trias au Néocomien surmontée par des calcaires biogènes de l'Eocène inférieur, à caractère épicontinental ;
- La série de la Dorsale médiane comporte des termes du Pemo-Trias, du Lias et du Crétacé inférieur et est caractérisée par la permanence de dépôts marneux à microfaune pélagique du Turonien au Lutétien inférieur ;
- La Dorsale externe présente une série détritique et lacuneuse du Crétacé supérieur à Eocène inférieur intermédiaire entre les autres séries de la Dorsale et le bassin des flyschs maurétaniens.

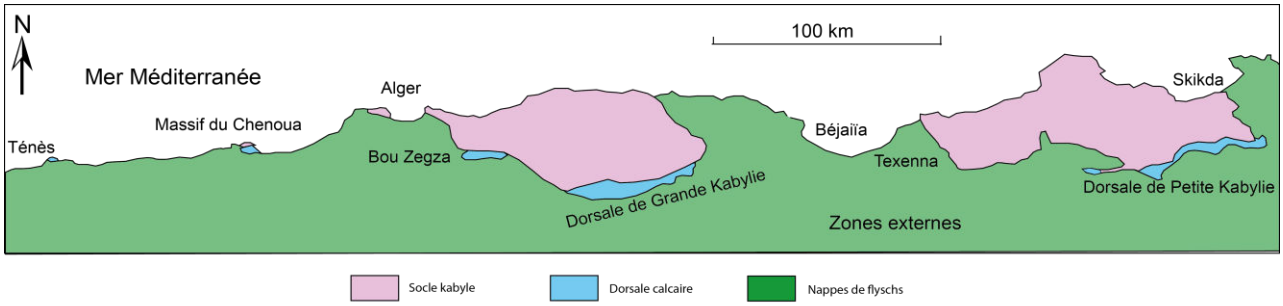


Fig. 13 : Répartition des affleurements de la Dorsale calcaire le long de la marge algérienne (modifiée d'après Bouillin (1992)).

II-3. Les flyschs kabyles et leur soubassement

Le domaine des flyschs comporte quelques ambiguïtés majeures aussi bien dans sa nomenclature et l'âge de ses séries que dans sa paléogéographie. Sur le plan stratigraphique, on distingue deux grand types de flyschs (Bouillin et *al.,* 1970) : il s'agit du flysch massylien défini dans le Nord du Constantinois (Rault, 1969) et du flysch maurétanien défini en Grande Kabylie (Gélard, 1969). Des variantes existent évidemment entre ces deux types principaux :

a- Le **flysch maurétanien** : sa dénomination a été proposée par Gélard (1969) afin de regrouper en une seule série deux formations qui semblent se compléter stratigraphiquement qui sont : 1) le flysch de Guerrouch ou flysch schisto-gréseux

d'âge jurassique supérieur-crétacé inférieur (Durand-Delga et Lambert, 1956 ; Tefiani, 1969 ; Coutelle et Gélard, 1968) d'une part et 2) le flysch de Penthièvre (Sud-Ouest d'Annaba) d'âge crétacé inférieur et éocène (Neumann et Vila, 1967). La mise en évidence d'une discontinuité fini-lutétienne a conduit certains auteurs (Raoult, 1974 ; Bouillin, 1979) à considérer que la série maurétanienne se borne aux termes antérieurs à la « phase pyrénéenne » du Lutétien supérieur. Ces considérations semblent cependant être trop restrictives puisque les flyschs de Penthièvre et du djebel Zima (Sud-Est d'Alger) montrent quant à eux une série continue allant du Crétacé terminal à l'Oligocène (Tefiani, 1967 ; Neumann et Vila, 1967);

b- **Le flysch massylien** : ce terme a été introduit par Raoult (1969) pour désigner une série d'âge crétacé inférieur à lutétien défini au Sud-Ouest de Skikda. Le flysch de Tagdinnt (Grande Kabylie) en constitue un autre exemple où la succession stratigraphique des quartzites de base (Albo-Aptien) au faciès flysch à microbrèches a été observée (Gélard et Sigal, 1974).

Les affleurements du substratum des flyschs crétacés maghrébins sont peu nombreux et généralement d'étendue restreinte. En Petite Kabylie dans la région de Mekkada-Metletine (ex. Texenna) au Sud-Ouest et dans la série des Achaïches au Sud de Collo (fig. 14a et b), le flysch maurétanien montre un soubassement caractérisé par un ensemble de roches à affinité océanique avec des basaltes en coussin, dolérites et gabbros associés à des radiolarites d'âge Berriasien (Bouillin et *al.,* 1977; Djellit, 1987). Une telle association se retrouve plus ou moins complètement en Grande Kabylie (Coutelle et Gélard 1968, Gélard, 1979) et aux deux extrémités des Maghrébides, dans le Rif et en Sicile (Durand-Delga et *al.,* 2000).

Sur le plan paléogéographique, la position relative originelle des massifs anciens rifain, kabyle, péloritain, calabrais et du bassin des flyschs maghrébins, siciliens et calabrais anime le débat depuis plus de 50 ans (voir les arguments des auteurs Coutelle et Delteil, 1989). Trois conceptions sont proposées dans la littérature : 1) Pour certains auteurs les massifs anciens et la Dorsale calcaire appartiennent à la marge méridionale de la plaque européenne et de ce fait tous les flyschs sont externes (Fig. 14a) (Didon et *al.,* 1973 ; Raoult, 1975 ; Bouillin, 1986) ; 2) d'autres auteurs (Coutelle, 1979 ; Coutelle et Duée, 1984 ; Fourcade et *al.*, 1991) proposent l'inverse de cette disposition paléogéographique et localisent l'ancien espace océanique téthysien entre l'Europe et les massifs anciens qui sont rattachés à l'Afrique et à l'Apulie.

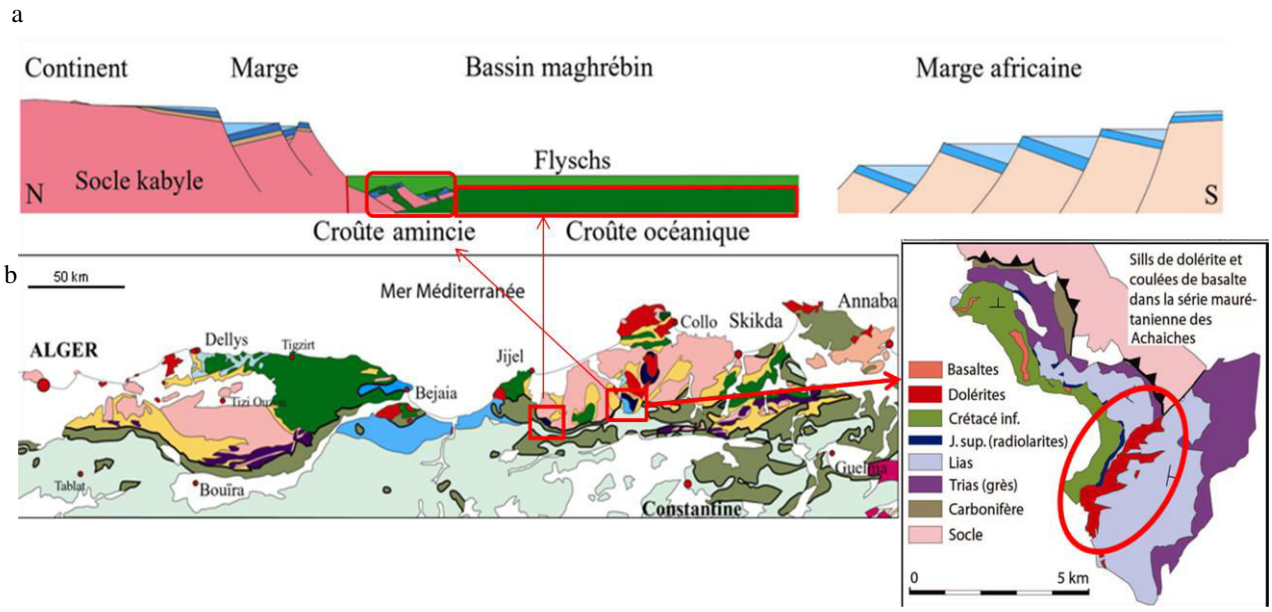


Fig.14 : (**a**) Schéma interprétatif de la paléogéographie des Maghrébides au Crétacé. (**b**) Répartition des affleurements du substratum des flyschs maurétaniens en Petite Kabylie (d'après Bouillin (1979).

Ce sillon des flysch dit ''alpins'' (ou maurétaniens) est relayé au Sud par un sillon profond, sub-rectiligne appelé sillon des flyschs ''africain'' (ou massyliens) (fig. 15). Il en résulte que les flyschs alpins sont internes et les flyschs dit « africains » sont externes. Enfin, 3) tous les flyschs sont internes (Delteil et *al.,* 1971).

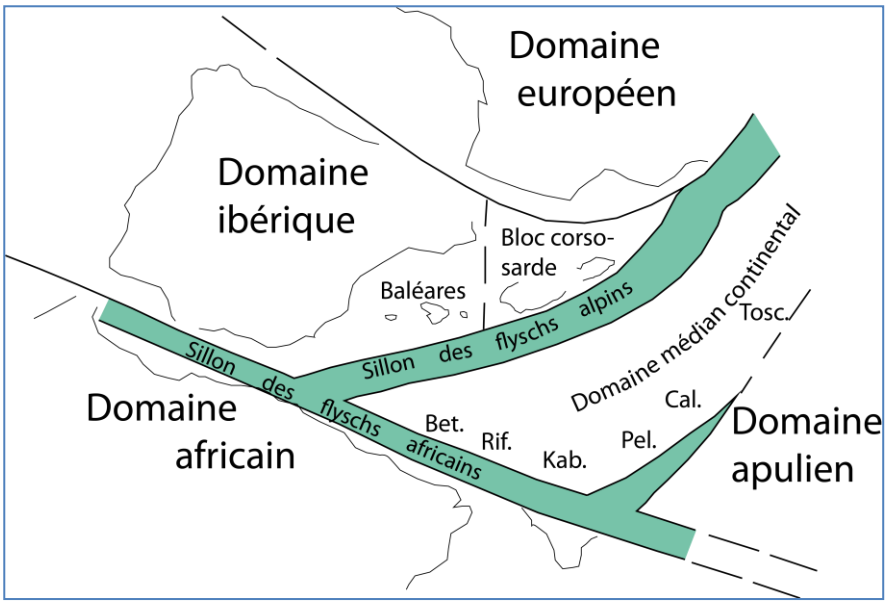


Fig. 15 : Paléogéographie de la chaine alpine de la Méditerranée occidentale au Jurassique supérieur (d'après Coutelle et Duée (1984) et Fourcade (1991)).

II-4. L'Oligo-Miocène kabyle (OMK)

Le terme Oligo-Miocène kabyle (Bouillin et Raoult, 1971) désigne la couverture conglomératique et gréseuse discordante sur le socle métamorphique de Grande et Petite Kabylie. On note que la description qui suit ne concerne pas l'OMK discordant sur la Chaîne calcaire. Cette série comporte donc trois termes (Bouillin, 1977 ; Raoult, 1974) : à la base des conglomérats datés de l'Oligocène terminal-Aquitanien basal (Bizon et Gélard, 1975; Gélard et *al.,* 1973), puis des grès micacés, dont la partie supérieure contenant des **silexites**, est datée de l'Aquitanien terminal-Burdigalien moyen (zones N5-N6 de Blow) en Grande Kabylie (Géry et *al.*, 1981). Enfin, un olistostrome à débris divers de flyschs crétacés, termine la série de l'OMK. Sur cet olistostrome viennent des nappes de flyschs représentées majoritairement par un flysch dissocié et par le Numidien dont les niveaux les plus récents atteignent le Burdigalien supérieur. Le même dispositif est décrit en Grande Kabylie (Géry et *al.,* 1981; Magné et Raymond, 1971; Raymond, 1976 ; Gélard, 1979) et au Sud-Est d'Alger (Tefiani, 1970).

L'Oligo-Miocène kabyle s'étend sur un socle précédemment émergé et son alimentation est de ce fait proximale dans un bassin à sédiments détritiques. L'ouverture du bassin oligo-miocène à l'Oligocène supérieur (Gélard et *al.,* 1973) est postérieure à la phase de compression de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur défini par Raoult (1974) et Bouillin (1977) (Aïté et Gélard, 1997).

L'importance structurale de l'Oligo-Miocène kabyle est indéniable. Le fait qu'il soit contemporain de la partie supérieure du flysch numidien, confirme l'allochtonie de ce flysch (Bizon et Gélard, 1975) contrairement à l'hypothèse émise par Bouillin et Raoult (1971) selon laquelle le Numidien serait une couverture néoautochtone sur les flyschs mis en place au sommet de l'OMK.

II-5. Les olistostromes

Les premiers olistostromes du Nord de l'Algérie furent signalés par Durand-Delga (1969) dans le sud Chenoua et dans le Sud-Est d'Alger par Tefiani (1970) qui en conclue la mise en place en milieu marin de ces formations. Par la suite, Bouillin et Raoult (1971) et Magné et Raymond (1971) décrivent les mêmes formations respectivement en Petite Kabylie et dans le

Nord-Ouest de Grande Kabylie. Une note de synthèse sur l'extension des olistostromes dans les zones internes d'Algérie a été publiée par Bouillin et *al.* (1973). Gélard (1979) décrit les olistostromes du Nord-Est de Grande Kabylie et conclut que l'olistostrome dit ''inférieur'' est clairement en continuité de sédimentation avec l'Oligo-Miocène kabyle, bassin récepteur des lambeaux détachés à l'avant des nappes de flyschs en progression vers le Nord (selon l'hypothèse de cet auteur). Gélard insiste sur la position très constante de l'olistostrome inférieur qui débute au-dessus des silexites de l'Oligo-Miocène kabyle sur toute la bordure nord-est et nord-ouest (Raymond, 1976) du socle cristallin kabyle. La même configuration est décrite à une centaine de kilomètres plus loin dans le secteur de l'Arbatache (Tefiani, 1970) et aussi en Petite Kabylie (Bouillin, 1977 ; Raoult, 1974).

Si l'on reprend la note de Bouillin et *al.* (1973), un olistostrome est défini comme « une formation constituée par une matrice tendre de nature argileuse, marneuse ou pélitique, litée ou chaotique, dans laquelle sont dispersés des menus débris qu'accompagnent des blocs ou panneaux (olistolites) de taille variable ». Gélard (1979) rajoute que « cette formation résulte d'un glissement par gravité de blocs ou masses exogènes au sein d'un bassin récepteur et que ces éléments étrangers ne sont normalement pas roulés ».

Bien que sa matrice marneuse n'ait pas fourni d'éléments précis de datation, l'olistostrome a été daté en Grande Kabylie du Burdigalien franc. Il s'agit principalement des zones N5-N6 et peut monter jusqu'à la zone N7 de Blow (Magné et Raymond, 1971 ; Raymond, 1976 ; Gélard, 1979). En Petite Kabylie, la mise en place des premiers olistostromes intervient à partir de l'Oligocène supérieur (Bouillin, 1979) indiquant un diachronisme dans la mise en place des premiers olistostromes en différents points du socle. Par ailleurs, les olistostromes sont nécessairement plus anciens que le Miocène post-nappes qui est daté à sa base du Burdigalien supérieur (zone N7-N8) (Courme-Rault et Coutelle, 1979 ; Bouillin, 1977, 1979 ; Courme-Rault, 1985).

En résumé, la découverte d'olistostromes à différents endroits des zones internes maghrébides, l'étude de leur situation (au sommet de l'Oligo-Miocène kabyle) et la nature des blocs qu'ils contiennent (provenant des flyschs allochtones, de formations telliennes ou de la chaîne calcaire), la précision de l'âge de leur matrice ainsi que leurs relations avec les nappes de flyschs qui les surmontent a permis de tirer les conclusions suivantes, selon les partisans de l'origine externe de tous les flyschs :

- L'origine méridionale des nappes de flyschs par rapport à la dorsale ;
- La mise en place en milieu sous-marin de ces nappes de flyschs accompagnée de la fragmentation de leur partie frontale formant les olistolites ;
- La tectonique d'écoulement des nappes de flyschs du Sud vers le Nord s'est produite entre l'Oligocène terminal-Aquitanien basal et le Burdigalien supérieur post-nappes. Tous ces glissements sous-marins ont précédé les ultimes phases de charriage vers le Sud datés du Burdigalien supérieur, du Langhien et du Tortonien (Vila, 1980 ; Courme-Rault et Coutelle, 1982 ; Dewey et *al.,* 1989; Vergès et Sabat, 1999 ; El Azzouzi et *al.,* 2014).

II-6. Le Numidien

Le terme Numidien fût introduit par Ficher en 1908 suite à son étude du massif d'Akfadou en Grande Kabylie. Le Numidien (''flysch'' ou formation) forme une épaisse série détritique terrigène affleurant sur près de 2500 km sur tout le pourtour méridional de la Méditerranée occidentale (Fig. 16) : au Sud de l'Espagne, au Maroc, en Algérie, en Tunisie et au Sud de l'Italie. Le bassin récepteur des sédiments numidiens a disparu lors des paroxysmes orogéniques alpins du Miocène aboutissant à la formation de la Méditerranée occidentale. Le Numidien a longtemps suscité l'intérêt de plusieurs auteurs notamment en ce qui concerne 1) sa colonne lithostratigraphique, 2) sa position structurale et ses relations avec les terrains sous-jacents et 3) la paléogéographie et la source d'alimentation de son bassin. Si les auteurs sont progressivement parvenus à un consensus concernant les deux premières questions, le problème de la source d'alimentation du bassin numidien demeure encore posé et ce depuis plus de 60 ans. Les auteurs ont d'abord proposé une provenance du matériel gréseux numidien à partir du Nord (Caire, 1957 ; Parize et *al.,* 1986). Par la suite, une alimentation du bassin numidien à partir du Sud fût envisagée par Wezel (1970), Hoyez (1975) et Lancelot (1977). Cette hypothèse a été confirmée par une étude très récente de Fornelli et *al.* (2015). En effet, les âges U-Pb sur zircons hérités provenant des grès numidiens du Sud des Apennins mettent en évidence une source d'alimentation située au Sud représentée par le craton africain où les terrains archéens, protérozoïques et cambriens affleurent depuis l'Atlantique à l'Ouest jusqu'au Hoggar et le massif de Tibesti à l'Est.

Sur le plan stratigraphique, la série numidienne comporte les trois termes suivants :

- à la base, les argiles sous-numidiennes de teinte rouge, verte ou grise généralement à Tubotomaculum. Dans le bassin de Collo, ces argiles paraissent être remplacées par des pélites jaune-verdâtre à fine stratification régulière (Bouillin, 1979). Dans le Constantinois, les argiles sous-numidiennes ont livré une association microfaunistique qui pourrait être attribuée à l'Oligocène terminal-Aquitanien (Bouillin et Raoult, 1971). En Grande Kabylie les argiles sous-numidiennes auraient commencé à se déposer avant l'Oligocène moyen (Magné et Raymond, 1972),
- les grès numidiens de couleur jaunâtre ou blanchâtre, plus ou moins riches en bancs épais caractérisés par des quartz roulés de forte granulométrie. En Kabylie de Collo, la puissance de ces grès à intercalations de pélites noires peut atteindre 300 m. Dans le Constantinois, l'âge de la partie inférieure des grès numidiens correspondrait à la transition Oligocène terminal-Aquitanien (Raoult, 1974). En Grande Kabylie, les microfaunes abondantes et bien conservées indiquent que le numidien gréseux s'est déposé entre l'Oligocène terminal et le Burdigalien inférieur (Magné et Raymond, 1972),
- les formations supra-numidiennes comportent des argiles, des marnes claires et des silexites. Le sommet de la série numidienne est daté de l'Aquitanien terminal-Burdigalien inférieur (zone N6 de Blow) dans le Constantinois (Raoult, 1974) et en Grande Kabylie (Magné et Raymond, 1972). A noter que les équivalences d'âges stratigraphiques et d'âges micropaléontologiques ont évolué depuis des études anciennes. Actuellement (par ex. Ferrandini et *al.* 2003), la zone N6 de Blow débute à la fin du Burdigalien inférieur et se termine au milieu du Burdigalien supérieur.

En résumé, la comparaison de l'âge des argiles sous-numidiennes (Oligocène moyen-Aquitanien) avec les âges de l'Oligo-Miocène kabyle et des olistostromes (Miocène inférieur) sur lesquels repose le numidien confirme l'allochtonie de la série numidienne.

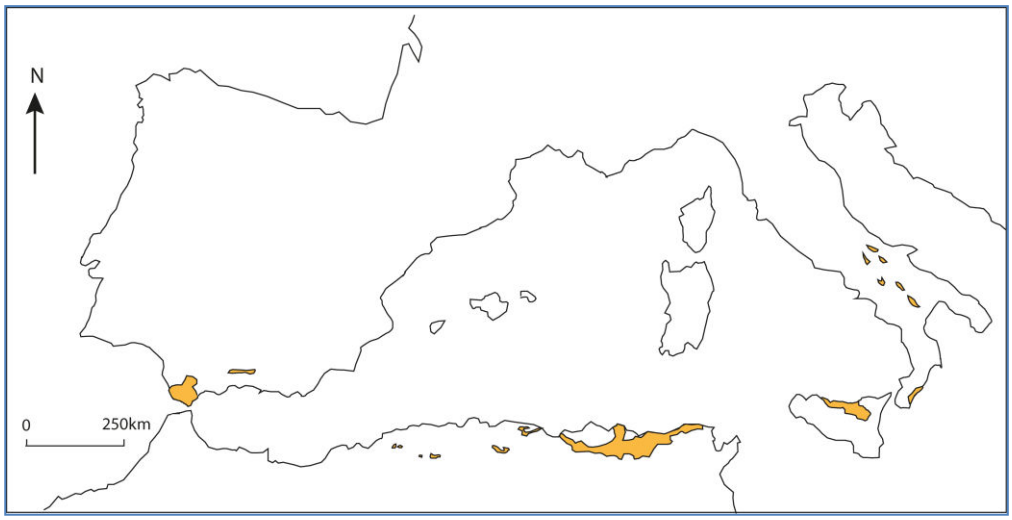


Fig. 16 : Principales zones d'affleurement du Numidien en Méditerranée occidentales (d'après Parize et *al.* (1986) et Hoyez (1989)).

II-7. Miocène post-nappes de flyschs de la région de la Kabylie de Collo

Les dépôts du Miocène post-nappes de flyschs affleurent dans les deux bassins de Collo et d'El Milia où ils sont percés et légèrement métamorphisés par des corps magmatiques microgrenus de taille variable allant de petits pointements à des massifs plus importants de plus de 10 km^2 (ex. Beni Ischacq au sud-ouest de Collo). Ces formations sont discordantes sur les flyschs numidiens d'âge oligocène moyen-Burdigalien inférieur (Magné et Raymond, 1972 ; Bouillin, 1979) à burdigalien inférieur (zone N6 de Blow) (Magné et Raymond, 1972 ; Raoult, 1974) et/ou sur les flyschs massyliens d'âge crétacé inférieur à lutétien (Raoult, 1974), ainsi que sur l'Oligo-Miocène kabyle.

Roubault (1934) fût le premier à identifier le Burdigalien de la Kabylie de Collo. Par la suite, Hilly (1952), Hilly et Magné (1953) précisent la stratigraphie du Burdigalien de la Kabylie de Collo et du Cap de Fer, alors que, de son côté, Durand Delga (1952, 1955) décrit le Burdigalien de la région d'El Milia. Ultérieurement et suite à la mise en évidence des nappes de flyschs, ces terrains ont été considérés comme post-nappes. Bouillin reprend en 1977 et 1979 l'étude des terrains miocènes dans le bassin de Collo et y décrit : 1) un premier cycle à marnes bleues ou grises qui repose en discordance sur le Numidien, les flyschs, les olistostromes, l'Oligo-Miocène Kabyle (OMK) et exceptionnellement sur le socle kabyle. Au dessus, 2), un second cycle gréseux est transgressif sur le premier ou sur le Numidien (dans la région d'El Ouloudj-bassin de Collo). Les grès de ce second ensemble proviennent

essentiellement de la destruction du matériel numidien. Selon Courme-Rault (1985) qui a fait une étude de synthèse sur le Miocène post-nappes de flysch de la Kabylie de Collo et tout le secteur septentrional de l'Algérie, le Miocène post-nappes est marin en Kabylie de Collo et daté à la base du Burdigalien Supérieur et continental dans bassin de Constantine avec des conglomérats rouges à la base et des argiles gypsifère au sommet. Ce Miocène est d'âge Miocène moyen à supérieur.

En résumé, ces travaux montrent que dans le Tell, le Miocène post-nappes peut être subdivisé en trois cycles sédimentaires (Coutelle 1981, El Azzouzi et *al.* 2014) :

- A la base, un premier cycle est compris entre les zones N7 et N8 (Burdigalien supérieur-Langhien inférieur). En effet, la base de ce premier cycle post-nappes de flysch a livré des associations à *Globigerinoides trilobus* + *Globigerinoides sicanus* ce qui permet de l'attribuer au Burdigalien supérieur (zone N7 de Blow) (Ferrandini et *al.,* 2003). Vers le sommet apparaissent des niveaux à *G. sicanus* seule puis à G. *sicanus* + *Praeorbulina* ce qui indique bien un âge Langhien (zone N8 de Blow).

- Le second cycle débute dans cette même zone N8 (Langhien inférieur). Il est représenté, en Grande Kabylie, par le second cycle du bassin de Tizi Ouzou (Courme-Rault et Coutelle, 1979) et par le second cycle du Miocène de la vallée de la Soummam (Courme-Rault et Coutelle, 1982). En Petite Kabylie, il correspond au Miocène de Jijel et aux grès d'El Ouloudj (bassin de Collo). L'âge des derniers dépôts identifiés dans ce second cycle est au plus tortonien (zones N15-N16 ?).
- Un troisième cycle, surtout développé en Algérois et en Oranie, s'étend de la zone N16 à la fin de la zone N17.

La limite entre les deux cycles correspond à la phase de charriage des nappes sud-telliennes datée à 15 Ma (El Azzouzi et *al.,* 2014). Cette phase se place juste avant l'apparition des Orbulines.

II-8. Le magmatisme cénozoïque de la marge algérienne : marqueur de changements géodynamiques

Allongée sur 1200 km de long, depuis Ras Tarf (Maroc) jusqu'au massif des Mogods et l'archipel de la Galite (Tunisie), la marge nord-africaine est marquée par une activité magmatique qui se manifeste essentiellement au Miocène moyen, sous forme de roches plutoniques et volcaniques à affinité calco-alcaline et passe au Miocène terminal et au Plio-Quaternaire à des produits volcaniques à affinité alcaline.

En Algérie centrale et orientale, elle comporte principalement des granitoïdes métalumineux et peralumineux langhiens (~16 Ma) associés à des andésites et dacites à affinité calco-alcaline. En Oranie (Algérie occidentale), le volcanisme andésitiques calco-alcalin (14-9 Ma) est relayé par des laves transitionnelles à partir du Tortonien (~ 10 Ma) puis alcalines à partir du Pliocène (~ 4 Ma).

Cependant, il existe quelques indices d'une activité magmatique anté-nappes burdigaliennes dont le plus notable est représenté par des pyroclastites de L'Oligo-Miocène kabyle dont nous dirons quelques mots.

8.1. Caractéristiques spatio-temporelles

Les plus anciennes roches éruptives miocènes connues aujourd'hui sur la marge algérienne sont les tuffites qui ont été décrites en Grande Kabylie (Rivière et *al.,* 1977 ; Lorenz, 1984 ; Soria et *al.,* 1992). Ces formations pyroclastiques associées à des silexites sont intercalées dans les niveaux supérieurs de l'Oligo-Miocène kabyle datés par microfaune de l'Aquitanien terminal-Burdigalian inférieur. Cet âge est compatible avec l'âge radiométrique K-Ar de 19,4 ± 1 Ma (Bellon, 1976). Des niveaux à pyroclastites ayant des caractéristiques pétrographiques et géochimiques semblables et occupant la même position stratigraphique sont décrites en de nombreux endroits du pourtour de la Méditerranée occidentale, en particulier dans la région de Malaga (Sud de l'Espagne) (Rivière et Courtois, 1975). Cette grande extension indique qu'une importante phase de volcanisme felsique a été enregistrée à divers endroits de la Méditerranée occidentale à la limite Aquitanien-Burdigalien, précédant ainsi les grandes phases de charriage de nappes et le magmatisme calco-alcalin.

Au Langhien (~15-16 Ma), l'activité magmatique débute en Algérie centrale et orientale par un magmatisme bimodal généralement potassique (Maury et *al.,* 2000 ; Fourcade et *al.,* 2001). Des magmas calco-alcalins riches en potassium à shoshonitiques se mettent en place

(fig. 17) sous forme de granitoïdes métalumineux à peralumineux associés à des roches intermédiaires et felsiques à textures microgrenues voire microlitiques. Les roches mafiques qui leurs sont associées (gabbros ou coulées basaltiques) montrent une extension plus limitée.
A partir du Serravalien (14 Ma), le magmatisme calco-alcalin s'étend à toute la marge maghrébine depuis Nefza (Tunisie, 7-14 Ma) jusqu'à l'Oranie et au Maroc oriental, (Gourougou, 7-12 Ma) où il est remplacé par un magmatisme alcalin sous-saturé en silice (basanites et néphélinites) dès la fin du Miocène-début du Pliocène. Le passage du magmatisme calco-alcalin orogénique au volcanisme alcalin intraplaque s'effectue de manière progressive par l'émission de laves dites « transitionnelles » aux extrémités de la chaîne volcanique (complexes de Nefza à l'Est, de l'Oranie, du Gourougou et du Guilliz à l'Ouest).
Ces roches basaltiques et plus rarement andésitiques sont, pour l'essentiel, contemporaines, entre 10 et 7 Ma, de la fin de l'épisode calco-alcalin (Maury et *al.*, 2000). Leur mise en place est suivie, dans les mêmes régions ou à proximité, d'un volcanisme alcalin typique (basaltes alcalins et basanites).

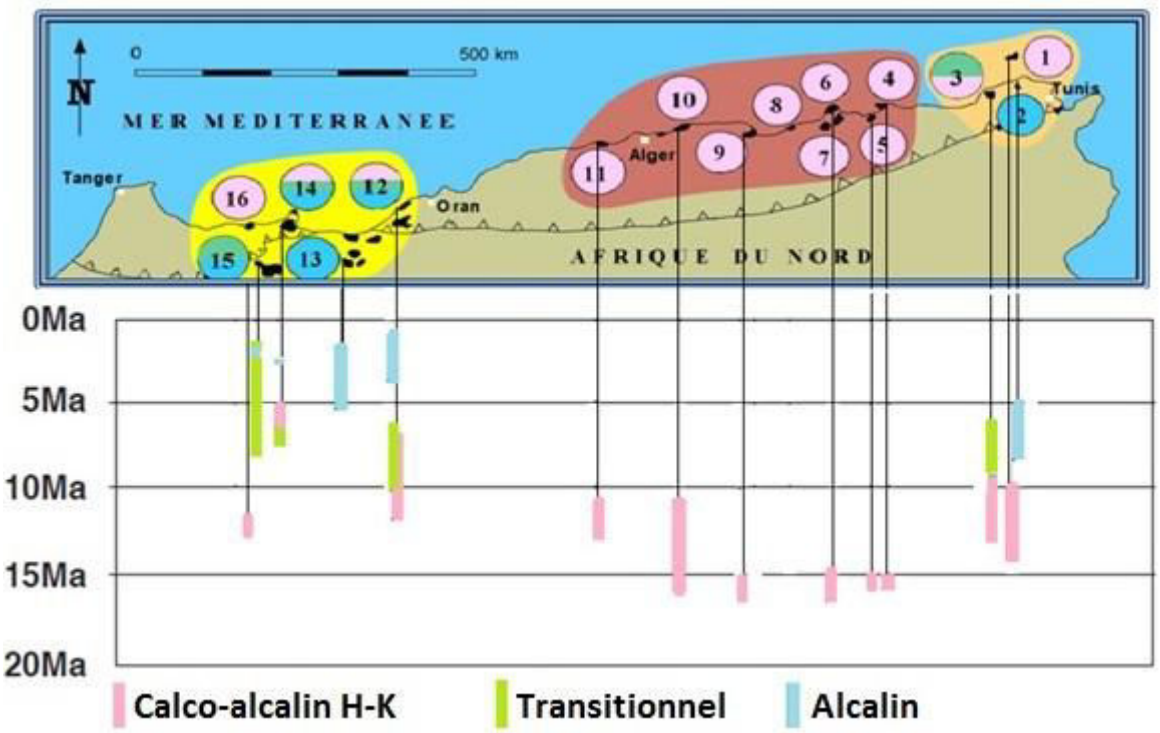


Fig.17 : Synthèse des caractéristiques géochimiques et chronologiques (fourchettes d'âge K-Ar) des roches magmatiques de la marge maghrébine (modifiée d'après Maury et *al.* (2000)).
1 : La Galite ; 2 : Mogods ; 3 : Nefza ; 4 : Ouest Edough-Cap de Fer ; 5 : Filfila ; 6 : Bougaroun ; 7 : Beni Toufout ; 8 : El Aouana ; 9 : Béjaïa-Amizour ; 10 : Algérois ; 11 : Cherchell ; 12 : Oranie ; 13 : Oujda ; 14 : Gourougou-Trois Fourches ; 15 : Guilliz ; 16 : Ras Tarf.

8.2. Source des magmas calco-alcalins

Depuis 1995, les auteurs interprètent ce magmatisme calco-alcalin potassique comme dérivant de la fusion d'un manteau lithosphérique métasomatisé par des fluides provenant d'une plaque océanique subduite suivie d'une contamination modérée à forte par la croûte continentale inférieure et supérieure (cas des granitoïdes de la Kabylie de Collo) (Maury et *al.,* 2000 ; Fourcade et *al.*, 2001 ; Coulon et *al.*, 2002 ; Laouar et *al.*, 2005). Coulon et *al.* (2002) montrent que les données géochimiques d'une grande partie du magmatisme calco-alcalin d'Oranie sont compatibles avec un modèle de contamination d'un magma calco-alcalin par la croûte inférieure. Selon Fourcade et *al.* (2001), la majorité des granitoïdes peralumineux à cordiérite proviendraient de l'assimilation de métasédiments par des magmas intermédiaires à felsiques à liés à ce magmatisme calco-alcalin. La source des granitoïdes métalumineux est essentiellement crustale comme le montre leurs compositions en isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}O$ compris entre 9.3‰ et 13‰).

8.3. Sources des magmas alcalins

Jusqu'au début des années 2000, les auteurs considéraient que le magmatisme alcalin du Maghreb dériverait de l'asthénosphère (panaches-points chauds) (El Azzouzi et *al.*, 1999 ; Maury et *al.*, 2000). En prenant l'exemple de Moyen Atlas qui représente le plus important champ volcanique alcalin du Maghreb avec 100 km de long, une superficie de 960 km^2 et 20 km^3 (El Azzouzi et *al.,* 2003), on s'aperçoit que les volumes sont trop faibles (Moyen Atlas : 20 km^3, total environ 50 km^3), comparés à un volcan de point chaud du Pacifique Sud qui émerge lorsque son volume dépasse 1500-2000 km^3.

A l'heure actuelle, il est admis que les laves alcalines dériveraient de taux de fusion faibles (1 à 8 %) d'un manteau enrichi contenant de l'amphibole (pargasite), vers 70 km de profondeur (El Azzouzi et *al.,* 2003) ce qui correspond à la base du manteau lithosphérique africain.

Chapitre III : Données de terrain, échantillonnage nouveau et pétrographie

SOMMAIRE

III-1. Introduction et localisation géographique

III-2. Le secteur de la Kabylie de Collo

2.1. Situation géographique-aperçu géologique

2.2. Travaux antérieurs et principaux résultats

2.3. Les roches magmatiques : échantillonnage nouveau, structures et textures

2-3.1. Les roches plutoniques

2-3.1.1. Les gabbros : structures, textures et minéralogie

Affleurement du Cap Bougaroun

Affleurement de Mersa Dammat el Djiyed

Affleurement de Yaddene

2-3.1.2. Les granites de Bougaroun : structures, textures et minéralogie

2-3.2. Les roches de semi-profondeur

2-3.2.1. Les microgranodiorites : structures, textures et minéralogie

Le massif de Sidi Achour

Les microgranodiorites de la bordure Est et Sud-Est du Cap Bougaroun

2-3.2.2. La microdiorite de Bouserdoum: structures au contact des sédiments miocènes, textures et minéralogie

2-3.3. Les roches volcaniques

2-3.3.1. La brèche volcanique du Sémaphore

2-3.3.2. Le complexe rhyolitique du Kef Chéraïa

2-3.4. Les filons : répartition spatiale, structures et minéralogie

III-3. Le secteur ouest Edough-Chétaïbi-Cap de Fer

3.1. Situation géographique et aperçu géologique

3.2. Etudes antérieures et principaux résultats

3.3. Les roches magmatiques : échantillonnage nouveau, structures et textures

3-3.1. Les roches plutoniques

3.3.1.1 Les diorites : la coupe Fontaine romaine-Mechtet Bou Gattous

3-3.2. Les roches de semi-profondeur

3-3.2.1. Les microgranodiorites : structures, textures et minéralogie

3-3.3. Les roches volcaniques : structures, mode de mise en place et relations avec les sédiments miocènes

3-3.3.1. Les dépôts pyroclastiques

La brèche à éléments de microgranodiorite

Le tuf à blocs de microgranodiorite

3-3.3.2. Les andésites

La brèche andésitique

3.4. Les sédiments miocènes

3-4.1 Description des affleurements : la coupe Cap de Fer - la Marsa

3-4.2. Corrélations entre les différents logs lithostratigraphiques

3-4.3. Liste des microfossiles et révision de l'âge de la série miocène dans le secteur Chétaïbi-Cap de Fer

3-4.4 Conclusion sur l'âge des terrains sédimentaires

III-1. Introduction et localisation géographique

La ‘’Petite Kabylie’’ comprend l’ensemble des massifs côtiers de l’Est algérien affleurant depuis la région de Jijel (ex. Djidjelli), à l’Ouest, jusqu’à la plaine d’Annaba (ex. Bône), à l’Est. Cette vaste région qui s’étend sur près de 200 km a été subdivisée en deux secteurs d’étude. A l’Ouest, la Kabylie de Collo s’étend entre 6° et 7° E et 36° 30’ et 37° 06’ N, jusqu’aux environs de Skikda (ex. Philippeville). A l’Est, le secteur de l’Edough-Cap de Fer s’étend entre 7° e 7° 50’ E et 36° 50’ et 37° 04’ N (fig. 18).

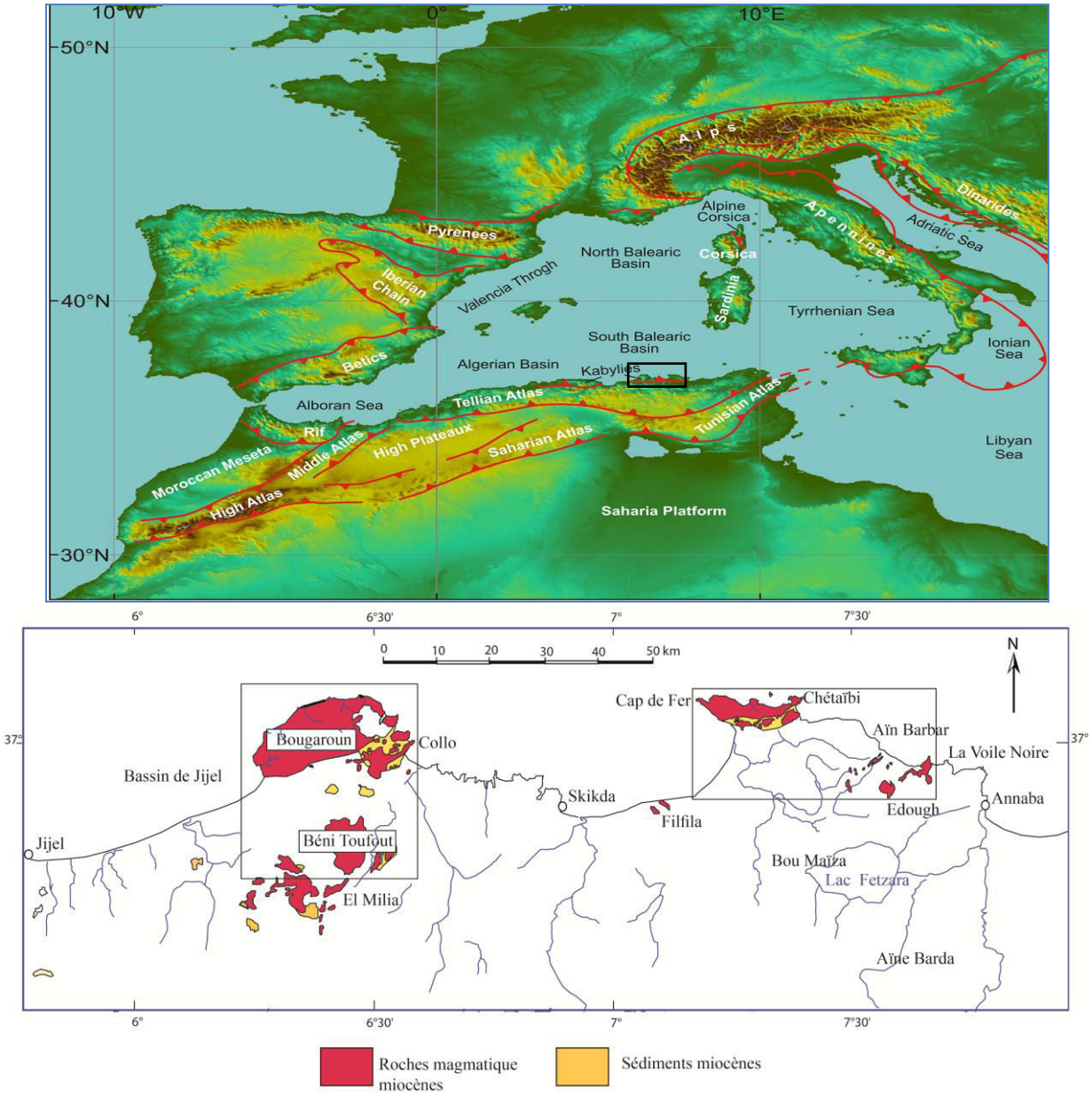


Fig. 18 : Roches magmatiques et sédiments miocènes qui leur sont associés en Petite Kabylie (NE algérien) et localisation géographique de la zone d’étude dans la Méditerranée occidentale (carte du haut). La zone encadrée correspond aux deux secteurs d’étude : **à l’Ouest :** secteur de la Kabylie de Collo ; **à l’Est** : secteur Ouest Edough-Cap de Fer.

Sur le plan géologique, la Petite Kabylie correspond au segment le plus oriental de la chaine maghrébide dont les unités disparaissent vers le Nord-Est sous la mer Méditerranée pour réapparaître dans l'île de la Galite, puis en Sicile. Les deux secteurs d'étude se caractérisent par un large développement des roches magmatiques tertiaires qui feront, dans ce qui suit, l'objet principal de nos descriptions.

III-2. Le secteur de la Kabylie de Collo

2.1. Situation géographique-aperçu géologique

Située à environ 400 km à l'Est d'Alger et à 75 km au NNO de la ville de Constantine, la transversale de la Kabylie de Collo à El Milia se trouve au cœur de la Petite Kabylie. D'importants massifs montagneux lui confèrent son caractère géomorphologique.

La Kabylie de Collo est constituée par l'empilement de plusieurs entités géologiques (fig. 19). Ce dispositif structural complexe est le résultat d'une succession de plusieurs mouvements tangentiels qui auraient commencé dès la fin du Lutétien-Oligocène supérieur (Raoult, 1974) et se seraient poursuivi jusqu'au Tortonien (Vila, 1980 ; Dewey et *al.,* 1989 ; Vergés et Sàbat, 1999). Les ensembles suivants peuvent être distingués :

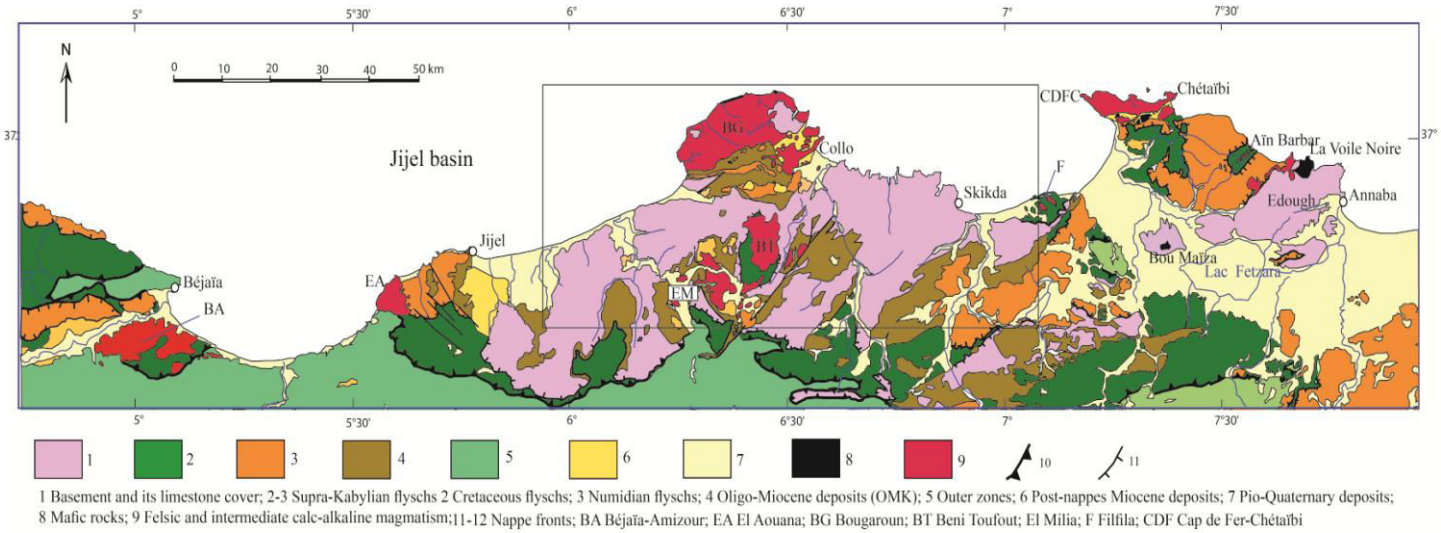


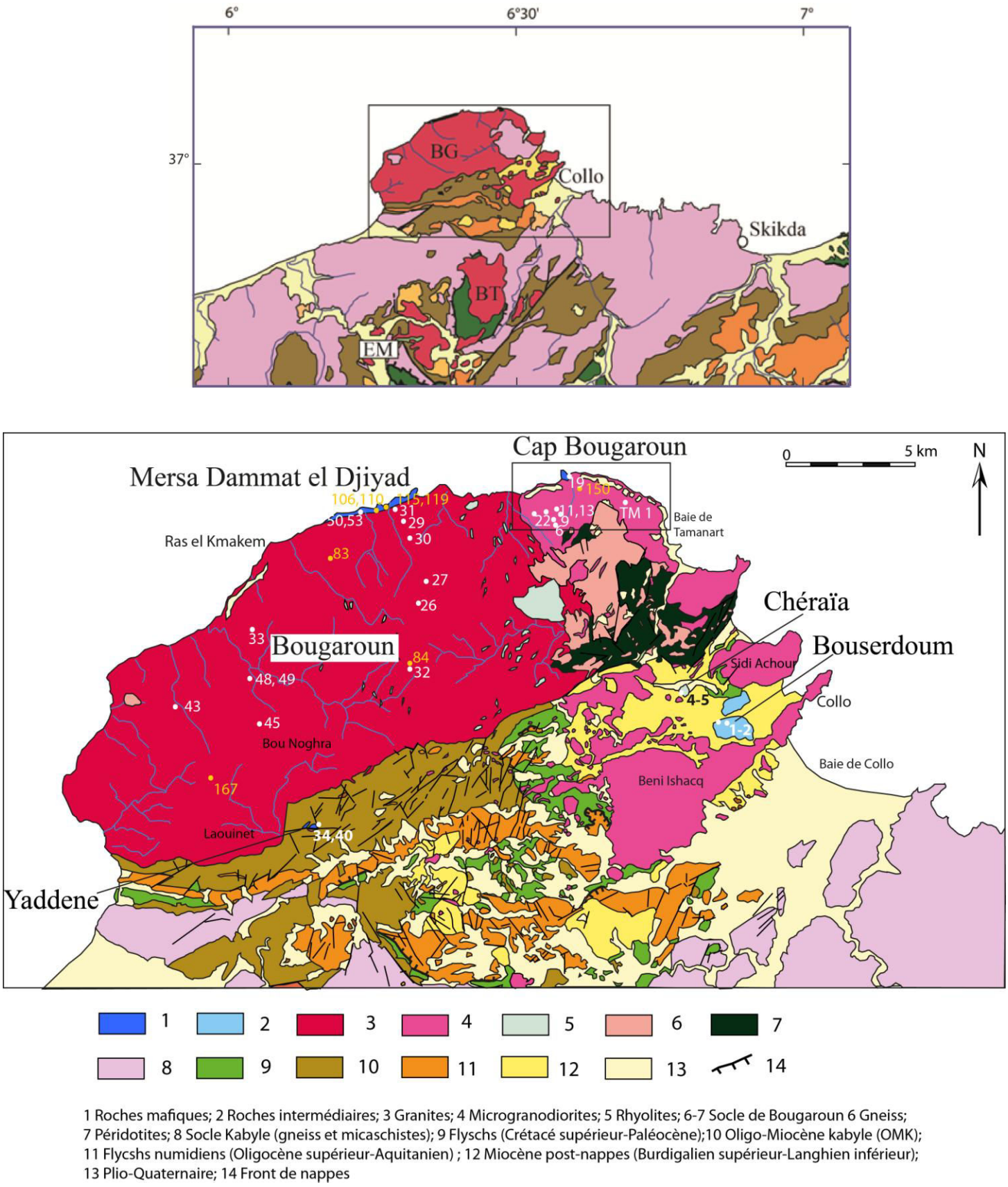
Fig. 19 : Carte géologique de l'Algérie Nord-orientale simplifiée d'après Roubault (1934) et Vila (1980). La zone encadrée représente la région de la Kabylie de Collo-Béni Toufout-El Milia.

1) Au Nord de la Kabylie de Collo, affleure le socle de Bougaroun injecté, de toute part, par des granites et des microgranodiorites. Vers le Sud, ce socle est en contact tectonique avec les formations sédimentaires du bassin de Collo. 2) Le socle kabyle affleure largement au Sud de la zone étudiée et est surmonté par L'Oligo-Miocène Kabyle (OMK). Un olistostrome à débris de flysch termine la série de l'OMK. Sur cet olistostrome viennent des nappes de flyschs représentées majoritairement par le Numidien.3) Sous le socle kabyle on observe deux types d'unités : des flyschs qui apparaissent en fenêtres sous le socle kabyle (fenêtre des Béni Toufout), et des nappes à matériel tellien. 4) En discordance sur les unités précédentes, viennent les formations du Miocène post-nappes d'âge Burdigalien supérieur-Langhien inférieur.

Les roches éruptives occupent plus d'un tiers de la surface totale soit 350 km^2, et constituent une des particularités de la Kabylie de Collo. Le complexe volcano-plutonique de Collo-Bougaroun, est composé (1) de roches grenues, essentiellement des granites peralumineux à cordiérite (Ouabadi, 1994, Fourcade et *al.,* 2001) (pluton de Bougaroun au Nord, des Béni Toufout au Sud et de Filfila à l'est) ; (2) de gabbros que l'on trouve sur la bordure septentrionale du pluton et au Sud-Ouest de celui-ci où ils sont associés à des ultrabasites formant le complexe stratifié de Yaddene ; (3) de roches microgrenues affleurant largement et qui sont les microgranodiorites de Collo et d'El Milia, les microdiorites de Bouserdoum et les quelques filons métriques de composition felsique ou mafique, notamment au Nord-Ouest de Bougaroun ; (4) de laves affleurant dans le complexe rhyolitique du Kef Chéraïa.

2.2. Travaux antérieurs et principaux résultats

Les premières études sur le magmatisme de la Kabylie de Collo datent des années 1930. Roubault (1934) fût le premier à fournir les premières descriptions pétrographiques détaillées des terrains cristallins et notamment des roches magmatiques de la région ainsi qu'une carte géologique très simplifiée à l'échelle du 1/100 000e. Les premières données radiométriques sur la chronologie de mise en place des corps magmatiques furent publiées par Bellon (1976), puis par Penven et Zimmermann (1986). Le premier auteur attribue un âge aquitanien à la mise en place du pluton de Béni Toufout (22 ± 1 Ma, âge K-Ar) situé au sud de la Kabylie de Collo. Cependant, cet âge n'a pas été confirmé par d'autres datations obtenues sur le même pluton granitique et qui donnent un âge langhien à sa mise en place (15.2 ± 0.7 Ma et 16.4 ± 0.3 Ma ; âges K-Ar) (Penven et Zimmermann, 1986 ; Mitchell et *al.,* 1988).



1 Roches mafiques; 2 Roches intermédiaires; 3 Granites; 4 Microgranodiorites; 5 Rhyolites; 6-7 Socle de Bougaroun 6 Gneiss; 7 Péridotites; 8 Socle Kabyle (gneiss et micaschistes); 9 Flyschs (Crétacé supérieur-Paléocène);10 Oligo-Miocène kabyle (OMK); 11 Flycshs numidiens (Oligocène supérieur-Aquitanien) ; 12 Miocène post-nappes (Burdigalien supérieur-Langhien inférieur); 13 Plio-Quaternaire; 14 Front de nappes

Fig. 20 : Carte géologique de Collo-Bougaroun modifiée d'après Roubault (1934) et Bouillin (1977), montrant la localisation des échantillons étudiés. Les échantillons en couleur jaune correspondent à la collection de Fougnot (1990). La zone encadrée représente le secteur du Cap Bougaroun *s.s.*

Les données K-Ar obtenues par les mêmes auteurs sur le pluton de Bougaroun fixent l'âge de sa mise en place au Langhien (15.6 ± 0.5 Ma ; 16.4 ± 0.3 Ma). Par la suite les travaux de Fougnot (1990) et Ouabadi (1994) ont montré que les granitoïdes de la Kabylie de Collo étaient associés à des roches basiques et intermédiaires (gabbros et diorites) ce qui a mis en évidence une source mantellique à leur origine.

Les analyses minéralogiques et chimiques des éléments majeurs et traces des différents types de roches ont mis en évidence leur caractère calco-alcalin métalumineux à peralumineux moyennement à fortement potassique et exceptionnellement pauvre en potassium.

Les isotopes du Sr, Nd et O montrent que le magmatisme de la Kabylie de Collo provient de la fusion d'un manteau enrichi par une subduction antérieure suivie par l'hybridation entre les magmas issus du manteau et la croûte continentale. Cette hybridation culmine au niveau des granites à cordiérite avec l'intervention finale de matériaux pélitiques (Ouabadi, 1994 ; Fourcade et *al.,* 2001).

2.3. Les roches magmatiques : échantillonnage nouveau, structures et textures

Les études antérieures menées sur le magmatisme de la Kabylie de Collo ont été particulièrement focalisées sur les roches évoluées dont l'apport essentiel concernait les processus d'interaction des magmas mafiques avec la croûte continentale (Ouabadi, 1994 ; Fourcade et *al.,* 2001). Les roches mafiques et ultramafiques n'ont fait l'objet que de descriptions pétrographiques et quelques analyses chimiques d'éléments majeurs (Roubault, 1934 ; Bouillin et Kornprobst, 1974 ; Fougnot, 1990). D'autre part, outre quelques âges K-Ar sur les granites et microgranodiorites, peu de datations sont disponibles sur les différents corps magmatiques de la région. **Nous avons ainsi concentré nos efforts sur l'étude des roches mafiques afin d'apporter des contraintes sur les sources des magmas ainsi que sur l'âge de leur mise en place.** Plusieurs missions de terrain et d'échantillonnage ont pu être effectuées dans le cadre de cette thèse : elles avaient pour objectif principal d'assurer un échantillonnage le plus complet possible des corps magmatiques de la Kabylie de Collo tout en ciblant plus particulièrement les roches mafiques. Lors de notre compagne d'échantillonnage nous nous sommes basé sur les cartes établies par Bouillin (1979) et Roubault (1934) reportée sur la figure 20.

Lorsque les roches magmatiques sont en contact avec les terrains sédimentaires (ex. la microdiorite de Bouserdoum), nous avons vérifié la nature et la géométrie du contact afin d'en déduire des données de chronologie relative. Nous avons également effectué un échantillonnage des terrains sédimentaires à des fins de datations micropaléontologiques qui seront comparés aux âges radiométriques.

Nous présentons dans ce qui suit, une description des structures des roches magmatiques à l'échelle de l'affleurement et des relations géométriques entre les différents groupes de roches de la Kabylie de Collo. Cette description sera suivie d'une synthèse de leur étude pétrographique qui ne présentera guère de fait nouveau par rapport aux descriptions détaillées de Roubault (1934), Fougnot (1990) et de Ouabadi (1994). Un intérêt particulier sera porté sur les roches basiques et leurs relations avec les roches felsiques. Lorsque les conditions d'affleurement le permettent, les relations entre les corps magmatiques et les terrains sédimentaires miocènes du bassin de Collo seront décrites.

2-3.1. Les roches plutoniques

2-3.1.1. Les gabbros : structures, textures et minéralogie

Les gabbros affleurent dans trois endroits de la Kabylie de Collo : au niveau des deux pointements septentrionaux du Cap Bougaroun *s.s* et de Mersa Dammat el Djiyad, ainsi qu'à Yaddene située au Sud du pluton de Bougaroun (fig. 20).

Affleurement du Cap Bougaroun

Les gabbros du Cap Bougaroun *s.s* affleurent sous une forme massive et s'étendent sur environ 500 m de large entre l'éperon rocheux du sémaphore et celui du phare (figs.21a et b). Ils forment ainsi un corps mafique étroit globalement allongé suivant une direction NW-SE, depuis le marabout Sidi Bou Barnous en direction du Sud-Est où ils disparaissent sous les éboulis quaternaires.

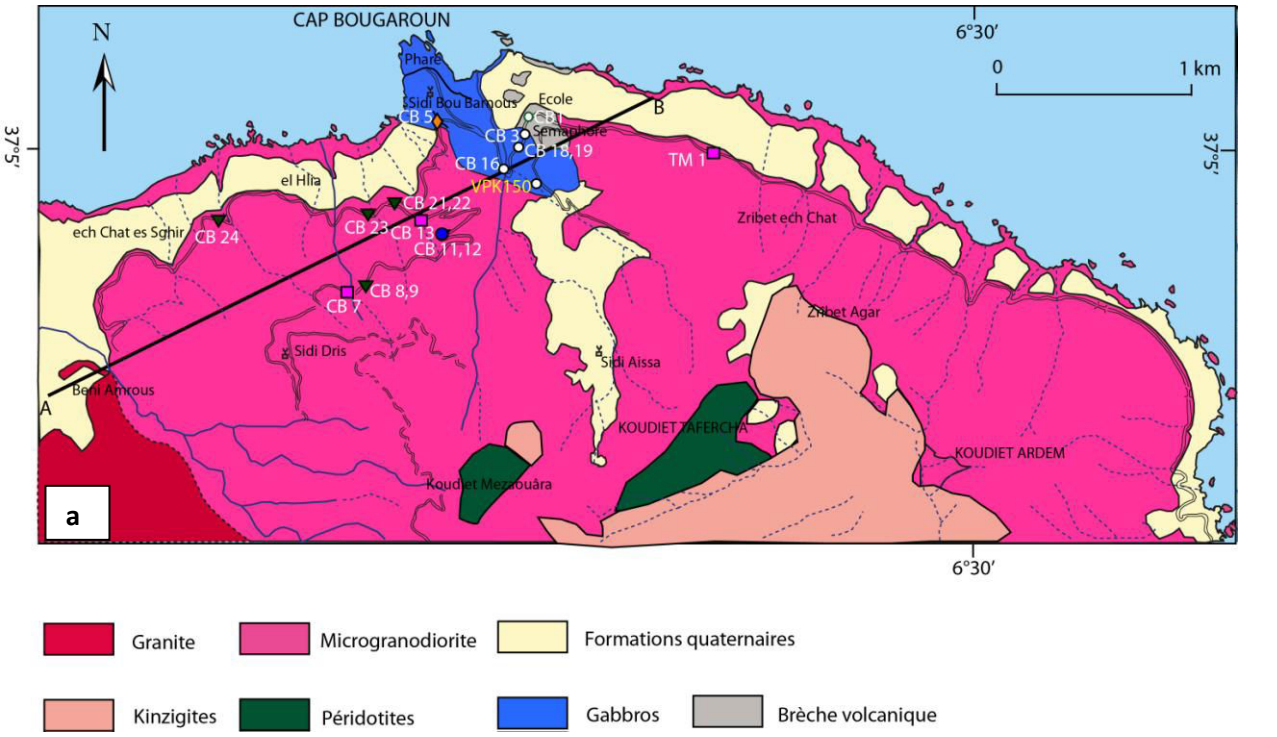
Vers le Nord, ce pointement basique finit en mer et son extension est, de ce fait, difficile à tracer avec certitude. A l'Est, à l'Ouest et au Sud, ces roches mafiques sont entourées par des roches plus différenciées. Une coupe très détaillée (fig.21 b) a été levée afin de suivre les contours du corps basique et vérifier la nature des contacts avec les roches felsiques

environnantes. La coupe montre que les gabbros sont limités à l'Est par la brèche volcanique du sémaphore et à l'Ouest par une roche à faciès de microdiorite riche en enclaves sombres.

De part et d'autre de ces deux limites, affleurent des microgranodiorites. Celles-ci ne se limitent pas à la partie orientale comme l'a précédemment décrit Fougnot (1990). Aucun contact direct entre le massif gabbroïque et les microgranodiorites n'a été visible sur le terrain. Les relations felsique-mafique observées dans le Cap Bougaroun *s.s* se résument en une multitude de filons de nature mafique et/ou felsique recoupant indifféremment le corps gabbroïque central, la brèche volcanique et les microgranodiorites.

Les roches basiques du Cap Bougaroun *s.s* se présentent sous deux faciès de granulométrie différente : un faciès à grain fin de teinte vert sombre formant la base du corps mafique et un faciès grenu à pegmatoïde, constituant sa partie sommitale. Le passage d'un faciès à l'autre se fait graduellement.

Au microscope, la texture est grenue et formée essentiellement de plagioclases et d'amphiboles. Les plagioclases forment des lattes enchevêtrées et l'amphibole jaune verdâtre claire, très peu pléochroïque présente les caractères optiques d'une hornblende verte. Comme minéraux accessoires, les minéraux opaques sont largement représentés dans certaines lames minces. Les minéraux d'altération sont relativement bien développés dans ces gabbros. La calcite remplit les microfissures et la chlorite remplace partiellement et parfois complètement l'amphibole. Les plagioclases se chargent par endroits de produits brunâtres. Dans cette masse gabbroïque existent des enclaves de taille métrique de gabbro à texture cumulative (Pl. I Ph.1) (éch. CB 16) avec quelques grains craquelés d'olivine, du pyroxène et des plagioclases.



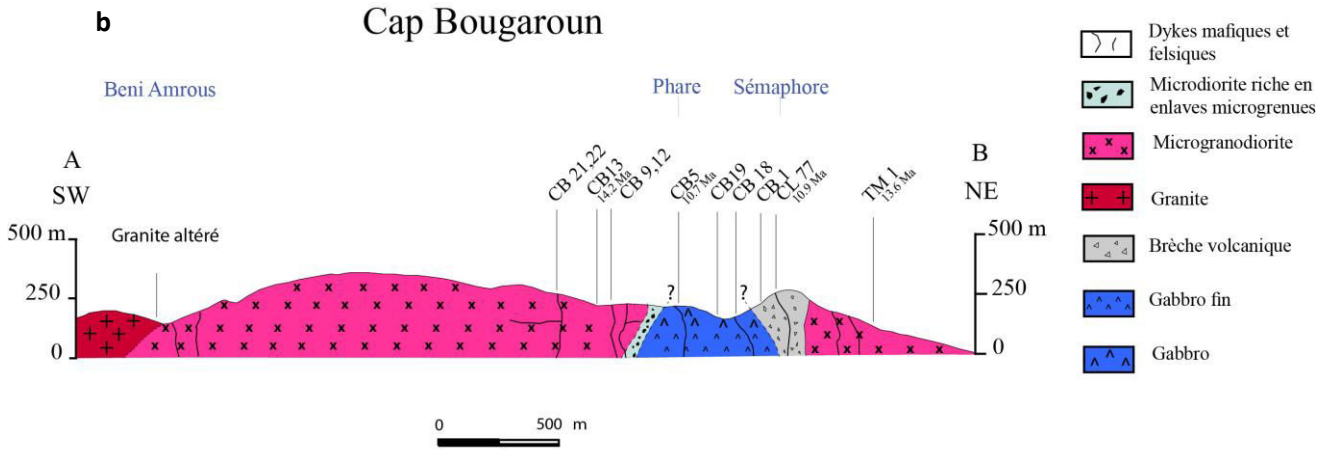


Fig. 21: Géologie du secteur du Cap Bougaroun *s.s.* (**a**) Carte géologique détaillée du Cap Bougaroun *s.s* modifiée d'après Fougnot (1990) et complétée par nos observations, montrant la localisation des échantillons étudiés. (**b**) Coupe géologique montrant les relations des roches mafiques et felsiques.

Affleurement de Mersa Dammat el Djiyed

A 7 km à l'Ouest du Cap Bougaroun *s.s*, les roches basiques forment une bande côtière de 4 km de long et environ 100 à 150 m de large sur la bordure septentrionale du pluton granitique.

Marcel Roubault (1934) fut le premier à signaler la présence de roches basiques dans le secteur de Mersa Dammat el Djiyed. Par la suite, Fougnot (1990) a complété l'étude pétrographique de ces roches par des descriptions détaillées des relations felsique-mafique, une étude minéralogique et par la chimie des majeurs.

Les roches basiques s'étendent d'Ouest en Est entre le hameau de Kerba et l'embouchure de l'oued Djeballah ben Aïech. A l'Est de l'embouchure, la présence de ces roches se fait de plus en plus rare jusqu'à Ras el Karn di Aouana.

Ces roches basiques forment la bordure septentrionale du pluton granitique et se concentrent globalement dans des zones à faible altitude ne dépassant guère 50 m. Le passage du granite vers les roches basiques se fait de façon progressive du Sud vers le Nord. Les roches basiques facilement reconnaissables par leur teinte sombre, commencent à apparaitre au sommet des falaises surplombant la mer, d'abord sous forme de corps isolés ou reliés dans les roches felsiques, puis à mesure que l'on s'approche de la mer, les roches mafiques deviennent de plus en plus importantes et atteignent des tailles métrique à décamétrique.

Comme l'on précédemment mentionné les anciens auteurs, l'affleurement de Mersa offre de meilleures conditions d'échantillonnage et d'observation pour l'étude des relations felsique-basique, comparé au Cap Bougaroun.

Extrémité occidentale de Mersa Dammat el Djiyed du côté de la mer

Bien qu'il soit d'un intérêt certain pour l'étude des relations felsique-mafique, l'affleurement de Mersa est très difficile d'accès par terre. Afin d'y accéder, nous avons longé la côte du côté Ouest à partir de Ras el Kmakem (fig. 20), ce qui nous a permis de faire les observations suivantes :

De façon générale, le matériel basique, cantonné aux zones de faible altitude, semble former la base de la masse granitique supérieure (Pl. I Ph.2). Le corps basique semble, dans sa globalité, être contenu dans le pluton granitique qui le borde de toute part à l'exception de sa limite vers la mer où les masses basiques et /ou felsiques se trouvent immergées. Dans le

détail l'observation des contacts a mis en évidence plusieurs figures d'association des masses felsiques et mafiques :

Les corps gabbroïques de taille importante (métrique à décamétrique) se caractérisent en général par des bordures lobées et montrent des figures d'interpénétration (Pl. I Ph. 3 et 4) avec les corps granitiques. **Ces figures de mélange magmatiques indiquent une mise en place synchrone des deux magmas mafique et felsique**.

Dans le détail, nous avons noté la présence d'enclaves mafiques dans les roches granitiques et vice-versa (PL. I Ph. 5 et 6) ; les enclaves granitiques de taille centimétrique à décimétrique se caractérisent par un enrichissement variable en minéraux colorés et montrent parfois une bordure sombre (PL. I Ph. 5).

Les deux masses basiques et felsiques sont fréquemment traversées par des filonnets aplitiques d'importance variables qui pourraient représenter les derniers produits à cristalliser (PL. II Ph. 1). La roche aplitique est sensiblement moins chargée en minéraux colorés, comparées aux deux roches hôtes.

Sommet de la falaise à l'extrémité orientale de Mersa Dammat

Dans ce secteur, les masses gabbroïques forment des corps isolés, de forme généralement ovoïde et de taille décimétrique à métrique, enclavés dans l'encaissant granitique (PL. II Ph. 2). Les masses plus importantes se trouvent à plus basse altitude en allant vers la mer.

Les roches basiques et intermédiaires de Mersa Dammat el Djiyad présentent trois faciès à minéralogie et granulométrie différentes. 1) un gabbro finement grenu à tendance doléritique avec comme éléments dominants la hornblende verte et les plagioclases en baguettes allongées. 2) une diorite à amphibole avec ou sans biotite : cette roche grenue se présente parfois enclavée dans le faciès précédent. Elle est composée de plagioclases, de nombreuses hornblendes vertes et quelques biotites. 3) un gabbro à grain moyen formé de plagioclases en grandes lattes, de grandes plages de hornblende verte, formées suite à la transformation plus ou moins complète des pyroxènes, et de minéraux opaques.

Affleurement de Yaddene

Ce petit pointement, situé à quelques kilomètres au Sud de Bou Noghra (fig. 20), a été découvert par Bouillin et Kornprobst (1974). Selon les deux auteurs, il présente un ensemble lité et renversé de roches basiques et ultrabasiques qui résulteraient de la cristallisation fractionnée d'un magma basaltique, probablement tholéiitique. Cet ensemble magmatique est intercalé dans les cornéennes résultant du métamorphisme des sédiments oligo-miocènes au contact du granite de Bougaroun. Les roches basiques gabbroïques forment des niveaux superposés d'épaisseur et de granulométrie variables. En dépit de l'accès très difficile et des conditions d'affleurement médiocres en raison du couvert végétal dense, nous avons pu réaliser un nouvel échantillonnage sur le site de Yaddene. Deux gabbros et deux péridotites ont été prélevés à des fins d'analyses chimiques et de datations radiométriques dans le but de les comparer aux roches basiques affleurant sur la bordure septentrionale du pluton de Bougaroun.

La description pétrographique au microscope des péridotites révèle une texture grenue à olivine, clinopyroxène, orthopyroxène, spinelle et quelques très rares sections de plagioclase. L'olivine se présente en cristaux subautomorphes généralement serpentinisés avec assez souvent des inclusions de petits grains de spinelle. L'orthopyroxène se présente en sections subautomorphes à xénomorphes pouvant parfois contenir des grains d'olivine. Le clinopyroxène forme des plages xénomorphes englobant fréquemment les sections d'olivine. Les deux échantillons de péridotites étudiées contiennent très peu de plagioclase qui se présente en sections interstitielles de forme subautomorphe à automorphe. Les minéraux d'altération sont surtout représentés par la serpentine qui envahit les cristaux d'olivine. Les minéraux opaques constituent les principaux minéraux accessoires. Les gabbros présentent une texture cumulative à minéralogie très simple prédominée par les plagioclases et les amphiboles. Les plagioclases forment des lattes (de quelques mm) subautomorphes à automorphes enchevêtrées et fréquemment zonées. Les interstices sont occupés par l'amphibole de type hornblende.

2-3.1.2. Les granites de Bougaroun : structures, textures et minéralogie

Les roches felsiques et particulièrement les granites sont largement représentés en Kabylie de Collo. Compte tenu de son emplacement structural particulier (contact avec les terrains oligo-miocènes qu'il métamorphise) et ses relations avec les roches basiques, le pluton granitique de Bougaroun a fait l'objet d'études nouvelles qui seront largement développées dans ce qui suit et dans les chapitres suivants.

Le complexe granitique de Bougaroun constitue un massif de forme grossièrement elliptique allongé sur plus de 20 km de l'Est-Nord-Est à l'Ouest-Sud-Ouest pour une largeur de l'ordre de 10 km, ce qui en fait le plus grand appareil intrusif tertiaire à l'échelle de l'Afrique du Nord. Au Nord et à l'Ouest, ce pluton est bordé par la mer. Du côté oriental, il perce le socle de Bougaroun à péridotites serpentinisées et unités kinzigitiques. Au sud il déforme et métamorphise les formations de l'Oligo-Miocène kabyle du bassin sédimentaire de ''Collo-Oued Zhour'' (Bouillin, 1983). L'auréole métamorphique dans les terrains oligo-miocènes montre sur 1km de distance à partir du contact, l'assemblage biotite-cordiérite-andalousite puis cordiérite seule (Bouillin, 1977, 1983), ce qui permet d'estimer, par les chronomètres biotite-cordiérite, les conditions de température et pression de sa mise en place. En effet, par comparaison à d'autres plutons granitiques la température maximum est estimée à 550 et 600° C pour une pression de l'ordre de 1,7 à 2 kbar (Festa et *al.,* 2012), ≤ 3 kbar (Menendez et *al.,* 2010, Pattison et Vogl, 2005).

Ce massif complexe montre plusieurs particularités d'ordre pétrologique :

1- le long de sa bordure septentrionale, le pluton granitique est en contact avec les roches basiques dans les deux secteurs du Cap Bougaroun *s.s* et de Mersa Dammat el Djiyad. Les relations chronologiques de ce granite avec les roches basiques ont déjà été décrites plus haut (affleurement de Mersa). Un complément d'échantillonnage a été fait dans le but de faire de nouvelles datations K-Ar, Ar-Ar et U-Pb. L'étude des relations pétrogénétiques, géochimiques et chronologiques de ce granite avec les roches basiques sera largement développée dans ce chapitre et dans les chapitres suivants.

2- sur sa bordure nord-orientale, le granite passe à des faciès microgranodioritiques dont les modalités de passage sont difficiles à définir. En effet, au niveau du village de Beni Amrous, le contact granite-microgranodiorite est marquée par une altération intense (arénisation) du granite et par l'omniprésence de filons rhyolitiques et doléritiques.

La carte d'échantillonnage (fig. 20) montre les différents endroits où il a été possible de prélever des échantillons de granite assez frais pour justifier des analyses chimiques et radiométriques. Relativement homogène dans sa globalité, le faciès le plus typique provient du centre et du Sud du pluton de Bougaroun et montre constamment les minéraux suivants : le quartz, l'orthose en grandes plages troubles et plus souvent poecilitique, le plagioclase, souvent zoné. La biotite se présente en sections subautomorphes, brun rouge très pléochroïques. Elle représente environ 12% des minéraux dans les granites les plus riches et dans les granodiorites. Assez souvent associés à ces biotites, les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et les opaques. Ouabadi (1994) et Fourcade et *al.* (2001) décrivent de la cordiérite dans les granites de Kabylie de Collo.

Dans les parties occidentale et nord-occidentale bordant la côte, le granite fin est de couleur rose, car plus riche en orthose et moins riche en biotite. Les faciès granitiques qui sont en contact avec les roches basiques de Mersa Dammat el Djiyad, sont de couleur beige clair et leur teneur en biotite n'excède pas 5% de l'ensemble de la roche. La tourmaline noire, associée ou non au quartz, est fréquemment présente notamment dans le secteur occidental.

Nous avons échantillonné, dans la partie nord-occidentale du pluton de Bougaroun, un granite à texture plus fine (éch. CB 48- fig. 20) qui affleure sous la forme d'un filon de l'ordre de 20 m de large recoupant nettement le granite de Bougaroun. Nous avons là un bon exemple de chronologie relative entre les différentes venues magmatiques que nous avons confirmé au laboratoire par la datation absolue K-Ar.

2-3.2. Les roches de semi-profondeur

2-3.2.1. Les microgranodiorites

Les microgranodiorites affleurent essentiellement le long de la bordure orientale et méridionale du pluton granitique de Bougaroun ainsi que dans le bassin d'El Milia. La taille des affleurements est très variable. Elle passe de petites masses de quelques centaines de mètres à des massifs plurikilométriques à l'image du massif des Beni Ishacq. La terminaison orientale de ce grand massif, à contours très sinueux, forme la presqu'île de Djerda où est construit le port de Collo.

Les microgranodiorites affleurent également sous forme de filons à limites très nettes, de quelques dizaines de mètres de large dans plusieurs endroits de la masse granitique de Bougaroun (ex. éch. CB 26- fig. 20).

Le long de la côte, dans la presqu'île de Collo, ces microgranodiorites présentent un débit prismatique en colonnades ce qui suggère une mise en place très proche de la surface pour ces roches (Pl. II Ph. 3). Les mêmes structures prismées ont été observées le long d'une nouvelle piste tracée récemment pour relier la baie de Collo à celle de Tamanart et traversant tout le massif de Sidi Achour (Pl. II Ph. 4).

D'une région à l'autre, les microgranodiorites présentent des faciès assez variables :

Le massif de Sidi Achour

Les échantillons les plus sains proviennent du massif de Sidi Achour et ont été prélevés dans des blocs cassés à la dynamite le long de la piste nouvellement tracée. A l'œil nu, la roche de couleur gris verdâtre à blanchâtre présente un aspect plutôt grenu où on distingue des lamelles de biotite nombreuses, du quartz et des feldspaths. La tourmaline est omniprésente (Pl. II Ph. 5). La microgranodiorite ne présente pas de différences de textrure de la bordure vers le centre du massif.

Au microscope, la roche présente une texture microgrenue à matrice très finement cristallisée constituée de cryptocristaux de quartz et de feldspaths (Pl. II Ph. 6). Au sein de cette matrice microcristalline sont noyés des phénocristaux de quartz arrondis et corrodés et souvent à inclusions de biotite. Les plagioclases sont parfois zonés. La biotite, généralement saine, se présente en sections subautomorphes de taille variable et très pléochroïques.

Les microgranodiorites de la bordure Est et Sud-Est du Cap Bougaroun

Les microgranodiorites de la côte septentrionale de Collo vers le Cap Bougaroun et au Sud de celui-ci, sont nettement plus altérées. Le quartz corrodé est plus minoritaire et les plagioclases sont souvent zonés et partiellement ou entièrement damouritisés. La biotite fortement chloritisée, est remplacée par des grains d'opaques. L'autre différence marquante par rapport aux microgranodiorites de Sidi Achour réside dans la texture. En effet, les microgranodiorites prélevées immédiatement au sud du Cap Bougaroun s.s présentent une matrice dont la taille des grains et nettement plus importante (Pl. III Ph. 1.). Ces microgranodiorites sont également plus riches en enclaves sombres de taille centimétriques qui sont, à leur tour plus riches en

plagioclases (Pl. III Ph. 2.). Outre les enclaves sombres, des xénocristaux de taille centimétrique d'andalousite rose sont aussi présents dans ces microgranodiorites.

2-3.2.2. La microdiorite de Bouserdoum : structures au contact des sédiments miocènes, textures et minéralogie

A environ un kilomètre au sud du Djebel Sidi Achour, de part et d'autre de la route Collo-Chéraïa, affleurent deux masses de forme conique du Koudiat Bouserdoum. La teinte sombre de la roche qui les constitue les distingue des massifs microgranodioritiques environnants. Les deux pitons affleurent dans le bassin miocène du bassin de Collo, ce qui a suscité notre intérêt particulier à vérifier les relations géométriques que peuvent avoir ces deux massifs magmatiques avec les terrains sédimentaires. Ces observations de chronologie relative, faites sur le terrain, vont servir d'éléments de discussion des résultats de datations radiométriques K-Ar qui seront exposés dans le chapitre données chronologiques.

Le premier contact roche magmatique-marnes bleues du Burdigalien supérieur-Langhien a été observé au bord de la route qui mène vers Chéraïa, juste en face de la carrière située de l'autre côté de la route. La mesure de pendage faite dans un banc centimétrique de calcaire marneux indique un pendage vers le Nord (N110-60° N) (fig. 20). Un effet de recuit a été observé sur les niveaux de calcaires marneux en contact immédiat de la roche magmatique.

Le deuxième contact des roches magmatiques avec les sédiments miocènes a été observé au bord de la route qui mène vers le village de Bouzouita. Au point GPS : N 37°00'14.7'', E 006°32'04'', Les marnes miocènes sont aussi recuites par la roche magmatique. Leur pendage est vers le Sud (N045- 30° SE). A partir de ces deux points d'observation nous pouvons conclure que la mise en place du massif de Bouserdoum est responsable de l'effet de recuit de l'encaissant sédimentaire et probablement même du sens de plongement des bancs calcaires et calcaires marneux. L'âge de mise en place du massif de Bouserdoum serait ainsi au plus ancien langhien.

Macroscopiquement, la roche de Bouserdoum est de couleur sombre gris noire et est caractérisée par la fréquence d'enclaves noires de taille centimétrique (Pl. III Ph. 3).

Au microscope, la roche présente une texture microgrenue porphyrique à doléritique à phénocristaux de plagioclases souvent zonés, augite et biotite. La mésostase est composée de nombreux feldspaths enchevêtrés et de quelques grains d'augite et de minéraux opaques. Les

minéraux issus de l'altération sont fréquents et représentés essentiellement par la calcite et le quartz secondaire.

2-3.3. Les roches volcaniques

2-3.3.1. La brèche volcanique du sémaphore

Au niveau du sémaphore et jusqu'à environ 100 m en allant vers l'Est dans la direction de la baie de Tamanart, affleure une roche bréchique composée par différents éléments de couleur verdâtre, grisâtre et noirâtre. Cette roche affleure essentiellement dans des blocs éboulés de taille pluri-métriques et apparait en place sous la terrasse quaternaire au bord de la mer.

A l'œil nu, la roche présente un aspect bréchique avec des éléments de différentes tailles millimétrique à pluri-centimétrique, de forme généralement sub-arrondie et de couleurs différentes verdâtre, gris noir (Pl. III Ph. 4) et parfois beige. Ces fragments de taille et de nature diverses (dolérites et rhyolites) sont enrobés dans une mésostase de composition microgranodioritique de couleur vert pâle. Les différents éléments noyés dans la matrice vert claire sont très comparables au matériel filonien felsique ou basique recoupant les microgranodiorites avoisinantes.

Au microscope, on distingue la matrice à minéralogie identique à celle des microgranites avec du quartz, des feldspaths potassiques et des plagioclases. Les blocs de dolérites composés essentiellement de plagioclases et des clinopyroxènes très comparables aux dolérites filoniennes recoupent indifféremment la brèche du sémaphore et les microgranodiorites avoisinantes. Les observations microscopiques confirment ainsi celles de Roubault (1934) et de Fougnot (1990), notamment la similitude constatée par les deux auteurs entre les éléments de dolérite compris dans la brèche éruptive et ceux des filons environnants.

2-3.3.2. Le complexe rhyolitique du Kef Chéraïa

En Kabylie de Collo, les roches rhyolitiques affleurent essentiellement dans l'appareil volcanique du Kef Chéraïa culminant à 580 m et situé à environ 5 km à l'Ouest-Nord-Ouest de Collo. Ces rhyolites forment une falaise stratifiée composé d'une partie supérieure massive

et une partie inférieure litée avec des passées grossières et fines (Pl. III Ph. 5). Elles reposent en discordance sur les marnes bleues du bassin de Collo (Pl. IV Ph. 1).

Cette structure volcanique a été décrite pour la première fois par Roubault (1934) puis plus en détail par Fougnot (1990) qui a notamment repris les travaux de Fauvel (1977). Les deux auteurs ont élaboré deux coupes détaillées de la structure rhyolitique (Fougnot, 1990). La corrélation entre ces deux coupes permet de reconnaitre deux unités à morphologies distinctes : une partie supérieure massive, aux flancs abrupts, essentiellement constituée de brèche à éléments grossiers, et une partie inférieure moins indurée constituée de brèches et de tufs. Fougnot (1990) a également décrit deux coulées sombres, de composition dacitique, à la base de la structure volcanique au niveau d'un affleurement satellite situé à 300 m au Sud-Est de l'appareil central du Kef Chéraïa.

Macroscopiquement, la rhyolite de Chéraïa présente les caractéristiques d'une ignimbrite à faciès bréchique riche en éléments de rhyolite pluri-centimétriques à décimétriques et plus rarement de ponces, emballés dans une matrice de couleur verte due très probablement à l'altération (Pl. IV Ph. 2). Elle contient également des cristaux parsemés dans la matrice et/ou inclus dans les éléments de rhyolite massive. Les fragments lithiques, assez bien représentés, consistent en blocs de marne bleue indurée arrachés au substratum sédimentaire lors de la mise en place.

Les éléments de rhyolite massive se distinguent très facilement par leur couleur grise ou blanche, leur cassure esquilleuse et leur richesse en cristaux de quartz essentiellement, et de feldspath et biotite. Les ponces blanches sont beaucoup moins riches en cristaux et présentent des vésicules de forme subsphérique très souvent remplies par de la silice secondaire (calcédoine). La matrice de couleur verte contient également des cristaux de quartz et des lamelles de biotite. Les fragments lithiques sont représentés par des fragments de marne bleue indurée de taille centimétrique à décimétrique.

Au microscope, nos observations se sont portées sur deux composants de la rhyolite ignimbritique de Chéraïa à savoir : les éléments de rhyolite massive et la matrice verte (Pl. IV Ph. 3). **Les éléments de rhyolite massive** montrent des phénocristaux de quartz, de plagioclase et quelques lamelles allongées de biotite baignant dans une matrice vitreuse entièrement recristallisée. Les phénocristaux de quartz présentent parfois des golfs de corrosion tandis que les plagioclases de forme subautomorphe à automorphe sont assez souvent zonés. La biotite est plus rare dans les lames et apparait sous un aspect de fines baguettes allongées.

Outre les différents stades de dévitrification décrits dans le détail par Roubault (1934) et par Fougnot (1990), l'observation microscopique de **la matrice verte** nous a révélé deux caractéristiques typiques d'une ignimbrite qui sont :

- L'omniprésence de phénocristaux (plagioclases et quartz) fracturés très probablement lors du transport aérien. Ces fractures peuvent s'accompagner ou non de l'éclatement des sections minérales. Les différents fragments issus de cet éclatement restent très proches les uns des autres ce qui permet lors de l'observation de reconstituer aisément la forme initiale des phénocristaux ;
- La présence, autour des cristaux, d'échardes de verre déformées et recristallisées (Pl. IV Ph. 3) montrant un degré de soudure relativement important

Les descriptions macro- et microscopiques de la rhyolite du Kef Chéraïa ont mis en évidence une mise en place aérienne des dépôts rhyolitiques.

2-3.4. Les filons : répartition spatiale, structures et minéralogie

La distribution en surface des filons n'est pas aléatoire : elle s'organise selon deux directions principales (N090 et N140°). Ces filons plus ou moins nombreux se répartissent dans toute la presqu'île de Bougaroun, recoupant le socle péridotitique de Bougaroun, les granites et les microgranodiorites de la bordure orientale du pluton granitique. Dans le Cap Bougaroun *s.s*, de part et d'autre des gabbros massifs en allant jusqu'à 2 km à l'ouest du Cap Bougaroun, les filons métriques plus ou moins continus, de nature mafique et/ou felsique, de directions N090 et N140° recoupent indifféremment les microgranodiorites, la brèche volcanique du sémaphore et les gabbros à gros grains décrits précédemment.

De manière générale, les filons se présentent à l'affleurement sous deux formes principales :

1) dans la majorité des cas, les filons présentent une largeur variable généralement métrique et sont très visibles et continus dans le paysage. Le contact entre la roche filonienne et l'encaissant est franc.

2) La deuxième forme d'affleurement, assez courante et plus complexe, se présente lorsque les filons atteignent une puissance importante de plusieurs mètres ou plusieurs décamètres. Les épontes deviennent alors difficiles à observer et les filons ne présentent aucune orientation particulière (notamment les filons mafique à l'Ouest du Cap Bougaroun *s.s*). Dans ces formes complexes, il arrive parfois que plusieurs filons se connectent sur un seul ou que

des filonnets se forment à partir d'un gros filon pour se disperser dans l'encaissant (Pl. IV Ph. 4).

Les filons présentent des bordures figées ou non à l'interface avec la roche encaissante, ce qui témoigne de la différence de température avec celle-ci au moment de leur mise en place.

Les sills de rhyolite et/ ou de microgranodiorite affleurent dans le Cap Bougaroun *s.s* mais caractérisent notamment la baie des Beni Said où un nombre important de sills a été observé. De manière générale ils présentent une épaisseur de quelques mètres à quelques dizaines de mètres et montrent systématiquement des structures prismées perpendiculaires aux deux épontes (Pl. IV Ph 5)

Selon leur granulométrie, les roches des filons mafiques peuvent être subdivisées en deux groupes : les gabbros fins (Pl. V Ph. 1) qui forment des filons à limites diffuses dans les microgranodiorites et les dolérites (Pl. V Ph. 2) qui apparaissent en filons métriques. Les deux faciès pétrographiques contiennent des plagioclases, des clinopyroxènes de type augite et des petits grains d'oxydes. Ces roches sont relativement plus altérées que le faciès gabbroïque qu'elles recoupent.

Les filons felsiques sont représentés par des rhyolites plus ou moins affectées par l'altération post-magmatique et affichent des teintes gris clair à gris vert. Au microscope, ces roches sont pauvres en phénocristaux de quartz et plus rarement de plagioclases. La biotite, en très fines lamelles, est très rare et partiellement ou entièrement chloritisée.

III-3. Le secteur Ouest Edough-Chétaïbi-Cap de Fer

3.1. Situation géographique et aperçu géologique

Ce deuxième secteur d'étude s'étend d'Est en Ouest sur environ 45 km, depuis la bordure nord-occidentale du massif de l'Edough jusqu'à l'extrémité de la presqu'île du Cap de Fer. Il est délimité, au Sud, par une série de plaines qui le séparent des monts du Filfila et de Aïne Barda (ex Penthièvre) ; et au Nord, par la mer Méditerranée.

Sur le plan géologique régional (fig. 22), ce segment de la chaîne alpine d'Afrique du Nord est constitué par un socle métamorphique polycyclique sur lequel repose un édifice de nappes, avec à la base des flyschs crétacés, surmontés par la nappe du flysch numidien. Des sédiments d'âge Burdigalien recouvrent en discordance cet édifice entre Chétaïbi et le Cap de Fer (Hilly, 1957), et sont eux-mêmes recoupés par des roches magmatiques de composition essentiellement intermédiaire à felsique (diorites et microgranodiorites, andésites et rhyolites). Les terrains d'âge miocène comprennent à la fois des sédiments et des roches magmatiques. Les roches magmatiques affleurent d'une part sur le flanc nord occidental du massif cristallin de l'Edough et dans la région d'Aïn Barbar, sous forme de filons et de petits pointements et d'autre part dans la partie septentrionale de la région Chétaïbi-Cap de Fer où elles sont mieux développées et plus diversifiées. On retrouve dans ces deux grands secteurs différents types de roches : volcaniques (andésites, dacites et rhyolites), subvolcaniques (microgranodiorites) et plutoniques (diorites et gabbros). D'un point de vue chimique, ces différentes roches varient depuis les termes basiques jusqu'aux termes felsiques. Elles recoupent aussi bien le socle métamorphique de l'Edough, les nappes de flyschs (crétacés et oligo-miocènes) que les terrains sédimentaires miocènes.

3.2. Etudes antérieures et principaux résultats

Le magmatisme de la région Ouest Edough-Cap de Fer a fait l'objet de plusieurs études antérieures. L'étude géologique des roches magmatiques est due aux premières descriptions détaillées de Hilly (1957) qui fût le premier à définir quatre groupes pétrographiques de roches magmatiques ainsi que leurs relations avec les terrains sédimentaires miocènes. Fougnot (1990) fournit les premiers résultats analytiques à la microsonde sur les phases minérales de ces roches permettant de cerner les conditions thermo-barométriques de leur genèse. Marignac (1985) étudie, par la suite, dans le détail les relations entre le magmatisme et les processus hydrothermaux à l'origine des minéralisations (Fe-Cu, Pb, Zn) dans le secteur

d'Aïn Barbar. Si la reconnaissance d'une activité magmatique importante d'âge Burdigalien supérieur-Langhien n'est pas nouvelle dans la région (Hilly, 1957 ; Marignac et Zimmermann, 1983), il a fallu attendre le travail de Ahmed-Said et *al.* (1993), de Arafa, (1997) et de Laouar et *al.* (2002 ; 2005) pour disposer des premières données chimiques des éléments majeurs et isotopiques sur les différentes unités qui le composent. Cette étude géochimique a permis d'une part, de classer ces roches dans les séries calco-alcalines fortement potassiques à shoshonitiques et d'autre part, de les attribuer à une source mantellique métasomatisée.

3.3. Les roches magmatiques : échantillonnage nouveau, structures et textures

Dans ce qui suit, nous décrirons tout d'abord, en nous basant sur la pétrographie et les relations avec les terrains sédimentaires, les principaux ensembles magmatiques (andésites, diorites, microgranodiorites, dacites et rhyolites) qui affleurent dans le secteur d'étude. Ceci nous permettra d'établir une ébauche de chronologie des événements magmatiques, qui sera ensuite précisée à la fois par les datations $^{40}K/^{40}Ar$ et par les données de micropaléontologie obtenues dans le cadre de ce travail. La chimie des phases minérales et la géochimie (majeurs et traces) nous aiderons finalement à caractériser les différents ensembles magmatiques.
Plusieurs coupes ont été réalisées dans ces secteurs afin d'étudier les relations géométriques entre les roches magmatiques et les sédiments miocènes.

La démarche adoptée dans notre étude des roches magmatiques a porté sur deux aspects principaux :

1. l'observation et la description détaillées des structures formées par ces différentes roches à l'affleurement afin d'en déduire les modalités de leur mise en place,
2. leurs relations géométriques avec les terrains sédimentaires dans le but d'établir la chronologie de leur mise en place par rapport aux terrains sédimentaires également échantillonnées.

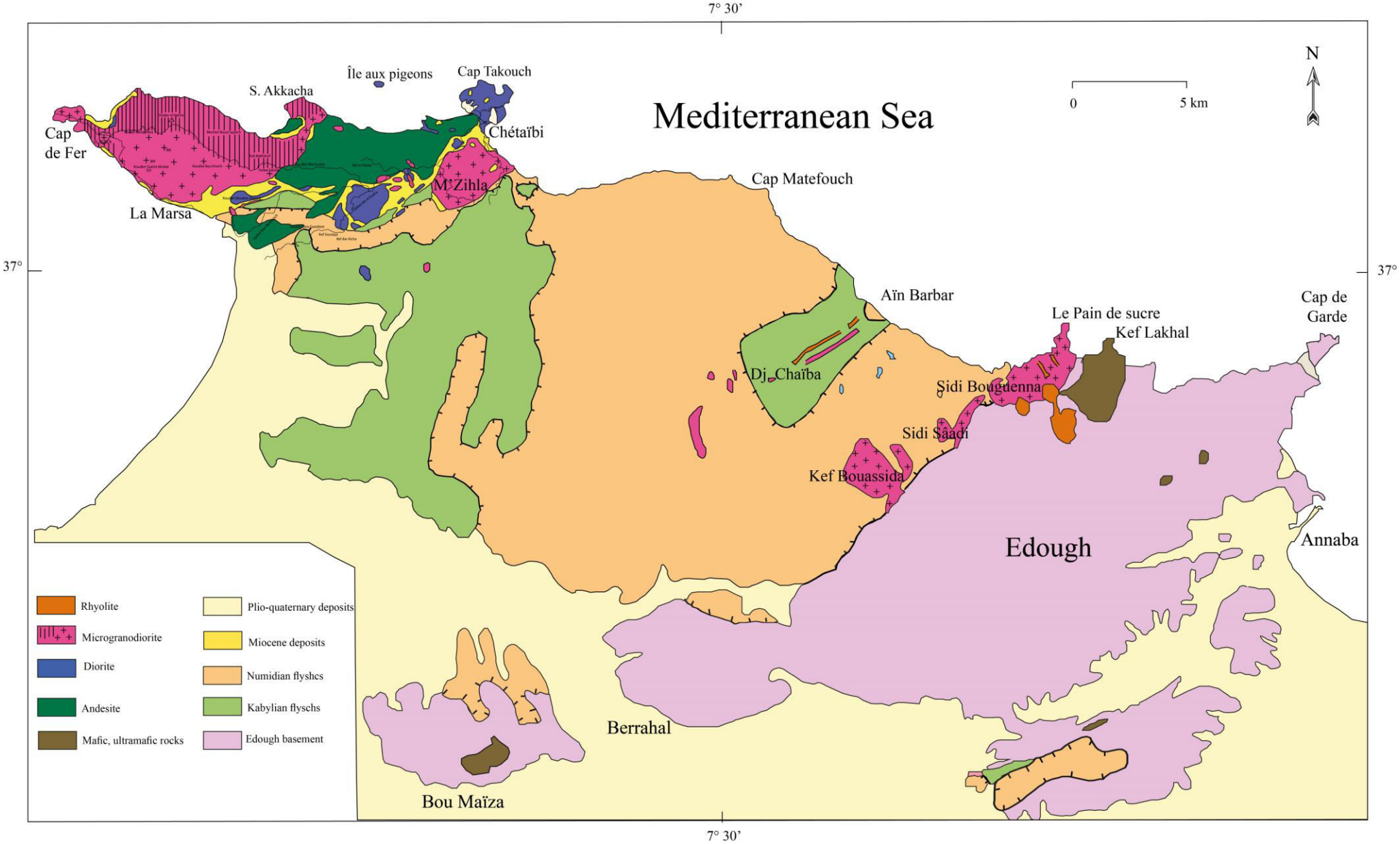


Fig. 22 : Carte géologique simplifiée du secteur Ouest Edough-Chétaïbi- Cap de Fer réalisée à partir des observations de terrain et de la carte de Hilly (1957) (1 : 200 000) ; Vila (1980) (1 : 500 000) et Laouar et *al.* (2005).

Dès les premiers travaux de Hilly (1957), deux types de roches plutoniques ont été distingués dans le secteur Chétaïbi-Cap de Fer : les diorites et les gabbros.

3-3.1.1. Les diorites : la coupe Fontaine romaine-Mechtet Bou Gattous

Les roches dioritiques forment plusieurs pointements échelonnés selon une direction Est-Ouest depuis la presqu'île de Chétaïbi jusqu'au Nord-Est de La Marsa. Elles affleurent dans différents massifs de taille variable qui sont d'Est en Ouest : la presqu'île de Chétaïbi (ex. Herbillon) (fig.23), les petits pointements de Sidi Bou Douèche et de Sidi Bou Fernana, le massif de Koudiat Soulaah et le Koudiat M'Rabeut Ahmed. La morphologie et la pétrographie de ces différents gisements dioritiques ont fait l'objet de descriptions détaillées par Hilly (1957).

Fig. 23 : Vue panoramique vers le Nord de la presqu'île de Chétaïbi.

Dans ce qui suit nous nous intéresserons particulièrement à l'affleurement de Sidi Bou Douèche (figs. 24 et 25) qui offre une belle opportunité pour l'étude des relations entre les roches magmatiques et les sédiments miocènes dans ce secteur.

Ce petit massif dioritique est au contact de sédiments miocènes d'épaisseurs parfois très réduites. Cette bande miocène le sépare à sa bordure sud de la microgranodiorite du Djebel M'Zihla et à sa bordure nord des andésites de Mechtet Bou Gattous. Nous avons échantillonné ces marnes miocènes de part et d'autre du corps dioritique à des fins de datations micropaléontologiques. Un effet de recuit des sédiments miocènes encaissants est

observé aussi bien sur la bordure sud que nord du massif (trait rouge sur la coupe- fig. 25). Le même effet de recuit a été constaté dans les sédiments au contact de la microgranodiorite du Djebel M'Zihla.

La diorite présente un aspect très hétérogène au sein d'un même affleurement et parfois au sein d'un même échantillon (Pl. V Ph. 3). Elle présente généralement un faciès sombre à verdâtre lorsqu'elle est plus ou moins altérée. Au microscope, la roche montre une texture grenue à plagioclase, hornblende verte, augite et biotite. Les plagioclases forment des sections allongées subautomorphes à automorphes de différentes tailles et souvent zonées. La hornblende verte est sous forme de cristaux allongés et provient souvent de la transformation des pyroxènes. Ces derniers sont relativement moins abondants que les hornblendes dans les lames minces étudiées et sont de type augite partiellement transformés en amphiboles. Le sphène et les oxydes de fer constituent les minéraux accessoires. Les produits d'altération consistent en quartz secondaire, calcite, chlorite et parfois zéolites.

3-3.2. Les roches de semi-profondeur

3-3.2.1. Les microgranodiorites

Il apparait clairement sur les figures 22 et 27b que les roches à faciès microgranodioritique constituent les plus larges affleurements de roches magmatiques dans les secteurs Ouest Edough et Cap de Fer. Elles forment plusieurs appareils laccolitiques d'importance variables échelonnés d'est en ouest depuis la bordure occidentale du dôme gneissique de l'Edough jusqu'à la terminaison du Cap de Fer. Dans le premier secteur, les microgranodiorites percent la bordure nord-occidentale du massif cristallin de l'Edough et forment les trois petits pointements alignés nord-sud de Sidi Bou Guenna, Sidi Sâadi et du Kef Bou Assida. Dans la région d'Aïn Barbar-Djebel Chaïba, elles affleurent sous forme de gros filons minéralisés. Dans le second secteur, s'étendent les deux plus larges corps microgranodioritiques du Djebel M'Zihla et de Sidi Akkacha-Cap de Fer. Sur le terrain, les microgranodiorites apparaissent sous deux aspects principaux : roches massives et blocs emballés dans une brèche ou dans un tuf. Les appareils microgranodioritiques Ouest Edough-Djebel M'Zihla sont constitués par des roches massives tandis que le massif de Sidi Akkacha-Cap de Fer présente, outre le faciès

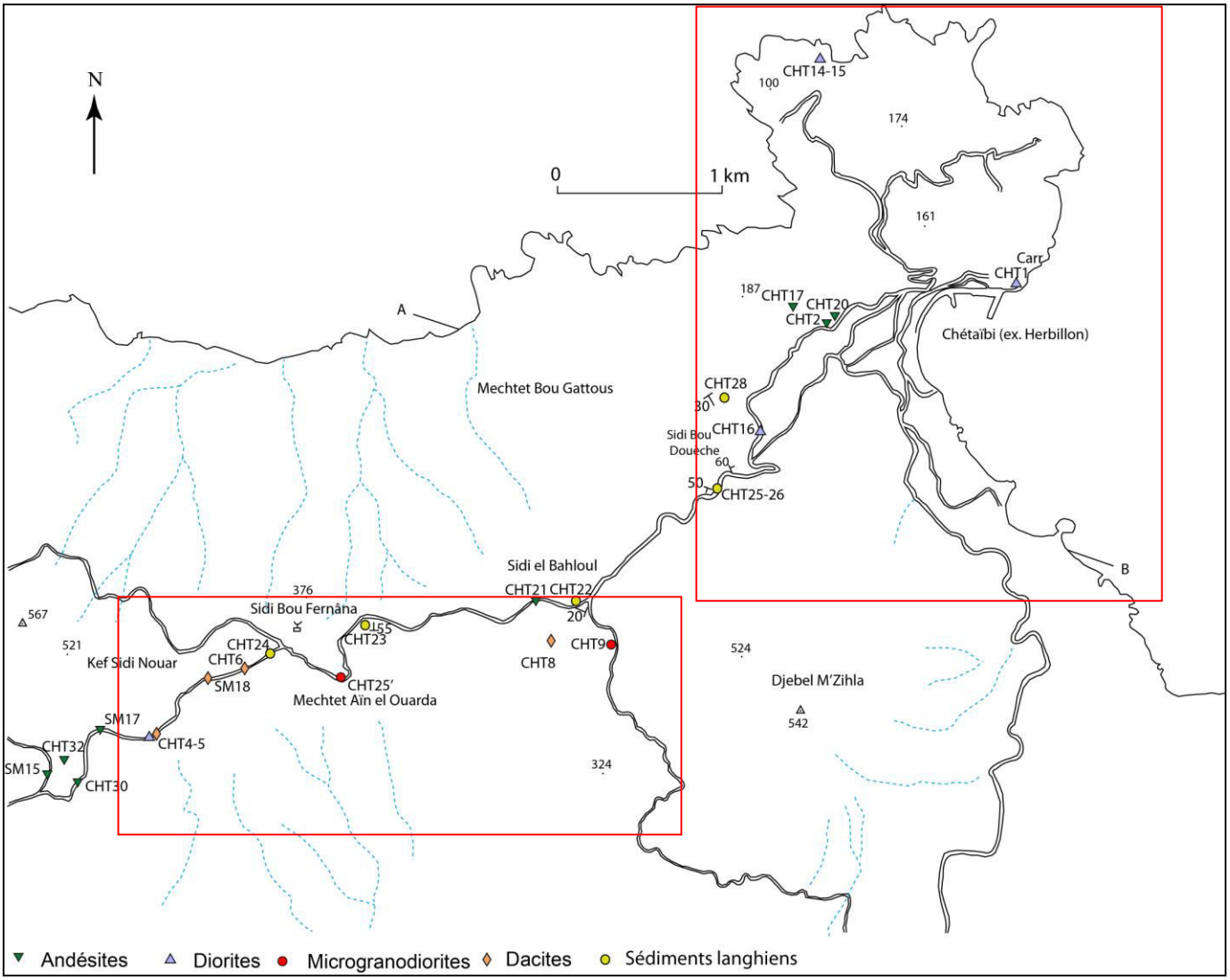


Fig. 24 : Carte du secteur de Chétaïbi indiquant la localisation des échantillons et de la coupe étudiée. La zone encadrée correspond au secteur de Chétaïbi *s.s* (fig. 26).

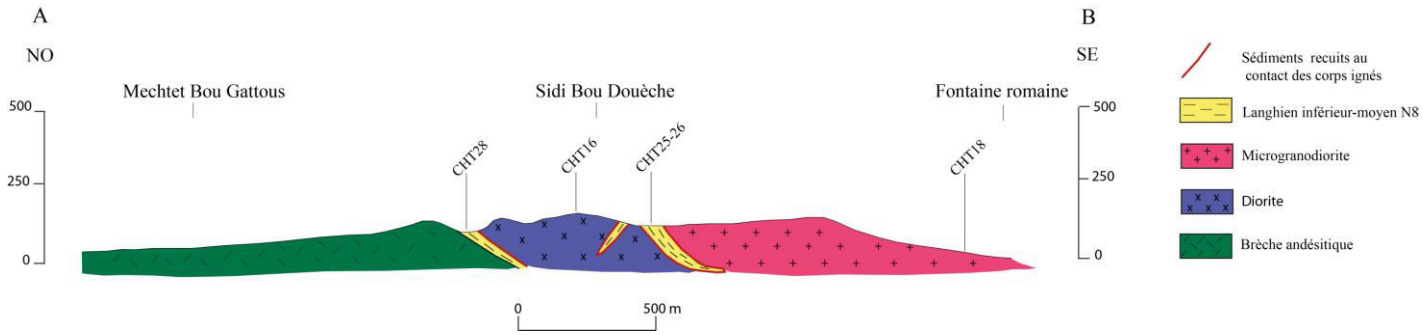


Fig. 25 : Coupe orientée NO-SE dans le secteur de Sidi Bou Douèche (E : 1/25 000e). La localisation de la coupe est montrée sur la figure 24.

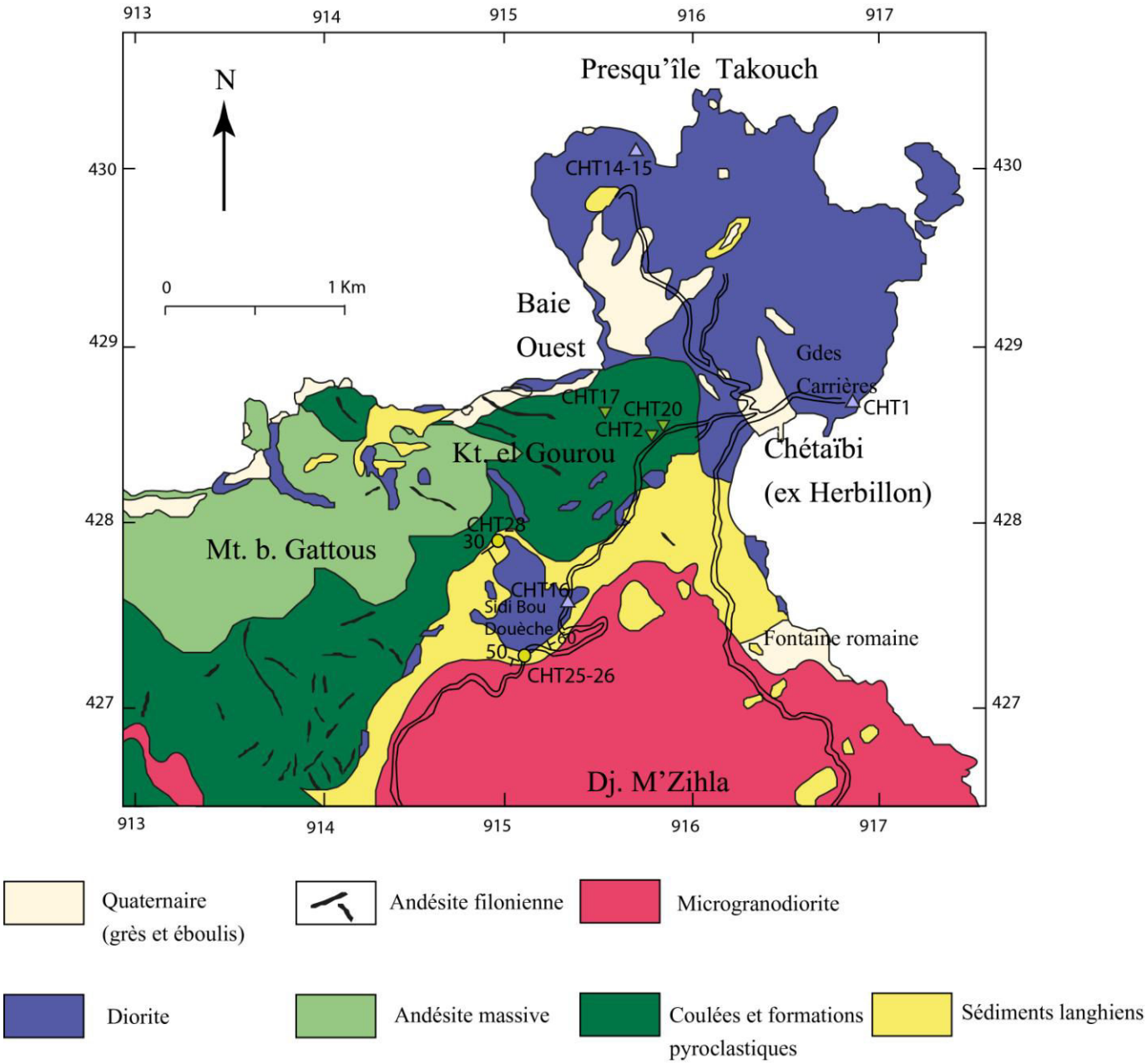


Fig. 26 : Carte géologique du secteur de Chétaïbi indiquant la localisation des échantillons (modifiée d'après Hilly (1957) et Laouar et *al.* (2005)).

massif, des formations bréchiques à blocs de microgranodiorite qui affleurent notamment le long du versant septentrional du massif jusqu'à la presqu'île du Cap de Fer (fig. 27b). Le débit prismatique en colonnades constitue une des caractéristiques imposantes des affleurements de microgranodiorite massive (Pl. V Ph. 5). La largeur des colonnades décroît vers la bordure du massif (Pl. V Ph.4). Lorsque l'altération est intense ces colonnades se débitent et donnent des boules à cœur frais avec une bordure formée de couches concentriques très altérées (Pl.VI Pl. 1).

A l'échelle macroscopique, la roche présente un aspect assez constant généralement de couleur beige (Pl. VI Ph. 2) ou légèrement bleutée lorsque la texture est plus fine (Pl. VI Ph. 3), à matrice cryptocristalline parsemée de phénocristaux millimétriques de micas noirs, feldspaths et de quartz. A la base de l'appareil laccolitique de Sidi Akkacha-Cap de Fer, nous avons noté la présence de phénoblastes centimétriques d'orthose blanc laiteux souvent à inclusions de petites paillettes de biotite dans ces microgranodiorites (Pl. VI Ph. 4). Ces roches se caractérisent également par la présence de nombreuses enclaves microgrenues sombres de taille centimétrique à décimétrique très riches en biotite (Pl. VI Ph. 5).

L'examen microscopique montre systématiquement une texture microgrenue caractérisée par une matrice finement mais entièrement cristallisée, de composition quartzo-feldspathique où baignent trois types de phénocristaux automorphes à subautomorphes : le quartz, le plagioclase et la biotite avec quelques rares minéraux accessoires. Quelques lames minces contiennent des phénoblastes d'orthose automorphes souvent maclés Carlsbad dont la taille (2 à 3 cm) est très supérieure à celle des phénocristaux souvent inclus dans le grand cristal. De petits grains d'hypersthène peuvent constituer une phase supplémentaire discernable dans quelques rares lames (Fougnot, 1990; Hilly, 1957).

Le quartz apparait généralement en globules limpides de 1 à 2 mm parfois craquelés. Les cristaux sont subautomorphes mais souvent de forme arrondie présentant des golfes de corrosion et des inclusions de plagioclase et/ou de biotite.

Les plagioclases plus abondants que le quartz se présentent en plus grandes sections prismatiques automorphes à subautomorphes avec des macles polysynthétiques et très fréquemment zonées. Les cristaux sont généralement isolés mais peuvent parfois être regroupés pour former des amas de plusieurs individus (Pl. VI Ph. 6).

La biotite se présente soit sous forme de grandes paillettes subautomorphes de taille millimétrique (1 à 3 mm) généralement isolées, ou sous forme de petits cristaux automorphes omniprésents dans la matrice (Pl. VII Ph. 1) ou en inclusions dans les feldspaths ou le quartz. Les inclusions de zircon ou apatite sont très fréquentes. Dans l'ensemble, les biolites des microgranodiorites étudiées sont fraîches.

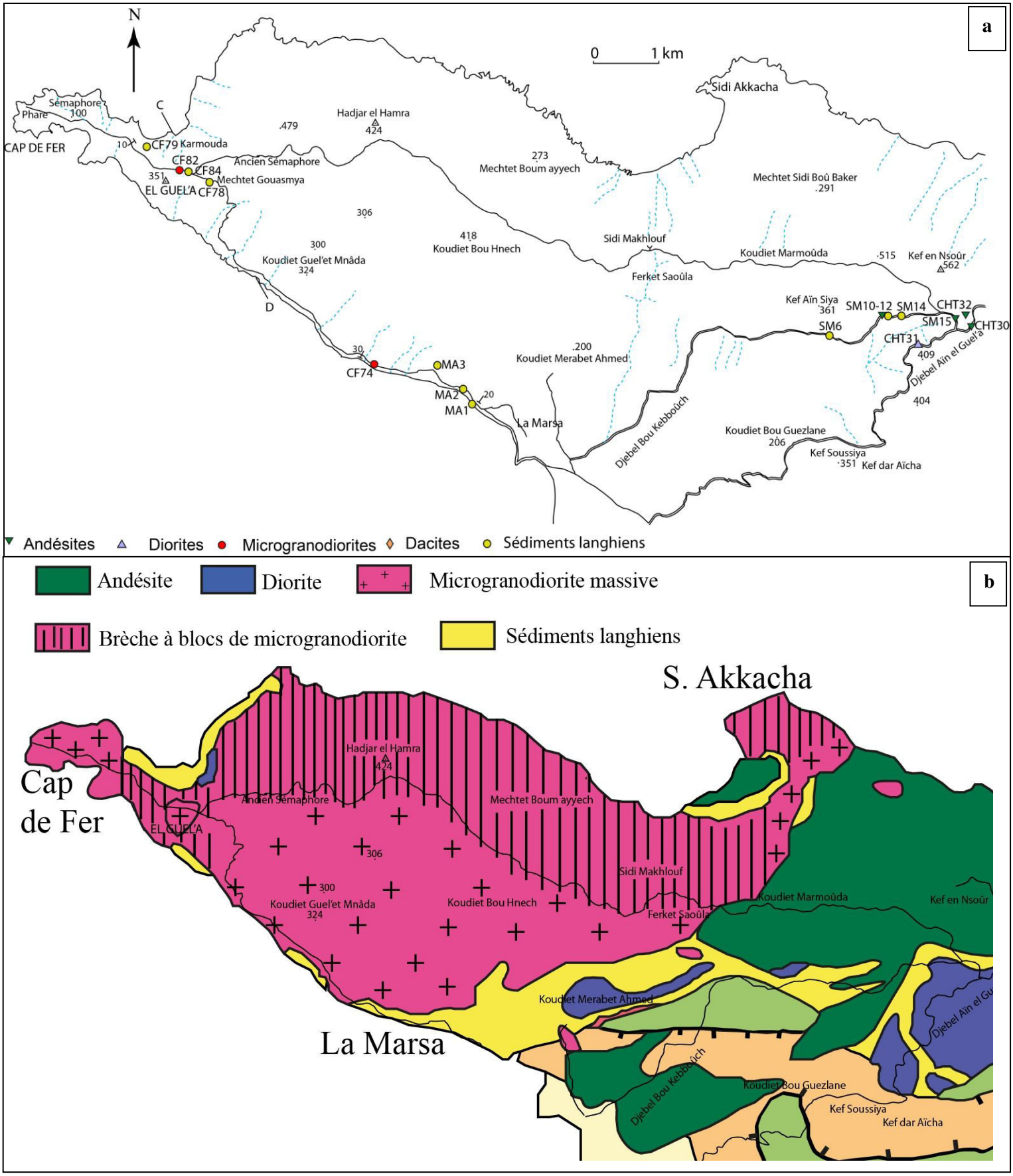


Fig. 27 : (a) Carte du secteur Sidi Akkacha-Cap de Fer indiquant la localisation des échantillons étudiés. **(b)** carte géologique du même secteur (modifiée d'après Hilly (1957) et nos nouvelles observations de terrain).

Le débit prismatique caractérisant les microgranodiorites massives depuis les massifs de M'Zihla (Pl. V Ph.4) jusqu'à la Marsa (Pl. IX Ph. 5) et le Cap de Fer (Pl V Ph 5), d'une part et leur texture microscopique très finement grenues (Pl VI Ph. 6), d'autre part indiquent une mise en place à de faibles profondeurs de ces microgranodiorites.

3-3.3. Les roches volcaniques : structures, mode de mise en place et relations avec les terrains sédimentaires

3-3.3.1. Les dépôts pyroclastiques

Outres les microgranodiorites massives, des formations pyroclastiques de composition essentiellement granodioritique affleurent largement sur la bordure septentrionale du massif magmatique compris entre Sidi Akkacha et le Cap de Fer (fig. 27b).

Selon le plus récent système de classification (IUGS), basé sur la taille des éléments, les pyroclastites de la région d'étude sont de deux types principaux : des brèches et des tufs. De manière générale, les affleurements de brèches sont prédominants comparés à ceux de tufs.

La brèche à blocs de microgranodiorite

Cette brèche forme les reliefs abrupts du sommet d'El Guel'a (351 m) surplombant le Cap de Fer (fig. 27b). Ce piton est essentiellement constitué de roches microgranodioritiques et non pas andésitiques tel que l'a précédemment décrit Hilly (1957) dans sa thèse (fig. 72 pp.182) (fig. 28). La brèche à blocs de microgranodiorite forme la partie sommitale du log stratigraphique établi au niveau du versant septentrional du Djebel El Guel'a (fig. 30). Elle affleure sur un tronçon d'environ 800 m le long de la piste reliant le sémaphore à la Mechtet Gouasmiya. En effet, les premiers affleurements pyroclastiques apparaissent à environ 20 m au Sud-Est de l'embranchement qui mène vers la plage Karmouda (fig. 27a).

A l'échelle de l'affleurement, la brèche est composée de matériel juvénile (magma) et de fragments lithiques d'origine sédimentaire soudés par un ciment (Pl. VII Ph. 2). Les blocs juvéniles sont représentés d'une part, par des blocs de microgranodiorite gris-sombre, aux angles émoussés de taille très variable allant d'une dimension décimétrique à plurimétrique (Pl. VII Ph. 3 et 4), et d'autre part, de ciment riche en cristaux. Ce dernier est lui-même de nature microgranodioritique. Il est bien consolidé et est constitué de cristaux de quartz,

feldspath et biotite (Pl. VII Ph. 3). Les fragments lithiques d'origine sédimentaire sont représentés par des grès et/ou des marnes indurées dérivés des parois du conduit ou arrachés au substratum lors de la mise en place de la brèche. La taille des blocs juvéniles varie de quelques centimètres à dizaine de centimètres jusqu'à plusieurs mètres en allant vers le Djebel El Guel'a à partir duquel la brèche passe à une microgranodiorite massive.

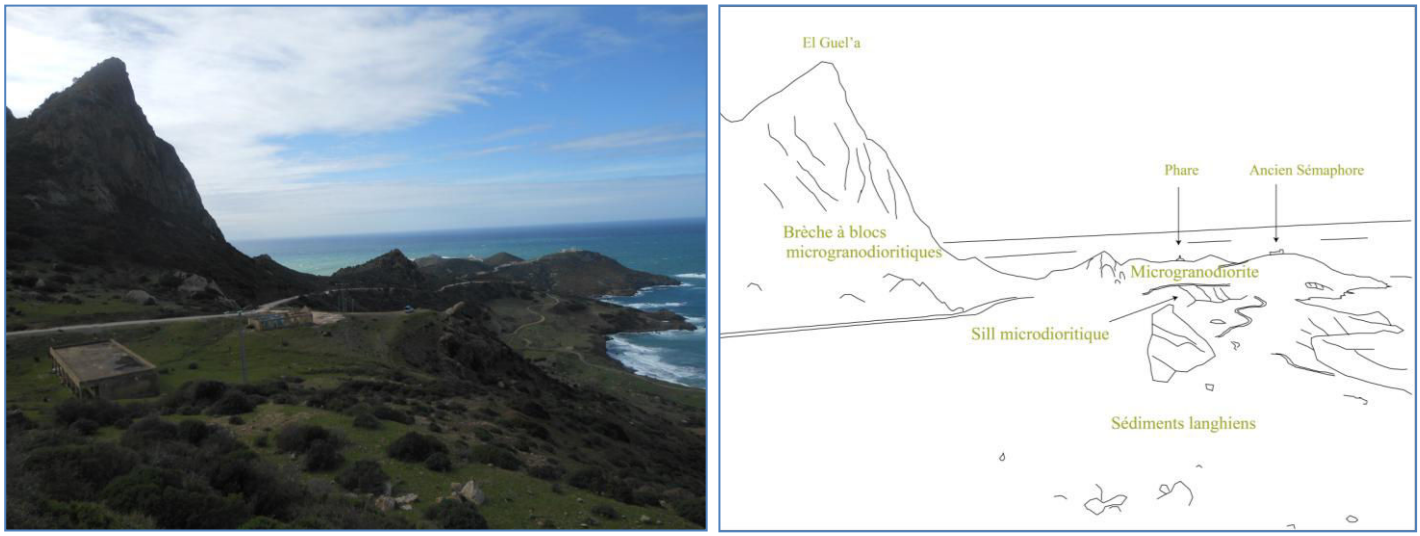


Fig. 28 : Panorama sur le Cap de Fer et schéma interprétatif montrant l'organisation des différents types de roches magmatiques et sédimentaires affleurant dans la zone.

Macroscopiquement, les blocs juvéniles prennent une couleur gris foncé et sont caractérisés par une cassure conchoïdale et une texture microgrenue plus fine que celle de la microgranodiorite massive. On arrive à y distinguer les cristaux noirs d'amphiboles (Pl. VII Ph. 4).

L'examen microscopique des éléments de microgranodiorite montre une texture microgrenue porphyrique où la matrice est très finement cristalline à tendance microlitique porphyrique comme suggéré par l'observation macroscopique (Pl. VII Ph. 5). Les phénocristaux comprennent essentiellement du plagioclase, du quartz, de la biotite et de l'amphibole de type hornblende verte. Les plagioclases constituent les phénocristaux prédominants, et se présentent en sections subautomorphes à automorphes isolées ou regroupées en amas. Ils sont parfois zonés mais souvent affectés par l'altération qui progresse du cœur vers la bordure. La biotite généralement saine forme des lamelles allongées de taille différente millimétrique pour les phénocristaux et de l'ordre de quelques centièmes de millimètres pour les petits cristaux

dispersés dans la matrice. L'amphibole, assez fréquente dans la roche, se présente en sections subautomorphes isolées ou formant des agrégats avec la biotite. Elle est souvent maclée et montrent les caractéristique optiques de l'hornblende verte.

Le tuf à blocs de microgranodiorite

Cette formation affleure à la faveur de la piste reliant la Marsa au Cap de Fer dans deux secteurs différents (voir plus loin les logs stratigraphiques 1 et 2) : il s'agit du secteur de la Marsa et celui du flanc septentrional de la brèche du piton d'El Guel'a.

Dans les deux secteurs, le tuf affiche une couleur blanchâtre, grisâtre parfois rougeâtre par les oxydes de fer. Son épaisseur est d'environ 5 à 6 m. C'est une roche généralement non consolidée caractérisée par des stratifications planes bien visible (Pl. VII Ph. 6). Dans le secteur de la Marsa, le tuf passe progressivement à la microgranodiorite massive tandis que dans le secteur du Cap de Fer, il passe à la brèche à blocs de microgranodiorite.

En raison de la texture friable de ce tuf, nous n'avons pas réalisé de lame mince mais l'examen macroscopique indique qu'il présente les mêmes composants que la brèche, à savoir les éléments juvéniles représentés par les cristaux de quartz, feldspath et biotite, les blocs de microgranodiorite et les fragments lithiques de marnes indurées.

3-3.3.2. Les andésites

Les andésites occupent une surface d'environ 20 km^2 et affleurent le long de la zone littorale entre les presqu'îles de Chétaïbi et de Sidi Akkacha.

A l'affleurement, elles sont associées aux formations sédimentaires miocènes qui forment une bande étroite depuis Chétaïbi à l'Est jusqu'à la Marsa à l'Ouest (fig. 22). Le long du contact avec les sédiments, les andésites affleurent essentiellement sous forme de brèche pyroclastique contenant des éléments noirâtres d'origine volcanique de taille variable centimétrique à décimétrique, de forme anguleuse à globuleuse, noyés dans une matrice fine jaunâtre ou verdâtre.

Outre la brèche andésitique, les andésites affleurent également sous forme de sills d'épaisseur métrique intercalés dans les sédiments miocènes dans lesquels un effet de recuit a été observé sur les deux épontes du sill (fig. 29).

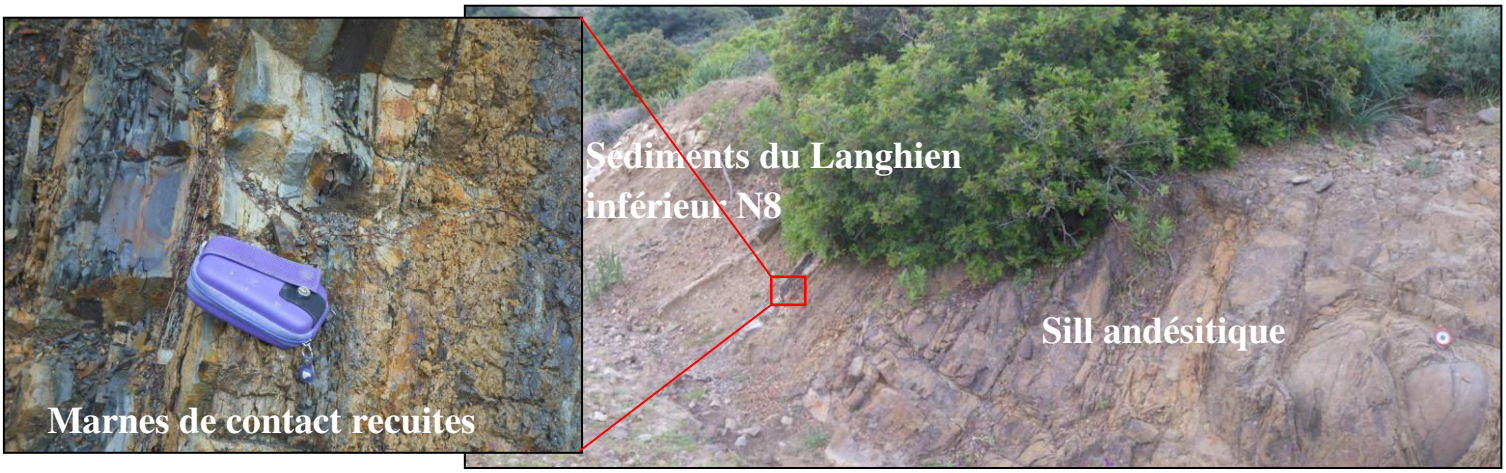


Fig. 29 : Exemple de sill andésitique ayant induit un effet de recuit dans les sédiments (N37°02'42.1'' , E007°18'48.5'').

Comme précédemment signalé par Hilly (1957), les andésites forment aussi des coulées massives d'importance limitée ne dépassant guère quelques mètres ou dizaines de mètres. En raison du caractère très boisé de la zone Chétaïbi-Sidi Akkacha et les mauvaises conditions d'observation qui en découlent, il a souvent été difficile de distinguer avec certitude les blocs de lave massive de ceux détachés d'un dyke et d'estimer l'importance et l'épaisseur de ces coulées.

La brèche andésitique

Dans le secteur de Chétaïbi (Mechtet Bou Gattous, Sidi el Bahloul jusqu'à l'Ouest de Bou Fernana) (fig. 26), les andésites présentent macroscopiquement un faciès bréchique bien consolidé à blocs de lave de couleur noirâtre dispersés dans une matrice fine jaunâtre ou verdâtre. La taille de ces blocs est généralement pluri-centimétrique tandis que leur forme peut être anguleuse et/ou globuleuse (Pl. VIII Ph.1 et 2).

Sur les nombreux points d'observation et d'échantillonnage dans les sédiments miocènes au contact de la brèche andésitique, nous n'avons relevé aucun effet de recuit induit par la mise en place de la roche magmatique. Nous verrons plus loin (données de micropaléontologie) que ces sédiments ont livré une microfaune qui permet de dater ces niveaux sédimentaires. A partir de ces observations, nous pouvons suggérer que la mise en place de la brèche andésitique n'est pas postérieure au dépôt des premiers niveaux sédimentaires à son contact.

L'examen microscopique des lames minces CHT 2 et CHT 17, représentatives de la brèche andésitique aux environs du château d'eau de Chétaïbi, montre deux composants de la roche : l'élément noirâtre d'origine volcanique et la matrice très fine d'origine volcano-sédimentaire. Les éléments volcaniques montrent une texture microlitique porphyrique à hyaloporphyrique et vacuolaire à phénocristaux de plagioclases essentiellement et de pyroxènes (Pl. VIII Ph. 3). Les plagioclases représentent la phase prédominante dans les lames. Ils sont de forme subautomorphe à automorphe et généralement zonés et montrent parfois des craquelures. Ils se présentent également sous forme de microlites parfois en inclusions dans les pyroxènes.

Les ferromagnésiens sont représentés par les clinopyroxènes de type augite et constituent la deuxième phase minérale en phénocristaux subautomorphes.

Les minéraux accessoires sont surtout représentés par des oxydes de fer de taille et de forme variable généralement automorphe. Les vacuoles sont remplies par du quartz secondaire et les roches sont de ce fait fortement silicifiées et leurs compositions chimiques primaires fortement enrichies en SiO_2 (voir composition chimique de CHT 17, annexe 2).

Comparée aux deux lames minces précédentes, l'étude microscopique de la lame CHT 21 (échantillonné dans le secteur de Sidi el Bahloul) a révélé que les éléments de lave andésitique noirâtres sont moins riches en phénocristaux essentiellement représentés par des plagioclases et que les clinopyroxènes sont quasiment absents. D'autre part, les éléments andésitiques montrent les deux formes anguleuse et/ou globuleuse déjà décrites à l'échelle macroscopique (Pl. VIII Ph. 4).

La matrice est très fine et comprend des débris volcaniques fins noyés dans une fraction fine brunâtre probablement d'origine sédimentaire, qui serait de nature marneuse si l'on compare aux sédiments en contact avec la brèche andésitique. En raison de l'altération enregistrée dans la majorité des andésites, la détermination avec certitude de la nature volcanique ou volcano-sédimentaire de la matrice s'avère difficile. Néanmoins, à certains endroits de la lame, on observe une relation complexe entre les éléments andésitiques noirâtres et la matrice sédimentaire (Pl. IX Ph. 1). En effet, les éléments de lave andésitique (And) riche en microlites de plagioclases montrent des contours lobés au contact de la matrice fine (M). Ce type de texture pourrait résulter de l'interaction d'une lave chaude avec des sédiments non consolidés imbibés d'eau.

Essai d'interprétation sur le mode de mise en place de la brèche andésitique

A l'issu des descriptions macro- et microscopique de la brèche andésitique, deux hypothèses peuvent être émises quant à l'origine et au mécanisme de mise en place de cette roche volcanique :

Selon la nature volcanique ou volcano-sédimentaire de la matrice, il s'agirait respectivement d'une brèche monogénique ou d'une pépérite.

- **La brèche monogénique** est caractérisée par une matrice fine composée de débris volcaniques de même nature que les éléments de lave juvéniles et par l'absence d'éléments d'origine sédimentaire. Cette brèche résulterait vraisemblablement de l'autobréchification (éclatement) d'une coulée de lave au moment de sa mise en place en domaine marin.
- **La pépérite** résulte, quant à elle, de l'interaction dynamique entre le magma juvénile et les sédiments non consolidés généralement imbibés d'eau (Kokelaar et al., 1982 ; Brooks, 1995). Elles forment des occurrences localisées à la base de coulées de lave mises en place dans des sédiments non consolidés (Jerram et Petford, 2013). De cette interaction avec les sédiments résultent deux types principaux de texture en fonction de la forme des blocs juvéniles, à savoir globuleuse (globular peperite) ou anguleuse (angular peperite) (voir Martin et Németh, 2007 pour les mécanismes de formation des différentes textures).

En dépit de la difficulté rencontrée pour trancher sur la nature de la matrice dans andésites étudiées, l'examen macro- et microscopique de leur texture (Pl. VIII Ph. 1-3) et la nature du contact des éléments volcaniques juvéniles avec la matrice (Pl. IX Ph. 1) montrent que ces andésites proviendraient de la fragmentation explosive (bréchification) du magma au contact des sédiments non consolidés car encore imbibés d'eau.

3.4. Les sédiments miocènes

Alors que les roches magmatiques s'étendent vers l'Est jusqu'à la bordure nord-ouest du Djebel Edough et dans le secteur d'Aïn Barbar, les terrains sédimentaires miocènes sont cantonnés à la partie septentrionale du Cap de Fer. Ils forment une bande étroite quasi-continue, orientée Est-Ouest depuis Chétaïbi jusqu'au Cap de Fer. A partir de La Marsa, les

affleurements sédimentaires deviennent discontinus et suivent la côte vers le Nord-Ouest. Au niveau du Cap de Fer, ils réapparaissent sous forme d'une lisière est-ouest au Nord des microgranodiorites (fig. 27b).

Comme pour les roches magmatiques, les terrains sédimentaires miocènes du Cap de Fer ont fait l'objet de descriptions pétrographiques, environnement de dépôt et microfaunistiques. Les premiers travaux de Hilly (1952) ont permis d'attribuer à ces terrains sédimentaires un âge burdigalien. Par la suite, Hilly et Magné (1953) étudient les milieux de dépôt de ces sédiments. Depuis ces anciens travaux, les auteurs se sont surtout intéressé à l'étude des roches magmatiques sans aborder les terrains sédimentaires qui leurs sont associés. Notre travail de terrain consacré à l'étude et au ré-échantillonnage des terrains miocènes avait pour principaux objectifs :

- de réviser les âges micropaléontologiques en utilisant la charte stratigraphique proposée par Ferrandini et *al.* (2003) et les résultats obtenus sur les échantillons nouveaux ;
- de confronter les âges micropaléontologiques révisés des terrains sédimentaires aux âges radiométriques K-Ar des roches magmatiques échantillonnés à leurs contacts ;
- la comparaison des résultats de datations micropaléontologiques et radiométriques se fera à la lumière de l'étude des relations géométriques entre les terrains magmatiques et sédimentaires et éventuellement l'effet de recuit du sédiment au contact de la roche magmatique.

Comme l'a précédemment mentionné Hilly (1957), le Miocène étant constitué de roches de natures variées (sédimentaires et magmatiques), aucune coupe ne permet d'étudier l'ensemble de ses faciès et les relations entre ses différents. A cet effet, nous avons levé une série de logs lithostratigraphiques sur la transversale La Marsa-Cap de Fer et nous avons par la suite, établi des corrélations entre les différents logs afin de compléter les données partielles recueillies dans chaque log (fig. 34). Ces données combinées avec les âges micropaléontologiques nous ont permis de réaliser une coupe géologique dans ce secteur (fig. 35).

3-4.1 Description des affleurements : la coupe Cap de Fer - la Marsa

Avant d'entamer la description détaillée des trois logs lithostratigraphiques levés le long de la coupe Cap de Fer- la Marsa, il est utile de donner les caractéristiques générales de chaque

faciès lithologique. La description sera très succincte vu qu'elle ne révèlera pas de fait nouveau comparée à celle donné par Hilly (1957) :

La série miocène est constituée par des alternances multiples et répétées visibles sur toute la série. Trois types de lithologies sont décrits :

Les marnes

Le faciès marneux se présente assez souvent sous une couleur bleue foncé lorsque la roche est assez fraiche et prend une couleur plus claire quand elle est altérée. A certains rares endroits, les marnes prennent une couleur beige du fait qu'elle soit plus riche en composant calcaire (Hilly, 1957).

Les grès

Les grès forment généralement des bancs d'épaisseur variable centimétriques, décimétriques à métriques intercalés dans les marnes. A certains endroits (ex. La Marsa), des stratifications planes peuvent être observées dans ces bancs (Pl. IX Ph. 2). La roche gréseuse est d'autant plus dure si le ciment est riche en calcaire. Le grès présente une couleur généralement gris-beige à patine ocre.

Les calcaires

Les calcaires représentent le faciès le moins commun dans la série miocène. Ce sont des roches de couleur gris-clair à grain fin. Généralement, ils forment des petits bancs centimétriques mais peuvent par endroits former des bancs d'épaisseur métrique à structure de convolutes (Pl. IX Ph. 3) (ex. La Marsa).

La coupe géologique étudiée débute dans les environs du Cap de Fer et longe la piste qui mène vers la Marsa. C'est la seule coupe plus ou moins continue qui permette d'atteindre les niveaux supérieurs du Miocène de tout le secteur Chétaïbi-Cap de Fer. Elle est particulièrement intéressante pour établir une chronologie des événements sédimentaires et magmatiques dans le secteur étudié. La localisation des échantillons récoltés le long de cette coupe est indiquée sur la figure 27a.

Log lithostratigraphique 1

Le premier log lithostratigraphique (log 1- fig. 30) a été levé au niveau du flanc septentrional de la brèche à blocs de microgranodiorite (piton andésitique de Hilly (1957)). Compte tenu du caractère très abrupt de la falaise surplombant la mer, il n'est pas possible de commencer l'étude du log à partir du niveau de la mer mais les observations et l'échantillonnage faits sur le reste de la coupe restent tout à fait intéressants. Le log comprend de bas en haut :

- marnes à alternances gréseuses décimétriques à la base et métriques vers le sommet
- sill microdioritique altéré en boules (environ 3 m d'épaisseur)
- marnes bleues à alternances de grès (6 m)
- tuf fin non consolidé à blocs microgranodioritiques et de socle gneissique (Pl. IX Ph. 4)
- sill microdioritique (5 m)
- tuf à blocs microgranodioritiques non consolidé à stratifications planes et blocs sédimentaires divers (grès, calcaires, marnes)
- Brèche à blocs de microgranodiorite jusqu'au sommet du log, visible sur une centaine de mètres d'épaisseur.

L'échantillon de marnes récolté à la base du log a livré une microfaune variée, essentiellement planctonique. Les lavages et le tri des marnes à la loupe binoculaire ont été effectués par moi-même. Les déterminations ont été réalisées par M-D Courme-Rault.

Echantillon CF 79

Praeorbulina glomerosa curva,
Praeorbulina glomerosa glomerosa,
Praeorbulina gomerosa circularis,
Praeorbulina transitoria,
Globigerinoides sacculifer,
Globoquadrina venezuelana.

Résultats micropaléontologiques

L'association microfaunistique livrée par l'échantillon CF 79 nous permet d'attribuer un âge langhien inférieur-moyen zone N8 de Blow aux niveaux inférieurs du Miocène du Cap de Fer.

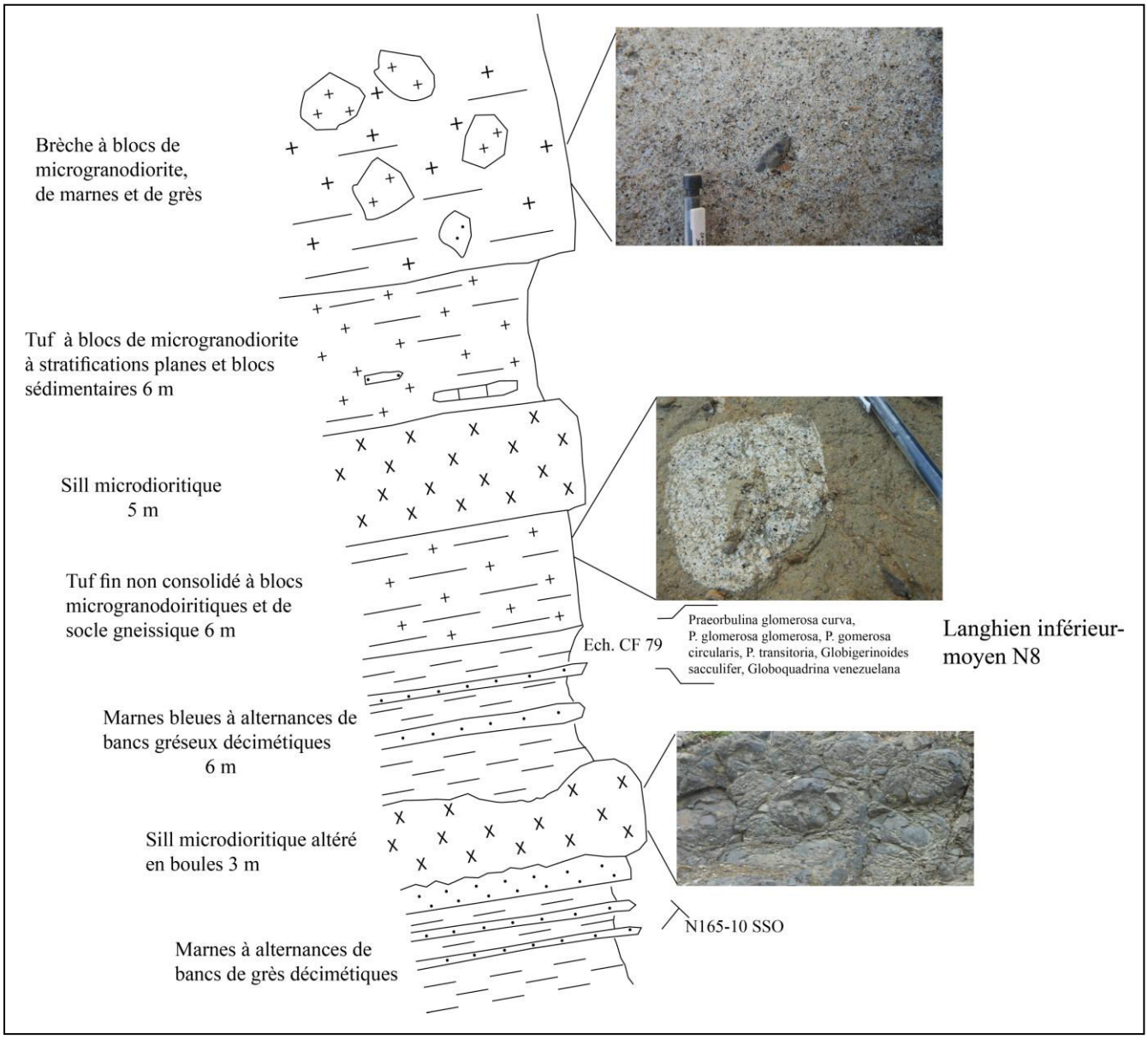


Fig. 30 : Log lithostratigraphique 1 dans le secteur sud-est du sémaphore du Cap de Fer (voir fig. 34 pour la localisation).

Log lithostratigraphique 2

Le deuxième log lithostratigraphique (fig. 31) représente la suite du premier log que nous venons de décrire (voir fig. 34 pour la localisation). Là encore, je n'ai pas commencé depuis le niveau de la mer en raison de l'aspect très escarpé du terrain. Néanmoins, les échantillons de marnes récoltés à deux niveaux de la coupe nous révèlent des données très intéressantes sur le Miocène de ce secteur.

Les niveaux observés sont de bas haut :

- Sill dioritique d'épaisseur latérale très variable. Je n'ai pas pu observer la base de ce sill
- marnes bleues avec des coulées métriques d'andésites très altérées
- les marnes disparaissent sous une microgranodiorite massive à prismation verticale. Un effet de recuit des marnes a été constaté au contact de la roche magmatique.

Les deux échantillons de marnes contiennent une microfaune planctonique abondante :

Echantillon CF 84

Praeorbulina transitoria,
Praeorbulina glomerosa curva,
Praeorbulina sicana,
Globorotalia fohsi peripheroronda,
Globorotalia obesa,
Globorotalia continuosa,
Globigerinoides trilobus,
Globigerinoides immaturus,
Globigerinoides gr. ruber.

Age toujours Langhien N8 (sans Orbulines)

Echantillon CF 78

Orbulina universa,
Praeorbulina sicana.

Cette association indique un âge Langhien supérieur N8-N9 pour ce niveau de la série miocène du Cap de Fer.

Résultats micropaléontologiques

Le contenu microfossilifère livré par les deux échantillons de marnes récoltés au niveau de la coupe de l'abreuvoir orientée NNO-SSE montre le passage de la zone N8 à la zone N9 de Blow c'est-à-dire l'association Praeorbulina + Globigerinoides passant à l'association Praeorbulina + Orbulina.

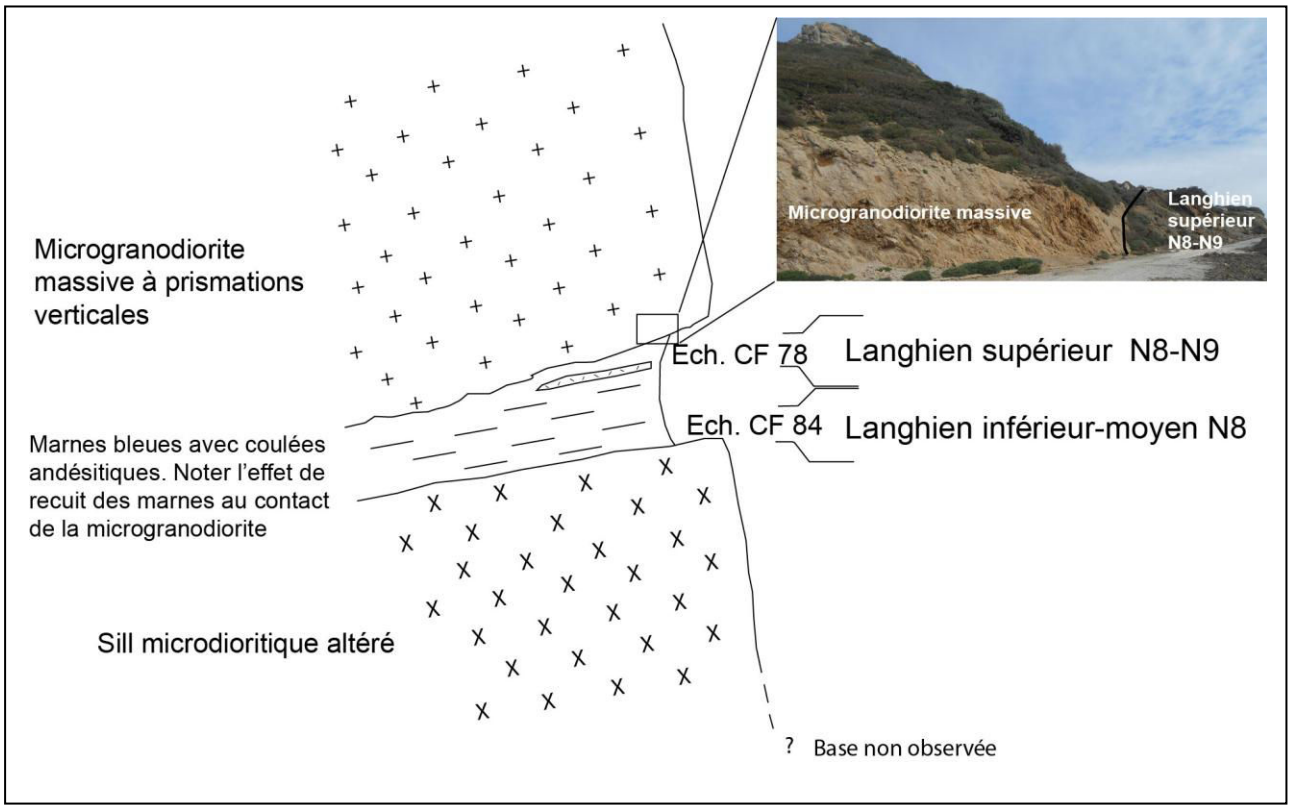


Fig. 31 : Log lithostratigraphique 2 aux environs de l'abreuvoir dans le secteur du Cap de Fer (voir fig. 34 pour la localisation).

Log lithostratigraphique 3

Le troisième log lithostratigraphique débute à quelques 700 m au NO de la Marsa et longe la piste littoral jusqu'à Aïne Djemmet. De façon générale, il présente des sédiments miocènes avec un pendage 20-25° N, surmontés par les microgranodiorites. Le contact entre les sédiments et la roche magmatique est visible au niveau des coordonnées géographiques N37°02'30.3'' ; E007°14'23.3'' (fig. 32).

Fig. 32 : Contact entre la microgranodiorite massive et les marnes du Langhien supérieur dans le secteur de la Marsa (N37°02'30.3'' ; E007°14'23.3''). Noter le recuit des marnes.

De bas en haut on distingue (fig.33) :

- marnes gris-bleues claire à intercalations gréseuses. A la base les bancs gréseux sont décimétriques puis deviennent métriques vers le sommet (35 m)
- bancs métriques de grès à stratifications planes (4 m) qui passent à des grès grossiers voire conglomératiques friables à éléments de marnes indurées (6 m)
- marnes franches bleu-foncé à passées métriques de calcaire à convolutes, et blocs de socles gneissique (35 m)
- Tuf à blocs microgranodioritiques non consolidé à stratifications planes et éléments de marnes indurées. Ce tuf passe latéralement à une microgranodiorite massive à structure prismée (Pl. IX Ph. 5)

Les trois échantillons de marne prélevés à différents niveaux du log (fig. 33) ont livré une microfaune riche et variable.

Echantillon MA 1

Praeorbulina transitoria,
Praeorbulina glomerosa curva,
Orbulina suturalis,
Orbulina universa,
Globigerinoides bisphericus écrasés,
Hastigerina siphonifera

Echantillon MA 2

Orbulina universa,
Praeorbulina glomerosa curva,
Praeorbulina transitoria

Echantillon MA 3

Orbulina universa,
Praeorbulina glomerosa curva,
Praeorbulina transitoria,
Globorotalia fohsi peripheroronda,
Globorotalia fohdi peripheroacuta

Résultats micropaléontologiques

Les marnes de La Marsa contiennent une microfaune planctonique assez abondante. L'association Praeorbulina transitoria-Orbulina universa indique que la série peut être attribuée au **Langhien supérieur**.

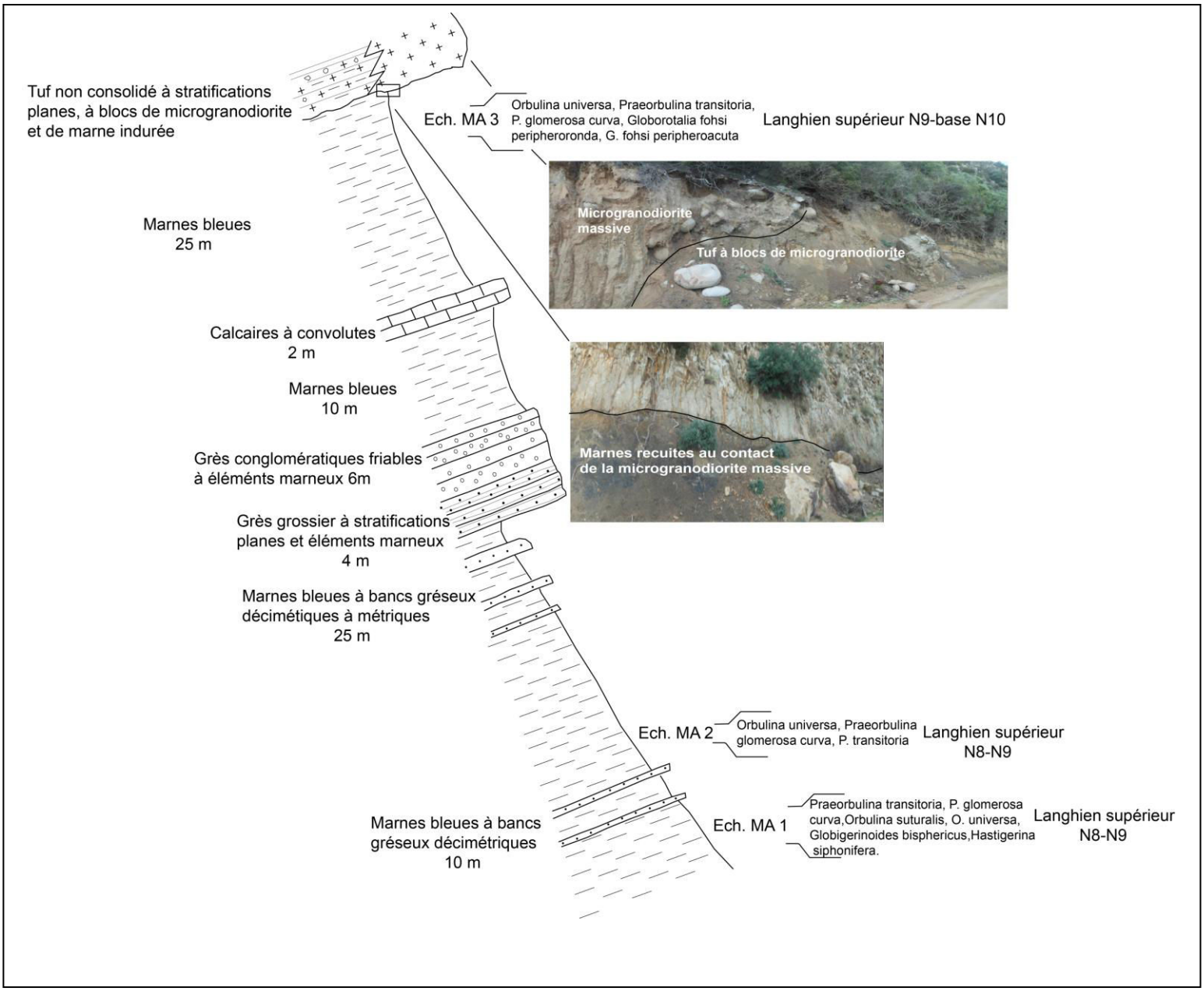


Fig. 33 : Log lithostratigraphique 3 dans le secteur de la Marsa (voir fig. 34 pour la localisation).

3.4.2. Corrélations entre les différents logs lithostratigraphiques

Fig. 34 : Corrélation entre les trois logs lithostratigraphiques réalisés le long de la coupe Cap de Fer-La Marsa. La carte indique la localisation de chaque log.

Les résultats micropaléontologiques obtenus sur les différents échantillons récoltés le long de la coupe Cap de Fer- la Marsa permettent d'attribuer un âge langhien (~16 Ma) aux terrains miocènes de ce secteur. La corrélation entre les différents logs lithostratigraphiques (fig. 34) tout en tenant compte des structures et des relations géométriques entre les corps magmatiques et les sédiments langhiens nous a permis d'établir la coupe de la figure 35. On distingue dans la série miocène étudiée, d'une part des niveaux sans Orbulines du Langhien inférieur-moyen (zone N8 de Blow) (~16.4 – 15.5 Ma selon Ferrandini et *al.* (2003)) affleurant dans les environs du Cap de Fer, et d'autre part les niveaux avec Orbulines du Langhien supérieur (zone N9 de Blow) (~ 15.1 – 14.8 Ma) affleurant dans le secteur de la Marsa**.** Dans les environs du Cap de Fer (log 1 et 2) les nombreux sills de microdiorite sont intercalés dans les niveaux du Langhien inférieur-moyen tandis que la microgranodiorite massive qu'on retrouve jusque dans le secteur de la Marsa induit lors de sa mise en place, un effet de recuit sur les marnes du Langhien supérieur. Ces observations nous permettent d'établir une chronologie relative qui servira de base pour les datations radiométriques K-Ar que nous exposerons dans le chapitre dédié à la géochronologie.

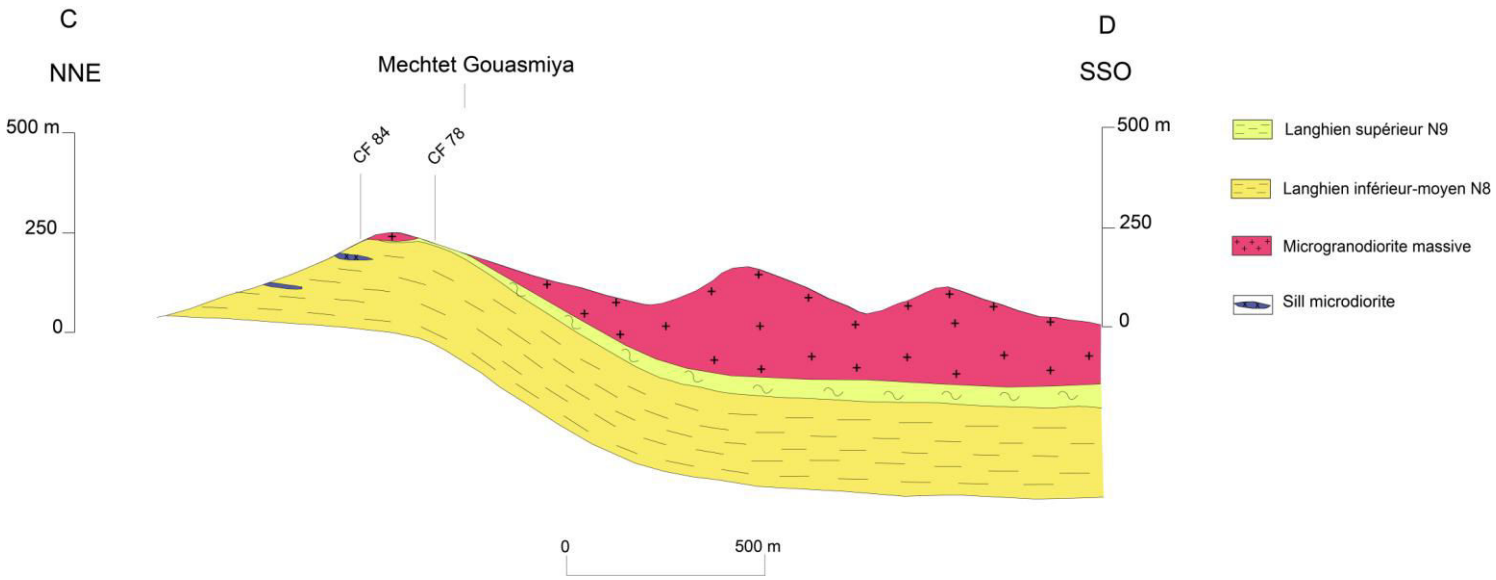


Fig. 35 : Coupe géologique schématique dans le secteur sud-est du Cap de Fer montrant les relations entre les roches magmatiques et sédimentaires (voir fig. 27a pour localisation de la coupe).

3-4.3. Liste des microfossiles et révision de l'âge de la série miocène dans le secteur Chétaïbi-Cap de Fer

Depuis les premiers travaux de Hilly (1952), la série miocène a été attribuée au Burdigalien. Nos travaux de terrain et de ré-échantillonnage dans les niveaux miocènes avaient pour objectif principal de réviser les âges obtenus par cet auteur en utilisant la charte stratigraphique proposée par Ferrandini et *al.* (2003). Un nombre important d'échantillons de marnes miocènes a été ainsi récolté depuis Chétaïbi jusqu'au Cap de Fer en passant par la Marsa (voir fig. 24 et 27a pour localisation). Outre les résultats micropaléontologiques dans les secteurs Cap de Fer-la Marsa, évoqués plus haut, nous exposerons dans ce qui suit la liste des microfossiles et les âges correspondant livrés par les échantillons récoltés dans le secteur compris entre Chétaïbi et Sidi Akkacha :

SM 6

Globigerinoides bisphericus,
Globigerinoides trilobus,
Globigerinoides immaturus,
Globigerina bulloides d'Orbigny,
Globigerina scitula,
Praeorbulina glomerosa curva,
Praeorbulina sicana,
Hastigerina praesiphonifera

Age : Langhien inférieur (N8 de Blow)

SM 12

Praeorbulina sicana,
Globorotalia continuosa

Age : Base Langhien inférieur (N8 de Blow)

SM 14

Globigerinoides bisphericus,
Globigerinoides trilobus,
Globigerinoides immaturus,
Globigerinoides sacculifer subsacculifer,
Globoquadrina langhiana,
Globigerina bulloides d'Orbigny,
Globigerina falconensis,
Globigerina foliata,
Globorotalia continuosa,
Globorotalia opima nana,

Globigerina scitula,
Hastigerina praesiphonifera

Age : Fin Burdigalien (N7) à Langhien inférieur (N8 de Blow)

CHT22 et CHT23

Globigerinoides bisphericus,
Praeorbulina glomerosa curva,
Globorotalia praemenardii

Age : Langhien inférieur-moyen (zone N8)

CHT 27

Praeorbulina sicana,
Praeorbulina transitoria

Age : Langien inférieur-moyen (N8)

CHT 25

Globigerinoides bisphericus,
Praeorbulina transitoria,
Globorotalia fohsi peripheroronda

Age : Langhien inférieur-moyen (N8)

CHT 28

Praeorbulina transitoria,
Praeorbulina glomerosa curva,
Globigerinoides bisphericus

Age : Langhien inf.-moyen (N8)

3-4.4. Conclusion sur l'âge des terrains sédimentaires

Les résultats micropaléontologiques obtenus sur l'ensemble des échantillons nouveaux nous permettent d'attribuer un âge langhien (zone N8) à la série miocène du secteur Chétaïbi-Cap de Fer. Les niveaux supérieurs de cette série affleurent dans la Marsa où elle atteint le Langhien supérieur N9-N10 de Blow. Les liens chronologiques entre les dépôts miocènes et le magmatisme seront largement discutés dans le chapitre géochronologie. Les âges radiométriques K/Ar des roches magmatiques seront confrontés aux âges micropaléontologiques des sédiments à leur contact.

Planches

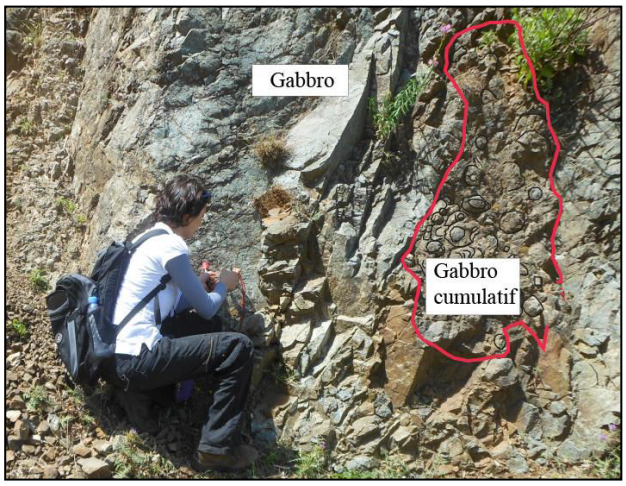


Photo 1

Photo 2

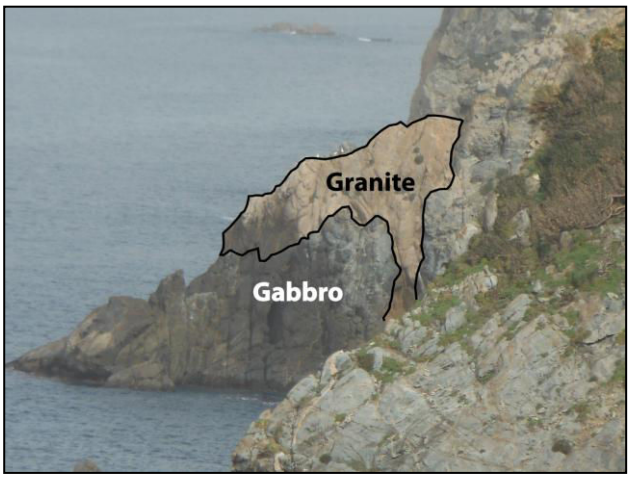


Photo 3

Photo 4

Photo 5

Photo 6

Planche I : Photo 1 : enclave métrique de gabbro à texture cumulative dans le gabbro du Cap Bougaroun *s.s* (échantillon CB 16 : 37°04'58.1" N, 6° 28' 18.8" E). **Photos 2 à 6** : figures de mélange des magmas mafique et felsique dans le secteur de Mersa Dammat el Djiyad. **Photo 2** : Vue vers l'Est du contact entre roches mafiques (à la base) et le granite de Bougaroun. **Photos 3 et 4** : contacts lobés entre les gabbros et le granite de Bougaroun. Noter les figures d'interpénétration entre les deux magmas témoignant de mélanges magmatiques (mingling facies). **Photo 5** : enclave granitique de forme ovoïde dans le gabbro de Mersa. Noter la bordure riche en minéraux ferromagnésiens. **Photo 6** : enclave de diorite à amphibole+biotite dans le granite.

Photo 1

Photo 2

Photo 3

Photo 4

Photo 5

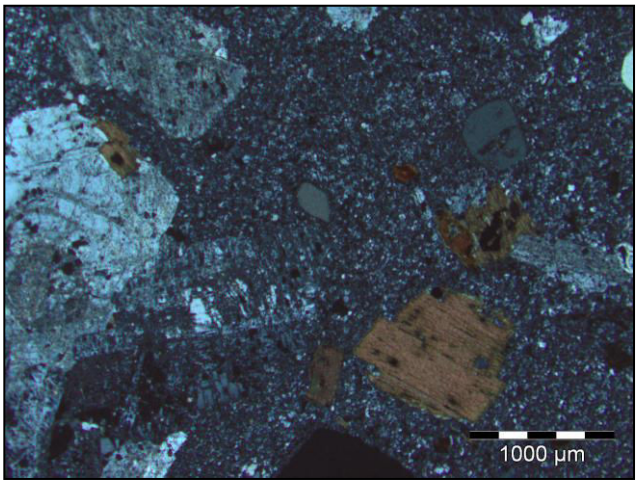


Photo 6

Planche II : Photo 1 : filon aplitique recoupant le granite et le gabbro de Mersa. **Photo 2** : enclaves métriques de roches mafiques dans le granite au sommet de la falaise à l'extrémité orientale de Mersa (37°04'37.4"N, 6°22'56.7" E). **Photos 3 et 4** : structures prismées dans les microgranodiorites. **Photo 3** : dans la presqu'île de Collo, **Photo 4** : dans le massif de Sidi Achour. **Photo 5** : microgranodiorite à moucheture de tourmaline provenant de Sidi Achour (37°01'17.90"N, 6°33'10.50"E). **Photo 6** : photo prise au microscope en lumière polarisée analysée de la microgranodiorite de Sidi Achour.

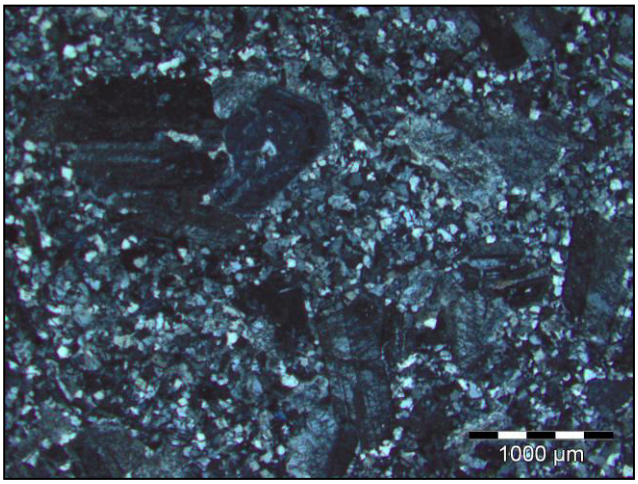


Photo 1

Photo 2

Photo 3

Photo 4

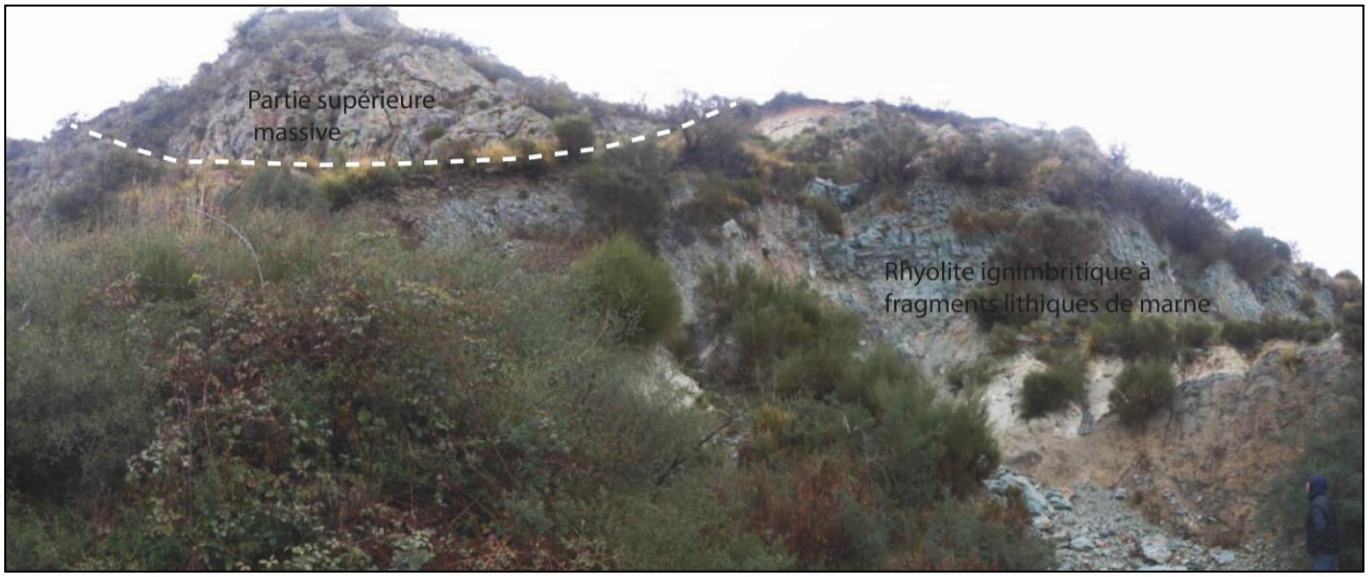


Photo 5

Planche III : Photos 1 et 2 : vue au microscope en lumière polarisée analysée et macroscopique de la microgranodiorite du Sud-Est du Cap Bougaroun *s.s.* **Photo 1** : échantillon CB 7 (37° 4'39.00"N, 6°27'45.60"E). **Photo 2** : échantillon CB 8 riche en enclaves microgrenues sombres (37° 4'41.90"N, 6°27'50.20"E). **Photo 3** : vue macroscopique de la microdiorite de Bouserdoum. Noter l'omniprésence des enclaves sombres. **Photo 4** : brèche volcanique à éléments verdâtre et noirâtres du sémaphore. **Photo 5** : vue vers l'Ouest de la structure volcanique du Kef Chéraïa.

Photo 1

Photo 2

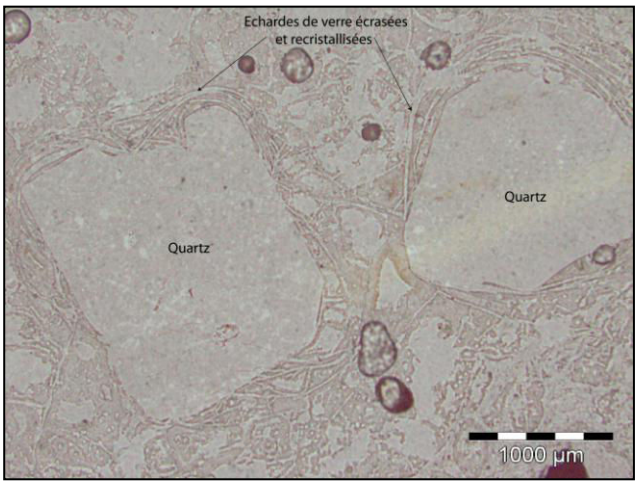


Photo 3

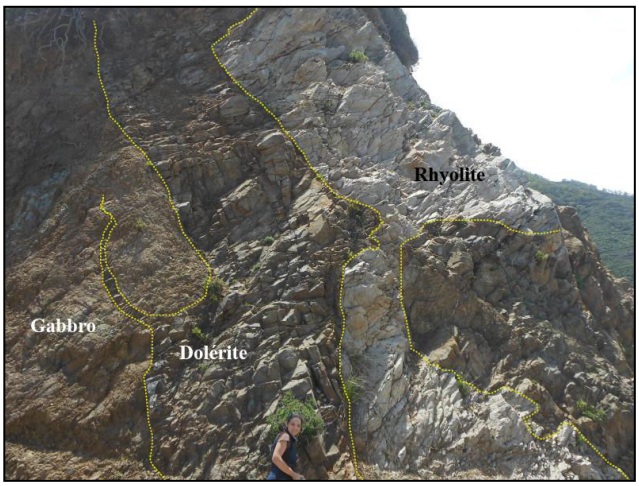


Photo 4

Photo 5

Planche IV : Photo 1 : contact entre la rhyolite du Kef Chéraïa et les sédiments du bassin de Collo. **Photo 2 :** rhyolite ignimbritique consolidée à blocs de lave massive et une matrice verdâtre. **Photo 3** : vue microscopique en lumière polarisée non analysée de la matrice verdâtre montrant les échardes de verre écrasées en bordure des phénocristaux de quartz. **Photo 4** : filons de rhyolite et de dolérite recoupant les gabbros au niveau du phare du Cap Bougaroun *s.s*. Noter le filonnet formé à partir du filon de dolérite principal. **Photo 5** : vue vers l'Ouest d'un sill de rhyolite montrant les prismes perpendiculaires aux épontes, observé sur la piste Tamanart-Cap Bougaroun (37° 4'49.10"N, 6°29'29.50"E)

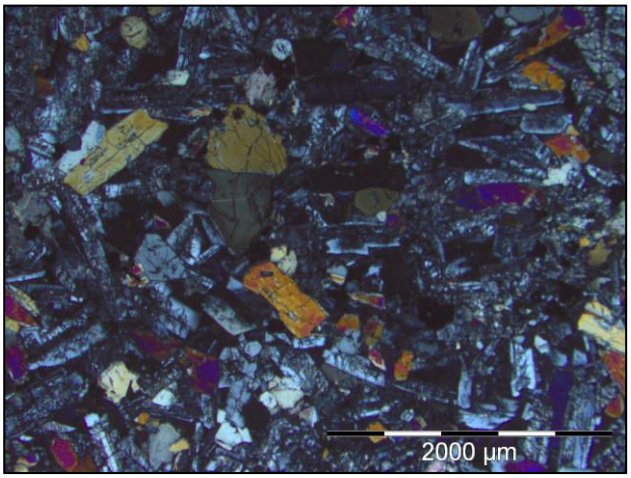


Photo 1

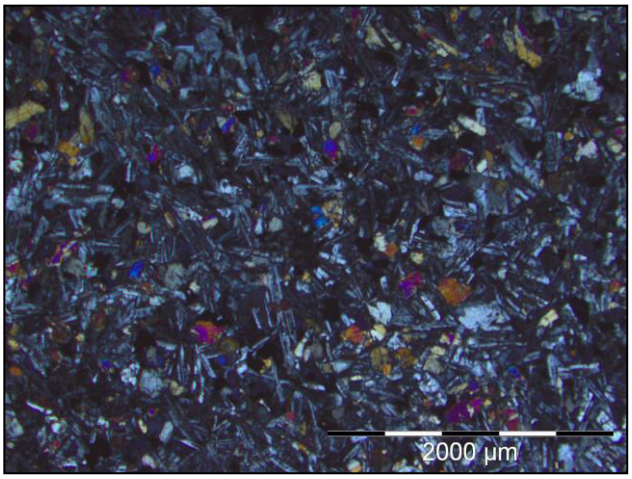


Photo 2

Photo 3

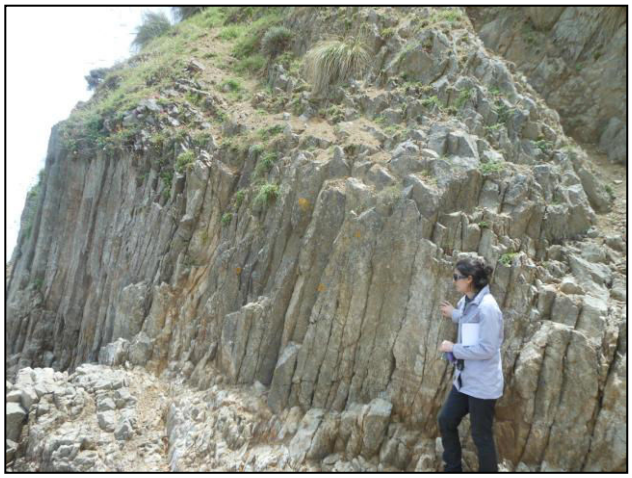


Photo 4

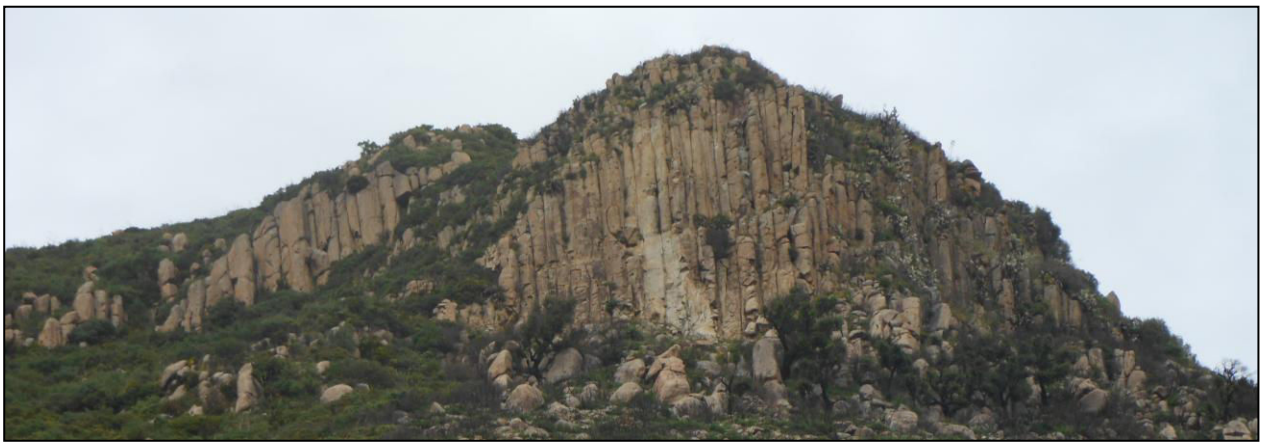


Photo 5

Planche V : Photos 1 et 2 : vues microscopiques en lumière polarisée analysée des différents faciès de roches mafiques filoniennes du Cap Bougaroun *s.s*. **Photo 1** : gabbro fin (échantillon CB 22 : 37°04'53.5" N, 6° 27' 54.7" E). **Photo 2** : dolérite (échantillon CB 9 : 37°04'41.9" N, 6° 27' 50.2" E). **Photo 3** : variation de granulométrie dans la diorite de Chétaïbi (échantillon CHT 10 : 37° 04'21.5" N, 7° 23'27.4" E). **Photos 4 et 5** : Structures prismées dans les microgranodiorites. Noter la variation de la largeur des prismes. **Photo 4** : secteur de la Fontaine romaine (37° 03'15.4" N, 7° 23' 22.1" E). **Photo 5** : secteur du Cap de Fer (37° 04' 14.2" N, 7° 12' 003" E).

Photo 1

Photo 2

Photo 3

Photo 4

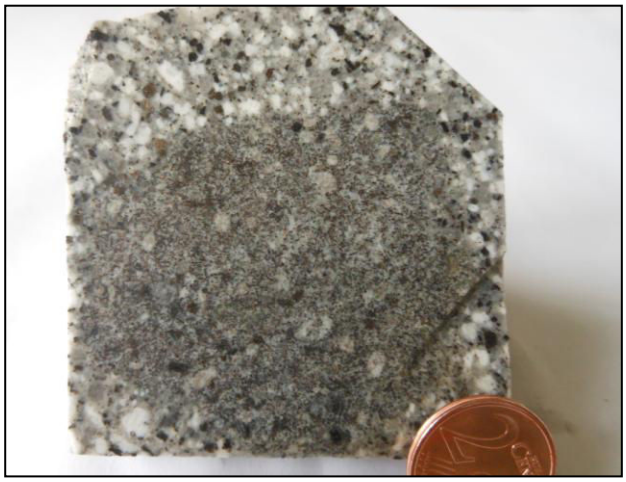


Photo 5

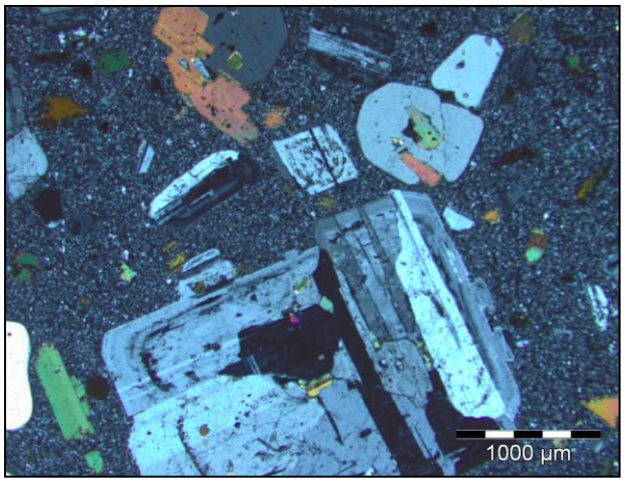


Photo 6

Planche VI : Photo 1 : altération en boules des microgranodiorites dans le secteur d'Aïne Djemmet au Nord de la Marsa (37° 02' 34.4" N, 7° 13' 38.4" E). **Photos 2 -5** : vues macroscopiques des différents faciès de microgranodiorite. **Photo 2** : secteur du Cap de Fer. **Photo 3** : secteur de la Fontaine romaine (échantillon CHT 18 : 37° 03'15.4" N, 7° 23' 22.1" E). **Photos 4 et 5** : secteur d'Aïne Djemmet. Noter la présence dans ces derniers de phénoblastes de feldspaths alcalins (Ph. 4) et d'enclaves microgrenues sombres riches en biotites CF 73 (37° 02' 34.4" N, 7° 13' 38.4" E) (Ph. 5). **Photo 6** : vue microscopique de la microgranodiorite CHT 18. Noter la matrice très finement grenue comparée à celle de CF 74 (Pl. VII Ph. 1).

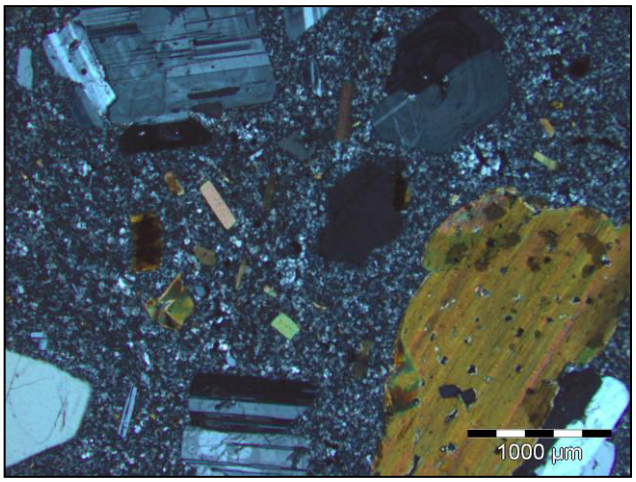


Photo 1

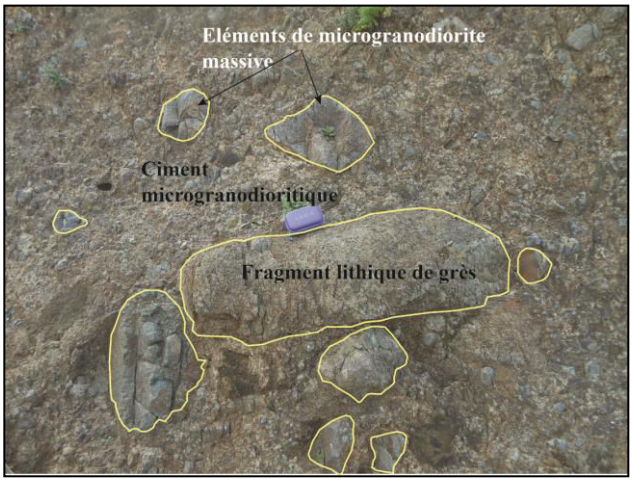


Photo 2

Photo 3

Photo 4

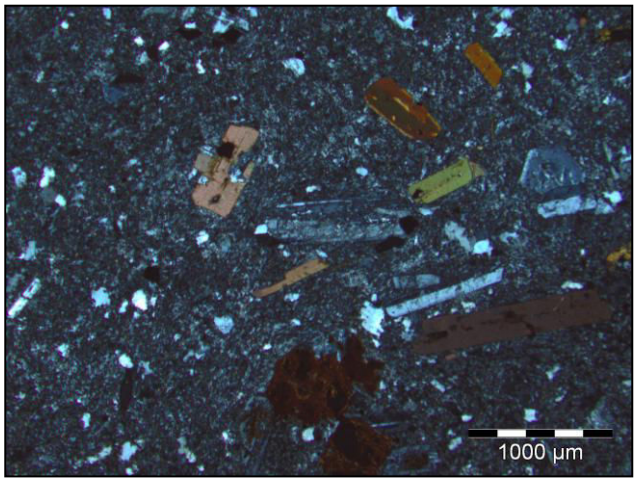


Photo 5

Photo 6

Planche VII : Photo 1 : vue microscopique en lumière polarisée analysée de la microgranodiorite de la Marsa (échantillon CF 74 : 37° 02' 34.4" N, 7° 13' 38.4" E). On observe deux générations de biotite, en phénocristaux et en petits cristaux disséminés dans la matrice. **Photos 2-4** : Brèche à blocs microgranodioritiques du Cap de Fer. **Photo 3** : ciment riche en cristaux de quartz, feldspath et biotite. **Photo 4** : bloc de microgranodiorite juvénile à biotite et amphibole. **Photo 5** : vue au microscope (lumière polarisée analysée) de la microgranodiorite juvénile (éch. CF 80). **Photo 6** : tuf à blocs de microgranodiorite du secteur nord de la Marsa (37° 2'37.70"N, 7°13'34.00"E)**.** Noter les stratifications planes et les blocs lithiques de marne indurée.

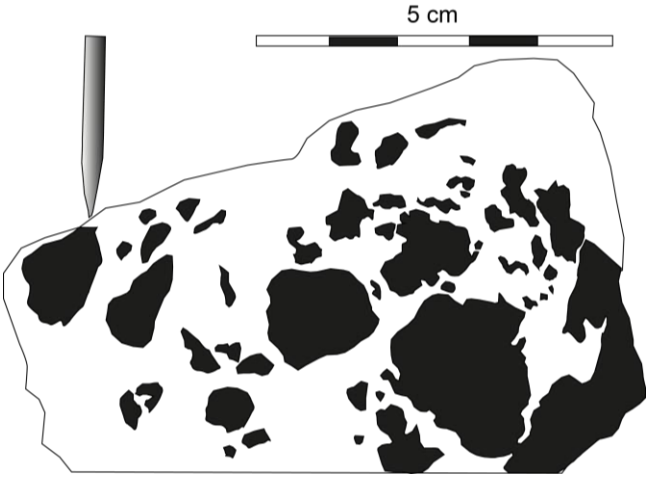


Photo 1

Photo 2

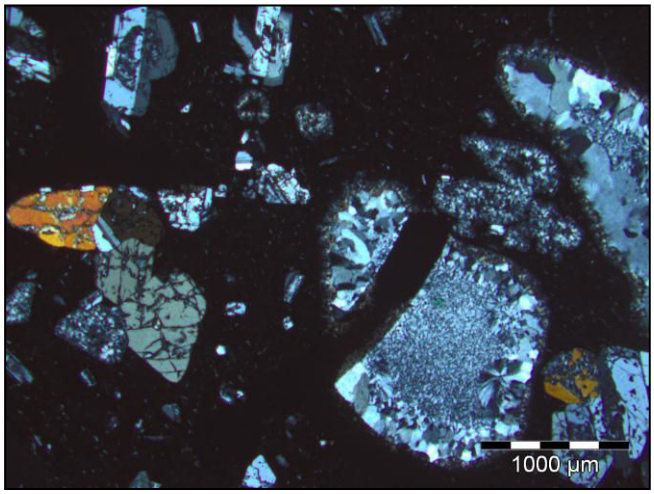


Photo 3

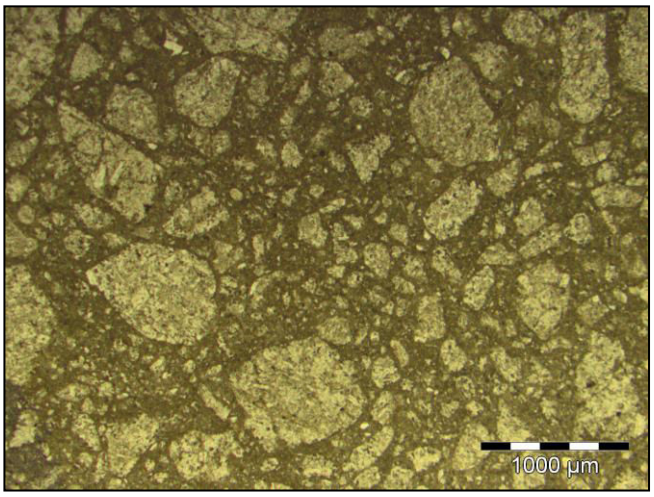


Photo 4

Planche VIII : Photos 1 et 2 : brèche andésitique à blocs de lave noirâtre cimentés par une matrice fine jaunâtre. On observe des formes anguleuse et globuleuse des blocs. Noter les phénomènes de silicification secondaire (points blanchâtres) dans les blocs de lave sur la photo 1 (échantillon CHT 17 : 37° 3'59.20"N, 7°22'24.20"E). **Photo 3** : vue au microscope en lumière polarisée analysée de l'échantillon CHT 17 montrant la texture microlitique porphyrique à phénocristaux de plagioclases et d'augite. Noter les vacuoles remplies de silice secondaire. **Photo 4** : vue microscopique en lumière polarisée non analysée de la brèche andésitique montrant des blocs anguleux et globuleux baignant dans une matrice fine brunâtre (échantillon CHT 21 (37° 3'6.50"N, 7°21'20.10"E)).

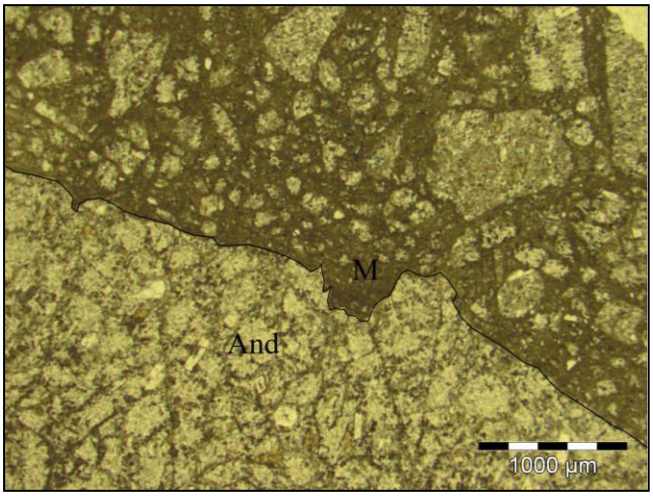


Photo 1

Photo 2

Photo 3

Photo 4

Photo 5

Planche IX : Photo 1 : vue au microscope en lumière polarisée non analysée de la brèche andésitique (échantillon CHT 21 : 37° 3'6.50"N, 7°21'20.10"E). On observe les contours lobés des éléments de lave andésitique (And) au contact de la matrice fine (M) (voir texte pour interprétation). **Photos 2 et 3** : série miocène de la Marsa (37° 2'35.20"N, 7°13'50.90"E): **Photo 2** : alternance marnes-bancs de grès décimétriques. **Photo 3** : calcaire à convolutes. **Photo 4** : bloc de socle gneissique dans le niveau de tuf à blocs microgranodioritiques du Cap de Fer (37° 4'26.90"N, 7°11'24.70"E). **Photo 5** : laccolithe de la Marsa : la microgranodiorite montre le débit en orgues. Photo prise depuis les coordonnées géographiques 37° 2'33.80"N, 7°14'23.30"E.

Chapitre IV : Travaux analytiques

SOMMAIRE

IV-1. La géochronologie isotopique

1. La méthode $^{40}K/^{40}Ar$

1.1. Introduction

1.2. Principes de base de fonctionnement du chronomètre géologique K/Ar

1.3. La procédure analytique

1-3.1. Choix et préparation de l'échantillon

1-3.2. Dosage de l'argon par spectrométrie de masse

- ***a. Principes de la spectrométrie de masse***
- ***b. Analyse de l'argon***
- ***c. Appareillage***
- ***d. Réalisation du vide dans l'enceinte***
- ***e. Chauffage de l'échantillon jusqu'à la fusion***
- ***f. Purification du mélange gazeux***
- ***g. Analyse des isotopes de l'argon par spectrométrie de masse***
- ***h. Mesure du rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ atmosphérique***
- ***i. Contrôle de cibles implantées d'ions ^{38}Ar avec des échantillons standards***

1-3.3. Dosage du potassium par spectrométrie d'absorption atomique

- ***a. Préparation des solutions : solutions d'attaque, solution mère, solution fille***
- ***b. Analyse par absorption atomique***
- ***c. Réalisation d'une courbe d'étalonnage***
- ***d. Détermination de la teneur en K_2O des échantillons***

1-3.4. Calcul de l'âge

- ***a. Calcul de l'incertitude analytique***

1-3.5. Procédure d'une mesure délicate : cas d'échantillon altéré

2. La méthode $^{39}Ar/^{40}Ar$

2.1. Principe

2.2. Protocole analytique

2-2.1. Séparation, irradiation

2-2.2. Extraction, purification, analyse

3. La méthode U-Pb (ICP-MS)

3.1. Principe

3.2. Protocole analytique

3-2.1. Préparation des échantillons : broyage – tamisage

3-2.2. Séparation des minéraux

3-2.3. Déroulement d'une procédure

4. Notion de fermeture isotopique

4.1. Influence des circulations de fluides

4.2. Caractéristiques et températures de fermeture des minéraux analysables par les méthodes K/Ar et Ar/Ar

4.3. Excès, héritage et perte d'argon

5. Synthèse bibliographique sur l'échelle temporelle de la mise en place des plutons granitiques

IV-2. Microsonde électronique : analyse des phases minérales

IV-3. Analyse chimique sur roche totale

3.1. Préparation des échantillons

3.2. Mesure de la perte au feu

3.3. Eléments majeurs : analyse à l'ICP-AES

3-3.1. Principe

3-3.2. Préparation chimique : mise en solution

3-3.3. Mesure des concentrations des éléments

3.4. Eléments en trace : principe d'analyse par HR-ICP-MS

3.5. Isotopie du Sr et Nd

IV-1. La géochronologie isotopique

Les analyses de l'argon et du K_2O sur la plate-forme de datation K/Ar ont été acquises au laboratoire de géochronologie-Domaines Océaniques de l'UBO, Brest-France. Plus de quatre-vingt mesures sur roche totale et/ou minéraux séparés ont été essentiellement réalisées par moi-même sous la direction du professeur H. Belllon.

La datation par les méthodes U-Pb sur zircons et Ar/Ar sur amphiboles ont été réalisées à Géosciences Montpellier (France), respectivement par O. Bruguier et D. Bosch et par P. Monié.

Compte tenu de ma contribution considérable dans l'acquisition des données par la méthode K/Ar, et vu le nombre plus important des datations K/Ar comparé aux deux méthodes Ar/Ar et U/Pb également utilisées dans cette thèse, j'aborderai plus en détail la méthode de datation $^{40}K/^{40}Ar$.

1. La méthode $^{40}K/^{40}Ar$

1.1. Introduction

La méthode de datation isotopique $^{40}K/^{40}Ar$, également appelée méthode conventionnelle de datation potassium-argon, repose sur le principe de désintégration par radioactivité de l'isotope père ^{40}K en isotope fils ^{40}Ar radiogénique. C'est l'un des plus anciens chronomètres radiométriques ayant été développés.

A la suite des travaux de Nier (1935) sur l'isotope ^{40}K, Von Weizsäcker (1937) fut le premier à proposer le principe de la méthode qui n'a été appliquée pour la datation sur roches et minéraux qu'à partir des années 1950. Le très large développent de la méthode conventionnelle K/Ar est lié à plusieurs facteurs :

- Le potassium est le 7ème élément le plus abondant dans la croûte terrestre et peut ainsi rentrer dans la composition de la majorité des minéraux que l'on pourrait potentiellement dater.
- L'argon étant un gaz inerte, il peut facilement être mesuré avec grande précision même en petite quantité.

En 1975, Garner et *al.* définissent la composition isotopique du potassium qui est la suivante : ^{39}K=93,2581% ; ^{40}K=0,01167% ; ^{41}K=6,7302%. Seul le potassium de masse

atomique 40 est radioactif selon une période de désintégration de 1,249 milliard d'année (Renne et *al.,* 2010) ce qui lui confère une des plus grandes tranches temporelles applicables aussi bien sur des roches plus jeunes que 10^4 année que sur de très vieilles roches (Ga). Pour le rappel, la période de désintégration d'un isotope radioactif d'un élément correspond à la durée nécessaire à la transformation en atomes fils de la moitié des atomes pères présents au moment initial t_0.

Ce **moment initial t_0** est considéré comme le moment de fermeture du système (roche totale ou minéral séparé). Pour un fonctionnement idéal du chronomètre $^{40}K/\ ^{40}Ar$, on suppose l'absence de ^{40}Ar radiogénique à t_0.

La désintégration radioactive de l'isotope du potassium ^{40}K s'établie selon la loi suivante : $dN/dt = -\lambda N$ où dN/dt représente le nombre de désintégration d'atomes pères par unité de temps, N le nombre total d'atomes pères et λ la constante de désintégration radiogénique.

Cette équation intégrée donne : $N = N_0\ e^{\lambda t}$ où N_0 est le nombre d'atomes pères à l'instant initial $t_0 = 0$ et N, le nombre d'atomes pères subsistant au temps t. Le nombre d'atomes radiogéniques fils formés est : $D = N_0 - N = N\ (e^{\lambda t} - 1)$.

La résultante de cette désintégration radioactive est double : ^{40}Ca (88,8 %) et ^{40}K en quantité plus faible (11 %). Le schéma de désintégration compte quatre processus illustrés par la figure 36.

Cependant, contrairement à ^{40}Ar, l'isotope ^{40}Ca est particulièrement abondant à l'état naturel dans les roches et la proportion de ^{40}Ca radiogénique y sera donc le plus souvent négligeable. C'est pourquoi le chronomètre ^{40}K-^{40}Ar sera préférentiellement utilisé pour la datation isotopique des roches.

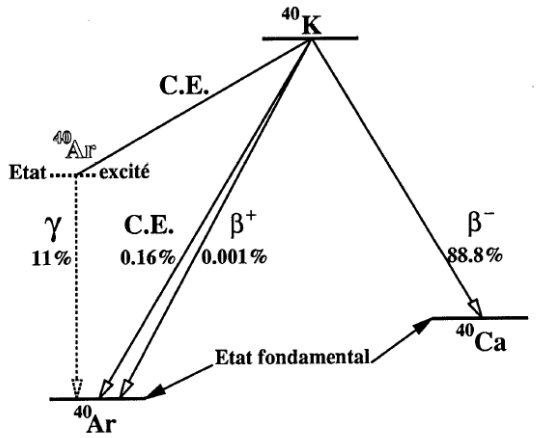


Fig. 36 : Schéma de désintégration de ^{40}K en ^{40}Ca et ^{40}Ar (d'après Montigny (1985)). C.E : Capture électronique.

A la fin des années 1930, il a été admis que l'argon comporte trois isotopes naturels stables ^{40}Ar (>99% et de loin le plus abondant), ^{38}Ar et ^{36}Ar. Dans la méthode de datation K/Ar, il a longtemps été considéré que le rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ dans l'atmosphère est égal à 296,0±0,5 (Nier, 1950) puis à 295,5 ±0,5 qui est la valeur recommandée par Steiger et Jäger (1977). Par le suite, les travaux récents de Lee et *al.* (2006) ; Renne et *al.* (2009) et Mark et *al.* (2011), ont mis en évidence des rapports $^{40}Ar/^{36}Ar$ atmosphériques systématiquement plus élevés de l'ordre de 298,56 ± 0,3. D'après Lee et *al.* (2006), les abondances des trois isotopes d'argon dans l'atmosphère sont : ^{36}Ar=0.3336 ± 0.0004, ^{38}Ar =0.0629 ± 0.0001 et ^{40}Ar= 99.6035 ± 0.0004. Au moment de la cristallisation d'une roche, de l'argon de composition atmosphérique (^{40}Ar et ^{36}Ar) est piégé au sein des phases minérales et va, par la suite, coexister avec ^{40}Ar radiogénique issu de la désintégration radioactive de ^{40}K. Néanmoins, ^{40}Ar non atmosphérique et non radiogénique peut parfois être contenu dans certaines roches ou phases minérales.

1.2. Principes de base de fonctionnement du chronomètre géologique K/Ar

La méthode K/Ar repose sur le principe de l'accumulation des atomes radiogéniques fils. Lors de la désintégration de ^{40}K d'un minéral en ^{40}Ar, celui-ci est piégé dans la structure de la phase minérale. En raison de sa taille (rayon atomique= 1,9Å), le ^{40}Ar lorsqu'il est piégé, ne peut diffuser à travers la structure du minéral que si ce dernier est sujet à une fusion, une recristallisation ou une augmentation considérable de température permettant au ^{40}Ar de diffuser. Dans les minéraux généralement utilisés pour une datation K/Ar, la diffusion de ^{40}Ar n'a lieu qu'à partir de températures de l'ordre de quelques centaines de degrés centigrade. Bien que le ^{40}K se désintègre constamment en ^{40}Ar, un magma silicaté ne peut retenir le ^{40}Ar produit et le chronomètre K/Ar n'est ''réglé à t_0'' que une fois le minéral est cristallisé et suffisamment refroidi pour permettre l'accumulation de ^{40}Ar dans sa structure. Les minéraux ayant subi un métamorphisme ou une recristallisation ne permettent non plus pas l'accumulation de ^{40}Ar que si la roche est refroidie. Si une roche ayant accumulé du ^{40}Ar, pendant un laps de temps, est portée à des températures élevées ou subit une fusion partielle, le ^{40}Ar accumulé diffuse et le chronomètre potassium-argon est remis à t_0 au moment de son refroidissement.

Le moment initial t_0

Le moment initial t_0 est considéré comme un intervalle de temps qui peut durer de quelques heures jusqu'à quelques millions d'années (Dalrymple et Lanphere, 1969).

1.3. La procédure analytique

La datation d'un échantillon par la méthode $^{40}K/^{40}Ar$ obéit au protocole suivant: le choix de l'échantillon à dater, la séparation minérale (dans le cas de datation sur minéraux séparés), l'extraction et l'analyse de l'argon (par spectrométrie de masse), dosage du K_2O (par absorption atomique), le traitement des données, le calcul de l'âge et surtout l'interprétation des résultats.

1-3.1. Choix et préparation de l'échantillon

L'échantillon (roche totale, et/ou une ou deux phases minérales séparées) est choisi en fonction de son contexte géologique et sa composition pétrologique. Seule la partie qui semble la plus saine à l'œil nu est retenue pour la préparation. Elle est d'abord dégagée, à la scie diamantée, de toutes les zones visiblement altérées, puis broyée au marteau et régulièrement tamisée, afin de recouvrer le maximum de la fraction granulométrique comprise entre 150 et 300 µ destinée à l'analyse (fig. 37). La séparation minérale est réalisée essentiellement au séparateur magnétique isodynamique (Frantz). Un tri complémentaire, à la loupe binoculaire, a permis d'éliminer des phases étrangères ou des grains mixtes. La fraction très fine < 150µ susceptible de concentrer les produits d'altération de la roche, est éliminée par tamisage puis par lavage à l'eau.

Fig. 37 : Préparation des grains et de la poudre fine à partir de l'échantillon de roche (photo H. Bellon).

Après séchage d'environ une heure à l'étuve à 60°, 10 à 15% du granulat de roche totale ou de minéraux séparés, destiné à l'analyse de l'argon, est réduit en poudre, manuellement, dans un mortier en porcelaine. Cette poudre sera utilisée pour mesurer le potassium par spectrométrie d'absorption atomique. L'autre partie est utilisée pour analyse de l'argon par spectrométrie de masse.

1-3.2. Dosage de l'argon par spectrométrie de masse

a. Principes de la spectrométrie de masse

Dans une enceinte où règne un vide poussé, des ions de masse m et de charge e, animés d'une vitesse acquise par une différence de potentiel V, décrivent, lors de leur passage, dans un champs magnétique B, une trajectoire circulaire de rayon R (fig. 38) suivant la loi :

$R = (0{,}144.10^{-3}/B).\ mV/e$

Les unités d'expression des paramètres B en Tesla, V en volt, R et mètre.

Le spectromètre utilisé, Thomson Cameca, de type 205 TSN SE (fig. 39) a été modifié par le laboratoire maintes fois et a pour caractéristiques :

Rayon de courbure : 6cm

Champs magnétique : 3500 gauss

Tension d'accélération des ions, variable de 0 à 800 V

Déviation des ions : 180°

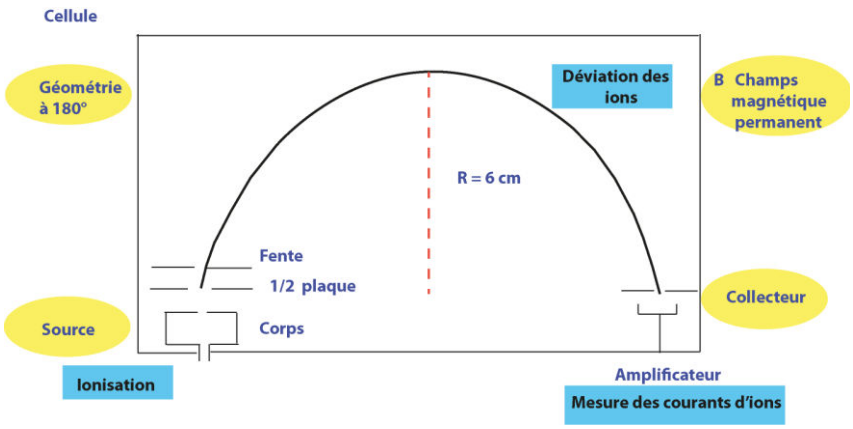


Fig. 38 : Principe du spectromètre de masse pour l'analyse de gaz.

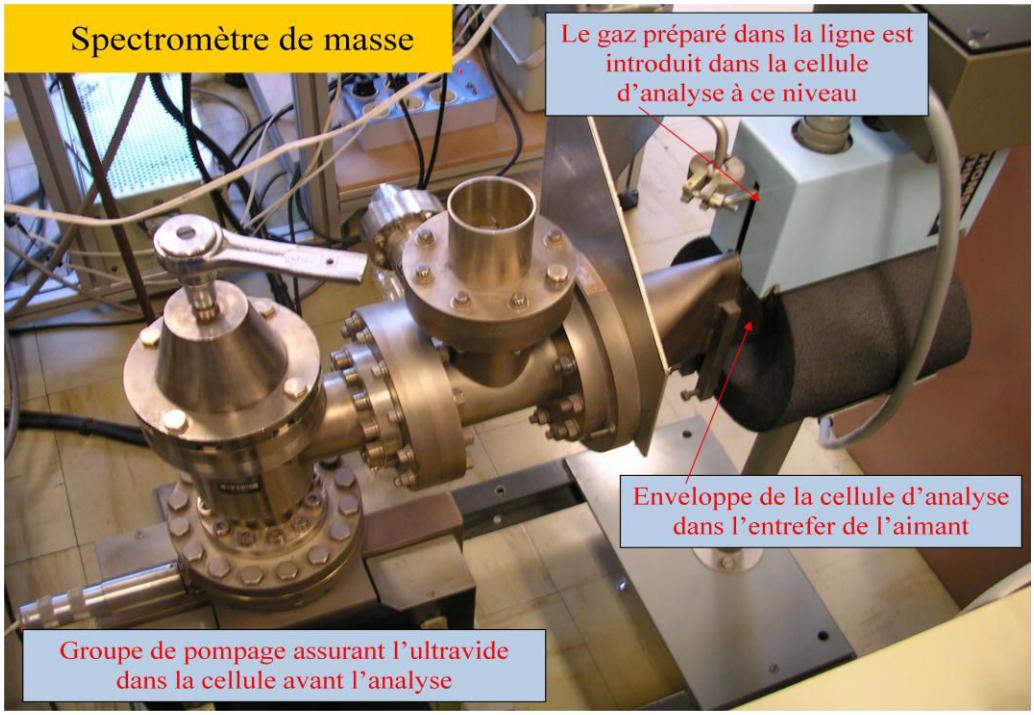


Fig. 39 : Spectromètre de masse K/Ar ; THOMPSON CAMECA type TSN 205 SE (Laboratoire Domaines Océanique- UBO) (photo H. Bellon).

Les différents isotopes d'un même élément (ici ^{36}Ar, ^{38}Ar et ^{40}Ar) sont isolés grâce au spectromètre de masse. Le champ magnétique B est fixe et la tension V variable. Il est possible, par réglage de cette tension, d'amener successivement les trajectoires d'ions de rapports m/e distincts sur le même demi-cercle et d'en mesurer les abondances respectives. Dans le cas de l'argon, il est possible de déterminer successivement les abondances des isotopes ionisés ^{36}Ar, ^{38}Ar et ^{40}Ar.

Le spectromètre de masse permet uniquement de mesurer des rapports entre isotopes, et non pas la connaissance directe des concentrations de chaque isotope. La méthode de dilution isotopique supplémentaire du même élément de concentration connue est appelée traceur. Dans le cas d'une roche ou d'un minéral à dater, ^{38}Ar d'origine atmosphérique contenu dans l'échantillon est très peu abondant et négligeable par rapport aux concentrations ^{40}Ar et ^{36}Ar. ^{38}Ar sera utilisé comme traceur et introduit en quantité précisément connue lors de l'analyse de chaque échantillon.

Le filament (fig. 40a) est boudiné en fil de tungstène (W), il émet des électrons lorsque le courant le traversant atteint 2,515 Ampères. La source d'émission est détectée par la mesure du courant filament corps. La tension des demi-plaques de focalisation (fig. 40b) est respectivement de -497,6 V et -526,1V. A l'intérieur du spectromètre Thomson Cameca utilisé, les isotopes de l'argon sont ionisés par bombardement d'électrons dans la chambre d'ionisation. Les électrons sont produits par un filament (13 spires et demie) de tungstène d'un diamètre = 120 µm, parcouru par un courant d'intensité constante d'environ 3,3 A. Ils pénètrent dans la chambre d'ionisation par une fente latérale, avec une énergie de 50 V suffisante pour ioniser les gaz inertes. A une tension d'accélération V variable, le faisceau d'ions obtenu est conditionné dans la chambre d'ionisation. Une présélection de la tension d'accélération des ions, qui permet d'enregistrer successivement les signaux ^{40}Ar, ^{38}Ar et ^{36}Ar pour chaque échantillon analysé fait partie du système. Focalisé entre deux demi-plaques, puis dévié dans le champ magnétique constant ; il atteint alors le collecteur de Faraday. Le courant d'ions reçu par le collecteur est amplifié, puis transformé en tension par une résistance de 10^{11} Ohm et dirigé vers un voltmètre électronique (Keithley 642 E) connecté à un enregistreur graphique.

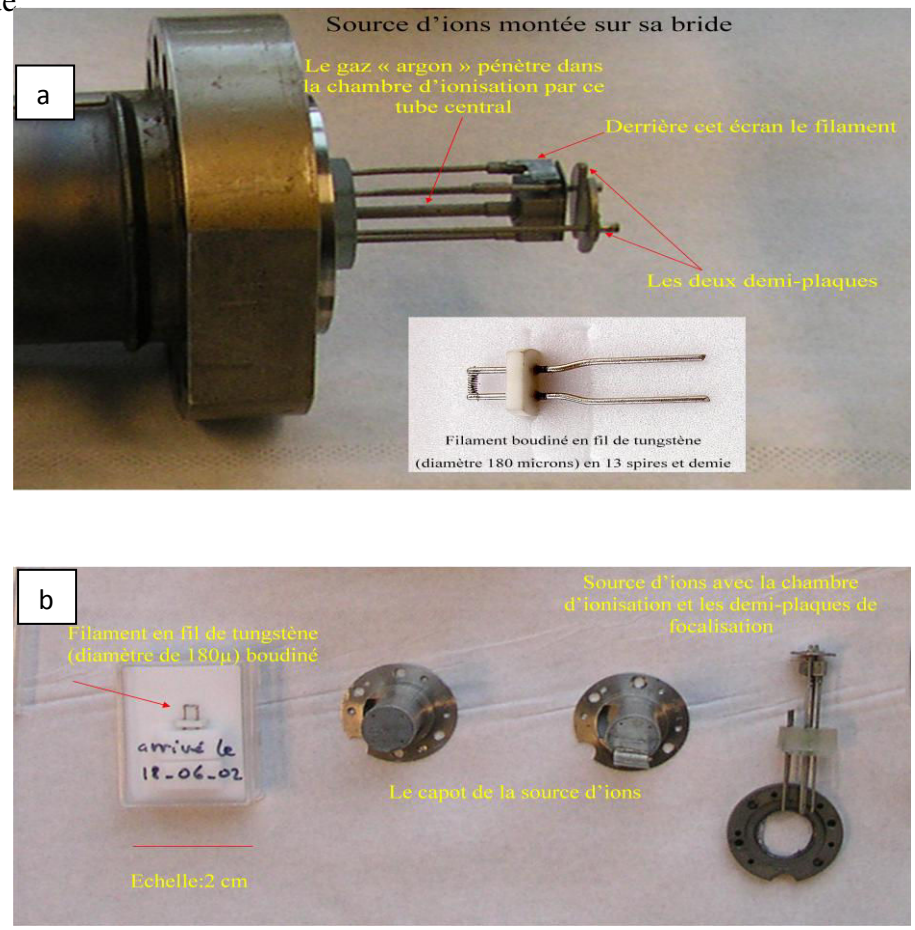


Fig. 40 : Eléments de la source d'ions dans le spectromètre de masse (photos H. Bellon).

b. Analyse de l'argon

L'analyse de l'argon contenu dans un échantillon solide (roche ou minéral) dure environ 4 heures. La manipulation complète consiste en quatre étapes majeures : 1) extraction de gaz par chauffage progressif de l'échantillon jusqu'à la fusion et première purification du mélange ; 2) ultra purification du mélange gazeux ; 3) introduction des gaz et analyse par spectrométrie de masse des isotopes de l'argon ; 4) mesure du rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ atmosphérique, afin de corriger la discrimination en masse du spectromètre.

c. Appareillage

Le système est composé d'un spectromètre de masse relié à une ligne de verre pyrex (diamètre de tube principal = 2 cm). Cette dernière est destinée à l'extraction de gaz par chauffage progressif de l'échantillon jusqu'à sa fusion. La purification du mélange gazeux consiste à isoler la fraction des gaz rares par rapport à celle des gaz actifs. La vanne V2 sépare la ligne en deux parties. La première partie comprend un dispositif d'extraction de gaz par chauffage progressif de l'échantillon jusqu'à sa fusion (fig. 41). Outre ce dispositif de chauffage par induction, elle comprend également deux jauges permettant de mesurer la pression dans l'enceinte et deux pièges à mousse de titane chauffées par des fours électriques. La mousse de titane agit, lors de son refroidissement, de 800° C à la température ambiante, en piégeant sélectivement les gaz actifs, mais peut à nouveau libérer ces gaz par chauffage. La deuxième partie de la ligne comprend un piège contenant quelques grains de charbon végétal pur et un ballon sphérique contenant de l'argon de composition atmosphérique. Les getters agissent en fixant les gaz actifs sur un alliage Zr-Al, lorsqu'ils sont sous une tension inférieure à 15 V. Sous une tension de 30 V, ils libèrent ces gaz actifs. Le charbon pur a la propriété d'absorber tous les gaz lorsque sa température chute à -180°C (expérimentalement cette température est atteinte lorsque le charbon est plongé dans de l'azote liquide) ; il permet ainsi le transfert de l'ensemble des gaz en aval de la vanne V4 vers le spectromètre de masse.

d. Réalisation du vide dans l'enceinte

Avant d'entamer toute analyse, l'ensemble de la ligne et le spectromètre de masse doivent être préalablement amenés à la pression la plus faible possible. Un vide poussé de $1,3.10^{-6}$ à $1,3.10^{-7}$ Hpa est réalisé dans la première partie de la ligne par une pompe turbo-moléculaire reliée à une pompe primaire pour l'évacuation des gaz, alors que deux pompes ioniques assurent respectivement l'obtention du vide dans la deuxième partie de la ligne et dans le

spectromètre de masse (les vannes V1, V3 et V4 sont ouvertes). Les pièges à mousse de titane et les getters sont alors en fonction de dégazage (température de 800°C pour les pièges à mousse de titane, tension de 30 V pour les getters). Ces conditions sont réalisées avant chaque manipulation et le vide maximal est atteint dans l'ensemble de l'enceinte au bout de quelques heures.

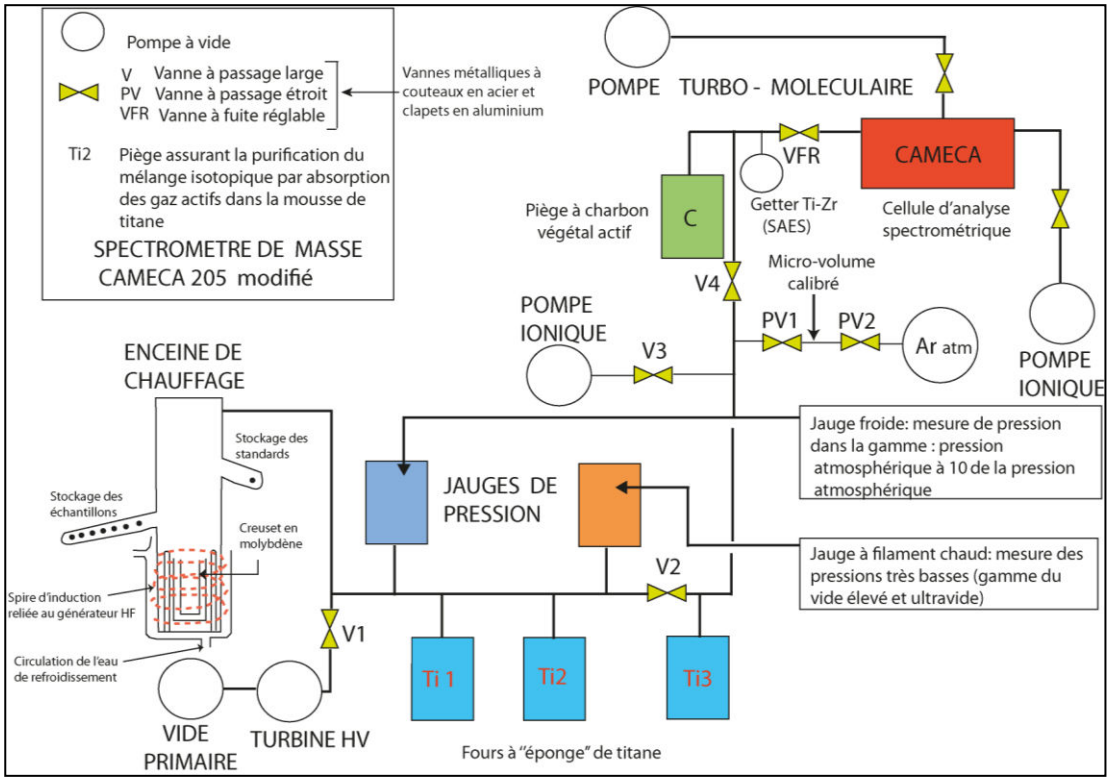


Fig. 41 : Schéma de l'appareillage utilisé en datation K/Ar

e. Chauffage de l'échantillon jusqu'à la fusion

La quantité de masse à peser est variable selon la teneur en K_2O de l'échantillon, 0,1 à 1g de granulat (fraction de 0,15 et 0,30 mm) est de ce fait, pesée, enveloppée sous forme de boulette dans une feuille de papier d'aluminium de 1cm^2, à l'intérieur de laquelle a été implanté en quantité connue le traceur ^{38}Ar à l'état d'ions (implantation réalisée dans un carré central de 7 mm de côté, à une profondeur de 300 Å dans l'aluminium, (Bellon et *al.,* 1981b). L'enceinte est préparée pour une série de 9 à 10 manipulations consécutives et les boulettes des échantillons et standard (GLO, glauconie) sont stockées dans deux magasins près du dispositif de fusion. En général, les échantillons et les standards ne sont pas stockés dans le même endroit (fig. 41). Un pré-dégazage de l'argon de composition supposée atmosphérique est

effectué avant toute série de manipulations, afin de mettre en surface cet argon présent entre les grains d'échantillons et sur les parois des boulettes. La technique consiste à faire chauffer à 150°C ou 180°C le magasin de stockage contenant les boulettes d'échantillons dans un four électrique cylindrique pendant une demi-journée (opération étuvage). Lors d'une manipulation, la boulette contenant l'échantillon à analyser est placée à l'intérieur d'un creuset cylindrique en tôle de molybdène, lui-même entouré par un tube de quartz. L'ensemble étant contenu dans une double enveloppe cylindrique de pyrex (fig. 41). Après fermeture de la vanne V1 et la vérification de la pression dans la ligne par la jauge à filament chaud, débute le chauffage de l'échantillon par induction, jusqu'à la fusion (1500° C). La température à l'intérieur du creuset en molybdène est augmentée progressivement et est contrôlée par l'intermédiaire de l'intensité du courant de l'anode du générateur haute fréquence (augmentation de 0,05 à 0,45 A). L'augmentation de la température doit être lente au début du processus de chauffage, afin d'éviter toute réaction violente en cas d'un échantillon riche en gaz. L'extraction de l'ensemble des gaz contenus dans l'échantillon s'effectue progressivement lors de son chauffage jusqu'à sa fusion complète. Elle se traduit par une augmentation de la pression au niveau de la première partie de la ligne, généralement détectable après 15 minutes de chauffage. Une relation quasi-systématique entre l'importance de l'élévation de la pression (donc l'importance du dégazage) et les caractéristiques pétrologiques des échantillons datés (altération et perte au feu élevée) a pu être établie au cours de nos expériences.

f. Purification du mélange gazeux

Le chauffage de l'échantillon jusqu'à la fusion permet l'extraction d'un mélange gazeux composé à la fois de gaz actifs (H_2O, CO_2, N_2, H_2, O_2,…) et de gaz inertes (gaz rares dont essentiellement l'argon). Le rapport gaz actifs/gaz inertes est alors de l'ordre de 10^5 et doit être fortement réduit : la qualité de l'analyse isotopique est fonction de la pureté du mélange isotopique des seuls gaz inertes (l'argon) qui vont être analysés par spectrométrie de masse. La purification du mélange gazeux débute dans la ligne par l'extinction progressive des fours de mousse à titane. En se refroidissant, la mousse de titane piège sélectivement les gaz actifs (T2 dix minutes après extinction de T1) à 35 et 45 minutes après le début du chauffage de l'échantillon. Le piégeage des gaz actifs produit une chute rapide de pression dans la première partie de la ligne. Cette pression est inférieure à 10^{-3} HPa au moment de l'ouverture de la vanne V2 permettant le passage des gaz dans la deuxième partie de la ligne. La purification du

mélange gazeux se poursuit dans la seconde partie de la ligne par l'extinction du four à mousse de titane T3. Le chauffage de l'échantillon s'achève avec l'extinction du générateur haute fréquence. Le mélange gazeux est introduit dans le spectromètre de masse après piégeage exercé à -180°C (pendant 5 minutes) par le charbon végétal pur. Après fermeture de la vanne V4, la purification du mélange gazeux est achevée par le getter Ti-Zr (tension = 0 V). Au terme de cette purification, le mélange gazeux comprend environ 90% d'argon et 10% des gaz actifs résiduels. La dilution isotopique s'est effectuée au cours du mélange de l'échantillon et de la cible d'aluminium implantée d'ions ^{38}Ar. Ce mélange subit ensuite toutes les phases de purification.

g. Analyse des isotopes de l'argon par spectrométrie de masse

Au cours des nombreuses analyses de datations K/Ar que j'ai faite sous la direction du professeur Bellon, j'introduisais le mélange gazeux de l'échantillon et du traceur, par ouverture, à 270, de la vanne à fuite réglable VFR, sans avoir mesuré l'argon résiduel. Cet argon résiduel mesuré de temps à autre reste très négligeable par rapport à l'argon du mélange isotopique extrait de l'échantillon lors de son chauffage. Les pics des isotopes ^{40}Ar, ^{36}Ar de l'échantillon et ^{38}Ar du traceur sont enregistrés successivement par sélection de leur tension d'accélération respective. La hauteur maximale du sommet des pics est atteinte quelques minutes après introduction des gaz. Trois séries de mesures des isotopes ^{40}Ar, ^{38}Ar et ^{36}Ar sont alors successivement effectuées.

h. Mesure du rapport ^{40}Ar/^{36}Ar atmosphérique

Dans toutes les mesures d'argon, il y a contamination par de l'argon atmosphérique (0,93% en volume dans l'air). Une correction de la mesure d'argon s'impose, pour estimer la valeur de l'argon radiogénique. Il est, de ce fait, indispensable de déterminer la valeur du rapport ^{40}Ar/ ^{36}Ar atmosphérique correspondant à l'échantillon analysé.

Connaissant le rapport de l'argon atmosphérique ^{40}Ar/ ^{36}Ar = 295,55 (Steiger et Jäger, 1977) et 298,56 ± 0,3 (Lee et *al.,* 2006 ; Renne et *al.,* 2009 et Mark et *al.,* 2011), il est possible, en dosant dans l'échantillon les teneurs en ^{40}Ar et ^{36}Ar et ainsi d'estimer le rapport ^{40}Ar/ ^{36}Ar de l'échantillon, de déduire la quantité de ^{40}Ar radiogénique.

Ceci est expérimentalement possible en introduisant un micro-volume d'argon atmosphérique dans le spectromètre de masse, vidé au préalable des gaz de l'échantillon analysé. Deux séries

de mesure des isotopes ^{40}Ar et ^{36}Ar sont alors effectuées afin de déterminer la valeur du rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ atmosphérique correspondant à l'échantillon analysé. L'évolution éventuelle de ce rapport en fonction de la valeur de ^{40}Ar est contrôlée par une courbe tracée au fur et à mesure des manipulations (fig. 42). Les valeurs de $^{40}Ar/^{36}Ar$ atmosphérique varient peu en fonction ^{40}Ar. La forme de la courbe et les valeurs mesurées de $^{40}Ar/^{36}Ar$ atmosphérique dépendent directement des paramètres techniques du spectromètre de masse. A cet effet, ces paramètres doivent être maintenus constants au fil des manipulations.

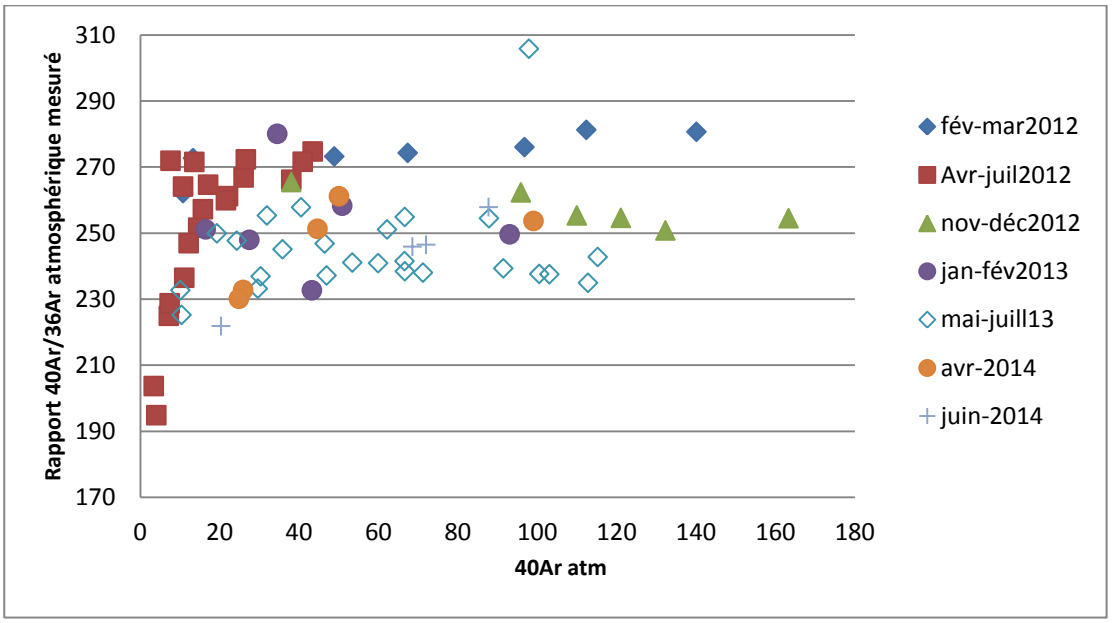


Fig. 42 : Evolution du rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ en fonction du volume de ^{40}Ar atmosphérique introduit. Les points représentent toutes les mesures effectuées au cours d'une période de deux ans. Noter que ces mesures ont été effectuées à différents mois de ces deux années ce qui a entrainé des variations des paramètres de la source du spectromètre de masse.

i. Contrôle de cibles implantées d'ions ^{38}Ar avec des échantillons standards

Les déterminations de concentrations d'^{40}Ar et ^{36}Ar d'un échantillon s'effectue grâce à la méthode de dilution isotopique, qui associe à ces isotopes le traceur ^{38}Ar de concentration connue, implanté à l'état d'ions dans la cible d'aluminium jointe à l'échantillon au moment de la pesée. L'obtention d'ions ^{38}Ar s'effectue à partir d'un mélange gazeux d'argon pré-enrichi en ^{38}Ar (mélange composé de 90% d'^{36}Ar, 10% d'^{38}Ar et 0,05% d'^{40}Ar ; Bellon et *al.*, 1981b), réalisé à l'ORIS (Office des Rayonnements Ionisants, bureau des isotopes stables, C.E.A., Saclay). Le mélange gazeux est ionisé, un faisceau d'ions ^{38}Ar isolé par spectrométrie de masse, accéléré par une différence de potentiel dans un tube-accélérateur, entre dans un

dispositif de balayage électronique X-Y, puis les ions ^{38}Ar sont implantés dans les cibles d'aluminium avec une énergie de 30 KeV (Bellon et *al.,* 1981b) . L'implantation a lieu à Orsay au centre de spectrométrie de masse René Bernas. 24 cibles contenant le traceur ^{38}Ar sont réalisées par série d'implantations. La dose de ^{38}Ar implanté par cible d'aluminium peut être constante pour une journée d'implantation durant laquelle environ 200 cibles sont traitées. Elle peut également être modifiée entre des séries d'implantations successives et permettre ainsi la création de traceurs de concentration variées. Cette dose est mesurée approximativement lors de l'implantation et demande à être précisément définie par l'analyse d'échantillons standards dont la concentration d'^{40}Ar radiogénique été parfaitement déterminée par plusieurs laboratoires distincts.

Un ou parfois deux échantillons standards sont analysés au début de chaque série de 9 à 10 manipulations consécutives. Outre la détermination de concentration des traceurs ^{38}Ar utilisés (x1 ou x10), les standards ont pour rôle de contrôler la stabilité des paramètres techniques du spectromètre de masse, qui influent en particulier sur la valeur du rapport ^{40}Ar/^{36}Ar atmosphérique mesuré pour chaque échantillon. De plus, l'analyse des cibles d'aluminium doublement implantées en isotopes ^{40}Ar et ^{38}Ar, dans des proportions connues, permet de mesurer la discrimination en masse du spectromètre (différence entre le rapport isotopique réel et le rapport isotopique mesuré), qui demeure constante pour des cibles identiques ; ceci signifie notamment qu'il n'existe pas de fractionnement notable des isotopes de l'argon au niveau de la vanne à fuite réglable V4 lors de l'introduction des gaz dans le spectromètre de masse.

La figure 43 montre l'évolution de la valeur de pic du traceur ^{38}Ar au cours de l'analyse des différentes séries d'échantillons d'Algérie réalisée sur une période de plus de deux ans. Sur l'ensemble des séries analysées, la valeur du pic ^{38}Ar a relativement peu varié entre ~ 60 mm/1v pour la période février-mars 2012, 40 et 50 mm/1v pour la période juin-juillet 2012 et ~ 65-70 mm/1v pour la longue période allant de décembre 2012 à avril-juin 2014. Ces dernières valeurs (~ 65-70 mm/1v) surviennent suite à l'opération de refocalisation faite en juillet 2012. De manière générale, on peut remarquer que la valeur du pic ^{38}Ar est relativement constante pour une période de 1 à 2 mois ce qui correspond à la période d'analyse de quelques séries consécutives. On relève néanmoins quelques valeurs de ^{38}Ar exceptionnellement basses (<30 mm/1v) enregistrées sur des échantillons ayant particulièrement beaucoup dégazé au cours de leurs analyses respectives (éch. CB 4, CL 78,

CB 18, CB 9, Ste 58). Nous verrons plus loin (chapitre VI) que les valeurs ^{36}Ar dans ces échantillons indiquent une forte contamination atmosphérique.

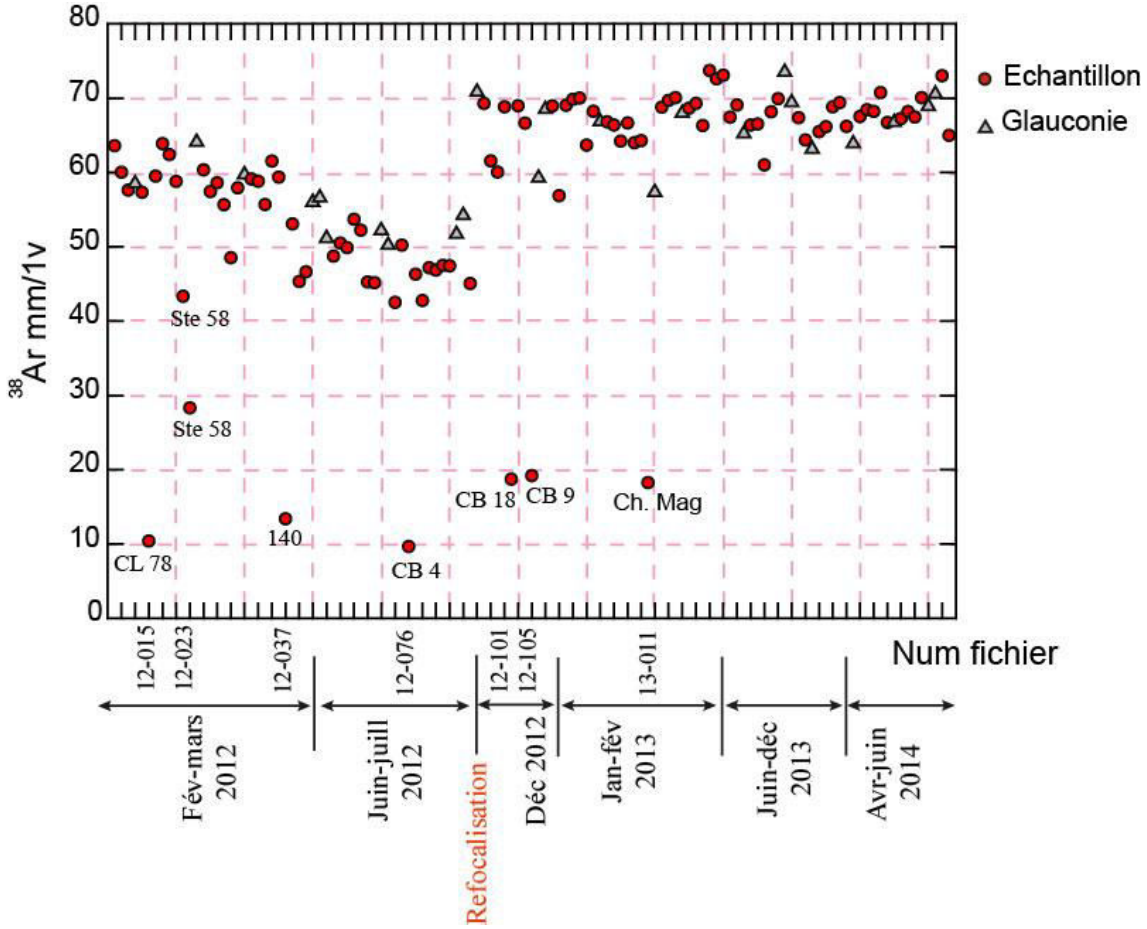


Fig. 43 : Evolution de la valeur de pic du traceur ^{38}Ar pour l'ensemble des séries d'échantillons d'Algérie et de glauconie standard analysées sur une période de deux ans.

1-3.3. Dosage du potassium par spectrométrie d'absorption atomique

a. Préparation des solutions : solution d'attaque, solution ''mère'', solution ''fille''

Une fraction de la poudre réalisée à partir du granulat tamisé de l'échantillon à dater (0,006 g (pour les plus riches en K_2O) et 0,2 g (pour les moins riches en K_2O) est placée dans un flacon hermétique en polypropylène rigide et indéformable à la température de 100° C. cette fraction est attaquée par 4ml d'acide fluorhydrique dans une étuve à 60° pendant une journée. La solution ainsi obtenue est la **solution d'attaque**. Une solution tampon est alors préparée. Celle-ci contient 0,4 g/L de chlorure de césium (CsCl), 20 g/l d'acide borique (H_3BO_3) et le

complément d'eau tri-distillée. 96 ml de cette solution tampon est ajoutée aux 4 ml d'acide fluorhydrique refermant l'échantillon dissout. Ainsi est obtenue 100 ml de **solution mère**.

L'acide borique est utilisé afin de complexer l'acide fluorhydrique et à dissoudre les fluorures, le chlorure césium sert à neutraliser le phénomène d'ionisation du potassium et l'acide chlorhydrique permet d'ajuster le pH de la solution fille à 3 ou 4.

La **solution fille** sera directement utilisée pour le dosage du potassium. Elle est obtenue par dilution au 25ème par ajout d'eau tri-distillée, soit 2 ml de solution mère, 2 ml de la solution de chlorure de césium et 46 ml d'eau tri-distillée.

b. Analyse par absorption atomique

Le principe de la méthode se fonde sur l'absorption des radiations électromagnétique des régions visibles et des radiations UV du spectre par les atomes. La solution contenant l'élément de l'échantillon est vaporisée par aspiration de la solution dans une flamme ou par évaporation d'une surface chauffée électriquement. Les atomes peuvent ainsi puiser de l'énergie dans un milieu extérieur, afin de passer de l'état fondamental stable à l'état excité. L'élément à doser (K), contenu dans la solution fille est amenée à l'état d'atome au niveau d'une flamme « air + acétylène ».

L'atomisation consiste ainsi en trois étapes :

1. La solution contenant l'élément à doser est aspirée dans la flamme et est nébulisée en très fines gouttelettes.
2. Le solvant s'évapore et permet la formation de microcristaux ou de molécules gazeuses.
3. La dissolution en atomes des microcristaux ou des molécules gazeuses s'effectue sous l'effet de la chaleur de la flamme ; les deux dernières étapes sont quasi-simultanées.

L'énergie nécessaire pour faire passer les atomes de l'état fondamental stable à l'état excité est apportée sous forme lumineuse par une lampe à cathode creuse, dont la longueur d'onde est caractéristique de l'élément à doser (7664 Å pour le potassium). Suivant la loi de Lambert-Beer, est mesurée une démunissions de l'intensité incidente émise par le tube à cathode creuse à la suite de l'absorption partielle de l'énergie par l'élément, ainsi :

$Ln\ (l_0/l) = k.l.C$

l_0 = intensité de la radiation émise par la lampe à cathode creuse jusqu'à la flamme. l = intensité lumineuse résiduelle après absorption par l'élément à doser de l'énergie nécessaire pour passer de l'état stable à l'état excité.

k = coefficient d'absorption atomique, dépendant de l'élément à doser et de la longueur d'onde du faisceau incident. l = largeur de la zone d'analyse. C = concentration des atomes à doser dans la flamme.

L'intensité de la lumière ($l_0 - l$) absorbée dans la flamme est fonction de la concentration de K dans la solution fille. L'intensité lumineuse résiduelle est transmise à un monochromateur, puis transformée en impulsions électriques par photo multiplicateur et traduite en lecture inversée sous forme spectrale sur papier d'enregistrement. La hauteur du pic est inversement proportionnelle à l'intensité lumineuse résiduelle, mais proportionnelle à l'intensité de lumière absorbée et donc proportionnelle à la concentration de l'élément à doser. Le spectromètre d'absorption utilisé de géochronologie est Varian Techtron AA-6.

c. Réalisation d'une courbe d'étalonnage

Une courbe d'étalonnage est nécessaire pour chaque série d'analyses, celle-ci est réalisée à l'aide de solutions standards dont le K_2O est connu. Ainsi ces solutions d'échantillons standards sont préparées dans les mêmes conditions que celles des solutions d'échantillons de K_2O inconnu. Une moyenne de 30 à 40 analyses de K_2O sont préparées, soit 15 à 20 échantillons par série en faisant des duplicata de chaque exemplaire. Au cours d'une manipulation, les solutions standards sont analysées régulièrement en alternance avec les solutions d'échantillons dont la concentration en K_2O reste à déterminer afin de bien les encadrer.

Afin de tracer la courbe d'étalonnage, on mesure d'abord, sur le spectre analytique enregistré la transmittance de chaque solution standard, qui correspond au pourcentage de lumière résiduelle transmise au monochromateur après passage dans la flamme. A l'aide d'une solution appelée « blanc », le bruit de fond minimal du spectromètre est régulièrement mesuré en cours de manipulation, cette solution est dépourvue de K_2O mais elle est préparée dans mêmes conditions que les solutions contenant l'élément à doser. Par définition la transmittance du blanc est égale à 100. T = 100. x/y. = le titre en K_2O (ppm K_2O) de chaque solution standard est alors calculé. Dans le cas présent la masse pesée est diluée dans la « solution fille » dans un rapport 1 : 2500 ; K_2O est calculé et exprimé en %. Le report sur

diagramme de la transmittance de chaque solution standard en fonction du titre en K_2O permet d'établir la courbe d'étalonnage, dont l'allure est directement liée aux paramètres de fonctionnement du spectromètre d'absorption durant la manipulation.

d. Détermination de la teneur en K_2O des échantillons

La transmittance de chaque solution dosée est calculée et permet, par report sur la courbe d'étalonnage, de déduire directement la valeur du titre en ppm de K_2O. La teneur de K_2O de chaque échantillon est calculée suivant la relation :

K_2O = (ppm K_2O. dilution)/ poids échantillon

K_2O est donné en ppm, K_2O en %, dilution en cm^3 et poids échantillon en g. Deux analyses de K_2O indépendantes, (deux solutions mères sont systématiquement réalisées pour chaque échantillon à dater), dans une même série d'attaques et de mesures ; seuls les résultats reproductibles (différence < 1%) sont retenus.

1-3.4. Calcul de l'âge

A partir de l'équation ; $D= N (e^{\lambda t}-1)$, on peut déterminer $t = 1/\lambda \text{ Ln } (1+D/N)$.

Dans le cas de la désintégration de ^{40}Ar, on à : $N = {}^{40}Ar_{rad} + {}^{40}Ca_{rad}$. (nombre d'atomes pères encore présent à l'instant t).

$D = {}^{40}Ar_{rad} + {}^{40}Ca_{rad}$ (nombre d'atomes fils crées présents à l'instant t).

$\lambda = \lambda e + \lambda\beta$ (λe = constante de désintégration de ^{40}Ar et ^{40}Ca).

L'équation devient alors :

$t = [1/ (\lambda e+ \lambda\beta)] \text{ Ln } \{1+({}^{40}Ar_{rad} / {}^{40}K). ([\lambda e+ \lambda\beta]/ \lambda e\}$.

Les constantes de désintégration radioactive utilisées sont celles de Steiger et Jäger (1977) :

$\lambda\beta = 4{,}962 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$

$\lambda e = 0{,}581 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$

L'abondance de ^{40}K dans une roche ou un minéral représente 0,0116 % de celle de K total en atomes. En tenant compte des valeurs des constantes de désintégration radioactive et des unités de mesure définies pour les concentrations du potassium et de l'argon, l'équation d'âge s'écrit :

$t = 4154{,}04 \log (1+142{,}69. [^{40}Ar_{rad}/K])$

$^{40}Ar_{rad}$ = ^{40}Ar radiogénique est noté $^{40}Ar_*$ avec t (âge) en Ma,

$^{40}Ar_{rad}$ en cc/g (cc = cm^3) et K en %.

En théorie, on attribue à l'âge calculé une signification géologique, si le matériau daté satisfait aux conditions suivantes :

- λe et λβ et les constantes isotopiques du potassium doivent être constants dans tous les systèmes roche totale ou minéral.

- Le potassium K ne subit pas de fractionnement isotopique

- Tout objet géologique soumis à une étude radiochronologique doit en principe, pour fournir un âge significatif, avoir fonctionné en système clos vis à vis du potassium et de l'argon depuis le temps t_0, moment de la fermeture du système. Il doit n'avoir subi ni gain, ni perte d'un des isotopes mis en jeu par la méthode de datation isotopique utilisée, à savoir ici ^{40}K, ^{40}Ar, ^{36}Ar.

- ^{40}Ar présent dans le système roche totale ou minéral séparé doit être uniquement du ^{40}Ar radiogénique et du ^{40}Ar atmosphérique ; nulle fraction de ^{40}Ar en excès ou de ^{40}Ar hérité ne doit avoir été intégrée au système roche totale ou minéral au moment de sa fermeture, lors de l'évènement géologique à dater.

Calcul de l'incertitude analytique

L'incertitude analytique d'un âge isotopique ^{40}K-^{40}Ar est définie sous forme d'un écart-type par la loi suivante (Mahood et Drake, 1982) :

Incertitude analytique en % = $[k^2+x^2. (100/R)^2 + y^2. ((100-R)/R)^2+s^2+d^2. ((100-R)/R^2]^{1/2}$

Où k = incertitude (%) sur l'analyse du potassium (1 écart-type).

R = ^{40}Ar rad./^{40}K tot (%).

x = incertitude (%) sur la mesure du rapport $^{40}Ar/^{38}Ar$ (1 écart-type).

y = incertitude (%) sur la mesure du $^{38}Ar/^{36}Ar$ (1 écart-type).

s = incertitude (%) sur la mesure du volume de traceur ^{38}Ar (1 écart-type).

d = incertitude (%) dans le facteur de discrimination du spectromètre de masse. Les incertitudes retenues au laboratoire de géochimie-géochronologie de l'UBO Brest pour ces paramètres sont :

k = 1% sauf pour K_2O<0,1% où k = 5%.

x = 0,5%

y = 0,5%

s = 2%

d = 0,7%

L'incertitude analytique sert non seulement à apprécier la reproductibilité des âges isotopiques mesurés sur une même fraction d'échantillon, mais intervient également lors de la discussion des résultats de chronologie.

Bien que la méthode de datation K/Ar soit critiquée du fait des valeurs importantes de son incertitude analytique comparées à celles des autres méthodes de datations (ex. $^{40}Ar/^{39}Ar$), il est important de rappeler la vraie signification de l'incertitude d'un âge isotopique et qui représente à la fois un aspect mathématique et technique de la procédure analytique. En effet, selon Ludwig (2003), l'incertitude analytique d'un âge est aussi importante que l'âge lui-même. Ainsi, si la mesure d'un âge K/Ar donne une large marge d'erreur par rapport à la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$, cette incertitude analytique n'a pas nécessairement un impact sur la signification géologique de l'âge obtenu. On peut admettre que si l'âge obtenu par la méthode K/Ar est moins précis (large valeur d'incertitude) que celui obtenu par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$, il n'est pas moins significatif : la signification géologique de l'âge absolu n'est pas liée à la précision (incertitude) mais dépond sur tout du fait que l'échantillon soit représentatif de l'évènement daté.

L'incertitude analytique qui est donc calculée selon l'équation de Mahood et Drake (1982) est fortement influencée par le pourcentage d'^{40}Ar radiogénique contenu dans l'échantillon daté,

qui dépend à la fois de son âge et de ses teneurs en K_2O et ^{36}Ar. La concentration de l'isotope ^{36}Ar dans chaque échantillon analysé est rapportée à une masse de 1 gramme. La source atmosphérique est le responsable principal de la présence de cet isotope dans les roches analysées et dans leurs constituants minéraux. La concentration mesurée résulte du stock présent lors de la cristallisation ainsi que tous les processus de contamination qui peuvent intervenir par la suite. La concentration moyenne de ^{36}Ar d'une lave fraîche et dont la perte au feu n'excède pas 2% est voisine de $1.E^{-9}cm^3/g$. Les concentrations très supérieures à cette valeur peuvent indiquer une contamination importante postérieure à la cristallisation ou être, dans certains cas, liées à des circulations fluides dans la pile volcanique. Les résultats de datation les plus fiables et crédibles seront prioritairement sélectionnées pour la faible valeur du paramètre concentration par gramme de l'isotope ^{36}Ar.

1-3.5. Procédure d'une mesure délicate : cas d'échantillons altérés

Une manipulation complète de datation K/Ar d'un seul échantillon est une opération qui peut durer 3h30 à 4h environ. Parmi les échantillons que nous avons sélectionnés pour la datation K/Ar figurent les roches mafiques (dolérites et gabbros) provenant du secteur Bougaroun-Yaddene. L'intérêt de mesurer l'âge de mise en place de ces roches, particulièrement pauvre en K_2O et affectées par une altération plus ou moins avancée, est indéniable pour notre étude. Par conséquent, les nombreuses mesures effectuées sur ce type de roche ont souvent été difficiles à réaliser. Dans certains cas, il a été nécessaire d'adopter un protocole très particulier afin de purifier le mélange de gaz dégagé par ces échantillons avant d'entamer, dans une deuxième étape, l'analyse de l'argon. Dans ce qui suit, sont résumées les différentes étapes d'une de ces analyses particulièrement délicate. Supposant une arrivée vers 8h du matin au laboratoire pour lancer l'analyse d'un échantillon :

De 8h à 8h 05

Avant de lancer la mesure, l'utilisateur est tenu d'effectuer un certains nombre de vérifications qui sont les suivantes :

- Vérifier que les VARIACS (autotransformateurs qui règlent la température des fours à éponges de titane (T1, T2 et T3) (fig. 41). Sur chaque autotransformateur apparait le nom du titane correspondant. Les VARIACS doivent être réglés comme suit :

T1 à 110v (titane 1)

T2 de 48 à 55% (titane 2)

T3 à 50% (titane 3)

-Vérifier que le getter SAES est en position de purification (à 15v) ;

- Mettre sous tension la jauge Bayard-Alpert VEECO. Cette jauge doit être ajustée sur l'échelle logarithmique.

Une fois que ces vérifications soient faites, l'utilisateur pourra faire tomber l'échantillon dans le creuset de molybdène (Mo). Pour ce faire, il peut délicatement s'aider d'un aimant pour tirer la boulette en aluminium jusqu'à la faire tomber.

A 8H 07

- Fermeture de la vanne 1 (V1)
- Inscrire sur le cahier de manipulation l'heure de la fermeture, exemple 8h 07 fermeture de la vanne ainsi que la pression à l'heure de la fermeture de V1, exemple P= 10^7 T.
- Extinction de la jauge B-A VEECO après lecture.
- Ouverture des robinets de circulation d'eau de refroidissement.

A 8h 10

-Appuyer sur le bouton marche auxiliaire du générateur apériodique CELES préalablement mis sous tension

-Appuyer sur le bouton HF1

-Appuyer sur le bouton augmentation. Au début de l'expérience le courant est réglé à 0,05A ampère. Après chaque augmentation de la valeur du courant, vérifier la valeur indiquée par la jauge Pirani, puis rapporter la valeur de la pression en mB (millibar).

- Augmenter le courant toutes les dix-quinze minutes environ.

8h 22 (12mn)

Appuyer sur le bouton augmentation

8h 22: I= 0,10 A (ampère) UHT= 1,2 kV P= 8.10^{-3} Mb

8h 33 (23mn)

Appuyer sur le bouton augmentation

8h 32: I= 0,20 A (ampère) UHT= 1,9 kV P= 9.10^{-1} mB

Noter déjà l'importante augmentation de la pression qui atteint 9.10^{-1} mB ;

8h 48 (38mn)

Appuyer sur le bouton augmentation

8h 48: I= 0,30 A (ampère) UHT= 2,4 kV **P= 18 mB**

- Extinction du titane 1
- Approvisionnement en azote liquide.

8h 59 (49mn)

Appuyer sur le bouton augmentation (exemple) :

8h 59: I= 0,37 A (ampère) UHT= 3,2 kV **P > 1Bar**

Noter qu'en dépit de l'extinction du premier titane la pression continue d'augmenter jusqu'à atteindre 1 Bar.

- Extinction du titane 2
- Fermeture de la vanne de la pompe ionique du spectromètre de masse et de la vanne 4 (V4).

9h 10 (60mn)

Appuyer sur le bouton augmentation

9h 10: I= 0,45 A (ampère) UHT= 3,6 kV P> 2Bar

- Extinction du titane 3

Noter que la pression ne chute pas même après extinction du deuxième titane et contrairement à cela, elle continue d'augmenter jusqu'à atteindre la valeur de 2 Bar. On déduit à partir de ces valeurs de pression particulièrement élevées que l'échantillon est assez altéré.

Avec ces valeurs de pression, nous sommes exceptionnellement, contraints de procéder à un pompage par ouverture de la vanne V1. Sachant que le volume de gaz contenu dans la première partie de la ligne représente 2/3 le volume total de l'argon, après l'opération de pompage, il ne restera pour la suite de l'analyse que 1/3 le volume total.

9h 27 (1h17mn)

- Ouverture de la vanne V1

9h28 (1h18mn)

- Remettre à nouveau en marche les titanes T1 et T2

9h 28: I= 0,45 A (ampère) UHT= 3,6 kV P=1,4. 10^{-2} mB

On remarque que la pression a chuté suite au pompage.

10h04: I= 0,45 A (ampère) UHT= 3,6 kV P=5. 10^{-3} mB

10h10 (2h)

- Ouverture de la vanne 2 (V2). L'ouverture de cette vanne permettra le passage des gaz entre V2 et V3 afin de les piéger dans le titane 3
- Extinction du titane T1 puis T2 10 minutes après.
- Préparer le piégeage de gaz dans le charbon en mettant l'azote liquide dans le vase Dewar puis fixer celui-ci sur le support (le tube en quartz qui contient le charbon doit être plongé dan l'azote liquide).

10h 30 mn (2h20)

- Début de piégeage en ouvrant la vanne 4 (V4). Le temps de piégeage appliqué est de 5 minutes.
- Pendant le temps de piégeage on procède à la diminution par palier successifs du courant de 0,45A jusqu'à 0.

10h 35 (2h 25mn)

Fin de piégeage

- Fermeture de la vanne 4 (V4)

- Retirer le vase Dewar
- Laisser réchauffer le charbon à température ambiante
- Appuyer sur le bouton arrêt du générateur apériodique CELES.

9h 22 (1h 10mn)

Début de l'analyse en spectromètre de masse.

Les mesures des différents pics des isotopes se font sur le logiciel GEO en suivant les étapes suivantes :

C:\> cd GEO→ C:\ GEO> geo11 pour ouvrir la page principale. Taper Entrée → Mesure mono-collecteur→ Numéro du fichier numérique de la mesure.

On prépare également le spectre en papier qui va défiler le long de l'analyse et sur lequel vont être enregistrés les valeurs des pics. On y inscrit la date, la référence de l'échantillon, le numéro de l'analyse ainsi que le poids de l'échantillon analysé.

Par la suite, on introduit les gaz de l'échantillon en ouvrant la vanne à fuite réglable VFR à 270 (009 position fermée, 270 position ouverte) et en tapant Entrée pour enregistrer le temps en secondes t_0 sur geo11.

Au moment de l'introduction des gaz, on pilote le logiciel GESALIM qui commande l'alimentation du spectromètre de masse et permet de régler le sommet des pics ainsi que les bases (pieds) correspondantes. On se met sur le sommet du pic 40 au moment le l'introduction. Le choix des sensibilités se fait sur l'électromètre Keithley 642 pour chaque mesure (sommet ou base). On utilise la sensibilité de 1v pour les pics 40 et 38 et de 0,01v pour le pic 36. On mesure environ 30 points pour les pics 40 et 38 et environ 50 points pour le pic 36.

Dans le cas de cette expérience très particulière, le pompage a diminué de 2/3 le volume total de gaz à analyser ce qui signifie forcément une nette diminution des valeurs des pics 40, 38 et 36. Afin de procéder à l'analyse, nous étions contraints de changer les sensibilités qui sont de 0,01v même pour les pics 40 et 38.

A la fin de la mesure des gaz de l'échantillon, on ferme la VFR et on ouvre la vanne du spectromètre de masse, la vanne 4 V4 ainsi que la vanne 1 V1 pour le pompage pendant 15 à

20 minutes. Par la suite, on referme la pompe ionique du spectromètre de masse pour introduire les gaz atmosphériques qu'on analysera suivant les mêmes étapes.

2. La méthode $^{39}Ar/^{40}Ar$

2.1. Principe

La méthode Ar/Ar est une variante de la méthode K/Ar. Elle est basée sur la formation d'un isotope artificiel de l'argon, l'^{39}Ar, formé par activation neutronique du ^{39}K. Elle consiste ainsi à placer un échantillon préparé pendant plusieurs dizaines d'heures dans un réacteur à neutron rapide afin d'obtenir grâce à la réaction ^{39}K + neutron de l'^{39}Ar et la libération d'un proton. Sachant que le rapport naturel $^{40}K/^{39}K$ est constant, il suffit de comparer le rapport $^{40}Ar/^{39}Ar$ pour déterminer l'âge du chronomètre. Néanmoins, il faut aussi connaitre avec précision l'efficacité du flux de neutrons (J) qui est calculé grâce à des mesures sur standards qui sont intercalés avec les échantillons inconnus. En plus de ces interactions principales, d'autres interactions liés aux isotopes du potassium, du calcium et du chlore sont à corriger afin d'améliorer le calcul d'âge. Lors des mesures, les échantillons sont chauffés par plateaux afin de détecter d'éventuels problèmes de pertes ou d'excès d'argon. De plus, en contrôlant précisément la température et en se basant sur des modèles de diffusion, il est possible de déterminer l'histoire thermique d'un échantillon.

2.2. Protocole analytique

2-2.1. Séparation, irradiation

La première étape consiste à extraire les grains minéraux (dans notre cas des amphiboles) que l'on veut dater. L'échantillon sélectionné est tout d'abord broyé et la poudre obtenue est tamisée afin d'obtenir une fraction de granulométrie assez proche de la taille des grains de la roche. Pour cette étude, les grains sont séparés à partir de deux fractions : la première est comprise entre 150-300 µm et la deuxième fraction est supérieure à 300µm. Vu leur taille suffisante, les monograins d'amphibole sont sélectionnés par piquage à la main sous une loupe binoculaire. Les minéraux ainsi séparés sont finalement purifiés par lavage aux ultrasons dans un bain d'alcool ou d'acétone et rincés à l'eau. Les minéraux sélectionnés sont alors expédiés pour l'irradiation réalisée dans un réacteur nucléaire de 2 MWH de puissance (McCaster, Canada).

2-2.2. *Extraction, purification, analyse*

Les échantillons ont été analysés au laboratoire de Géochronologie de Géosciences Montpellier par Patrick Monié. L'appareillage utilisé pour la datation des amphiboles est présenté à la figure 44. Le chauffage de l'échantillon (extraction des gaz) s'est effectué à l'aide d'un laser à tube CO_2 d'une puissance de 50 Watts de marque Universal Laser System produisant une lumière invisible infrarouge. Le faisceau produit est focalisé sur l'échantillon à l'aide de lentilles et de miroirs. L'augmentation progressive de la température de l'échantillon est contrôlée par la puissance du laser et par une caméra vidéo CCD couplée à un moniteur. La puissance du laser est contrôlée par un potentiomètre. Les échantillons sont placés dans un porte échantillons avec hublot en ZnS. Le gaz extrait des échantillons est analysé à l'aide d'un spectromètre de masse de type MAP 215-50. Avant son introduction dans le spectromètre, le gaz extrait est purifié dans une ligne en verre et inox à l'aide d'un tube en U plongé dans de l'azote liquide (-180°C) et de deux « getters » de marque SAES opérant à 400°C. Le spectromètre est constitué par un aimant et d'une source de type NIER. Le système d'analyse comprend un collecteur (Cage de Faraday) et un système de détection de type Daly couplé à un multiplicateur d'électrons. L'échantillon, placé dans un porte échantillon sous vide, est chauffé pendant 40 secondes sous l'effet du faisceau laser CO_2 focalisé sur sa surface au moyen d'un jeu de lentilles. Sous l'effet de l'augmentation de la température, le gaz contenu dans l'échantillon diffuse dans la section de purification, où il est stocké, isolé de l'échantillon et purifié pendant 5 minutes avec des pièges chauds (getters) et un piège froid pour éliminer le dioxyde de carbone, l'azote

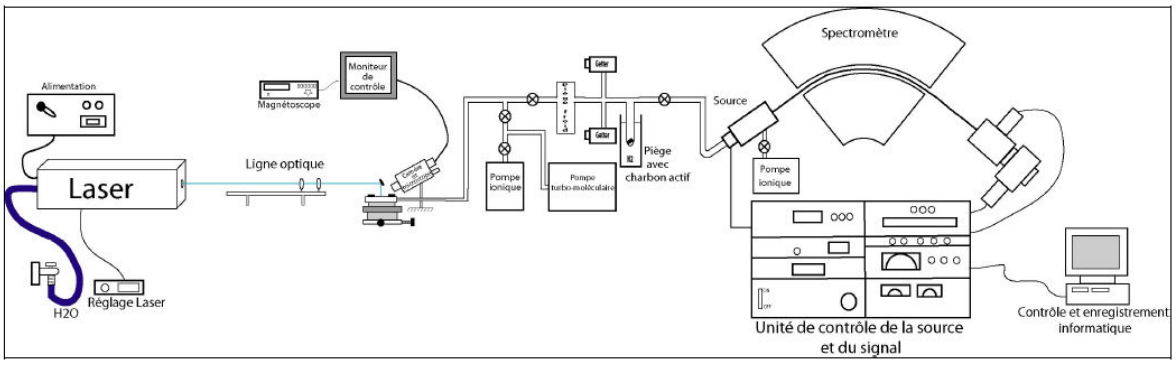


Fig. 44 : Schéma du dispositif analytique utilisé pour les datations Ar/Ar. Il est constitué de trois parties : i) le système de chauffage et d'extraction des gaz, ii) la ligne de purification des gaz et iii) le système d'analyse par spectrométrie de masse. D'après Enjolvy (2004).

3. La méthode U-Pb (ICP-MS)

3.1. Principe

Cette méthode basée sur la désintégration de ^{238}U et ^{235}U en ^{206}Pb et ^{207}Pb respectivement (avec 238λ= 1,55125.10-10 et 235 λ = 9,8485.10-10) permet de dater précisément la mise en place des plutons (granite, granodiorite…) à partir des zircons. En effet, les températures nécessaires à la diffusion volumique du plomb hors du réseau critallin du zircon sont supérieures à 900-1000° C (Cherniak et Watson, 2001), c'est à dire au dessus du solidus des magmas granitiques.

Les dispositifs d'ablation laser couplés à un ICP-MS (LA-ICP-MS: Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) sont utilisées dans le domaine des Sciences de la Terre au début des années 1990. L'intérêt de la méthode réside dans sa capacité à obtenir des microanalyses *in situ*, avec un coût d'acquisition faible et une grande rapidité d'analyse.

L'ablation laser peut se résumer à un processus physique qui transforme un solide en vapeur et petites particules.

Le faisceau photonique généré par les atomes excités est dirigé puis focalisé sur la surface de l'échantillon par l'intermédiaire d'un jeu de lentilles (fig. 45). L'interaction entre les photons et l'échantillon permet de vaporiser les atomes ou les molécules qui le composent. L'ablation de l'échantillon se produit dans une cellule étanche, sous pression d'argon ou d'hélium, munie d'un hublot transparent à la longueur d'onde du laser. Le contrôle de l'ablation s'effectue en temps réel sur un moniteur à l'aide d'une caméra associée à un microscope optique.

L'aérosol est ensuite transféré depuis la cellule vers l'ICP-MS via un gaz de transport (argon). Les particules contenues dans l'aérosol sont alors ionisées par le plasma de L'ICP. Ces ions sont extraits du plasma par un système de vide différentiel, focalisés, puis séparés dans l'analyseur en fonction de leur rapport masse/charge (m/e). Enfin le détecteur convertit le faisceau ionique en un nombre qui sera traité par informatique pour fournir un résultat en coups par seconde (cps).

Nous noterons au passage que la sensibilité de l'ICP-MS est un paramètre fondamental, qui traduit la capacité de l'appareil à mesurer un certain nombre de cps dans un échantillon de concentration donnée ; la sensibilité de la machine est autant plus élevée que le nombre de cps par ppm de l'échantillon est élevé.

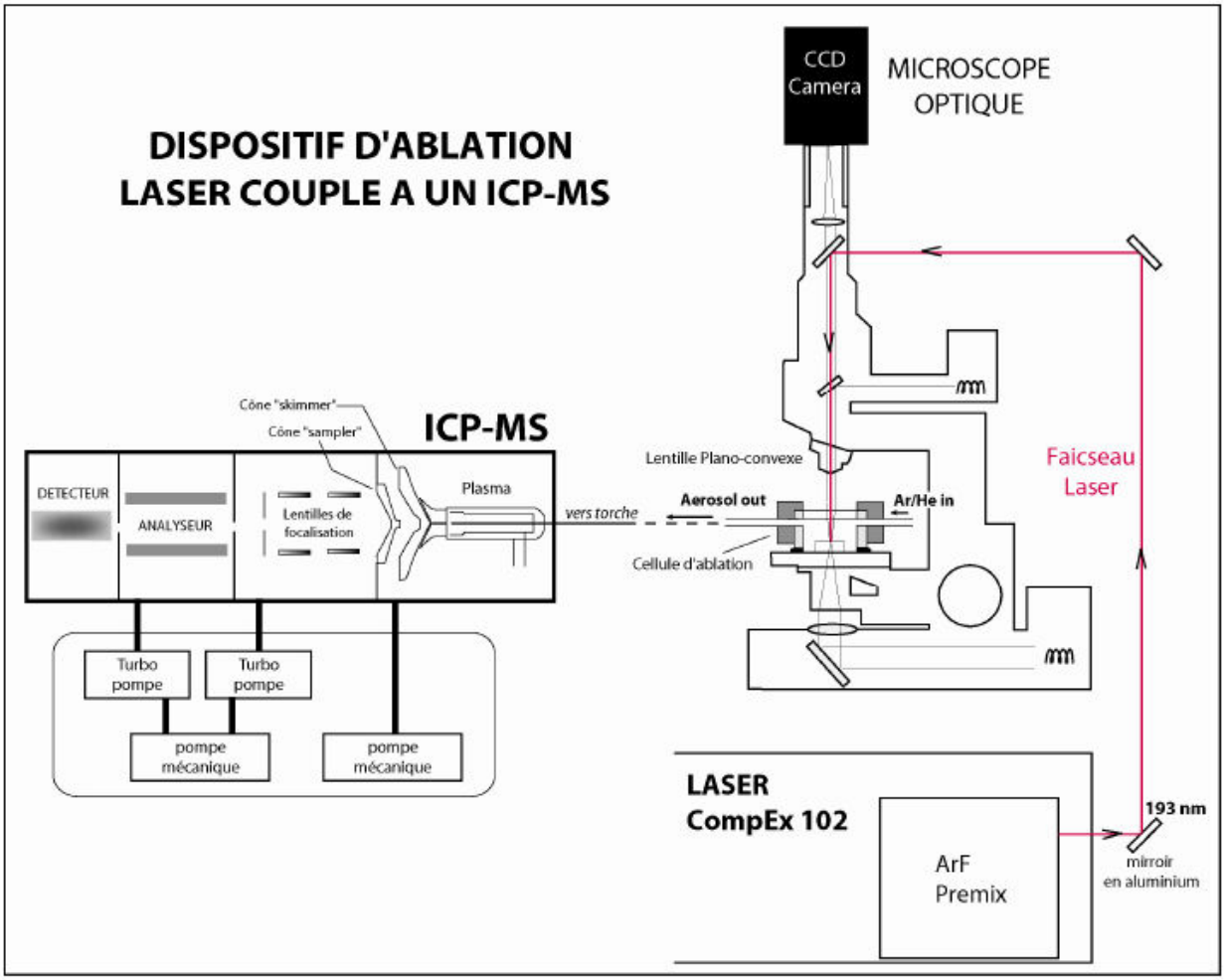


Fig. 45 : Dispositif d'ablation laser couplé à un ICP-MS d'après Dhuime (2003). Le faisceau laser est dirigé sur l'échantillon, ce dernier est ablaté dans une cellule étanche sous pression. Une caméra permet de suivre le processus d'ablation en temps réel. L'aérosol résultant de l'ablation est transféré via un gaz de transport en direction du plasma de l'ICP-MS dans lequel les constituants sont ionisés. Depuis le plasma les ions sont extraits, et séparés par l'analyseur en fonction de leur rapport charge/masse

3.2. Protocole analytique

3-2.1. Préparation des échantillons : broyage – tamisage

Dans un traitement préalable, l'échantillon est soigneusement débarrassé par sciage de ses parties altérées pour ne conserver que les parties saines. La roche est ensuite fractionnée à la scie diamantée en fragments de la taille du poing. Les morceaux obtenus sont ensuite concassées à l'aide d'un broyeur à mâchoires. La poudre grossière obtenue est ensuite traitée à l'aide d'un broyeur à disque ou à rouleaux, puis séparée par tamisage en plusieurs fractions granulométriques, 60µm à 150 µm en général.

3-2.2. Séparation des minéraux

La séparation des minéraux est réalisée, en utilisant le schéma classique de concentration des minéraux : Séparation par densité (bromoforme, iodure de méthylène).

Liqueurs denses	Densité	Solvant
Bromoforme (CHBr3)	D : 2.89 à 20°C	Acétone, Alcool
Iodure de Méthylène (CH2I2)	D : 3.3 à 20°C	Acétone, Alcool

Tableau IV-1 : Liqueurs denses utilisé pour la séparation des minéraux lourds (zircon).

La fraction de minéraux lourds séparée (zircon, monazite, pyrite, rutile…) est passée au séparateur magnétique en position horizontale. Cette opération a pour but de séparer par exemple les monazites attirables au Frantz, des zircons qui sont non attirables, s'ils ne possèdent pas inclusions magnétiques. La séparation est de nouveau passée au séparateur magnétique Frantz en position verticale, afin d'éliminer les minéraux magnétiques (muscovite…). La poudre récupérée (non magnétique) est triée à l'aiguille sous loupe binoculaire afin de sélectionner les cristaux suivant leur forme et leur couleur. Ainsi, les zircons présentant des fractures ou des inclusions sont rejetés. Les grains de monazites et de zircons d'âges inconnus ainsi que les standards sont montés au sein d'un plot de résine de type Epoxy puis polis afin d'exposer les parties centrales des cristaux.

3-2.3. Déroulement d'une procédure

Une session d'analyse laser commence par un alignement et une optimisation de la machine en mode liquide par l'intermédiaire d'une solution standard contenant 10ppb d'Indium. Les analyses laser ont été conduites en mode « Peak jumping », en mesurant les pics de ^{202}Hg, ^{204}(Pb+Hg), ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th et ^{238}U. Une analyse dure 65 secondes et commence par une phase de pré-ablation de 15 secondes afin d'éliminer le signal initial et ainsi augmenter la précision. Cette étape est suivie par une phase d'acquisition constituée d'une série de cinq cycles de mesures, l'ensemble de l'analyse durant environ 50 secondes.

4. Notion de fermeture isotopique

Dans toutes les méthodes de radiochronologie l'interprétation des données est basée sur le concept de fermeture des systèmes isotopiques ("blocking temperature" de Jaëger (1967); "closure temperature t_c, de Dodson (1973)). Un système est dit fermé lorsqu'un minéral ne

présente plus d'échanges isotopiques avec les minéraux environnants. La température de fermeture d'un système géochronologique peut être définie comme la température spécifique en dessous de laquelle la composition isotopique d'un minéral n'est plus modifiée. En effet, au cours de leur refroidissement, les minéraux cessent la diffusion i.e. l'échange d'isotopes avec le milieu environnant à des températures spécifiques pour chaque espèce minérale et enregistrent donc un âge correspondant à sa température de fermeture. En théorie, il est dit que la composition isotopique du minéral demeure inchangée si, et seulement si, la température ambiante demeure au dessous de sa température de fermeture.

Bien que la température soit considérée depuis les travaux de Jaëger (1967) et de Dodson (1973) comme le paramètre principal contrôlant la fermeture des chronomètres isotopiques, plusieurs études récentes montrent que d'autres facteurs que la température contribuent fréquemment à invalider les bases du concept de fermeture isotopique et favorisent donc l'ouverture du système isotopique (Villa, 1998). Parmi ces paramètres gouvernant les mécanismes de rajeunissement on citera : les phénomènes de circulation de fluides (Putnis, 2009 ; Tartese et *al.,* 2011), de déformation et recristallisation des minéraux dans les terrains métamorphiques (Cheilletz et *al.,* 1999) et dans les granites (Alexandrov et *al.,* 2002), la taille de grain, durée du métamorphisme, vitesse de refroidissement, composition chimique des minéraux induisant des défauts, des dislocations du réseau ainsi que des exsolutions et autres.

Dans ce qui suit, nous évoqueront dans le détail les paramètres qui nous semblent avoir eu une influence sur nos résultats de datations acquis notamment par la méthode K-Ar et qui seront exposés dans le chapitre VI dédié à la géochronologie.

4.1. Influence des circulations de fluides

Au cours de l'activité hydrothermale tardi- à post-magmatique, les fractures constituent les conduits de circulation pour des fluides chargés d'éléments chimiques qui entrent en interaction avec la roche environnante le long des épontes des conduits. Ces réactions fluides - roche implique l'altération de celle-ci et permet à un nouvel assemblage minéral d'altération de se former. Les processus de dissolution-précipitation sont les principaux mécanismes des réactions de rééquilibration en présence de phases fluides (Putnis, 2009). Les minéraux magmatiques restés métastables sous conditions anhydres deviennent instables en présence des fluides et recristallisent pour donner d'autres minéraux (le plus souvent hydroxylés) dits

d'altération qui sont stables sous ces conditions hydrothermales. Un exemple de ce type de réactions hydrothermales est l'altération du feldspath potassique en séricite.

$3KAlSi_3O_8 + 2H^+ \rightarrow KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 2K^+ + 6SiO2$

K-Feldspath fluide Séricite (micas) fluide quartz

Cette équation montre que les fluides hydrothermaux contiennent non seulement du H_2O mais également des ions en solution qui jouent un rôle important dans les réactions d'altération. Dans de cette réaction, le H^+ du fluide se substitue au K^+ et rentre dans la composition du feldspath-K pour donner la séricite et le quartz. D'autres réactions impliquant des feldspaths de compositions calcique ou sodique vont donner des fluides enrichis en Ca^{2+} ou Na^+.

L'assemblage minéral d'altération formé dans un granitoïde est fonction de plusieurs facteurs : la température, la composition du fluide (salinité, pH) et le rapport eau/roche.

L'importance de l'altération dépond largement de la microstructure de la roche à savoir de la taille de grains, des clivages des minéraux et de l'intensité de fracturation de la roche.

En résumé, il est donc bien démontré dans la littérature que les systèmes isotopiques des différents chronomètres sont influencés par les circulations de fluides. Villa (1998), en réexaminant l'effet des circulations fluides et de la déformation sur la fermeture isotopique est parvenu aux observations suivantes :

- La diffusion volumique, contrôlée seulement par la température, en absence de recristallisation, nécessite un gradient de concentration, c'est-à-dire une concentration très faible en bordure de grains. La diffusion thermique est extrêmement lente.
- La diffusion assistée par des fluides est beaucoup plus rapide que la diffusion thermique.
- Le taux d'échanges isotopiques est augmenté par l'interaction avec des fluides également à des températures inférieures de plus de cent degrés à celles qui sont requises pour la diffusion volumique.

D'autre part, les travaux de Tartese et *al.* (2011), sur un granite syn-orogénique du massif armoricain (France) ont mis en évidence une remise à zéro (resetting) d'origine hydrothermale des chronomètres K/Ar sur muscovite et U/Pb sur monazite. L'âge U/Pb du zircon indique la mise en place du granite.

4.2. Caractéristiques et températures de fermeture des minéraux analysables par les méthodes K/Ar et Ar/Ar

En principe, tous les minéraux contenant du potassium peuvent être datés par la méthode $^{40}K/^{40}Ar$ ou $^{39}Ar/^{40}Ar$. Les minéraux les plus utilisés pour l'étude de roches magmatiques sont la biotite, les feldspaths et l'amphibole. Ces trois phases ont été traitées dans nos analyses.

Les tc des chronomètres radiogéniques sont estimées, en général, soit à partir d'extrapolations d'expériences de laboratoire ou d'interpolations entre les tc estimées d'autres systèmes.

Les nombreuses analyses par la méthode de chauffage par palier de température $^{40}Ar/^{39}Ar$ appliquées sur feldspaths potassiques (Lovera et *al.,* 1997) indiquent que le début de rétention de l'argon se produit au dessous de 350°C et que les températures de fermeture isotopique de l'argon dans les feldspaths potassiques sont essentiellement comprises entre 125 à 175°C (Lovera et *al.,* 2002). Par conséquent, les processus de recristallisation, exsolution, et toute autre modification des feldspaths potassiques au-dessous de 350°C pourraient affecter de manière significative le système isotopique $^{40}K/^{40}Ar$. En effet, le remplacement partiel de feldspath potassique par de l'adulaire est spatialement lié aux zones à forte activité hydrothermale.

La température de fermeture isotopique de l'argon dans la biotite est approximativement de 300±50°C (Montigny, 1985; McDougall et Harrison, 1988), mais pourrait atteindre 450°C (Villa, 1998 et références ci-jointes). Cette plus faible température de fermeture rend la biotite plus sensible aux perturbations thermiques et de ce fait, les résultats issus de biotites doivent être interprétés avec précaution car **la biotite incorpore parfois des excès d'argon**.

La composition en potassium de la biotite est variable (entre 7% et 9%).

L'amphibole comporte plusieurs variétés qui contiennent le potassium dans des proportions variant entre 0,1 % et 2%. L'amphibole a une très bonne capacité de rétention de l'argon, contient relativement peu d'argon atmosphérique et possède une température de fermeture de 500±50°C, pour un taux moyen de refroidissement (Harrison et McDougall, 1980; 550-650°C selon Villa (1998)). Étant donné cette température de fermeture relativement élevée, l'amphibole permet fréquemment de dater le pic métamorphique des terrains métamorphiques du grade des schistes verts.

4.3. Excès, héritage et perte d'argon

L'excès d'argon au sens large se définit comme du ^{40}Ar non atmosphérique incorporé dans les phases minérales ou roches par un processus autre que la désintégration radioactive in situ de ^{40}K et produit des rapports isotopiques donnant des âges apparents plus vieux (Harrison et McDougall, 1980; McDougall et Harrison, 1988).

Selon la nomenclature de Lippolt et *al.* (1990), cet argon étranger peut être subdivisé selon son origine en **argon hérité**, c'est à dire stocké à l'intérieur du minéral avant le début de la désintégration in situ normale, ou en **excès *sensu stricto***, de source extérieure au minéral daté, transporté par des fluides ou provenant de minéraux voisins et intégré lors ou après la désintégration *in situ* normale. L'argon étranger peut se loger dans des sites peu rétentifs (i.e., partie superficielle, déformée ou altérée) ou très rétentifs se manifestant lors de l'analyse aux étapes de basses et/ou hautes températures. La présence d'excès d'argon est fréquente dans le feldspath et la biotite, mais se retrouve aussi parfois dans le mica blanc et l'amphibole (Montigny, 1985; McDougall et Harrison, 1988).

Les **pertes d'argon** ont pour effet de donner des âges apparents plus jeunes que l'âge de fermeture isotopique initiale du minéral affecté. La perte peut être soit totale, soit partielle et peut s'effectuer sous l'effet d'événements perturbateurs d'origine thermique (ex. métamorphisme superposé ou de contact) ou tectonique (déformation et/ou recristallisation dynamique) et par l'altération (Montigny, 1985). Les perturbations dues à la déformation, la recristallisation ou l'altération des échantillons sont beaucoup plus efficaces que les perturbations essentiellement thermiques (i.e., réchauffement statique, perte d'argon par diffusion) qui produisent rarement la remise à zéro totale du système isotopique du cristal (Hames et Cheney, 1997). Si l'événement perturbateur est important en durée ou intensité, il peut provoquer la perte totale de l'argon radiogénique initial et ainsi produire une remise à zéro du système isotopique. Dans le cas de perte totale, l'âge isotopique mesuré correspond à l'instant où le minéral après avoir été chauffé une dernière fois et/ou avoir recristallisé à haute température, repasse le seuil de 200-250°C en dessous duquel l'accumulation est complète. Cet âge est donc celui du dernier refroidissement.

Dans le cas d'une perte partielle, la température atteinte, et/ou la recristallisation qui peuvent survenir, sont insuffisantes pour que les isotopes radiogéniques soient entièrement évacués. L'âge "apparent" alors mesuré, peut être considéré en première approximation comme fonction de l'intensité du (des) phénomène(s). L'âge mesuré sera d'autant plus proche de l'âge

vrai du dernier événement thermique, et par conséquent plus éloigné de l'âge de la première cristallisation, que l'intensité du phénomène sera élevée. Ces âges sont dits "intermédiaires".

5. Synthèse bibliographique sur l'échelle temporelle de la mise en place des plutons granitiques

La mise en place d'une intrusion granitique dans la croûte continentale moyenne à supérieure constitue le stade final du processus complexe de genèse des granites (i.e. fusion partielle de la croûte inférieure, ségrégation du liquide des résidus réfractaires, extraction du liquide magmatique, transport vertical et intrusion). A ces différents mécanismes s'ajoutent les processus pétrogénétiques de cristallisation fractionnée, de l'assimilation et de mélanges magmatiques. La mise en place est définie par le passage d'un mouvement ascendant du magma vers un flux horizontal (Petford et *al.,* 2000).

Comment les plutons sont-ils liés dans l'espace et dans le temps aux chambres magmatiques et à leurs produits d'éruption ? Quel est le temps nécessaire pour former un large pluton granitique dans la croûte ? Ces questions ont longtemps suscité l'intérêt de spécialistes de différentes disciplines des géosciences et l'enjeu était de réconcilier les observations de terrain (données d'anisotropie susceptibilité magnétique) avec les données très précises de géochronologie sur zircon.

Définir la durée nécessaire pour la mise en place d'un pluton granitique apporte une réponse clef pour la compréhension de la dynamique de formation de la croûte continentale. Plusieurs modèles de mise en place d'un pluton granitique sont proposés dans la littérature : Le premier modèle stipule une intrusion unique « single-pulse » et rapide d'un volume important de magma dont le temps de refroidissement est inférieur à 100 000 ans (Petford et *al.,* 2000). Le deuxième modèle considère distinctes remontées magmatiques (centaines à milliers) qui pourraient successivement alimenter le pluton granitique durant une longue période pouvant durer quelques millions d'années (incremental plutons de Glazner et *al.,* 2004 ; Coleman et *al.,* 2004 ; Matzel et *al.,* 2006 ; Miller, 2008 ; Michel et *al.,* 2008, Clemens et Benn, 2010). Les résultats de datations U/Pb sur zircon obtenus par Coleman et *al.,* 2004 sur le large batholithe zoné (1200 km^2) de Tuolumne (Sierra Nevada, Californie) et Matzel et *al.,* 2006 sur le batholith Mount Stuart (700 km^2, Nord Cascades, Washington) ont montré des âges concordants de cristallisation qui s'étalent sur plusieurs millions d'années. Cette fourchette d'âges indique un temps de cristallisation beaucoup trop long et contredit le modèle de

refroidissement par conduction d'une intrusion unique (fig. 46) (Glazner et *al.,* 2004) . En effet, si l'on considère le modèle d'une intrusion unique d'un large corps en fusion, le modèle thermique indique que le pluton atteindra les températures de fermeture du zircon (U/Pb) et de la hornblende (K/Ar) en quelques centaines de milliers d'année (Harrison et Clarke, 1979).

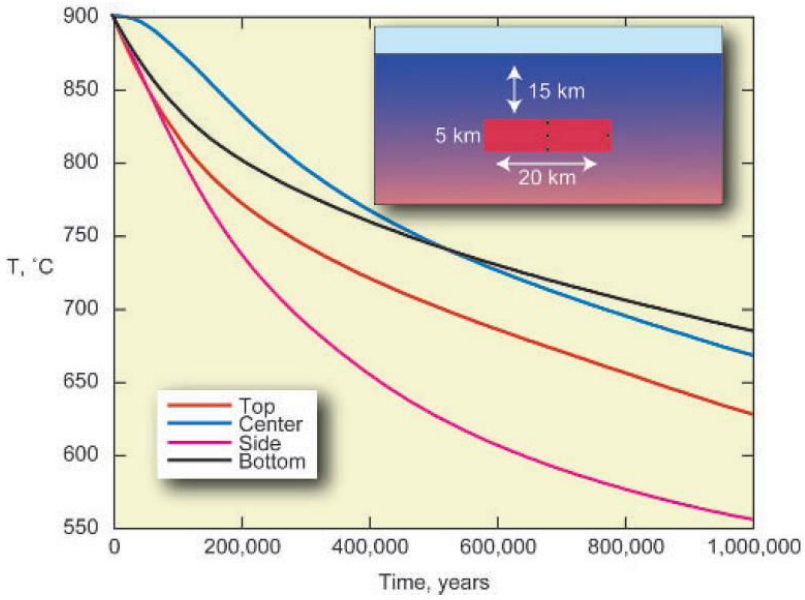


Fig. 46 : Modèle thermique 2D d'un corps magmatique de 5 km d'épaisseur et 20 km de large mis en place à 15km de profondeur. La figure montre les températures en quatre zones du corps magmatique : 1 km au dessous du sommet the top center, au centre, 1 km au dessus de la base, and 1 km du bord. Le corps magmatique passe entièrement au dessous de 750°C en 500 000 ans (d'après Glazner et *al.* (2004)).

Ces contraintes chronologiques en faveur du modèle de mise en place, par alimentation successive d'un large corps plutonique par des dykes (i.e. incrementally emplaced plutons), sont confortées par les donnés géophysiques qui n'ont pas démontré l'existence de larges chambres magmatiques (plus de 20% de fusion) même sous les zones à intense activité volcanique (ex. les rides médio-océaniques) (Iyer et *al.,* 1990 ; Schilling et Partzch, 2001).

IV-2. Microsonde électronique : analyse des phases minérales

L'ensemble des données de chimie minérale ont été obtenues sur la microsonde électronique de type Cameca SX100 du Centre Microsonde Ouest-Ifremer, Plouzané, France en collaboration avec J. Langlade. Les lames minces ont été métallisées au graphite avant l'analyse minéralogique à la microsonde électronique.

Les conditions analytiques pour l'analyse des éléments majeurs sont les suivantes :

- Faisceau incident : 20 kV,
- Courant dans l'échantillon : 20 nA,
- Diamètre du faisceau : 1 µm,
- Temps de comptage : 10 s pour tous les éléments analysés.

La microsonde électronique est un dispositif d'analyse quantitative et ponctuelle dans lequel la surface polie d'un échantillon, bombardée par un faisceau d'électrons, émet des rayons X dont l'intensité est mesurée grâce à un compteur (détecteur), et sa longueur d'onde connue par réfraction sur un cristal monochromateur d'orientation variable conformément à la loi de Bragg :

$n\lambda = 2d \sin\theta$

où n est un nombre entier, λ la longueur d'onde de la raie de l'élément analysé, d la distance inter-réticulaire du cristal et θ l'angle d'incidence entre le faisceau émergent et la surface du cristal monochromateur.

IV-3. Analyse chimique sur roche totale

3.1. Préparation des échantillons

Un certain nombre de mesures a été pris afin d'éviter tout effet de contamination entre les échantillons. Pour commencer, les surfaces patinées et altérées des échantillons sont éliminées à la scie circulaire diamantée et seules les parties fraîches sont conservées. Par la suite, les échantillons sont progressivement concassés lors de trois passages successifs au broyeur à mâchoires d'acier inoxydable. Les granulés sont finalement réduits en poudre fine et homogène à l'aide d'un vibro-broyeur en agate. Après chaque échantillon passé, toutes les parties constituant le broyeur à mâchoires ont été soigneusement nettoyées à l'air comprimé, puis à la brosse métallique afin d'extraire les derniers grains et enfin essuyées à l'alcool. Un broyage avec de la poudre de quartz a été effectué avec les broyeurs en agate préalablement à celui des échantillons afin d'éviter tout effet mémoire avec les échantillons précédents. Le bol, Le corps broyant et le couvercle en agate ont été nettoyés à l'eau ultra-pure et à l'alcool puis séchés à l'air comprimé entre chaque échantillon afin d'éviter toute contamination croisée.

3.2. Mesure de la perte au feu

La détermination de la perte au feu des échantillons permet de quantifier le degré d'altération et la quantité d'eau magmatique présente dans chaque échantillon et ce en mesurant la perte de masse de l'échantillon lors de sa calcination à 1050° C. La calcination de l'échantillon à haute température, peut induire :

– une perte de masse de l'échantillon, due au départ des volatiles

– un gain de masse de l'échantillon (perte au feu négative) due à l'oxydation du Fe(II) en Fe(III).

Une masse d'environ 500 mg de poudre d'échantillon est placée dans un creuset en céramique de poids connu, et est calcinée dans un four à 1050°C pendant 30 mn à 1 heure. Les pesées précises de la poudre d'échantillon avant calcination (poids échantillon) et après calcination (poids échantillon calciné) permettent de calculer la perte au feu comme suit :

Perte au Feu (%) =poids échantillon - poids échantillon calciné /poids échantillon × 100.

3.3. Eléments majeurs : analyse à l'ICP-AES

La détermination des concentrations en éléments majeurs et quelques éléments traces des roches étudiées a été réalisée à l'ICP-AES Horiba Jibon Yvon Ultima 2 de l'I.U.E.M. (Institut Universitaire Européen de la Mer), Plouzané (France). Les analyses ont été effectuées par C. Liorzou et M.L. Rouget.

3-3.1. Principe

L'ICP-AES (Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectroscopy) est une technique basée sur le couplage d'une torche à plasma et d'un spectromètre d'émission atomique.

Un plasma est un gaz atomique ionisé. C'est un mélange d'atomes neutres (atomes du gaz) et d'autant de cations du gaz que d'électrons. Le plasma le plus utilisé est le plasma d'argon.

Un spectromètre ICP est composé de quatre parties :

- le système d'introduction de l'échantillon ;
- le système d'atomisation et d'excitation ;
- le système optique ;
- le système de détection.

Le système d'introduction de l'échantillon est constitué d'une pompe péristaltique, d'un nébuliseur et d'une chambre de nébulisation. La pompe péristaltique permet un entraînement de l'échantillon sous forme liquide dans le système d'introduction avec un débit constant. L'échantillon est introduit dans le nébuliseur où il est transformé en aérosol et passe à travers

la chambre de nébulisation où s'effectue le tri des gouttelettes en fonction de leur diamètre. L'aérosol est ensuite conduit dans le plasma.

Le système d'excitation représente tous les processus se produisant dans le plasma. L'aérosol obtenu après nébulisation de l'échantillon, subit différents processus (désolvatation, vaporisation, atomisation et éventuellement ionisation) avant l'excitation des atomes ou des ions de l'échantillon. Une fois ionisé celui-ci pénètre dans **le système optique** dont le rôle est de séparer les photons en fonction de leur longueur d'onde. Il consiste en un système d'éclairement et un système dispersif nommé réseau. Le premier comprend plusieurs lentilles qui amènent la lumière émise par le plasma vers la fente d'entrée du spectromètre. Le second représente le cœur du spectromètre et a pour rôle de diffracter la lumière en décomposant la lumière blanche en une somme de longueurs d'ondes différentes.

Le système de détection permet de convertir des photons en courant électrique à l'aide de photomultiplicateurs. Un tube photomultiplicateur est composé d'une photocathode, de dynodes et d'une anode. Lorsque la photocathode est soumise à des rayonnements, des électrons sont créés suite au processus de l'effet photoélectrique. Ces électrons rencontrent des dynodes. Le nombre d'électrons est alors fortement augmenté, avant de rencontrer une anode. Il y a amplification du courant électrique et Le courant mesuré en sortie est proportionnel à la quantité de lumière ayant atteint la cathode et la tension appliquée aux dynodes.

3-3.2. Préparation chimique : mise en solution

La mise en solution des poudres d'échantillons destinées à l'analyse des éléments majeurs est effectuée selon le protocole analytique décrit par Cotten et *al*. (1995). Une masse de 250 mg de poudre d'échantillon est pesée sur une balance de précision (±1.10−5g) puis attaquée par un mélange composé d'1 mL d'acide nitrique HNO3 16N et de 3 mL d'acide fluorhydrique HF 23N, dans des béchers de 100 mL en PFA à 90°C pendant 3h, puis à 110°C pendant 1h. Les solutions sont ensuite diluées au 1/400e pour obtenir des gammes de concentrations allant de 0,0001 à 0,1 % poids d'oxyde (gamme de détection de l'ICP-AES). Ces dilutions se font dans des flacons de 100 mL en HDPE dans lesquels sont ajoutées successivement :

– 10 mL de Solution Standard Interne (SSI) pour corriger des effets de matrice et de la dérive instrumentale (cf. sous-section suivante),

– la solution d'attaque contenant l'échantillon dissous,

– 86 mL d'acide borique H_3BO_3 à 20 g/L pour neutraliser l'HF.

3-3.3. Mesure des concentrations des éléments

Pour pouvoir mesurer les teneurs en éléments, il faut au préalable préparer des solutions de standards internationaux qui serviront à la calibration et à l'évaluation de la dérive instrumentale. Cette dernière se situe autour de 1% pour SiO_2 et 2-3% pour les autres éléments majeurs. L'analyse par émission ICP ne permet pas une mesure directe, à partir d'un signal, de la concentration d'un élément. Elle se fait donc par comparaison avec des échantillons "étalons" dont on connaît les teneurs. L'intensité obtenue est directement proportionnelle à la concentration de l'élément, et du fait de l'ionisation totale de l'échantillon, on s'affranchit des effets de matrice, ce qui permet une correction à partir de droites d'étalonnage, élément par élément. Les concentrations obtenues sont ensuite recalculées en tenant compte des masses pesées.

3.4. Eléments en trace : Principe d'analyse par HR-ICP-MS

Une partie des mesures d'éléments traces sur quelques échantillons basiques et ultrabasiques sélectionnés (CB 3, CB 9, CB 12, CB 18, CB 19, CB 22, VPK150, CB 34, CB 36, CB 38 et CB 39) a été réalisée par C. Bassoulet sur Spectromètre de Masse Haute Résolution à source Plasma (HR-ICP-MS) Thermo Fisher Element-II du Laboratoire Domaines Océaniques (LDO) à Plouzané, France. Le protocole adopté dans nos mesures est le protocole décrit par Barrat et *al.* (1996).

Un ICP-MS est constitué de deux pièces couplées qui sont : une source d'ionisation par plasma à couplage inductif et un spectromètre de masse. L'échantillon à analyser est introduit en solution dans une chambre à nébulisation. Le liquide est alors pulvérisé sous forme d'un aérosol, puis véhiculé par un courant d'argon en direction d'une torche placée dans une bobine d'induction parcourue par un courant haute fréquence. Le plasma formé par la collision des atomes d'argon atteint au centre de la torche une température de l'ordre de 8000°C permettant l'ionisation quasi totale des ions de l'échantillon analysé.

En sortie de la torche, une interface composée de 2 cônes entre lesquels règne un vide primaire (2-5 Torr) va permette le transfert d'une partie du plasma d'ions vers une chambre sous vide secondaire (1.10−4 Torr). Juste après l'interface, ce faisceau d'ions est focalisé vers le spectromètre quadripolaire par un système de lentilles électrostatiques à différents potentiels. En fonction des tensions appliquées sur les barreaux du quadripôle, un seul rapport masse sur charge de l'ion (m/z) présentera une trajectoire stable et pourra sortir du quadripôle.

La famille d'ion qui en ressort va percuter le détecteur qui transforme alors le faisceau ionique en un signal électrique mesurable (en nombre de coups/seconde) à l'aide un multiplicateur d'électrons. Ce multiplicateur consiste en une série de plaques qui libèrent des électrons secondaires en cascade à chaque fois qu'elles sont frappées par un électron. L'intensité mesurée (en coups/seconde) correspond au nombre d'ions frappant le détecteur.

Les différentes étapes du protocole sont illustrées sur la figure 47. Toutes les étapes ont été réalisées dans une salle blanche de classe 10000 (LDO, Plouzané). Les étapes d'introduction d'acide sont effectuées sous sorbonne et les étapes d'évaporation sont réalisées sur des plaques chauffantes placées dans des boîtes ventilées de classe 100 de façon à réduire au maximum le risque de contamination. La précision analytique pour les REE et les HFSE est de 5%.

3.5. Isotopie du Sr et Nd

Les rapports Sr et Nd ont été mesurés selon un mode statique à l'aide d'une source solide Thermo Fisher Triton MC TIMS (Thermo Ionization-Mass Spectrometer) dans les locaux de l'IUEM UMR 6538 Domaines Océaniques (Pôle de Spectrométrie Océan, Brest, France) pour le Sr et Thermo Fisher Neptune MC ICP-MS de l'Ifremer (Pôle de Spectrométrie Océan, Brest, France) pour le Nd. Les mesures isotopiques du Sr et Nd ont été réalisées par Philippe Nonotte.

Les rapports isotopiques $^{143}Nd/^{144}Nd$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ ont été normalisés aux valeurs $^{146}Nd/^{144}Nd$ = 0.721900 et $^{88}Sr/^{86}Sr$ = 8.375209, respectivement**.** Les mesures du standard NBS 987 sur le Triton a permis d'obtenir les valeurs moyennes de 0.710261 ± 9 (2SD, pou 5 runs) pour le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$. Aucune correction n'a été appliquée. La valeur moyenne du rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ mesurée sur le standard JNdi-1 est de 0.512103 ± 10 (2SD, pour 12 runs) et de 0.511858 ± 17 (2SD, pour 3 runs) pour le standard La Jolla sur le Neptune. Aucune correction n'a été appliquée. La valeur du blanc est inférieure à 100 pg pour le Sr et à 150 pg pour Nd et peut alors être considérée comme négligeable.

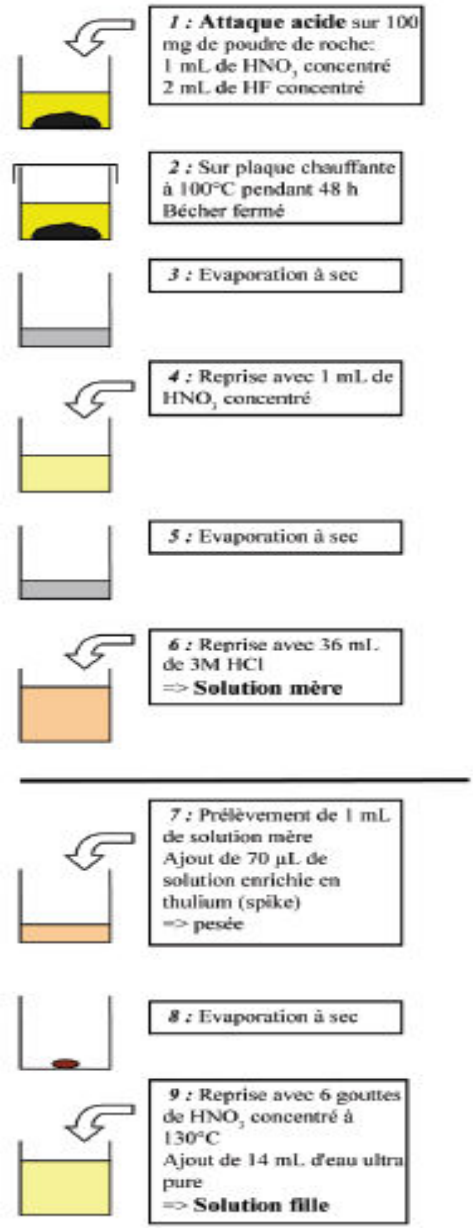


Fig. 47 : Protocole chimique pour les analyses de concentration élémentaire selon Barrat et *al.* (1996).

Chapitre V : Chimie des minéraux et des roches totales

SOMMAIRE

V-1. Chimie des phases minérales

1.1. Les feldspaths
1-1.1. Aspects pétrographiques
1-1.2. Composition chimique
1-1.3. Hydrothermalisme et variations chimiques
1.2. Les biotites
1-2.1. Aspects pétrographiques
1-2.2. Composition chimique
a. Typologie
b. Variation chimique selon l'habitus des biotites
c. Conditions physiques de cristallisation : application du géothermomètre Ti-biotite
1.3. Les amphiboles
1.3.1. Aspects pétrographiques
1-3.2. Composition chimique
1-3.3 Thermobarométrie
a. Al-hornblende géobarométrie
b. Plagioclase-hornblende thermométrie
1.4. Les pyroxènes
1-4.1. Aspects pétrographiques
1-4.2. Composition chimique

V-2. *Caractérisation géochimique du magmatisme de la marge algérienne nord-orientale*

2.1. Echantillonnage

2.2. Synthèse des résultats des travaux anciens
2.3. Présentation des données

2-3.1. Eléments majeurs

2-3.2. Eléments en trace et terres rares
a. Les terres rares
b. Les spectres étendus

2-3.3. Les isotopes du Sr et du Nd

2.4. Discussion et interprétation des données

V-3. Conclusions

V-1. Chimie des phases minérales

A la suite de l'étude pétrographique, des analyses chimiques des minéraux ont été réalisées à la microsonde électronique de marque Cameca SX-100 du Centre Microsonde Ouest-(Plouzané, France). Le calcul des formules structurales des **feldspaths, biotites, amphiboles et proxènes** a été effectué sur la base de 8 (O), 22 (O), 23 (O) et 6 (O) respectivement.

Les données analytiques acquises à la microsonde électronique dans le cadre de cette thèse complètent les résultats obtenus dans des travaux antérieurs qui ont permis une première caractérisation des conditions thermo-barométriques de genèse des roches différenciées des deux secteurs étudiés (Fougnot, 1990 ; Ouabadi, 1994). Les données analytiques nouvelles ont été essentiellement acquises, d'une part, sur les minéraux des roches basiques et d'autre part, sur les minéraux des roches intermédiaires à felsiques qui ont fait l'objet de datations K-Ar et Ar-Ar. Ces analyses minéralogiques nouvelles nous permettront de caractériser la chimie des phases minérales des roches mafiques et de discuter les résultats de géochronologie qui seront présentés dans le chapitre suivant. Les données détaillées de la microsonde figurent en Annexe 1.

1.1. Les feldspaths

1-1.1. Aspects pétrographiques

De manière générale, les feldspaths de type plagioclase constituent la phase minérale prédominante dans l'ensemble des roches étudiées. Ils apparaissent généralement en cristaux automorphes à subautomorphes. Dans les faciès gabbroïques et doléritiques, ils forment des baguettes allongées enchevêtrées, alors que dans les andésites, ils se présentent sous forme de phénocristaux et de microlites dans la mésostase. Dans les différentes roches, le plagioclase est généralement zoné. Ces zonations sont la trace de multiples étapes de croissance du cristal. Par ailleurs, les feldspaths alcalins sont omniprésents dans les granites et sont essentiellement représentés par l'orthose en plages pœcilitiques. Dans les microgranodiorites, le feldspath alcalin est présent, mais en quantité moindre, sous forme de microcristaux dans la matrice et quelques rares phénocristaux.

1-1.2. Composition chimique

Les formules structurales et les composants polaires albite ($NaAlSi_3O_8$), anorthite ($CaAl_2Si_2O_6$) et orthose ($KAlSi_3O_8$) ont été calculés sur la base de 8 oxygènes. Les compositions des cristaux de feldspaths analysés pour les différentes roches ont été reportées dans les diagrammes An-Ab-Or (figs. 48 et 49).

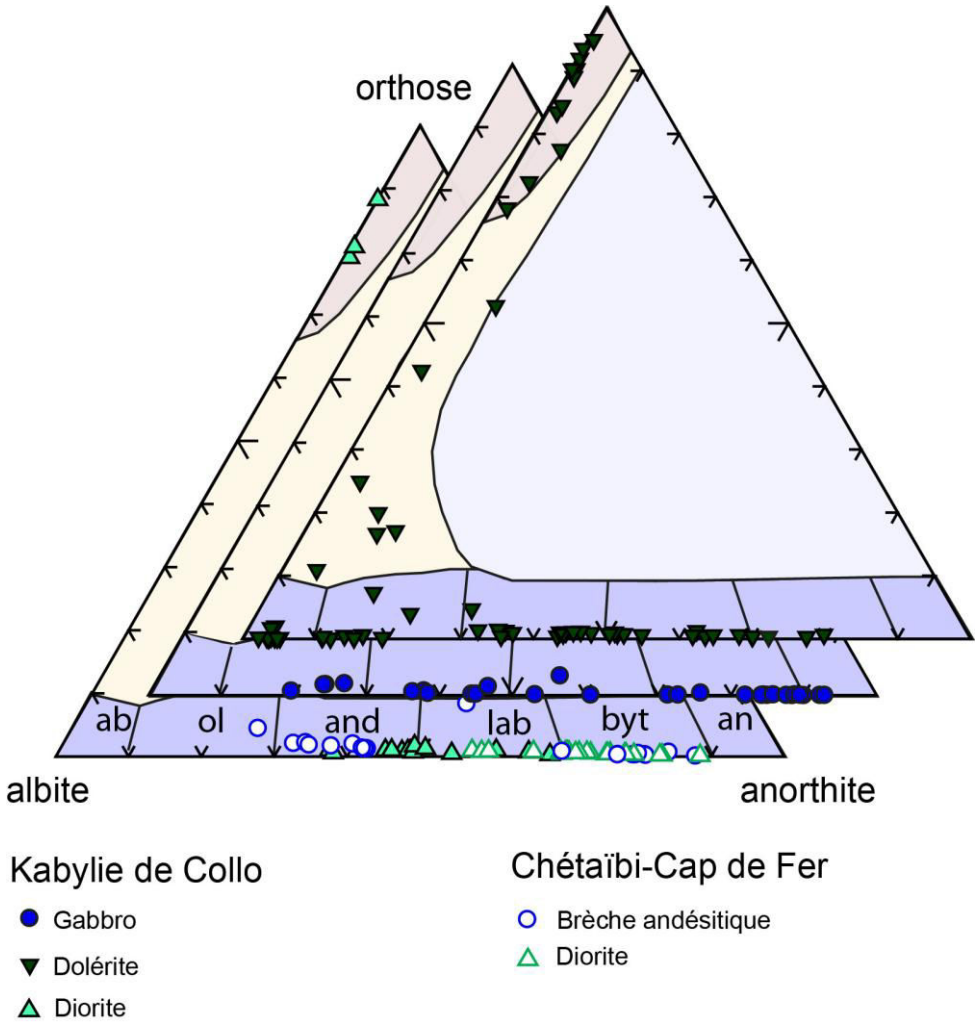


Fig. 48 : Diagrammes Ab-An-Or pour les feldspaths des roches mafiques et intermédiaires de la marge orientale algérienne.

Pour l'ensemble des roches mafiques et intermédiaires de la Kabylie de Collo et Chétaïbi Cap de Fer, les teneurs en anorthite (An) des feldspaths plagioclases se situent dans la gamme An_{11} à An_{92}. Ces compositions correspondent à l'oligoclase, l'andésine, le labrador, la bytownite et l'anorthite. De plus, des cristaux d'orthose (Or_{78}-Or_{88}) sont présents dans les produits intermédiaires (diorites de Mersa Dammat). En revanche, il est important de signaler la présence de feldspaths de basse température dans les dolérites du Cap Bougaroun : d'une part, des plagioclases de type albite (Ab_{94} à Ab_{96}) et d'autre part, de l'anorthose (Or_{17}-Or_{25}), de l'orthose voire même de l'adulaire (Or_{68}-Or_{95}). Ce type de feldspaths formés à basse température ne peut être d'origine magmatique dans ces roches mafiques. Une origine hydrothermale est plus probable.

Les échantillons de gabbros analysés proviennent du Nord du massif de Bougaroun. Ils correspondent au gabbro à hornblende verte (éch. CB 3) et à l'enclave de gabbro cumulatif à olivine et pyroxènes (éch. CB 16) du Cap Bougaroun *s.s* ainsi qu'au gabbro à hornblende de Mersa (éch. CB 51). La composition des cristaux de feldspath de ces différents gabbros couvrent une gamme allant de l'oligoclase (An_{23}-An_{26}) jusqu'à l'anorthite (An_{92}). Les plagioclases les plus riches en anorthite appartiennent au gabbro de Mersa et au gabbro cumulatif.

Ces gabbros présentent des cristaux non zonés et des cristaux zonés. Dans ces derniers, des zonations normales et inverses ont été constatées. Dans les cas les plus fréquents, les zonations sont normales et parfois très marquée (par ex. CB 3: Anc_{71} à Anb_{23}, c : cœur, b : bordure). En effet, les compositions les moins riches en anorthite (An_{23}-An_{26}) correspondent aux bordures de ces plagioclases zonés. De tels zonages sont assez communs et peuvent être expliqués par la cristallisation fractionnée de plagioclases entrainant la diminution de la teneur virtuelle de l'anorthite dans le liquide magmatique et la formation de cristaux de plagioclases de plus en plus riches en albite. En outre, des zonations inverses sont observées (par ex. CB 3 :Anc_{61} à Anb_{73}).

Au sein des roches filoniennes du Cap Bougaroun et de Mersa, les feldspaths des dolérites sont de type bytownite, labrador, andésine et oligoclase (An_{11}-An_{77}) (fig.48). Dans ce groupe de roches, quelques dolérites sont aussi les seules à contenir des compositions de feldspath alcalin de type anorthose et orthose, dont la gamme de composition est très large (Or_{17}-Or_{95}).

Les roches intermédiaires correspondent à des andésites et des diorites provenant de la Kabylie de Collo et de Chétaïbi. La composition des feldspaths plagioclases de ces roches correspond à la bytownite, au labrador et à l'andésine (An_{31}-An_{88}).

Les feldspaths des diorites sont de deux types : feldspaths plagioclases de type andésine, labrador et bytownite (An_{37}-An_{88}) et feldspaths alcalins de type orthose, à gamme de composition restreinte (Or_{78}-Or_{88}). Des zonations normales ont été observées (ex. CHT 16 : Anc_{88} à Anb_{76}).

Les feldspaths des roches différenciées (granites, granodiorites et microgranodiorites) sont de deux types : le feldspath alcalin et les plagioclases. Les deux feldspaths s'expriment différemment en fonction de la texture de la roche. En effet, dans le cas d'une texture grenue (granites et granodiorites), les deux sont généralement de taille millimétrique à plurimillimétrique. Le feldspath alcalin se présente sous forme de grandes plages, pœcilitiques renfermant de petits cristaux de plagioclase et/ou de biotite. Les plagioclases sont en général

de forme subautomorphe à automorphe, de taille millimétrique à plurimillimétrique et renferment à leur tour, de petites inclusions de biotite. Dans les roches microgrenues (microgranodiorites, brèche volcanique), les deux feldspaths présentent deux habitus distincts. Ils apparaissent à la fois sous forme de petits grains dispersés dans la matrice ou, sous forme de phénocristaux millimétriques subautomorphes à automorphes.

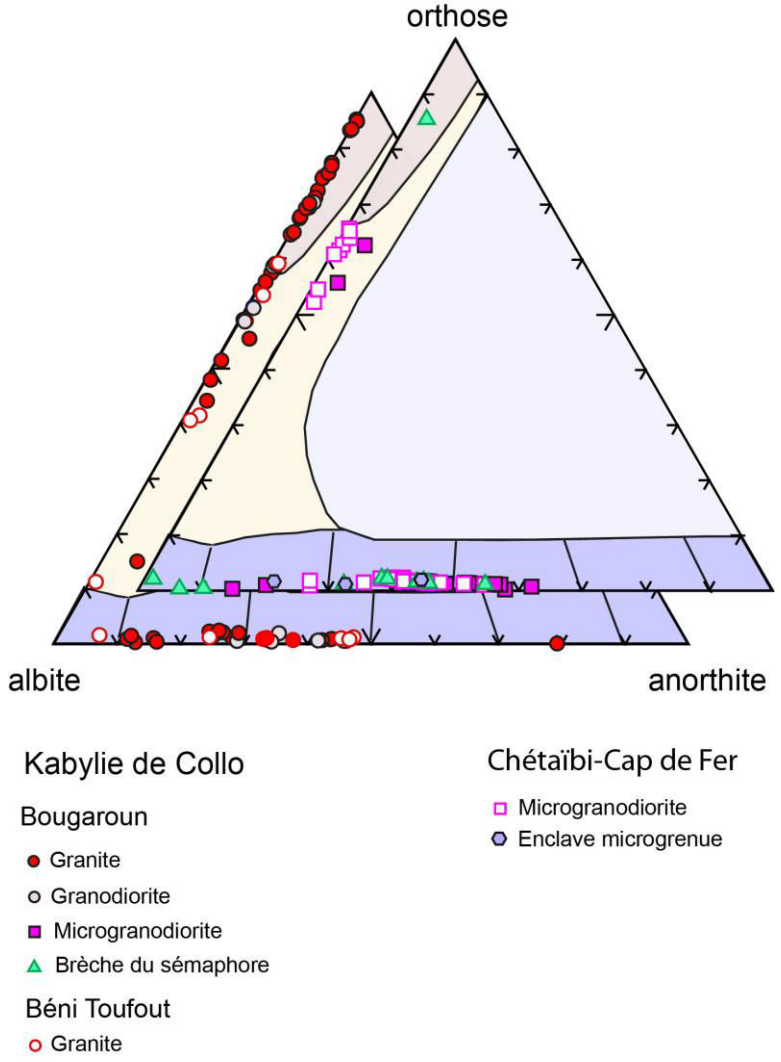


Fig. 49 : Diagrammes Ab-An-Or pour les feldspaths des roches différenciées (microgranodiorites et granitoïdes) de la marge orientale algérienne.

La figure 49 montre la répartition des feldspaths des granitoïdes et microgranodiorites analysés dans le triangle ternaire albite-orthose-anorthite.

Dans l'ensemble des roches étudiées, les feldspaths potassiques sont essentiellement de type orthose (Or_{65}-Or_{97}). Des compositions intermédiaires entre orthose et plagioclase sont présentes, et semblent indiquer des réactions subsolidus durant le refroidissement des magmas. Dans les microgranodiorites, les teneurs en anorthite des plagioclases s'étalent sur

une large gamme, de An_{15} à An_{62}. Ces compositions correspondent à de l'oligoclase, de l'andésine et du labrador.

Dans les granites et granodiorites, les plagioclases sont relativement moins calciques que ceux des microgranodiorites. Leur composition varie de An_{06} à An_{47}. La zonation est souvent de type normale parfois très marquée (ex. éch. CB 48 Anc79 à Anb42). En effet, la composition très calcique (An_{79}) enregistrée dans les granites correspond au cœur d'un plagioclase zoné.

1-1.3. Hydrothermalisme et variations chimiques

Les analyses minéralogiques à la microsonde électronique montrent une variation des teneurs en K_2O au sein d'un même cristal de feldspath. En effet, les images BSE (backscattered electron images) (fig. 50) donnent d'emblée une indication sur les variations de composition au sein des feldspaths dans un granite (CB 27) et une granodiorite (VPK84) provenant du massif de Bougaroun. Les figures 50 a, d et g montrent deux composants des feldspaths (gris clair et gris foncé). Les points d'analyse ont été projetés sur les figures en fonction de leur coordonnées x et y.

Afin d'avoir une image plus précise des variations chimiques dans les cristaux de feldspaths, des cartographies chimiques des teneurs en alcalins (K_2O et Na_2O) ont été acquises. Nous pouvons constater sur les figures 50 b, c, e, f, h et i que les feldspaths de ces deux échantillons se caractérisent par une hétérogénéité chimique. Nous avons ainsi pu faire des analyses chimiques ponctuelles sur les différents composants au sein d'un même cristal de feldspath. Les compositions chimiques obtenues ont été reportées sur le diagramme de classification des feldspaths Ab-Or-An (fig. 51). Les chiffres correspondent aux numéros d'analyse projetés sur les images BSE.

L'ensemble des analyses ponctuelles présente des variations extrêmes de la teneur en albite et en orthose des feldspaths alcalins des deux échantillons, s'échelonnant respectivement de Ab_{70} à Ab_{88} et de Or_{41} à Or_{93} pour l'échantillon de granite CB 27 et de Ab_{54} à Ab_{71} et de Or_{59} à Or_{94} pour l'échantillon de granodiorite VPK84.

Les profils et cartes de variation chimique confirment ainsi les hétérogénéités observées sur les images BSE et mettent en évidence les résultats suivants :

- Des variations chimiques importantes à l'échelle des grains. En effet, le même cristal de feldspath présente, à la fois, des compositions chimiques riches en albite (ex. éch.

CB 27 : points d'analyses 6 et 15 ; éch. VPK84: points 31, 32, 34 et 35) et en orthose (ex. éch. CB 27 : points 3, 4, 8, 9, 10 et 14) ;

- L'occurrence de feldspath alcalin de basse température type adulaire dans les deux échantillons analysés (ex. éch. CB 27 : point 5 ; éch. VPK84 : points 33, 74 et 75).

Ces résultats pourraient être en bon accord avec un enrichissement en K_2O des feldspaths lors de processus hydrothermaux tardi- ou post-magmatiques. En effet, ces processus ont déjà été argumentés dans le secteur d'Aïne Barbar (Est Bougaroun) par Marignac et Zimmermann (1983).

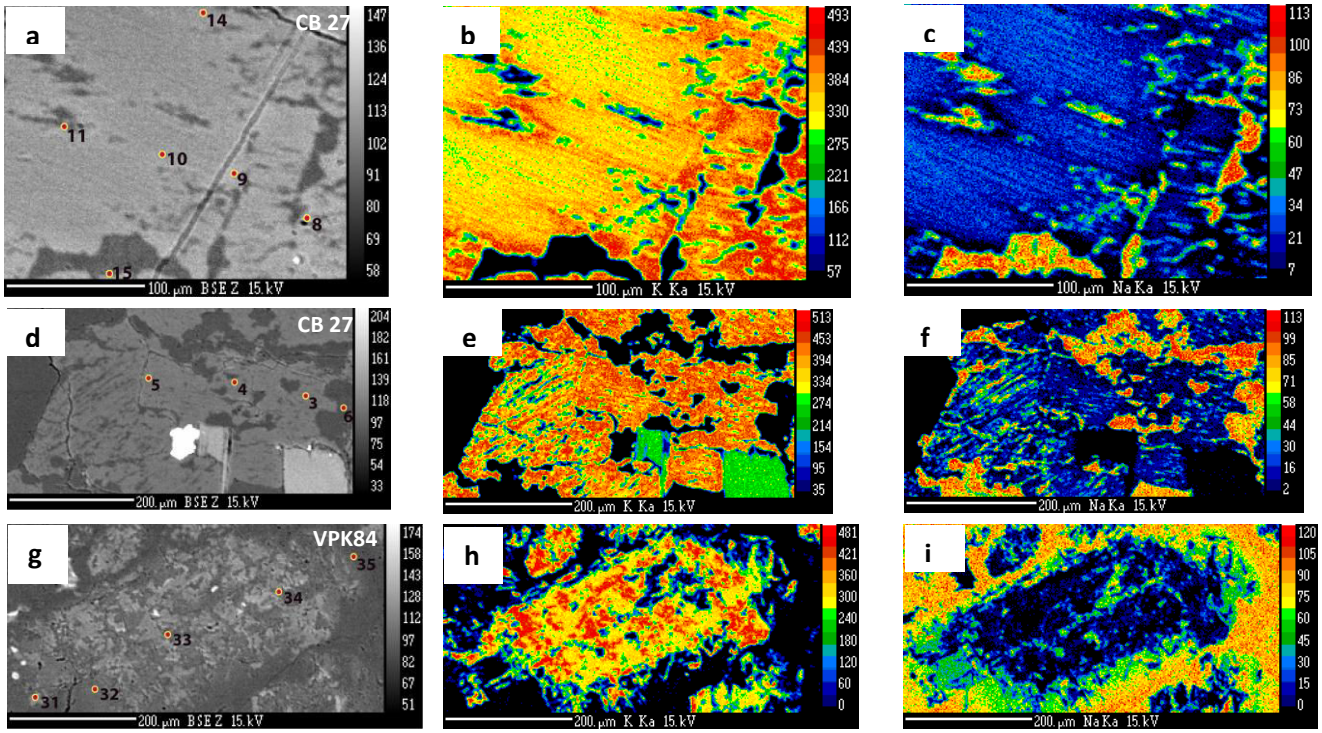


Fig. 50 : Images BSE (**a, d**) de l'échantillon CB 27 et (**g**) de l'échantillon VPK84 analysés à la microsonde électronique. Noter les deux composants des feldspaths (gris claire et gris foncé) et les points analysés projetés en fonction de leurs coordonnées x-y.
Cartographie chimique montrant la distribution de K_2O et Na_2O au sein des grains de feldspaths des deux échantillons CB 27 (**b, c, e f**) et VPK 84 (**h, i**).

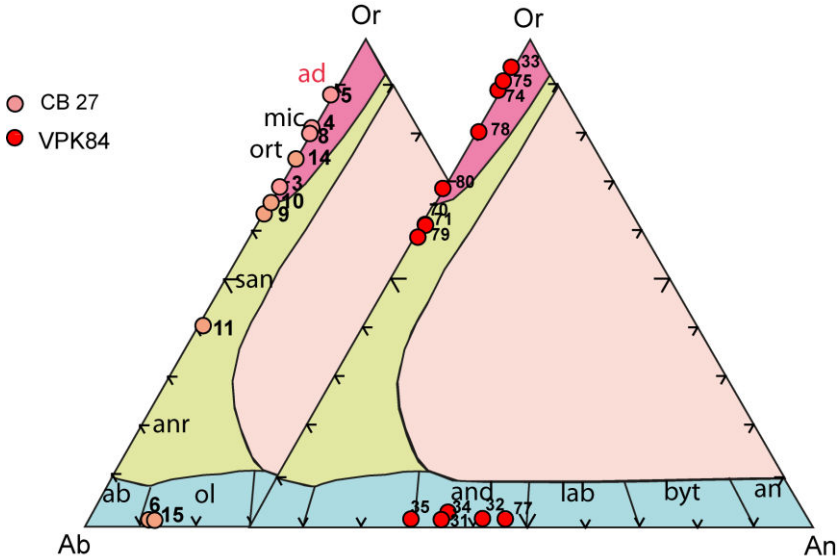


Fig. 51 : Diagramme Ab-Or-An ($NaAlSi_3O_8$- $KaAlSi_3O_8$ - $CaAlSi_3O_8$) montrant la variation compositionnelle au sein des feldspaths dans les granitoides de Bougaroun. La position des points d'analyses sont projetés sur les images a, d et g.

1.2. Les Biotites

1-2.1. Aspects pétrographiques des biotites analysées

La biotite est une phase commune des granitoïdes de Bougaroun et des Béni Toufout ainsi que des microgranodiorites de la Kabylie de Collo et du Cap de Fer. Elle apparait également dans certaines diorites de la région de Chétaïbi. La taille des biotites observées varie considérablement de quelques centièmes de millimètres à quelques millimètres (fig. 52 b). Elle se présente soit sous forme de grandes paillettes subautomorphes de taille millimétrique (2 à 3 mm) regroupées en amas, ou isolées, interstitielles, ou sous forme de petits cristaux automorphes omniprésents dans la matrice des microgranodiorites (fig. 52 a) ou en inclusions dans les feldspaths ou le quartz dans les granitoïdes. Ces variations d'habitus et de taille observées au sein d'un même échantillon montrent que la biotite s'est formée à différents stades de la cristallisation des magmas. Notons également que la biotite est généralement accompagnée d'inclusions de zircon et/ou d'apatite.

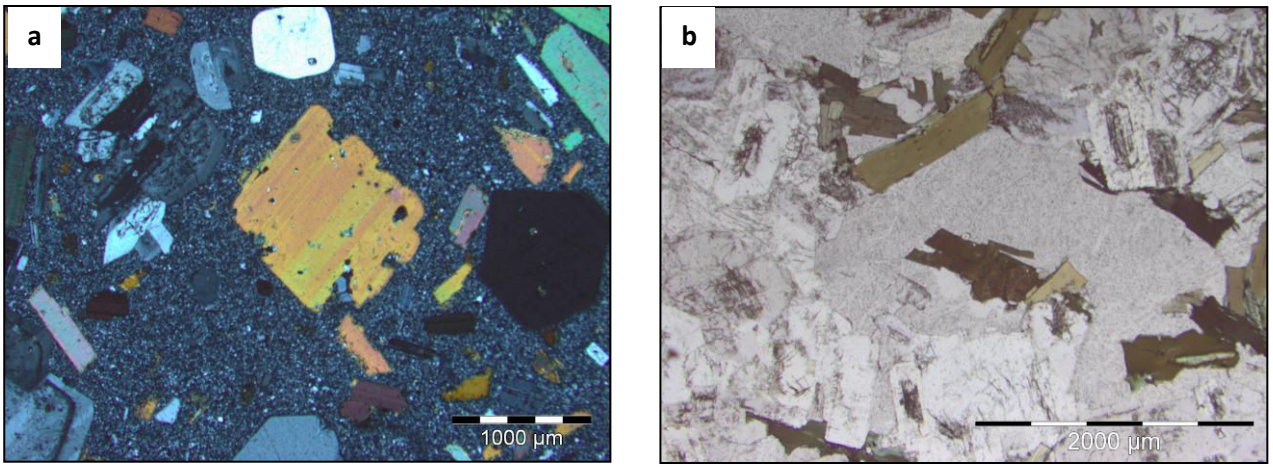


Fig. 52 : Vues microscopiques montrant les différents habitus des biotites analysées à la microsonde électronique. **a :** en lumière polarisée analysée de la microgranodiorite de Chétaïbi (échantillon CHT 18), **b :** lumière naturelle de la granodiorite de Bougaroun (échantillon VPK84).

1-2.2. Composition chimique

Soixante et une analyses de biotites ont été obtenues sur 6 échantillons de granites et un échantillon de granodiorite provenant des massifs de Bougaroun et des Béni Toufout d'une part, et 2 échantillons de microgranodiorites, un échantillon de diorite et une enclave microgrenue sombre récoltés dans les massifs de Chétaïbi et du Cap de Fer, d'autre part. L'ensemble des résultats est compilé à la fin de ce mémoire en annexe 1. Je rappelle que

parmi les échantillons sélectionnés et analysés dans le cadre de cette thèse figurent ceux provenant des collections de J. Fougnot (1990) (éch. VPK), de J-P. Bouillin (1977) (éch. AK749) et ceux issus de la mission de terrain de R. Maury et *al*. (1991) et dont les données sont inédites (éch. CL).

Le choix de ces échantillons a été motivé par le fait qu'ils soient tous datés par la méthode K-Ar sur roche totale et ou/ biotites et feldspaths séparés d'où l'intérêt de caractériser la chimie des biotites. Pour cela, nous avons particulièrement vérifié l'éventuelle variation du potassium dans les biotites au sein d'un même échantillon voire dans un même cristal.

Les formules structurales sont calculées sur la base de 22 oxygènes en considérant tout le fer comme ferreux. Les totaux des analyses des biotites sont compris entre 93 et 96.8% (annexe 1), et l'écart par rapport à 100% est attribué aux anions OH et F non analysés à la microsonde, ainsi qu'à l'éventuelle altération des cristaux.

D'après Rieder et *al.* (1999) les micas ont pour formule générale : $\boldsymbol{I\, M_{2\text{-}3}\, \square_{1\text{–}0}\, T_4\, O_{10}\, A_2}$,

où le site ***I*** est principalement occupé par **K**, et en petite quantité **Na** et **Ca**. Ce site peut contenir également Cs, NH_4, Rb, Ba ;

Le site ***M*** (octaédrique) contient des métaux de transition di- et trivalents **Li**, **Fe**, **Mg**, **Al** (en excès après remplissage du site tétraédrique), **Ti**, Mn, Zn, Cr, et V ;

□ représente un site vacant ;

Le site ***T*** (tétraédrique) est théoriquement saturé : le silicium **Si** est généralement complété par l'aluminium ($\mathbf{Al^{IV}}$) et éventuellement par **Fe** (trivalent), Be et B ;

Le site ***A*** est généralement occupé par le groupement **OH** qui peut être substitué par **F** ou Cl ou encore par des anions O par une substitution couplée de type oxy-micas : $R^{2+} + OH^- = R^{3+} + O^-$.

a. Typologie

Les compostions de la biotite ont longtemps été utilisées dans la détermination de la nature du magma (Nachit et *al.*, 1985; Abdel-Rahman, 1994; Shabani et Lalonde, 2003).

La composition chimique des minéraux des granitoïdes peut servir d'outil pour préciser la nature des magmas parents et les conditions de leur cristallisation. En effet, le diagramme de typologie magmatique des granitoïdes de Nachit et *al.* (1985), basé sur la composition chimique des biotites, offre une bonne discrimination des séries magmatiques auxquelles appartiennent les granitoïdes de la Kabylie de Collo ainsi que les microgranodiorites de Chétaïbi-Cap de Fer (fig. 53). Les biotites des intrusions étudiées se situent essentiellement

dans les champs calco-alcalin à subalcalin pour le granite des Béni Toufout (éch. AK749). La composition des biotites des microgranodiorites de Chétaïbi-Cap de Fer suggèrent leur cristallisation à partir d'un magma calco-alcalin.

Le regroupement des biotites montre également la spécificité de chaque massif échantillonné. En effet, chaque échantillon se caractérise par un chimisme particulier matérialisé par les teneurs en aluminium total (Al_{tot}) et en Mg de ses biotites.

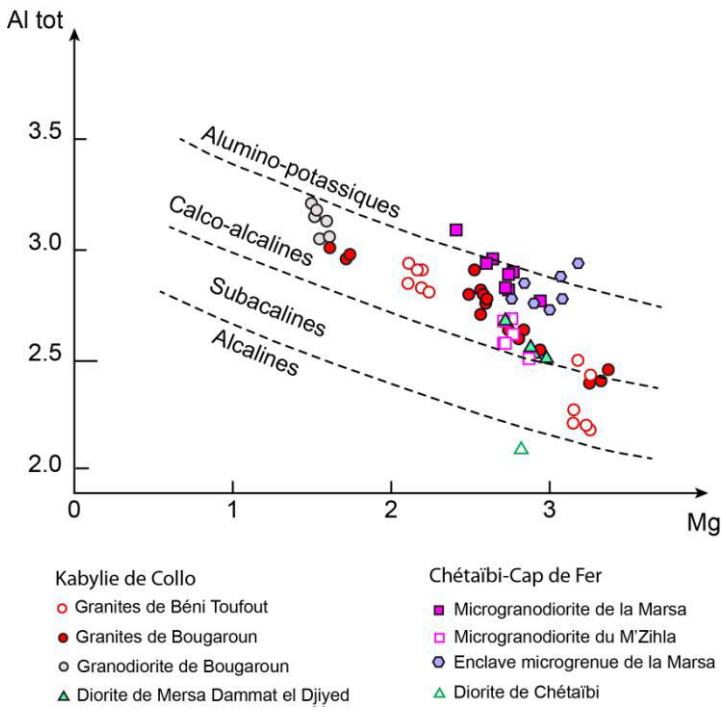


Fig. 53 : Typologie des biotites des roches étudiées dans le diagramme Al_{tot} vs. Mg d'après Nachit et *al.* (1985) ; les tableaux des analyses chimiques des minéraux à la microsonde électronique sont présentés en annexe 1.

Il est tout de même important de compléter le diagramme de Nachit et *al.* (1985) par le diagramme triangulaire ($FeO+MnO-10*TiO_2-MgO$) de Nachit (1986) permettant de distinguer les biotites primaires magmatiques des biotites secondaires ou rééquilibrées du fait que ces dernières peuvent attribuer aux roches hôtes une affinité magmatique erronée. La figure 54a montre que la majeure partie des roches étudiées se situent dans le champ des biotites magmatiques. Néanmoins, quelques biotites issues du granite du Sud du massif de Bougaroun (éch. VPK167) et de l'enclave microgrenue sombre de la Marsa (éch. CF73) tombent dans le champ des biotites rééquilibrées. On remarque aussi que les points sont bien regroupés ce qui confirme le caractère secondaire de ces biotites. Fougnot (1990) interprète

des biotites peu titanifères comparables aux nôtres comme issues de la transformation de phases ferromagnésiennes précoces partiellement conservées ou non.

De son côté, Abdel-Rahman (1994) a proposé des diagrammes de classification de différents types de magmas sur la base des teneurs en éléments majeurs (FeO, MgO, Al_2O_3) des biotites des roches magmatiques. La projection des biotites étudiées dans le diagramme de Abdel-Rahman (1994) (fig. 54 b) montre qu'elles appartiennent au champ des roches calco-alcalines. Nous verrons plus loin que ces résultats sont en bon accord avec les analyses sur roches totales.

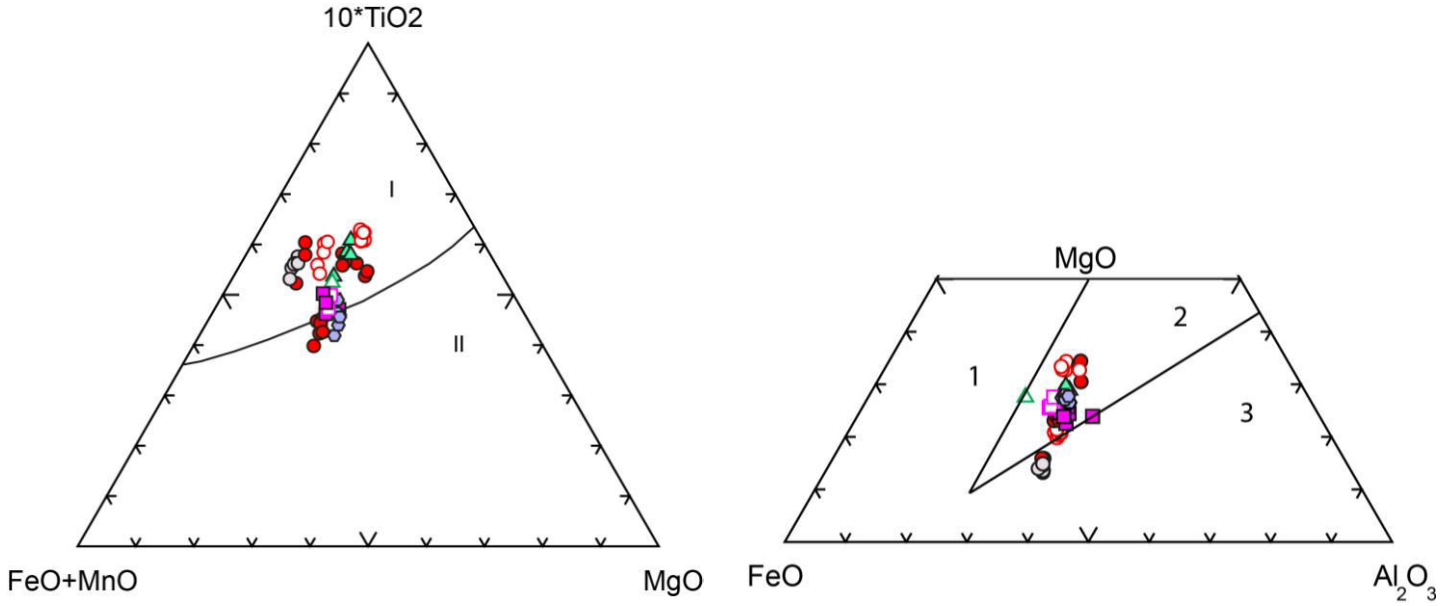


Fig. 54 : (a): Position des biotites des roches étudiées dans le diagramme (FeO+MnO-10*TiO_2-MgO) de Nachit, (1986) permettant de distinguer les biotites primaires magmatiques (I) et secondaires ou rééquilibrées (II).
(b) : diagramme FeO-MgO-Al_2O_3 (Abdel-Rahman, 1994). **1 :** série alcaline anorogénique, **2** : série calco-alcaline orogénique, **3** : série péralumineuse. Voir la figure 53 pour la signification des symboles.

b. Variation chimique selon l'habitus des biotites

Les bordures des biotites des granitoïdes de la Kabylie de Collo sont relativement moins riches en Fer que les cœurs.

Les teneurs en Al_2O_3 de ces biotites sont variables (entre 12.2 et 16 %) et correspondent globalement à des compositions de biotites de granite à biotite seule. En effet, la saturation (relative) se produit généralement vers 18% en Al_2O_3 (et plus), cette teneur n'est pas atteinte dans l'ensemble des roches étudiées, dont la biotite a une teneur en Al_2O_3 qui correspond à celle d'un granite à biotite seule.

Les teneurs en TiO_2 sont assez variables avec des teneurs élevées (~4.5 %) dans les biotites des Béni Toufout (éch. AK749 et CL80) et une évolution décroissante jusqu'à des valeurs moyennes de 2.9 % dans les microgranodiorites de Chétaïbi-Cap de Fer. Cette tendance décroissante indique vraisemblablement, une baisse de la température de cristallisation. En revanche, les valeurs basses en TiO_2 (~2.4 %) dans le granite du Sud du massif de Bougaroun (éch. VPK167) peuvent être expliquées par le caractère secondaire de ces biotites mis en évidence dans le diagramme de Nachit (1986).

L'analyse des biotites appartenant à différents habitus dans les microgranodiorites de Chétaïbi-Cap de Fer montre que les phénocristaux de taille millimétrique présentent globalement la même composition que les biotites en petits cristaux dispersées dans la matrice (fig. 55), dans lesquels les cœurs et les bords ont la même composition, ce qui suggère une cristallisation au même stade.

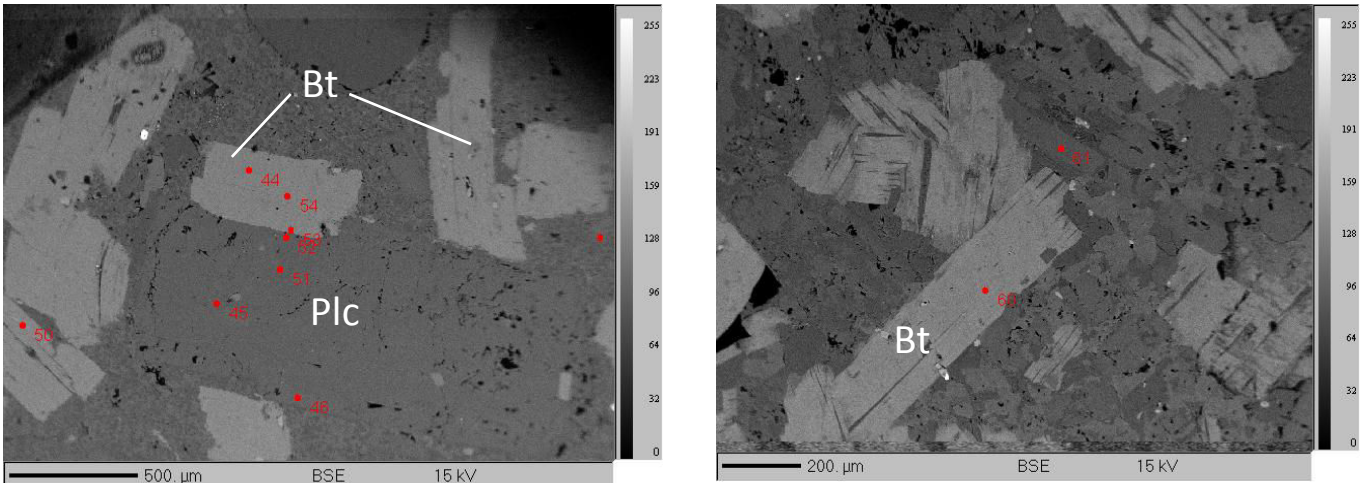


Fig. 55 : Images BSE de l'échantillon CHT 9 analysé à la microsonde électronique. Noter les différents habitus des biotites analysées.

c. *Conditions physiques de cristallisation : application du géothermomètre Ti-biotite*

Les études antérieures (Nachit et *al.*, 1985 ; Barrière et Cotten, 1991; Abdel-Rahman, 1994) indiquent que la composition chimique des biotites dans les granites est contrôlée par les conditions de refroidissement et de cristallisation du magma ; ces conditions sont la fugacité d'oxygène, la température, et la pression. Par conséquent, la biotite est un bon indicateur des conditions physiques et chimiques ayant régnées durant le refroidissement et la cristallisation du magma.

La teneur en Ti dans les biotites est considérée comme étant fonction des variations de la température et pourrait, de ce fait, être utilisée comme un géothermomètre (Dymec, 1983). En se basant sur les analyses de plus de 500 biotites, Henry et *al.* (2005) ont pu calibrer empiriquement la relation entre la teneur en Ti, la température et le rapport Mg/(Mg + Fe) comme suit :

$$T = \{[\ln(\mathrm{Ti}) - a - c\,(X_{\mathrm{Mg}})^3]/b\}^{0.333},$$

où T est la température en degrés Celsius,

Ti est le nombre d'atomes par formule unitaire (apfu) calculé sur la base de 22 atomes d'oxygènes,

X_{Mg}= Mg/(Mg + Fe),

a = -2.3594, b = 4.6482 × 10^{-9} et c = -1.7283

Les températures peuvent également être déterminées en projetant les biotites sur le diagramme Ti vs Mg/ (Mg + Fe).

En ce qui concerne les biotites étudiées, les compositions en Fe, Mg et Ti restent relativement homogènes au sein d'un même échantillon mais varient considérablement d'un massif à un autre. Ainsi, à l'exception des biotites de type secondaire du granite VPK167 (voir fig. 54a), l'ensemble des biotites des granites, granodiorites et diorites de la Kabylie de Collo et de Chétaïbi sont riches en Ti (0.4<Ti<0.6). Les biotites des microgranodiorites de Chétaïbi-Cap de Fer présentent globalement des teneurs plus faibles en Ti (0.28<Ti<0.42) compatibles avec leur faible profondeur de mise en place. En effet, il a déjà été démontré dans le chapitre III, par le débit prismatique caractérisant ces microgranodiorites massives (Pl. V Ph.4 et 5) et (Pl. IX Ph. 5) et leur texture microscopique très finement grenue (Pl VI Ph. 6), que ces roches se sont mise en place très proche de la surface.

En résumé, l'application du géothermomètre Ti-biotite aux roches étudiées (fig. 56) indique que les biotites de l'ensemble des roches plutoniques (granites, granodiorites et diorites de Bougaroun, Béni Toufout et de Chétaïbi) ont cristallisé à des températures élevées comprises entre 700 et 780° C. On note que les biotites du granite AK749 de Béni Toufout exposent les teneurs les plus élevées en Ti et ont, par conséquent cristallisé à des températures maximales comprises entre 750 et 780° C. Les biotites des microgranodiorites de Chétaïbi-Cap de Fer, sont en revanche moins riches en Ti et présentent des températures Ti-biotite comprises entre 600 et 700° C.

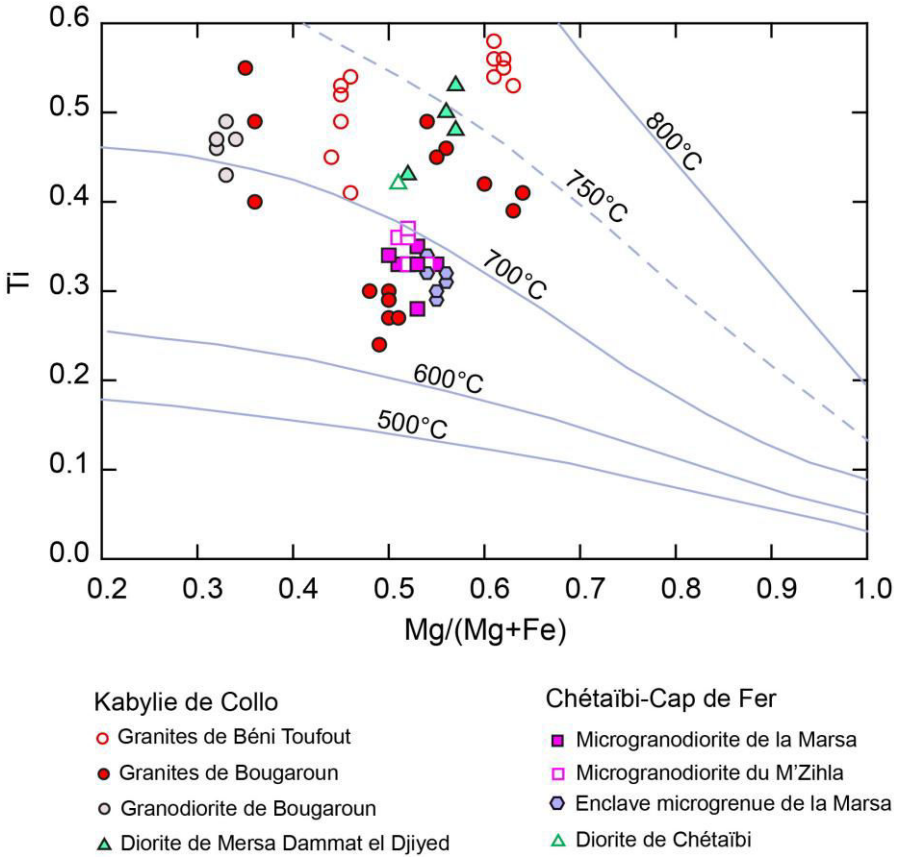


Fig. 56 : Variation du rapport Ti vs Mg/(Mg+Fe) des biotites analysées dans le diagramme de Henry et *al.* (2005).

1.3. Les amphiboles

1-3.1. Aspects pétrographiques

L'amphibole est une phase abondante dans les gabbros et diorites de la Kabylie de Collo. Elle apparait en plages subautomorphes à xénormorphes de taille millimétrique occupant les interstices entre les plagioclases avec qui elles forment les deux phases essentielles de ces roches. Les sections d'amphiboles peuvent parfois englober pœcilitiquement les petites sections de plagioclases (fig. 57).

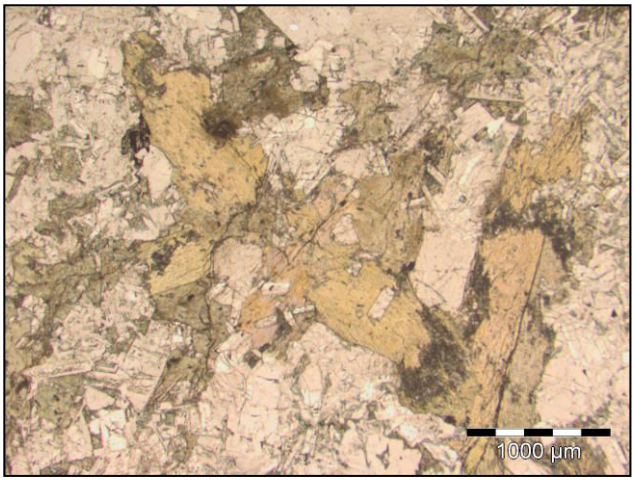


Fig. 57 : Vue microscopique en lumière naturelle du gabbro du Cap Bougaroun (échantillon CB 3) montrant l'habitus des amphiboles.

1-3.2. Composition chimique

Quarante-deux analyses d'amphiboles ont été obtenues sur deux échantillons de gabbros, deux échantillons de diorite et une dolérite provenant des deux sites du Cap Bougaroun *s.s* et de Mersa Dammat el Djiyed. Là encore, le choix de ces échantillons est justifié d'une part, par le fait que les amphiboles du gabbro de Bougaroun aient été datées par la méthode Ar/Ar et d'autre part, dans le but de caractériser la chimie des amphiboles dans les différentes roches basiques et intermédiaires.

Les formules structurales de l'amphibole ont été calculées selon la méthode de classification de Tindle et Webb (1994). Le calcul effectue la correction Fe^{2+}/Fe^{3+} sur la somme des cations (Σcations= 13 dans le cas des amphiboles analysées) et ajoute la quantité d'eau nécessaire pour que OH=2 dans la formule structurale.

La nomenclature des amphiboles utilisée en pétrologie a été établie par Leake en 1978 (nomenclature IMA78, i.e. International Mineralogical Association 1978) puis simplifiée par ce dernier en 1997 (nomenclature IMA97) et est régulièrement révisée du fait de l'ajout de nouveaux types d'amphiboles (Leake et *al.,* 2003). Cette nomenclature consiste, à partir de l'analyse chimique d'une amphibole, à calculer sa formule structurale en remplissant progressivement et selon une certaine logique les différents sites cristallins du minéral (Leake et *al.,* 1978, 1997 pour la procédure de calcul). A partir de cette nomenclature, les amphiboles analysées dans l'ensemble de nos échantillons appartiennent au groupe des amphiboles calciques puisqu'elles présentent des valeurs de (Ca+Na)B ≥ 1,00 et de CaB généralement mais pas systématiquement ≥ 1,50.

De manière générale, l'emploi de diagrammes de classification des amphiboles calciques dépend principalement des valeurs de (Na+K)A dans les amphiboles, c'est-à-dire du nombre d'atomes de sodium et de potassium ''intégrés'', lors du calcul, dans le site A des amphiboles. Le diagramme de classification utilisé pour les amphiboles de nos échantillons est représenté dans la figure 58. Ce diagramme tient également compte du rapport $Mg/Mg+Fe^{2+}$ et de la teneur en silicium. Selon la nomenclature de Leake *et al.* (1997), toutes les amphiboles analysées ont une composition d'amphibole calcique.

Nous avons noté que les amphiboles analysées présentent des teneurs en Na_2O comprises entre 0.14 et 1.79 % clairement supérieures à la limite de détection à la microsonde (~0.12 %). Cela signifie que le Na_2O est relativement bien analysé dans les amphiboles de tous nos échantillons. Par ailleurs, les teneurs en K_2O des amphiboles permettent de distinguer deux groupes d'échantillons : d'une part, les amphiboles du groupe des gabbros (éch. CB 50, CB

51) et diorite (éch. CB 52 et VPK119) de Mersa Dammat avec des teneurs en K_2O de l'ordre de 0.17 à 0.72 %. D'autre part, les amphiboles des gabbros du Cap Bougaroun *s.s* (éch. CB 3) avec des teneurs en K_2O comprises entre 0.02 et 0.27 %. Parmi les 16 amphiboles analysées dans ce groupe, 6 amphiboles affichent des teneurs inférieures à la limite de détection de la microsonde (~ 0,06 %) (annexe 1) et le K_2O est, de ce fait, difficilement analysable sur ces dernières. Les imprécisions sur le K_2O peuvent donc induire des erreurs dans le calcul de la formule structurale et donc dans les valeurs de (Na+K)A. Cependant, étant donné que les amphiboles des gabbros du Cap Bougaroun *s.s* présentent des teneurs en K_2O très faibles (K_2O < 0,3 % dans l'ensemble des amphiboles analysées et que le potassium est le dernier atome incorporé dans l'amphibole lors de la procédure de calcul (Leake, 1978 et 1997), les valeurs de K peuvent être négligées dans la nomenclature. Ainsi, dans les amphiboles des gabbros du Cap Bougaroun, le terme $(Na+K)_A$ équivaut, en première approximation, au terme $(Na)_A$.

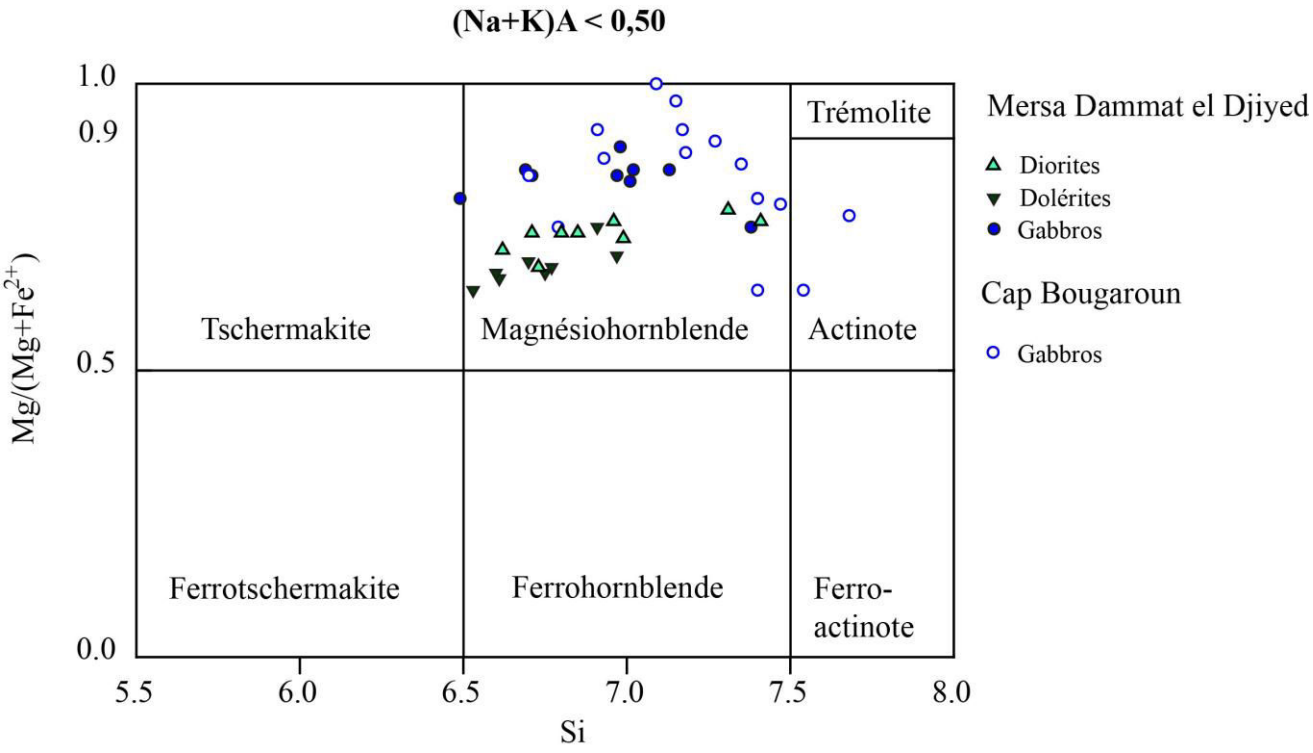


Fig. 58 : Classification des amphiboles calciques ((Ca+Na)B ≥ 1,00 et CaB ≥ 1,50) selon Leake (1978 et 1997) montrant la composition des amphiboles dans les échantillons de Mersa Dammat et du Cap Bougaroun *s.s.*

Les amphiboles analysées dans l'ensemble des échantillons sont magnésiennes avec des valeurs de $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ supérieures à 0.64 et présentent des teneurs en CaO comprises entre 7.3 % et 13.1 %.

Les amphiboles analysées sont relativement pauvres en sodium et potassium ((Na+K)A < 0.5), moyennement siliceuses (6.5 < Si < 7.5) et correspondent essentiellement à des **magnésio-hornblendes** (fig. 58). Les deux amphiboles de type actinote et tschermakite sont considérées comme amphiboles secondaires.

L'amphibole est une phase hydratée présente dans la majorité des roches basiques et intermédiaires de la marge orientale algérienne. De plus, il est classiquement admis que les magmas calco-alcalins sont des liquides riches en eau. Cette richesse en eau est à l'origine, d'une part, de l'abondance de produits pyroclastiques émis par une activité volcanique explosive, et d'autre part, de la cristallisation de minéraux hydratés (Bardintzeff et *al.,* 1987). La présence de l'amphibole est donc un fort argument pour des teneurs en eau relativement importante dans ces magmas (≥5%). Par ailleurs, Davidson et *al.* (1991) considèrent que l'amphibole est plus abondante dans le volcanisme d'arc et de marge continentale que dans celui d'arc intra-océanique, ce qui reflète une différenciation des magmas dans une croûte continentale à plus haute pression et plus forte PH_2O. La quantité variable mais relativement importante de l'amphibole dans les roches de la marge Est algérienne peut indiquer la signature d'une différenciation du magma sous des conditions de pression et PH_2O élevées.

1-3.3. Thermobarométrie

En raison de leur large occurrence dans une variété de roches intrusives à affinité calco-alcaline, les amphiboles et plus particulièrement les hornblendes sont largement utilisées en géothermobarométrie. Elles constituent une phase minérale stable dans des conditions de pression et température très variables (1 à 23 kbar et 400 à 1150°C). Néanmoins, la composition de l'amphibole varie en fonction de la composition de la roche totale, et les conditions de pression, température et de fugacité d'oxygène. De nombreux travaux ont démontré la relation directe entre la teneur en aluminium de l'amphibole et la profondeur de mise en place des corps plutoniques (Hammarstrom et Zen 1986, Hollister *et al*. 1987, Schmidt 1992). En effet, selon ces auteurs, l'estimation des conditions P-T de mise en place des roches plutoniques est essentiellement basée, d'une part, sur la **teneur en Al des hornblendes (Al-in-hornblende barometry)** et, d'autre part, sur **la thermométrie amphibole-plagioclase** (Blundy et Holland 1990; Holland et Blundy 1994).

a. Géobarométrie Al-hornblende

Hammarstrom et Zen (1986) ont été les premiers à observer que dans les roches plutoniques calco-alcalines, la teneur en Al total des hornblendes augmente de façon linéaire avec la pression de mise en place. Ils proposent alors la corrélation empirique suivante :

P (± 3 kbar) = -3.92 + 5.03 Al (total).

Par la suite Hollister *et al*. (1987) proposent une relation similaire mais plus précise :

P (± 1 kbar) = -4.67 + 5.64 Al (total)

Johnson et Rutherford (1989) ont, de leur côté, calibré expérimentalement l'aluminium dans les hornblendes à des conditions de plus haute T (780–740°C) pour 2–8 kbar et ont obtenu la relation suivante :

P (± 0.5 kbar) = -3.46 + 4.23 Al (total)

Schmidt (1992) a, de son côté, pu calibrer expérimentalement la teneur en Al dans la hornblende d'une tonalite dans des conditions de saturation en H_2O à P = 2.5–13 kbar et T = 655–700°C. L'auteur a traduit ses résultats expérimentaux par l'expression suivante :

P (± 0.6 kbar) = -3.01 + 4.76 Al (total)

Enfin, la calibration de Anderson et Smith (1995) prend en compte des températures supérieures à la marge 600–800°C, et propose la relation suivante :

P (kbar)= 4.76 Al (total) -3.1- {[T-675]/ 85}* {0.53Al+0.005294 [T-675]}.

Bien que ces géobaromètres soient largement utilisés dans la littérature et procurent, en général, des résultats satisfaisants, leur utilisation requière les conditions suivantes :

- La variation d'Al_T dans la hornblende doit résulter d'une variation de pression (substitution tschermakitique) et non de la variation de la température (substitution édénitique) ;
- La fugacité d'oxygène ne doit pas être trop faible, ce qui favorise la substitution d'Al ;
- Le quartz doit être présent dans la paragenèse minérale afin de garder constante l'activité de la silice, du fait de la corrélation négative qui existe entre la silice et Al dans la hornblende (Anderson et Smith, 1995 ; Hammarstrom et Zen, 1986).

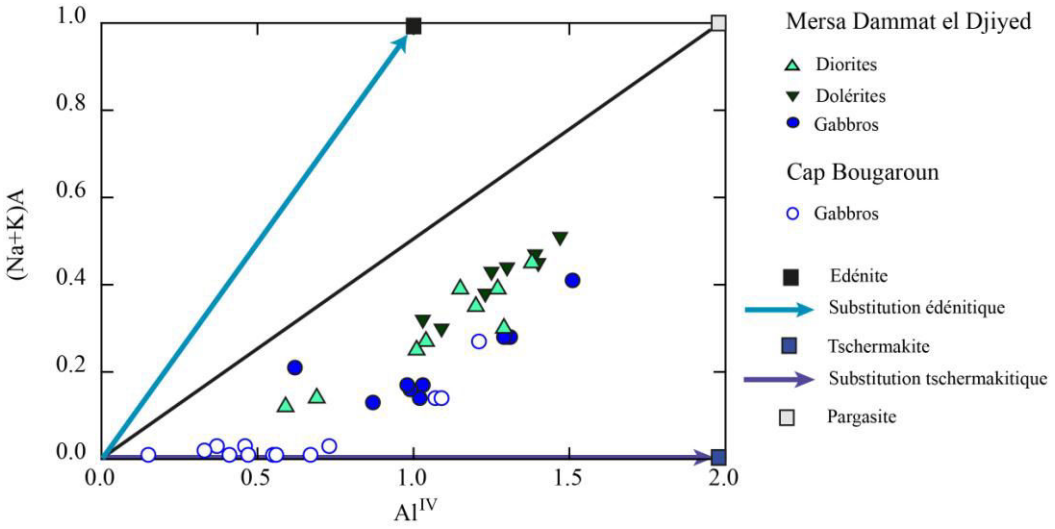


Fig. 59 : Diagramme Na+KA vs. Al^{IV} pour les amphiboles étudiées. Les substitutions édénitique (variation de température) et tschermakitique (variation de pression) sont indiquées avec des flèches qui vont vers les pôles purs.

On remarque sur la figure 59 que les variations d'Al_T dans les gabbros, dolérites et diorites de Mersa Dammat et du Cap Bougaroun *s.s* sont essentiellement liées aux substitutions tschermakitiques, même si la composante édénitique est non négligeable.

En se basant sur les différents géobaromètres cités plus haut, nous avons tenté d'estimer les pressions et profondeurs de mise en place des différents plutons gabbroïques et dioritiques. L'application du géobaromètre de Schmidt (1992) aux roches étudiées a permis d'estimer des pressions de **2.5-3.8 kbar** correspondant à des profondeurs de mise en place comprises entre 7.5 et 11 km pour le pluton gabbroïque du Cap Bougaroun *s.s.* Des pressions de **1.8-5.2 kbar** et des profondeurs de mise en place 5.4-15.6 km sont estimées pour le pluton gabbroïque de Mersa Dammat el Djiyed. Les amphiboles des diorites de Mersa ont permis d'estimer leur pressions à **2.4 et 4.7 kbar** et leurs profondeurs de mise en place entre 7.2 et 14.1 km.

Il est important de souligner que ces résultats sont à prendre plutôt à titre indicatif et ne fournissent pas les valeurs précises de pression-profondeur de mise en place de ces corps plutoniques.

b. Thermométrie plagioclase-hornblende

Du fait que la hornblende et le plagioclase sont des phases minérales qui coexistent généralement dans les roches magmatiques calco-alcalines, elles sont communément utilisées comme géothermomètres (Blundy et Holland 1990; Holland et Blundy 1994). En considérant l'équilibre des amphiboles calciques, Blundy et Holland (1990) ont suggéré le géothermomètre amphibole-plagioclase selon les réactions suivantes :

édenite + 4 quartz = trémolite + albite

pargasite + 4 quartz = hornblende + albite

Holland et Blundy (1994) ont suggéré le thermomètre hornblende-plagioclase en considérant la réaction :

édenite + albite = richterite + anorthite

En général, deux thermomètres peuvent être appliqués pour un couple amphibole-plagioclase coexistants :

a. Le thermomètre édénite–trémolite (pour des assemblages avec quartz)
b. Le thermomètre édénite–richtérite (pour des assemblages avec ou sans quartz)

La thermométrie hornblende–plagioclase a été réalisée à l'aide du programme contrib. min.Pet de Holland et Blundy (1994) pour des assemblages avec ou sans quartz.

En se basant sur trois couples plagioclase-hornblende ayant des bordures communes issus du gabbro CB 3, des températures de 775-880° C ont pu être estimées, pour la mise en place du pluton gabbroïque du Cap Bougaroun *s.s*. Ces températures ont été obtenues en appliquant l'équation édenite-richtérite de Holland et Blundy (1994).

1.4. Les pyroxènes

1-4.1. Aspects pétrographiques

Le pyroxène est une phase très commune dans les dolérites du Cap Bougaroun *s.s* où il forme avec les plagioclases les constituants essentiels de ces roches filoniennes mafiques. Il se présente aussi bien en phénocristaux qu'en microcristaux.

1-4.2. Composition chimique

Les formules structurales des pyroxènes ont été calculées sur la base de 6 oxygènes, en considérant tout le fer sous la forme FeO. Les constituants polaires principaux sont enstatite (En, $Mg_2Si_2O_6$), ferrosilite (Fs, $Fe_2Si_2O_6$) et wollastonite (Wo, $Ca_2Si_2O_6$). Les pourcentages de chaque composant ont été reportés dans le diagramme de classification triangulaire Wo-En-Fs (fig. 60).

Les analyses ont été effectuées sur des phénocristaux et quelques microcristaux appartenant à plusieurs échantillons de dolérite du Cap Bougaroun *s.s* (éch. CB 4, CB 9, CB 12, CB 18 et CL 77) ainsi qu'à un échantillon de gabbro de Mersa Dammat (éch. CB 51). L'ensemble des pyroxènes analysés ont des compositions de clinopyroxènes. Ces Cpx correspondent essentiellement à des augites et exceptionnellement à des diopsides et présentent une gamme de composition assez large (Wo_{36-45}, En_{32-53}, Fs_{8-32}). Ils sont caractérisés par des teneurs assez variables en SiO_2 (47,2-52,7%), Al_2O_3 (1,7-8,4%), TiO_2 (0,1-1,4%) et Cr_2O_3 (0,00-1,08%).

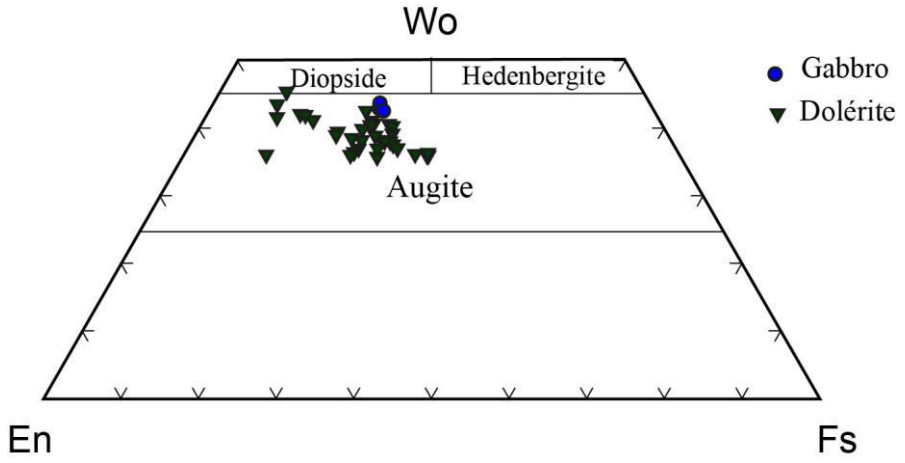


Fig. 60 : Diagramme ternaire En - Wo - Fs montrant la composition des Cpx dans les différentes roches mafiques du Cap Bougaroun *s.s* et de Mersa.

V-2. Caractérisation géochimique du magmatisme de la marge algérienne nord-orientale

2.1. Echantillonnage

Les échantillons étudiés dans cette thèse ont été récoltés lors de plusieurs missions effectuées dans le secteur oriental de la marge algérienne au cours de ces 4 dernières années, mais quelques-uns proviennent aussi de la collection de Jean Fougnot (Nancy) dont les analyses des éléments majeurs effectuées par cet auteur ont été reprises et complétées au cours de cette thèse par les analyses des éléments traces et des datations K-Ar.

J'ai d'abord travaillé sur des échantillons récoltés lors de la mission de René Maury effectuée en 1991 en collaboration avec de nombreux chercheurs algériens travaillant sur le magmatisme de la marge algérienne.

Au cours de nos multiples missions de terrains nous nous sommes basés sur les cartes géologiques de Roubault (1934), Hilly (1957) et Bouillin (1977) afin de réaliser l'échantillonnage le plus représentatif possible des différents produits magmatiques miocènes dans les deux secteurs de la Kabylie de Collo et de l'Edough-Cap de Fer. Il est cependant important de mentionner les conditions d'échantillonnage et les difficultés qui en découlent. De façon globale, l'échantillonnage dans ces deux secteurs d'étude a été confronté à plusieurs défis: la végétation très dense qui réduit considérablement le nombre d'affleurements et le climat très pluvieux notamment en hiver accélérant le processus d'altération des roches. Par conséquent, il a souvent été difficile de trouver des affleurements où la roche était restée saine. Nous verrons dans la partie présentation des données que le problème de l'altération est surtout visible sur certains éléments mobiles notamment les alcalins (Na_2O et K_2O).

En dépit de ces difficultés, nous avons pu réaliser un complément d'échantillonnage du secteur de Yaddene au Sud du massif de Bougaroun ainsi que dans la région de Mersa Dammat el Djiyed au Nord du même massif. Les dernières missions dans ces deux secteurs clef, effectuées par Jean Fougnot et par J-P. Bouillin et J. Kornprobst datent respectivement des années soixante et soixante-dix. En outre, nous avons réalisé un échantillonnage ciblé sur différents secteurs de la Kabylie de Collo et de l'ouest Edough-Chétaïbi-Cap de Fer.

Les coordonnées géographiques du lieu de prélèvement des échantillons sont données en annexe 2.

Quatre-vingt-onze analyses chimiques nouvelles ont été réalisées sur les roches miocènes de la province orientale de la marge algérienne. Les éléments majeurs et une partie des éléments

traces ont été déterminés par ICP-AES par C. Liorzou et M. L. Rouget, à l'IUEM (Université de Bretagne Occidentale, Brest- France).

A partir de ces données, quatorze échantillons ont été sélectionnés pour analyse des terres rares et des autres éléments traces. Ces analyses ont été effectuées sur ICP-MS par C. Bassoullet et J.A Barrat (IUEM, France).

Une dizaine d'analyses des isotopes du Sr et du Nd ont été acquises par P. Nonnotte sur des échantillons sélectionnés.

2.2. Synthèse des résultats des travaux anciens

Les premières études pétrologiques du magmatisme de la province orientale de la marge algérienne ont permis de rendre compte de la diversité des produits magmatiques depuis les termes basiques jusqu'aux granitoïdes à cordiérite (Roubault, 1934 ; Hilly, 1957 ; Fougnot, 1990 ; Ouabadi, 1994). Les données géochimiques et les rapports isotopiques du $^{87}Sr/^{86}Sr$ de l'ordre de 0.720, du $^{143}Nd/^{144}Nd$ (<0.5121), les valeurs élevées de $\delta^{18}O$ (>11‰) et relativement basses de δ^{34} S (<−33‰), confirment le caractère peralumineux des granitoïdes et témoignent d'une genèse des magmas selon un modèle d'évolution à deux stades : 1) fusion partielle d'un manteau métasomatisé par la subduction suivi par 2) la contamination croissante de ces magmas calco-alcalins par la croûte continentale selon un processus d'AFC doublé ou non avec un processus MASH (Semroud et *al.,* 1994). La contamination des magmas issus de cette source mantellique enrichie culmine au niveau des granites à Cd avec l'intervention finale de matériaux pélitiques (Ouabadi, 1994 ; Semroud et *al.,* 1994; Fourcade et *al.,* 2001; Laouar et *al.,* 2005). Le seul granite d'anatexie crustale en Algérie est le granite du Filifila (Fourcade et *al.,* 2001).

Les auteurs ont tiré leurs conclusions principalement sur la base des roches évoluées. Or, les contraintes sur les sources de magmas sont surtout apportées par l'étude des roches mafiques épargnées de toute modification induite par des interactions avec la croûte continentale (Condie, 2003). Toutefois, les études sur les roches ultramafiques et mafiques sont rares (Bouillin et Kornprobst, 1974 ; Bruguier et *al.,* 2009 ; Bosch et *al.,* 2014) comparées aux nombreuses études sur les roches différentiées.

Cette étude contribue à l'effort de recherche sur la marge algérienne nord-orientale avec de nouvelles investigations géochronologiques et géochimiques détaillées sur une série de roches

ultramafiques, mafiques et felsiques des régions de la Kabylie de Collo et de l'Ouest Edough-Chétaïbi-Cap de Fer.

La section suivante apporte un ensemble de nouvelles données chimiques sur les éléments majeurs et traces ainsi que les isotopes du Sr et Nd des roches ultramafiques, mafiques et felsiques des deux secteurs de Collo-Bougaroun et de l'Ouest Edough-Cap de Fer. Les objectifs de cette étude sont, (1) caractériser la chimie des différentes roches magmatiques du secteur oriental de la marge algérienne (2) contraindre les sources des magmas dans les deux secteurs d'étude ainsi que les processus pétrogénétiques à l'origine de ce magmatisme.

2.3. Présentation des données

2-3.1. Eléments majeurs

Cette section présente les résultats des analyses en éléments majeurs pour les roches totales étudiées. Les compositions chimiques en éléments majeurs exprimées en pourcentage de poids d'oxydes (wt %) et traces (en ppm) des différentes roches, sont compilées en annexe. Les méthodes analytiques utilisées ont déjà été traitées dans le chapitre IV. Les compositions en éléments majeurs ont été recalculées sur une base anhydre avant d'être projetées sur les différents diagrammes.

Les points représentatifs des roches magmatiques miocènes du secteur oriental de la marge algérienne se répartissent, sur le diagramme alcalins-silice (Le Bas et *al.,* 1986 ; fig.61) globalement dans le domaine des roches subalcalines avec un continuum depuis les basaltes jusqu'aux rhyolites. On peut toutefois noter dans le secteur de l'Ouest Edough-Cap de Fer, que les roches basiques (entre 45 et 52 % de silice) sont relativement moins représentées par rapport aux andésites-dacites et rhyolites; ceci n'est pas un effet lié à l'échantillonnage mais correspond à la nature des affleurements sur le terrain. En effet, à l'exception des gabbros de Bou Maïza (Sud Edough) représentés dans les diagrammes par des petits cercles gris, tous les échantillons récoltés entre la zone ouest Edough-Cap de Fer sont cantonnés aux champs des roches intermédiaires et évoluées.

Les roches de la Kabylie de Collo couvrent quant à elles toute la série de différenciation depuis les basaltes jusqu'aux rhyolites.

Sur le diagramme K_2O *versus* SiO_2 (Peccerillo et Taylor, 1976), les roches étudiées se répartissent entre la série tholéiitique, la série calco-alcaline et calco-alcaline fortement

potassiques avec des teneurs en SiO_2 comprises entre 41 et 82%, et des concentrations en K_2O variant entre 0 et 6.3 % (fig. 62). La majorité des roches intermédiaires et felsiques se projettent dans la série calco-alcaline fortement potassique. Les rhyolites de Chéraïa CHR 4, CHR 5 et CL74 présentent des teneurs relativement faibles en Na_2O (entre 1.31 et 1.57 wt%) pour des compositions aussi élevées en SiO_2 (SiO_2=79.7, 80.8 et 82.0 wt%). D'autre part, le granite de Yaddene CB 40, présente une composition très peu potassique (K_2O=1.34 wt%). Ces teneurs faibles en alcalins pour des roches évoluées pourraient être attribuées à des phénomènes de mobilités de ces éléments lors de processus d'altération hydrothermale.

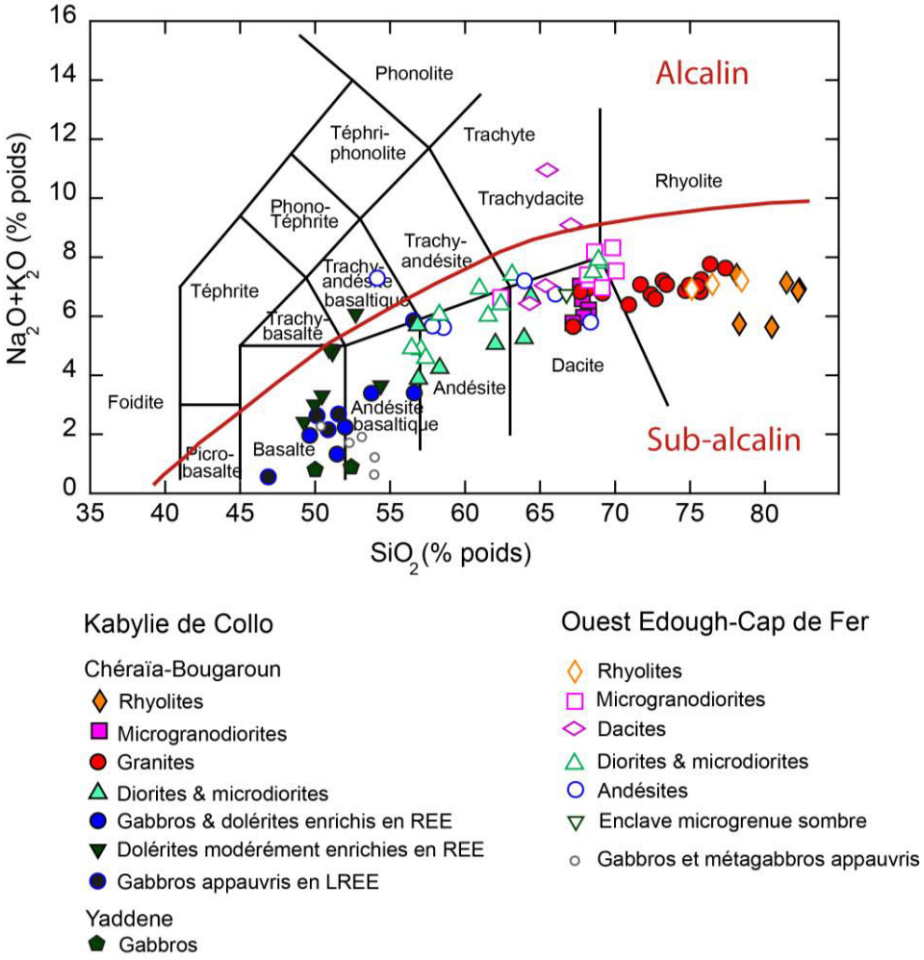


Fig. 61 : Diagramme de classification chimique Total Alcali Silica (TAS) (Le Bas et *al.,* 1986) des roches magmatiques miocènes de la province orientale de la marge algérienne. La courbe d'alcalinité en rouge sépare les domaines alcalin et sub-alcalin (Miyashiro, 1978). Les petits cercles gris représentent les échantillons du sud de l'Edough provenant de la bibliographie (Bosch et *al.,* 2014).

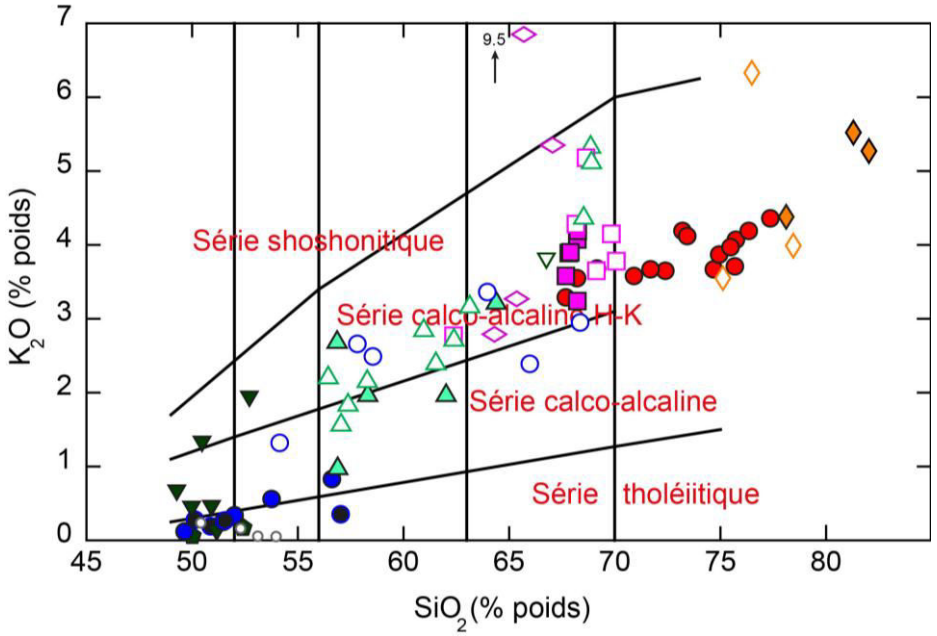


Fig. 62 : Diagramme K_2O versus SiO_2 (% poids) illustrant la diversité d'enrichissement en potassium du magmatisme du secteur étudié. Les lignes séparatrices des différents champs sont issues des travaux de Peccerillo et Taylor (1976).

Les roches étudiées ont également été classées dans un diagramme AFM (alcalins ferromagnésiens) proposé par Irvine et Baragar (1971), qui permet de distinguer les domaines tholéiitique et calco-alcalin. Ce diagramme confirme le caractère particulier des roches basiques pauvres en K_2O du Cap Bougaroun et du Sud de L'Edough. En effet, ces roches se situent au-dessus de la courbe de discrimination, dans le domaine tholéiitique (fig. 63) alors que l'ensemble des roches à composition intermédiaires et felsiques de la Kabylie de Collo et de l'Ouest Edough-Cap de Fer se situent distinctement dans le champ "calco-alcalin", et présentent de faibles rapports FeO_{total}/MgO.

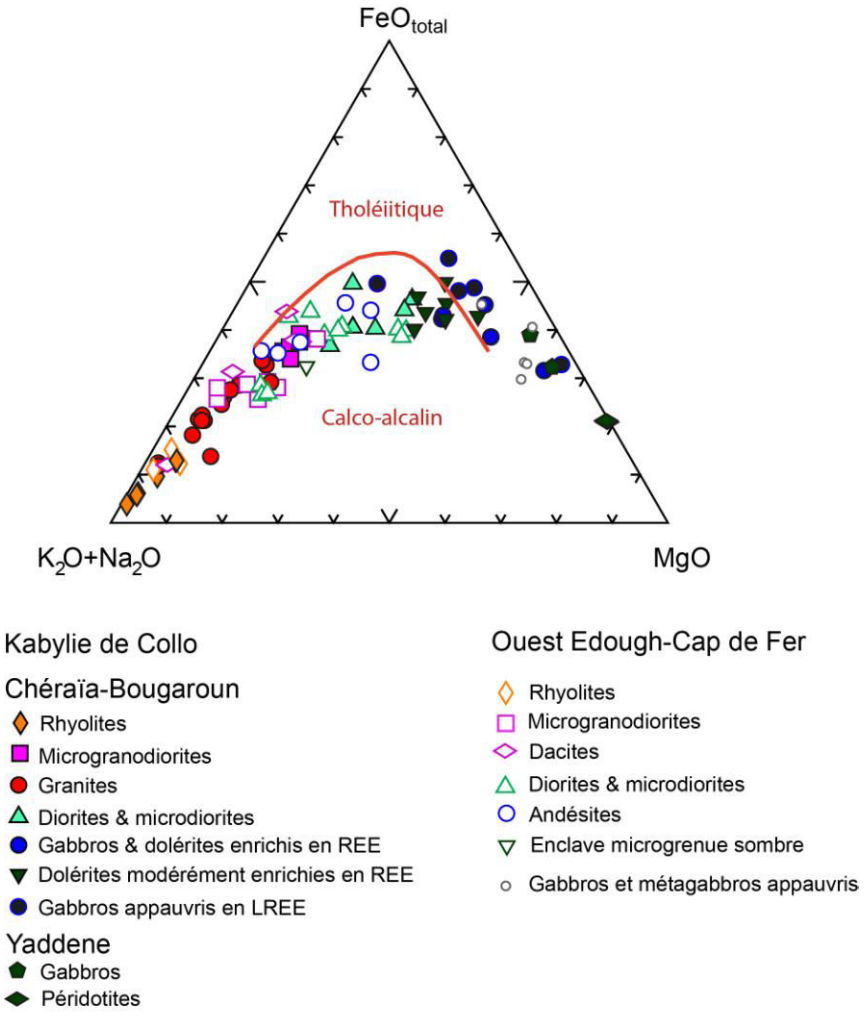


Fig. 63 : Répartition des roches du secteur oriental de la marge algérienne dans le diagramme AFM de Irvine et Baragar (1971).

Dans les diagrammes de Harker oxydes versus silice (fig. 64) des éléments majeurs, on note que les points représentatifs de l'ensemble des roches étudiées présentent des tendances linéaires continues depuis les termes basiques jusqu'aux termes felsiques avec une corrélation négative entre SiO_2 et Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, CaO, TiO_2 et MnO, et une corrélation positive avec les alcalins (Na_2O et K_2O). Ces relations sont compatibles avec une évolution par cristallisation fractionnée.

L'Al_2O_3 varie très peu (entre 16 et 15 %) pour les roches basiques et intermédiaires (de 47 à 62 % de SiO_2) ce qui traduit le fractionnement de l'olivine, du pyroxène et du plagioclase en quantité limitée. A partir de 70 % de silice, l'Al_2O_3 diminue nettement pour atteindre des teneurs inférieures à 0.5 % poids dans les rhyolites, ce qui marque le fractionnement des feldspaths.

Les teneurs en MgO et CaO varient très largement respectivement de 36.2 % et 16 %, pour les péridotites et les roches basiques, jusqu'à moins de 1 % pour les roches évoluées. Cette corrélation négative de MgO et CaO en fonction de la silice confirme le fractionnement simultané de l'olivine, du clinopyroxène et du plagioclase dans les magmas primaires, puis de l'amphibole et de la biotite pour les termes les plus différenciés.
La concentration en Na_2O augmente globalement avec la silice de 1,9 à 3,3% puis se stabilise. Les roches les plus évoluées ne sont pas les plus riches en Na_2O. Celui-ci étant un élément très mobile pourrait être mis en circulation par les fluides hydrothermaux.

La teneur en K_2O est très faible dans les termes basiques puis augmente progressivement jusqu'à 4% dans les roches felsiques où elle devient stable ce qui marque le fractionnement du feldspath alcalin. Pour les roches très potassiques (> 5 %) et très riches en SiO_2 (> 75 %), un apport secondaire de silice et de K_2O accompagné d'un lessivage de Na_2O pourrait être envisagé.

Le fer et le titane montrent une décroissance régulière avec la différenciation, et ce jusqu'aux termes les plus évolués, ce qui dénote le fractionnement précoce des oxydes ferro-titanés et dans une moindre mesure de la biotite. Le fractionnement de cette dernière phase minérale reste minime et ne semble pas affecter le K_2O qui ne montre pas la décroissance généralement observée pour les termes les plus différenciés. La dispersion des valeurs pour le TiO_2 est assez importante pour les termes les moins différenciés.

Les concentrations en P_2O_5 augmentent régulièrement jusqu'à 66% de SiO_2 et diminuent par la suite ce qui peut témoigner soit de la cristallisation de l'apatite soit de circulations de fluides.

En résumé, les diagrammes de Harker pour les éléments majeurs (fig. 64) montrent une tendance globalement linéaire pour la plupart des éléments majeurs. Le MgO et le CaO diminuent avec l'augmentation de SiO_2 tandis que Al_2O_3 varie très peu dans les roches mafiques et intermédiaires puis décroit fortement dans les échantillons les plus différenciés. Ces résultats indiquent le fractionnement de l'olivine, du clinopyroxène et un peu de plagioclases. Pour les roches évoluées à SiO_2 > 70 %, les plagioclases représentent la principale phase minérale qui fractionne. En conséquence, K_2O augmente tout au long du trend de différenciation tandis que Na_2O montre une dispersion considérable, causée probablement par la mobilité de Na pendant les processus d'altération post-magmatique.

La décroissance en Fe_2O_3, MgO et en TiO_2 traduit la cristallisation fractionnée des oxydes ferro-titanés et des premiers minéraux silicatés ferromagnésiens. La décroissance en CaO et Al_2O_3, indique la cristallisation du plagioclase et des amphiboles.

2-3.2. Eléments en trace

La figure 65 présente les diagrammes de variation des éléments en trace en fonction de SiO_2. A l'image des éléments majeurs, les teneurs en certains éléments en trace montrent des corrélations linéaires avec le degré de différenciation du magma.

Le Rb et le Ba montrent globalement des trends à corrélation positive sauf pour les échantillons les plus différentiés qui montrent une corrélation négative bien qu'ils soient fortement dispersés.

Le Ba augmente depuis les magmas basiques jusque vers 65 – 68 % de SiO_2 ce qui signifie que ni le feldspath alcalin FK ni la biotite ne fractionne à ce stade. Ensuite, Ba devient constant ou diminue légèrement ce qui signifie qu'un de ces deux minéraux (le FK ou la biotite) fractionne cet élément à partir de ce moment là. On remarque aussi que les teneurs en Ba et Rb dans les microgranodiorites et les rhyolites sont probablement modifiés par l'altération secondaire.

Le Sr montre une évolution relativement complexe avec une corrélation positive dans les roches ultrabasiques et basiques puis négative à partir de 60 % en SiO_2 où Sr décroît de manière rapide et continue au cours de la différenciation jusque dans les termes les plus différenciés. Cette évolution est le résultat du fractionnement d'abord faible dans les roches ultrabasiques et basiques puis important des plagioclases, déjà suggéré par le diagramme de Al_2O_3 versus SiO_2.

Les éléments de transition Co et Ni présentent des corrélations négatives, malgré une dispersion de quelques échantillons de granites de Bougaroun sur le diagramme Co vs SiO_2.

La décroissance du V confirme le rôle important du fractionnement des oxydes ferro-titanés au cours de l'évolution des magmas. Le Sc affiche quant à lui une corrélation négative probablement due à son incorporation plus ou moins importante dans les amphiboles et les clinopyroxènes.

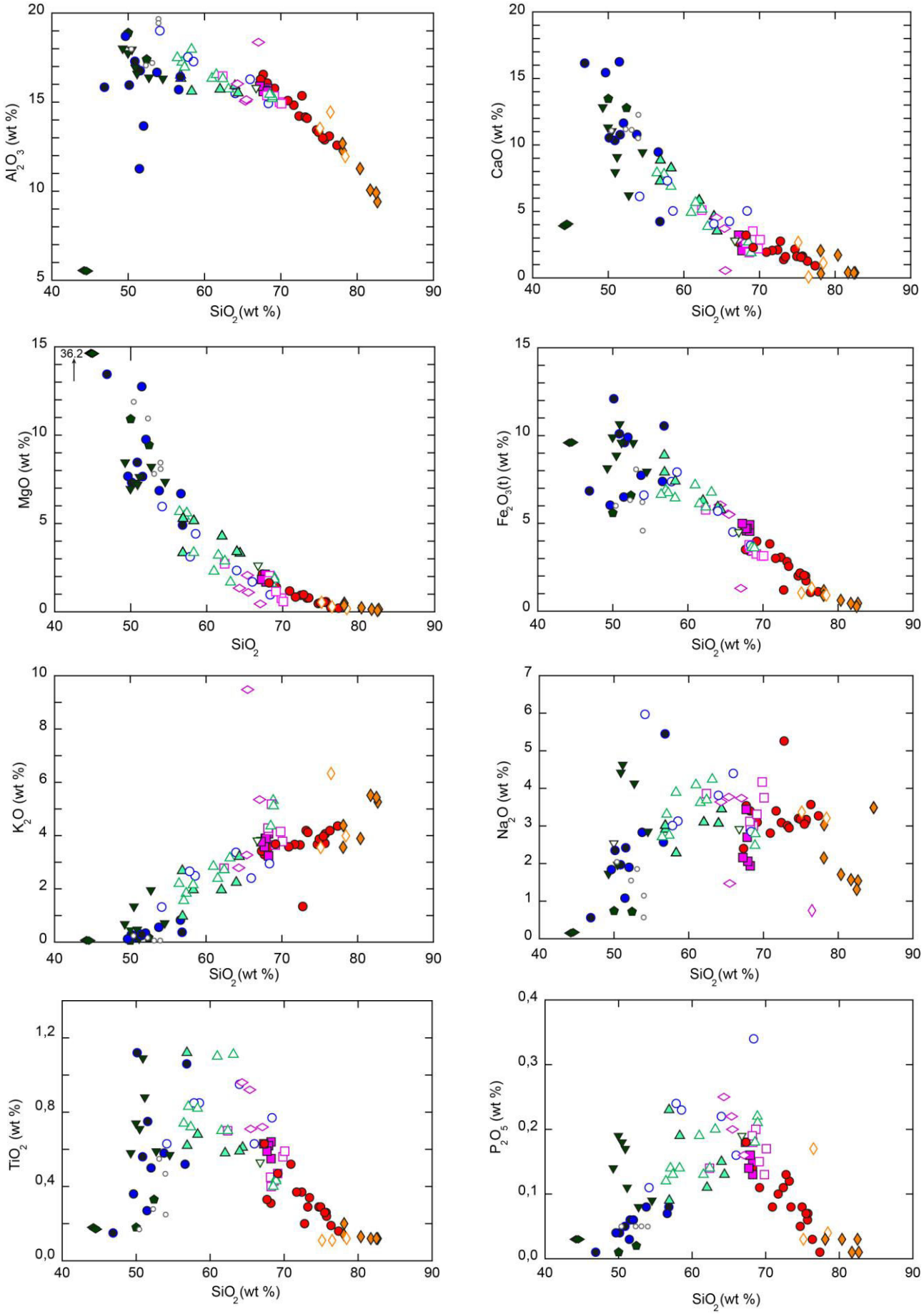


Fig. 64 : Diagrammes de Harker pour les éléments majeurs. L'indice de différenciation est SiO_2. Les symboles sont les même que ceux de la figure 63.

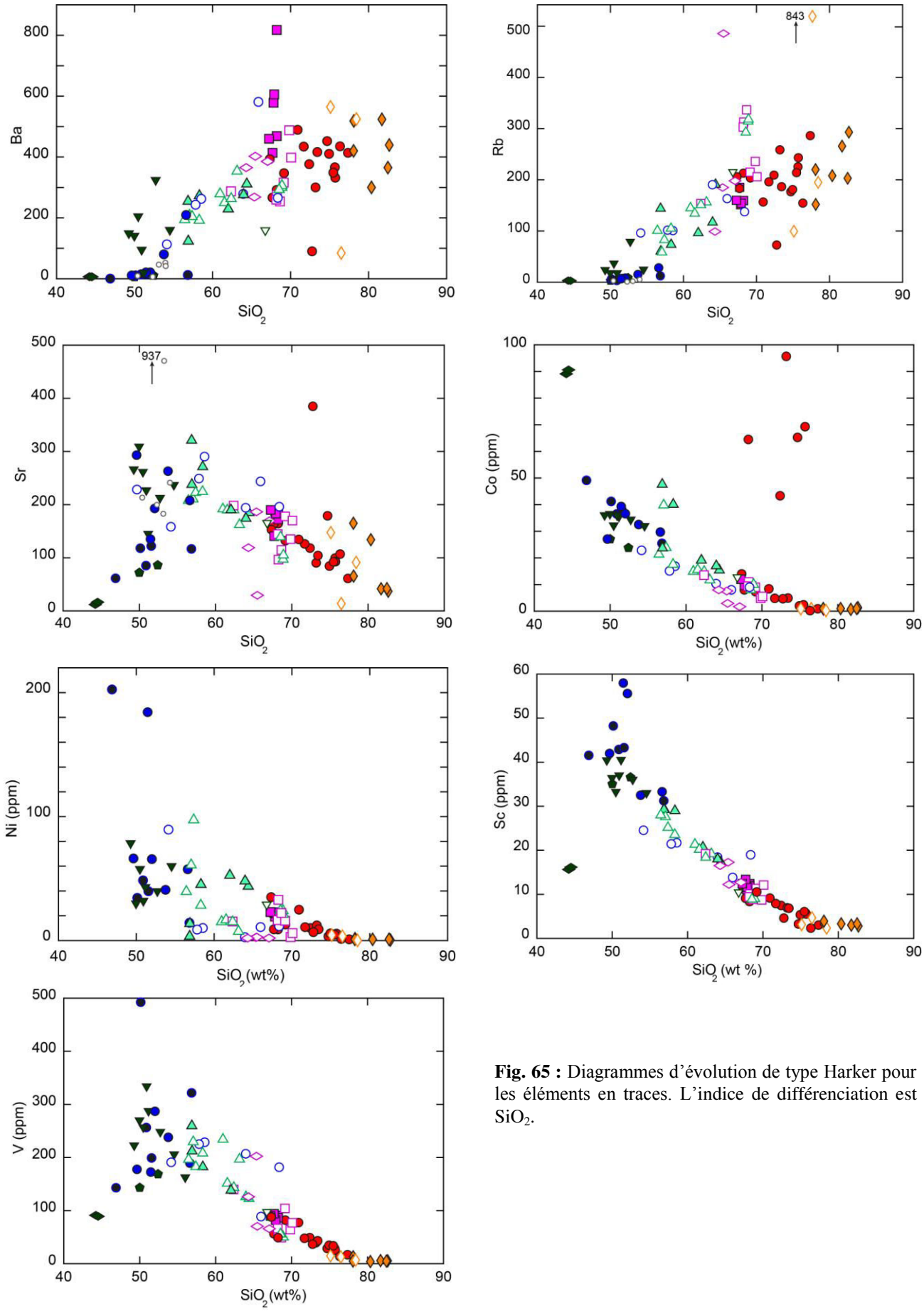


Fig. 65 : Diagrammes d'évolution de type Harker pour les éléments en traces. L'indice de différenciation est SiO_2.

a. *Les terres rares*

Les terres rares (ou REE- Rare Earth Elements) sont un groupe d'éléments traces ayant les mêmes propriétés chimiques mais qui présentent des variations importantes entre les éléments les plus légers (gros rayon atomique – ex. La) et les plus lourds (petit rayon atomique – ex. Lu). Ces variations se traduisent dans les processus pétrogénétiques par des variations de coefficients de partage solide-liquide (ou $Kd_{min/liq}$), le La étant l'élément le plus incompatible et le Lu le moins incompatible des REE.

Les données de terres rares sont normalisées aux valeurs des chondrites. Sur les diagrammes, les terres rares sont disposées par ordre d'incompatibilité, avec les terres rares lourdes (HREE) à droite et les terres rares légères (LREE), plus incompatibles, à gauche.

Compte tenu de leurs particularités chimiques, les terres rares sont utilisées comme marqueurs de la source des magmas et des processus pétrogénétiques

Les compositions en traces et terres rares des échantillons étudiés sont reportées en annexe 2 et présentés sur la figure 66. Les spectres de terres rares ont été normalisés aux valeurs des chondrites C1 (McDonough et Sun, 1995) alors que les spectres multi-éléments (spidergrams) ont été normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989).

Les roches mafiques montrent trois types de spectres différents. Un groupe ''appauvri'' (3 à 10 fois les valeurs de la chondrite) est constitué par les gabbros du Cap Bougaroun (CB 3, CB 19, VPK 150 et CB 15). Ces gabbros présentent des spectres appauvris en terres rares légères LREE ($[La/Yb]_N$ = 0.59 – 0.61) et plats en terres rares lourdes (HREE) ($[Dy/Yb]_N$ = 1.08 – 1.16). Les spectres n'affichent pas d'anomalie négative en europium Eu (Eu/Eu* entre 0.71 et 0.91) ce qui confirme que le fractionnement des plagioclases n'était pas significatif dans ces roches basiques. On note néanmoins une légère anomalie positive en Eu (Eu/Eu* = 1.31) pour l'échantillon VPK150 qui pourrait indiquer une accumulation de plagioclases dans ce gabbro.

Il est important de souligner que les gabbros du Cap Bougaroun montrent des spectres de terres rares très comparables avec les gabbros de Bou Maïza (Sud Edough) récemment découverts par Bosch et *al.* (2014). Ces gabbros présentent typiquement les même spectres appauvris en LREE (fig. 66).

Les péridotites (CB 34 et CB 38) et gabbros (CB 36 et CB 39) de Yaddene, ont des spectres similaires aux gabbros du Cap Bougaroun avec un caractère légèrement plus enrichi en terres rares légères LREE $(La/Yb)_N$ entre 2.00 et 2.42) pour les mêmes spectres plats en terres rares lourdes à environ 10 fois les valeurs des chondrites.

Les dolérite CB 9, CB 12 et CB 18 du Cap Bougaroun se distinguent par des spectres sub-plats pour les HREE avec un léger enrichissement en LREE souligné par un rapport $[La/Yb]_N$ compris entre 1.7 et 2.4.

D'autres dolérites CB 12 (Cap Bougaroun) et CB 50 et gabbros CB 31, CB 50 et VPK115 (Mersa Dammat) sont plus enrichis en LREE avec des rapports $[La/Yb]_N$ allant de 2.9 à 6.0. Certains échantillons de ce troisième groupe présentent une anomalie négative marquée en europium Eu (Eu/Eu* 0.64–0.91).

Les spectres de terres rares normalisés aux chondrites des roches intermédiaires et felsiques présentent une allure globalement semblable à celles des gabbros et dolérites les plus évolués avec tout de même un caractère de plus en plus fractionné.

Les diorites et microdiorites de la Kabylie de Collo présentent des spectres similaires aux andésites, dacites, diorites et microdiorites du secteur de Chétaïbi-Cap de Fer. Ces roches affichent des spectres fractionnés en LREE (La/Sm_N= 2.60–5.05) et généralement sub-plat en HREE (Dy/Yb_N= 1.08–1.21) avec une légère anomalie négative en Eu.

Les spectres de terres rares des granites et microgranodiorites sont similaires et montrent un fractionnement substantiel des LREE par rapport au HREE comme indiqué par leurs rapports La_N/Yb_N compris entre 6.47 et 26.43 pour les granites, entre 10.05 et 15.22 pour les microgranodiorites de Collo-Bougaroun et entre 7.41 et 15.82 pour les microgranodiorites de l'Ouest-Edough-Chétaïbi-Cap de Fer. On note également que les microgranodiorites sont globalement plus enrichis en LREE.

Les rhyolites montrent des spectres très enrichis en LREE traduits par leurs rapports $(La/Sm)_N$ compris entre 4.6 et 5.6 et une anomalie négative très marquée en Eu. L'échantillon A69 provenant d'Aïn Barbar se démarque par un enrichissement plus faible (facteur 10) en LREE par rapport aux chondrites. L'échantillon montre également une pente plus faible en terres rares légères indiquée par son rapport La/Sm_N = 1.30.

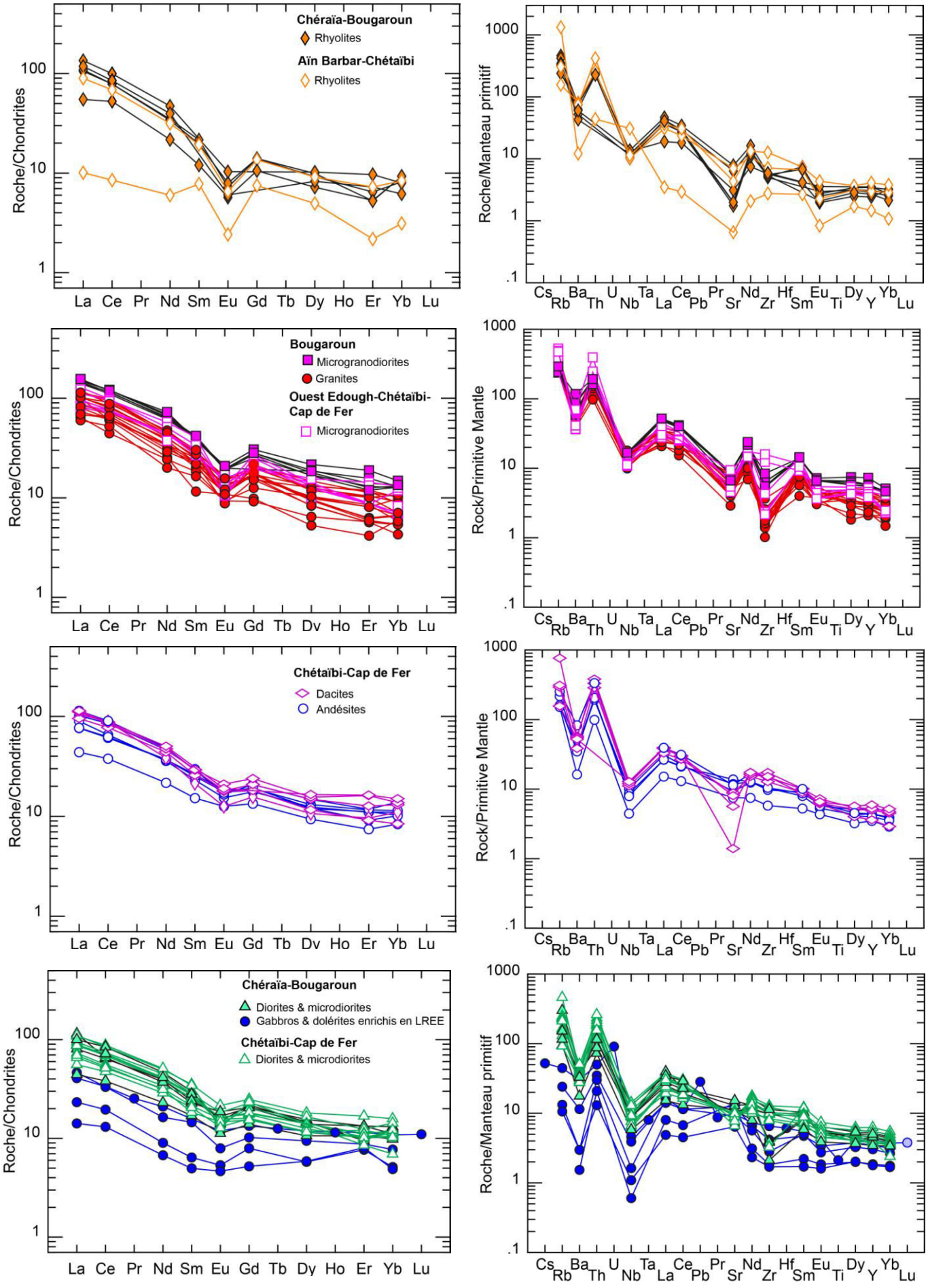


Fig. 66 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (à gauche) et d'éléments traces normalisés au manteau primitif de Sun et McDonough (1989) (à droite). Les données pour les roches ultramafiques et la majorité des roches mafiques ont été acquises par l'icp-ms

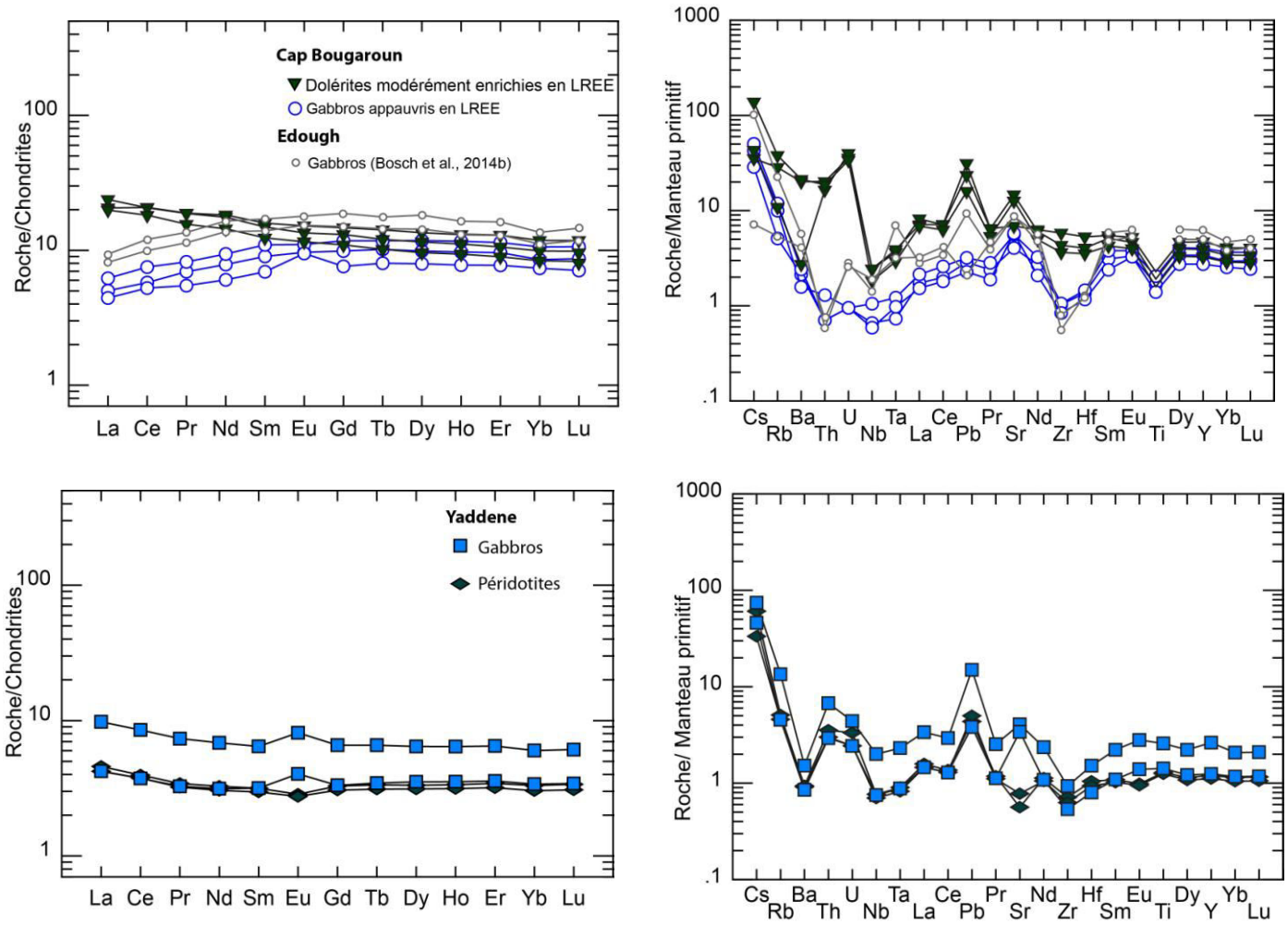


Fig. 66 (suite)

b. Les spectres étendus

Les compositions en éléments traces sont représentées sous forme de diagrammes multi-éléments (spidergrams) normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989). Ces spectres permettent de mieux caractériser la chimie des roches et leurs éventuelles relations génétiques.

Les spectres d'éléments traces confirment les variations au sein des roches mafiques déjà constatées sur les spectres de terres rares (fig. 66).

Les gabbros appauvris en LREE se caractérisent par des teneurs faibles en Th et U, l'absence d'une anomalie négative et Nb-Ta ainsi que par des anomalies négatives marquées en Zr et Hf. Tous les échantillons de ce groupe montrent une anomalie positive en Sr.

Les péridotites et gabbros du site de Yaddene se caractérisent par d'importantes anomalies négatives en Ba et Nb par rapport aux éléments avoisinants ayant les mêmes ordres d'incompatibilités. Ils affichent également des anomalies positives en Th et Pb.

A l'opposé des gabbros appauvris du Cap Bougaroun, les roches mafiques appartenant aux deux groupes faiblement enrichis et enrichis en LREE montrent des spectres étendus très semblables. En effet, tous les échantillons sont enrichis en LILE (Rb, Ba) et aussi en Th. Celui-ci est de 20 à 300 fois le manteau primitif alors qu'il est à moins de 1 fois le manteau primitif dans les gabbros appauvris. Ils affichent également de fortes anomalies négatives en HFSE (Nb, Ta et Ti) ainsi qu'une anomalie positive prononcée en Pb.

Les spidergrams des roches intermédiaires et felsiques confirment que l'ensemble de ces roches évoluées montrent les mêmes caractéristiques chimiques avec des teneurs élevées en éléments très incompatibles (Cs, Rb, Ba et Th) associées avec une importante anomalie négative en Nb.

Les roches basiques et intermédiaires étudiées ont été reportées dans le diagramme donnant le rapport Nb/Yb versus Th/Yb de Pearce (2008) (fig. 67). Ce type de diagramme permet de définir des domaines géodynamiques correspondants à des échelles de variation assez précise de ces rapports. On remarque globalement que les roches analysées, provenant de la Kabylie de Collo et de l'Ouest Edough-Cap de Fer, définissent deux groupes distincts. Les points représentatifs des gabbros appauvris en LREE du Cap Bougaroun se caractérisent par des rapports Nb/Yb et Th/Yb faibles, et se reportent dans le champ des dorsales océaniques (MORB) en accord avec leurs spectres appauvris en LREE. Il est important de signaler que les gabbros provenant du Sud de l'Edough (Bosch et *al.,* 2014) présentent les mêmes rapports Nb/Yb et Th/Yb de type dorsale océanique.

Le groupe des roches mafiques enrichies montrent des rapports Nb/Yb et Th/Yb plus élevées et se reportent au dessus du champ défini par les basaltes d'îles océaniques et celui des dorsales océaniques (MORB-OIB array). Ceci pourrait indiquer une source portant l'empreinte de subduction pour les roches mafiques.

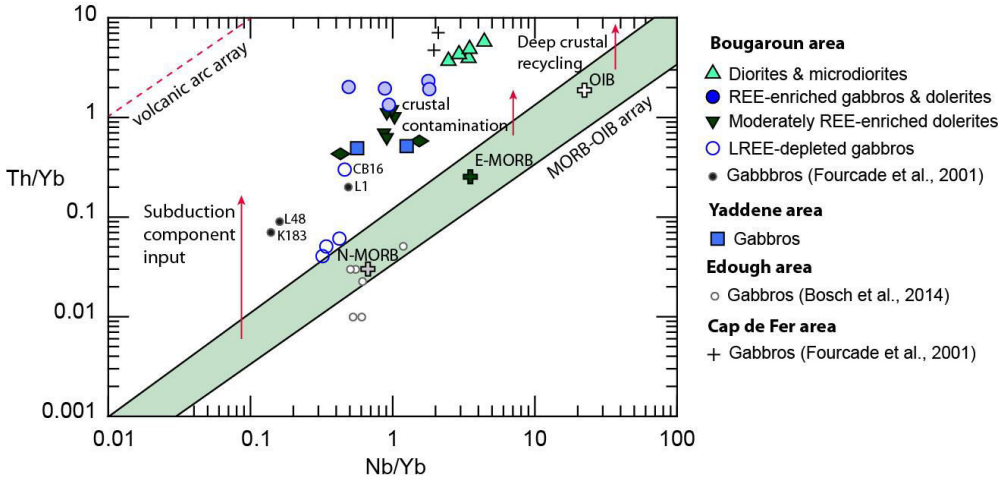


Fig. 67 : Diagramme Th/Yb vs Nb/Yb de Pearce (2008) des roches mafiques et intermédiaires du secteur de Collo-Bougaroun comparées aux données de littérature : données du secteur de l'Edough d'après Bosch et *al.* (2014) et du massif de Bougaroun d'après Fourcade et *al.* (2001). Les données des N-MORB, E-MORB and OIB sont d'après Sun et McDonough (1989).

2-3.3. Les isotopes du Sr et du Nd

Afin de déterminer les compositions isotopiques du Sr et Nd, nous avons sélectionné parmi notre collection de roches, une dizaine d'échantillons représentatifs de l'ensemble des produits magmatiques de la Kabylie de Collo (sept roches mafiques, une microdiorite, une microgranodiorite et un granite). Pour rappel, le choix de ces échantillons est basé sur deux faits importants : d'une part, l'ensemble des échantillons sélectionnés ont été datés par la méthode K/Ar, et/ou Ar/Ar ou U/Pb. D'autre part, nos analyses nouvelles acquises essentiellement sur les roches basiques viennent compléter les analyses disponibles dans la bibliographie et qui concernent particulièrement les roches différenciées.

Cette sélection d'échantillons nous permettra ainsi de vérifier s'il existe une variabilité des signatures isotopiques et donc des sources au cours du temps.

L'ensemble des échantillons ayant fait l'objet de mesures isotopiques du strontium et du néodyme a été corrigé de l'effet de la désintégration radioactive au cours du temps. En effet, lorsqu'il s'agit d'échantillons anciens, la correction des compositions isotopiques mesurées au laboratoire, de l'effet de la désintégration radioactive est requise avant d'utiliser les données obtenues. Pour ce faire, nous avons utilisé les âges radiométriques nouveaux obtenus dans le cadre de cette thèse (voir chapitre de géochronologie).

Les compostions isotopiques obtenues sur les échantillons sélectionnés sont reportées en annexe 2 et représentées sur la figure 68 où figurent également quelques données de la

littérature sur les gabbros de l'Edough (Bosch et *al.,* 2014) et sur les granites (Fourcade et *al.,* 2001).

Les gabbros appauvris en LREE du Cap Bougaroun présentent les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ les plus bas (0.703968-0.704438) et des rapports $^{143}Nd/^{144}Nd_i$ élevés (0.513047-0.513060). Ces valeurs sont très comparables aux valeurs obtenues précédemment dans les gabbros appauvris de l'Edough (Bosch et al., 2014). Parmi les autres roches mafiques (gabbros et dolérites), les échantillons modérément enrichis en LREE (ex. éch. CB 9, CB 18 et CB 22) montrent des rapports isotopiques du Sr plus élevés (0.706046-0,708845) et des rapports isotopiques du Nd plus faibles (0.512796-0.512869). Les échantillons de roches les plus différenciées sont caractérisés par des rapports isotopiques du Sr variables mais globalement élevés (de 0.707584 à 0.711203) avec des rapports isotopiques du Nd uniformément bas (de 0.512175 à 0.512545). Les rapports initiaux obtenus pour les diorites et les microgranodiorites sont comparables à ceux précédemment mesurés pour les granites du massif de Bougaroun (Fourcade et *al.*, 2001).

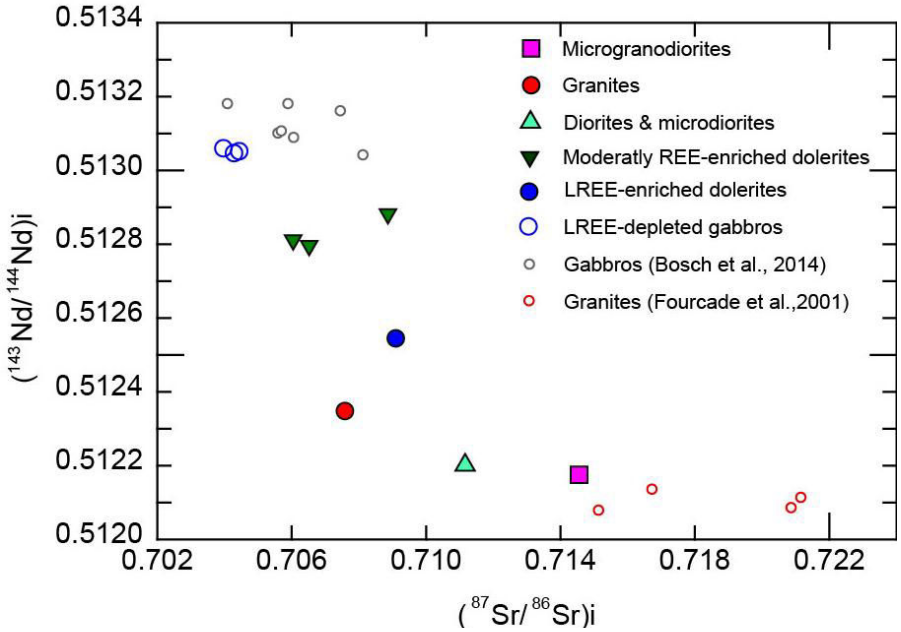


Fig. 68 : Rapports isotopiques initiaux $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs rapports isotopiques initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ pour les roches mafiques, intermédiaires et felsiques de Collo-Bougaroun comparés à quelques données de littérature.

2.4. Discussion et interprétation des données

Nous rappellerons dans ce qui suit, les principaux résultats présentés dans ce chapitre et discuterons de manière succincte les interprétations principales des nouvelles données géochimiques et isotopiques acquise dans cette thèse que nous comparerons aux résultats des anciens auteurs sur les roches magmatiques étudiées. Le lecteur est invité à trouver une discussion plus détaillée de ces résultats dans la partie synthèse et conclusions générales à la fin de ce mémoire ainsi que dans l'article figurant en annexe 4.

2-4.1. Origine des gabbros à caractère océanique du Cap Bougaroun s.s

Sur les diagrammes de classification alcalins versus SiO_2, on distingue deux groupes de roches : 1) le premier groupe caractérisé par des teneurs très faibles en alcalins particulièrement en K_2O et représenté par les gabbros du Cap Bougaroun *s.s* et ceux de Bou Maïza au Sud de l'Edough, et 2) le deuxième groupe riche à très riche en alcalins représenté par le reste des roches magmatiques de la marge est-algérienne.

Les spectres de terres rares montrent que les gabbros du Cap Bougaroun *s.s* et du Sud de l'Edough sont appauvris en LREE alors que leurs spectres étendus n'affichent pas l'empreinte typique de subduction observée sur toutes les roches magmatiques étudiées à savoir l'enrichissement en Ba, Th et U et l'anomalie négative en Nb et Ta. D'autre part, leurs compositions isotopiques $^{143}Nd/^{144}Nd_i$ supérieures à 0.5130 et $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ ~ 0.704, indiquent une origine probable de ces gabbros à partir d'une source mantellique appauvrie non modifiée par un processus de subduction. **L'ensemble de ces caractéristiques géochimiques et isotopiques démontre l'affinité océanique de type MORB ou BABB de ces gabbros appauvris en LREE. Ceux-ci ne présentent pas de liens pétrogénétiques avec le reste des roches magmatiques des deux secteurs étudiés.** Le contexte géodynamique de mise en place de ces gabbros à caractère océanique sera largement discuté dans la partie discussion à la fin de ce mémoire.

2-4.2. Pétrogenèse des roches mafiques enrichies de la Kabylie de Collo

Contrairement aux gabbros appauvris du Cap Bougaroun *s.s* et du Sud de l'Edough, le reste des roches mafiques étudiées montrent des spectres de terres rares enrichis en LREE. En effet, selon leur degré d'enrichissement en LREE, on distingue deux groupes : faiblement enrichis (La/Sm< 3.5) et enrichis (La/Sm> 3.5). Les deux groupes de roches montrent des spectres étendus très semblables marqués notamment par un enrichissement Rb, Ba et Th et de fortes

anomalies négatives en Nb, Ta et Ti. Ces caractéristiques associées à leurs rapports isotopiques du Sr plus élevés (0.706046-0,708845) et du Nd plus faibles (0.512796-0.512869) sont typiques d'une source mantellique modifiée par des fluides ou magmas issus d'une lithosphère océanique subduite.

Les gabbros et péridotites de Yaddene (Sud du batholithe de Bougaroun) ont des compositions en éléments traces comparables aux roches faiblement enrichies en LREE et seraient alors issues de la même source mantellique métasomatisée.

Les roches mafiques enrichies présentent des spectres de terres rares parallèles et semblables à ceux des roches intermédiaires et felsiques. Ainsi, **à l'exception des gabbros appauvris, les roches magmatiques de la marge orientale algérienne présentent toutes l'empreinte de subduction et sont de ce fait issues d'une source mantellique enrichie**.

2-4.3. Origine des roches intermédiaires et felsiques de la Kabylie de Collo et de l'Ouest Edough-Cap de Fer

Les roches intermédiaires et felsiques des deux secteurs d'étude ont largement été étudiées sur les plans minéralogique, géochimique et isotopique par Ouabadi (1994), Fourcade et *al.* (2001) et Laouar et *al.* (2005). Les résultats acquis dans cette thèse viennent élargir la masse de données existantes sur ces roches et confirment les conclusions des anciens auteurs. On constate sur les diagrammes de Harker que l'ensemble des échantillons représentatifs des roches intermédiaires et felsiques étudiées dessinent un seul trend continu synonyme d'une évolution par cristallisation fractionnée dans la genèse de ces roches.

Les spectres de terres rares normalisés aux chondrites des roches intermédiaires et felsiques dans les deux secteurs de la Kabylie de Collo et de l'Ouest Edough-Cap de Fer sont parallèles et présentent une allure globalement semblable à celles des gabbros et dolérites les plus enrichis en LREE avec tout de même un caractère de plus en plus fractionné pour les roches différenciées. Cette similitude dans les tracés des spectres associée à l'anomalie négative en Eu de plus en plus importante depuis les diorites jusqu'aux rhyolites confirme l'évolution des magmas mafiques par processus de cristallisation fractionnée.

D'autre part, les rapports isotopiques du Sr élevés (de 0.707584 à 0.711203) et du Nd bas (de 0.512175 à 0.512545) indiquent une importante interaction avec la croûte continentale. En effet, la contribution de matériaux crustaux dans l'évolution des magmas métalumineux a déjà été prouvé par les études antérieures (Ouabadi, 1994 ; Fourcade et *al.*, 2001 ; Laouar et *al.*, 2005). En Kabylie de Collo par exemple, les magmas peralumineux (granitoïdes à cordiérite)

proviennent de l'évolution de magmas d'origine mantellique par assimilation de matériaux pélitiques (Fourcade et *al.*, 2001). Selon ces auteurs, le pluton granitique de Filfila est le seul, de toute la marge nord algérienne, à présenter les caractéristiques d'un granite d'anatexie crustale.

V-3. Conclusions

Plusieurs résultats importants sont à retenir à l'issue de l'étude minéralogique et géochimique des roches magmatiques de la marge est-algérienne (secteurs de la Kabylie de Collo et de l'Ouest Edough-Cap de Fer :

- Identification de processus hydrothermaux affectant les roches mafiques et felsiques de la Kabylie de Collo. Ces processus tardi- à post-magmatiques se matérialisent par l'occurrence de minéraux typiques comme l'adulaire et les feldspaths alcalins de basse température. Ces phénomènes ont déjà été documentés dans le pluton des Beni Toufout (Mitchell et *al.*, 1988) ainsi qu'à Aïn Barbar (Ouest Edough) (Marignac et Zimmermann, 1983).
- Les nouvelles données géochimiques et isotopiques ont permis de mettre en évidence **deux sources pour le magmatisme dans les deux secteurs étudiés**. Une première source mantellique appauvrie, non modifiée par un composant de subduction qui serait à l'origine des gabbros à caractère océanique du Cap Bougaroun *s.s* et de Bou Maïza au Sud de l'Edough. Une deuxième source enrichie en terres rares légères et en éléments mobiles par la subduction. Les roches mafiques enrichies en LREE issues de cette source auraient évolué et donné les roches intermédiaires et felsiques de la marge est-algérienne.

Chapitre VI : Géochronologie

SOMMAIRE

VI-1. Point sur les données antérieures
VI-2. Présentation des données nouvelles
2-1. Géochronologie U/Pb sur zircon
2-1.1. Description des mesures et âges obtenus
Le granite CB 27
La granodiorite CB 32
2-1.2. Discussion des résultats
2-2.Géochronologie Ar/Ar
2-2.1. Description des mesures et âges obtenus
2-2.2. Discussion des résultats
2-3. Géochronologie K/Ar
2-3.1. Description des mesures et âges obtenus : critères expérimentaux de qualité : teneur en ^{36}Ar et rapports ^{40}Ar radiogénique / ^{40}Ar total
2-3.2 Validité des résultats de datations K/Ar
a. Comparaison des âges radiométriques K/Ar avec les âges U/Pb et Ar/Ar
b. Confrontation des âges K/Ar aux observations de terrain : secteur de la Kabylie de Collo
c. Comparaison des âges K/Ar avec les données nouvelles de micropaléontologie : secteur de Chétaïbi-Cap de Fer
VI-3. Interprétation globale des données de géochronologie
VI-4. Conclusion

Les nouvelles données géochronologiques acquises dans cette thèse apportent de nouvelles contraintes et une meilleure reconstitution de la séquence chronologique de mise en place du magmatisme le long de la marge algérienne. Il existe, depuis les années 1970, un certain nombre d'âges radiométriques sur le secteur oriental de la marge et il est donc nécessaire de faire le point notamment en ce qui concerne leur interprétation.

Afin de présenter de façon simple les données issues de la bibliographie, nous avons compilé les âges de différentes références bibliographiques que le lecteur est invité à consulter en annexe 3 tableau 1.

VI-1. Point sur les données antérieures

L'ensemble des âges issus de la littérature a été obtenu par la méthode de datation K-Ar sur roche totale et/ou biotite séparée. Cette méthode a impliqué des phases minérales susceptibles de contenir de l'Ar hérité et/ou de subir une perte ou gain de K_2O. Toutefois, à l'exception de quelques âges relativement anciens (Aquitanien) obtenu sur roche totale du granite des Beni Toufout, les résultats de datations restent globalement cohérents et définissent une période d'activité magmatique au Langhien.

La première étude chronologique (K-Ar), réalisée par Bellon (1976), a permis de dater sur roche totale d'une part, la mise en place du pluton granitique des Beni Toufout à 22 ± 1 Ma, et d'autre part, les microgranites d'El Milia à 16.2 ± 0.8 Ma. Dans le secteur de Chétaïbi, le même auteur a obtenu les âges de 19.09 ± Ma sur une andésite et 15.7 ±0.8 Ma sur une microdiorite. Les différents âges obtenus par Bellon (1976) ont permis ainsi de mettre en évidence deux phases d'activité magmatique dans le secteur oriental de la marge : une première phase précoce à l'Aquitanien suivie d'une deuxième phase au Langhien.

Des datations complémentaires réalisées par Marignac et Zimmermann (1983) sur des rhyolites et des microgranites du secteur d'Aïn Barbar à l'Ouest de l'Edough, donnent des âges compris entre 15 et 16 Ma. Selon ces auteurs, l'âge le plus ancien correspond à la mise en place des microgranites et filons rhyolitiques. L'âge le plus jeune, obtenu sur deux autres filons rhyolitiques, date à la fois leur mise en place et l'activité hydrothermale enregistrée dans ce secteur. Ces mesures confirment que le magmatisme du massif de l'Edough - Cap de Fer s'est produit à la fin du Burdigalien et au Langhien.

Plus tard, Penven et Zimmermann (1986) obtiennent des âges K/Ar sur biotite séparées à partir des granites de Bougaroun et des Beni Toufout compris entre 15.2 ± 0.7 et 16.4 ± 0.3 Ma. Ils obtiennent également les âges 15.8 ± 0.4 et 15.8 ± 0.9 Ma sur deux microgranites de Collo. Ces deux auteurs considèrent à partir de ces résultats obtenus sur biotite que l'épisode

intrusif calco-alcalin déjà reconnu dans l'Est algérien (Marignac et Zimmermann, 1983) est d'âge langhien. Cet épisode constitue l'essentiel, sinon la totalité, des premières manifestations magmatiques dans le secteur oriental de la marge.

VI-2. Présentation des données nouvelles

2-1. Géochronologie U/Pb sur zircon

L'objectif fixé était de dater les zircons de deux granitoïdes prélevés dans le massif de Bougaroun ayant également fait objet de datation, en roche totale, par la méthode K/Ar. L'idée est de pouvoir comparer les résultats obtenus par les deux méthodes isotopiques. Pour cela, des grains de zircon appartenant au granite CB 27 et à la granodiorite CB 32 ont été séparés et préparés pour une analyse U-Th-Pb. Les analyses U/Pb ont été effectuées par Olivier Bruguier et Delphine Bosch de Géoscience Montpellier. Les résultats des analyses U-Pb sont reportés sur les tableaux 2 et 3 en annexe 3.

2-1.1. Description des mesures et âges obtenus

Le granite CB 27

La figure 69 montre une partie des grains de zircon analysés. La taille des grains est comprise entre 100 et 200 µm. Les grains sont translucides, incolores à légèrement jaunâtre et présentent des formes sub-automorphes avec des terminaisons pointues. Les grains de zircons analysés se caractérisent par de fortes teneurs en uranium, allant de 467 à 11465 ppm, mais généralement comprises entre 1000 et 6000 ppm. Ils affichent également des rapports Th/U élevés, compris entre 0.3 et 1.62. Les rapports maximaux Th/U (>1.0) sont associés avec des teneurs élevées en Th (>12000 ppm) et U (>7000 ppm). **L'ensemble de ces observations corrobore une origine magmatique des grains**.

Vingt-huit analyses ont été effectuées sur vingt cinq grains (Annexe 3-tableau 2). Reportées sur le diagramme Concordia, la grande majorité des analyses présente un fort degré de concordance avec des âges $^{206}Pb/^{238}U$ allant de 16.6 à 17.4 Ma et permet de définir un âge Concordia de **16.96 ± 0.09 Ma** (MSWD = 1.7, 2σ) (fig. 70)

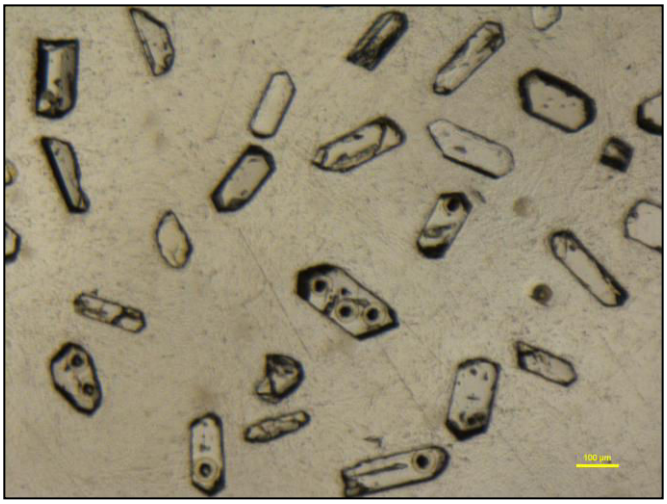


Fig. 69 : Image montrant la morphologie des grains de zircon du granite CB 27.

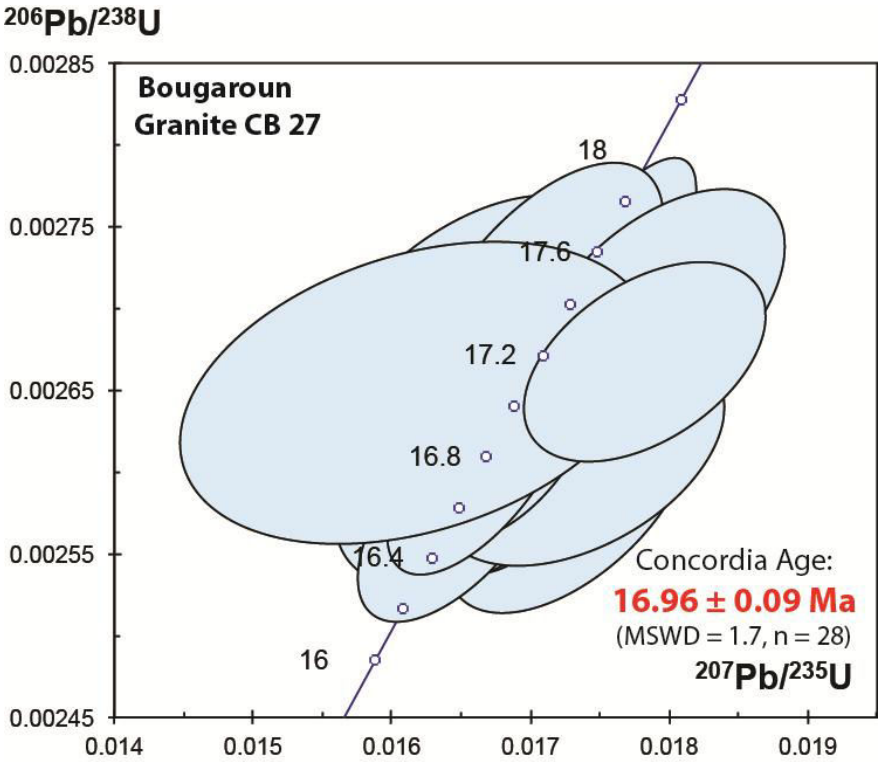


Fig. 70 : Diagramme Concordia pour les zircons du granite CB 27.

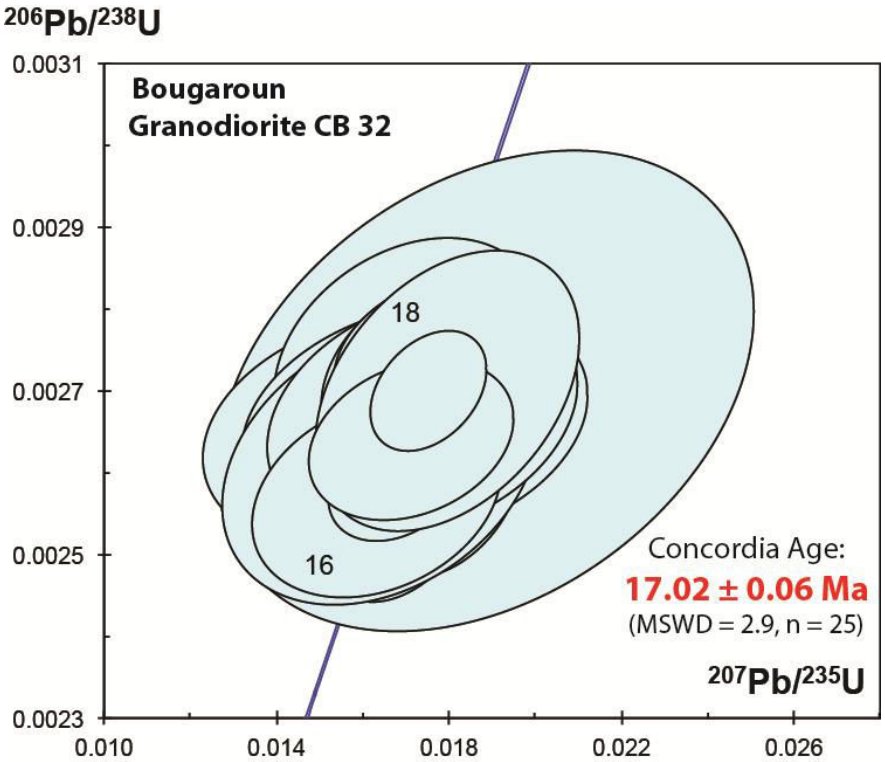


Fig. 71 : Diagramme Concordia pour les zircons de la granodiorite CB 32.

La granodiorite CB 32

Les grains de zircon de cette granodiorite sont translucides, incolores et présentent des formes automorphes avec des terminaisons pointues. Comme pour l'échantillon précédent, ces caractéristiques attestent une origine magmatique pour ces zircons. Vingt-huit analyses ont été réalisées sur vingt et un grains de zircon (Annexe 3-tableau 3).

Toutes ces analyses sont concordantes aux marges d'erreur près et fournissent un âge Concordia $^{206}Pb/^{238}U$ bien contraint de **17.02 ± 0.06 Ma** (MSWD = 1.7, 2σ) (fig. 71)

2-1.2. Discussion des résultats

Compte tenu de la morphologie des populations de zircon issus des deux échantillons CB 27 et CB 32 (forme automorphe avec des terminaisons pointues) et de l'absence de grains hérités parmi les zircons analysés, les deux âges similaires à 17 Ma, obtenus sur les deux granitoïdes sont interprétés comme reflétant la mise en place et la cristallisation du batholithe granitique de Bougaroun.

2-2. Géochronologie Ar/Ar

Les principes de la datation Ar/Ar sont présentés dans le chapitre IV. Là encore, l'objectif était de dater par une méthode différente, en l'occurrence la méthode Ar/Ar, les amphiboles du gabbro du Cap Bougaroun *s.s* (éch. CB 3). En effet, nous verrons plus loin que l'analyse de cet échantillon, par la méthode K/Ar sur roche totale, a été dupliquée pour les raisons suivantes :

- Contamination atmosphérique relativement élevée et composition chimique pauvre en K_2O (~ 0.2-0.3 %) de ces gabbros ;
- L'âge obtenu sur ces gabbros, à chimie très particulière, est d'une haute importance pour la compréhension de l'évolution tectono-magmatique de la marge algérienne ;

Les analyses Ar/Ar ont été réalisées par Patrick Monier à Géoscience Montpellier.

Les analyses minéralogiques à la microsonde des amphiboles datées sont compilées dans le tableau V-2. Elles correspondent à des Mg-hornblendes avec des teneurs faibles en K_2O (K_2O ≤0.27 wt%). Selon le géothermomètre de Holland et Blundy (1994), ces hornblendes ont cristallisé en même temps que les plagioclases calciques à des températures comprises entre 880 et 780 °C. Elles ont, de ce fait, une origine typiquement magmatique à tardi-magmatique.

2-2.1. Description des mesures et âges obtenus

Des grains appartenant à deux fractions séparées d'amphibole ont été choisis et préparés pour une analyse de l'argon, soit par palier de température soit par fusion. Les résultats de datation Ar/Ar sont présentés sur le tableau V-2.

Dans une première étape, des grains de grande taille (>0.3 mm) ont été analysés par paliers de température, jusqu'à la fusion. Néanmoins, en raison de la faible teneur en K_2O et la relative forte contamination atmosphérique de ces amphiboles, les erreurs larges obtenues sur chaque palier de dégazage n'ont pas permis le calcul de l'âge plateau ni de l'âge intercept. L'âge moyen obtenu sur ce premier lot de grain d'amphibole est de 23.3 ± 3.25 Ma avec un rapport K/Ca de 0.0071 et 93.9 % d'argon atmosphérique.

Dans la deuxième étape l'argon de 2 à 3 grains de petite taille (0.15-0.30 mm) d'amphibole a été analysé par fusion après un pré-dégazage à basse température afin de séparer les composants d'argon atmosphérique de l'argon radiogénique. Le dégazage de l'échantillon a permis d'obtenir un mélange de gaz qui a été analysé par spectromètre de masse. L'analyse de ce deuxième lot de grains d'amphibole a permis d'obtenir un âge de 26.99 ± 3.07 Ma pour un rapport K/Ca de 0.0095 et une teneur en argon atmosphérique ^{40}Ar de 91.2 %.

2-2.2. Discussion des résultats

En dépit des marges d'erreur relativement importantes sur les deux résultats obtenus sur les deux populations de grains d'amphibole, nous considérons que les deux âges 23.3 ± 3.25 et 26.99 ± 3.07 Ma sont cohérents si l'on tient compte de la valeur de l'incertitude. Cette dernière est elle-même relativement importante en raison de la faible teneur en K_2O des amphiboles datées.

Echantillon	**Type pétrographique**	**Coordonnées**	**Paramètres expérimentaux et résultats de datation Ar/Ar**								
CB 3	Gabbro à amphibole	37° 05' 3.75" N 6° 28' 23.81" E	**^{36}Ar (atm)**	**^{37}Ar (Ca)**	**^{38}Ar (Cl)**	**^{39}Ar (K)**	**^{40}Ar (rad)**	**Ca/K**	**Age (Ma)**	**incertitude**	**% ^{40}Ar (atm)**
0.15-0.30 mm			1.8554	588.77	27.71	12.746	52.972	0.0095	26.99	3.07	91.19
> 0.30 mm			1.27	437.65	19.112	7.558	24.28	0.0071	23.3	3.25	93.93

Tableau V-2 : Datation Ar/Ar des amphiboles du séparées Gabbro du Cap Bougaroun s.s (éch. CB 3).

2-3. Géochronologie K/Ar

2-3.1. Description des mesures et âges obtenus : critères expérimentaux de qualité : teneur en ^{36}Ar et rapports ^{40}Ar radiogénique / ^{40}Ar total

La partie suivante sera consacrée à la description des paramètres expérimentaux de qualité à savoir la teneur en ^{36}Ar et le rapport $^{40}Ar^{*}/^{40}Ar_{tot}$ en fonction des différents types de roches analysées dans les deux secteurs d'étude : la Kabylie de Collo et l'Edough-Cap de Fer. Les types de roche sont définis en fonction de leur gisement (mise en place en profondeur, semi-profondeur ou à la surface) ainsi que de leur composition chimique (mafique, intermédiaire ou felsique). Lorsque ces différentes roches affleurent dans les deux secteurs étudiés, nous exposerons simultanément et sur une même figure les résultats d'analyses obtenus. Ainsi les types de roches suivants sont définis : les gabbros, les diorites, les roches filoniennes et laves, les microdiorites-microgranodiorites et les granites.

La teneur en ^{36}Ar

La source atmosphérique constitue le réservoir principal de l'argon 36 (^{36}Ar) dans une roche au cours de sa cristallisation mais également au cours de son histoire post-cristallisation. Il est néanmoins admis que de l'argon d'origine non atmosphérique peut être incorporé dans le magma ou dans des roches consolidées. La teneur en ^{36}Ar dans ces roches est alors la somme de ^{36}Ar atmosphérique et de ^{36}Ar en excès. La mesure de la concentration de ^{36}Ar dans une roche permet d'évaluer la contamination atmosphérique.

Selon les résultats de travaux expérimentaux, les âges isotopiques $^{40}K/^{40}Ar$ calculés pour des échantillons ayant des teneurs en ^{36}Ar $\leq 2.10^{-9}$ cc pourront être considérés comme très satisfaisants, ils sont de qualité moyenne lorsque les teneurs sont comprises entre 2.10^{-9} et 4.10^{-9} cc et peu satisfaisants lorsqu'elles sont $>4.10^{-9}$ cc.

Les gabbros

Sept échantillons de gabbros ont été sélectionnés pour une datation $^{40}K/^{40}Ar$. Ils proviennent respectivement du Cap Bougaroun *s.s* (éch. CB 3, CB 16, CB 19 et VPK150), de Mersa Dammat située à 7 km à l'Ouest de ce dernier (éch. CB 51 et VPK115) et de Yaddene au Sud du massif granitique de Bougaroun (éch. CB 39). Compte tenu de leur cachet géochimique très particulier (voir chapitre précédent) mais surtout de la difficulté d'analyse de ces roches

mafiques, il a souvent été nécessaire de multiplier les expériences sur les échantillons de gabbros appauvris du Cap Bougaroun *s.s.*

Il est important de rappeler que la position de passage de l'échantillon dans la série d'analyses (n° 1 à 11 entre parenthèses qui suit le code de l'échantillon sur la figure 72) a une influence incontestable sur la teneur en ^{36}Ar : en effet, la concentration de ^{36}Ar est plus faible lors d'un passage en fin de série. En revanche, les trois à quatre premières analyses manifestent davantage l'influence du blanc de la ligne.

Les concentrations de ^{36}Ar sont globalement inférieures à 10^{-9} pour l'échantillon CB 3 et comprises entre 10^{-9} et 2.10^{-9} cc pour le reste des gabbros CB 39, CB 51, VPK115 (fig. 72a) pour des poids d'échantillon de 0,3 g en règle générale. Les deux valeurs $>2.10^{-9}$ cc enregistrées lors d'une deuxième analyse sur les deux échantillons CB 19 et VPK150 de même que la valeur de $1.4.10^{-9}$ cc sur l'échantillon CB 3 pourraient très probablement être expliquées par une contamination plus importante de la ligne relevée au mois d'avril 2014 à l'aide des échantillons de glauconie standards. En effet, les cinq Glo Std passés à la même période présentent des valeurs relativement élevées en ^{36}Ar comprises entre 1.9 et $3.6.10^{-9}$ cc.

Les diorites

Six échantillons de roche totale de diorite ont été datés par la méthode K/Ar. A l'exception d'une diorite (éch. VPK119) récoltée à Mersa Dammat au Nord de Bougaroun, les cinq autres échantillons (CHT 1, CHT 5, CHT 14, CHT 15 et CHT 16) proviennent du secteur de Chétaïbi.

De manière générale, l'ensemble des échantillons présente des teneurs en ^{36}Ar allant de 10^{-9} à 2.10^{-9} cc pour des poids d'échantillon de 0,3 g environ (fig. 72c). Ces valeurs assez basses de ^{36}Ar témoignent d'un bon état de fraîcheur de ces diorites.

Les laves et filons mafiques et felsiques

Nous traiterons d'abord les caractéristiques de ^{36}Ar constatées au cours des expériences réalisées sur les filons et passerons par la suite aux échantillons de laves dans les deux secteurs étudiés.

Un total de onze filons mafiques et felsiques ont été prélevés dans les deux secteurs de la marge orientale, puis sélectionnés pour des datations absolues par la méthode $^{40}K/^{40}Ar$. Huit

filons basiques (éch. CB 4, CB 9, CB 12, CB 18, CB 22, CL77, CL78 et CB 50) et un filon felsique (éch. CB 5) ont été échantillonnés dans le secteur nord Bougaroun. Dans le secteur Edough-Cap de Fer, un filon andésitique (éch. SM 10) et deux filons felsiques (éch. CHT 8 et A69) ont été récoltés. L'analyse a été dupliquée pour la dolérite CB 12. L'observation détaillée de la figure 72e a mis en évidence deux groupes d'échantillons caractérisés par des degrés distincts de contamination atmosphérique. Le premier groupe comprend la majorité des échantillons filoniens et présente des teneurs de ^{36}Ar globalement comprises entre 10^{-10} et 2.10^{-9} cc (ex. éch. CL77, CB 9, CB 12 et CB 22, CB 5, SM 10, CHT 8 et A69). Le deuxième groupe comporte des échantillons à valeurs de ^{36}Ar relativement élevées par rapport à l'ensemble des échantillons de la série. Il s'agit notamment de la dolérite CB 4 (5.10^{-9} cc) passée en 4ème position de sa série. Outre ces deux échantillons à fort indice de contamination atmosphérique, y figurent également les dolérites CB 50, CB 18, CB 12 et CB 9 dont les valeurs de ^{36}Ar sont comprises entre 2 et 4.10^{-9} cc pour des poids d'échantillon de l'ordre de 0.3 g. Les valeurs élevées de ^{36}Ar dans ces échantillons passés au mois d'avril 2014 (numéros d'expérience B7563-2 et B7578-5) s'expliquent par la contamination de la ligne durant cette période, évoquée précédemment.

Hormis les filons, quelques coulées de laves ont fait l'objet d'échantillonnage : il s'agit de deux coulées de rhyolite de Chéraïa (au Nord-Ouest de Collo) (éch. CHR 5 et CL75) et deux coulées andésitiques du secteur de Chétaïbi (éch. SM 15 et CHT 17).

De manière générale, les échantillons analysés présentent des valeurs de ^{36}Ar $<2.10^{-9}$ cc, à l'exception de l'échantillon de brèche andésitique CHT 17 qui affiche une valeur nettement plus élevée ($^{36}Ar = 5.4.10^{-9}$ cc) par rapport à l'ensemble de la série et ce en dépit de sa position de passage en fin de la série (position n° 8).

Les microdiorites et microgranodiorites

Sept échantillons de microgranodiorite ont été analysés en roche totale et/ou minéraux séparés par la méthode de dation K/Ar. Deux échantillons proviennent du secteur du Cap Bougaroun (CB 13 et TM 1) et cinq autres ont été récoltés dans le secteur Edough-Cap de Fer (éch. CHT 9, CF 74, S1, CF 68 et CF 72). Outre les microgranodiorites, deux microdiorites du secteur de Bouserdoum à l'Ouest de Collo (éch. CHR 2 et CL73) ont été sélectionnés pour analyse.

A première vue, la figure 72g oppose deux groupes d'échantillons : le premier groupe affiche des valeurs relativement faibles de ^{36}Ar comprises entre 10^{-10} et 2.10^{-9} cc et comporte la

plupart des échantillons analysés. Le deuxième groupe présente quant à lui des teneurs assez élevées en ^{36}Ar ($3.10^{-9}<^{36}Ar<4.10^{-9}$ cc) pour les échantillons CF 74 Fds, CL73 et CF 68, voire même très élevées $>7.10^{-9}$ cc pour la microgranodiorite CF 72. Nous serons évidemment très prudents dans l'interprétation des résultats obtenus sur ce type d'échantillons montrant une forte contamination atmosphérique en argon 36.

Les granites et granodiorites

Sept échantillons de granite et deux granodiorites ont fait l'objet de datations K/Ar sur roche totale et minéraux séparés. Parmi les sept granites, deux proviennent du massif des Béni Toufout (CL 80 et 749AK) et les cinq autres (VPK83, VPK110, VPK167, CB 27 et CB 48) ont été échantillonnés à différents endroits du batholithe de Bougaroun. Les deux granodiorites VPK84 et CB 32 ont été échantillonnées à quelques mètres près, au même emplacement dans le massif de Bougaroun. Deux fractions de biotite fr1 et fr2 de degrés de pureté différents (~80% pour fr1 et ~90-95 % pour fr2) ont été analysées sur l'échantillon VPK84.

De façon générale, les concentrations de ^{36}Ar sont plus faibles $\leq 10^{-9}$ cc dans les fractions de biotite (fig. 72i).

Les teneurs en ^{36}Ar dans la majorité des échantillons datés (roche totale et fraction fds+Q) sont comprises entre 10^{-9} et 2.10^{-9} cc pour le poids d'échantillon traité. Nous avons tout de même noté les exceptions suivantes :

Les deux fractions roche totale et quartzo-feldspathique du granite VPK110 montrent des teneurs relativement élevées en ^{36}Ar comprises entre 2.4 et 3.10^{-9} cc pour le poids d'échantillon traité. En effet, en dépit de son ordre de passage en deuxième position de la série, la valeur de 3.10^{-9} cc affichée par la roche totale reste assez élevée comparée à l'échantillon VPK83 et au standard Glo passés respectivement en troisième et quatrième position de la série. D'autre part, les teneurs en ^{36}Ar $>2.10^{-9}$ cc affichées par les échantillons CB 32 et CB 48 analysés en avril 2014 sont attribuées à une importante contamination de la ligne comme l'atteste la teneur de ^{36}Ar $>3.10^{-9}$ cc de la glauconie Glo utilisée comme standard à des fins de calibration dans la même série d'analyses.

Les valeurs de ^{36}Ar sont plus importantes comprises entre 3 et 6.10^{-9} cc pour la fraction quartzo-feldspathique séparée du granite 749AK et pour le granite CB 27.

Là encore, une grande prudence est de mise dans l'interprétation des résultats obtenus sur ce type d'échantillons particulièrement contaminés.

Le rapport ^{40}Ar radiogénique / ^{40}Ar total

Le rapport $^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ varie à la fois selon l'âge isotopique de l'échantillon, sa teneur en K_2O, sa teneur en ^{36}Ar ou contamination atmosphérique au moment de la cristallisation et l'état de fraîcheur de la roche. L'âge isotopique K/Ar est une fonction logarithmique du rapport $^{40}Ar^*/^{40}K$ (Dalrymple et Lanphere, 1969) ce qui signifie que le rapport de concentration de $^{40}Ar_{rad}$ sur la concentration de $^{40}Ar_{tot}$ est proportionnel à l'âge et la teneur en K_2O de l'échantillon. Les âges des échantillons dont le rapport $^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ est supérieur à 10% sont considérés comme très satisfaisants. Pour des rapports $^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ plus faibles l'erreur analytique devient très élevée et l'âge est d'autant moins précis que la roche est jeune est sa teneur en K_2O est faible (Dalrymple et Lanphere, 1969). Pour les échantillons dont les analyses ont été dupliquées on ne retiendra que l'analyse la plus radiogénique ($^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ le plus élevé et la concentration de ^{36}Ar la plus faible). Dans nos commentaires des résultats, nous examinerons de plus près la teneur en K_2O et l'âge de chaque échantillon.

Les gabbros

Dans le diagramme Ar* (%) /K_2O (%), la répartition générale des gabbros montre une augmentation du rapport $^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ % avec l'augmentation de la teneur en K_2O % et ou l'âge de l'échantillon. Dans le détail, le diagramme révèle quelques exceptions :

Les échantillons CB 19, VPK115 et VPK150 sont plus riches en K_2O que CB 3 mais moins radiogéniques. Cette différence reflète bien l'écart d'âge entre CB 3 daté à 37.6-46.1 Ma et les trois autres échantillons datés autour de 19 Ma. On relève également que les deux gabbros VPK150 et CB 19 montrent des rapports $^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ % très voisins étayant leurs âges et teneurs en ^{36}Ar très comparables. Néanmoins, par rapport à leurs teneurs en K_2O >0.3% et aux âges obtenus (32.3 Ma pour VPK150 et 18.8Ma pour CB 19), ces deux gabbros sont peu radiogéniques. Les rapports encore plus bas (<10%) de $^{40}Ar_{rad}/^{40}Ar_{tot}$ % pour les analyses répétées de ces deux échantillons pourraient être argumentées par les valeurs de ^{36}Ar relativement élevées obtenus pour ces deux analyses (voir les paragraphes précédents).

Les deux gabbros cumulatifs CB 16 et CB 39 sont très peu à peu radiogéniques ($^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ respectivement de 3.4 et 11.1%) par rapport aux âges calculés de 52.1 et 116.7 Ma (fig. 72b). Cela pourrait probablement s'expliquer par leurs teneurs quasiment nulles en K_2O (respectivement 0.04 et 0.06%). Le gabbro CB 51 relativement plus riche en K_2O (0.12%) semble très peu radiogénique comparé à l'âge obtenu 78.1 Ma.

Bien qu'il soit le plus radiogénique des gabbros, les résultats obtenus sur l'échantillon CB 3 sont problématiques du fait de la grande variabilité des âges obtenus (de 20.7 à 46.7 Ma) dans les analyses répétées. La disparité des rapports $^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ % (entre 15.7 et 43.5%) dans les différentes analyses du même échantillon pourrait être attribuée à la différence du poids de l'échantillon fondu (0.5 g pour le plus radiogénique et 0.25 g pour le moins radiogénique).

Les diorites

Les diorites affichent globalement des rapports $^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ (%) assez élevés (46.7-60.4 %) en bon accord avec leurs teneurs plus élevées en K_2O (1.64-2.94 %) comparés aux échantillons de gabbros (fig. 72d).

Les laves et filons mafiques et felsiques

Sur la figure 72f s'individualisent clairement deux groupes d'échantillons en fonction de la teneur en K_2O : le groupe d'échantillons pauvres en potassium ($0.14 < K_2O < 0.78$ %) représenté par les filons mafiques et les échantillons moyennement à fortement potassiques ($1.28 < K_2O < 6,8$ %) représentés par les filons et coulées andésitiques (éch. SM 10, SM 15 et CHT 17), les filons dacitiques à rhyolitiques (éch. CHT 8, A69 et CB 5) ainsi que les coulées rhyolitiques de Chéraïa (éch. CL75 et CHR 5). On remarque que la répartition générale des échantillons dessine une corrélation positive entre la teneur en K_2O et le rapport $^{40}Ar^*$. Les rhyolites (en filon ou en coulée) affichent les plus forts rapports de $^{40}Ar^*$ compris entre 64,8 et 86,6 %. Les filons mafiques sont, en revanche, nettement moins radiogéniques avec une large variabilité du rapport $^{40}Ar^*$ entre 34,4 % pour CB 9 et 2,1 % pour CB 18.

Dans le détail, les filons mafiques peuvent être subdivisés en deux groupes, en fonction du $^{40}Ar^*$: les filons à très faibles $^{40}Ar^*$ ($2.1 \leq {}^{40}Ar^* \leq 11.7$ %), représentés par les échantillons CB 18, CB 50, CB 4 et CL 77 et les filons à $^{40}Ar^*$ relativement plus élevés compris entre 27.8 et 34.4 % (éch. CB12, CB 22, CB 9 et CL 78. Dans le premier groupe d'échantillons, les valeurs de $^{40}Ar^*$ très faibles sont liés aux fortes concentrations de ^{36}Ar déjà constatées dans les trois

dolérites CB 18 ($^{36}Ar = 3.68.10^{-9}$ cc), CB 50 ($^{36}Ar = 2.17.10^{-9}$ cc) et CB 4 ($^{36}Ar = 5.01.10^{-9}$ cc). Par conséquent, les résultats de ces trois filons posent problème dans la mesure où leurs $^{40}Ar^*$ compris entre 2.1 et 8.6 % sont considérés comme très faibles par rapport aux âges calculés respectivement de 17.5, 7.9 et 40.7 Ma.

D'autre part, les résultats obtenus sur les deux dolérites CB 12 et CL 78 semblent être incohérents. En effet, bien que l'échantillon CB 12 soit légèrement plus potassique (K_2O = 0.78 %) et présente un âge calculé relativement plus ancien (22.5 Ma), il est moins radiogénique ($^{40}Ar^*$ = 27.8 %) comparé à l'échantillon CL 78 dont le K_2O est égal à 0.74 % et l'âge calculé est de 19 Ma.

Enfin, l'échantillon de brèche andésitique CHT 17 présente un rapport $^{40}Ar^*$ sur ^{40}Ar total relativement faible (30.1 %) comparé à l'échantillon de coulée andésitique SM 15 (48.3 %), notamment si l'on tient compte de leurs teneurs respectives en potassium (K_2O = 3.6 % et 1.3 %). Ceci serait en relation avec la teneur en ^{36}Ar élevée constatée pour l'échantillon CHT 17 ($^{36}Ar = 5.4.10^{-9}$ cc).

Les microdiorites et microgranodiorites

Sur le diagramme $^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ % vs K_2O % de la figure 72h les échantillons de microdiorite CL73 et de microgranodiorite CF 72 prennent une position excentrée par rapport aux autres échantillons en raison de leurs faibles $^{40}Ar^*$ radiogénique (respectivement 20.9 et 20.7 %). Ces faibles valeurs de $^{40}Ar^*$ sont en bon accord avec les teneurs élevées en ^{36}Ar affichés par ces deux échantillons ($3.35.10^{-9}$ cc pour CL 73 et $7.33.10^{-9}$ cc pour CF 72). Les microgranodiorites de Bougaroun (éch. CB 13 et TM 1) et de l'Edough-Chétaïbi-Cap de Fer (éch. S 1, CHT 9, CF 74, CF 73) sont bien plus radiogéniques avec des rapports $^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ % allant de 38.4 à 67.3 %.

Les granites et granodiorites

De par leurs concentrations plus élevées en K_2O, les échantillons granitiques et granodioritiques sont nettement plus radiogéniques que ceux des gabbros (fig. 72j). Les fractions roche totale et minéraux séparés des granites-granodiorites affichent une large variabilité du rapport $^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ % entre 27,6 (éch. 749 AK fds) et 69,9% (éch. VPK84 biot fr 1). Un certain nombre d'échantillons posent problème :

La fraction de biotites séparées à partir de l'échantillon VPK167 paraît clairement moins radiogénique comparée à la fraction fr1 de biotites séparées de la granodiorite VPK84 pour des âges de 17,7 Ma (VPK 167 biot) et 18.1 Ma (VPK 84 biot fr1) comparables et des teneurs en K_2O très voisines (respectivement 6,12 et 6,02%).

La richesse en K_2O de la fraction quartzo-feldspathique de l'échantillon 749AK (K_2O = 3.75 %) ne se traduit pas par un $^{40}Ar^*$ plus élevé puisque l'âge calculé (17,7Ma) est équivalent à l'âge des feldspaths séparés de l'échantillon VPK110 (17,4 Ma) qui sont nettement moins potassiques (K_2O = 2.43 %).

Les résultats obtenus sur les deux fractions fr1 et fr2 de biotites séparées de la granodiorite VPK84 montrent une incohérence : la fraction fr2 plus potassique (K_2O = 7 %) et dont l'âge calculé est plus ancien (24 Ma) affiche un rapport $^{40}Ar^*$ légèrement plus faible que la fraction fr1 (K_2O = 6 %) datée à 18,1 Ma.

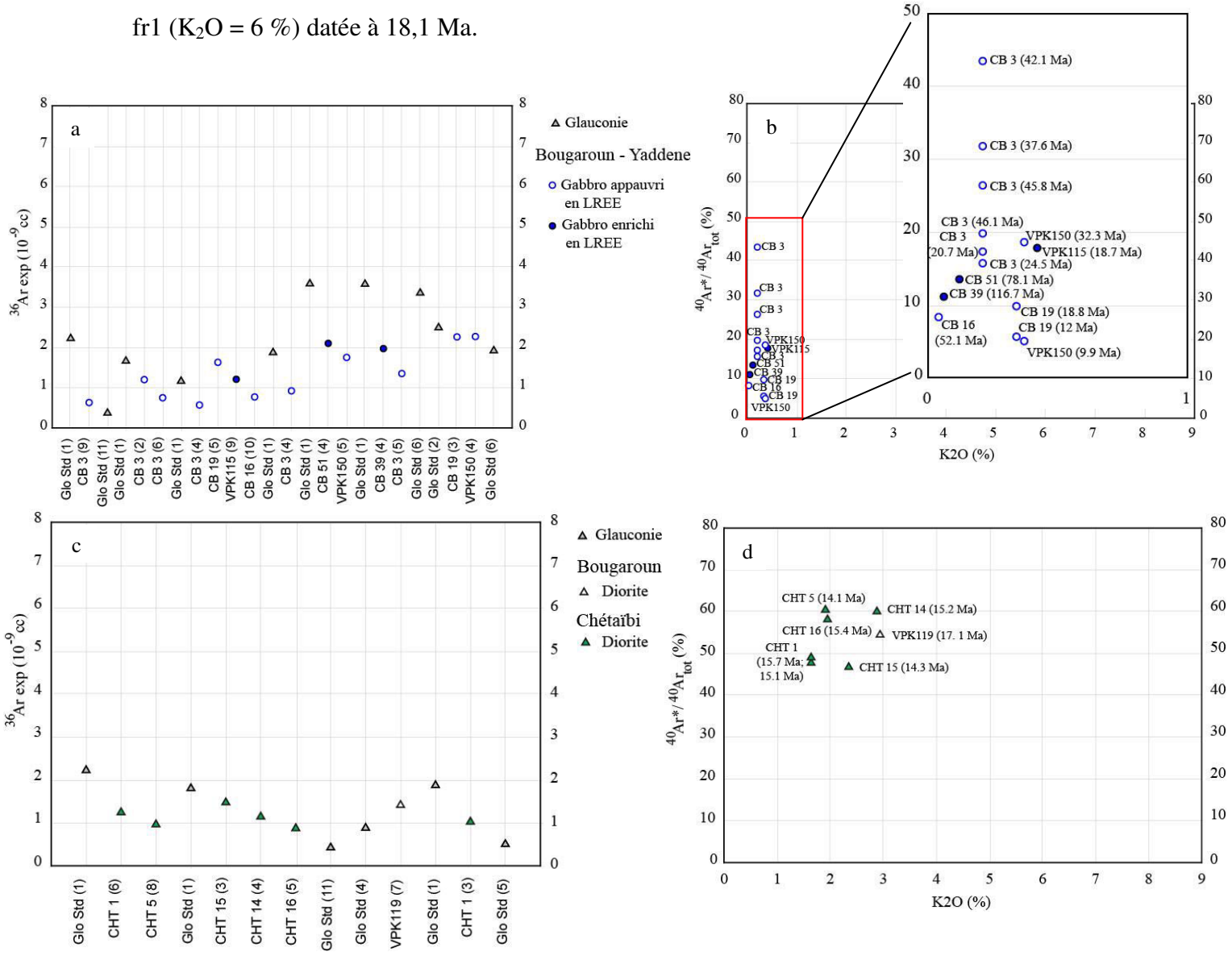


Fig. 72 : Gauche : Variation de la teneur en ^{36}Ar en fonction de l'ordre de passage des échantillons dans les différentes séries d'analyses. Noter que le numéro de passage de chaque échantillon est mis entre parenthèse. Droite : Le pourcentage de $^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ en fonction de la teneur en K_2O dans les différents groupes d'échantillons datés dans les deux secteurs de la Kabylie de Collo et de l'Edough-Chétaïbi-Cap de Fer.

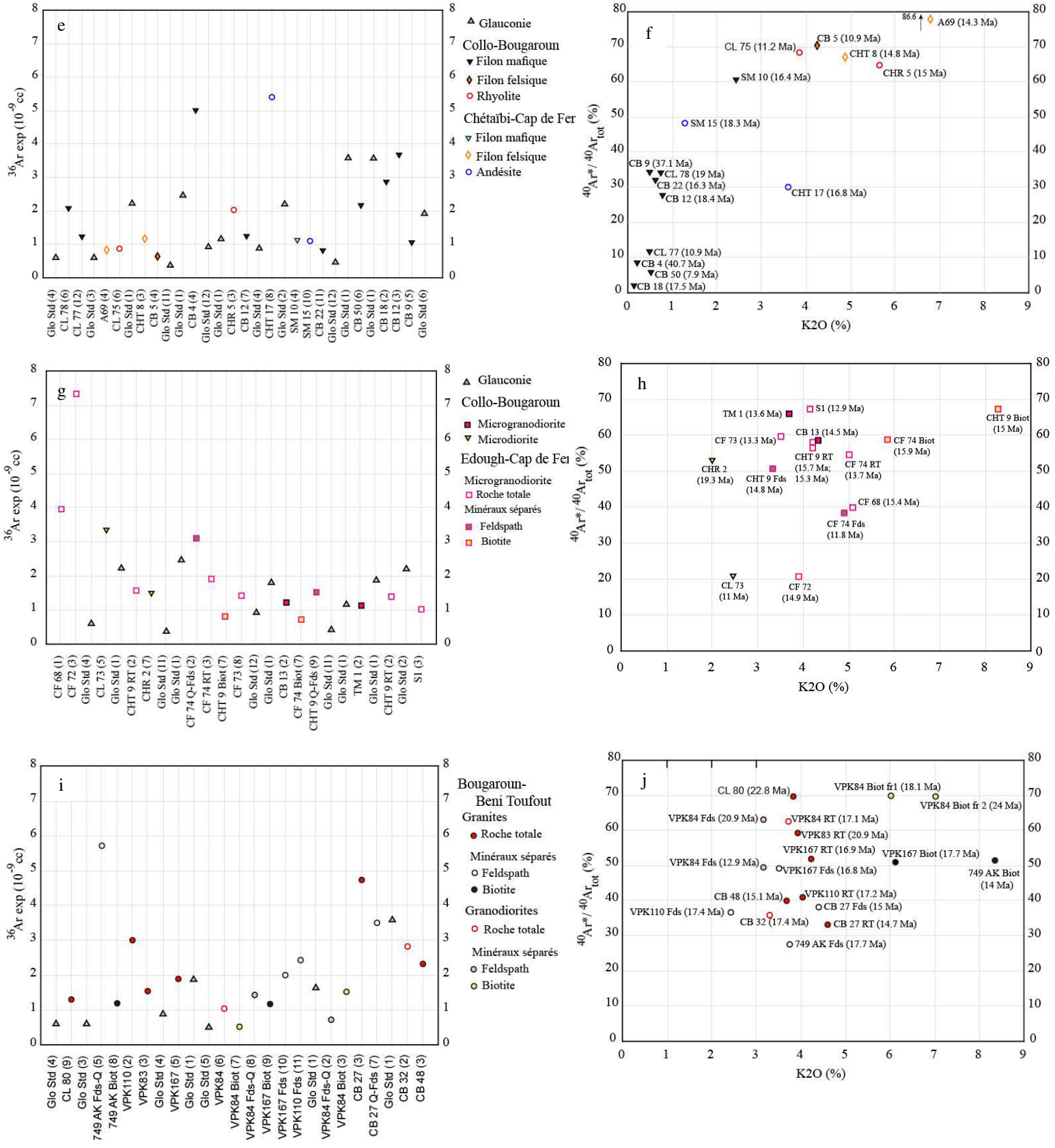

e
^{36}Ar exp (10^{-9} cc)
Glauconie
Collo-Bougaroun
Filon mafique
Filon felsique
Rhyolite
Chétaïbi-Cap de Fer
Filon mafique
Filon felsique
Andésite
f
^{40}Ar*/^{40}Ar$_{tot}$ (%)
K2O (%)
86.6
A69 (14.3 Ma)
CB 5 (10.9 Ma)
CL 75 (11.2 Ma)
CHT 8 (14.8 Ma)
CHR 5 (15 Ma)
SM 10 (16.4 Ma)
SM 15 (18.3 Ma)
CB 9 (37.1 Ma)
CL 78 (19 Ma)
CB 22 (16.3 Ma)
CB 12 (18.4 Ma)
CHT 17 (16.8 Ma)
CL 77 (10.9 Ma)
CB 4 (40.7 Ma)
CB 50 (7.9 Ma)
CB 18 (17.5 Ma)
g
^{36}Ar exp (10^{-9} cc)
Glauconie
Collo-Bougaroun
Microgranodiorite
Microdiorite
Edough-Cap de Fer
Microgranodiorite
Roche totale
Minéraux séparés
Feldspath
Biotite
h
^{40}Ar*/^{40}Ar$_{tot}$ (%)
K2O (%)
TM 1 (13.6 Ma)
S1 (12.9 Ma)
CHT 9 Biot (15 Ma)
CF 73 (13.3 Ma)
CB 13 (14.5 Ma)
CF 74 Biot (15.9 Ma)
CHT 9 RT (15.7 Ma; 15.3 Ma)
CF 74 RT (13.7 Ma)
CHR 2 (19.3 Ma)
CHT 9 Fds (14.8 Ma)
CF 68 (15.4 Ma)
CF 74 Fds (11.8 Ma)
CL 73 (11 Ma)
CF 72 (14.9 Ma)
i
^{36}Ar exp (10^{-9} cc)
Bougaroun-Beni Toufout
Granites
Roche totale
Minéraux séparés
Feldspath
Biotite
Granodiorites
Roche totale
Minéraux séparés
Feldspath
Biotite
j
^{40}Ar*/^{40}Ar$_{tot}$ (%)
K2O (%)
CL 80 (22.8 Ma)
VPK84 Biot fr1 (18.1 Ma)
VPK84 Biot fr 2 (24 Ma)
VPK84 Fds (20.9 Ma)
VPK84 RT (17.1 Ma)
VPK83 RT (20.9 Ma)
VPK167 RT (16.9 Ma)
VPK167 Biot (17.7 Ma)
VPK84 Fds (12.9 Ma)
VPK167 Fds (16.8 Ma)
749 AK Biot (14 Ma)
CB 48 (15.1 Ma)
VPK110 RT (17.2 Ma)
CB 27 Fds (15 Ma)
VPK110 Fds (17.4 Ma)
CB 32 (17.4 Ma)
CB 27 RT (14.7 Ma)
749 AK Fds (17.7 Ma)

Fig. 72 : suite

2-3.2 Validité des résultats de datation par la méthode K/Ar

a. Comparaison des âges radiométriques K/Ar avec les âges U/Pb et Ar/Ar

L'âge du massif granitique de Bougaroun

De nouvelles données chronologiques ont été acquises par les méthodes K/Ar et U/Pb sur des granitoïdes prélevés à différents emplacements du pluton de Bougaroun (fig. 73). Il s'agit des granites VPK110 (Mersa Dammat el Djiyad), VPK167 (Sud-Ouest Bougaroun) et CB 27 (Nord Bougaroun) et les granodiorites CB 32 et VPK84 (centre Bougaroun). L'ensemble des âges K/Ar et U/Pb acquis sur les granitoïdes de Bougaroun, l'erreur analytique ±1σ de Cox et Dalrymple ainsi que les différents paramètres expérimentaux sont compilés en annexe 3-tableaux 4,5 et 6.

Sur roche totale, les granites VPK 110, VPK167 et CB 27 ont respectivement été datés à 17.23 ± 0.49 Ma, 16.88 ± 0.43 Ma et 14.74 ± 0.47 Ma. Les fractions feldspathiques séparées à partir de ces trois granites ont donné les âges 17.37 ± 0.56 Ma (VPK110), 16.76 ± 0.44 Ma (VPK167) et 14.97 ± 0.44 Ma (CB 27), alors que les biotites séparées du granite VPK 167 ont donné 17.72 ± 0.46 Ma. Dans les limites de l'incertitude analytique, ces différents résultats montrent une bonne correspondance entre les âges sur roche totale et sur minéraux séparés. D'autre part, la diorite de Mersa Dammat (éch.VPK119) qui montre des figures de mélange avec le granite VPK110 donne un âge K/Ar de 17.05 ± 0.43 Ma.

Les granodiorites CB 32 et VPK 84 prélevées, à quelques mètres près, au même endroit dans le centre du pluton de Bougaroun ont respectivement fourni des âges de 17.43 ± 0.53 Ma et 17.06 ± 0.41 Ma sur roche totale. Outre la fraction roche totale, deux fractions de biotite fr1 et fr2 de degrés de pureté différents (~80% pour fr1 et ~90-95 % pour fr2) ont été analysées sur l'échantillon VPK84. L'analyse de la fraction feldspathique du même échantillon a été dupliquée. Les deux fractions de biotite fr1 et fr2 ont respectivement donné 18.07 ± 0.43 Ma et 23.95 ± 0.57 Ma alors que la fraction feldspathique a donné 12.92 ± 0.34 Ma et 20.86 ± 0.51 Ma.

A l'exception des âges apparents relativement jeunes ou vieux obtenus sur le granite CB 27 (âge sur roche totale et feldspaths séparés) et la granodiorite VPK84 (âges sur feldspaths et biotites séparés), l'ensemble des résultats de datation K/Ar acquis sur les granitoïdes de Bougaroun sont cohérents avec les âges U/Pb de 16.96 ± 0.09 Ma et 17.02 ± 0.06 Ma obtenus respectivement sur le granite CB 27 et la granodiorite CB 32.

En effet, compte tenu de la morphologie des grains de zircon dans les deux échantillons CB 27 et CB 32 et de l'absence de composants hérités dans les grains analysés, les deux âges

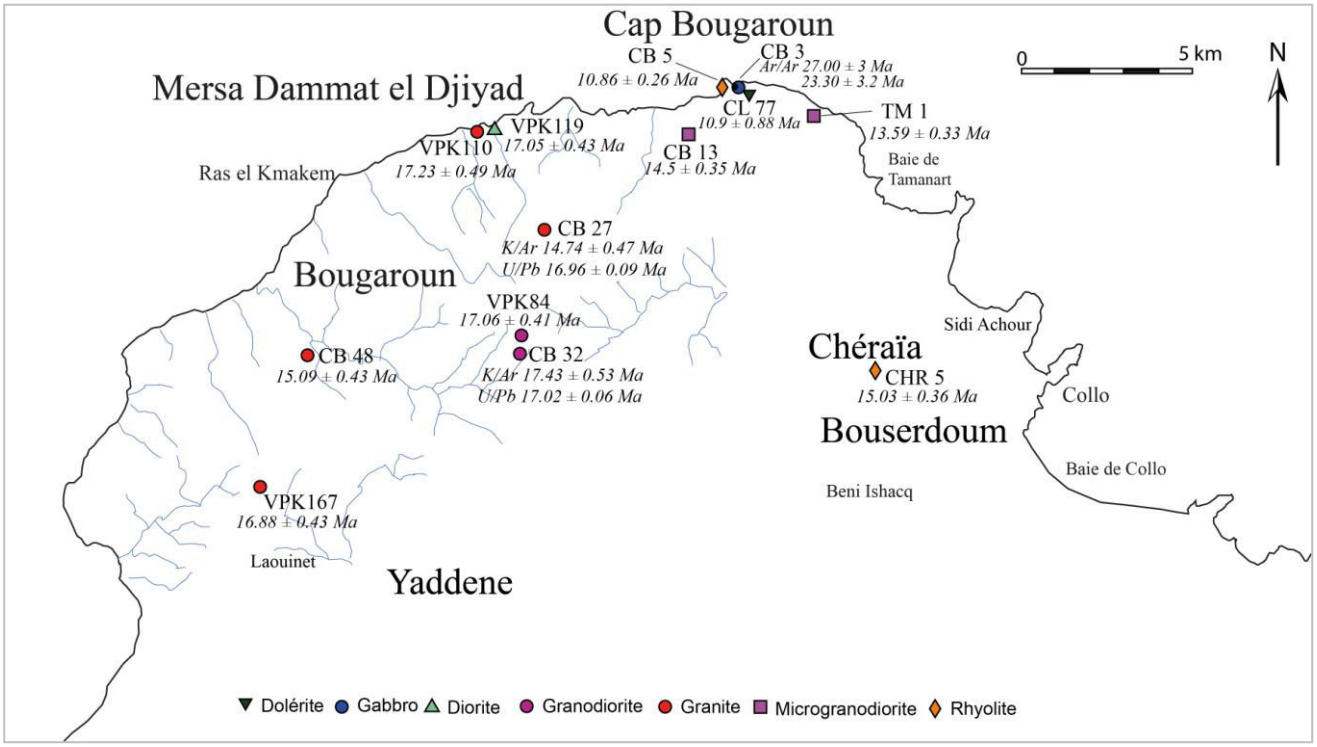


Fig. 73 : Carte d'échantillonnage montrant les nouveaux résultats de datation K/Ar sur roche totale, U/Pb sur zircon et Ar/Ar sur amphiboles obtenus sur les différentes roches de la Kabylie de Collo.

U/Pb identiques obtenus sur les deux granitoïdes CB 27 et CB 32, prélevés au Nord et au centre du batholithe de Bougaroun, pourraient bien être interprétés comme l'âge de mise en place du massif de Bougaroun. Ces deux âges U/Pb concordent bien avec l'ensemble des âges K/Ar sur roche totale obtenus sur les granites VPK110, VPK167, les granodiorites CB 32 et VPK84, la diorite VPK119, ainsi que sur les feldspaths séparés des granites VPK110, VPK167.

Par conséquent, les âges apparents relativement jeunes obtenus sur le granite CB 27 (roche totale et feldspaths séparés) ou relativement vieux obtenus sur la granodiorite VPK84 (biotite et feldspaths séparés), de même que l'âge 15.6 ± 0.5 Ma obtenu par Penven et Zimmermann (1986) sur un granite de l'Ouest Bougaroun (biotite séparées), pourraient être interprétés comme résultant de phénomènes de circulations de fluides hydrothermaux tardi- ou post-magmatiques ayant affecté le massif de Bougaroun. Ces processus d'altération hydrothermale responsable de l'occurrence de phases minérales de basse température (ex. adulaire) dans les deux échantillons CB 27 et VPK84 a précédemment fait l'objet de descriptions détaillées dans le chapitre V dédié à la minéralogie-géochimie.

L'âge des gabbros à caractère océanique du Cap Bougaroun s.s

Les gabbros à Mg-hornblende du Cap Bougaroun *s.s* présentent un cachet géochimique de type océanique (MORB ou BABB) dépourvu de l'empreinte liée à la subduction. Vu leur particularité géochimique et l'importance du contexte géologique de leur mise en place, nous avons jugé nécessaire de multiplier les expériences sur les échantillons de ces gabbros. A cet effet, l'échantillon CB 3 représentatif de ces gabbros, a été analysé six fois par la méthode K/Ar sur roche totale. Lors des six expériences, nous avons enregistré une grande variabilité des âges obtenus (20.7, 24.5, 37.6, 42.1, 45.8 et 46.7 Ma). On peut ainsi constater la difficulté d'analyse par la méthode K/Ar de ces roches particulièrement pauvres en K_2O.

Des amphiboles magmatiques de ce même échantillon de gabbro ont, par la suite, été séparées et datées par la méthode Ar/Ar. Des grains appartenant à deux fractions séparées d'amphibole ont été choisis et préparés pour une analyse de l'argon. Si l'on tient des limites d'incertitude, les deux fractions ont donné deux âges concordants de 27.0 ± 3.0 Ma et 23.3 ± 3.2 Ma. En effet, les deux valeurs d'incertitude de 3 et 3.2 Ma sont relativement élevées en raison de la faible teneur en K_2O des amphiboles datées.
En conclusion, les deux âges obtenus peuvent être interprétés comme l'âge de cristallisation des amphiboles du gabbro du Cap Bougaroun.

b. Confrontation des âges radiométriques K/Ar aux observations de terrain : secteur de la Kabylie de Collo

Lorsque les conditions d'observation sur le terrain le permettent, les corps magmatiques échantillonnés puis datés par la méthode K/Ar présentent des relations géométriques claires avec d'autres ensembles magmatiques et/ou sédimentaires. La description des ces diverses relations nous a permis d'établir une chronologie relative de mise en place des certaines roches échantillonnées. Dans cette partie les âges radiométriques K/Ar obtenus sur un certain nombre d'échantillons seront confrontés à leurs contextes géologiques respectifs.

Les gabbros-diorites et granite de Mersa Dammat el Djiyad

L'affleurement de Mersa Dammat au Nord de Bougaroun offre de bonnes conditions d'observation pour l'étude des relations entre unités felsiques et mafiques : les corps gabbroïques se caractérisent par des bordures lobées et montrent des figures d'interpénétration

avec les corps granitiques. Ceci indique une mise en place synchrone des deux magmas comme précédemment discuté dans le chapitre III (Pl. I. Ph. 4).

Les âges radiométriques K/Ar obtenus sur les deux fractions roche totale et feldspaths du granite VPK110 ont respectivement donné 17.2 et 17.4 Ma. L'âge de 17.1 Ma donné par la diorite VPK119 confirme bien les relations de synchronisme observées sur le terrain. Si l'on considère l'incertitude (de 1 Ma selon Cox et Dalrymple et 2.33 Ma selon Mahood et Drake), l'âge de 18.7 Ma donné par le gabbro VPK115 semble confirmer l'évènement magmatique vers 17 Ma. En revanche, le gabbro CB 51 donne un âge apparent trop ancien (78.1 Ma) comparé aux données de terrain.

Le granite fin de Bougaroun

Nous avons observé, à plusieurs endroits, des contacts francs entre les granites fins et le granite de Bougaroun. En effet, les granites fins semblent former des filons de quelques dizaines de mètres de large, éparpillés dans la masse granitique. L'âge radiométrique de 15.1 Ma obtenu sur le granite fin CB 48 échantillonné dans un filon recoupant le granite de Bougaroun conforte l'âge plus jeune de la mise en place de ces granites fins comparés au granite de Bougaroun dont la mise en place est estimée à 17 Ma.

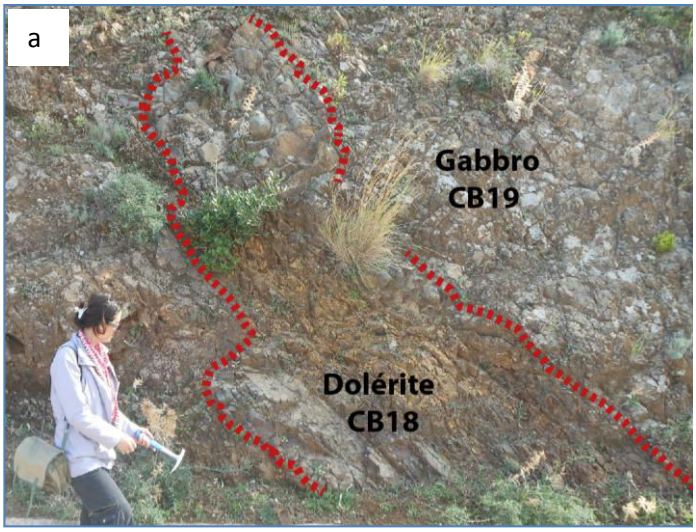
Les filons mafiques

Dans le secteur du Cap Bougaroun *s.s*, les données de terrain montrent que les filons de dolérites recoupent aussi bien les gabbros (ex. CB 18 (fig. 74a) et CB 4), que les microgranodiorites (ex. CB 9, CB 12 (fig.74b) et CB 22). Ces nombreux points d'observation nous permettent de considérer que la mise en place des corps filoniens est postérieure aux âges 13.6 et 14.5 Ma donnés respectivement par les deux microgranodiorites TM 1 et CB 13. Par ailleurs, le filon doléritique CL77 recoupant la brèche à matrice de composition microgranodioritique, donne un âge de 10,9 Ma. A partir de ces relations observées sur le terrain et de l'âge à 10.9 Ma, nous pouvons considérer que la mise en place de ces dolérites est postérieure à celle des microgranites. Ces observations remettent ainsi en question les âges radiométriques K/Ar relativement anciens obtenus sur les dolérites, à savoir 40.7 Ma sur CB 4, 37.1 Ma sur CB 9, 22.4 et 18.4 Ma sur CB 12, 19 Ma sur CL78 et 16.3 Ma sur CB 22.

La microdiorite de Bouserdoum

A environ 2 km à l'Ouest de Collo, affleurent les deux masses microdioritiques du Koudiat Bouserdoum. Les deux pitons affleurent dans le bassin miocène du bassin de Collo, dont les formations sédimentaires essentiellement marneuses sont attribuées au Burdigalien supérieur-Langhien (Courme-Rault, 1985). Nous avons prélevé des échantillons de marne à plusieurs points du bassin de Collo mais ceux-ci n'ont malheureusement pas livré de faune miocène, mais seulement des formes remaniées du Crétacé et de l'Oligocène. L'observation des relations géométriques entre les roches magmatiques et les terrains sédimentaires a déjà fait l'objet de descriptions détaillées dans le chapitre III. L'effet de recuit des calcaires marneux en contact immédiat de la roche magmatique a permis de conclure à une mise en place de la microdiorite de Bouserdoum qui serait au plus ancien d'âge langhien.

D'un point de vue analyse radiométrique, la microdiorite de Bouserdoum a fait l'objet de deux datations K/Ar sur les échantillons CHR 2 et CL73 qui ont donné respectivement 19.3 et 11 Ma. Bien que l'échantillon CHR 2 présente de meilleurs paramètres expérimentaux permettant de juger la qualité (à savoir ^{36}Ar exp $<2.10^{-9}$ cc et rapport $^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ de 53 %) comparé au CL73 qui est plus contaminé et moins radiogénique, l'âge de 11 Ma obtenu sur CL73 semble plus proche de la réalité sur le terrain alors que l'âge apparent de 19.3 Ma donné par CHR 2 semble beaucoup trop ancien.



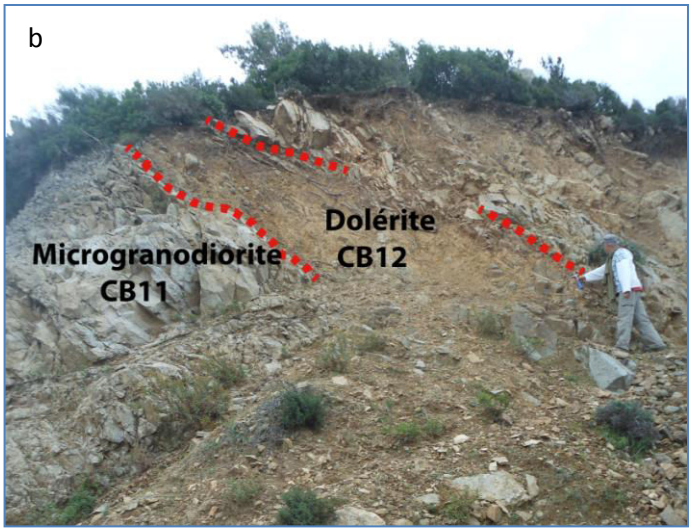


Fig. 74 : Exemples de filons de dolérites recoupant diverses roches dans le Cap Bougaroun.

c. *Comparaison des âges K/Ar avec les données nouvelles de micropaléontologie : secteur de Chétaïbi-Cap de Fer*

Les terrains sédimentaires miocènes forment une bande étroite continue d'orientation est-ouest depuis Chétaïbi jusqu'au Cap de Fer. A partir de La Marsa, les affleurements sédimentaires deviennent discontinus et suivent la côte vers le Nord-Ouest. Les premiers travaux de Hilly (1952) et Hilly et Magné (1952) ont permis d'attribuer un âge burdigalien à ces terrains miocènes. Un nouvel échantillonnage de ces formations sédimentaires a été effectué dans la cadre de cette thèse dans le but de revoir l'âge proposé par les anciens auteurs en utilisant la charte stratigraphique de Ferrandini et *al.* (2003) et les zones définies par Blow (1969). La détermination de la microfaune que j'ai moi même triée a été faite par M.D. Courme-Rault. Les nouveaux résultats de micropaléontologie obtenus sur les formations sédimentaires associées spatialement aux roches magmatiques constituent des données indispensables et complémentaires des résultats de datations absolues K/Ar voir figs. 75, 76 et 77).

L'ensemble des résultats micropaléontologiques permet de reconstituer une série dont les termes les plus anciens sont du Langhien inférieur-moyen (zone N8 de Blow) et les plus récents atteignent le Langhien supérieur avec Orbulines (zone N9-base N10).

Les niveaux les plus récents ont été identifiés dans la Marsa. Les roches magmatiques les plus jeunes dans ce même secteur correspondent à une microgranodiorite massive (éch. CF 74) datée à 13.7 Ma sur roche totale (fig. 75). Sur le terrain, nous avons constaté un effet de recuit des sédiments du Langhien supérieur au contact de cette microgranodiorite (fig. 32). La correspondance entre les divers résultats et observations est donc excellente dans ce secteur.

Un autre exemple de bonne correspondance entre les âges radiométriques et micropaléontologiques a été observé dans le secteur de Kef Aïn Siya (fig. 75). En effet, un sill andésitique d'épaisseur métrique (éch. SM 10) intercalé dans les sédiments du Langhien inférieur-moyen (éch. SM 6 et SM 12), a donné un âge K/Ar sur roche totale de 16.4 ± 0.39 Ma. Cet âge est en bon accord avec l'effet de recuit relevé dans les sédiments encaissants au niveau des deux épontes du sill (fig. 29).

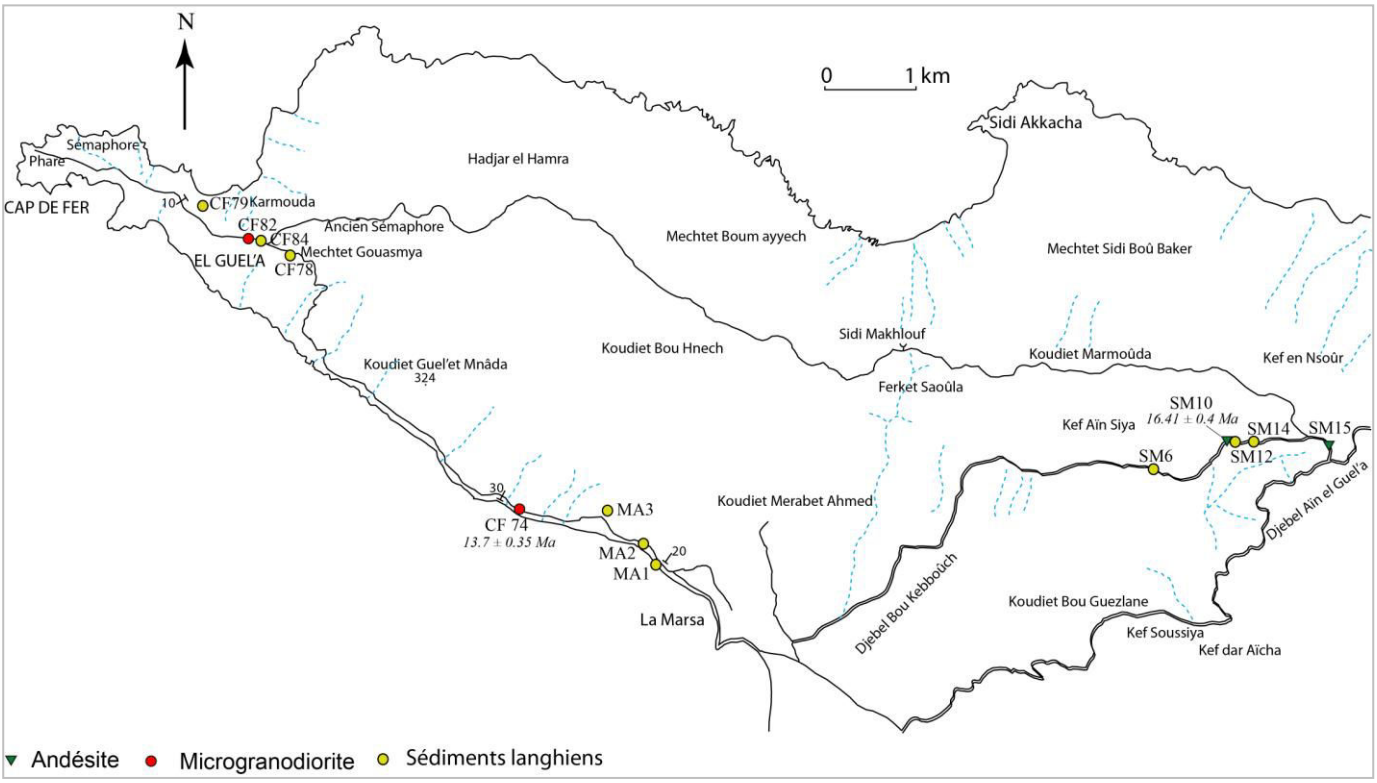


Fig. 75 : Comparaison entre les âges K/Ar sur roche totale des roches magmatiques et les âges micropaléontologiques des sédiments associés dans les secteurs de la Marsa et du Kef Aïn Siya.

Dans la région comprise entre Chétaïbi à l'Est et Kef Aïn Siya à l'Ouest (fig. 76), affleurent les niveaux les plus anciens du Miocène. Les déterminations de la microfaune ont permis d'attribuer un âge Langhien inférieur-moyen (zone N8) à ces terrains sédimentaires. Les âges K/Ar obtenus sur plusieurs roches magmatiques ayant développé un effet de recuit sur les sédiments à leur contact sont en bon accord avec l'âge des sédiments. En effet, la coupe de Sidi Bou Douèche (fig. 25) montre l'effet de métamorphisme de contact induit par le petit massif dioritique (éch. CHT 16) daté sur roche totale à 15.4 ± 0.38 Ma, sur les sédiments encaissants d'âge Langhien inférieur-moyen (éch. CHT 28 et CHT 25 et CHT 26). D'autre part, le massif microgranodioritique du Djebel M'Zihla (éch. CHT 9) daté sur roche totale à 15.7 ± 0.39 et 15.3 ± 0.38 Ma présente le même effet de recuit sur les sédiments encaissants d'âge Langhien inférieur-moyen (éch. CHT 25, CHT 26 et CHT 22) (fig. 76).

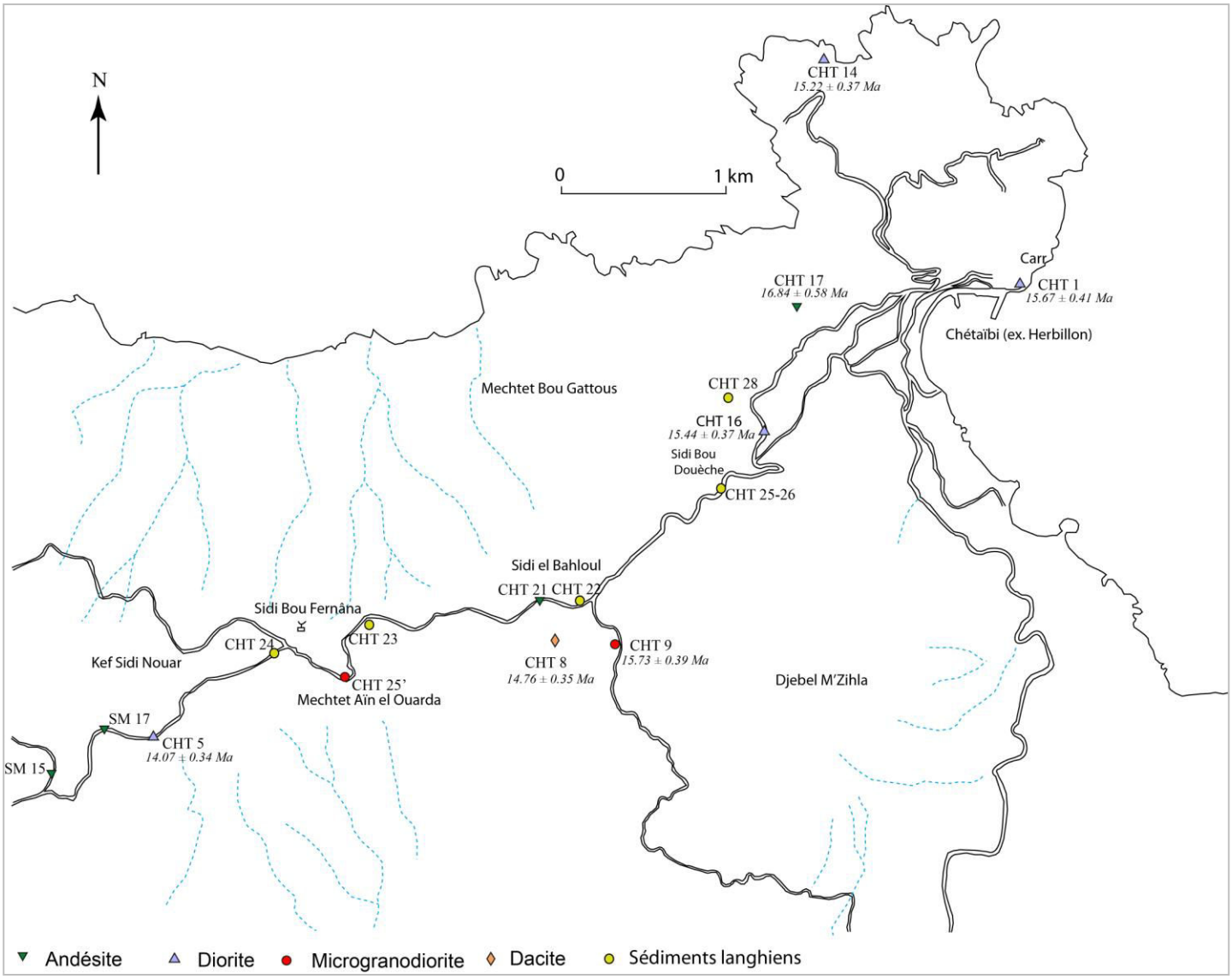


Fig. 76 : Comparaison entre les âges K/Ar sur roche totale des roches magmatiques et les âges micropaléontologiques des sédiments associés dans les secteurs de Chétaïbi.

VI-3. Interprétation globale des données de géochronologie

3.1. Phase magmatique précoce à l'Oligocène supérieur : mise en place des gabbros ''océaniques'' du Cap Bougaroun s.s

De par leurs caractéristiques géochimiques et isotopiques (voir chapitre V), les gabbros du Cap Bougaroun *s.s* présentent une affinité océanique (type MORB ou BABB). A l'opposé de tout le magmatisme connu sur la marge orientale algérienne, ces gabbros proviennent de la

fusion d'une source mantellique appauvrie n'ayant pas été modifiée par la subduction et ne présentent pas de liens pétrogénétiques directs avec les roches mafiques enrichies, intermédiaires et felsiques du complexe magmatique de Bougaroun. A l'affleurement, les gabbros appauvris sont recoupés par de multiples dykes mafiques enrichis et felsiques. Ces observations de terrain ainsi que les résultats de datation Ar/Ar sur amphiboles séparées (27.0 ± 3.0 Ma et 23.3 ± 3.2 Ma) (Abbassene et *al.,* 2016) attestent que ces roches se seraient mises en place lors d'un événement magmatique ancien daté de l'Oligocène supérieur. Ce magmatisme précoce proviendrait d'une source asthénosphérique. Les gabbros appauvris en LREE du Cap Bougaroun *s.s* pourraient ainsi représenter un système de dykes ou d'intrusions gabbroïques intrudant la croûte continentale kabyle hyper-amincie au cour du stade de rifting préludant l'ouverture océanique du bassin algérien (Abbassene et *al.,* 2016). Ces roches ont été charriées sur l'actuelle marge algérienne au cours de son évolution ultérieure.

3.2. Evénement magmatique majeur à 17 Ma : prémices du magmatisme post-collisionnel

En Kabylie de Collo, les deux âges U-Pb (16.96 ± 0.09 et 17.02 ± 0.06 Ma) ainsi que la majorité des âges K-Ar sur roche totale (17.23 ± 0.4, 16.88 ± 0.43, 17.43 ± 0.53 et 17.06 ± 0.41 Ma) et/ ou minéraux séparés (17.37 ± 0.56, 16.76 ± 0.44 et 17.72 ± 0.46 Ma) indiquent un âge à 17 Ma (fig. 78) pour l'événement magmatique majeur responsable de la mise en place des plus larges volumes de magmas intermédiaires et felsiques (~800-1000 km^3) dans les secteurs de Bougaroun, Beni Toufout et d'El Milia (Abbassene et *al.,* 2016). Cet événement magmatique à 17 Ma est également compatible avec l'âge d'une diorite (17.05 ± 0.43 Ma) montrant sur le terrain des figures de mélanges magmatiques avec le granite de Bougaroun. Il constitue ainsi l'âge le plus ancien jamais mis en évidence dans toute la Marge méditerranéenne du Maghreb pour des magmas calco-alcalins potassiques et marque l'amorce de l'activité magmatique post-collisionnelle à caractère calco-alcalin riche en K_2O.

3.3. Reprise de l'activité magmatique vers 15-13 Ma : mise en place des corps microgranodioritiques de la Kabylie de Collo et de Chétaïbi-Cap de Fer

Des âges K-Ar plus jeunes ont été obtenus sur un filon de granite fin recoupant le pluton granitique de Bougaroun (15.09 ± 0.43 Ma) ainsi que sur des microgranodiorites du Cap Bougaroun *s.s* (13.59 ± 0.33 et 14.17 ± 0.35 Ma). Nous pourrions ainsi envisager une

	Epoques	Etages	Blow (1969)	Evénements sur nannofossiles calcaires et foraminifières planctoniques	Coupe I	Coupe II	Coupe III	Coupe IV	Echantillon sédimentaire	Age micropalé-ontologique	Echantillon magmatique	Age $^{40}K/^{40}Ar$ (Ma)	Observations
12	Miocène moyen	Serravalien inférieur	N13		La Marsa	Kef Aïn Siya	Sidi El Bahloul	Sidi Bou Douèche					
			N12										
			N11	*Globorotalia aff. menardii*									
13			N10	*Sphenolithus heteromorphus*									
14									MA 3	Langhien supérieur N9 - base N10	CF 74 RT CF 74 biot CF 74 fds	13.7 ± 0.35 *15.9 ± 0.38* *11.8 ± 0.35*	Sédiments recuits au contact de la microgranodiorite CF 74
15		Langhien	N9	*Orbulina sp.*					MA 1 MA 2	Langhien supérieur N8-N9			
			N8	*Helicosphaera ampliaperta*					SM 6	Langhien inférieur	SM 10	16.4 ± 0.39	Sédiments recuits sur les deux épontes du sill SM 10
16				*Praeorbulina sicana*					SM 12	Base Langhien inférieur			
17	Miocène inférieur	Burdigalien supérieur	N7	*Catapsidrax dissimilis*					CHT 22 CHT 23	Langhien inférieur N8	CHT 9 RT CHT 9 biot CHT 9 fds	15.7 ± 0.39 15.3 ± 0.38 15.0 ± 0.36 14.8 ± 0.38	Sédiments recuits au contact de la microgranodiorite CHT 9
18			N6	*Sphenlithus belemnos* *Helicosphaera scissura*					CHT 25 CHT 26 CHT 28	Langhien inférieur-moyen N8	CHT 16	15.4 ± 0.38	Sédiments recuits au contact de la diorite CHT 16
19		Burdigalien inférieur		*Sphenlithus belemnos et Globigerinoides trilobus*									
20			N5										

Fig. 77 : Tableau comparatif des données de micropaléontologie sur les échantillons sédimentaires et des datations radiométriques K/Ar sur les roches magmatiques associées dans le secteur de Chétaïbi-Cap de Fer. Noter que les zones sont d'après Blow (1969) et la charte stratigraphique est celle de Ferrandini et *al*. (2003).

remontée du pluton de Bougaroun après la mise en place du granite fin (~15 Ma) et avant la mise en place des microgranodiorites (~14 Ma).

Dans le secteur de Chétaïbi-Cap de Fer l'ensemble des nouvelles données K-Ar sur roche totale indique un événement magmatique important vers ~15 Ma responsable de la mise en place des plutons dioritiques du secteur de Chétaïbi entre (15.67 ± 0.41 et 15.07 ± 0.39 Ma) et des premiers corps microgranodioritiques (ex. Djebel M'Zihla à ~15.5 Ma). Une deuxième génération de microgranodiorites s'est mise en place à 13.70 ± 0.35 Ma dans le secteur de la Marsa. Cet âge radiométrique plus jeune est confirmé par les âges micropaléontologiques des sédiments (Langhien supérieur zones N9 et base N10) présentant un effet de recuit au contact de cette microgranodiorite (voir section 2-3.2 c).

Un épisode volcanique précoce vers 16.5 Ma aurait précédé l'événement magmatique majeur à 15 Ma dans le secteur de Chétaïbi-Cap de Fer et serait responsable de la mise en place d'importants volumes de brèches et de sills andésitiques (16.84 ± 0.58 et 16.41 ± 0.39 Ma).

Des roches magmatiques calco-alcalines potassiques présentant des âges comparables attestent de la généralisation du magmatisme post-collisionnel à toute la marge maghrébide depuis la Tunisie (Nefza ; Maury et *al.,* 2000) jusqu'à l'Algérie centrale (Belanteur et *al.,* 1995).

3.4. Intense activité hydrothermale tardi-à post-magmatique : synthèse des données anciennes et données nouvelles

Une intense activité hydrothermale accompagnée de minéralisations polymétalliques (Fe, Cu, Pb, Zn) a été largement documentée dans le secteur d'Aïn Barbar à l'Ouest de l'Edough par Marignac and Zimmermann (1983). Ces auteurs interprètent l'âge isochrone obtenu sur deux filons de rhyolite comme l'âge des processus hydrothermaux ayant suivi immédiatement la mise en place des rhyolites et microgranites dans ce secteur.

Dans la région de la Kabylie de Collo, Penven et Zimmermann (1986) ont obtenu des âges K-Ar compris entre 15.2 ± 0.7 to 16.4 ± 0.3 Ma sur biotites séparées de deux granites de Bougaroun et des Beni Toufout. Par la suite Mitchell et *al.* (1988) ont obtenu un âge de 17.5 ± 0.2 Ma sur deux fractions de biotites fraîches séparées du granite des Beni Toufout qu'ils considèrent comme l'âge de mise en place et de cristallisation de ce pluton granitique. Ces auteurs attribuent les

âges K-Ar plus jeunes obtenus par leur prédécesseurs comme résultant de phénomène de perte d'argon $^{40}Ar^*$ induits par l'altération post-magmatique d'origine météorologique.

Dans le cadre de nos travaux, les âges relativement plus jeunes obtenus sur roche totale (14.09 ± 0.61 Ma) et feldspaths séparés (14.31 ± 0.56 Ma) d'un échantillon de granite de Bougaroun sont incompatibles avec l'âge U/Pb sur zircons séparés du même échantillon. Les analyses minéralogiques (chapitre V-section minéralogie) ont révélé la présence dans cet échantillon de feldspaths de type adulaire ($Or_{88}Ab_{12}An_0$) mettant en évidence des processus hydrothermaux à l'origine d'une perturbation du chronomètre K-Ar dans cet échantillon.

3.5. Dernière phase magmatique à ~11 Ma : mise en place des filons mafiques et felsiques du Cap Bougaroun

Le plus jeune événement magmatique actuellement identifié en Kabylie de Collo est attesté par les âges de deux filons respectivement mafique (10.90 ± 0.88 Ma) et felsique (10.86 ± 0.26 Ma) échantillonnés dans le Cap Bougaroun *s.s.* Ces deux filons métriques recoupent respectivement la brèche à éléments de microgranodiorite du Sémaphore et les gabbros à appauvris du nouveau Phare.

VI-4. Conclusion

De nouvelles datations U-Pb sur zircons et K-Ar sur roche totale et minéraux séparés ont permis de fixer à 17 Ma le début de l'activité magmatique post-collisionnelle à affinité calco-alcaline riche en K_2O. Cet âge obtenu sur le pluton granitique de Bougaroun (200 km^2) est le plus ancien jamais connu dans toute la Marge Méditerranéenne du Maghreb. A partir de ~16-15 Ma, l'activité magmatique se généralise vers l'Est et atteint le secteur de ouest Edough-Cap de Fer, où elle se matérialise pas les premières émissions de laves andésitiques à ~ 16 Ma suivies par les intrusions dioritiques, les premières microgranodiorites à ~15 Ma puis la deuxième génération de microgranodiorites à ~13 Ma. En Kabylie de Collo, l'activité magmatique se poursuit de façon intermittente jusqu'à 11 Ma avec la mise en place de corps filoniens mafiques et felsiques.

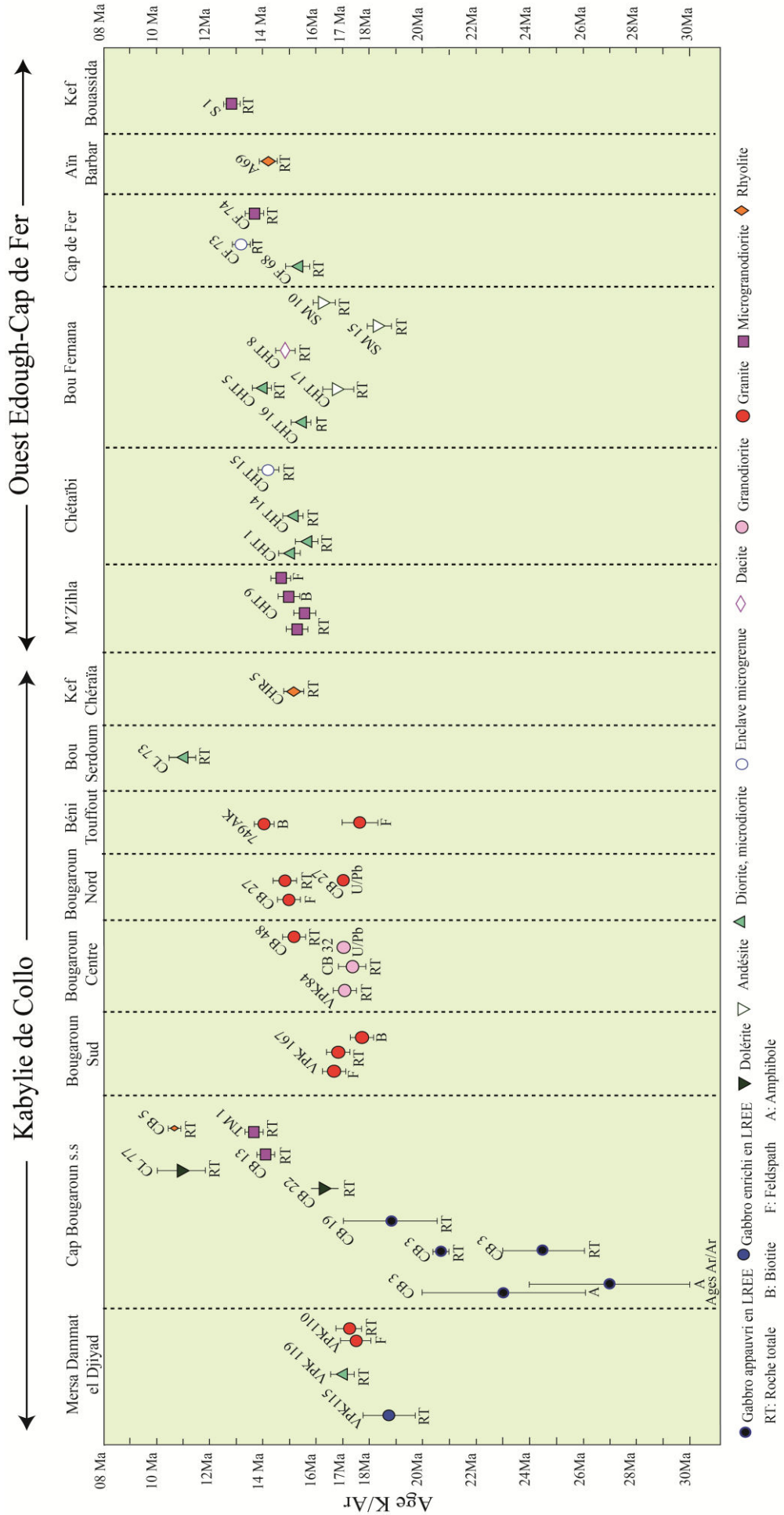


Fig. 78 : Récapitulatif des données nouvelles K/Ar dans les deux secteurs étudiés de la Kabylie de Collo et de l'Ouest Edough-Cap de Fer comparées aux âges Ar/Ar et U/Pb.

Synthèse et conclusions générales : Intégration de l'ensemble des données dans un schéma d'évolution global

SOMMAIRE

VII-1. Bref rappel des objectifs visés par la présente étude

VII-2. Point sur les modèles géodynamiques proposés dans la littérature : contraintes apportées par la pétro-géochimie et la tomographie sismique

VII-3. Quoi de neuf dans cette étude : stratégie et principaux résultats

3.1. Apports des nouvelles datations $^{40}K/^{40}Ar$, $^{40}Ar/^{39}Ar$ et U-Pb à la reconstitution de la séquence chronologique du magmatisme de la marge algérienne

- ***Les gabbros appauvris de Petite Kabylie : magmatisme précoce à l'Oligocène supérieur***
- ***Début du magmatisme post-collisionnel à 17 Ma : une phase magmatique majeure sur la marge algérienne***
- ***Plusieurs événements magmatiques courts et intermittents entre 16 et 11 Ma généralisés à toute la marge***
- ***Contraintes apportées par les datations micropaléontologiques dans le secteur ouest Edough-Cap de Fer***

3.2. L'activité magmatique de la marge algérienne : source(s), mécanismes de mise en place et contexte géodynamique régional

3-2.1. Les gabbros océaniques de Petite Kabylie : reliques probables du stade rifting précédant l'ouverture du bassin algérien

3-2.2. Le magmatisme post-collisionnel à partir de 17 Ma : sources et mécanismes de mise en place

- ***Les roches mafiques enrichies de la Kabylie de Collo: sources et processus pétrogénétiques***
- ***Les roches intermédiaires et felsiques de la Petite Kabylie : conséquence d'une intense contamination des magmas mafiques par la croûte africaine***

3.3. Modèle d'évolution tectono-magmatique de la marge algérienne à partir de l'Oligocène

3.4. Principaux résultats et contributions aux connaissances sur la marge algérienne

VII-1. Bref rappel des objectifs visés par la présente étude

Durant le Cénozoïque, la partie occidentale de la Méditerranée a connu une évolution structurale complexe impliquant des processus profonds de subduction, collision continentale et édification de la chaîne alpine et de retrait de slabs, à l'origine de l'extension généralisée et de l'ouverture des bassins méditerranéens en position arrière-arc (Réhault *et al.,* 1984; von Blanckenburg et Davies, 1995; Gueguen *et al.,* 1998; Carminati *et al.,* 1998a, b, 2012; Jolivet et Faccenna, 2000; Faccenna *et al.,* 2004, 2014; Mancilla *et al.,* 2015). Ces mécanismes profonds se traduisent en surface par une activité magmatique périméditerranéenne marquée par une diversité pétro-géochimique et isotopique considérable (Savelli, 2002; Duggen *et al.*, 2005; Lustrino et Wilson, 2007; Lustrino *et al.*, 2011, 2013; Carminati *et al.*, 2012).

Replacer le magmatisme cénozoïque de la Méditerranée occidentale dans son contexte géodynamique a été, depuis longtemps, la préoccupation de nombreux chercheurs, dont certains ont notamment tenté de concilier les données pétro-géochimiques et chronologiques de ce magmatisme d'une part et les résultats de géologie de terrain et de géophysique en particulier la tomographie sismique d'autre part. On constate cependant qu'en dépit de la masse considérable des études existant, de nombreuses questions restent encore à débattre, vu le cadre géodynamique complexe de l'espace méditerranéen.

Sur la marge sud-méditerranéenne, l'activité magmatique cénozoïque jalonne toute la chaîne des Maghrébides depuis les Mogods (Tunisie) jusqu'au Ras Tarf (Maroc). En Algérie, cette activité éruptive s'exprime sous forme de complexes volcano-plutoniques à affinité calco-alcaline datés du Miocène et relayés à partir du Miocène supérieur par un volcanisme alcalin de type intraplaque (Louni-Hacini *et al.,* 1995 ; El Bakkali *et al.,* 1998 ; El Azzouzi *et al.,* 1999 ; Maury *et al.,* 2000 ; Coulon *et al.,* 2002).

Si l'origine de la signature calco-alcaline du magmatisme est fréquemment attribuée à une source mantellique métasomatisée lors d'une subduction antérieure, de nombreuses questions relatives à ce magmatisme restent, néanmoins posées. Elles concernent en particulier les processus tectoniques post-collisionnels responsables de la fusion de ce manteau préalablement enrichi par la subduction. Dans d'autres régions, les auteurs ont proposé plusieurs processus profonds de retrait de slab et/ou de détachement de slab et/ou de délamination lithosphérique (Harris *et al.,* 1986; Pearce *et al.*, 1990; Mahéo *et al.*, 2002; Chung *et al.*, 2005). Dans le cas du magmatisme de la marge du Maghreb, les questions sur la

nature de ces processus complexes ainsi que la position et l'origine des magmas mantelliques et/ou crustaux demeurent toujours posées (Maury *et al.*, 2000 ; Duggen *et al.*, 2005).

En se basant sur l'étude des roches magmatiques du secteur oriental (Petite Kabylie) de la marge algérienne, l'objectif fixé pour cette étude était d'apporter des contraintes chronologiques et pétro-géochimiques afin d'apporter des réponses à ces questions et de proposer un modèle d'évolution tectono-magmatique basé sur l'ensemble des données nouvelles, en tenant compte des résultats tomographiques (Fichtner et Villaseñor, 2015) et des reconstitutions cinématiques (van Hinsbergen *et al.*, 2014) les plus récents ainsi que des données géophysiques nouvelles acquises dans le cadre du projet de recherche SPIRAL.

VII-2. Point sur les modèles géodynamiques proposés dans la littérature : contraintes apportées par la pétro-géochimie et la tomographie sismique

Il existe aujourd'hui une multitude d'études traitant de l'histoire cénozoïque de la Méditerranée centro-occidentale. Cette riche littérature propose un nombre considérable de modèles d'évolution pour cet espace à la géologie complexe et variée. En se basant sur les concepts de la tectonique des plaques, de nombreux auteurs s'accordent sur un schéma d'évolution selon lequel ils attribuent l'édification de la chaîne alpine des Maghrébides au mouvement convergent des plaques Afrique et Eurasie dont le mécanisme principal est la subduction à vergence nord de la lithosphère océanique Téthys-Ligure (Dercourt, 1970; Le Pichon *et al.*, 1971; Auzende *et al.*, 1973; Biju-Duval, 1977; Bouillin, 1979; Cohen, 1980; Réhault *et al.*, 1984; Ricou *et al.*, 1986; Savostin *et al.*, 1986; Dewey *et al.*, 1989) sous le domaine continental AlKaPeCa ((Alboran-Kabylides-Peloritain-Calabre; Bouillin, 1986). A partir de 35-30 Ma une extension se généralise dans l'espace méditerranéen due au recul du slab téthysien et s'accompagne de la formation du bassin ouest-méditerranéen *s.l.* sous la forme de bassins d'arrière-arc (Jolivet et Faccenna, 2000). Selon Cohen (1980), ce processus de subduction à vergence nord culmine par la rupture du panneau plongeant. Ce modèle de rupture (*slab breakoff*) a reçu par la suite un large soutien des auteurs d'études de tomographie sismique, devenues au cours des 30 dernières années un outil très puissant dans la détermination des structures profondes. En effet, depuis les premiers travaux basés sur les anomalies de vitesse des ondes P dans le domaine méditerranéen (Spakman, 1986, 1990), plusieurs études de tomographie sont venues confirmer la présence d'anomalies de vitesses en

Méditerranée, plus particulièrement en Méditerranée occidentale (Carminati *et al.*, 1998a, b ; Wortel et Spakman, 2000 ; Gutscher *et al.*, 2002 ; Piromallo et Morelli, 2003 ; Faccenna *et al.*, 2004 ; Spakman et Wortel, 2004). Dès lors, de nombreux auteurs ont adopté le modèle de rupture de slab dans leurs reconstructions géodynamiques et le considèrent comme le mécanisme profond majeur (Gueguen *et al.*, 1998; Frizon de Lamotte *et al.*, 2000; Rosenbaum *et al.*, 2002a,b; Facenna *et al.*, 2004, 2014).

Sur la marge méditerranéenne du Maghreb, une étude très récente de Fichtner et Villaseñor (2015) met en évidence pour la première fois la présence de segments du slab océanique téthysien à des profondeurs comprises entre 200 et 300 km, sous la marge algérienne centro-orientale. Ces auteurs interprètent les anomalies de vitesse positive visibles à plus de 150 km de profondeur à l'Est et à l'Ouest des Kabylies comme deux segments résultant du détachement puis de la fragmentation du slab téthysien.

Ce modèle de rupture ou détachement de slab s'accorde assez bien avec les processus pétrogénétiques à l'origine du magmatisme post-collisionnel (von Blanckenburg et Davies 1995; Davies et Blanckenburg, 1995). A partir des années 2000, le mécanisme de déchirure de slab est évoqué pour expliquer les particularités géochimiques et chronologiques du magmatisme post-collisionnel nord-africain (Maury *et al.*, 2000 ; Fourcade *et al.*, 2001 ; Coulon *et al.,* 2002). Selon ces auteurs, le flux d'origine asthénosphérique ascendant au travers de la déchirure lithosphérique aurait fourni l'apport thermique nécessaire pour déclencher la fusion partielle du manteau lithosphérique métasomatisé lors d'une subduction antérieure et/ou de la croûte continentale adjacente.

VII-3. Quoi de neuf dans cette étude : stratégie et principaux résultats

Ce travail a été réalisé à travers deux approches intimement liées, à savoir (1) des études de terrain (nouvelle campagne d'échantillonnage ciblé et complémentaire des travaux antérieurs, description fine des relations géométriques entre roches magmatiques et terrains sédimentaires également échantillonnés) et (2) acquisition d'une base de données nouvelles considérable qui comprend des datations radiométriques (K-Ar, Ar-Ar et U-Pb), micropaléontologiques et de nouvelles analyses minéralogiques, chimiques des éléments majeurs et en traces ainsi que des compositions isotopiques du Sr et du Nd.

L'intégration des résultats de ces deux types d'approche avec les données sismiques (SPIRAL) et de tomographie sismique les plus récentes de Fichtner et Villaseñor (2015) a fourni de nouvelles contraintes sur l'évolution tectono-magmatique du domaine nord algérien au cours du Miocène en précisant le contexte géodynamique de son activité magmatique dans le cadre de l'évolution géologique de la Méditerranée au cours du Cénozoïque.

3.1. Apports des nouvelles datations $^{40}K/^{40}Ar$, $^{40}Ar/^{39}Ar$ et U-Pb à la reconstitution de la séquence chronologique du magmatisme de la marge algérienne

La masse importante de données géochronologiques présentée dans cette étude vient enrichir la base de données déjà existante et apporte de nouvelles contraintes pour une reconstitution plus détaillée de la chronologie de mise en place du magmatisme le long de la marge est-algérienne.

Outre les âges radiométriques obtenus sur les roches magmatiques, les nouvelles datations micropaléontologiques des formations sédimentaires associées spatialement aux roches magmatiques constituent des données complémentaires aux résultats de datations absolues par la méthode K/Ar.

- ***Les gabbros appauvris de Petite Kabylie : magmatisme précoce à l'Oligocène supérieur***

Les gabbros à hornblende du Cap Bougaroun *s.s* forment un corps massif étroit (~500 m de large) de direction NW-SE, bordé à l'Est et à l'Ouest par des microgranodiorites et qui disparaît vers le Sud-Est sous les éboulis quaternaires. Cette masse gabbroïque est recoupée par plusieurs filons mafiques et felsiques. Les analyses des éléments majeurs, en traces et des isotopes du Sr et du Nd de ces roches mafiques a démontré leur particularité géochimique. En effet, contrairement à tout le magmatisme calco-alcalin connu sur la marge algérienne, les gabbros du Cap Bougaroun *s.s* ne portent pas l'empreinte géochimique et isotopique de subduction. Ils présentent plutôt une affinité océanique (type MORB ou BABB) et seraient le produit de fusion partielle d'une source mantellique appauvrie n'ayant pas été modifiée par la subduction. Des gabbros ayant une signature géochimique et isotopique équivalente ont été découverts récemment dans le site de Bou Maïza au Sud de L'Edough (Bosch *et al.*, 2014 ; Fernandez, 2015 ; Fernandez *et al.*, 2015 et soumis).

Compte tenu de la particularité géochimique de ces roches mafiques, il était très important de les dater afin de contraindre leur contexte de mise en place qui tienne compte de la géodynamique méditerranéenne. Les résultats de datation Ar/Ar sur deux lots d'amphiboles séparées de ces gabbros (27.0 ± 3.0 Ma et 23.3 ± 3.2 Ma) attestent que ces roches se seraient mises en place lors d'un événement magmatique précoce daté de l'Oligocène supérieur (Abbassene *et al.,* 2016).

- ***Début du magmatisme post-collisionnel à 17 Ma : une phase magmatique majeure sur la marge algérienne***

Les datations nouvelles présentées dans la cette étude ont permis de réviser l'âge du début de l'activité magmatique post-collisionnelle à caractère calco-alcalin de la marge algérienne. En effet, les deux âges U-Pb (16.96 ± 0.09 et 17.02 ± 0.06 Ma) ainsi que la plupart des âges K-Ar sur roche totale (17.23 ± 0.4, 16.88 ± 0.43, 17.43 ± 0.53 et 17.06 ± 0.41 Ma) et minéraux séparés (17.37 ± 0.56, 16.76 ± 0.44 et 17.72 ± 0.46 Ma) obtenus sur plusieurs échantillons de granite et granodiorite du pluton de Bougaroun attribuent un âge de 17 Ma à la mise en place de ce pluton. Celui-ci affleure sur environ 200 km^2 et représente ainsi le plus grand corps intrusif de la chaîne magmatique nord africaine. L'âge de 17 Ma date l'événement magmatique majeur responsable de la mise en place de très larges volumes de magmas intermédiaires et felsiques (~800-1000 km^3) dans la Kabylie de Collo (Bougaroun, Beni Toufout et El Milia) (Abbassene *et al.,* 2016).

- ***Plusieurs événements magmatiques courts et intermittents entre 16 et 11 Ma généralisés à toute la marge***

A partir de ~16 Ma, l'activité magmatique calco-alcaline se manifeste à l'Est de la Kabylie de Collo et atteint la région ouest-Edough-Cap de Fer. Un épisode volcanique vers 16.5 Ma est responsable de la mise en place d'importants volumes de brèches et de sills andésitiques (16.84 ± 0.58 et 16.41 ± 0.39 Ma). Les nouvelles données K-Ar sur roche totale indiquent un deuxième événement magmatique important vers ~15 Ma, à l'origine de la mise en place des plutons dioritiques du secteur de Chétaïbi entre (15.67 ± 0.41 et 15.07 ± 0.39 Ma) et des premiers corps microgranodioritiques (par exemple Djebel M'Zihla à ~15.5 Ma). Cette région

enregistre un troisième épisode magmatique responsable de la mise en place d'une deuxième génération de microgranodiorites à 13.70 ± 0.35 Ma dans le secteur de la Marsa au sud du Cap de Fer. Les âges micropaléontologiques des sédiments recuits au contact de cette microgranodiorite (Langhien supérieur, zones N9 et base N10) soutiennent son âge radiométrique plus jeune et confirme cet évènement magmatique à 13.7 Ma. Ce dernier se retrouve également en Kabylie de Collo, précisément sur deux microgranodiorites du Cap Bougaroun *s.s* qui ont donné des âges K/Ar sur roche totale de 13.59 ± 0.33 et 14.17 ± 0.35 Ma.

En Kabylie de Collo, les âges obtenus sur deux filons respectivement mafique (10.90 ± 0.88 Ma) et felsique (10.86 ± 0.26 Ma) échantillonnés dans le Cap Bougaroun *s.s.* semblent indiquer l'âge du plus jeune événement magmatique actuellement identifié dans le secteur oriental de la marge.

Enfin, il est important de souligner que ces âges échelonnés sur la période 16-11 Ma ont été obtenus sur les roches magmatiques calco-alcalines potassiques dans d'autres secteurs de la marge algérienne et jusqu'en Tunisie (Nefza ; Maury *et al.,* 2000), témoignant de la généralisation du magmatisme post-collisionnel à toute la marge maghrébide depuis l'Algérie centrale (Belanteur *et al.,* 1995).

- ***Contraintes apportées par les datations micropaléontologiques dans le secteur ouest Edough-Cap de Fer***

Les terrains sédimentaires miocènes affleurent entre les deux presqu'îles de Chétaïbi et du Cap de Fer sous forme d'une bande étroite orientée Est-Ouest. Ces terrains sédimentaires sont en étroite relation spatiale avec les roches magmatique de la région. Cette particularité a suscité notre motivation à rééchantillonner ces terrains et analyser les liens chronologiques qu'ils peuvent présenter avec les roches magmatiques.

L'ensemble des résultats micropaléontologiques a permis de revoir l'âge burdigalien des anciens auteurs tels que Hilly (1952) et Hilly et Magné (1952) et de reconstituer une série dont les termes les plus anciens sont du Langhien inférieur-moyen (zone N8 de Blow) et les plus récents atteignent le Langhien supérieur avec Orbulines (zone N9-base N10). D'autre part, la confrontation des âges radiométriques K/Ar des roches magmatiques aux âges

micropaléontologiques des sédiments à leur contact ont globalement fourni des exemples satisfaisants de concordance entre les résultats de datations absolue et relative.

3.2. L'activité magmatique de la marge algérienne : source(s), mécanismes de mise en place et contexte géodynamique régional

Compte tenu de l'ensemble des nouvelles données géochimiques, isotopiques et chronologiques, **deux sources mantelliques distinctes sont à l'origine du magmatisme de la marge est-algérienne**. La première source correspond à du manteau appauvri, non modifié par un composant (fluides ou magmas) de subduction. Sa fusion partielle, probablement à l'Oligocène supérieur, serait à l'origine des gabbros à caractère océanique du Cap Bougaroun *s.s* et de Bou Maïza au Sud de l'Edough. La deuxième source correspond à un manteau métasomatisé par la subduction. Elle est marquée par un enrichissemen sélectif en terres rares légères et en éléments mobiles. Cette source serait à l'origine de tout le magmatisme calco-alcalin moyennement à fortement potassique. Les roches mafiques enrichies en LREE issues de cette source auraient évolué, lors de leur ascension à travers la croûte africaine, par interaction avec celle-ci, et donné les roches intermédiaires et felsiques de la marge est-algérienne. La mise en place des importants volumes de magmas calco-alcalins issus de cette source enrichie constitue la phase magmatique majeure enregistrée sur toute la marge algérienne. Ce magmatisme post-collisionnel débute à 17 Ma et se poursuit de manière intermittente jusqu'à 11 Ma.

3-2.1. Les gabbros océaniques de Petite Kabylie : reliques probables du stade rifting précédant l'ouverture du bassin algérien

L'ensemble des caractéristiques géochimiques des éléments majeurs et traces des gabbros appauvris en LREE du Cap Bougaroun *s.s* et du Sud de l'Edough ont permis d'affirmer leur affinité océanique de type MORB ou BABB. Leurs compositions isotopiques $^{143}Nd/^{144}Nd_i$ supérieures à 0.5130 et $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ ~ 0.704, indiquent une origine probable de ces gabbros à partir d'une source mantellique appauvrie non modifiée par un processus de subduction. Par conséquent, ces gabbros appauvris ne présentent aucun lien pétrogénétique avec les roches magmatiques de la marge algérienne.

Les gabbros appauvris du Sud de L'Edough ont été interprétés par Bosch et *al.* (2014) soit comme des reliques allochtones de croûte océanique téthysienne d'âge jurassique, soit comme des fragments de croûte de bassin arrière-arc formée en Méditerranée au cours du

Cénozoïque. Par la suite, ces roches mafiques qui seraient rattachées aux amphibolites du Kef Lakhal au Nord-Ouest de l'Edough, ont été considérées comme des lambeaux de croûte océanique téthysienne exhumés (Caby *et al*., 2014; Fernandez, 2015; Fernandez *et al.*, 2015 et soumis). En effet, des unités océaniques équivalentes datées du Jurassique moyen-supérieur et associées aux flyschs maghrébins ont déjà été décrites dans le Rif et la Sicile (Durand-Delga *et al.,* 2000), en Grande Kabylie (Coutelle et Gélard 1968, Gélard, 1979) et en Petite Kabylie (Bouillin *et al.,* 1977; Djellit, 1987). Elles représenteraient des éléments de l'ancien fond océanique des flyschs maghrébins. En Petite Kabylie, ces unités océaniques téthysiennes affleurent dans la région de Mekkada-Metletine (ex. Texenna) au Sud-Ouest et dans la série des Achaïches au Sud de Collo. Elles comportent des basaltes en coussins, des dolérites et gabbros, associés à des radiolarites d'âge Berriasien surmontées par des flyschs maurétaniens d'âge crétacé (Bouillin *et al.,* 1977; Djellit, 1987).

Bien que la signature géochimique de croûte océanique d'arrière-arc soit difficile à démontrer sur les gabbros du Cap Bougaroun *s.s*, leur âge oligocène supérieur est clairement incohérent avec l'hypothèse d'une croûte téthysienne. D'autre part, l'étude de terrain montre que ces gabbros appauvris forment une masse isolée bordée par des microgranodiorites et que le reste du cortège océanique indiquant la suture océanique (basaltes en coussin, radiolarites et flyschs) n'a été visible à aucun endroit.

L'extension généralisée dans la Méditerranée occidentale à partir de l'Oligocène est accompagnée par l'ouverture de plusieurs bassins arrière-arcs en réponse au retrait vers l'Ouest du slab de Gibraltar et vers le Sud-Est du slab ligure (Réhault *et al*., 1984; Lonergan et White, 1997; Gueguen *et al.*, 1998; Jolivet et Faccenna, 2000; Faccenna *et al*., 2004). Il s'agit du sillon de Valence et des bassins d'Alboran (Schettino et Turco, 2011; Medaouri *et al*., 2014), algérien (Mauffret *et al.*, 2004), liguro-provençal (Rollet *et al*., 2002; Speranza *et al.*, 2002) et tyrrhénien, ce dernier étant le plus récent (<12 Ma).

Le schéma et l'âge d'ouverture océanique du bassin algérien sont toujours débattus. Selon Mauffret *et al.* (2004, 2007), ce bassin se serait ouvert de manière diachrone du Nord au Sud, avec une séparation de la Petite Kabylie du bloc Baléares entre 23 et 16 Ma. L'âge de 16 Ma marquerait l'ouverture océanique du bassin. Schettino et Turco (2006) considèrent le bassin algérien comme le prolongement du bassin liguro-provençal et proposent ainsi une ouverture précoce entre 30 Ma et 26 Ma. Récemment, plusieurs études ont été menées dans le cadre du

projet SPIRAL sur la structure profonde du bassin algérien. Les modèles de vitesse de Mihoubi *et al.* (2014) et Bouyahiaoui *et al.* (2015) ont fourni une image bien contrainte de la structure de ce bassin. Elle montre, dans la partie profonde de celui-ci, une croûte océanique de 4.5 km d'épaisseur surmontée par une pile sédimentaire allant de 3.8 km jusqu'à 5 km d'épaisseur au pied de la marge. Elle montre également une croûte continentale très étirée à environ 20-25 km de la marge actuelle. Une récente étude sismo-stratigraphique du bassin de Jijel considéré comme une extension du bassin algérien (Arab *et al.,* sous presse), a permis d'identifier des séries pré-messiniennes épaisses, au pied de la marge située très proche de Bougaroun. Ces séries ont été subdivisées en une partie synrift (unité PMSU-1) équivalente de l'Oligo-Miocène kabyle (OMK) et une partie post-rift + nappes (unités PMSU-2 et PMSU-3), déposée sur une croûte océanique d'arrière-arc à partir de 18 Ma. En résumé, le bassin algérien, en tant que système sédimentaire déposé sur une croûte continentale amincie (période de rifting incluant la formation de la marge passive), existerait à partir de 24 Ma, et se serait développé de manière importante à partir de 18 Ma pour atteindre le stade d'accrétion océanique.

En guise de conclusion, l'ensemble de ces données sismiques et chronostratigraphiques confronté aux âges Ar/Ar et à la position actuelle et les modalités d'affleurement des gabbros océaniques du Cap Bougaroun *s.s* montre que ceux-ci ne semblent pas représenter des reliques *in situ* de la croûte océanique du bassin algérien. **Les gabbros appauvris en LREE du Cap Bougaroun *s.s* pourraient bien représenter un système de dykes ou d'intrusions gabbroïques intrudant la croûte continentale kabyle hyper-amincie au cours du stade de rifting préludant à l'ouverture océanique du bassin algérien (Abbassene *et al.,* 2016). Ces roches ont été charriées sur l'actuelle marge algérienne au cours de son évolution ultérieure.**

3-2.2. Le magmatisme post-collisionnel à partir de 17 Ma : sources et mécanismes de mise en place

A partir de 17 Ma (âge obtenu sur le granite peralumineux de Bougaroun), l'ensemble de la marge algérienne enregistre une période d'activité magmatique post-collisionnelle majeure qui se matérialise, notamment dans la province orientale, par l'émission de larges volumes de magmas calco-alcalins moyennement à fortement potassiques. Ce magmatisme se met en

place sous forme plutonique, volcanique et/ou en semi-profondeur et couvre toute la série de différenciation depuis les roches mafiques, intermédiaires jusqu'aux roches felsiques. Ces roches magmatiques présentent toutes l'empreinte de subduction et sont de ce fait issues d'une source mantellique enrichie. Dans le secteur étudié, cette signature géochimique de source mantellique enrichie a été mise en évidence sur les gabbros et dolérites basiques enrichies en LREE car ces roches sont supposées être épargnées de toute modification par la contamination. Au cours de leur ascension, ces magmas mafiques interagissent avec la croûte africaine sous-charriée sous la croûte kabyle. Ces échanges chimiques ont pour conséquence de modifier leurs compositions chimiques et isotopiques primaires et donner les roches intermédiaires et felsiques.

- ***Les roches mafiques enrichies de la Kabylie de Collo: sources et processus pétrogénétiques***

Dans le complexe volcano-plutoniques de Bougaroun, les roches mafiques enrichies en LREE affleurent sous forme de gabbros ou de filons de dolérites. Les gabbros présentent des structures de mélange avec le granite de Bougaroun (secteur de Mersa Dammat) alors que les filons de dolérite recoupent indifféremment le granite, les microgranodiorites et les gabbros appauvris (Cap Bougaroun *s.s*).

Les résultats d'analyses chimiques de ces roches mafiques ont révélé, d'emblée, leur caractère enrichi en LREE, ce qui les distingue des gabbros appauvris en LREE du Cap Bougaroun, et l'empreinte de subduction (enrichissement en Rb, Ba et Th et fortes anomalies négatives en Nb, Ta et Ti). Dans le détail, on distingue deux groupes en fonction de leur degré d'enrichissement en LREE : faiblement enrichis et enrichis. En outre, leurs rapports isotopiques du Sr (0.706046-0,708845) et du Nd (0.512796-0.512869) confirment leurs compostions en éléments en traces et indiquent que ces roches proviennent d'une source mantellique modifiée par des fluides ou magmas issus d'une lithosphère océanique subduite.

- ***Les roches intermédiaires et felsiques de la Petite Kabylie : conséquence d'une intense contamination des magmas mafiques par la croûte africaine***

De nombreux auteurs se sont intéressés à l'études des roches intermédiaires et felsiques de la marge est-algérienne (Semroud *et al.,* 1994 ; Fougnot, 1990 ; Ouabadi, 1994, Fourcade *et al.,* 2001 ; Laouar *et al.* 2005). Les données géochimiques et les rapports isotopiques du $^{87}Sr/^{86}Sr$ de l'ordre de 0.720, du $^{143}Nd/^{144}Nd$ (<0.5121), les valeurs élevées de $\delta^{18}O$ (>11‰) et relativement basses de δ^{34} S (<−33‰) ont démontré le caractère peralumineux des ces roches et témoignent d'une genèse des magmas selon un modèle d'évolution par fusion partielle d'un manteau métasomatisé par la subduction suivie de la contamination croissante de ces magmas calco-alcalins par la croûte continentale selon un processus d'AFC (Assimilation coupled with Fractional Crystallization ; DePaolo, 1981) associé ou non avec un processus MASH (Melting-Assimilation-Storage-Homogenization ; Hildreth et Moorbath, 1988) (Semroud *et al.,* 1994). La contamination des magmas issus de cette source mantellique enrichie culmine au niveau des granites à cordiérite avec l'intervention finale de matériaux pélitiques (Ouabadi, 1994 ; Fourcade *et al.,* 2001). Le pluton granitique de Filfila est le seul, de toute la marge nord algérienne, à présenter les caractéristiques d'un granite d'anatexie crustale (Fourcade *et al.,* 2001).

Les résultats acquis dans cette thèse constituent des données supplémentaires sur les roches différentiées de la marge et confirment les conclusions des auteurs antérieurs. En effet, les roches intermédiaires et felsiques étudiées définissent une seule tendance évolutive continue sur les diagrammes de Harker, compatible avec une évolution par cristallisation fractionnée.

D'autre part, les spectres étendus et de terres rares de ces roches sont parallèles et montrent une allure globalement semblable à celles des roches mafiques enrichis en LREE. On remarque, néanmoins, que les roches différenciées présentent des spectres plus en plus fractionnés. Cette similitude dans les tracés des spectres associée à l'anomalie négative en Eu de plus en plus importante depuis les diorites jusqu'aux rhyolites est également compatible avec l'évolution des magmas mafiques par processus de cristallisation fractionnée.

Les rapports isotopiques du Sr élevés (de 0.707584 à 0.711203) et du Nd bas (de 0.512175 à 0.512545) confirment la forte contribution de matériaux crustaux dans l'évolution des magmas mafiques au cours de leur ascension à travers la croûte africaine.

3.3. Modèle d'évolution tectono-magmatique de la marge algérienne à partir de l'Oligocène

Dans le secteur de Petite Kabylie (Kabylie de Collo et Ouest Edough-Cap de Fer) affleurent des roches magmatiques à affinité calco-alcaline moyennement à fortement potassiques. La géologie de Kabylie de Collo est particulièrement marquée par la mise en place de très importants volumes de magmas qui forment les plus grands plutons granitiques de la chaîne magmatique du Maghreb à l'image du pluton de Bougaroun (~200 km^2). Ce dernier est intrusif dans le socle de Bougaroun formé d'unités mantelliques et de la croûte inférieure et métamorphise à sa bordure méridionale les formations de l'Oligo-Miocène kabyle et les nappes de flyschs numidiens mises en place à 17.6 Ma. Les âges radiométriques U/Pb et K/Ar sur zircon, roche totale et minéraux séparés de plusieurs échantillons du pluton de Bougaroun attribuent un âge de 17 Ma à sa mise en place (Abbassene *et al.*, 2016). Dans le secteur ouest Edough-Cap de Fer, les roches magmatiques recoupent et/ou recouvrent le socle métamorphique de l'Edough, les nappes de flyschs kabyles et numidiens et les sédiments langhiens. Les résultats de datation K/Ar sur roche totale d'échantillons d'andésite, diorite et microgranodiorites indiquent que la mise en place du magmatisme dans ce secteur s'échelonne entre ~16.5 et 13.7 Ma. L'ensemble des ces particularités géochimiques, chronologiques et structurales confirme que ce magmatisme est typiquement post-collisionnel.

Afin de fournir des contraintes sur le(s) mécanisme(s) principal (aux) à l'origine de l'activité magmatique en contexte post-collisionnel sur la marge algérienne, nous proposons un modèle tectono-magmatique basé sur la combinaison d'un processus de rupture de slab téthysien avec un mécanisme de délamination des deux croûtes continentales africaine et kabyle par rapport à leurs manteaux lithosphériques respectifs.

En Petite Kabylie, le processus de rupture de slab au Miocène inférieur concorde bien avec les mécanismes d'exhumation d'unités métamorphiques profondes, de métamorphisme régional, d'hydrothermalisme et minéralisations associé suivis d'un refroidissement rapide (Carminati *et al.*, 1998a, b; Caby *et al.*, 2001). Fernandez (2015) et Fernandez *et al.* (2015) décrivent ces processus dans le domaine de l'Edough à 20.9 Ma pour le charriage des unités océaniques du Kef Lakhal, 17.8 Ma pour l'exhumation des unités de croûte inférieure de l'Edough (Bruguier *et al.*, 2009). Ces processus ont également été décrits à 25 Ma pour le début d'exhumation des unités profondes de la croûte en Grande Kabylie (Saadallah et Caby, 1996).

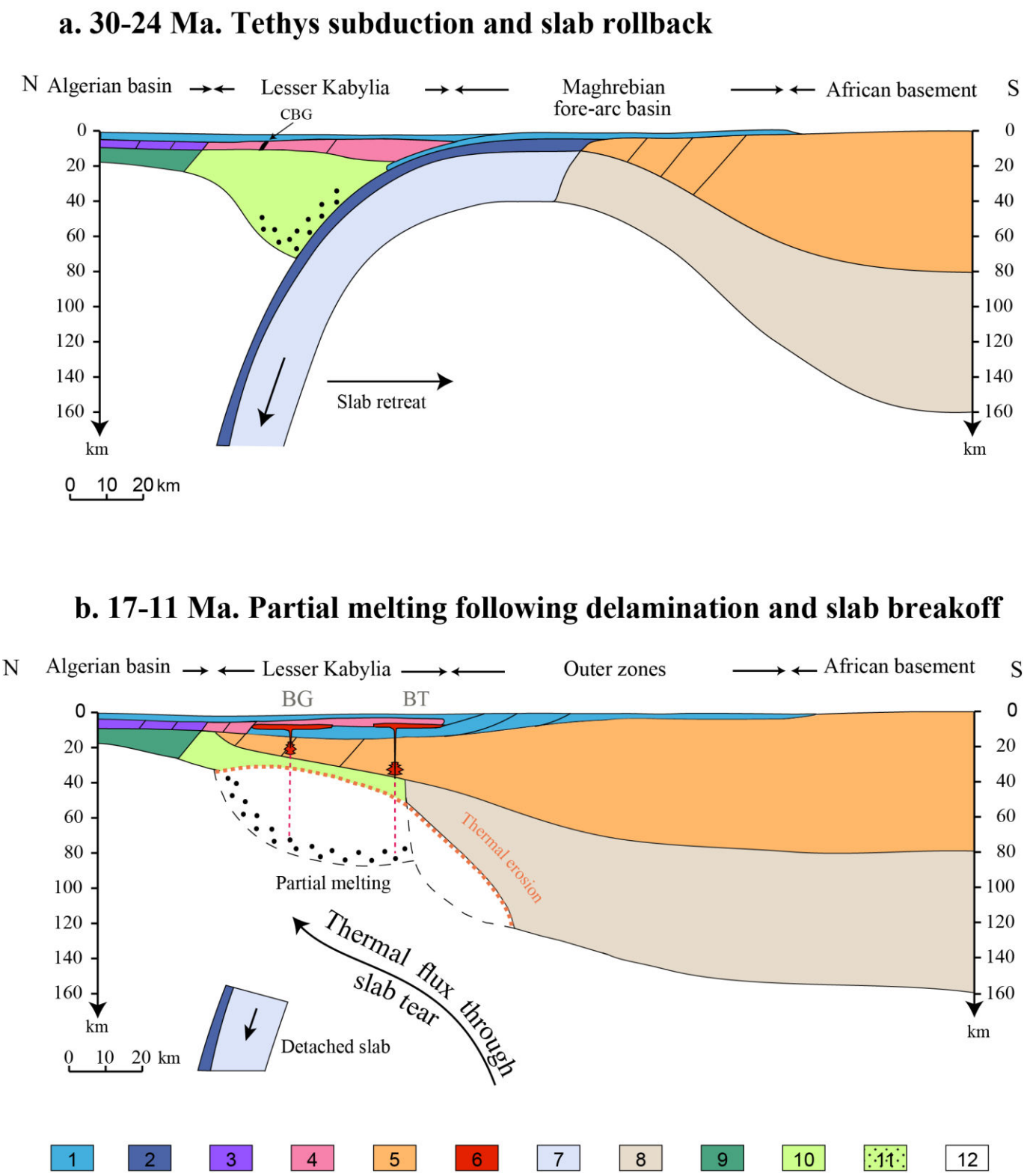
Cette série de processus mantelliques et crustaux ayant conduit à la structuration de la marge est immédiatement suivie par le début du magmatisme post-collisionnel calco-alcalin riche en K_2O à partir de 17 Ma (Abbassene *et al.*, 2016). A 17 Ma, le flux asthénosphérique ascendant au travers de la déchirure lithosphérique a provoqué la fusion du manteau lithosphérique sous-kabyle, métasomatisé lors d'une subduction antérieure. Les magmas mafiques issus de cette fusion génèreront par la suite les roches mafiques enrichies ou bien subiront une contamination crustale d'importance variable lors de leur ascension dans la croûte pour donner les roches intermédiaires et felsiques.

3.4. Principaux résultats et contributions aux connaissances sur la marge algérienne

1. Identification par les datations U/Pb et K/Ar sur le batholithe de Bougaroun, de l'âge le plus ancien du magmatisme post-collisionnel, à caractère calco-alcalin potassique, connu à l'heure actuelle dans toute la marge méditerranéenne du Maghreb. Cette phase majeure de magmatisme calco-alcalin riche en K_2O se généralise à toute la marge à partir de ~16 Ma et se poursuit de manière intermittente jusqu'à 11 Ma,
2. Découverte dans le Cap Bougaroun *s.s* d'un affleurement de gabbros appauvris en LREE à signature géochimique de type ''océanique'' (ride ou back-arc). Les âges Ar/Ar (27.0 ± 3.0 Ma et 23.3 ±3.2 Ma) sur deux fractions d'amphibole de ces gabbros indiquent une mise en place à l'Oligocène supérieur, sous forme de dykes intrudant une croûte kabyle hyper-amincie lors du stade de rifting précédant l'ouverture du bassin algérien en position arrière-arc,
3. Le pluton de Bougaroun est intrusif dans le socle de Bougaroun formé d'unités mantelliques et de la croûte inférieure. Il métamorphise des nappes de flyschs numidiens mises en place à 17.6 Ma. Ces caractéristiques structurales indiquent que la marge algérienne s'est structurée avant la mise en place du granite post-collisionnel de Bougaroun à 17 Ma. Dès lors, les reconstitutions cinématiques évoquant un âge plus jeune (par exemple 13 Ma pour Vergès et Sàbat (1999) ; voir également Frizon de Lamotte *et al.*, 2000 ; Bouyahiaoui *et al.*, 2015) pour la collision du domaine kabyle avec la marge africaine sont à reconsidérer,
4. Les roches intermédiaires et felsiques de la marge est-algérienne sont à caractère peralumineux. Leurs spectres d'éléments en traces et les compositions isotopiques indiquent une importante contribution crustale dans leur genèse. En Kabylie de Collo,

les roches mafiques qui leur sont associées (les gabbros enrichis) sont issues d'une source mantellique modifiée par la subduction. La signature crustale dominante des roches felsiques étudiées est attribuée à une importante interaction entre les magmas mafiques ascendants et la croûte africaine sous-charriée sous la croûte kabyle,

5. Les caractéristiques pétrogéochimiques, chronologiques et cartographiques du magmatisme post-collisionnel de la marge algérienne sont interprétées dans le cadre d'un modèle d'évolution tectono-magmatique basé sur la rupture du slab téthysien au Miocène inférieur (fig. 79), combinée avec la délamination des deux croûtes continentales africaine et kabyle par rapport à leurs manteaux lithosphériques respectifs.



1: Sediments (undifferentiated). 2: Tethyan oceanic crust. 3: Back-arc oceanic crust (Algerian Basin). 4: Kabylian continental basement. 5: African continental basement. 6: Magmatic bodies (CBG Cap Bougaroun gabbros, BG Bougaroun, EM El Milia, BT Beni Toufout). 7: Tethyan suboceanic lithospheric mantle. 8: African subcontinental lithospheric mantle. 9: Back-arc lithospheric mantle (Algerian Basin). 10: Kabylian lithospheric mantle. 11: Subduction-metasomatized Kabylian lithospheric mantle. 12: Asthenospheric mantle. BG: Bougaroun granite; BT: Beni Toufout granite.

Fig. 79 : Coupe schématique illustrant les positions possibles des sources mantellique et/ou crustale du magmatisme de la Kabylie de Collo à 30-24 Ma (A) et à 17 Ma (B), modifiée d'après Abbassene et *al.* (2016).

Références bibliographiques

A

Abbassene, F., Chazot, G., Bellon, H., Bruguier, O., Ouabadi, A., Maury, R.C., Déverchère, J., Bosch, D., Monié, P., 2016. A 17 Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: Evidence from Bougaroun (northeastern Algeria) and geodynamic implications. Tectonophysics 674, 114-134.

Abdel-Rahman, A.-F.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. Journal of Petrology 35, 525-541.

Ahmed-Said, Y., Leake, B., 1992. The composition and origin of the Kef Lakhal amphibolites and associated amphibolite and olivine-rich enclaves, Edough, Annaba, NE Algeria. Mineralogical Magazine-London 56, 459-459.

Ahmed-Said, Y., Leake, B.E., Rogers, G., 1993. The petrology, geochemistry and petrogenesis of the Edough igneous rocks, Annaba, NE Algeria. Journal of African Earth Sciences (and the Middle East) 17, 111-123.

Aïté, M.O., Gélard, J.-P., 1997. Distension néogène post-collisionnelle sur le transect de Grande-Kabylie (Algérie). Bull. Soc. Geol. Fr. 168, 423-436.

Alexandrov, P., Ruffet, G., Cheilletz, A., 2002. Muscovite recrystallization and saddle-shaped 40 Ar/39 Ar age spectra: example from the Blond granite (Massif Central, France). Geochimica et Cosmochimica Acta 66, 1793-1807.

Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. American Mineralogist 80, 549-559.

Arab, M., Rabineau, M., Bracene, R., Déverchère, J., Belhai, D., Roure, F., Marok, A., Bouyahiaoui, B., Granjeon, D., Andriessen, P., Sage, F. Origin and tectono-sedimentary evolution of the Eastern Algerian Basin (offshore) from Upper Oligocene to Present- Day. Basin Research, in press.

Arafa, M., 1997. Pétrologie du magmatisme néogène du NW de Annaba (NE Algérie). Thèse de Magister, Univ. Annaba, 243p.

Auzende, J.-M., Bonnin, J., Olivet, J.-L., 1973. The origin of the Western Mediterranean basin. Journ. Geol. Soc. London 129, 607-620.

Avanzinelli, R., Lustrino, M., Mattei, M., Melluso, L., Conticelli, S., 2009. Potassic and ultrapotassic magmatism in the circum-Tyrrhenian region: significance of carbonated pelitic vs. pelitic sediment recycling at destructive plate margins. Lithos 113, 213-227.

B

Bardintzeff, J.M., Bonin, B., 1987. The amphibole affect; a possible mechanism for triggering explosive eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research 33, 4, 255–262.

Barrat, J.A., Keller, F., Amossé, J., Taylor, R.N., Nesbitt, R.W., Hirata, T., 1996. Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by icp-ms after Tm addition and ion exchange separation. Geostandards Newsletter 20, 133-139.

Barrière, M., Cotten, J., 1979. Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteric equilibration in granites. Contributions to Mineralogy and Petrology 70, 183-192.

Baudelot, S., Bouillin, J., Coiffait, P., 1981. Découverte d'Ordovicien inférieur daté par Acritarches dans l'Ouest de la Petite Kabylie (Algérie): conséquences structurales. CR Acad. Sci. Paris, 293, 611-614.

Beccaluva, L., Bianchini, G., Bonadiman, C., Coltorti, M., Macciotta, G., Siena, F., Vaccaro, C., 2005. Within-plate cenozoic volcanism and lithospheric mantle evolution in the western-central mediterranean area. Elsevier special volume "Crop Project Project–Deep Seismic exploration of the Central Mediterranean and Italy, 641-666.

Beccaluva, L., Bianchini, G., Bonadiman, C., Coltorti, M., Milani, L., Salvini, L., Siena, F., Tassinari, R., 2007. Intraplate lithospheric and sublithospheric components in the Adriatic domain: nephelinite to tholeiite magma generation in the Paleogene Veneto volcanic province, southern Alps. Geological Society of America Special Papers 418, 131-152.

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.

Belanteur, O., Bellon, H., Maury, R., Ouabadi, A., Coutelle, A., Semroud, B., Fourcade, S., 1995. Le magmatisme miocène de l'Est Algérois, géologie, géochimie, et géochronologie ^{40}K-^{40}Ar. CR Acad Sci. Paris., 321, 489-496.

Bellon, H., 1976. Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique – implications géodynamiques. Thèse ès Sciences. Univ. Orsay, 368 p.

Bellon, H., 1981a. Chronologie radiométrique K-Ar des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma. In: Wezel, F.C. (Ed.), Sedimentary basins of Mediterranean margins, C.N.R. Italian Project of Oceanog-raphy, Tecnoprint Bologna, pp. 341-360.

Bellon, H., Quoc Buu, N., Chaumont, J., Philippet, J., 1981b. Implantation ionique d'argon dans une cible support. Application au traçage isotopique de l'argon contenu dans les minéraux et les roches. CR Acad. Sci. Paris 292, 977-980.

Bell, K., Lavecchia, G., Rosatelli, G., 2013. Cenozoic Italian magmatism–Isotope constraints for possible plume-related activity. Journal of South American Earth Sciences 41, 22-40.

Benito, R., López-Ruiz, J., Cebriá, J.M., Hertogen, J., Doblas, M., Oyarzun, R., Demaiffe, D., 1999. Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic Neogene volcanic rocks of SE Spain. Lithos 46, 773-802.

Biju-Duval, B., Dercourt, J., Le Pichon, X., 1977. From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. Histoire structurale des bassins méditerranéens, 143.

Bird, P., 1979. Continental delamination and the Colorado plateau. Journal of Geophysical Research 84, 7561-7571.

Bizon, G., Gélard, J., 1975. Précisions sur l'âge de I'Oligo-Miocène kabyle en Grande Kabylie (Algérie): conséquences structurales concernant le Numidien. CR Somm. Soc. Geol. France 17, p 173-176.

Blow, W.H., 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy, Proceedings of the first international conference on planktonic microfossils. EJ Brill Leiden, pp. 199-422.

Blundy, J.D., Holland, T.J., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 104, 208-224.

Bosch, D., Hammor, D., Mechati, M., Fernandez, L., Bruguier, O., Caby, R., Verdoux, P., 2014. Geochemical study (major, trace elements and Pb–Sr–Nd isotopes) of mantle material obducted onto the North African margin (Edough Massif, North Eastern Algeria): Tethys fragments or lost remnants of the Liguro–Provençal basin? Tectonophysics 626, 53-68.

Bossière, G., 1971. Distinction d'un socle et d'une couverture au sein du massif ancien de Grande Kabylie (Algérie). CR Acad. Sci. Paris, 273, 1547-1548.

Bossière, G., Collomb, P., Mahdjoub, Y., 1976. Sur un gisement de Péridotites découvert dans le massif cristallophyllien de l'Edough (Annaba, Algérie). CR Acad. Sci. Paris, 283, 885-888.

Bossière, G., 1980. Un complexe polycyclique et sa blastomylonitisation. Etude pétrologique de la partie occidentale du massif de Grande Kabylie (Algérie). Thèse Doctorat d'Etat, univ. Nantes, 302p.

Bossière, G., Peucat, J.-J., 1986. Structural evidence and Rb-Sr,^{39}Ar–^{40}Ar mica ages relationships for the existence of an Hercynian deep crustal shear zone in Grande Kabylie (Algeria) and its alpine reworking. Tectonophysics 121, 277-294.

Bouillin, J.-P., Durand-Delga, M., Gelard, J., Leikine, M., Raoult, J., Raymond, D., Tefiani, M., Vila, J., 1970. Définition d'un flysch massylien et d'un flysch maurétanien au sein des flyschs allochtones de l'Algérie. CR Acad. Sci. Paris 270, 2249-2252.

Bouillin, J.-P., 1971. Découverte de Mésozoïque épimétamorphique au Nord-Est d'El Milia (Petite Kabylie); La fenêtre des Beni Toufout. CR Somm. Soc. Géol. Fr., 115-116.

Bouillin, J.-P., Raoult, J.-F., 1971. Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs; le Numidien peut-il être un néo-autochtone? Bull. Soc. Geol. Fr., 338-362.

Bouillin, J.-P., Durand-Delga, M., Gelard, J.-P., Leikine, M., Raoult, J.-F., Raymond, D., Tefiani, M., Vila, J.-M., 1973. Les olistostromes d'âge miocène inférieur liés aux flyschs allochtones kabyles de l'orogène alpin d'Algérie. Bull. Soc. Geol. Fr., 340-344.

Bouillin, J.-P., Kornprobst, J., 1974. Associations ultrabasiques de Petite Kabylie; péridotites de type alpin et complexe stratifié; comparaison avec les zones internes bético-rifaines. Bull. Soc. Geol. Fr., 183-194.

Bouillin, J.-P., Kornprobst, J., Raoult, J., 1977. Données préliminaires sur le complexe volcano-sédimentaire de Rekkada Metletine (ex-Texenna), en Petite Kabylie (Algérie). Bull. Soc. Geol. Fr., 805-813.

Bouillin, J.-P., 1977. Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Paris VI, France, 511p.

Bouillin, J.P., 1979. La transversale de Collo et El Milia (Petite Kabylie), une région clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. Mem. Soc. géol. Fr. 135, 83 pp.

Bouillin, J.-P., 1982. Mise en évidence d'un important accident blastomylonitique dans le nord de la Petite Kabylie (Algérie). CR Acad. Sci. Paris 294, 1233-1236.

Bouillin, J.-P., 1983. Exemples de déformations locales liées à la mis en place de granitoïdes alpins dans des conditions distensives: l'île d'Elbe (Italie) et le Cap Bougaroun (Algérie). Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique 24, 101-116.

Bouillin, J.-P., Bossière, G., Bourrouilh, R., Coutelle, A., Durand-Delga, M., Gélard, J.-P., Géry, B., Raoult, J., Raymond, D., Tefiani, M., 1984. Mise au point sur l'âge des socles métamorphiques kabyles (Algérie). CR Acad. Sci. Paris, 298, 655-660.

Bouillin, J.-P., 1986. Le" bassin maghrebin"; une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. Bull. Soc. Geol. Fr. 2, 547-558.

Bouillin, J.-P., 1992. La répartition des affleurements de la Dorsale kabyle: héritage d'une segmentation mésozoïque de la marge nord-téthysienne? CR Acad. Sci. Paris, 315, 1127-1132.

Bouyahiaoui, B., Sage, F., Abtout, A., Klingelhoefer, F., Yelles-Chaouche, K., Schnürle, P., Marok, A., Déverchère, J., Arab, M., Galve, A., Collot, J.Y., 2015. Crustal structure of the eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin: implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. Geophysical Journal International 201, 1912-1938.

Brooks, E.R., 1995. Paleozoic fluidization, folding, and peperite formation, northern Sierra Nevada, California. Canadian Journal of Earth Sciences 32, 314–324.

Bruguier, O., Hammor, D., Bosch, D., Caby, R., 2009. Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough massif, NE Algeria): Implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean. Chemical Geology 261, 172-184.

Brunel, M., Hammor, D., Misseri, M., Gleizes, G., Bouloton, J., 1988. Cisaillements synmétamorphiques avec transport vers le Nord-Ouest dans le massif cristallin de l'Edough (Wilaya d'Annaba, Algérie): une faille normale ductile Hercynienne? CR Acad. Sci. Paris, 306, 1039-1045.

C

Caby, R., Hammor, D., 1992. Le massif cristallin de l'Edough (Algérie): un Métamorphic Core Complex d'âge miocène dans les Maghrébides. CR Acad. Sci. Paris, 314, 829-835.

Caby, R., Hammor, D., Delor, C., 2001. Metamorphic evolution, partial melting and Miocene exhumation of lower crust in the Edough metamorphic core complex, west Mediterranean orogen, eastern Algeria. Tectonophysics 342, 239-273.

Caby, R., Bruguier, O., Fernandez, L., Hammor, D., Bosch, D., Mechati, M., Laouar, R., Ouabadi, A., Abdallah, N., Douchet, C., 2014. Metamorphic diamonds in a garnet megacryst from the Edough Massif (northeastern Algeria). Recognition and geodynamic consequences. Tectonophysics 637, 341-353.

Caire, A., 1957. Etude géologique de la région des Biban (Algérie). Thèse univ. Paris. Bull. Serv. Carte géol. Algérie. 818 pp.

Capitanio, F.A., Morra, G., Goes, S., Weinberg, R.F., Moresi, L., 2010. India-Asia convergence driven by the subduction of the Greater Indian continent. Nat. Geosci. 3, 136-139.

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Meijer, P.T., Sabadini, R., 1998a. The two-stage opening of the western-central Mediterranean basins: a forward modeling test to a new evolutionary model. Earth and Planetary Science Letters 160, 667-679.

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R., 1998b. The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. Earth and Planetary Science Letters 160, 651-665.

Carminati, E., Lustrino, M., Doglioni, C., 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. Tectonophysics 579, 173-192.

Cheilletz, A., Ruffet, G., Marignac, C., Kolli, O., Gasquet, D., Féraud, G., Bouillin, J., 1999. ^{40}Ar/^{39}Ar dating of shear zones in the Variscan basement of Greater Kabylia (Algeria). Evidence of an Eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian–Barremian boundary): geodynamic consequences. Tectonophysics 306, 97-116.

Chemenda, A.I., Mattauer, M., Bokun, A.N., 1996. Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman. Earth and Planetary Science Letters 143, 173-182.

Cherniak, D., Watson, E., 2001. Pb diffusion in zircon. Chemical Geology 172, 5-24.

Chung, S.L., Chu, M.F., Zhang, Y.Q., Xie, Y.W., Lo, C.H., Lee, T.Y., Lan, C.Y., Li, X.H., Zhang, Q., Wang, Y.Z., 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. Earth-Science Reviews 68, 173-196.

Clemens, J.D., Benn, K., 2010. Anatomy, emplacement and evolution of a shallow-level, post-tectonic laccolith: the Mt Disappointment pluton, SE Australia. Journal of the Geological Society 167, 915-941.

Cohen, C.R., 1980. Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the western Mediterranean Tectonophysics 68, 283-311.

Coleman, D.S., Gray, W., Glazner, A.F., 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. Geology 32, 433-436.

Condie, K.C., 2003. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 4, 1005.

Conticelli, S., Guarnieri, L., Farinelli, A., Mattei, M., Avanzinelli, R., Bianchini, G., Boari, E., Tommasini, S., Tiepolo, M., Prelević, D., 2009. Trace elements and Sr–Nd–Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. Lithos 107, 68-92.

Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R.C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., Brousse, R., 1995. Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia. Chemical Geology 119, 115-138.

Coulon, C., Megartsi, M.h., 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.

Courme-Rault, M.D., Coutelle, A. 1979. Etude du Miocène du Bassin de Tizi Ouzou dans la région de Taguercift-Freha et de Naciria (Algérie). Géologie Méditerranéenne, t. VI, n°2, p. 347-356.

Courme-Rault, M.D., Coutelle, A., 1982. Le Miocène de la Soummam (Algérie) : précisions sur l'âge de ces niveaux de base, existencpe d'un cycle inférieur anté-nappes sud-telliennes, corrélations. Géologie Méditerranéenne, t. IX, n°2, p. 99-107.

Courme-Rault, M.-D., 1985. Stratigraphie du miocène et chronologie comparée des déformations suivant deux transversales des atlasides orientales (Algérie, Sicile): Thèse ès Sciences. Univ. Orléans.

Coutelle A. et Gélard J.P, 1968 – Existence de radiolarites à la base du « flysch schisto-gréseux thitonique-néocomien » du Col de Chellata (Grande Kabylie). C.R. Somm. Soc. Géol. France, Paris, fasc. 3, p. 79-81.

Coutelle, A., 1979. Etude Géologique du Sud-Est de la Grande Kabylie et des Babors d'Akbou. Thèse ès Sciences, Univ. Bretagne Occidentale, 567p.

Coutelle A., 1981. Tectonique de balayage et tectonique de situation dans l'orogène berbère. Rev. Géol. dyn. Géogr. Phys., Paris, vol. 25, fasc. 2, p. 119-125.

Coutelle, A., Duée, G., 1984. Essai sur la tectogenèse des chaines alpines de la Méditerranée occidentale. Bull Cent Rech Explor Production Elf Aquitaine 8, 1-13.

Coutelle, A., Delteil, J., 1989. Observations et réponses. Bull. Soc. Geol. Fr. 5, 859-867.

D

Dalrymple, G.B., Lanphere, M.A., 1969. Potassium-argon dating: principles, techniques and applications to geochronology. W.H. Freeman, San Francisco, 258 pp.

Davidson, J.P., Harmon, R.S., Wörner, G., 1991. The source of the Central Andes magmas; some considerations. *In* Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America –Special Paper, 265, 233-243.

Davies, H.J., von Blanckenburg, F., 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth and Planetary Science Letters 129, 85-102.

Delteil, J., Fenet, B., Guardia, P., Polvêche, J., 1971. Géodynamique de l'Algérie nord occidentale. CR somm. Soc. géol. France 8, 414-417.

DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth and Planetary Science Letters 53, 189-202.

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Lepichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Bijuduval, B., 1986. Geological evolution of the tethys belt from the Altlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics 123, 241-315.

Dewey, J., Helman, M., Knott, S., Turco, E., Hutton, D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications 45, 265-283.

Dhuime, B., 2003. Age et provenance des zircons détritiques de la série métasédimentaire de Nathorst Land (NE Groenland): une étude comparative LA-ICP-MS, SIMS et méthode conventionnelle. Univ Montpellier 2. DEA-Master :40p.

Didon, J., Durand-Delga, M., Kornprobst, J., 1973. Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. Bull. Soc. Geol. Fr., 77-105.

Djellit, H., 1987. Evolution tectono-métamorphique du socle kabyle et polarité de mise en place des nappes flysch en petite Kabylie occidentale (Algérie). These ès Science., Univ. Paris XI, France, 206p.

Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contributions to Mineralogy and Petrology 40, 259-274.

Duggen, S., Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Garbe-Schonberg, D., 2005. Post-collisional transition from subduction- to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: Evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. Journal of Petrology 46, 1155-1201.

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. Contributions to Mineralogy and Petrology 156, 577-593.

Durand-Delga, M., 1952. Présence du Burdigalien dans la région d'El Milia, au centre du Massif ancien de Petite Kabylie (Nord-Constantinois, Algérie). C. R. Acad. Sci., t.234, 2092. Paris.

Durand-Delga, M., 1955. Etude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique. Thèse Paris, 533p. Service de la Carte Géologique de l'Algérie.

Durand-Delga, M., Lambert, A., 1956. La bordure occidentale de la nappe de Guerrouch (Nord-Constantinois, Algérie). CR Somm. Soc. Géol. France, Paris, p. 296-298.

Durand-Delga, M., Raoult, J.F., Vila, J.M. 1967. Situation en fenêtre du Secondaire du Djebel Safia (Nord du Constantinois, Algérie). CR Somm. Soc. Géol. France, Paris, p. 101-104.

Durand-Delga, M., 1969. Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. Publ. Serv. Géol. Algérie, bull. n°39, p. 89-131.

Durand-Delga, M., Fontboté, J.M., 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. Congrès géologique international.

Durand-Delga, M., Rossi, P., Olivier, P., Puglisi, D., 2000. Situation structurale et nature ophiolitique de roches basiques jurassiques associées aux flyschs maghrébins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie). CR Acad. Sci. Paris, 331, 29-38.

Dymec, R.-F., 1983. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses ' West Greenland'. American Mineralogist 6, 880-399.

E

El Azzouzi, M.h., Bernard-Griffiths, J., Bellon, H., Maury, R.C., Piqué, A., Fourcade, S., Cotten, J., Hernandez, J., 1999. Évolution des sources du volcanisme marocain au cours du Néogène. CR Acad. Sci. Paris, 329, 95-102.

El Azzouzi, M., Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, Ch., Bellon, H., Ouabadi, A., Semroud,B., Megartsi, M., Cotten, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Coutelle, A., Piqué, A.,Capdevila, R., Hernandez, J., Réhault, J.P., 2003. Evolution spatiale et temporelledu magmatisme néogène de la marge septentrionale du Maghreb: manifesta-tion d'un détachement lithosphérique. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc. 447,107–116.

El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Réhault, J.P., 2014. Miocene magmatism and tectonics within the Peri-Alboran orogen (western Mediterranean). Journal of Geodynamics 77, 171-185.

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.

Enjolvy, R., 2004. Caractérisation géochronologique et pétrologique de l'événement fini-Transamazonien : Etude en Guyane Française et en Amapá (Brésil). DEA, Univ. Montpellier II, 42p.

F

Faccenna, C., Mattei, M., Funiciello, R., Jolivet, L., 1997. Styles of back-arc extension in the Central Mediterranean. Terr. Nova 9, 126-130.

Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., Rossetti, F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. Geophysical Journal International 145, 809-820.

Faccenna, C., Jolivet, L., Piromallo, C., Morelli, A., 2003. Subduction and the depth of convection in the Mediterranean mantle. Journal of Geophysical Research-Solid Earth 108.

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.

Faccenna, C., Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.P., Capitanio, F.A., Funiciello, F., Horvath, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L., Rossetti, F., Serpelloni, E., 2014. Mantle dynamics in the Mediterranean. Rev. Geophys. 52, 283-332.

Fauvel, P. J., 1977. Sur l'âge burdigalien des rhyolites du kef ech-Cheraya (Nord-Constantinois, Algérie). – 5ème Réun. Ann. Sc. de la Terre, Rennes, 225.

Ferrandini, J., Gattacceca, J., Ferrandini, M., Deino, A., Janin, M.-C., 2003. Chronostratigraphy and paleomagnetism of Oligo-Miocene deposits of Corsica (France) : geodynamic implications for the liguro-provençal basin spreading. Bull. Soc. Geol. Fr. 174, 357-371.

Fernandez, L., 2015. Etude géochimique et géochronologique d'un massif basique et ultrabasique des zones internes de la chaîne des Maghrébides (Edough, NE Algérie) - Contraintes sur l'évolution de la Méditerranée occidentale au Cénozoïque. Thèse, Univ. Montpellier, 356 p.

Fernandez, L., Bosch, D., Bruguier, O., Hammor, D., Caby, R., Monié, P., Arnaud, N., Toubal, A., Galland, B., Douchet, C., 2015. Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides - New insights on the Western Mediterranean evolution. Journal of Geodynamics, in press, http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001.

Fernandez, L., Bosch, D., Bruguier, O., Hammor, D., Caby, R., Arnaud, N., Monié, P., Ouabadi, A., Verdoux, P., Abdallah, N., submitted. Tethys remnants in the internal zones of the Maghrebides: Geochemical and isotopic evidence from the Kef Lakhal amphibolite (Edough massif, NE Algeria). Lithos, soumis.

Festa, V., Caggianelli, A., Langone, A., Prosser, G., 2012. Time-space relationships among structural and metamorphic aureoles related to granite emplacement: a case study from the Serre Massif (southern Italy). Geological Magazine 150, 441-454.

Fichtner, A., Villaseñor, A., 2015. Crust and upper mantle of the western Mediterranean–Constraints from full-waveform inversion. Earth and Planetary Science Letters 428, 52-62.

Fornelli, A., Micheletti, F., Langone, A., Perrone, V., 2015. First U–Pb detrital zircon ages from Numidian sandstones in Southern Apennines (Italy): Evidences of African provenance. Sedimentary Geology 320, 19-29.

Fougnot, J., 1990. Le magmatisme miocène du littoral nord-constantinois (Algérie): caractères, origine, signification.Thèse Doctorat d'Etat. Univ. Nancy, INPL, 358 p.

Fourcade, E., Azéma, J., Cecca, F., Bonneau, M., Peybernes, B., Dercourt, J., 1991. Essai de reconstitution cartographique de la paléogéographique et des paléoenvironnements de la Téthys au Tithonique supérieur (138 à 135 Ma), Bull. Soc. Geol. Fr., 1197-1208.

Fourcade, S., Capdevila, R., Ouabadi, A., Martineau, F., 2001. The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O, H, Sr, Nd) study. Lithos 57, 187-216.

Frizon de Lamotte, D.F., Saint Bezar, B.A., Bracene, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. Tectonics 19, 740-761.

Frizon de Lamotte, D.F., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.C., Blanpied, C., Ringenbach, J.C., 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes. Tectonics 30.

G

Garner, E.L. Murphy, TJ; Gramlich, J.W., 1975. Absolute isotopic abundance ratios and the atomic weight of a reference sample of potassium. Journal of research of the National Bureau of Standards. Section A. Physics and chemistry v.79A, p.713 -725

Garrido, C.J., Gueydan, F., Booth-Rea, G., Precigout, J., Hidas, K., Padron-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.

Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B., Vadeboin, F., 2007. Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. Earth and Planetary Science Letters 258, 359-377.

Gélard, J.P., 1969. Le flysch à base schisto-gréseuse de la bordure méridionale et orientale du massif de Chellata; le flysch maurétanien (Grande-Kabylie, Algérie). Bull. Soc. Geol. Fr., 676-686.

Gélard, J., Lorenz, C., Magné, J., 1973. L'âge de la transgression (Oligocène terminal-Aquitanien basal) sur le socle de Grande Kabylie (Algérie). CR Somm. Soc. Geol. France 15, 7-9.

Gélard, J.-P., Sigal, J., 1974. Le flysch massylien de Tagdinnt (Grande-Kabylie); étude stratigraphique et structurale. Bull. Soc. Geol. Fr., 526-536.

Gélard, J.-P., 1979. Géologie du nord-est de la grande Kabylie: un segment des zones internes de l'orogène littoral maghrebin. Thèse Doctorat d'état. Univ. Dijon, 335p.

Géry, B., Feinberg, H., Lorenz, C., Magné, J., 1981. Définition d'une série type de «l'Oligo-Miocène kabyle» anté-nappes dans le Djebel Aïssa-Mimoun (Grand Kabylie, Algérie). CR Acad. Sci. Paris, Ser. II 292, 1529-1532.

Gerya, T.V., Yuen, D.A., Maresch, W.V., 2004. Thermomechanical modelling of slab detachment. Earth and Planetary Science Letters 226, 101-116.

Gill, J.-B., 1976. Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: Implications for evolution of an interarc basin and remnant arc. Geol. Soc. Am. Bull. 87, 1384-1395.

Gill, R., Aparicio, A., El Azzouzi, M., Hernandez, J., Thirlwall, M., Bourgois, J., Marriner, G., 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.

Glazner, A.F., Bartley, J.M., Coleman, D.S., Gray, W., and Taylor, R.Z., 2004, Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers?: GSA Today, v. 14, no. 4/5, p. 4–11, doi: 10.1130/1052- 5173(2004)014<0004:APAOMO>2.0.CO;2.

Gleizes, G., Bouloton, J., Bossière, G., Collomb, P., 1988. Données lithologiques et pétro-structurales nouvelles sur le massif cristallophyllien de l'Edough (Est-Algérien). CR Acad. Sci. Paris, 306, 1001-1008.

Govers, R., Wortel, M., 2005. Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones. Earth and Planetary Science Letters 236, 505-523.

Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M., 1997. Lithospheric boudinage in the western Mediterranean back-arc basin. Terr. Nova 9, 184-187.

Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics 298, 259-269.

Gutscher, M.-A., Malod, J., Réhault, J.-P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., Spakman, W., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. Geology 30, 1071-1074.

H

Hadj Zobir, S., Laouar, R., Oberhänsli, R., 2007. Les métabasites de Sidi Mohamed Edough NE Algérien: Caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques. Editions du Service géologique national 18, 25-41.

Hadj Zobir, S., Oberhänsli, R., 2013. The Sidi Mohamed peridotites (Edough massif, NE Algeria): evidence for an upper mantle origin. Journal of Earth System Science 122, 1455-1465.
Hames, W.E., Cheney, J.T., 1997. On the loss of $^{40}Ar^*$ from muscovite during polymetamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 3863-3872.

Hammarstrom, J.M., Zen, E., 1986. Aluminium in hornblende : an empirical igneous geobarometer. American Mineralogist 71, 1297-1313.

Hammor, D., Lancelot, J., 1998. Métamorphisme miocène de granites panafricains dans le massif de l'Edough (Nord-Est de l'Algérie). CR Acad. Sci. Paris, 327, 391-396.

Hammor, D., Bosch, D., Caby, R., Bruguier, O., 2006. A two-stage exhumation of the Variscan crust: U–Pb LA-ICP-MS and Rb–Sr ages from Greater Kabylia, Maghrebides. Terr. Nova 18, 299-307.

Handy, M.R., Schmid, S.M., 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 Reviews 102, 121-158..

Harangi, S., Downes, H., Seghedi, I., 2006. Tertiary-Quaternary subduction processes and related magmatism in the Alpine-Mediterranean region. Geological Society, London, Memoirs 32, 167-190.

Harris, N. B. W., Pearce, J. A., Tindle, A. G., 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Coward, M. P. & Ries, A. C. (eds) Collision Tectonics. Geological Society of London, Special Publications, 19, 67-82.

Harrison, T.M., and Clarke, G.K.C., 1979. A model of the thermal effects of igneous intrusion and uplift as applied to Quottoon Pluton, British Columbia: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 411–420.

Harrison, T. M., McDougall, I., 1980, Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zeland-II: diffusion of radiogenic and excess ^{40}Ar in horblende revealed by ^{40} Ar/^{39}Ar age spectrum analysis : Geochimistry Cosmochimistry Acta, v. 44, p. 2005-2020.

Hart, S.R., Karig, D.E., Glassley, W.E., 1972. Basalts and sea-floor spreading behind Mariana Island Arc. Earth and Planetary Science Letters 15, 12.

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. American Mineralogist 90, 316-328.

Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology 98, 455-489.

Hilly, J., 1952. Présence du Burdigalien dans les massifs du Cap de Fer et de la Kabylie de Collo (Nord-Constantinois, Algérie). C. R. Acad. Sci., t.234, 1073-1076. Paris.

Hilly, J. et Magné, J., 1953. Le Burdigalien de la Kabylie de Collo et du massif du Cap de Fer (Nord-Constantinois, Algérie): microfaune et faciès lithologiques. Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord, t.44, 149-163, Alger.

Hilly, J., 1957. Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est-Constantinois). Thèse Doctorat d'Etat. Univ. Nancy. Bull. Serv. Carte géol. Algérie. 408 p.

Holland, T., Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology 116, 433-447.

Hollister, L.S., Grissom G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. American Mineralogist 72, 231–239.

Hoyez, B., 1975. Dispersion du matériel quartzeux dans les formations aquitaniennes de Tunisie septentrionale et d'Algérie nord-orientale. Bull. Soc. Geol. Fr., 1147-1156.

Hoyez, B., 1989. Le Numidien et les flyschs oligo-miocènes de la bordure sud de la Méditerranée occidentale. Thèse Doct, Univ. Lille, 495 pp.

I

Ilavsky, J., Snopkova, P., 1987. Découverte d'Acritarches paléozoïques dans les terrains métamorphiques de l'Edough (Wilaya d'Annaba, Algérie). CR Acad. Sci. Paris., 305, 881-884.

Irvine, T.N. et Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548.

Iyer, H.M., Evans, J.R., Dawson, P.B., Stauber, D.A., Achauer, U., 1990. Differences in magma storage in different volcanic environments as revealed by seismic tomography; silicic volcanic centers and subduction-related volcanoes, in Ryan, M.P., Magma transport and storage: United Kingdom, John Wiley & Sons, p. 293–316.

J

Jaëger, E., 1967. Die Bedeutung der Biotit- Alterswerte. In: Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen (Eds E. Jaëger, E. Niggli and E. Wenk) Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF, 134, 28-31.

Jerram, D., Petford., N., 2013. The field description of igneous rocks. Wiley & Blackwell, Chichester, p 238.

Johnson, M. C. & Rutherford, M. J., 1989. Experimental calibration of the aluminium-inhornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.

Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. Tectonics 19, 1095-1106.

Jolivet, L., Faccenna, C., Piromallo, C., 2009. From mantle to crust: stretching the Mediterranean. Earth and Planetary Science Letters 285, 198-209.

Jolivet, L., Brun, J.-P., 2010. Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 99, 109-138.

K

Kokelaar, B.P., 1982. Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. Journal of the Geological Society of London 139, 21–33.

L

Lancelot, J.R., Reille, J.,Wezel, F.C., 1977. Etude morphologique et radiochronologique des zircons détritiques des flysons numidien et gréso-micacé. Conséquences paléogéographiques à l'échelle de la Méditerranée occidentale. Bull. Soc. Géol. Fr 148, 773–780

Langmuir, C.H., Bezos, A., Escrig, S., Parman, S.W., 2006. Chemical systematics and hydrous melting of the mantle in back-arc, basins, in: Christie, D.M., Fisher, C.R., Lee, S.M., Givens, S. (Eds.), Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions, pp. 87-146.

Laouar, R., Boyce, A.J., Ahmed-Said, Y., Ouabadi, A., Fallick, A.E., Toubal, A., 2002. Stable isotope study of the igneous, metamorphic and mineralized rocks of the Edough complex, Annaba, Northeast Algeria. Journal of African Earth Sciences 35, 271-283.

Laouar, R., Boyce, A.J., Arafa, M., Ouabadi, A., Fallick, A.E., 2005. Petrological, geochemical, and stable isotope constraints on the genesis of the Miocene igneous rocks of Chetaibi and Cap de Fer (NE Algeria). Journal of African Earth Sciences 41, 445-465.

Leake, B. E., (1978). Nomenclature of Amphiboles. *American Mineralogist*, v. 63, no. 11-1, p. 1023-1052.

Leake B.E. et al., 1997. Nomenclature of amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. American Mineralogist, 82, 9-10, 1019-1037.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Birch, W. D., Burke, E. A. J., Ferraris, G., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Schumacher, J. C., Stephenson, N. C. N., and Whittaker, E. J. W., (2003). Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's 1997 recommendations. *Canadian Mineralogist*, v. 41, p. 1355-1362.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27, 745-750.

Lee, J.Y., Marti, K., Severinghaus, J.P., Kawamura, K., Yoo, H.S., Lee, J.B., Kim, J.S., 2006. A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. Geochimica et Cosmochimica Acta 70, 4507–4512.

Le Pichon, X., Pautot, G., Auzende, J.-M., Olivet, J.-L., 1971. La Mediterranée Occidentale depuis l'Oligocène schéma d'évolution. Earth and Planetary Science Letters 13, 145-152.

Lepvrier, C., 1970. La zone kabyle et l'origine des flyschs dans la région du Chenoua et du cap Ténès. CR. somm. Soc. Géol. France, 248-251.

Lippolt,H.J., Troesch, M., Hess, J. C., 1990. Excess argon and dating of Quaternary Eifel volcanism, IV. Common argon with high and lower-than-atmospheric $^{40}Ar/^{36}Ar$ ratios in phonolitic rocks, East Eifel, F.R.G.

Lonergan, L., White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. Tectonics 16, 504-522.

Lorenz, C., 1984. Les silexites et les tuffites du Burdigalien, marqueurs volcano-sédimentaires-corrélations dans le domaine de la Méditerranée occidentale. Bull. Soc. géol. France XXVI (6), 1203–1210.

Louni-Hacini, A., Bellon, H., Maury, R., Megartsi, M., Coulon, C., Semroud, B., Cotten, J., Coutelle, A., 1995. Datation ^{40}K-^{40}Ar de la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin en Oranie au Miocène supérieur. CR Acad. Sci., Paris 321, 975-982.

Lovera, O.M., Grove, M., Harrison, T.M., Mahon, K., 1997. Systematic analysis of K-feldspar $^{40}Ar/^{39}Ar$ step heating results: I. Significance of activation energy determinations. Geochimica et Cosmochimica Acta 61, 3171-3192.

Lovera, O.M., Grove, M., Harrison, T.M., 2002. Systematic analysis of K-feldspar $^{40}Ar/^{39}Ar$ step heating results II: Relevance of laboratory argon diffusion properties to nature. Geochimica et Cosmochimica Acta 66, 1237-1255.

Ludwig, K.R., 2003. Mathematical-statistical treatment of data and errors for 230Th/U geochronology. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 52, 631–656.

Lustrino, M., Wilson, M., 2007. The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. Earth-Science Reviews 81, 1-65.

Lustrino, M., Morra, V., Fedele, L., Franciosi, L., 2009. Beginning of the Apennine subduction system in central western Mediterranean: constraints from Cenozoic "orogenic" magmatic activity of Sardinia, Italy. Tectonics 28.

Lustrino, M., Duggen, S., Rosenberg, C.L., 2011. The Central-Western Mediterranean: Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. Earth-Science Reviews 104, 1-40.

Lustrino, M., Fedele, L., Melluso, L., Morra, V., Ronga, F., Geldmacher, J., Duggen, S., Agostini, S., Cucciniello, C., Franciosi, L., Meisel, T., 2013. Origin and evolution of Cenozoic magmatism of Sardinia (Italy). A combined isotopic (Sr–Nd–Pb–O–Hf–Os) and petrological view. Lithos 180–181, 138-158.

M

McDonough, W.F., Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology 120, 223-253.

McDougall, I., Harrison, T. M., 1988, Geochronology and thermochronology by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ method: Oxford monographs on geology and geophysics, Oxford Press, v. 9, 212p.

Magné, J., Raymond, D., 1971. Découverte d'argiles à blocs" dans la region de Dellys-Tigzirt (Grande Kabylie, Algérie); leur place parmi les formations oligo-miocènes au Nord de la Grande Kabylie. Bull. Soc. Geol. Fr., 363-370.

Magné, J., Raymond, D., 1972. Dans le Nord de la Grande kabylie (Algérie), le Numidien a un âge compris entre l'Oligocène moyen et le Burdigalien inférieur. CR Acad. Sc., Paris 274, 3052-3055.

Magni, V., van Hunen, J., Funiciello, F., Faccenna, C., 2012. Numerical models of slab migration in continental collision zones. Solid Earth 3, 293-306.

Mahdjoub, Y., Merle, O., 1990. Cinématique des déformations tertiaires dans le massif de Petite Kabylie (Algérie orientale). Bull. Soc. Geol. Fr. 6, 629-634.

Mahdjoub, Y., 1991. Cinématique des déformations et évolution P, T anté-alpines et alpines en Petites Kabylie (Algérie nord-orientale). Un modèle d'évolution du domaine tellien interne. Thèse ès Sciences, USTHB.

Mahdjoub, Y., Choukroune, P., Kienast, J.R., 1997. Kinematics of a complex Alpine segment: superimposed tectonic and metamorphic events in the Petite Kabylie Massif (northern Algeria). Bull. Soc. Geol. Fr. 168, 649-661.

Mahéo, G., Guillot, S., Blichert-Toft, J., Rolland, Y., Pecher, A., 2002. A slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of South Karakorum and South Tibet. Earth and Planetary Science Letters 195, 45-58.

Mahood, G.A., Drake, R.E., 1982. K-Ar dating young rhyolitic rocks: a case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. Geological Society of America Bulletin. 93, 1232-1241.

Mancilla, F.L., Booth-Rea, G., Pérez-Peña, J.V., Morales, J., Azañon, J.M., Martin, R., Giaconia, F., 2015. Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions. Tectonophysics, 663, 225-237.

Mark, D.F., Stuart, F.M., de Podesta, M., 2011. New high-precision measurements of the isotopic composition of atmospheric argon. Geochimica et Cosmochimica Acta 75, 7494–7501.

Marignac, C., Zimmermann, J.L., 1983. Ages K-Ar de l'Événement Hydrothermal et des Intrusions Associées dans le District Minéralisé Miocène d'Aīn-Barbar (Est Constantinois, Algérie). Mineral. Deposita 18, 457-467.

Marignac, C., 1985. Les minéralisations filoniennes d'Ain-Barbar (Algérie): un exemple d'hydrothermalisme lié à l'activité géothermique alpine en Afrique du Nord.Thèse Doct. d'Etat INPL., Nancy. 1163 p.

Marignac, C., 1988. A case of ore deposition associated with paleogeothermal activity: The polymetallic ore veins of Aïn Barbar (NE Constantinois, Algeria). Mineralogy and Petrology 39, 107-127.

Martin, U., Németh, K., 2007. Blocky versus fluidal peperite textures developed in volcanic conduits, vents and crater lakes of phreatomagmatic volcanoes in Mio/Pliocene volcanic fields of Western Hungary. Journal of Volcanology and Geothermal Research 159, 164-178.

Matzel, J.E.P., Bowring, S.A., Miller, R.B., 2006. Time scales of pluton construction at differing crustal levels: Examples from the Mount Stuart and Tenpeak intrusions, North Cascades, Washington. Geol. Soc. Am. Bull. 118, 1412-1430.

Mauffret, A., de Lamotte, D.F., Lallemant, S., Gorini, C., Maillard, A., 2004. E-W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean). Terr. Nova 16, 257-264.

Mauffret, A., Ammar, A., Gorini, C., Jabour, H., 2007. The Alboran Sea (Western Mediterranean) revisited with a view from the Moroccan margin. Terr. Nova 19, 195-203.

Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M.h., Cotten, J., Belanteur, O., 2000. Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. CR Acad. Sc. Séries IIA-Earth and Planetary Science 331, 159-173.

Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracene, R., Badji, R., Ouabadi, A., Yelles-Chaouche, K., Bendiab, F., 2014. The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. Journal of Geodynamics 77, 186-205.

Menéndez, L., Azor, A., Ordóñez, A., Sánchez-Almazo, I., 2011. The metamorphic aureole of the Nisa-Alburquerque batholith (SW Iberia): implications for deep structure and emplacement mode. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 100, 1533-1550.

Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouene, M.L., Chalouan, A., Montigny, R., Goffé, B., 2006. Pressure–temperature–time constraints on the Maghrebide mountain building: evidence from the Rif–Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications. CR Geoscience 338, 92-114.

Michel, J., Baumgartner, L., Putlitz, B., Schaltegger, U., Ovtcharova, M., 2008. Incremental growth of the Patagonian Torres del Paine laccolith over 90 k.y. Geology 36, 459-462.

Mihoubi, A., Schnürle, P., Benaissa, Z., Badsi, M., Bracene, R., Djelit, H., Geli, L., Sage, F., Agoudjil, A., Klingelhoefer, F., 2014. Seismic imaging of the eastern Algerian margin off Jijel: integrating wide-angle seismic modelling and multichannel seismic pre-stack depth migration. Geophysical Journal International 198, 1486-1503.

Miller, C., Schuster, R., Klotzli, U., Frank, W., Purtscheller, F., 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. Journal of Petrology 40, 1399-1424.

Miller, J.S., 2008. Assembling a pluton... one increment at a time. Geology 36, 511-512.

Misseri, M., 1987. Structure et cinématique des peridotites feldspathiques du Cap Bougaroun (Algérie). Journal of African Earth Sciences 6, 741-744.

Mitchell, J.G., Ineson, P.R., Miller, J.A., 1988. Radiogenic argon and major-element loss from biotite during natural weathering: A geochemical approach to the interpretation of potassium-argon ages of detrital biotite. Chemical Geology: Isotope Geoscience section 72, 111-126.

Miyashiro, A., 1978. Nature of alkalic volcanic rock series. Contributions to Mineralogy and Petrology, 66: 91-104.

Monié, P., Maluski, H., Saadallah, A., Caby, R., 1988. New ^{39}Ar-^{40}Ar ages of Hercynian and Alpine thermotectonic events in Grande Kabylie (Algeria). Tectonophysics 152, 53-69.

Monié, P., Montigny, R., Maluski, H., 1992. Age burdigalien de la tectonique ductile extensive dans le massif de l'Edough (Kabylies, Algérie); données radiométriques ^{39}Ar-^{40}Ar. Bull. Soc. Geol. Fr. 163, 571-584.

Montigny, R., 1985, Méthode classique potassium-argon, *dans* É. Roth et B. Poty, éds., Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels: applications: Masson; Série Scientifique, p. 309-340.

Monzier, M., Robin, C., Eissen, J.-P., Cotten, J., 1997. Geochemistry vs. seismo-tectonics along the volcanic New Hebrides central chain (Southwest Pacific). Journal of Volcanology and Geothermal Research 78, 1-29.

N

Nachit , H., Razafimahefa , N., Stussi , J. M., & Caron , J. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. CR Acad. Sci. Paris, 301, 813-818.

Nachit , H. (1986) : Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Thèse Doct. d'Etat, Univ. Brest, 181p.

Neumann, M., Vila, J.M., 1967. Analyse stratigraphique et structurale du flysch de Penthièvre (Nord du Constantinois, Algérie). Bull. Serv. Géol. Fr. 7, 401-409.

Nier, A.O., 1935. Evidence for the existence of an isotope of potassium of mass 40. Physical review v.48.p. 283 -284

Nier, A.O., 1950. A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. Physical Reviews 77, 789–793.

O

Oberli, F., Meier, M., Berger, A., Rosenberg, C.L., GierÉ, R., 2004. U-Th-Pb and 230 Th/238 U disequilibrium isotope systematics: Precise accessory mineral chronology and melt evolution tracing in the Alpine Bergell intrusion. Geochimica et Cosmochimica Acta 68, 2543-2560.

Ouabadi, A., 1994. Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes peralumineux à cordiérite (Cap Bougaroun, Beni-Toufout et Filfila), Algérie Nord Orientale, Thèse Univ. Rennes I, 257 pp.

P

Pamić, J., Balen, D., Herak, M., 2002. Origin and geodynamic evolution of Late Paleogene magmatic associations along the Periadriatic-Sava-Vardar magmatic belt. Geodinamica Acta 15, 209-231.

Panza, G.F., Raykova, R.B., Carminati, E., Doglioni, C., 2007. Upper mantle flow in the western Mediterranean. Earth and Planetary Science Letters 257, 200-214.

Parize, O., Beaudoin, B., Burollet, P.-F., Cojan, I., Fries, G., 1986. La provenance du matériel gréseux numidien est septentrionale (Sicile et Tunisie). CR Acad. Sci. Paris 303, 1671-1674.

Pattison, D.R.M., Vogl, J.J., 2005. Contrasting sequences of metapelitic mineral-assemblages in the aureole of the tilted Nelson Batholith, British Columbia: Implications for phase equilibria and pressure determination in andalusite-sillimanite-type settings. Can. Mineral. 43, 51-88.

Pearce, J.A., Bender, J.F., Delong, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Guner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S., Mitchell, J.G., 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 44, 189-229.

Pearce, J.A., Stern, R.J., 2006. Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives, in: Christie, D.M., Fisher, C.R., Lee, S.M., Givens, S. (Eds.), Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions, pp. 63-86.

Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos 100, 14-48.

Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 58, 63-81.

Peccerillo, A., Lustrino, M., 2005. Compositional variations of Plio-Quaternary magmatism in the circum-Tyrrhenian area: Deep versus shallow mantle processes. Geological Society of America Special Papers 388, 421-434.

Penven, M.J., Zimmermann, J.L., 1986. A Langhian K-Ar age of calc-alkaline plutonism in Kabylie de Collo (Algeria). CR Acad. Sci. Paris, 303, 403-406.

Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. Nature 408, 669-673.

Peucat, J., Bossière, G., 1981. Ages Rb-Sr sur micas du socle métamorphique kabyle (Algérie): mise en évidence d'événements thermiques alpins. Bull. Soc. Geol. Fr., 439-447.

Peucat, J.J., Mahdjoub, Y., Drareni, A., 1996. U-Pb and Rb-Sr geochronological evidence for late Hercynian tectonic and Alpine overthrusting in Kabylian metamorphic basement massifs (northeastern Algeria). Tectonophysics 258, 195-213.

Piromallo, C., Morelli, A., 2003. P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. Journal of Geophysical Research-Solid Earth 108.

Putnis, A., 2009. Mineral replacement reactions. Reviews in mineralogy and geochemistry 70, 87-124.

R

Ranalli, G., Pellegrini, R., D'Offizi, S., 2000. Time dependence of negative buoyancy and the subduction of continental lithosphere. Journal of Geodynamics 30, 539-555.

Raoult, J.F., 1969. Nouvelles données sur les flyschs au nord du Kef Sidi Dris et dans la zone du col des Oliviers (nord du Constantinois, Algérie). Bull. Soc. Geol. Fr., 516-522.

Raoult, J.-F., 1974. Géologie du centre de la Chaîne numidique: Nord du Constantinois, Algérie. Thèse Paris. . Mém. Soc. géol. Fr., 163 p.

Raoult, J.-F., 1975. Évolution paléogéographique et structurale de la chaîne alpine entre le golfe de Skikda et Constantine (Algérie orientale). Bull. Soc. Geol. Fr., 394-409.

Raymond, D., 1976. Evolution sédimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la Grande Kabylie, Algérie, au cours du cycle alpin. Thèse ès Sciences. Univ. Paris VI, 156p.

Réhault, J.-P., Boillot, G., Mauffret, A., 1984. The Western Mediterranean Basin geological evolution. Marine Geology 55, 447-477.

Réhault, J.P., Honthaas, C., Guennoc, P., Bellon, H., Ruffet, G., Cotten, J., Sosson, M., Maury, R.C., 2012. Offshore Oligo-Miocene volcanic fields within the Corsica-Liguria Basin: Magmatic diversity and slab evolution in the western Mediterranean Sea. Journal of Geodynamics 58, 73-95.

Renne, P.R., Cassata, W.S., Morgan, L.E., 2009. The isotopic composition of atmospheric argon and 40Ar/39Ar geochronology: time for a change? Quaternary Geochronology 4, 288–298.

Renne, P.R., Mundil, R., Balco, G., Min, K.W., Ludwig, K.R., 2010. Joint determination of K-40 decay constants and Ar-40*/K-40 for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for Ar-40/Ar-39 geochronology. Geochim. Cosmochim. Acta, 74, 5349–5367

Ricou, L.E., Dercourt, J., Geyssant, J., Grandjacquet, C., Lepvrier, C., Biju-Duval, B., 1986. Geological constraints on the alpine evolution of the Mediterranean Tethys. Tectonophysics 123, 83-122.

Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M., Radoslovich, E.W., 1999. Nomenclature of the micas. Mineralogical Magazine 63, 267-279.

Rivière, M., Courtois, C., 1975. Etude minéralogique et géochimique des tuffitesburdigaliennes de la région de Malaga (Espagne): intérêt des diagrammes

Rivière, M., Bouillin, J., Courtois, C., Gelard, J., Raoult, J., 1977. Etude minéralogique et géochimique des tuffites découvertes dans l'Oligo-Miocène kabyle (Grande Kabylie-Algérie); comparaison avec les tuffites de la région de Malaga (Espagne). Bull. Soc. Geol. Fr., 1171-1177.

Rollet, N., Deverchere, J., Beslier, M.O., Guennoc, P., Rehault, J.P., Sosson, M., Truffert, C., 2002. Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. Tectonics 21.

Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002a. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. Journal of the Virtual Explorer 8, 107-130.

Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002b. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. Tectonophysics 359, 117-129.

Rosenbaum, G., Lister, G.S., 2004. Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. Tectonics 23.

Rosenbaum, G., Gasparon, M., Lucente, F.P., Peccerillo, A., Miller, M.S., 2008. Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian magmatism. Tectonics 27.

Rosenberg, C., 2004. Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. Tectonics 23.

Roubault, M., 1934. La Kabylie de Collo. Etude géologique. Bull. Soc. Serv. Carte Algérie, 26ème série, n ° 10.

Royden, L.H., 1993a. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision Tectonics 12, 629-638.

Royden, L.H., 1993b. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. Tectonics 12, 303-325.

S

Saadallah, A., Caby, R., 1996. Alpine extensional detachment tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria). Tectonophysics 267, 257-273.

Savelli, C., 2002. Time–space distribution of magmatic activity in the western Mediterranean and peripheral orogens during the past 30 Ma (a stimulus to geodynamic considerations). Journal of Geodynamics 34, 99-126.

Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Lepichon, X., Roulet, M.J., 1986. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic-ocean to the Pamirs since the Triassic. Tectonophysics 123, 1-35.

Shabani, A.A., Lalonde, A.E., Whalen, J.B., 2003. Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen: a potential tectonomagmatic indicator? The Canadian Mineralogist 41, 1381-1396.

Schettino, A., Turco, E., 2006. Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene. Geophysical Journal International 166, 1398-1423.

Schettino, A., Turco, E., 2011. Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. Geol. Soc. Am. Bull. 123, 89-105.

Schilling, F.R., and Partzsch, G.M., 2001, Quantifying partial melt fraction in the crust beneath the Central Andes and the Tibetan Plateau: Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy, v. 26, p. 239–246.

Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a fonction of pressure; an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 110, 304–310.

Semroud, B., Maury, R.C., Ouabadi, A., Cotten, J., Fourcade, S., Fabriès, J., Gravelle, M., 1994. Géochimie des granitoïdes miocènes de Bejaia-Amizour (Algérie du Nord). CR Acad. Sci. Paris, 319, 95-102.

Sinton, J.M., Fryer, P., 1987. Mariana Trough lavas from 18 N: Implications for the origin of back arc basin basalts. J. Geophys. Res 92, 782-712.

Soria, J.M., Estevez, A., Serrano, F., 1992. Silexites et roches volcanoclastiques burdi-galiennes de la Zone subbétique centrale (région du Rio Fardes-Mencal, Espagneméridionale). Signification géodynamique. CR. Acad. Sci. Paris 314, 1219–1226.

Spakman, W., 1986. The upper mantle structure in the central European-Mediterranean region, Proceedings of the Third Workshop on the European Geotraverse Project (EGT), pp. 215-221.

Spakman, W., 1990. Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean. Terra Nova 2, 542-553.

Spakman, W., Wortel, R., 2004. A Tomographic View on western Mediterranean geodynamics, The TRANSMED atlas. The Mediterranean region from crust to mantle. Springer, pp. 31-52.

Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., Mattei, M., 2002. Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provencal Basin spreading: new paleornagnetic and Ar/Ar evidence. Tectonophysics 347, 231-251.

Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters 36, 359-362.

Sun, S.-S., McDonough, W., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42, 313-345.

T

Tartese, R., Ruffet, G., Poujol, M., Boulvais, P., Ireland, T.R., 2011. Simultaneous resetting of the muscovite K-Ar and monazite U-Pb geochronometers: a story of fluids. Terra Nova 23, 390-398.

Taylor, B., Martinez, F., 2003. Back-arc basin basalt systematics. Earth and Planetary Science Letters 210, 481-497.

Tefiani, M., 1967. Le flysch crétacé nummulitique de l'unité du Djebel Zima (Sud-Est algérois). Bull. Serv. géol. Algérie n. Sér., n° 35, p. 77-80.

Tefiani, M., 1968. L'unité des Tamerkennit, nouvel élément de la Chaîne calcaire algéroise. CR. somm. Soc. Géol. France, 60-62.

Tefiani, M., 1969. Le flysch schisto-gréseux nord-kabyle de la région de Larba (Alger) sa position paléogéographique. Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord, t. 60, fasc. 1-2, p. 39-41. Alger.

Tefiani, M., 1970. Présence d'olistostromes à la base des nappes de flyschs reposant sur la Dorsale kabyle au Sud-Est d'Alger. CR. somm. Soc. Géol. France 8, 315-316.

Tindle, A., Webb, P., 1994. PROBE-AMPH—a spreadsheet program to classify microprobe-derived amphibole analyses. Computers & Geosciences 20, 1201-1228.

Toussaint, G., Burov, E., Jolivet, L., 2004. Continental plate collision: Unstable vs. stable slab dynamics. Geology 32, 33-36.

Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., VanCalsteren, P., Deng, W., 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. Journal of Petrology 37, 45-71.

Turner, S., Platt, J., George, R., Kelley, S., Pearson, D., Nowell, G., 1999. Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic–Alboran domain, SE Spain. Journal of Petrology 40, 1011-1036.

V

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.

van Hunen, J., Allen, M.B., 2011. Continental collision and slab break-off: A comparison of 3-D numerical models with observations. Earth and Planetary Science Letters 302, 27-37.

Vergés, J., Sàbat, F., 1999. Constraints on the Neogene Mediterranean kinematic evolution along a 1000 km transect from Iberia to Africa. Geological Society, London, Special Publications 156, 63-80.

Vila, J.-M., 1970. Le Djebel Edough; un massif cristallin externe du Nord-Est de la Berberie. Bull. Soc. Geol. Fr., 805-812.

Vila, J.-M., 1980. La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse ès Sciences. Univ. Paris VI, 665 p.

Villa, I.M., 1998. Isotopic closure. Terra Nova-Oxford 10, 42-47.

Von Blanckenburg, F., Davies, J.H., 1995. Slab breakoff - a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. Tectonics 14, 120-131.

Von Weizsäcker, C.F., 1937. Über die Möglichkeit eines dualen β^- Zerfalls von Kalium. Physik. Zeitschr., V. 38, p. 623-624.

W

Wang, K.L., Chung, S.L., O'Reilly, S.Y., Sun, S.S., Shinjo, R., Chen, C.H., 2004. Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. Journal of Petrology 45, 975-1011.

Wezel, F.C., 1970. Numidian flysch: an Oligocene-early Miocene continental rise deposit off the African Platform.

Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Revue de géologie dynamique et de géographie physique.

Wortel, M.J.R., Spakman, W., 2000. Geophysics - Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. Science 290, 1910-1917.

Annexe

Annexe 1. Composition chimique en éléments majeurs et formule structurale des phases minérales des roches étudiées

- Feldspaths
- Biotite
- Amphiboles
- Clinopyroxène

Echantillon	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3
	cœur	bord	bord	cœur	cœur	bord	cœur	bord	cœur	bord		cœur	bord		
SiO_2	48.89	61.42	55.74	45.23	51.02	48.04	45.25	53.22	55.26	62.36	57.33	45.61	60.65	46.39	57.96
TiO_2	0.02	0.04	0.00	0.01	0.02	0.03	0.05	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.04
Al_2O_3	31.29	23.43	26.82	33.37	29.62	31.36	33.14	28.39	27.11	23.18	25.78	33.09	23.56	33.04	25.77
Fe_2O_3	0.56	0.26	0.35	0.73	0.45	0.64	0.80	0.46	0.36	0.30	0.41	0.68	0.27	0.63	0.40
FeO	0.50	0.23	0.31	0.66	0.40	0.58	0.72	0.42	0.33	0.27	0.37	0.61	0.24	0.56	0.36
MnO	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	0.05	0.00	0.02	0.07	0.04	0.03	0.06	0.01	0.03	0.00	0.02	0.05	0.01	0.06	0.02
CaO	15.04	5.04	9.41	17.66	12.91	15.25	17.53	11.13	9.63	4.94	7.95	17.68	5.60	16.94	8.06
Na_2O	3.35	8.90	6.53	1.73	4.62	3.16	1.79	5.45	6.52	8.84	7.26	1.84	8.62	2.06	7.18
K2O	0.04	0.64	0.09	0.02	0.04	0.04	0.04	0.06	0.10	0.62	0.27	0.02	0.69	0.03	0.13
Total	99.20	99.70	98.94	98.77	98.68	98.56	98.61	98.71	99.03	100.21	99.03	98.94	99.39	99.12	99.53
Formule structurale (8 oxygènes)															
Si	2.26	2.75	2.54	2.12	2.36	2.24	2.12	2.44	2.52	2.77	2.60	2.13	2.73	2.16	2.61
Al	1.70	1.24	1.44	1.84	1.61	1.72	1.83	1.53	1.46	1.21	1.38	1.82	1.25	1.81	1.37
Fe^{3+}	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
Ca	0.74	0.24	0.46	0.89	0.64	0.76	0.88	0.55	0.47	0.24	0.39	0.88	0.27	0.84	0.39
Na	0.30	0.77	0.58	0.16	0.41	0.29	0.16	0.48	0.58	0.76	0.64	0.17	0.75	0.19	0.63
K	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
Total	5.03	5.02	5.03	5.03	5.04	5.03	5.03	5.03	5.04	5.01	5.03	5.03	5.03	5.02	5.01
albite	28.69	74.83	55.52	15.07	39.27	27.26	15.57	46.88	54.93	75.09	61.82	15.81	72.17	18.05	61.47
anorthite	71.21	23.41	44.22	84.89	60.61	72.62	84.32	52.96	44.80	23.18	37.41	84.13	25.92	81.86	38.15
orthose	0.10	1.76	0.26	0.05	0.12	0.12	0.11	0.16	0.27	1.73	0.76	0.06	1.91	0.09	0.37

Composition chimique et formule structurale des plagioclases des gabbros appauvris du Cap Bougaroun *s.s.*

Echantillon	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 16	CB 16	CB 51	CB 51	CB 51	CB 51	CB 51	CB 51
									cœur	cœur	cœur	cœur	bord	cœur
SiO_2	53.28	48.76	56.03	51.74	64.21	45.47	45.57	45.68	45.29	44.89	58.75	44.62	44.31	45.15
TiO_2	0.04	0.06	0.00	0.02	0.02	0.03	0.04	0.00	0.02	0.08	0.04	0.02	0.00	0.01
Al_2O_3	31.26	32.28	28.29	29.30	22.98	33.52	34.83	34.69	34.42	34.59	25.91	35.16	35.04	34.64
Fe_2O_3	0.58	0.74	0.15	1.80	0.16	0.79	0.49	0.45	0.72	0.73	0.19	0.69	0.80	0.78
FeO	0.53	0.66	0.13	1.62	0.15	0.71	0.44	0.40	0.65	0.65	0.17	0.63	0.72	0.70
MnO	0.01	0.02	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.02	0.03
MgO	0.16	0.08	0.01	1.52	0.00	0.02	0.04	0.02	0.01	0.04	0.00	0.04	0.02	0.01
CaO	7.16	15.46	9.10	10.21	4.06	17.59	18.70	18.27	18.19	18.30	7.79	19.05	19.04	18.84
Na_2O	3.86	2.71	5.77	4.31	9.36	1.61	1.16	1.33	1.43	1.27	7.61	0.89	0.81	1.23
K2O	3.46	0.15	0.48	0.98	0.27	0.05	0.01	0.01	0.02	0.05	0.23	0.02	0.02	0.03
Total	99.79	100.26	99.82	99.83	101.06	98.99	100.81	100.40	100.06	99.89	100.51	100.48	100.01	100.64
Formule structurale (8 oxygènes)														
Si	2.43	2.23	2.52	2.36	2.81	2.12	2.09	2.10	2.09	2.08	2.62	2.06	2.05	2.08
Al	1.68	1.74	1.50	1.58	1.19	1.84	1.88	1.88	1.87	1.89	1.36	1.91	1.91	1.88
Fe^{3+}	0.02	0.03	0.00	0.06	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03
Ca	0.35	0.76	0.44	0.50	0.19	0.88	0.92	0.90	0.90	0.91	0.37	0.94	0.94	0.93
Na	0.34	0.24	0.50	0.38	0.79	0.15	0.10	0.12	0.13	0.11	0.66	0.08	0.07	0.11
K	0.10	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	4.94	5.01	4.98	5.02	4.99	5.02	5.01	5.01	5.02	5.02	5.03	5.02	5.01	5.02
albite	43.08	24.00	52.67	41.96	80.04	14.17	10.05	11.64	12.42	11.18	63.47	7.81	7.16	10.56
anorthite	44.21	75.56	45.88	54.92	19.20	85.68	89.92	88.34	87.51	88.68	35.91	92.14	92.78	89.36
orthose	12.71	0.44	1.45	3.13	0.75	0.15	0.03	0.03	0.07	0.15	0.62	0.05	0.06	0.08

Composition chimique et formule structurale des feldspaths des gabbros appauvris du Cap Bougaroun *s.s* (éch. CB 3 et CB16) enrichis de Mersa (éch. CB 51).

Echantillon	CB 9	CB 9	CB 9	CB 9	CB 9	CB 9	CB 9	CB 9	CB 9	CB 9	CB 12	CB 12	CB 12	CB 12
SiO_2	64.78	61.48	65.06	64.82	59.01	59.48	52.71	48.55	57.42	54.69	59.34	59.61	87.22	86.36
TiO_2	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.07	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00
Al_2O_3	18.65	24.51	18.28	18.33	20.91	19.92	29.80	31.86	27.03	28.30	25.17	25.52	6.05	6.63
Fe_2O_3	0.33	0.59	0.21	0.16	0.26	3.36	0.74	1.07	0.47	0.60	0.39	0.31	0.11	0.06
FeO	0.30	0.53	0.19	0.15	0.24	3.03	0.67	0.97	0.43	0.54	0.35	0.28	0.10	0.06
MnO	0.04	0.02	0.00	0.01	0.06	0.10	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.13	0.02	0.01	0.01	2.93	0.13	0.12	0.12	0.05	0.02	0.02	0.06	0.00
CaO	0.17	4.29	0.07	0.08	7.47	0.97	12.71	16.06	9.16	10.79	7.41	7.72	0.10	0.04
Na_2O	0.94	8.42	0.54	0.54	8.71	2.45	4.20	2.57	6.65	5.61	7.29	7.25	0.70	0.21
K_2O	15.82	1.36	16.48	16.43	0.54	10.13	0.43	0.11	0.14	0.27	0.45	0.34	4.92	5.70
Total	100.70	100.77	100.66	100.42	100.63	99.06	100.68	100.28	100.96	100.33	100.10	100.73	99.18	99.06
Formule structurale (8 oxygènes)														
Si	3.06	2.73	3.09	3.08	2.75	2.81	2.38	2.23	2.56	2.47	2.65	2.65	3.72	3.70
Al	1.04	1.28	1.02	1.03	1.15	1.11	1.59	1.72	1.42	1.51	1.33	1.34	0.30	0.34
Fe^{3+}	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.12	0.03	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
Ca	0.01	0.20	0.00	0.00	0.37	0.05	0.62	0.79	0.44	0.52	0.35	0.37	0.00	0.00
Na	0.09	0.72	0.05	0.05	0.79	0.22	0.37	0.23	0.57	0.49	0.63	0.62	0.06	0.02
K	0.48	0.04	0.50	0.50	0.02	0.31	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.13	0.16
Total	4.69	5.00	4.67	4.67	5.08	4.83	5.00	5.01	5.01	5.02	5.00	5.00	4.22	4.22
albite	15.08	74.93	9.07	8.98	66.93	38.81	36.98	22.36	56.53	48.10	63.22	62.36	29.52	9.95
anorthite	1.50	21.09	0.62	0.78	31.71	8.45	61.79	77.34	43.07	51.14	35.50	36.69	2.28	1.04
orthose	83.42	3.97	90.31	90.23	1.35	52.74	1.23	0.30	0.40	0.76	1.28	0.95	68.21	89.02

Composition chimique et formule structurale des feldspaths des dolérites du Cap Bougaroun *s.s.*

Echantillon	CB 12	CB 12	CB 12	CB 12	CB 12	CB 12	CB 12	CB 12	CB 12	CB 12	CB 12	CB 12	CB 12	CB 18
SiO_2	58.37	64.43	64.58	58.06	63.42	63.82	67.44	49.74	64.92	54.90	54.14	47.14	66.31	58.59
TiO_2	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.06	0.00	0.01	0.00	0.02	0.05	0.03
Al_2O_3	26.40	18.84	18.31	23.48	18.66	19.36	16.16	31.06	22.31	28.43	28.34	32.81	21.04	28.35
Fe_2O_3	0.36	0.27	0.19	0.59	0.96	0.13	0.20	0.95	0.17	0.36	0.51	0.62	0.11	0.88
FeO	0.32	0.25	0.17	0.53	0.87	0.12	0.18	0.86	0.16	0.33	0.46	0.56	0.10	0.79
MnO	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03
MgO	0.28	0.11	0.00	0.04	0.86	0.02	0.11	0.10	0.02	0.07	0.05	0.34	0.01	0.24
CaO	5.62	0.39	0.04	6.28	0.18	0.58	0.01	15.17	2.94	10.89	11.31	16.46	3.26	0.51
Na_2O	7.04	1.61	0.46	1.07	0.81	1.11	0.34	3.20	10.10	5.46	5.13	2.26	9.21	5.36
K_2O	1.51	14.56	16.57	10.49	14.95	15.00	15.08	0.11	0.17	0.26	0.21	0.24	0.20	5.69
Total	99.56	100.22	100.14	99.98	99.74	100.04	99.33	100.33	100.65	100.37	99.67	99.86	100.20	99.61
Formule structurale (8 oxygènes)														
Si	2.63	3.04	3.08	2.74	3.02	3.03	3.19	2.27	2.85	2.47	2.46	2.17	2.91	2.66
Al	1.40	1.05	1.03	1.31	1.05	1.08	0.90	1.67	1.15	1.51	1.52	1.78	1.09	1.52
Fe^{3+}	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.03
Ca	0.27	0.02	0.00	0.32	0.01	0.03	0.00	0.74	0.14	0.53	0.55	0.81	0.15	0.02
Na	0.61	0.15	0.04	0.10	0.07	0.10	0.03	0.28	0.86	0.48	0.45	0.20	0.78	0.47
K	0.04	0.44	0.50	0.32	0.45	0.45	0.46	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.16
Total	4.99	4.72	4.67	4.80	4.70	4.70	4.60	5.02	5.01	5.01	5.00	5.03	4.94	4.89
albite	66.14	24.38	7.68	13.42	13.85	17.48	6.42	27.55	85.72	47.22	44.83	19.77	83.13	71.33
anorthite	29.19	3.25	0.39	43.41	1.70	5.02	0.09	72.12	13.80	52.03	54.58	79.55	16.27	3.75
orthose	4.67	72.37	91.94	43.18	84.45	77.50	93.49	0.32	0.48	0.75	0.59	0.68	0.60	24.91

Composition chimique et formule structurale des feldspaths des dolérites du Cap Bougaroun *s.s.*

Echantillon	CB 18	CB 18	CB 18	CB 18	CB 18	CB 18	CB 18	CB 18	CB 18	CB 18	CB 18	CB 22	CB 22	CB 22
SiO_2	63.01	67.89	61.22	65.22	67.02	66.74	67.30	67.31	66.92	67.67	67.21	58.22	65.29	57.42
TiO_2	0.00	0.03	0.03	0.02	0.04	0.00	0.01	0.02	0.00	0.05	0.04	0.02	0.06	0.01
Al_2O_3	24.62	20.62	24.26	21.08	20.14	20.60	20.64	20.40	20.23	20.15	20.64	28.40	20.62	27.00
Fe_2O_3	0.48	0.15	0.52	0.15	0.32	0.08	0.13	0.12	0.19	0.35	0.85	0.32	0.56	0.50
FeO	0.43	0.14	0.47	0.14	0.29	0.07	0.12	0.11	0.17	0.31	0.77	0.29	0.50	0.45
MnO	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.01	0.01	0.00
MgO	0.54	0.00	0.32	0.11	0.05	0.01	0.05	0.08	0.03	0.06	0.00	0.15	0.31	0.02
CaO	0.80	0.73	2.64	0.71	0.70	1.08	0.93	0.82	0.78	0.76	1.01	1.92	1.81	9.28
Na_2O	7.73	10.59	7.92	11.97	11.28	11.07	11.10	11.21	11.45	11.49	11.21	5.96	7.19	6.42
K_2O	3.03	0.66	2.23	0.65	0.06	0.05	0.04	0.09	0.02	0.05	0.04	4.39	4.97	0.37
Total	100.18	100.67	99.15	99.90	99.62	99.62	100.22	100.03	99.60	100.58	101.01	99.37	100.77	100.98
Formule structurale (8 oxygènes)														
Si	2.80	2.96	2.76	2.89	2.95	2.94	2.94	2.95	2.94	2.95	2.92	2.64	2.92	2.56
Al	1.29	1.06	1.29	1.10	1.04	1.07	1.06	1.05	1.05	1.04	1.06	1.52	1.09	1.42
Fe^{3+}	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02
Ca	0.04	0.03	0.13	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.09	0.09	0.44
Na	0.67	0.89	0.69	1.03	0.96	0.94	0.94	0.95	0.98	0.97	0.95	0.52	0.62	0.55
K	0.09	0.02	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.14	0.01
Total	4.93	4.97	4.97	5.08	5.00	5.00	5.00	5.00	5.02	5.01	5.01	4.92	4.91	5.00
albite	84.32	94.47	78.32	95.19	96.55	94.74	95.47	95.90	96.30	96.36	95.14	70.38	73.19	55.02
anorthite	4.80	3.58	14.42	3.11	3.29	5.13	4.41	3.86	3.63	3.51	4.75	12.55	10.17	43.95
orthose	10.89	1.95	7.26	1.70	0.16	0.13	0.12	0.24	0.07	0.13	0.11	17.06	16.64	1.03

Composition chimique et formule structurale des feldspaths des dolérites du Cap Bougaroun *s.s.*

Echantillon	CB 22	CB 22	CB 22	CB 22	CB 22	CB 22	CB 22	CB 4	CB 4	CB 4	CL 77	CL 77	CL 77	CL 77
SiO_2	50.43	59.48	59.91	64.37	64.06	64.19	65.42	65.39	64.55	51.33	59.09	65.43	64.24	68.73
TiO_2	0.10	0.04	0.01	0.00	0.03	0.04	0.02	0.01	0.04	0.04	0.04	0.02	0.00	0.00
Al_2O_3	31.01	14.37	25.19	18.84	18.22	18.23	20.30	21.28	21.77	29.31	25.49	21.70	22.28	19.91
Fe_2O_3	0.78	2.77	0.33	0.82	0.26	0.31	0.56	0.12	0.14	0.89	0.41	0.13	0.09	
FeO	0.70	2.49	0.30	0.73	0.24	0.28	0.50	0.11	0.12	0.80	0.37	0.12	0.08	0.10
MnO	0.00	0.19	0.01	0.03	0.05	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02
MgO	0.07	2.22	0.01	0.67	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01	0.15	0.01	0.05	0.00	0.00
CaO	14.34	6.86	7.19	0.48	0.09	0.02	1.58	2.28	2.52	13.61	7.40	2.25	3.24	0.45
Na_2O	3.38	0.77	7.40	4.17	0.25	0.57	7.15	10.31	10.14	4.30	7.43	10.09	9.91	11.43
K_2O	0.13	11.58	0.51	9.94	16.83	16.41	6.07	0.07	0.03	0.15	0.13	0.12	0.04	0.08
Total	100.19	99.45	100.52	99.22	99.83	99.76	101.09	99.45	99.19	99.71	100.00	99.82	99.88	100.74
Formule structurale (8 oxygènes)														
Si	2.30	2.92	2.67	3.00	3.08	3.08	2.94	2.89	2.86	2.35	2.64	2.88	2.84	2.98
Al	1.67	0.83	1.32	1.03	1.03	1.03	1.08	1.11	1.14	1.58	1.34	1.13	1.16	1.02
Fe^{3+}	0.03	0.10	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.70	0.36	0.34	0.02	0.00	0.00	0.08	0.11	0.12	0.67	0.35	0.11	0.15	0.02
Na	0.30	0.07	0.64	0.38	0.02	0.05	0.62	0.88	0.87	0.38	0.64	0.86	0.85	0.96
K	0.00	0.36	0.01	0.30	0.52	0.50	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	5.00	4.83	4.99	4.81	4.67	4.68	4.91	5.00	5.00	5.03	5.00	4.99	5.01	4.99
albite	29.81	9.17	64.12	54.12	4.28	9.59	71.35	88.96	87.84	36.22	64.26	88.74	84.60	97.64
anorthite	69.80	45.32	34.44	3.41	0.81	0.17	8.73	10.85	12.08	63.37	35.37	10.92	15.29	2.14
orthose	0.38	45.51	1.44	42.47	94.92	90.24	19.92	0.19	0.08	0.40	0.38	0.34	0.11	0.22

Composition chimique et formule structurale des feldspaths des dolérites du Cap Bougaroun *s.s.*

Echantillon	CB 50	CB 50	CB 50	CB 50	CB 50	CB 50	CB 50	CB 50	CB 50
SiO_2	50.58	56.90	63.18	56.86	50.75	55.73	50.10	51.70	55.17
TiO_2	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.03	0.06	0.00	0.04
Al_2O_3	31.65	27.31	23.16	27.42	30.40	27.91	31.54	30.07	28.34
Fe_2O_3	0.49	0.30	0.23	0.33	0.53	0.31	0.35	0.42	0.33
FeO	0.44	0.27	0.20	0.30	0.48	0.28	0.32	0.38	0.30
MnO	0.03	0.02	0.00	0.01	0.06	0.03	0.03	0.00	0.02
MgO	0.04	0.03	0.01	0.03	0.03	0.03	0.04	0.09	0.02
CaO	14.24	9.32	4.30	9.21	13.62	10.08	14.57	12.88	10.85
Na_2O	3.64	6.55	10.01	6.59	4.09	6.06	3.42	4.38	5.89
K_2O	0.21	0.27	0.06	0.37	0.20	0.33	0.13	0.19	0.29
Total	100.85	100.69	100.93	100.80	99.73	100.48	100.22	99.68	100.93
Formule structurale (8 oxygènes)									
Si	2.29	2.54	2.78	2.54	2.33	2.50	2.28	2.36	2.47
Al	1.69	1.44	1.20	1.44	1.64	1.48	1.69	1.62	1.50
Fe^{3+}	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.69	0.45	0.20	0.44	0.67	0.49	0.71	0.63	0.52
Na	0.32	0.57	0.85	0.57	0.36	0.53	0.30	0.39	0.51
K	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Total	5.02	5.02	5.04	5.02	5.03	5.02	5.01	5.02	5.03
albite	31.46	55.54	80.70	55.84	35.04	51.61	29.72	37.87	49.16
anorthite	67.96	43.71	19.15	43.14	64.40	47.45	69.91	61.59	50.04
orthose	0.58	0.75	0.16	1.02	0.56	0.94	0.37	0.54	0.80

Composition chimique et formule structurale des plagioclases des dolérites de Mersa Dammat el Djiyad.

Echantillon	VPK 119 cœur	VPK 119 cœur	VPK 119 cœur	VPK 119 cœur	CB 52 cœur	CB 52 bord	CB 52 cœur	CB 52 bord	CB 52 cœur	CB 52 cœur	CB 52 cœur	CB 52 bord	CB 52 cœur	CB 52 cœur
SiO_2	63.65	54.33	58.35	50.48	58.97	56.33	60.62	55.67	64.16	63.93	56.07	55.45	64.57	56.74
TiO_2	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.04	0.06	0.01	0.04	0.00	0.05	0.05	0.02	0.02
Al_2O_3	18.56	29.11	26.15	30.92	26.44	27.75	20.95	27.78	18.60	18.46	28.18	28.29	18.62	27.46
Fe_2O_3	0.13	0.32	0.32	0.73	0.26	0.33	0.13	0.29	0.13	0.14	0.30	0.43	0.05	0.29
FeO	0.12	0.29	0.29	0.65	0.23	0.30	0.12	0.26	0.11	0.12	0.27	0.39	0.05	0.26
MnO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	0.03	0.02	0.02	0.05	0.03	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.03
CaO	0.00	11.53	7.98	14.18	8.16	9.67	2.88	9.96	0.01	0.10	10.17	10.61	0.08	9.81
Na_2O	1.46	5.34	7.36	3.70	7.35	6.47	1.13	6.08	0.74	1.29	6.01	6.08	1.22	6.34
K_2O	15.52	0.16	0.36	0.10	0.21	0.35	13.54	0.28	16.96	15.43	0.31	0.25	16.12	0.36
Total	99.36	100.81	100.51	100.16	101.41	100.94	99.29	100.09	100.64	99.38	101.11	101.16	100.71	101.07
Formule structurale (8 oxygènes)														
Si	3.05	2.44	2.61	2.30	2.61	2.52	2.90	2.51	3.06	3.06	2.50	2.48	3.06	2.53
Al	1.05	1.54	1.38	1.66	1.38	1.46	1.18	1.48	1.05	1.04	1.48	1.49	1.04	1.44
Fe^{3+}	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Ca	0.00	0.55	0.38	0.69	0.39	0.46	0.15	0.48	0.00	0.01	0.49	0.51	0.00	0.47
Na	0.14	0.47	0.64	0.33	0.63	0.56	0.10	0.53	0.07	0.12	0.52	0.53	0.11	0.55
K	0.48	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.41	0.01	0.52	0.47	0.01	0.01	0.49	0.01
Total	4.72	5.02	5.02	5.02	5.02	5.03	4.76	5.02	4.70	4.71	5.01	5.03	4.71	5.02
albite	22.18	45.40	61.91	31.99	61.61	54.24	15.69	52.06	11.66	20.13	51.23	50.57	18.58	53.37
anorthite	0.00	54.15	37.10	67.73	37.83	44.78	22.21	47.15	0.12	0.86	47.91	48.75	0.68	45.65
orthose	77.82	0.45	0.99	0.28	0.57	0.98	62.10	0.79	88.22	79.01	0.87	0.68	80.73	0.98

Composition chimique et formule structurale des plagioclases des diorites de Mersa Dammat el Djiyad.

Echantillon	CHR 2	CHR 2	CHR 2	CHR 2	CHR 2	CHR 2
SiO_2	53.53	50.92	52.54	51.05	57.30	56.82
TiO_2	0.03	0.05	0.00	0.00	0.02	0.06
Al_2O_3	29.39	31.18	29.62	30.88	27.18	27.16
Fe_2O_3	0.29	0.35	0.77	0.79	0.13	0.38
FeO	0.27	0.32	0.69	0.71	0.11	0.34
MnO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00
MgO	0.05	0.06	0.10	0.10	0.01	0.03
CaO	12.17	14.45	13.24	14.57	9.88	10.19
Na_2O	4.38	3.32	3.93	3.51	5.62	5.46
K_2O	0.34	0.21	0.24	0.15	0.56	0.43
Total	100.16	100.56	100.40	100.99	100.78	100.50
Formule structurale (8 oxygènes)						
Si	2.42	2.31	2.38	2.31	2.56	2.55
Al	1.57	1.67	1.58	1.65	1.43	1.43
Fe^{3+}	0.01	0.01	0.03	0.03	0.00	0.01
Ca	0.59	0.70	0.64	0.71	0.47	0.49
Na	0.38	0.29	0.35	0.31	0.49	0.47
K	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01
Total	4.99	5.00	4.99	5.01	4.97	4.97
albite	39.02	29.20	34.70	30.25	49.90	48.60
anorthite	59.99	70.17	64.60	69.32	48.47	50.13
orthose	0.99	0.62	0.70	0.43	1.63	1.26

Composition chimique et formule structurale des plagioclases des microdiorites de Bouserdoum

Echantillon	CB 48	CB 48	CB 48	CB 48	CB 48	CB 48	CB 48	CB 48	CB 48	VPK110	VPK110	VPK110	VPK110	VPK110
	cœur	cœur	bord	cœur	bord	cœur	bord	cœur	bord					
SiO_2	64.19	56.03	60.63	55.78	58.54	65.10	65.25	47.61	56.68	58.79	63.99	64.32	63.63	63.84
TiO_2	0.03	0.04	0.06	0.02	0.02	0.04	0.01	0.01	0.04	0.00	0.02	0.00	0.05	0.02
Al_2O_3	18.73	27.41	24.60	28.06	26.71	19.17	18.88	33.45	27.46	25.45	18.70	21.87	18.81	18.68
Fe_2O_3	0.05	0.22	0.00	0.12	0.05	0.05	0.00	0.14	0.08	0.17	0.06	0.30	0.04	0.10
FeO	0.04	0.20	0.00	0.11	0.05	0.04	0.00	0.12	0.07	0.15	0.05	0.27	0.04	0.09
MnO	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
CaO	0.09	9.12	5.87	9.84	8.03	0.13	0.06	16.39	9.02	6.93	0.01	2.60	0.01	0.00
Na_2O	2.13	6.55	8.40	6.37	7.36	3.01	3.05	2.36	6.81	7.66	1.48	9.88	1.44	1.47
K_2O	14.31	0.31	0.42	0.21	0.27	13.29	13.44	0.05	0.27	0.29	15.35	0.13	15.19	15.47
Total	99.67	99.75	100.07	100.43	101.02	101.01	100.82	100.12	100.45	99.30	99.60	99.13	99.16	99.58
Formule structurale (8 oxygènes)														
Si	3.05	2.53	2.70	2.51	2.60	3.04	3.05	2.18	2.54	2.65	3.06	2.86	3.05	3.05
Al	1.05	1.46	1.29	1.49	1.40	1.05	1.04	1.81	1.45	1.35	1.05	1.15	1.06	1.05
Fe^{3+}	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	0.00	0.44	0.28	0.47	0.38	0.01	0.00	0.81	0.43	0.33	0.00	0.12	0.00	0.00
Na	0.20	0.57	0.73	0.55	0.63	0.27	0.28	0.21	0.59	0.67	0.14	0.85	0.13	0.14
K	0.43	0.01	0.01	0.01	0.01	0.40	0.40	0.00	0.01	0.01	0.47	0.00	0.46	0.47
Total	4.74	5.03	5.02	5.03	5.02	4.77	4.77	5.01	5.03	5.01	4.72	4.99	4.72	4.72
albite	30.98	55.99	71.30	53.63	61.91	40.37	40.66	20.66	57.33	66.10	22.64	86.96	22.33	22.46
anorthite	0.71	43.12	27.53	45.77	37.33	0.95	0.47	79.21	41.93	33.08	0.07	12.66	0.06	0.00
orthose	68.31	0.88	1.16	0.59	0.76	58.67	58.87	0.13	0.75	0.83	77.30	0.38	77.61	77.54

Composition chimique et formule structurale des feldspaths des granites de Bougaroun.

Echantillon	VPK110	VPK110	VPK110	VPK110	VPK167	VPK167	VPK167	VPK167	VPK167	VPK167	VPK167	VPK167	VPK167	VPK167
SiO_2	63.90	61.42	58.88	65.58	63.47	63.54	63.55	64.14	64.11	64.54	63.89	63.57	63.11	64.18
TiO_2	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Al_2O_3	19.06	23.95	25.40	19.97	18.84	18.57	22.43	20.76	18.35	17.90	19.55	18.85	18.60	18.53
Fe_2O_3	0.09	0.16	0.12	0.02	0.05	0.19	0.12	0.28	0.07	0.09	0.08	0.18	0.32	0.26
FeO	0.08	0.14	0.11	0.02	0.04	0.17	0.11	0.25	0.06	0.08	0.07	0.16	0.29	0.24
MnO	0.04	0.03	0.05	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.02	0.04	0.04	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.00	0.05
CaO	0.07	5.01	6.80	0.28	0.07	0.00	3.18	1.05	0.00	0.01	0.42	0.01	0.01	0.04
Na_2O	2.20	8.37	7.69	3.97	1.30	0.66	9.68	8.12	0.39	0.27	3.10	0.39	0.77	0.28
K_2O	14.02	0.58	0.34	9.91	15.52	16.53	0.39	4.68	16.40	16.43	12.62	16.32	16.37	16.72
Total	99.39	99.54	99.28	99.75	99.31	99.55	99.40	99.04	99.41	99.29	99.71	99.44	99.23	100.03
Formule structurale (8 oxygènes)														
Si	3.04	2.74	2.65	3.02	3.05	3.06	2.83	2.92	3.08	3.10	3.01	3.06	3.05	3.07
Al	1.07	1.26	1.35	1.08	1.07	1.05	1.18	1.11	1.04	1.01	1.08	1.07	1.06	1.05
Fe^{3+}	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Ca	0.00	0.24	0.33	0.01	0.00	0.00	0.15	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Na	0.20	0.72	0.67	0.35	0.12	0.06	0.84	0.72	0.04	0.02	0.28	0.04	0.07	0.03
K	0.43	0.02	0.01	0.29	0.48	0.51	0.01	0.14	0.50	0.50	0.38	0.50	0.50	0.51
Total	4.74	4.99	5.01	4.76	4.72	4.69	5.01	4.95	4.67	4.65	4.78	4.67	4.70	4.67
albite	32.09	73.89	66.51	53.76	20.16	10.76	83.71	79.31	6.73	4.72	41.45	6.71	12.54	4.79
anorthite	0.57	24.43	32.52	2.06	0.61	0.00	15.17	5.64	0.00	0.09	3.13	0.06	0.12	0.37
orthose	67.34	1.68	0.97	44.18	79.22	89.24	1.12	15.04	93.27	95.20	55.42	93.23	87.34	94.84

Composition chimique et formule structurale des feldspaths des granites de Bougaroun.

Echantillon	VPK167	VPK167	VPK167	VPK167	VPK167	VPK167	VPK167	VPK167	VPK167	VPK167	CB27	CB27	CB 27	CB 27
SiO_2	64.46	63.62	64.08	63.97	63.92	63.13	64.55	63.12	64.46	64.33	58.88	63.94	65.00	64.73
TiO_2	0.01	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.05	0.01	0.06
Al_2O_3	22.66	18.69	18.75	18.58	18.56	18.59	18.88	18.54	18.56	18.58	25.71	18.34	18.71	18.43
Fe_2O_3	0.24	0.06	0.07	0.12	0.00	0.57	0.02	0.32	0.04	0.00	0.17	0.04	0.10	0.08
FeO	0.21	0.05	0.06	0.11	0.00	0.51	0.02	0.29	0.03	0.00	0.16	0.04	0.09	0.07
MnO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.03	0.00	0.06	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
MgO	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02
CaO	3.36	0.01	0.02	0.06	0.00	0.08	0.01	0.06	0.00	0.02	6.98	0.02	0.05	0.04
Na_2O	9.68	0.94	1.33	1.13	0.40	1.20	0.98	0.89	0.71	1.78	7.71	0.38	2.27	0.82
K_2O	0.16	16.17	15.48	16.45	17.38	16.21	16.39	16.56	17.16	15.74	0.40	16.83	12.54	16.87
Total	100.56	99.55	99.81	100.39	100.28	99.83	100.90	99.76	101.03	100.63	99.87	99.61	98.70	101.03
Formule structurale (8 oxygènes)														
Si	2.83	3.06	3.06	3.06	3.07	3.04	3.06	3.05	3.07	3.06	2.64	3.08	3.07	3.07
Al	1.17	1.06	1.05	1.05	1.05	1.05	1.06	1.06	1.04	1.04	1.36	1.04	1.04	1.03
Fe^{3+}	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.00	0.00	0.00
Na	0.82	0.09	0.12	0.11	0.04	0.11	0.09	0.08	0.07	0.16	0.67	0.04	0.21	0.08
K	0.00	0.50	0.47	0.50	0.53	0.50	0.50	0.51	0.52	0.48	0.01	0.52	0.38	0.51
Total	5.00	4.70	4.71	4.72	4.69	4.73	4.70	4.72	4.70	4.74	5.02	4.68	4.70	4.70
albite	83.55	15.05	20.73	17.25	6.59	18.26	15.42	13.96	11.17	25.52	65.90	6.37	35.32	12.81
anorthite	16.00	0.09	0.18	0.47	0.00	0.71	0.06	0.54	0.00	0.17	32.96	0.20	0.45	0.36
orthose	0.45	84.85	79.09	82.28	93.41	81.04	84.52	85.50	88.83	74.31	1.14	93.43	64.23	86.84

Composition chimique et formule structurale des feldspaths des granites de Bougaroun.

Echantillon	CB 27	CB 27	CB 27	CB 27	CB 27	CB 27	CB 27	CB 27	CB 27	CB 27	CB 27	CB 27	CB 27	CB 27	CB 27
SiO_2	64.79	64.80	63.08	63.83	65.76	64.52	65.56	65.37	64.94	64.98	62.57	62.18	61.72	61.30	62.15
TiO_2	0.05	0.03	0.03	0.02	0.07	0.04	0.02	0.05	0.03	0.07	0.05	0.02	0.00	0.04	0.00
Al_2O_3	18.65	18.48	18.19	21.63	21.80	18.77	18.93	18.96	18.74	18.63	23.62	23.85	23.89	24.56	23.67
Fe_2O_3	0.07	0.08	0.12	0.24	0.18	0.12	0.11	0.12	0.15	0.10	0.20	0.19	0.20	0.20	0.25
FeO	0.06	0.07	0.11	0.21	0.16	0.11	0.10	0.11	0.14	0.09	0.18	0.17	0.18	0.18	0.22
MnO	0.00	0.03	0.01	0.07	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02
MgO	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.03	0.00	0.02	0.02
CaO	0.05	0.00	0.00	2.30	2.39	0.04	0.06	0.11	0.10	0.06	5.00	5.29	5.51	5.99	5.25
Na_2O	2.15	1.24	0.73	10.06	10.04	1.30	2.34	4.28	3.84	1.69	8.79	8.65	8.59	8.21	8.50
K_2O	14.73	16.25	16.22	0.34	0.54	16.08	13.88	12.16	12.55	15.51	0.83	0.84	0.78	0.74	0.88
Total	100.50	100.91	98.40	98.51	100.82	100.91	100.95	101.09	100.36	101.04	101.05	101.07	100.68	101.06	100.72
Formule structurale (8 oxygènes)															
Si	3.06	3.07	3.07	2.86	2.88	3.06	3.06	3.03	3.04	3.06	2.76	2.75	2.74	2.71	2.75
Al	1.04	1.03	1.04	1.14	1.12	1.05	1.04	1.04	1.03	1.03	1.23	1.24	1.25	1.28	1.24
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.11	0.11	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.24	0.25	0.26	0.28	0.25
Na	0.20	0.11	0.07	0.87	0.85	0.12	0.21	0.38	0.35	0.15	0.75	0.74	0.74	0.70	0.73
K	0.44	0.49	0.50	0.01	0.02	0.49	0.41	0.36	0.37	0.47	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Total	4.74	4.71	4.69	5.01	4.99	4.72	4.73	4.82	4.80	4.73	5.01	5.01	5.02	5.01	5.00
albite	30.58	18.81	12.01	87.93	87.01	19.73	33.73	51.29	47.84	24.81	74.32	73.00	72.24	69.81	72.69
anorthite	0.41	0.00	0.00	11.09	11.45	0.30	0.49	0.75	0.66	0.45	23.36	24.68	25.60	28.13	24.83
orthose	69.01	81.19	87.99	0.98	1.54	79.98	65.78	47.96	51.49	74.74	2.32	2.32	2.16	2.06	2.48

Composition chimique et formule structurale des feldspaths des granites de Bougaroun.

Echantillon	VPK84	VPK84	VPK84	VPK84	VPK84	VPK84	VPK84	VPK84	VPK84	VPK84	VPK84	VPK84	VPK84
SiO_2	63.95	64.48	63.81	63.36	55.61	63.54	64.38	63.86	61.00	57.35	64.07	58.00	59.23
TiO_2	0.00	0.01	0.05	0.02	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03
Al_2O_3	19.05	19.44	18.76	18.81	27.76	18.72	19.03	18.76	24.95	27.31	18.58	26.04	26.04
Fe_2O_3	0.00	0.02	0.05	0.05	0.05	0.05	0.00	0.05	0.09	0.11	0.04	0.09	0.07
FeO	0.00	0.02	0.05	0.05	0.05	0.04	0.00	0.04	0.08	0.10	0.04	0.08	0.07
MnO	0.04	0.03	0.05	0.00	0.03	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01
MgO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.35	0.02
CaO	0.11	0.13	0.00	0.00	9.50	0.10	0.11	0.04	6.31	8.87	0.00	6.85	7.36
Na_2O	2.70	2.73	0.68	0.56	6.24	1.22	2.96	2.11	8.64	6.88	0.39	6.97	7.82
K_2O	13.18	13.30	16.29	16.59	0.22	15.72	12.99	14.13	0.22	0.25	17.18	0.67	0.18
Total	99.21	100.22	99.73	99.41	99.50	99.54	99.58	99.08	101.27	100.82	100.31	99.03	100.77
Formule structurale (8 oxygènes)													
Si	3.04	3.03	3.06	3.05	2.52	3.05	3.04	3.05	2.69	2.56	3.07	2.62	2.63
Al	1.07	1.08	1.06	1.07	1.48	1.06	1.06	1.06	1.30	1.44	1.05	1.39	1.36
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.00	0.00	0.46	0.01	0.01	0.00	0.30	0.42	0.00	0.33	0.35
Na	0.25	0.25	0.06	0.05	0.55	0.11	0.27	0.20	0.74	0.60	0.04	0.61	0.67
K	0.40	0.40	0.50	0.51	0.01	0.48	0.39	0.43	0.01	0.01	0.53	0.02	0.01
Total	4.76	4.76	4.69	4.69	5.02	4.71	4.76	4.74	5.03	5.02	4.68	5.00	5.03
albite	38.00	38.02	11.20	9.33	53.98	18.95	40.60	31.15	70.83	58.02	6.49	63.52	65.47
anorthite	0.87	0.97	0.00	0.00	45.41	0.89	0.85	0.31	28.58	41.29	0.00	34.49	34.05
orthose	61.13	61.00	88.80	90.67	0.62	80.15	58.55	68.54	0.59	0.70	93.51	1.99	0.49

Composition chimique et formule structurale des feldspaths de la granodiorite de Bougaroun.

Echantillon	CL 80	CL 80	CL 80	CL 80	CL 80	AK749	AK749	AK749	AK749	AK749	AK749	AK749
SiO_2	56.27	56.64	56.32	65.09	64.74	67.20	64.82	66.89	56.03	65.99	61.97	65.79
TiO_2	0.01	0.05	0.02	0.02	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Al_2O_3	27.43	27.28	27.21	19.02	18.88	19.77	18.87	20.98	27.31	18.65	23.32	18.58
Fe_2O_3	0.06	0.09	0.05	0.06	0.04	0.01	0.11	0.10	0.05	0.16	0.03	0.02
FeO	0.05	0.08	0.05	0.05	0.04	0.01	0.10	0.09	0.04	0.14	0.02	0.02
MnO	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.06	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00
MgO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.03	0.01	0.01
CaO	8.98	9.72	9.23	0.16	0.10	0.19	0.33	1.33	9.43	0.17	5.04	0.00
Na_2O	6.38	6.00	6.18	2.37	1.95	9.28	4.60	10.57	5.98	4.60	8.71	4.29
K_2O	0.33	0.44	0.38	12.92	13.63	3.64	10.32	0.58	0.30	9.76	0.45	11.52
Total	99.52	100.25	99.48	99.71	99.40	100.25	99.31	100.48	99.14	99.34	99.70	100.22
Formule structurale (8 oxygènes)												
Si	2.54	2.54	2.55	3.05	3.06	2.99	3.03	2.93	2.54	3.05	2.77	3.05
Al	1.46	1.44	1.45	1.05	1.05	1.04	1.04	1.08	1.46	1.02	1.23	1.02
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	0.43	0.47	0.45	0.01	0.01	0.01	0.02	0.06	0.46	0.01	0.24	0.00
Na	0.56	0.52	0.54	0.22	0.18	0.80	0.42	0.90	0.53	0.41	0.75	0.39
K	0.01	0.01	0.01	0.39	0.41	0.10	0.31	0.02	0.01	0.29	0.01	0.34
Total	5.01	5.00	5.00	4.72	4.71	4.94	4.81	4.99	5.00	4.79	5.00	4.80
albite	55.73	52.13	54.18	35.34	30.04	87.68	56.25	91.97	52.98	58.18	74.79	53.10
anorthite	43.31	46.62	44.72	1.33	0.87	1.00	2.24	6.39	46.13	1.18	23.92	0.00
orthose	0.96	1.25	1.10	63.33	69.10	11.32	41.51	1.65	0.89	40.63	1.28	46.90

Composition chimique et formule structurale des feldspaths de la granodiorite des Beni Toufout.

Echantillon	CB 8	CB 8	CB 8	CB 8	CB 8	CB 13	CB 13	CB 13	CB 13	CB 13	CB 13	CB 13	CB 13	CB 13
SiO_2	56.82	56.47	57.80	55.61	55.78	55.13	54.91	55.06	54.65	53.92	54.47	64.06	73.90	85.11
TiO_2	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.05	0.03	0.00	0.05	0.04	0.01	0.00	0.02
Al_2O_3	27.79	28.19	27.00	28.28	23.28	28.49	28.09	28.11	28.63	29.05	29.27	22.38	14.58	8.75
Fe_2O_3	0.05	0.08	0.07	0.05	0.05	0.11	0.10	0.11	0.03	0.08	0.14	0.02	0.12	0.03
FeO	0.04	0.07	0.06	0.05	0.05	0.10	0.09	0.10	0.03	0.07	0.13	0.02	0.10	0.03
MnO	0.00	0.00	0.05	0.06	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
MgO	0.03	0.00	0.02	0.02	0.00	0.04	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
CaO	9.69	9.98	9.09	10.43	14.12	10.52	10.63	10.23	11.09	11.78	11.64	3.16	0.36	0.26
Na_2O	5.91	5.84	6.26	5.34	5.68	5.39	5.37	5.32	5.14	4.87	4.99	10.05	2.25	1.04
K_2O	0.43	0.40	0.47	0.37	0.08	0.47	0.46	0.48	0.42	0.38	0.41	0.11	9.41	6.00
Total	100.78	100.97	100.76	100.15	99.08	100.23	99.64	99.45	100.04	100.24	101.07	99.79	100.73	101.25
Formule structurale (8 oxygènes)														
Si	2.54	2.52	2.58	2.50	2.57	2.48	2.49	2.50	2.47	2.44	2.44	2.83	3.30	3.60
Al	1.46	1.48	1.42	1.50	1.27	1.51	1.50	1.50	1.53	1.55	1.55	1.17	0.77	0.44
Ca	0.46	0.48	0.43	0.50	0.70	0.51	0.52	0.50	0.54	0.57	0.56	0.15	0.02	0.01
Na	0.51	0.51	0.54	0.47	0.51	0.47	0.47	0.47	0.45	0.43	0.43	0.86	0.19	0.09
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.27	0.16
Total	4.99	5.00	4.99	4.99	5.05	5.00	5.00	4.99	5.00	5.00	5.00	5.02	4.55	4.30
albite	51.80	50.85	54.71	47.58	42.03	47.47	47.13	47.78	45.05	42.33	43.16	84.94	40.58	32.91
anorthite	46.95	47.99	43.94	51.35	57.79	51.17	51.53	50.80	53.73	56.59	55.67	14.76	3.61	4.47
orthose	1.25	1.15	1.34	1.07	0.18	1.36	1.34	1.41	1.22	1.08	1.17	0.30	55.81	62.62

Composition chimique et formule structurale des feldspaths des microgranodiorites de Bougaroun.

Echantillon	CB 1	CB 1	CB 1	CB 1	CB 1	CB 1	CB 1	CB 1	CB 1	CB 1	CB 1	CB 1	CB 1	CB 1
	cœur	cœur	cœur	cœur	cœur	bord	cœur	cœur	cœur					
SiO_2	66.62	65.70	56.27	67.35	65.68	58.76	54.22	56.90	57.32	60.02	65.35	58.23	57.81	56.16
TiO_2	0.04	0.00	0.04	0.07	0.00	0.00	0.02	0.07	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	0.01
Al_2O_3	16.90	17.33	27.26	21.28	20.45	23.88	28.93	27.62	26.93	24.71	21.40	25.41	25.48	26.82
Fe_2O_3	0.09	0.09	0.10	0.29	0.07	0.11	0.18	0.10	0.10	0.02	0.03	0.08	0.11	0.12
FeO	0.08	0.08	0.09	0.26	0.06	0.10	0.16	0.09	0.09	0.02	0.03	0.07	0.10	0.11
MnO	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.07	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.02
MgO	0.02	0.03	0.00	0.07	0.03	0.06	0.03	0.03	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
CaO	0.00	0.30	9.49	0.28	1.42	5.96	11.22	9.39	9.03	6.78	2.12	7.51	7.67	9.14
Na_2O	0.17	0.68	6.43	10.62	11.36	4.68	5.12	6.14	6.38	7.86	10.27	6.72	6.60	6.18
K_2O	15.37	15.11	0.51	0.69	0.11	5.73	0.38	0.47	0.54	0.41	0.14	0.74	0.70	0.60
Total	99.23	99.31	100.20	100.65	99.15	99.18	100.17	100.81	100.38	99.87	99.32	98.70	98.38	99.04
Formule structurale (8 oxygènes)														
Si	3.16	3.13	2.54	2.93	2.92	2.72	2.45	2.54	2.57	2.68	2.89	2.64	2.63	2.55
Al	0.95	0.97	1.45	1.09	1.07	1.30	1.54	1.45	1.42	1.30	1.12	1.36	1.37	1.44
Ca	0.00	0.02	0.46	0.01	0.07	0.30	0.54	0.45	0.43	0.32	0.10	0.37	0.37	0.45
Na	0.02	0.06	0.56	0.90	0.98	0.42	0.45	0.53	0.55	0.68	0.88	0.59	0.58	0.55
K	0.47	0.46	0.01	0.02	0.00	0.17	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02
Total	4.60	4.64	5.02	4.97	5.04	4.92	5.01	5.00	5.00	5.01	4.99	4.98	4.98	5.01
albite	3.32	11.75	54.29	96.52	93.27	47.44	44.74	53.48	55.26	66.95	89.42	60.47	59.61	54.10
anorthite	0.00	2.80	44.30	1.42	6.44	33.43	54.17	45.19	43.20	31.89	10.19	37.33	38.30	44.18
orthose	96.68	85.45	1.41	2.06	0.29	19.13	1.09	1.33	1.54	1.16	0.39	2.20	2.09	1.71

Composition chimique et formule structurale des feldspaths de la matrice de la brèche volcanique du Sémaphore.

Echantillon	CF 73	CF 73	CF 73	CF 73	CF 74	CF 74	CF 74	CF 74	CF 74	CF 74	CF 74	CF 74	CF 74
SiO_2	58.71	60.38	57.57	65.60	62.00	64.88	65.64	59.20	65.47	65.75	56.89	56.79	57.52
TiO_2	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.07	0.00
Al_2O_3	25.91	24.58	26.90	22.71	23.84	18.83	18.99	26.28	19.14	18.98	26.13	25.84	26.01
Fe_2O_3	0.08	0.06	0.03	0.04	0.08	0.09	0.04	0.09	0.00	0.06	0.01	0.03	0.11
FeO	0.07	0.05	0.02	0.04	0.07	0.08	0.04	0.08	0.00	0.05	0.01	0.02	0.10
MnO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.10	0.01	0.01
MgO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	8.33	6.64	9.11	4.00	5.52	0.11	0.21	7.94	0.15	0.06	8.47	8.15	8.16
Na_2O	6.47	7.62	5.96	8.33	8.28	2.52	3.38	6.62	3.24	2.29	6.56	6.82	6.35
K_2O	0.78	0.41	0.63	0.45	0.31	12.65	11.67	0.81	12.12	13.51	0.79	0.72	0.79
Total	100.27	99.72	100.24	101.16	100.09	99.16	100.01	100.96	100.20	100.76	98.94	98.49	98.94
Formule structurale (8 oxygènes)													
Si	2.63	2.70	2.58	2.85	2.75	3.06	3.05	2.63	3.05	3.06	2.59	2.60	2.61
Al	1.37	1.29	1.42	1.16	1.25	1.05	1.04	1.38	1.05	1.04	1.40	1.39	1.39
Ca	0.40	0.32	0.44	0.19	0.26	0.01	0.01	0.38	0.01	0.00	0.41	0.40	0.40
Na	0.56	0.66	0.52	0.70	0.71	0.23	0.30	0.57	0.29	0.21	0.58	0.60	0.56
K	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.38	0.35	0.02	0.36	0.40	0.02	0.02	0.02
Total	4.98	4.99	4.98	4.92	4.98	4.72	4.75	4.98	4.75	4.72	5.01	5.02	4.98
albite	57.09	66.68	53.20	77.92	72.44	37.38	46.04	58.73	44.29	33.89	57.05	59.00	57.11
anorthite	40.64	32.14	44.93	20.69	26.67	0.93	1.60	38.90	1.12	0.47	40.70	38.95	40.56
orthose	2.27	1.17	1.86	1.39	0.89	61.69	52.36	2.37	54.59	65.64	2.25	2.05	2.33

Composition chimique et formule structurale des feldspaths des microgranodiorites (éch. CF 74) et de l'enclave microgrenue sombre (éch. CF 73) de la Marsa.

Echantillon	CHT 9	CHT 9	CHT 9	CHT 9	CHT 9	CHT 9	CHT 9	CHT 9	CHT 9	CHT 9	CHT 9	CHT 9	CHT 9	CHT 9
	cœur	bord	cœur	bord		bord								
SiO_2	55.75	53.49	56.09	55.52	60.78	57.85	57.19	59.25	57.88	56.52	58.01	55.79	57.57	55.58
TiO_2	0.00	0.01	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.00
Al_2O_3	26.96	28.58	26.95	27.39	23.97	25.58	26.38	25.94	26.64	27.32	26.48	28.39	27.05	27.06
Fe_2O_3	0.09	0.24	0.12	0.05	0.21	0.19	0.17	0.04	0.11	0.15	0.08	0.12	0.10	0.18
FeO	0.09	0.22	0.11	0.05	0.19	0.17	0.15	0.04	0.10	0.13	0.07	0.11	0.09	0.16
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00
CaO	9.61	11.22	9.33	9.51	5.59	7.53	8.56	7.50	8.66	9.73	8.66	10.44	8.89	9.44
Na_2O	6.34	5.14	6.16	6.17	8.46	7.59	6.64	6.77	6.43	5.92	6.49	5.46	6.41	6.24
K_2O	0.56	0.36	0.58	0.56	0.64	0.52	0.54	0.74	0.53	0.51	0.63	0.42	0.57	0.48
Total	99.32	99.05	99.24	99.23	99.65	99.24	99.49	100.24	100.32	100.19	100.41	100.70	100.63	98.96
Formule structurale (8 oxygènes)														
Si	2.54	2.45	2.55	2.53	2.72	2.62	2.58	2.64	2.59	2.54	2.60	2.50	2.57	2.53
Al	1.45	1.54	1.44	1.47	1.27	1.36	1.40	1.36	1.41	1.45	1.40	1.50	1.42	1.45
Ca	0.47	0.55	0.45	0.46	0.27	0.37	0.41	0.36	0.41	0.47	0.42	0.50	0.43	0.46
Na	0.56	0.46	0.54	0.54	0.74	0.67	0.58	0.59	0.56	0.52	0.56	0.47	0.55	0.55
K	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
Total	5.03	5.01	5.01	5.02	5.02	5.04	5.01	4.98	4.99	5.00	4.99	4.99	5.00	5.02
albite	53.59	44.87	53.52	53.15	71.96	63.66	57.49	60.67	56.46	51.65	56.54	48.05	55.69	53.72
anorthite	44.86	54.10	44.81	45.26	26.24	34.90	40.99	37.14	42.01	46.89	41.67	50.74	42.69	44.93
orthose	1.54	1.03	1.67	1.59	1.80	1.43	1.53	2.19	1.53	1.45	1.80	1.21	1.62	1.36

Composition chimique et formule structurale des feldspaths de la microgranodiorite du M'Zihla.

Echantillon	CHT 9	CHT 9	CHT 9	CHT 9	CHT 9	CHT 9	CHT 9
SiO_2	56.60	65.12	57.60	64.46	65.13	58.13	65.76
TiO_2	0.00	0.01	0.02	0.02	0.07	0.00	0.02
Al_2O_3	26.55	18.73	27.17	18.55	18.66	26.91	18.67
Fe_2O_3	0.12	0.09	0.20	0.09	0.08	0.20	0.08
FeO	0.11	0.08	0.18	0.08	0.07	0.18	0.08
MnO	0.02	0.04	0.07	0.00	0.00	0.01	0.02
MgO	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02
CaO	8.53	0.12	8.96	0.18	0.06	8.63	0.10
Na_2O	6.56	2.56	6.05	2.37	2.69	6.11	2.36
K_2O	0.59	13.44	0.51	13.30	12.92	0.60	13.76
Total	98.95	100.12	100.63	99.01	99.60	100.63	100.86
Formule structurale (8 oxygènes)							
Si	2.57	3.06	2.57	3.06	3.06	2.59	3.07
Al	1.42	1.04	1.43	1.04	1.03	1.41	1.03
Ca	0.42	0.01	0.43	0.01	0.00	0.41	0.01
Na	0.58	0.23	0.52	0.22	0.24	0.53	0.21
K	0.02	0.40	0.01	0.40	0.39	0.02	0.41
Total	5.01	4.74	4.98	4.73	4.73	4.97	4.73
albite	57.22	36.34	54.18	34.61	38.56	55.17	34.01
anorthite	41.09	0.94	44.32	1.46	0.47	43.04	0.80
orthose	1.68	62.72	1.51	63.92	60.98	1.78	65.19

Composition chimique et formule structurale des feldspaths de la microgranodiorite du M'Zihla.

Echantillon	CB 27	CB 27	CB 27	CB 27	VPK167	VPK167	VPK167	VPK167	VPK167	VPK167	VPK167	VPK110	VPK110	VPK110
		cœur	cœur	bord	cœur	bord	cœur	bord	cœur	bord	cœur	cœur	bord	cœur
SiO_2	38.37	38.45	37.66	36.51	35.44	35.59	36.12	35.93	35.40	36.38	35.49	35.80	36.21	36.30
Al_2O_3	14.50	13.59	13.50	13.72	15.28	14.68	15.31	15.59	15.38	15.40	16.03	14.58	14.75	14.51
TiO_2	3.74	3.47	3.58	3.58	2.56	2.56	2.35	2.50	2.53	2.33	2.11	4.23	3.98	3.91
FeO	15.57	14.97	14.60	14.83	20.55	19.68	20.36	20.28	20.33	19.67	20.59	18.15	17.85	18.21
MnO	0.31	0.31	0.36	0.31	0.31	0.29	0.31	0.24	0.29	0.30	0.35	0.28	0.23	0.31
MgO	13.19	14.59	14.74	14.64	10.76	10.98	11.37	11.22	11.20	11.40	11.00	11.98	12.51	12.35
CaO	0.04	0.02	0.03	0.00	0.06	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.01	0.00	0.00
Na_2O	0.27	0.21	0.22	0.22	0.18	0.15	0.17	0.13	0.16	0.14	0.12	0.07	0.17	0.13
K_2O	9.29	9.78	9.65	9.79	9.81	9.65	9.96	9.83	9.93	9.83	9.79	9.89	9.86	9.87
Total	95.29	95.40	94.33	93.59	94.96	93.62	95.95	95.72	95.22	95.44	95.55	94.99	95.58	95.59
FeO+MnO	15.89	15.28	14.96	15.14	20.86	19.97	20.67	20.52	20.62	19.96	20.94	18.43	18.08	18.52
$10*TiO_2$	37.45	34.72	35.81	35.77	25.59	25.59	23.54	25.04	25.34	23.28	21.15	42.32	39.82	39.07
Al tot	2.55	2.40	2.41	2.48	2.80	2.71	2.76	2.82	2.80	2.78	2.91	2.64	2.64	2.60
Mg/(Mg+Fe)	0.60	0.63	0.64	0.64	0.48	0.50	0.50	0.50	0.50	0.51	0.49	0.54	0.56	0.55
Formule structurale (22 Oxygènes)														
Si	5.74	5.75	5.70	5.59	5.50	5.58	5.53	5.51	5.48	5.57	5.47	5.49	5.51	5.53
Al^{IV}	2.26	2.25	2.30	2.41	2.50	2.42	2.47	2.49	2.52	2.43	2.53	2.51	2.49	2.47
Al^{VI}	0.29	0.14	0.10	0.07	0.30	0.29	0.30	0.33	0.28	0.36	0.38	0.13	0.15	0.13
Fe	1.95	1.87	1.85	1.90	2.67	2.58	2.61	2.60	2.63	2.52	2.65	2.33	2.27	2.32
Mg	2.94	3.25	3.32	3.34	2.49	2.56	2.60	2.57	2.58	2.60	2.53	2.74	2.84	2.80
Mn	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04
Ti	0.42	0.39	0.41	0.41	0.30	0.30	0.27	0.29	0.29	0.27	0.24	0.49	0.46	0.45
Na	0.08	0.06	0.06	0.07	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.02	0.05	0.04
K	1.77	1.87	1.86	1.91	1.94	1.93	1.95	1.92	1.96	1.92	1.92	1.94	1.91	1.92
X	1.86	1.93	1.93	1.98	2.00	1.98	2.00	1.96	2.01	1.96	1.97	1.96	1.96	1.96
Y	5.64	5.70	5.73	5.77	5.79	5.77	5.81	5.81	5.82	5.79	5.84	5.72	5.74	5.74
Z	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
XFe	0.40	0.37	0.36	0.36	0.52	0.50	0.50	0.50	0.50	0.49	0.51	0.46	0.44	0.45

Composition chimique et formule structurale des biotites des granites de Bougaroun.

Echantillon	CB 48 gr. sct. cœur	CB 48 pt. sct. cœur	CB 48 gr. sct. coeur	VPK84 cœur	VPK84 bord	VPK84 bord	VPK84 cœur	VPK84 bord	VPK84 cœur
SiO_2	35.12	35.11	34.29	33.72	34.47	33.95	33.75	34.43	33.79
Al_2O_3	16.32	16.27	16.40	17.35	16.53	17.03	17.22	16.60	16.89
TiO_2	4.25	3.43	4.67	3.87	4.20	3.96	3.98	3.96	3.63
FeO	23.21	23.52	23.42	24.61	24.05	24.10	24.45	23.72	24.91
MnO	0.18	0.27	0.25	0.22	0.24	0.20	0.17	0.22	0.26
MgO	7.47	7.51	6.95	6.40	6.64	6.47	6.54	6.90	6.79
CaO	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na_2O	0.21	0.19	0.26	0.21	0.12	0.13	0.15	0.14	0.16
K_2O	9.80	9.58	9.56	9.23	9.20	9.30	9.33	9.41	8.82
Total	96.80	95.93	96.00	95.62	95.46	95.20	95.58	95.38	95.26
FeO+MnO	23.39	23.79	23.68	24.82	24.29	24.30	24.62	23.94	25.17
$10*TiO_2$	42.53	34.30	46.72	38.70	41.97	39.58	39.77	39.64	36.25
Al tot	2.96	2.98	3.01	3.21	3.05	3.15	3.18	3.06	3.13
Mg/(Mg+Fe)	0.36	0.36	0.35	0.32	0.33	0.32	0.32	0.34	0.33
Formule structurale (22 Oxygènes)									
Si	5.41	5.46	5.34	5.29	5.39	5.34	5.29	5.39	5.32
Al^{IV}	2.59	2.54	2.66	2.71	2.61	2.66	2.71	2.61	2.68
Al^{VI}	0.37	0.44	0.35	0.49	0.44	0.49	0.47	0.45	0.45
Fe	2.99	3.06	3.05	3.23	3.15	3.17	3.20	3.10	3.28
Mg	1.71	1.74	1.61	1.50	1.55	1.52	1.53	1.61	1.59
Mn	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03
Ti	0.49	0.40	0.55	0.46	0.49	0.47	0.47	0.47	0.43
Na	0.06	0.06	0.08	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05
K	1.93	1.90	1.90	1.85	1.84	1.86	1.86	1.88	1.77
X	1.99	1.96	1.98	1.91	1.87	1.90	1.91	1.92	1.82
Y	5.62	5.67	5.61	5.70	5.66	5.67	5.70	5.66	5.78
Z	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
XFe	0.64	0.64	0.65	0.68	0.67	0.68	0.68	0.66	0.67

Abbréviations: pt. sct : petite section; gr. sct : grande section

Composition chimique et formule structurale des biotites des granitoïdes de Bougaroun.

Echantillon	AK 749	AK 749	AK 749	AK 749	AK 749	AK 749	CL 80	CL 80	CL 80	CL 80	CL 80	CL 80
	cœur	bord	cœur	biot dans Fds	cœur	cœur	cœur	bord	gr. sct. cœur	pt. sct. cœur	gr. sct.cœur	gr. sct. cœur
SiO_2	37.29	38.18	36.88	37.53	36.66	37.03	34.97	34.66	35.28	35.83	35.53	35.86
Al_2O_3	12.74	12.35	12.28	12.37	13.75	14.22	15.49	15.86	15.47	16.01	16.01	15.67
TiO_2	4.88	4.66	5.02	4.71	4.95	4.90	4.52	3.78	4.41	3.55	4.20	4.69
FeO	16.00	15.43	15.87	16.21	15.51	15.47	20.57	20.58	19.86	20.18	20.16	20.47
MnO	0.07	0.08	0.10	0.05	0.05	0.08	0.22	0.22	0.26	0.27	0.28	0.23
MgO	13.94	14.51	13.76	14.32	14.48	14.17	9.49	9.01	9.04	9.54	9.43	9.86
CaO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.06	0.08	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.00
Na_2O	0.24	0.14	0.23	0.18	0.49	0.51	0.28	0.16	0.20	0.21	0.22	0.15
K_2O	9.56	9.64	9.47	9.81	9.04	9.17	9.41	9.30	8.83	8.90	8.86	8.91
Total	94.81	95.09	93.72	95.21	95.08	95.70	95.12	93.66	93.45	94.53	94.80	95.94
FeO+MnO	16.07	15.51	15.97	16.26	15.56	15.55	20.79	20.80	20.13	20.45	20.44	20.70
$10*TiO_2$	48.77	46.58	50.20	47.10	49.53	48.99	45.25	37.83	44.09	35.51	41.96	46.86
Al tot	2.28	2.19	2.22	2.21	2.44	2.51	2.83	2.94	2.85	2.91	2.91	2.81
Mg/(Mg+Fe)	0.61	0.63	0.61	0.61	0.62	0.62	0.45	0.44	0.45	0.46	0.45	0.46
Formule structurale (22 Oxygènes)												
Si	5.65	5.75	5.66	5.68	5.52	5.53	5.41	5.44	5.51	5.53	5.47	5.46
Al^{IV}	2.28	2.19	2.22	2.21	2.44	2.47	2.59	2.56	2.49	2.47	2.53	2.54
Al^{VI}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.24	0.38	0.36	0.44	0.38	0.28
Fe	2.03	1.94	2.04	2.05	1.95	1.93	2.66	2.70	2.60	2.60	2.60	2.61
Mg	3.15	3.26	3.15	3.23	3.25	3.16	2.19	2.11	2.11	2.20	2.16	2.24
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03
Ti	0.56	0.53	0.58	0.54	0.56	0.55	0.53	0.45	0.52	0.41	0.49	0.54
Na	0.07	0.04	0.07	0.05	0.14	0.15	0.09	0.05	0.06	0.06	0.07	0.05
K	1.85	1.85	1.86	1.89	1.74	1.75	1.86	1.86	1.76	1.75	1.74	1.73
X	1.92	1.90	1.92	1.95	1.89	1.91	1.95	1.92	1.83	1.82	1.81	1.78
Y	5.76	5.74	5.79	5.83	5.78	5.70	5.66	5.68	5.62	5.69	5.68	5.70
Z	7.93	7.94	7.89	7.88	7.96	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
XFe	0.39	0.37	0.39	0.39	0.38	0.38	0.55	0.56	0.55	0.54	0.55	0.54

Abbréviations: pt. sct : petite section; gr. sct : grande section

Composition chimique et formule structurale des biotites des granites des Beni Toufout.

Echantillon	CB 52	CB 52	CB 52	CB 52
SiO_2	36.05	36.37	36.25	35.18
Al_2O_3	14.07	14.26	13.95	14.68
TiO_2	4.35	4.63	4.20	3.65
FeO	17.98	17.00	17.24	19.41
MnO	0.18	0.18	0.19	0.41
MgO	12.72	12.67	13.08	11.76
CaO	0.02	0.04	0.08	0.07
Na_2O	0.14	0.18	0.19	0.12
K_2O	9.84	9.58	9.88	9.03
Total	95.36	94.92	95.06	94.34
FeO+MnO	18.17	17.18	17.43	19.82
$10*TiO_2$	43.54	46.33	42.02	36.53
Altot	2.53	2.56	2.51	2.68
Mg/(Mg+Fe)	0.56	0.57	0.57	0.52
Formule structurale (22 Oxygènes)				
Si	5.50	5.54	5.53	5.46
Al^{IV}	2.50	2.46	2.47	2.54
Al^{VI}	0.03	0.09	0.04	0.14
Fe	2.30	2.16	2.20	2.52
Mg	2.90	2.88	2.98	2.72
Mn	0.02	0.02	0.02	0.05
Ti	0.50	0.53	0.48	0.43
Ca	0.00	0.01	0.01	0.01
Na	0.04	0.05	0.06	0.04
K	1.92	1.86	1.92	1.79
X	1.96	1.92	1.99	1.84
Y	5.75	5.69	5.73	5.85
Z	8.00	8.00	8.00	8.00
XFe	0.44	0.43	0.43	0.48

Composition chimique et formule structurale des biotites de la diorite de Mersa Dammat el Djiyad.

Echantillon	CF 74	CF 74	CF 74	CF 74	CF 74	CF 74	CF 74	CF 74	CHT 9	CHT 9	CHT 9	CHT 9	CHT 9	CHT 9
	pt. sct	pt. sct	moy. sct	gr. sct	gr. sct	gr. sct	gr. sct		moy. sct. b	moy. sect. c	moy. sct. b	moy. sect. c	gr. sect. c	pt. sect. c
SiO_2	35.80	34.58	34.77	35.69	35.26	35.71	33.95	35.17	35.97	35.57	35.65	35.56	36.26	36.41
Al_2O_3	17.45	15.84	15.95	15.66	16.46	15.63	15.82	15.21	14.22	14.84	14.44	14.74	14.25	13.80
TiO_2	2.50	2.79	2.84	3.02	2.84	2.85	2.89	2.80	3.08	2.85	3.08	3.15	2.87	2.81
FeO	16.83	20.41	20.10	19.13	19.49	18.72	19.59	18.49	20.15	19.92	19.69	19.69	19.91	18.95
MnO	0.16	0.23	0.20	0.17	0.19	0.23	0.15	0.18	0.24	0.24	0.24	0.22	0.27	0.18
MgO	10.75	11.84	12.03	12.04	11.62	11.89	11.07	12.74	11.77	12.04	12.06	11.78	11.87	12.44
CaO	5.22	0.05	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.06	0.04	0.00	0.03	0.03
Na_2O	0.36	0.38	0.33	0.49	0.47	0.43	0.37	0.43	0.31	0.46	0.37	0.39	0.40	0.32
K_2O	6.34	8.11	8.35	9.18	9.73	9.41	9.10	8.78	9.48	9.66	9.65	9.63	9.64	9.31
Total	95.42	94.27	94.63	95.44	96.08	94.89	92.98	93.87	95.23	95.65	95.26	95.19	95.54	94.25
FeO+MnO	16.99	20.64	20.30	19.30	19.68	18.95	19.75	18.67	20.39	20.16	19.93	19.91	20.18	19.13
$10*TiO_2$	25.00	27.89	28.45	30.21	28.45	28.48	28.94	27.98	30.79	28.46	30.80	31.51	28.67	28.14
Altot	3.09	2.89	2.90	2.82	2.96	2.83	2.94	2.77	2.58	2.69	2.62	2.68	2.58	2.51
Mg/(Mg+Fe)	0.53	0.51	0.52	0.53	0.52	0.53	0.50	0.55	0.51	0.52	0.52	0.52	0.52	0.54
Formule structurale (22 Oxygènes)														
Si	5.38	5.36	5.36	5.45	5.37	5.48	5.36	5.44	5.55	5.47	5.50	5.48	5.57	5.63
Al^{IV}	2.62	2.64	2.64	2.55	2.63	2.52	2.64	2.56	2.45	2.53	2.50	2.52	2.43	2.37
Al^{VI}	0.47	0.26	0.26	0.27	0.33	0.31	0.30	0.22	0.13	0.15	0.12	0.16	0.15	0.15
Fe	2.11	2.65	2.59	2.44	2.48	2.40	2.59	2.39	2.60	2.56	2.54	2.54	2.56	2.45
Mg	2.41	2.74	2.77	2.74	2.64	2.72	2.60	2.94	2.71	2.76	2.77	2.71	2.72	2.87
Mn	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02
Ti	0.28	0.33	0.33	0.35	0.33	0.33	0.34	0.33	0.36	0.33	0.36	0.37	0.33	0.33
Ca	0.84	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Na	0.10	0.12	0.10	0.15	0.14	0.13	0.11	0.13	0.09	0.14	0.11	0.12	0.12	0.10
K	1.21	1.60	1.64	1.79	1.89	1.84	1.83	1.73	1.86	1.89	1.90	1.89	1.89	1.84
X	2.16	1.73	1.75	1.94	2.03	1.97	1.95	1.87	1.96	2.04	2.01	2.01	2.02	1.94
Y	5.29	6.00	5.98	5.82	5.81	5.79	5.85	5.90	5.82	5.83	5.82	5.81	5.80	5.81
Z	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
XFe	0.47	0.49	0.48	0.47	0.48	0.47	0.50	0.45	0.49	0.48	0.48	0.48	0.48	0.46

Abbréviations: pt. sct : petite section; moy. sct : section moyenne; gr. sct : grande section; p: cœur; b: bord

Composition chimique et formule structurale des biotites des microgranodiorites de la Marsa (éch. CF 74) et du M'Zihla (éch. CHT 9).

Echantillon	CHT 1	CF 73	CF 73	CF 73	CF 73	CF 73	CF 73	CF 73
		pt. sect. c	pt. sect. c	pt. sect. b	pt. sect. c	gr. sect. c	pt. sect. c	pt. sect. c
SiO_2	37.04	33.80	35.63	36.54	35.88	36.96	36.33	35.19
Al_2O_3	11.45	16.08	15.44	15.36	15.88	15.73	15.47	16.00
TiO_2	3.62	2.48	2.59	2.77	2.76	2.99	2.78	2.75
FeO	20.64	20.43	19.35	18.99	19.07	18.60	19.10	19.20
MnO	0.08	0.24	0.20	0.24	0.19	0.16	0.19	0.20
MgO	12.17	13.78	13.51	13.35	12.50	12.37	12.83	13.49
CaO	0.17	0.11	0.05	0.04	0.05	0.06	0.01	0.06
Na_2O	0.20	0.22	0.23	0.33	0.28	0.37	0.32	0.29
K_2O	9.31	6.28	7.20	8.06	8.51	9.24	8.37	7.52
Total	94.72	93.42	94.20	95.74	95.12	96.58	95.41	94.70
FeO+MnO	20.71	20.67	19.56	19.23	19.26	18.76	19.29	19.39
$10*TiO_2$	36.23	24.81	25.93	27.74	27.56	29.86	27.79	27.51
Altot	2.10	2.94	2.78	2.73	2.85	2.78	2.76	2.88
Mg/(Mg+Fe)	0.51	0.55	0.55	0.56	0.54	0.54	0.54	0.56
Formule structurale (22 Oxygènes)								
Si	5.76	5.24	5.45	5.51	5.46	5.54	5.51	5.37
Al^{IV}	2.10	2.76	2.55	2.49	2.54	2.46	2.49	2.63
Al^{VI}	0.00	0.18	0.23	0.24	0.31	0.32	0.27	0.24
Fe	2.68	2.65	2.48	2.39	2.43	2.33	2.42	2.45
Mg	2.82	3.18	3.08	3.00	2.84	2.76	2.90	3.07
Mn	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
Ti	0.42	0.29	0.30	0.31	0.32	0.34	0.32	0.32
Ca	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Na	0.06	0.07	0.07	0.10	0.08	0.11	0.09	0.08
K	1.85	1.24	1.40	1.55	1.65	1.77	1.62	1.46
X	1.93	1.33	1.48	1.65	1.74	1.88	1.71	1.56
Y	5.94	6.33	6.11	5.98	5.92	5.78	5.93	6.10
Z	7.85	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
XFe	0.49	0.45	0.45	0.44	0.46	0.46	0.46	0.44

Abbréviations: pt. sct : petite section; moy. sct : section moyenne; gr. sct : grande section; p: cœur; b: bord

Composition chimique et formule structurale des biotites de l'enclave microgrenue sombre de la Marsa (éch. CF 73) et de la diorite de Chétaïbi (éch. CHT 1).

Echantillon	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3	CB 3
SiO_2	51.06	50.62	49.47	53.20	50.14	48.07	49.82	51.01	51.23	46.23	48.33	45.78	49.76	51.01
TiO_2	0.41	0.29	0.67	0.19	0.45	1.01	0.70	0.24	0.54	1.16	0.97	1.35	0.43	0.47
Al_2O_3	2.13	2.41	4.27	0.91	3.97	6.73	2.64	1.88	3.23	7.21	6.67	8.11	3.91	3.25
FeOt	13.08	19.10	10.87	14.59	15.42	11.22	18.99	18.34	16.20	14.67	10.16	11.52	15.23	14.74
FeO	7.68	2.85	2.51	8.32	0.88	4.25	12.28	12.53	4.13	8.05	2.53	5.33	3.61	6.70
Fe_2O_3*	5.99	18.05	9.29	6.97	16.14	7.75	7.45	6.46	13.41	7.35	8.48	6.88	12.91	8.94
MnO	0.20	0.35	0.21	0.28	0.33	0.14	0.27	0.28	0.37	0.21	0.15	0.16	0.23	0.21
MgO	16.02	13.77	17.06	15.55	15.34	16.07	12.03	12.70	14.27	13.69	17.00	15.22	15.08	14.70
CaO	12.20	9.57	11.51	11.76	10.10	11.71	11.26	11.74	10.04	11.60	11.69	11.89	10.77	11.02
Na_2O	0.37	0.28	0.60	0.14	0.41	1.10	0.45	0.26	0.31	1.36	1.16	1.34	0.53	0.45
K_2O	0.07	0.03	0.16	0.03	0.05	0.11	0.17	0.10	0.05	0.27	0.14	0.17	0.03	0.08
H_2O*	2.05	2.08	2.07	2.07	2.10	2.08	2.02	2.03	2.09	2.04	2.09	2.05	2.08	2.06
Total	98.20	100.30	97.82	99.42	99.92	99.02	99.08	99.22	99.64	99.18	99.22	98.27	99.32	98.89
Formule Structurale (23 oxygènes)														
Si	7.47	7.27	7.17	7.68	7.15	6.93	7.40	7.54	7.35	6.79	6.91	6.70	7.18	7.40
Al^{IV}	0.37	0.41	0.73	0.16	0.67	1.07	0.46	0.33	0.55	1.21	1.09	1.30	0.66	0.56
Al^{VI}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.10	0.00	0.00
Ti	0.05	0.03	0.07	0.02	0.05	0.11	0.08	0.03	0.06	0.13	0.10	0.15	0.05	0.05
Fe^{3+}	0.66	1.95	1.01	0.76	1.73	0.84	0.83	0.72	1.45	0.81	0.91	0.76	1.40	0.98
Mg	3.49	2.95	3.69	3.35	3.26	3.45	2.66	2.80	3.05	3.00	3.63	3.32	3.24	3.18
Fe^{2+}	0.94	0.34	0.30	1.00	0.11	0.51	1.53	1.55	0.50	0.99	0.30	0.65	0.44	0.81
Mn	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04	0.05	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03
Ca	1.91	1.47	1.79	1.82	1.54	1.81	1.79	1.86	1.54	1.83	1.79	1.87	1.67	1.71
Na	0.11	0.08	0.17	0.04	0.12	0.31	0.13	0.08	0.09	0.39	0.32	0.38	0.15	0.13
K	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.05	0.03	0.03	0.01	0.01
OH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Total	15.03	14.56	14.99	14.87	14.67	15.14	14.95	14.95	14.64	15.27	15.14	15.28	14.82	14.85
XMg	0.79	0.90	0.92	0.77	0.97	0.87	0.64	0.64	0.86	0.75	0.92	0.84	0.88	0.80
Alt	0.37	0.43	0.75	0.16	0.69	1.16	0.47	0.33	0.56	1.27	1.15	1.42	0.69	0.57

Composition chimique et formule structurale des amphiboles du gabbro appauvri du Cap Bougaroun *s.s.*

Echantillon	CB 51	CB 51	CB 51	CB 51	CB 51	CB 51	CB 51	CB 51	CB 51	CB 50	CB 50	CB 50	CB 50	CB 50	CB 50
SiO_2	44.17	46.52	46.58	48.33	48.83	49.79	48.79	51.44	48.88	43.88	47.66	44.78	45.94	45.72	44.65
TiO_2	2.07	1.54	1.46	0.82	0.46	0.65	0.63	0.64	0.62	2.39	1.23	1.81	1.63	1.62	1.77
Al2O3	9.85	8.31	8.37	6.91	6.71	5.86	6.61	4.55	6.57	9.25	6.80	8.81	8.01	8.08	8.87
FeOt	11.39	11.89	11.62	11.47	11.23	10.78	11.91	10.42	11.09	15.03	13.56	15.06	14.28	14.39	15.13
FeO	6.27	4.95	5.09	5.29	3.53	5.12	5.51	9.70	4.92	11.94	10.38	11.24	10.73	11.12	10.93
Fe_2O_3*	5.69	7.72	7.26	6.87	8.56	6.29	7.12	0.80	6.85	3.44	3.54	4.25	3.94	3.64	4.67
MnO	0.20	0.15	0.17	0.15	0.24	0.17	0.23	0.29	0.20	0.34	0.28	0.33	0.31	0.32	0.31
MgO	14.38	15.36	15.32	15.69	16.32	16.35	15.57	16.32	16.11	12.04	13.90	12.50	13.01	12.91	12.43
CaO	11.55	11.51	11.48	11.65	11.52	11.68	11.61	13.08	11.74	11.86	12.18	11.99	11.97	11.95	11.90
Na_2O	1.79	1.65	1.64	1.20	1.24	1.10	1.19	0.60	1.17	1.70	1.07	1.58	1.28	1.52	1.57
K_2O	0.44	0.24	0.29	0.20	0.17	0.17	0.20	0.27	0.22	0.70	0.58	0.64	0.63	0.58	0.58
H_2O*	2.04	2.08	2.08	2.08	2.10	2.09	2.08	2.09	2.09	2.01	2.05	2.03	2.03	2.03	2.03
Total	98.45	100.03	99.74	99.19	99.67	99.26	99.55	99.76	99.37	99.53	99.67	99.95	99.49	99.50	99.71
Formule Structurale (23 oxygènes)															
Si	6.49	6.69	6.71	6.97	6.98	7.14	7.02	7.38	7.02	6.53	6.97	6.61	6.77	6.75	6.60
AlIV	1.51	1.31	1.29	1.03	1.02	0.87	0.99	0.62	0.98	1.47	1.03	1.39	1.23	1.25	1.40
AlVI	0.20	0.10	0.13	0.14	0.11	0.12	0.13	0.15	0.13	0.15	0.14	0.15	0.16	0.16	0.15
Ti	0.23	0.17	0.16	0.09	0.05	0.07	0.07	0.07	0.07	0.27	0.14	0.20	0.18	0.18	0.20
Fe^{3+}	0.63	0.84	0.79	0.75	0.92	0.68	0.77	0.09	0.74	0.39	0.39	0.47	0.44	0.40	0.52
Mg	3.15	3.29	3.29	3.37	3.48	3.49	3.34	3.49	3.45	2.67	3.03	2.75	2.86	2.84	2.74
Fe^{2+}	0.77	0.60	0.61	0.64	0.42	0.61	0.66	1.16	0.59	1.49	1.27	1.39	1.32	1.37	1.35
Mn	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Ca	1.82	1.77	1.77	1.80	1.76	1.79	1.79	2.01	1.81	1.89	1.91	1.90	1.89	1.89	1.89
Na	0.51	0.46	0.46	0.34	0.34	0.31	0.33	0.17	0.33	0.49	0.30	0.45	0.37	0.43	0.45
K	0.08	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.13	0.11	0.12	0.12	0.11	0.11
OH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Total	15.41	15.28	15.28	15.17	15.14	15.13	15.16	15.23	15.17	15.51	15.32	15.47	15.38	15.43	15.45
XMg	0.80	0.85	0.84	0.84	0.89	0.85	0.83	0.75	0.85	0.64	0.71	0.67	0.68	0.67	0.67
Alt	1.73	1.43	1.45	1.19	1.15	1.00	1.14	0.77	1.13	1.64	1.18	1.55	1.40	1.42	1.57

Composition chimique et formule structurale des amphiboles des roches mafiques enrichies de Mersa Dammat (gabbro : éch. CB 51 ; dolérite : éch. CB 50).

Echantillon	CB 52	CB 52	CB 52	CB 52	CB 52	CB 52	VPK119	VPK119	VPK119
SiO_2	44.80	47.15	45.89	48.02	45.75	48.27	46.68	50.66	51.65
TiO_2	2.31	1.54	1.50	1.28	1.44	1.20	1.62	0.39	0.39
Al2O3	9.18	7.50	8.40	6.55	8.19	6.56	7.80	4.18	3.99
FeOt	12.40	12.32	14.53	13.09	14.34	13.69	13.08	12.54	12.26
FeO	9.55	9.07	10.70	8.41	8.31	9.15	8.77	8.00	9.05
Fe_2O_3*	3.17	3.62	4.26	5.20	6.70	5.04	4.79	5.05	3.57
MnO	0.28	0.22	0.31	0.32	0.35	0.35	0.44	0.35	0.37
MgO	13.38	14.60	12.92	14.55	13.31	14.15	14.01	15.75	15.71
CaO	11.61	12.06	12.01	11.83	11.49	11.81	11.81	12.37	12.49
Na_2O	1.79	1.35	1.45	1.24	1.48	1.15	1.53	0.61	0.56
K_2O	0.49	0.72	0.49	0.43	0.38	0.52	0.41	0.30	0.24
H_2O*	2.03	2.06	2.04	2.07	2.04	2.07	2.06	2.08	2.09
Total	98.59	99.91	100.00	99.92	99.43	100.27	99.93	99.73	100.11
Formule Structurale (23 oxygènes)									
Si	6.62	6.86	6.73	6.97	6.71	6.99	6.80	7.31	7.41
AlIV	1.38	1.15	1.27	1.04	1.29	1.01	1.21	0.70	0.59
AlVI	0.22	0.14	0.19	0.08	0.13	0.11	0.13	0.02	0.08
Ti	0.26	0.17	0.17	0.14	0.16	0.13	0.18	0.04	0.04
Fe^{3+}	0.35	0.40	0.47	0.57	0.74	0.55	0.53	0.55	0.39
Mg	2.95	3.17	2.83	3.15	2.91	3.06	3.04	3.39	3.36
Fe^{2+}	1.18	1.10	1.31	1.02	1.02	1.11	1.07	0.97	1.09
Mn	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.06	0.04	0.05
Ca	1.84	1.88	1.89	1.84	1.81	1.83	1.84	1.91	1.92
Na	0.51	0.38	0.41	0.35	0.42	0.32	0.43	0.17	0.16
K	0.09	0.13	0.09	0.08	0.07	0.10	0.08	0.06	0.04
OH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Total	15.45	15.39	15.39	15.27	15.30	15.25	15.35	15.14	15.12
XMg	0.71	0.74	0.68	0.76	0.74	0.73	0.74	0.78	0.76
Alt	1.61	1.30	1.47	1.13	1.44	1.13	1.35	0.72	0.68

Composition chimique et formule structurale des amphiboles des diorites de Mersa Dammat.

Echantillon	CL 77	CL 77	CL 77	CL 77	CL 77	CL 77	CL 77	CB 9	CB 9	CB 9	CB 9	CB 9	CB 18	CB 18
SiO_2	51.21	48.28	49.36	47.47	48.77	51.22	49.37	49.15	49.47	47.19	48.96	50.04	50.59	50.13
TiO_2	0.44	1.23	0.79	1.35	1.21	0.58	1.10	0.64	0.82	1.36	0.79	0.58	0.78	0.77
Al_2O_3	2.31	4.13	4.84	5.83	5.59	3.80	5.49	5.60	5.08	8.37	6.24	4.76	4.26	4.08
FeO	6.73	9.80	7.87	9.85	7.53	6.56	7.81	6.55	7.36	7.27	6.55	6.58	7.43	7.64
MnO	0.15	0.33	0.24	0.25	0.15	0.17	0.19	0.11	0.16	0.13	0.07	0.19	0.18	0.18
MgO	16.80	13.79	14.69	13.68	14.19	16.17	14.93	15.08	14.44	13.74	14.68	15.33	15.33	15.35
CaO	21.15	21.15	21.24	21.14	21.82	21.55	21.75	23.20	23.21	22.12	22.41	22.90	21.86	21.94
Na_2O	0.28	0.33	0.22	0.28	0.24	0.20	0.30	0.14	0.12	0.22	0.15	0.13	0.29	0.20
Cr_2O_3	0.04	0.00	0.04	0.00	0.06	0.08	0.05	0.05	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00
Total	99.12	99.04	99.30	99.89	99.61	100.33	101.00	100.54	100.67	100.47	99.91	100.52	100.73	100.31
Formule structurale (6 oxygènes)														
Si	3.69	3.76	3.70	3.65	3.69	3.69	3.63	3.61	3.71	3.52	3.61	3.67	3.70	3.70
Ti	0.02	0.07	0.04	0.08	0.07	0.03	0.06	0.04	0.05	0.08	0.04	0.03	0.04	0.04
Al	0.20	0.38	0.43	0.53	0.50	0.32	0.47	0.48	0.45	0.74	0.54	0.41	0.37	0.35
Fe^{2+}	13.31	15.84	14.53	15.76	14.75	13.53	14.38	13.94	14.68	14.52	13.96	13.93	14.14	14.31
Mn	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Mg	1.81	1.60	1.64	1.57	1.60	1.74	1.63	1.65	1.61	1.53	1.62	1.68	1.67	1.69
Ca	1.63	1.76	1.70	1.74	1.77	1.66	1.71	1.83	1.87	1.77	1.77	1.80	1.71	1.73
Na	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03
Total	8.37	9.16	8.74	9.15	8.81	8.42	8.71	8.61	8.82	8.76	8.58	8.59	8.62	8.69
Wo	36.97	35.92	37.55	35.97	39.16	38.19	37.99	41.06	40.60	40.28	40.65	40.41	38.22	38.02
En	40.86	32.58	36.14	32.39	35.42	39.88	36.29	37.14	35.15	34.83	37.06	37.65	37.29	37.01
Fs	22.17	31.50	26.31	31.64	25.42	21.94	25.71	21.79	24.25	24.89	22.28	21.94	24.50	24.97
Mg#	11.94	9.17	10.14	9.05	9.79	11.37	10.21	10.60	9.91	9.53	10.37	10.74	10.56	10.55

Composition chimique et formule structurale des pyroxènes des dolérites du Cap Bougaroun *s.s.*

Echantillon	CB 18	CB 18	CB 18	CB 18	CB 18	CB 18	CB 18	CB 12	CB 12	CB 12	CB 12	CB 12	CB 12	CB 12
SiO_2	52.00	51.83	49.21	48.50	52.18	49.03	48.69	52.71	51.72	50.92	52.67	51.63	51.20	52.60
TiO_2	0.53	0.44	0.87	1.23	0.43	0.82	1.29	0.15	0.21	0.53	0.22	0.45	0.17	0.11
Al_2O_3	2.22	2.38	4.85	5.03	2.59	5.96	4.67	2.53	3.50	4.48	2.19	4.48	3.19	1.52
FeO	7.65	7.73	8.33	9.20	6.57	6.84	10.00	3.47	4.09	6.14	6.64	5.36	3.67	6.07
MnO	0.25	0.28	0.20	0.31	0.22	0.18	0.28	0.15	0.16	0.18	0.20	0.15	0.11	0.31
MgO	16.28	16.38	14.92	14.25	17.10	15.01	13.95	17.95	17.52	16.67	17.72	16.92	17.60	15.18
CaO	21.76	20.82	21.41	21.07	20.76	21.47	21.83	22.94	22.48	21.78	20.93	21.94	22.70	24.19
Na_2O	0.17	0.21	0.26	0.37	0.16	0.27	0.33	0.14	0.14	0.12	0.19	0.17	0.19	0.29
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.67	0.32	0.00	0.05	0.12	1.08	0.17
Total	100.91	100.09	100.11	99.99	100.05	99.70	101.05	100.73	100.19	100.85	100.83	101.29	99.98	100.48
Formule structurale (6 oxygènes)														
Si	3.79	3.76	3.66	3.67	3.71	3.61	3.72	3.69	3.63	3.61	3.69	3.62	3.65	3.94
Ti	0.03	0.02	0.05	0.07	0.02	0.05	0.07	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01
Al	0.19	0.20	0.43	0.45	0.22	0.52	0.42	0.21	0.29	0.37	0.18	0.37	0.27	0.13
Fe^{2+}	14.20	13.95	14.63	15.22	13.21	13.92	15.85	12.21	12.30	13.17	13.01	12.85	12.43	14.29
Mn	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Mg	1.77	1.77	1.65	1.61	1.81	1.65	1.59	1.87	1.83	1.76	1.85	1.77	1.87	1.69
Ca	1.70	1.62	1.71	1.71	1.58	1.69	1.79	1.72	1.69	1.66	1.57	1.65	1.73	1.94
Na	0.02	0.03	0.04	0.05	0.02	0.04	0.05	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04
Total	8.64	8.54	8.79	8.98	8.31	8.57	9.18	8.05	8.08	8.33	8.26	8.23	8.14	8.70
Wo	36.95	35.74	36.99	36.13	36.42	38.85	36.31	42.08	41.15	38.50	36.01	39.46	41.94	42.52
En	38.46	39.12	35.86	34.01	41.74	37.78	32.28	45.82	44.64	41.00	42.41	42.34	45.24	37.13
Fs	24.59	25.14	27.15	29.86	21.84	23.37	31.42	12.09	14.22	20.50	21.59	18.21	12.82	20.35
Mg#	11.08	11.27	10.16	9.56	12.06	10.57	9.11	13.30	12.98	11.81	12.44	12.10	13.08	10.60

Composition chimique et formule structurale des pyroxènes des dolérites du Cap Bougaroun *s.s.*

Echantillon	CB 12	CB 4	CB 4	CB 4	CB 4	CB 4	CB 51	CB 51	CB 51
SiO_2	51.49	49.17	48.50	50.95	51.70	49.93	53.17	53.09	52.67
TiO_2	0.39	0.44	0.77	0.29	0.32	0.44	0.02	0.04	0.12
Al_2O_3	3.94	4.63	5.93	3.00	2.20	4.13	0.45	0.41	0.71
FeO	5.43	5.27	6.14	5.74	6.76	5.12	6.55	6.53	6.77
MnO	0.16	0.11	0.14	0.18	0.14	0.15	0.31	0.37	0.28
MgO	17.25	16.01	15.30	17.49	19.22	16.90	14.47	14.50	14.30
CaO	21.86	22.01	21.75	20.62	18.10	21.28	24.49	25.33	24.25
Na_2O	0.14	0.22	0.18	0.14	0.08	0.20	0.25	0.09	0.26
Cr_2O_3	0.10	1.02	0.36	0.19	0.21	0.83	0.00	0.00	0.00
Total	100.79	98.88	99.08	98.63	98.74	98.98	99.72	100.43	99.40
Formule structurale (6 oxygènes)									
Si	3.61	1.819	3.569	1.883	3.630	1.84	4.08	4.11	4.08
Ti	0.02	0.012	0.043	0.008	0.017	0.01	0.00	0.00	0.01
Al	0.33	0.202	0.515	0.131	0.182	0.18	0.04	0.04	0.06
Fe^{2+}	12.72	0.041	13.598	0.086	11.131	0.05	14.91	15.24	15.07
Mn	0.01	0.004	0.009	0.006	0.008	0.00	0.02	0.02	0.02
Mg	1.80	0.883	1.678	0.963	2.012	0.93	1.66	1.68	1.65
Ca	1.64	0.872	1.715	0.816	1.361	0.84	2.02	2.10	2.01
Na	0.02	0.016	0.025	0.010	0.011	0.01	0.04	0.01	0.04
Total	8.19	4.000	8.480	4.000	7.630	4.00	8.86	8.98	8.91
Wo	38.95	45.40	39.83	41.59	36.03	43.51	42.89	43.68	42.54
En	42.78	45.94	38.97	49.08	53.25	48.08	35.27	34.79	34.90
Fs	18.28	8.66	21.20	9.32	10.72	8.41	21.85	21.53	22.56
Mg#	12.41	95.57	10.99	91.81	15.31	94.83	10.01	9.91	9.87

Composition chimique et formule structurale des pyroxènes des dolérites du Cap Bougaroun *s.s* (éch. CB 12 et CB 4) et du gabbro de Mersa Dammat (éch. CB 50).

Annexe 2. Analyses chimiques (éléments majeurs et en trace) pour les échantillons de la Petite Kabylie.

- Kabylie de Collo
- Ouest Edough-Chétaïbi-Cap de Fer

Echantillons de la Kabylie de Collo

Location	Cap Bougaroun *s.s*					
Latitude	37° 05' 3.75" N	37°08'39.68" N	37°4'56.5" N	37°04'58.1" N	37°04'41.9" N	37°04'48.2" N
Longitude	6° 28' 23.81" E	6° 47' 29.76" E	6°28'25.8" E	6° 28' 18.8" E	6° 27' 50.2" E	6° 28' 04.6" E
Elevation	93 m	90 m	135 m	127m	366 m	304 m
Rock type	gb	gb	gb	cm gb	dol	dol
Sample name	CB 3	CB 19	VPK150	CB 16	CB 9	CB 12
wr K-Ar age (Ma)						
U-Pb age (Ma)						
Major elements (wt%)						
SiO_2	49.23	48.77	50.64	46.86	47.70	54.58
TiO_2	0.54	1.09	0.74	0.15	0.71	0.50
Al_2O_3	16.73	15.53	16.47	15.83	16.95	15.14
Fe_2O_3 (t)	9.78	11.77	9.43	6.85	9.45	7.13
MnO	0.15	0.13	0.14	0.12	0.17	0.14
MgO	8.19	7.13	7.52	13.45	6.65	6.45
CaO	10.01	10.25	10.58	16.14	10.80	9.13
Na_2O	1.91	2.28	2.38	0.56	2.43	2.48
K_2O	0.19	0.27	0.26	0.00	0.44	0.80
P_2O_5	0.05	0.04	0.06	0.01	0.18	0.06
L.O.I	2.81	2.41	1.86	0.73	4.53	3.50
Total	99.59	99.68	100.08	100.70	99.99	99.91
Mg#	62.39	54.56	61.25	79.56	58.22	64.20
Trace elements (ppm)						
Cs	0.92	1.37	1.61		1.13	1.67
Rb	3.24	6.34	7.55	-	18.06	28.31
Ba	14.86	11.02	16.86	0.51	140.7	209.5
Sr	85.28	118.1	122.2	61.43	309.0	207.8
Pb	0.53	0.59	0.42		4.34	5.25
Th	0.06	0.11	0.06	0.14	1.72	4.26
U	0.02	0.02	0.02		0.75	1.91
Zr	11.52	11.83	9.41	7.72	48.41	73.19
Hf	0.42	0.45	0.36		1.25	1.89
Ta	0.03	0.05	0.04		0.15	0.33
Y	15.46	18.33	12.45	4.69	17.76	19.07
Nb	0.47	0.75	0.42	0.22	1.73	3.27
Sc	42.89	48.24	43.31	41.56	36.42	33.29
Cr	15.94	8.95	47.44	298.3	23.24	91.83
Ni	48.57	34.45	39.81	202.5	29.87	57.53
Co	36.50	41.23	37.95	49.15	36.49	29.72
V	256.4	492.4	199.2	142.9	269.9	189.4
W		0.08	0.02		0.50	1.32
Ga	13.44	15.05	14.07		14.83	13.82
Zn	34.90	24.69	23.98		59.73	96.68
Cu	4.95	2.05	49.88		63.59	44.53
La	1.19	1.47	1.05	0.45	5.63	9.66
Ce	3.53	4.60	3.21	-	12.63	20.51
Pr	0.66	0.78	0.52		1.78	2.41
Nd	3.66	4.39	2.82	0.66	8.20	9.82
Sm	1.38	1.68	1.06	0.72	2.27	2.41
Eu	0.56	0.64	0.55	0.18	0.78	0.69
Gd	2.03	2.42	1.56	0.89	2.69	2.75
Tb	0.38	0.44	0.30		0.45	0.47
Dy	2.51	3.00	2.02	0.68	2.93	3.01
Ho	0.55	0.66	0.44		0.63	0.65
Er	1.59	1.89	1.28	0.68	1.75	1.92
Yb	1.45	1.80	1.25	0.47	1.68	1.84
Lu	0.22	0.27	0.18		0.25	0.28
Isotopes						
Age (Ma)	25	25	25		11	11
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.704007	0.704493	0.704347		0.706547	0.709160
$\pm 2\sigma$	0.000006	0.000006	0.000006		0.000006	0.000006
$(^{87}Sr/^{86}Sr)i$	0.703968	0.704438	0.704282		0.706521	0.709098
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.513098	0.513089	0.513084		0.512808	0.512555
$\pm 2\sigma$	0.000007	0.000008	0.000005		0.000007	0.000007
$(^{143}Nd/^{144}Nd)i$	0.513060	0.513052	0.513047		0.512796	0.512545

Abbreviations used : gb: gabbro, dol: dolerite, cm: cumulative gabbro

Location	Cap Bougaroun *s.s*					
Latitude	37°08'39.68" N	37°04'53.5" N		37°04'53.5" N	37°04'51.0" N	37°04'51.2" N
Longitude	6° 47' 29.76" E	6° 27' 54.7" E		6° 27' 54.5" E	6° 27' 16.2" E	6° 28' 00.6" E
Elevation	90 m	183 m		184 m	144 m	212 m
Rock type	dol	f-gr gb	dol	f-gr gb	f-gr gb	µgrd
Sample name	CB 18	CB 22	CL77	CB 21	CB 24	CB 13
wr K-Ar age (Ma)			10.90 ± 0.88			14.45 ± 0.36
U-Pb age (Ma)						
Major elements (wt%)						
SiO_2	48.89	47.08	49.00	49.76	47.52	65.42
TiO_2	0.84	0.56	1.05	0.56	0.67	0.59
Al_2O_3	15.85	17.22	16.30	15.47	16.90	15.09
Fe_2O_3 (t)	9.16	7.78	10.25	9.05	8.35	4.54
MnO	0.16	0.15	0.19	0.16	0.15	0.12
MgO	7.29	8.08	6.93	7.75	6.88	1.83
CaO	8.69	12.26	7.65	5.87	10.39	2.87
Na_2O	4.42	1.66	4.25	3.90	1.86	1.98
K_2O	0.13	0.65	0.45	1.84	1.26	3.75
P_2O_5	0.11	0.13	0.16	0.08	0.17	0.15
L.O.I	4.17	3.72	3.38	3.89	4.01	2.75
Total	99.73	99.29	99.61	98.31	98.16	99.09
Mg#	61.19	67.31	57.26	62.92	62.03	44.38
Trace elements (ppm)						
Cs	1.38	4.43				
Rb	6.90	24.13	18.00	79.17	36.75	154.2
Ba	19.06	149.1	95.00	324.2	204.9	605.7
Sr	145.0	266.4	227.0	212.7	261.5	182.9
Pb	5.79	2.95				
Th	1.40	1.59		0.88	2.08	16.30
U	0.84	0.71				
Zr	65.07	40.76	68.00	32.72	49.34	61.59
Hf	1.64	1.09				
Ta	0.16	0.12				
Y	21.39	14.83	24.00	13.53	17.84	26.26
Nb	1.74	1.30	2.50	1.26	1.72	11.91
Sc	40.53	40.43	37.00	36.05	33.26	11.60
Cr	69.54	123.2	44.00	48.76	87.43	58.54
Ni	43.03	78.46	32.00	39.76	57.67	21.79
Co	35.49	36.04	36.00	34.38	32.22	10.61
V	287.6	222.6	334.0	248.2	256.8	81.91
W	0.37	0.31				
Ga	14.64	13.86				
Zn	69.95	45.26				
Cu	36.99	39.18				
La	4.89	4.70	6.30	3.33	6.93	34.51
Ce	12.72	11.13	15.00	8.76	14.16	70.19
Pr	1.79	1.48				
Nd	8.53	6.73	10.20	4.87	8.90	30.18
Sm	2.43	1.89		1.57	2.36	6.41
Eu	0.88	0.67	1.00	0.43	0.80	1.13
Gd	3.02	2.25		1.92	2.86	5.81
Tb	0.53	0.38				
Dy	3.43	2.44	3.70	2.36	2.97	4.56
Ho	0.74	0.53				
Er	2.14	1.48	2.60	1.55	1.63	2.09
Yb	2.01	1.42	2.35	1.39	1.73	2.23
Lu	0.30	0.21				
Isotopes						
Age (Ma)	11	11				14
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.708866	0.706087				0.715044
± 2σ	0.000006	0.000006				0.000006
$(^{87}Sr/^{86}Sr)i$	0.708866	0.706046				0.714554
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.512882	0.512823				0.512187
± 2σ	0.000007	0.000008				0.000008
$(^{143}Nd/^{144}Nd)i$	0.512882	0.512811				0.512175

Abbreviations used : dol: dolerite, f-gr gb: fine-grained gabbro; µgrd: microgranodiorite.

Location	Cap Bougaroun *s.s*				Mersa Dammat el Djiyad	
Latitude	37°05'13" N	37° 05' 06.6" N	37°04'39" N	37°04'48.2" N	37°04'35.60"N	37°4'39.6386"
Longitude	6° 29' 12.6" E	6° 28' 06.2" E	6° 27' 45.6" E	6° 28' 04.6" E	6°21'57.25"E	6°22'34.4988"
Elevation	78 m	133 m	382m	304m	11 m	5 m
Rock type	µgrd	rh	µgrd	µgrd	gb	gb
Sample name	TM 1	CB 5	CB 7	CB 11	CB 51	VPK115
wr K-Ar age (Ma)	13.58 ± 0.33	10.86 ± 0.26				18.71 ± 1.00
U-Pb age (Ma)						
Major elements (wt%)						
SiO_2	65.08	76.60	66.48	65.85	48.80	51.34
TiO_2	0.57	0.19	0.54	0.62	0.35	0.27
Al_2O_3	15.00	12.02	15.36	14.98	18.38	11.24
Fe_2O_3 (t)	4.53	1.15	4.44	4.74	5.94	6.48
MnO	0.05	0.01	0.04	0.20	0.15	0.14
MgO	2.04	0.48	1.68	1.88	7.54	12.72
CaO	1.98	0.32	2.70	2.30	15.17	16.21
Na_2O	3.31	2.97	2.89	1.87	1.81	1.08
K_2O	3.44	4.29	3.16	3.93	0.12	0.25
P_2O_5	0.14	0.03	0.13	0.15	0.04	0.03
L.O.I	3.02	1.36	1.97	2.79	2.01	1.10
Total	99.17	99.43	99.40	99.31	100.31	100.85
Mg#	47.16	45.06	42.87	43.93	71.57	79.54
Trace elements (ppm)						
Cs						
Rb	185.3	151.9	159.3	159.7	-	6.72
Ba	413.5	518.2	468.7	817.3	10.72	20.80
Sr	140.6	65.45	184.5	172.0	293.1	135.12
Pb						
Th	13.81	21.34	14.29	16.52	1.77	1.11
U						
Zr	94.06	63.76	59.55	71.38	20.55	19.08
Hf						
Ta						
Y	25.54	11.03	24.40	26.47	8.45	8.14
Nb	10.62	9.43	11.51	11.94	0.43	0.78
Sc	13.37	3.22	12.38	11.90	41.98	57.98
Cr	43.92	6.76	48.70	68.71	89.26	768.5
Ni	22.49	1.49	22.44	22.79	66.25	184.2
Co	9.71	0.77	10.72	10.46	27.09	39.30
V	93.88	13.14	90.06	86.22	177.8	172.5
W						
Ga						
Zn						
Cu						
La	33.41	13.03	33.45	35.77	5.51	3.36
Ce	71.34	32.17	67.74	74.33	11.97	8.02
Pr						
Nd	29.42	10.13	28.66	32.29	4.21	3.15
Sm	6.19	1.84	6.07	6.12	0.98	0.76
Eu	1.11	0.33	1.12	1.13	0.31	0.27
Gd	5.60	2.17	5.14	5.80	1.63	1.07
Tb						
Dy	4.23	1.83	4.31	4.81	1.47	1.49
Ho						
Er	1.98	0.88	2.16	2.31	1.27	1.33
Yb	2.17	1.58	2.14	2.29	0.87	0.83
Lu						

Abbreviations used : gb: gabbro, µgrd: microgranodiorite, rh: rhyolite,

Location	Mersa Dammat el Djiyad					
Latitude	37°04'35.60"N	37°4'39.6" N	37°4'34.9" N	37°04'35.60"N	37°04'37.4"N	37°4'39.6" N
Longitude	6°21'57.25"E	6°22'34.5" E	6°22'28.2" E	6°21'57.25"E	6°22'56.7" E	6°22'36.5" E
Elevation	11 m	5 m	50 m	11m	103m	2m
Rock type	d	d	gr	dol	gb	d
Sample name	CB 52	VPK119	VPK110	CB 50	CB 31	VPK116
wr K-Ar age (Ma)		17.05 ± 0.43	17.23 ± 0.49			
U-Pb age (Ma)						
Major elements (wt%)						
SiO_2	57.28	56.07	74.49	54.58	52.30	56.77
TiO_2	0.63	1.10	0.24	0.59	0.50	0.67
Al_2O_3	16.44	16.28	12.68	16.92	13.74	15.20
Fe_2O_3 (t)	7.96	8.76	1.70	7.86	9.97	7.21
MnO	0.14	0.10	0.03	0.13	0.23	0.14
MgO	5.32	3.29	0.52	6.97	9.81	5.01
CaO	8.91	7.17	1.52	10.96	11.71	8.05
Na_2O	2.93	2.97	3.11	2.87	1.91	2.22
K_2O	0.98	2.64	4.01	0.57	0.34	1.91
P_2O_5	0.09	0.23	0.06	0.09	0.06	0.19
L.O.I	1.02	1.26	0.63	0.90	1.54	1.39
Total	101.70	99.87	98.99	102.43	102.11	98.75
Mg#	56.95	42.68	37.84	63.72	66.10	57.93
Trace elements (ppm)						
Cs						
Rb	60.56	143.9	243.1	15.31	8.42	73.29
Ba	123.3	254.2	331.9	80.16	20.81	272.4
Sr	237.6	320.9	92.68	263.0	192.8	271.1
Pb						
Th	6.15	9.56	16.07	2.97	2.56	7.41
U						
Zr	23.62	42.74	17.15	46.78	31.38	44.63
Hf						
Ta						
Y	15.62	23.92	13.01	15.82	13.81	20.90
Nb	4.14	6.53	11.55	2.79	1.16	6.47
Sc	29.32	29.22	5.52	32.50	55.59	28.97
Cr	17.84	5.48	12.10	36.87	267.9	175.0
Ni	13.67	3.35	5.57	40.93	65.69	45.17
Co	23.71	47.59	127.4	32.53	36.61	40.08
V	212.0	259.5	25.77	237.9	287.0	182.3
W						
Ga						
Zn						
Cu						
La	10.50	27.21	22.61	9.76	11.01	19.07
Ce	23.35	40.32	47.12	20.28	20.35	39.27
Pr						
Nd	10.76	17.30	17.59	8.94	7.65	18.35
Sm	2.60	3.48	3.43	2.10	2.23	3.69
Eu	0.65	1.08	0.69	0.57	0.46	0.97
Gd	2.86	4.24	3.54	2.62	2.10	4.19
Tb						
Dy	2.70	3.95	2.38	2.77	2.40	3.53
Ho						
Er	1.76	2.21	1.04	1.39	1.45	2.21
Yb	1.67	2.23	1.14	1.54	1.31	1.89
Lu						

Abbreviations used : gb: gabbro, dol: dolerite, d: diorite, gr: granite.

Location	Mersa Dammat el Djiyad			North Bougaroun		
Latitude	37°4'29.4" N	37°4'39.6" N	37°04'35.60"N	37°02'43" N	37°2'46.1" N	37°04'18.6"N
Longitude	6°21'57.6" E	6°22'34.5" E	6°21'57.25"E	6°23'39.4" E	6°21'38.5" E	6°23'7.1" E
Elevation	90m	10m	11m	804m	695m	268m
Rock type	gr	gr	gr	µgrd	gr	gr
Sample name	VPK106	VPK118	CB 53	CB 26	VPK83	CB 29
wr K-Ar age (Ma)						
U-Pb age (Ma)						
Major elements (wt%)						
SiO_2	74.24	73.45	75.80	66.79	71.37	75.41
TiO_2	0.25	0.29	0.26	0.61	0.37	0.19
Al_2O_3	12.69	13.22	13.04	15.54	14.02	12.93
Fe_2O_3 (t)	1.96	1.98	2.04	4.51	3.03	1.06
MnO	0.02	0.02	0.03	0.08	0.04	0.01
MgO	0.56	0.47	0.55	1.66	0.93	0.24
CaO	1.61	2.12	1.57	2.65	2.09	1.25
Na_2O	3.06	3.14	3.06	2.66	3.04	3.53
K_2O	3.64	3.61	3.99	3.84	3.59	4.14
P_2O_5	0.06	0.05	0.07	0.16	0.11	0.02
L.O.I	0.63	0.72	0.48	2.49	1.09	0.39
Total	98.73	99.06	100.89	100.97	99.68	99.17
Mg#	36.28	31.84	34.77	42.18	37.69	30.93
Trace elements (ppm)						
Cs						
Rb	225.5	176.7	214.1	151.4	209.1	154.6
Ba	366.1	452.2	348.6	578.1	376.4	435.0
Sr	99.45	179.0	92.25	186.5	118.2	107.1
Pb						
Th	16.55	15.96	15.28	16.06	13.24	14.92
U						
Zr	16.68	18.77	40.84	71.51	28.90	21.42
Hf						
Ta						
Y	13.78	9.58	20.54	33.16	19.31	9.54
Nb	9.87	7.07	12.86	10.87	11.53	8.87
Sc	5.72	3.25	6.06	11.09	7.47	2.33
Cr	10.78	4.82	8.54	47.10	22.80	1.08
Ni	5.03	3.41	4.80	19.25	10.12	1.34
Co	69.28	65.27	2.41	9.94	43.35	0.23
V	28.71	28.88	33.70	90.58	48.94	13.75
W						
Ga						
Zn						
Cu						
La	24.13	23.87	16.39	35.35	20.38	14.25
Ce	50.87	37.01	38.58	73.97	44.07	32.13
Pr						
Nd	18.93	11.90	13.58	31.24	18.43	9.37
Sm	3.81	1.77	3.35	5.95	3.98	2.52
Eu	0.70	0.63	0.51	1.21	0.61	0.54
Gd	3.61	2.02	3.13	6.28	4.08	1.89
Tb						
Dy	2.51	1.34	3.22	5.49	3.16	1.64
Ho						
Er	1.34	0.69	1.67	3.12	1.72	0.95
Yb	1.13	1.02	1.82	2.52	1.55	0.92
Lu						

Abbreviations used : µgrd: microgranodiorite, gr: granite.

Location	North Bougaroun		Northwest Bougaroun			
Latitude	37°03'33.8" N	37°01'42.7"N	37°02'32.4"N	37°01'08.9"N	37°01'20"N	37°01'42.7"N
Longitude	6°23'23.5" E	6°19'52.3"E	6°22'14.1"E	6°18'28.6"E	6°20'13.1"E	6°19'52.3"E
Elevation	524 m	357 m	617m	565m	332m	357m
Rock type	gr	f-gr gr	gr	gr	gr	gr
Sample name	CB 27	CB 48	CB 33	CB 43	CB 45	CB 49
wr K-Ar age (Ma)	14.74 ± 0.47	15.09 ± 0.43				
U-Pb age (Ma)	16.96 ± 0.09					
Major elements (wt%)						
SiO_2	74.90	70.88	72.19	67.70	71.24	71.96
TiO_2	0.16	0.52	0.27	0.46	0.37	0.33
Al_2O_3	12.18	15.08	12.83	15.43	14.73	13.82
Fe_2O_3 (t)	1.07	3.83	2.09	3.90	2.99	2.51
MnO	0.01	0.05	0.03	0.05	0.03	0.03
MgO	0.21	1.18	0.49	1.37	0.83	0.77
CaO	0.89	1.94	1.56	2.24	2.06	1.57
Na_2O	3.17	2.80	3.06	3.04	3.38	2.89
K_2O	4.22	3.57	3.73	3.60	3.65	4.03
P_2O_5	0.01	0.08	0.08	0.11	0.10	0.08
L.O.I	0.60	1.20	0.71	1.02	1.01	0.92
Total	97.43	101.15	97.04	98.90	100.39	98.92
Mg#	27.72	37.90	31.74	41.01	35.47	37.77
Trace elements (ppm)						
Cs						
Rb	286.3	156.8	181.0	203.5	196.1	186.6
Ba	413.9	489.3	410.4	346.9	434.3	416.3
Sr	61.14	134.6	84.38	132.2	126.2	104.3
Pb						
Th	18.07	12.90	12.78	12.03	15.83	16.28
U						
Zr	23.03	11.40	15.69	17.87	21.40	19.80
Hf						
Ta						
Y	14.20	10.58	19.36	14.95	22.49	18.65
Nb	8.74	11.86	8.44	10.38	10.83	9.19
Sc	3.02	9.15	5.36	10.54	7.90	6.84
Cr	2.88	47.89	7.84	28.31	16.51	15.06
Ni	1.03	24.89	5.73	12.96	10.82	9.10
Co	0.92	8.41	2.01	7.32	4.84	4.95
V	16.80	77.49	34.75	82.14	47.82	43.14
W						
Ga						
Zn						
Cu						
La	15.27	27.02	16.05	24.44	24.10	26.84
Ce	27.19	60.19	40.63	48.79	55.54	57.52
Pr						
Nd	11.39	21.17	14.47	20.56	20.46	21.52
Sm	2.80	4.42	3.43	4.17	4.37	4.64
Eu	0.54	0.95	0.64	0.85	0.63	0.70
Gd	2.58	3.13	3.52	4.29	4.29	4.44
Tb						
Dy	2.58	2.13	3.32	3.01	3.75	3.38
Ho						
Er	1.34	0.94	1.97	1.66	1.86	1.91
Yb	1.66	0.73	1.72	1.20	1.75	1.51
Lu						
Isotopes						
Age (Ma)	17					
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.710851					
± 2σ	0.000006					
$(^{87}Sr/^{86}Sr)i$	0.707584					
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.512365					
± 2σ	0.000008					
$(^{143}Nd/^{144}Nd)i$	0.512348					

Abbreviations used : gr: granite, f-gr gr: fine -grained granite.

Location	Central Bougaroun		South West Bougaroun	Bouserdoum	
Latitude	37°1'40.9" N	37°01'40.9" N	36°59'32.9" N	36° 59' 59.8" N	36° 59' 59.8" N
Longitude	6°23'34.9" E	6°23'29.8" E	6°18'51.6" E	6° 32' 02.8" E	6° 32' 02.8" E
Elevation	760 m	793 m	740 m	269 m	269 m
Rock type	gd	gd	gr	µd	µd
Sample name	VPK84	CB 32	VPK167	CHR 2	CHR 1
wr K-Ar age (Ma)	17.06 ± 0.41	17.43 ± 0.53	16.88 ± 0.43		
U-Pb age (Ma)		17.02 ± 0.06			
Major elements (wt%)					
SiO_2	66.51	66.07	71.23	59.02	61.44
TiO_2	0.30	0.32	0.28	0.55	0.58
Al_2O_3	15.67	16.16	13.77	14.96	14.80
Fe_2O_3 (t)	3.34	3.42	2.74	5.99	5.50
MnO	0.05	0.05	0.04	0.09	0.09
MgO	1.60	1.66	0.76	4.08	3.16
CaO	3.13	3.14	1.35	5.54	3.35
Na_2O	3.31	3.46	2.93	2.95	3.29
K_2O	3.46	3.21	4.08	1.87	3.06
P_2O_5	0.13	0.14	0.11	0.11	0.13
L.O.I	1.30	1.04	1.03	4.44	4.09
Total	98.80	98.67	98.34	99.59	99.50
Mg#	48.68	49.04	35.53	57.41	53.22
Trace elements (ppm)					
Cs					
Rb	213.0	183.1	258.6	96.16	190.7
Ba	291.9	266.6	300.2	229.1	310.9
Sr	164.4	164.7	90.37	189.9	184.7
Pb					
Th	9.49	8.29	12.94	9.78	12.23
U					
Zr	23.03	21.07	15.62	114.2	126.7
Hf					
Ta					
Y	12.44	12.83	14.56	20.74	22.71
Nb	8.47	7.27	10.79	7.04	9.41
Sc	8.35	9.10	6.94	20.69	17.28
Cr	25.26	22.78	23.15	164.9	105.1
Ni	8.98	9.07	12.28	52.61	43.72
Co	64.49	7.99	95.70	19.10	15.40
V	49.20	56.35	39.50	138.06	122.4
W					
Ga					
Zn					
Cu					
La	19.07	19.45	17.44	20.72	23.75
Ce	37.99	42.71	37.36	44.06	51.62
Pr					
Nd	15.87	16.02	15.65	19.30	21.75
Sm	3.45	3.82	3.07	4.30	4.57
Eu	0.80	0.79	0.65	0.81	0.86
Gd	3.31	3.25	3.60	4.20	4.48
Tb					
Dy	2.11	2.62	2.45	3.64	3.72
Ho					
Er	0.94	1.41	1.02	1.69	1.57
Yb	0.92	0.99	1.12	2.02	2.13
Lu					
Isotopes					
Age (Ma)				16	
$^{87}Sr/^{86}Sr$				0.711494	
± 2σ				0.000008	
$(^{87}Sr/^{86}Sr)i$				0.711161	
$^{143}Nd/^{144}Nd$				0.512215	
± 2σ				0.000005	
$(^{143}Nd/^{144}Nd)i$				0.512201	

Abbreviations used : gr: granite, gd: granodiorite, µd: microdiorite.

Location	Chéraïa		Yaddene				
Latitude	37° 00' 43.9" N	37° 00' 43.9" N	36°58'00.4"N	36°58'1.5"N	36°58'0.6"N	36°58'00.4"N	36°57'58.9"N
Longitude	6° 30' 52.9" E	6° 30' 52.9" E	6°21'07.8"E	6°21'03.5" E	6°21'2.5"E	6°21'07.8"E	6°21'06.5"E
Elevation	429 m	430 m	396m	452 m	427m	396 m	386m
Rock type	rh	rh	cm gb	cm gb	p	p	gr
Sample name	CHR 4	CHR 5	CB 39	CB 36	CB 34	CB 38	CB 40
wr K-Ar age (Ma)							
U-Pb age (Ma)							
Major elements (wt%)							
SiO_2	80.84	79.67	49.43	51.47	42.67	41.35	70.78
TiO_2	0.11	0.12	0.18	0.34	0.17	0.16	0.19
Al_2O_3	9.20	9.81	18.67	17.09	5.36	5.13	14.94
Fe_2O_3 (t)	0.44	0.43	5.53	6.47	9.26	8.93	1.18
MnO	0.03	0.01	0.13	0.12	0.14	0.14	0.02
MgO	0.13	0.14	10.78	9.27	34.88	33.15	0.94
CaO	0.38	0.40	13.32	12.55	3.77	3.77	2.68
Na_2O	1.51	1.54	0.73	0.71	0.15	0.16	5.12
K_2O	5.15	5.37	0.06	0.17	0.06	0.06	1.31
P_2O_5	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.13
L.O.I	0.80	0.66	2.12	3.38	7.82	6.22	3.33
Total	98.61	98.17	100.96	101.59	104.31	99.09	100.62
Mg#	37.15	39.45	79.44	73.95	88.19	88.04	61.39
Trace elements (ppm)							
Cs			1.47	2.38	1.94	1.07	
Rb	293.0	265.6	2.88	8.57	3.24	2.91	72.79
Ba	439.2	523.7	5.95	10.63	6.55	6.39	90.28
Sr	36.87	41.61	71.91	86.13	11.89	16.43	385.0
Pb			0.71	2.77	0.81	0.92	
Th	19.26	19.86	0.25	0.57	0.30	0.26	12.03
U			0.05	0.09	0.07	0.05	
Zr	58.24	62.06	6.02	10.45	7.99	7.04	17.32
Hf			0.25	0.47	0.32	0.29	
Ta			0.04	0.09	0.04	0.03	
Y	13.99	15.62	5.67	11.98	5.46	5.07	13.44
Nb	7.51	7.23	0.54	1.43	0.55	0.50	6.87
Sc	2.79	2.99	35.04	36.57	15.63	16.16	4.61
Cr	10.70	13.53		345.7		1427	9.85
Ni	0.41	0.00		82.86		1248	6.82
Co	1.33	0.67	27.04	23.79	89.09	90.62	4.69
V	5.29	5.72	143.12	168.66	91.13	89.08	36.75
W							
Ga			11.08	11.71	4.35	4.24	
Zn			33.73	30.20	47.90	44.21	
Cu			0.40	5.74	25.06	28.61	
La	25.03	25.80	1.00	2.32	1.09	1.00	28.36
Ce	48.09	48.02	2.29	5.21	2.42	2.30	53.81
Pr			0.31	0.70	0.33	0.31	
Nd	16.27	15.82	1.47	3.20	1.53	1.42	22.22
Sm	3.30	3.00	0.48	0.99	0.48	0.45	4.47
Eu	0.42	0.46	0.23	0.47	0.17	0.16	0.91
Gd	2.87	2.88	0.68	1.35	0.67	0.63	3.68
Tb			0.13	0.25	0.13	0.12	
Dy	2.34	2.52	0.90	1.64	0.84	0.79	2.39
Ho			0.20	0.36	0.19	0.18	
Er	1.07	0.87	0.59	1.07	0.57	0.53	0.98
Yb	1.39	1.58	0.58	1.02	0.56	0.52	0.92
Lu			0.09	0.16	0.09	0.08	

Abbreviations used : rh: rhyolite, gr: granite, p: peridotite, cm gb: cumulative gabbro

Echantillons de l'Ouest Edough-Chétaïbi-Cap de Fer

Location	Cap de Fer							
Latitude						37°02'34.4" N	37°02'34.4" N	37°04'27.7" N
Longitude						7°13'38.4" E	7°13'38.4" E	7°11'17.8" E
Elevation						32	32	107
Rock type	q-µd	q-µd	dac		q-µd	µ g encl	µgrd	µgrd
Sample name	CF 67	CF 68	CF 69	CF 71	CF 72	CF 73	CF 74	CF 80
wr K-Ar age (Ma)		15.39 ± 0.44			14.89 ± 0.69	13.32 ± 0.33	13.70 ± 0.35	
Major elements (wt%)								
SiO_2	68.00	68.00	61.00	69.00	69.50	63.58	66.41	69.61
TiO_2	0.43	0.42	0.91	0.47	0.59	0.51	0.41	0.56
Al_2O_3	15.00	15.10	15.20	15.30	14.80	15.05	14.82	14.95
Fe_2O_3	3.55	3.45	5.75	3.25	3.12	4.27	3.33	3.13
MnO	0.03	0.04	0.08	0.05	0.09	0.05	0.04	0.05
MgO	1.95	1.82	1.27	1.15	0.58	2.50	1.77	0.76
CaO	1.87	1.87	4.30	3.50	2.85	2.68	1.86	2.20
Na_2O	2.45	2.75	3.45	3.30	3.72	2.78	2.90	4.16
K_2O	5.25	5.04	2.65	3.64	3.75	3.63	5.01	4.14
P_2O_5	0.22	0.21	0.24	0.15	0.17	0.18	0.20	0.13
LOI	1.21	1.77	5.13	0.63	0.74	2.03	1.35	0.65
Total	99.66	100.18	99.49	100.16	99.64	97.26	98.11	100.33
Trace elements (ppm)								
Rb	314.0	318.0	99.00	215.0	206.0	215.2	336.6	235.7
Ba	300.0	306.0	365.0	316.0	398.0	159.0	253.9	487.6
Sr	97.00	105.0	119.0	178.0	170.0	165.5	114.8	135.1
Th						10.04	15.09	33.55
Zr	30.00	155.0	170.0	100.0	16.60	25.85	26.26	177.6
Y	19.00	18.00	27.00	16.00	23.00	13.68	17.55	20.75
Nb	10.80	10.90	9.10	6.50	8.50	10.76	10.17	8.27
Sc	9.00	9.00	16.50	11.30	12.10	10.47	8.85	8.71
Cr	47.00	46.00	3.00	22.00	11.00	35.04	48.19	3.00
Ni	24.00	21.00	2.00	16.00	6.00	29.04	22.23	2.81
Co	10.00	10.00	8.00	9.00	5.50	12.74	9.51	4.87
V	51.00	50.00	126.0	104.0	77.00	97.15	49.01	64.15
La	20.90	21.00	27.00	24.00	29.00	16.08	19.03	30.53
Ce	46.00	46.00	54.00	46.00	57.00	36.28	44.70	60.04
Nd	23.00	23.00	23.50	17.50	24.00	16.39	20.84	23.67
Sm						4.20	4.56	5.16
Eu	0.70	0.75	1.10	0.70	1.05	0.81	0.62	0.80
Gd						4.19	5.16	4.01
Dy	3.50	3.30	4.20	2.40	3.50	2.60	3.30	3.60
Er	1.80	1.60	2.70	1.60	2.20	0.98	1.45	1.42
Yb	1.25	1.10	2.55	1.40	2.15	0.81	1.13	2.03

Abbreviations used : q-µd: quartzitic microdiorite, dac: dacite, µ g encl : microgranular enclave, µgrd: microgranodiorite.

	Chétaïbi						
Latitude	37°04'06" N	37°02'43.2" N	37°02'43.2" N	37°02'54.2" N	37°02'58" N	37°02'58" N	37°02'55.3" N
Longitude	7°23'18.8" E	7°19'50.3" E	7°19'50.3" E	7°20'11.8" E	7°21'21.3" E	7°21'21.3" E	7°21'37.4" E
Elevation	24	337	337	370	265	265	264
Rock type	d	and	d	rh	and	dac	µgrd
Sample name	CHT 1	CHT 4	CHT 5	CHT 6	CHT 7	CHT 8	CHT 9
wr K-Ar age (Ma)	15.67 ± 0.41		14.07 ± 0.34				15.73 ± 0.39
Major elements (wt%)							
SiO_2	55.23	61.58	54.94	78.30	62.06	64.37	66.20
TiO_2	0.80	0.92	0.69	0.12	0.59	0.69	0.43
Al_2O_3	16.69	14.93	16.24	11.93	15.28	17.62	14.93
Fe_2O_3	6.67	5.49	6.45	0.91	4.16	1.25	3.67
MnO	0.18	0.07	0.10	0.02	0.10	0.01	0.06
MgO	5.24	2.24	5.36	0.18	1.51	0.43	1.70
CaO	7.15	3.92	7.46	1.12	3.90	2.76	2.74
Na_2O	3.21	3.68	2.63	3.20	4.10	3.59	3.03
K_2O	1.51	3.24	1.75	3.98	2.21	5.13	4.16
P_2O_5	0.14	0.22	0.13	0.04	0.15	0.15	0.19
LOI	2.81	3.60	5.08	1.58	4.60	1.81	0.88
Total	99.63	99.88	100.82	101.38	98.67	97.81	98.00
Trace elements (ppm)							
Rb	58.55	190.3	82.59	194.9	160.3	197.9	302.9
Ba	208.2	279.7	203.9	524.6	576.7	385.3	259.7
Sr	210.3	193.5	222.6	91.2	240.8	169.6	144.7
Th	12.23	27.50	15.47	35.62	28.43	32.37	20.50
Zr	93.57	137.2	110.8	141.9	165.3	194.1	24.23
Y	18.85	18.20	17.64	18.68	24.08	23.85	17.46
Nb	5.41	5.85	4.42	8.12	8.75	9.14	7.96
Sc	27.59	18.45	25.14	2.34	13.83	12.71	9.42
Cr	142.3	4.53	286.1	1.30	20.72	18.78	33.78
Ni	60.92	2.68	97.28	0.08	10.86	1.99	16.43
Co	39.81	10.34	23.81	0.24	8.03	1.69	9.38
V	229.5	207.0	182.5	6.82	88.66	65.83	66.42
La	13.25	24.22	15.63	24.98	26.99	26.94	20.72
Ce	29.08	52.00	31.60	54.16	55.32	52.80	46.07
Nd	13.47	21.65	14.90	17.94	22.69	22.13	19.83
Sm	3.14	4.53	3.27	3.27	4.46	4.50	4.68
Eu	0.76	1.00	0.91	0.73	0.96	1.22	0.61
Gd	3.25	3.96	3.29	3.21	4.28	4.91	4.45
Dy	2.99	3.07	2.92	2.71	3.75	3.95	3.16
Er	2.00	1.51	1.75	1.59	1.95	2.67	1.43
Yb	1.82	1.72	1.78	1.87	2.36	2.33	1.21

Abbreviations used : and: andesite, d: diorite, dac: dacite, µgrd: microgranodiorite, rh: rhyolite.

Location	Chétaïbi						
Latitude	37°04'21.5" N	37°04'21.5" N	37°04'16.8" N	37°04'53.9" N	37°04'53.9" N	37°03'35.6" N	37°03'59.2" N
Longitude	7°23'27.4" E	7°23'27.4" E	7°23'26.3" E	7°22'32.1" E	7°22'32.1" E	7°22'32.1" E	7°22' 24.2" E
Elevation							
Rock type	d	d	d	d	µ g encl	d	and
Sample name	CHT 11	CHT 12	CHT 13	CHT 14	CHT 15	CHT 16	CHT 17
wr K-Ar age (Ma)				15.22 ± 0.37		15.44 ± 0.38	16.84 ± 0.58
Major elements (wt%)							
SiO_2	61.27	58.90	56.42	59.84	58.96	53.48	66.11
TiO_2	1.07	1.07	0.79	0.67	0.67	0.70	0.74
Al_2O_3	15.26	15.77	17.38	15.64	15.85	16.57	14.44
Fe_2O_3	6.57	6.94	6.24	5.68	5.85	6.29	3.63
MnO	0.13	0.09	0.09	0.10	0.11	0.08	0.04
MgO	1.63	2.22	3.25	2.76	3.06	5.37	0.94
CaO	3.74	4.75	6.66	4.95	5.43	7.48	4.87
Na_2O	4.11	3.95	3.76	3.54	3.47	2.57	2.75
K_2O	3.07	2.74	2.08	2.60	2.29	2.08	2.85
P_2O_5	0.19	0.19	0.14	0.14	0.13	0.11	0.33
LOI	1.57	1.95	2.49	2.31	2.62	4.61	1.80
Total	98.61	98.56	99.29	98.23	98.43	99.36	98.52
Trace elements (ppm)							
Rb	156.2	144.8	104.8	150.9	134.2	100.6	137.7
Ba	353.1	278.7	191.9	262.9	249.9	193.9	266.0
Sr	162.2	191.6	224.5	190.0	189.6	207.6	196.1
Th	19.84	16.02	12.58	18.33	16.94	13.20	16.36
Zr	143.6	137.0	107.8	114.9	110.9	88.0	115.5
Y	28.36	25.01	20.17	21.05	20.62	17.20	20.07
Nb	10.17	7.70	6.31	6.82	6.56	4.73	7.18
Sc	19.20	21.32	23.53	18.37	20.17	27.98	18.97
Cr	5.61	21.22	45.96	39.01	42.82	107.4	62.41
Ni	7.35	15.12	28.35	15.06	16.71	39.46	11.59
Co	11.67	14.94	17.53	14.91	15.60	21.35	8.99
V	196.7	234.1	208.0	143.2	151.2	196.3	181.7
La	26.25	22.40	17.32	21.15	20.64	16.46	21.28
Ce	51.77	45.23	34.21	43.79	42.41	32.65	40.13
Nd	23.30	21.03	15.95	18.70	18.13	14.63	16.77
Sm	5.39	4.32	4.02	4.21	3.91	2.81	3.53
Eu	1.25	1.06	0.95	0.93	0.93	0.85	0.89
Gd	5.11	4.69	3.61	3.68	3.74	3.16	3.62
Dy	4.60	4.21	3.19	3.57	3.59	2.94	3.15
Er	2.78	2.05	1.65	1.86	1.82	1.68	1.82
Yb	2.69	2.43	1.95	2.02	2.06	1.74	1.87

Abbreviations used : and: andesite, d: diorite, µ g encl : microgranular enclave.

Location	West Chetaïbi						Aïn Barbar	Kef Bouassida
Latitude	37°02'43.1" N	37°02'42.1" N	37°02'42.1" N	37°02'36.1" N	37°02'43.5" N	37°02'52.6" N		36°56'17.4" N
Longitude	7°18'45.7" E	7°18'48.5" E	7°18'48.5" E	7°19'31.1" E	7°19'50.4" E	7°20'06.2" E		7°35'52.9" E
Elevation				324		354		382
Rock type	rh	and	and	and	dac	dac	rh	µgrd
Sample name	SM 3	SM 10	SM 11	SM 15	SM 17	SM 18	A69	S 1
wr K-Ar age (Ma)		16.41 ± 0.39		18.3 ± 0.48			14.32 ± 0.33	12.91 ± 0.31
Major elements (wt%)								
SiO_2	73.18	55.83	53.98	50.67	63.57	62.39	74.12	67.32
TiO_2	0.11	0.81	0.79	0.59	0.90	0.67	0.10	0.40
Al_2O_3	13.18	16.47	16.37	17.80	14.64	14.43	13.99	15.39
Fe_2O_3	1.01	7.55	6.89	6.18	5.39	5.24	1.28	3.56
MnO	0.04	0.09	0.08	0.11	0.07	0.35	0.03	0.05
MgO	0.53	4.22	2.91	5.58	2.02	1.04	0.28	2.01
CaO	2.60	4.81	6.83	5.74	3.61	0.53	0.07	2.60
Na_2O	3.28	2.98	2.81	5.59	3.67	1.40	0.73	2.98
K_2O	3.46	2.38	2.48	1.23	3.18	9.04	6.13	4.14
P_2O_5	0.03	0.22	0.23	0.10	0.21	0.19	0.16	0.18
LOI	1.88	4.59	7.50	6.03	3.32	3.05	2.31	1.16
Total	99.29	99.95	100.86	99.64	100.57	98.33	99.20	99.79
Trace elements (ppm)								
Rb	99.44	100.9	101.8	96.30	185.0	485.4	842.7	312.7
Ba	564.2	262.5	243.4	113.2	268.4	402.2	84.57	275.7
Sr	147.4	290.4	249.1	158.5	186.4	29.34	13.73	96.48
Th	22.07	17.57	17.42	8.41	24.32	28.19	3.72	20.99
Zr	79.58	109.2	116.8	64.79	143.4	167.2	30.84	47.91
Y	13.54	20.08	18.22	15.85	16.42	22.58	6.67	19.29
Nb	7.30	6.19	5.64	3.16	7.92	8.51	21.98	11.32
Sc	3.11	21.70	21.45	24.54	17.28	12.24	4.66	10.07
Cr	12.22	13.78	10.38	167.3	3.77	3.35	9.96	67.56
Ni	4.40	10.15	8.89	89.51	2.47	2.76	3.47	32.83
Co	0.89	16.90	15.14	22.85	7.56	2.94	0.95	10.96
V	14.70	228.8	225.2	191.0	202.3	70.35	12.68	53.36
La	21.26	18.13	18.24	10.39	22.60	26.35	2.39	26.40
Ce	41.88	37.38	38.17	23.11	47.47	52.17	5.20	58.95
Nd	14.73	17.25	17.33	10.12	20.55	22.08	2.80	26.82
Sm	2.95	4.02	3.85	2.33	3.95	4.44	1.19	6.19
Eu	0.38	1.04	1.02	0.73	1.03	1.05	0.14	0.74
Gd	2.80	3.92	3.71	2.75	3.72	4.28	1.54	5.55
Dy	2.32	3.33	3.04	2.38	2.95	3.77	1.26	3.55
Er	1.20	1.92	1.84	1.23	1.51	2.10	0.36	1.46
Yb	1.42	1.94	1.74	1.42	1.43	2.22	0.53	1.20

Abbreviations used : and: andesite, d: diorite, dac: dacite, µgrd: microgranodiorite, rh: rhyolite.

Annexe 3. Résultat de datations K/Ar et U/Pb des échantillons de la Petite Kabylie.

Echatillon	Référence	Secteur	Région	Provenance	Roche	Fraction datée	Age (K-Ar)	Erreur	K_2O	$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$
		Aïn Barbar-Chétaïbi							wt (%)	$10^{-6}cc.g^{-1}$	(%)
73-5	Bellon, 1976		Chétaïbi	Carrière Fontaine Romaine	grd bt	RT	15.98±0.8	1σ	4.49		
	Marignac et Zimmermann, 1983		Aïn Barbar	L'Ouider	rh	RT	15.10±0.20	2σ		2.09-5.11	14.1-50.4
				Chaïba	rh	RT	15.15±0.25	2σ		4.91-5.07	15.3-29.0
				Chaïba	mgr	RT	15.80±0.50	2σ		0.75-5.24	35.4-82.2
				Abaid Gray	rh	RT	15.90±0.4	2σ		1.35-2.03	48.5-59.9
		Kabylie de Collo-Beni Toufout									
AK749	Bellon, 1976		Beni Toufout	Boudouka	gr	RT	22.39±1.02	1σ	4.14		39.3
BT 001	Penven et Zimmermann, 1986		Beni Toufout	Kt El Metlab	gr	Bt	15.40±0.8	2σ	7,688	3.83	33.3
BT 002			Beni Toufout	Ain El Ksar	gr	Bt	15.20±0.7	2σ	7,652	3.76	31.5
BG 606			Bougaroun	Djebel M'Katel	gr	Bt	15.60±0.5	2σ	7,471	3.77	33
BG609			Bougaroun	Kt Tahar Helala	gr	Bt	16.40±0.3	2σ	8,11	4.3	35.4
AK2443	Bellon, 1976		El Milia	El Milia	mgr	RT	16.49±0.81	1σ	4.14		57.8
CO 1	Penven et Zimmermann, 1986		Collo	Djebel Amrouch	mgr	Bt	15.80±0.4	2σ	8,519	4.36	44.3
CO 2			Collo	Djebel Sidi Ali	mgr	Bt	15.80±0.9	2σ	8,76	4.48	43.5

Abbréviations: RT: roche totale, Bt: biotite, grd bt: granodiorite à biotite, rh: rhyolite, mgr: microgranite, gr: granite

Tableau 1 : Ages K/Ar sur roche totale et biotite séparée des roches de la Petite Kabylie issus des données de la bibliographie.

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/ U	208Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb	± (1s)	207Pb/ 235U	± (1s)	206Pb/ 238U	± (1s)	Rho	Apparent ages (Ma)			
													206Pb/ 238U	± (1s)	207Pb/ 206Pb	± (1s)
Granite CB 27 (37°03'33.8"N , 6°23'23.5"E)																
az13	26.8	12626.3	7802.1	1.62	0.530	0.0465	0.0004	0.0166	0.0002	0.0026	0.0000	0.72	16.7	0.2	25.9	22.5
az14	17.6	4226.9	6011.4	0.70	0.238	0.0469	0.0005	0.0170	0.0002	0.0026	0.0000	0.63	17.0	0.2	45.8	26.6
az15	3.2	641.6	1155.5	0.56	0.188	0.0463	0.0011	0.0167	0.0004	0.0026	0.0000	0.48	16.8	0.2	13.4	54.8
az16	4.7	697.0	1723.6	0.40	0.131	0.0474	0.0008	0.0175	0.0004	0.0027	0.0000	0.59	17.3	0.2	69.8	41.6
az17	5.8	947.9	2177.6	0.44	0.146	0.0485	0.0009	0.0173	0.0004	0.0026	0.0000	0.55	16.7	0.2	121.6	41.0
az18	3.6	539.7	1328.0	0.41	0.125	0.0460	0.0011	0.0171	0.0004	0.0027	0.0000	0.44	17.3	0.2	-1.1	54.9
az19	4.5	655.2	1692.5	0.39	0.123	0.0484	0.0006	0.0178	0.0003	0.0027	0.0000	0.68	17.1	0.2	120.1	30.4
az20	7.0	1033.5	2592.8	0.40	0.136	0.0469	0.0006	0.0173	0.0003	0.0027	0.0000	0.74	17.2	0.2	42.4	30.8
az21	8.5	1560.4	3109.3	0.50	0.171	0.0469	0.0004	0.0169	0.0002	0.0026	0.0000	0.70	16.8	0.1	46.7	21.5
az22	4.3	906.0	1514.5	0.60	0.192	0.0459	0.0006	0.0170	0.0003	0.0027	0.0000	0.64	17.2	0.2	-7.6	30.0
az23	10.6	2002.8	3973.3	0.50	0.165	0.0475	0.0005	0.0170	0.0002	0.0026	0.0000	0.62	16.7	0.1	73.0	26.7
az24	4.8	1321.5	1584.9	0.83	0.283	0.0466	0.0009	0.0167	0.0004	0.0026	0.0000	0.51	16.7	0.2	27.6	45.5
az25	36.9	12304.7	11464.6	1.07	0.364	0.0470	0.0004	0.0171	0.0002	0.0026	0.0000	0.72	17.0	0.2	50.7	21.6
az26	21.1	6178.2	7023.2	0.88	0.294	0.0466	0.0005	0.0168	0.0002	0.0026	0.0000	0.69	16.8	0.2	31.2	24.2
az27	7.5	1389.3	2777.3	0.50	0.173	0.0464	0.0007	0.0165	0.0003	0.0026	0.0000	0.61	16.6	0.2	16.4	33.6
az28	3.0	613.6	1005.2	0.61	0.181	0.0448	0.0011	0.0166	0.0005	0.0027	0.0000	0.49	17.2	0.2	-65.2	59.1
az29	3.4	528.2	1248.7	0.42	0.145	0.0476	0.0011	0.0174	0.0004	0.0027	0.0000	0.50	17.1	0.2	80.2	51.8
az30	17.0	4117.2	5903.4	0.70	0.232	0.0472	0.0005	0.0171	0.0002	0.0026	0.0000	0.59	16.9	0.1	57.8	26.9
az31	5.4	1219.8	1846.7	0.66	0.221	0.0469	0.0007	0.0174	0.0003	0.0027	0.0000	0.64	17.3	0.2	42.0	35.2
az32	8.5	1836.5	2912.2	0.63	0.225	0.0469	0.0006	0.0173	0.0004	0.0027	0.0000	0.83	17.2	0.3	42.3	28.0
az33	4.6	904.7	1625.5	0.56	0.181	0.0458	0.0008	0.0171	0.0004	0.0027	0.0000	0.60	17.4	0.2	-14.2	40.7
az34	6.8	1293.9	2432.5	0.53	0.171	0.0467	0.0007	0.0171	0.0003	0.0027	0.0000	0.60	17.1	0.2	33.0	37.5
az35	4.8	1109.6	1513.5	0.73	0.262	0.0481	0.0009	0.0179	0.0004	0.0027	0.0000	0.53	17.4	0.2	105.3	41.9
az36	2.9	424.3	1091.7	0.39	0.134	0.0482	0.0011	0.0174	0.0004	0.0026	0.0000	0.43	16.8	0.2	110.5	51.2
az37	13.5	3408.4	4783.8	0.71	0.236	0.0469	0.0005	0.0169	0.0002	0.0026	0.0000	0.62	16.8	0.1	43.6	25.2
az38	10.7	1986.9	4000.9	0.50	0.163	0.0463	0.0006	0.0166	0.0003	0.0026	0.0000	0.65	16.8	0.2	14.2	29.8
az39	1.2	137.8	466.6	0.30	0.090	0.0443	0.0018	0.0162	0.0007	0.0026	0.0000	0.33	17.1	0.2	-93.7	96.8
az40	5.9	1313.1	1954.0	0.67	0.229	0.0485	0.0009	0.0178	0.0004	0.0027	0.0000	0.47	17.2	0.2	122.0	41.1

Tableau 2 : Résultats U-Pb pour le granite de Bougaroun.

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/ U	208Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb	± (1s)	207Pb/ 235U	± (1s)	206Pb/ 238U	± (1s)	Rho	Apparent ages (Ma) 206Pb/ 238U	± (1s)	207Pb/ 206Pb	± (1s)
Granodiorite CB 32 (37°01'40.9"N, 6°23'29.8"E)																
#1-1	2	83	721	0.12	0.06	0.0506	0.0072	0.0189	0.0025	0.00270	0.00012	0.33	17.4	0.8	221.1	297.7
#2-1	7	203	2770	0.07	0.02	0.0462	0.0022	0.0169	0.0008	0.00264	0.00004	0.34	17.0	0.3	9.7	111.4
#3-1	6	306	2453	0.12	0.05	0.0482	0.0021	0.0169	0.0007	0.00254	0.00004	0.37	16.4	0.2	106.9	101.6
#3-2	2	75	719	0.10	0.04	0.0451	0.0048	0.0165	0.0017	0.00265	0.00006	0.22	17.0	0.4	0.1	187.2
#4-1	3	292	1263	0.23	0.08	0.0471	0.0031	0.0176	0.0011	0.00271	0.00005	0.30	17.5	0.3	51.3	148.8
#4-2	2	156	967	0.16	0.06	0.0472	0.0037	0.0175	0.0013	0.00268	0.00005	0.25	17.3	0.3	60.6	178.2
#5-1	3	193	1246	0.15	0.05	0.0451	0.0035	0.0171	0.0013	0.00274	0.00006	0.29	17.6	0.4	0.1	128.6
#6-1	2	112	749	0.15	0.06	0.0470	0.0046	0.0172	0.0016	0.00266	0.00006	0.24	17.1	0.4	47.1	218.4
#7-1	6	229	2385	0.10	0.04	0.0505	0.0021	0.0179	0.0007	0.00257	0.00004	0.39	16.5	0.2	218.4	94.7
#8-1	3	231	1005	0.23	0.08	0.0457	0.0043	0.0164	0.0015	0.00261	0.00007	0.29	16.8	0.4	0.1	193.7
#9-1	7	901	2525	0.36	0.10	0.0479	0.0019	0.0174	0.0006	0.00264	0.00003	0.31	17.0	0.2	90.6	90.5
#10-1	4	209	1631	0.13	0.05	0.0498	0.0026	0.0184	0.0009	0.00267	0.00004	0.30	17.2	0.3	187.1	118.8
#11-1	5	207	1865	0.11	0.04	0.0462	0.0024	0.0169	0.0008	0.00265	0.00004	0.31	17.1	0.3	9.4	119.4
#12-1	2	124	872	0.14	0.04	0.0473	0.0041	0.0174	0.0015	0.00267	0.00006	0.27	17.2	0.4	63.2	196.1
#13-1	6	459	2543	0.18	0.06	0.0465	0.0020	0.0166	0.0007	0.00259	0.00004	0.39	16.6	0.2	25.6	97.7
#14-1	2	123	862	0.14	0.04	0.0461	0.0034	0.0163	0.0012	0.00257	0.00005	0.27	16.5	0.3	0.1	171.5
#15-1	4	192	1395	0.14	0.06	0.0468	0.0029	0.0176	0.0010	0.00272	0.00005	0.31	17.5	0.3	40.9	140.4
#16-1	4	136	1389	0.10	0.04	0.0467	0.0026	0.0176	0.0009	0.00274	0.00004	0.27	17.6	0.3	31.7	127.4
#16-2	5	520	2107	0.25	0.08	0.0457	0.0021	0.0167	0.0007	0.00265	0.00004	0.34	17.0	0.2	0.1	86.6
#16-3	5	352	2199	0.16	0.05	0.0461	0.0019	0.0167	0.0007	0.00263	0.00004	0.39	16.9	0.2	3.7	97.6
#17-1	8	517	3028	0.17	0.06	0.0468	0.0016	0.0170	0.0005	0.00263	0.00003	0.36	16.9	0.2	36.1	78.5
#18-1	6	500	2671	0.19	0.06	0.0470	0.0019	0.0168	0.0007	0.00259	0.00003	0.30	16.7	0.2	51.0	94.3
#19-1	2	95	781	0.12	0.04	0.0483	0.0035	0.0180	0.0013	0.00270	0.00007	0.37	17.4	0.4	114.7	164.3
#20-1	4	198	1434	0.14	0.04	0.0470	0.0028	0.0171	0.0010	0.00264	0.00004	0.27	17.0	0.3	48.7	135.9
#21-1	9	312	3678	0.08	0.03	0.0471	0.0016	0.0175	0.0006	0.00270	0.00003	0.35	17.4	0.2	55.3	77.9

Tableau 3 : Résultats U-Pb pour la granodiorite de Bougaroun.

Num Exp	Num Fich Info	Code échantillon	Localisation	Objet géologique	Fraction datée	Age (Ma)	±	Incertitude Cox Dalymple ± 1 s	Incertitude Mahood Drake ± 1 s	K_2O (%)	Poids fondu (g)	$^{40}Ar^*$ 10^{-6} cc.g^{-1}	$^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ (%)	$^{36}Ar_{exp}$ 10^{-9}cc
B 7390-5	12-014	CL 73 RT	Bou Serdoum	Microdiorite	R.T	11.01	±	0.51	0.79	2.46	0.2995	0.88	20.9	3.35
B 7440-7	12-068	CHR 2 RT	Bou Serdoum	Microdiorite	R.T	19.3	±	0.49	0.65	2,00	0.3992	1.25	53.1	1.50
B7403-6	12-027	CL 75 RT	Kef Chéraïa	Rhyolite	R.T	11.18	±	0.27	0.34	3.85	0.4009	1.39	68.4	0.87
B7482-3	12-109	CHR 5 RT	Kef Chéraïa	Rhyolite	R.T	15.03	±	0.36	0.42	5.65	0.402	2.75	64.8	2.03
B 7397-12	12-021	CL 77 RT	Cap Bougaroun	Filon doléritique	R.T	10.9	±	0.88	2.22	0.47	0.2969	0.17	11.7	1.25
B7442-9	12-071	CB 3 RT	Cap Bougaroun	Gabbro appauvri	R.T	42.12	±	1.16	2.69	0.21	0.5009	0.29	43.5	0.63
B7463-2	12-089	CB 3 RT			R.T	45.76	±	1.74	3.67	0.21	0.4014	0.31	26.4	1.20
B7467-6	12-093	CB 3 RT			R.T	37.63		1.24	3.24	0.21	0.372	0.26	31.8	0.75
B7483-4	12-110	CB 3 RT			R.T	20.68	±	1.13	4.76	0.21	0.2503	0.14	17.3	0.57
B7500-4	13-015	CB 3 RT			R.T	24.5	±	1.48	4.27	0.21	0.3024	0.17	15.7	0.92
B7572-5	14-015	CB 3 RT			R.T	46.12	±	2.24	4.97	0.21	0.3118	0.32	19.8	1.35
B7566-5	14-009	VPK 150 RT	Cap Bougaroun	Gabbro appauvri	R.T	32.32	±	1.58	3.23	0.37	0.305	0.39	18.6	1.75
B7577-4	14-028	VPK 150 RT			R.T	9.93	±	1.9	3.54	0.37	0.3	0.12	5,00	2.27
B7578-5	14-029	CB 9 RT	Cap Bougaroun	Filon de dolérite	R.T	37.13	±	1.16	2.39	0.49	0.3051	0.54	34.4	1.06
B7485-7	12-112	CB 12 RT	Cap Bougaroun	Filon de dolérite	R.T	22.46	±	0.82	1.64	0.78	0.2497	0.57	27.8	1.25
B7569-2	14-012	CB 12 RT			R.T	18.35	±	1.22	2.04		0.3023	0.46	14.2	2.87
B7484-5	12-111	CB 19 RT	Cap Bougaroun	Gabbro	R.T	18.82	±	1.83	3.8	0.34	0.2513	0.21	9.8	1.63
B7576-3	14-027	CB 19 RT			R.T	11.97	±	2.05	3.84	0.34	0.3018	0.13	5.6	2.26
B7570-3	14-013	CB 18 RT	Cap Bougaroun	Filon de dolérite	R.T	17.46	±	8.13	13.05	0.14	0.3017	0.08	2.1	3.68
B7495-10	13-010	CB 16 RT	Cap Bougaroun	Gabbro cumulatif	R.T	52.12	±	5.97	21.4	0.04	0.3009	0.07	8.3	0.77
B7538-11	13-054	CB 22 RT	Cap Bougaroun	Filon de dolérite	R.T	16.28	±	0.53	1.35	0.62	0.3506	0.33	32.1	0.82
B7470-2	12-097	CB 13 RT	Cap Bougaroun	Microgranite	R.T	14.45	±	0.36	0.47	4.33	0.2523	2.03	58.6	1.22
B7564-3	14-007	CB 48 RT	Nord Bougaroun	Filon de granite fin	R.T	15.09	±	0.43	0.61	3.68	0.2543	1.80	40,00	2.32
B7554-3	13-073	CB 27 RT	Nord Bougaroun	Granite	R.T	14.74	±	0.47	0.64	4.6	0.3166	2.20	33.2	4.73
B7558-7	13-078	CB 27 Q-Fds			Q+Fds	14.97	±	0.44	0.59	4.4	0.3002	2.13	38.2	3.50
B7481-2	12-108	TM 1 RT	Cap Bougaroun	Microgranite	R.T	13.58	±	0.33	0.39	3.69	0.4013	1.62	66,00	1.13
B7437-4	12-065	CB 5 RT	Cap Bougaroun	Filon de rhyolite	R.T	10.86	±	0.26	0.34	4.25	0.3018	1.49	70.4	0.64

Abbréviations : RT: roche totale, Bt: biotite, Q-Fds: Quartz-feldspath.

Tableau 4 : Résultats de datation K/Ar et paramètres expérimentaux pour les échantillons du Cap Bougaroun *s.s.*

Num Exp	Num Fich Info	Code échantillon	Localisation	Objet géologique	Fraction datée	Age (Ma)	±	Incertitude Cox Dalymple ± 1 s	Incertitude Mahood Drake ± 1 s	K_2O (%)	Poids fondu (g)	$^{40}Ar^*$ 10^{-6} cc.g^{-1}	$^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ (%)	$^{36}Ar_{exp}$ 10^{-9}cc
B7490-5	13-005	VPK 167 RT	Sud Ouest Bougaroun	Granite	R.T	16.88	±	0.43	0.55	4.23	0.2608	2.31	51.9	1.89
B7505-9	13-020	VPK 167 Biot			Bt	17.72	±	0.46	0.66	6.12	0.1026	3.51	51,00	1.17
B7506-10	13-021	VPK 167 Fds			Q-Fds	16.76	±	0.44	0.57	3.51	0.301	1.90	49.2	2.00
B7502-6	13-017	VPK 84 RT	Centre Bougaroun	Granodiorite	R.T	17.06	±	0.41	0.53	3.72	0.2497	2.06	62.6	1.04
B7503-7	13-018	VPK 84 Biot	Centre Bougaroun		Bt fr 1	18.07	±	0.43	0.61	6.02	0.1013	3.52	69.9	0.52
B-7541-2	13-058				Bt fr 2	23.95	±	0.57	0.73	7.02	0.0896	5.46	69.7	0.72
B7563--2	14-006	CB 32 RT	Centre Bougaroun	Granodiorite	R.T	17.43	±	0.53	0.75	3.3	0.2506	1.86	35.9	2.82
B7504-8	13-019	VPK 84 Fds-Q	Centre Bougaroun	Granodiorite	Q-Fds	12.92	±	0.34	0.47	3.16	0.3117	1.32	49.5	1.43
B-7542-3	13-059				Q-Fds	20.86	±	0.51	0.61	3.16	0.3599	2.14	63.1	1.52
B7488-3	13-003	VPK 83 RT	Centre Bougaroun	Granite	R.T	20.85	±	0.51	0.63	3.93	0.25	2.67	59.3	1.54
B7487-2	13-002	VPK 110 RT	Mersa di Demet	Granite	R.T	17.23	±	0.49	0.64	4.04	0.2728	2.25	41,00	3.00
B7507-11	13-022	VPK 110 Fds			Q-Fds	17.37	±	0.56	0.77	2.43	0.3038	1.37	36.7	2.43
B7494-9	13-009	VPK 115 RT	Mersa Dammat	Gabbro	R.T	18.71	±	1	2.33	0.42	0.3036	0.25	17.8	1.21
B7567-6	14-010	CB 50 RT	Mersa Dammat	Dolérite	R.T	7.94	±	1.28	2.43	0.52	0.3035	0.13	5.9	2.17
B7565-4	14-008	CB 51 RT	Mersa Dammat	Gabbro	R.T	78.05	±	5.47	10.53	0.12	0.3016	0.31	13.5	2.10
B7492-7	13-007	VPK 119 RT	Mersa Dammat	Diorite	R.T	17.05	±	0.43	0.56	2.94	0.307	1.62	54.4	1.41
B 7394-9	12-018	CL 80 RT	Béni Touffout	Granite	R.T	22.78	±	0.54	0.63	3.83	0.3123	2.83	69.7	1.30
B7405-8	12-029	749 AK Biot			Bt	14.04	±	0.36	0.53	8.35	0.984	3.80	51.5	1.19
B7402-5	12-026	749 AK Fds-Q			Fds-Q	17.65	±	0.64	0.9	3.75	0.3006	2.14	27.6	5.71
B7571-4	14-014	CB 39 RT	Yaddene	Gabbro cumulatif	R.T	116.73	±	9.92	19.76	0.06	0.3135	0.23	11.1	1.97

Abbréviations : RT: roche totale, Bt: biotite, Q-Fds: Quartz-feldspath.

Tableau 5 : Résultats de datation K/Ar et paramètres expérimentaux pour les échantillons du massif de Bougaroun et Yaddene.

Num Exp	Num Fich Info	Code échantillon	Localisation	Objet géologique	Fraction datée	Age (Ma)	±	Incertitude Cox Dalymple ± 1 s	Incertitude Mahood Drake ± 1 s	K_2O (%)	Poids fondu (g)	$^{40}Ar^*$ 10^{-6} cc.g^{-1}	$^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ (%)	$^{36}Ar_{exp}$ 10^{-9}cc
B7386-1	12-010	CF 68 RT	Cap de Fer	Laccolite microgranite	R.T	15.39	±	0.44	0.58	5.09	0.3058	2.54	39.9	3.95
B 7388-3	12-012	CF 72 RT	Cap de Fer	Microgranite	R.T	14.89	±	0.69	0.99	3.9	0.3006	1.88	20.7	7.33
B7447-3	12-075	CF 74 RT	La Marsa	Microgranodiorite	R.T	13.7	±	0.35	0.43	5.01	0.3057	2.22	54.6	1.91
B7446-2	12-074	CF 74 Q-Fds			Q-Fds	11.8	±	0.35	0.47	4.9	0.3004	1.87	38.4	3.10
B7475-7	12-102	CF 74 Biot			Bt	15.92	±	0.38	0.6	5.85	0.1001	3.02	58.8	0.72
B7452-8	12-078	CF 73 RT		Enclave dans CF 74	R.T	13.32	±	0.33	0.41	3.51	0.4108	1.51	59.7	1.42
B7435-2	12-063	CHT-9 RT	M'Zihla	Microgranodiorite	R.T	15.73	±	0.39	0.48	4.21	0.3003	1.14	58.1	1.57
B7498-2	13-013	CHT-9 RT			R.T	15.31	±	0.38	0.49	4.21	0.2555	2.09	56.5	1.39
B7477-9	12-104	CHT-9 Q-Fds			Q- Fds	14.78	±	0.38	0.51	3.33	0.3036	1.53	50.7	1.52
B7451-7	12-079	CHT-9 Biot			Bt	15.04	±	0.36	0.46	8.28	0.1222	4.03	67.3	0.81
B7436-3	12-064	CHT-8	Chétaïbi	Filon dacitique	R.T	14.76	±	0.35	0.42	4.88	0.3026	2.33	67.1	1.17
B7439-6	12-067	CHT-1	Chétaïbi	Diorite	R.T	15.67	±	0.41	0.62	1.64	0.4004	0.83	47.7	1.24
B7499-3	13-014	CHT-1	Chétaïbi		R.T	15.07	±	0.39	0.62	1.64	0.361	0.80	49,0	1.02
B7441-8	12-069	CHT-5	Chétaïbi	Diorite	R.T	14.07	±	0.34	0.46	1.91	0.4992	0.87	60.4	0.96
B7472-4	12-099	CHT-14	Chétaïbi	Diorite	R.T	15.22	±	0.37	0.48	2.88	0.3552	1.42	60,0	1.14
B7471-3	12-98	CHT-15	Chétaïbi	Enclave dans CHT-14	R.T	14.28	±	0.38	0.54	2.35	0.351	1.09	46.7	1.47
B7473-5	12-100	CHT-16	Chétaïbi	Diorite	R.T	15.44	±	0.38	0.55	1.95	0.364	0.97	58.1	0.87
B7793-8	13-008	CHT-17	Chétaïbi	Brèche andésitique	R.T	16.84	±	0.58	0.79	3.6	0.3495	1.96	30.1	5.40
B7531-4	13-047	SM-10	Ouest Chétaïbi	Sill andésitique	R.T	16.41	±	0.39	0.52	2.43	0.4001	1.29	60.7	1.13
B7537-10	13-053	SM-15	Ouest Chétaïbi	Coulée andésitique	R.T	18.3	±	0.48	0.76	1.275	0.4022	0.76	48.3	1.10
B7401-4	12-025	A69 RT	Ain Barbar	Rhyolite	R.T	14.32	±	0.33	0.36	6.78	0.5023	3.14	86.6	0.83
B7530-3	13-046	S1 RT	Kef Bouassida	Microgranodiorite	R.T	12.91	±	0.31	0.38	4.15	0.3581	1.73	67.3	1.02

Abbréviations : RT: roche totale, Bt: biotite, Q-Fds: Quartz-feldspath.

Tableau 6 : Résultats de datation K/Ar et paramètres expérimentaux pour les échantillons de l'Ouest Edough-Chétaïbi-Cap de Fer.

Annexe 4. Article publié en premier auteur

Tectonophysics 674 (2016) 114–134

Contents lists available at ScienceDirect

Tectonophysics

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

A 17 Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: Evidence from Bougaroun (northeastern Algeria) and geodynamic implications

Fatiha Abbassene [a,b,*], Gilles Chazot [a], Hervé Bellon [a,c], Olivier Bruguier [d], Aziouz Ouabadi [b], René C. Maury [a], Jacques Déverchére [a], Delphine Bosch [d], Patrick Monié [d]

[a] Université de Brest, CNRS, UMR 6538 Domaines Océaniques, Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France
[b] Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumedienne, Bab Ezzouar, Laboratoire de Géodynamique, Géologie de l'Ingénieur et Planétologie (LGGIP/FSTGAT/USTHB), Alger, Algeria
[c] Université de Brest, CNRS, UMR 6538 Domaines Océaniques, 6 avenue Le Gorgeu, c.s. 93837, 29238 Brest, France
[d] Université de Montpellier II, CNRS-UMR 5243, Géosciences Montpellier, Place E. Bataillon, c.c. 060, 34095 Montpellier, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 16 July 2015
Received in revised form 1 February 2016
Accepted 5 February 2016
Available online 17 February 2016

Keywords:
Calc-alkaline magmas
Geochronology
Geochemistry
Post-collision
Kabylia
Maghreb

ABSTRACT

Bougaroun is the largest pluton (~200 km^2) in the 1200 km-long Neogene magmatic belt located along the Mediterranean coast of Maghreb. New U–Pb dating on zircons and K–Ar ages on whole rocks and separated minerals document its emplacement at 17 Ma within the Lesser Kabylian basement, a continental block that collided with the African margin during the Neogene. This Upper Burdigalian intrusion is therefore the oldest presently identified K-rich calc-alkaline massif in the whole Maghrebides magmatic lineament and marks the onset of its activity. The Bougaroun peraluminous felsic rocks display a very strong crustal imprint. Associated mafic rocks (LREE-enriched gabbros) have preserved the "orogenic" (subduction-related) geochemical signature of their mantle source. Older depleted gabbros cropping out at Cap Bougaroun are devoid of clear subduction-related imprint and yielded Ar–Ar hornblende ages of 27.0 ± 3.0 Ma and 23.3 ± 3.2 Ma. We suggest that they are related to the Upper Oligocene back-arc rifted margin and Early Miocene oceanic crust formation of the nearby Jijel basin, an extension of the Algerian basin developed during the African (Tethyan) slab rollback. The fact that the Bougaroun pluton intrudes exhumed Kabylian lower crustal units, mantle slices and flysch nappes indicates that the Kabylian margin was already stretched and in a post-collisional setting at 17 Ma. We propose a tectono-magmatic model involving an Early Miocene Tethyan slab breakoff combined with delamination of the edges of the African and Kabylian continental lithospheres. At 17 Ma, the asthenospheric thermal flux upwelling through the slab tear induced the thermal erosion of the Kabylian lithospheric mantle metasomatized during the previous subduction event and triggered its partial melting. We attribute the strong trace element and isotopic crustal signature of Bougaroun felsic rocks to extensive interactions between ascending mafic melts and the African crust underthrust beneath the Kabylie de Collo basement.

© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Post-collisional magmatism is characterized by a considerable geochemical diversity and temporal trends from calc-alkaline to K-rich calc-alkaline and shoshonitic compositions, sometimes followed by intraplate-type alkaline magmas (Harris et al., 1986; Turner et al., 1996; Lustrino et al., 2007). The origin of the calc-alkaline signature is generally ascribed to mantle metasomatism by hydrous fluids or melts during an earlier subduction event (Miller et al., 1999; Wang et al., 2004; Chung et al., 2005), but the tectonic processes responsible for the remobilization of this subduction-modified mantle during or after the collision event are widely debated. Complex processes involving slab rollback and/or slab breakoff and/or lithospheric delamination have often been envisioned (Harris et al., 1986; Pearce et al., 1990; Mahéo et al., 2002; Chung et al., 2005; Duggen et al., 2005).

The Maghrebides segment of the peri-Mediterranean Alpine Belt includes a ~1200 km-long EW-trending magmatic lineament that extends from La Galite Island off the northern coast of Tunisia to Ras Tarf in Morocco (Fig. 1a). It is mostly made up of Miocene (Langhian to Tortonian) potassic calc-alkaline granites, granodiorites, andesites and rhyolites and younger (Messinian to Plio-Quaternary) alkali basalts and basanites (Maury et al., 2000; Savelli, 2002; Lustrino et al., 2011; Carminati et al., 2012). These magmatic rocks crosscut either the inner or the outer zones of the Maghrebides or even their African foreland (Fig. 1a). Of special interest are the Cap Bougaroun, Beni Toufout and

* Corresponding author at: Université de Brest, CNRS, UMR 6538 Domaines Océaniques, Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France. Tel.: +33 213561386874.
E-mail address: tiha_abbassene@yahoo.fr (F. Abbassene).

http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.013
0040-1951/© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

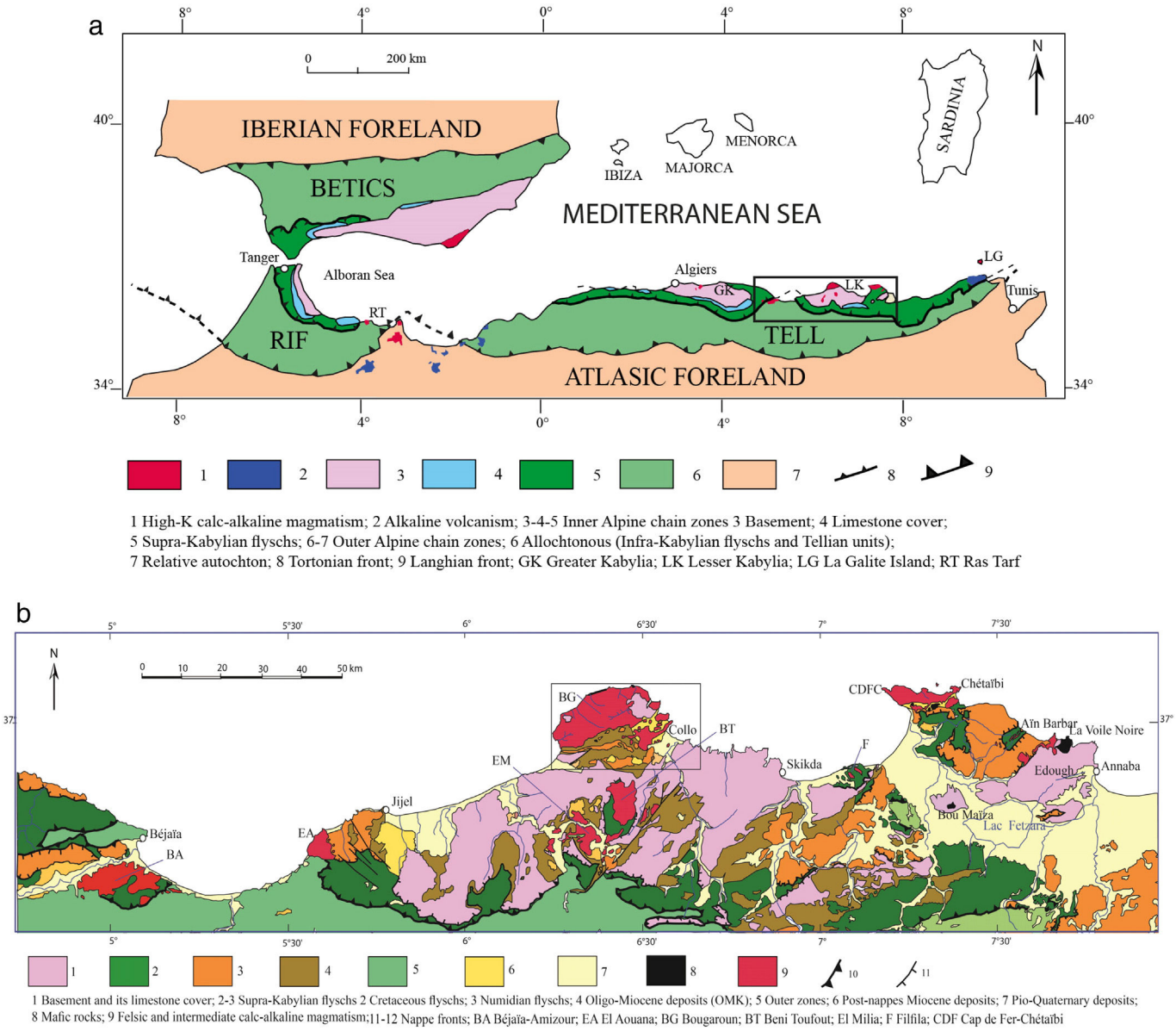


Fig. 1. Geological sketch maps of North Algeria. (a) General map showing the three paleogeographic domains of Southern Spain and Northern Africa and the different allochtonous nappes, modified from Mahdjoub et al. (1997). The main magmatic outcrops are also shown. (b) Map of North Algeria showing the locations of magmatic complexes simplified after Vila (1980). The area in the rectangle represents the Cap Bougaroun region for which we present new geochronological and geochemical data.

Edough-Cap de Fer occurrences in Petite Kabylie (eastern Algeria; Fig. 1b) because: (1) according to K–Ar dating, they are the oldest known rocks of the whole lineament (Burdigalian: 16.4 Ma in Bougaroun and 16.2 Ma in Beni Toufout; Maury et al., 2000); (2) they include rocks ranging from K-rich calc-alkaline gabbros to granites, the petrogenesis of which has previously been investigated (Ouabadi, 1994; Fourcade et al., 2001; Laouar et al., 2002, 2005); (3) these granitic plutons represent by far the largest magmatic bodies of the whole lineament (~200 km^2 and a minimum of 500 km^3 for the Bougaroun granite; Bouillin, 1979, 1983); and finally (4) they crosscut either the high-grade metamorphic basement of the Petite Kabylie, which has been tectonically exhumed at ~17.8–17.4 Ma (Bruguier et al., 2009), the Oligo–Miocene cover or the flysch nappes emplaced during the Upper Burdigalian at ~17.6 Ma.

Thus, studying these magmatic rocks allows us to document an unusually fast succession of geodynamic events leading to exhumation of the lower crust (Caby et al., 2001), partial melting of mantle and crust, and emplacement of magmas in the inner and outer zones of an Alpine Belt. Using new field studies and sampling, major and trace element analyses, Sr and Nd isotopic compositions as well as U–Th–Pb, Ar–Ar and K–Ar dating, we aim to reconstruct the succession of tectono-magmatic events that shaped this key area since Early Miocene and to highlight their geodynamic significance in the frame of the convergence between the African and European plates.

2. Geological framework

2.1. Magmatism in the southwestern Mediterranean domain

The western Mediterranean domain experienced a widespread and geochemically diverse igneous activity during the Cenozoic (Savelli, 2002; Duggen et al., 2005; Lustrino and Wilson, 2007; Lustrino et al., 2011, 2013; Carminati et al., 2012). Its origin is attributed to a combination of geodynamic mechanisms involving slab rollback and slab tearing under the continental margins, producing concomitant back-arc basin spreading and crustal thinning (Réhault et al., 1984; von Blanckenburg and Davies, 1995; Gueguen et al., 1998; Carminati et al., 1998a, b, 2012; Jolivet and Faccenna, 2000; Faccenna et al., 2004; Facenna et al.,

2014; Lustrino et al., 2011; Mancilla et al., 2015). The complexity of the western Mediterranean tectonic framework (e.g., the eastward and southeastward retreat of the Apennine–Calabria trench, and the southward and then westward retreat of the Betic trench) has led many authors to emphasize the difficulty to deal with the distribution of western Mediterranean igneous activity (Lustrino et al., 2011; El Azzouzi et al., 2014).

The ~1200 km-long magmatic belt outcropping along the northern coast of Maghreb (Fig. 1a) is made of volcanic and plutonic massifs belonging to two temporally and geochemically distinct Cenozoic magmatic suites (Maury et al., 2000): (1) an older calc-alkaline to shoshonitic volcanic and plutonic belt, the ages of which roughly decrease from central-eastern Algeria (16–15 Ma) towards Tunisia (14–8 Ma) and Morocco (12–5 Ma); (2) a younger alkaline basaltic to basanitic series emplaced since 8 Ma in Tunisia and Morocco (Bellon, 1981) and until the Pleistocene in western Algeria (Louni-Hacini et al., 1995) and in Morocco (El Azzouzi et al., 1999).

Along the Mediterranean coast, in Central and Eastern Algeria, the young alkaline lavas are lacking (Fig. 1b), and most igneous rocks show a predominant subduction-related geochemical imprint, resulting from the melting of a subduction-modified 'orogenic' mantle followed by contamination of these melts by the lower and upper continental crust (Maury et al., 2000, Fourcade et al., 2001; Laouar et al., 2005). The peraluminous composition and extremely radiogenic $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ (up to 0.7528), and unradiogenic $^{143}Nd/^{144}Nd(i)$ (down to 0.51210) isotopic ratios, high $\delta^{18}O$ (up to +11‰) and relatively low $\delta^{34}S$ (down to −33‰) of some SiO_2-rich rocks have been attributed either to direct partial melting of metasedimentary sources (e.g., Filfila pluton), or more often to upper-level crustal contamination of a metasomatized mantle-derived magma (Semroud et al., 1994; Fourcade et al., 2001; Laouar et al., 2005).

2.2. Geology of the Kabylie de Collo

The Petite Kabylie (Lesser Kabylia) Massif includes the whole eastern Algerian coastal magmatic belt outcropping East of Jijel towards the plain of Annaba (Fig. 1b). The western part of this area, referred to as the Kabylie de Collo, stretches between 6° and 7° E and 36° 30′ and 37° 06′ N towards Skikda. The eastern zone closer to Annaba, known as the Edough-Cap de Fer-Chetaïbi massif (CDFC, Fig. 1b), has a rather similar geology, which has been more extensively investigated (Monié et al., 1992; Hammor and Lancelot, 1998; Caby et al., 2001, 2014; Laouar et al., 2002, 2005; Bruguier et al., 2009; Bosch et al., 2014).

The Kabylie de Collo is made up of a pile of several allochtonous units (Fig. 1b) separated by regional low-angle extensional shear zones. These units represent the remnants of Upper Eocene thrust sheets (Raoult, 1974; Mahdjoub and Merle, 1990) that have been stretched and thinned by later Oligo–Miocene low-angle normal faults (Aïté and Gélard, 1997). A succession of tangential motions occurred during the Burdigalian, Langhian and Tortonian (Vila, 1980; Dewey et al., 1989; Vergès and Sabat, 1999; El Azzouzi et al., 2014). The following allochtonous units are distinguished:

1) To the north, the Bougaroun basement (Fig. 2) is formed by "Alpine-type" serpentinized peridotites associated with granulite facies gneisses (Bouillin and Kornprobst, 1974). These allochtonous basement rocks are intruded by granites and microgranodiorites. Similar ultramafic and mafic (lower crustal) metamorphic rocks from the Edough massif gave U–Pb and Ar–Ar exhumation ages of ~18–16 Ma (Monié et al., 1992; Hammor and Lancelot, 1998) recently reevaluated to 17.8–17.4 Ma (U–Pb on monazites; Bruguier et al., 2009). Southward, the Bougaroun basement is in thrust fault contact with the sedimentary formations of the Collo basin (Bouillin, 1979). The lack of any exposed contact between the Bougaroun basement and the Precambrian Kabylian basement makes it difficult to assume what are their mutual relationships.
2) The Precambrian Kabylian basement crops out widely in the southern part of the studied zone and comprises two major units. The lowermost basement is mainly made up of high-grade gneisses metamorphosed in granulite facies conditions (Djellit, 1987). In the "Grande Kabylie" (Greater Kabylia) Massif, granulite facies conditions have been dated at ~275–285 Ma (Peucat et al., 1996; Hammor et al., 2006). The uppermost unit is formed by marbles, micaschists and phyllites affected by low-grade metamorphism (greenschist facies; Mahdjoub et al., 1997). This Kabylian basement is unconformably overlain by the Oligo–Miocene Kabylian (OMK) series, a molassic formation that presents basal Upper Oligocene conglomerates and is topped by metatuffs (silexites) dated at 19.4 Ma (K–Ar) in Greater Kabylia (Bellon, 1976; Rivière et al., 1977; Gélard et al., 1973; Géry et al., 1981; El Azzouzi et al., 2014). Olistostromes form the upper part of the OMK series. These tectonic units are made of Cretaceous–Eocene flysch blocks set into an Upper Aquitanian–Lower Burdigalian clay rich matrix (Lepvrier, 1970; Tefiani, 1970; Bouillin et al., 1973). Numidian flysch nappes from Late Oligocene (Bouillin and Raoult, 1971) to Early Burdigalian ages (Raoult, 1974) are thrust over these olistostromes. They were emplaced during the Upper Burdigalian, at the boundary between N6 and N7 zones of Blow (1969) according to Raoult (1974), i.e., at ~17.6 Ma, following the revised foraminiferal biostratigraphic scale (Wade et al., 2011).
3) Two units are observed below the Kabylian allochtonous basement. A flysch formation of Berriasian to Lutetian age appears within tectonic windows beneath this basement (Beni Toufout window) that also overlies Tellian nappes mainly comprising marls, limestones and flyschs. All of them are considered of African origin (i.e., from the passive paleo-margin of Africa; Wildi, 1983).

Finally, these allochtonous units are unconformably overlain by autochtonous marls and sandstone sediments of the Collo and El Milia basins (Courme-Rault and Coutelle, 1982; Courme-Rault, 1985), usually termed "post-nappes Miocene deposits" (Fig. 1b) of Late Burdigalian–Early Langhian ages [N7–N8 zones corresponding to a ~17.6–15.1 Ma range according to the revised scale of Wade et al. (2011)].

The large amount of igneous rocks, that outcrop over ~350 km^2, is one of the most striking geological features of Kabylie de Collo (Figs. 1b and 2). The volcano-plutonic complex of Collo-Bougaroun (Roubault, 1934; Bouillin, 1979; Ouabadi et al., 1992) is made up of: (1) coarse-grained granular rocks, mainly peraluminous granitic plutons (Bougaroun in the north, Beni Toufout in the south and Filfila in the east); (2) minor amounts of gabbros occurring in the northern and southern parts of the Bougaroun pluton (Fig. 2), associated with ultramafic rocks in the layered complex of Yaddene (Bouillin and Kornprobst, 1974); (3) microgranular rocks, mainly microgranodiorites that crop out in the eastern part of the Bougaroun pluton, in Collo and El Milia basins, together with microdiorites in Bouserdoum and a few doleritic or microgabbroic metric-size dykes at Cap Bougaroun; and finally (4) acidic lavas in the Kef Cheraïa rhyolitic complex.

The ~200 km^2 Bougaroun magmatic complex (Fig. 2) is the largest Tertiary plutonic massif in North Africa. It displays a roughly elliptical shape, with its major axis trending ENE-WSW along the northern coast of the Kabylie de Collo. In its eastern part, it intrudes serpentinized peridotites and kinzigitic gneisses of the Bougaroun basement (Bouillin, 1983; Misseri, 1987). A discontinuous band of intrusive gabbros, diorites and quartz–diorites crops out north of the Bougaroun granite. These mafic–intermediate rocks occur in two zones located at Cap Bougaroun sensu stricto and Mersa Dammat el Djiyad (Fig. 2). In the latter area, they show mingling contacts with the Bougaroun felsic rocks. Microgranodiorites that mainly crop out on the eastern border of the massif are also common within the granitic batholith.

The Bougaroun pluton deforms the Oligo–Miocene Kabyle (OMK) sediments, especially in the "Collo-Oued Zhour" basin in the southern part of the batholith. It develops a typical contact metamorphic aureole,

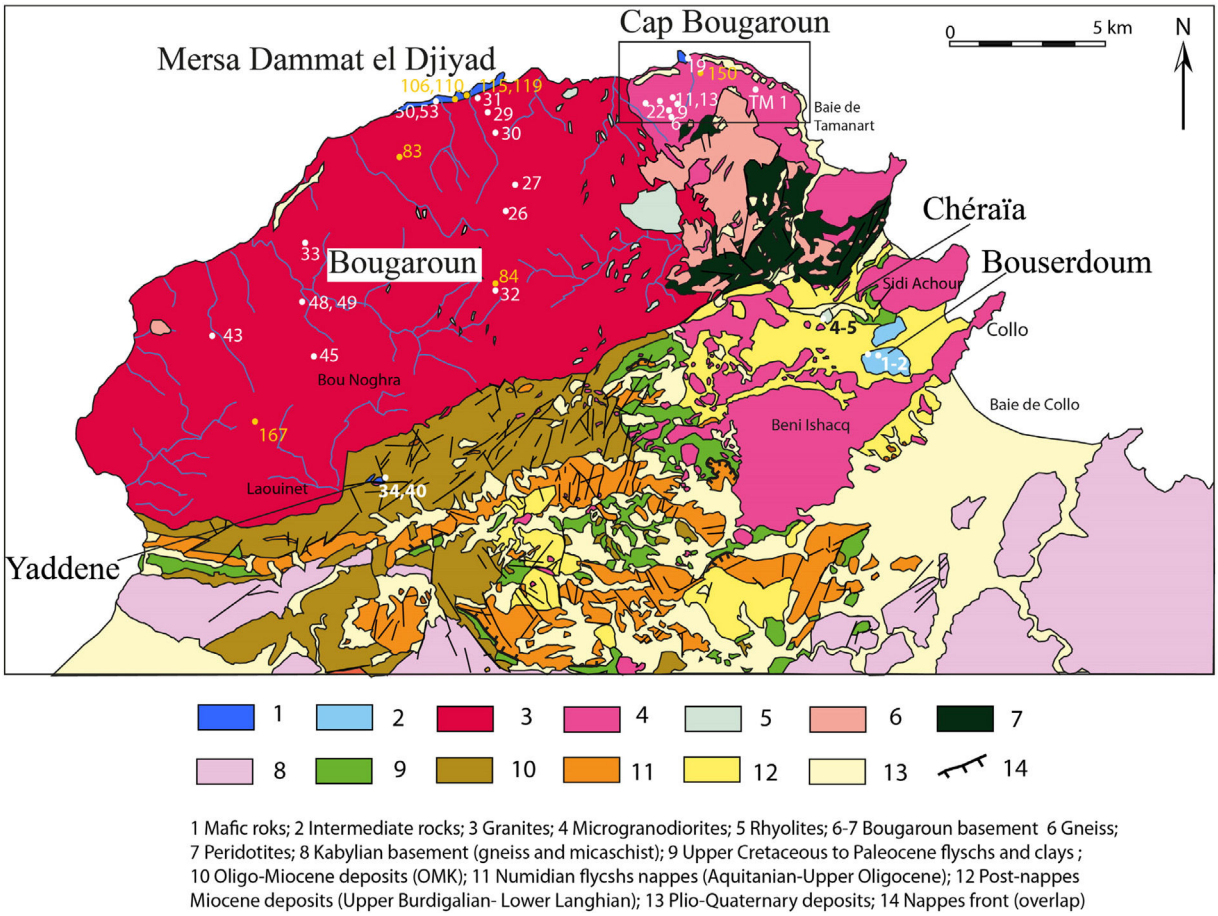


Fig. 2. Geological map of Bougaroun area showing the main geological features with sample locations (map after Roubault, 1934 and Bouillin, 1979; modified). Samples from Fougnot (1990) are shown in yellow. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

~1 km wide, characterized by biotite-, cordierite- and andalusite-bearing hornfels. Pressure conditions for such mineral associations are estimated to be ≤0.3 GPa (Festa et al., 2013, and references therein). Therefore, the emplacement of the pluton post-dated the deposition of the OMK sediments that ended at ~19.4 Ma in Greater Kabylia (Bellon, 1976). Local deformation of the post-nappe Miocene deposits near the contact of the pluton has also been described (Bouillin, 1983). This observation suggests an intrusion age younger than that of the deposition of the base of this sedimentary unit (17.6 Ma).

3. Distribution and petrography of Bougaroun magmatic rocks

The studied area has been divided into three zones corresponding to the northern Bougaroun massif, the eastern Bouserdoum–Chéraïa area and the southern Yaddene complex, respectively.

3.1. The Bougaroun massif

The Bougaroun massif (Fig. 2) can again be divided into three different zones with contrasted lithologies, namely the main Bougaroun batholith, the Cap Bougaroun sensu stricto area at its northern edge, and the Mersa Dammat el Djiyad zone along the north coast.

Sampling of the Bougaroun granitic batholith was done along two N–S profiles. Sample locations are shown in Fig. 2. The most typical facies is homogeneous and was sampled in the center and in the south of the Bougaroun pluton. It is represented by a coarse-grained granite composed of alkali feldspar (37 modal %), plagioclase (19%), quartz (32%), biotite (12%), and accessory minerals including apatite, zircon and iron-titanium oxides. Quartz occurs both anhedral and interstitial mineral phases, whereas K-feldspar (orthoclase) shows large anhedral poikilitic forms including grains of biotite, plagioclase and accessory minerals. Plagioclase occurs as euhedral to subhedral crystals displaying polysynthetic twining and common zoning. Mafic minerals include subhedral to euhedral biotite and oxides. Biotite exhibits a reddish-brown to pale brown polychroism. Magmatic cordierite is occasionally present (Ouabadi et al., 1992; Ouabadi, 1994; Fourcade et al., 2001).

Significant compositional variations occur between samples containing large amounts of biotite (12%) and samples with the smallest biotite content (<5%). Some of the former ones display granodioritic compositions (samples VPK84, CB 32, CB 43) while the latter ones have higher proportions of quartz and alkali feldspar.

Both mafic (i.e., gabbros) and felsic rocks (i.e., microgranodiorites) occur in the Cap Bougaroun sensu stricto area. Figs. 3a and b show the geographical distribution of these two rock types, based on previous mapping and on our own field observations. Fig. 3b shows that the two types are crosscut by several 1–2 m thick doleritic and rhyolitic dykes (Figs. 4a and b). The microgranodiorites display porphyritic textures with zoned plagioclase and biotite set in a fine-grained groundmass. Plagioclase is partially or totally altered to muscovite or clays. Biotite is usually altered to chlorite and secondary opaque minerals. Quartz phenocrysts are present in small proportions, together with accessory phases including apatite, zircon and iron-titanium oxides. Andalusite xenocrysts are common in these microgranodiorites that also contain abundant plagioclase-rich centimeter-size mafic rounded microgranular enclaves.

The mafic rocks include three main facies, based on their mineralogy and texture: 1) massive gabbros that form the main mafic Cap Bougaroun sensu stricto body; 2) meter-size doleritic dykes; and 3) centimeter-sized fragments within the Sémaphore breccia (Fig. 3).

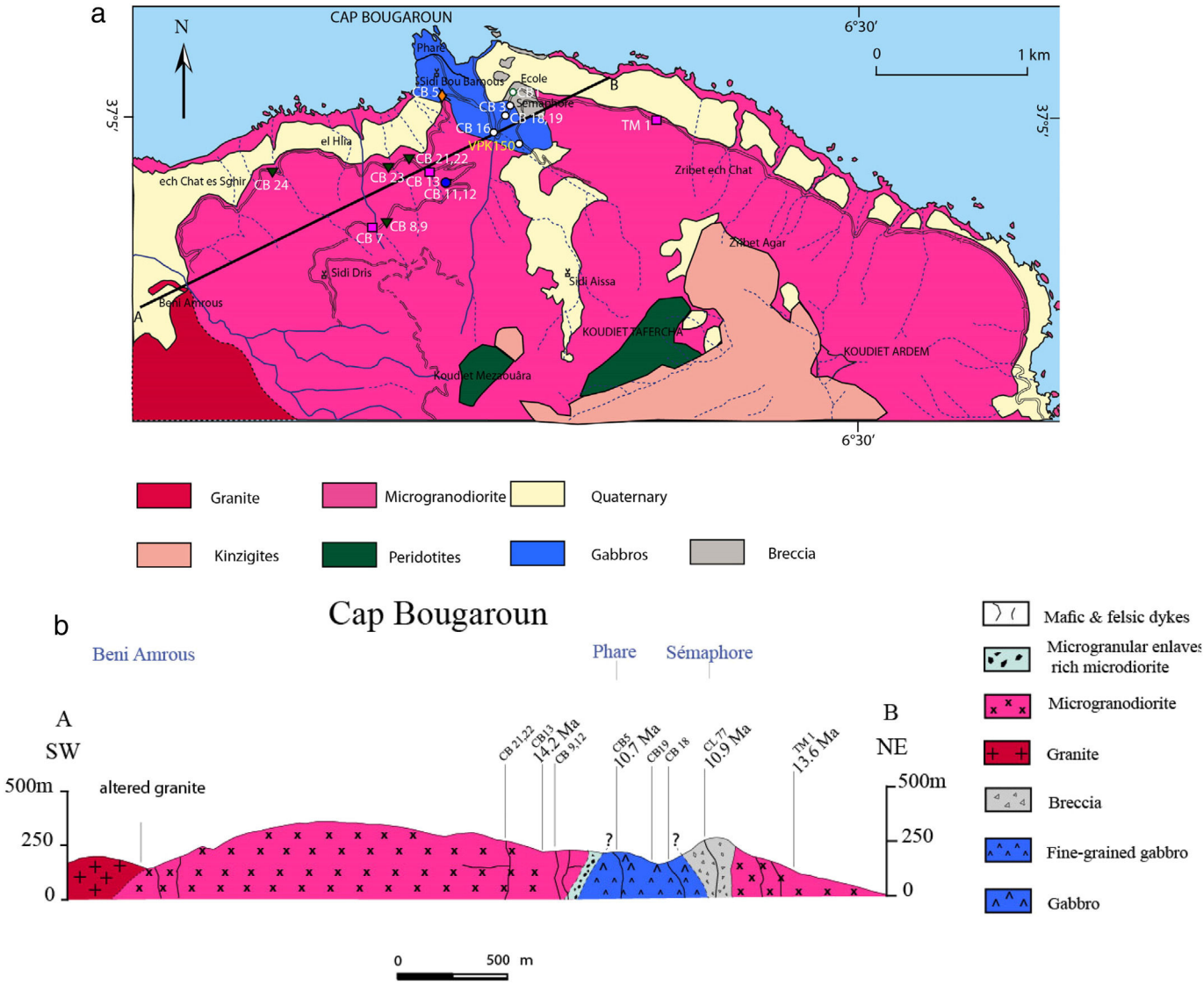


Fig. 3. Geology of Cap Bougaroun. (a) Detailed geological map of the Cap Bougaroun area showing the locations of the studied samples. (b) Schematic geological cross-section of the Cap Bougaroun units showing the relationships between the main granite–microgranodiorite body and the mafic intrusives.

The massive gabbros crop out over an area of ~0.5 km^2 on the northeast margin of the Bougaroun intrusion (Figs. 3a and b). They form a narrow elongated body trending SE–NW. These rocks vary from fine- to coarse-grained, with the coarser-grained to pegmatoidal facies occurring in the upper part of the intrusion (Fig. 3b). The eastern side of the gabbroic intrusion is bounded by the Sémaphore breccia described below, and its western side by a microgranular mafic enclave-rich microdiorite. The major minerals of the gabbros are plagioclase, green hornblende, rare clinopyroxene partially to totally transformed to amphibole, and minor quartz, and accessory iron-titanium oxides. Most of the studied samples have suffered variable degrees of low- to medium-temperature post-magmatic alterations. Plagioclase is altered to sericite, amphibole is locally replaced by chlorite or calcite, and the latter mineral often fills microfractures.

Other mafic rocks crop out locally on both sides of the massive gabbros, in a 1.8 km wide array extending to the west of Cap Bougaroun. They form either meter-size doleritic dykes trending N80°, N90° or N140°E, or larger (10 m) fine-grained plagioclase- and clinopyroxene-rich gabbroic bodies hosted within microgranodiorites.

A greenish breccia crops out over a few hundreds of meters to the east and the southeast of the Bougaroun Sémaphore (Fig. 3). It is located along the contact between the microgranodiorites and the gabbros (Figs. 3a and b) and is composed of several mm to 10 cm large angular- to ovoid-shaped mafic (doleritic) fragments cemented by a fine-grained (microgranodioritic) matrix. The latter is mineralogically and texturally very similar to the surrounding microgranodiorites with quartz phenocrysts, K-feldspars and plagioclases usually altered to clays or sericite and biotite partially or totally converted into chlorite. The mafic fragments consist of elongated plagioclases laths, pyroxene and chlorite. The general texture and mineralogy of the mafic fragments are similar to those of fine-grained gabbros and doleritic dykes crosscutting the surrounding microgranodiorites.

Seven kilometers to the west of Cap Bougaroun, mafic rocks form a ~4 km long and ~100–150 m wide coastal band surrounding the granitic massif that is referred to as the Mersa Dammat el Djiyad complex (Fig. 2). It consists of a gabbro–diorite–granite association displaying mingling relationships. The transition from massive granite to mafic rocks occurs gradually from south to north. Compared to Cap Bougaroun, the Mersa outcrops provide better observation and sampling conditions of the relationships between mafic and felsic igneous rocks. The mafic rocks form 1–10 m large ovoid-shaped isolated bodies enclosed within the granite. They show occasionally elongated limits with felsic rocks, and generally display mechanical interaction phenomena along the contacts with the granite, such as enclaves or lobed limits and interdigitation

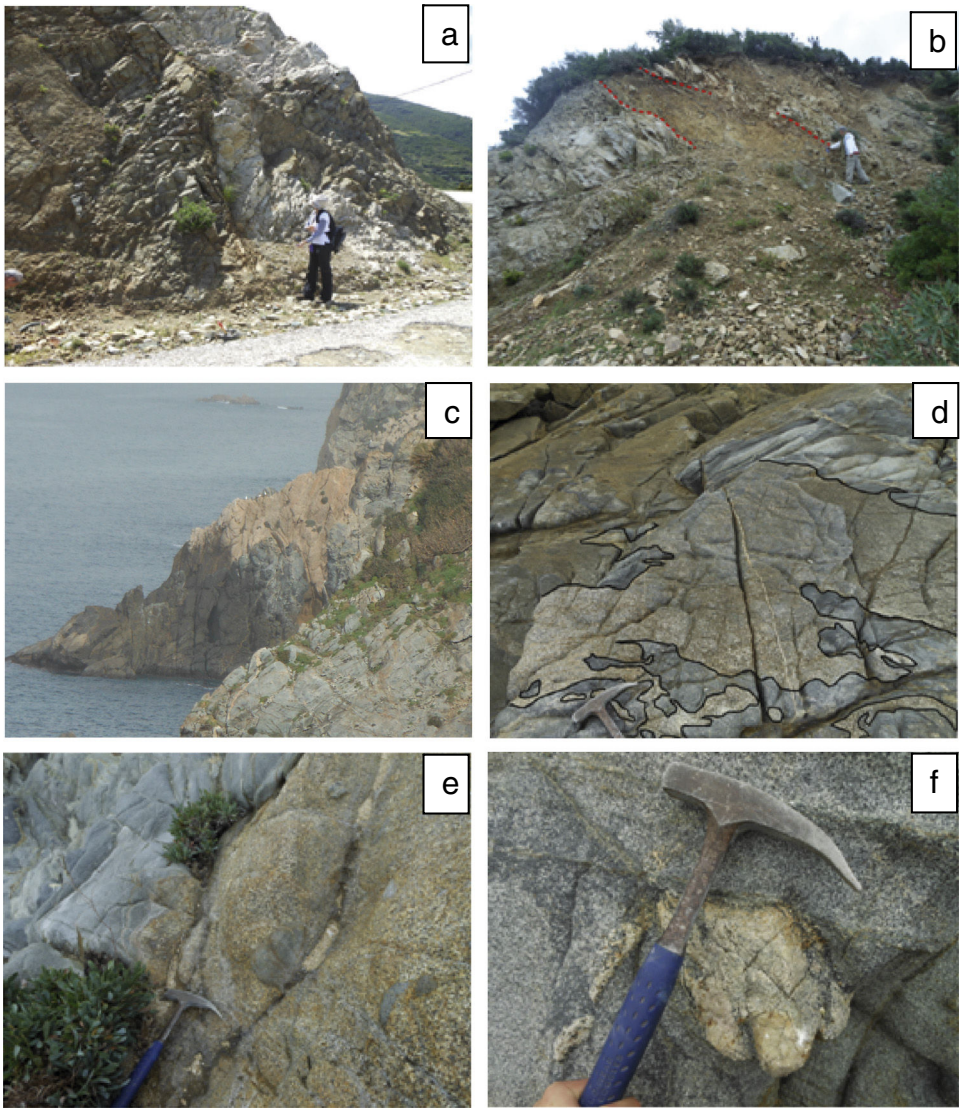


Fig. 4. Typical field features of the Bougaroun Massif. (a): Mafic and felsic dykes intruding the coarse-grained hornblende-bearing gabbros. (b): Doleritic dyke crosscutting microgranodiorite. (c) and (d): Lobate contacts between fine-grained gabbro and the host granite (Mersa Dammat el Djiyad). Elongation of the structures is probably due to flow of the mingling magmas. (e): Ovoid-shaped to lenticular bodies of fine-grained gabbro (dark) enclosed in a granitic matrix. (f): Ovoid-shaped granitic enclave in an amphibole + biotite bearing diorite. A slightly more mafic mineral-enriched border zone can be seen on the top part of the enclave.

of the granite in the mafic material and vice versa (Figs. 4c, d, e and f), indicating a partially molten state of the granite during the injection of the mafic magma. These granite–gabbro mingling features were previously described by Fougnot (1990). Aplitic veins 10–50 cm wide frequently intrude both mafic and felsic rocks. With respect to the host granite, these aplitic rocks generally contain lower contents of ferromagnesian minerals (biotite).

The Mersa Dammat el Djiyad mafic and intermediate rocks show three different facies: 1) fine-grained granular to doleritic gabbros that are mainly constituted by elongated crystals of plagioclase and amphibole (green hornblende); 2) an amphibole-bearing coarse-grained diorite that occasionally occurs as enclaves in the latter facies, and finally 3) a medium-grained gabbro formed by hornblende, plagioclase, clinopyroxene and iron-titanium oxides. Plagioclase crystals occur in this rock as elongated laths and amphiboles as subhedral to euhedral phenocrysts.

3.2. The Bouserdoum–Chéraïa area

The Koudiat Bouserdoum microdiorite crops out 10 km southeast of Cap Bougaroun, within the Miocene basin of Collo. Metamorphic effects induced by the microdiorite have been observed along the contact with post-nappe Upper Burdigalian–Langhian sediments. The Bouserdoum microdiorite contains a number of microgranular enclaves and displays a microgranular porphyritic to doleritic texture. The main minerals are plagioclase, clinopyroxene and oxides. Plagioclase often occurs as zoned phenocrysts and in the matrix as plagioclase laths. Clinopyroxene forms both phenocrysts and grains in the matrix.

Ignimbritic rhyolitic flows from the small volcanic complex of Kef Chéraïa crop out one kilometer north of Bouserdoum. These usually weathered rhyolites show microlitic porphyritic textures and are mainly composed of phenocrysts of corroded quartz and plagioclase, biotite and accessory zircon. Chlorite and sericite occur as alteration products of biotite and plagioclase, respectively.

3.3. The Yaddene mafic–ultramafic complex

The Yaddene layered complex crops out over less than 1 km^2 at the southern margin of the Bougaroun batholith (Fig. 2). It is made up of layered gabbros at its base and layered peridotites near its top. Its origin has been ascribed to fractional crystallization of tholeiitic basaltic magmas (Bouillin and Kornprobst, 1974). The Yaddene magmatic

rocks are interbedded with hornfels derived from Oligo–Miocene sediments metamorphosed at the contact of the main Bougaroun intrusion. The mafic rocks vary from fine- to coarse-grained gabbros and are mainly made of plagioclase, clinopyroxene, amphibole and iron-titanium oxides. The ultramafic rocks are predominantly peridotitic in composition, and display cumulitic textures with olivine, clinopyroxene, plagioclase and iron-titanium oxide primocrysts.

4. Analytical techniques

4.1. Major and trace elements

All samples were crushed and powdered in an agate mortar for whole-rock analysis. Major and trace elements were determined at IUEM, Plouzané (France) using ICP-AES, following the procedures described by Cotten et al. (1995). Trace element concentrations of 2 ultramafic and 9 selected mafic rock samples were determined by HR-ICP-MS (IUEM, Plouzané). Details of the analytical techniques are given by Barrat et al. (1996). Precision for REE and HFSE is estimated to be better than 5% by ICP-MS trace element analysis.

Major element compositions for minerals were measured at the Microsonde Ouest, Ifremer, Plouzané, France, using a Cameca SX100 electron probe. Analytical conditions for quantitative analyses were 20 nA beam current, 1 μm beam diameter and counting times of 10 s on peak and 5 s on background. Representative analyses are presented in Supplementary Tables 3 and 4.

4.2. Nd and Sr isotopes

Sr and Nd isotope ratios were measured in static mode using a solid source Thermo Fisher Triton MC-TIMS at IUEM UMR 6538 Domaines Océaniques (Pôle de Spectrométrie Océan, Brest, France) for Sr determinations and a Thermo Fisher Neptune MC-ICP-MS at Ifremer (Pôle de Spectrométrie Océan, Brest, France) for Nd determinations. $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotope ratios were normalized against $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.721900$ and $^{88}Sr/^{86}Sr = 8.375209$, respectively. Measurements of standard NBS 987 on the Triton provided average values of 0.710261 ± 9 (2SD, for 5 runs) for $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio. No correction was applied. The average $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratio measured for the JNdi-1 standard was 0.512103 ± 10 (2SD, for 12 runs) and 0.511858 ± 17 (2SD, for 3 runs) for the La Jolla standard on the Neptune. No correction was applied. Chemistry blanks for Sr and Nd are less than 100 pg and 150 pg respectively and thus can be considered as negligible.

4.3. Zircon U–Th–Pb dating

Zircons were separated from 5 to 10 kg of rocks and were subsequently processed according to standard techniques, including magnetic separation and a careful hand-picking under a binocular microscope, to obtain pure mineral concentrates of flawless minerals. U–Pb dating on zircon was performed by laser ablation sector field ICP-MS at Géosciences Montpellier (France). The ICP-MS (ThermoFinnigan Element XR) was coupled to a Lambda Physiks CompEx 102 excimer laser generating 15 ns duration pulses of radiation at a wavelength of 193 nm. Data were acquired at low resolution (M/DM = 300) in the fast electrostatic scan mode. Signals were measured in pulse counting mode using 3 points per peaks and a 20% mass window. A pre-ablation step consisting of 10 pulses was applied to clean the sample surface. The acquisition step began with 15 s of gas blank measurement, followed by 45 s of laser ablation at a frequency of 4 Hz with a spot size of 26 μm and an energy density of 12 J/cm^2. Measured isotopic ratios were monitored with reference to the G91500 zircon standard with a $^{206}Pb/^{238}U$ ratio of 0.17917 and a $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratio of 0.07488 equivalents to ages of 1062 Ma and 1065 Ma respectively (Wiedenbeck et al., 1995). The standard was measured four times each five unknowns in a sequence of 2 standards, 5 unknowns and 2 standards (see Bosch et al., 2011 for details). Reproducibility for the standard $^{206}Pb/^{238}U$ ratio was less than 2% and less than 1.5% for $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratio during the two sessions required to analyze the samples. These uncertainties were combined in quadrature with the counting errors to determine uncertainties of unknown analyses. These are given in Table 2 and Supplementary Table 5 as 1σ and were used to construct error ellipses for data points on the Concordia plots using the Isoplot program (Ludwig, 2000).

4.4. Ar–Ar dating procedures on hornblende separates

Age determinations were carried on two aliquots of separated hornblende primocrysts from depleted gabbro CB 3 (Fig. 3). The initial crystals were idiomorphic, with a size of >0.3 mm for the first aliquot and ranging from 0.15 to 0.30 mm for the second aliquot (it can reach up to 1 cm in pegmatoidal facies). Microprobe analyses of these amphiboles are given in Supplementary Table 3. They plot within the range of Mg-hornblendes, and are K-poor ($K_2O \leq 0.27$ wt.%). According to the geothermometer of Holland and Blundy (1994), they crystallized together with calcic plagioclase at 880–780 °C, and therefore have clearly a magmatic to late magmatic origin.

Amphiboles were packaged in aluminum foils and irradiated for 40 h in the core of the Triga Mark II nuclear reactor of Pavia (Italy) with several aliquots of the Taylor Creek sanidine standard (28.34 ± 0.10 Ma) as flux monitor. Argon isotopic interferences on K and Ca were determined by irradiation of KF and CaF_2 pure salts from which the following correction factors were obtained: $(^{40}Ar/^{39}Ar)_K = 0.00969 \pm 0.00038$, $(^{38}Ar/^{39}Ar)_K = 0.01297 \pm 0.00045$, $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca} = 0.0007474 \pm 0.000021$ and $(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca} = 0.000288 \pm 0.000016$. Argon analyses were performed at Géosciences Montpellier (France) with an analytical device that consists of: (a) an IR-CO_2 laser of 100 kHz used at 5–15% during 60 s, (b) a lens system for beam focusing, (c) a steel chamber, maintained at 10^{-8}–10^{-9} bar, with a drilled copper plate, (d) an inlet line for purification of gases including two Zr–Al getters, and (e) a multi-collector mass spectrometer (Argus VI from ThermoFisher). A custom-made software controls the laser intensity, the timing of extraction/purification and the data acquisition. The argon background within the system was evaluated every three sample analyses. The ArArCalc software© v2.5.2 was used for data reduction and plotting. The one-sigma errors reported ages include the error on the irradiation factor J. Atmospheric ^{40}Ar was estimated using a value of the initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ of 295.5.

4.5. K–Ar dating procedures

K–Ar age determinations were carried out in the K–Ar dating platform of UMR 6538 Domaines Océaniques, IUEM Brest (France) by using the conventional method performed on whole-rock grains at 150–300 μm in size. The rock samples were crushed and sieved. The sieved fraction was washed in water to exclude powder residue, and then dried in an oven at 80 °C. One aliquot of grains was powdered in an agate grinder for chemical attack of around 0.1 g of powder by 4cm^3 of hydrofluoric acid, before duplicate analysis of K content by AAS (Atomic Absorption Spectrometry). A second aliquot of grains was reserved for argon analysis. 0.8 to 1 g of grains were heated and fused under vacuum in a molybdenum crucible, using a high frequency generator. Released gases during this step of the process were cleaned successively on three quartz traps containing titanium sponge during their decreasing temperature, in half a quarter of hour, from 800 °C to the ambient one, and at the final step the remaining gas fraction was ultra-purified with an Al–Zr SAES getter. Isotopic composition of argon and concentrations of $^{40}Ar_r$ were measured using a stainless steel mass spectrometer with a 180° geometry. Isotopic dilution was realized during the fusion step, using for this process precise concentration of ^{38}Ar buried as ion in aluminum targets (Bellon et al., 1981). A target was

systematically added to the sample before its introduction in the vacuum system for its treatment. K–Ar ages were calculated using the physical constants $\lambda_e = 0.581 * 10^{-10}$/y, $\lambda_\beta = 4.962 * 10^{-10}$/y, and $^{40}K/K = 0.0001167$ (Steiger and Jäger, 1977) and the K–Ar age error was calculated using the equation developed by Cox and Dalrymple (1967) in which errors are quoted at $\pm 1\sigma$ level.

5. Results

5.1. Whole-rock geochemistry: major elements

Major and trace elements for 48 representative whole-rock samples from the Kabylie de Collo as well as corresponding Sr and Nd isotopic ratios are reported in Table 1 and Supplementary Table 1. The samples show variable loss on ignition (LOI from 0.6 to 4.53 wt.%), with especially high values for peridotite samples CB 34 and CB 38 from Yaddene (7.82 and 6.22 wt.%) indicating significant degrees of alteration.

After recalculation on an anhydrous basis, major element data from the Kabylie de Collo rocks show a large compositional range from subalkaline basalts and gabbros to rhyolites and granites when plotted in the total alkali–silica (TAS) diagram (Fig. 5a). In the K_2O vs. SiO_2 diagram, most of the intermediate and evolved samples plot within the field of high-K calc-alkaline series (Fig. 5b). Rhyolitic samples CHR 4 and CHR 5 are highly siliceous ($SiO_2 = 79.7$ and 80.8 wt.%) and show a low Na_2O content (1.54 wt.%) for such evolved rocks. These features suggest element mobility during hydrothermal alteration. Gabbroic sample CB 19 has elevated TiO_2 and total iron, consistent with its high titanomagnetite content.

Harker variation plots (Fig. 6) exhibit an overall linear trend for most major elements. MgO and CaO decrease with increasing SiO_2 while Al_2O_3 shows little variations in mafic and intermediate rocks and then decrease strongly in the most differentiated samples. These results suggest the fractionation of olivine, clinopyroxene and small amounts of plagioclase in mafic and intermediate rocks and mostly plagioclase at $SiO_2 > 70$ wt.%. Accordingly, K_2O increases all along the differentiation trend while Na_2O shows a considerable scatter, probably caused by Na mobility during post-magmatic alteration.

5.2. Trace elements

Considerable variations are observed in the trace element compositions of the mafic rocks. Their compatible (Co, Ni, Cr) element contents are low, and none of them can be considered as primitive mantle-derived melts. The gabbros from Cap Bougaroun are the only samples showing depleted REE patterns ($La_N/Yb_N = 0.59$–0.61) with flat HREE patterns at about ten times the chondritic value (Fig. 7). Peridotites and gabbros from Yaddene have similar flat HREE patterns but lower REE contents and they are slightly enriched in LREE. Other mafic rocks (gabbros and dolerites) have more fractionated REE patterns. Three samples (CB 9, CB 18, CB 22) have flat HREE patterns but a slight enrichment in LREE, with La_N/Yb_N ratios between 1.7 and 2.4, while the other dolerites (CB 12, CB 50) and gabbros (CB 51, CB 31, VPK115) are more LREE-enriched with La_N/Yb_N ranging from 2.9 to 6.0. Several of these samples show a marked negative Eu anomaly.

Extended incompatible element patterns also display important variations. The LREE-enriched samples are characterized by high Ba, Th and U contents and a strong Nb–Ta negative anomaly. The Yaddene peridotites and gabbros share the same characteristics marked by lower trace elements contents. The LREE-depleted gabbros have low Th and U contents and lack negative Nb–Ta anomalies. They also display marked Zr and Hf negative anomalies.

Intermediate and felsic rocks have rather fractionated REE patterns, which are roughly parallel to those of the most evolved gabbros and dolerites. All these intermediate and evolved samples show a negative Eu anomaly, more pronounced in the rhyolites, while the microgranodiorites display the highest REE contents. The extended patterns confirm that these samples share the same chemical characteristics with high Cs, Rb, Ba and Th contents, and an important negative Nb anomaly.

In the Th/Yb vs. Nb/Yb diagram (Pearce, 2008), two groups can be distinguished (Fig. 8). The Cap Bougaroun coarse-grained and LREE-depleted gabbroic samples (CB 3, CB 19 and VPK150) plot near the MORB-OIB array field and exhibit low Th/Yb ratios similar to those of other LREE-depleted mafic rocks from Edough massif (Bosch et al., 2014). Conversely, the fine-grained LREE-enriched gabbroic and doleritic dykes from Mersa Dammat and Cap Bougaroun plot well above the MORB-OIB field, suggesting that their source has a subduction-related imprint. Other gabbroic samples from Cap Bougaroun and Cap de Fer analyzed by Fourcade et al. (2001) also plot above the MORB-OIB field in this diagram.

5.3. Sr and Nd isotopes

Ten representative samples of the different mafic, intermediate and felsic rocks from Collo–Bougaroun area were chosen for Sr–Nd isotope analyses. Whole-rock Sr–Nd isotopic compositions are reported in Table 1 and plotted in Fig. 9, along with literature data for gabbros from the Edough area (Bosch et al., 2014) and some Bougaroun granites (Fourcade et al., 2001). Initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios and $^{143}Nd/^{144}Nd$ values were calculated using new ages obtained in this study (see Table 1). The Cap Bougaroun LREE-depleted gabbros have low $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ ratios (0.703976 to 0.704449) and high $^{143}Nd/^{144}Nd_i$ ratios (0.513055 to 0.513068) close to the values previously measured in the Edough depleted gabbros (Bosch et al., 2014). Among the other mafic rocks, the slightly LREE-enriched samples (CB 9, CB 18 and CB 22) display higher Sr (0.706046 to 0.708845) and lower Nd (0.512796 to 0.512869) isotopic ratios. The most differentiated samples have variable but high initial Sr isotopic ratios (0.707584–0.711203) but consistently low Nd isotopic ratios (0.512175–0.512545). The initial ratios obtained for the diorites and microgranodiorites are similar to those previously reported for Cap Bougaroun granites (Fourcade et al., 2001).

5.4. Zircon U–Th–Pb dating

U–Pb geochronological data are presented in Table 2 and Supplementary Table 5. U–Th–Pb analyses were performed on zircons separated from granite CB 27 and granodiorite CB 32.

Zircon grains extracted from granite CB 27 are translucent, colorless to slightly yellow, with euhedral shapes and sharp terminations. The analyzed zircon grains have high U contents, ranging from 467 to 11,465 ppm, but generally comprised between 1000 and 6000 ppm. They display high Th/U ratios, ranging from 0.3 to 1.62. The highest Th/U ratios (>1.0) are associated with high Th and U contents (>12,000 ppm and >7000 ppm, respectively). The euhedral shapes, and high Th/U ratios are typical of magmatically grown zircons. Twenty-eight laser ablation spot analyses were performed on twenty-five zircon grains and all have indistinguishable $^{206}Pb/^{238}U$ ages ranging from 16.6 to 17.4 Ma (see Supplementary Table 1). In the Concordia diagram (Fig. 10a), they define a $^{206}Pb/^{238}U$ weighted mean age of 16.96 ± 0.09 Ma (MSWD = 1.7, 2σ).

Zircon grains extracted from granodiorite CB32 are translucent, colorless and euhedral with sharp terminations. A total of twenty-five analyses were conducted on twenty-one different zircon grains. All analyses are concordant within errors and define a well-constrained $^{206}Pb/^{238}U$ Concordia age of 17.02 ± 0.06 Ma (MSWD = 1.7, 2σ) (Fig. 10b).

Taking into account the morphology of the zircon grains in both samples (euhedral with sharp terminations), and the lack of inherited components in the grains analyzed, we conclude that the similar U–Pb ages obtained on the two granitoids CB 27 and CB 32 from the northern and central part of the Bougaroun batholith indicate its crystallization age.

Table 1
Major, trace elements and Sr and Nd isotopic analyses of selected igneous rocks form Collo-Bougaroun magmatic province. LOI: loss of ignition. Mg# = 100 × cationic Mg/(Mg + Fe), with all Fe as Fe^{2+}. Initial isotopic ratios have been recalculated at 25 Ma for Cap Bougaroun depleted gabbros, 17 Ma for Bougaroun granitoids, 16 Ma for Bouserdoum microdiorite, 14 Ma for microgranodiorites and 11 Ma for LREE-enriched dolerites. Analytical methods detailed in the text.

Location	Cap Bougaroun								
Latitude	37° 05′ 3.75″ N	37°08′39.68″ N	37°4′56.5″ N	37°04′41.9″ N	37°04′48.2″ N	37°08′39.68″ N	37°04′53.5″ N		37°04′51.2″ N
Longitude	6° 28′ 23.81″ E	6° 47′ 29.76″ E	6°28′25.8″ E	6° 27′ 50.2″ E	6° 28′ 04.6″ E	6° 47′ 29.76″ E	6° 27′ 54.7″ E		6° 28′ 00.6″ E
Elevation	93 m	90 m	135 m	366 m	304 m	90 m	183 m		212 m
Rock type	gb	gb	gb	dol	dol	dol	f-gr gb	dol	μgrd
Sample name	CB 3	CB 19	VPK150	CB 9	CB 12	CB 18	CB 22	CL77	CB 13
wr K–Ar age (Ma)								10.90 ± 0.88	14.45 ± 0.36
U–Pb age (Ma)									
Major elements (wt.%)									
SiO_2	49.23	48.77	50.64	47.70	54.58	48.89	47.08	49.00	65.42
TiO_2	0.54	1.09	0.74	0.71	0.50	0.84	0.56	1.05	0.59
Al_2O_3	16.73	15.53	16.47	16.95	15.14	15.85	17.22	16.30	15.09
Fe_2O_3 (t)	9.78	11.77	9.43	9.45	7.13	9.16	7.78	10.25	4.54
MnO	0.15	0.13	0.14	0.17	0.14	0.16	0.15	0.19	0.12
MgO	8.19	7.13	7.52	6.65	6.45	7.29	8.08	6.93	1.83
CaO	10.01	10.25	10.58	10.80	9.13	8.69	12.26	7.65	2.87
Na_2O	1.91	2.28	2.38	2.43	2.48	4.42	1.66	4.25	1.98
K_2O	0.19	0.27	0.26	0.44	0.80	0.13	0.65	0.45	3.75
P_2O_5	0.05	0.04	0.06	0.18	0.06	0.11	0.13	0.16	0.15
L.O.I	2.81	2.41	1.86	4.53	3.50	4.17	3.72	3.38	2.75
Total	99.59	99.68	100.08	99.99	99.91	99.73	99.29	99.61	99.09
Mg#	62.39	54.56	61.25	58.22	64.20	61.19	67.31	57.26	44.38
Trace elements (ppm)									
Cs	0.92	1.37	1.61	1.13	1.67	1.38	4.43		
Rb	3.24	6.34	7.55	18.06	28.31	6.90	24.13	18.00	154.2
Ba	14.86	11.02	16.86	140.7	209.5	19.06	149.1	95.00	605.7
Sr	85.28	118.1	122.2	309.0	207.8	145.0	266.4	227.0	182.9
Pb	0.53	0.59	0.42	4.34	5.25	5.79	2.95		
Th	0.06	0.11	0.06	1.72	4.26	1.40	1.59		16.30
U	0.02	0.02	0.02	0.75	1.91	0.84	0.71		
Zr	11.52	11.83	9.41	48.41	73.19	65.07	40.76	68.00	61.59
Hf	0.42	0.45	0.36	1.25	1.89	1.64	1.09		
Ta	0.03	0.05	0.04	0.15	0.33	0.16	0.12		
Y	15.46	18.33	12.45	17.76	19.07	21.39	14.83	24.00	26.26
Nb	0.47	0.75	0.42	1.73	3.27	1.74	1.30	2.50	11.91
Sc	42.89	48.24	43.31	36.42	33.29	40.53	40.43	37.00	11.60
Cr	15.94	8.95	47.44	23.24	91.83	69.54	123.2	44.00	58.54
Ni	48.57	34.45	39.81	29.87	57.53	43.03	78.46	32.00	21.79
Co	36.50	41.23	37.95	36.49	29.72	35.49	36.04	36.00	10.61
V	256.4	492.4	199.2	269.9	189.4	287.6	222.6	334.0	81.91
W		0.08	0.02	0.50	1.32	0.37	0.31		
Ga	13.44	15.05	14.07	14.83	13.82	14.64	13.86		
Zn	34.90	24.69	23.98	59.73	96.68	69.95	45.26		
Cu	4.95	2.05	49.88	63.59	44.53	36.99	39.18		
La	1.19	1.47	1.05	5.63	9.66	4.89	4.70	6.30	34.51
Ce	3.53	4.60	3.21	12.63	20.51	12.72	11.13	15.00	70.19
Pr	0.66	0.78	0.52	1.78	2.41	1.79	1.48		
Nd	3.66	4.39	2.82	8.20	9.82	8.53	6.73	10.20	30.18
Sm	1.38	1.68	1.06	2.27	2.41	2.43	1.89		6.41
Eu	0.56	0.64	0.55	0.78	0.69	0.88	0.67	1.00	1.13
Gd	2.03	2.42	1.56	2.69	2.75	3.02	2.25		5.81
Tb	0.38	0.44	0.30	0.45	0.47	0.53	0.38		
Dy	2.51	3.00	2.02	2.93	3.01	3.43	2.44	3.70	4.56
Ho	0.55	0.66	0.44	0.63	0.65	0.74	0.53		
Er	1.59	1.89	1.28	1.75	1.92	2.14	1.48	2.60	2.09
Yb	1.45	1.80	1.25	1.68	1.84	2.01	1.42	2.35	2.23
Lu	0.22	0.27	0.18	0.25	0.28	0.30	0.21		
Isotopes									
Age (Ma)	25	25	25	11	11	11	11		14
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.704007	0.704493	0.704347	0.706547	0.709160	0.708866	0.706087		0.715044
± 2σ	0.000006	0.000006	0.000006	0.000006	0.000006	0.000006	0.000006		0.000006
$(^{87}Sr/^{86}Sr)i$	0.703968	0.704438	0.704282	0.706521	0.709098	0.708866	0.706046		0.714554
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.513098	0.513089	0.513084	0.512808	0.512555	0.512882	0.512823		0.512187
± 2σ	0.000007	0.000008	0.000005	0.000007	0.000007	0.000007	0.000008		0.000008
$(^{143}Nd/^{144}Nd)i$	0.513060	0.513052	0.513047	0.512796	0.512545	0.512882	0.512811		0.512175

Cap Bougaroun		Mersa Dammat el Djiyad					Southwest Bougaroun
37°05′13″ N	37° 05′ 06.6″ N	37°04′35.60″N	37°4′39.6386”	37°04′35.60″N	37°4′39.6″ N	37°4′34.9″ N	36°59′32.9″ N
6° 29′ 12.6″ E	6° 28′ 06.2″ E	6°21′57.25″E	6°22′34.4988”	6°21′57.25″E	6°22′34.5″ E	6°22′28.2″ E	6°18′51.6″ E
78 m	133 m	11 m	5 m	11 m	5 m	50 m	740 m
µgrd	rh	gb	gb	d	d	gr	gr
TM 1	CB 5	CB 51	VPK115	CB 52	VPK119	VPK110	VPK167
13.58 ± 0.33	10.86 ± 0.26		18.71 ± 1.00		17.05 ± 0.43	17.23 ± 0.49	16.88 ± 0.43
65.08	76.60	48.80	51.34	57.28	56.07	74.49	71.23
0.57	0.19	0.35	0.27	0.63	1.10	0.24	0.28
15.00	12.02	18.38	11.24	16.44	16.28	12.68	13.77
4.53	1.15	5.94	6.48	7.96	8.76	1.70	2.74
0.05	0.01	0.15	0.14	0.14	0.10	0.03	0.04
2.04	0.48	7.54	12.72	5.32	3.29	0.52	0.76
1.98	0.32	15.17	16.21	8.91	7.17	1.52	1.35
3.31	2.97	1.81	1.08	2.93	2.97	3.11	2.93
3.44	4.29	0.12	0.25	0.98	2.64	4.01	4.08
0.14	0.03	0.04	0.03	0.09	0.23	0.06	0.11
3.02	1.36	2.01	1.10	1.02	1.26	0.63	1.03
99.17	99.43	100.31	100.85	101.70	99.87	98.99	98.34
47.16	45.06	71.57	79.54	56.95	42.68	37.84	35.53
185.3	151.9	-	6.72	60.56	143.9	243.1	258.6
413.5	518.2	10.72	20.80	123.3	254.2	331.9	300.2
140.6	65.45	293.1	135.12	237.6	320.9	92.68	90.37
13.81	21.34	1.77	1.11	6.15	9.56	16.07	12.94
94.06	63.76	20.55	19.08	23.62	42.74	17.15	15.62
25.54	11.03	8.45	8.14	15.62	23.92	13.01	14.56
10.62	9.43	0.43	0.78	4.14	6.53	11.55	10.79
13.37	3.22	41.98	57.98	29.32	29.22	5.52	6.94
43.92	6.76	89.26	768.5	17.84	5.48	12.10	23.15
22.49	1.49	66.25	184.2	13.67	3.35	5.57	12.28
9.71	0.77	27.09	39.30	23.71	47.59	127.4	95.70
93.88	13.14	177.8	172.5	212.0	259.5	25.77	39.50
33.41	13.03	5.51	3.36	10.50	27.21	22.61	17.44
71.34	32.17	11.97	8.02	23.35	40.32	47.12	37.36
29.42	10.13	4.21	3.15	10.76	17.30	17.59	15.65
6.19	1.84	0.98	0.76	2.60	3.48	3.43	3.07
1.11	0.33	0.31	0.27	0.65	1.08	0.69	0.65
5.60	2.17	1.63	1.07	2.86	4.24	3.54	3.60
4.23	1.83	1.47	1.49	2.70	3.95	2.38	2.45
1.98	0.88	1.27	1.33	1.76	2.21	1.04	1.02
2.17	1.58	0.87	0.83	1.67	2.23	1.14	1.12

Table 1 (*continued*)

Location	North Bougaroun		Central Bougaroun		Bouserdoum	Yaddene	
Latitude	37°03′33.8″ N	37°01′42.7″N	37°1′40.9″ N	37°01′40.9″ N	36° 59′ 59.8″ N	36°58′00.4″N	36°58′1.5″N
Longitude	6°23′23.5″ E	6°19′52.3″E	6°23′34.9″ E	6°23′29.8″ E	6° 32′ 02.8″ E	6°21′07.8″E	6°21′03.5″ E
Elevation	524 m	357 m	760 m	793 m	269 m	396 m	452 m
Rock type	gr	f-gr gr	gd	gd	μd	p	cm gb
Sample name	CB 27	CB 48	VPK84	CB 32	CHR 2	CB 38	CB 36
wr K–Ar age (Ma)	14.74 ± 0.47	15.09 ± 0.43	17.06 ± 0.41	17.43 ± 0.53			
U–Pb age (Ma)	16.96 ± 0.09			17.02 ± 0.06			
Major elements (wt.%)							
SiO_2	74.90	70.88	66.51	66.07	59.02	41.35	51.47
TiO_2	0.16	0.52	0.30	0.32	0.55	0.16	0.34
Al_2O_3	12.18	15.08	15.67	16.16	14.96	5.13	17.09
Fe_2O_3 (t)	1.07	3.83	3.34	3.42	5.99	8.93	6.47
MnO	0.01	0.05	0.05	0.05	0.09	0.14	0.12
MgO	0.21	1.18	1.60	1.66	4.08	33.15	9.27
CaO	0.89	1.94	3.13	3.14	5.54	3.77	12.55
Na_2O	3.17	2.80	3.31	3.46	2.95	0.16	0.71
K_2O	4.22	3.57	3.46	3.21	1.87	0.06	0.17
P_2O_5	0.01	0.08	0.13	0.14	0.11	0.03	0.02
L.O.I	0.60	1.20	1.30	1.04	4.44	6.22	3.38
Total	97.43	101.15	98.80	98.67	99.59	99.09	101.59
Mg#	27.72	37.90	48.68	49.04	57.41	88.04	73.95
Trace elements (ppm)							
Cs						1.07	2.38
Rb	286.3	156.8	213.0	183.1	96.16	2.91	8.57
Ba	413.9	489.3	291.9	266.6	229.1	6.39	10.63
Sr	61.14	134.6	164.4	164.7	189.9	16.43	86.13
Pb						0.92	2.77
Th	18.07	12.90	9.49	8.29	9.78	0.26	0.57
U						0.05	0.09
Zr	23.03	11.40	23.03	21.07	114.2	7.04	10.45
Hf						0.29	0.47
Ta						0.03	0.09
Y	14.20	10.58	12.44	12.83	20.74	5.07	11.98
Nb	8.74	11.86	8.47	7.27	7.04	0.50	1.43
Sc	3.02	9.15	8.35	9.10	20.69	16.16	36.57
Cr	2.88	47.89	25.26	22.78	164.9	1427	345.7
Ni	1.03	24.89	8.98	9.07	52.61	1248	82.86
Co	0.92	8.41	64.49	7.99	19.10	90.62	23.79
V	16.80	77.49	49.20	56.35	138.06	89.08	168.66
W							
Ga						4.24	11.71
Zn						44.21	30.20
Cu						28.61	5.74
La	15.27	27.02	19.07	19.45	20.72	1.00	2.32
Ce	27.19	60.19	37.99	42.71	44.06	2.30	5.21
Pr						0.31	0.70
Nd	11.39	21.17	15.87	16.02	19.30	1.42	3.20
Sm	2.80	4.42	3.45	3.82	4.30	0.45	0.99
Eu	0.54	0.95	0.80	0.79	0.81	0.16	0.47
Gd	2.58	3.13	3.31	3.25	4.20	0.63	1.35
Tb						0.12	0.25
Dy	2.58	2.13	2.11	2.62	3.64	0.79	1.64
Ho						0.18	0.36
Er	1.34	0.94	0.94	1.41	1.69	0.53	1.07
Yb	1.66	0.73	0.92	0.99	2.02	0.52	1.02
Lu						0.08	0.16
Isotopes							
Age (Ma)	17				16		
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.710851				0.711494		
± 2σ	0.000006				0.000008		
$(^{87}Sr/^{86}Sr)i$	0.707584				0.711161		
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.512365				0.512215		
± 2σ	0.000008				0.000005		
$(^{143}Nd/^{144}Nd)i$	0.512348				0.512201		

5.5. Ar–Ar dating of amphiboles from depleted gabbro CB 3

Ar–Ar geochronological data are presented in Supplementary Table 2. In a first attempt to date these amphiboles, a large single grain (>0.3 mm) was step-heated until the fusion. However, due to the low potassium content of this amphibole and of a relatively high atmospheric contamination, the errors on individual steps are large and do not allow the calculation of accurate plateau and isochron intercept ages. The second set of experiments consisted in a direct fusion of 2–3 grains of amphiboles after a low-temperature pre-degassing in order to remove the loosely bound atmospheric argon component. The smaller grained amphiboles (0.15–0.30 mm) provided an age of

26.99 ± 3.07 Ma with a K/Ca ratio of 0.0095 and a ^{40}Ar atmospheric content of 91.2% while the larger amphibole (>0.30 mm) has an age of 23.3 ± 3.25 Ma with a K/Ca ratio of 0.0071 and 93.9% of atmospheric argon. The ages are internally consistent and are interpreted to date cooling of the gabbro at a temperature of about 550 °C (Dahl, 1996).

5.6. K–Ar dating of whole-rocks and minerals

New ages were measured on the different rock types present in the three zones of the Bougaroun massif identified in this study (Cap Bougaroun, Mersa Dammat and Bougaroun batholith), i.e. granites (VPK110, VPK167 and CB 27), fine-grained granite (CB 48), granodiorites (CB 32 and VPK84), microgranodiorites (TM 1 and CB 13), diorite (VPK119), gabbro (VPK115), mafic (CL 77) and felsic dykes (CB 5). K–Ar ages, their respective errors at ±1σ level and the most characteristic parameters of the experiences are listed in Table 2. Granites VPK110 (Mersa), VPK167 (southwest Bougaroun), and CB 27 (north Bougaroun), yielded whole-rock ages of 17.23 ± 0.49 Ma, 16.88 ± 0.43 Ma and 14.74 ± 0.47 Ma, respectively. Separated feldspars from these three granites yielded ages of 17.37 ± 0.56 Ma (VPK110), 16.76 ± 0.44 Ma (VPK167) and 14.97 ± 0.44 Ma (CB 27), respectively, while separated biotites from VPK167 gave an age of 17.72 ± 0.46 Ma. All these mineral ages are consistent with their corresponding whole-rock ages within the analytical uncertainty. Granodiorites CB 32 and VPK84 from central Bougaroun, diorite VPK119 and gabbro VPK115 from Mersa yielded whole-rock ages of 17.43 ± 0.53 Ma, 17.06 ± 0.41, 17.05 ± 0.43 and 18.71 ± 1.00 Ma, respectively. With the exception of the apparently younger granite CB 27 (whole-rock and separated feldspar ages), the case of which is discussed below, all these ages are consistent with the U–Pb data obtained on the two granitoids CB 27 and CB 32.

The fine-grained granite CB 48, sampled from a dyke crosscutting the northwestern Bougaroun batholith (Fig. 2), yielded a younger whole-rock age of 15.09 ± 0.43 Ma, which is consistent with its field relationships. Two microgranodiorites, TM 1 and CB 13 located east and west of Cap Bougaroun, gave whole-rock ages of 13.59 ± 0.33 Ma and 14.17 ± 0.35 Ma, respectively. Finally, a doleritic dyke CL 77 crosscutting the Sémaphore breccia and a metric rhyolitic dyke crosscutting coarse-grained gabbros at Cap Bougaroun (Fig. 3b), yielded the youngest ages of our dataset, i.e. 10.90 ± 0.88 Ma and 10.72 ± 0.25 Ma, respectively.

6. Discussion

The Bougaroun massif is the largest and oldest intrusion identified in the ~1200 km long magmatic belt of northern Africa. It is worth noting that this massif is located just south of a large triangular oceanic crust between Minorca and Sardinia (with typical fan-shaped magnetic anomalies), at a place where oppositely propagating rifts are assumed to have formed by Tethyan slab tear propagation westward and eastward (Martin, 2006). As shown by their incompatible element patterns (Fig. 7), the Bougaroun massif magmatic rocks are characterized by a

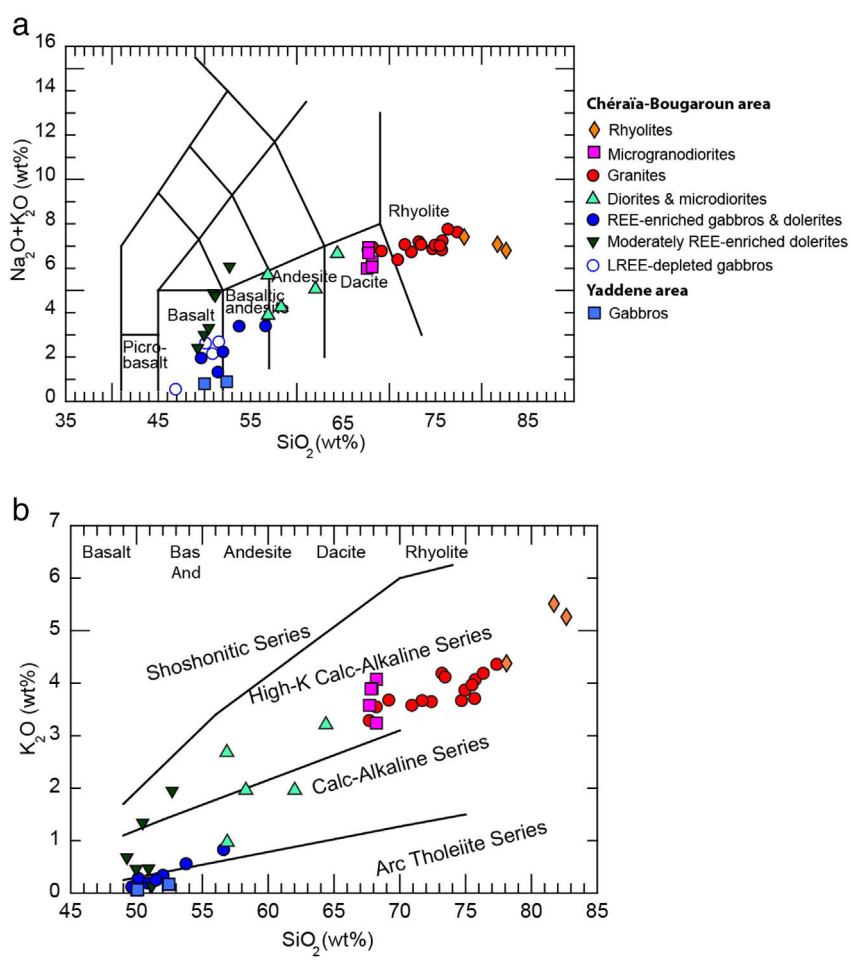


Fig. 5. Major element plots. (a) Total alkalies vs. silica (TAS) diagram (after Le Bas et al., 1986) for all the rocks from this study. (b) K_2O vs. SiO_2 diagram (after Peccerillo and Taylor, 1976). The mafic rocks have low K contents while the more differentiated samples belong to the high-K series.

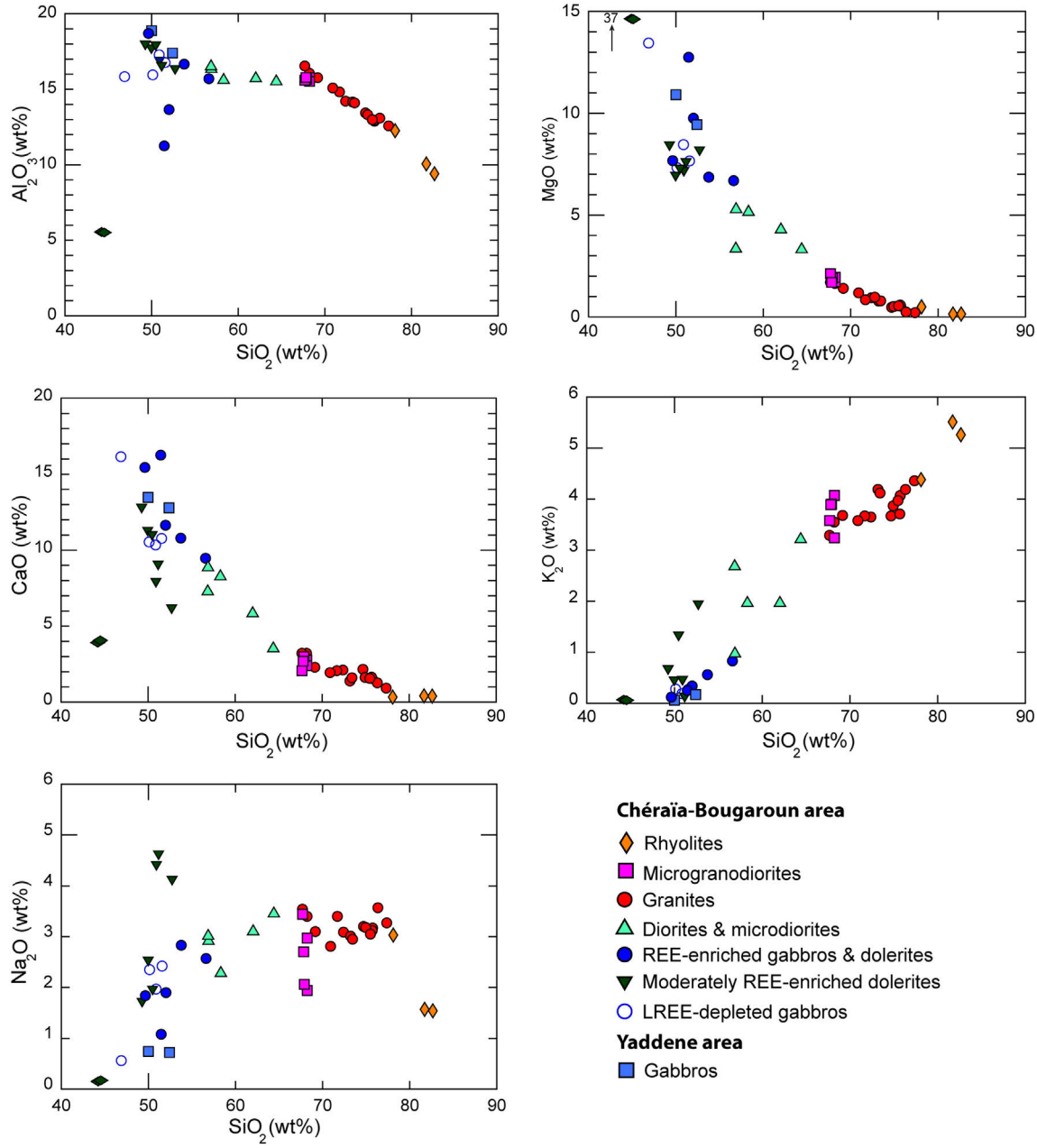


Fig. 6. Harker plots for the Bougaroun samples. The samples define a whole differentiation series, with some rhyolites having very high silica content, probably due to hydrothermal alteration.

large diversity of trace element compositions. However, all the sample patterns but those of the LREE-depleted gabbros from Cap Bougaroun (CB 3, CB 19 and VPK150) display a large Nb (and, when measured, also Ta) negative anomaly associated to considerable enrichments in the most incompatible elements such as Rb, Ba, Th and U. This so-called "subduction-related signature" is consistent with their derivation from mantle or crustal sources generated in relation to active subduction or modified during a previous subduction event. The presence of minor amounts of mafic rocks sharing the geochemical features of the diorites, granites and rhyolites suggest the involvement of subduction-metasomatized mantle in their genesis, as already proposed by Fourcade et al. (2001).

6.1. The Upper Oligocene LREE-depleted gabbros, remnants of a previous back-arc opening phase?

As shown by the TAS diagram (Fig. 5a), the LREE-depleted gabbros of Cap Bougaroun (CB 3, CB 19 and VPK150) are K-poor compared to other samples from the Bougaroun area. Furthermore, they do not show the Ba, Th, U enrichment and the negative Nb, Ta anomalies depicted by the other gabbros and all the intermediate and felsic rocks. Accordingly, in the Th/Yb vs. Nb/Yb diagram (Fig. 8) they plot very close to the "mantle array" relating N-MORB with OIB and are similar to the Edough LREE-depleted gabbros sampled further East. In the La/Sm vs. La diagram (Fig. 11), their low La content and low La/Sm ratio place them at the beginning of the trend formed by all the mafic rocks of the Bougaroun area, indicating that they can represent the composition of the ambient mantle before enrichment by the subduction process. The three analyzed samples have low Sr and high Nd isotopic ratios, comparable to N-MORB values but with slightly higher $^{87}Sr/^{86}Sr$. The high $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratio is indicative of an origin from a depleted mantle reservoir, while the high Sr isotopic ratios are probably due to seawater alteration, as advocated for the Edough gabbros by Bosch et al. (2014).

All these chemical and isotopic characteristics indicate that the LREE-depleted gabbros have an oceanic affinity and have no direct

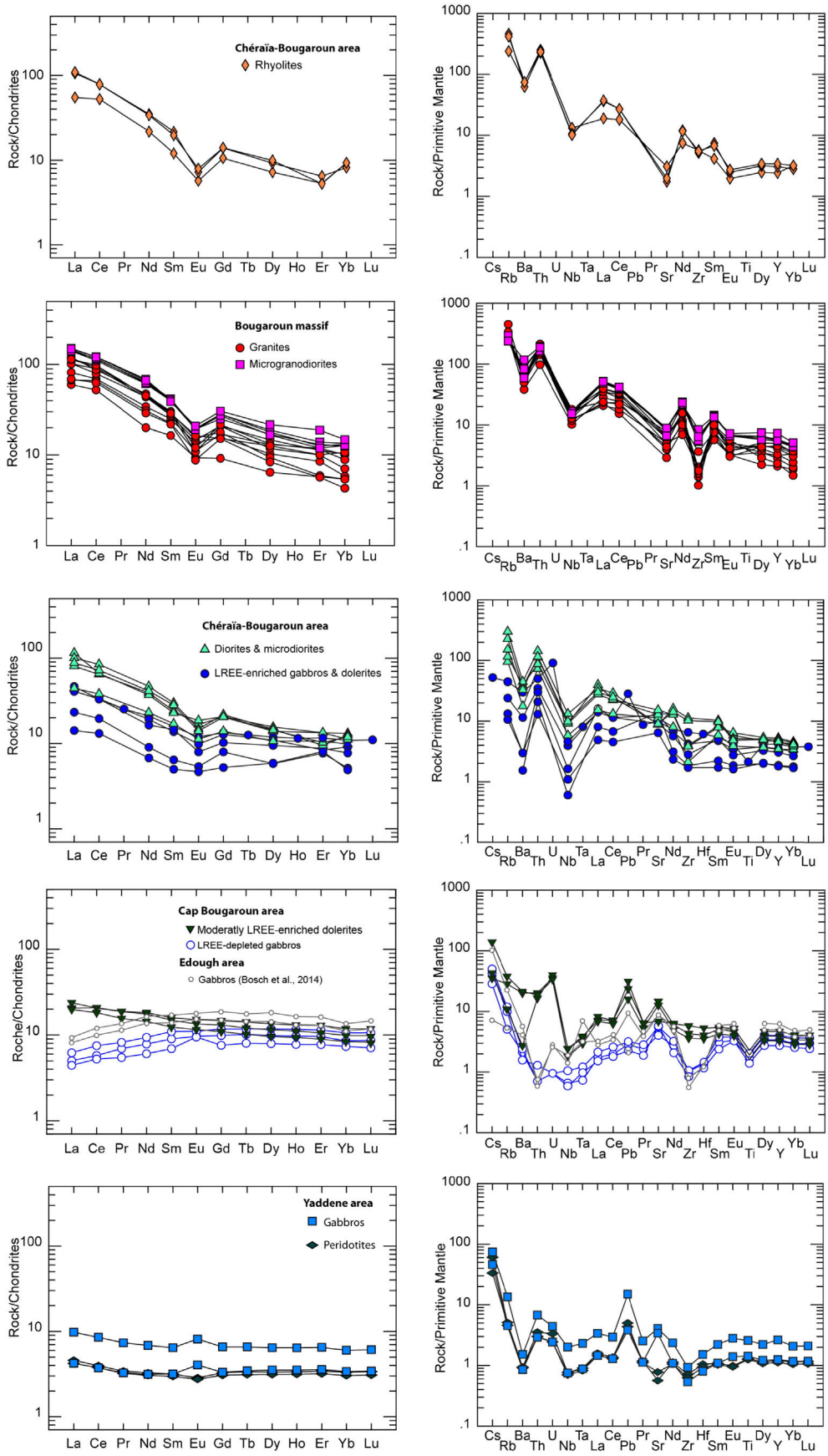


Fig. 7. Rare earth element patterns (normalized to chondrite) and extended trace element patterns (normalized to primitive mantle) for rocks from Bougaroun and Yaddene. Normalizing values from Sun and McDonough (1989). Trace element data for ultramafic and mafic rocks have been obtained by ICP-MS while those for intermediate and felsic rocks are from ICP-AES analyses.

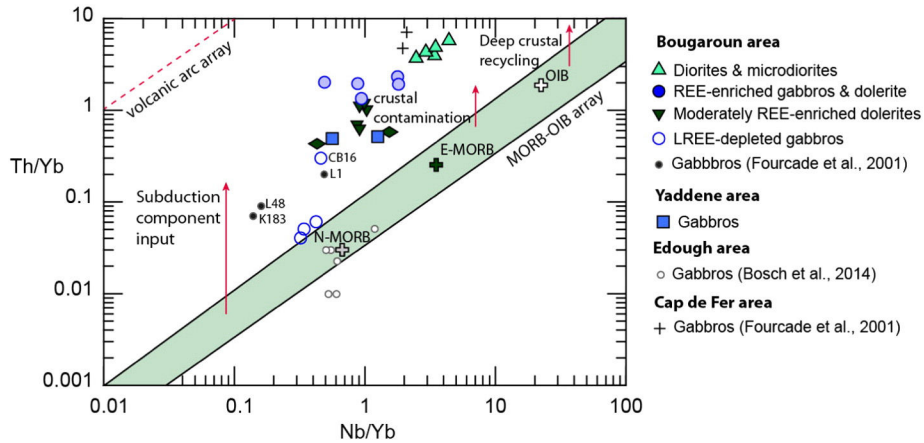


Fig. 8. Plot of Th/Yb versus Nb/Yb (after Pearce, 2008) for mafic and intermediate rocks from Cap Bougaroun together with literature data from the Edough area (Bosch et al., 2014) and Bougaroun massif (Fourcade et al., 2001). N-MORB, E-MORB and OIB are from Sun and McDonough (1989).

genetic relationship with the enriched gabbros and the more differentiated rocks from Bougaroun. At Cap Bougaroun, they are clearly crosscut by enriched fine-grained gabbros and dolerites and therefore likely represent remnants of an older magmatic episode. This hypothesis is consistent with the Ar–Ar ages of 27.0 ± 3.0 Ma and 23.3 ± 3.2 Ma measured on magmatic hornblendes separated from sample CB 3.

In the case of the Edough massif, Bosch et al. (2014) argued that depleted oceanic gabbros very similar to those of Cap Bougaroun could either belong to an allochtonous unit of oceanic origin (likely a slice of the Mesozoic Tethyan oceanic crust), or alternatively were formed in a Cenozoic back-arc basin, possibly an extension of the Liguro–Provençal basin. Although the back-arc geochemical signature is difficult to detect in the Cap Bougaroun depleted gabbros, their Late Oligocene age is clearly inconsistent with a Tethyan origin. In the western Mediterranean, several Oligo–Miocene oceanic back-arc basins formed during extensional episodes linked either to the westward rollback of the Gibraltar slab or to the southeastward rollback of the Ligurian slab (Réhault et al., 1984; Lonergan and White, 1997; Gueguen et al., 1998; Jolivet and Faccenna, 2000; Faccenna et al., 2004). They include the Valencia and Alboran basins (Schettino and Turco, 2011; Medaouri et al., 2014), the Algerian basin (Mauffret et al., 2004), the Liguro–Provençal basin (Rollet et al., 2002; Speranza et al., 2002), and finally the youngest of them, the Tyrrhenian basin (<12 Ma). The closest to the study area is the Algerian basin, in which oceanic spreading is supposed to have been active since 30, 26 and 23 Ma according to Schettino and Turco (2006) reconstructions, and continued until 21–16 Ma (Mauffret et al., 2004). One of its

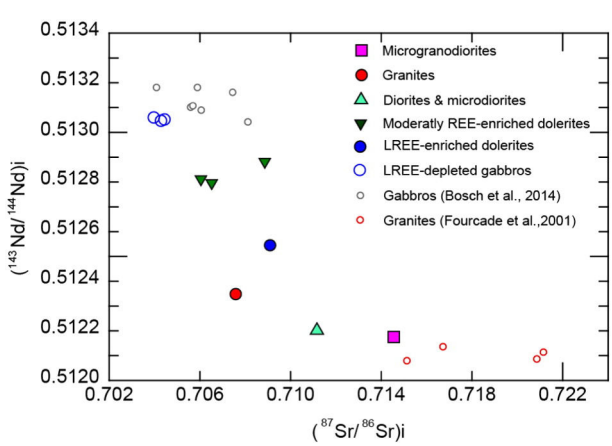


Fig. 9. Initial $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotopic compositions for Bougaroun mafic, intermediate and felsic rocks. Gabbros from Edough Massif (Bosch et al., 2014) are shown for comparison.

southward continuations, the Jijel basin, is located very close to Cap Bougaroun (Fig. 1b) and has been extensively investigated recently (Mihoubi et al., 2014; Bouyahiaoui et al., 2015; Arab et al., in press). This deep basin is floored by a 5.5 km thick oceanic crust (Mihoubi et al., 2014; Bouyahiaoui et al., 2015) overlain by a 4.5–5 km thick sedimentary pile at the foot of the Kabylie de Collo margin (Mihoubi et al., 2014). Its oldest sedimentary layers (basal seismic unit PMSU1) are considered as equivalent of the continental OMK deposits, therefore as old as Late Oligocene (Arab et al., in press). From their chronostratigraphy, the deep basin is floored by a Burdigalian (18 Ma) back-arc oceanic crust that we postulate to be geochemically similar to the Cap Bougaroun depleted gabbros. However, according to Mihoubi et al.'s (2014) data, the Bougaroun escarpment is floored seaward by a thinned continental crust extending 15–20 km north of the present coastline (Fig. 12). Given their position and Ar–Ar ages (Section 6.1), Cap Bougaroun gabbros are therefore unlikely to represent in situ remnants of the Jijel back-arc oceanic crust. They might rather have been emplaced as dyke systems or gabbroic intrusions crosscutting the highly stretched Kabylian continental crust, as commonly reported at rifted continental margins of spreading oceanic and back-arc domains, e.g. around the Atlantic (Geoffroy, 2005; Reston, 2007) or off western Corsica (Réhault et al., 2012), and also within exhumed mantle rocks in the Alps (Müntener and Herrmann, 2001).

6.2. Geochronological constraints on Bougaroun granite and associated enriched magmatic rocks

The two U–Pb ages obtained on the Bougaroun granitic–granodioritic pluton (CB 27 and CB 32, Table 2) as well as numerous K–Ar ages on the same unit (whole-rock and separated mineral ages on granites CB 32, VPK110 and VPK167, Table 2) and on Mersa diorites (VPK119) and enriched gabbros (VPK115) strongly support an emplacement/cooling age of ~17 Ma for the main episode of Bougaroun magmatism.

The younger K–Ar ages obtained on CB 27 (whole-rock: 14.09 ± 0.61 Ma; separated feldspars + quartz: 14.31 ± 0.56 Ma) are inconsistent with the zircon U–Pb age of 16.96 ± 0.09 Ma obtained on the same sample (Table 2). Similar discrepancies were reported by Penven and Zimmermann (1986) who measured ages ranging from 15.2 ± 0.7 to 16.4 ± 0.3 Ma on separated biotites from Beni Toufout and Bougaroun granitoids, and attributed this scatter to variable degrees of hydrothermal sub-solidus alteration. Such an hydrothermal alteration accompanied by deposition of polymetallic ore veins (Fe, Cu, Pb, Zn) has already been documented in Aïn Barbar area east of Bougaroun (Fig. 1b) by Marignac and Zimmermann (1983). These authors interpreted isochron age of 15.1 Ma obtained on two rhyolitic dykes as the age of an hydrothermal alteration event that occurred soon after their emplacement. To check this hypothesis, electron microprobe

Table 2
Whole-rock and separated minerals K–Ar and U–Pb ages together with corresponding analytical parameters for selected igneous rocks from Collo-Bougaroun area. Analytical methods detailed in the text. Abbreviations for sample types and locations as in Table 1.

Dating technique	Location	Sample name	Rock type	Dated fraction	Age (Ma)	Error 1σ	K_2O (wt.%)	Fused weight g	$^{40}Ar^*$ 10^{-6} cm^3 g^{-1}	$^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ (%)	$^{36}Ar_{exp}$ 10^{-9} cm^3
K/Ar	Cap Bougaroun	CB 5	rh	WR	10.86	0.26	4.25	0.3018	1.49	70.4	0.64
		CL 77	dol	WR	10.90	0.88	0.47	0.2969	0.17	11.7	1.25
		CB 13	μgrd	WR	14.45	0.36	4.33	0.2523	2.03	58.6	1.22
		TM 1	μgrd	WR	13.58	0.33	3.69	0.4013	1.62	66.0	1.13
	Southwest Bougaroun	VPK167	gr	WR	16.88	0.43	4.23	0.2608	2.31	51.9	1.89
				Biot	17.72	0.46	6.12	0.1026	3.51	51.0	1.17
				Fds-Q	16.76	0.44	3.51	0.3010	1.90	49.2	2.00
	Central Bougaroun	CB 48	f-gr gr	WR	15.09	0.43	3.68	0.2543	1.80	40.0	2.31
		CB 32	Gdr	WR	17.43	0.53	3.30	0.2506	1.86	35.9	2.81
		VPK84	gd	WR	17.06	0.41	3.72	0.2497	2.06	62.6	1.04
	North Bougaroun	CB 27	gd	WR	14.74	0.47	4.60	0.3166	2.20	33.2	4.73
				Fds-Q	14.97	0.44	4.40	0.3002	2.13	38.2	3.50
	Mersa Dammat el Djiyad	VPK110	gr	WR	17.23	0.49	4.04	0.2728	2.34	42.2	2.96
				Fds-Q	17.37	0.56	2.43	0.3038	1.37	36.7	2.42
		VPK119	d	WR	17.05	0.43	2.94	0.3070	1.62	54.4	1.41
		VPK115	gb	WR	18.71	1.00	0.42	0.3036	2.43	17.8	1.21
U/Pb		CB 32		Zr	17.02	0.06					
		CB 27		Zr	16.96	0.09					
Old published data											
Penven & Zimmerman, 1986						error 2σ					
	West Bougaroun	BG 606	gr	Biot	15.6	0.5	7.47		3.77	33.0	
	East Bougaroun	BG 609	gr	Biot	16.4	0.3	8.11		4.3	35.4	

Abbreviations as in Table 1.

analyses were conducted on CB 27 sample. Compositions typical of post-magmatic feldspars including adularia ($Or_{88}Ab_{12}An_0$) and low-temperature albite ($Or_1Ab_{88}An_{11}$) were obtained (Supplementary Table 2), suggesting that hydrothermal alteration disturbed the K–Ar chronometer of this sample, probably by adding potassium.

This interpretation cannot be extrapolated to the other K–Ar ages younger than ~17 Ma listed in Table 2, because (1) low-temperature feldspars were not identified in the corresponding samples, and (2) these ages are consistent with observable field relationships. For instance, the fine-grained granitic dyke CB 48 dated at 15.09 ± 0.43 Ma crosscuts the northwestern Bougaroun batholith (Fig. 2). Finally, the youngest ages of our dataset are those of dykes (CL 77: 10.90 ± 0.88 Ma and CB 5: 10.72 ± 0.25 Ma) crosscutting the older Cap Bougaroun coarse-grained gabbros (Fig. 3b).

The event at ~17 Ma is the oldest presently documented K-rich calc-alkaline phase in the Neogene magmatic history of the Maghrebides, and also by far the activity that which emplaced the largest volumes of intermediate and evolved magmas (possibly up to 800–1000 km^3 for the Bougaroun, El Milia and Beni Toufout plutons, taking into account their ~350 km^2 total exposed surface and assuming for them a moderately flat "balloon" shape). The fact that these plutons intrude exhumed Kabylian lower crustal units (kinzigitic gneisses) and ultramafic slices (serpentinized peridotites) as well as flysch nappes emplaced at ~17.6 Ma together with the OMK deposits indicates that the Kabylian rifted margin was already structured (and clearly in a post-collisional setting, i.e. after the closure of the Tethyan domain) at 17 Ma. Indeed, the emplacement of flysch nappes testifies for an ongoing collision at that time, and this major thermal event is likely to result from a slab breakoff at depth that occurred during continental collision (Davies and von Blanckenburg, 1995). Until now, the age of continental collision along northern Africa has been debated owing to relatively sparse and inaccurate kinematic constraints. Our results indicate that the numerous kinematic reconstructions assuming an age younger than 17 Ma for the collision between Africa and Kabylia, e.g. between 17 and 15 Ma (Carminati et al., 1998a,b; Frizon de Lamotte et al., 2000; Lustrino et al., 2011; van Hinsbergen et al., 2014; Bouyahiaoui et al., 2015) should therefore be amended, although the collision is possibly diachronous along strike (e.g. Schettino and Turco, 2006). The structuring of the Petite Kabylie margin likely occurred in a very short time span (less than 1 Myr), if the ages of exhumation of the Edough basement (17.8–17.4 Ma, Bruguier et al., 2009) can be extrapolated to the neighboring Bougaroun massif. However, we cannot assess a precise age for the collision event, as K-rich calc-alkaline magmatism can post-date it by several Myr (Harris et al., 1986; Pearce et al., 1990; Chung et al., 2005).

Much lower volumes of subvolcanic dykes (fine-grained granites, microgranodiorites, rhyolites, dolerites) were emplaced between 15 and 10.7 Ma (Table 2). Their compositions and ages are similar to those of K-rich calc-alkaline magmatic rocks emplaced in eastern Tunisia (Nefza; Maury et al., 2000), central Algeria (Belanteur et al., 1995) and western Algeria (Louni-Hacini et al., 1995; Coulon et al., 2002). The Bougaroun granitic pluton was possibly uplifted before the emplacement at ~14 Ma of its neighboring microgranodiorites (Fig. 3b).

6.3. Petrogenetic significance of enriched mafic rocks

From their trace element composition, the enriched mafic rocks can be divided into two groups (Fig. 11), the most LREE-enriched rocks (E-rocks, La/Sm > 3.5) and the moderately LREE-enriched rocks (M-rocks, La/Sm < 3.5). The E-rocks have REE patterns parallel to those of the intermediate and most felsic rocks, especially for the LREE part. This feature suggests that they are genetically related to the differentiated rocks through crystal fractionation processes, as already proposed (Fourcade et al., 2001). All these mafic rocks share the same subduction-related trace element fingerprint and are mantle-derived according to their rather high MgO and transition element contents (Table 1).

Some of the most enriched mafic rocks show interfingered relationships with the Bougaroun granite and are clearly contemporaneous. Other mafic dykes crosscut microgranodiorites emplaced ~14 Ma and are younger. The M-rocks are often difficult to date by the K–Ar method but the dolerite CL 77 has been dated at 10.9 Ma, one of the youngest ages obtained in the area. In addition, while not dated in this study, samples CB 9, CB 21 and CB 22 crosscut the microgranodiorites dated at 14 Ma. There is thus a possibility that all the M-enriched mafic rocks are younger than 14 Ma but this hypothesis has to be confirmed.

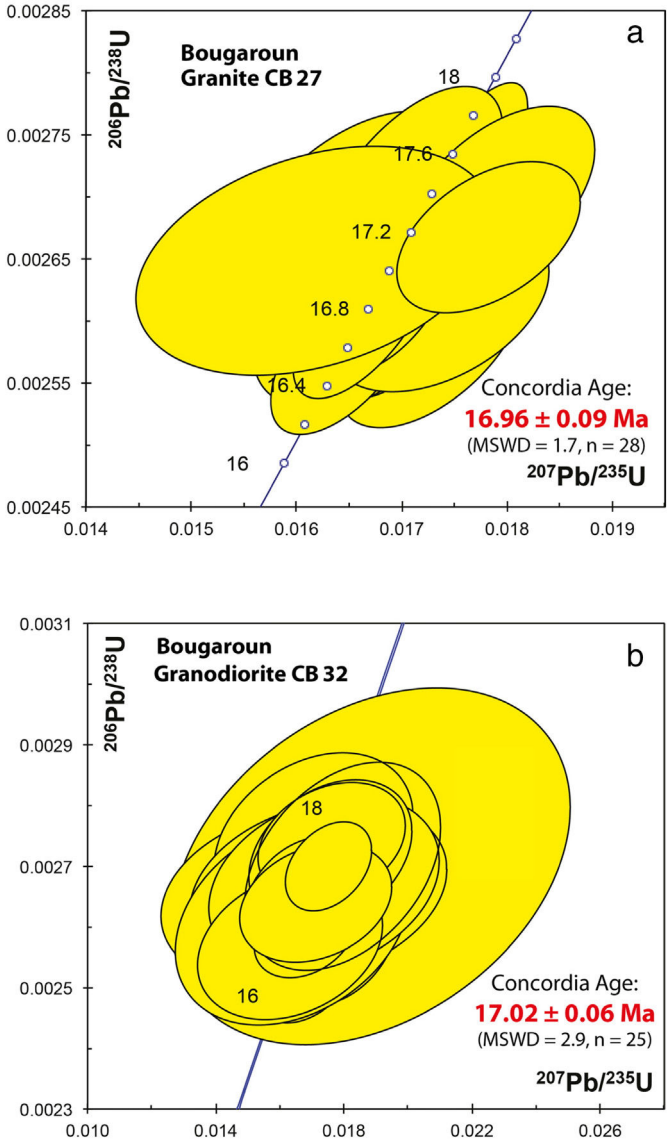


Fig. 10. Concordia diagram displaying results from laser-ablation ICP-MS analyses of zircons from granite CB 27 (a) and granodiorite CB 32 (b).

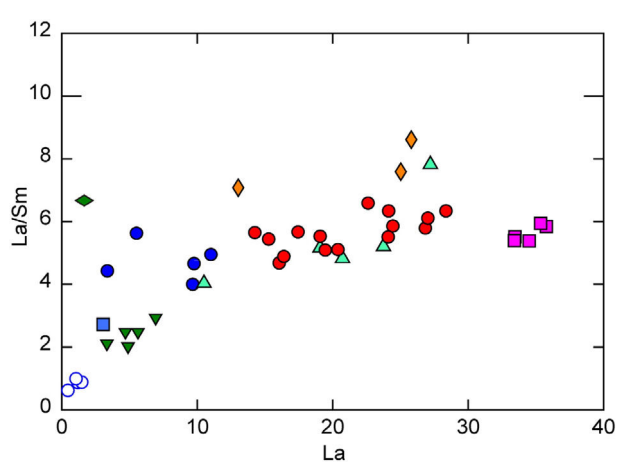


Fig. 11. La/Sm vs. La diagram for all the analyzed rocks from Bougaroun. Symbols as in Fig. 9.

In the Th/Yb vs. Nb/Yb diagram (Fig. 8), all the LREE-enriched (E- and M-) mafic rocks plot above the MORB-OIB array suggesting an input of Th to their sources from subduction-related fluids and/or magmas. The E-rocks have higher Th/Yb ratios compared to the M-rocks, a feature consistent with their Sr-Nd isotopic compositions which display more radiogenic Sr ratios and low Nd ratios (Fig. 9). Even if interactions with crustal rocks probably modified these isotopic ratios (Fourcade et al., 2001), as it is also the case for intermediate and felsic rocks, all these enriched (E- and M-) mafic rocks have isotopic compositions very different from those of the LREE-depleted gabbros sampled nearby and the LREE-depleted mafic rocks from the Edough massif located farther East along the margin (Bosch et al., 2014). These enriched compositions are also typical of a mantle modified by a subduction component escaping from a subducted oceanic lithosphere. More specifically, the M-rocks have lower Sr and higher Nd isotopic compositions than the CB 12 E-rock and this difference can be due either to source heterogeneity or crustal contamination. On the La/Sm vs. La diagram (Fig. 11), all these mafic rocks form a single trend starting from the depleted mafic rocks. This trend is consistent with the hypothesis of source heterogeneities introduced in the ambient mantle (possibly represented by the source of the depleted rocks) by a subduction-related fluid/magma component. On the other hand, the intermediate and felsic rocks define another specific trend rooted in the most enriched mafic magmas and consistent with strong interactions between them and the continental crust.

While no isotopic data are available for the Yaddene gabbros and peridotites, their trace element compositions are consistent with an origin from a mantle source similar to the source of the M-rocks. These rocks have been previously identified as magmatic bodies crystallized at crustal levels from mantle-derived tholeiitic magmas (Bouillin and Kornprobst, 1974) but no chemical data were available then to decipher their geochemical affinity. Our new data confirm that these samples are genetically related to the subduction-flavored magmatism of the eastern Algerian margin.

6.4. Origin of intermediate and felsic rocks

Bougaroun intermediate and felsic peraluminous (cordierite-bearing) rocks and neighboring granitoids were previously studied by Fourcade et al. (2001), who showed that these rocks were mainly formed through incorporation of pelitic metasediments within mantle-derived mafic magmas. Crustal anatexis of metasediments was documented only in the case of the small Filfila granite (Ouabadi, 1994; Fourcade et al., 2001) which is strongly peraluminous and has a highly variable and very radiogenic Sr isotopic composition ($^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.732–0.754$).

In the case of Bougaroun, two levels of continental crust involvement were suggested, a deep one and a shallower one (within the stability field of cordierite). Our new results increase the amount of data available on these rocks and confirm the previous conclusions. In the major element diagrams (Fig. 6), all the samples define a single trend, characteristic of an evolution through a crystal fractionation process. Two rhyolite samples are clearly strongly affected by hydrothermal alteration, with an increase in silica ($SiO_2 > 81$ wt.%) and potassium content and a loss of Na. These samples highlight the strong hydrothermal activity associated with the magmatic events in the area, which complicates the dating of these rocks. Rare earths are not strongly affected by these hydrothermal processes, and all the analyzed samples have similar REE patterns, roughly parallel to the patterns of the most REE-enriched gabbros. This feature suggests the involvement of fractional crystallization processes in the genesis of these rocks. This hypothesis is consistent with the increase of the negative Eu anomaly from the diorites to the most differentiated rhyolites, as a result of feldspar fractionation. However, the high Sr and low Nd isotopic ratios of these rocks and their heterogeneous isotopic compositions similar to those

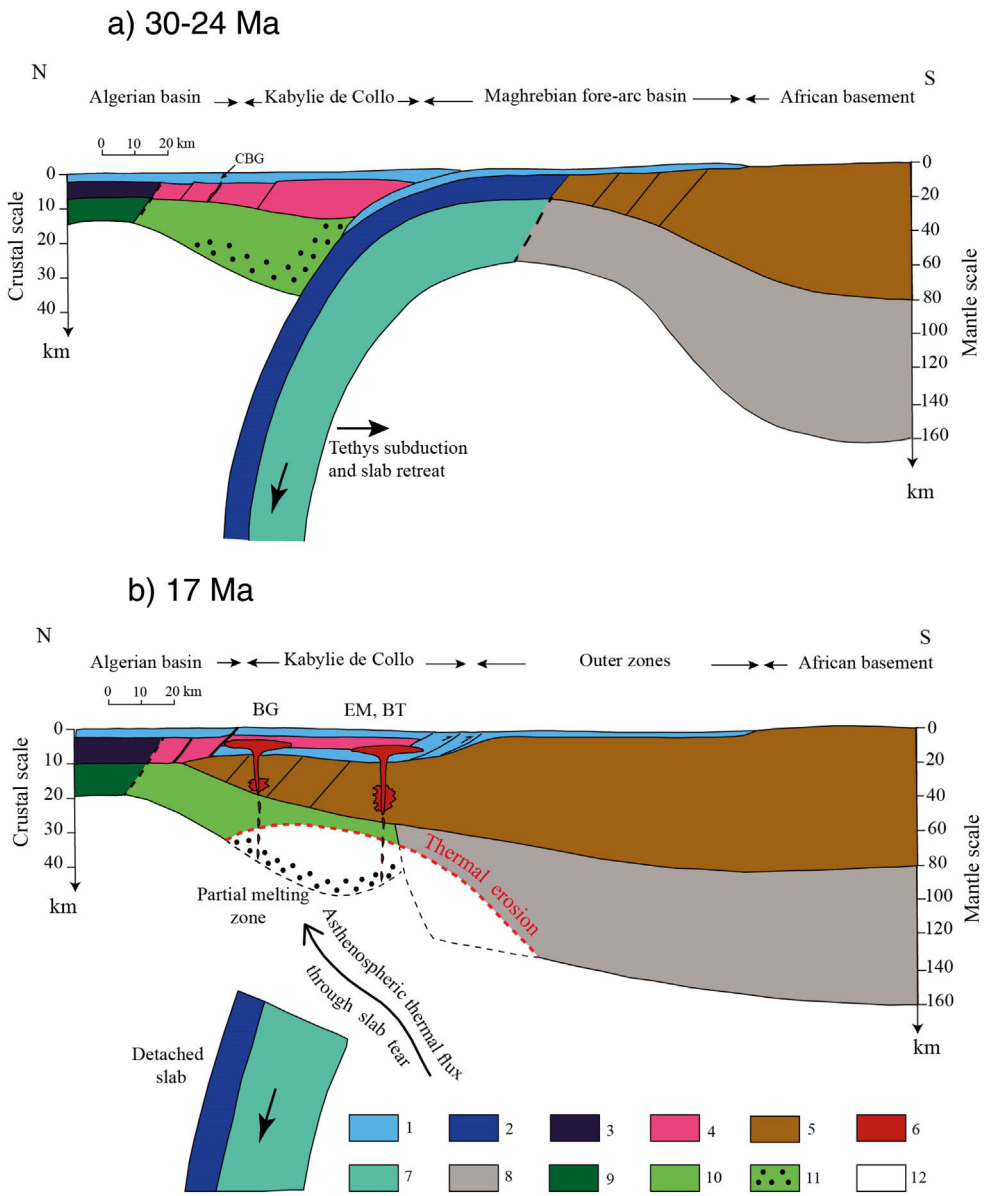


Fig. 12. Schematic lithospheric-scale diagrams showing the possible positions of the mantle and crustal geochemical reservoirs involved in the genesis of Bougaroun magmatism at 30–24 Ma (a) and at 17 Ma (b). Crustal and lithospheric thicknesses are interpolated from present-day values (mainly from Mihoubi et al., 2014; Bouyahiaoui et al., 2015; Carballo et al., 2015) and the ages of the oceanic slabs. The conceptual model of delamination of the edge of the African lithosphere is adapted from Frizon de Lamotte et al. (2000), Duggen et al. (2005) and Roure et al. (2012), and the extent of thermal erosion of the Kabylian lithosphere following slab breakoff is qualitatively estimated from models of slab breakoff and delamination by Davies and Blanckenburg (1995) and Bird (1979), respectively. See text for other tectonic and geochemical explanations. 1: Sediments (undifferentiated). 2: Tethyan oceanic crust. 3: Back-arc oceanic crust (Algerian Basin). 4: Kabylian continental basement. 5: African continental basement. 6: Magmatic bodies (BG Bougaroun, EM El Milia, BT Beni Toufout). 7: Tethyan suboceanic lithospheric mantle. 8: African subcontinental lithospheric mantle. 9: Back-arc lithospheric mantle (Algerian Basin). 10: Kabylian lithospheric mantle. 11: Subduction-metasomatized Kabylian lithospheric mantle. 12: Asthenospheric mantle. CBG: Cap Bougaroun depleted gabbros; BG, BT: Bougaroun, and Beni Toufout granites. EM: El Milia microgranites.

measured by Fourcade et al. (2001) imply a strong interaction with continental crust and the assimilation of large amounts of crustal lithologies. According to these authors, the overwhelming crustal signature of some samples is unlikely to result exclusively from assimilation of metasediments coupled with fractional crystallization (AFC; DePaolo, 1981) of mafic magmas, and might indicate mixing between mantle-derived magmas and minor amounts of crustal (anatectic) melts similar to the Filfila granite.

6.5. Geodynamic implications: possible tectonic controls of the 17 Ma onset of magmatic activity in Eastern Algeria

The field relationships, U–Pb and K–Ar ages as well as the petrographic and geochemical compositions of magmatic rocks from the Bougaroun massif are all consistent with a post-collisional emplacement setting as suggested by former studies (Maury et al., 2000; Fourcade et al., 2001). Their geochemical features also suggest their derivation from a subduction-metasomatized upper mantle (mafic magmas) followed by extensive interactions with continental crust materials for intermediate and felsic magmas (Fourcade et al., 2001). However, the geological positions and the origins of these sources are widely debated (Maury et al., 2000; Lustrino et al., 2011; Carminati et al., 2012; and references therein).

Cohen (1980) was the first to propose that the northward-dipping subduction of the Tethyan oceanic slab ended through a breakoff process. This hypothesis received later on a strong support from tomographic studies (Spakman, 1986; Carminati et al., 1998a,b; Spakman and Wortel, 2004) and has been integrated in most of the recent geodynamic reconstructions (e.g., Facenna et al., 2014). Slab breakoff

provides a rather simple and elegant explanation for the genesis of post-collision magmatism (Davies and von Blanckenburg, 1995), as the thermal flux of asthenospheric origin is likely to ascent through the slab tear and to contribute the excess heat necessary for the partial melting of metasomatized lithospheric mantle and/or continental crust. In the case of central and eastern Algeria, this hypothesis has recently received a strong support from the identification of possible remnants of the African slab around 200–300 km depth beneath the Algerian coast (Fichtner and Villaseñor, 2015). They consider this slab as detached from the surface (>150 km) and broken into two segments, presently located east and west of the Bougaroun area, respectively (Fichtner and Villaseñor, 2015, their Fig. 9).

A schematic illustration of such a process applied to the genesis of magmatic rocks from Bougaroun is shown in Fig. 12. The corresponding cartoons are not to be considered as tectonic cross-sections but rather as lithospheric-scale diagrams depicting the possible positions of magmatic sources near the end of the active Tethys subduction process (Upper Oligocene, 30–24 Ma; Fig. 12a) and during the emplacement of Bougaroun and associated magmatic bodies at 17 Ma (Upper Burdigalian, Fig. 12b). We propose two main stages of evolution:

During Upper Oligocene (Fig. 12a), the Tethyan oceanic slab was still subducting towards the north below the Kabylies, metasomatizing the adjacent parts of the Kabylian lithospheric mantle. The rollback/retreat of this slab generated backarc extension and seafloor spreading (Gueguen et al., 1998; Jolivet and Faccenna, 2000; Faccenna et al., 2004; Carminati et al., 2012), leading to the formation of the back-arc Algerian basin, which included the Jijel Basin (Fig. 2a) immediately north of the Kabylie de Collo. Dykes of LREE-depleted mafic magmas geochemically close to MORB were locally emplaced within the thinned Kabylian continental crust, generating the Cap Bougaroun depleted gabbros (CBG, Fig. 12a), and possibly the Bou Maiza gabbros and La Voile Noire amphibolites in the neighboring Edough massif (Bosch et al., 2014). During the Burdigalian, once Lesser Kabylia collided with the African margin, subduction ended through a slab breakoff process (Fig. 12b) involving delamination of the edge of the African lithosphere, as previously proposed for other sectors of the Maghrebides and the Betics (Frizon de Lamotte et al., 2000; Duggen et al., 2005; Roure et al., 2012; Mancilla et al., 2015). Slab rollback and delamination are efficient processes to enhance exhumation of lower crustal and lithospheric mantle units (e.g., Brun and Faccenna, 2008; Mancilla et al., 2015), that are documented in the Bougaroun area where their study is in progress and in the neighboring Edough massif (Caby et al., 2001, 2014) where exhumation ages of 17.8–17.4 Ma have been measured (Bruguier et al., 2009). We propose that the thermal flux of asthenospheric origin uprising through the slab tear induced an important thinning of the Kabylian lithosphere by thermal erosion, as previously documented in case of mantle delamination or slab breakoff/lithospheric detachment (Bird, 1979; Davies and Blanckenburg, 1995; Duggen et al., 2005; Mancilla et al., 2015).We argue that this thermal erosion was responsible for the partial melting at 17 Ma of the Kabylian lithospheric mantle metasomatized during the former subduction event. Minor amounts of the corresponding mafic melts were emplaced through the Kabylie de Collo crustal basement as enriched gabbros. Incorporation of pelitic metasedimentary materials from the African basement units in those mafic melts generated intermediate magmas and most of cordierite-bearing granitic magmas (e.g. Bougaroun, Beni Toufout and El Milia) that were peraluminous and displayed a strong to overwhelming crustal imprint (Fourcade et al., 2001). They were emplaced as potassic calc-alkaline granitic and granodioritic plutons and microgranodioritic intrusions crosscutting either the Kabylian basement (Bougaroun, El Milia) or the tectonically underlying Mesozoic sedimentary nappes (Beni Toufout; Bouillin, 1979). After this early stage, K-rich calc-alkaline magmatic activity continued until ~10 Ma, but generated much smaller volumes similar to those emplaced almost concomitantly in eastern Tunisia (Nefza) and central/eastern Algeria (Algiers, Cherchell, Oran; Maury et al., 2000).

7. Conclusions

1. New U–Pb dating on zircons and K–Ar ages on whole rocks and separated minerals demonstrate that potassic calc-alkaline granites and granodiorites from Bougaroun, the largest pluton (~200 km^2) in the Neogene Maghrebides magmatic lineament, were emplaced at 17 Ma, i.e. during the Upper Burdigalian. This U–Pb age is the oldest presently identified for K-rich calc-alkaline rocks in the whole 1200 km-long east–west trending magmatic belt located along the Mediterranean coast of Maghreb.
2. The Bougaroun cordierite-bearing granites and granodiorites are generally peraluminous, and their incompatible element patterns and Sr-Nd isotopic ratios display a strong crustal imprint. Associated mafic rocks (enriched gabbros) have preserved the geochemical signature of their mantle source, characterized by a typical "orogenic" (subduction-related) flavor.
3. A slice of older LREE-depleted gabbros devoid of clear subduction-related imprint and displaying oceanic (ridge or back-arc) geochemical features outcrops at Cap Bougaroun sensu stricto. Their newly measured Ar–Ar hornblende ages of 27.0 ± 3.0 Ma and 23.3 ± 3.2 Ma suggest that they are related to the Upper Oligocene back-arc crust of the nearby Jijel basin, an extension of the Algerian basin that formed in the earliest stages of backarc opening as a consequence of Tethyan slab rollback.
4. The Bougaroun pluton intrudes exhumed Kabylian lower crust units (kinzigitic gneisses) and mantle slices (serpentinized peridotites) as well as flysch nappes emplaced at ~17.6 Ma. These features indicate that the Kabylian margin was already formed (and clearly in a post-collisional setting) at 17 Ma. Kinematic reconstructions involving a younger age for the collision between Africa and the Kabylies need thus to be revised.
5. We propose a tectono-magmatic model involving a Tethyan slab breakoff combined with crustal stacking and delamination at both edges of the African and Kabylian continental lithospheres. At 17 Ma, the thermal flux of asthenospheric origin upwelling through the Tethyan slab tear induced the thermal erosion of the Kabylian lithospheric mantle metasomatized during the previous subduction event, and triggered its partial melting. The corresponding mafic magmas were either emplaced through the Kabylie de Collo crustal basement as enriched gabbros, or more often experienced complex chemical interactions with the underthrust African basement units during their ascent, generating felsic melts with a strong trace element and isotopic crustal signature. The latter intruded the Kabylian basement, forming the Bougaroun pluton.

Supplementary data to this article can be found online at http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.013.

Acknowledgments

This study is part of F. Abbassene's Ph. D. thesis program prepared at UBO and USTHB universities and supported by the Algerian-French research Project SPIRAL (Structures Profondes et Investigations Régionales en ALgérie). This cooperation was initiated in 2009 by DG-RSDT, CRAAG and Sonatrach in Algeria, and IUEM-UBO, Nice-Sophia Antipolis universities and Ifremer in France. The authors would like to thank the scientists from the Pole Spectrometry Ocean (Céline Liorzou, Claire Bassoullet and Philippe Nonnotte) and Microsonde Ouest (Jessica Langlade) for their contribution in data acquisition, as well as Jean-Alix Barrat for Yaddene trace element analyses. We also acknowledge Jean Fougnot for providing some of the studied samples (code VPK), Martial Caroff and Cécile Grigné for constructive discussions and Alain Coutelle for numerous exchanges on the geodynamics of northern Algeria and western Mediterranean areas. The whole SPIRAL team is warmly thanked for fruitful discussions on the Algerian margin. Very pertinent reviews by Guillermo Booth Rea and Michele Lustrino helped us to

improve the manuscript. We thank Jean-Philippe Avouac for his editorial handling.

References

Aïté, M.O., Gélard, J.-P., 1997. Distension néogène post-collisionnelle sur le transect de Grande-Kabylie (Algérie). Bull. Soc. Geol. Fr. 168, 423–436.

Arab, M., Rabineau, M., Bracene, R., Déverchère, J., Belhai, D., Roure, F., Marok, A., Bouyahiaoui, B., Granjeon, D., Andriessen, P., Sage, F., 2016. Origin and tectono-sedimentary evolution of the Eastern Algerian basin (offshore) from Upper Oligocene to present-day. Basin Research (in press).

Barrat, J.A., Keller, F., Amossé, J., Taylor, R.N., Nesbitt, R.W., Hirata, T., 1996. Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. Geostand. Newslett. 20, 133–139.

Belanteur, O., Bellon, H., Maury, R., Ouabadi, A., Coutelle, A., Semroud, B., Fourcade, S., 1995. Le magmatisme miocène de l'Est Algérois, géologie, géochimie, et géochronologie 40 K-40Ar. CR Acad. Sci. Paris 321, 489–496.

Bellon, H., 1976. Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour méditerranéen occidental, comparées dans leur cadre géochronométriques. Implications géodynamiques. Univ. Paris Sud Orsay (Thèse Doct.). (367 pp.).

Bellon, H., Buu, N.Q., Chaumont, J., Philippet, J.C., 1981. Implantation ionique d'argon dans une cible support: application au traçage isotopique de l'argon contenu dans les minéraux et les roches. CR Acad. Sci. Paris 292, 977–980.

Bird, P., 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau. J. Geophys. Res. 84 (B13), 7561–7571.

Blow, W.H., 1969. Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils. EJ Brill, Leiden, pp. 199–422.

Bosch, D., Garrido, C.J., Bruguier, O., Dhuime, B., Bodinier, J.L., Padron-Navarta, J.A., Galland, B., 2011. Building an island-arc crustal section; time constraints from a LA-ICP-MS zircon study. Earth Planet. Sci. Lett. 309, 268–279.

Bosch, D., Hammor, D., Mechati, M., Fernandez, L., Bruguier, O., Caby, R., Verdoux, P., 2014. Geochemical study (major, trace elements and Pb–Sr–Nd isotopes) of mantle material obducted onto the North African margin (Edough Massif, North Eastern Algeria): Tethys fragments or lost remnants of the Liguro–Provençal basin? Tectonophysics 626, 53–68.

Bouillin, J.P., 1979. La transversale de Collo et El Milia (Petite Kabylie), une région clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. Mem. Soc. Géol. Fr. 135 (83 pp.).

Bouillin, J.P., 1983. Exemples de déformations locales liées à la mise en place de granitoïdes alpins dans des conditions distensives: l'île d'Elbe (Italie) et le Cap Bougaroun (Algérie). Rev. Géol. Dynam. Géog. Phys. Paris 24, 101–116.

Bouillin, J.P., Kornprobst, J., 1974. Associations ultrabasiques de Petite Kabylie: péridotites de type alpin et complexe stratifié; comparaison avec les zones internes bético-rifaines. Bull. Soc. Geol. Fr. 14, 183–194.

Bouillin, J.P., Raoult, J.F., 1971. Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs allochtones; le Numidien peut-il être un néo-autochtone? Bull. Soc. Geol. Fr. 7 (386-362).

Bouillin, J.P., Durand Delga, M., Gélard, J.P., Leikine, M., Raoult, J.F., Raymond, D., Tefiani, M., Vila, J.M., 1973. Les olistostromes d'âge miocène inférieur liés aux flyschs allochtones kabyles de l'orogène alpin d'Algérie. Bull. Soc. Geol. Fr. 15, 340–344.

Bouyahiaoui, B., Sage, F., Abtout, A., Klingelhoefer, F., Yelles-Chaouche, K., Schnürle, P., Marok, A., Déverchère, J., Arab, M., Galve, A., Collot, J.Y., 2015. Crustal structure of the eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin: implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. Geophys. J. Int. 201, 1912–1938.

Bruguier, O., Hammor, D., Bosch, D., Caby, R., 2009. Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough massif, NE Algeria): Implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean. Chem. Geol. 261, 172–184.

Brun, J.-P., Faccenna, C., 2008. Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. Earth Planet. Sci. Lett. 272, 1–7.

Caby, R., Hammor, D., Delor, C., 2001. Metamorphic evolution, partial melting and Miocene exhumation of lower crust in the Edough metamorphic core complex, west Mediterranean orogen, eastern Algeria. Tectonophysics 342, 239–273.

Caby, R., Bruguier, O., Fernandez, L., Hammor, D., Bosch, D., Mechati, M., Laouar, R., Ouabadi, A., Abdallah, N., Douchet, C., 2014. Metamorphic diamonds in a garnet megacryst from the Edough Massif (northeastern Algeria). Recognition and geodynamic consequences. Tectonophysics 637, 341–353.

Carballo, A., Fernandez, M., Torne, M., Jiménez-Munt, I., Villasenor, A., 2015. Thermal and petrophysical characterization of the lithospheric mantle along the northeastern Iberia geo-transect. Gondwana Res. 27, 1430–1445.

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Meijer, P.T., Sabadini, R., 1998a. The two-stage opening of the western–central Mediterranean basins: a forward modeling test to a new evolutionary model. Earth Planet. Sci. Lett. 160, 667–679.

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R., 1998b. 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.

Carminati, E., Lustrino, M., Doglioni, C., 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. Tectonophysics 579, 173–192.

Chung, S.L., Chu, M.F., Zhang, Y.Q., Xie, Y.W., Lo, C.H., Lee, T.Y., Lan, C.Y., Li, X.H., Zhang, Q., Wang, Y.Z., 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. Earth Sci. Rev. 68, 173–196.

Cohen, C.R., 1980. Plate tectonic model for the oligo–Miocene evolution of the Western Mediterranean. Tectonophysics 68, 283–311.

Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R.C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., Brousse, R., 1995. Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia. Chem. Geol. 119, 115–138.

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.

Courme-Rault, M.D., 1985. Stratigraphie du miocène et chronologie comparée des déformations suivant deux transversales des Altasides orientales. Univ. Orléans, Algérie, Sicile (Thèse Doct.). (515 pp.).

Courme-Rault, M.D., Coutelle, A., 1982. Le Miocène de la Soummam (Algérie): précisions sur l'âge de ces niveaux de base, existence d'un cycle inférieur anté-nappes sud-telliennes, corrélations. Géol. Mediterr. 2, 99–107.

Cox, A., Dalrymple, G.B., 1967. Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. J. Geophys. Res. 72, 2603–2614.

Dahl, P., 1996. The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: a field-tested empirical model. Geochim. Cosmochim. Acta 60, 3687–3700.

Davies, J.H., von Blanckenburg, F., 1995. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth Planet. Sci. Lett. 129, 85–102.

DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth Planet. Sci. Lett. 53, 189–202.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Knott, S.D., Turco, E., Hutton, D.H.W., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 45, 265–283.

Djellit, H., 1987. Evolution tectono-métamorphique du socle kabyle et polarité de mise en place des nappes de flysch en Petite Kabylie occidentale. Univ. Orsay, Algérie (Thèse Doct.). (206 pp.).

Duggen, S., Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Garbe-Schonberg, 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.

El Azzouzi, M., Bernard-Griffiths, J., Bellon, H., Maury, R.C., Piqué, A., Fourcade, S., Cotten, J., Hernandez, J., 1999. Évolution des sources du volcanisme marocain au cours du Néogène. CR Acad. Sci. Paris. Earth Planet. Sci. 329, 95–102.

El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Réhault, J.P., 2014. Miocene magmatism and tectonics within the Peri-Alboran orogen (western Mediterranean). J. Geodyn. 77, 171–185.

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, TC1012. http://dx.doi.org/10.1029/2002TC001488.

Facenna, C., Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.-P., Capitanio, F.A., Funiciello, F., Horvath, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L.H., Rossetti, F., Serpelloni, E., 2014. Mantle dynamics in the Mediterranean. Rev. Geophys. 52, 283–332.

Festa, V., Caggianelli, A., Langone, A., Prosser, G., 2013. Time–space relationships among structural and metamorphic aureoles related to granite emplacement: a case study from the Serre Massif (southern Italy). Geol. Mag. 150, 441–454.

Fichtner, A., Villaseñor, A., 2015. Crust and upper mantle of the western Mediterranean — constraints from full-waveform inversion. Earth Planet. Sci. Lett. 428, 52–62.

Fougnot, J., 1990. Le magmatisme miocène du littoral Nord Constantinois (Thèse) INPL Nancy (358 pp.).

Fourcade, S., Capdevila, R., Ouabadi, A., Martineau, F., 2001. The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O, H, Sr, Nd) study. Lithos 57, 187–216.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B.A., Bracene, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. Tectonics 19, 740–761.

Gélard, J.P., Lorenz, C., Magné, J., 1973. L'âge de la transgression (Oligocène terminal–Aquitanien basal) sur le socle de Grande Kabylie (Algérie). CR Somm. Soc. Géol. Fr. 7–9.

Geoffroy, L., 2005. Volcanic passive margins CR. Géoscience 337, 1395–1408.

Géry, B., Feinberg, H., Lorenz, C., Magné, J., 1981. Définition d'une série-type de l'«Oligo–Miocène kabyle» anténappes dans le Djebel Aïssa Mimoun (Grande Kabylie, Algérie). CR Acad. Sci. Paris 292, 1529–1532.

Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics 298, 259–269.

Hammor, D., Lancelot, J., 1998. Métamorphisme miocène de granites panafricains dans le massif de l'Edough (Nord-Est de l'Algérie). CR Acad. Sci. Paris 327, 391–396.

Hammor, D., Bosch, D., Caby, R., Bruguier, O., 2006. A two-stage exhumation of the Variscan crust: U–Pb LA-ICP-MS and Rb–Sr ages from Greater Kabylia. Maghrebides. Terra Nova 18, 299–307.

Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), Collision TectonicsSpecial Publications 19. Geological Society of London, pp. 67–82.

Holland, T., Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole–plagioclase thermometry. Contrib. Mineral. Petrol. 116, 433–447.

Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa–Eurasia collision. Tectonics 19, 1094–1106.

Laouar, R., Boyce, A.J., Ahmed-Said, Y., Ouabadi, A., Fallick, A.E., Toubal, A., 2002. Stable isotope study of the igneous, metamorphic and mineralized rocks of the Edough complex, Annaba, Northeast Algeria. J. Afr. Earth Sci. 35, 271–283.

Laouar, R., Boyce, A.J., Arafa, M., Ouabadi, A., Fallick, A.E., 2005. Petrological, geochemical, and stable isotope constraints on the genesis of the Miocene igneous rocks of Chetaibi and Cap de Fer (NE Algeria). J. Afr. Earth Sci. 41, 445–465.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. J. Petrol. 27, 745–750.

Lepvrier, C., 1970. La zone kabyle et l'origine des flyschs dans la région du Chenoua et du Cap Ténès (Algérie). CR Somm. Soc. Géol. Fr. 248–251.

Lonergan, L., White, N., 1997. Origin of the Betic–Rif mountain belt. Tectonics 16, 504–522.

Louni-Hacini, A., Bellon, H., Maury, R.C., Megartsi, M., Semroud, B., Cotten, J., Coulon, C., Coutelle, A., 1995. Datation $^{40}K/^{40}Ar$ de la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin en Oranie au Miocene Supérieur. CR Acad. Sci. Paris 321, 975–982.

Ludwig, K.R., 2000. User's manual for Isoplot/Ex V.2.3. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Special Publication, 1a. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, California.

Lustrino, M., Wilson, M., 2007. The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. Earth Sci. Rev. 81, 1–65.

Lustrino, M., Duggen, S., Rosenberg, C.L., 2011. The Central-Western Mediterranean: Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. Earth Sci. Rev. 104, 1–40.

Lustrino, M., Fedele, L., Melluso, L., Morra, V., Ronga, F., Geldmacher, J., Duggen, S., Agostini, S., Cucciniello, C., Franciosi, L., Meisel, T., 2013. Origin and evolution of Cenozoic magmatism of Sardinia (Italy). A combined isotopic (Sr–Nd–Pb–O–Hf–Os) and petrological view. Lithos 180–181, 138–158.

Mahdjoub, Y., Merle, O., 1990. Cinématique des déformations tertiaires dans le massif de Petite Kaylie (Algérie Orientale). Bull. Soc. Geol. Fr. 8, 629–634.

Mahdjoub, Y., Choukroune, P., Kienast, J.R., 1997. Kinematics of a complex Alpine segment: superimposed tectonic and metamorphic events in the Petite Kabylie Massif (northern Algeria). Bull. Soc. Geol. Fr. 168, 649–661.

Mahéo, G., Guillot, S., Blichert-Toft, J., Rolland, Y., Pecher, A., 2002. A slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of South Karakorum and South Tibet. Earth Planet. Sci. Lett. 195, 45–58.

Mancilla, F.L., Booth-Rea, G., Pérez-Peña, J.V., Morales, J., Azañon, J.M., Martin, R., Giaconia, F., 2015. Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions. Tectonophysics (in press).

Marignac, C., Zimmermann, J.L., 1983. Ages K–Ar de l'événement hydrothermal et des intrusions associées dans le district minéralisé miocène d'Aïn-Barbar (Est Constantinois, Algérie). Mineral. Deposita 18, 457–467.

Martin, A.K., 2006. Oppositely directed pairs of propagating rifts in back-arc basins: Double saloon door seafloor spreading during subduction rollback. Tectonics 25, TC3008. http://dx.doi.org/10.1029/2005TC001885.

Mauffret, A., de Lamotte, D.F., Lallemant, S., Gorini, C., Maillard, A., 2004. E–W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean). Terra Nova 16, 257–264.

Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotten, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Coutelle, A., Piqué, A., Capdevila, R., Hernandez, J., 2000. Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab detachment. CR Acad. Sci. Paris 331, 159–173.

Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracene, R., Badji, R., Ouabadi, A., Yelles-Chaouche, K., Bendiab, F., 2014. The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. J. Geodyn. 77, 186–205.

Mihoubi, A., Schnürle, P., Benaissa, Z., Badsi, M., Bracene, R., Djelit, H., Geli, L., Sage, F., Agoudjil, A., Klingelhoefer, F., 2014. Seismic imaging of the eastern Algerian margin off Jijel: integrating wide-angle seismic modelling and multichannel seismic prestack depth migration. Geophys. J. Int. 198, 1486–1503.

Miller, C., Schuster, R., Klotzli, U., Frank, W., Purtscheller, F., 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr–Nd–Pb–O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. J. Petrol. 40, 1399–1424.

Misseri, M., 1987. Structure et cinématique des peridotites feldspathiques du Cap Bougaroun (Algérie). J. Afr. Earth Sci. 6, 741–744.

Monié, P., Montigny, R., Maluski, H., 1992. Âge burdigalien de la tectonique ductile extensive dans le massif de l'Edough (Kabylies, Algérie). Données radiométriques $^{39}Ar–^{40}Ar$. Bull. Soc. Geol. Fr. 5, 571–584.

Müntener, O., Herrmann, J., 2001. The role of the lower crust and continental upper mantle during formation of non-volcanic passive margins: evidence from the Alps. In: Wilson, R.C.L., Whitmarsh, R.B., Taylor, B., Froitzheim, N. (Eds.), Nonvolcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence From Land and SeaSpecial Publications 187. Geological Society of London, pp. 267–288.

Ouabadi, A., 1994. Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes peralumineux à cordiérite (Cap Bougaroun, Beni-Toufout et Filfila), Algérie Nord Orientale (Thèse) Univ. Rennes I (257 pp.).

Ouabadi, A., Capdevila, R., Fourcade, S., Semroud, B., 1992. Le granite à biotite et cordiérite du Cap Bougaroun (Algérie): un analogue alpin des granites de type S de la ceinture de Lachlan (Australie)? CR Acad. Sci. Paris 314, 1187–1194.

Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos 100, 14–48.

Pearce, J.A., Bender, J.F., Delong, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Guner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S., Mitchell, J.G., 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. J. Volcanol. Geotherm. Res. 44, 189–229.

Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol. 58, 63–81.

Penven, M.J., Zimmermann, J.L., 1986. Mise en évidence, par la méthode potassium-argon, d'un âge langhien pour le plustonisme calco-alcalin de la Kabylie de Collo (Algérie). CR Acad. Sci. Paris 303, 403–406.

Peucat, J.J., Mahdjoub, Y., Drareni, A., 1996. U-Pb and Rb-Sr geochronological evidence for late Hercynian tectonic and Alpine overthrusting in Kabylian metamorphic basement massifs (northeastern Algeria). Tectonophysics 258, 195–213.

Raoult, J.F., 1974. Géologie du centre de la chaîne numidique (nord du Constantinois, Algérie). Soc. Géol. Fr. Mém. 121 (163 pp.).

Réhault, J.-P., Boillot, G., Mauffret, A., 1984. The Western Mediterranean Basin geological evolution. Mar. Geol. 55, 447–477.

Réhault, J.-P., Honthaas, C., Guennoc, P., Bellon, H., Ruffet, G., Cotten, J., Sosson, M., Maury, R., 2012. Offshore oligo–Miocene volcanic fields within the Corsica-Liguria Basin: magmatic diversity and slab evolution in the western Mediterranean Sea. J. Geodyn. 58, 73–95.

Reston, T.J., 2007. The formation of non-volcanic rifted margins by the progressive extension of the lithosphere: the example of the West Iberian margin. In: Karner, G.D., Manatschal, G., Pinheiro, L.M. (Eds.), Imaging, Mapping And Modelling Continental Lithosphere Extension And Breakup. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 282, 77–110. http://dx.doi.org/10.1144/SP282.5.

Rivière, M., Bouillin, J.P., Courtois, C., Gélard, J.P., Raoult, J.F., 1977. Étude minéralogique et géochimique des tuffites découvertes dans l'Oligo–Miocène Kabyle (Grande Kabylie, Algérie). Comparaison avec les tuffites de la région de Malaga (Espagne). Bull. Soc. Geol. Fr. 5, 1171–1177.

Rollet, N., Déverchère, J., Beslier, M.O., Guennoc, P., Rehault, J.P., Sosson, M., Truffert, C., 2002. Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. Tectonics 21, 218–243.

Roubault, M., 1934. La Kabylie de Collo. Etude géologique (Thèse Doct.) Bull. Serv. Carte Géol. Alg.Univ. Paris (272 pp.)

Roure, F., Casero, P., Addoum, B., 2012. Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. Tectonics 31. http://dx.doi.org/10.1029/2011TC002989.

Savelli, C., 2002. Time–space distribution of magmatic activity in the western Mediterranean and peripheral orogens during the past 30 Ma (a stimulus to geodynamic considerations). J. Geodyn. 34, 99–126.

Schettino, A., Turco, E., 2006. Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene. Geophys. J. Int. 166, 1398–1423.

Schettino, A., Turco, E., 2011. Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. Geol. Soc. Am. Bull. 123, 89–105.

Semroud, B., Maury, R.C., Ouabadi, A., Cotten, J., Fourcade, S., Fabries, J., Gravelle, M., 1994. Géochimie des granitoïdes miocènes de Béjaïa–Aamizour (Algérie du Nord). CR Acad. Sci. Paris 319, 95–102.

Spakman, W., 1986. The upper mantle structure in the central European–Mediterranean region. Proceedings of the Third Workshop on the European Geotraverse Project (EGT), pp. 215–221.

Spakman, W., Wortel, R., 2004. In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler, P. (Eds.), A Tomographic View on Western Mediterranean Geodynamics, in: The TRANSMED Atlas, The Mediterranean Region from Crust to Mantle, pp. 31–52.

Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., Mattei, M., 2002. Age of the Corsica–Sardinia rotation and Liguro–Provencal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. Tectonophysics 347, 231–251.

Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: convention on theuse of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth Planet. Sci. Lett. 36, 359–362.

Sun, S.-S., McDonough, W., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 42, 313–345.

Tefiani, M., 1970. Présence d'olistostromes à la base des nappes de flyschs reposant sur la Dorsale kabyle au SE d'Alger. CR Somm. Soc. Géol. Fr. 315–316.

Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., van Calsteren, P., Deng, W., 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. J. Petrol. 37, 45–71.

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.

Vergés, J., Sabat, F., 1999. Constraints on the Neogene Mediterranean kinematic evolution along a 1000 km transect from Iberia to Africa. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Seranne, M. (Eds.), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen 156. Geological Society of London, pp. 63–80.

Vila, J.M., 1980. La chaine alpine d'Algérie orientale et des confins tunisiens (Thèse Doct.) Univ. Paris IV (665 pp.).

Von Blanckenburg, F., Davies, J.H., 1995. Slab breakoff — a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. Tectonics 14, 120–131.

Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A., Paelike, H., 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. Earth Sci. Rev. 104, 111–142.

Wang, K.L., Chung, S.L., O'Reilly, S.Y., Sun, S.S., Shinjo, R., Chen, C.H., 2004. Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the Northern Taiwan region. J. Petrol. 45, 975–1011.

Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., VonQuadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analysis. Geostand. Newslett. 19, 1–23.

Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Rev. Géol. Dynam. Géog. Phys. Paris 24, 201–297.

Fin