



HAL
open science

**Contexte structural et métallogénique des skarns à
magnétite des Beni Bou Ifrou (Rif oriental, Maroc)
Apports à l'évolution géodynamique de la Méditerranée
occidentale**

Noémie Lebret

► **To cite this version:**

Noémie Lebret. Contexte structural et métallogénique des skarns à magnétite des Beni Bou Ifrou (Rif oriental, Maroc) Apports à l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale. Tectonique. Université d'Orléans, 2014. Français. NNT: . tel-01102539

HAL Id: tel-01102539

<https://insu.hal.science/tel-01102539v1>

Submitted on 13 Jan 2015

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 D'ORLÉANS



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

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans

THÈSE présentée par : **Noémie LEBRET**

soutenue le : **10 janvier 2014**

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

Discipline/ Spécialité : **Géologie**

**Contexte structural et métallogénique des skarns à
magnétite des Beni Bou Ifrou (Rif oriental, Maroc)**

Apports à l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale

THÈSE dirigée par :

Laurent JOLIVET

Eric MARCOUX

Yannick BRANQUET

Professeur, Université d'Orléans

Professeur, Université d'Orléans

Maître de Conférences, Université d'Orléans

RAPPORTEURS :

Anne-Sylvie ANDRE-MAYER

Dominique FRIZON DE LAMOTTE

Professeur, Université de Nancy

Professeur, Université de Cergy-Pontoise

JURY :

Michel JEBRAK

Anne-Sylvie ANDRE-MAYER

Luc BARBANSON

Mohammed BOUABDELLAH

Dominique FRIZON DE LAMOTTE

Laurent JOLIVET

Eric MARCOUX

Johann TUDURI

Professeur, UQAM, Président du jury

Professeur, Université de Nancy

Maître de Conférences, Université d'Orléans

Professeur, Université d'Oujda

Professeur, Université de Cergy-Pontoise

Professeur, Université d'Orléans

Professeur, Université d'Orléans

Ingénieur de Recherche, BRGM, Orléans

*A mes parents.
A mon Loulou.*

**« Aujourd'hui, on est trop spécialiste, on s'enfonce trop,
le microscope en main, sur une portion de tout.
Vous avez fait une œuvre puissante, pleine d'imagination,
de logique et très morale. Il vous reste à en faire une autre
qui embrasse plus d'objets et ouvre plus d'horizons. »**

- Hippolyte Taine, 1868

Remerciements

1^{er} octobre 2010. Premier jour officiel de ma thèse, et premier jour de terrain en terre marocaine. Alors que je contemple, désolée, la vitre fracturée de la voiture de location, laissée quelques instants en arrière le temps de visiter mon premier *open pit*, et qui a vu s'envoler mon sac de lycéenne, ma trousse de collégienne et une floppée de sacs à échantillons, **Mohammed Bouabdellah** me dit, philosophe : « Si ça commence comme ça, ça ne peut que se terminer bien ! » (en substance).

J'aime l'idée de la thèse comme aventure humaine. Et si ça s'est effectivement plutôt bien terminé, c'est grâce à une galaxie de personnes avec lesquelles j'ai gravité tout au long de ce parcours semé d'embûches, de joies et parfois d'amères désillusions. Ce sont ces personnes que je veux aujourd'hui remercier, bien que quelques mots puissent difficilement leur exprimer justement ma reconnaissance. Et si j'en oublie, je m'excuse platement, ma distraction me perdra !

En premier lieu je tiens bien sûr à remercier mes deux chefs, qui m'ont accordé assez de confiance pour commencer cette aventure : **Eric Marcoux** et **Laurent Jolivet**. J'ai eu la chance de bénéficier de votre expérience, à chacun dans votre domaine ; de votre expertise sur le terrain et sur le papier ; de vos encouragements quand j'en avais besoin. Merci aussi à toi Eric de m'avoir souvent rassurée sur mes compétences, à toi Laurent pour le *finish* idéal apporté à ce travail, et que je n'osais plus espérer.

Je dois également une fière chandelle à **Yannick Branquet**, qui a rempli à plus d'un titre le rôle d'un troisième directeur de thèse. Yannick, je te remercie profondément pour ton investissement tout au long de ces trois années. Tu m'as aidé à faire le grand écart quand certains croyaient qu'on n'arriverait pas à joindre les deux bouts, qu'il y avait « deux thèses en une ». Merci aussi pour ces semaines de terrain qui ont été aussi utiles qu'agréables, et surtout très intenses ! Je me souviendrai toujours de cette fois où, sous la chaleur torride de l'*open pit* de Axara, nous avons dû rebrousser chemin en début d'après-midi parce que nous n'avions plus d'eau !!

J'ai eu l'honneur de voir mon travail évalué à l'écrit par deux rapporteurs, **Anne-Sylvie André-Mayer** et **Dominique Frizon de Lamotte**, et à l'oral par un jury complété par messieurs **Luc Barbanson**, **Mohammed Bouabdellah**, **Michel Jébrak** et **Johann Tuduri**. Je vous remercie pour la discussion que nous avons eue à l'issue de ma soutenance, et que j'ai trouvée très enrichissante. Merci également pour vos remarques et critiques, que j'espère avoir en grande partie intégrées dans cette version corrigée du manuscrit.

Si le financement m'a été accordé par la Région Centre pour la bourse de thèse et par le CESSUR et le LABEX Voltaire pour le travail de recherche, ce doctorat n'aurait pas vu le jour sans le soutien de l'**Institut des Sciences de la Terre d'Orléans** (ISTO). J'en remercie

le directeur, **Bruno Scaillet**, mais également le personnel administratif : **Marie-Noëlle Pailhès**, **Chantal Genter** (qui m'a appelé « la p'tite » jusqu'au bout, même quand je n'étais plus un « bébé thésard » !), **Fabienne Le Bihan**, **Virginie Lancelot** ou encore **Olivier Gaudefroy** et **Nathalie Pothier**, qui m'ont aidé à échapper aux pièges de la paperasse ou de la biblio, souvent avec beaucoup de patience ! Merci aussi aux « informaticiens », notamment **Yohann Brossard** qui m'a bien souvent dépannée. Et pour le côté OSUC, **Martine Bodusseau**, **Marlène Giffault**, **Stéphane Bouquet**, **Nathalie Rolland** et **Catherine Leroy**.

A l'ISTO, il y a aussi les « profs ». J'ai apprécié le sympathique voisinage de **Nicole Le Breton**, **Max Vidal** et **Romain Augier** ; les conseils et coups de main, aussi, que ce soit pour ma thèse ou lors de ma période d'enseignement (**Max Vidal** et **Charles Gumiaux**, **Romain Augier** et **Hugues Raimbourg**, **Luc Barbanson** et **Eric Marcoux**,...). J'adresse un merci particulier à **Jean-Louis Bourdier** qui a passé de longues heures avec moi, que ce soit sur le terrain ou devant un microscope ; à **Yan Chen** qui m'a initiée (malheureusement sans succès, dommage !) au paléomagnétisme ; à **Clairette Ramboz** pour les inclusions fluides (même inachevées) ; à **Pascale Gautret**, pour le prêt en urgence de son « MEB portable ».

Je remercie également le personnel technique et ingénieur de l'ISTO : **Ida Di Carlo**, *maestro* de la sonde et du MEB, qui a dû bien souvent redouter mes séances (la poisse !) ; les litholamelleurs **Sylvain Janiec** et **Jean-Gabriel Badin**, à qui j'ai donné pas mal de travail ; **Marielle Hatton**, ses talons et sa bonne humeur (« Salut ma belle ! ») ; **Patricia Benoist**...

Aux doctorants d'hier et d'aujourd'hui, et d'abord à ceux qui ont en partie guidé mon choix : je pense en premier à mon mentor et surtout ami **Nicolas Charles**. Nico, j'ai beaucoup appris à tous les niveaux avec toi, surtout reste simple comme tu l'es !! Merci aussi pour les « pauses thé » et les franches parties de rigolade (tu as de la chance que je n'ai pas ton guide sous la main, j'aurais bien cité une petite phrase grandiloquente ;)). A **Anaëlle Simonneau**, ou Nanette : l'allégorie de la montagne était plutôt bien pensée... Merci d'avoir été là pendant l'escalade. Merci aussi à **Mathieu Bellanger** le bisounours, éternel optimiste et bouffée d'oxygène, ainsi qu'à **Nicolas Bost** et **Flavien Choulet**.

A l'équipe du midi et de la pause café : **Gabriel Coelho**, ou Gaby (Gabrieeeeeeeeel, j'attends... ^_^), ami de promo, co-thésard et ami tout court ; des bisous à ton petit padawan ! A **Isabelle Bergonzi**, ou Isa, (fausse) co-Bretonne, et oui ! je maintiens que *Alien II* est une daube infâme ;) A **Leslie Gadenne**, ma cobureau de chic et de choc dans le bureau des émotives :) Entre confidences et larmes, rappelle-toi de ton admirateur chinois secret :p Des bisous aussi à **Nour, Bashar**, et même s'ils ne font pas partie de l'ISTO, à **Anne-Céline**, **Momo** et **Atallah**.

Je n'oublie pas **Chu Yang**, mon sympathique premier cobureau, et le timide **Wei Wei** qui nous avait fait un super repas chinois. Ainsi que tous les autres, croisés surtout au hasard des couloirs : **Armel**, **Leïla**, **Nolwenn**, **Giulia**, **Myriam**, **Giulia**, **Teddy**...

A **Damien Do Couto**, enfin, j'adresse des remerciements particuliers. Mon Dadoo, c'est un peu avec toi que tout a commencé puisque mon stage de M2 était en quelque sorte ta pré-thèse. Si on a travaillé un peu ensemble au début de nos thèses, et sporadiquement au cours de ces trois ans, c'est surtout à la fin qu'on s'est « retrouvé » alors que nos objectifs venaient se recouper. Tu resteras toujours le « compagnon de mes nuits » sur Facebook ou au

téléphone au cours de ces longues soirées de rédaction. Je te souhaite sincèrement le meilleur pour la suite :)

En dehors du laboratoire maintenant, je remercie les nombreux partenaires internationaux qui m'ont aidé à mener à bien ce travail de recherche : à Géosciences Rennes, **Marc Jolivet** et **Gilles Ruffet** ; à l'UQAM (Canada), **Michel Jébrak** et les isotopistes **Jean-François Hélie** et **Sophie**, ainsi que les quelques étudiants qui m'ont chaleureusement accueillie lors du congrès De Launay ; au BRGM, **Catherine Lerouge**, **Johann Tuduri**, **Jérémie Melleton**, et **Philippe Négrel** ; à l'université de Stellenbosh (Afrique du Sud), **Dirk Frei** ; **Jean-Pierre Suc** et **Mihaela Melinte** pour la biostratigraphie. Enfin et surtout, au Maroc : l'université d'Oujda en la personne de **Mohammed Bouabdellah**, qui m'a facilité bien des démarches ; **Mohammed Sadequi**, parangon de gentillesse, et sa petite famille ; l'université de Meknès avec **Lakhlifi Badra** et les deux étudiants qui m'ont accompagnée lors de la campagne de paléomagnétisme : **Mustapha Allounan** et **Nour-Eddin Sadgui**. Merci à vous tous pour les échanges culturels :)

Un clin d'oeil à **France Dardeau**, doctorante en bio, certes, mais une super pote ;) Vive les cours d'anglais moisiss qui nous ont fait nous rencontrer ! Et merci de m'avoir logée pour ma soutenance.

A ma famille : mes grands-parents et ma tante, qui se sont déplacés de loin pour la soutenance, et m'ont fichu une sacrée claque quand je les ai vu !!

A mes parents. On ne s'est pas beaucoup vus au cours de ces trois ans, et pas toujours compris, mais merci : vos encouragements constants y sont pour beaucoup dans le chemin que je me suis tracé jusque ici.

J'embrasse aussi mes deux petites sœurs, qui je le sais ont bien pensé à moi dans les dernières heures.

A **Raphaël**, enfin. Si je trichais, je dirais que moi aussi je te dois plus que je ne puis l'écrire. Les mots ne sont pas suffisants, alors je laisse Diorama le chanter pour moi : « *Stay with me on all my ways, Fill my life with summer days* ». Comme tu sais déjà si bien le faire :)

Sommaire

Introduction générale.....p.15

PARTIE I – De la Méditerranée occidentale au massif des Beni Bou Ifrou – Contexte général des minéralisations et problématiques

Chapitre 1 – La Méditerranée occidentale actuelle, résultat de la convergence Afrique-Eurasie

1.1 La convergence Afrique-Eurasie, chronique d'une collision différentielle.....p.21

1.1.1 Chaînes et bassins de Méditerranée occidentale : de la subduction à la collision.....p.24

1.1.2 La Crise de Salinité Messiniennep.26

1.2 Structure géologique profonde de l'orogène bético-rifain.....p.27

1.3 Un autre reflet de la convergence Afrique-Eurasie : le volcanisme trans-Alboran.....p.30

1.3.1 Magmatisme précoce.....p.30

1.3.2 Le Miocène, apogée de l'activité magmatique orogéniquep.33

1.3.2.a Magmatisme au sein du bassin d'Alboran (Miocène précoce à tardif)

1.3.2.b Magmatisme sur les marges continentales (Miocène tardif à Pliocène précoce)

1.3.3 Activité magmatique récente.....p.34

1.3.4 Extension à la Marge Maghrébinep.34

1.4 Controverses autour de la formation de l'arc bético-rifain.....p.35

1.4.1 Les grands modèles d'évolution.....p.35

1.4.2 Le magmatisme de la Marge Maghrébine, conséquence d'une rupture de lithosphère plongeante.....p.38

1.5 Les minéralisations néogènes de Méditerranée occidentalep.41

1.5.1 Minéralisations du pourtour d'Alboran.....p.41

1.5.2 Minéralisations de la Marge Maghrébine.....p.42

Chapitre 2 – Du Rif *s.l.* au Rif oriental : description des unités lithologiques

2.1 Les grands ensembles de la chaîne rifaine.....p.45

2.1.1 Les zones internes.....p.45

2.1.1.a Les Sebides

2.1.1.b Les Ghomarides

2.1.1.c <i>La Dorsale calcaire</i>	
2.1.2 Le domaine des flyschs maghrébines.....	p.49
2.1.3 Les zones externes.....	p.49
2.1.3.a <i>L’Intrarif</i>	
2.1.3.b <i>Le Mérorif</i>	
2.1.3.c <i>Le Prérif et l’avant-pays</i>	
2.2 Le Rif oriental.....	p.51
2.2.1 L’accident du Nékor, limite géographique et géologique du Rif oriental.....	p.52
2.2.2 Les massifs du Rif oriental.....	p.52
2.2.2.a <i>Le Groupe des Temsamane</i>	
2.2.2.b <i>Les unités charriées</i>	
2.2.2.c <i>Les massifs de l’avant-pays « vrai »</i>	
2.2.3 Les formations post-nappes du Rif oriental.....	p.59
2.2.3.a <i>Bassins et cycles tectono-sédimentaires</i>	
2.2.3.b <i>Le volcanisme</i>	

Chapitre 3 – Le massif des Beni Bou Ifrouer et ses minéralisations ferrifères

3.1 Etudes géologiques et structurales du massif des Beni Bou Ifrouer.....	p.63
3.1.1 Les formations sédimentaires des Beni Bou Ifrouer.....	p.63
3.1.1.a <i>Stratigraphie</i>	
3.1.1.b <i>Eléments structuraux</i>	
3.1.1.c <i>Subdivision du massif</i>	
3.1.2 Les Beni Bou Ifrouer, siège d’un champ magmatique plutonique.....	p.69
3.1.2.a <i>Les massifs volcaniques environnants</i>	
3.1.2.b <i>Les roches plutoniques</i>	
3.1.2.c <i>Géochimie et datations</i>	
3.1.3 Paléogéographie : la place des Beni Bou Ifrouer dans le Rif oriental.....	p.71
3.1.4 Evolution tectonique du massif des Beni Bou Ifrouer.....	p.73
3.1.4.a <i>Modèle tectonique de KERCHAOUI (1994)</i>	
3.1.4.b <i>Intégration du modèle tectonique de KERCHAOUI (1994) dans le Rif oriental</i>	
3.1.4.c <i>Un autre modèle : la résurgence caldeirique de EL BAKKALI et al. (2001)</i>	
3.2 Les minéralisations des Beni Bou Ifrouer.....	p.78
3.2.1 Exploration et exploitation – chiffres de production.....	p.78
3.2.2 Typologie des minéralisations.....	p.79

3.2.3 Morphologie et structures des gisements.....	p.79
3.2.4 Métasomatose et minéralogie.....	p.80
3.2.5 Considérations métallogéniques.....	p.84
3.2.5.a Bilan géochimique quantitatif	
3.2.5.b Evolution du fluide hydrothermal : l'apport des inclusions fluides	
3.2.5.c Les études isotopiques	
3.2.5.d Datations	
3.2.6 Hypothèses génétiques pour les minéralisations à Fe.....	p.89
3.2.7 Les minéralisations périphériques à Pb-Ba de Afra.....	p.91

Chapitre 4 – Les gisements de type skarn

4.1 Les skarns : terminologie et classifications.....	p.93
4.1.1 Entre métamorphisme et métasomatisme, la place de la skarnification.....	p.93
4.1.2 Les différents types de skarns.....	p.94
4.1.3 Des classifications multiples.....	p.94
4.2 Carte d'identité des skarns.....	p.96
4.2.1 Traits morphologiques.....	p.96
4.2.2 Minéralogie.....	p.98
4.3 Conditions de genèse.....	p.100
4.3.1 Environnement de mise en place.....	p.100
4.3.1.a Pétrogenèse des intrusions	
4.3.1.b Lithologie des encaissants	
4.3.1.c Contexte tectonique des gisements de type skarn	
4.3.2 Conditions P-T-X du processus de skarnification.....	p.103
4.3.2.a Détermination des conditions P-T-X	
4.3.2.b La pression	
4.3.2.c La température	
4.3.2.d Les conditions chimiques	
4.4 Exploration des gisements de type skarn.....	p.107

Chapitre 5 – Problématiques du travail de recherche

5.1 Echelle 1 : les gisements – étude et comparaisons.....	p.111
5.2 Echelle 2 : intégration à l'échelle locale du massif.....	p.112
5.3 Echelle 3 : intégration à l'échelle régionale – Rif oriental et Méditerranée occidentale	p.112

Chapitre 6 – Le gisement de Ouiksane

6.1 Géométrie et structures du gisement de Ouiksane.....	p.120
6.1.1 Travaux historiques et réinterprétations proposées.....	p.120
6.1.2 Arguments de terrain pour les documents proposés.....	p.124
6.1.2.a <i>Les failles normales, éléments structurants majeurs du gisement de Ouiksane</i>	
6.1.2.b <i>Expressions de la minéralisation</i>	
6.1.3 Interprétation de la structure du gisement de Ouiksane.....	p.131
6.2 Paragenèse de Ouiksane.....	p.133
6.2.1 La phase prograde.....	p.133
6.2.2 La minéralisation.....	p.135
6.2.3 La phase rétrograde.....	p.137

Chapitre 7 – La bande minéralisée de Axara

7.1 Géométrie et structures du gisement de Axara.....	p.139
7.1.1 Travaux historiques et réinterprétations structurales.....	p.139
7.1.2 Observations de terrain.....	p.141
7.1.2.a <i>Expressions du magmatisme et de la minéralisation</i>	
7.1.2.b <i>Structures</i>	
7.1.3 Interprétations.....	p.143
7.2 Paragenèse de la bande minéralisée de Axara.....	p.145
7.2.1 La phase prograde.....	p.145
7.2.2 La minéralisation.....	p.148
7.2.3 La phase rétrograde.....	p.148

Chapitre 8 – La bande minéralisée de Setolazar-Bokoya

8.1 Géométrie et structures de la bande minéralisée de Setolazar-Bokoya.....	p.152
8.1.1 Travaux historiques et coupe proposée.....	p.152
8.1.2 Observations de terrain.....	p.152
8.1.2.a <i>Expressions de la minéralisation</i>	

8.1.2.b <i>Perturbations ultérieures</i>	
8.1.3 Interprétation de la structure du gisement de Setolazar-Bokoya.....	p.156
8.2 Paragenèse de la bande minéralisée de Setolazar-Bokoya.....	p.157
8.2.1 La phase prograde.....	p.157
8.2.2 La minéralisation.....	p.160
8.2.3 La phase rétrograde.....	p.160

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d’un même évènement minéralisateur ?

9.1 Minéralogie comparée des trois gisements.....	p.161
9.1.1 Minéralogie des silicates anhydres progrades.....	p.162
9.1.1.a <i>Les pyroxènes</i>	
9.1.1.b <i>Les grenats</i>	
9.1.2 Minéralogie des minéraux métalliques.....	p.166
9.1.2.a <i>La magnétite</i>	
9.1.2.b <i>Pyrite et pyrrhotite</i>	
9.1.3 Minéralogie de la phase rétrograde.....	p.170
9.1.3.a <i>La chlorite</i>	
9.1.3.b <i>La phlogopite – datations ⁴⁰Ar-³⁹Ar de la minéralisation</i>	
9.1.3.c <i>L'épidote</i>	
9.2 Approcher la source des métaux : analyses isotopiques du Pb.....	p.176
9.2.1 Préparation des échantillons et méthode analytique.....	p.177
9.2.2 Résultats et implications des compositions isotopiques du Pb.....	p.177
9.3 Le stockwerk, reflet d’un porphyre ?.....	p.179
9.4 Conclusions métallogéniques.....	p.179
9.4.1 Les magnétites et l’origine du Fe.....	p.180
9.4.2 Apports des analyses isotopiques du Pb.....	p.185
9.4.3 Datation de la minéralisation.....	p.185
9.4.4 La question des silicates de terres rares.....	p.185

PARTIE III – Evolution tectono-sédimentaire et magmatique du massif des Beni Bou Ifrou

Chapitre 10 – Apports de terrain à l’étude tectono-sédimentaire des Beni Bou Ifrou

10.1 Eléments de terrain du Domaine Nord.....	p.191
---	-------

10.1.1 Coupe WE entre Ouiksane et Setolazar.....	p.191
10.1.2 La bordure NW du massif.....	p.196
10.2 Eléments de terrain du Domaine Sud.....	p.196
10.2.1 Caractérisation du Miocène moyen, un faciès clé.....	p.199
<i>10.2.1.a Déformation des formations jurassiques</i>	
<i>10.2.1.b Déformation des formations du Miocène moyen</i>	
<i>10.2.1.c Comparaison des deux faciès</i>	
<i>10.2.1.d Sommet de la série Miocène</i>	
10.2.2 La limite Domaine Nord-Domaine Sud.....	p.209
<i>10.2.2.a Site de l'oued Bourdim</i>	
<i>10.2.2.b Site de l'oued Ibekouiene</i>	

Chapitre 11 – Nouvelles contraintes chronologiques pour le massif des Beni Bou Ifrou

11.1 Evaluation géochimique et géochronologique du modèle en arbre de Noël.....	p.217
11.1.1 Résumé des descriptions pétrographiques.....	p.217
11.1.2 Géochimie.....	p.218
<i>11.1.2.a Validité des analyses</i>	
<i>11.1.2.b Intégration aux données de la littérature</i>	
11.1.3 Distribution des âges du magmatisme.....	p.225
<i>11.1.3.a Datations ^{40}Ar-^{39}Ar sur biotite</i>	
<i>11.1.3.b Datation U-Pb sur zircon</i>	
<i>11.1.3.c Distribution des âges au sein du massif</i>	
11.1.4 Le modèle en arbre de Noël est-il applicable ?.....	p.230
11.2 Exhumation des Beni Bou Ifrou : un essai de thermochronologie.....	p.231
11.2.1 Séparation des apatites.....	p.231
11.2.2 Résultats.....	p.232
11.3 Fin de la phase paroxysmale d'érosion : l'apport de la biostratigraphie.....	p.233
11.4 Caractérisation de la tectonique fragile tardive : l'apport du paléomagnétisme.....	p.235
11.4.1 Le paléomagnétisme en bref.....	p.235
11.4.2 Stratégie d'échantillonnage.....	p.235
11.4.3 Détermination de la minéralogie magnétique.....	p.236
11.4.4 Mesure de l'aimantation rémanente et résultats.....	p.239

Chapitre 12 – Synthèse, interprétations et construction du modèle

12.1 Apports et hypothèses.....	p.241
12.1.1 La problématique du Miocène moyen.....	p.242
12.1.2 La limite Domaine Nord-Domaine Sud.....	p.242
12.1.3 Activité des failles normales subméridiennes.....	p.243
12.2 Modèle tectono-sédimentaire pour les Beni Bou Ifrour.....	p.244
12.3 Intégration des minéralisations au modèle – implications métallogéniques.....	p.246

PARTIE IV – Les minéralisations des Beni Bou Ifrour, traceurs du contexte géodynamique de Méditerranée occidentale

Chapitre 13 – Intégration des minéralisations des Beni Bou Ifrour : du Rif oriental à la Méditerranée occidentale

13.1 Intégration régionale du massif des Beni Bou Ifrour.....	p.253
13.2 Projet d'article : Migration of Neogene magmatism and associated mineralizations, reflecting slab tearing in the western Mediterranean.....	p.256
Conclusions et perspectives.....	p.273
Références bibliographiques.....	p.276
Annexes.....	p.293

Introduction générale

L'Homme utilise des ressources minérales depuis toujours. Elles constituent en effet l'un des piliers fondateurs de la civilisation humaine. Les noms des premiers âges des hommes ne portent-ils pas des noms de roches et métaux, tels que l'âge de Pierre (- 2.5 Ma), l'âge du Cuivre (- 5000 BC), l'âge du Bronze (- 2600 BC), ou encore l'âge du Fer (- 900 BC) ?

L'Homme utilise les ressources minérales dans tous les domaines. L'appellation « ressources minérales » regroupe ainsi à la fois les ressources énergétiques (pétrole, charbon, gaz, uranium...), les métaux (fer, aluminium, cuivre...), les matériaux de construction (sables, graviers, argiles...), les minéraux industriels (silice, kaolin, gypse, talc...) et les pierres précieuses. Bien que relativement invisibles à nos yeux, elles sont omniprésentes et émaillent notre quotidien ; si l'on excepte le bois, elles fournissent l'essentiel des matériaux bruts et transformés qui nous sont nécessaires, de l'habitat à l'électronique des outils de travail modernes.

L'Homme utilise de plus en plus de ressources minérales. Ainsi en une vie, le citoyen d'un pays industrialisé moyen consomme entre autre : environ 350 kg de Pb et de Zn, 660 kg de Cu, 1630 kg d'Al, 12043 kg d'argile, 12797 kg de sel, 14833 kg de Fe, 561603 kg de sable, et plus de 250 t équivalent pétrole (JEBRAK & MARCOUX, 2008). Or, la population de notre planète est en croissance perpétuelle et accélérée. En conséquence, le développement des pays émergents et les besoins maintenus des pays développés pèsent conjointement sur la consommation en ressources minérales qui explose. Celles-ci, de fait, sont devenues stratégiques et constituent désormais un enjeu à la fois économique et géopolitique dans nos sociétés mondialisées.

Alors que la demande en ressources minérales est si importante, et en attendant les avancées techniques qui permettront de résoudre les limitations actuelles (capacités extractives, recyclage, impacts environnementaux...), l'approvisionnement en matières premières ces prochaines années reposera essentiellement sur la découverte de nouveaux gisements. L'exploration minière est donc plus que jamais d'actualité. A mesure que les concentrations minérales se font de plus en plus discrètes – les gisements géants sont probablement tous découverts à l'heure actuelle –, celle-ci s'appuie plus fortement sur les innovations conceptuelles apportées par la métallogénie.

Les minéralisations ne sont effectivement pas le fruit du hasard : elles sont intimement liées au contexte géodynamique, qui lui-même résulte de la tectonique des plaques. Celle-ci évolue de façon répétée au gré des cycles de Wilson, qui depuis le Protérozoïque supérieur se déroulent de la naissance des océans à leur disparition sur des périodes allant de 200 à 500 Ma : (1) rupture, (2) océan immature, (3) océan avancé, (4) convergence, (5) collision et hypercollision. Chaque étape de ces cycles génère un ensemble d'évènements géologiques à leur tour responsables des processus capables de concentrer les ressources minérales sous forme de minerai exploitable.

Comprendre ces processus, c'est comprendre comment se forment les gisements découverts et ainsi disposer d'autant d'indices pour en trouver d'autres. Mais si la métallogénie de ces dernières années a fait des progrès considérables dans la compréhension des processus minéralisateurs (le fameux triptyque Source-Transport-Dépôt), le lien entre la géodynamique et la genèse des gisements reste encore souvent approximatif. L'intégration tectonique des gisements est en effet souvent délaissée au profit de l'étude des minéralisations et de leurs fluides ; c'est pourtant bien en contexte tectonique ouvert que ces derniers migrent d'autant plus facilement. Par ailleurs, lorsque l'environnement géodynamique est mal compris, l'étude intégrée des minéralisations peut permettre d'opérer un retour sur celui-ci pour mieux le contraindre.

Cette thèse s'inscrit dans cette optique : les minéralisations ferrifères du massif des Beni Bou Ifrou (Rif oriental, Maroc) y sont étudiées préférentiellement dans une optique d'intégration dans le contexte géodynamique de la Méditerranée occidentale, plutôt que du point de vue processus.

La **Partie I** rassemble les connaissances existantes sur le contexte géodynamique de Méditerranée occidentale, les descriptions lithologiques du Rif et l'évolution tectono-sédimentaire et magmatique du massif des Beni Bou Ifrou. La synthèse de la littérature sur les minéralisations et un rappel sur le modèle métallogénique des skarns y sont également présents. Les problématiques de ce travail sont exposées à l'issue de cette partie.

La **Partie II** présente les données de terrain et les données microscopiques que nous avons recueillies sur les gisements des Beni Bou Ifrou. Pour chacun d'eux, nous proposons une interprétation de la géométrie et la séquence paragenétique du minerai et de ses minéraux associés. Cette partie apporte en outre des compléments à l'étude métallogénique de ces gisements, sous la forme de comparaisons minéralogiques et d'investigations géochimiques et isotopiques. Ceci se fait dans le souci d'intégrer les minéralisations au sein du massif, dans l'optique de les comparer à terme à d'autres gisements de Méditerranée occidentale.

La **Partie III** est consacrée aux nouveaux éléments apportés pour la compréhension de l'évolution tectono-sédimentaire et magmatique du massif en lui-même, que ce soit des apports de terrain ou des contraintes géochronologiques. Il y est proposé un modèle d'évolution tectono-magmatique et sédimentaire du massif des Beni Bou Ifrou qui intègre les minéralisations.

La **Partie IV** conclut ce travail : notre modèle est lui-même intégré à l'échelle régionale, d'abord au sein du Rif oriental. Enfin, l'analyse de la distribution des minéralisations, couplée à celle des manifestations magmatiques, nous permet d'apporter de nouvelles contraintes sur le contexte géodynamique de Méditerranée occidentale.

Partie I

**De la Méditerranée occidentale au
massif des Beni Bou Ifrou –
Contexte général des minéralisations
et problématiques**

Comprendre un système minéral dans sa complexité métallogénique, et ce afin de l'utiliser en tant que traceur des processus géodynamiques qui ont affecté un segment orogénique, requiert une approche à la fois pluridisciplinaire et multi-échelles. Cette première partie, dédiée à la littérature, rassemble les connaissances concernant les différents ensembles géologiques impliqués dans ce changement d'échelle majeur depuis les gisements *s.s.* jusqu'à l'ensemble de l'Ouest méditerranéen. Elle se compose de quatre chapitres, à l'issue desquels les problématiques et les modalités du travail de recherche seront exposées et explicitées :

Chapitre 1 : La Méditerranée occidentale actuelle, résultat de la convergence Afrique-Eurasie

Chapitre 2 : Du Rif *s.l.* au Rif oriental : description des unités lithologiques

Chapitre 3 : Le massif des Beni Bou Ifrou et ses minéralisations ferrifères

Chapitre 4 : Les gisements de type skarn

Chapitre 5 : Problématiques du travail de recherche

La Méditerranée occidentale actuelle, résultat de la convergence Afrique-Eurasie

Le relief de la Méditerranée actuelle est marqué par de nombreuses chaînes formées lors de l'orogénèse alpine. De fait, la Méditerranée est une zone géologiquement jeune (< 35 Ma), partagée en de vastes domaines orogéniques qui résultent de la fermeture de l'océan téthysien et de la convergence subséquente initiée au Crétacé entre l'Afrique et l'Eurasie (DERCOURT *et al.*, 1986 ; DEWEY *et al.*, 1989).

Ce premier chapitre rapporte comment cette convergence a défini les traits géologiques (structures, magmatisme...) de la mer Méditerranée telle qu'elle se présente aujourd'hui. Après un bref rappel de l'évolution de l'ensemble du domaine méditerranéen, nous nous attacherons plus particulièrement à sa partie la plus occidentale, la mer d'Alboran et ses littoraux espagnol et marocain.

1.1 La convergence Afrique-Eurasie, chronique d'une collision différentielle

Le domaine méditerranéen doit sa configuration actuelle et sa géodynamique complexe à la convergence entre les plaques Afrique, Eurasie et autres microplaques, imputée à l'ouverture de l'océan Atlantique suite au démantèlement de la Pangée lors du dernier cycle de Wilson (Figure 1.1 A). En effet, l'ouverture de l'océan nord atlantique au Crétacé inférieur (Figure 1.1 B) provoque d'abord le déplacement vers l'Est de l'Ibérie et sa rotation antihoraire. Puis, alors que l'océan sud atlantique s'ouvre à son tour au Crétacé supérieur (Figure 1.1 C), la plaque africaine cesse sa translation parallèle à la limite avec la plaque eurasiennne pour converger vers cette dernière. Ce mouvement relatif général de l'Afrique vers une Eurasie stable (par convention) s'exprime par une rotation antihoraire dont le pôle se situe au large de l'Afrique de l'Ouest, au niveau des îles Canaries. Les reconstructions cinématiques remontant jusqu'à l'Oligocène (35 Ma) indiquent un mouvement convergent globalement orienté NS (DEWEY *et al.*, 1989 ; Figure 1.2).

La configuration de la Téthys alpine, océan étroit intercalé entre les plaques africaine et eurasiennne (Figure 1.1 B), a favorisé la collision différentielle qui affecte la mer Méditerranée d'Ouest en Est à partir de 30-35 Ma (JOLIVET & FACCENNA, 2000). Actuellement, le domaine occidental en est déjà au stade final de l'orogénèse, voire de l'extension post-collision, tandis que le domaine oriental subit toujours la subduction.

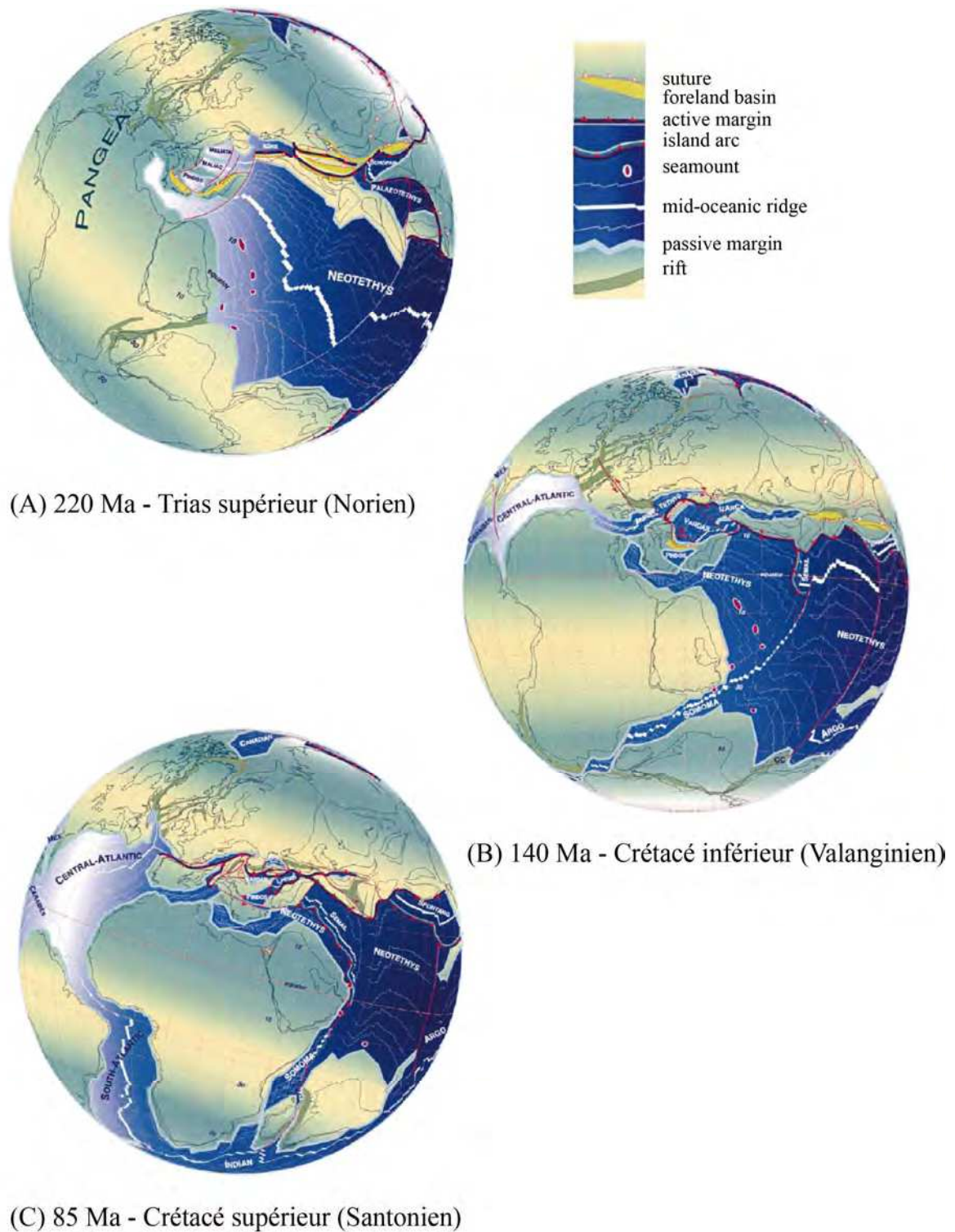


Figure 1.1 : reconstitution de l'évolution des plaques tectoniques au Mésozoïque (d'après STAMPFLI & BOREL, 2002). (A) Dernier stade de la Pangée au Trias supérieur ; (B) Ouverture imminente de l'océan nord atlantique au Crétacé inférieur ; (C) Océan sud atlantique en expansion au Crétacé supérieur.

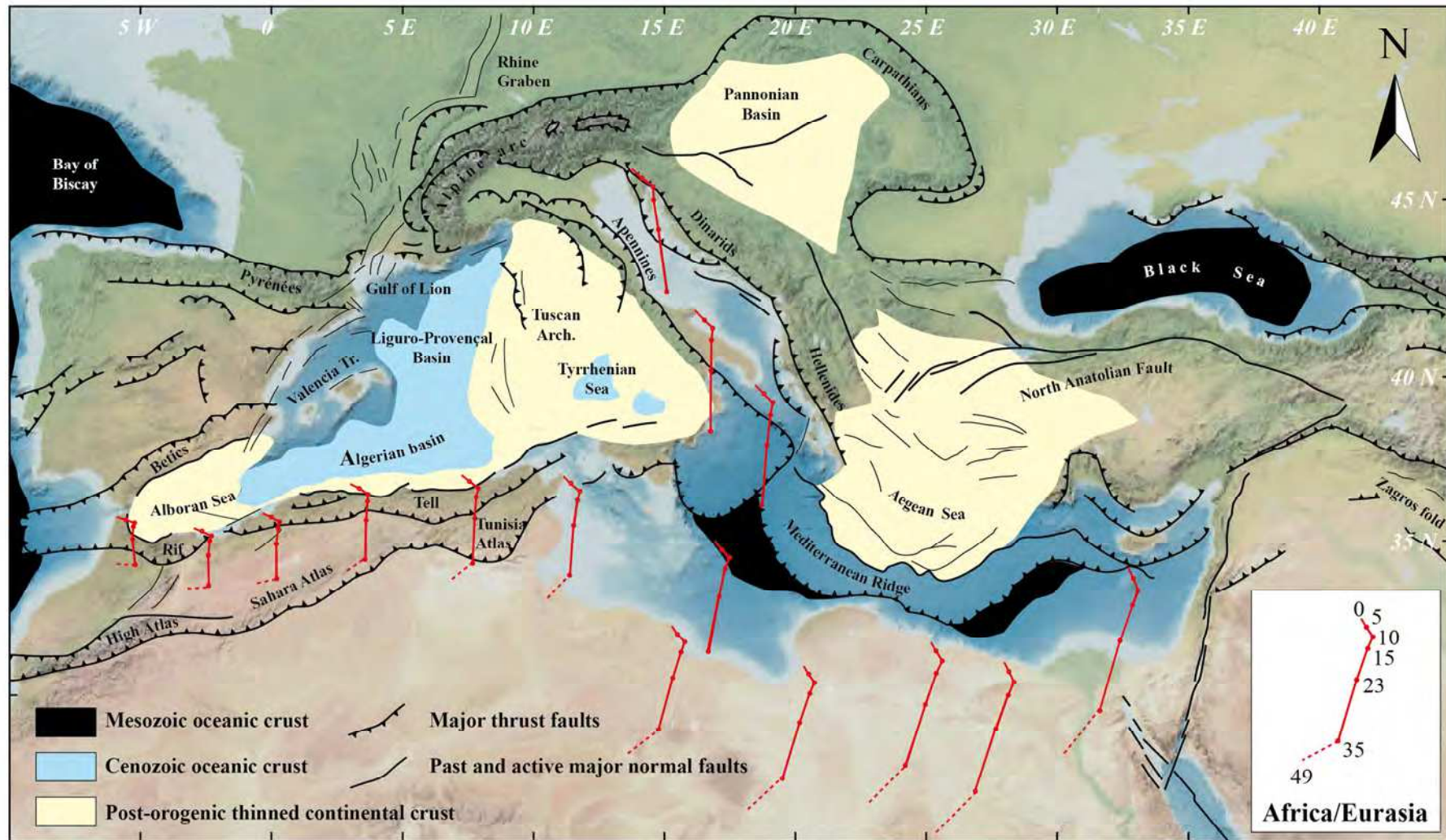


Figure 1.2 : carte tectonique de la mer Méditerranée, affichant les principales chaînes de montagne, domaines crustaux et le déplacement de l’Afrique vers l’Europe de 50 Ma à nos jours (modifiée d’après JOLIVET *et al.*, 2006).

1.1.1 Chaînes et bassins de Méditerranée occidentale : de la subduction à la collision

Au niveau de la Méditerranée occidentale et centrale, la convergence a produit l'édification de deux ceintures majeures, respectivement les Alpes-Bétiques sur le segment septentrional de la mer Méditerranée, et les Apennins-Maghrébides sur son segment méridional. Ces deux ceintures se sont développées de façon diachrone au Cénozoïque. En effet, si la chaîne alpine *s.l.* débute sa phase de subduction dès le Crétacé inférieur, la chaîne apennine *s.l.* ne la commence que lorsque la première en est déjà au stade de la collision intercontinents (*ca* 45-50 Ma).

Un changement important de la cinématique se produit à l'Eocène terminal (30-35 Ma), alors que le mouvement absolu de l'Afrique se réduit de moitié à la collision des deux plaques (JOLIVET & FACCENNA, 2000). Un bloc regroupant les microplaques d'Alboran, du massif des Kabylies, des monts Peloritains et de Calabre (AlKaPeCa, défini par BOUILLIN *et al.*, 1986 ; [Figure 1.3](#)), se déplace depuis l'Est et entre en collision avec la plaque ibérique.

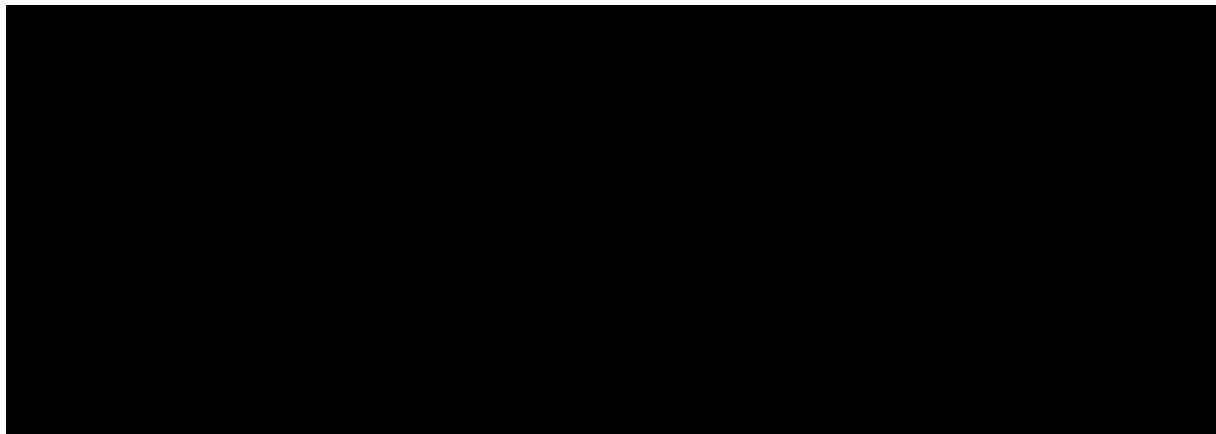


Figure 1.3 : évolution tectonique schématisée de la position des microplaques d'Alboran (Al), de Grande Kabylie (Ka₁), de Petite Kabylie (Ka₂), des monts Peloritains (Pe) et de Calabre (Ca) : de (A) l'Oligocène supérieur-Miocène précoce au (B) tardi-Miocène (LUSTRINO *et al.*, 2011).

La Téthys alpine entre en subduction sous la future chaîne Apennins-Maghrébides immédiatement après, ce qui varie selon les auteurs du Crétacé supérieur à l'Oligocène supérieur (FACCENNA *et al.*, 1997 ; DOGLIONI *et al.*, 1999b ; LUSTRINO *et al.*, 2009 ; [Figure 1.4 A](#)). Vers 30 Ma, l'extension d'arrière-arc débute dans le bassin Liguro-Provençal, accompagnée de son cortège de manifestations volcaniques calco-alkalines (FACCENNA *et al.*, 2004). Celle-ci se propage ensuite vers le SW jusqu'en Alboran. Dans le même temps le front de subduction recule (DEWEY *et al.*, 1989 ; LONERGAN & WHITE, 1997 ; JOLIVET & FACCENNA, 2000 ; ROSENBAUM *et al.*, 2002 ; FACCENNA *et al.*, 2004) et une première croûte océanique se forme dans le bassin Liguro-Provençal, esquissant une proto-Méditerranée occidentale ([Figure 1.4 B](#)). Ce retrait du front de subduction marque une rotation horaire dans sa partie occidentale ($\approx 10^\circ$ pour les Baléares) et antihoraire dans sa partie orientale ($\approx 45-60^\circ$ pour la Corse-Sardaigne) selon un pôle situé approximativement au niveau du golfe de Gênes (SPAKMAN & WORTEL, 2004 ; GATTACCECA *et al.*, 2007). La migration opposée des arcs de Calabre et de Gibraltar vers le SE et le SW (respectivement) crée finalement les deux autres bassins majeurs de la Méditerranée occidentale, la mer Tyrrhénienne à l'Est et la mer

d'Alboran à l'Ouest. L'extension cesse en Alboran vers 7-8 Ma (FACCENNA *et al.*, 2004 ; Figure 1.4 C) et la subduction n'est aujourd'hui plus active qu'au niveau de la chaîne des Apennins où elle décline à son tour (Figure 1.4 D).

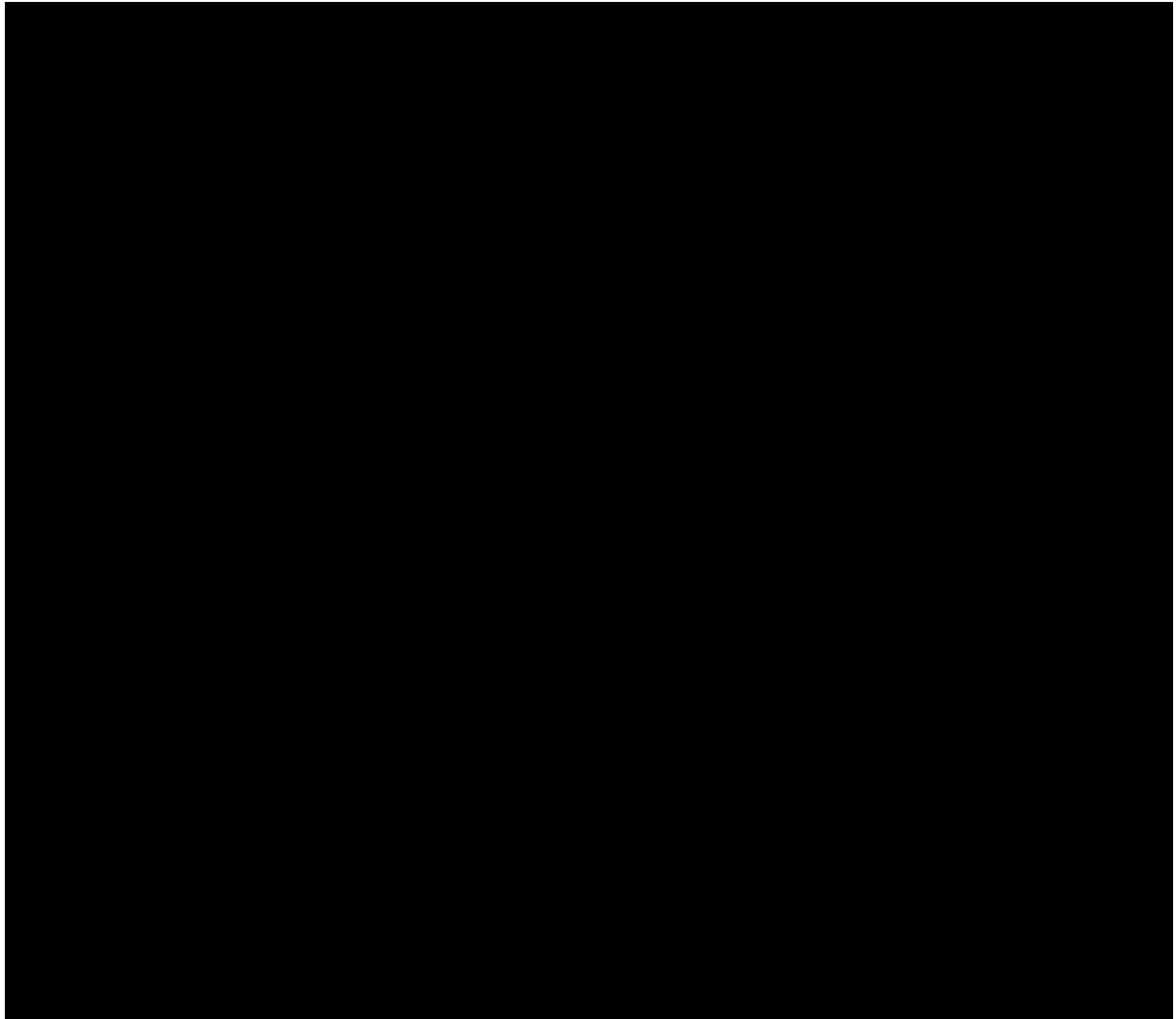


Figure 1.4 : reconstruction de l'évolution de la Méditerranée occidentale (FACCENNA *et al.*, 2004). (A) Subduction de la chaîne Apennins-Maghrébides vers le NW ; (B) Recul du front de subduction, ouverture du bassin Liguro-Provençal et migration opposée des arcs de Gibraltar vers l'Ouest et de Calabre vers l'Est ; (C) Fin de l'extension dans la partie occidentale ; (D) La subduction n'est aujourd'hui plus active que dans la chaîne des Apennins.

BILLI *et al.* (2011) résumant l'évolution fini-cénozoïque de la Méditerranée occidentale à un cycle de Wilson de petite échelle : (1) une subduction vers le Nord de la plaque africaine depuis 35 Ma, produisant de l'extension en arrière-arc ; (2) à partir de 15 Ma, l'arrêt de la subduction se propage depuis l'Ouest (mer d'Alboran) vers l'Est (mer Tyrrhénienne) le long de la frontière de plaques ; (3) vers 8-10 Ma, la déformation compressive est de nouveau enregistrée d'Ouest en Est en domaine d'arrière-arc, ce qui conduit à l'inversion tectonique des bassins formés durant la période d'extension ; (4) la subduction des anciens domaines d'arrière-arc devient désormais possible.

1.1.2 La Crise de Salinité Messinienne

Si la convergence entre les plaques Afrique et Eurasie est à l'origine de la formation du domaine méditerranéen, elle contribue également à le clore progressivement. De fait, la Méditerranée a déjà connu un épisode d'isolement qui a conduit vers 6 Ma à son assèchement total. Connue sous le nom de Crise de Salinité Messinienne, cette crise environnementale majeure résulte de la fermeture des connections entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranée au niveau de l'arc de Gibraltar. Elle sert de niveau-repère dans la chronologie récente du domaine méditerranéen. En effet, l'évaporation intense a occasionné le dépôt d'une importante couche d'évaporites dans les bassins profonds et marginaux (Figure 1.5) et produit une surface d'érosion marquée sur tout le pourtour méditerranéen.

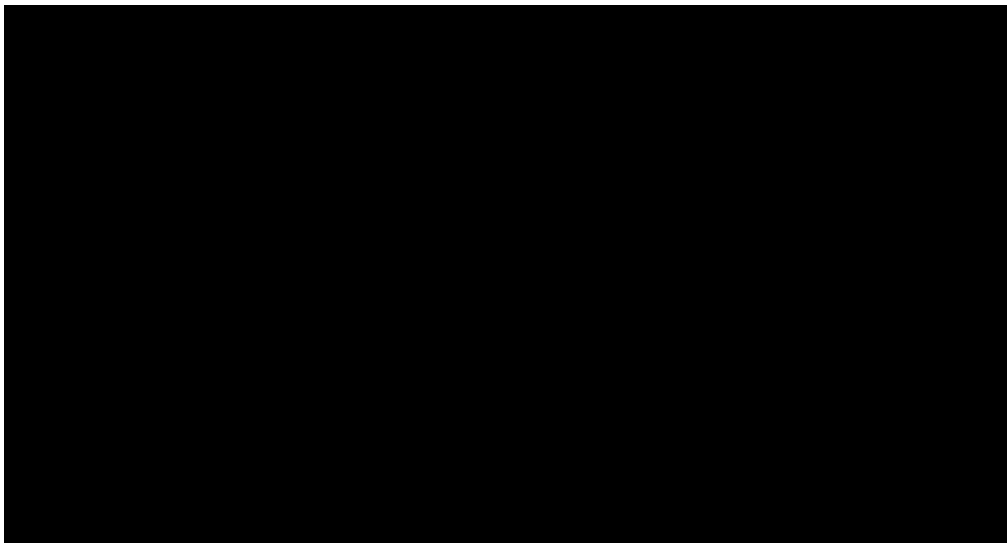


Figure 1.5 : distribution des évaporites messiniennes dans les bassins méditerranéens (ROUCHY & CARUSO, 2006).

La Crise de Salinité Messinienne fait l'objet de nombreux débats quant à son commencement, sa durée et ses modalités. Nous nous contenterons ici de présenter les trois stades d'évolution proposés par le consensus du CIESM (2008) :

(1) de 5,96 à 5,6 Ma, début de la crise et première phase évaporitique. Synchrones sur l'ensemble de la Méditerranée, cette première phase ne s'exprime cependant que dans les environnements peu profonds tels que les bassins marginaux. Des alternances de gypse et de marnes y forment des dépôts d'une quinzaine de cycles, témoignant de changements périodiques de salinité. La baisse de niveau marin n'est toutefois pas substantielle et la séquence marque vers le haut un retour global à des profondeurs d'eau moindres ;

(2) de 5,6 à 5,55 Ma, apogée de la Crise de Salinité Messinienne. La réduction des échanges entre l'Atlantique et la Méditerranée, probablement occasionnée par l'action conjointe de la tectonique et de changements climatiques, provoque une chute drastique du niveau marin. L'importante érosion qui en découle incise profondément le littoral et affecte les bassins évaporitiques formés lors de la première étape. Dans les bassins abyssaux, une importante couche d'évaporites (halite et potasse) se dépose au-dessus du gypse resédimenté ;

(3) de 5,55 à 5,33 Ma, dépôt des évaporites supérieures et *Lago Mare*. Les dépôts antérieurs sont recouverts d'abord par du gypse de formation plus superficielle, puis par plusieurs événements discrets d'évaporites d'eau douce, reconnus sous l'appellation de *Lago Mare*. La base du Zancéen (et donc du Pliocène) marque le retour à des conditions de pleine mer vers 5,33 Ma, suite à un ennoiment brutal lié à la réouverture du détroit de Gibraltar.

1.2 Structure géologique profonde de l'orogène bético-rifain

Terminaison occidentale des chaînes alpines méditerranéennes, l'arc de Gibraltar voit, de par sa position aux limites des plaques Afrique et Eurasie, se confronter à la fois l'édification orogénique et son effondrement. L'association de ces deux processus opposés dessine une structure en empilement de nappes qui, depuis la mer d'Alboran, se chevauchent et se déversent sur les littoraux espagnols et marocains pour former respectivement les Cordillères Bétiques et le Rif (ANDRIEUX, 1971). L'arc bético-rifain forme ainsi un ensemble étroit mais relativement symétrique où l'on retrouve du cœur vers la périphérie les caractères classiques d'un orogène : des zones internes métamorphiques (le domaine d'Alboran) qui chevauchent des zones externes peu métamorphiques, elles-mêmes charriées sur un socle pré-structuré à l'Hercynien (Figure 1.6).

Le détail des formations lithologiques sera abordé plus loin dans le Chapitre 2 ; nous nous intéresserons ici plutôt aux éléments de structure d'ordre lithosphérique. En effet, si la limite entre les plaques africaine et ibérique est marquée sur son côté atlantique par la faille transformante dextre Açores-Gibraltar (MCCLUSKY *et al.*, 2003), la frontière méditerranéenne entre ces deux dernières est moins évidente. Les reconstitutions de la structure profonde de la mer d'Alboran s'appuient à la fois sur les données, nombreuses, de sismicité et de tomographie sismique.

En mer d'Alboran, la large répartition d'une sismicité diffuse présente une structure complexe (BUFORN *et al.*, 2004, et références incluses). Ainsi l'analyse des mécanismes au foyer des séismes peu profonds (< 40 km) traduit des mouvements décrochants, inverses ou normaux liés à la tectonique fragile active qui s'opère en surface. La sismicité intermédiaire (40 à 150 km) se répartit sur une bande méridienne étroite (50 km) à l'Ouest de la mer d'Alboran. Elle présente des axes de tension subverticaux et est interprétée par BUFORN *et al.* (2004) comme le reflet d'un panneau subvertical plongeant vers l'Est sous la mer d'Alboran. Enfin, les séismes très profonds (> 600 km) pourraient être selon les auteurs l'expression d'un fragment de lithosphère froide détaché en profondeur. L'ensemble reflète à la fois l'action de la convergence de l'Afrique et de l'Eurasie et une extension horizontale orientée en EW au niveau de la mer d'Alboran (Figure 1.7).

Une anomalie de vitesse positive, imagée lors d'études de tomographie sismique menées en mer d'Alboran (Figure 1.8), semble confirmer la présence d'un panneau plongeant activement vers l'Est sous l'arc de Gibraltar (GUTSCHER *et al.*, 2002 ; SPAKMAN & WORTEL, 2004).

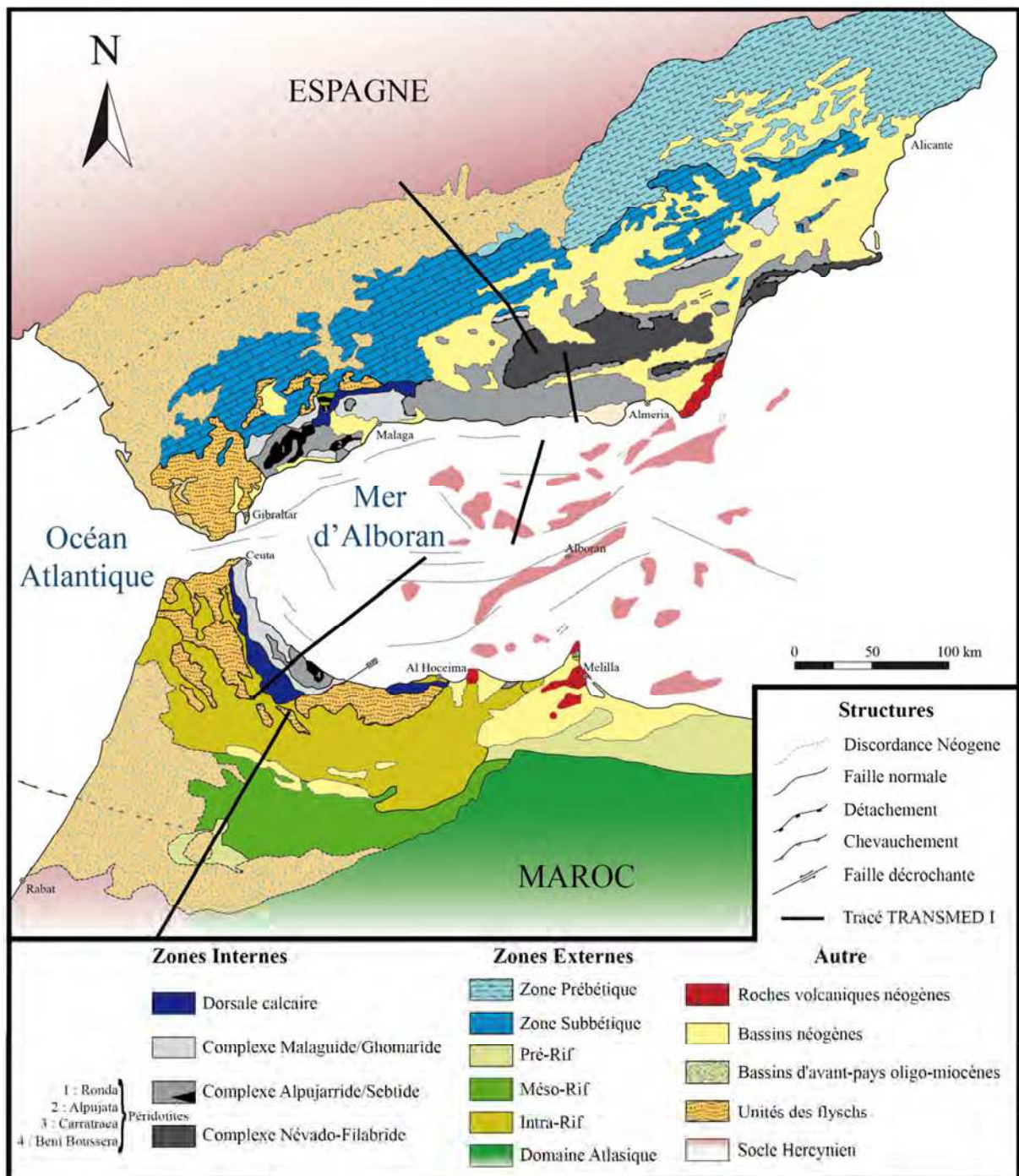


Figure 1.6 : carte des unités tectoniques de l'arc bético-rifain (modifiée d'après DO COUTO, 2014).

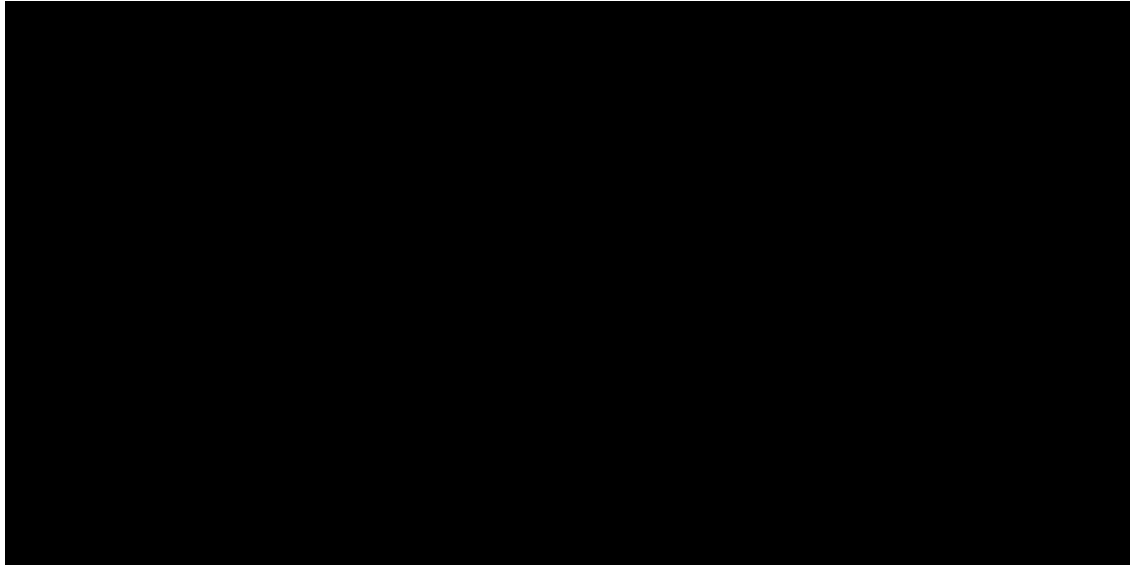


Figure 1.7 : schéma séismotectonique pour la région Ibérie-Afrique (BUFORN *et al.*, 2004). Les séismes superficiels sont gris foncés, les séismes intermédiaires gris clairs. Les flèches indiquent le régime de contrainte en surface, déduit d'après les mécanismes au foyer des séismes.

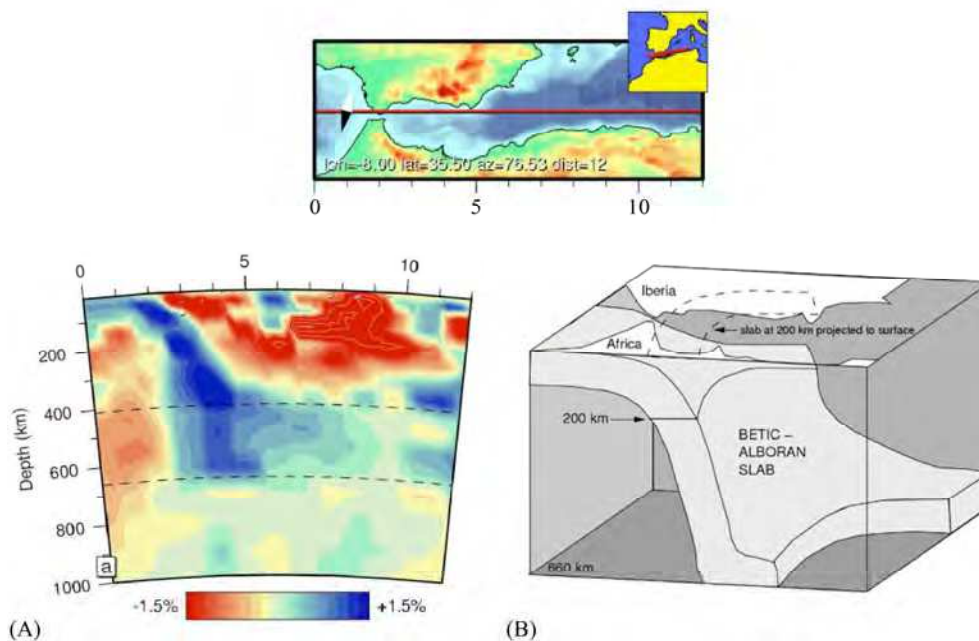


Figure 1.8 : imagerie de tomographie sismique sur un transect EW de la mer d'Alboran et du bassin algérien (SPAKMAN & WORTEL, 2004). (A) Coupe des premiers 1000 km du manteau ; (B) Interprétation de la géométrie 3D de la structure présente sous la mer d'Alboran.

Le programme TRANSMED I (FRIZON DE LAMOTTE *et al.*, 2004) a été réalisé dans le but d'appréhender la structure géologique globale de la mer d'Alboran le long d'un transect NS qui part du bloc ibérique pour rejoindre le domaine saharien marocain (Figure 1.6). La combinaison des données de la littérature et des modélisations réalisées permettent de dessiner l'allure des structures lithosphériques sous l'arc bético-rifain (Figure 1.9).

Le Moho s'avère ainsi presque plat à 32-34 km de profondeur sous la partie nord du transect. Il s'approfondit légèrement (38 km) à la limite entre les zones externes et internes des Cordillères Bétiques, avant de s'amincir presque de moitié sur le littoral andalous (jusqu'à 16 km sous la mer d'Alboran). De façon symétrique, la profondeur du Moho augmente de nouveau en arrivant au littoral marocain, passant rapidement de 18 à 32 km. Il reste ensuite plat à environ 35 km de profondeur, et ce jusque sous la Meseta marocaine.

Si la base de la lithosphère se trouve à 140 km environ sous les Bétiques, sa profondeur est drastiquement réduite au niveau de la mer d'Alboran sous laquelle elle atteint un grand maximum de 50 km. A mesure que l'on évolue vers le littoral marocain, la profondeur de la base de la lithosphère augmente de nouveau, marquant un fort épaissement de cette dernière sous le Rif et son avant-pays (jusqu'à 180 km). Au sud du Rif, la base de la lithosphère remonte progressivement pour atteindre 70 km sous le Haut-Atlas.

Il existe donc de grandes variations d'épaisseur dans la croûte et le manteau. A la lumière de ce transect, FRIZON DE LAMOTTE *et al.* (2004) mettent en évidence que les Bétiques et le Rif disposent d'une faible racine orogénique et d'une lithosphère amincie pour des systèmes orogéniques encore actifs récemment.

1.3 Un autre reflet de la convergence Afrique-Eurasie : le volcanisme trans-Alboran

Tout comme les structures géologiques, l'activité magmatique développée au sein de l'arc bético-rifain est liée au mouvement relatif de l'Afrique et de l'Eurasie, et plus particulièrement à la progression de la subduction. Si de discrets événements se sont produits dès le Paléocène, c'est au Miocène que s'est développé l'essentiel du magmatisme qui forme aujourd'hui la province magmatique trans-Alboran (Figure 1.10). Cette activité se poursuivait encore récemment par un volcanisme de type intraplaque.

1.3.1 Magmatisme précoce

Si à l'Eocène quelque magmatisme alcalin s'est exprimé localement sur la marge africaine, l'essentiel du magmatisme précoce dans l'évolution de la province est représenté par un champ filonien dans la zone de Malaga (SW Bétiques). Il s'agit de dykes d'andésites basaltiques pour lesquels les datations K-Ar et $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ donnent deux groupes d'âges (TORRES-ROLDAN *et al.*, 1986 ; TURNER *et al.*, 1999 ; DUGGEN *et al.*, 2004) : (1) 30-38 Ma, correspondant à la mise en place des dykes, et (2) 17.4-19.8 Ma, interprétés comme la remise à zéro du système K-Ar par chauffage suite à l'empilement des Malaguides qui débute vers 28 Ma. Ce champ filonien est considéré comme l'expression d'un contexte en extension associé au processus de subduction, mais pré-collision (TORRES-ROLDAN *et al.*, 1986 ;

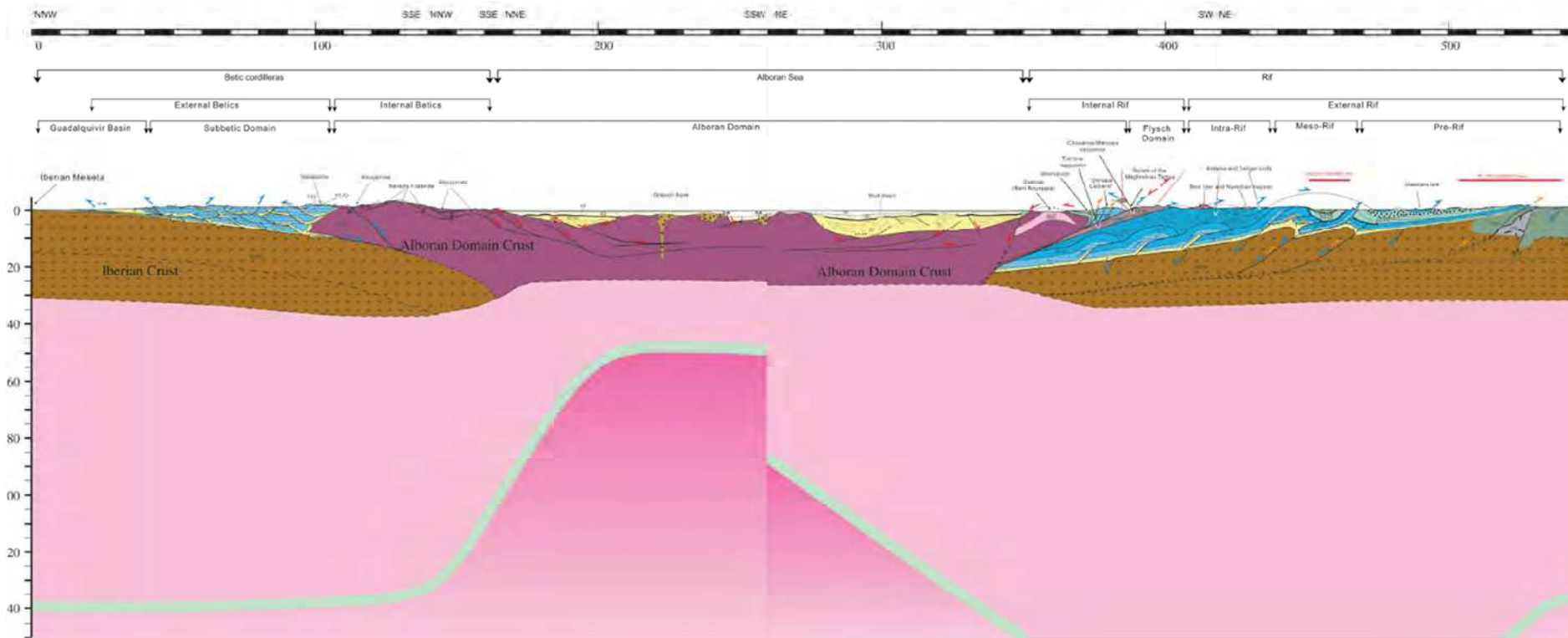


Figure 1.9 : transect NS TRANSMED I illustrant la structure géologique de l’arc bético-rifain (FRIZON DE LAMOTTE *et al.*, 2004). Le tracé du profil est localisé sur la [Figure 1.6](#). Les différents ensembles de la chaîne ici représentés (domaine d’Alboran, flyschs, zones internes et externes des orogènes) seront détaillées pour la partie rifaine dans le Chapitre 2.

DUGGEN *et al.*, 2004), ainsi que le montrent l'extension EW des dykes (orientés N15 à pendage E) et leur géochimie d'affinité tholéiitique.

Quelques roches plutoniques apparaissent également au travers de la province. Ce sont à Mar Menor des dacites à cordiérite (18.5 Ma \pm 1.6 Ma ; DUGGEN *et al.*, 2004), ou encore des leucogranites qui intrudent les massifs ultramafiques de Ronda et de Beni Bousera (19 \pm 0.5 Ma ; ZECK *et al.*, 1989). Ces roches sont attribuées à la fusion partielle d'unités crustales lors du pic thermal de l'empilement de nappes vers 21 Ma.

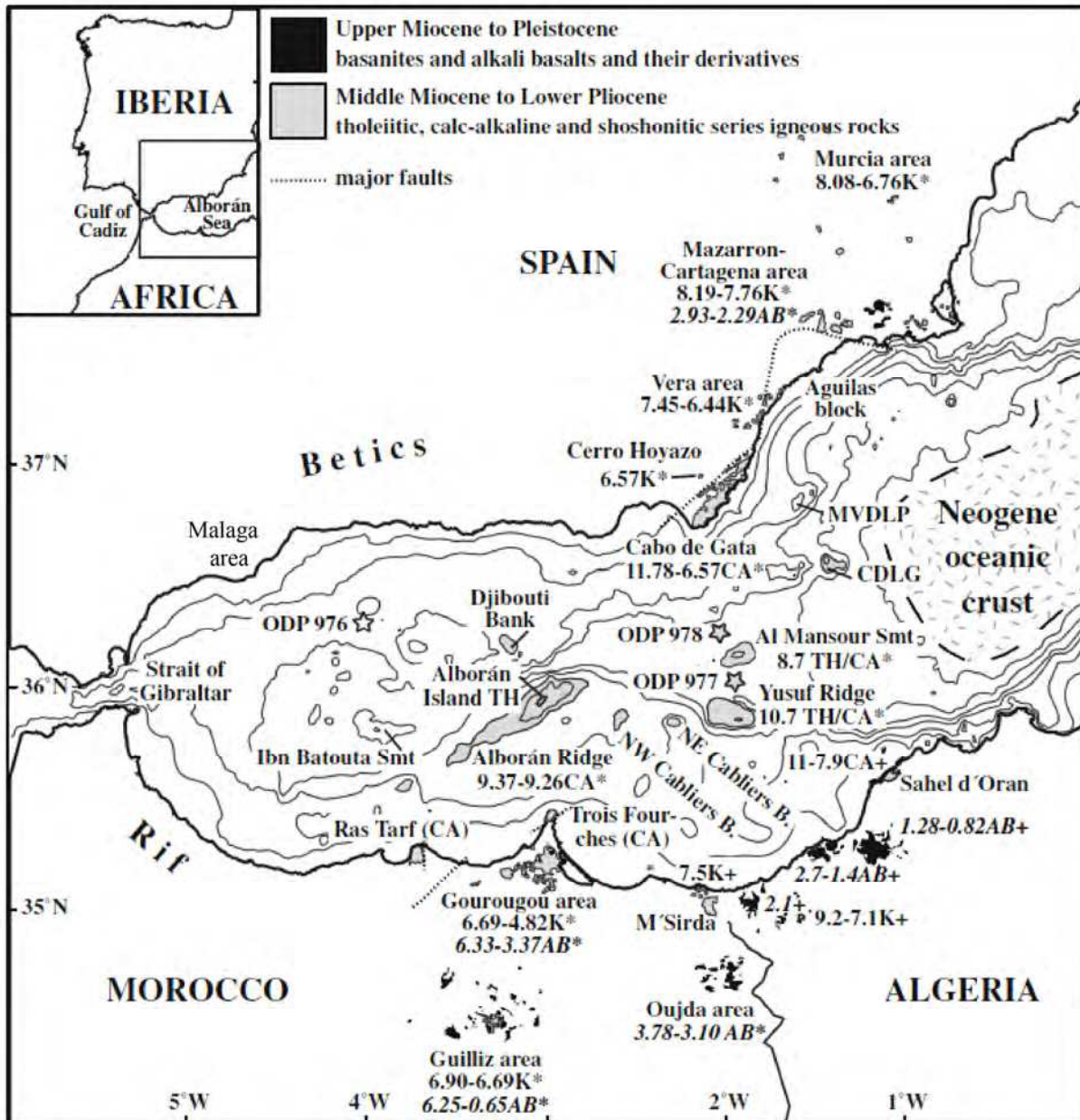


Figure 1.10 : distribution spatio-temporelle du magmatisme néogène en mer d'Alboran (DUGGEN *et al.*, 2008). Abréviations : (AB) basaltes alcalins, basanites et dérivés ; (TH) séries tholéiitiques ; (CA) séries calco-alcalines ; (K) roches ignées riches en K ; (MVDLP) : massif volcanique de la Polacra ; (CDLG) Crête des Gênois.

1.3.2 Le Miocène, apogée de l'activité magmatique orogénique

L'activité magmatique devient volumineuse dans la province trans-Alboran au Miocène, alors que les sommets du Rif et les Bétiques se sont élevés sous l'effet de l'empilement des nappes. Ce magmatisme orogénique est pour l'essentiel constitué de complexes volcaniques andésitiques à rhyolitiques, ainsi que de quelques massifs plutoniques au Sud de l'Espagne et au Nord du Maroc et de l'Algérie. Caractérisé par des signatures géochimiques calco-alkalines typiques des zones supra-subduction, sa composition évolue néanmoins de façon spatiale et temporelle (GILL *et al.*, 2004 ; DUGGEN *et al.*, 2004, 2005, 2008 ; EL BAKKALI *et al.*, 1998 ; LUSTRINO *et al.*, 2011).

1.3.2.a Magmatisme au sein du bassin d'Alboran (Miocène précoce à tardif)

Ce magmatisme est représenté au niveau de la mer d'Alboran actuelle par les îles d'Alboran et d'autres hauts-fonds volcaniques (rides d'Alboran ou de Yusuf, mont sous-marin d'Al Mansour ou bancs de Djibouti et Cabliers...). On en retrouve également sous forme de complexes volcaniques élevés puis érodés au Sud de l'Espagne (Cabo de Gata, Aguilas), au Maroc (Ras Tarf, les Trois Fourches) ou en Algérie (M'Sirda, Sahel d'Oran). Les analyses géochimiques de DUGGEN *et al.* (2004, 2005, 2008) permettent d'y distinguer deux types de laves : (1) les laves appauvries en LREE, et (2) les laves enrichies en ces mêmes LREE.

Les laves appauvries en LREE sont d'affinité tholéiitique et typiques des fronts d'arc, générées par la fusion partielle d'une source mantellique appauvrie en LREE et infiltrée par les fluides aqueux issus de la déshydratation de sédiments marins subductés. Si les laves enrichies en LREE sont plutôt d'affinité calco-alkaline, la genèse de ces magmas demeure plus incertaine et peut résulter (1) d'une contamination crustale du magma appauvri en LREE qui forme les laves centrales, ou (2) de magmas déjà enrichis en LREE, dérivés du manteau et dont la contamination crustale varie lors de leur ascension dans la croûte. Ces deux types de laves dessinent par ailleurs elles-mêmes une zonation géochimique au sein du bassin d'Alboran, les laves appauvries en LREE se trouvant au cœur d'un fer à cheval subparallèle à l'arc bético-rifain qui regroupe les laves enrichies en LREE.

1.3.2.b Magmatisme sur les marges continentales (Miocène tardif à Pliocène précoce)

Sur les marges continentales, l'activité magmatique est représentée par des compositions qui sont toujours d'affinité calco-alkaline mais enrichies en K, voire ultrapotassiques (shoshonites et lamproïtes). En Espagne ce sont les champs volcaniques de Murcia, Cartagena, Vera et Cerro Hoyazo (*ca* 6.3-8.1 Ma) qui sont concernés, au Maroc les complexes du Gourougou et du Guilliz, en Algérie ceux de M'Sirda et de Sahel d'Oran (*ca* 4.8-11 Ma). L'origine de ces magmas a été communément associée à la fusion partielle de manteau lithosphérique sous-continentale, métasomatisé lors d'une subduction miocène ou antérieure (LOUNI-HACINI *et al.*, 1995 ; EL BAKKALI *et al.*, 1998 ; TURNER *et al.*, 1999 ; COULON *et al.*, 2002 ; GILL *et al.*, 2004 ; DUGGEN *et al.*, 2004, 2005, 2008).

1.3.3 Activité magmatique récente

L'activité magmatique en Alboran se termine par la mise en place d'un volcanisme de type intraplaque (0.8-6 Ma) qui fait suite au paroxysme du magmatisme orogénique auquel il est fréquemment associé sur les marges continentales. Ce volcanisme n'est toutefois pas restreint à l'arc bético-rifain puisqu'il se prolonge en NE-SW depuis les îles Canaries (possiblement) jusqu'à l'Anti-Atlas pour former la *Morocco Hot Line* (MICHARD *et al.*, 2008). Les roches de cette ceinture sont des basaltes, basanites, hawaïtes et néphélinites et possèdent des signatures géochimiques alcalines typiques des basaltes de type intra-océanique (OIB) reflétant une source asthénosphérique dépourvue de contamination crustale.

Les différences fondamentales de chimie entre le volcanisme de type subduction du Miocène et l'activité volcanique intraplaque plus récente en Méditerranée occidentale et centrale sont détaillées de façon étendue dans une synthèse de LUSTRINO *et al.* (2011 ; [Table 1.1](#)). Certains complexes comme celui du Gourougou au Maroc illustrent parfaitement l'influence décroissante d'une source de type subduction au profit d'une source de type intraplaque au cours de l'évolution cénozoïque du magmatisme.

1.3.4 Extension à la Marge Maghrébine

Si le Rif fait partie intégrante de l'arc bético-rifain, il n'en est pas moins le prolongement occidental du Tell algérien avec lequel il forme la ceinture des Maghrébides. Cette dernière longe le littoral de la marge nord-africaine de Ras Tarf (Maroc) au massif des Mogods et à l'archipel de la Galite (Tunisie) sur 1200 km de long pour 50 km de large. L'activité magmatique s'y exprime sous la forme de complexes volcano-plutoniques dispersés qui recoupent les empilements de nappes du Tell ([Figure 1.11](#)).



Figure 1.11 : distribution des principaux centres magmatiques néogènes (en rouge) le long de la Marge Maghrébine.

Au Langhien (*ca* 15-16 Ma), l'activité magmatique se concentre en Algérie centrale et orientale où les roches reflètent un magmatisme bimodal généralement potassique (MAURY *et al.*, 2000 ; FOURCADE *et al.*, 2001) ; ce sont des granitoïdes métalumineux à peralumineux avec leur cortège d'andésites et de dacites calco-alcalines. Les roches calco-alcalines dérivent

de la fusion d'un manteau lithosphérique, métasomatisé par les fluides libérés lors d'une subduction antérieure et contaminé variablement lors de son ascension dans la croûte (MAURY *et al.*, 2000). Les modélisations expérimentales de COULON *et al.* (2012) montrent que la contamination d'un magma calco-alkalin « classique » par la croûte inférieure est compatible avec les données géochimiques d'une grande partie du magmatisme calco-alkalin d'Oranie, et par extension de celui qui couvre le Nord de l'Algérie. Les granitoïdes peralumineux auraient été produits lors de l'assimilation de métapélites par des magmas acides à intermédiaires liés à ce magmatisme calco-alkalin (FOURCADE *et al.*, 2001).

Les datations de ces roches révèlent qu'au Serravalien, l'activité magmatique migre vers l'Est (Tunisie, 7-14 Ma) et vers l'Ouest (Oranie et Maroc oriental, 7-12 Ma) où elle est relayée par un magmatisme alcalin dès la fin du Miocène-début du Pliocène (cf. § 1.3.3). La transition graduelle de l'épisode calco-alkalin orogénique au volcanisme alcalin intraplaque s'accompagne aux extrémités de la ceinture par l'émission de laves dites « transitionnelles » (complexes de Nefza à l'Est, de l'Oranie, du Gourougou (péninsule de Melilla-Nador) et du Guilliz à l'Ouest ; MAURY *et al.*, 2000). La signature géochimique de ces laves transitionnelles se distribue entre un pôle calco-alkalin relativement dispersé (ce qui est lié aux variations de contamination crustale) et un pôle alcalin de type OIB. Selon les modélisations expérimentales de COULON *et al.* (2012), cette distribution reflète la fusion d'une zone mantellique composite située à la limite entre la lithosphère (contribution à 65-90 %) et l'asthénosphère.

Enfin, les basaltes alcalins sont typiques d'un magma asthénosphérique. L'existence d'un tel réservoir a d'ailleurs été documentée sous une large partie de la Méditerranée occidentale par HOERNLE *et al.* (1995) et CARMINATI *et al.* (1998a) ; ces auteurs proposent l'existence d'un vaste panache de remontée de manteau plaqué sous la lithosphère et dont les basaltes alcalins récents dériveraient.

1.4 Controverses autour de la formation de l'arc bético-rifain

Dans ce cadre régional où les plaques d'Afrique et d'Eurasie convergent l'une vers l'autre, l'arc bético-rifain et le bassin d'Alboran occupent une place particulière. En effet, les évidences d'extension font l'objet de vifs débats quant au moteur qui pourrait expliquer la coexistence de phénomènes *a priori* incompatibles, compression et extension, au sein d'un domaine étroit. La sismicité, la tomographie sismique, les zonations géochimiques du magmatisme, les structures ou encore le métamorphisme, ce sont tout autant de données qui sont invoquées pour comprendre l'évolution géodynamique de la mer d'Alboran de sa genèse à sa configuration présente.

1.4.1 Les grands modèles d'évolution

A l'heure actuelle, deux grands types de modèles s'opposent sur ces questions. Ils proposent comme moteur (1) le détachement de la racine lithosphérique du domaine d'Alboran, ou (2) le retrait de la zone de subduction.

Les chefs de file du premier grand type de modèle sont PLATT & VISSERS (1989). Ces auteurs partent notamment du constat que le bassin d'Alboran dispose d'un socle de croûte

	Type subduction	Type intraplaque
<i>Majeurs discriminants</i>		
SiO ₂	> 45 wt %	< 50 wt %
MgO	< 9 wt %	> 7 wt %, jusqu'à 20 wt %
compositions alcalines	K ₂ O/Na ₂ O = 1-10 (potassique à ultrapotassique)	K ₂ O/Na ₂ O = 1.5 (potassique)
compositions subalcalines	calco-alcaline	tholéiitique
TiO ₂	< 1.5 wt %, souvent < 1.1 wt %	> 1.2 wt %, jusqu'à 5 wt %
<i>Traces</i>		
LILE/HFSE et LREE/HFSE	ratios plus élevés pour le type Subduction que pour le type Intraplaque	
spectres de terres rares	dépression relative des Ta-Nb dans le type Subduction par rapport au type Intraplaque (exceptions Hf et Zr)	
<i>Isotopes</i>		
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr > 0.70445	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr = 0.7027-0.7047
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd < 0.5128, jusqu'à 0.5120	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd = 0.5132-0.5126
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb = 18.6-19.5	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb = 18.7-19.7
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb > 15.65, jusqu'à 15.71	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb < 15.66, jusqu'à 15.49
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb = 38.5-39.4	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb = 38.5-39.7

Table 1.1 : géochimies comparées du magmatisme de type subduction et de type intraplaque en Méditerranée occidentale à centrale (d'après LUSTRINO *et al.*, 2011)

continentale amincie (13-20 km), et que des massifs de Iherzolites se trouvent à la base de l'empilement de nappes de l'orogène. A la lumière de ces éléments, PLATT & VISSERS proposent que l'évolution géodynamique de la mer d'Alboran soit gouvernée par le détachement de la racine lithosphérique du domaine d'Alboran, préalablement épaissie par la convergence active depuis le Crétacé; l'ouverture du bassin d'Alboran serait ainsi la conséquence de l'effondrement qui s'ensuit (Figure 1.12). Cette hypothèse est par ailleurs appuyée par la présence en profondeur d'un fragment de lithosphère détaché, déduit d'une zone de forte atténuation sismique (GRIMISON & CHEN, 1986 ; SEBER *et al.*, 1996 ; CALVERT *et al.*, 2000), de fortes anomalies de gravité (TORNE *et al.*, 2000) et de flux de chaleur (POLYAK *et al.*, 1996 ; FERNANDEZ *et al.*, 1998). Ce modèle a aujourd'hui évolué autour de deux hypothèses majeures, selon que le détachement se fait de façon (1) verticale (gravitaire), via le retrait convectif de lithosphère subhorizontale (PLATT & VISSERS, 1989 ; VISSERS *et al.*, 1995 ; PLATT *et al.*, 2003a, 2006), ou (2) horizontale, par délamination lithosphérique (SEBER *et al.*, 1996 ; CALVERT *et al.*, 2000 ; TUBIA *et al.*, 2004).

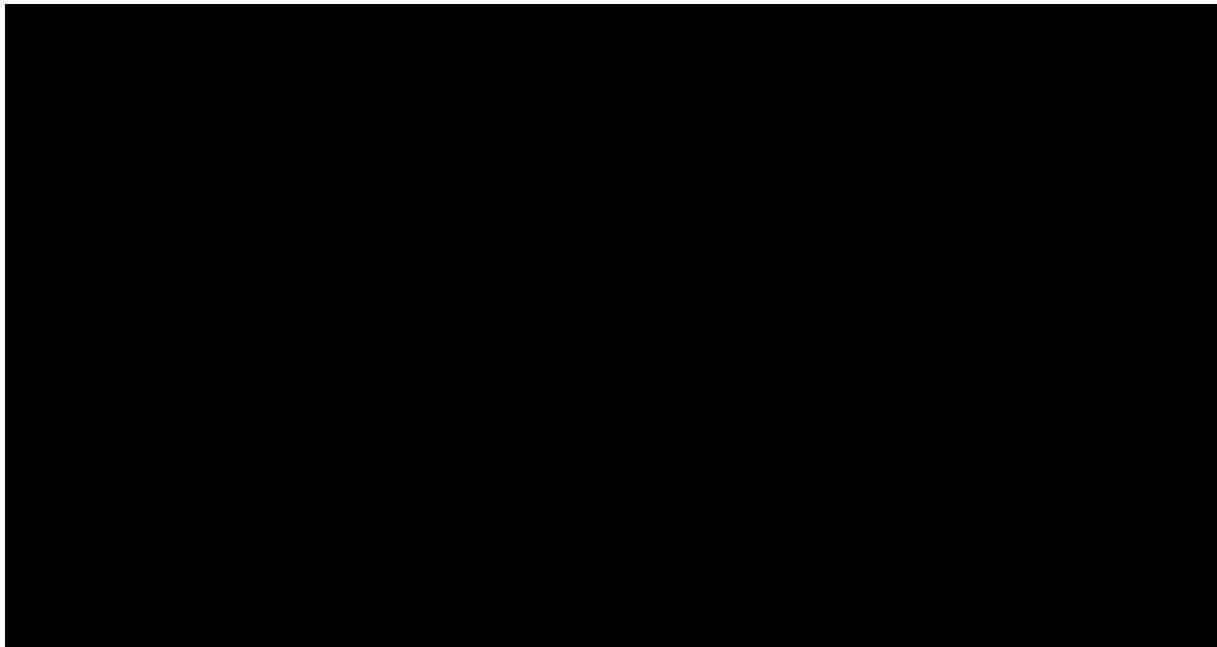


Figure 1.12 : modèle d'évolution géodynamique de la mer d'Alboran invoquant un détachement de la racine lithosphérique (PLATT & VISSERS, 1989). (A) épaississement de la lithosphère au cours du raccourcissement progressif ; (B) retrait convectif de la racine lithosphérique, provoquant à l'aplomb soulèvement et extension ; (C) mise en place du domaine d'Alboran sur les marges continentales.

La deuxième famille de modèles regroupe ceux qui expliquent la géométrie de la mer d'Alboran comme le reflet d'un retrait vers l'Ouest de la zone de subduction. LONERGAN & WHITE (1997) se sont en effet appuyés sur les rotations subies par les différentes unités, que l'on peut approcher notamment au moyen d'études paléomagnétiques. Ces dernières mettent en évidence une rotation horaire des unités au Miocène au niveau des Cordillères Bétiques (ALLERTON *et al.*, 1993 ; PLATT *et al.*, 1995) et antihoraire pour les unités rifaines (PLATZMAN, 1992 ; PLATZMAN *et al.*, 1993), ce qui confirme les vergences des chevauchements observées sur le terrain de part et d'autre de la mer d'Alboran. Ainsi,

LONERGAN & WHITE (1997) proposent le retrait vers l’Ouest de la charnière de subduction bético-rifaine. Ce type de modèle semble par ailleurs étayé par la zonation géochimique et temporelle du magmatisme, décrite par DUGGEN *et al.* (2004, 2005, 2008 ; cf. § 1.3.2 ; [Figure 1.13](#)). Une fois encore, ce type de modèle se décline en plusieurs sous-groupes. Quand certains auteurs imaginent la courbure d’un seul et même panneau plongeant (LONERGAN & WHITE, 1997 ; FACCENNA *et al.*, 2004 ; JOLIVET *et al.*, 2006), d’autres avancent qu’il n’y a pas de lien tectonique direct entre les Bétiques et le Rif (DOGLIONI *et al.*, 1999a). Dans ce dernier modèle, les Cordillères Bétiques représentent la prolongation du front alpin de vergence SE, et le Rif la prolongation du front apennin de vergence NW ; les deux panneaux plongeants auraient donc coalescé au niveau de l’arc de Gibraltar.

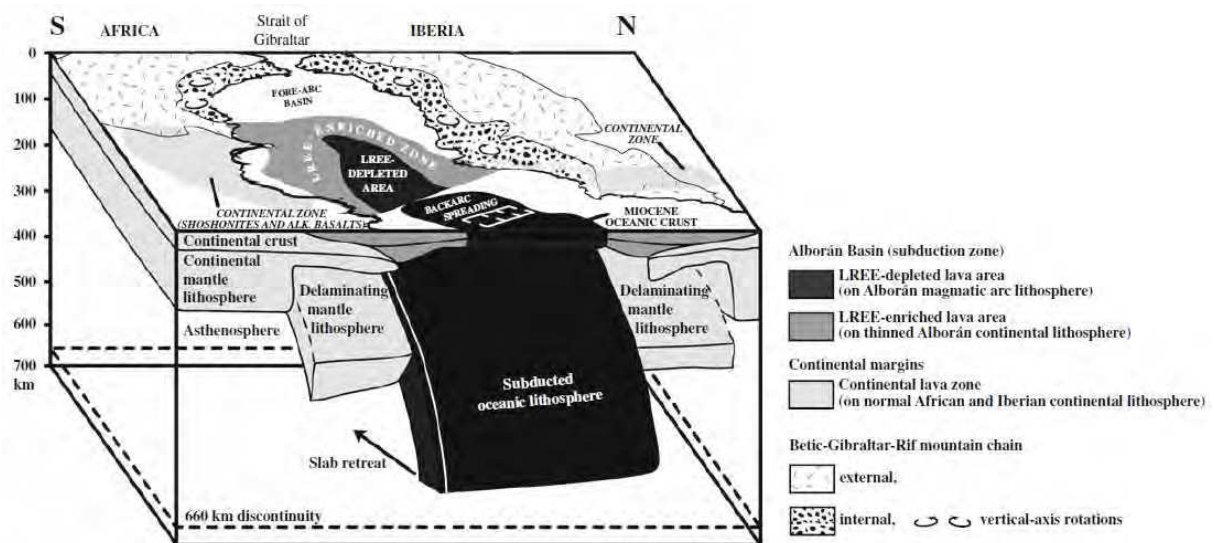


Figure 1.13 : modèle d’évolution géodynamique de la mer d’Alboran impliquant le retrait de la zone de subduction (DUGGEN *et al.*, 2008). La cartographie de la chimie des magmas dessine un fer à cheval de même courbure que l’arc de Gibraltar.

Bien que les débats se poursuivent quant aux modalités exactes du retrait de la zone de subduction, cette solution semble privilégiée à la première, et ce d’autant plus qu’elle présente un pendant à l’Est de la Méditerranée occidentale au niveau de la mer Tyrrhénienne.

L’opposition entre ces deux types de modèles tend cependant à s’estomper puisque l’on sait désormais que la subduction peut concerner tout aussi bien la lithosphère océanique que le manteau subcontinental délaminé. Le débat est aujourd’hui peut-être recentré sur l’importance des mouvements vers l’Ouest, minimisés par certains (*e.g.* JOLIVET *et al.*, 2003) et maximalisés par d’autres (*e.g.* SPAKMAN & WORTEL, 2004).

1.4.2 Le magmatisme de la Marge Maghrébine, conséquence d’une rupture de lithosphère plongeante

L’appartenance du Rif à la ceinture des Maghrébides impose que l’on s’intéresse également à l’évolution géodynamique de la Marge Maghrébine. CARMINATI *et al.* (1998a) proposent que l’évolution globale de la Méditerranée occidentale, où le front de subduction se

retranche en direction du SE, soit compliquée par des processus de rupture de lithosphère plongeante lors de ce retrait ; ces auteurs situent l'un de ces épisodes au niveau de l'Afrique du Nord au Langhien. Les travaux de MAURY *et al.* (2000) et de COULON *et al.* (2002) montrent que l'évolution néogène de la Marge Maghrébine est compatible avec ce modèle. En effet, le magmatisme y témoigne d'un changement brutal dans les sources des magmas impliqués, partant de signatures liées à un contexte de subduction (bien que les volumes émis soient plus faibles, de l'ordre de 2000 km³ pour l'ensemble de la ceinture) à une empreinte anorogénique impliquant l'asthénosphère (cf. § 1.3.4).

Les roches calco-alkalines dérivent de la fusion d'un manteau lithosphérique préalablement métasomatisé. Or, plusieurs auteurs dont FRIZON DE LAMOTTE *et al.* (2000), suggèrent l'existence d'un domaine océanique, la Téthys maghrébine, qui aurait séparé les continents européen et africain avant d'être subducté sous l'effet de la convergence. Cette subduction océanique, antérieure à la collision continentale et au début du magmatisme orogénique, permet donc d'expliquer le métasomatisme du manteau lithosphérique en Méditerranée occidentale (Figure 1.14 A à C). La rupture de panneau plongeant sous la marge nord-africaine se produit ensuite (Figure 1.14 D), et la remontée d'asthénosphère induite provoque par excès de chaleur la fusion partielle d'un manteau lithosphérique métasomatisé par la subduction de la Téthys maghrébine, ce qui génère le magmatisme calco-alkalin potassique (Figure 1.14 E). L'enfoncement du panneau plongeant favorise l'apparition d'une anomalie thermique à la limite lithosphère-asthénosphère, ce qui déclenche l'émission des laves transitionnelles (Figure 1.14 F). A cette période, le manteau métasomatisé est toujours en fusion, mais une contribution limitée d'asthénosphère y prend part. Celle-ci est supposée provenir d'un panache mantellique plaqué sous la marge nord-africaine (HOERNLE *et al.*, 1995) ; devenant moins profonde, elle finit par fondre et devient la source des basaltes alcalins récents.

L'âge décroissant du magmatisme calco-alkalin depuis l'Algérie orientale (7.5-16 Ma) jusqu'à la Tunisie d'une part (7-14 Ma), et l'Oranie-Maroc oriental de l'autre (7-12 Ma), suggère que la rupture s'est d'abord produite au niveau de l'Algérie orientale, puis propagée latéralement (MAURY *et al.*, 2000). Cette idée est de surcroît cohérente avec le modèle tectonique proposé par PIQUE *et al.* (1998) ; ces auteurs constatent en effet un changement majeur du régime géodynamique au Messinien : alors que la direction de compression régionale passe de NE-SW à NS, le volcanisme alcalin apparaît en même temps que des mégazones de cisaillements conjugués aux deux extrêmes de la ceinture (NW-SE en Tunisie, NE-SW au Maroc) qui découpent l'Algérie du reste du Maghreb, formant le poinçon maghrébin (Figure 1.15).

D'autres particularités de la Marge Maghrébine sont compatibles avec le modèle de rupture de lithosphère plongeante. Selon DAVIES & VON BLANCKENBURG (1995), l'élévation – et l'extension subséquente qui exhume les roches crustales profondes – est l'un des diagnostics de ce processus. Ce phénomène est observé sur la marge nord-africaine, où une phase d'extension importante provoque l'exhumation au Burdigalien de roches métamorphiques de haute pression (massif de l'Edough ; MONIE *et al.*, 1992). Par ailleurs, ce modèle est également invoqué par DE BOORDER *et al.* (1998) pour qui le développement de minéralisations hydrothermales fini-cénozoïques (MARIGNAC & ZIMMERMANN, 1983)

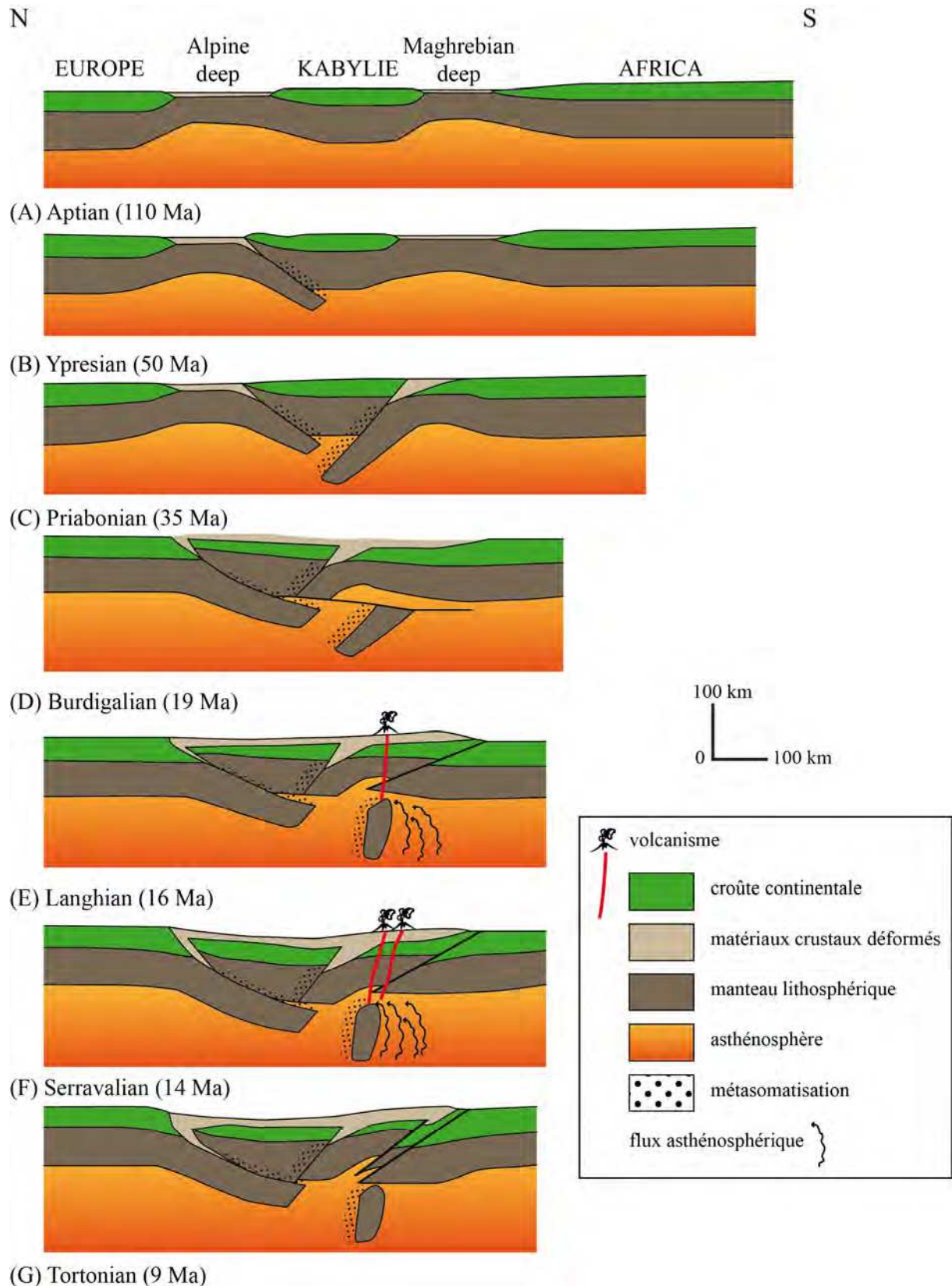


Figure 1.14 : coupes schématiques illustrant l'évolution tectono-magmatique de la partie centrale (Algérois) de la Marge Maghrébine (d'après MAURY *et al.*, 2000).

reflète l'augmentation de la chaleur et des circulations fluides liées à la déchirure et au détachement du panneau plongeant lithosphérique.

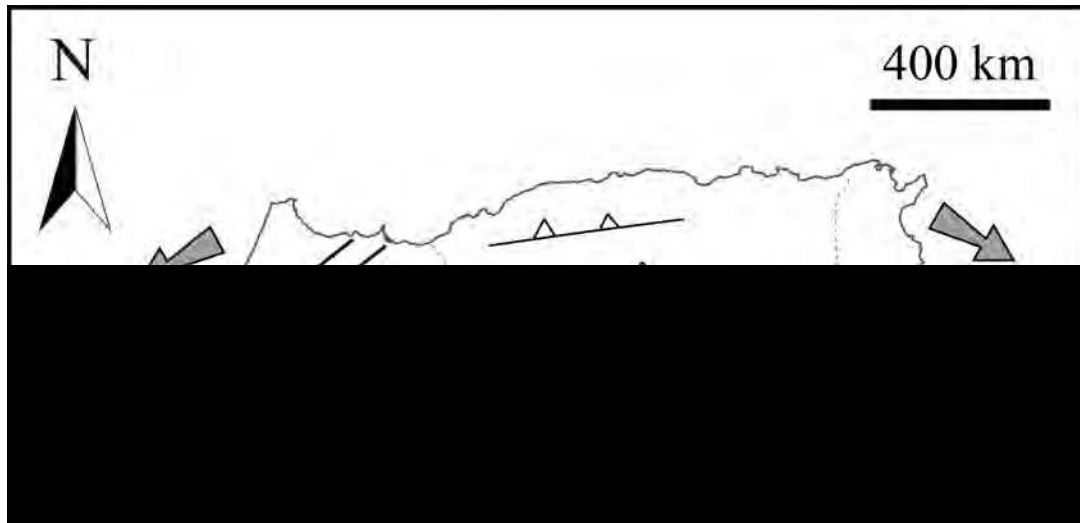


Figure 1.15 : schéma du poinçon maghrébin (d'après PIQUE *et al.*, 1998).

1.5 Les minéralisations néogènes de Méditerranée occidentale

Les processus géodynamiques s'accompagnent d'un cortège de minéralisations, et ceux en action dans l'évolution récente de la Méditerranée ne dérogent pas à la règle. En particulier, l'orogénèse méditerranéenne concentre sur certaines régions d'envergure limitée des gisements dont les minéralisations affichent une grande variété d'encaissements, d'âges et de styles. Nous nous intéressons ici aux minéralisations néogènes qui se sont formées sur le pourtour de la mer d'Alboran, ainsi que le long de la Marge Maghrébine (orogènes des Bétiques, du Rif et du Tell), en réponse à la formation de la ceinture magmatique miocène. Les plus importants districts figurent sur la [Figure 1.16](#) ; les informations sur les différents gisements recueillies dans la littérature sont rassemblées dans l'[Annexe I](#).

1.5.1 Minéralisations du pourtour d'Alboran

La mer d'Alboran est traversée par un méga-système de décrochements d'envergure lithosphérique qui accommode l'épisode d'extension identifié au Miocène. Ce système, qui s'étend en NE-SW depuis l'Andalousie jusqu'au Rif, est ponctué de manifestations volcaniques (magmatisme trans-Alboran ; § 1.3) et hydrothermales.

Au SE de l'Espagne, une phase métallogénique au Miocène supérieur reflète l'ampleur des circulations hydrothermales associées à l'activité magmatique calco-alcaline de la ceinture volcanique d'Almería-Cartagena (HERNANDEZ *et al.*, 1987). Si ARRIBAS & TOSDAL (1994) distinguent trois types de minéralisations dans les Cordillères Bétiques, nous en retiendrons deux pour cet événement minéralisateur néogène : (1) les veines et mantos hydrothermaux polymétalliques à Pb-Zn-Fe-Ag-(Ba-Cu-Sn-Sb), encaissés à la fois dans les sédiments

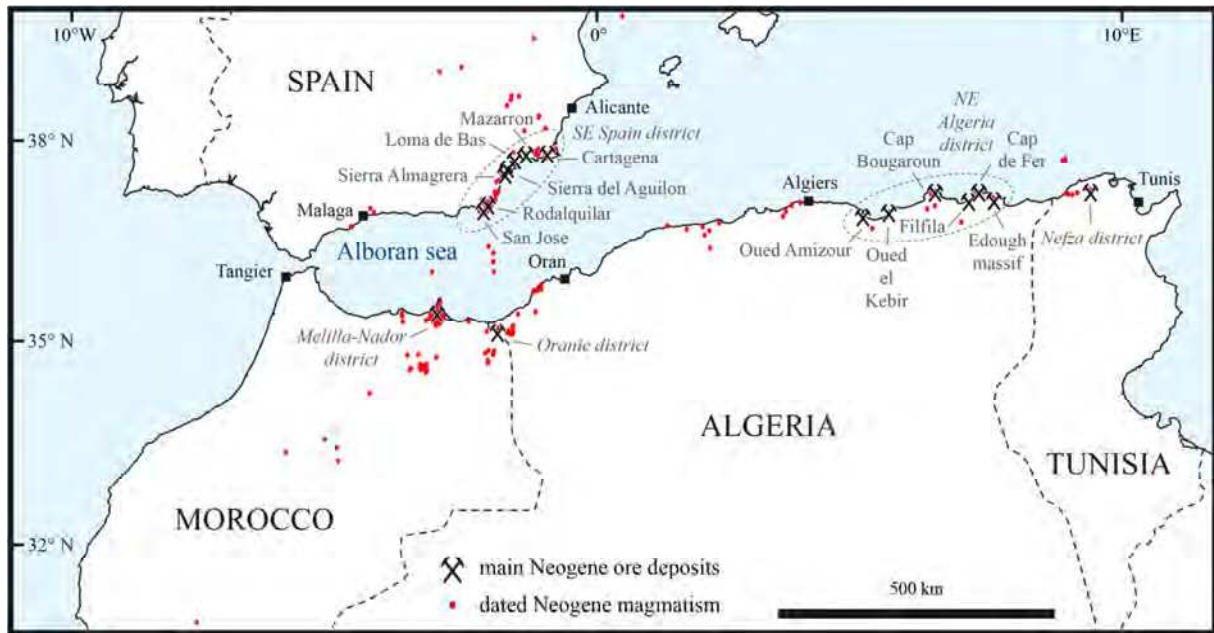


Figure 1.16 : distribution des principaux districts miniers néogènes au niveau des orogènes des Bétiques, du Rif et du Tell en Méditerranée occidentale.

paléozoïques à triasiques des zones internes des Bétiques et dans les volcanites miocènes calco-alcalines potassiques et ultra-potassiques. L'ensemble du groupe a produit au total 4.5 Mt de Pb-Zn, dont 1.5 Mt rien que sur le district de Cartagena ; (2) les veines épithermales à Pb-Zn-(Ag-Cu-Au) et Au-(Cu-Te-Sn), encaissées dans les roches volcaniques calco-alcalines du Cabo de Gata, les plus connues étant celles du gisement épithermal acide de Rodalquilar : associé à un système caldérique, il a produit au total 10 t d' Au.

De l'autre côté de la mer d'Alboran, la péninsule de Melilla-Nador recèle plusieurs minéralisations de niveaux structuraux contrastés (skarns ferrifères, veines polymétalliques à Pb-Zn-(Ag), bentonites, hydrothermalisme récent sous forme de sinter...). En particulier, les minéralisations de fer des Beni Bou Ifrou qui font l'objet de cette étude seront détaillées dans le Chapitre 3.

Pour HERNANDEZ *et al.* (1987), les minéralisations associées au magmatisme de l'ensemble bético-rifain diffèrent des provinces métalliques associées classiquement aux zones de subduction, leur contexte de mise en place s'intégrant davantage dans le fonctionnement d'un cisaillement crustal tel que l'accident sénestre trans-Alboran.

1.5.2 Minéralisations de la Marge Maghrébine

La Marge Maghrébine est le siège de nombreuses minéralisations très variées, et cela souvent au sein d'un même district. Nous en distinguons ici trois qui correspondent par ailleurs à d'importants centres magmatiques, d'Ouest en Est : (1) l'Oranie, (2) l'Algérie nord-orientale, et (3) Nefza.

BENALI (2003) reporte en Oranie (M'Sirda, Tifaraouine) la présence de minéralisations polymétalliques et cuprifères qu'il scinde en deux types de minéralisations souvent superposées : (1) des amas pyriteux associés aux roches magmatiques calco-alcalines,

interprétés comme des amas sulfurés de type Kuroko, et (2) des veines épithermales, associés aux roches adakitiques. Quelques occurrences de skarns apparaissent également à M'Sirda.

BENALI (2003) fait les mêmes observations en Algérie nord-orientale (oued Amizour, El Aouana). Cette région, qui comprend le Cap de Fer, est particulièrement connue pour les nombreuses mines de fer qui y ont été exploitées. Certaines correspondent à des gisements de type skarn résultant de la mise en place au Miocène des granites de Kabylie de Collo (Cap Bougaroun et Beni Toufout) et de Filfila dans les paragneiss granulitiques du socle kabyle et sa couverture de sédiments oligo-miocène. Plus à l'Est, le massif de l'Edough est un *metamorphic core complex* (MCC) constitué d'un socle métamorphique polycyclique recouvert de nappes sédimentaires méso-cénozoïques, et recoupé vers 16 Ma de roches ignées (dômes et dykes de rhyolites, microgranites subvolcaniques). Les minéralisations y sont de quatre types (LAOUAR *et al.*, 2002) : (1) des veines à métaux de base à Aïn Barbar (MARIGNAC & ZIMMERMANN, 1983) ou El Mellaha, (2) des skarns à W-As-Au (Beleleita), (3) des concentrations à Fe-(Pb-Zn-Cu) associées aux skarns et aux amphibolites (Boumaiza, Berrahal), et (4) des veines à Sb-Au ou à Au-W-As au sein même du MCC (Koudiat El Ahrach, Saf Saf).). L'occurrence des minéralisations dans le massif est directement liée à l'activité magmatique et au système de failles, tous deux contrôlés par l'extension au Langhien (MONIE *et al.*, 1992) qui réactive d'anciennes failles varisques de directions NE-SW et WSW-NNE à EW (PIQUE *et al.*, 1998).

D'autres minéralisations polymétalliques à mercure (Hg-Pb-Zn-Cu) sont également répertoriées le long d'une faille EW dans la zone de Azzaba. Ces derniers gisements se propagent dans la zone des nappes du Tell tunisien : champ filonien à Zn-(Pb-Cu-As-Hg) de Fedj Hassène, ainsi que ceux de l'oued el Maden, Aïn el Bey, Kef Ettout et Ain Allega (BEJAOUI *et al.*, 2011). Ces veines minéralisées se rattachent au district de Nefza, province magmatique fini-miocène à pliocène qui concentre un large panel de minéralisations (DECREE *et al.*, 2013) : (1) *Mississippi Valley-Type* à Pb-Zn, (2) brèche polymétallique à Ag-Zn-Pb-(Au) à Ras Rajel, (3) IOCG à Fe-(LREE-U-Cu-Au) pour la brèche de l'oued Belif, (4) *Sedimentary exhalative* à Pb-Zn (Sidi Driss-Douahria), (5) imprégnations sédimentaires à fer (formation de Tamra et dérivés : Mokhta el Hadid, Douahria, El Harch...), et (6) autres occurrences de type skarn. Si les premières manifestations hydrothermales sont contrôlées directement ou indirectement par la zone de cisaillement sénestre NE-SW de Ghardimaou-Cap Serrat, les autres (3 à 6) le sont par un jeu de failles orienté WSW-ENE, héritées du socle varisque et réactivées lors de l'orogénèse alpine.

Du Rif *s.l.* au Rif oriental : description des unités lithologiques

Le Maroc est entouré de marges passives sur toute sa zone littorale, à l'exception du domaine méditerranéen où la convergence active entre l'Afrique et l'Europe est accommodée dès le Cénozoïque par l'orogène du Rif (cf. Chapitre 1). Comme nous l'avons précédemment évoqué, le Rif constitue la frange sud de l'orogène bético-rifain, chaîne relativement symétrique qui referme la ceinture alpine à l'Ouest au niveau de l'arc de Gibraltar.

Ce chapitre a pour objectif de décrire succinctement les grands ensembles litho-structuraux de l'orogène bético-rifain (Figure 2.1), en se basant essentiellement sur la synthèse de MICHARD *et al.* (2008). Dans un deuxième temps, l'accent sera porté plus spécifiquement sur la partie orientale du Rif, où se concentrent les objets de la présente étude.

2.1 Les grands ensembles de la chaîne rifaine

La structure de l'arc bético-rifain correspond à un empilement de nappes caractérisé par des déversements divergents vers l'extérieur du Rif et des Cordillères Bétiques (ANDRIEUX, 1971). Ainsi, partant d'un cœur, appelé domaine d'Alboran, les zones internes viennent chevaucher des nappes de flyschs elles-mêmes charriées sur les zones externes. Ces dernières chevauchent à leur tour un socle paléozoïque, pré-structuré durant l'orogène hercynienne et tectoniquement rigide au Cénozoïque (sauf dans la région de l'Atlas). La symétrie de l'édifice le permettant, seules les unités lithologiques de la partie rifaine seront ici traitées.

2.1.1 Les zones internes

Les zones internes du Rif constituent la partie marocaine émergée du domaine d'Alboran. Moins développées que leurs équivalentes bétiques, elles forment un empilement de plusieurs lames crustales comprenant, de la base vers le sommet : (1) les Sebtides, (2) les Ghomarides, et enfin une couverture méso-cénozoïque décollée, (3) la Dorsale calcaire. Ces complexes se sont formés dans des conditions métamorphiques différentes et définissent ensemble un MCC démembré (CHALOUAN *et al.*, 2006). Leur évolution tectonique est donc polyphasée, mais l'essentiel des structures y est cependant acquis lors de leur empilement au Miocène inférieur (ANDRIEUX, 1971).

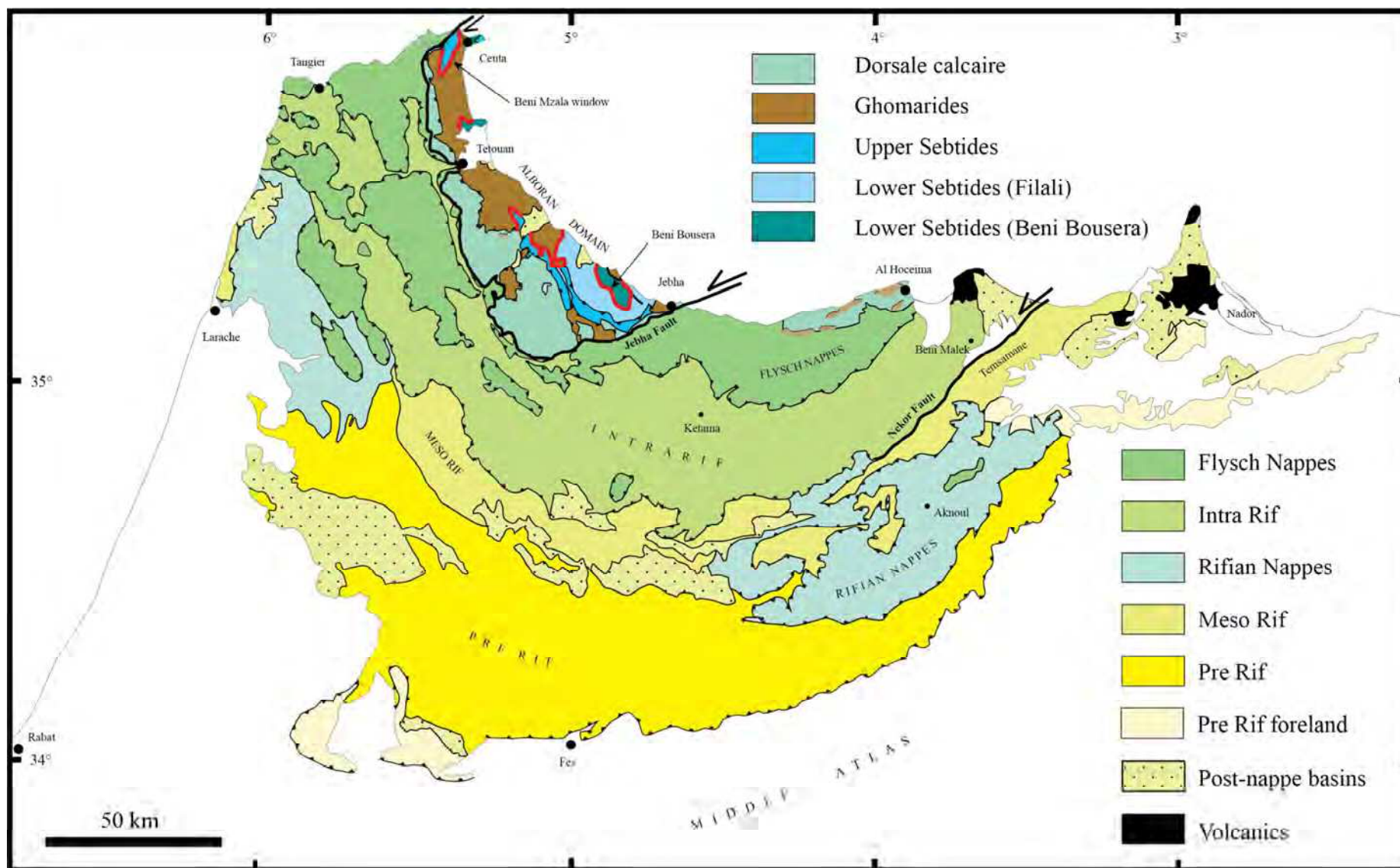


Figure 2.1 : schéma structural de la chaîne rifaine (modifié d'après JOLIVET *et al.*, 2003).

2.1.1.a Les Sebtides

Le complexe des Sebtides¹ forme un empilement de nappes de protolithes ante-alpins qui apparaît au travers de quatre fenêtres tectoniques. La base de l'empilement est constitué d'une unité de péridotite, le massif des Beni Bousera (lherzolite à spinelle). Les roches crustales sus-jacentes (unité de Filali) sont essentiellement des granulites acides recouvertes de micaschistes via le passage de gneiss migmatitiques. Au-dessus du socle, des unités métasédimentaires permo-triasiques (unités de Federico) s'empilent en séquences de schistes et quartzites répétées tectoniquement. Des marbres dolomitiques datés du Trias moyen à supérieur viennent enfin coiffer ces unités.

Les données du métamorphisme (BOUYBAOUENE, 1993 ; SADDIQLI, 1995 ; MICHARD *et al.*, 1997, 2006 ; NEGRO *et al.*, 2006 ; [Figure 2.2](#)), dont le grade diminue de bas en haut, indiquent que les unités métasédimentaires des Sebtides ont été enfouies par subduction (conditions HP-BT), et ce jusqu'à 60 km. En effet, les assemblages minéralogiques sont représentés par des paragenèses du faciès des schistes bleus (8-13 kbars, 380-450 °C), voire des éclogites (13-18 kbars, 450-550 °C). Elles ont ensuite été exhumées tectoniquement lors d'une décompression isotherme rapide symptomatique d'un amincissement crustal, puis, à mesure que la température diminue, à la faveur d'un cisaillement extensif vers le Nord. Les diverses datations isotopiques donnent un âge du pic thermique estimé entre 23 et 25 Ma, tandis que l'exhumation se serait produite dès 20 Ma.

Le socle des Sebtides a lui évolué sous un géotherme plus élevé : jusqu'à $P > 20$ kbars pour 1200-1350 °C dans le massif de péridotite, interprété comme une semelle de manteau continental plaquée en base du complexe. Ce contraste est probablement lié à des localisations différentes au sein de la zone de subduction, ainsi qu'à une différence de nature du matériau de départ (sédiments *vs* socle crustal et roches mantelliques).

2.1.1.b Les Ghomarides

Les Ghomarides² occupent la position structurale supérieure des zones internes rifaines, séparées des Sebtides par des failles normales de faible pendage (CHALOUAN *et al.*, 1995). Ce complexe est constitué de quatre nappes paléozoïques empilées et séparées par leurs couvertures mésozoïques-cénozoïques respectives.

Les formations paléozoïques (Ordovicien à Carbonifère) sont composées de métapélites alternant schistes, calcaires et grauwackes. Plissées et recristallisées, elles ont enregistré deux épisodes métamorphiques (CHALOUAN & MICHARD, 1990) : (1) le premier, de type schiste vert, est varisque ; (2) le second est alpin (*ca* 25 Ma ; âge K-Ar sur phengite) et représente probablement un événement thermique ayant réinitialisé les géothermomètres.

Les couvertures sédimentaires, d'âge mésozoïque à cénozoïque, ne sont ni plissées ni recristallisées, et sont donc restées indemnes du métamorphisme qui affecte leur socle. Elles débutent par la sédimentation de *red beds* discordants du Trias moyen à supérieur, composés de conglomérats, quartzites et évaporites typiques d'une plateforme continentale émergente.

¹ dont l'équivalent dans les Bétiques est le complexe des Alpujarrides.

² dont l'équivalent dans les Bétiques est le complexe des Malaguides.

Elles se poursuivent par le dépôt de calcaires liasiques, puis de marnes et calcschistes crétacés.

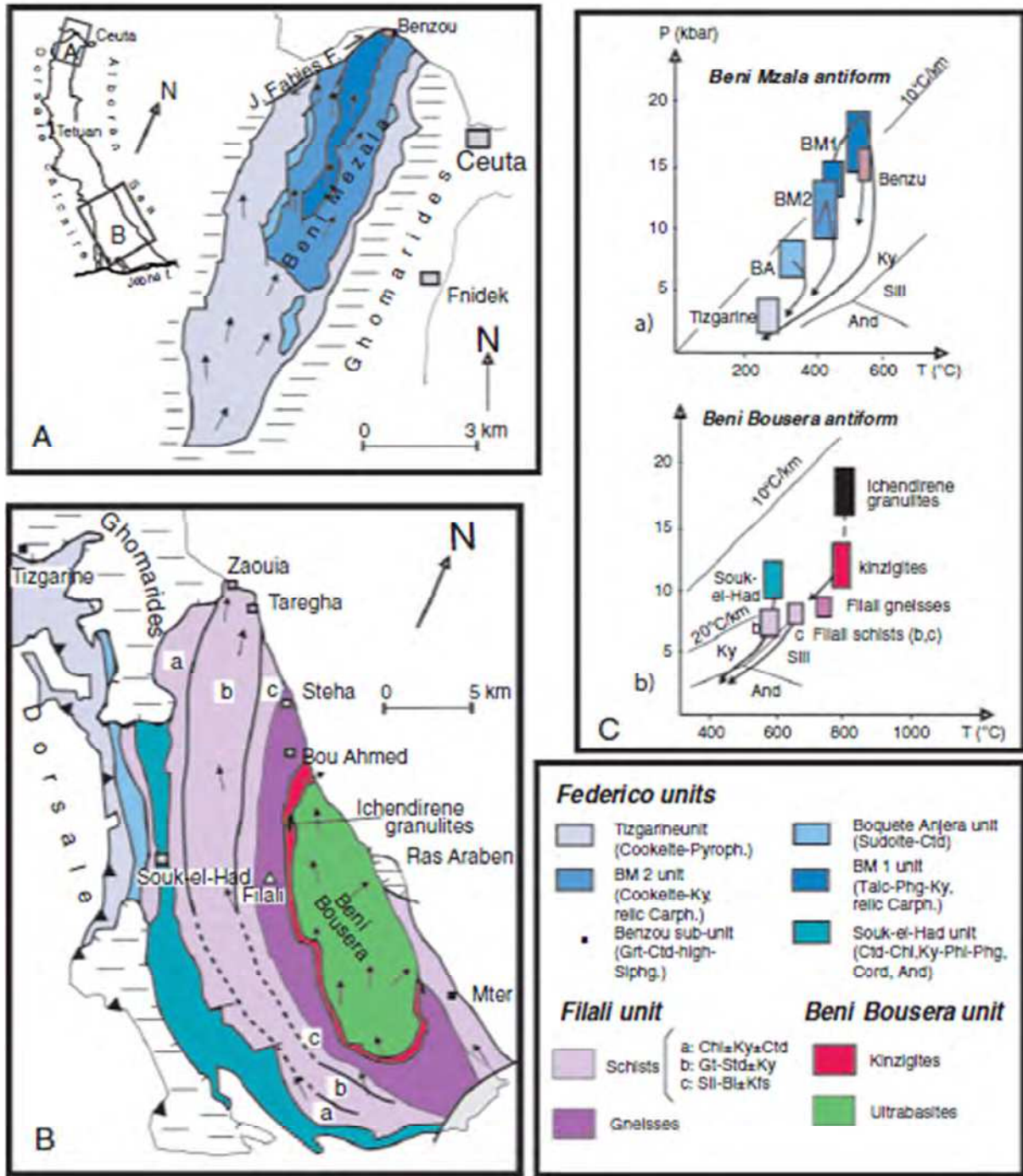


Figure 2.2 : structure métamorphique des Sebides pour les fenêtres (A) de Beni Menzala, et (B) de Beni Bousera (localisées sur la Figure 2.1) ; (C) estimations P-T correspondantes (CHALOUAN *et al.*, 2008).

2.1.1.c La Dorsale calcaire

Située dans la partie occidentale de l'arc bético-rifain, la Dorsale calcaire est ainsi nommée pour la prédominance des faciès carbonatés (Trias à Néogène inférieur) qui la

composent (FALLOT, 1937), et qui témoignent de conditions de sédimentation de plus en plus profondes avec le temps. Superficielle lors de l'orogène, elle n'a été affectée que très localement d'un métamorphisme post-éocène de très faible grade. Cette série de transition entre les zones internes et le domaine des flyschs est néanmoins rattachée au domaine d'Alboran. Elle est en effet interprétée comme la couverture méso-cénozoïque d'une séquence paléozoïque similaire à celle des Sebtides ou des Ghomarides (DIDON *et al.*, 1973 ; WILDI, 1981 ; MICHARD *et al.*, 2008).

2.1.2 *Le domaine des flyschs maghrébines*

Deuxième grand domaine structural de l'orogène bético-rifain, la zone des flyschs forme aujourd'hui un prisme d'accrétion qui affleure très largement dans le Rif, regroupant des terrains d'âge crétacé à paléogène. Elle est fragmentée en quatre nappes allochtones non-métamorphiques déversées sur les zones externes au Miocène inférieur (Burdigalien supérieur-Langhien ; BOURGOIS, 1978 ; SANZ DE GALDEANO & VERA, 1992 ; CRESPO-BLANC & CAMPOS, 2001) ou rétrochevauchant localement le complexe des Ghomarides. La base de ces turbidites est de nature océanique, comme en témoignent les affleurements de *pillow-lava* basaltiques, gabbros et serpentines de Rakkada-Meltine en Algérie (BOUILLIN, 1986) ; elles représenteraient en fait les reliques de la couverture sédimentaire d'un bassin océanique profond néo-téthysien compris entre la marge africaine et le domaine d'Alboran, et aujourd'hui disparu en subduction (DURAND-DELGA *et al.*, 2000).

2.1.3 *Les zones externes*

Les zones externes constituent le dernier grand ensemble charrié et déversé radialement sur l'avant-pays pré-structuré lors du paroxysme alpin. Elles sont composées des sédiments mésozoïques (Jurassique à Crétacé) autochtones, para-autochtones et/ou allochtones, souvent non-métamorphiques, de la paléomarge continentale africaine de la Téthys (FAVRE, 1995). Sous la contrainte tectonique au Miocène inférieur (ANDRIEUX, 1971), ceux-ci se sont détachés de leur socle varisque, la meseta marocaine, à la faveur des évaporites du Trias supérieur que l'on retrouve en base de la plupart des unités (WILDI, 1983).

A l'inverse des zones internes ou des flyschs, les zones externes ne présentent pas de continuité stratigraphique ou structurale : couverte d'abondants sédiments, elles se sont développées via une tectonique d'imbrication socle-couverture (CRESPO-BLANC & FRIZON DE LAMOTTE, 2006 ; [Figure 2.3](#)). On y retrouve ainsi des unités para-autochtones profondément enracinées et des unités allochtones plus superficielles.

Les zones externes rifaines sont classiquement divisées selon une subdivision de SUTER (1965) : (1) l'Intrarif, (2) le Mésorif et (3) le Prérif.

2.1.3.a L'Intrarif

Des sédiments de la paléomarge africaine, l'Intrarif représente les faciès les plus distaux. Trois unités en particulier s'en dégagent, affleurant directement sous les flyschs maghrébines : (1) l'unité de Kétama, (2) l'unité de Tanger, et (3) l'unité de Loukkos.

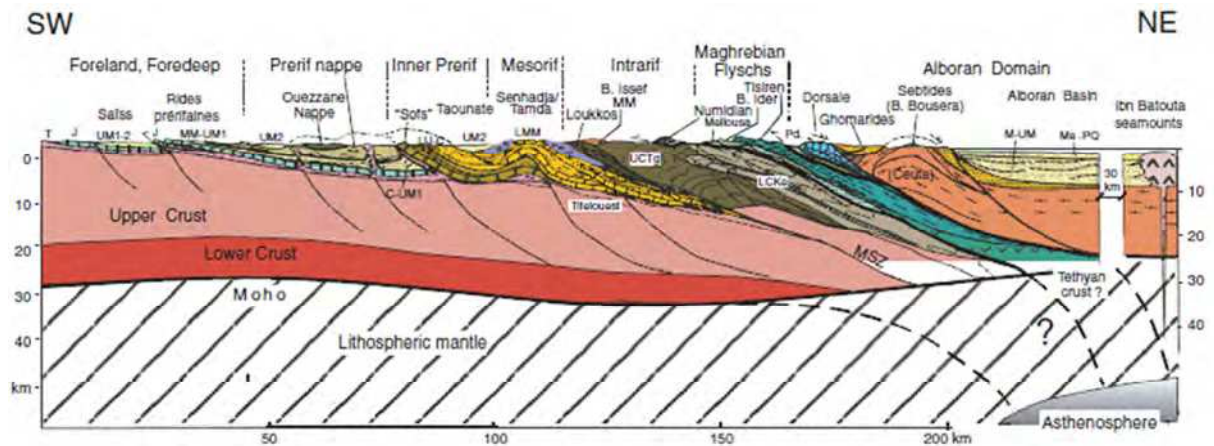


Figure 2.3 : coupe crustale de la chaîne rifaine (MICHARD *et al.*, 2008). Abréviations – B. : Beni ; C : Crétacé ; J : Jurassique inférieur à moyen ; LCKe : Crétacé inférieur de Kétama ; LMM : Miocène inférieur à moyen ; MM : Miocène moyen ; MSZ : zone de suture du Mesorif ; Pd : Pré-Dorsale ; T : Trias ; Tg : unité de Tanger ; UM : Miocène supérieur (1 : Tortonien ante-nappes ; 2 : Tortonien supérieur-Pliocène post-nappes) ; UJ-C : Jurassique supérieur-Crétacé.

L'unité de Kétama s'étend largement sur le Rif central. Elle est essentiellement composée de séries turbiditiques silicoclastiques datant du Jurassique au Crétacé inférieur (FRIZON DE LAMOTTE, 1985). Ces sédiments sont intensément plissés et affectés d'un métamorphisme de faible grade (faciès des schistes verts, 3 kbars, 200-300 °C) dont les recristallisations indiquent un mouvement de vergence vers le S-SE. L'exhumation de cette unité se produit après 14 Ma (traces de fission sur apatite ; AZDIMOUSSA *et al.*, 1998).

L'unité de Tanger, partiellement détachée de l'unité de Kétama, présente des formations marno-pélitiques du Crétacé supérieur et de l'Eocène. Elle n'est affectée d'aucune déformation notable.

L'unité de Loukkos, enfin, est une unité de transition qui se différencie de l'unité de Tanger par des dépôts plus épais, plus carbonatés et fréquemment recoupés par des diapirs gypso-argileux triasiques.

Des lambeaux des unités de Tanger et de Loukkos se détachent et sont charriés sous forme de nappes (respectivement les nappes d'Aknoul, et de Habt, Ouezzane et Tsoul) sur le Mesorif et le Prerif. En effet, les sédiments éocènes de l'Intrarif forment des niveaux de décollement à la faveur de marnes siliceuses et de calcaires marneux.

2.1.3.b Le Mesorif

Situé entre l'Intrarif et le Prerif, le Mesorif correspond à une imbrication de roches d'âge jurassique à crétacé inférieur, dont l'empilement se produit avant l'Oligocène (ANDRIEUX, 1971 ; MONIE *et al.*, 1984 ; FRIZON DE LAMOTTE, 1985). Il s'étend sur deux zones géographiques dont les caractéristiques sont distinctes : (1) le Rif occidental et central, et (2) le Rif oriental.

Dans le Rif occidental et central, la « Zones des Fenêtres » voit des antiformes à cœur de turbidites et olistostromes du Miocène inférieur à moyen émerger sous des unités mésozoïques allochtones. Ces dernières peuvent être d'origine infra- (groupe de Tifelouest,

nappe de Senhadja ou de Bou Haddoud) ou supra-Kétama (nappe d'Aknoul et klippe de Jbel Berkane transportée au-dessus). Les séries turbiditiques mésozoïques sont fortement plissées, foliées et affectées de recristallisations syn-tectoniques. Ce métamorphisme – et celui des Kétama – date probablement de l'Oligocène tardif (*ca* 23-28 Ma, formation des marnes à blocs ; NEGRO, 2005). Les formations mésozoïques sont ensuite recouvertes en discordance par un mélange non-métamorphique d'éléments mésozoïques, suivi de turbidites du Miocène inférieur à moyen. L'ensemble est modérément déformé et affecté d'un métamorphisme anchyzonal suite à la migration vers le Sud des unités intrarifaines au Serravalien-Tortonien précoce, avant la transgression des sédiments post-nappes fini-tortonien à messiniens.

Dans le Rif oriental, les formations typiques du Mésorif se retrouvent au niveau du massif des Tamsamani, ainsi que dans deux massifs isolés qui appartiennent au même groupe : (1) le massif des Trois Fourches et (2) l'unité de Khebab. La tectonique polyphasée qui les affecte y est néanmoins différente de celle rencontrée dans le Rif occidental et central. Ces unités, leurs structures et leur métamorphisme seront abordés plus en détail dans la partie consacrée au Rif oriental (§ 2.2).

2.1.3.c Le Prérif et l'avant-pays

Les nappes pré-rifaines sont composées des sédiments les plus proximaux de la paléomarge africaine. Les formations, para-autochtones, y sont composées de matériel chaotique fortement déformé, rassemblant dans une matrice marno-agileuse miocène des roches du Trias au Néogène resédimentées ou détachées de leur socle mésozoïque, puis charriées vers l'avant-pays (WILDI, 1983). Le front pré-rifain est largement développé et peu déformé dans le Rif occidental (bassin du Gharb) ; il s'amincit pour ne devenir qu'un étroit corridor déformé avant de disparaître au Sud du Rif oriental.

A la frontière méridionale du Rif, c'est la retombée nord du système atlasique qui en représente l'avant-pays. L'Atlas est un domaine intracontinental composé des ceintures du Haut- et du Moyen-Atlas, ainsi que des mesetas marocaines et oranaises. Ces mesetas sont donc des blocs rigides préstructurés que les unités de socle rifaines viennent chevaucher au paroxysme de la phase orogénique rifaine.

2.2 Le Rif oriental

Le Rif oriental est la partie géographique de la chaîne rifaine qui s'étend sur le littoral méditerranéen depuis la faille du Nékor jusqu'à l'embouchure de la Moulouya (Figure 2.4). Cette bande littorale voit des sommets, autochtones, allochtones ou volcaniques, émerger en massifs au sein des vastes plaines sédimentaires du Néogène.

Le Rif oriental représente un terme structural transitionnel entre l'orogène rifain, dont il constitue pour la majeure partie les zones dites externes (Mésorif et Prérif), et l'avant-pays moyen-atlasique auquel appartiennent ses unités méridionales. De ce fait il poursuit la logique en empilement de nappes, qui affecte cette fois des unités de couverture allant du Trias au Néogène (WILDI, 1983). On y retrouve des unités en position structurale basse, fortement tectonisées et métamorphisées, ainsi que des unités structurellement hautes, peu déformées et non-métamorphiques regroupées sous le nom de nappes rifaines (FRIZON DE LAMOTTE, 1982).

Ces deux grands types d'unités sont séparés par une formation olistostromique (l'olistostrome tortonien) qui constitue une couverture commune aux massifs à schistosité et à l'avant-pays oriental.

2.2.1 *L'accident du Nékor, limite géographique et géologique du Rif oriental*

L'accident du Nékor scinde la région en deux compartiments structurellement différents (FAURE-MURET & CHOUBERT), et par là même sépare le Rif oriental du reste de la chaîne. Il s'agit d'un important corridor tectonique orienté N45, long d'une quarantaine de kilomètres pour une largeur de 2 à 3 km, et qui se matérialise sur le terrain par l'alignement NE-SW des montagnes gypseuses de l'olistostrome du Nékor. Cette formation est représentée par un complexe chaotique rassemblant des blocs exotiques d'origine et de taille diverses : magmatiques, témoins d'un socle déformé ou non, sédimentaires et surtout évaporitiques (gypses triasiques), le tout englobé dans une matrice marneuse d'âge tortonien (LEBLANC, 1980 ; FRIZON DE LAMOTTE, 1982). Elle s'étale vers le Nord tandis qu'au Sud elle s'engouffre sous la nappe d'Aknoul et l'avant-pays oriental. Sa position structurale est en base des nappes.

Le jeu primaire de l'accident du Nékor, de composante décrochante sénestre, a été déterminé d'âge miocène (Tortonien inférieur ; FRIZON DE LAMOTTE, 1982), et donc contemporain de la mise en place des nappes rifaines et de l'ouverture du bassin de Boudinar. D'un déplacement d'au moins 50 km (BOUILLIN *et al.*, 1986), il est le siège d'une activité sismique importante et d'une anomalie de conductivité (BEN SARI, 1987) qui se prolonge en Méditerranée sur 300 km.

Plusieurs interprétations ont été proposées pour cet accident du Nékor : comme la zone d'enracinement des unités paléozoïques des Senhadja (MARÇAIS & SUTER, 1952, 1966), ou encore comme le front de charriage de l'unité allochtone de Kétama (LEBLANC, 1975).

Enfin, au Tortonien supérieur-Messinien, l'accident rejoue en faille normale (GUILLEMIN & HOUZAY, 1982).

2.2.2 *Les massifs du Rif oriental*

Dans les zones externes, la dernière phase de compression importante à l'échelle de la mer d'Alboran (Serravalien-Tortonien) assure la mise en place des nappes dont les structures déversées vers l'avant-pays décrivent une virgation à déversement convergent (ANDRIEUX, 1971). Les formations autochtones, pour la plupart mésozoïques, émergent en massifs de sous ces nappes en formant tout autant de fenêtres qui dévoilent la nature du socle rifain.

2.2.2.a Le Groupe des Tamsamane

Si la plupart des massifs ne sont pas métamorphiques, certains sont néanmoins affectés d'un métamorphisme de type schiste vert et d'une déformation pénétrative (GUILLEMIN & HOUZAY, 1982 ; FRIZON DE LAMOTTE, 1982). Ces dernières unités ont été regroupées par NEGRO *et al.* (2007) sous le nom de Groupe des Tamsamane. Il rassemble les unités des

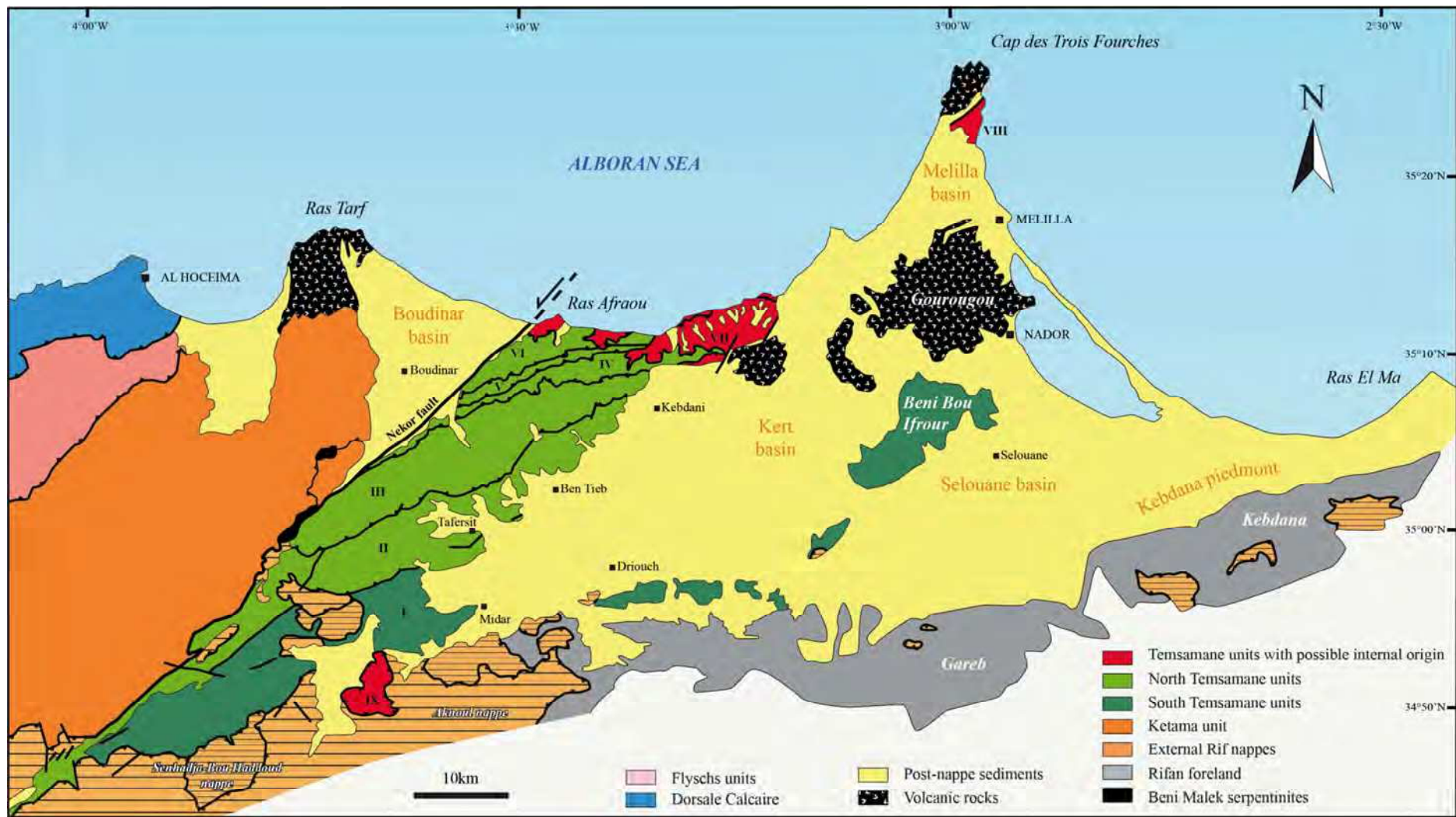


Figure 2.4 : carte géologique du Rif oriental, compilée d'après les cartes de SUTER (1980), JEANNETTE & HAMEL (1961), NEGRO (2005) et NEGRO *et al.*, (2007)

Temsamane *s.s.* telles que définies par FRIZON DE LAMOTTE (1985), ainsi que celles des Trois Fourches et des Khebaba (Figure 2.4).

Adossé à l'accident du Nékor, le massif des Temsamane borde la frontière occidentale du Rif oriental. Il est composé d'unités sédimentaires d'âge mésozoïque à cénozoïque, regroupant des faciès carbonatés (calcschistes, calcaires, dolomies) plutôt jurassiques et des faciès schisto-gréseux ou marneux plutôt crétacés à miocènes (Figure 2.5). L'ensemble des terrains secondaires est traversé par des filons magmatiques plus tard plissés et métamorphisés, s'apparentant à des aïounites (57 ± 3 Ma ; CHARLOT *et al.*, 1964, in FRIZON DE LAMOTTE, 1982). FRIZON DE LAMOTTE (1985) divise ce massif en sept unités qui disposent chacune de leur propre succession stratigraphique, comme autant de lanières séparées de chevauchements à vergence nord orientés selon l'élongation NE-SW du massif. Celles-ci sont regroupées en deux compartiments : (1) un Domaine Nord et (2) un Domaine Sud.

Le Domaine Nord est un diverticule d'unités plissées et répétées. Il comprend, du Sud vers le Nord : (1) l'unité de Tafersit-Iferni (II), (2) l'unité d'Imzirène (III), (3) l'unité du Jbel Mahjar (IV), (4) l'unité d'Ijer (V), (5) l'unité de Taliouine (VI) et (6) l'unité de Ras Afraou (VII). Cette dernière est interprétée différemment par SUTER (1980) qui y voit une relique charriée depuis les zones internes (Sebtides). L'ensemble de ces unités présente un gradient de métamorphisme croissant vers le Nord et vers le haut de la pile structurale, passant d'un faciès anchyzonal au faciès des schistes verts.

Situé juste au-dessus de la nappe d'Aknoul, le Domaine Sud est lui uniquement composé de l'unité Temsamane Sud (I) mais dispose d'une série stratigraphique complète depuis le Lias jusqu'au Crétacé supérieur, recouverte en discordance par les turbidites du Miocène inférieur à moyen. Cette unité appartient à un domaine paléogéographique commun à l'avant-pays et au massif des Beni Bou Ifrou (KERCHAOU, 1994) ; elle est quasiment dépourvue de métamorphisme (FRIZON DE LAMOTTE, 1982 ; NEGRO, 2005).

L'unité des Trois Fourches (VIII), continuité des Temsamane Nord, est composée de formations paléozoïques rapportées au Silurien, reposant sur un complexe métamorphique (socle cristallin à micaschistes, psammites et dolomies) par l'intermédiaire d'un accident tectonique (DEL VALLE, 1917, in JEANNETTE & HAMEL, 1961). Elle est interprétée comme une unité allochtone plus interne dans le domaine externe du Rif oriental (SUTER, 1980 ; MICHARD *et al.*, 2006).

L'unité métamorphique des Khebaba (IX) repose sur le Domaine Sud des Temsamane. Bien que son agencement structural la rapproche des klippes des Senhadja, son grade métamorphique la rattache davantage à l'unité de Ras Afraou. Certains auteurs considèrent cette unité comme une klippe posée sur les nappes d'Aknoul (MOREL, 1980) mais FRIZON DE LAMOTTE (1985) l'associe plutôt à l'olistostrome du Nékor, la considérant comme un écaillage tardif de celui-ci.

La structure générale des Temsamane Nord reflète un empilement d'unités de pendages relativement similaires marquant dans les niveaux carbonatés de grands plis déversés vers le SW (FRIZON DE LAMOTTE, 1985 ; Figure 2.6). Cet empilement imbriqué (D1) se produit avant l'Oligocène (ANDRIEUX, 1971 ; MONIE *et al.*, 1984 ; FRIZON DE LAMOTTE, 1985). L'ensemble des unités porte une linéation d'étirement de direction ENE-WSW à NE-SW. Les unités les plus septentrionales, où déformation et métamorphisme sont les plus

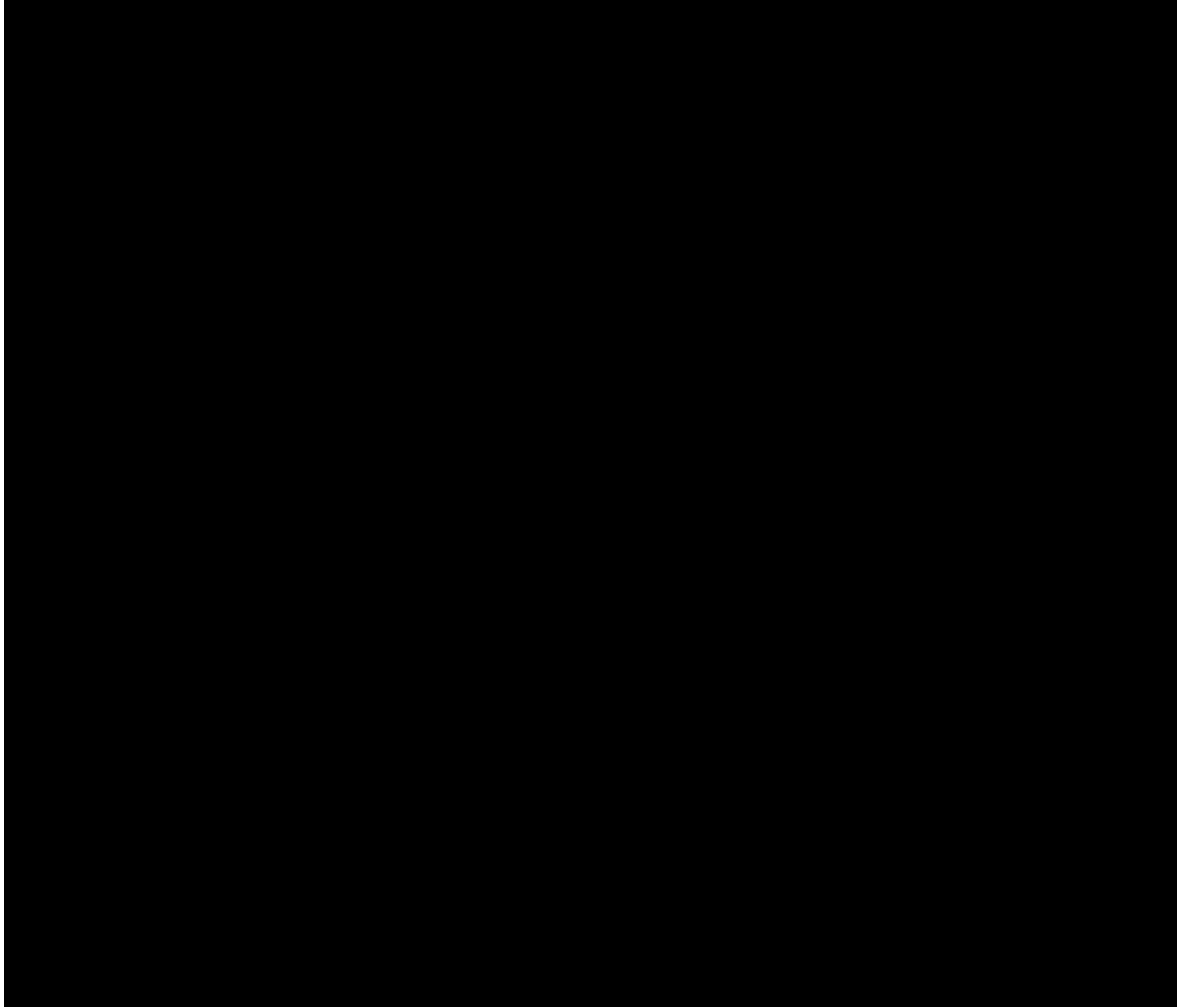


Figure 2.5 : colonnes lithostratigraphiques des unités du groupe des Tamsamane (NEGRO *et al.*, 2007). Les numéros des unités sont reportés sur la [Figure 2.4](#).

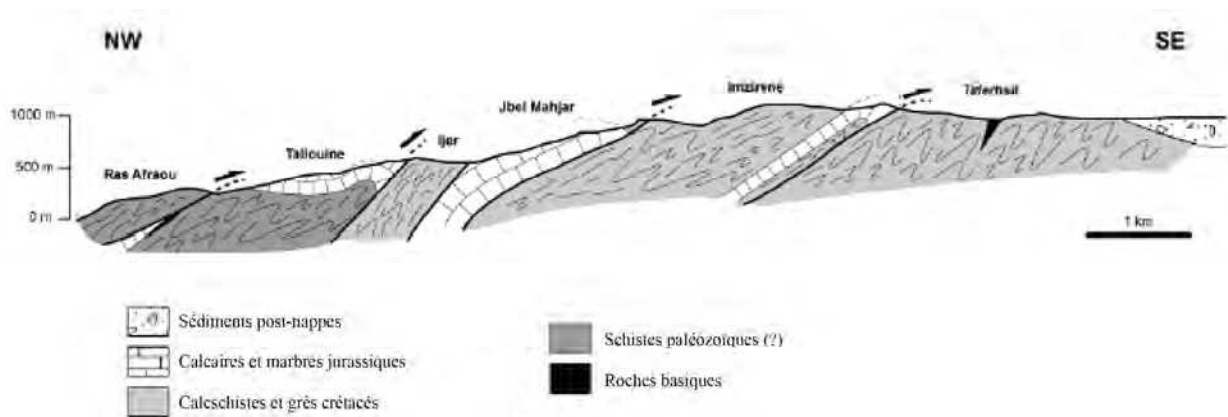


Figure 2.6 : coupe illustrant le style tectonique des unités des Tamsamane Nord (FRIZON DE LAMOTTE, 1985).

intenses, présentent en outre des critères de cisaillement fréquents (veines de quartz sigmoïdes, fabriques c-s...) indiquant un sens de cisaillement vers l'Ouest. Les grands plis déversés sont compatibles avec des chevauchements vers le SE, qui semblent synchrones de l'étirement EW observé : l'empilement pourrait donc être ante- à syn-cisaillement vers l'Ouest et ajouterait une composante constrictive NW-SE à la déformation principale du massif (NEGRO, 2005).

NEGRO (2005) et NEGRO *et al.* (2007, 2008) proposent une évolution métamorphique et structurale des unités du groupe des Tamsamane : (1) certaines de ces unités (VII, VIII et IX) ont enregistré des conditions de MP-BT (6-8 kbar ; 350-430 °C) similaires à celles des Sebides les moins métamorphiques. L'âge minimum de ce métamorphisme a été estimé à *ca* 20-23 Ma ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$). Il met en évidence un épisode de subduction (ou d'empilement) à cette période ; (2) l'exhumation de ces unités se produit du Miocène moyen à supérieur (soit entre 15 et 12.5 Ma, et jusqu'à 6 Ma). Elle est caractérisée par un étirement EW intense, le développement concomitant d'une schistosité et un cisaillement vers l'Ouest. Cette déformation, qui évolue dans le temps vers des conditions cassantes, est interprétée comme le résultat du retrait vers l'Ouest d'une zone de subduction à pendage est (JOLIVET *et al.*, 2006).

Les accidents décrochants du Rif oriental sont contemporains de la phase 2 (Figure 2.7). Ils se groupent autour de l'accident du Nékor voire s'y raccordent. On peut y distinguer trois familles (FRIZON DE LAMOTTE, 1982) : (1) l'accident décrochant sénestre N45 du Nékor et ses auxiliaires, dont l'accident SE des Tamsamane, décrochement sénestre qui se raccorde au Nékor après une torsion importante ; les accidents N et S du massif des Beni Bou Ifrou (sénestres ?) ; (2) les accidents N75 sénestres au Nord des Kibdana et de l'unité des Khebaba ; (3) les accidents dextres NS comprenant la faille du Bas-Nékor, la faille ouest du bassin de Boudinar et les failles du Jbel Hamman. Le jeu de l'accident du Nékor est relativement plus tardif que l'exhumation des unités Tamsamane, ce qui minimise son éventuel rôle dans la remontée de ces unités (NEGRO, 2005).

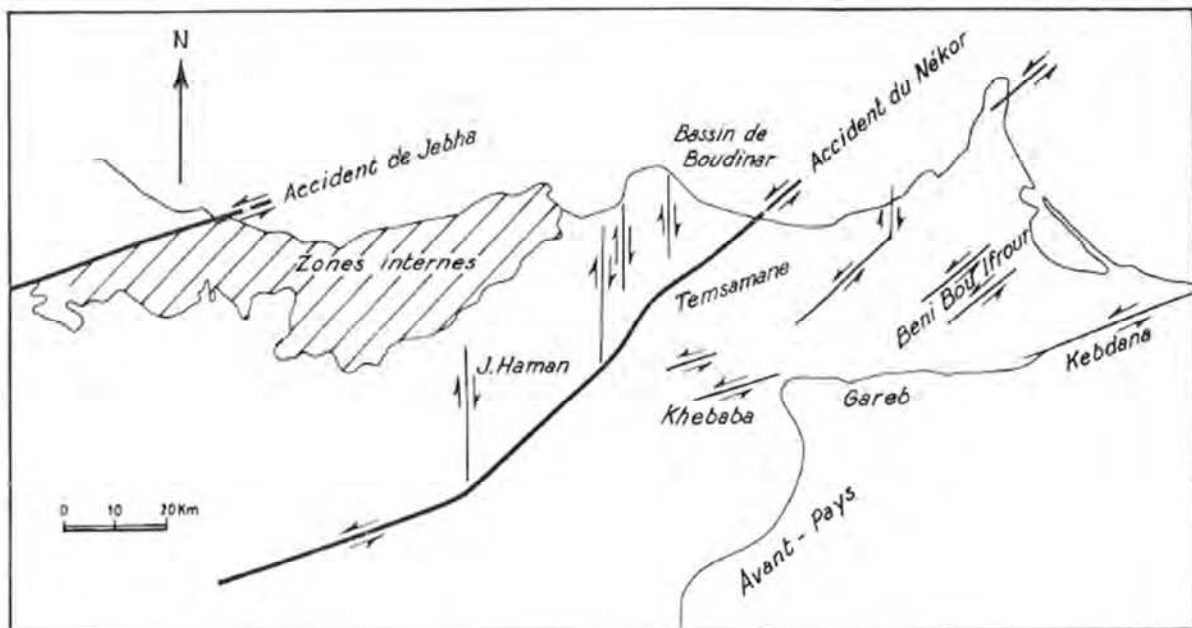


Figure 2.7 : accidents décrochants principaux du Rif oriental (FRIZON DE LAMOTTE, 1982).

L'exhumation du massif des Tamsamane au Tortonien (entre 11 et 7 Ma) a également été récemment assimilée à un détachement, lié à la présence d'une zone de cisaillement cassant-ductile extensive associée à des failles normales qui recoupent l'empilement de nappes des Tamsamane (BOOTH-REA *et al.*, 2012).

2.2.2.b Les unités charriées

Les nappes rifaines dans le Rif oriental sont représentées par les nappes d'Aknoul et de Senhadja.

Les nappes d'Aknoul sont d'âge albo-aptien moyen à aquitainien ; leurs faciès sont représentatifs d'une sédimentation profonde de type turbidite sans équivalent dans le Rif oriental, ce qui en fait une unité allochtone (FRIZON DE LAMOTTE, 1982). Deux schistosités y sont visibles, associées aux D1-D2 du massif des Tamsamane. La première est une schistosité de dissolution-recristallisation subhorizontale et parallèle à la S0, sans structure plicative associée. La seconde phase est soulignée par des plis intra-foliaux asymétriques, d'axe N120 déversés vers le SSW, et dont la schistosité axiale est une schistosité de crénulation en éventail à pendage nord variable.

La nappe de Senhadja se distingue en la nappe de Bou-Haddoud (Malm à Tertiaire) et la nappe de Senhadja *s.s.* (Lias à Néocomien). Elle comprend des cipolins, schistes, quartzites légèrement métamorphiques, Trias gypso-salin, calcaires dolomitiques du Lias et brèches tectoniques.

2.2.2.c Les massifs de l'avant-pays « vrai »

Ces massifs regroupent les chaînons méridionaux du Gareb et le massif des Kibdana (Figure 2.8).

A la limite méridionale du Rif oriental, les Jbel Naach, Hamza et Ziata forment un ensemble de collines basses se prolongeant vers l'Est par les rides des Kerker. Ce chaînon du Gareb, dissymétrique, est adossé au Sud au massif tabulaire atlasique des Beni Bou Yahia (JEANNETTE & HAMEL, 1961). Les formations du substratum y sont mésozoïques ; elles passent de faciès calcaréo-dolomitiques au Jurassique supérieur (Tithonique) à des faciès marno-gréseux néritiques qui semblent représenter le rivage de la Méditerranée néocomienne. Ces formations mésozoïques sont structurées en une succession d'anticlinaux-synclinaux d'axes EW dont la déformation plicative est post-Néocomien à ante-Tortonien. En effet, le substratum modérément plissé supporte en discordance des formations très plissées, marno-gréseuses burdigaliennes ou des calcaires conglomératiques datant du Tortonien inférieur à moyen. C'est également au Miocène que, dans la continuité de la tectonique néogène rifaine, les nappes s'installent sur cet ensemble en le reprenant dans de nombreux écaillages. Il n'en subsiste aujourd'hui dans les chaînons méridionaux que quelques klippes modestes analogues à celles des Kibdana. Finalement, la dernière phase tectonique compressive (post-nappes) vient déformer les axes EW de la structure préexistante, disloquant le flanc nord de ces chaînons et déversant vers le Sud des synclinaux de nappes pincés dans l'autochtone.

Extrémité du Rif oriental dont il constitue le dernier relief à l'Est, le massif des Kibdana domine la plaine de la Moulouya. DE LIZOUR *et al.* (1951) le qualifie de « ride

fortement plissée de l'avant-pays atlasique, supportant des éléments charriés d'affinité rifaine ». De fait, le cœur de cette structure déversée vers le Sud est composé de calcaires dolomitiques, calcaires et marnes formant la série jurassique complète depuis le Lias inférieur jusqu'au Malm (Crétacé non-identifié). Cet autochtone est plissé sous l'action de la déformation atlasique et, après un décrochement postérieur vers le Nord, il relaie l'axe anticlinal des Kerker avant d'être cacheté par les formations du premier épisode transgressif au Burdigalien (MARÇAIS & SUTER, 1952). La différence de plasticité entre les dolomies-calcaires et les marnes-schistes a provoqué des disharmonies de plissement et une dislocation du flanc nord de la chaîne, où l'on peut observer des remontées de diapirs triasiques jalonnant une zone de fracture. A l'Helvétien, la déformation rifaine provoque la mise en place de la nappe de Senhadja. Les phases ultimes de cette orogénèse rifaine replissent l'autochtone, sa couverture et le matériel allochtone charrié. Enfin, le Miocène post-nappes du deuxième épisode transgressif vient recouvrir l'ensemble.

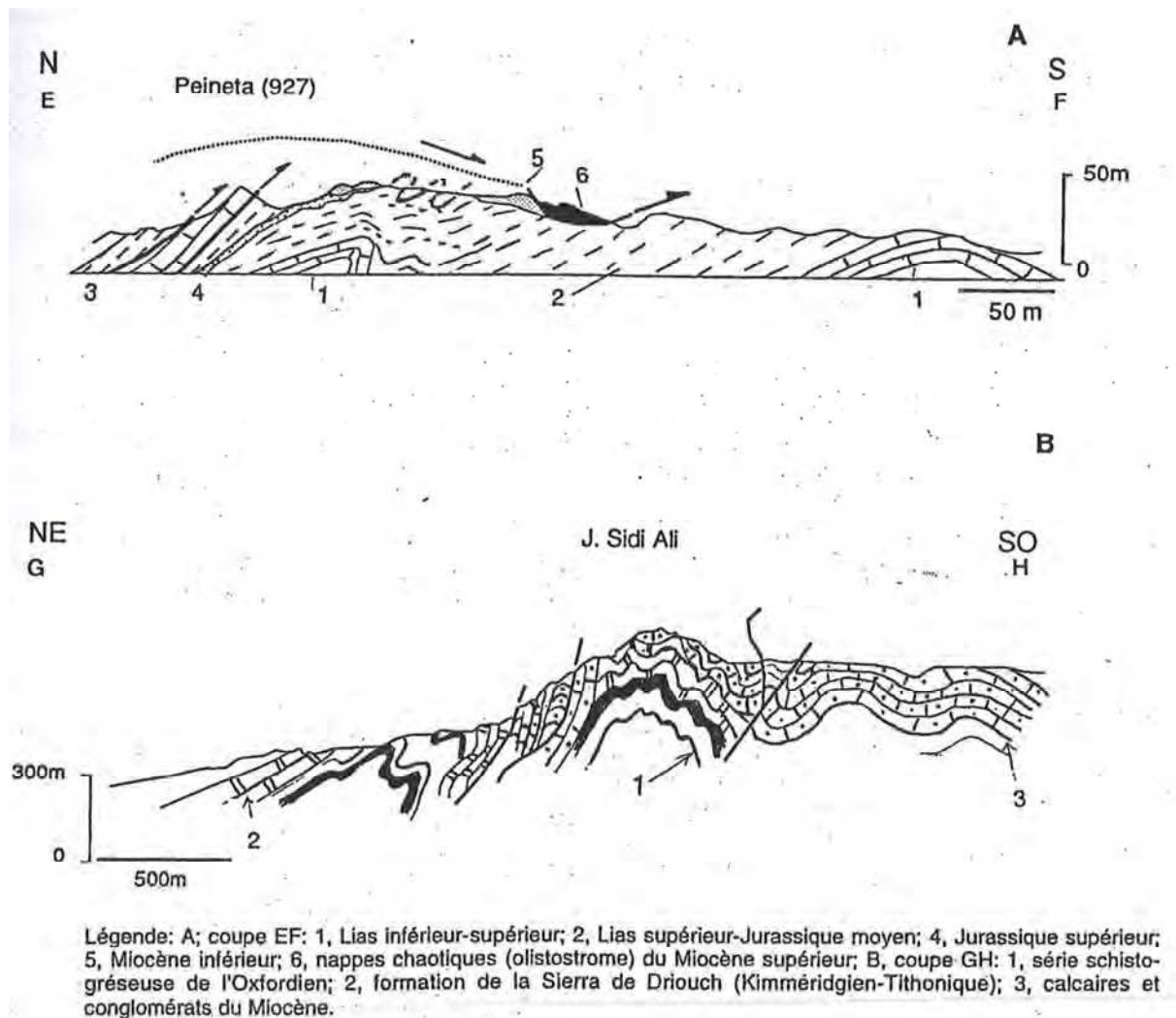


Figure 2.8 : coupes structurales à travers la retombée nord de l'avant-pays atlasique, affecté par la phase D2 synschisteuse d'âge Miocène moyen (*in* KERCHAOU, 1994). (A) Chaîne des Kebdana ; (B) Chaîne du Gareb.

2.2.3 Les formations post-nappes du Rif oriental

La morphologie actuelle du Rif oriental, alternant plaines et massifs, est liée à la seconde phase tectonique miocène qui a morcelé la région en de nombreux blocs. Suite à cette phase compressive, un régime en distension s'établit, provoquant l'ouverture de bassins dits « post-nappes » en faisant rejouer les grands accidents en failles normales ou en flexures. De façon concomitante, un important volcanisme polyphasé s'exprime de cette période jusqu'au Quaternaire.

2.2.3.a Bassins et cycles tectono-sédimentaires

GUILLEMIN & HOUZAY (1982) ont étudié le Néogène post-nappes au travers des bassins de Melilla, Kert, Boudinar et du piedmont septentrional des Kbdana (Figure 2.4). L'étude biostratigraphique des foraminifères planctoniques de ces bassins leur permet de distinguer pour le Rif oriental une succession de trois cycles sédimentaires distincts, chacun débutant par un faciès détritique à conglomérats : (1) un cycle tortonien supérieur probable (zone à *Globorotalia acostaensis*). Essentiellement marneux, il traduit une première transgression marine post-nappes ; (2) un cycle messinien (zone à *Globorotalia mediterranea*) en discordance nette sur les dépôts tortoniens. Ces dépôts reflètent un milieu de mer ouverte à salinité normale. Le caractère transgressif de ce cycle est très marqué puisqu'il submerge la plupart des massifs, avec des variations latérales de faciès (de faciès marneux profonds à coquilliers littoraux) qui marquent une topographie de fond tourmentée et des sources d'apport multiples. Le cycle se termine par un faciès laguno-lacustre de régression ; (3) un cycle pliocène inférieur (zone à *Globorotalia margaritae*) dont l'incursion marine peu profonde en rias se fait sur une surface façonnée par la CSM. Il se termine également par un faciès régressif.

Ces trois cycles sédimentaires sont perturbés par une tectonique polyphasée. GUILLEMIN & HOUZAY (1982) y distinguent plusieurs phases : (1) une extension syn-tortonienne NE-SW voit l'individualisation des bassins à la faveur de failles normales ; (2) une compression NS fini-tortonienne et ante-messinienne est responsable de la structure anticlinale EW de Tarjat (unité des Trois Fourches), de replis de sédiments tortoniens à plans axiaux EW sur le versant nord des Kbdana ou encore de systèmes de décrochements conjugués et d'écaillages affectant les sédiments tortoniens ; (3) une période d'extension NE-SW se poursuit tout au long du Messinien, accentuant l'approfondissement et l'individualisation des bassins ébauchés au Tortonien tout en isolant les massifs (Beni Saïd, Beni Bou Ifrou) en position de horst ; (4) une compression fini-pliocène et quaternaire précoce (NNW-SSE) avec failles inverses et systèmes de décrochements conjugués ; (5) enfin, une extension récente montre un soulèvement récent vers l'Ouest et un abaissement vers l'Est au niveau de la sebkra Bou-Areg (lagune de Nador).

MOREL (1987) propose à son tour l'évolution suivante pour les bassins nord-orientaux : au Tortonien, après la dernière phase paroxysmale responsable de la mise en place des nappes, un exhaussement fait émerger les reliefs. C'est probablement à ce moment que les failles normales sont actives, liées à l'étirement EW du champ de contraintes décrochant distensif qui affecte l'ensemble de la région. La mer tortonienne vient alors occuper les

bassins qui se créent le long de ces accidents décrochants (NE-SW à ENE-WSW) et des failles normales méridiennes. Fin Tortonien-début Messinien, un épisode compressif NE-SW engendre quelques effets locaux sur les dépôts tortonien (chevauchement du flanc sud des Beni Bou Ifrouf). L'histoire messinienne débute par une transgression générale qui dépasse les limites de la mer tortonienne, favorisée par l'effondrement des bassins dû aux effets de la gravité qui prédomine entre deux épisodes compressifs. A la fin du Messinien, une phase compressive N130 provoque des déformations majeures (chevauchement des Beni Bou Ifrouf sur la partie Sud du bassin de Kert-Melilla, flexuration et chevauchement vers le SE des Kbdana sur le Néogène...). Cette phase est la cause du soulèvement des reliefs environnants et de l'exondation d'une partie des bassins. Au Pliocène inférieur, la régression est régionale. Les déformations se poursuivent jusqu'au Quaternaire inférieur, sans que l'on puisse établir de régime tectonique précis.

Il existe bien entendu des variations de ces phases à l'échelle du Rif oriental : ainsi les trois cycles post-nappes sont connus dans le bassin de Melilla mais seulement deux subsistent à Boudinar. FRIZON DE LAMOTTE (1982) estime qu'il vaut mieux parler de phase de subsidence plutôt que d'extension, ce qui se raccorde mieux à l'évolution géodynamique générale connue à cette époque (à *ca* 8 Ma dans les Bétiques, reprise de la compression NS). Ainsi la subsidence des bassins post-nappes n'est pas liée à des phases extensives : elle est plutôt la conséquence de mouvements verticaux amorcés lors des phases compressives par la réactivation des accidents qui bordent les bassins. Les analyses microstructurales (AÏT-BRAHIM & CHOTIN, 1989 ; MOREL, 1989) confirment cette hypothèse, suggérant un régime compressif dans le Rif oriental depuis le Tortonien jusqu'au Quaternaire, avec une rotation antihoraire du NE-SW jusqu'au NW-SE au cours de cette période, elle-même liée à la rotation des directions successives de raccourcissement. A l'échelle du Rif oriental, la subsidence se déplace grossièrement d'Est en Ouest au cours du Néogène.

2.2.3.b Le volcanisme

Dans le Rif oriental, plusieurs édifices volcaniques se construisent au Néogène. Les plus imposants sont les massifs de Ras Tarf, des Trois Fourches, du Gourougou (Figure 2.4) et du Guilliz. Ils se mettent en place dans les bassins sédimentaires, d'âge tortonien supérieur à pliocène, qui se sont construits après les phases tectoniques tangentielles responsables de l'édification de la chaîne rifaine. Les caractères généraux du volcanisme du Rif oriental ont été étudiés et datés par HERNANDEZ & BELLON (1985), puis précisés par EL BAKKALI (1995) et EL BAKKALI *et al.* (1998).

Dans le bassin de Boudinar, le volcan de Ras Tarf est le plus vieil édifice volcanique (12,5-13,1 Ma). Il est composé de laves andésitiques basiques et potassiques faiblement évoluées : ce sont les premières manifestations éruptives néogènes du Rif oriental. Elles sont postérieures au Miocène inférieur à moyen et correspondent au vis-à-vis du volcanisme du Cabo de Gata (SE Espagne).

Au Nord de la péninsule de Melilla-Nador, le massif des Trois Fourches forme un complexe de dômes rhyolitiques, dont les caractères chimiques montrent qu'elles proviennent de la différenciation de laves analogues à celles de Ras Tarf. Quatre phases d'activité y ont été reconnues. Si la première est intercalée dans les sédiments du Tortonien terminal (GUILLEMIN,

1976), la troisième phase est datée radiométriquement à $9,8 \text{ Ma} \pm 3 \text{ Ma}$ (K-Ar sur roche totale ; HERNANDEZ & BELLON, 1985).

Le stratovolcan du Gourougou, plus au Sud, s'accompagne d'un cortège de massifs dits « satellites », mis en place entre 9 et 6,6 Ma sous la forme de dômes rhyolitiques, dacitiques ou andésitiques, ainsi que d'un champ plutonique dans le massif des Beni Bou Ifrou. Ceux-ci sont calco-alcalins potassiques, tandis que les laves du Gourougou *s.s.*, émises entre 7 et 5,4 Ma sont ultrapotassiques (shoshonitiques). Les dernières émissions volcaniques (de 4,7 à 2,6 Ma) sont représentées par des basaltes alcalins à tendance sodique.

Le massif du Guilliz comporte une série de laves dont les caractères chimiques sont intermédiaires entre les séries shoshonitiques et alcalines. Son activité volcanique débute vers 8 Ma, l'essentiel se produisant entre 7,5 et 5,7 Ma (HERNANDEZ & BELLON, 1985).

Ainsi, le volcanisme calco-alcalin débute dans le massif de Ras Tarf (*ca* 12 Ma) et se poursuit au niveau des Trois Fourches (*ca* 10 Ma). Il se succède par un volcanisme calco-alcalin potassique au niveau des massifs satellites du Gourougou (9-6,6 Ma) puis shoshonotique dans le Gourougou *s.s.* (7-5,4 Ma). Après un court intervalle, le volcanisme devient alcalin au Pliocène (4,9 Ma) et se poursuit jusqu'à récemment (1,7 Ma).

La plupart du volcanisme néogène dans le Rif oriental est spatialement associé aux failles décrochantes majeures, ainsi qu'aux bassins post-nappes dont l'ouverture est liée au fonctionnement de ces accidents (AÏT-BRAHIM & CHOTIN, 1989,1990 ; HERNANDEZ *et al.*, 1987). Il n'existe dans le couloir de décrochement trans-Alboran aucune polarité chronologique ou géochimique du magmatisme : le volcanisme serait donc lié à l'accident décrochant Trans-Alboran et non à une zone de subduction miocène. Par ailleurs, la simultanéité rigoureuse dans l'évolution des complexes du Gourougou et du Guilliz entre 9 et 5 Ma, et ce bien qu'ils soient situés dans des bassins différents éloignés d'une centaine de kilomètres, montre que le couloir de décrochement trans-Alboran et le magmatisme qui lui est associé sont l'expression en surface d'une structure affectant toute la lithosphère.

Le massif des Beni Bou Ifrouer et ses minéralisations ferrifères

Le massif des Beni Bou Ifrouer fait partie de ces fenêtres qui émergent des plaines dans le Rif oriental. Bien que de dimensions limitées (environ 7 km sur 10), il constitue une anomalie topographique haute allongée en NE-SW qui jaillit au cœur des plaines environnantes – Gareb au Sud, Nador à l'Est, Kert à l'Ouest – faisant face à l'imposant stratovolcan mio-pliocène du Gourougou. Son point haut, Jbel Ouiksane, culmine à 696 m.

Ce chapitre résume les principaux traits géologiques et structuraux du massif des Beni Bou Ifrouer en s'appuyant essentiellement sur le travail de KERCHAOUI (1985, 1994). En effet, les études au niveau du massif se sont davantage concentrées sur les gisements de fer qu'il encaisse, et qui représentent les minéralisations ferrifères les plus importantes du Maroc. Un bilan des recherches menées à ce jour sur ces minéralisations sera donc proposé dans un deuxième temps.

3.1 Etudes géologiques et structurales du massif des Beni Bou Ifrouer

Bien que le Nord de la péninsule de Melilla-Nador ait été très étudié pour sa plateforme carbonatée et la volcanologie du Gourougou (VILAND, 1977 ; HERNANDEZ & BELLON, 1985 ; EL BAKKALI, 1995, EL BAKKALI *et al.*, 1998), le massif des Beni Bou Ifrouer a échappé à cette effervescence. En effet, si KERCHAOUI (1985, 1994) s'y est intéressé de façon extensive d'un point de vue stratigraphique et structural, aucun travail récent ne s'y est consacré alors que le massif présente plusieurs atouts capables d'apporter de nouvelles contraintes géologiques, notamment sur la déformation du Rif.

3.1.1 Les formations sédimentaires des Beni Bou Ifrouer

Le massif des Beni Bou Ifrouer ([Figure 3.1](#)) présente une série mésozoïque apparemment continue du Lias jusqu'au Crétacé inférieur, recouverte par une formation détritique du Miocène moyen ([Figure 3.2](#)). On y trouve au Sud également du Trias gypsohalin au niveau du Jbel Harcha, ainsi qu'à la limite méridionale du massif. Les unités lithologiques et leurs caractères structuraux permettent d'établir une division du massif des Beni Bou Ifrouer en plusieurs sous-domaines.

3.1.1.a Stratigraphie

Les formations les plus anciennes du massif des Beni Bou Ifrour se situent au Sud, exhumées au cœur des anticlinaux du Jbel Harcha et du Jbel Ibaroudiene. Ce sont des calcaires micritiques massifs du Lias inférieur à moyen, disloqués en grabens comblés par les formations marno-calcaires à bélemnites du Lias moyen à supérieur. De rares ammonites y ont été datées du Domérien supérieur au Toarcien (cf. carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane). Suivent les marnes et calcaires à ammonites pyriteuses du Jurassique moyen (Dogger), puis une séquence flyschoidé désignée sous le nom de « Ferryschs » par WILDI (1981), et datant du Jurassique supérieur. Dans la partie nord du massif, le Jurassique supérieur est représenté par des calcaires divers : karstiques, dolomitiques, conglomératiques à entroques...

Les schistes du Crétacé inférieur forment une large partie des formations mésozoïques du massif des Beni Bou Ifrour. Au Sud, ce sont des marnes et des niveaux de pélites à passées calcareuses ou gréseuses très fossilifères (ammonites et bélemnites). Ces schistes néocomiens dits « argentés » tirent leur nom de leur couleur vert-argent attribuée à la chlorite. Ils dessinent un antiforme intégrant les anticlinaux du Jbel Harcha et du Jbel Ibaroudiene, l'anticlinorium du Jbel Bouzerib. Leur équivalent au Nord est une formation plus détritique, environ cinq fois plus épaisse, et constituée de pélites intercalées avec des bancs lités de quarzite, voire de lits de calcaires fins. Elles sont considérées comme étant de type flysch (JEANNETTE & HAMEL, 1961 ; RHODEN & ERENO, 1962) et supportent une importante barre calcaire qui forme le point haut du massif (Jbel Ouiksane). Par ailleurs, la présence d'une série volcano-sédimentaire attribuée au Berriasien supérieur (sans certitude) est révélée par DUFLOT *et al.* (1984) : il s'agit de tuffites finement rubanées intercalées avec les niveaux schisto-gréseux du Crétacé inférieur.

Le Miocène moyen n'est présent qu'au SE du massif. Il est formé à la base de molasses de calcaires conglomératiques, puis par une série schisto-gréseuse incluant des olistolithes (gypse, éléments schisteux, cipolins...) dont la source est attribuée au domaine des nappes rifaines (JEANNETTE & HAMEL, 1961 ; KERCHAOU, 1985, 1994). Malgré une lacune importante des dépôts depuis le Crétacé supérieur, ces sédiments sont en concordance sur les faciès néocomiens.

Les sédiments post-nappes (Messinien), enfin, forment un dépôt transgressif et discordant sur les flancs du massif.

L'ensemble des formations sédimentaires non-carbonatées des Beni Bou Ifrour est regroupé sous l'appellation de schistes. Ces roches ont subi une compaction lors des phases de plissement ; la schistosité est partout bien marquée, les bancs calcaires peu déformés et le métamorphisme général se traduit par un boudinage qui affecte l'ensemble de la série jurassico-crétacée (VILAND, 1977).

3.1.1.b Eléments structuraux

L'agencement tectonique du massif des Beni Bou Ifrour résulte de la succession de plusieurs étapes de déformation regroupant plis et failles. Les formations mésozoïques y sont plissées avant le charriage des nappes rifaines, qui passent au-dessus du massif en

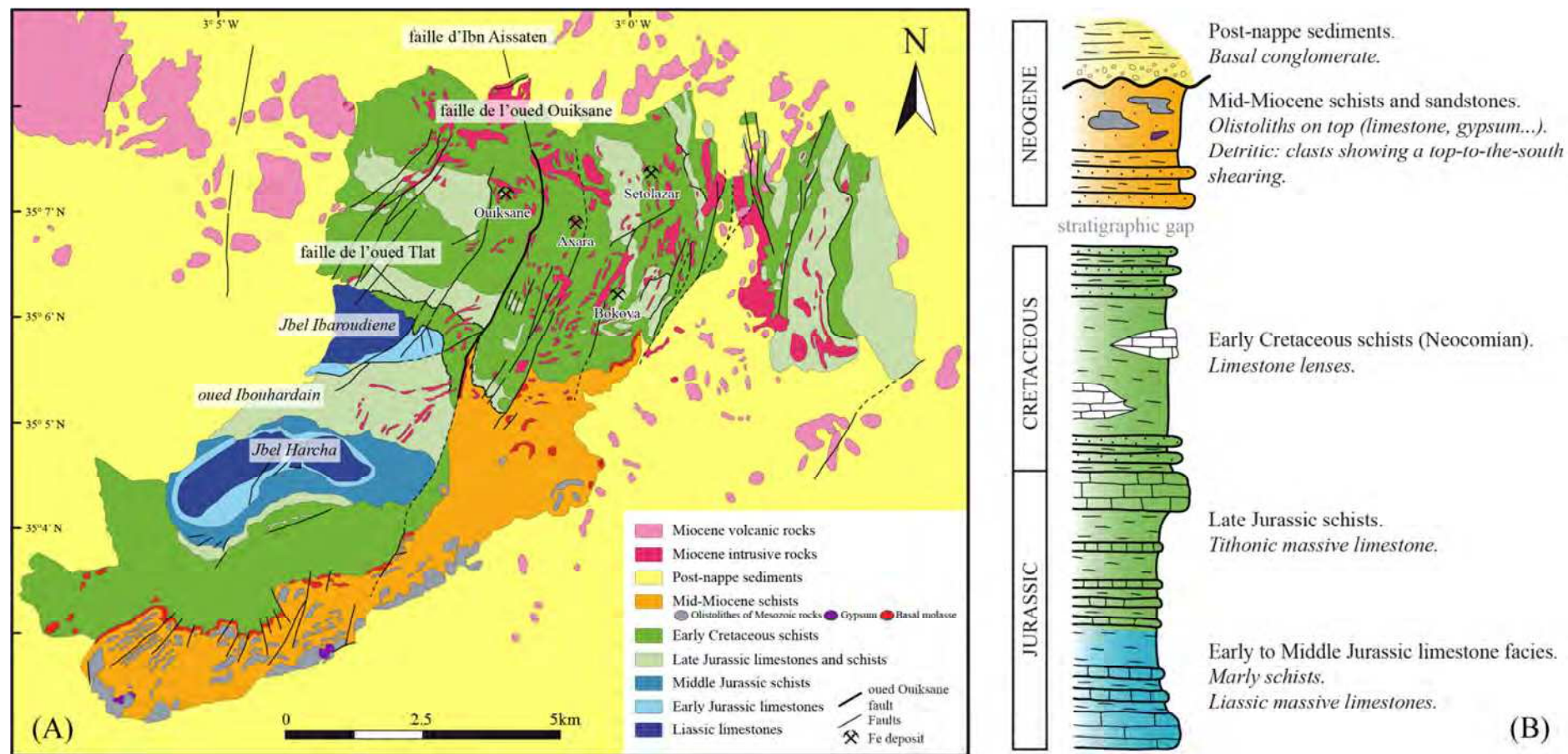


Figure 3.1 : situation géologique simplifiée du massif des Beni Bou Ifrouer (d'après les cartes géologiques au 1/50000 du Maroc, feuilles de Zeghanghane (NI-30-XXI-2b) et de Nador (NI-30-XXII-1a)). (A) Schéma structural ; (B) Log simplifié des grandes unités du massif.

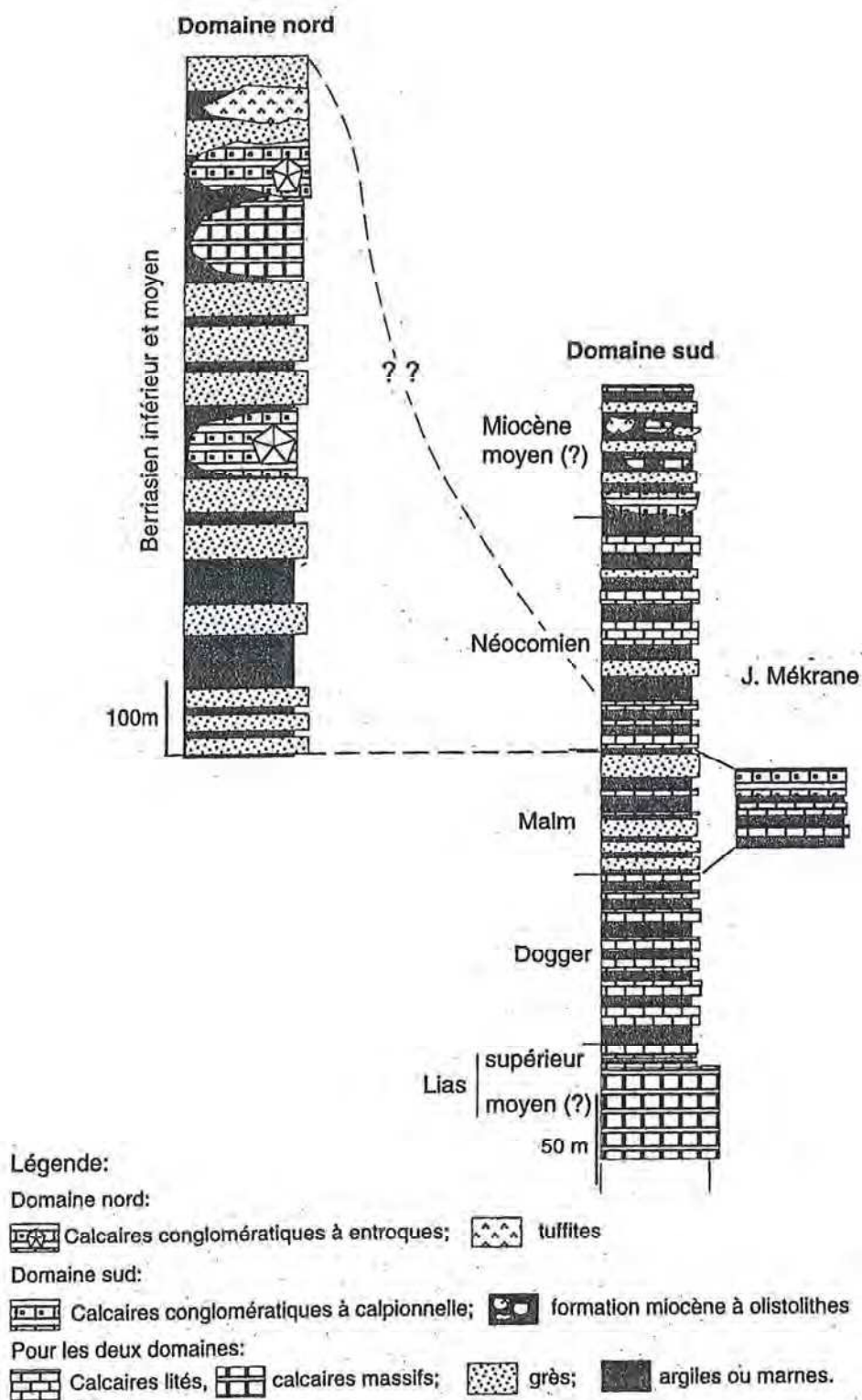


Figure 3.2 : comparaison entre les colonnes stratigraphiques synthétiques du Domaine Nord et du Domaine Sud des Beni Bou Ifrouf (KERCHAOU, 1994).

abandonnant des lambeaux, représentés par les olistolithes du Miocène moyen (JEANNETTE & HAMEL, 1961). Les plis majeurs comptent les anticlinaux déjà mentionnés du Jbel Harcha et du Jbel Ibaroudiène. Le premier est un pli droit dont la courbure de la charnière, globalement EW, est attribuée à un évènement post-plissement. Le second, d'axe EW également, est déversé vers le Sud d'environ 30° ; son axe plonge de 20 à 30° vers l'ENE, et son flanc nord est de polarité normale tandis que son flanc sud est de polarité inverse. Plus au Nord du massif, le pli dit de Axara présente une surface axiale orientée N110, 30 N portant une linéation d'étirement orientée N25° E, et avec un plongement de 25° environ vers le NNE. Il est interprété comme basculé vers le Sud. Comme pour l'anticlinal du Jbel Ibaroudiène, son flanc nord est de polarité normale et son flanc sud est de polarité inverse. La partie NE du massif présente une série de plis-écaillés d'axe NS et de pendage 45° vers l'Est en moyenne, déversé régulièrement vers l'Ouest et présentant des ondulations locales dues à une phase de plissement ultérieure.

L'accident majeur présent au sein du massif est la faille de l'oued Tlat, longue de 4 km et de forme arquée. Cette faille est interprétée par KERCHAOUI (1985, 1994) comme un chevauchement majeur dont les derniers mouvements sont postérieurs aux dépôts du Miocène moyen, pris en écharpe au niveau de l'oued Bourdim. Le long de la faille, les calcaires conglomératiques à entroques présentent les caractéristiques d'une mylonite marquant une linéation d'étirement pénétrative orientée NS. On trouve associée à cette déformation ductile une composante cassante s'exprimant par des failles inverses NE-SW à vergence sud-ouest. La faille de l'oued Tlat est plissée par la formation de l'anticlinorium de Jbel Bouzerib et décalée par la faille méridienne dite de l'oued Ouiksane, qui sépare en deux sur plus de 4 km la partie nord du massif. Cette faille représente en fait un couloir de failles parallèles et en relais sur 100 à 200 m de largeur. Les marqueurs cinématiques de cette faille sont interprétés de plusieurs façons : (1) pour RHODEN & ERENO (1962), il s'agit d'une faille subverticale décrochante sénestre, dont la faille d'Aït-Rhanem à l'Ouest est le pendant ; (2) pour KERCHAOUI (1994), elle indique un mouvement coulissant dextre avec un rejet local de 500 m ; il en fait une faille de déchirure au front du chevauchement de l'oued Tlat.

Il existe d'autres failles normales sénestres NS à NE-SW, de pendage 35° W à SW. La plus importante de celles-ci est la faille de Ouiksane, décrite comme responsable de la mise en place d'un corps plutonique, appelé Intrusion Centrale par les mineurs de l'exploitation de Ouiksane, auquel la minéralisation la plus importante du massif est associée (RHODEN & ERENO, 1962). Il existe également un important réseau de failles EW à NW-SE subverticales à pendage nord, probablement responsables de la mise en place d'une deuxième génération de dykes intrusifs. Au NE du massif, l'allure isoclinale des plissements cache une structure en failles plates à peine visible en surface, dévoilée grâce aux travaux miniers réalisés lors de l'exploitation du fer (RHODEN & ERENO, 1962). Listriques à vergence ouest, on en dénombre trois majeures : (1) la plus large et profonde (jusqu'au niveau de la mer) est la faille de Cherif, qui s'étend sur 1600 m, (2) la faille d'Iberkanen de 1000 m, jusqu'à 200 m de profondeur, et (3) la faille d'Axara, de 500 m de longueur. Au Sud, les failles de l'oued Ibouhardain occupent la zone charnière entre les anticlinaux du Jbel Ibaroudiène et du Jbel Harcha. Ces failles, globalement orientées EW, sont des failles inverses à vergence sud marquant des mouvements du Nord vers le Sud. Par ailleurs, on retrouve dans la partie sud du massif le réseau de failles NS à NE-SW qui hâche le Domaine Nord, en plus discret toutefois.

3.1.1.c Subdivision du massif

Sur la base d'arguments stratigraphiques et structuraux, KERCHAOUI (1985, 1994) subdivise le massif des Beni Bou Ifrouer en deux unités, séparées par le contact tectonique majeur de l'oued Tlat : (1) un Domaine Nord, ou unité de Ouiksane, et (2) un Domaine Sud, ou unité du Jbel Harcha (Figure 3.3).

Le Domaine Nord est constitué des secteurs occidental (Jbel Ouiksane) et oriental (Jbel Tazeka Azrou), délimités par une ligne méridienne définie par la faille de l'oued Ouiksane. De part et d'autre de cette ligne, les séries stratigraphiques sont analogues à quelques variantes près. Les schistes du secteur occidental remontent ainsi jusqu'au Jurassique supérieur, tandis que ceux du secteur oriental sont considérés comme Crétacé inférieur ; ils représentent en fait la partie supérieure de la même série (RHODEN & ERENO, 1962 ; KERCHAOUI, 1985, 1994). En effet, les lentilles de calcaires se trouvent au sommet de la séquence du secteur occidental, tandis que dans le secteur oriental elles sont présentes à la base de la même série. La principale différence entre les deux secteurs réside dans l'orientation des strates de part et d'autre de l'oued Ouiksane : celles-ci présentent une structure monoclinale de direction EW à pendage nord (35° en moyenne) à l'Ouest, et NS à pendage est (35° en moyenne) à l'Est. D'après FAURE-MURET (*in* JABRANE, 1993), l'orthogonalité des structures serait due à une rotation horaire de 90° du secteur nord-oriental. C'est en effet le seul secteur qui ne respecte pas la disposition régionale des massifs avoisinants.

Le Domaine Sud est lui-aussi divisé en deux par la vallée de l'oued Ibourhardain : les secteurs du Jbel Ibaroudienne et du Jbel Harcha, qui correspondent aux anticlinaux du même nom.

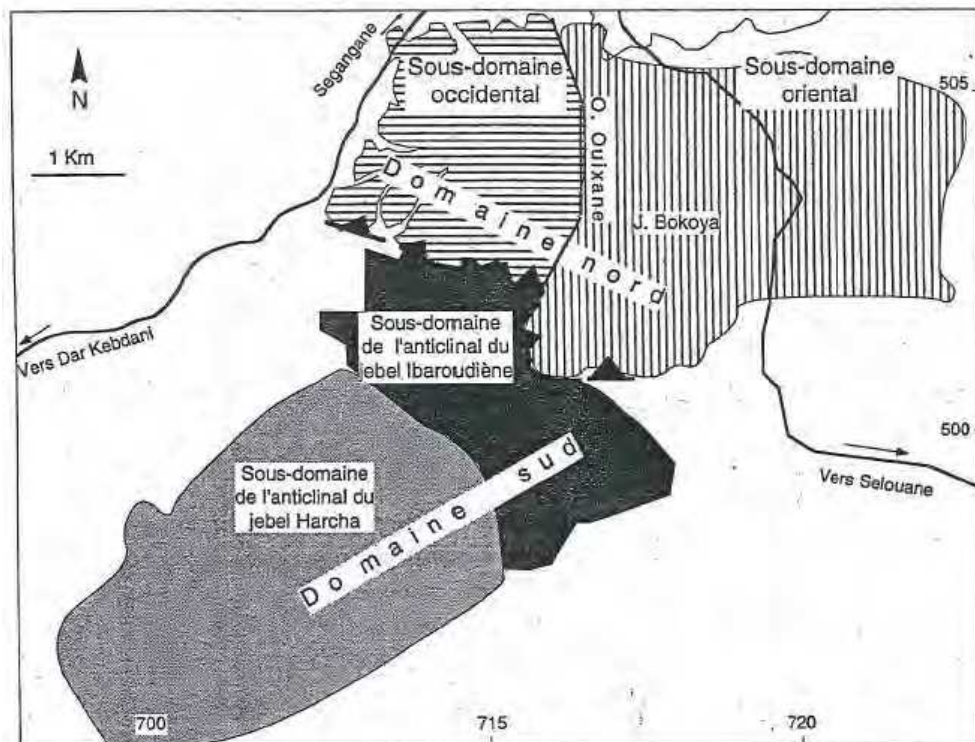


Figure 3.3 : carte schématique illustrant les subdivisions du massif des Beni Bou Ifrouer (KERCHAOUI, 1994).

3.1.2 Les Beni Bou Ifrouer, siège d'un champ magmatique plutonique

Comme nous l'avons vu au chapitre précédent, les roches volcaniques sont largement distribuées sur la péninsule de Melilla-Nador. Elles sont particulièrement présentes au niveau du massif des Beni Bou Ifrouer dans leur équivalent profond (Figure 3.1), et forment ainsi au niveau du Domaine Nord le seul champ magmatique plutonique du Rif marocain.

3.1.2.a Les massifs volcaniques environnants

Les monts Amar, Afra et Loma-Mokhtar se rattachent géographiquement au massif des Beni Bou Ifrouer, qu'ils bordent sur ses parties nord et est (VILAND, 1977). Ainsi les monts Amar s'alignent selon un axe EW au Nord du massif, dans des terrains miocènes. Cet alignement traduirait l'existence d'une cassure du socle selon cette direction, limitant au Nord l'extension du substratum mésozoïque. Les monts Loma-Mokhtar bordent le flanc est des Beni Bou Ifrouer selon un axe NNE-SSW, marquant une nouvelle cassure importante du socle. Cet alignement se poursuit au NE par les monts Afra, dont les laves recouvrent le socle, puis au-delà de la plaine par la zone de fracture de Sidi-Youssef d'où s'épanche une coulée basaltique tardive.

Les laves de ces différents ensembles volcaniques, généralement massives, présentent une certaine homogénéité d'aspect et une structure microlithique porphyrique. Ce sont des rhyodacites, très semblables à Amar et Loma-Mokhtar. Les laves sont de faciès différent aux monts Afra, qui présentent de plus une altération hydrothermale intense. Décrits par VILAND (1977) comme des trachytes alcalins, intermédiaires entre les rhyodacites et les trachytes claires à sanidine de Nador, elles sont en revanche assimilées à des andésites par EL BAKKALI (1995).

3.1.2.b Les roches plutoniques

Le cortège de roches magmatiques des Beni Bou Ifrouer présente une grande variété de faciès à caractère plus ou moins porphyrique. La plus importante, l'Intrusion Centrale, est une granodiorite porphyrique dont les éléments ferromagnésiens se détachent d'un fond où l'on distingue des feldspaths (VILAND, 1977). Les amphiboles y sont très abondantes (13-14 % en moyenne), ainsi que les biotites (jusqu'à 8 %). Les minéraux de première génération sont les plagioclases, amphiboles, micas, apatites et minéraux opaques, les minéraux secondaires des orthoses et quartz.

En surface, on trouve des variations de l'Intrusion Centrale. KERCHAOUI (1985, 1994) y dénombre trois types, présentant divers degrés d'altération : (1) le faciès à amphiboles, (2) le faciès à biotite et (3) le faciès à pyroxènes. Pour JABRANE (1993) et JABRANE *et al.* (2001), c'est la présence de minéraux métasomatiques dans la granodiorite (§ 3.2.4) qui a conduit les auteurs précédents à admettre l'existence de plusieurs faciès d'origine magmatique. Les variations locales de la proportion en ferromagnésiens seraient ainsi plutôt liées à l'altération.

La distribution en surface des filons et dykes n'est pas aléatoire : les intrusions s'organisent en un long chevelu aux directions subparallèles aux failles NS à NE-SW. Les auteurs s'accordent pour dire que les roches plutoniques du massif sont syn-tectoniques,

guidées par la tectonique fragile : elles s’injectent soit dans les failles NE-SW à NS tardives qui hachent le massif, sous forme de sills et de dykes qui recoupent les schistes en NE-SW, ou encore en lame intrusive épaisse grossièrement concordante avec la stratigraphie comme l’Intrusion Centrale. VILAND (1977) suggère ainsi la présence d’un socle laccolitique continu dans les terrains mésozoïques du Domaine Nord.

Plus rares dans le Domaine Sud, les granodiorites viennent en remplissage de fentes d’extension en échelon N130-N160 au sein d’un couloir de cisaillement ductile-fragile dextre de direction N80-N130 (oued Ibouhardain ; KERCHAOUI, 1985, 1994).

3.1.2.c Géochimie et datations

Les analyses chimiques réalisées sur ces roches magmatiques montrent que ce sont des roches calco-alcalines potassiques (VILAND, 1977 ; KERCHAOUI, 1994 ; EL BAKKALI, 1995 ; EL BAKKALI *et al.*, 1998). Dans l’ensemble, les roches plutoniques présentent une grande similitude avec les massifs volcaniques environnants dont elles représentent les équivalents pétrographiques.

A ce jour, les roches intrusives des Beni Bou Ifrouer ont fait l’objet de plusieurs datations compilées dans la Table 3.1 et localisées sur la Figure 3.4 ; les âges s’y échelonnent de 8.9 à 3.6 Ma.

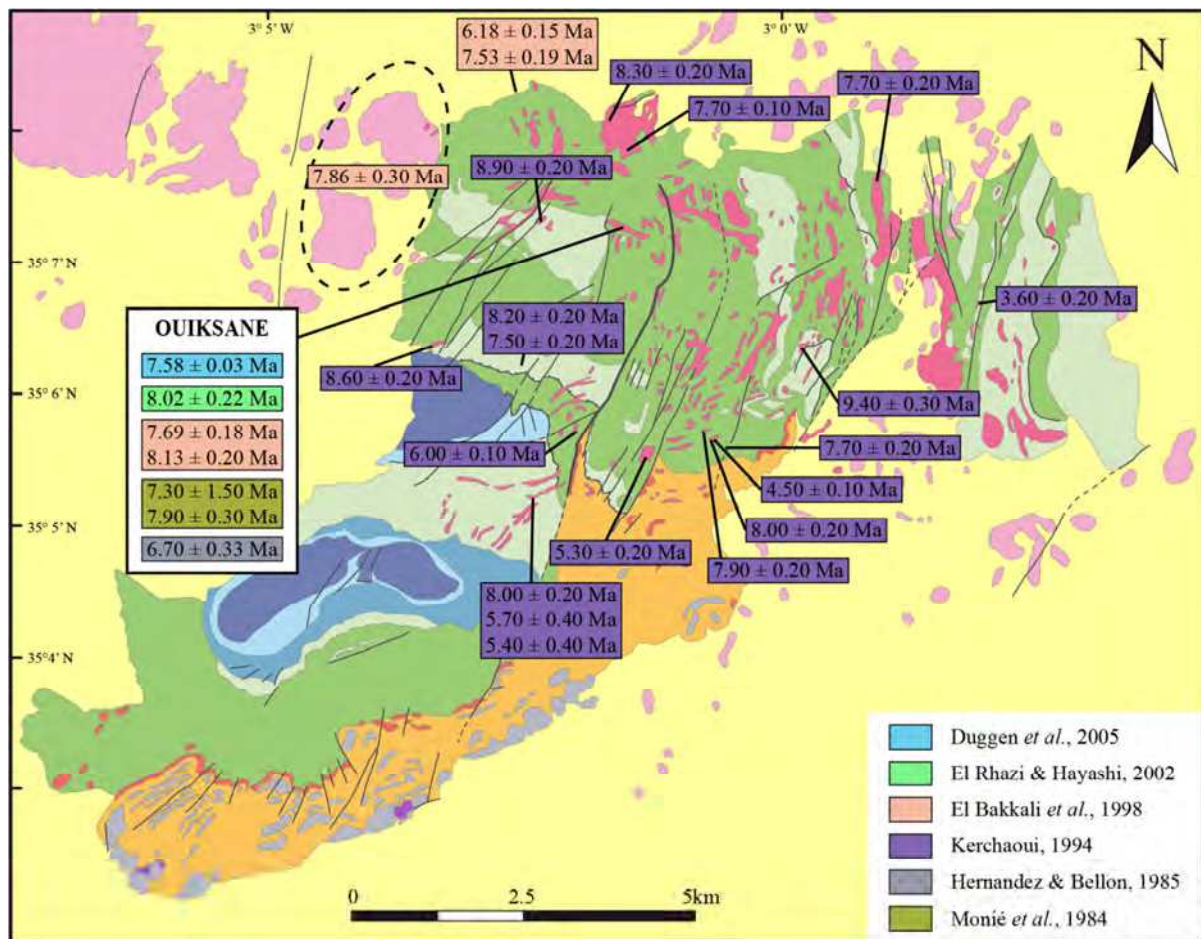


Figure 3.4 : report des âges du magmatisme du massif des Beni Bou Ifrouer sur le schéma structural.

Sample	Rock-type	Age (Ma)	Error (Ma)	Method	Mineral	Authors
GG030699-1a	diorite	7.58	0.03	Ar-Ar	bt	Duggen <i>et al.</i> , 2005
GO-1	granodiorite	8.02	0.22	K-Ar	bt	El Rhazi & Hayashi, 2002
G21	granodiorite	7.69	0.18	K-Ar	WR	El Bakkali <i>et al.</i> , 1998
G1	granodiorite	8.13	0.20	K-Ar	WR	El Bakkali <i>et al.</i> , 1998
G3*	andesite	7.65	0.25	K-Ar	WR	El Bakkali <i>et al.</i> , 1998
P1*	trachytic tuff	6.18	0.15	K-Ar	WR	El Bakkali <i>et al.</i> , 1998
P1*	trachytic tuff	7.53	0.19	K-Ar	bt	El Bakkali <i>et al.</i> , 1998
G8*	andesite	7.86	0.30	K-Ar	WR	El Bakkali <i>et al.</i> , 1998
Z18-90	diorite	8.30	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z17-90	diorite	7.70	0.10	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z10-90	diorite	8.90	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z40-90	diorite	7.70	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z41-90	diorite	3.60	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z41-90	diorite	3.70	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
W19-91	diorite	8.60	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z45-90	diorite	8.20	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z45-90	diorite	7.50	0.20	K-Ar	bt + ms	Kerchaoui, 1995
W44-91	diorite	6.00	0.10	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z36B-90	diorite	5.30	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
W05-91	diorite	5.40	0.40	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z43-90	diorite	8.00	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z46A-90	diorite	5.70	0.40	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
W31-91	diorite	4.50	1.60	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z34-90	diorite	7.90	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z30B-90	diorite	8.00	0.20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Z31-90	diorite	4.50	0.10	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
U15	granodiorite	6.70	0.33	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
R20-82	microgranodiorite	7.30	1.50	Ar-Ar	bt	Monié <i>et al.</i> , 1984
R20-82	microgranodiorite	7.90	0.30	Ar-Ar	bt	Monié <i>et al.</i> , 1984

Table 3.1 : compilation des datations réalisées sur le magmatisme des Beni Bou Ifrouer et des massifs environnants (*).

3.1.3 Paléogéographie : la place des Beni Bou Ifrouer dans le Rif oriental

La place des Beni Bou Ifrouer dans l'échiquier régional a longtemps été débattue. BLUMENTHAL (1932 ; *in* JABRANE, 1993) conclut que le massif est une entité appartenant à la chaîne du Rif plutôt qu'à l'avant-pays. Le Congrès d'Alger (1952), fondateur dans l'histoire géologique de la région, le rattache à l'avant-pays autochtone. Les études structurales de FRIZON DE LAMOTTE (1985) associent les Beni Bou Ifrouer aux Tamsamane (et donc au Mésorif). KERCHAOUI (1985) les situe entre les Tamsamane et l'avant-pays.

L'étude paléogéographique de KERCHAOU (1994) distingue le Domaine Nord et le Domaine Sud des Beni Bou Ifrouer d'un point de vue lithostratigraphique. Cette disparité fondamentale entre les deux domaines est soulignée par la signature de leur milieu sédimentaire au Crétacé inférieur, détritique au Nord et marneux au Sud.

Ainsi le Domaine Nord représente-t-il une matrice turbiditique détritique d'âge estimé au Berriasien inférieur à moyen, comportant des olistolithes d'âge estimé au Jurassique supérieur à Crétacé inférieur (probablement Tithonique). Ces olistolithes, responsables de la topographie en mamelons du domaine, sont des calcaires divers (karstiques, dolomitiques, conglomératiques à entroques...) ou encore des roches tuffitiques, répartis aléatoirement au sein de la matrice turbiditique. KERCHAOU (1985, 1994) fait du Domaine Nord un olistostrome allochtone, ressemblant aux unités Tamsamane Nord, et dont il rattache la matrice flyschoides à des séries équivalentes en Oran, soit une centaine de kilomètres plus à l'Est, voire à Alger (d'après les descriptions de WILDI, 1983). Cela est compatible avec le transport tectonique d'Est en Ouest connu en Alboran (cf. Chapitre 1). Toujours d'après les descriptions de WILDI (1983), les dépôts carbonatés des olistolithes correspondraient à ceux développés dans l'avant-pays ; leur nature variable est le reflet du morcellement de la plateforme carbonatée. La série volcano-sédimentaire à tuffites n'existe nulle part ailleurs en Afrique du Nord.

Le Domaine Sud comporte des formations s'échelonnant du Lias inférieur au Crétacé inférieur selon la séquence sédimentaire continue suivante : (1) calcaires liasiques, (2) séries marno-calcaires du Dogger, (3) schistes gréseux, marnes calcaires et calcaires à calpionnelles du Jurassique supérieur, et (4) schistes argentés néocomiens. Elle montre un approfondissement progressif au cours du temps : la plateforme marine est d'abord au Lias peu profonde, mais cependant instable car tectoniquement active au Lias moyen à supérieur, comme en attestent les formations marno-calcaires qui comblent les grabens formés au sein des calcaires massifs plus anciens. L'approfondissement progressif du bassin se fait au Dogger, fin d'un premier cycle de sédimentation carbonatée où l'on trouve des fossiles pélagiques caractérisant une mer ouverte qui a envahi le Rif interne et toute la bordure septentrionale de l'Afrique. Au Jurassique supérieur, les séries carbonatées sont peu à peu remplacées par la sédimentation détritique des ferryschs turbiditiques, d'origine saharienne, qui s'accumulent en eaux profondes sous forme de turbidites sur la marge subsidente du craton africain (WILDI, 1981). Au Crétacé, le dépôt des schistes argentés marno-calcaires est profond et correspond à un faciès de mer ouverte voire de bassin, contrairement aux chaînons méridionaux qui eux reflètent le rivage. Les schistes argentés du Néocomien sont par ailleurs une série commune à l'ensemble du Rif externe (WILDI, 1981). Aux variables latérales de faciès près, l'ensemble de cette séquence sédimentaire se révèle donc conforme à l'évolution paléogéographique régionale d'autres séries de l'autochtone telles que l'on peut en voir ailleurs dans le Rif oriental (unités Tamsamane Sud) ou l'avant-pays atlasique (KERCHAOU, 1985, 1994).

Une lacune sédimentaire couvre la période du Crétacé supérieur au Miocène moyen. Or, régionalement, les dépôts du Crétacé supérieur (silico-clastites) se développent dans le Rif externe et l'avant-pays ; cette absence pourrait-être liée à l'exondation du Domaine Sud à cette période, ou encore à un épisode d'érosion. Les dépôts du Miocène moyen (molasses et série détritique à olistolithes) sont eux liés à une transgression marine commune dans le Rif

oriental. Malgré la lacune importante, ces sédiments littoraux sont dans les Beni Bou Ifrou concordants sur le Néocomien alors que dans les unités Tamsamani Sud ou dans le chaînon du Gareb, ces mêmes dépôts sont discordants sur les formations antérieures.

Le rapprochement de ces deux unités paléogéographiquement différentes est lié à la translation du Domaine Nord sur le Domaine Sud, au moins jusqu'au Miocène moyen où elles sont tectoniquement jointes par l'accident intra-Beni Bou Ifrou de l'oued Tlat (KERCHAOU, 1985 ; 1994), cet accident constituant le conjugué de l'accident sénestre de Nékor (JABRANE, 1993).

3.1.4 Evolution tectonique du massif des Beni Bou Ifrou

MOREL (1987) attribue la mise en place des nappes et l'évolution tectono-sédimentaire des bassins de Melilla, Kert et Nador au jeu des accidents tardifs NE-SW dans le Rif oriental ; il estime qu'il pourrait en être de même pour le massif des Beni Bou Ifrou et la mise en place des diorites.

3.1.4.a Modèle tectonique de KERCHAOU (1994)

Le massif des Beni Bou Ifrou présente aujourd'hui une structure générale en antiforme dissymétrique, d'axe convexe ouvert vers le NW et haché de failles NE-SW et EW. Un modèle d'évolution structurale est proposé par KERCHAOU (1994), qui organise les différents éléments structuraux rencontrés en trois étapes de déformation : (1) une première phase de déformation ductile-fragile D1, possiblement Oligocène, (2) une seconde phase de déformation ductile-fragile D2 datant du Miocène moyen, et (3) la tectonique cassante tardi-orogénique, aussi appelée néotectonique. Ce modèle est argumenté par plusieurs coupes de terrain, qui illustrent à l'échelle du massif les différents éléments structuraux détaillés ci-dessus ([Figure 3.5](#) et [Figure 3.6](#)).

La D1 ne s'observe que dans le secteur nord-oriental, ce qui renforce l'hypothèse de l'allochtonie du Domaine Nord. Elle est responsable des failles inverses et chevauchements méridiens de vergence ouest, dont certains sont associés à une fabrique mylonitique avec linéation d'étirement plongeant de 25° vers l'Est. La D1 est ainsi le reflet d'une tectonique compressive marquée par des mouvements d'Est en Ouest qui ne développent pas de plis, et donc antérieurs à la schistosité régionale. Ces failles plates ont d'abord été considérées contemporaines de la mise en place des nappes rifaines (RHODEN & ERENO, 1962), soit plus tardives.

La D2, enregistrée dans l'ensemble du massif, s'exprime par les plis synschisteux kilométriques (plis de Axara, de Jbel Harcha et de Jbel Ibaroudienne), ainsi que par des chevauchements localement soulignés par des mylonites (faille de l'oued Tlat, faille de l'oued Ibouhardain), le tout d'orientation EW à vergence sud. Les anticlinaux de Jbel Harcha et de Jbel Ibaroudienne, fracturés en leur centre, percent leur couverture sédimentaire en disharmonie de plissement (JEANNETTE & HAMEL, 1961). La D2 est symptomatique d'un raccourcissement NS ; c'est cette phase de déformation qui est donnée responsable du métamorphisme régional, du faciès des schistes verts.

La D2 se poursuit par une phase souple de raccourcissement NW-SE, marquée par la formation de l'anticlinorium en « dos d'âne¹ » de Bouzerib. Celui-ci se superpose à l'anticlinal d'Axara dans le Domaine Nord, affecte le tracé de la faille de l'oued Tlat et prend enfin en écharpe les anticlinaux des Jbel Harcha et Ibaroudienne dans le Domaine Sud avec une plongée moyenne de 40° vers le NE. Plusieurs failles dextres (N80-N130) liées à la formation de cet anticlinorium provoquent le flambage de la charnière de l'anticlinal de Jbel Harcha.

Aux limites du massif des Beni Bou Ifrou, la néotectonique s'identifie par : (1) des linéaments NE-SW individualisant la boutonnière à l'Est et à l'Ouest, et (2) des linéaments EW représentés au Nord par la faille de chevauchement d'Ibn Aissaten (WNW-ESE à vergence SW) et par une faille normale supposée limiter le massif au Nord, marquant le contact avec les formations volcano-sédimentaires du Néogène supérieur (MOREL, 1987). Au sein même du massif, KERCHAOUI (1994) attribue aux linéaments NS des jeux de failles coulissantes dextres, de failles normales et de joints d'extension. Il assimile les linéaments EW à des failles de chevauchement anciennes et des failles normales limitant le massif au Nord, et que l'évolution néotectonique fait rejouer. Ces failles résultent dans le Domaine Nord d'une tectonique en effondrement dont les mouvements verticaux n'ont pu en l'absence de marqueurs être définis et ne sont donc pas évalués. L'absence de plissement des failles indique qu'elles sont postérieures à l'anticlinorium de Bouzerib (ortonien à messinien). Il en est de même pour les filons intrusifs, dont l'étrécissement à l'échelle du massif indique que l'encaissant était fragile mais compétent au moment de leur mise en place entre 9 et 5 Ma, ce qui correspond bien à la période d'extension néotectonique.

3.1.4.b Intégration du modèle tectonique de KERCHAOUI (1994) dans le Rif oriental

Dans le modèle d'évolution structurale du massif des Beni Bou Ifrou de KERCHAOUI (1994), la D1, possiblement Oligocène supérieur, est liée à l'ouverture de l'Atlantique qui résulte en la translation des unités rifaines de l'Est vers l'Ouest. La D2, datée du Miocène moyen et accompagnée d'un métamorphisme de type schiste vert, est liée à la phase paroxysmale majeure elle-même due au charriage des nappes vers le SSW (ANDRIEUX, 1971 ; FRIZON DE LAMOTTE, 1985). La néotectonique indique une compression NS qui se produit dès la fin du Miocène moyen (ortonien) et correspond à la transgression marine généralisée dans le Rif oriental. Elle est responsable à l'échelle régionale de la formation des horsts (massifs régionaux des Beni Bou Ifrou, des Trois Fourches, des Temsamane et des chaînes du Gareb et des Kbdana) et grabens (bassins environnants). Leur géométrie allongée en NE-SW est contrôlée par un raccourcissement NS accommodé par des failles en NE-SW coulissantes sénestres ou en NS normales (GUILLEMIN & HOUZAY, 1982 ; FRIZON DE LAMOTTE, 1985 ; MOREL, 1987). Il existe également des failles secondaires NW-SE coulissantes dextres, ainsi que des failles inverses EW plus locales.

Deux petits massifs isolés, Bouserit et Tistoutine, se détachent au Sud des Beni Bou Ifrou. Analogues dans leur structure générale, ils font relais dans la sierrana de Driouch (JEANNETTE & HAMEL, 1961).

¹ *i.e.* à double plongée, nord et sud.

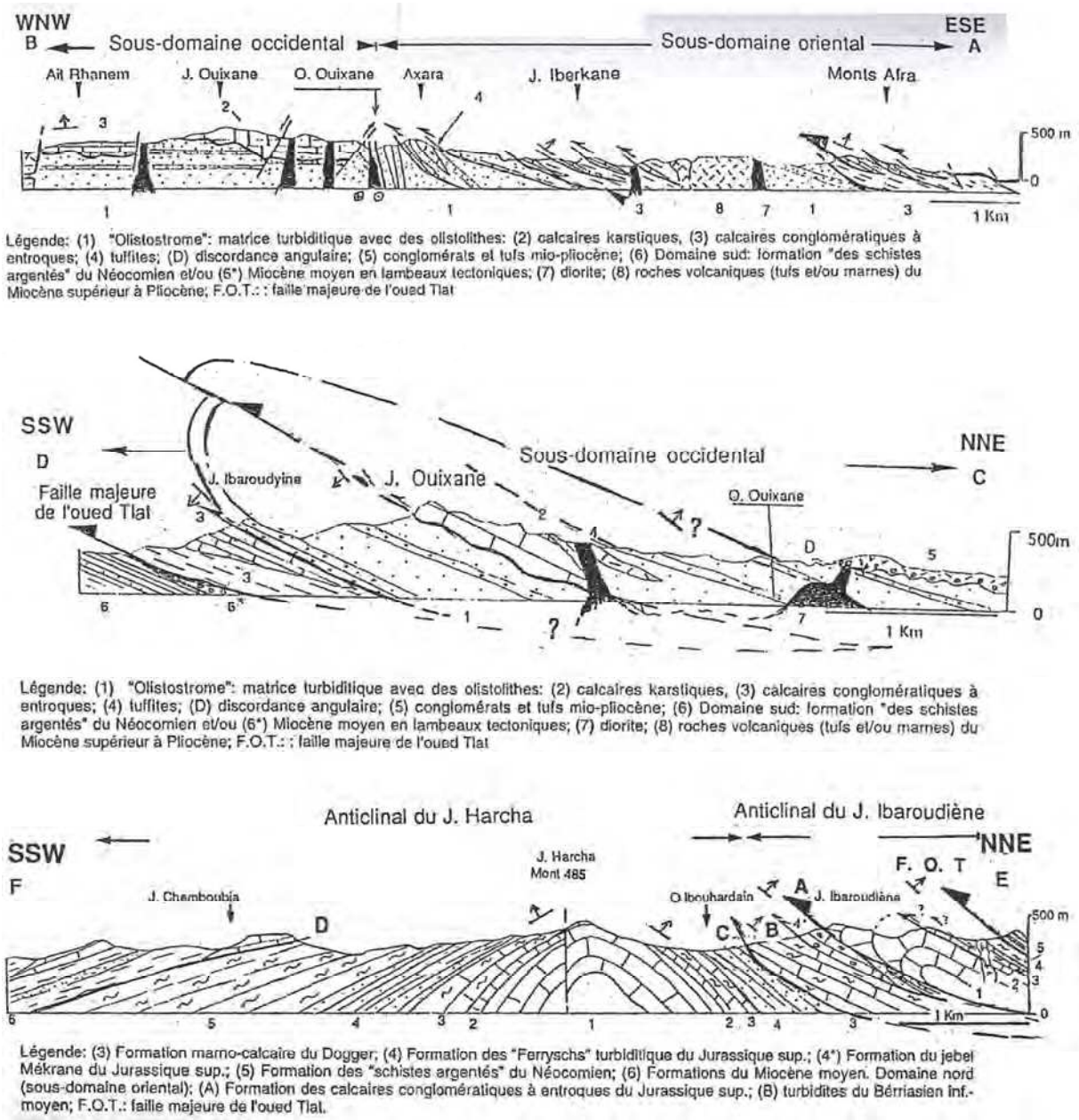


Figure 3.5 : coupes lithostructurales dans le massif des Beni Bou Ifrou (KERCHAOU, 1994). (AB) A travers le Domaine Nord, illustrant le contact entre les deux sous-domaines au niveau de l'accident de l'oued Ouixane. Les couches sont de direction opposées de part et d'autre de cet accident : NS à l'Est, dans le sous-domaine oriental, et EW à l'Ouest, dans le sous-domaine occidental ; (CD) A travers le sous-domaine occidental, illustrant un pli basculé à vergence sud dont la charnière serait faillée. Ces séries sont percées d'injections de diorite, dont la principale est au Nord représentée par le dyke de l'oued Ouixane. La discordance angulaire des séries plio-quadernaires, bien visible à ce niveau, permet de caler l'âge stratigraphique de ce dyke ; (EF) A travers tout le Domaine Sud, illustrant : (1) la différence de style tectonique entre l'anticlinal du Jbel Ibaroudiène, renversé et écaillé vers le Sud, et l'anticlinal du Jbel Harcha au Sud ; (2) au Sud, le Miocène repose en discordance parallèle sur le Néocomien ; (3) la vallée de l'oued Ibouhardain, où se trouvent plusieurs failles de chevauchement (A, B, et C), forme une limite structurale entre les deux anticlinaux.

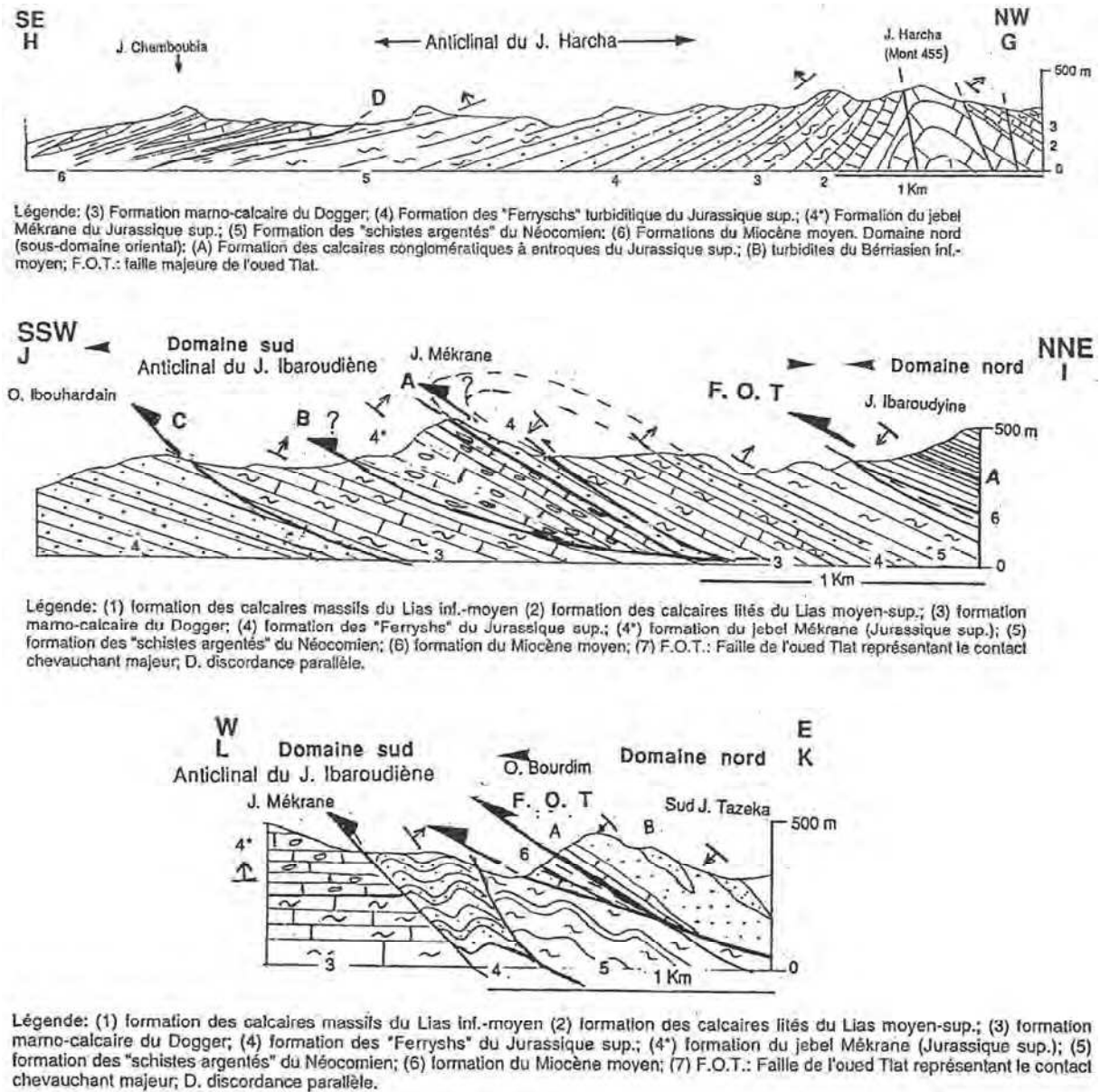


Figure 3.6 : coupes lithostructurales dans le massif des Beni Bou Ifrou (KERCHAOU, 1994). (GH) A travers l'anticlinal du Jbel Harcha, illustrant un pli anticlinal droit souligné par les couches verticales du Lias d'orientation N70. Il s'agit d'un anticlinal faillé tardivement ; (IJ) A travers le Jbel Mékrane, montrant le contact avec le Domaine Nord et illustrant la charnière de l'anticlinal du Jbel Ibaroudiyne, renversé et écaillé vers le Sud par le jeu des différentes failles inverses (A, B et C) à vergence sud et parallèles à la faille de l'oued Tlat ; (IK) Entre le Domaines Nord et le Domaine Sud, montrant le contact chevauchant de la faille de l'oued Tlat au niveau de l'oued Bourdim, ainsi que les imbrications par failles inverses des formations du Jurassique supérieur, du Néocomien et du Miocène moyen. Ce dernier, à cet endroit, se retrouve coincé sous les calcaires conglomératiques à entroques d'âge jurassique supérieur.

3.1.4.c Un autre modèle : la résurgence caldeirique de EL BAKKALI *et al.* (2001)

La cuvette d'Oumassine est une zone en dépression d'environ huit kilomètres sur dix, située dans le bassin sédimentaire post-nappes de Melilla-Kert entre le stratovolcan du Gourougou et le massif mésozoïque des Beni Bou Ifrou. Elle est remplie de sédiments essentiellement marneux d'âge miocène supérieur où sont intercalés des horizons volcanoclastiques (tufs) de puissance métrique à décamétrique. Ces dépôts sont associés au volcanisme néogène du stratovolcan du Gourougou et de ses appareils satellites, situés pour la plupart autour de la dépression d'Oumassine. D'après la distribution et la structuration des tufs, ainsi que les caractères lithologiques et sédimentologiques observés à l'intérieur et à l'extérieur de cette cuvette, EL BAKKALI *et al.* (2001) suggèrent que celle-ci pourrait être une caldeira sous-marine (Figure 3.7).

Il s'agit probablement d'une structure complexe, résultant d'une succession de phases d'effondrement. La caldeira se serait ainsi formée pendant la phase magmatique calco-alcaline potassique liée au volcanisme des massifs satellites : les tufs les plus anciens, rhyolitiques à andésitiques, sont ainsi reliés à la formation de la caldeira et à son activité interne. Les tufs les plus récents, de composition trachytique et latitique, sont eux indépendants de l'activité de la caldeira ; ils la remplissent tardivement lors de l'activité magmatique shoshonitique du Gourougou.

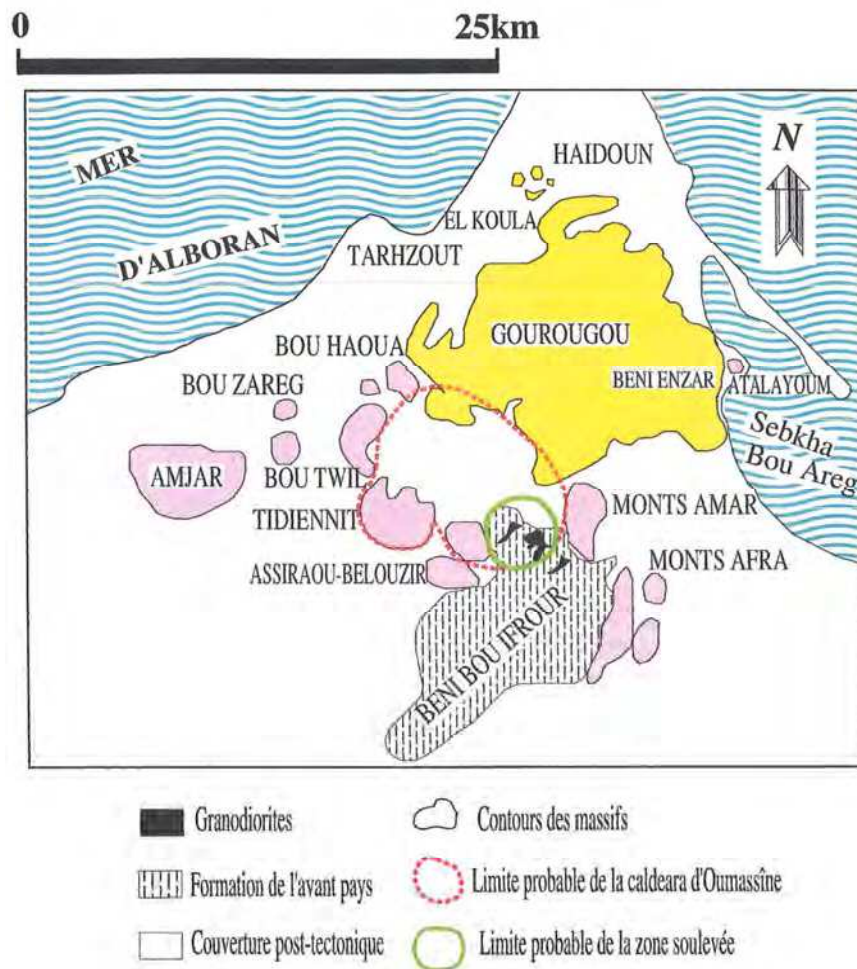


Figure 3.7 : limites probables de la caldeira d'Oumassine et du secteur SE soulevé (EL BAKKALI *et al.*, 2001).

Des filons de granodiorites recoupent les séries mésozoïques des Beni Bou Ifrou, équivalentes en âge et en composition à certaines laves des massifs satellites du Gourougou. Dans l'hypothèse de la caldeira, le compartiment nord des Beni Bou Ifrou contenant les granodiorites aurait ainsi subi une résurgence volcano-tectonique récente, postérieure à l'intrusion des granodiorites et en réponse mécanique aux effondrements du système caldeirique d'Oumassine. L'interprétation du secteur d'Ouiksane comme un bloc résurgent d'origine volcano-tectonique fournit une explication cohérente avec : (1) l'affleurement des granodiorites, elles-mêmes d'âge Miocène supérieur et interprétées comme des équivalents hypovolcaniques des andésites des volcans satellites de la caldeira, à l'aplomb des formations du bassin miocène ; (2) l'altération hydrothermale particulièrement forte au niveau de ce secteur ; (3) les déformations locales et récentes, sans relation avec le régime tectonique régional ; (4) les épais colluvions de pente plio-quadernaires du flanc nord des Beni Bou Ifrou, qui correspondent à un marqueur du soulèvement topographique.

3.2 Les minéralisations des Beni Bou Ifrou

Le massif des Beni Bou Ifrou est le siège des minéralisations ferrifères les plus importantes du Maroc, et qui de fait ont été exploitées de 1915 à 1976. Dans ce district, les gisements sont regroupés en trois bandes minéralisées majeures qui s'étendent sur 36 km² dans la partie nord du massif, et qui d'Ouest en Est sont connues sous les noms de Ouiksane, Axara-Imnassen et Setolazar-Bokoya (Figure 3.1 et Figure 3.8). Le minerai y est essentiellement composé de magnétite. Une note synthétique a récemment été publiée sur le sujet par BOUABDELLAH *et al.* (2012 ; Annexe II).



Figure 3.8 : photo aérienne montrant la distribution des exploitations des Beni Bou Ifrou.

3.2.1 Exploration et exploitation – chiffres de production

Ce sont de grands affleurements d'hématite massive (type chapeau de fer) sur les versants du Jbel Ouiksane qui ont d'abord révélé la présence du fer de Ouiksane lors d'une

prospection du secteur par Del Valle dès 1905-1907. Ce fer y a été exploité en *open pit* par la CEMR² dès 1914. Les gisements de Axara et de Setolazar seront découverts plus tard (1927-1929) grâce à une prospection magnétique au sol, et exploités à la fois à ciel ouvert et en souterrain. Les extensions des masses minéralisées seront finalement mises en évidence lors de travaux de magnétométrie au sol (1951, 1954-1955, 1959-1960) puis aéroportée (couvert de 2100 km² en 1959).

Les données de production couvrant les périodes 1915-1951 et 1957-1967 (DUFLOT *et al.*, 1984) montrent que respectivement 24 Mt et 12 Mt de minerai ont été exploitées par la CEMR avant que la société SEFERIF³ ne reprenne l'exploitation du secteur. Finalement, plus de 60 Mt de minerai (45-60 % Fe) auraient été produites sur l'ensemble de la durée d'exploitation (1915-1976). Les réserves potentielles de minerai de fer seraient de l'ordre de 26.4 Mt (dont 17 Mt certifiées, teneurs moyennes de 37.5 % Fe, 4 % S), voire de 46 Mt si l'on inclut les teneurs inférieures à 40% (BOUADBELLAH *et al.*, 2012). Le district fait d'ailleurs actuellement l'objet d'un appel d'offre pour la reprise de l'exploitation du fer.

3.2.2 Typologie des minéralisations

Depuis la découverte des minéralisations ferrifères au sein du massif, plusieurs hypothèses ont été proposées pour les qualifier. Celles-ci intègrent systématiquement la présence des intrusions plutoniques, dont l'association spatiale avec le minerai est difficilement contournable. HEIM le premier invoque ainsi en 1934 une origine magmatique de la phase minéralisatrice qui produit le fer, tandis que RHODEN & ERENO suggèrent en 1962 une action pneumatolytique. Quelques auteurs privilégient cependant une origine hydrothermale (DELIZAUR, 1952) ou volcano-sédimentaire avec une contribution hydrothermale (DUFLOT *et al.*, 1984). Ce n'est qu'en 1977 que VILAND puis KERCHAOUI (1985) évoquent un modèle métasomatique de type skarn pour ces minéralisations, sans encore en fournir les arguments métallogéniques qui seront plus tard apportés par JABRANE (1993), JABRANE *et al.* (2001) puis EL RHAZY & HAYASHI (2002).

Une synthèse des principales caractéristiques des gisements des Beni Bou Ifrouer est ici proposée. L'ensemble des termes employés sera explicité dans le Chapitre 4, qui constitue un rappel général sur les minéralisations de type skarn.

3.2.3 Morphologie et structures des gisements

Comme nous l'avons évoqué plus tôt, les minéralisations ferrifères se concentrent presque exclusivement dans le Domaine Nord du massif des Beni Bou Ifrouer, et cela tout en se dispersant d'Ouest en Est. Selon leur position par rapport à la faille de l'oued Ouiksane, limite majeure au sein du massif, les minéralisations s'expriment de façon différente. Ainsi à l'Ouest de la faille, le gisement de Ouiksane se présente sous la forme de lentilles de minerai massif et d'un réseau anastomosé de veines et veinules ; il est stratiforme à l'Est sur Axara et

² CEMR : Compañía Española de Minas del Rif.

³ La SEFERIF est une société dont la gestion fut confiée au Bureau de Recherche et de Participations Minières (BRPM). Cet organisme géologique public est devenu en 2005 l'Office National des Hydrocarbures et des Mines (ONHYM).

Setolazar, où il est caractérisé par des alternances régulières de bancs ferrifères et de bancs stériles. Cette différence de modalités est attribuée à la substitution par le minerai de fer de lentilles calcaires au sommet de la série grésopélique de Ouiksane. L'allure rubanée sur Axara et Setolazar est elle imputée au remplacement de deux couches calcaires intercalées dans la séquence schisteuse (JABRANE, 1993).

La structure de ces gisements est rendue très complexe par une tectonique intense et par l'abondance de roches magmatiques qui les recourent. Les travaux miniers réalisés par RHODEN & ERENO (1962) détaillent la géométrie de chaque gisement le long de profils (Figure 3.9). Ils proposent ainsi un modèle de mise en place où ils assimilent les minéralisations de Axara et de Setolazar (Figure 3.10) : après le plissement du Domaine Nord en un dôme anticlinal (Figure 3.10 A), un mouvement se produit le long de la faille de Ouiksane, faille normale sénestre de direction NE-SW et de pendage 60-65° vers le NW qui traverse le Jbel Ouiksane (80 % du mouvement total ; Figure 3.10 B). L'emplacement du corps magmatique principal, l'Intrusion Centrale, se produit alors au travers de cette faille (Figure 3.10 C). La minéralisation hydrothermale se développe dans l'ensemble du Domaine Nord et la magnétite vient remplacer les termes carbonatés de l'encaissant (Figure 3.10 D). Elle est recoupée à Setolazar par une série de dykes normaux par rapport à la S0, qui génèrent de légers décalages des minerais tandis qu'au niveau de Ouiksane, les derniers mouvements de la faille de Ouiksane se produisent (20 % du mouvement total ; Figure 3.10 E). La dislocation – et le basculement subséquent – de la bande minéralisée de Setolazar provoque la répétition de la série à Axara-Imnassen (Figure 3.10 F) ; celle-ci se fait par l'intermédiaire de failles plates initiant des charriages vers l'Ouest, qui représenteraient une variation des nappes rifaines se déplaçant vers le Sud. L'ultime stade est l'éruption du dyke bréchiq de l'oued Ouiksane (Figure 3.10 G).

Pour EL BAKKALI *et al.* (2001), l'emplacement du minerai de fer au SE de la dépression d'Oumassine et au NE des Beni Bou Ifrouer est probablement en relation avec une résurgence excentrique de ce secteur qu'ils interprètent comme une caldeira qui aurait favorisé le fonctionnement d'un important système de circulation de fluides hydrothermaux. La mise en place de la granodiorite au-dessus de la chambre magmatique, au même endroit, aurait ainsi constitué un facteur non négligeable quant à l'installation du minerai de Ouiksane-Setolazar, les solutions hydrothermales provenant de la source magmatique calco-alcaline potassique drainant et lessivant les roches rencontrées au passage, dont les granodiorites. Cette minéralisation a donc une relation étroite avec (1) la phase magmatique calco-alcaline et potassique, (2) la caldeira d'Oumassine et sa résurgence, (3) la circulation de fluides hydrothermaux et (4) la présence de bancs calcaires dans le socle mésozoïque encaissant.

3.2.4 Métasomatose et minéralogie

L'Intrusion Centrale se met en place au Miocène ($7,58 \pm 0,03$ Ma ; DUGGEN *et al.*, 2005), entre 0,8 et 2,7 kbar et 750 à 780 °C (JABRANE, 1993). Elle développe un métamorphisme de contact, transformant ainsi son encaissant en cornéennes micacées et marbres dolomitiques. Sur la base des paragenèses de haute température présentes, JABRANE estime les maxima de température atteints à 580 °C dans les cornéennes et 520 °C dans les marbres.

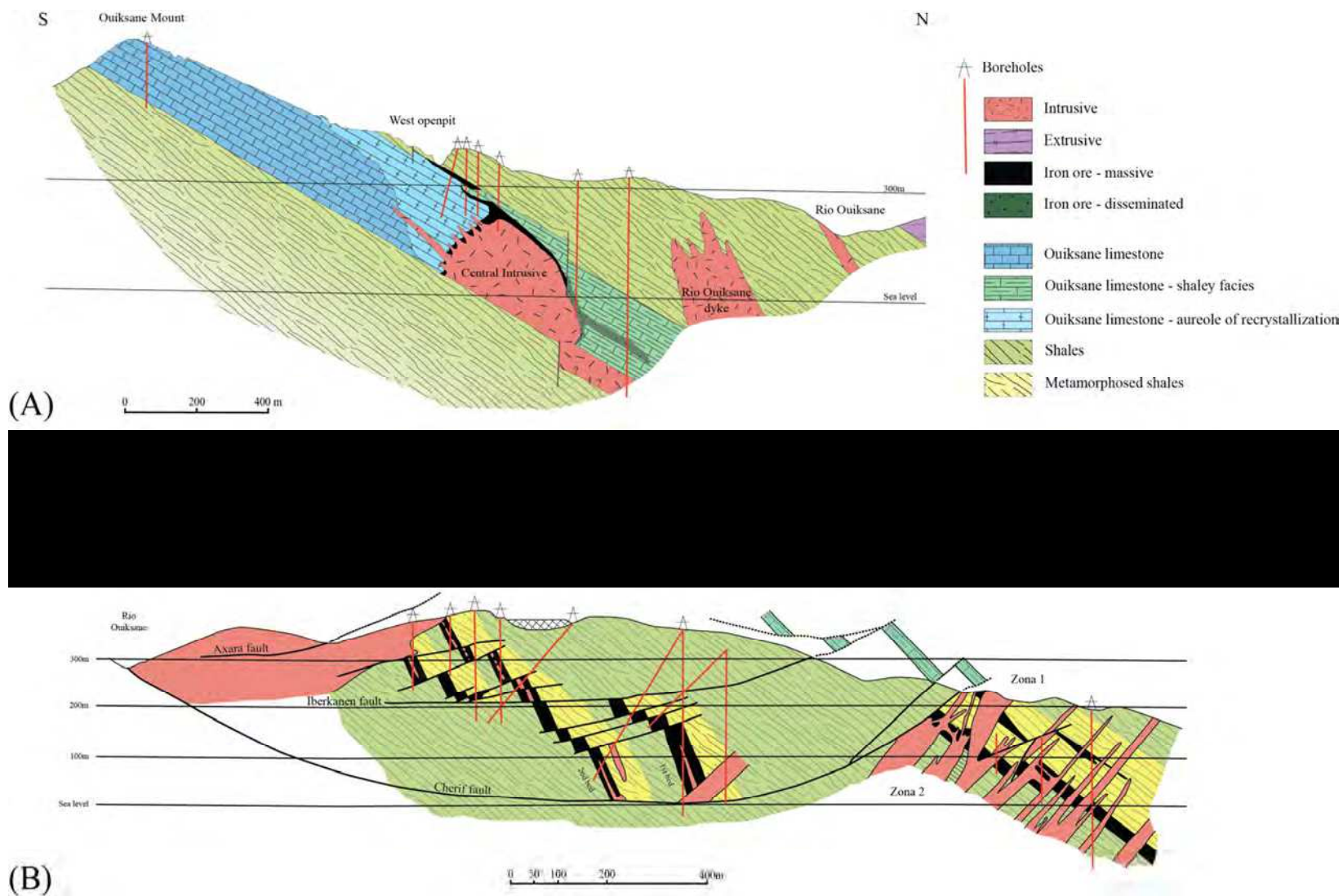


Figure 3.9 : coupes réalisées lors des travaux miniers de RHODEN & ERENO (1962). (A) Profil NS du gisement de Ouksane ; (B) Profil WE explicitant les relations entre les trois gisements à l'échelle du Domaine Nord.

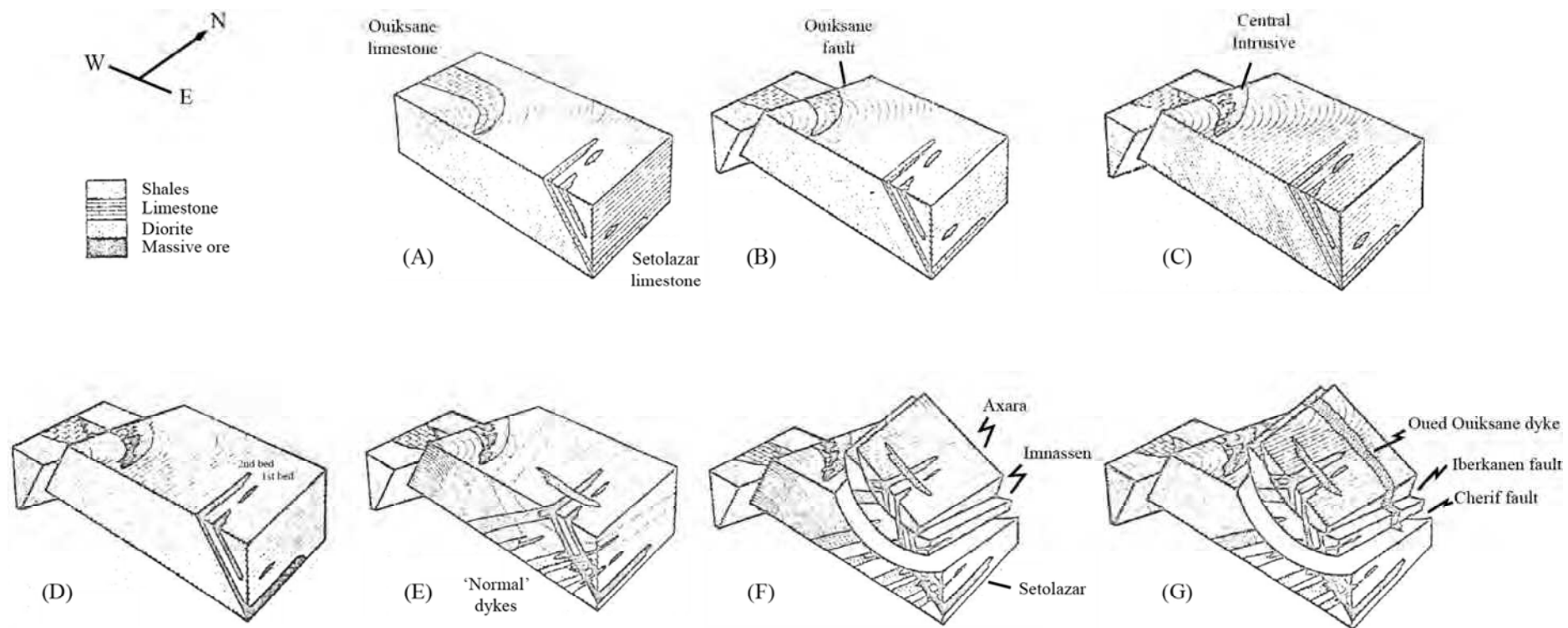


Figure 3.10 : succession des évènements chronologiques expliquant la mise en place des minéralisations des Beni Bou Ifrou (RHODEN & ERENO, 1962).

JABRANE (1993) est le premier à caractériser les minéralisations ferrifères des Beni Bou Ifrouer comme résultant d'un phénomène de métasomatose, et donc à les classifier comme des gisements de type skarn. En effet, la mise en place des cortèges intrusifs dans le Domaine Nord s'est accompagnée du développement de larges halos d'altération hydrothermale qui affectent tout autant les corps intrusifs que l'encaissant carbonaté à grés-carbonaté, sans toutefois définir de zones minérales bien délimitées.

Dans la granodiorite, la métasomatose produit des assemblages composés de minéraux anhydres (pyroxènes et grenats), ou hydratés (actinotes, épidotes, phlogopites, scapolites) sous la forme de veines (endoskarn). Les roches carbonatées sont transformées en skarns à pyroxènes, grenats et épidotes. Ceux-ci sont peu étendus sur le terrain, étant préférentiellement remplacés par la minéralisation en fer. Les grés-pélites forment des cornéennes où l'on rencontre des pyroxènes, grenats, amphiboles, épidotes, phlogopites et scapolites sous forme de veines. Cette métasomatose en skarnoïde est très variée car elle dépend de la lithologie initiale des pélites, elle-même très diversifiée. La distribution des minéraux métasomatiques est par ailleurs asymétrique, ne s'observant qu'au toit du minerai (cf. schistes métamorphisés, Figure 3.9 B).

Les travaux de JABRANE (1993), JABRANE *et al.* (2001) et de EL RHAZI & HAYASHI (2002) sur ces minéraux métasomatiques mettent en évidence trois stades de la métasomatose (Figure 3.11) : (1) un stade anhydre, (2) un stade hydrothermal et (3) un stade tardif.

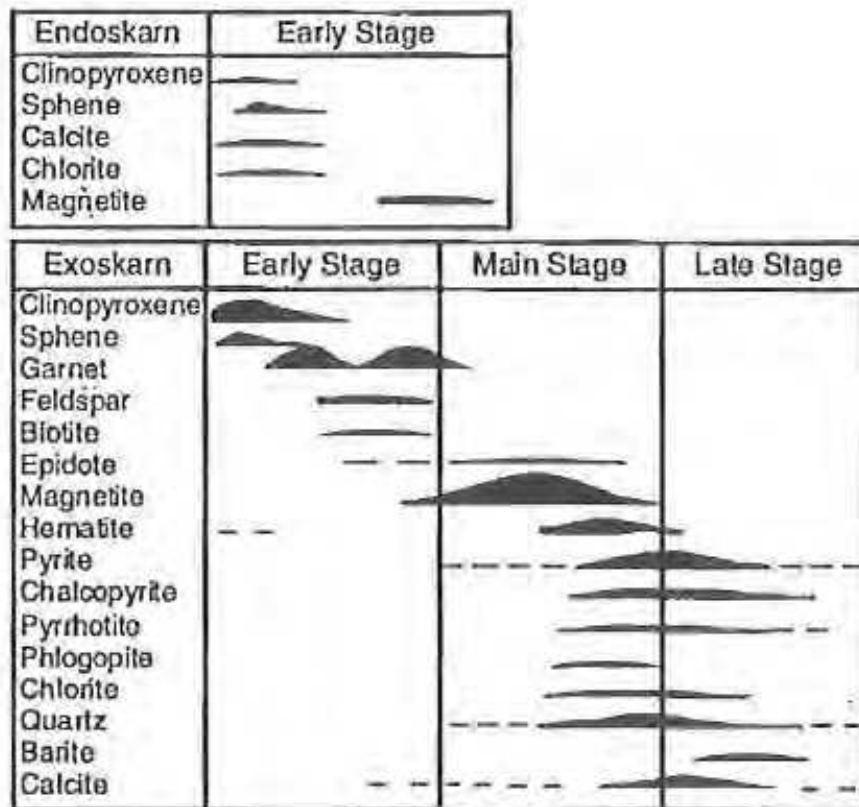


Figure 3.11 : séquence paragénétique des gisements des Beni Bou Ifrouer, selon qu'il s'agisse d'endoskarn ou d'exoskarn (EL RHAZI & HAYASHI, 2002).

Lors du premier stade, des silicates calciques anhydres de haute température cristallisent dans les différents protolithes. Ils sont représentés par des clinopyroxènes (variant en composition entre les diopsides et les salites : 80-70% diopside, 20-30% hédénbergite), des grenats (andradites) et des scapolites. Les grenats sont zonés et enregistrent au moins deux pulsations de l'activité hydrothermale, caractérisée par une baisse du contenu en Fe et une hausse de celui en Al au cours de sa précipitation (EL RHAZI & HAYASHI, 2002). Leur cœur est composé d'andradite presque pure, leur bordure se déplace vers le pôle grossulaire (40 % Ad-60 % Gr). Grenats et pyroxènes sont riches en Ca mais contiennent peu de Mn, ce qui les rend caractéristique des skarns calciques tels que définis par EINAUDI *et al.* (1981) et reflète un environnement ouvert et oxydant.

Lors de la phase hydrothermale, le minerai se dépose. Il est principalement composé d'oxydes (magnétite, hématite) et de 10 à 15 % de sulfures tardifs (pyrite, pyrrotite, marcassite, sphalérite, chalcopyrite, bornite) selon le gisement. La magnétite se substitue aux carbonates et silicates, plus spécifiquement aux grenats métasomatiques produits lors du stade anhydre. Les minéraux hydratés se mettent également en place : ce sont des amphiboles (hornblende magnésienne et ferro-actinolites), des chlorites (chamosites), des phlogopites, des scapolites et des épidotes.

La métasomatose se termine par un stade tardif représenté essentiellement par de la calcite et du quartz, ainsi que des occurrences d'ankérite, de sidérite et localement de barytine.

3.2.5 Considérations métallogéniques

3.2.5.a Bilan géochimique quantitatif

JABRANE *et al.* (2001), sur la base de la méthode « Isocon » développée par GRANT (1986), établit un bilan géochimique quantitatif pour les trois groupes de transformations métasomatiques : (1) les endoskarns, à partir des granodiorites (Figure 3.12 A), (2) les skarnoïdes, à partir des cornéennes à biotite (Figure 3.12 B), et (3) les skarns, à partir des marbres dolomitiques (Figure 3.12 C).

Lors de la transformation métasomatique de la granodiorite en endoskarn, Al_2O_3 , K_2O , Na_2O et TiO_2 s'alignent sur une droite passant par l'origine : les éléments Al, K, Na et Ti ont donc été immobiles. Les éléments au-dessus de cette ligne d'isocomposition ont été apportés par le fluide, largement (Fe_2O_3 , MgO , SiO_2) ou en moindre mesure (FeO , CaO , MnO et P_2O_5). Aucun élément n'a été lessivé au cours de cette transformation.

Au cours de la métasomatose de la cornéenne à biotite, Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , TiO_2 et P_2O_5 conservent des concentrations inchangées tandis que les oxydes CaO , Fe_2O_3 , MgO et FeO ($\pm MnO$) ont été largement apportés. K_2O , en revanche, a été lessivé au cours de cette transformation chimique.

La transformation du marbre dolomitique en skarn montre que P_2O_5 , FeO , MnO et TiO_2 sont probablement restés fixes ; Al_2O_3 , SiO_2 et Fe_2O_3 ont donc été apportés par le fluide qui dans le même temps a drainé CaO , MgO , Na_2O et K_2O .

Quelle que soit le substrat de base, le bilan de transfert de matière au cours de la métasomatose indique un apport important et systématique de Fe_2O_3 . D'un point de vue minéralogique, ces transformations se traduisent par l'apparition de grenat (andradite) et de

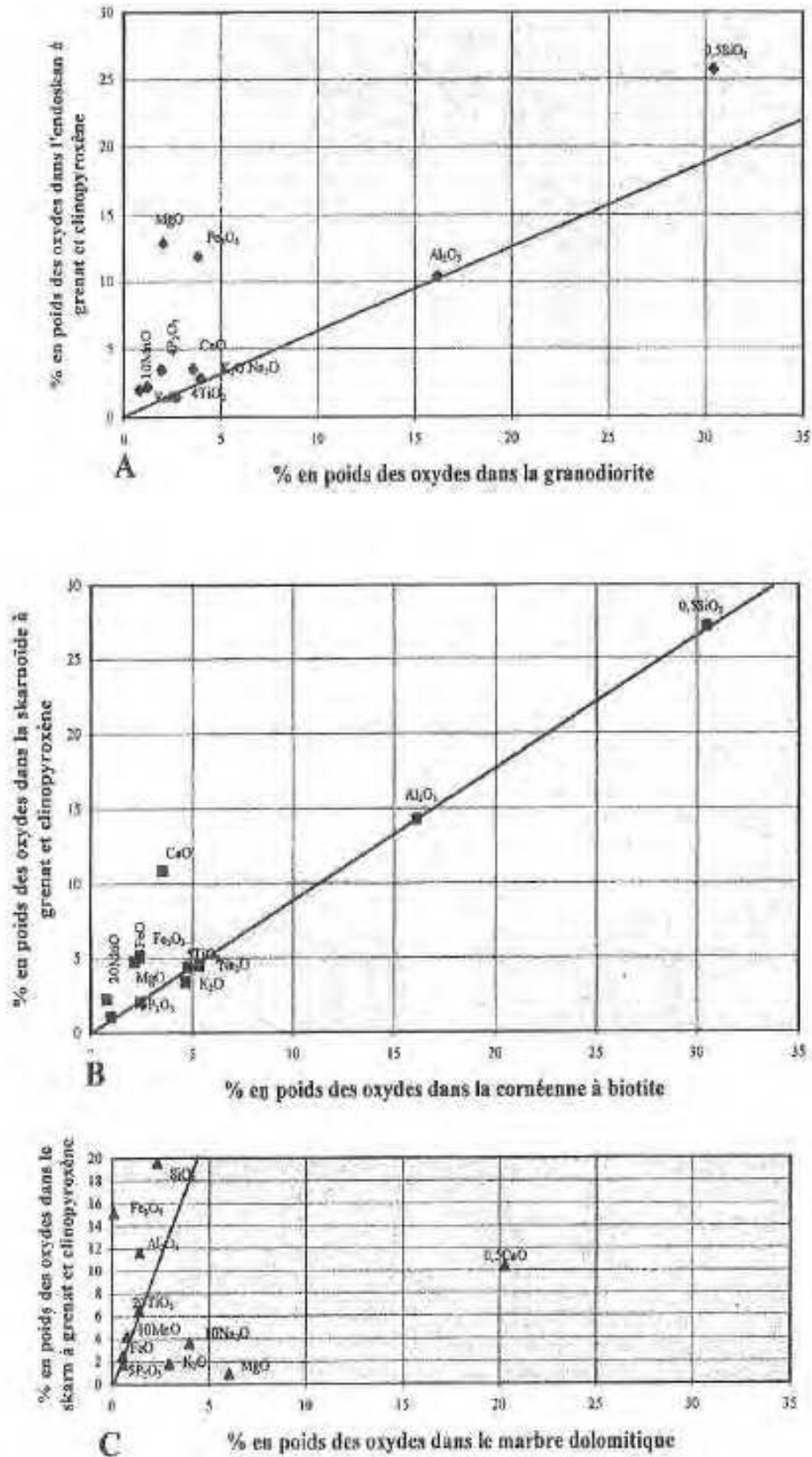


Figure 3.12 : bilans géochimiques quantitatifs des (A) endoskarns, (B) skarnoïdes et (C) skarns lors de la métasomatose de leurs protolithes respectifs (JABRANE *et al.*, 2001).

pyroxène (salite) dans les formations métasomatiques. Dans l'endoskarn, l'apport de P_2O_5 et de SiO_2 engendre la cristallisation d'apatite et de quartz. Les lessivages de K_2O , CaO et MgO entraînent respectivement la déstabilisation de la biotite dans les cornéennes, ou encore de la calcite ou de la dolomie dans les marbres.

L'absence de zones minérales métasomatiques bien définies nous prive de renseignements sur la métasomatose et son mécanisme. Cependant, les formations métasomatiques sur de grandes étendues, notamment sous la forme d'un réseau enchevêtré de veines skarnoïdes, indiquent que la quantité de matière transportée représente plusieurs kilos par mètre cube de roche transformée : la métasomatose par percolation serait donc le mécanisme dominant.

3.2.5.b Evolution du fluide hydrothermal : l'apport des inclusions fluides

L'étude des inclusions fluides a été menée par JABRANE (1993) et EL RHAZI & HAYASHI (2002), dans le but d'estimer les variations spatiales et temporelles de température et de composition du fluide hydrothermal aux différents stades du processus de skarnification. Les résultats de EL RHAZI & HAYASHI (2002) sont reportés dans la [Figure 3.13](#). Les inclusions fluides contenues dans les clinopyroxènes du skarn montrent une large fourchette de températures d'homogénéisation (530-347 °C) pour une salinité estimée à 29,4 % équivalent NaCl. Le quartz contenu dans le minerai donne des températures d'homogénéisation relativement fortes (600-307 °C) et des salinités également élevées, de 49,1 à 73,2 % équivalent NaCl, qui reflètent la présence de sels tels que $CaCl_2$, $FeCl_2$ et $MgCl_2$. Dans la calcite des veines tardives, les températures des inclusions piégées s'homogénéisent à 233 °C et présentent des salinités de 7,7 à 12,3 % équivalent NaCl.

Seules les conclusions de JABRANE (1993) sur l'étude microthermométrique (exhaustive !) des inclusions fluides seront ici rapportées, considérant une pression de charge estimée à 600 bar. Dans la granodiorite, le fluide évolue depuis une température initiale de 465 °C (correspondant à la formation du quartz primaire) jusqu'à 235 °C (inclusions fluides secondaires).

Dans l'endoskarn, les paragenèses métasomatiques sont le résultat de l'interaction entre le fluide et la roche intrusive. La température de formation des grenats est de 538 °C, et celle des clinopyroxènes est largement inférieure (375°C). Ces derniers sont probablement secondaires car la paragenèse montre que les grenats se développent aux dépens des clinopyroxènes. Ainsi dans les endoskarns, la paragenèse primaire est constituée d'une zone à grenat-pyroxène qui s'est formée à une température supérieure à 538 °C, suivie d'un léger dépôt de quartz vers 415 °C, le développement de clinopyroxènes secondaires à 375 °C et enfin une phase de scapolitisation, probablement concomitante du stade hydrothermal durant lequel l'épidote et la phlogopite ont cristallisé. Un stade terminal de silicification se produit vers 215 °C.

Dans les skarnoïdes, les clinopyroxènes se forment à des températures de 500 °C, le plagioclase à 350 °C (ce qui est probablement sous-estimé, ces feldspaths étant contemporains des pyroxènes). La carbonatation débute à 428 °C, également contemporaine à la formation

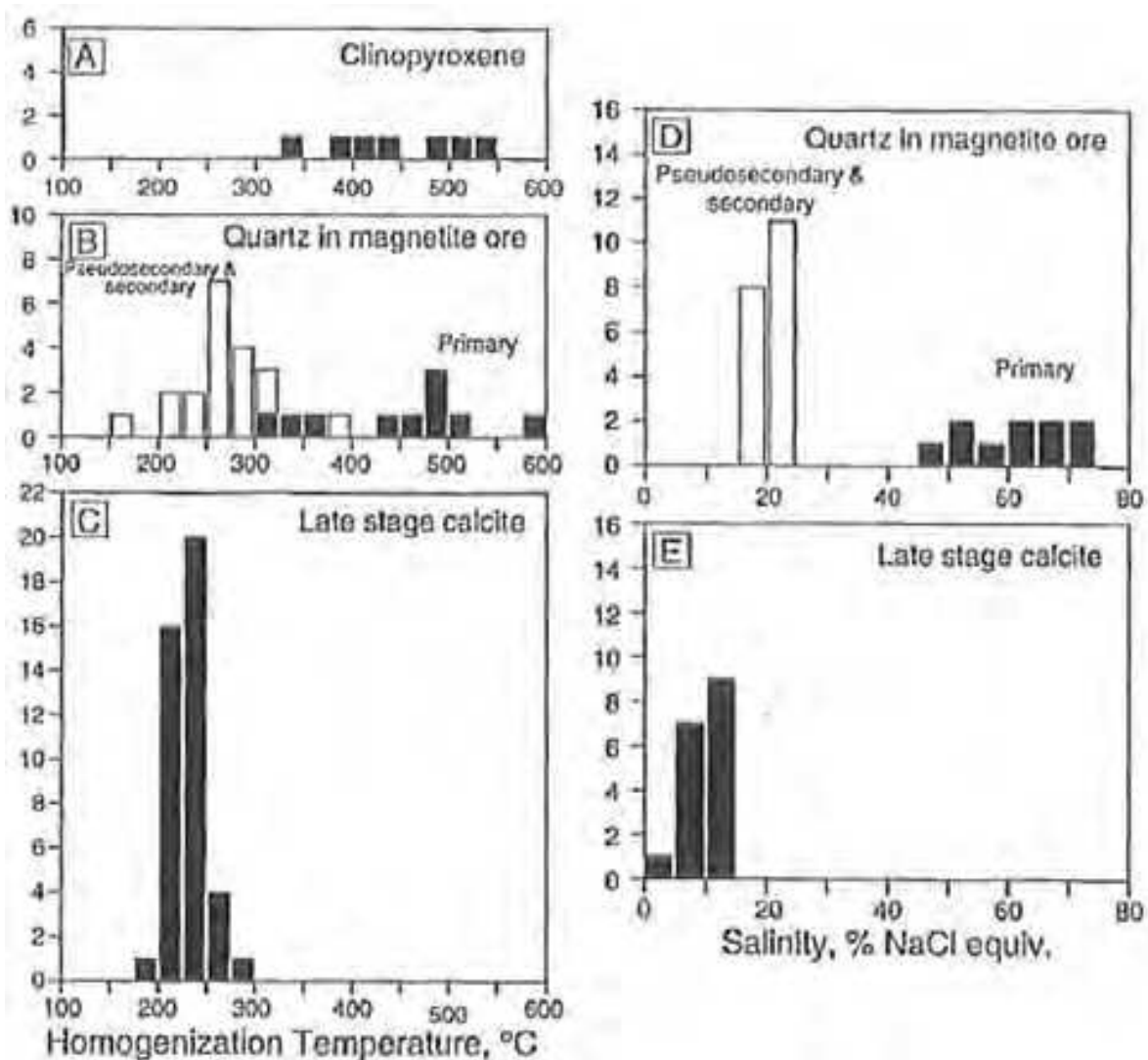


Figure 3.13 : histogrammes résumant les températures d’homogénéisation et la salinité des inclusions fluides incluses dans (A) les clinopyroxènes du stade prograde, (B) et (D) le quartz au sein du minerai à magnétite, et (C) et (E) la calcite tardive (EL RHAZI & HAYASHI, 2002).

des clinopyroxènes. Dans l’ensemble des skarnoides, des clinopyroxènes secondaires sont formés vers 400 °C. La chloritisation se produit vers 262 °C. Ainsi, le fluide initial dépose des silicates calciques anhydres puis, au fur et à mesure qu’il s’infiltré dans les roches pélitiques, il perd de sa chaleur et de sa salinité. Après la formation de calcite et de clinopyroxènes secondaires, le fluide change brusquement de composition sans changement de température apparent, ce qui est probablement lié à la transformation hydrothermale des plagioclases en scapolites. La cristallisation de chlorite traduit une autre baisse de température et de salinité, reflétant sans doute la dilution du fluide dans des eaux météoriques.

Les skarns révèlent une évolution du fluide similaire à celle des skarnoïdes. Un épisode de carbonatation s’y produit entre 290 et 265 °C. Il y a également intervention d’un fluide tardif à 190 °C.

Le minerai s’est déposé principalement vers 370°C, ce qui est probablement sous-estimé, la calcite étudiée étant probablement contemporaine de la carbonatation primaire dans

les skarnoïdes vers 428°C. Calcite et quartz secondaires se forment respectivement à 328 et 280 °C (ce qui est cohérent avec la silicification secondaire dans les granodiorites). Les inclusions fluides piégées dans la calcite secondaire ont une salinité presque 3 fois inférieure à celles associées à la calcite primaire. Il est donc incontestable qu'un événement est responsable du changement de composition à ce stade. Le fluide termine son évolution par une diminution de température et de salinité, jusqu'à atteindre respectivement 213 °C et 10 % équivalent NaCl.

Le fluide hydrothermal dans les skarns à magnétite des Beni Bou Ifrouer est un fluide riche en eau, contenant peu de CO₂, et qui se caractérise par des teneurs élevées en sels (jusqu'à 61 % équivalent NaCl) ; ces sels dissous sont principalement des NaCl, KCl, CaCl₂ et en quantités moindres FeCl₂ et MgCl₂. Ces derniers deviennent plus importants à mesure que la température diminue. Du stade primaire au stade hydrothermal, l'évolution de la composition chimique du fluide se traduit par des diminutions des fO₂, fS₂, ratio Na/K et XCO₂, tandis que XMg, et log (HF/fHCl) ont tendance à augmenter. Ce fluide métasomatique est probablement d'origine magmatique. Après la cristallisation de l'intrusion granodioritique, sa composition a été profondément modifiée par mélange avec un fluide piégé dans l'encaissant, très riche en Cl et Na. Au début du stade hydrothermal, le FeCl₂ devient instable, d'une part à cause de la consommation du Cl lors de la cristallisation des scapolites, d'autre part suite à la formation importante de CaCl₂ lors de la dissolution des silicates calciques et de la calcite. La fO₂ étant alors élevée (proche du tampon magnétite-hématite) et la température avoisinant les 400 °C, la cristallisation de la magnétite est ainsi favorisée. Elle est suivie de la formation d'une faible quantité de sulfures (pyrite et pyrrhotite essentiellement). Enfin, vers 250 °C, le fluide métasomatique est dilué, probablement par un fluide météorique.

3.2.5.c Les études isotopiques

EL RHAZY & HAYASHI (2002) ont également procédé à des investigations isotopiques sur l'oxygène des silicates anhydres (grenats et pyroxènes) du stade prograde, ainsi que sur la magnétite du minerai et les chlorites associées (Figure 3.14). Les δ¹⁸O des clinopyroxènes et des grenats donnent respectivement 8,3-9,7 ‰ et 9,5-12,8 ‰. Ces fourchettes restreintes suggèrent que la source du fluide responsable de la précipitation de ces minéraux et la température de précipitation n'a pas changé pendant le stade de skarnification. En revanche, la magnétite du minerai montre d'importantes variations de δ¹⁸O, compris entre - 2,9 et 9,2 ‰.

3.2.5.d Datations

Si les datations sur les roches magmatiques ne manquent pas dans les Beni Bou Ifrouer (Table 3.1), une seule datation a été effectuée à ce jour sur le skarn et sa minéralisation. Il s'agit d'une datation K-Ar sur roche totale d'un skarn à épidote situé au niveau de Bokoya ; l'âge obtenu y est de 7,04 ± 0,47 Ma (EL RHAZY & HAYASHI, 2002). Les auteurs comparent cet âge à celui de la granodiorite de Ouiksane (datation K-Ar sur biotite), pour lequel ils obtiennent 8,02 ± 0,22 Ma. Ils estiment que la concordance des âges reflète un lien génétique fort entre le skarn et la granodiorite. L'écart d'1 Ma est imputé au refroidissement de la granodiorite, la biotite étant précoce dans la séquence de cristallisation.

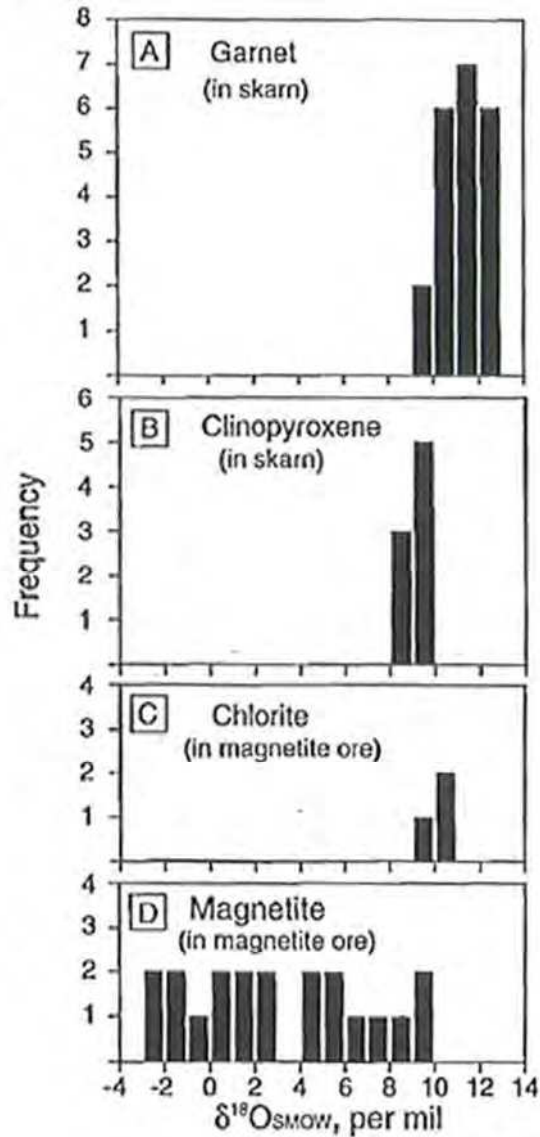


Figure 3.14 : compositions isotopiques de l'oxygène pour les (A) et (B) silicates calciques anhydres du skarn, respectivement grenat et pyroxène, et (C) et (D) minéraux du minerai, respectivement chlorite et magnétite (EL RHAZI & HAYASHI, 2002).

3.2.6 Hypothèses génétiques pour les minéralisations à Fe

Les données exposées précédemment montrent que l'évolution du fluide hydrothermal est conforme à l'existence des trois phases métasomatiques distinguées dans la séquence paragenétique (JABRANE, 1993) : (1) au stade anhydre (de 540 à 390 °C), la présence d'un fluide chaud et hautement salin (> 500 °C, 61 % équivalent NaCl) est responsable de la mise en place des paragenèses progrades (silicates calciques anhydres). Ce fluide se serait exsolvé à partir du magma granodioritique grâce au phénomène d'ébullition (BOUABDELLAH *et al.*, 2012). Il est riche en NaCl, KCl, $CaCl_2$ ($\pm FeCl_2$ - $MgCl_2$), complexes chlorurés qui libèrent en grande partie leurs éléments alcalins et alcalino-terreux lors du stade hydrothermal ; (2) une première réaction avec des fluides métamorphiques provoquerait au stade hydrothermal (de 380 à 260 °C) le dépôt du minerai puis la cristallisation des phases minérales hydratées, ainsi

que des épisodes de carbonatation, silicification et scapolitisation ; (3) au stade tardif carbonato-siliceux (235-215 °C, 15 % équivalent NaCl), le fluide est pauvre en chlorures et dominé par des complexes carbonatés. L'effondrement du système hydrothermal et son envahissement par les eaux météoriques conduit au mélange entre le fluide hydrothermal et les fluides météoriques et cause la précipitation des dernières phases minérales (calcite, quartz, barytine...).

EL RHAZY & HAYASHI (2002) proposent un modèle génétique pour la formation des skarns à magnétite des Beni Bou Ifrouer (Figure 3.15). L'intrusion de l'Intrusion Centrale au Tortonien dans les terrains mésozoïques du massif provoque la formation des minéraux calco-silicatés (Figure 3.15 A et B). La relation directe entre la granodiorite et la minéralisation est appuyée par la cohérence des âges. Les fluides hydrothermaux libérés migrent dans les roches de l'encaissant le long de fractures empruntées par les dykes qui dérivent de l'Intrusion Centrale. Les zones tabulaires à minéraux calco-silicatés, asymétriques, se forment au niveau des bancs calcaires.

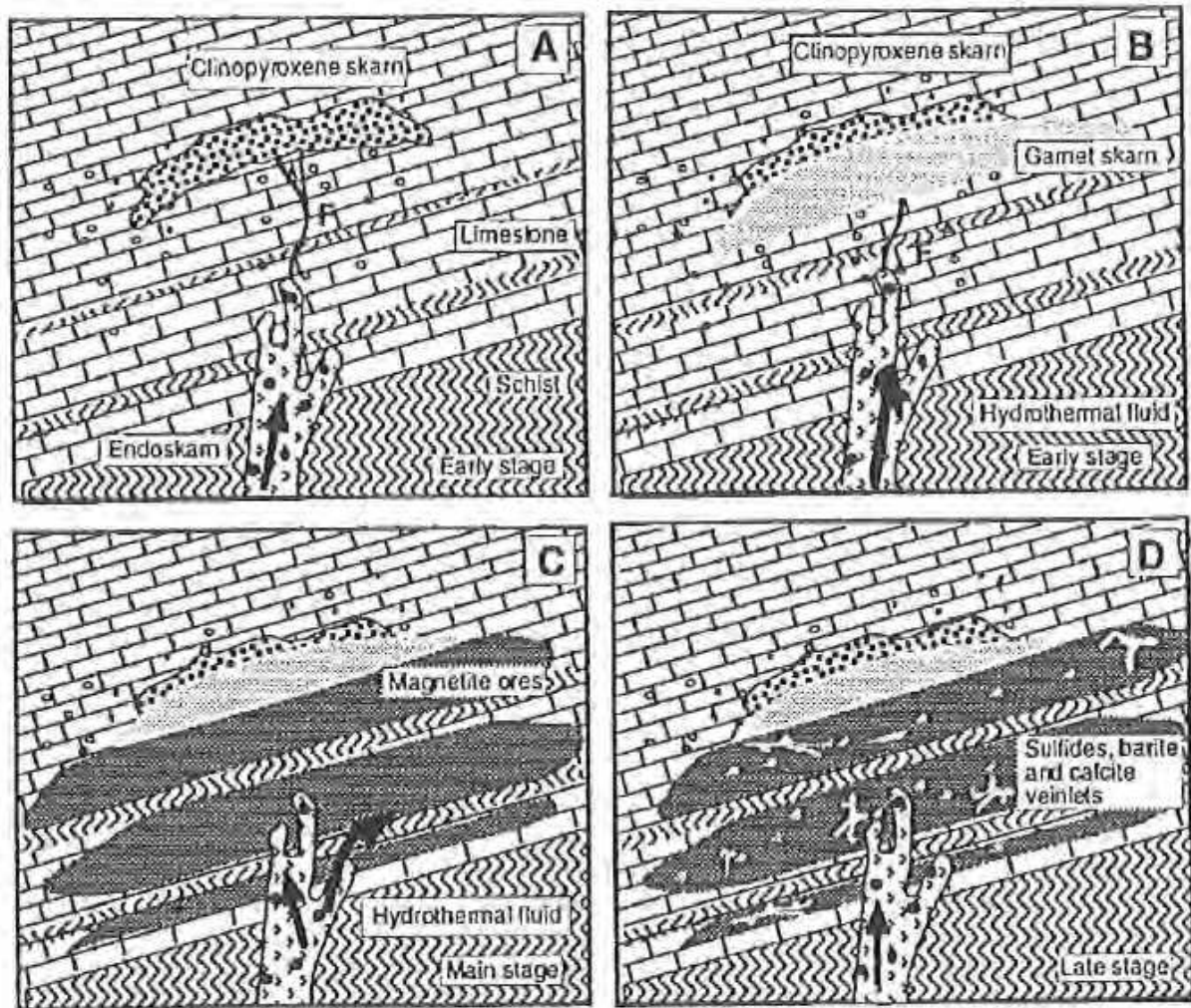


Figure 3.15 : modèle génétique pour les minéralisations des Beni Bou Ifrouer. (A) Intrusion de la granodiorite et formation du skarn à clinopyroxène. L'endoskarn se forme simultanément dans la granodiorite ; (B) Formation du skarn à grenat ; (C) Précipitation du minerai à magnétite lors de la phase minéralisatrice ; (D) Formation de veines de pyrite, calcite et barytine aux stades les plus tardifs (EL RHAZY & HAYASHI, 2002).

La précipitation de la magnétite lors du stade minéralisateur (Figure 3.15 C) se fait à partir d'un fluide magmatique très chaud ($> 400\text{ °C}$) et très salin (45-75 % équivalent NaCl), avec transport du fer par des complexes chlorurés. Les auteurs estiment que le meilleur candidat pour expliquer cette salinité est le Trias évaporitique qui se trouve au Sud du massif, et que le fluide transporterait ainsi des espèces sulfurées d'origine évaporitique. L'état d'oxydation des fluides transportant la magnétite étant élevé, les espèces sulfurées sont plutôt représentées par des sulfates, ce qui explique par ailleurs l'absence de métaux de base aux côtés de la magnétite.

Le dernier stade (Figure 3.15 D) est caractérisé par le développement de barytine et de veines de calcite recoupant le minerai à magnétite, accompagné de quelques sulfures. Les températures et salinités déduites des inclusions fluides de la calcite tardive donnent 250 °C et 10 % équivalent NaCl. Ce fluide tardif est dominé par une source météorique (de faible $\delta^{18}\text{O}$) qui a probablement modifié les données primaires de la composition isotopique en oxygène de la magnétite, présumée à 8-9 ‰ avant le dernier stade d'altération.

3.2.7 Les minéralisations périphériques à Pb-Ba de Afra

Le gisement plombifère filonien de Afra, encaissé dans les schistes et calcaires du Jurassico-Crétacé, renferme de la sphalérite, de la galène associée à de la barytine, de la calcite, de la sidérite manganésifère et de la rare fluorite (cf. Géologie des gîtes minéraux marocains, 1980). Sa production n'a pas dépassé 10000 t métal et il n'a pas fait l'objet d'études particulières. Aujourd'hui, seules les haldes minières de ces exploitations filoniennes sont visibles à l'affleurement.

Les gisements de type skarn

Les skarns constituent l'un des types de minéralisations parmi les plus abondants au sein de la croûte terrestre. Ils sont de fait présents sur tous les continents dans des environnements géologiques variés, et ce au niveau de roches dont les âges s'étalent depuis le Précambrien jusqu'au Tertiaire récent. Ce sont des gîtes dits du métamorphisme de contact, caractérisés par une minéralogie souvent dominée par des minéraux calco-silicatés tels que les grenats et les pyroxènes. Ils peuvent en outre développer un large panel de métaux économiques, qui définissent par ailleurs les sept grands types de skarns : skarns à Fe, Au, Cu, Zn, W, Mo et Sn.

Ce chapitre se veut le rappel des généralités sur les skarns ; il s'appuie essentiellement sur les travaux de EINAUDI et de MEINERT (EINAUDI *et al.*, 1981 ; EINAUDI & BURT, 1982 ; MEINERT, 1992, 1995 ; MEINERT *et al.*, 2005), largement reconnus par la communauté métallogéniste. Tout au long de cette synthèse, l'accent sera porté plus particulièrement sur la famille des skarns ferrifères qui constitue l'objet de la présente étude. Exploités pour leur contenu en magnétite (bien qu'ils contiennent quelques traces de Cu, Co, Ni voire Au), beaucoup de ces skarns ont un tonnage supérieur à 1000 Mt de minerai, dont plus de 500 Mt de Fe (*e.g.* Musan, en Corée du Nord, contient non moins de 5200 Mt de Fe).

4.1 Les skarns : terminologie et classifications

4.1.1 Entre métamorphisme et métasomatisme, la place de la skarnification

Le métamorphisme de contact doit son nom à son association spatiale directe avec un corps chaud, généralement une intrusion magmatique, qui se met en place dans un encaissant froid. L'anomalie thermique induite par la différence de température provoque ainsi des transformations à la fois minéralogiques, texturales et chimiques qui se produisent à l'état solide et forment une auréole métamorphique dont l'extension dépend de la taille du corps intrusif. D'autres paramètres entrent également en jeu, tels que les compositions chimiques du protolithe et du magma, la pression, etc.

Dès lors que des fluides circulent au cours de la mise en place de l'intrusion, le métamorphisme de contact perd son caractère isochimique. Par leur intermédiaire, le système s'ouvre à la métasomatose, *i.e.* aux échanges cationiques pervasifs entre les roches encaissantes (l'intrusion et son protolithe) et le milieu extérieur. Les fluides impliqués s'articulent autour de trois pôles : les fluides d'origine purement magmatique, ceux provenant de la déshydratation de l'encaissant ou encore les fluides météoriques. Selon qu'ils sont immobiles ou en mouvement, les transferts métasomatiques se font, respectivement (1) par

diffusion, lent processus dont le moteur est un gradient de potentiels chimiques des constituants, et facilité par de hautes températures ; (2) par percolation, lorsqu'un gradient de pression met le fluide en mouvement au travers d'une roche fortement perméable.

La skarnification est un processus dynamique dans le temps et dans l'espace, qui évolue à l'interface entre le métamorphisme et la métasomatose et qui se produit en environnement carbonaté (et donc riche en CaCO_3). Les forts gradients de température et les larges cellules de circulation de fluides générées par l'ascension d'un magma contribuent à provoquer un métamorphisme précoce de haute température (jusqu'à $600\text{-}800^\circ\text{C}$) associé à un métasomatisme continu du système. Le phénomène se poursuit par une altération rétrograde à mesure que les températures baissent et que la composition chimique des fluides évolue.

4.1.2 Les différents types de skarns

Il semble qu'à l'origine, le terme « skarn » ait désigné pour les mineurs suédois de Persberg l'assemblage de silicates calciques sans valeur constituant la gangue du minerai de fer exploité. Aujourd'hui, les skarns qualifient plus généralement les roches métasomatiques développées aux dépens d'un encaissant carbonaté, et dont l'assemblage minéral de granulométrie grossière est caractérisé par une dominance de silicates calciques (grenats, pyroxènes). On y distingue l'endoskarn de l'exoskarn, selon que le métasomatisme affecte l'intrusion ignée ou l'encaissant sédimentaire qui est à proximité.

La mixité de protolithes, de fluides, d'environnement géologique, etc. voit les skarns *s.l.* se distribuer entre deux pôles, des simples cornéennes calco-silicatées métamorphiques aux skarns *s.s.* métasomatiques (Figure 4.1). Les cornéennes calco-silicatées sont des roches finement grenues issues du métamorphisme d'unités carbonatées « impures » telles que des calcaires silteux ou schistes calcareux. Les skarns dits de réaction résultent du métamorphisme isochimique de fins niveaux contrastés de schistes et de carbonates, et où des transferts chimiques peuvent se produire localement à petite échelle au niveau des alternances. Enfin, les skarnoïdes désignent des roches calco-silicatées à grains relativement fins, pauvres en Fe et conservant en partie la composition chimique de leur protolithe.

4.1.3 Des classifications multiples

La grande variété de faciès des skarns se reflète dans la pluralité des classifications qui ont été proposées pour les distinguer. Certains les séparent, sur la base de leur composition chimique, en skarns calciques et magnésiens, selon qu'ils se sont formés par remplacement de calcaires ou de dolomies (EINAUDI *et al.*, 1981 ; BURT, 1982, et références incluses). L'état d'oxydation du skarn peut aussi être pris en compte (EINAUDI *et al.*, 1981) : ainsi les assemblages des skarns oxydés, riches en Fe^{3+} , sont dominés par une association à andradites, diopsides, épidotes, chlorites, calcites, quartz et pyrites. A l'inverse, les skarns réduits sont riches en Fe^{2+} et Mn^{2+} . Ils présentent un assemblage à grossulaire, pyroxènes, biotites, plagioclases et pyrrhotite.

Le processus de skarnification s'accompagne souvent du dépôt et de la concentration de substances métalliques, qui dépend de nombreux paramètres évoqués précédemment, dont la géochimie de l'intrusion ou l'état d'oxydation. En conséquence, la classification la plus

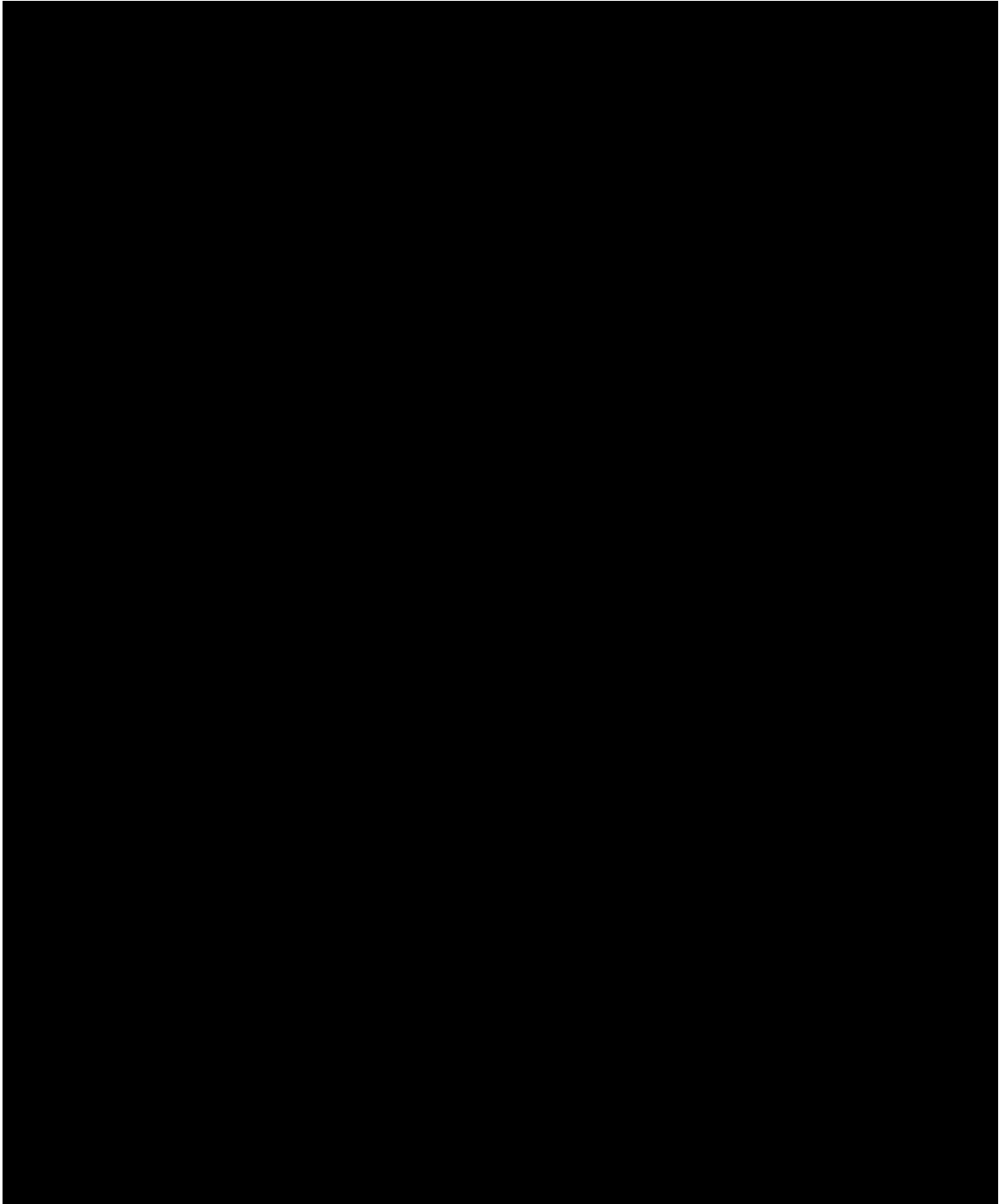


Figure 4.1 : les différentes formations des skarns (MEINERT *et al.*, 2005). (A) Métamorphisme isochimique : recristallisations et changements des stabilités des minéraux, sans transfert de masse significatif ; (B) Skarn de réaction : métamorphisme de lithologies alternées avec transfert de masse à petite échelle entre les couches ; (C) Skarnoïde : métamorphisme de lithologies impures avec léger transfert de masse par de petites circulations fluides ; (D) Skarn *s.s.* : contrôlé par des circulations fluides plus importantes, la composition chimique et la texture sont modifiées.

économique et la plus usitée repose sur le métal dominant (EINAUDI & BURT, 1982 ; MEINERT *et al.*, 2005) : Fe, Au, Cu, Zn, W, Mo ou Sn. Leurs caractéristiques respectives ont été synthétisées par JEBRAK & MARCOUX (2008 ; Table 4.1).

D'autres classifications, moins utilisées, prennent en compte la nature du minéral calcique dominant, la profondeur ou la taille du système, l'origine de l'intrusion, ou encore la position du skarn (proximal ou distal) par rapport à cette dernière.

4.2 Carte d'identité des skarns

Si la valeur économique des skarns soulève l'intérêt, ces gisements ne représentent qu'un modèle métallogénique parmi tant d'autres. Il convient donc de reporter la liste des caractères qui permettent de les reconnaître.

4.2.1 Traits morphologiques

La morphologie théorique d'un skarn est simple au regard du processus qui en est l'origine. Comme nous l'avons spécifié plus tôt, c'est l'ascension d'une intrusion magmatique au sein d'un encaissant comportant une fraction carbonatée qui induit métamorphisme et métasomatisme au sein de son environnement immédiat. Les niveaux carbonatés sont ainsi skarnifiés, tandis que les niveaux silico-alumineux deviennent des cornéennes (Figure 4.2).

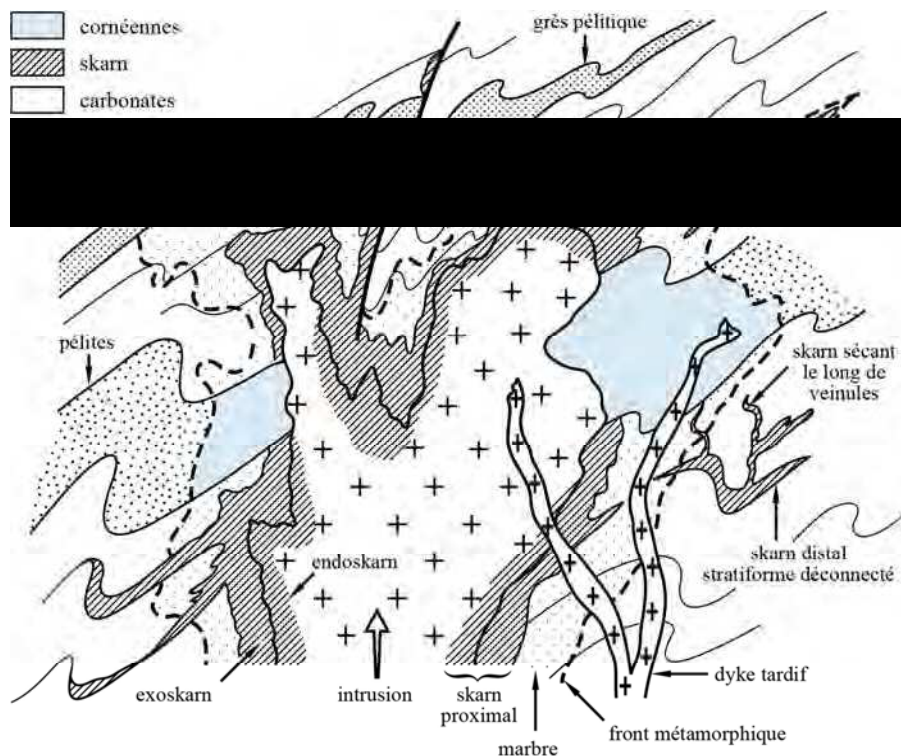


Figure 4.2 : morphologie idéale du gisement de type skarn (JEBRAK & MARCOUX, 2008).

Chapitre 4 – Les gisements de type skarn

	Skarn Fe	Skarn Au et Au-(Cu)	Skarn Cu	Skarn Zn-(Pb-Ag)	Skarn W	Skarn Mo	Skarn Sn
MAGMATISME							
Contexte géodynamique	arcs insulaires océaniques (skarns calciques à Fe-Cu) ; marge continentale et contextes variés (skarns magnésiens)	arcs magmatiques en zone de subduction sous croûte continentale ; bassins d'arrière-arc	arcs magmatiques en zone de subduction océanique et continentale	subduction ou rifting en contexte continental	arcs magmatiques en zone de subduction ; rifting continental	subduction continentale ; magmatisme intracontinental	rifting en contexte de croûte continentale
Magmatisme habituel	granite à diorite, gabbro, syénite ; magmatisme méta-alumineux ; Mg, Fe, Ni, V et Sc forts ; K et Si faibles	diorite à granodiorite ; magmatisme méta-alumineux, Mg et Fe forts ; Ni, V, Y, K et Si faibles	granodiorite à monzonite quartzique ; magmatisme calco-alcalin (série à magnétite) ; Si, K, Ba, Sr, La Fe ³⁺ /Fe ²⁺ forts ; Ni, Mg, V, Cr, Sc faibles	granite siliceux à diorite, souvent monzonites quartziques ; diorite à syénite ; tardi-orogéniques à post-orogéniques	diorite quartzique à monzonite quartzique ; plutons calco-alcalins avec pegmatites et aplites	granites leucocrates et leucogranites	granites très siliceux
Niveau de mise en place	superficiel	superficiel à profond	superficiel	profond à sub-surface	profond	superficiel	superficiel à profond
CONTEXTE DE DEPOT							
Etat d'oxydation	réduit	réduit, rarement oxydé	oxydé	réduit	réduit, parfois oxydé	réduit	réduit
Eléments associés	Cu, Co, Ni, Au	Bi, Te, As, Co	Mo, Au, Bi, Pb, Zn	Pb, Ag, Cu, Fe, Mn	Mo, Cu, Zn, Pb, Bi, As	W, Cu, Zn, Pb, Bi, Sn, U	F, B, Be, Li, W, Mo, Rb
Caractéristiques	endoskarn souvent plus important qu'exoskarn	sulfures abondants ; milieu de calcaires détritiques ; fréquentes cornéennes à feldspaths potassiques	stockwerks et brèches fréquents ; intense altération hydrothermale ; endoskarns rares	minéralisation essentiellement distale en mantos et cheminées ; pas d'auréole métamorphique centrée sur le skarn	vastes auréoles de métamorphisme	forte teneur en F ; carbonates argileux et calcaires détritiques	minéralisation essentiellement distale avec zonalité nette ; présence de greisen ; forte activité en F
Principal minéral économique	magnétite	or natif, chalcopryrite (avec porphyre) ; bornite et chalcocite (sans association avec porphyre)	chalcopryrite (avec porphyre) ; bornite et chalcocite (sans association avec porphyre)	sphalérite, galène, chalcopryrite, sulfosels d'argent	scheelite	molybdénite, scheelite	cassitérite
GISEMENTS							
Grands gisements	Musan (Corée du Nord), Kachar, Sokolovsk (Russie)	Ertsberg, Lucing Liar (Indonésie), Ok Tedi (Papouasie-Nouvelle-Guinée)	Antamina (Pérou), Twin Buttes (Arizona)	Santa Eulalia (Mexique), Tintic (Utah)	Shyzhuyuan (Chine), Logtung (Yukon)	Little Boulder Creek (Idaho)	Renison Bell (Australie)

Table 4.1 : principales caractéristiques des skarns selon leur métal dominant (JEBRAK & MARCOUX, 2008).

Ce modèle idéal se produit à différentes échelles : c'est la profondeur de mise en place du pluton qui contrôle le plus la taille du système. En effet, de la profondeur dépend le gradient géothermique, qui définit lui-même la température de l'encaissant. La chaleur ajoutée par l'activité plutonique locale augmente le volume de roches affecté par des températures entre 400 et 700°C, et le système restera dans ces conditions de température d'autant plus longtemps que le skarn sera profond. Si la profondeur agit directement sur l'extension et l'intensité du métamorphisme, ces variables affectent à leur tour la perméabilité de l'encaissant, et peuvent donc réduire la quantité de carbonates disponibles pour réagir avec les fluides.

Au travers de la température, la profondeur joue également un rôle sur les propriétés mécaniques de l'encaissant. La déformation ductile rend les intrusions profondes subparallèles à la stratification, et le skarn reste confiné en zone étroite autour du contact. En subsurface, les contacts des intrusifs sont abrupts et en discordance nette sur la stratification. La fracturation y augmente la perméabilité et le skarn se développe plus largement, jusqu'à atteindre l'envergure du pluton lui-même.

4.2.2 Minéralogie

Comme nous l'avons déjà évoqué plus tôt, la minéralogie d'un skarn est composée pour l'essentiel de grenats, pyroxènes et autres pyroxénoïdes, olivines, amphiboles, épidotes et carbonates. Selon EINAUDI & BURT (1982), les compositions de ces phases minérales peuvent cependant varier selon le type de skarn (Figure 4.3) ; elles dépendent également de facteurs comme la lithologie des protolithes, la température, la perméabilité ou encore le degré d'oxydation des solutions impliquées.

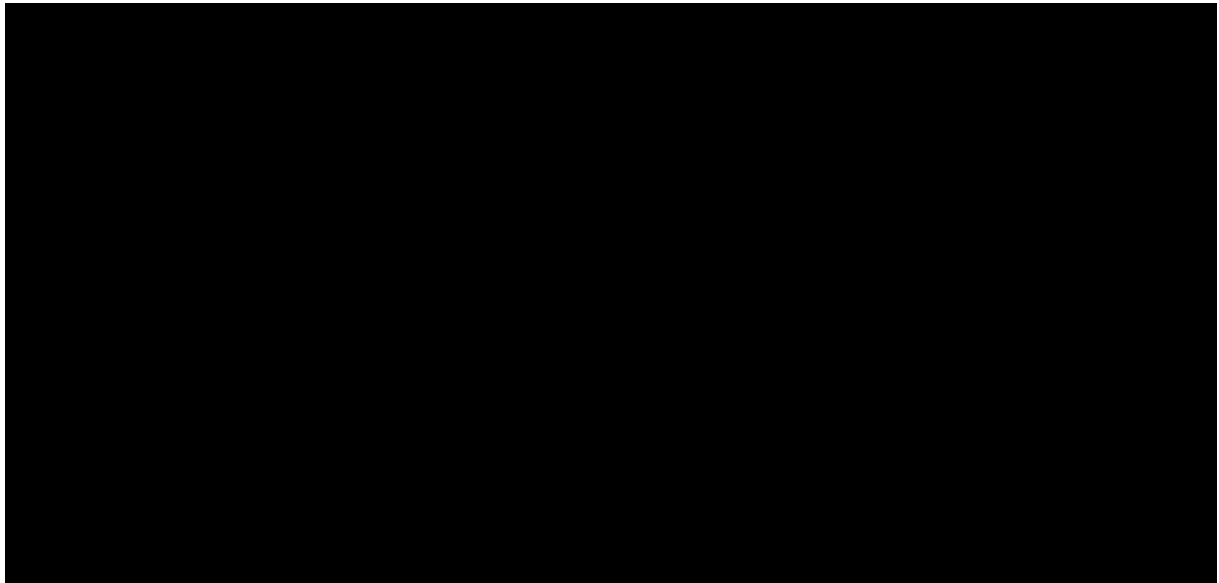


Figure 4.3 : compositions des (A) pyroxènes et (B) grenats des gisements de skarns calciques. Analyses à la microsonde électronique classées par métal dominant (EINAUDI & BURT, 1982).

La zonation minérale est l'une des caractéristiques qui rend les skarns remarquables : spatio-temporelle, elle peut considérablement compliquer la compréhension du système en cas

de superpositions. A l'échelle du terrain, la zonation se développe d'abord spatialement depuis l'intrusion ou les conduits des fluides (échelle micrométrique à kilométrique). Lorsque ces derniers passent au travers de la zone de réaction, leur composition chimique et celle de l'encaissant changent conjointement, provoquant la propagation de fronts de réactions correspondant aux différentes transformations minérales. De l'intrusion au marbre, la zonalité classique (Figure 4.4) présente des grenats proximaux suivis de pyroxènes plus distaux, puis de la wollastonite (\pm vésumianite) au contact entre la zone transformée et le marbre. Ces silicates calciques représentent la phase prograde du processus de skarnification. A mesure que la température du système baisse et que les saumures magmatiques se mêlent aux fluides de leur environnement (issus de la déshydratation de l'encaissant ou météoriques), la minéralogie change pour se décliner en épidotes, amphiboles, chlorites et autres phases hydratées. Contrôlée structuralement par les failles et les contacts stratigraphiques et intrusifs, cette phase rétrograde hydrothermale se superpose à l'assemblage prograde. Si le skarn est superficiel, la perméabilité accrue rend les circulations fluides plus intenses et plus pervasives ; l'altération rétrograde peut alors occulter complètement les minéraux progrades. A l'inverse, les températures ambiantes plus fortes en profondeur la minimisent si le skarn ne peut refroidir sous le domaine de stabilité des grenats et pyroxènes.

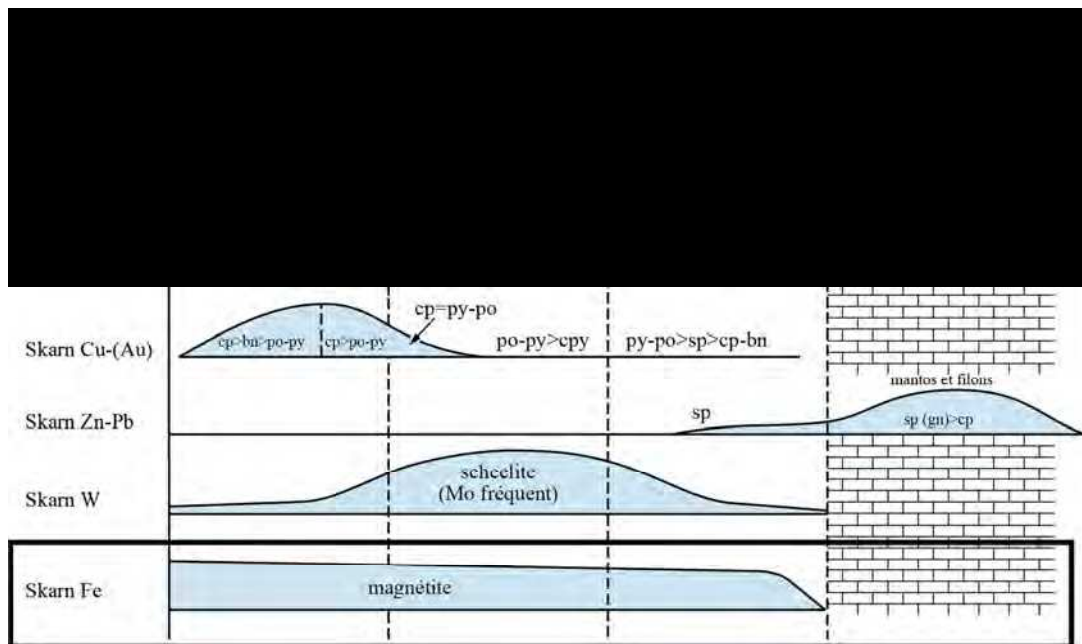


Figure 4.4 : principaux minéraux de la zonalité pour différents types de skarns (JEBRAK & MARCOUX, 2008). Les variations dans cette tendance générale reflètent les différences de chimie du magma, de composition de l'encaissant, de profondeur du système et de son état d'oxydation.

Il faut par ailleurs souligner que les réactions qui dessinent la zonalité minérale ne sont pas seulement des enregistrements passifs du passage des fluides. En agissant sur la porosité, la perméabilité et la pression fluide de leur environnement, elles exercent ainsi un contrôle de premier ordre sur la taille et la géométrie du système.

A l'échelle microscopique, les minéraux eux-mêmes peuvent être zonés, et notamment les grenats qui enregistrent deux périodes de croissance : un cœur poecilitique et une bordure souvent plus homogène (VLASOVA *et al.*, 1985), ou alors montrant plusieurs zonations

oscillatoires (JAMTVEIT *et al.*, 1993). Le cœur reflète la composition en éléments majeurs du protolithe et enregistre la réaction progressive avec l'infiltration des fluides hydrothermaux ; il s'agit souvent de grossulaire, riche en Ca, Al, Ti, Mn et pauvre en Fe et LREE. Les bordures se rapprochent davantage du pôle andraditique et s'avèrent appauvries en Ca, Al, Ti, Zr, Y, Mn et riches en Fe, LREE, W, Mo, As, Cu, Zn.

4.3 Conditions de genèse

Maintenant que sont définis les principaux traits de caractères des gisements de type skarn, nous nous intéresserons ici à leurs conditions de genèse. Les exemples s'appuieront plus particulièrement sur la famille des skarns à Fe qui constitue l'objet de la présente étude.

4.3.1 Environnement de mise en place

4.3.1.a Pétrogenèse des intrusions

En 1995, MEINERT fait la synthèse des variations compositionnelles des roches ignées associées aux minéralisations dérivées des skarns. Il observe une corrélation systématique entre la composition du magma et le métal associé, et en déduit l'existence d'un lien génétique entre les processus magmatiques et la minéralisation. Ainsi la chimie des éléments majeurs montre-t-elle au sein des roches plutoniques une variation des abondances selon l'élément dominant de la minéralisation (Figure 4.5 A). Les diagrammes de Harker, reflets de la différenciation des magmas, donnent une corrélation négative pour le MgO, et positive pour le K₂O ; l'ordre des minéralisations est cependant respecté pour les deux éléments : Fe, Au, Cu, Zn, W, Sn et Mo. **Les magmas associés aux minéralisations à Fe s'avèrent moins différenciés que les autres. Ils dérivent donc d'une source plus primitive, à contribution mantellique plus importante.**

De la même façon, l'affinité géochimique des magmas peut être estimée au moyen des éléments majeurs (Figure 4.5 B). La synthèse de MEINERT (1995) montre que les intrusions liées aux skarns sont en grande majorité d'affinité calco-alcaline, et ce quel que soit le métal dominant de la minéralisation. L'indice de saturation en Al (Figure 4.5 C) est plus discriminant : si les intrusions se regroupent à la frontière entre les roches métalumineuses et les roches peralumineuses, on y retrouve le classement par métaux dévoilé précédemment. **Ainsi, les plutons associés aux skarns calciques à Fe sont les moins saturés en Al et reflètent donc les magmas les plus métalumineux.**

Enfin, la spéciation du Fe (ferreux réduit Fe²⁺ ou ferrique oxydé Fe³⁺) renseigne sur l'état d'oxydation du magma. Celui-ci a une influence prépondérante sur le contenu métallique des skarns associés (MEINERT, 1995, et références incluses). En effet, il contrôle d'une part l'apparition de certains minéraux qui vont « repousser » les métaux de base (magnétite, titanite dans les magmas oxydés) ou bien au contraire les incorporer (sulfures dans les magmas réduits). L'état d'oxydation détermine également la spéciation des sulfures, qui seront sous la forme SO₂ dans les magmas oxydés et HS₂ dans les magmas réduits. Le premier complexe est relativement insoluble dans les liquides silicatés, et les sulfures seront donc plus susceptibles de partitionner dans les fluides hydrothermaux. HS₂ est lui beaucoup

plus soluble dans les liquides silicatés, laissant plus de marge aux sulfures pour incorporer des métaux. La Figure 4.5 D présente la distribution des intrusions associées aux différents skarns métallifères autour de la limite oxydé-réduit sans qu'une tendance ne se dégage comme dans les cas précédents.

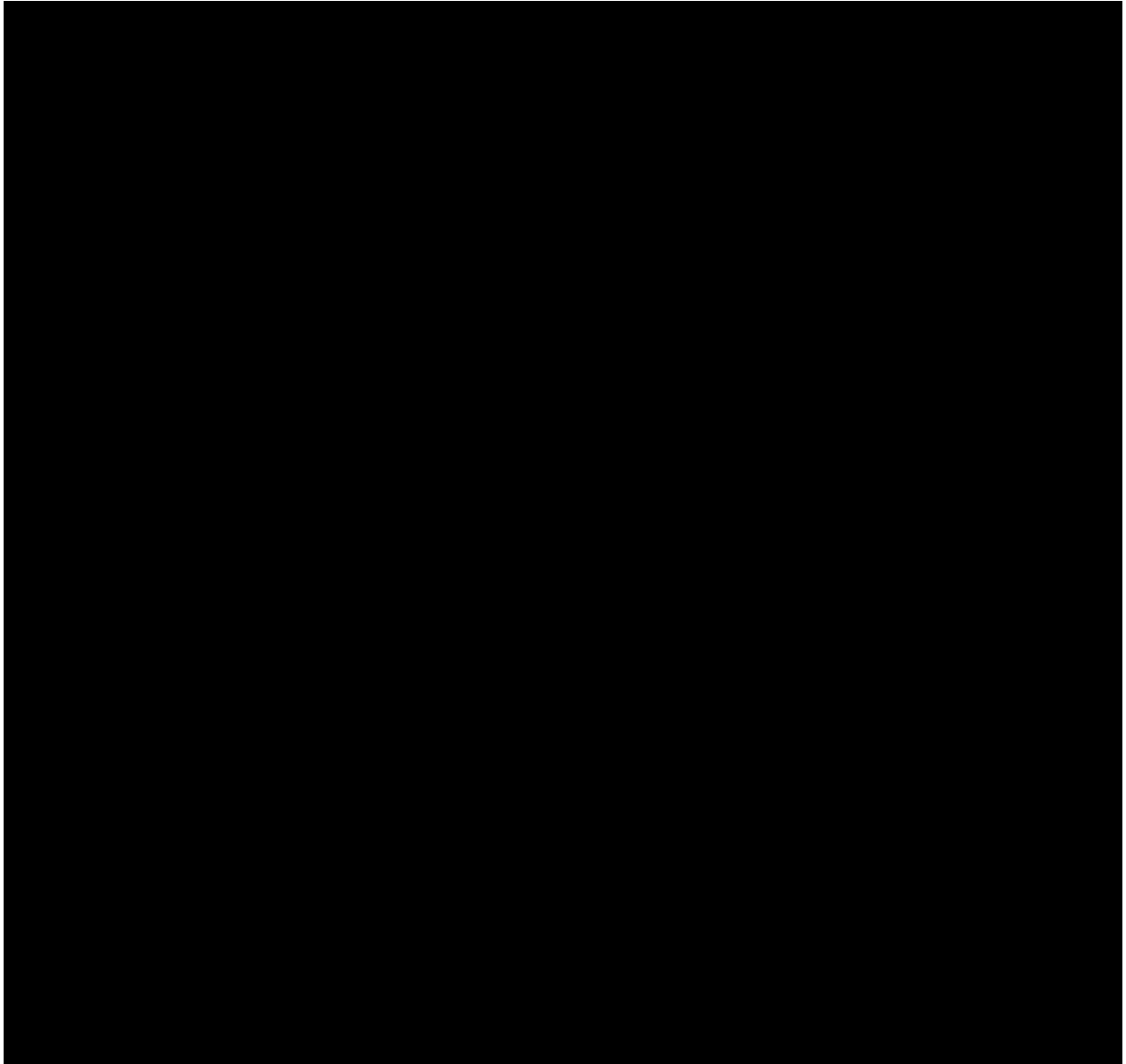


Figure 4.5 : chimie des éléments majeurs dans les intrusions associées aux skarns (MEINERT, 1995). Les points noirs représentent les moyennes des roches plutoniques associées à chaque élément dominant des minéralisations. (A) Diagrammes de Harker : MgO et K₂O vs SiO₂; (B) Diagrammes illustrant les affinités chimiques des magmas ; (C) Indice de saturation en Al; (D) Etat d'oxydation du magma.

L'examen de la distribution des éléments traces apporte également son lot de caractères discriminant les magmas en fonction de leur association avec un métal dominant. Les teneurs en Rb et Sc reflètent ainsi les substitutions du K lors de la cristallisation et la différenciation des magmas, respectivement dans les feldspath potassiques et/ou micas tardifs et dans les pyroxènes précoces. De même, les éléments V et Ni se substituent l'un dans les

phases oxydées telles que la magnétite ou l'ilménite, l'autre dans l'olivine des liquides basaltiques, et doivent donc conjointement diminuer avec la cristallisation et la différenciation des magmas. La confrontation deux à deux de ces éléments traces (Figure 4.6 A et B) renvoie de nouveau au classement désormais classique des métaux. L'importance relative des processus de différenciation se quantifie également par la comparaison du ratio Rb/Sr, éléments lithophiles fortement sensibles à la différenciation, vs Zr, dont le contenu moyen varie peu en fonction du type du skarn (Figure 4.6 C). **Ces diagrammes sont une évidence supplémentaire du faible degré d'évolution des magmas des intrusions associées aux minéralisations ferrifères.**

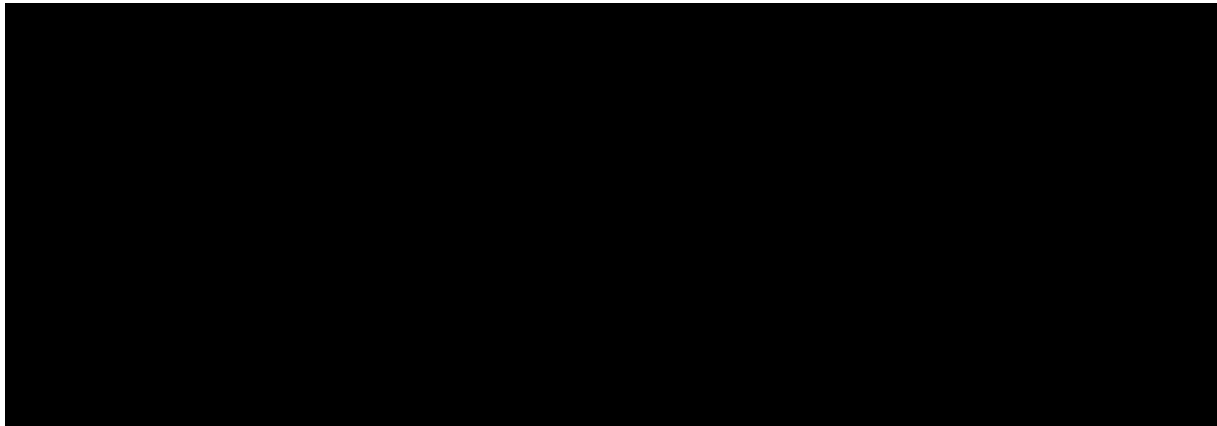


Figure 4.6 : chimie des éléments traces dans les intrusions associées aux skarns (MEINERT, 1995). Les points noirs représentent les moyennes des roches plutoniques associées à chaque élément dominant des minéralisations. (A) Diagramme de corrélation Rb vs Sc ; (B) Diagramme de corrélation V vs Ni ; (C) Diagramme de corrélation Rb/Sr vs Zr .

MEINERT (1995) dresse la conclusion qu'il existe deux grands groupes de plutons associés aux gisements de type skarn, dont la distinction tient à la source du magma (fusion de matériaux mantelliques ou crustaux) et à son évolution (degré d'assimilation de croûte continentale, fusion de l'encaissant, cristallisation fractionnée). Ainsi les plutons associés aux minéralisations à Sn, Mo et W possèdent une forte signature crustale que n'ont pas ceux associés aux minéralisations à Fe, Au, Cu et Zn ; **les magmas des skarns calciques à Fe sont les plus proches d'une source tholéiitique de type MORB.** Malgré tout, et quel que soit l'élément dominant de la minéralisation, aucun magma n'est directement issu de la fusion mantellique.

4.3.1.b Lithologie des encaissants

Pour ce qui est de l'encaissant, la condition *sine qua non* à la skarnification est la présence d'une fraction carbonatée dans la séquence sédimentaire. Il peut donc être composé de calcaires, dolomies ou d'alternances de l'un des deux avec des marnes, schistes... Pour rappel, la différence entre les skarns calciques et les skarns magnésiens provient du remplacement de calcaires ou de dolomies, respectivement.

Si la pétrogenèse de l'intrusion est plébiscitée par les auteurs pour son action sur la présence d'une minéralisation d'ampleur économique, l'encaissant y tient également un rôle

prépondérant. En effet, si le CO₂ est une phase commune au sein des mélanges magmatiques mantelliques, il y est bien moins soluble que H₂O dans les mélanges granitiques (MEINERT *et al.*, 2005, et références incluses). Or, la saturation en eau des magmas associés aux skarns n'est pas affectée uniquement par H₂O, mais aussi par d'autres volatils dont le CO₂. L'assimilation de roches carbonatées et les réactions de décarbonatation qui en résultent contribuent donc grandement à augmenter le contenu en CO₂ des mélanges silicatés, et par là même, la saturation en eau. Tout magma qui intrude une séquence sédimentaire comportant des roches carbonatées provoque la dévolatilisation du CO₂ de son encaissant. Il est donc plus susceptible de produire les fluides hydrothermaux nécessaires aux processus minéralisateurs.

Plusieurs travaux ont été menés sur l'assimilation de carbonates dans les magmas (*e.g.* complexe igné de Hortavær (Norvège) par BARNES *et al.*, 2005 ; région volcanique des Monts Albains (Italie), par IACONO MARZIANO *et al.*, 2007). **Par ailleurs, GANINO (2008) et GANINO *et al.* (2008) proposent que ce processus soit responsable de l'extraction du fer depuis l'intrusion minéralisatrice dans le gisement à Fe-Ti-V de Panzhihua (Chine).**

4.3.1.c Contexte tectonique des gisements de type skarn

Les skarns sont le résultat de processus qui peuvent intervenir dans des contextes tectoniques multiples, et dont les conditions P-T-X seront détaillées plus loin (cf. § 4.3.2). La grande majorité des plutons qui leur sont associés sont de composition dioritique à granitique, soit typique d'un contexte de subduction sous une croûte continentale (MEINERT *et al.*, 2005). Les différences dans le métal dominant du skarn reflèteraient donc l'environnement géologique local (profondeur de la formation, structures...) plus que des différences fondamentales de pétrogenèse.

L'abondance des éléments traces au sein du magma permet également de discriminer le type de province géologique auxquels ils sont rattachés (PEARCE *et al.*, 1984 ; Figure 4.7). A la lumière de ces diagrammes, les magmas dont sont issues les intrusions minéralisatrices proviennent majoritairement d'arcs volcaniques, voire de contexte intraplaque. **Les skarns ferrifères sont eux exclusivement formés dans des environnements d'arcs volcaniques.**

4.3.2 Conditions P-T-X du processus de skarnification

Le processus à l'œuvre dans le système skarnifère est le transfert de masse. Celui-ci se produit à l'interface entre le magma et son environnement carbonaté, et les éléments concernés dépendent bien évidemment de leur chimie initiale (cf. § 4.3.1.a et b). Dans les skarns, et particulièrement ceux associés à des minéralisations sulfurées ou oxydées, des appauvrissements marqués en CO₂ et en Ca coïncident avec des enrichissements en Si, Al, Fe, etc. (LENTZ, 2005 ; Figure 4.8).

4.3.2.a Détermination des conditions P-T-X

Au sein d'un système aussi réactif que celui d'un skarn, c'est essentiellement la géochimie qui permet d'estimer les conditions P-T-X de la skarnification. Trois méthodes en particulier le

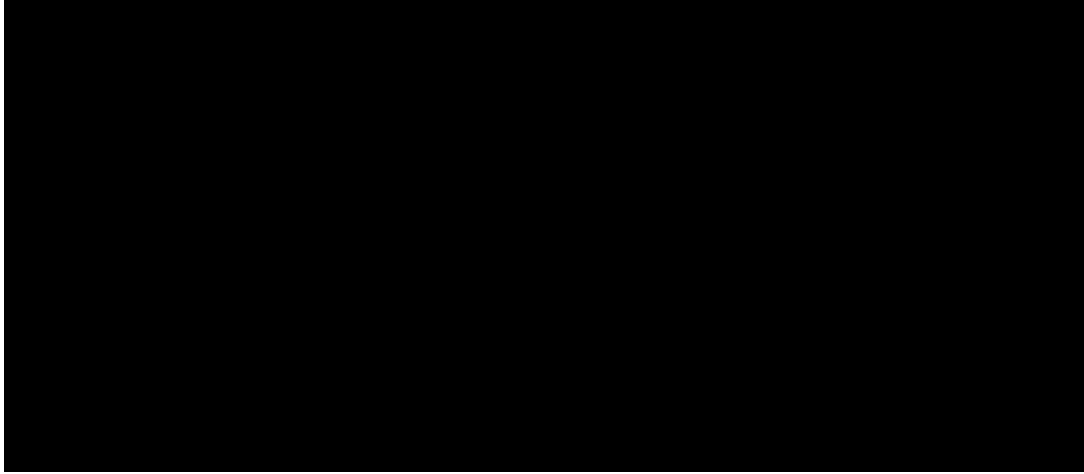


Figure 4.7 : détermination par les éléments traces du contexte tectonique des intrusions liées aux minéralisations de type skarn (MEINERT, 1995). Abréviations – syn-COL : syn-collision ; VA : arc volcanique ; WP : intraplaque ; OR : ride océanique. D’après les diagrammes de PEARCE *et al.* (1984).

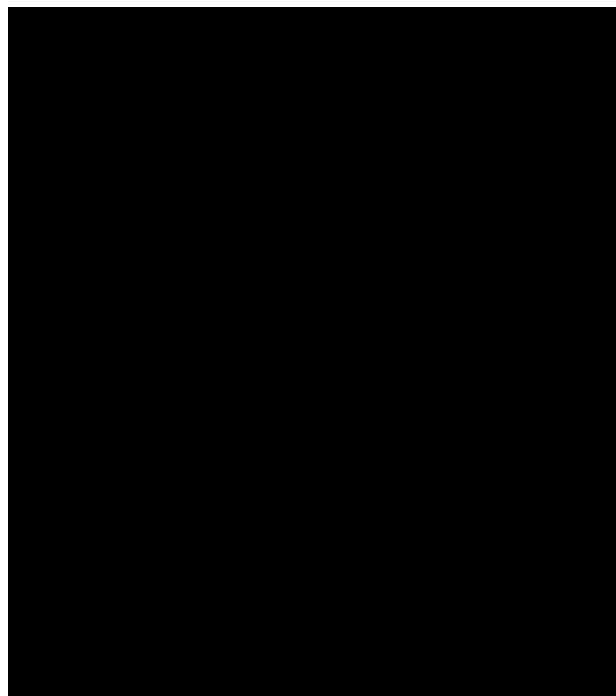


Figure 4.8 : variations géochimiques et variations du bilan de masse à volume constant dans les calcaires de la formation d’Oswaldo (Etats-Unis d’Amérique ; NIELSON, 1970, *in* LENTZ, 2005).

peuvent : l’étude (1) de l’équilibre entre les phases minérales, (2) des inclusions fluides, et (3) des isotopes stables. Il est néanmoins essentiel de bien connaître la séquence paragénétique du skarn étudié pour replacer les données obtenues dans l’évolution spatio-temporelle du système.

Selon les espèces minérales que l’on trouve à l’équilibre au sein d’un skarn donné, il est possible de remonter au système chimique dans lequel les réactions qui ont produit ces minéraux ont eu lieu. Des études expérimentales d’équilibre de phases recréent ainsi ces systèmes et ces réactions chimiques. Le fractionnement des éléments entre les minéraux (*e.g.*

Ca/Mg dans les carbonates, Fe/Mn dans les ilvaites... ; MEINERT *et al.*, 2005, et références incluses) est un autre indice pouvant renseigner sur les conditions de formation d'un skarn.

Pourvu qu'elles restent intactes, les inclusions fluides piégées dans le réseau cristallin d'un minéral-hôte constituent des témoins directs de la composition du paléofluide à partir duquel il s'est développé, et ce depuis les phases précoces de haute température jusqu'aux stades tardifs plus froids (ROEDDER, 1984). Les minéraux-pères les plus utilisés dans les systèmes skarnifères sont les quartz, carbonates et fluorines qui sont à la fois porteurs de beaucoup d'inclusions, relativement transparents et stables sur de grandes fourchettes de P-T-X (MEINERT *et al.*, 2005). Les minéraux de haute température, tels que les grenats ou les pyroxènes, sont idéaux puisque peu susceptibles de piéger les fluides tardifs de basse température s'ils ne sont pas altérés au cours de l'évolution du skarn.

L'étude des isotopes stables enfin, et notamment des isotopes de C, O, H et S, permet de documenter la source des fluides souvent multiples impliqués dans le processus de skarnification (MEINERT *et al.*, 2005, et références incluses).

4.3.2.b La pression

Si la pression joue un rôle prépondérant dans la skarnification, elle en est l'un des paramètres les plus difficiles à appréhender. En effet, elle dépend notamment de la profondeur de mise en place du système, et les skarns étudiés sont aujourd'hui à l'affleurement et souvent altérés par la phase rétrograde.

Certains caractères de terrain permettent cependant de distinguer qualitativement si l'environnement de mise en place est profond ou superficiel. Ils sont généralement relatifs à l'intrusion plutonique : morphologie, granulométrie, déformation (ductile ou fragile), bordures figées, etc. La géobarométrie quantitative fait intervenir les assemblages minéraux à l'équilibre et les inclusions fluides (MEINERT *et al.*, 2005, et références incluses). Les études montrent que la plupart des skarns se forment à des profondeurs de 1 à 4,5 km, où la calcite se décompose en $\text{CaO} + \text{CO}_2$ (EINAUDI *et al.*, 1981). Il est cependant possible de trouver des xénolithes de skarns de haute température remontés lors d'éruptions dans la région volcanique des Monts Albains, et dont la profondeur excéderait 5 km (IACONO MARZIANO *et al.*, 2007).

4.3.2.c La température

Certaines phases minérales peuvent être utilisées comme géothermomètre ; c'est le cas de la chlorite notamment, dont la température de cristallisation peut être estimée via la composition chimique (CATHELINÉAU & NIEVA, 1985 ; KRANIDIOTIS & MACLEAN, 1987 ; CATHELINÉAU, 1988 ; VIDAL *et al.*, 2005).

MEINERT *et al.* (2005) combinent dans la [Figure 4.9](#) les réactions minérales des minéraux généralement présents dans les skarns pour déterminer leurs champs de stabilité, et donc contraindre leur environnement. Ce diagramme permet par ailleurs de distinguer les différents types de skarn (oxydé, réduit...) en fonction des associations minérales qu'ils présentent.

Dans les inclusions fluides, la température d'homogénéisation T_h (disparition de la phase liquide) est interprétée comme la température initiale du fluide piégé. La T_h des

minéraux de la phase prograde renseigne donc sur la température de formation du skarn, qui s'avère supérieure ou égale à 700°C dans la plupart des skarns (MEINERT *et al.*, 2005). Bien sûr, ces températures varient selon la position du skarn par rapport à son intrusion (proximal 400-650°C vs distal 210-350°C ; KWAK, 1986), et elles diminuent également au cours du temps.

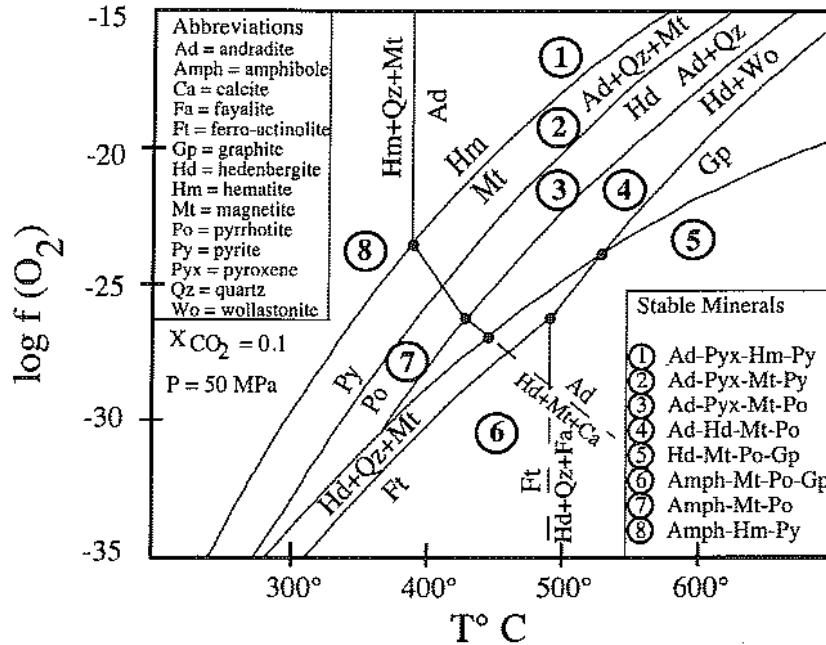


Figure 4.9 : champs de stabilité des minéraux classiques d'un skarn (MEINERT *et al.*, 2005). Les skarns oxydés présentent les associations minérales 1, 2 et 8 ; les skarns réduits présentent les associations minérales 3, 4 et 7.

4.3.2.d Les conditions chimiques

Les inclusions fluides dans les minéraux des skarns montrent que la salinité des fluides originels est élevée (35-60 % équivalent NaCl) et portée par plusieurs minéraux-filles tels que NaCl, KCl, $CaCl_2$, $FeCl_2$, $CaCO_3$, CaF_2 , C, $NaAlCO_3(OH)_2$, Fe_2O_3 , Fe_3O_4 , AsFeS, $CuFeS_2$ et ZnS (MEINERT, 1992 ; MEINERT *et al.*, 2005, et références incluses). La variation d'abondance de ces phases solides au sein des inclusions fluides renseigne sur la nature des fluides incriminés, ainsi que sur leur degré de mélange. La salinité, tout comme la température, tend en effet à diminuer au cours de l'évolution d'un skarn, à mesure que les saumures magmatiques se mélangent aux eaux issues de la déshydratation de l'encaissant, puis aux eaux météoriques.

Les inclusions fluides révèlent également la présence de volatils dont CO_2 , CH_4 , N_2 ou H_2S . Sans surprise le CO_2 domine, mais là encore les abondances relatives entre ces phases gazeuses fournissent des renseignements sur l'état d'oxydation du système (MEINERT *et al.*, 2005, et références incluses). Ce dernier paramètre, de même que le pH, est également renseigné par la composition chimique des grenats et pyroxènes, et plus particulièrement la nature du Fe qu'ils incorporent (Fe^{2+} ou Fe^{3+}), ou encore la nature de la minéralisation associée.

D'autres volatils comme les halogènes (F, Cl, B) ou encore l'eau jouent un rôle déterminant dans les processus minéralisateurs (transport, dépôt...). **Les travaux expérimentaux, parmi lesquels ceux de BARNES (BARNES, 1979) ou de HEMLEY (HEMLEY *et al.*, 1992), ont montré que le Fe se trouve dans les fluides hydrothermaux sous forme de complexes chimiques chlorurés. La nature de ces complexes dépend de la température : la forme Fe^{2+} est plus stable entre 50 et 200°C, FeCl^+ entre 200 et 300°C et enfin FeCl_2 pour des températures supérieures à 300°C.**

Si les fluides jouent un rôle majeur dans le processus de skarnification, l'étude des roches originelles n'est pas en reste quant à déterminer les conditions chimiques initiales du système, puis son évolution. Les investigations isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) menées sur les minéraux permettent ainsi de retracer les sources des fluides par comparaison entre les signatures isotopiques connues des différents réservoirs : *e.g.* le $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ des calcaires et dolomies est de 20-30 ‰ (KARIMZADEH SOMARIN, 2004 ; BASKARAN, 2011). Les grenats, pyroxènes et quartz de la plupart des skarns ont ainsi des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre 4 et 9 ‰, typiques d'une dérive depuis des saumures magmatiques (MEINERT *et al.*, 2005, et références incluses), mais le plus souvent les minéraux marquent un mélange entre les sources magmatique, sédimentaire locale et météorique (Figure 4.10).

Les études isotopiques du soufre menées sur les sulfures des skarns (pyrite, pyrrhotite, molybdénite, chalcopyrite, sphalérite, bornite, arsénopyrite et galène) présentent une fourchette étroite de valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ qui suggère une source exclusivement magmatique (-12.2 à +0.7 ‰ ; SHIMAZAKI & YAMAMOTO, 1979).

Au-delà des analyses géochimiques, des expérimentations visant à contraindre les conditions de formation des différents minéraux du skarn (souvent pris individuellement et non en accord avec les assemblages) ont également été menées. Ces expériences ne seront cependant pas détaillées dans cette synthèse.

4.4 Exploration des gisements de type skarn

De la reconnaissance des traits caractéristiques à la compréhension des conditions de genèse d'un type de gisement, la recherche en géologie minière contribue à élaborer un modèle génétique (Figure 4.11) qui facilitera aux géologues l'exploration. Dans le cas des skarns métallifères, plusieurs métallotectes permettent de les reconnaître directement sur le terrain, puis de confirmer leur présence par des méthodes géochimiques et/ou géophysiques.

Ne l'oublions pas, la cartographie d'un skarn se base essentiellement sur sa minéralogie, à partir de laquelle on il est possible d'obtenir des informations sur la taille globale du système, ses caractéristiques ainsi que ses conditions de genèse. Ainsi en surface, la présence de zones étendues de cornéennes et autres silicates calciques est un indice évident d'un skarn potentiel. Par ailleurs, la couleur des minéraux forme un gradient pouvant renseigner sur la distance à la zone de contact avec l'intrusion magmatique ; les grenats donnent une couleur brun à rouge foncé aux roches à son niveau, tandis que l'apparition plus distale de chlorite et

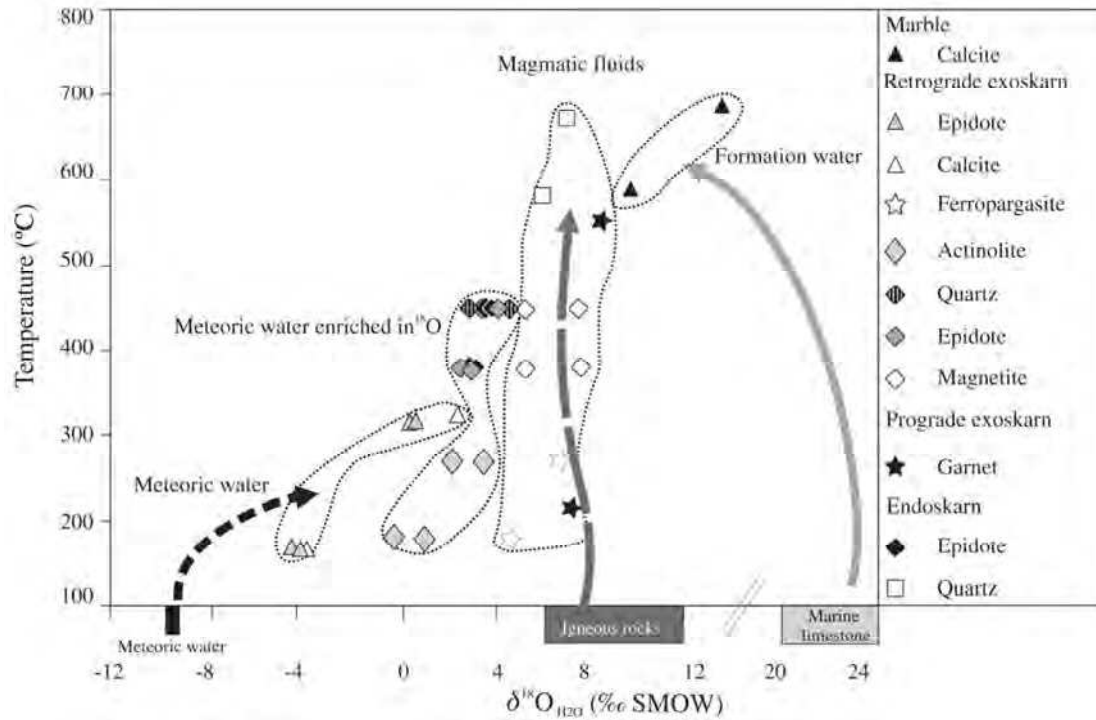


Figure 4.10 : températures vs $\delta^{18}\text{O}$ des eaux à l'équilibre avec les minéraux d'un skarn ferrifère associé à une diorite du district de Vegas Peladas (Argentine ; PONS *et al.*, 2009). Les flèches représentent les différentes sources des fluides impliqués.

d'épidote les rendent plus vertes et plus pâles. En l'absence de ces indices minéralogiques, le géologue peut repérer à proximité d'intrusions des brèches ou stockwerks, témoins d'une activité hydrothermale notable. **Les chapeaux de fer constituent également un bon indice dans le cas des skarns ferrifères.**

Les zones distales d'un skarn peuvent présenter des halos de dispersion, concentrations anormales de métaux traces détectables au moyen de la géochimie. Les valeurs décrites par MEINERT *et al.* (2005) comme généralement anormales pour les skarns sont : 75 ppb Au, 5 ppm Ag, 50 ppm As, 1 ppm Sb, 50 ppm Bi, 1 ppm Te, 5 ppm Se, 250 ppb Hg, 10 ppm Cd, 100 ppm Cu, 100 ppm Cu, 100 ppm Pb, 200 ppm Zn, 100 ppm W, 25 ppm Mo, 50 ppm Co, 75 ppm Ni, 25 ppm Cr. Chaque type de skarn présente cependant une suite d'éléments et des seuils qui lui sont propres. Dans certains cas, la prospection alluvionnaire peut se révéler utile (scheelite pour les skarns à W).

Les skarns présentent parfois également des anomalies géophysiques gravimétriques ou sismiques, liées à leur masse généralement plus dense que celles de leurs encaissants. De plus, le skarn et son pluton associé peuvent générer une anomalie magnétique : elle est positive pour le skarn s'il est oxydé et contient de la magnétite ou de la pyrrhotite, et négative dans le pluton à cause de la transformation de la magnétite primaire en ilménite (MEINERT *et al.*, 2005, et références incluses). Les campagnes électriques (*e.g.* polarisation provoquée) sont à considérer avec précaution car le métasomatisme des roches carbonatées implique une redistribution du C et le graphite peut donc affecter le signal. Enfin, les campagnes aéroportées permettent d'identifier par spectroscopie les altérations et donc les phases minérales individuelles.

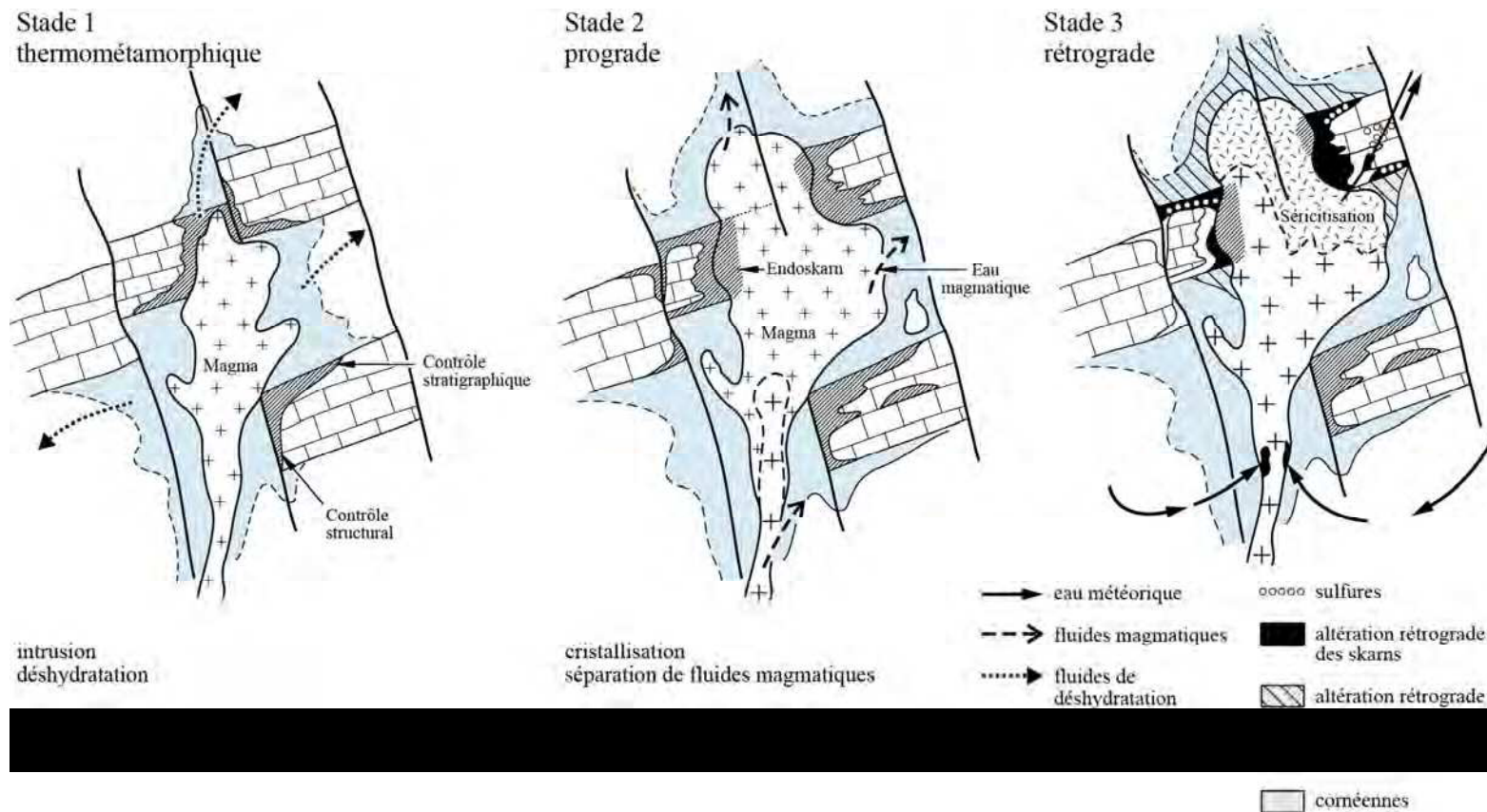


Figure 4.11 : modèle génétique simplifié des gisements de type skarn (JEBRAK & MARCOUX, 2008). (A) Le premier stade voit l’ascension d’une intrusion magmatique au sein d’une séquence carbonatée. La différence de température induite entraîne la déshydratation de l’encaissant, ainsi que la formation d’une auréole métamorphique ; (B) Au stade prograde, tandis que le pluton refroidit et que les saumures magmatiques s’en extraient, la metasomatose commence son œuvre : au sein du magma (endoskam) et de l’encaissant (exoskam), les silicates anhydres tels que les grenats et les pyroxènes cristallisent. C’est à l’issue de ce stade que la minéralisation se met en place. Si les métaux sont supposés provenir de l’intrusion magmatique, leurs mécanismes exacts d’extraction et de concentration sont pour l’heure toujours à l’étude ; (C) A mesure que le système refroidit et que les fluides se mélangent aux eaux météoriques, des silicates hydratés (chlorites, épidotes...) remplacent progressivement les minéraux de la phase prograde. Ce stade rétrograde prend plus d’ampleur si le milieu est superficiel, là où la déformation est cassante.

Problématiques du travail de recherche

L'objectif premier de cette thèse est de tenter d'intégrer les minéralisations des Beni Bou Ifrour dans le contexte géodynamique de la Méditerranée occidentale. Le domaine méditerranéen doit sa configuration actuelle et sa géodynamique complexe à la convergence entre les plaques Afrique et Eurasie. Il n'est à l'heure actuelle toujours pas totalement bien appréhendé, et ce notamment au niveau de la mer d'Alboran et de l'arc bético-rifain qui l'encadre.

Un tel travail nécessite la prise en compte de plusieurs échelles, chacune pouvant soulever plusieurs questions à la lumière des synthèses réalisées dans cette première partie.

5.1 Echelle 1 : les gisements – étude et comparaisons

Les minéralisations ferrifères des Beni Bou Ifrour ont été caractérisées par JABRANE (1993), JABRANE *et al.* (2001) et EL RHAZI & HAYASHI (2002) comme des skarns à magnétite. L'examen de la littérature révèle que ces gisements sont étudiés comme un même ensemble alors qu'ils s'expriment différemment sur le terrain : le minerai à magnétite y est sous forme de remplacement de lentilles à Ouiksane, et d'alternances rubanées à Axara et Setolazar. Par ailleurs, les travaux discutant de la mise en place des minéralisations (RHODEN & ERENO, 1962) sont anciens et nécessitent d'être remis à jour. En effet, le modèle tectonique de KERCHAOUI (1994) remet en cause le découpage des minéralisations (Axara étant une répétition de Setolazar) puisqu'il attribue les failles plates à une phase antérieure au magmatisme auquel le minerai est associé.

Les processus métallogéniques impliqués dans la formation des minéralisations ferrifères des Beni Bou Ifrour sont-ils comparables et synchrones d'un gisement à l'autre ?

Pour y répondre, le premier objectif de ce travail est donc de caractériser précisément chaque gisement de façon indépendante. La démarche suivie ici est basée dans un premier temps sur l'étude de terrain de ces différents sites, mais aussi sur leur étude microscopique (détermination des séquences paragénétiques, minéralogie détaillée...). Leur comparaison à ces deux échelles permettra de déterminer si les différences pressenties dans la littérature sont dues à des événements minéralisateurs différents (lien génétique) ou bien à des conditions de mise en place différentes.

5.2 Echelle 2 : intégration à l'échelle locale du massif

Les gisements des Beni Bou Ifrour sont encaissés dans un massif mésozoïque peu métamorphique dont la principale caractéristique est l'abondance d'intrusions granodioritiques. La mise à l'affleurement de ces faciès grenus profonds, ainsi que leur position actuelle à une altitude supérieure aux niveaux de base plus jeunes du Gourougou, implique l'élévation du massif et une érosion importante. Les modalités du soulèvement des Beni Bou Ifrour ne sont à l'heure actuelle pas claires – liées à un chevauchement au Miocène moyen (KERCHAOU, 1985, 1994), à une résurgence caldeirique (EL BAKKALI *et al.*, 2001)... – notamment par manque de contraintes chronologiques et à cause d'une structure rendue complexe par la tectonique tardive (failles normales méridiennes).

Quand le soulèvement se produit-il, et sous l'action de quels processus ? Comment expliquer la structure actuelle du massif des Beni Bou Ifrour ?

Là encore, la première démarche est celle du terrain, certains affleurements clés apportant des éléments de réponse qui seront complétés par l'ajout de nouvelles contraintes chronologiques : datations du magmatisme et de la minéralisation, thermochronologie, biostratigraphie et paléomagnétisme.

5.3 Echelle 3 : intégration à l'échelle régionale – Rif oriental et Méditerranée occidentale

Si KERCHAOU (1985, 1994) s'y est intéressé de façon extensive, l'étude du massif des Beni Bou Ifrour a été délaissée par les travaux scientifiques qui dans le Rif oriental ont été davantage consacrés aux massifs à schistosité (Temsamane, FRIZON DE LAMOTTE, 1982 ; Trois Fourches, NEGRO, 2005), aux bassins (GUILLEMIN & HOUZAY, 1982 ; MOREL, 1987) ou encore au volcanisme associé (HERNANDEZ & BELLON, 1985 ; EL BAKKALI *et al.*, 1998). Le massif présente pourtant des atouts pour contraindre l'histoire régionale, notamment via la compréhension des modalités de son soulèvement.

Comment le massif des Beni Bou Ifrour s'intègre-t-il dans le Rif oriental ?

Le modèle tectonique établi pour le massif des Beni Bou Ifrour sera ainsi confronté aux données recueillies dans la littérature afin de l'y intégrer régionalement, et peut être d'y apporter de nouvelles contraintes.

Lorsque l'environnement géodynamique est mal compris, l'étude intégrée des minéralisations peut permettre d'opérer un retour sur celui-ci afin de mieux le contraindre. Parce qu'elles sont intimement liées au contexte géodynamique, elles constituent en effet de bons traceurs des processus à l'œuvre dans une région donnée.

Les minéralisations des Beni Bou Ifrour se situent idéalement dans la Méditerranée occidentale : en vis-à-vis des minéralisations du SE andalou via l'accident Trans-Alboran, et dans le prolongement de la ceinture magmatique maghrébine, qui elle-même porte de nombreuses et diverses minéralisations.

L'étude des minéralisations des Beni Bou Ifrour permet-elle d'apporter des informations complémentaires sur le contexte géodynamique de la mer d'Alboran et de la Marge Maghrébine ?

Les minéralisations (isotopie du Pb) et le magmatisme des Beni Bou Ifrour seront ici confrontés à la littérature à l'échelle de la mer d'Alboran et de la Marge Maghrébine.

Partie II

**Structures, gîtologie et minéralogie
comparées des skarns à magnétite des
Beni Bou Ifrou – Métallogenèse**

Les minéralisations à magnétite des Beni Bou Ifrou, intensivement exploitées de 1915 à 1976, se situent exclusivement dans la partie nord du massif, restreintes sur une aire d'une quarantaine de km². Les principales concentrations ferrifères sont d'Ouest en Est les gisements de Ouiksane, de Axara et de Setolazar-Bokoya (Figure II.1).



Figure II.1 : panorama du massif des Beni Bou Ifrou depuis le Jbel Ouiksane. Le gisement de Ouiksane se trouve au premier plan, celui de Axara au second et la bande minéralisée de Setolazar-Bokoya au fond.

Décrites comme des skarns à magnétite dans la littérature (cf. Chapitre 3), les minéralisations de Ouiksane, de Axara et de Setolazar sont systématiquement étudiées comme un tout et regroupées sous le nom de gisement de Nador (JABRANE 1993 ; JABRANE *et al.*, 2001) ou de gisements des Beni Bou Ifrou (EL RHAZI & HAYASHI, 2002). Ouiksane se situe à l'Ouest de la faille de l'oued Ouiksane qui sépare en deux le Domaine Nord ; Axara et Setolazar-Bokoya se trouvent pour leur part dans le secteur nord-oriental (Figure II.2).

En raison de leur emplacement différent dans l'organisation du massif, et afin de contraindre au mieux leurs conditions de genèse et de mise en place au sein des Beni Bou Ifrou, les trois sites ont été traités comme des entités indépendantes, d'abord du point de vue leur disposition sur le terrain puis de leur minéralogie. Leur comparaison va permettre de discuter de la validité de l'établissement d'un seul et même évènement minéralisateur dans les Beni Bou Ifrou. Nous y apportons en outre des précisions sur le plan métallogénique : pétrogenèse des intrusions liées aux minéralisations, analyses géochimiques, isotopie Pb...

Cette partie se compose ainsi de quatre chapitres :

Chapitre 6 : Le gisement de Ouiksane

Chapitre 7 : La bande minéralisée de Axara

Chapitre 8 : La bande minéralisée de Setolazar-Bokoya

Chapitre 9 : Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

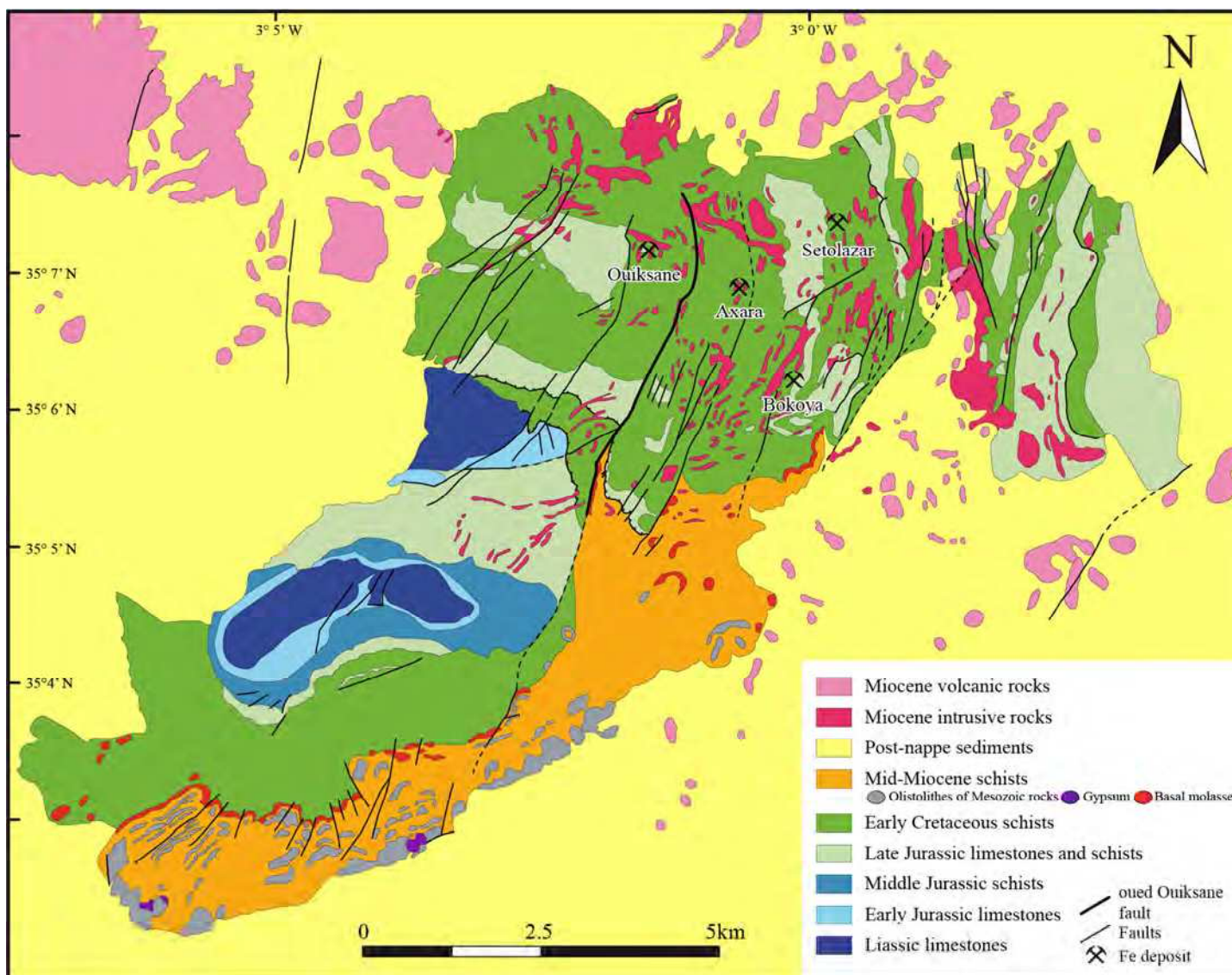


Figure II.2 : schéma structural du massif des Beni Bou Ifrouf (d'après les cartes géologiques 1/50000 du Maroc, feuilles NI-30-XXI-2b et NI-30-XXII-1a).

Le gisement de Ouiksane

De par sa production et les fortes teneurs en fer de son minerai (jusqu'à 70 %), Ouiksane est le plus important des trois gisements étudiés. Situé dans le secteur occidental du Domaine Nord des Beni Bou Ifrou, il est encaissé dans une série monoclinale de schistes d'orientation EW avec un pendage nord (cf. Chapitre 3) dans laquelle s'intercale un banc carbonaté principal. Le gisement s'est construit autour de l'Intrusion Centrale (RHODEN & ERENO, 1962), pluton granodioritique qui se met en place sous la forme générale d'un sill subconcordant à la stratigraphie au niveau du contact schistes/banc carbonaté principal. Au contact de l'intrusion, la série encaissante a été chauffée par métamorphisme de contact, les calcaires devenant des marbres et les schistes des cornéennes ou des skarns selon leur lithologie initiale. L'exploitation à ciel ouvert s'est opérée de telle façon que l'*open pit* actuel, séparé en deux sous-parties (*open pit* E et *open pit* W) par la faille dite de Ouiksane¹ (RHODEN & ERENO, 1962), montre sur son parement nord l'intrusion et sur son parement sud l'encaissant au front de l'intrusion (Figure 6.1).



Figure 6.1 : panorama sur l'*open pit* oriental de Ouiksane. Le parement nord est constitué de l'Intrusion Centrale (granodiorite en clair), le parement sud de l'encaissant.

Ce chapitre propose une réinterprétation de la structure du gisement de Ouiksane, à l'aide d'une réactualisation de la carte minière historique et de coupes interprétatives argumentées. La gîtologie ainsi que la séquence paragenétique des minéralisations et de leur gangue seront détaillées dans un second temps.

¹ A ne pas confondre avec la faille de l'oued Ouiksane, qui sépare les deux secteurs du Domaine Nord.

6.1 Géométrie et structures du gisement de Ouiksane

6.1.1 Travaux historiques et réinterprétations proposées

L'exploitation du fer de Ouiksane par le passé a donné lieu à des études minières poussées, parmi lesquelles des cartes géologiques détaillées (Figure 6.2) et des coupes au travers de la mine (Figure 6.3).

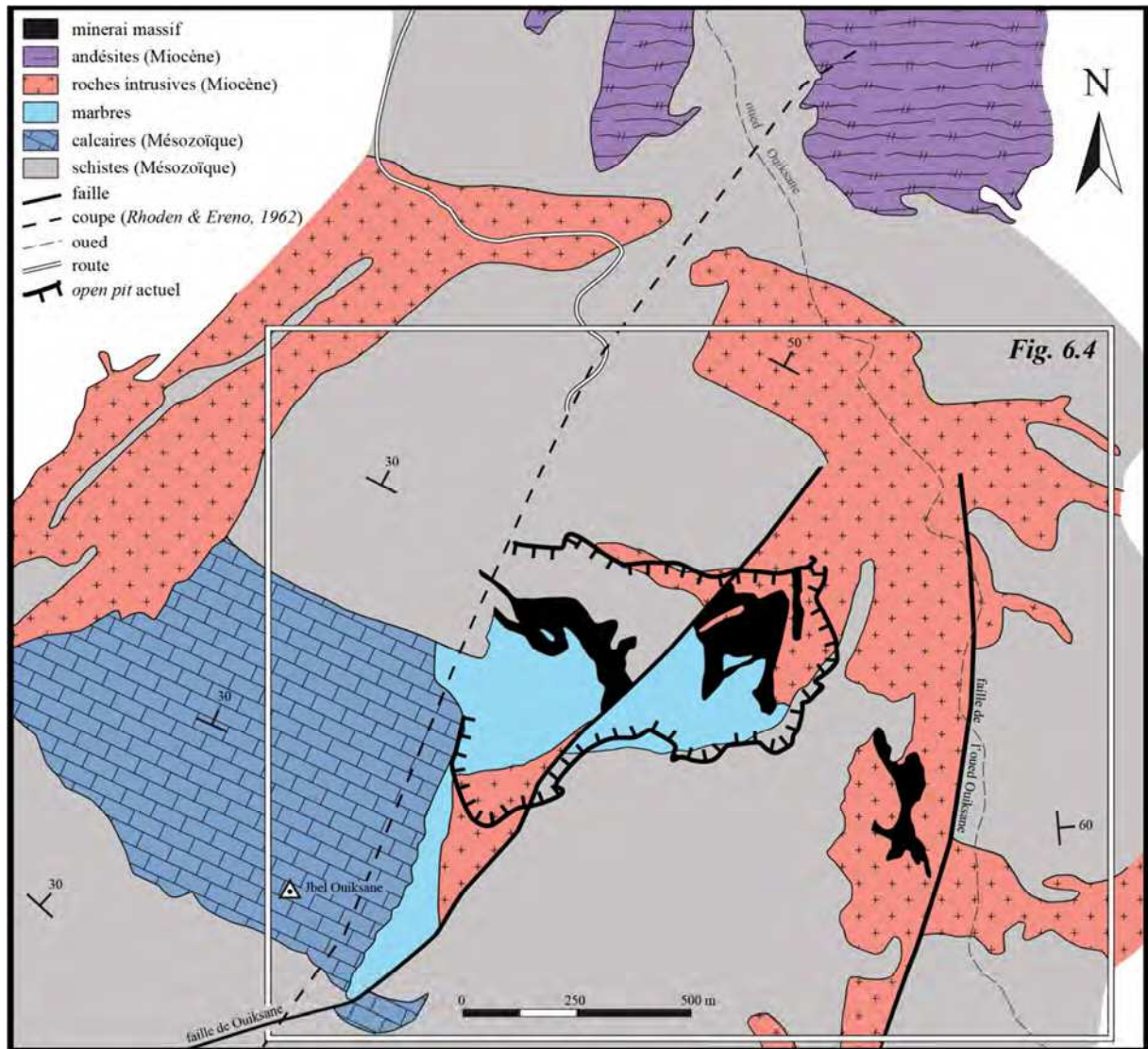


Figure 6.2 : carte géologique historique au niveau du gisement de Ouiksane, détaillée au 1/2000 (d'après RHODEN & ERENO, 1962). Les limites de l'open pit actuel sont indiquées pour repère. Le cadre indique la zone recartographiée au cours de ce travail.

Une réactualisation de la carte géologique du gisement de Ouiksane est ici proposée sous forme de schéma structural réinterprété (Figure 6.4). Notre carte a été réalisée sur la base des cartes géologiques existantes, de nos propres observations de terrain (voir explications dans le texte) ainsi qu'à l'aide des travaux miniers de RHODEN & ERENO (1962), reportés dans l'Annexe III.

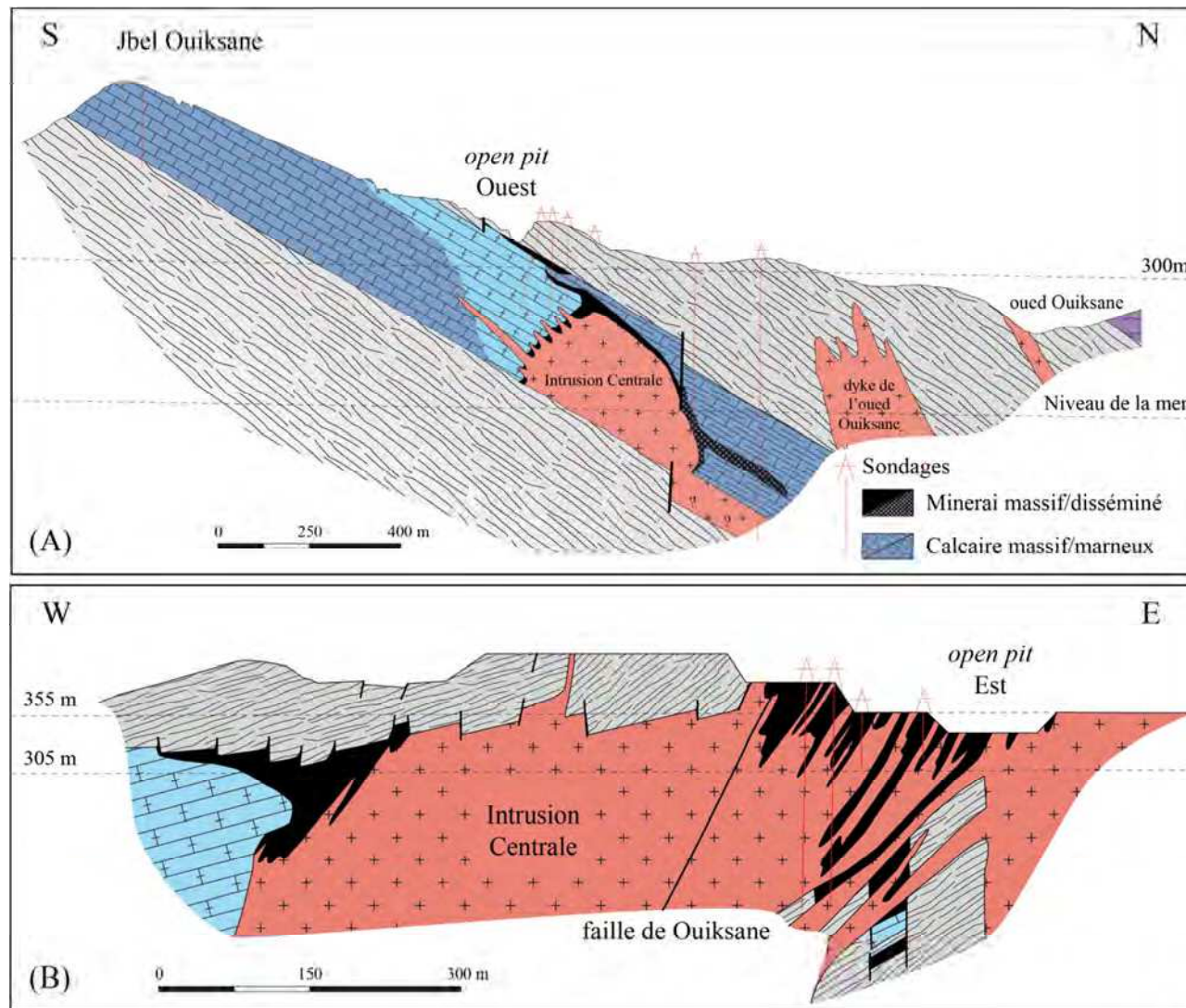


Figure 6.3 : coupes géologiques historiques explicitant la structure du gisement de Ouiksane (d'après RHODEN & ERENO, 1962). Le tracé de la coupe (A) est représenté sur la Figure 6.2. La coupe (B) traverse d'Ouest en Est l'open pit.

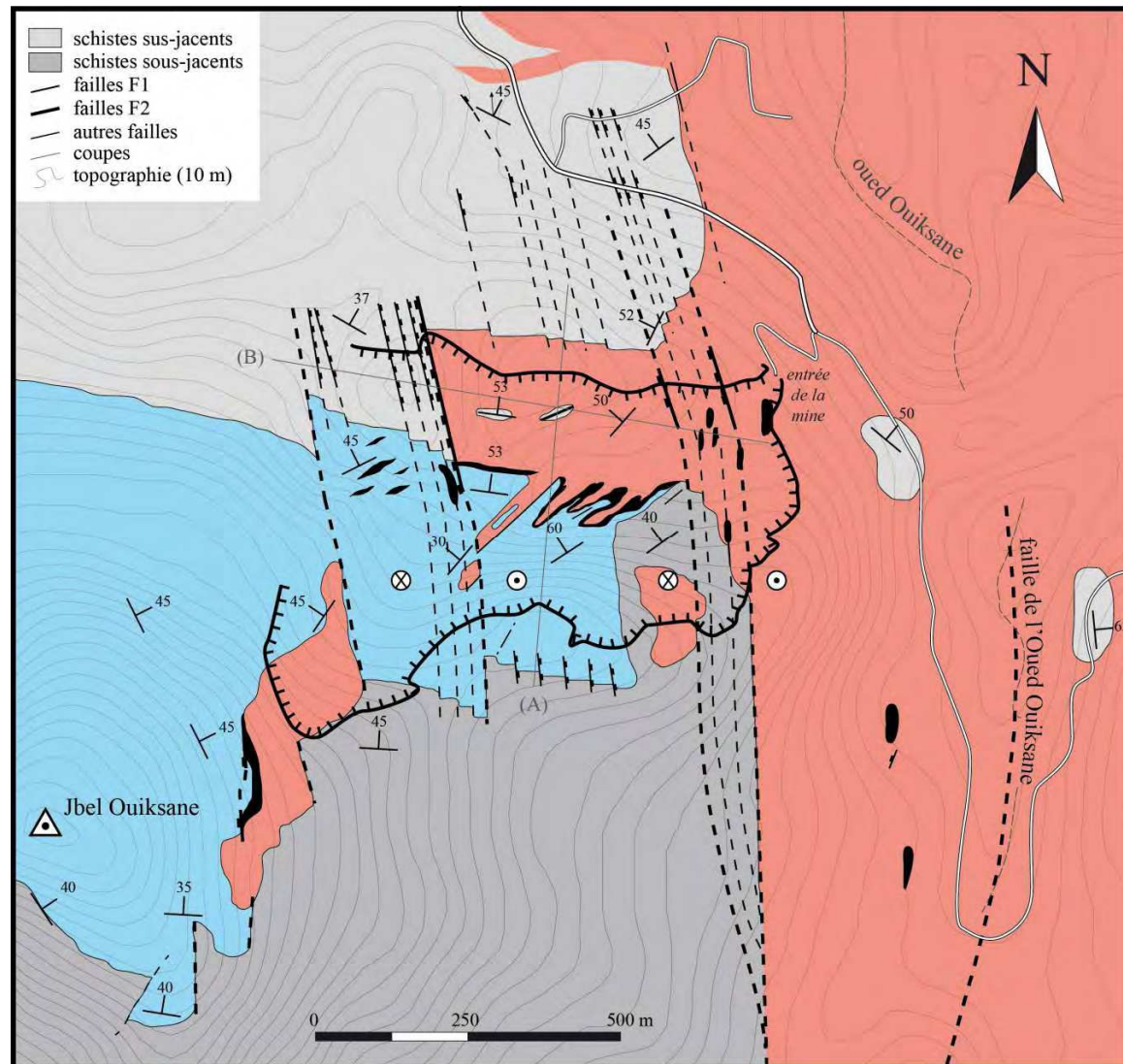


Figure 6.4 : schéma structural du gisement de Ouiksane (ce travail). Les formations carbonatées ne sont ici pas discriminées en fonction du métamorphisme subi (cf. [Figure 6.2](#)). Par souci de clarté, les schistes ont été dissociés entre les schistes sus- et sous-jacents ; il s'agit toutefois de la même formation.

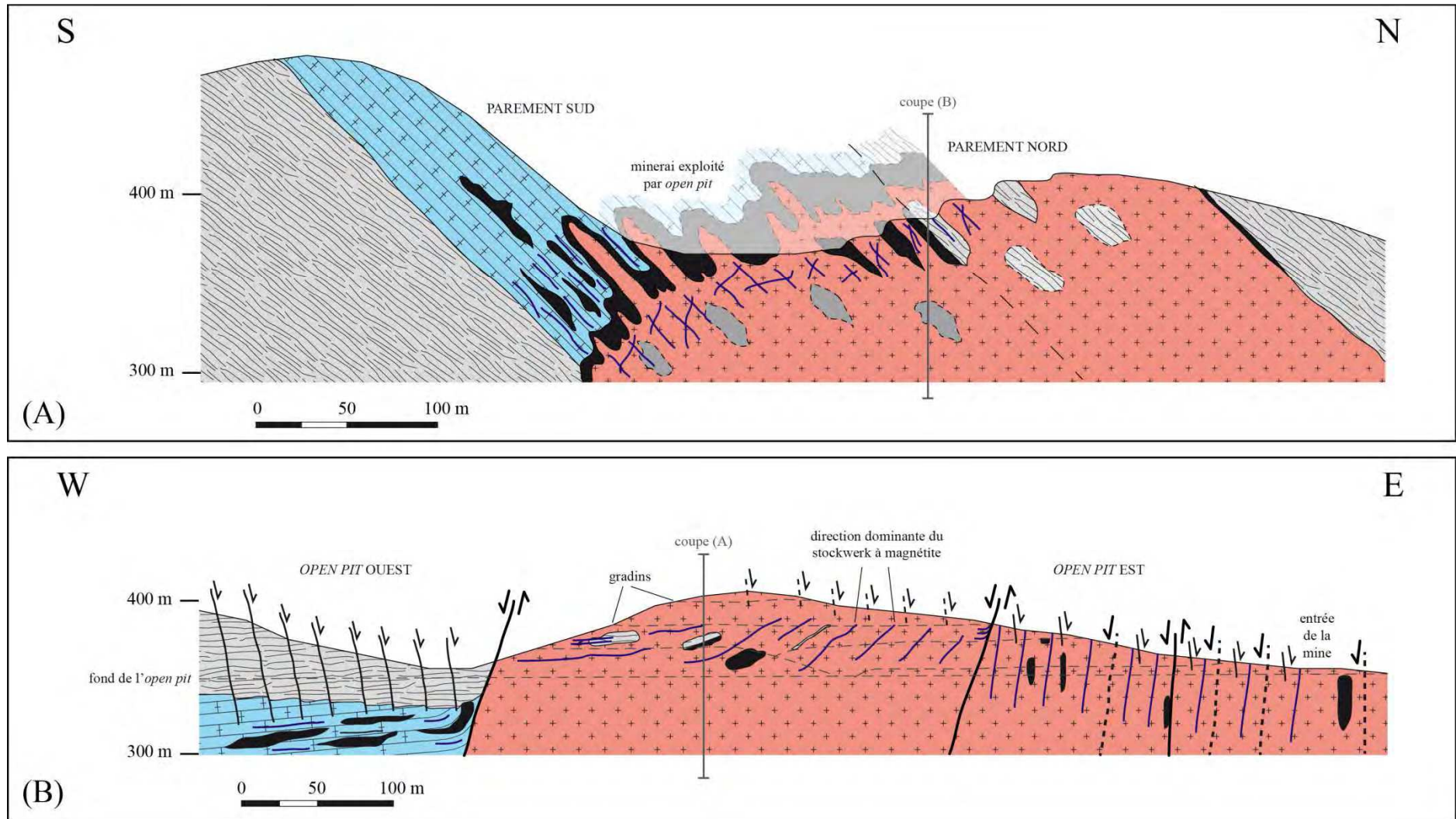


Figure 6.5 : coupes géologiques illustrant la structure du gisement de Ouiksane (ce travail). Les tracés des coupes sont reportés sur la Figure 6.4. Voir explications dans le texte.

La carte est accompagnée de plusieurs coupes qui illustrent la géométrie en profondeur telle que nous l'interprétons : (1) une coupe NS synthétisant les deux parties de l'*open pit* (Figure 6.5 A), et (2) une coupe EW du parement nord de l'ensemble de l'*open pit* (Figure 6.5 B).

Il existe malheureusement peu d'occurrences de skarn sur le gisement de Ouiksane, aussi cette lithologie n'est-elle représentée sur aucune des deux cartes. Il est donc difficile de déterminer si les skarns représentent un volume significatif, l'environnement local étant très carbonaté, ou s'ils sont occultés par la tectonique, l'abondance de déblais miniers laissés sur place ou encore la récupération sauvage de matériaux pour les constructions des particuliers.

6.1.2 Arguments de terrain pour les documents proposés

En carte comme en coupe, les travaux historiques accordent une importance majeure à la faille de Ouiksane, dont le jeu est présenté comme responsable de l'exploitation de la mine en deux *open pit*. Pour rappel, cette faille de direction NE-SW a un pendage de 60-65° vers le NW et est décrite comme normale sénestre (strie de 35° vers le SW ; RHODEN & ERENO, 1962). Nos observations diffèrent de cette interprétation. En effet, notre schéma structural insiste sur le découpage des minéralisations et de leur encaissant par un réseau intense de failles normales dont l'orientation subméridienne présente une légère courbure (de NW-SE à NS). Pour comprendre la géométrie perturbée du gisement, et ainsi appréhender les conditions de sa mise en place, il est donc nécessaire d'explicitier le fonctionnement de ces failles normales.

6.1.2.a Les failles normales, éléments structurants majeurs du gisement de Ouiksane

Comme nous l'avons évoqué précédemment, l'encaissant schisteux qui environne les minéralisations de Ouiksane est parcouru d'un réseau intense, en touches de piano, de petites failles normales subméridiennes légendées en F1 sur la carte. Ces petites failles, fractures et fentes de tension sont redressées (pendage généralement supérieur à 70°) et les indices cinématiques y indiquent un abaissement du compartiment oriental et une élévation du compartiment occidental (Figure 6.6 A). En outre, elles présentent parfois un caractère listrique (Figure 6.6 B).

Ce réseau dense de failles normales se retrouve au sein même de l'*open pit*, où il affecte à la fois l'intrusion et les schistes au contact immédiat. Une deuxième catégorie de failles normales à rejet plus important, décalant la minéralisation, y a été identifiée (légendées en F2 sur la carte). L'une d'entre elles provoque la disparition cartographique brutale de l'Intrusion Centrale. Cette dernière a cependant été interceptée en profondeur par des sondages miniers dans la partie occidentale de la mine (Figure 6.3 A). Une autre faille s'observe particulièrement bien au niveau du parement nord de l'*open pit* oriental, au sein même de la granodiorite (Figure 6.7). De direction N160 à pendage 80° W, les crochons y indiquent un mouvement relatif normal. L'encroûtement carbonaté (5 cm environ) qui nappe le miroir de faille présente deux générations de stries sénestres : (1) une première plongeant de 75° vers le S, et (2) une seconde, plongeant de 10° vers le S, qui recoupe la première.

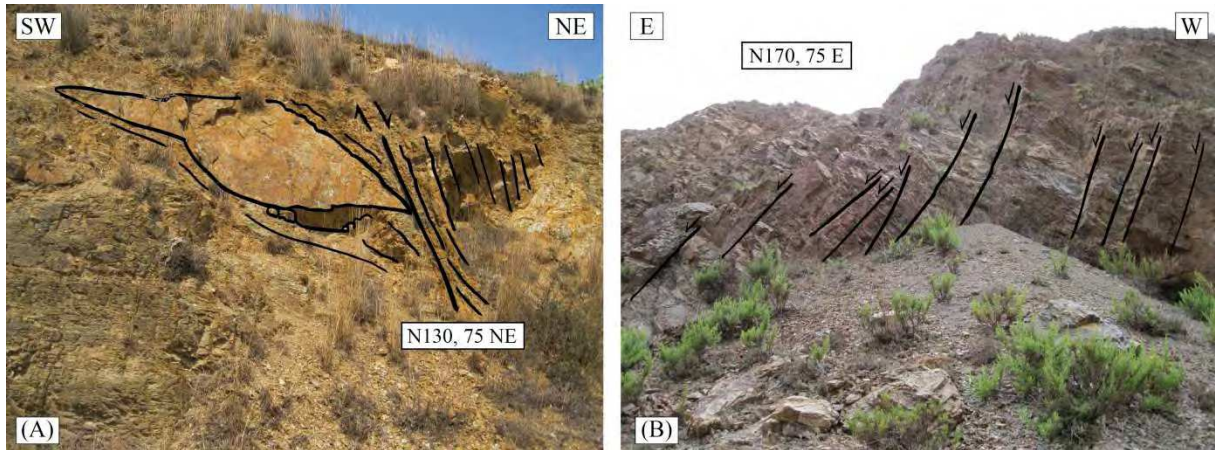


Figure 6.6 : failles normales recoupant les schistes au niveau du gisement de Ouiksane. (A) Au Nord de la mine, jeu normal illustré par des crochons marqués notamment par une lentille gréseuse ; (B) A l’Ouest de la mine, caractère listrique de certaines failles.



Figure 6.7 : faille normale F2 affectant la granodiorite au parement nord de l’*open pit*. Le plan de faille fait ici une dizaine de mètres de hauteur ; les crochons y sont marqués par le stockwerk décalé (voir plus loin dans le texte).

Ces failles à rejet pluri-décamétrique, bien que d’orientation similaire à celles des F1, montrent donc des pendages dirigés vers l’Ouest et leur jeu, antithétique aux F1, provoque cette fois l’abaissement du panneau ouest relativement au panneau est au niveau de la mine.

La faille de Ouiksane se distingue des autres failles par sa direction, mesurée en N50, 75 NW et N40, 70 W. En montant dans le parement sud, elle est également soulignée par un corps plutonique qui lui-même englobe une lame carbonatée. Si l’on tire en carte un azimuth depuis cette faille, elle rejoint au parement nord de l’*open pit* la faille décrite en [Figure 6.7](#).

Nous l'avons vu précédemment, les directions des deux failles ne sont pas compatibles. Par ailleurs, l'orientation de la faille de Ouiksane est la même que celle de la S0-S1 de l'encaissant sur son côté oriental, d'où plusieurs apophyses intrusives s'intercalent dans la stratigraphie (Figure 6.4). La faille de Ouiksane pourrait ainsi correspondre à une apophyse faillée de l'Intrusion Centrale. Les jeux décrochants que l'on y trouve (strie de 30° vers l'Ouest, cinématique plutôt dextre ?) sont probablement des rejeux tardifs.

Enfin, il est fréquent de voir au niveau du parement sud des failles de glissement bancs par bancs, déjà décrites dans la littérature par RHODEN & ERENO (1962).

Si l'essentiel du rejet des failles est vertical, quelques plans striés relevés au niveau du couloir faillé à l'entrée de la mine indiquent des mouvements polyphasés associant des composantes décrochantes tardives (sur plan strié N20, 85 E, pitch de 55 vers le S ; sur plan strié N30, 77 W, pitch de 35 vers le S). Les cinématiques y sont néanmoins difficiles à déterminer avec certitude.

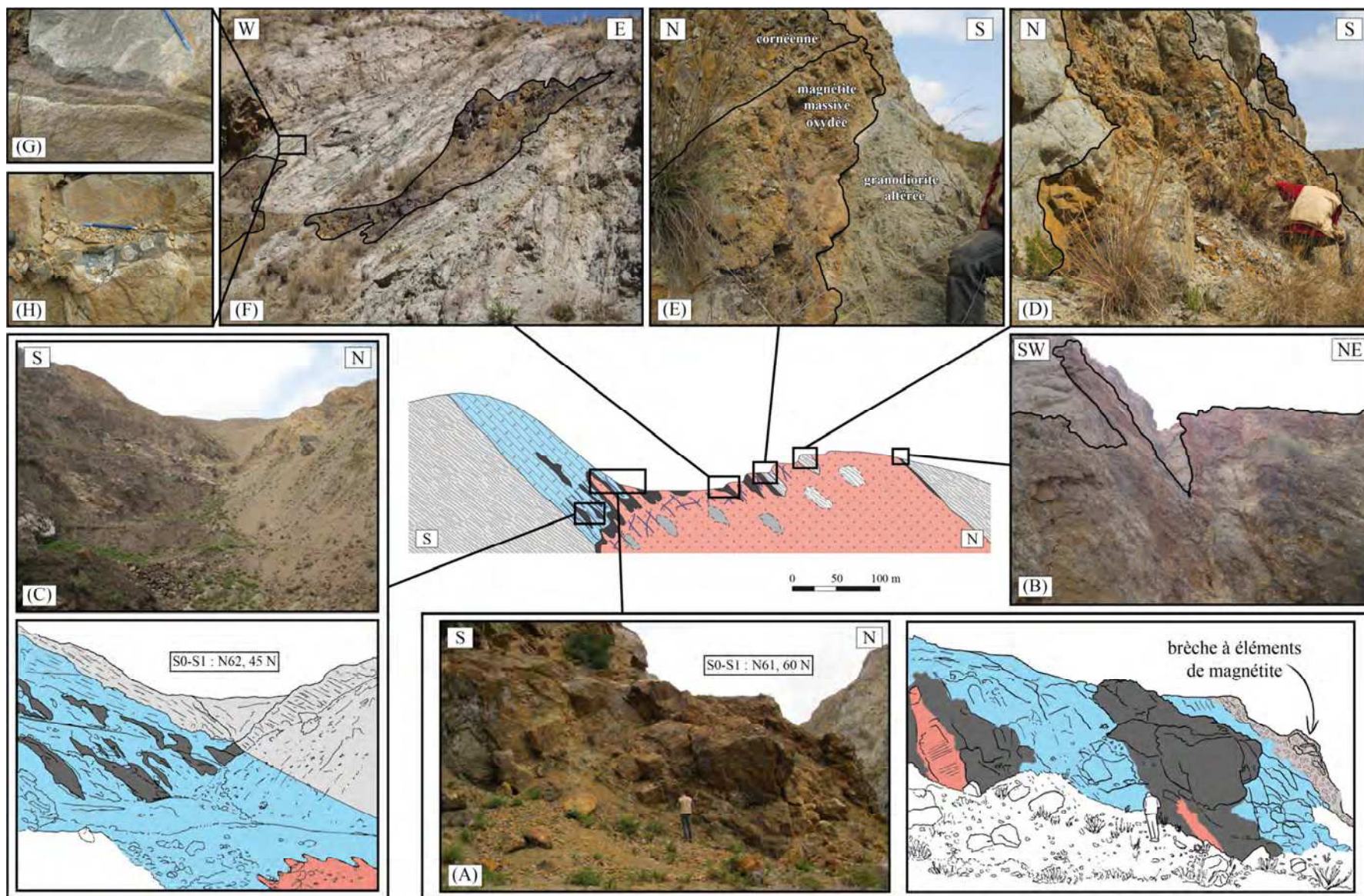
6.1.2.b Expressions de la minéralisation

A Ouiksane, le minerai est très majoritairement constitué de magnétite souvent hématisée (90 %) accompagnée en proportions moindres de pyrite (< 10 %). Sur le terrain, la minéralisation à magnétite se présente sous quatre formes différentes : (1) la « carapace », (2) les « flammèches », (3) les lentilles, et (4) le stockwerk.

L'*open pit* dessine une courbure qui correspond au tracé cartographique du contact entre l'intrusion et le banc carbonaté principal de l'encaissant. Ce contact est digité, puisque de multiples apophyses s'en dégagent et forment des sills qui s'intercalent au sein de la stratigraphie (Figure 6.8 A). C'est au niveau de ce contact que la minéralisation ferrifère s'est concentrée, moulant littéralement le front de l'Intrusion Centrale pour former une carapace constituée de magnétite massive qui a constitué l'essentiel du minerai exploité. Cette carapace est réduite à un liseré de quelques centimètres au contact des schistes (Figure 6.8 B).

Particulièrement visibles dans la partie occidentale de l'*open pit* – d'où l'on peut observer la puissance du banc carbonaté intercalé dans les schistes –, des corps minéralisés stratoïdes s'intercalent en flammèches dans la stratigraphie du marbre (Figure 6.8 C). Le minerai, constitué de magnétite massive, y est mêlé de carbonates. Même si la relation n'est pas directement visible sur le terrain, ces flammèches se développent à partir de la carapace. Plusieurs évidences permettent d'appuyer cette assertion : en effet, entre les flammèches de magnétite, le marbre est parcouru d'un réseau régulier de fines veines plurimillimétriques subconcordantes avec la stratigraphie (Figure 6.9 A). Ces veinules forment un rubanement de plus en plus dense au contact direct avec les flammèches (Figure 6.9 B). Certaines de ces veines correspondent à des fractures en ouverture à remplissage décimétrique, peut-être un premier stade vers la formation des flammèches (Figure 6.9 C). Par ailleurs, des phénomènes de dissolution du marbre semblent se développer en amont de ces corps à magnétite (Figure 6.9 D). La genèse de ces flammèches est probablement liée à un processus de percolation : le marbre distal plus froid se fissure et est percolé par les fluides hydrothermaux, puis il y a un remplacement de niveaux chimiquement plus réactifs dans lesquels la dissolution et/ou la diffusion deviennent dominantes.

Chapitre 6 – Le gisement de Ouiksane



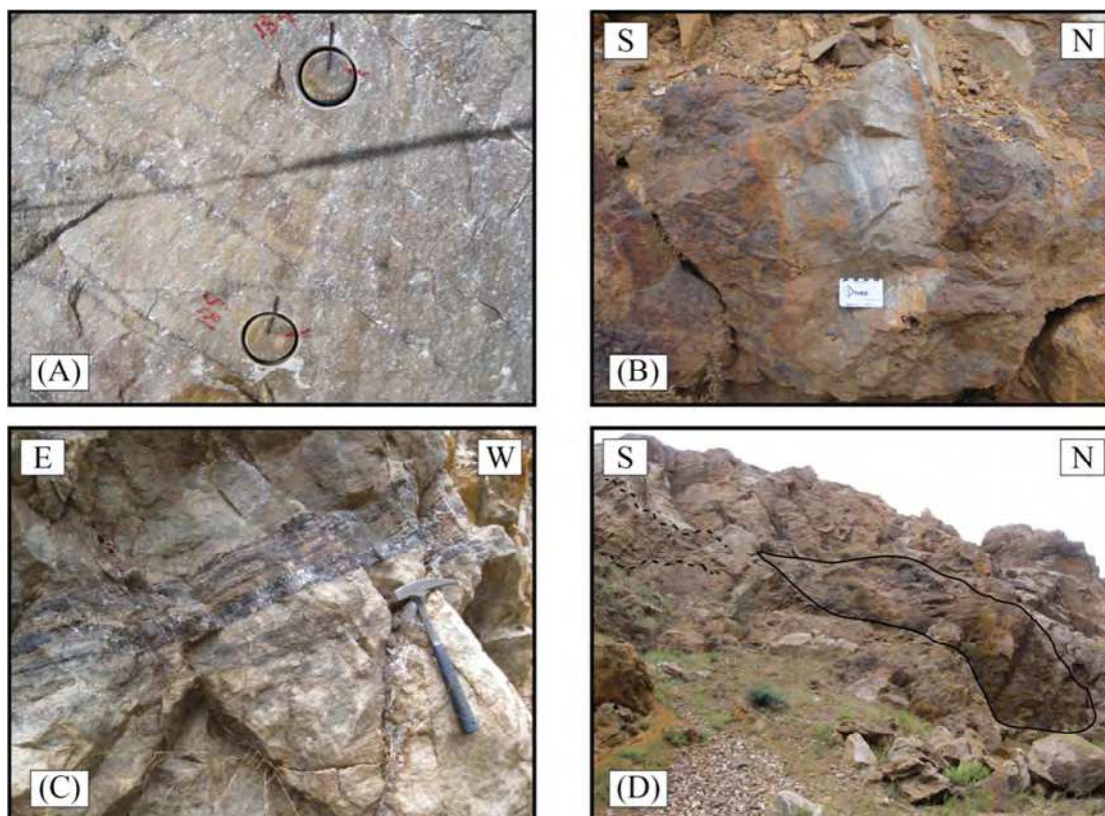


Figure 6.9 : planche illustrant les modalités de développement des flammèches. (A) Affleurement de marbre entre deux flammèches, montrant un fin réseau régulier de veinules à magnétite ; (B) Rubanement de plus en plus dense au contact avec le minerai massif de magnétite ; (C) Remplissage d'espaces ouverts dans les marbres, concordant par rapport à la S0 ; (D) Dissolution du marbre en amont des flammèches.

Page précédente

Figure 6.8 : planche illustrant les expressions de la minéralisation à Ouiksane. (A) Au parement sud, des sills de granodiorite s'intercalent dans les marbres et sont englobés d'une couronne de magnétite massive. Ces apophyses de l'Intrusion Centrale sont parcourues d'un stockwerk de magnétite-phlogopite qui utilise ici la perméabilité des joints de refroidissement (perpendiculaire aux épontes). La brèche d'effondrement comporte des fragments allongés de marbre anguleux et de magnétite plus arrondis (taille variant d'un facteur 1 à 10) dans une gangue de calcite spatique, de cristaux bipyramidaux de pyrites visibles à la fois dans la magnétite et dans la calcite, ainsi que d'une phase ultime à hématite pulvérulente ; (B) Carapace de magnétite moulant l'Intrusion Centrale au contact des schistes au Nord de l'*open pit* oriental ; (C) Contact entre les schistes et la barre carbonatée dans l'*open pit* occidental. Des corps stratoïdes de magnétite massive parcourent le marbre. L'Intrusion Centrale, invisible, a cependant été interceptée en profondeur par des sondages miniers ; (D) Septa de cornéenne englobé dans l'Intrusion Centrale au parement nord. On peut y distinguer la S0-S1 originelle des schistes ; (E) Septa mixte de cornéenne et magnétite dans la granodiorite altérée du parement nord. La magnétite remplace une alternance carbonatée dans les schistes originels ; (F) Septa de magnétite massive et stockwerk pervasif dans la granodiorite du parement nord ; (G) Zoom sur le stockwerk : veinule de magnétite oxydée entourée d'un halo pluricentimétrique verdâtre composé d'oxydes, de sulfures, de calcite et de chlorite ; (H) Le stockwerk comprend parfois des clastes de granodiorite (en clair) partiellement digérés.

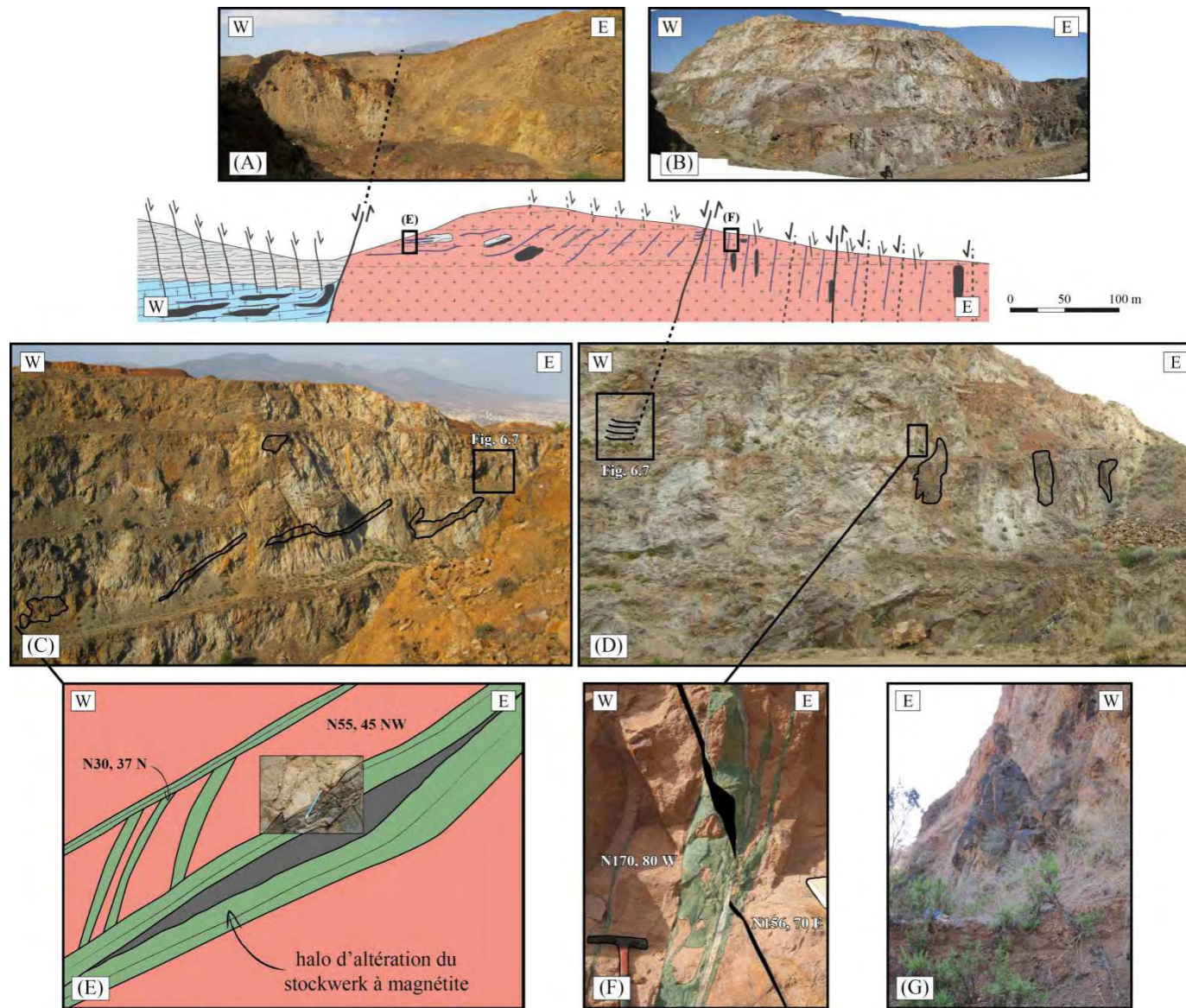
Au parement nord de l'*open pit* oriental, l'Intrusion Centrale comporte des panneaux lenticulaires d'extension plurimétrique. Ces corps sont des septa d'encaissant assimilés lors de la mise en place du corps plutonique dans la stratigraphie. Cette assimilation correspond vraisemblablement à des pendants de l'encaissant intégrés au magma par *magmatic stopping*. Trois types ont été identifiés : (1) des panneaux de cornéennes, anciens schistes cornéifiés par métamorphisme de contact et dont la S0-S1 locale est préservée ([Figure 6.8 D](#)) ; (2) des lentilles de minerai massif, presque entièrement composé de magnétite, venant en remplacement de septa du banc carbonaté principal ([Figure 6.8 F](#)) ; (3) des corps mixtes comprenant à la fois des cornéennes et du minerai ([Figure 6.8 E](#)). Sur le parement nord, il est ainsi possible de placer la limite entre le banc de calcaire principal et les schistes ; les corps à magnétite, très visibles dans la granodiorite altérée, disparaissent en montant dans le parement. Il existerait également des lentilles de calcaire préservées, car de grain très fin et peu poreux (M. BOUABDELLAH, commentaire oral). Les septa ne sont pas reconnus comme tels dans la littérature où ils sont interprétés comme le remplacement de lentilles carbonatées initialement comprises dans l'encaissant schisteux. L'hypothèse des septa est même rejetée par RHODEN & ERENO (1962), pour qui l'assimilation de calcaire dans l'intrusion est contredite par l'absence de changements minéralogiques dans la granodiorite.

L'Intrusion Centrale est aujourd'hui intensément altérée, probablement par l'action conjuguée des processus météoriques tardifs et de l'altération hydrothermale préexistante, attestée par la présence d'un stockwerk répandu et dense qui affecte l'ensemble du corps granodioritique ([Figure 6.8 F](#)), mais que l'on retrouve aussi dans les marbres ou les septa. Ce stockwerk, sur ses parties les plus saines, est constitué de veinules centimétriques de magnétite. Ces veines à magnétite sont cependant le plus souvent oxydées et superposées ou recoupées d'un halo pluricentimétrique verdâtre à hématite-pyrite-chlorite-calcite-(épidote-chalcopryrite) qui altère en masse l'éponte de la granodiorite ([Figure 6.8 G](#)). On y trouve parfois des clastes de granodiorite partiellement digérés ([Figure 6.8 H](#)).

Page suivante

Figure 6.10 : planche illustrant les structures, souvent rendues visibles par les minéralisations à Ouiksane. (A) Les deux *open pit* sont séparés par une faille normale à pendage ouest dont le jeu est visible en carte ; (B) Panorama du parement nord de l'*open pit* oriental, figurant l'Intrusion Centrale ; (C) A l'Ouest de la faille vue en [Figure 6.7](#), l'orientation des différents septa dans l'Intrusion Centrale semble conserver la logique de la S0-S1 originelle ; (D) A l'Est de la même faille, les septa se présentent cette fois sous la forme de corps verticalisés dans le parement ; (E) Zoom sur le stockwerk au niveau de la partie occidentale du parement nord, dont l'orientation dominante est la même que celle des septa ; (F) De la même façon, le stockwerk est verticalisé sur la partie orientale du parement nord, avec une réouverture préférentielle des veines subparallèles à la faille (halo d'altération plus développé) ; (G) Lentille de magnétite massive verticalisée, non exploitée, se trouvant dans le couloir de failles au Sud du gisement (voir carte).

Chapitre 6 – Le gisement de Ouksane



6.1.3 Interprétation de la structure du gisement de Ouiksane

Le gisement de Ouiksane est tronçonné transversalement par la tectonique fragile tardive, qui perturbe sa géométrie initiale (Figure 6.10 A). La carapace de magnétite massive peut ainsi être reprise par le jeu des failles normales subméridiennes (Figure 6.11).

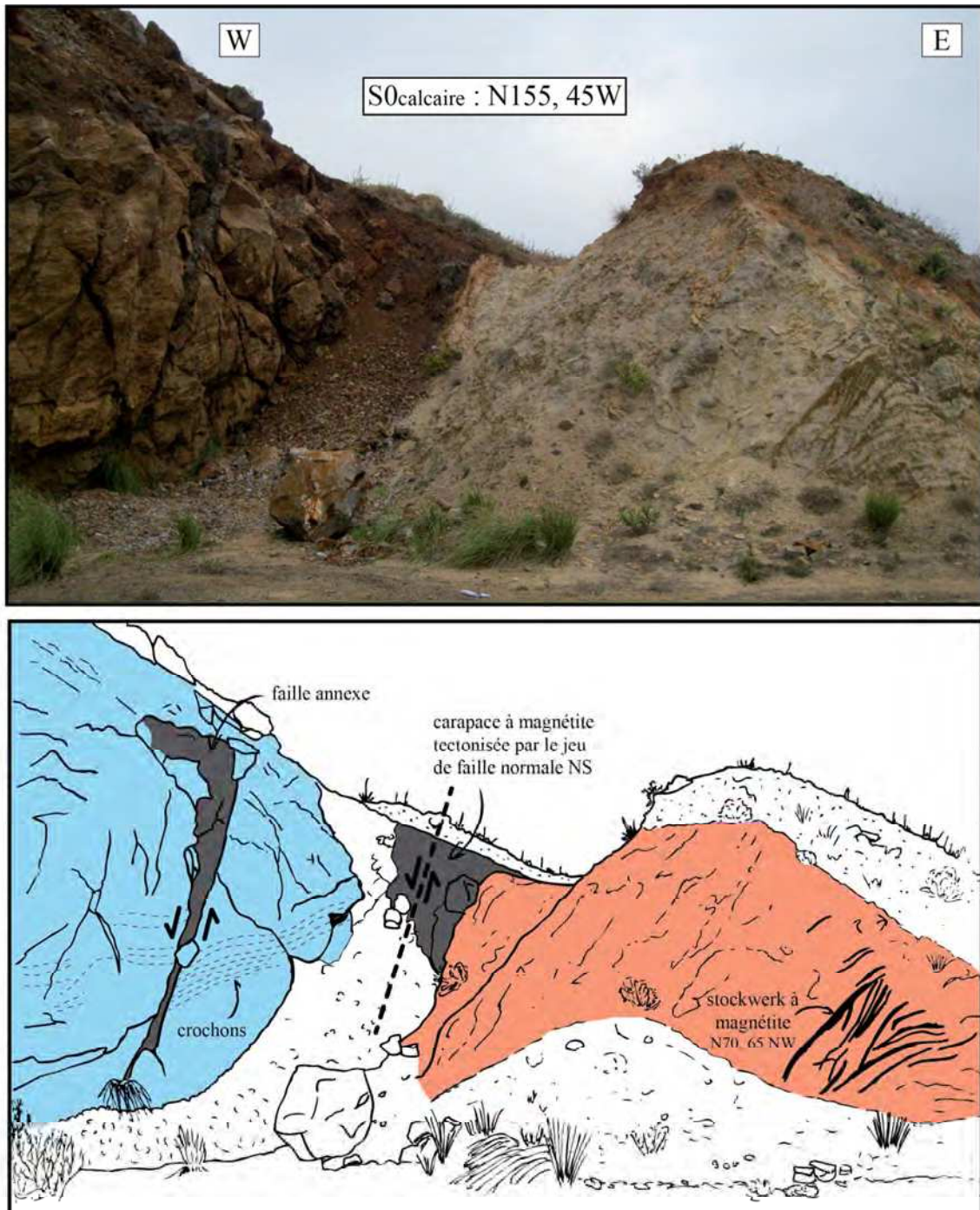


Figure 6.11 : sur le flanc du Jbel Ouiksane, un moignon latéral de la lame intrusive entre en contact avec les marbres et produit une carapace de magnétite massive. Celle-ci sera reprise ultérieurement par des failles normales méridiennes.

Paradoxalement, ce sont les minéralisations sous leurs différentes formes qui permettent de comprendre le jeu global de ces failles subméridiennes d'importance majeure à l'échelle du gisement : l'impact de la tectonique fragile tardive s'appréhende ainsi particulièrement bien au niveau du parement nord grâce aux veines du stockwerk (Figure 6.10 B). Alors que sa direction dominante était subparallèle à la S0-S1 locale (Figure 6.10 C, E), on constate en effet une verticalisation des veines au passage des failles F2 dans la partie orientale de l'*open pit*, tandis que le stockwerk se règle sur cette direction en devenant subparallèle (NS, 70 W ; Figure 6.10 D). Par ailleurs, on peut constater à ce niveau une réouverture préférentielle des veines du stockwerk subparallèles à l'orientation des F2 (Figure 6.10 F). La verticalisation au passage de ces failles s'observe également avec les septa, qui à l'Ouest conservent la S0-S1 locale (Figure 6.10 C), mais dont les lentilles s'allongent en NS à l'entrée de l'*open pit* (Figure 6.10 D). On retrouve ces lentilles verticalisées jusqu'en dehors de la mine, plus au Sud (Figure 6.10 G).

Si c'est l'action conjuguée des F1 et des F2 qui perturbe le gisement, ce sont bien les F2 – dont les F1 sont des subsidiaires de second ordre – qui sont responsables de la structuration actuelle du gisement telle qu'on la voit en carte et en coupe, contrairement à ce qu'affirment RHODEN & ERENO (1962) qui y voient le contraire.

Une coupe de principe explique la structure en carte et en profondeur telle que nous l'interprétons (Figure 6.12). Ainsi, on retrouve dans la mine de Ouiksane les premières branches d'un large couloir de failles (au moins 500 m de largeur) qui représente en fait l'accident de l'oued Ouiksane séparant les deux secteurs du Domaine Nord. Ce couloir de failles induit la remontée progressive d'Ouest en Est du corps plutonique, présent sous forme de sill dans la mine. La grande largeur d'affleurement en carte de ce dernier au niveau de l'oued Ouiksane s'explique par le fait que l'on y voit le sill « sur sa tranche » au passage du jeu conjugué des failles, qui le font de plus basculer.

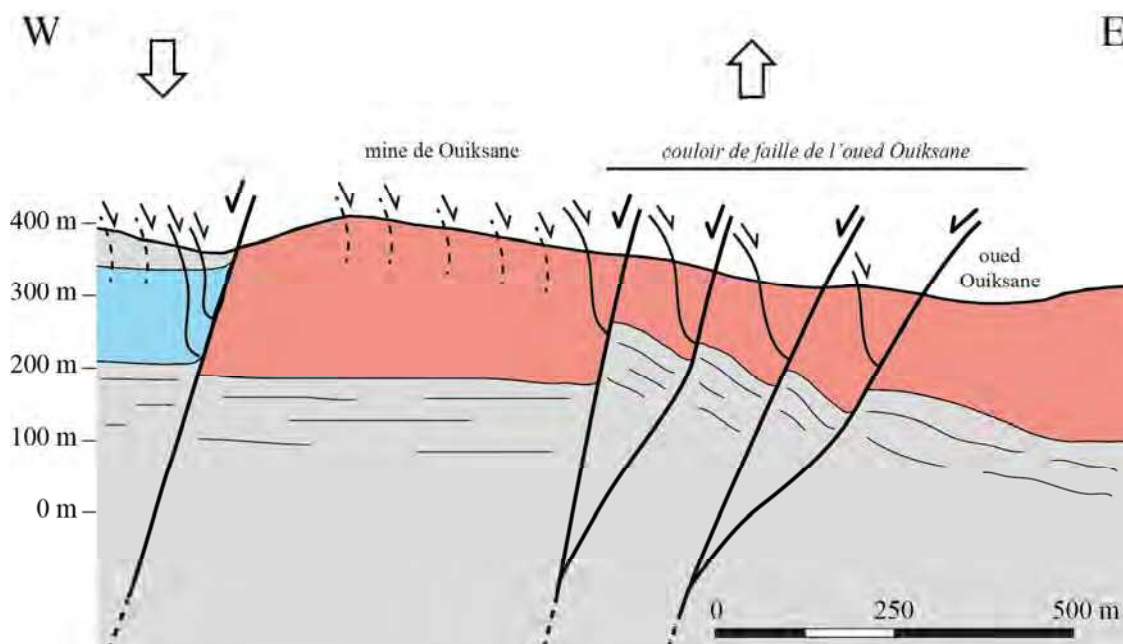


Figure 6.12 : schéma de principe simplifié montrant la structure à grande échelle au niveau du gisement de Ouiksane.

6.2 Paragenèse de Ouiksane

Morphologiquement parlant, le site de Ouiksane correspond relativement bien au modèle classique du gisement de type skarn tel que décrit par MEINERT *et al.* (2005). Comme nous l'avons évoqué précédemment, l'environnement y est très carbonaté et présente de fait très peu d'affleurements typiques de la phase prograde, à part quelques minéraux verdâtres au niveau de l'intrusion et des lentilles minéralisées qui peuvent macroscopiquement se rapporter à des pyroxènes. Les informations sont donc limitées pour cette étape de la séquence paragenétique. A l'inverse, la minéralisation à magnétite massive et la phase rétrograde pervasive à pyrite et chlorite-calcite sont très bien exprimées sur ce gisement.

L'ensemble de la séquence paragenétique à Ouiksane se présente de la façon suivante :

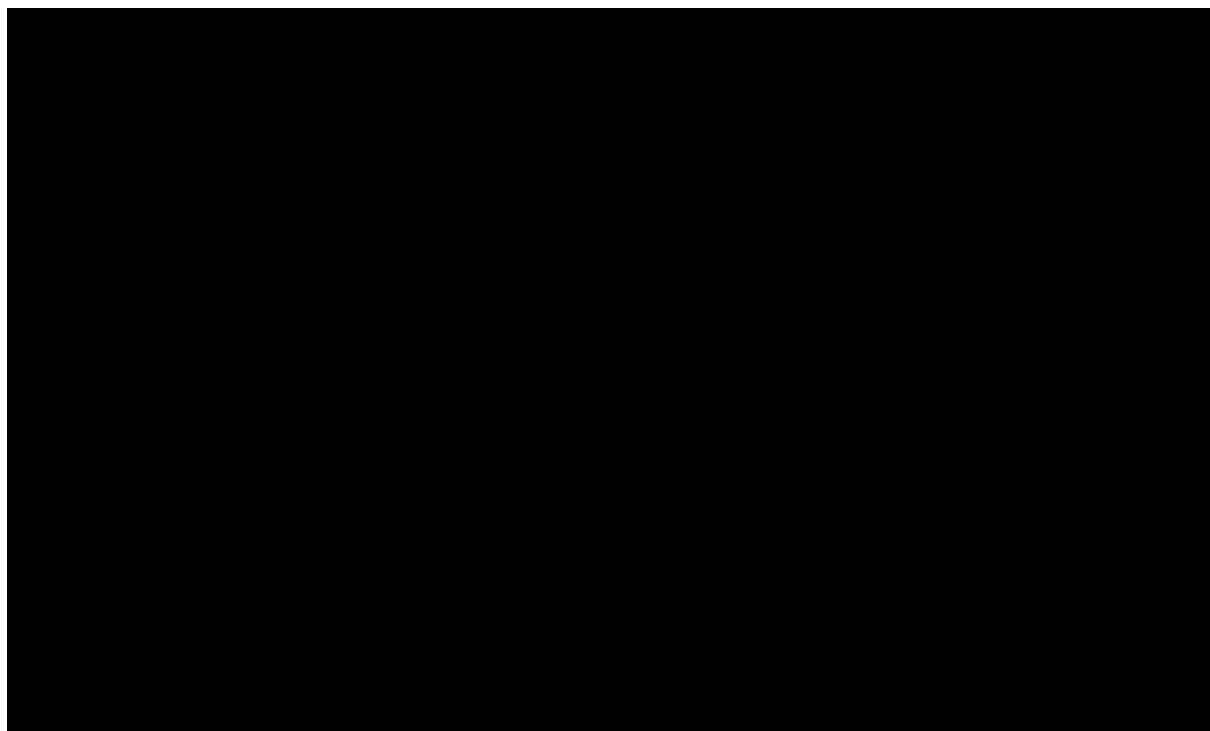
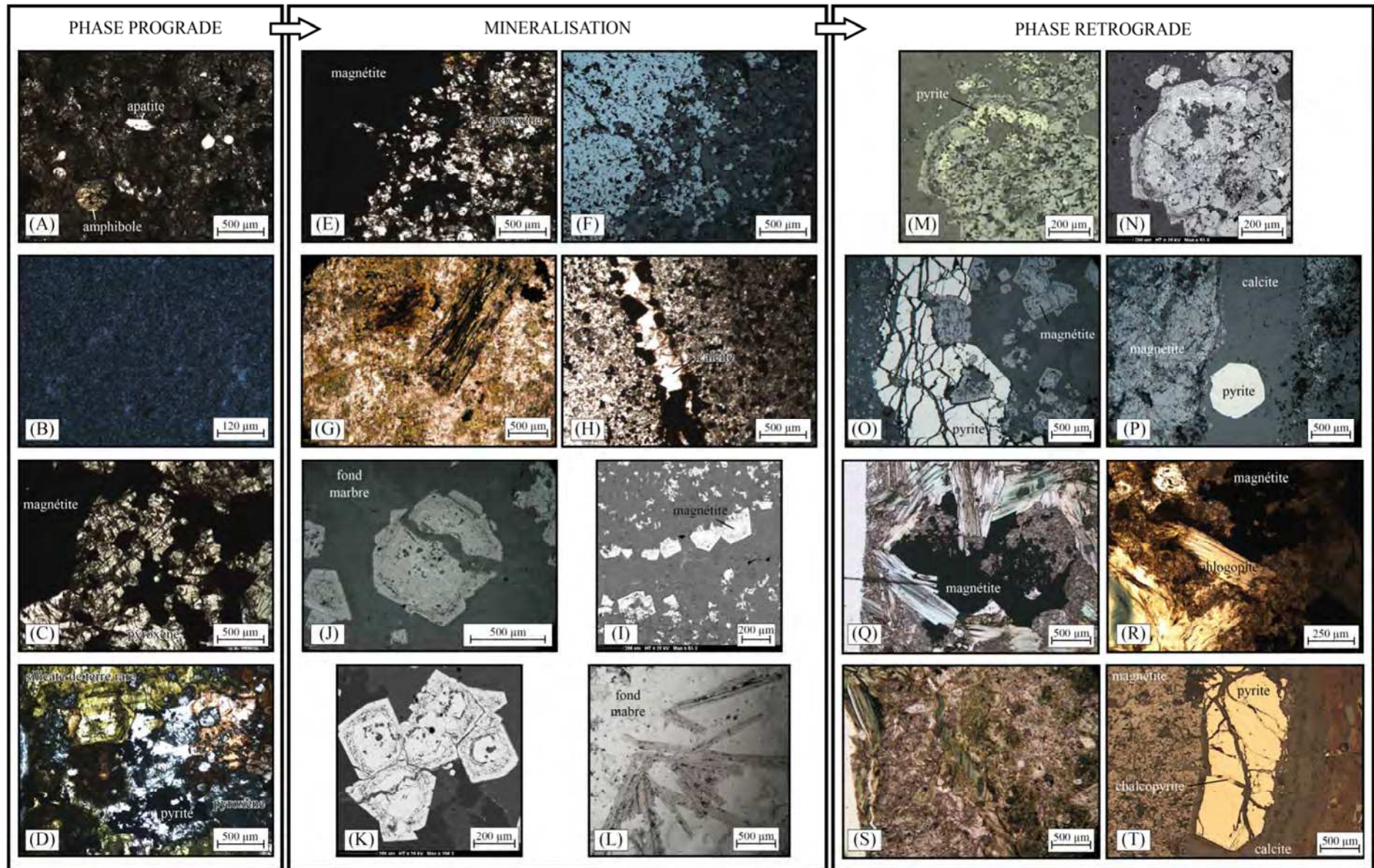


Figure 6.13 : séquence paragenétique du gisement de Ouiksane.

6.2.1 La phase prograde

La phase prograde à Ouiksane est dominée presque exclusivement par la présence de pyroxènes. Ce sont généralement des clinopyroxènes de la famille des diopsides. On en trouve de trois types : (1) les pyroxènes de l'endoskarn, (2) les pyroxènes de l'exoskarn supposé, et (3) les pyroxènes en bordure réactionnelle.

Les premiers sont incolores à verdâtres, petits (inférieurs à 500 μm) et regroupés en amas granoblastiques. Ils envahissent progressivement sous forme de front de propagation un fond granodioritique dans lequel on reconnaît les minéraux originels, tels que les amphiboles, les biotites ou les apatites (Figure 6.14 A). Cette texture correspond typiquement à celle d'un endoskarn, ce qui est par ailleurs cohérent avec leur position sur le terrain où ils sont trouvés au niveau d'une lentille de magnétite massive encaissée dans l'intrusion.



Le deuxième type a été trouvé dans une volante au pied de la coupe en [Figure 6.8 A](#). Ils envahissent un fond carbonaté sous forme de globules incolores à verdâtres inférieurs à 100 µm ([Figure 6.14 B](#)). Bien qu'il soit difficile de l'affirmer avec certitude, nous pensons qu'il s'agit là d'un exoskarn remplaçant un niveau carbonaté impur intercalé dans les marbres de la coupe.

Enfin, certains pyroxènes forment une bordure réactionnelle aux contacts directs entre les lentilles de magnétite et les intrusions plutoniques. Plus grands que leurs semblables, ils forment des plages plurimillimétriques incolores à verdâtres. Parfois poecilithiques, ils peuvent être en intercroissance avec des minéraux trapus de magnétites ([Figure 6.14 C](#)).

Bien que peu d'évidences chronologiques permettent de les caler par rapport aux autres minéraux, les pyroxènes semblent précoces dans la séquence paragénetique. L'endoskarn pervasif est cependant recoupé par un endoskarn secondaire veiné ([Figure 6.14 D](#)) constitué de pyroxènes plus gros (jusqu'à 500 µm), de calcite, de pyrite et de minéraux millimétriques zonés qui sont des silicates de terres rares encore indéterminés ([Table 6.1](#)). En l'attente d'analyse plus poussée à la microsonde électronique, ce minéral riche en LREE pourrait s'apparenter à (1) de la gatelite $(Ca, Ce)_4(Al, Mg, Fe)_4(Si_2O_7)(SiO_4)(O, F, OH)_3$ (BONAZZI *et al.*, 2003), ou encore à (2) de la västmanlandite $(Ce, La)_3CaAl_2Mg_2(Si_2O_7)(SiO_4)_3(OH)_2$ (HOLTSTAM *et al.*, 2005).

6.2.2 La minéralisation

La minéralisation se dépose dans la continuité de la phase prograde. Dans les Beni Bou Ifrou, l'intérêt économique des gisements repose sur la magnétite, et c'est à Ouiksane

Page précédente

Figure 6.14 : planche illustrant les points-clés de la séquence paragénetique de Ouiksane. (A) Endoskarn à pyroxènes. L'ancienne granodiorite est reconnaissable aux amphiboles basales et aux apatites ; (B) Fond carbonaté envahi par des pyroxènes ; (C) Plages de pyroxènes en intercroissance avec des cristaux de magnétite ; (D) Veine recoupant l'endoskarn (A), constituée de pyroxènes plus gros que ceux du fond de roche, ainsi que de calcite, de pyrite et de minéraux parfois zonés, vert-jaune à marron (silicates de terres rares) ; (E) et (F)* Envahissement pervasif d'un endoskarn à pyroxènes par des cristaux trapus de magnétite ; (G) Altération de la granodiorite aux abords du stockwerk à magnétite : les ferromagnésiens (ici d'ex-amphiboles) sont altérés en chlorite et oxydés, le fond est envahi d'un assemblage à chlorite-calcite ; (H) et (I)^o Veine à calcite, bordée de cristaux automorphes de magnétite, recoupant le fond carbonaté des marbres dans lequel de petits cristaux de magnétite sont disséminés ; (J)* et (K)^o Cristaux de magnétite automorphe zonée, isolée ou en amas ; (L)* Anciennes baguettes d'hématite pseudomorphosées en magnétite ; (M)* et (N)^o Dans un cristal de magnétite automorphe zonée, remplacement d'une « couche » poreuse par de la pyrite ; (O)* Pyrite fissurale englobant des cristaux automorphes de magnétite ; (P)* Cristal subautomorphe de pyrite dans une veine de calcite recoupant le minerai à magnétite ; (Q) Baguettes de phlogopite recoupant la magnétite dans un fond à chlorite-calcite ; (R) Baguette de phlogopite dont l'extrémité se transforme en chlorite ; (S) Phlogopite fissurale recoupant le fond à chlorite-calcite ; (T)* Pyrite fissurale recoupée par une phase tardive à calcite. Les cassures sont comblées par de la chalcopryrite. Les images * sont prises au microscope métallographique, les images ^o au microscope électronique à balayage (MEB).

Spectre	Al ₂ O ₃	SiO ₂	FeO	CaO	MgO	F	La	Ce	Nd	Ne	Co
1-1	20,29	36,54	12,93	15,39	1,39		6,52	6,95			
1-2	21,58	34,67	9,84	14,37	2,17	3,55	6,93	6,88			
1-3	21,51	34,68	7,94	13,68	3,60	3,04	8,41	7,13			
1-4	21,56	35,12	9,12	13,76	3,26		8,36	7,78	1,03		
1-5	21,38	37,29	13,74	17,55			4,40	5,65			
1-6	23,99	36,98	7,73	16,36	2,80		5,39	6,75			
2-1	22,00	36,54	11,34	16,35	1,74		5,94	6,09			
2-2	21,22	34,20	7,78	13,21	3,93	3,03	8,33	7,23	1,08		
2-3	21,71	35,40	9,63	14,91	2,32	3,25	6,13	6,66			
2-10	21,43	37,18	13,13	17,38	0,88		4,58	5,42			
2-11	20,32	36,42	13,08	15,75	1,30		5,94	7,18			
2-12	20,09	36,72	13,97	16,39	1,01		5,21	6,36			0,24
4-1	19,87	35,83	12,82	14,59	1,91		7,28	7,70			
4-2	23,94	38,21	11,49	19,68	0,68		2,71	3,28			
4-3	23,49	37,26	8,58	16,01	1,57		5,71	7,37			
4-4	20,56	36,27	12,98	15,48	1,35		6,30	7,06			
4-5	19,90	36,03	12,24	14,53	1,98		7,55	7,76			
4-6	19,22	34,71	12,09	34,71	1,91	2,90	7,77	7,93			

Table 6.1 : analyses EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*, MEB) des minéraux millimétriques zonés de l’endoskarn veineux secondaire (OUK26’).

que celle-ci s’est qualitativement le mieux exprimée, sous forme de magnétite massive (carapace, lentilles et flammèches) ou encore en un fin réseau anastomosé (stockwerk) qui se propage à la fois dans les intrusions plutoniques et le marbre.

Lorsqu’elle est massive, la magnétite forme souvent une masse brunâtre compacte de petits cristaux inférieurs à 100 µm (12-15 µm). On peut parfois y distinguer la forme trapue des cristaux, notamment lorsqu’ils sont hématisés. Ces magnétites envahissent de façon pervasive la masse des roches encaissantes, qu’elles soient carbonatées ou préalablement endoskarnisées (Figure 6.14 E et F). Ce front préserve cependant des cavités millimétriques montrant le fond de roche initial, bien que très souvent remplacé par un remplissage tardif de calcite et chlorite.

Dans les intrusions, la magnétite du stockwerk se présente sous la forme de veines plurimillimétriques constituées d’un agrégat de cristaux de magnétite allant de 500 µm au millimètre. A partir de ces veines, de petits cristaux trapus de magnétite de l’ordre de 100 µm diffusent dans un fond magmatique altéré : chloritisation et oxydation des minéraux ferromagnésiens (Figure 6.14 G), envahissement par un assemblage à calcite-chlorite ; dans la partie la plus altérée, seules les apatites sont préservées. Le stockwerk à magnétite est lui-même recoupé par des veines à calcite.

Les marbres sont également fissurés par un stockwerk cette fois représenté par de fines veinules (500 µm environ) de calcite bordées de cristaux de magnétite automorphes (Figure 6.14 H et I). De la même façon que dans les intrusions magmatiques, aux abords de ce stockwerk, de petits cristaux trapus de magnétite envahissent progressivement la calcite recristallisée du marbre ; certains, automorphes, sont plus gros (100 à 500 µm, jusqu’à 800 µm), présentent une zonation concentrique et se trouvent disséminés ou en amas (Figure 6.14

J et K). Au cours de cette même phase, d'anciennes lattes d'hématite précoce sont transformées en magnétite (Figure 6.14 L).

6.2.3 La phase rétrograde

Largement exprimée sur le site de Ouiksane, la phase rétrograde est dominée par la pyrite pour les minéraux métalliques, et par l'association intime de chlorite-calcite pour les autres minéraux. Les minéraux hydratés sont relativement abondants, avec la présence notamment de phlogopite et d'épidote. La phase rétrograde se présente sous trois formes : (1) une forme pervasive, où les minéraux comblent les cavités du minerai massif, (2) une forme fissurale, où les minéraux le recoupent, et (3) l'altération en masse de la diorite aux épontes du stockwerk.

Les pyrites interstitielles forment dans le minerai massif des plages xénomorphes jaunâtres d'aspect massif. Dans les marbres, elles englobent cristaux automorphes de magnétite ou de mushketovite. Dans ces mêmes cristaux, la pyrite peut parfois constituer l'une des zonations, en remplacement d'une bande de croissance plus « poreuse » de la magnétite (Figure 6.14 M et N). Sous sa forme fissurale, la pyrite entraîne les cristaux automorphes de magnétite (Figure 6.14 O), ou encore comble les veines du stockwerk primaire à calcite-magnétite. Quelques cristaux automorphes (environ 500 µm) apparaissent également dans les veines de calcite qui recoupent le minerai (Figure 6.14 P).

La chlorite est omniprésente dans le fond de roche, où elle forme avec la calcite un assemblage pervasif qui occulte souvent la lithologie initiale de la roche, qu'elle soit carbonatée, magmatique ou endoskarnisée. Si elle est un minéral d'altération fréquent des minéraux magmatiques, sa forme hydrothermale se compose de clinochlore sous la forme de petites baguettes de couleur vert-jaune inférieures à 100 µm ou en « rosette », et de façon générale plus abondantes à proximité de la magnétite.

Plus localement, et particulièrement aux abords du minerai massif et des apophyses plutoniques, la phlogopite peut être très pervasive mais elle est fréquemment associée aux veines rétrogrades qui recoupent le minerai. Incolore à vert-pâle, elle est affectée d'un léger pléochroïsme visible également sur les bandes diffuses vert émeraude qu'elle présente sur ses lamelles, qui peuvent être millimétriques. La postériorité de ces minéraux par rapport à la magnétite massive est claire (Figure 6.14 R). En revanche, il en va autrement pour caler la chronologie avec les autres minéraux des assemblages rétrogrades, notamment avec la chlorite puisque si la phlogopite s'altère en chlorite (Figure 6.14 R), il arrive qu'elle la recoupe également (Figure 6.14 S).

Plus rares, les épidotes apparaissent localement sous la forme de cristaux trapus isolés de couleur vert pistache (jusqu'à 150 µm).

La phase rétrograde se produit en deux temps : après un envahissement généralisé de pyrite-chlorite-calcite, une ultime phase fissurale à calcite vient recouper le tout. Ainsi les pyrites fissurales sont souvent à leur tour fracturées puis comblées par un remplissage à calcite-chalcopyrite (Figure 6.14 T). La phase rétrograde et l'oxydation supergène qui affectent de façon pervasive le minerai contribuent à hématiser intensément les magnétites. Les quelques chalcopyrites présentes sont parfois remplacées par de la covellite.

La bande minéralisée de Axara

En se déplaçant vers l'Est depuis Ouiksane, il suffit de traverser l'oued Ouiksane pour parvenir au gisement de Axara. Le passage au secteur nord-oriental du massif des Beni Bou Ifrou change l'environnement immédiat des minéralisations, qui se retrouvent encaissées dans un monoclinal d'orientation méridienne avec des pendages vers l'Est (Figure II.2). Le gisement de Axara s'aligne le long d'une bande minéralisée exploitée en divers grattages appelés « Creston ». La concentration la plus importante a fait l'objet d'une exploitation à ciel ouvert (Figure 7.1) ; l'*open pit*, circulaire, dévoile sur son parement NW la présence d'une intrusion fortement arénisée. La minéralisation s'y présente en deux bandes continues, Creston 5 à l'Ouest et Creston 3 à l'Est (DUFLOT *et al.*, 1984).



Figure 7.1 : panorama sur l'*open pit* de Axara depuis l'entrée orientale.

Les observations de terrain le long de la bande minéralisée de Axara permettent de réaliser plusieurs coupes argumentées, ainsi que d'en déduire la structure globale responsable de sa géométrie actuelle. La séquence paragenétique du minerai est ensuite établie à la lumière de ces nouvelles interprétations.

7.1 Géométrie et structures du gisement de Axara

7.1.1 Travaux historiques et réinterprétations structurales

La bande minéralisée de Axara a été étudiée dans son ensemble par RHODEN & ERENO (1962), ainsi que par DUFLOT *et al.* (1984). La carte géologique de l'*open pit* de Axara réalisée par ces derniers (Figure 7.2) est ici utilisée comme document de base auquel sont apportées quelques modifications. Notamment, tout l'encaissant y est fortement schistosé, et ce quelle que soit la lithologie d'origine (ici, présence d'alternances présumées d'origine

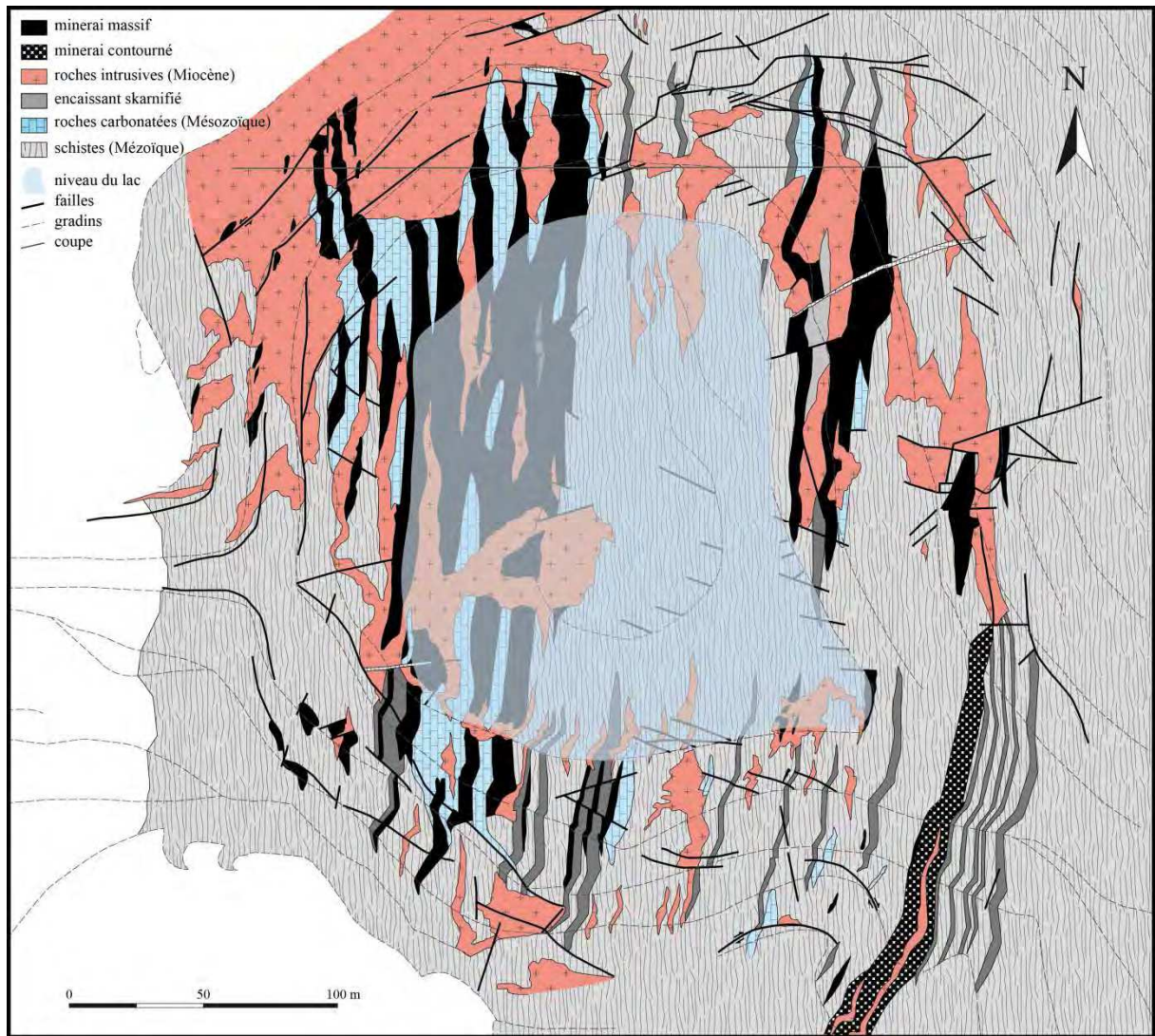


Figure 7.2 : carte géologique de la mine principale de Axara (modifiée d'après DUFLOT *et al.*, 1984).

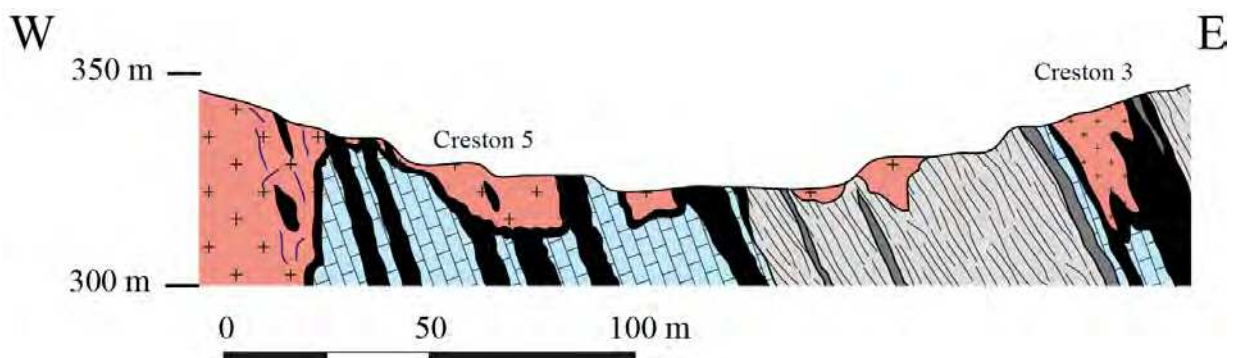


Figure 7.3 : coupe géologique réalisée au parement nord de l'open pit de Axara (ce travail). La légende est la même que sur la [Figure 7.2](#).

volcano-sédimentaire) ; l'ensemble est donc réuni sous la simple appellation de « schistes ». Les intercalations cartographiées comme « tufs basiques à chlorite et albite » ont également été réinterprétées en encaissant skarnifié, ce qui sera justifié plus loin dans le texte. Enfin, les failles ont été reportées comme telles depuis le document d'origine.

A partir de la carte géologique modifiée et de nos propres observations de terrain, nous avons réalisé une coupe précise du parement nord de l'*open pit* de Axara (Figure 7.3). Cette coupe fait abstraction des perturbations par les failles, qui seront discutées à part.

7.1.2 Observations de terrain

7.1.2.a Expressions du magmatisme et de la minéralisation

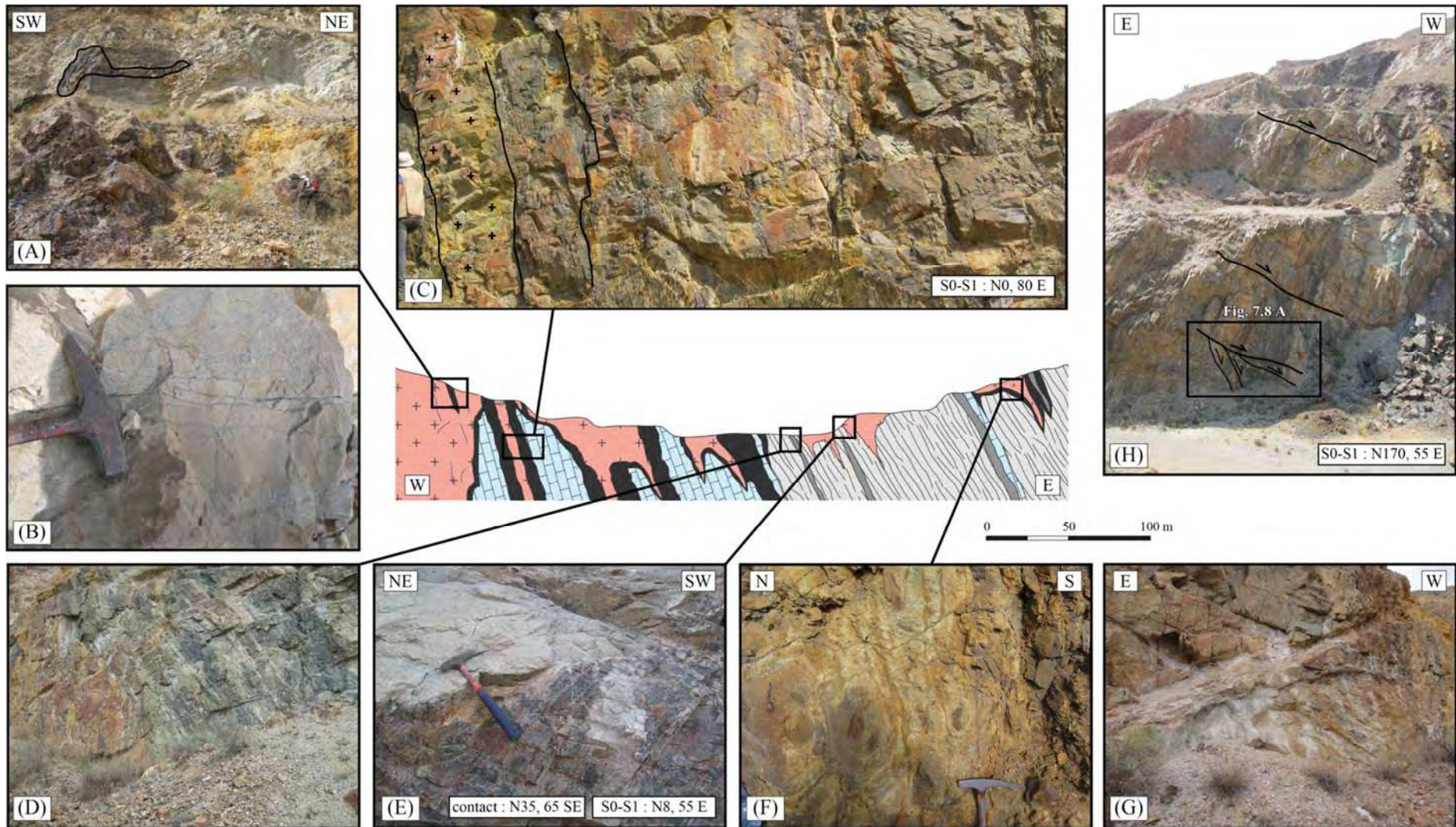
Au NW de l'*open pit*, soit au niveau de l'enveloppe de minerai Creston 5, une intrusion grenue fortement arénisée contient quelques septa de magnétite massive (Figure 7.4 A) et est localement parcourue d'un stockwerk discret sous forme de veinules millimétriques de magnétite (Figure 7.4 B). Une dissémination graduelle de la magnétite se produit aux épontes de cette lame d'intrusive ou encore des sills qui s'intercalent au sein de la série stratigraphique (type « carapace » ; Figure 7.4 C). A ce niveau de l'*open pit*, la série stratigraphique est très redressée et atteint jusqu'à 80° de pendage est.

Si l'on poursuit vers l'Est, au sortir du Creston 5 la série est majoritairement composée de schistes durcis par une silicification intense. La minéralisation ne s'exprime plus que de façon discrète, apparaissant sous forme diffuse dans certaines lithologies constituées d'alternances de niveaux noirs et verdâtres que nous interprétons comme de l'encaissant skarnifié (Figure 7.4 D). Une intrusion grenue traverse l'*open pit* du Nord au Sud sous forme de sill intercalé dans la séquence stratigraphique ; néanmoins, quelques diverticules se dégagent de ce sill et recourent l'encaissant cornéifié (Figure 7.4 E).

Sur la partie est du gisement (Creston 3), les intrusions apparaissent localement plus fraîches et surtout plus finement grenues, à tendance lavique. Elles prennent souvent des formes de dyke, avant de se conformer à la stratigraphie sous forme de sill. On y trouve également un stockwerk discret sous forme de fines veinules de pyrite (Figure 7.4 F). La présence à ce niveau d'un banc carbonaté dans la séquence a produit la deuxième enveloppe de minerai massif à magnétite, constituée notamment du minerai dit « contourné » sous la forme d'un banc minéralisé épais de plusieurs mètres à magnétite-calcite et très riche en pyrite automorphe centimétrique. Par ailleurs dans le Creston 3, le pendage de la série stratigraphique s'adoucit progressivement à 55° en moyenne à l'entrée de l'*open pit*.

Sur le flanc nord de l'*open pit* de Axara, une petite exploitation (Creston 2) est le symétrique du Creston 5 (Figure 7.5 A). On y retrouve une séquence similaire, constituée d'une alternance de schistes, de bancs de calcaires transformés et d'encaissant skarnifié. Une intrusion grenue y est intercalée en sill dans la stratigraphie, mais forme des diverticules qui la recourent. L'intrusion porte des septa de magnétite massive dont le plan d'allongement est parallèle à la stratigraphie générale (Figure 7.5 B). Deux faciès particuliers se trouvent aux contacts de cette intrusion : (1) à l'Est, une brèche calcaire contenant des clastes magnétisés (Figure 7.5 C) ; (2) à l'Ouest, un niveau à lentilles calcaires magnétisées

Chapitre 7 – La bande minéralisée de Axara



au sein d'une matrice schisteuse blanche (Figure 7.5 D). Ces deux faciès sont le résultat de la transformation de lithologies très réactives, composées de carbonates impurs. Une crête entre les bandes minéralisées d'Axara et de Setolazar-Bokoya présente des lithologies qui pourraient correspondre aux protolithes de ces faciès : (1) un calcaire bréchiq ue à matrice carbonatée, comprenant de petits clastes centimétriques de calcaire (Figure 7.5 E), et (2) un niveau alternant des bancs carbonatés emballés dans une matrice schisteuse (Figure 7.5 F). Enfin, un autre faciès magmatique se met en place en sill dans la stratigraphie du Creston 2 ; il s'agit d'un faciès volcanique de type « diatrème », fragmenté et comprenant quelques blocs de magnétite (Figure 7.5 G).

7.1.2.b Structures

Dans l'*open pit* de Axara, la série stratigraphique est régulièrement recoupée par des failles orientées NS et à pendage ouest, de jeu normal (Figure 7.4 G et H). Ces failles sont généralement peu pentées (30° environ) et elles occasionnent un décalage assez limité, d'ordre métrique à plurimétrique au maximum.

7.1.3 Interprétations

La structure du gisement de Axara telle que nous l'interprétons est représentée par un schéma de principe basé sur ce que montre le parement nord de l'*open-pit*, et intégrant les nouvelles données de terrain (Figure 7.6). A Axara, une grosse lame intrusive plutonique couvre le NW de l'*open pit*, sill à partir duquel des extensions recoupent régulièrement l'encaissant avant de devenir conformes à la stratigraphie. Là où l'encaissant est à tendance carbonatée, de la magnétite massive s'exprime sous forme de carapace ou de septa. Vers l'Est, l'influence carbonatée se réduit et la minéralisation se fait plus diffuse, en remplacement banc par banc au sein d'alternances skarnifiées dont la lithologie est plus réactive (probablement des séries calcareuses impures).

Contrairement à ce qui ressort de la littérature, tout le magmatisme exprimé n'est pas plutonique : en effet, certaines intrusions montrent un caractère plus finement grenu à tendance lavique. Si ces laves semblent moins altérées que leurs équivalents plutoniques, elles

Page précédente

Figure 7.4 : planche illustrant les différentes expressions de la minéralisation et du magmatisme au niveau de l'*open pit* de Axara. (A) Au parement NW de la carrière, lame intrusive fortement altérée contenant des septa de magnétite massive ; (B) Présence d'un stockwerk à magnétite discret dans cette même intrusion ; (C) Au contact entre les sills intrusifs et les bancs carbonatés, développement d'une carapace de magnétite massive ; (D) Lithologies à alternances de niveaux noirs et verdâtres interprétées comme de l'encaissant skarnifié ; (E) Contact intrusif dans les schistes cornéifiés, lessivé sur quelques centimètres ; (F) Stockwerk pyriteux recoupant des intrusifs d'aspect lavique ; (G) Faille normale peu pentée (30° environ) se situant au parement nord de l'*open pit*, marquée par une gouge ; (H) Série stratigraphique de l'entrée de l'*open pit*, recoupée par des failles normales peu pentées et décalée d'une cinquantaine de centimètres.

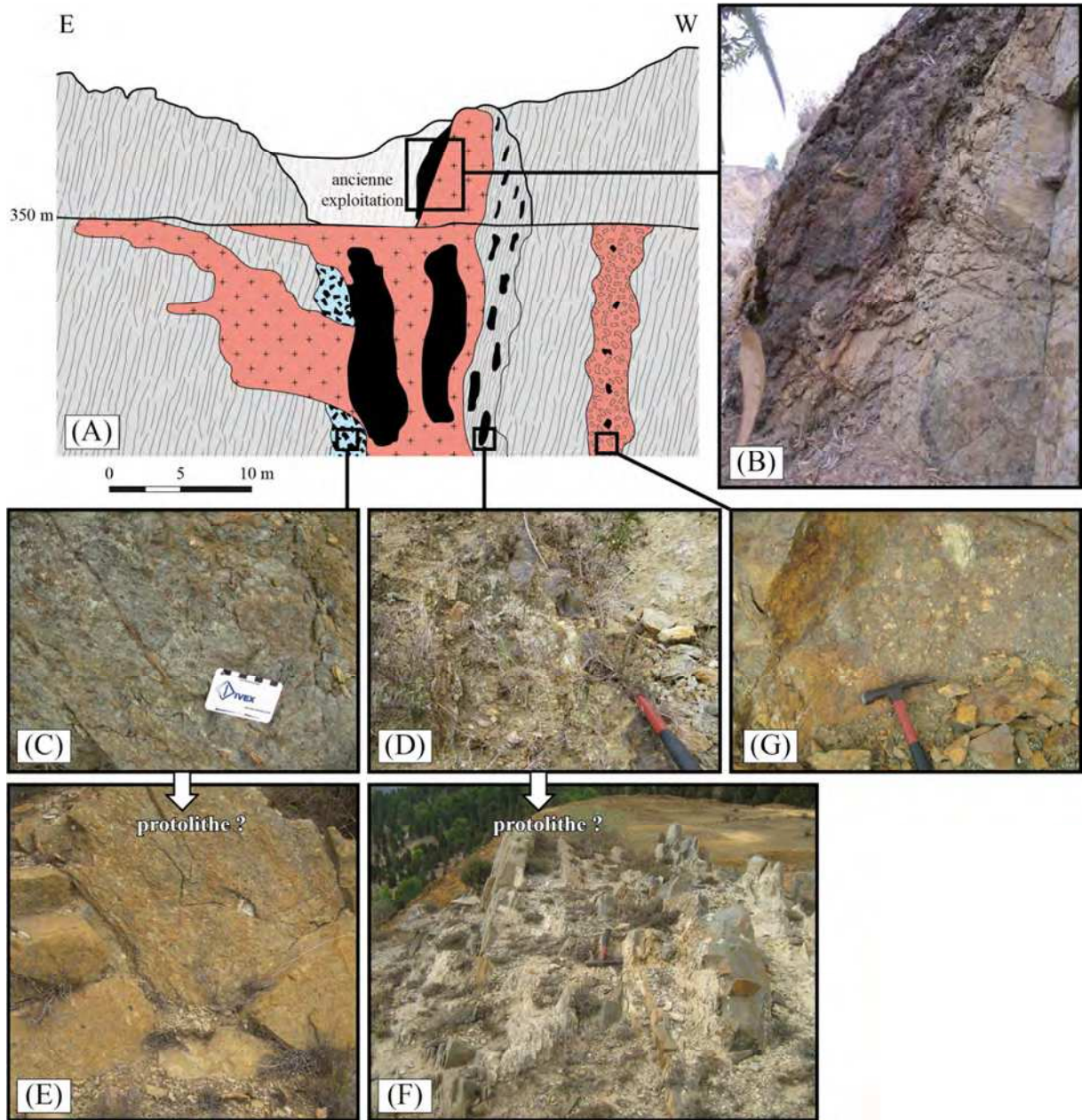


Figure 7.5 : planche illustrant l'ancienne exploitation Creston 2, miroir du Creston 5 de Axara. (A) Dessin de l'affleurement ; (B) Septa de magnétite massive emporté par l'intrusion, mais d'orientation similaire à celle de la stratigraphie environnante ; (C) Zoom sur le faciès bréchique calcaire à clastes de magnétite oxydés ; (D) Zoom sur le faciès à blocs calcaires magnétitisés au sein d'une matrice schisteuse blanche ; (E) Faciès de calcaire bréchique à matrice carbonatée, protolithe possible pour (C) ; (F) Faciès à bancs carbonatés emballés dans une matrice schisteuse blanche, protolithe possible pour (D) ; (G) Diatrème volcanique à éléments fragmentés.

n'en sont pas moins subcontemporaines de l'épisode minéralisateur puisqu'elles sont recoupées par un stockwerk à pyrite. Par ailleurs, elles reproduisent le comportement des corps magmatiques grenus, recoupant l'encaissant sous forme de dyke avant de s'infiltrer dans la stratigraphie.

L'ensemble de la bande minéralisée d'Axara, dont le pendage subvertical à l'Ouest s'adoucit en allant vers l'Est, est recoupé de failles méridiennes faiblement pentées. Ces

failles montrent un jeu normal et un décalage mineur ; elles réutilisent parfois les épontes des dykes laviques.

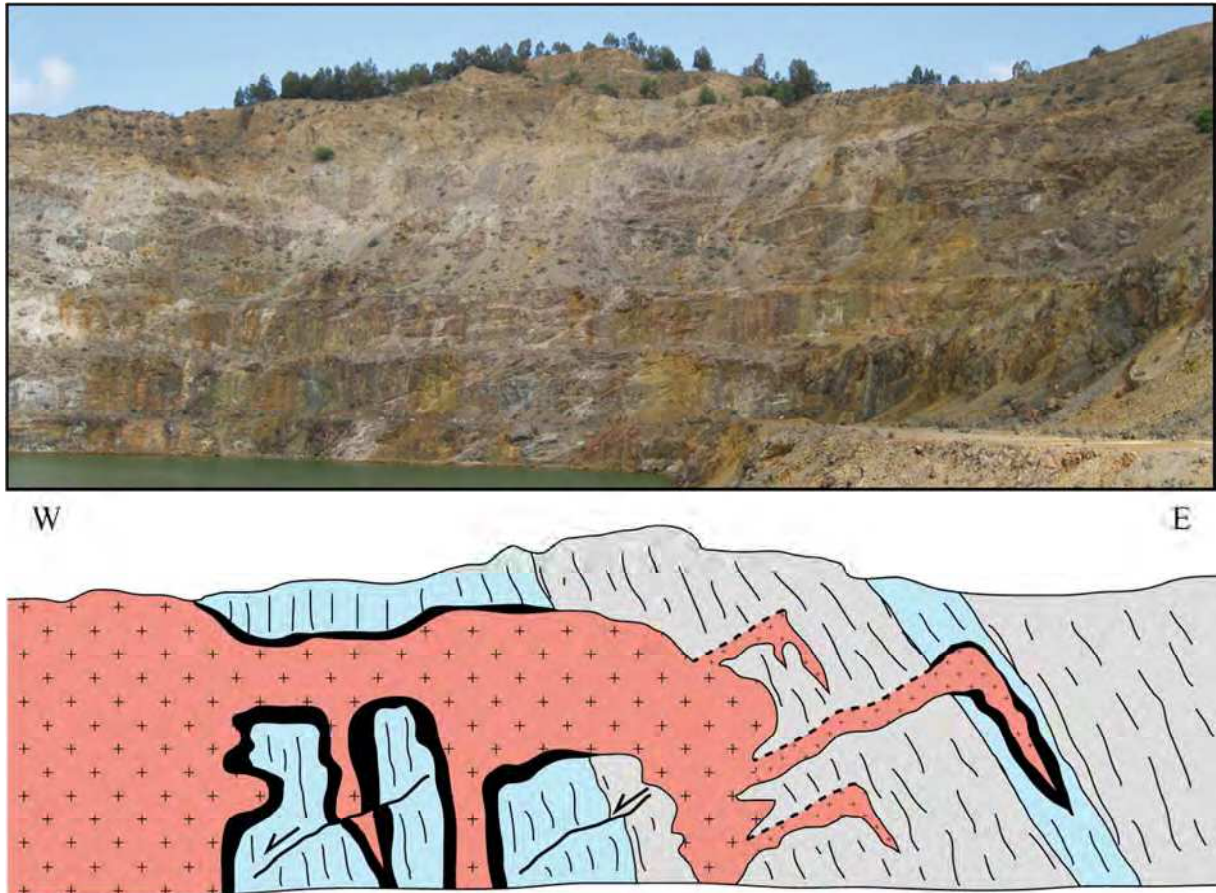


Figure 7.6 : schéma de principe simplifié montrant la structure à grande échelle au niveau du parement nord de l'*open pit* de Axara.

7.2 Paragenèse de la bande minéralisée de Axara

A Axara, l'exploitation a été divisée en fonction des deux courbes enveloppes du minerai – les Creston 5 et 3 – qui remplacent probablement d'anciens bancs carbonatés intercalés dans les schistes. Entre les deux, la minéralisation est plus diffuse et se dissémine dans des lithologies qui semblent préférentiellement skarnifiées. La séquence paragenétique du gisement (Figure 7.7) expose donc en abondance toutes les phases de l'évolution de la skarnification.

7.2.1 La phase prograde

La phase prograde à Axara est vraisemblablement la mieux exprimée et préservée à l'échelle du massif des Beni Bou Ifrouf. Elle comporte à la fois des grenats et des pyroxènes. Les lithologies évoquant un endoskarn, au contact des lentilles de magnétite massive, sont malheureusement complètement rétomorphosées et ne contiennent plus de traces ni fantômes des silicates anhydres. En revanche, l'exoskarn est très largement répandu sur le site. Il est

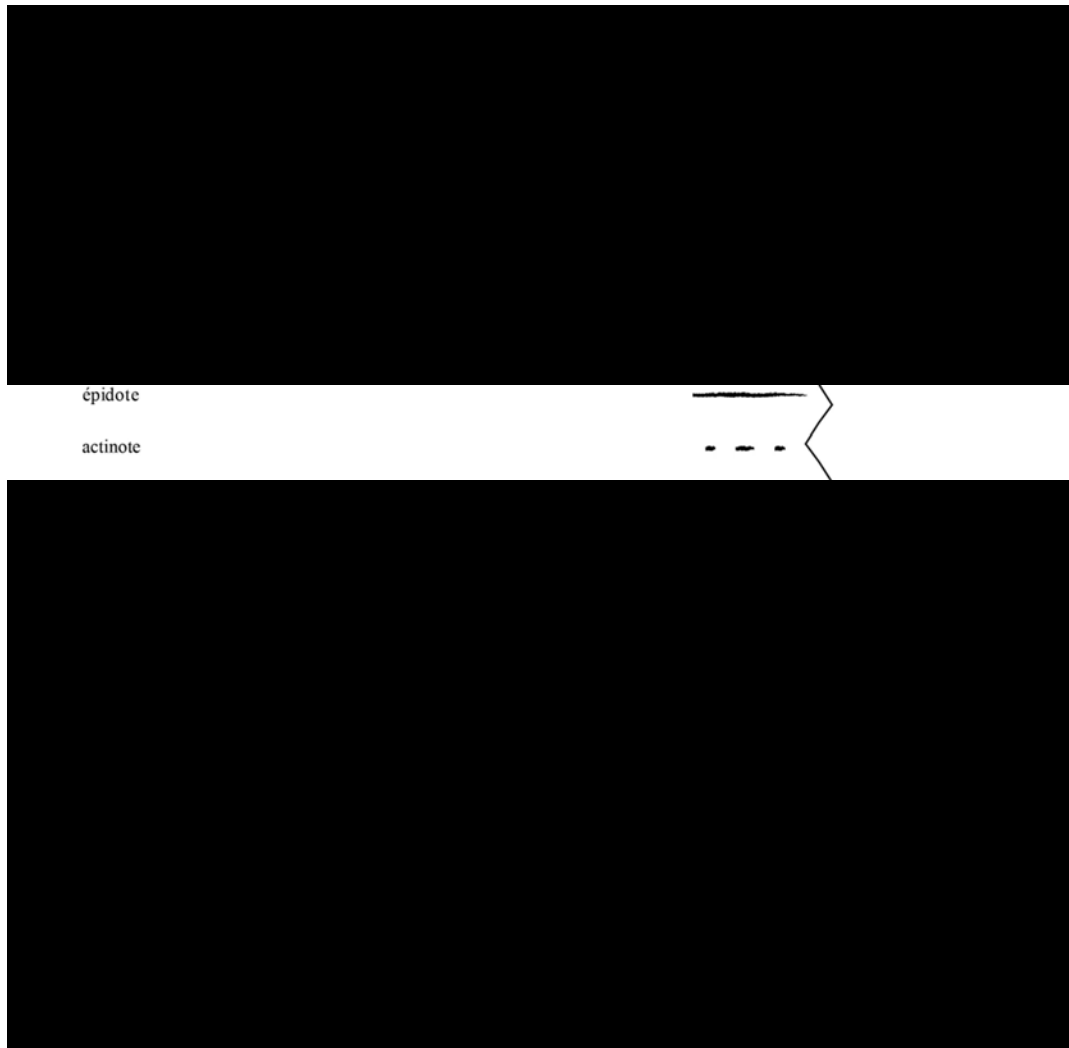
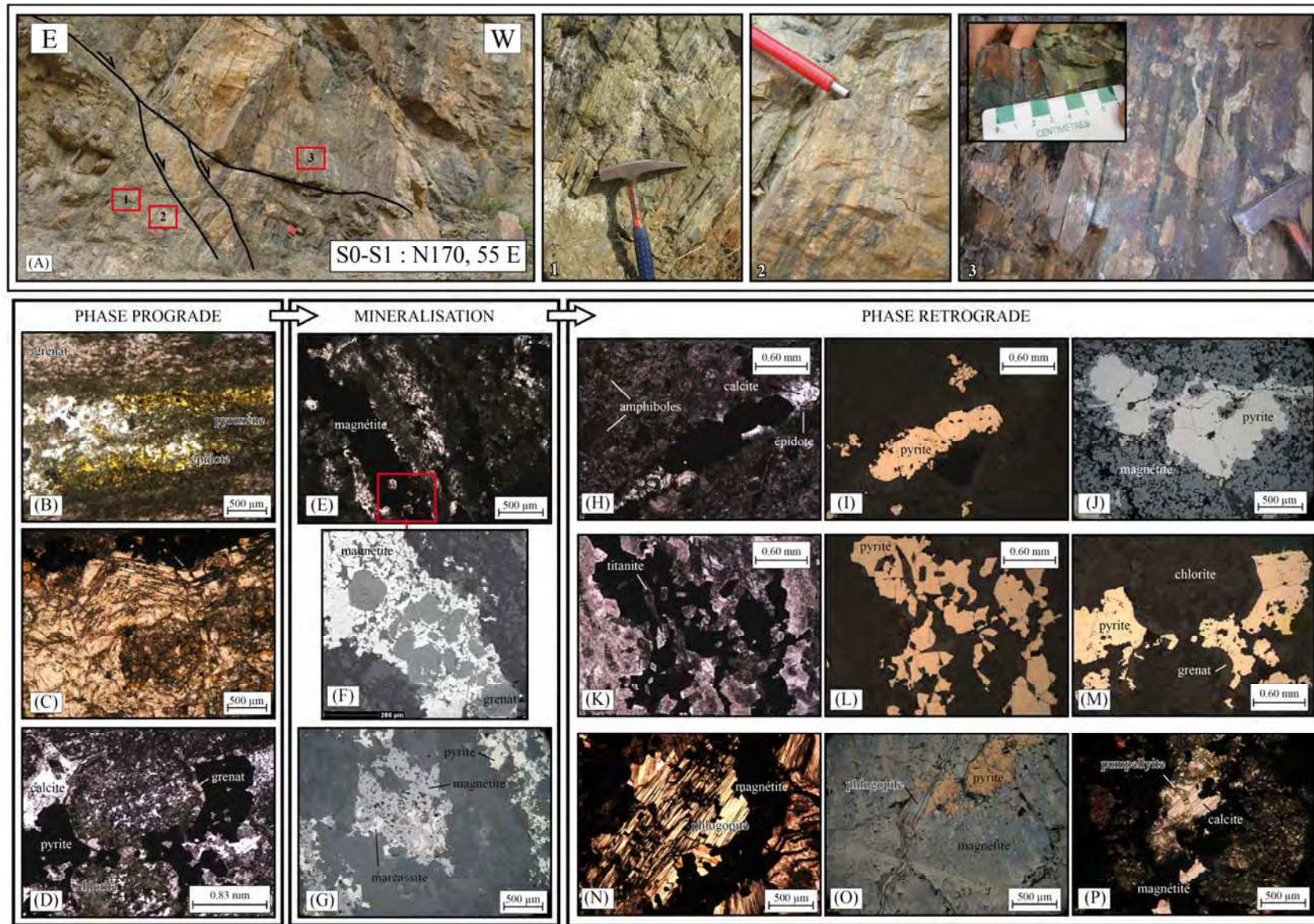


Figure 7.7 : séquence paragénétique des principaux minéraux du gisement de Axara.

Page suivante

Figure 7.8 : planche illustrant les points-clés de la séquence paragénétique de Axara. (A) Zoom sur la coupe de l'entrée (Figure 7.4 H) : (1) Alternances rubanées exoskarnifiées, (2) et (3) Alternances avec lits à magnétite ; (B) Skarnification différentielle avec bancs à grenats et à pyroxènes, ici altérés en épidote ; (C) Bande à grenats avec cristallisations concentriques des minéraux. Les cœurs sont altérés ; (D) Bordures résiduelles de grenats altérés dans un fond de calcite. Les cœurs des grenats sont remplacés par de la chlorite. Envahissement tardif par de la pyrite ; (E) Remplacement préférentiel des anciens bancs de grenats par la magnétite ; (F)[°] Grenats résiduels dans les bancs de magnétite ; (G)* Agrégats de magnétite et ancienne pyrrhotite désagrégées en pyrite et marcassite (*bird's eye*) ; (H) et (I)* Pyrite fissurale dans les andésites, accompagnée d'épidote et de calcite ; (J)* Pyrite interstitielle dans le minerai à magnétite ; (K) et (L)* : Intercroissances de pyrite et de titanite ; (M)* Miroir de (D) ; (N) Phlogopite dans l'endoskarn présumé, disséminée dans le minerai massif ; (O)* Phlogopite recoupant la magnétite et la pyrite fissurale ; (P) Dans la calcite fissurale tardive qui recoupe le minerai, présence de pumpellyite supposée. Les images * sont prises au microscope métallographique, les images [°] au MEB.



rubané et présente souvent des alternances de niveaux à grenats et à pyroxènes qui témoignent d'une skarnification différentielle lit-à-lit, probablement héritée de la lithologie primaire (Figure 7.8 A-1 et B).

Les pyroxènes à Axara sont des clinopyroxènes de la famille des diopsides, bien que quelques hédénbergites apparaissent également. La plupart sont malheureusement altérés en épidote lors de la rétrogenèse. Lorsqu'ils sont préservés, les pyroxènes se présentent sous la forme de petits minéraux globuleux verdâtres (inférieurs à 50 µm) qui envahissent le fond de la roche sous forme de bandes dont l'épaisseur varie.

Les grenats sont essentiellement représentés par des andradites. Ils forment des bandes agrégeant des cristaux d'ordre millimétrique, souvent zonés (Figure 7.8 C), et dont les cœurs sont rétrogenés en chlorite lors de la phase rétrograde (Figure 7.8 D).

7.2.2 La minéralisation

La minéralisation à magnétite dans les lentilles se présente sous une forme massive, masse brunâtre compacte où les minéraux ne sont pas individualisés, et qui oblitère complètement le fond lithologique initial à l'exception de quelques cavités. Elle s'est très nettement propagée dans les quelques manifestations voisines d'endoskarn présumé qu'elle a presque totalement envahi.

Dans l'exoskarn, de même que la skarnification s'est faite de façon différentielle en suivant les alternances de composition chimique du protolithe sédimentaire, la magnétite remplace de façon préférentielle les anciennes bandes à grenat (Figure 7.8 A-2 et A-3). En effet, des grenats résiduels sont préservés au sein des bandes magnétisées (Figure 7.8 E et F). Lorsqu'elle est plus avancée, la phase minéralisatrice opère des jonctions perpendiculaires entre les anciens bancs à grenats remplacés, puis une magnétisation diffuse du fond de roche via de petits minéraux trapus de magnétite disséminés (inférieurs à 50 µm).

C'est à Axara que le minerai exploité était le plus soufré, avec une teneur en sulfures pouvant atteindre 20% (BOUABDELLAH *et al.*, 2012). La pyrrhotite fait en effet partie de la minéralisation d'Axara où elle se trouve sous une forme massive – cependant non échantillonnée en place –, intégrant parfois des cristaux subautomorphes de pyrite. Bien qu'elle soit déstabilisée en marcassite, elle s'imbrique également avec la magnétite dans les anciens bancs à grenats (Figure 7.8 G).

7.2.3 La phase rétrograde

La teneur en soufre importante du minerai à Axara s'exprime également par la pyrite rétrograde, omniprésente dans le minerai et les skarns associés. On la retrouve sous forme fissurale, associée à de la calcite et de l'épidote, jusque dans les intrusifs laviques sous forme de stockwerk (Figure 7.8 H et I), ou encore en mouches et veinules dans les schistes cornéifiés au contact de l'intrusif. Les pyrites viennent combler les cavités du minerai massif (Figure 7.8 J), bien qu'elles le recoupent habituellement ; les veines et veinules de pyrite intégrant des cristaux de magnétite ne sont en effet pas rares. Quelques cristaux subautomorphes apparaissent parfois au sein de veines de calcite. La pyrite est souvent associée à des épidotes ou à des titanites (Figure 7.8 K et L) avec lesquelles elle semble

synchrone. Elle est également fréquemment présente au sein ou au contact des grenats rétrotransformés (Figure 7.8 M).

En dehors des sulfures, un assemblage à chlorite-calcite est omniprésent, avec des chlorites (chamosites) souvent concomitantes aux cristaux de magnétite. Localement, de petites sections losangiques trichroïques (bleu-vert-marron) d'actinote accompagnent la chlorite. L'association chlorite-carbonates est par ailleurs un produit de rétrotransformose des grenats, dont seules les bordures sont préservées (Figure 7.8 D).

L'épidote est aussi très présente, produit de la déstabilisation des silicates anhydres progrades et notamment des pyroxènes, ce qui se voit aux baguettes d'épidote qui croissent sur ces minéraux. De la phlogopite apparaît, en abondance au niveau de l'endoskarn présumé, où elle croît disséminée au sein du minerai massif de magnétite, ou plus rarement le recoupe en veinules (Figure 7.8 N). Il arrive également qu'elle recoupe la pyrite, en veinule avec de la calcite (Figure 7.8 O). Des veines à feldspaths et quartz incluant des pyroxènes clastiques peuvent accompagner la rétrotransformose des exoskarns.

Une ultime phase de calcite fissurale recoupe l'ensemble. On y trouve localement des minéraux en baguettes et à fort relief dont la forme et les analyses EDS au MEB (Table 7.1) suggèrent qu'elles pourraient s'apparenter à des pumpellyites, minéraux métamorphiques de basse température parfois présents dans les environnements de skarns (DEER *et al.*, 1966 ; Figure 7.8 P).

L'hématite pervasive des cristaux de magnétite témoigne de l'intensité de la rétrotransformose et de l'oxydation supergène. Lors de cette phase, la pyrrhotite se désagrège en pyrite et marcassite (*bird's eye*).

Spectre	Al2O3	SiO2	FeO	CaO	TiO2	K2O	MnO	Cr2O3	V	SO3	Ni
AXA3_f	20,52	36,02	13,17	29,94			0,05	0,23			0,06
AXA3_g	17,7	34,27	15,12	29,47		0,66	0,32	0,74	0,35	0,96	0,43
AXA3_h	17,45	33,75	14,3	29,92	1,02	0,7	0,25	0,83	0,3	1	0,48
AXA3_i	18,99	34,22	14,22	28,73	0,64	0,63	0,23	0,7	0,21	0,93	0,48

Table 7.1 : analyses EDS des minéraux en baguettes (AXA3).

La bande minéralisée de Setolazar-Bokoya

A l'autre extrême du Domaine Nord, et à l'instar du gisement de Axara, le gisement de Setolazar-Bokoya est encaissé dans le secteur nord-oriental (Figure II.2). Ces deux sites sont les plus importants d'une bande minéralisée qui s'aligne sur la stratigraphie du secteur, soit selon un monoclinal méridien penté vers l'Est. A Setolazar comme à Bokoya, plus impressionnant, l'essentiel du minerai se présente sous forme de passées alternées au sein d'un banc continu épais au minimum d'une trentaine de mètres, intercalé dans la séquence sédimentaire. Ce niveau minéralisé, ainsi que son encaissant, est perturbé par des venues magmatiques tardives réutilisées par des failles, souvent NNE-SSW à pendage 45° vers l'Ouest (Figure 8.1).



Figure 8.1 : panorama sur le site de Setolazar. La bande minéralisée (alternances foncées) est recoupée de nombreuses intrusions magmatiques.

Comme pour les gisements de Ouiksane et de Axara, nous avons relevé les caractéristiques géométriques et structurales de la bande minéralisée de Setolazar-Bokoya, pour laquelle nous proposons une coupe. La paragenèse du minerai et de sa gangue est ensuite proposée et argumentée.

8.1 Géométrie et structures de la bande minéralisée de Setolazar-Bokoya

8.1.1 Travaux historiques et coupe proposée

La bande minéralisée de Setolazar-Bokoya a été étudiée dans son ensemble par RHODEN & ERENO (1962), puis plus spécifiquement au niveau de Bokoya par DUFLOT *et al.* (1984). Il n'existe pas de carte minière pour l'exploitation proche du village de Setolazar, pour laquelle nous avons produit une coupe basée sur nos observations de terrain (Figure 8.2).

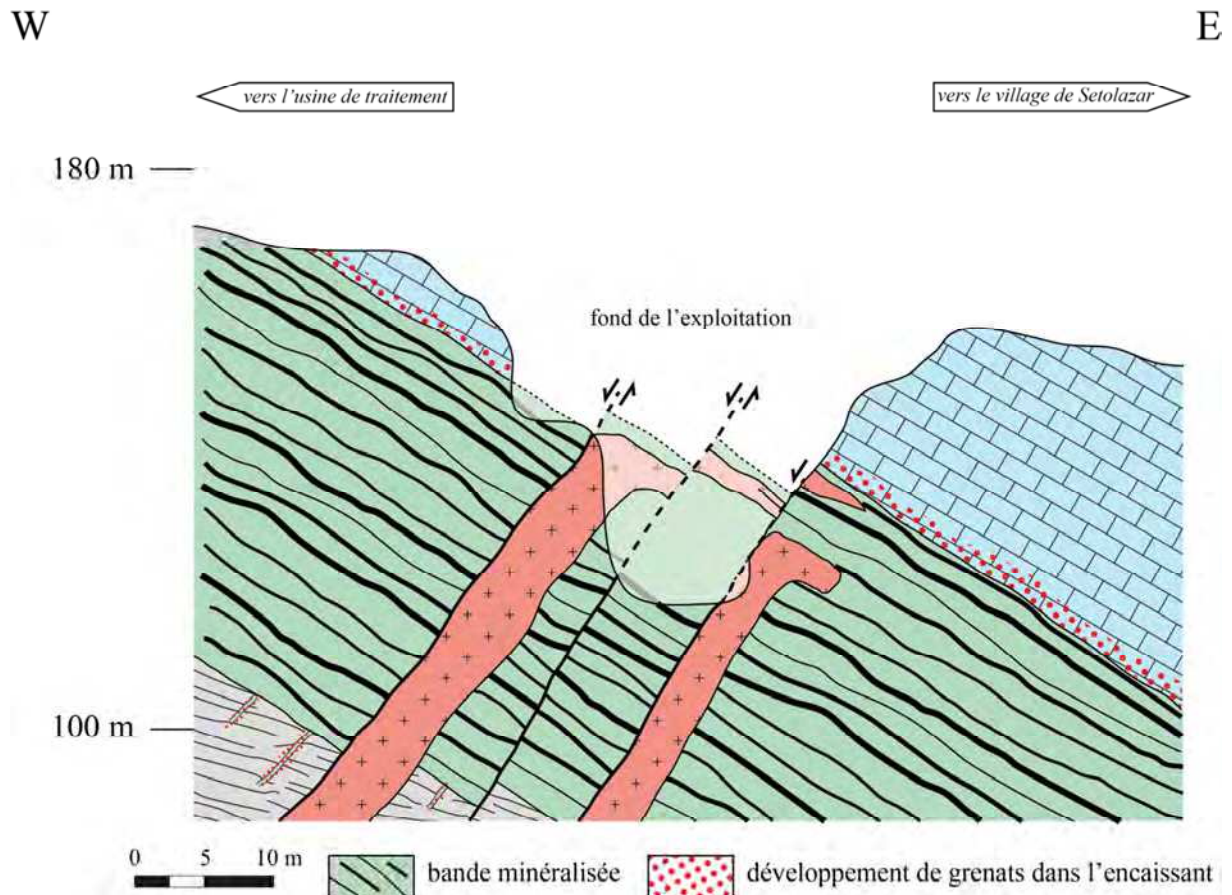
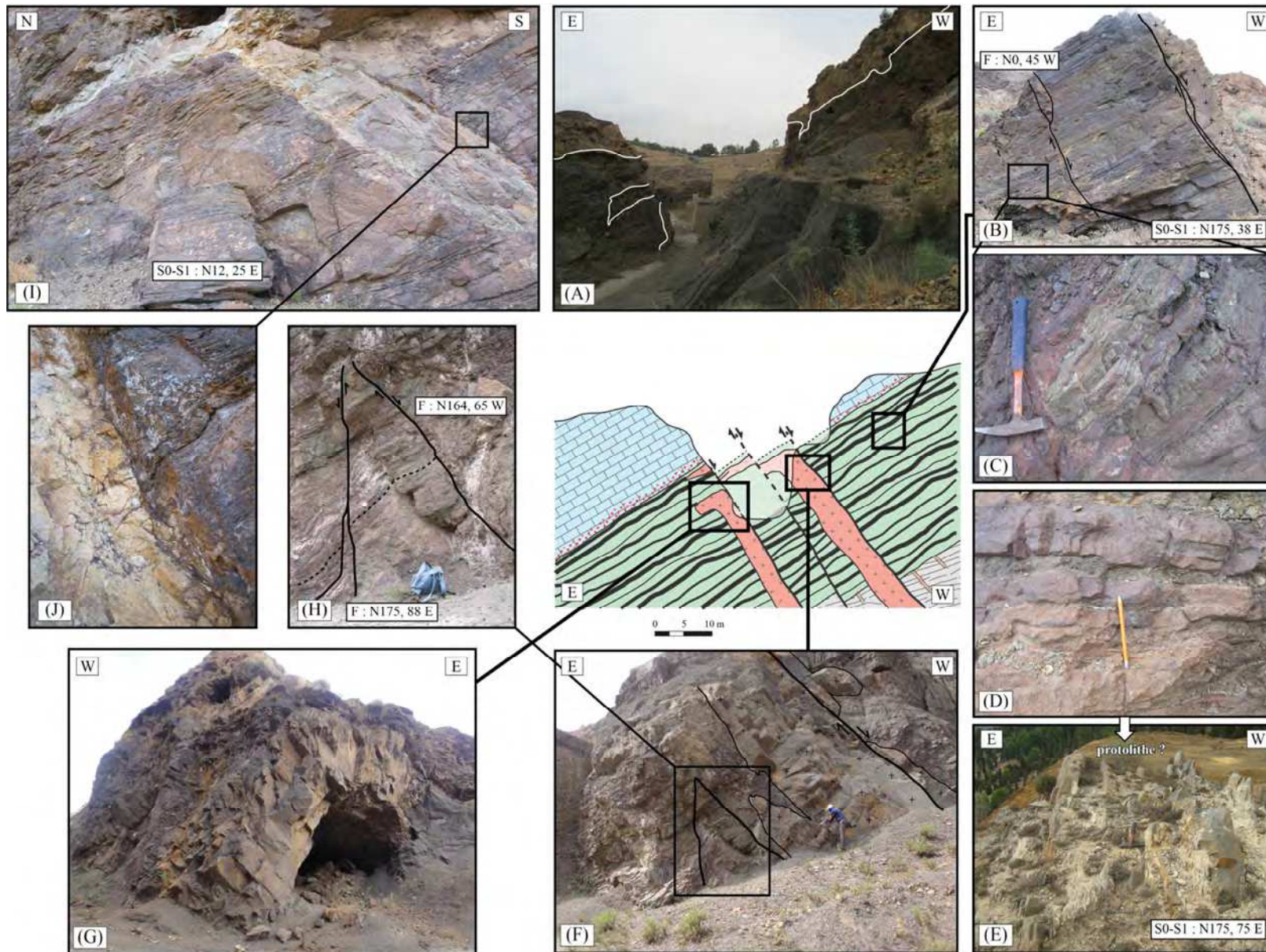


Figure 8.2 : coupe géologique réalisée au niveau de la bande minéralisée, près du village de Setolazar (ce travail).

8.1.2 Observations de terrain

8.1.2.a Expressions de la minéralisation

L'exploitation de Setolazar s.s., à l'extrême nord de la bande minéralisée de Setolazar-Bokoya, en représente un bon échantillon à petite échelle de la géométrie et des structures (Figure 8.3 A). On y voit immédiatement que le minerai est contrôlé directement par la stratigraphie : la séquence sédimentaire débute par des schistes argentés, surmontés de cette bande minéralisée (environ 30 m) qui est elle-même coiffée d'une barre carbonatée. Le minerai consiste en une alternance de bancs à magnétite massive riches en pyrite et de bancs



verdâtres silicatés pouvant correspondre à de l'exoskarn (Figure 8.3 B et C). Ces alternances ne sont pas régulières : les bancs sont épais de 1 à 20 cm et jusqu'à 50 cm, ceux à magnétite se révélant généralement plus épais que leurs semblables silicatés. Cette configuration plaide pour le remplacement préférentiel d'une lithologie particulière de la série stratigraphique. Ce protolithe était probablement déjà composé d'alternances : le remplacement sélectif des niveaux calcaireux aurait ainsi produit les bancs à magnétite, expliquant l'allure du minerai (Figure 8.3 D). Un protolithe possible, niveau alternant des bancs carbonatés emballés dans une matrice schisteuse, se trouve sur une crête entre les bandes minéralisées d'Axara et de Setolazar-Bokoya (Figure 8.3 E). Par ailleurs, quelques veines à grenats se propagent depuis la bande minéralisée jusque dans les schistes sous-jacents. De la même façon, les carbonates au toit montrent une minéralisation disséminée, devenant au contact du minerai des grenatites massives d'ordre métrique, comme cela a déjà été observé par RHODEN & ERENO (1962).

L'exploitation de Bokoya, située cette fois à l'extrême sud de la bande minéralisée, reprend la même logique en plus démonstratif. Le banc minéralisé y atteint en effet jusqu'à 50 m d'épaisseur (Figure 8.4 B) et le minerai y semble moins oxydé qu'à Setolazar s.s.. De même, les alternances peuvent y dépasser l'épaisseur du mètre (Figure 8.4 C).

Entre ces deux gisements, une petite exploitation (probablement le « Zona 1 » de RHODEN & ERENO, 1962) se révèle différente (Figure 8.5 A). La minéralisation n'y est pas portée par un banc stratigraphique continu. En effet, elle remplace un niveau carbonaté au sein des schistes, produisant un banc de magnétite massive riche en pyrite dont l'extension se poursuit sous la forme d'une lentille stratiforme (Figure 8.5 B). Une autre lentille de magnétite massive forme un septa dans une intrusion magmatique voisine. Au contact avec la magnétite massive, les schistes peuvent être imprégnés d'hématite et prendre une couleur verdâtre.

8.1.2.b Perturbations ultérieures

Dans le gisement de Setolazar-Bokoya, la bande minéralisée est recoupée par de nombreuses intrusions magmatiques d'épaisseur métrique à plurimétrique, de texture lavique et par ailleurs très altérées. Des failles méridiennes à pendage ouest réutilisent les épontes figées de ces intrusions, ce qui se traduit parfois par des brèches remaniant des blocs magmatiques (Figure 8.3 B, F et G). Ces failles, qui peuvent présenter des conjuguées, occasionnent des microplissements sous forme de crochons dans les alternances du banc

Page précédente

Figure 8.3 : planche illustrant les caractères géométriques du site de Setolazar. (A) Panorama de l'exploitation. On y voit le banc minéralisé et son unité carbonatée sommitale ; (B) Zoom sur la bande minéralisée, recoupée par des failles méridiennes. Celles-ci réutilisent les épontes des dykes qui s'y sont mis en place (brèche comprenant des éléments magmatiques) ; (C) et (D) Zoom sur les alternances de bancs ferrifères et de bancs verdâtres ; (E) Faciès à bancs carbonatés emballés dans une matrice schisteuse blanche, protolithe possible pour la bande minéralisée ; (F) Bande minéralisée recoupée par des failles (dont des conjuguées) et une intrusion ; (G) Intrusion en dyke, devenant un sill concordant avec la bande minéralisée ; (H) Zoom sur les failles conjuguées affectant la bande minéralisée (crochons) ; (I) Zoom sur la Figure 8.1. Aux épontes du dyke qui devient sill, (J) présence de magnétite.

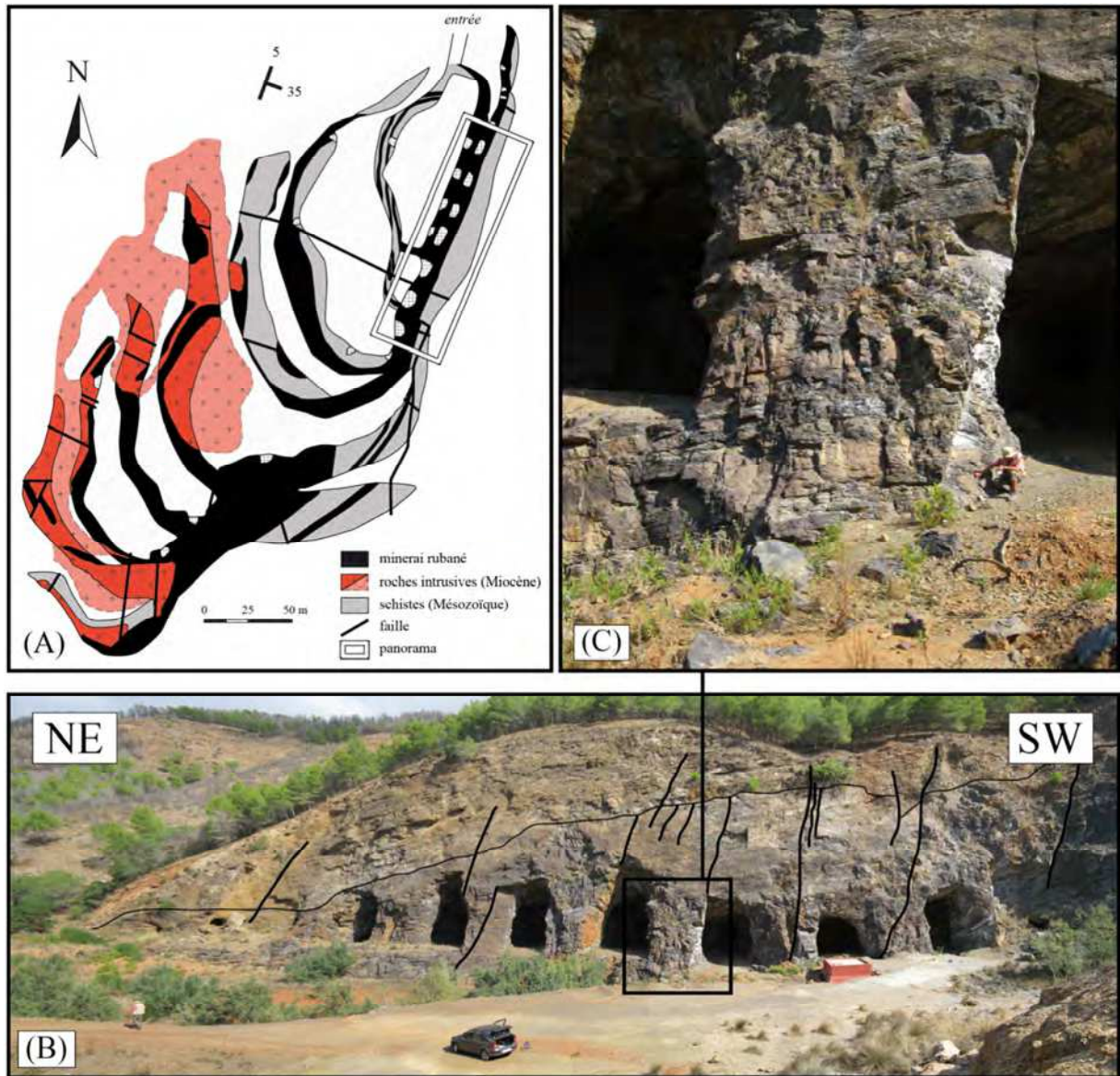


Figure 8.4 : planche illustrant l'exploitation de Bokoya. (A) Relevé géologique et minier (modifiée d'après DUFLOT *et al.*, 1984) ; (B) Panorama de l'ensemble de l'exploitation de Bokoya ; (C) Zoom sur l'un des piliers de l'exploitation, montrant les mêmes alternances qu'à Setolazar en mieux préservé.

minéralisé (Figure 8.3 H). Les intrusions magmatiques recoupent le minerai sous forme de dyke avant de se conformer à la stratigraphie du banc minéralisé (Figure 8.3 I) ; leur bordure se révèle parfois magnétitisée (Figure 8.3 J).

Le site intermédiaire de Zona 1 se trouve au cœur d'un réseau de failles normales d'orientation N12, 70 W (Figure 8.5 C). L'intrusion magmatique présente un mur abrupt faillé, et un toit plus diffus. Le septa est intégré au niveau du conduit vertical de l'intrusion lors de son ascension, avant que celle-ci ne s'étale en sill sous la crête.

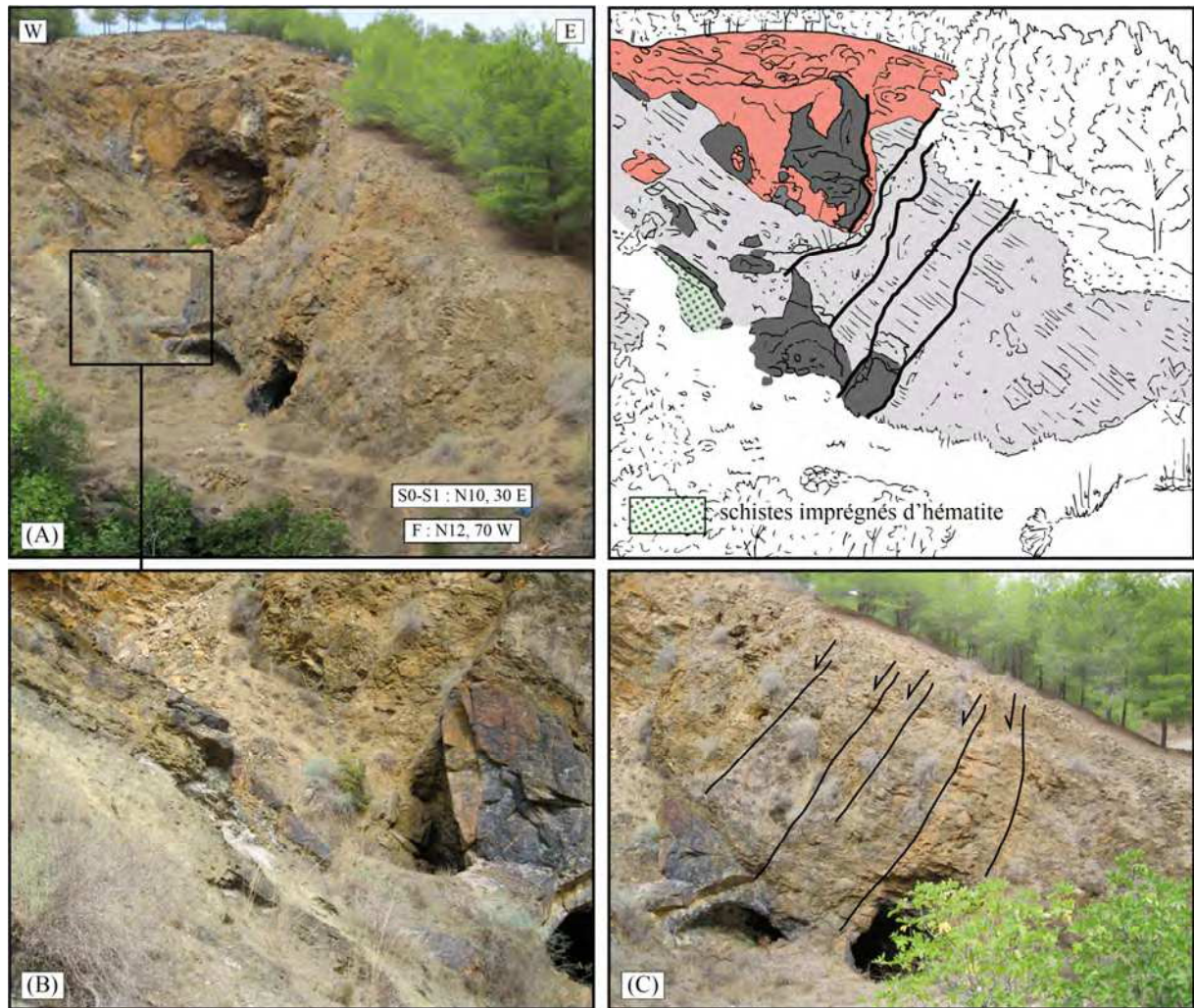


Figure 8.5 : planche illustrant le site intermédiaire. (A) Photo et interprétation de l’affleurement. La bande lithologique préférentiellement remplacée à Setolazar et Bokoya n’est ici pas présente. La minéralisation ferrifère remplace un banc de carbonates intercalé dans des schistes. En arrière-plan, un dyke magmatique emporte une lentille minéralisée (septa calcaire) avant de s’épancher en sill sous la crête ; (B) Zoom sur le banc calcaire magnétitisé. En bordure, les schistes sont imprégnés d’hématite ; (C) Vue sur les schistes intensément faillés.

8.1.3 Interprétation de la structure du gisement de Setolazar-Bokoya

L’existence d’une bande minéralisée continue et concordante avec la stratigraphie locale témoigne du contrôle lithologique fort du minerai à Setolazar-Bokoya. Par ailleurs, les roches magmatiques du secteur, bien qu’altérées, sont clairement postérieures à l’évènement minéralisateur (remobilisations ferrugineuses en bordure) et l’on n’y trouve nulle trace d’un stockwerk. En l’absence d’intrusion semblant minéralisatrice, les roches magmatiques sont cependant nombreuses et malgré tout systématiquement présentes à proximité du minerai (Figure 8.4 A).

L’ensemble de ces caractères semblent favoriser une minéralisation diffusive via la circulation de fluides au sein d’un protolithe dont la perméabilité augmente du fait des alternances. Bien que postérieures au banc minéralisé, les intrusions magmatiques semblent

contrôler ces circulations hydrothermales, sans doute en y apportant la chaleur nécessaire. L'épaisseur de ce banc minéralisé suggère par ailleurs l'ampleur de ces circulations, qui ont dû se poursuivre après le dépôt des minéralisations, ainsi que le montrent l'état d'altération des intrusions et l'oxydation des bancs de magnétite.

8.2 Paragenèse de la bande minéralisée de Setolazar-Bokoya

Le banc minéralisé de Setolazar-Bokoya est constitué d'alternances décimétriques de niveaux à magnétite massive et de niveaux skarnoïdes. L'examen des alternances skarnoïdes de la bande minéralisée montre une absence quasi-totale des pyroxènes. L'altération, oxydante, est cependant très intense sur le site, au point que peu de grenats sont eux-mêmes préservés ; au hasard des échantillons, ils présentent néanmoins plusieurs stades d'évolution, et constituent ainsi une parfaite illustration de la métasomatose et de sa rétro-morphose intense subie dans le secteur. L'observation de l'évolution des grenats est donc essentielle pour dresser la séquence paragenétique de la bande minéralisée de Setolazar, qui se résume ainsi :

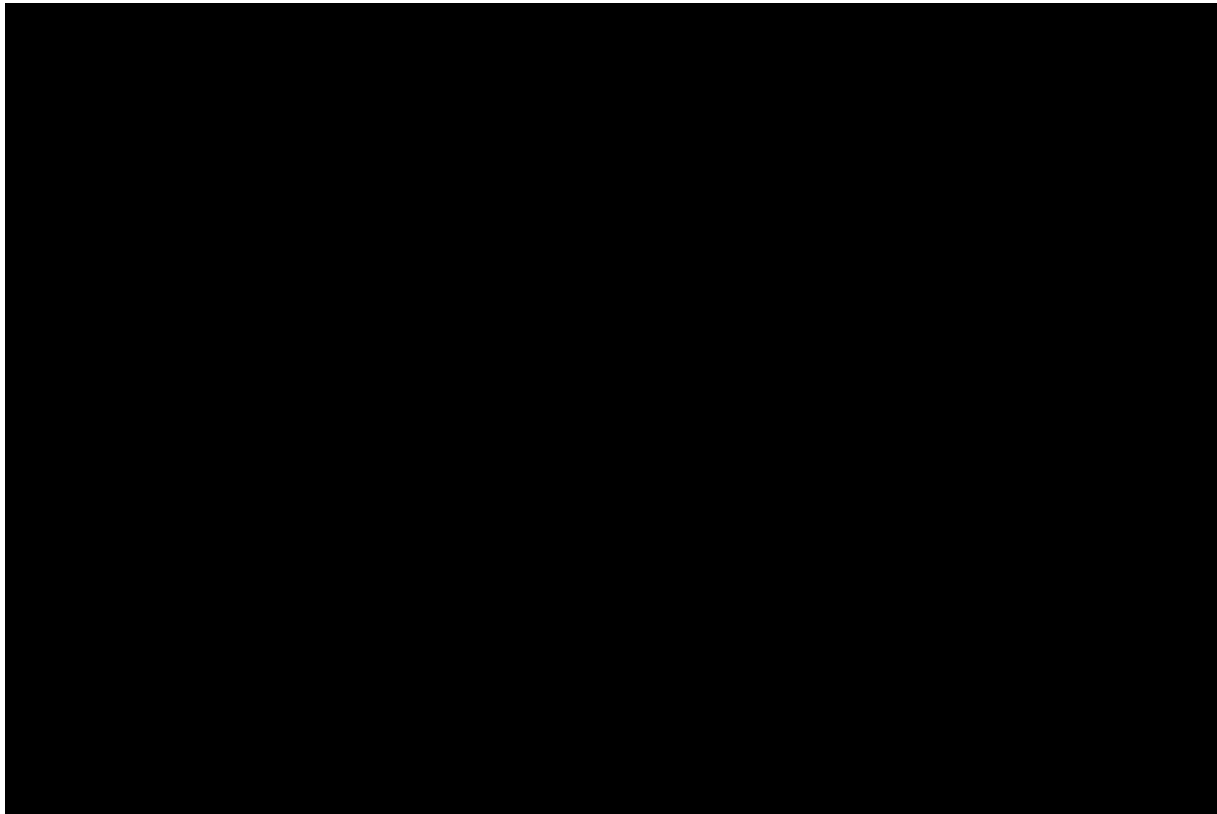


Figure 8.6 : séquence paragenétique de la bande minéralisée de Setolazar.

8.2.1 La phase prograde

Des silicates anhydres de la phase prograde ont été observés au contact avec un banc de magnétite massive au niveau du site Zona 1 (Figure 8.5 B). La présence d'apatites, d'amphiboles chloritisées et de feldspaths dans le fond de roche semblent montrer qu'il s'agit d'un endoskarn (Figure 8.7 A). Les grenats y sont largement dominants, fréquemment

associés à des baguettes d'hématite. Ils peuvent croître à partir de feldspaths ou d'amphiboles (Figure 8.7 B) et les plus gros marquent parfois une zonation à cœur rosé isotrope et bordure verdâtre anisotrope. Les pyroxènes, plus rares et généralement plus petits, sont intercroissants avec les grenats, ce qui traduit leur synchronisme au sein de la séquence paragenétique. Certains semblent être des giga-structures poecilithiques. Si l'endoskarnisation est pervasive, on y trouve néanmoins des veines grenatitiques massives (environ 500 µm d'épaisseur) ; on peut imaginer que l'endoskarnisation se propage à partir de ces veinules.

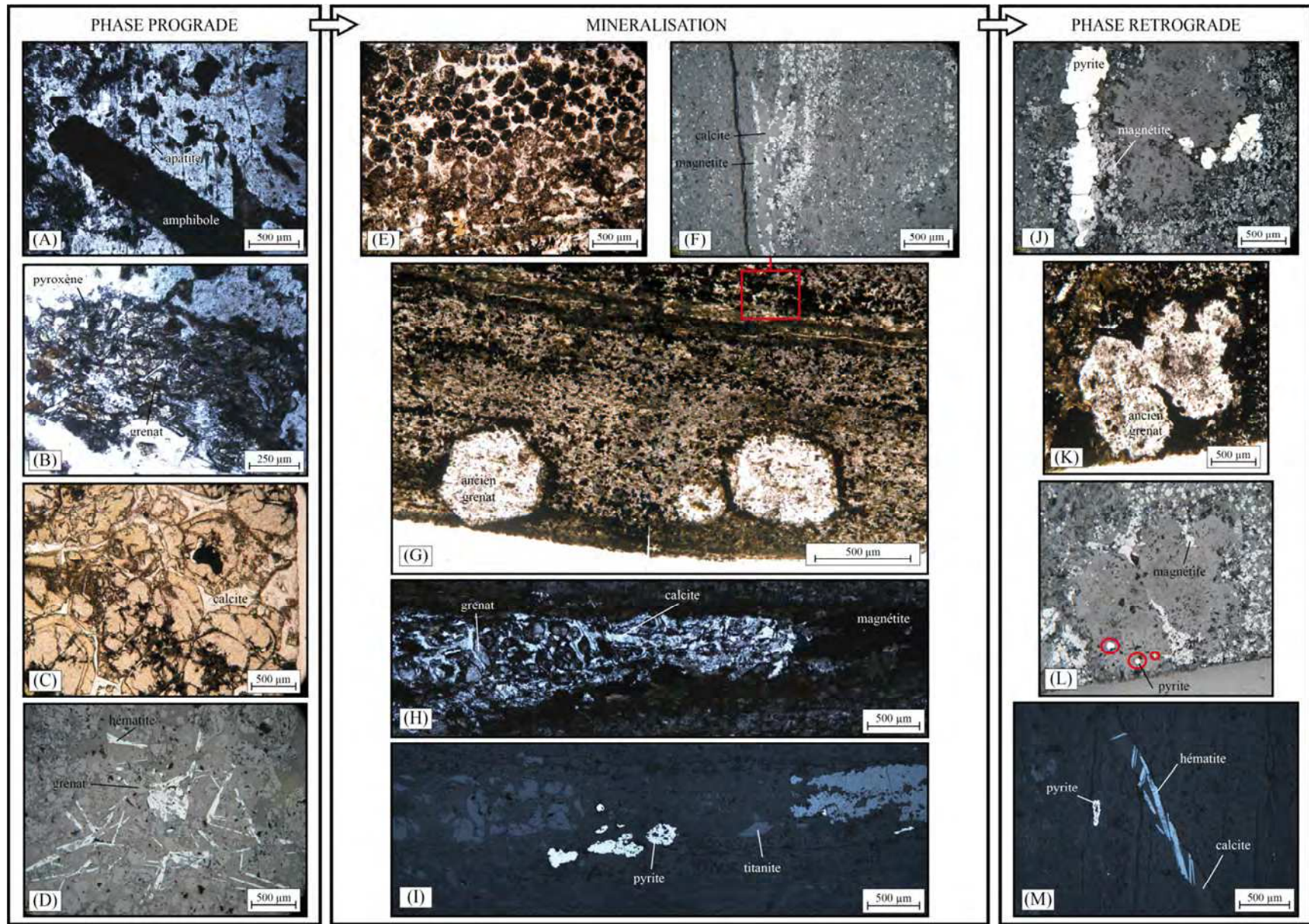
Comme il a été observé sur le terrain, des veines métasomatiques d'épaisseur centimétrique s'échappent localement de la bande minéralisée à Setolazar s.s. pour parcourir les schistes sous-jacents. Cette diffusion fissurale a permis de préserver des grenats au stade initial. Ces grenats fissuraux, plurimillimétriques, montrent une zonation cœur-bordure très nette : si le cœur est rosé et isotrope, la bordure prend des teintes plus jaunes-verdâtres et anisotrope (Figure 8.7 C). La plupart des cœurs montrent en outre une zone d'oxydation, et les cristaux peuvent également être fissurés par des carbonates et des oxydes. Hormis les grenats, les veines, dont la matrice est carbonatée, comprennent également des baguettes d'hématite.

Localement, la concentration de grenats au sein de grenatites a également permis de mieux les préserver. Ces grenatites remplacent probablement d'anciens bancs plus épais de la lithologie originelle, mais forment également un remplacement métrique dans la barre carbonatée sommitale. Les grenats s'y révèlent plus petits (de l'ordre de 100 µm) et plus globuleux, et souvent peu ou pas zonés. L'oxydation des cœurs est toujours présente. Le fond de la roche est une fois encore carbonaté, et l'hématite primaire intègre des morceaux de grenats lors de sa croissance (Figure 8.7 D).

Dans les alternances skarnoïdes plus réduites, l'ensemble des minéraux forme un rubanement la plupart du temps rétro-morphosé. On y retrouve des niveaux à grenats, rosés et isotropes.

Page suivante

Figure 8.7 : planche illustrant les points-clés de la séquence paragenétique de Setolazar-Bokoya. (A) Apatite, amphibole chloritisée et feldspaths dans le fond de roche d'un endoskarn ; (B) Croissance de grenats (cœur) et de pyroxènes (bordure) à partir d'un ancien cristal d'amphibole magmatique ; (C) Grenats fissuraux montrant une zonation cœur-bordure dans un fond carbonaté ; (D)* Hématite primaire intégrant des grenats lors de sa croissance ; (E) Bancs de grenats complètement transformés en magnétite et carbonates au contact avec les bancs ferrifères ; (F)* Veine à calcite et magnétite automorphe suivant le rubanement primaire des niveaux skarnoïdes ; (G) Niveau skarnoïde montrant d'anciens grenats transformés et de petits cristaux de magnétite disséminés dans le fond de la roche à calcite-chlorite ; (H) et (I)* Ruban continu de grenat préservé, montrant un remplacement latéral par la magnétite (remplacement préférentiel) ; (J)* Pyrite fissurale englobant des cristaux de magnétite ; (K) et (L)* Pyrite en mouche dans les grenats transformés. La magnétite forme une couronne autour ; (M)* Phase fissurale à calcite et hématite recoupant le fond rubané à chlorite-calcite des niveaux skarnoïdes. Les images * sont prises au microscope métallographique.



8.2.2 La minéralisation

Dans l'endoskarn, la minéralisation est assez peu exprimée. Les oxydes y sont en effet essentiellement représentés par de petites magnétites trapues au niveau des minéraux ferromagnésiens, ainsi que par une magnétitisation de l'hématite fibreuse primaire.

Au niveau de la bande minéralisée, l'étude des bancs ferrugineux montre un envahissement pervasif par un ensemble de petits cristaux trapus de magnétite (généralement inférieurs à 100 µm) bien individualisés et formant donc une masse relativement poreuse baignant dans un fond carbonaté. On y retrouve parfois des cristaux de magnétite plus gros (environ 200 µm) et légèrement zonés.

Si l'on se penche sur les niveaux silicatés, plusieurs évidences montrent qu'au stade minéralisateur une magnétisation progressive s'y opère. Ainsi, au contact avec les alternances ferrugineuses, des bancs de grenats sont complètement transformés en magnétite et carbonates (Figure 8.7 E). Au sein même des skarnoïdes, des veines carbonatées bordées de cristaux de magnétite automorphes (100 µm d'épaisseur en moyenne) parcourent la roche tout en respectant son rubanement primaire (Figure 8.7 F). Dans les niveaux où la magnétitisation est la plus avancée, de plus petits cristaux de magnétite (inférieurs à 50 µm) sont disséminés dans tout le fond de la roche (Figure 8.7 G). Ils forment également des couronnes autour des grenats isolés, complètement remplacés par la phase rétrograde à calcite-chlorite-pyrite. Sur les quelques rubans continus de grenats préservés, il est en revanche possible d'y voir latéralement la magnétite les remplacer (Figure 8.7 H et I).

8.2.3 La phase rétrograde

L'endoskarn a été relativement épargné par la phase rétrograde. On n'y retrouve guère que de l'épidote comme silicate hydraté, souvent en amas dans le fond de roche. Pour ce qui est des minéraux métalliques, la pyrite est parfois présente, souvent associée aux grenats.

Dans l'exoskarn en revanche, la phase rétrograde est très pervasive. L'association chlorite-calcite est omniprésente et se retrouve aussi bien dans les cavités nombreuses laissées dans le minerai des niveaux ferrugineux, qu'en rubans dans les niveaux skarnoïdes dont elle peut complètement occulter la lithologie initiale (Figure 8.7 G). La chlorite (chamosite) est rarement isolée dans la calcite, mais plutôt présente en bordure des cristaux de magnétite automorphe. Dans les niveaux les mieux préservés de la phase rétrograde, on retrouve beaucoup de biotite. La pyrite de l'exoskarn est généralement fissurale, entraînant alors des cristaux subautomorphes de magnétite (Figure 8.7 J), ou encore en mouches au cœur des grenats complètement rétro-morphosés (Figure 8.7 K et L). Lorsque les grenats sont préservés, elle y est très fréquemment associée. La pyrite se retrouve également en intercroissance avec les titanites.

Ce fond pervasif à pyrite-calcite-chlorite dominant est lui-même recoupé d'une nouvelle phase fissurale à calcite qui contient des fibres d'hématite (Figure 8.7 M), mais également quelques cristaux isolés d'épidote ou de titanite. La phase de rétro-morphose et l'oxydation supergène se traduisent par une hématisation intense des cristaux de magnétite à l'échelle de la bande minéralisée.

Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

Si l'on se penche sur les caractéristiques morphologiques des trois gisements majeurs des Beni Bou Ifrou, les évidences de terrain détaillées dans les chapitres précédents montrent que deux extrêmes se confrontent sur une aire géographique somme toute limitée. En effet, le gisement de Ouiksane représente une bonne analogie du modèle géométrique classique des skarns, avec son Intrusion Centrale qui se met en place en environnement carbonaté pur (production de marbre et absence quasi-totale de skarn). La composante fissurale y est en outre importante, ce qui suggère une mise en place relativement superficielle. A l'opposé, l'essentiel de la minéralisation à Setolazar-Bokoya provient du remplacement d'une bande lithologique carbonatée impure sous l'action d'un processus probablement diffusif et néanmoins contrôlé par l'activité magmatique. Au cœur du massif, Axara constitue un intermédiaire aussi bien géographique que morphologique entre ces deux extrêmes. Il convient donc de vérifier si les skarns ferrifères des Beni Bou Ifrou sont bien trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur, dont les conditions de mise en place auraient généré les divergences de modalités visibles sur le terrain.

Dans l'idée de l'intégration géologique des trois gisements, ce chapitre se propose de comparer leur minéralogie respective, et tout particulièrement les éléments métalliques qui constituent l'évènement minéralisateur (magnétite et pyrite). Si cette minéralisation se révélait effectivement identique au sein du massif, comme cela a été postulé dans les études métallogéniques antérieures, plusieurs questions se poseraient alors : quel paramètre joue sur l'expression morphologique des différents gisements ? L'Intrusion Centrale à Ouiksane constitue-t-elle l'intrusion minéralisatrice de l'ensemble du massif ?

9.1 Minéralogie comparée des trois gisements

La composition des minéraux des séquences paragénetiques a été étudiée à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO) au moyen de analyses par microsonde électronique CAMECA SX 50 puis SX FIVE équipées de cinq spectromètres, co-gérées par l'association BRGM-CNRS-Université d'Orléans. L'intégralité de ces analyses est compilée dans l'Annexe IV.

9.1.1 Minéralogie des silicates anhydres progrades

Les silicates anhydres de la phase prograde s'expriment majoritairement par des pyroxènes de la famille des diopsides et des grenats calciques de la famille des andradites. Pour en discuter, il faut bien sûr garder à l'esprit les différences d'abondance des silicates anhydres progrades d'un gisement à l'autre et les différents types de skarn impliqués lorsque cela est possible.

9.1.1.a Les pyroxènes

La composition minéralogique des pyroxènes sur Ouiksane correspond exclusivement à des diopsides dont la composition chimique est comprise dans le champ des pyroxènes associés aux gisements de type skarn (Table 9.1 ; Figure 9.1 A). Si les moyennes compositionnelles des trois types sont très proches, on remarque que l'exoskarn comporte moins de diopside (Di) que l'endoskarn. La bordure réactionnelle s'écarte un peu des valeurs des skarns, se déplaçant légèrement vers le pôle hédénbergite (Hd).

Sur l'ensemble des gisements, si l'on exclut les pyroxènes de la bordure réactionnelle à Ouiksane, les valeurs des compositions restent similaires et varient de 63 à 79 % de diopside et 21 à 36 % d'hédénbergite. Sur Axara et Setolazar néanmoins, quelques pyroxènes se déplacent vers le pôle des hédénbergites (Figure 9.1 B et C).

Gisement	Type	Formule structurale	Minéralogie
Ouiksane	endoskarn	$\text{Ca}_{1.02}\text{Mg}_{0.85}\text{Fe}_{0.10}\text{Mn}_{0.01}\text{Si}_{2.04}\text{O}_3$	79 % Di - 21 % Hd
Ouiksane	exoskarn	$\text{Ca}_{1.05}\text{Mg}_{0.77}\text{Fe}_{0.12}\text{Mn}_{0.01}\text{Si}_{2.01}\text{O}_3$	74 % Di - 25 % Hd
Ouiksane	bordure réactionnelle	$\text{Ca}_{0.94}\text{Mg}_{0.79}\text{Fe}_{0.16}\text{Mn}_{0.01}\text{Si}_{2.10}\text{O}_3$	69 % Di - 31 % Hd
Axara	exoskarn	$\text{Ca}_{1.01}\text{Mg}_{0.77}\text{Fe}_{0.14}\text{Mn}_{0.01}\text{Si}_{2.02}\text{O}_3$	71 % Di - 27 % Hd
Setolazar	endoskarn	$\text{Ca}_{0.96}\text{Mg}_{0.70}\text{Fe}_{0.18}\text{Mn}_{0.01}\text{Si}_{2.11}\text{O}_3$	63 % Di - 36 % Hd

Table 9.1 : formules structurales et minéralogie des pyroxènes (moyenne sur points ponctuels).

9.1.1.b Les grenats

Les grenats à Axara appartiennent tous à un faciès de type exoskarn, venant en remplacement de lithologies carbonatées impures. Ces grenats sont presque exclusivement des andradites. Lorsqu'ils sont zonés, leur bordure se déplace chimiquement vers le pôle grossulaire (Table 9.2 ; Figure 9.2 A).

A Setolazar en revanche, les grenats se distinguent en plusieurs faciès (Figure 9.2 B) : endoskarn, exoskarn dans les alternances de la bande minéralisée, grenatites massives et grenats fissuraux dans les lithologies voisines. Ce sont ici tous des andradites, qui évoluent entre un pôle presque pur à 95 % Ad - 39 % Gr à des compositions plus mélangées à 60 % Ad - 39 % Gr. Ces variations de compositions sont encore une fois à attribuer aux zonations qui affectent les grenats, particulièrement les grenats fissuraux et les grenats de l'exoskarn. Ceux-ci montrent une zonation complexe caractérisée par deux zones (Figure 9.3 A) : (1) le cœur du

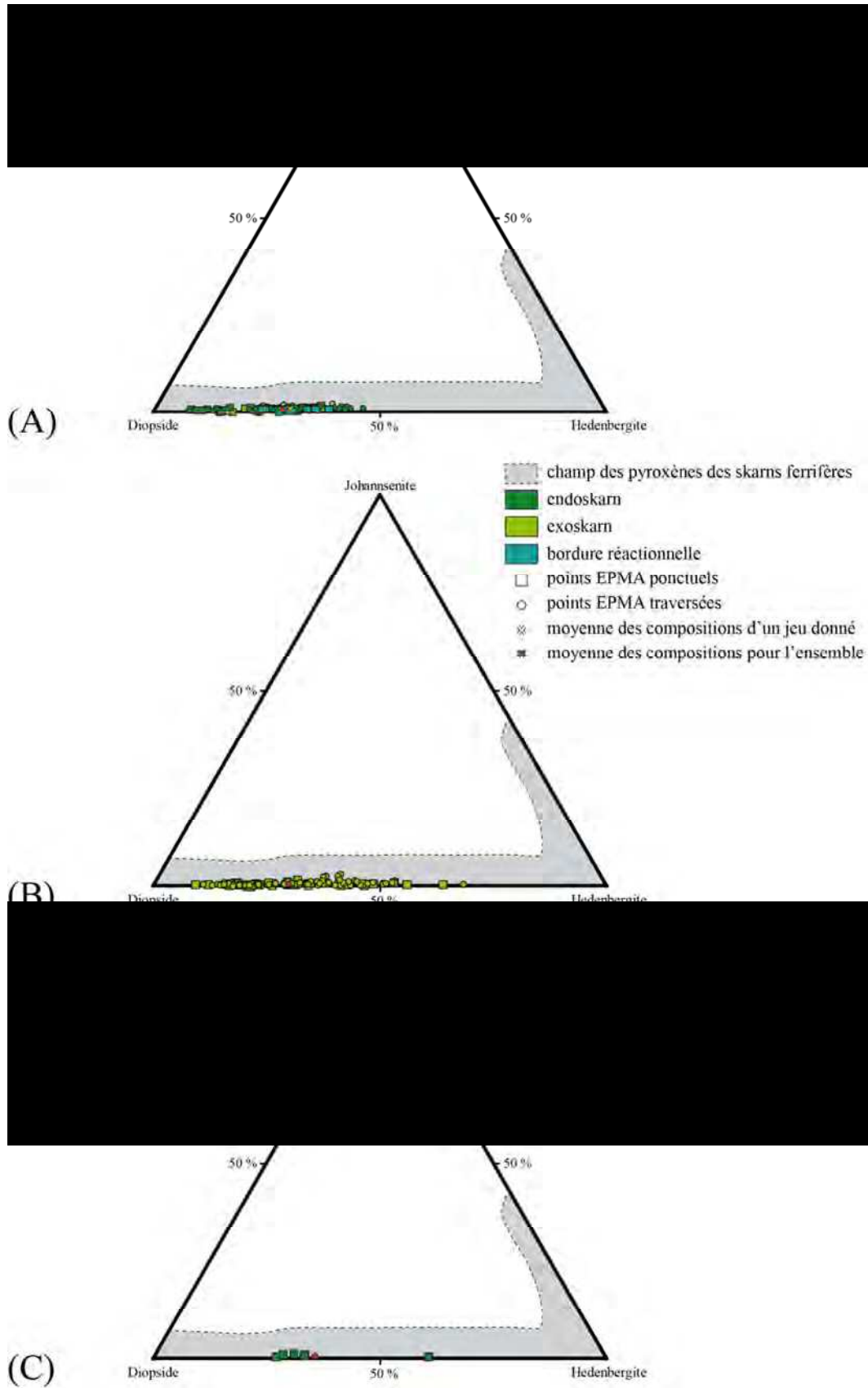


Figure 9.1 : compositions minéralogiques des pyroxènes à (A) Ouiksane, (B) Axara et (C) Setolazar. Le champ des pyroxènes présents dans les skarns ferrifères est issu de MEINERT *et al.* (2005). EPMA : *Electron Probe Micro Analysis*. Les points « traversées » correspondent à des analyses automatisées, à l'inverse des analyses ponctuelles. Les compositions sont rapportées à 100 %.

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

Gisement	Type	Formule structurale	Minéralogie
Axara	exoskarn	$\text{Ca}_{2.98}(\text{Mg}_{0.02}\text{Fe}_{1.49}\text{Al}_{0.45})(\text{Si}_{2.96}\text{Al}_{0.04})\text{O}_6$	77 % Ad - 22 % Gr
Setolazar	endoskarn	$\text{Ca}_{2.89}(\text{Mg}_{0.01}\text{Fe}_{1.56}\text{Al}_{0.40})\text{Si}_{3.02}\text{O}_6$	80 % Ad - 17 % Gr
Setolazar	exoskarn	$\text{Ca}_{2.93}(\text{Mg}_{0.01}\text{Fe}_{1.91}\text{Al}_{0.09})\text{Si}_{3.3}\text{O}_6$	95 % Ad - 2 % Gr
Setolazar	grenatite	$\text{Ca}_{3.04}(\text{Mg}_{0.01}\text{Fe}_{1.73}\text{Al}_{0.21})(\text{Si}_{2.95}\text{Al}_{0.05})\text{O}_6$	60 % Ad - 39 % Gr
Setolazar	grenats fissuraux	$\text{Ca}_{2.98}(\text{Mg}_{0.04}\text{Fe}_{1.14}\text{Al}_{0.77})(\text{Si}_{2.96}\text{Al}_{0.04})\text{O}_6$	90 % Ad - 12 % Gr

Table 9.2 : formules structurales et minéralogie des grenats (moyenne sur points ponctuels).

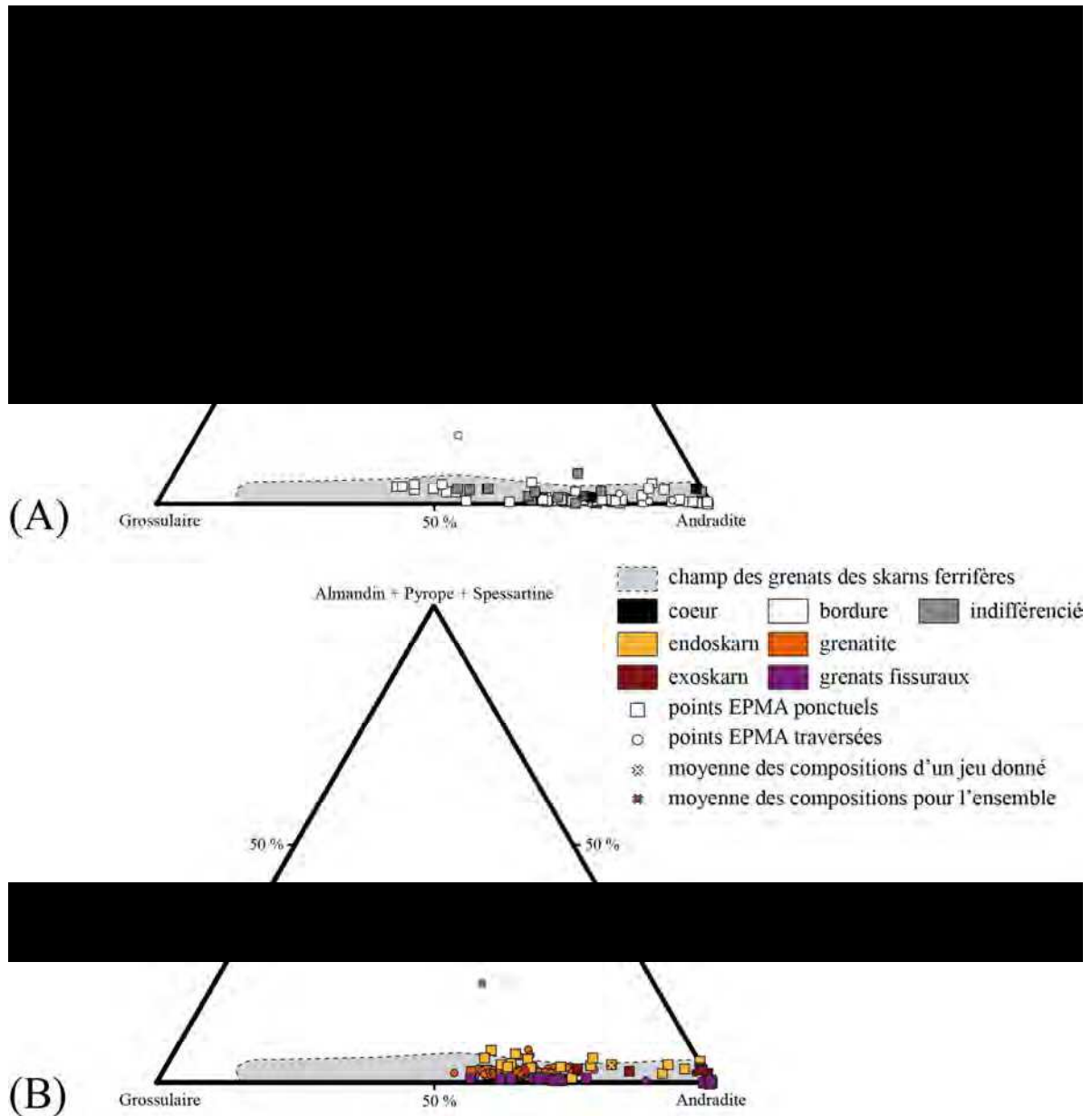


Figure 9.2 : compositions minéralogiques des grenats. (A) Exoskarn à Axara ; (B) Différents types de grenats à Setolazar. Le champ des grenats présents dans les skarns ferrifères est issu de MEINERT *et al.* (2005). Les compositions sont rapportées à 100 %.

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrouf,
trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

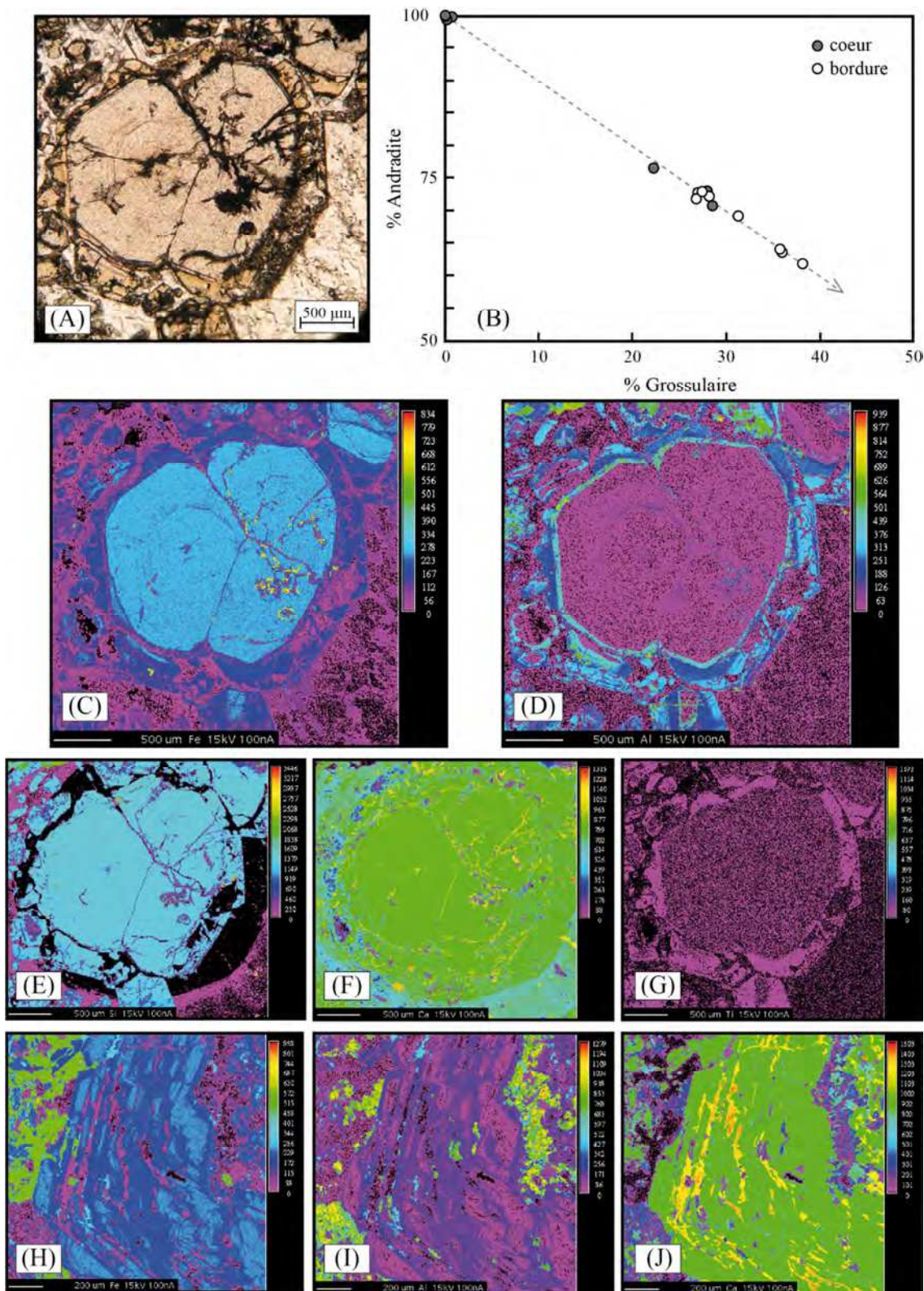


Figure 9.3 : caractérisation de la zonation des grenats. (A) Grenat fissural zoné ; (B) Analyses EPMA montrant l'évolution de la composition du grenat depuis un cœur purement andraditique vers le grossulaire en bordure ; (C) à (G) Cartographies des éléments, respectivement Fe, Al, Si, Ca, Ti, pour le grenat montré en (A) ; (H) à (J) Cartographies des éléments, respectivement Fe, Al, Ti, au sein d'une alternance à grenat à Axara.

grenat est rosé et isotrope. Il montre quelques cristallisations concentriques et est souvent altéré par des oxydes ; (2) une bordure épaisse d'environ 100 μm , de couleur jaunâtre et anisotrope. Les analyses chimiques sur ces grenats zonés montrent que le cœur est constitué d'andradite parfois pure (Figure 9.3 B). En allant vers la bordure, le grenat se déplace vers le champ des grossulaires, comme cela est le cas à Axara, sans l'atteindre toutefois. Les cartographies qualitatives réalisées à la microsonde électronique montrent que le cœur des grenats est riche en Fe (Figure 9.3 C) et pauvre en Al (Figure 9.3 D) tandis que le contraire s'observe au niveau des bordures. Les éléments Si (Figure 9.3 E) et Ca (Figure 9.3 F) ne présentent pas de variations particulières, et Ti (Figure 9.3 G) semble légèrement plus riche en bordure.

Si la zonation est bimodale dans les grenats de Setolazar, elle peut s'avérer plus fine et rythmée dans les bancs à grenats des alternances exoskarnifiées de Axara (Figure 9.3 H à J). Ces zonations reflètent les variations des conditions physico-chimiques du système hydrothermal (JAMTVEIT *et al.*, 1993) : (1) la cristallisation de cœurs andraditiques montre que le fluide hydrothermal initial était riche en Fe oxydé et la $f\text{O}_2$ élevée ; (2) au cours de la cristallisation des grenats, le contenu en Fe du fluide diminue relativement tandis que, parallèlement, le contenu en Al augmente. Les bordures ont donc des compositions qui se rapprochent des grossulaires, ce qui indique par ailleurs que la $f\text{O}_2$ du système a diminué (LIOU, 1973).

Sur l'ensemble des gisements, les grenats et pyroxènes se révèlent riches en Ca et contiennent peu de Mn, ce qui reflète un environnement oxydant caractéristique des minéraux de skarn calciques tels que définis par EINAUDI *et al.* (1981). Il est malheureusement difficile ici d'utiliser les compositions de ces minéraux comme géothermomètre ou géobaromètre car ils sont très rarement à l'équilibre. En effet, l'endoskarn est exclusivement composé de pyroxènes à Ouiksane. A Setolazar, ce sont les pyroxènes qui sont pratiquement absents. Quant à Axara, les pyroxènes en alternance avec les grenats sont le plus souvent altérés en épidote par la phase rétrograde.

9.1.2 Minéralogie des minéraux métalliques

9.1.2.a La magnétite

Le fer représente le métal économique des gisements des Beni Bou Ifrou, au sein desquels on le trouve principalement sous deux formes : (1) magnétite massive (carapace, flammèches et lentilles), et (2) fissurale (stockwerk). Elle est également disséminée dans le fond de roche des lithologies réactives.

Les magnétites de Ouiksane ont été discriminées en trois types en prenant en compte cette distinction macroscopique : (1) les magnétites magmatiques, en tant que minéraux accessoires présents dans les intrusions grenues, par opposition aux magnétites hydrothermales (2) d'ouverture et (3) de remplacement (Figure 9.4 A). La comparaison chimique de ces trois types s'est faite sur les éléments mineurs et traces rapportés à 100 %. La magnétite magmatique se révèle ainsi très homogène, à caractère alumineux et titanique marqué. Elle forme un champ presque individualisé, marquant une composition chimique significativement différente des magnétites hydrothermales. Ces dernières sont beaucoup plus

variables, avec des champs largement communs dans lesquels on peut discerner quelques tendances : le type de remplacement affiche en effet un caractère plus magnésien (et manganésifère) et moins titanifère que le type d'ouverture. Par ailleurs, la magnétite de remplacement intègre davantage d'éléments mineurs et traces que les autres types.

Seule la magnétite de remplacement est commune aux trois gisements (Figure 9.4 B). Les teneurs en éléments traces et mineurs montrent que c'est à Axara que ces magnétites hydrothermales intègrent le plus d'éléments. Aucune de ces magnétites de remplacement ne présentent les mêmes caractéristiques que les magnétites magmatiques de Ouiksane, d'où une individualité vérifiée de ce type. En revanche, les variations de composition sont très vastes et recouvrent le champ de variation de l'ensemble des magnétites hydrothermales de Ouiksane. Par exemple, dans le diagramme $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$, les magnétites de Setolazar sont très proches des magnétites d'ouverture de Ouiksane. Si l'on observe quelques nuances entre les trois gisements (*e.g.* Setolazar est dans l'ensemble plus proche de l'axe Al + Si), les magnétites hydrothermales définissent globalement un vaste champ où les gisements ne se distinguent pas.

L'étude de la paragenèse de Ouiksane a révélé la présence de minéraux de magnétite automorphe zonée dans le fond carbonaté des marbres (Figure 9.5 A). Une traversée de l'un de ces minéraux montre une quasi-absence de zonalité chimique (si l'on exclut le point 3 qui semble une plage ponctuelle très « propre » ; Figure 9.5 B et Table 9.3), hormis une légère baisse des teneurs en éléments mineurs et traces au niveau des bordures. Les cartographies qualitatives réalisées à la microsonde électronique (Figure 9.5 C à F) confirment que la zonalité optique observée n'est pas chimique.

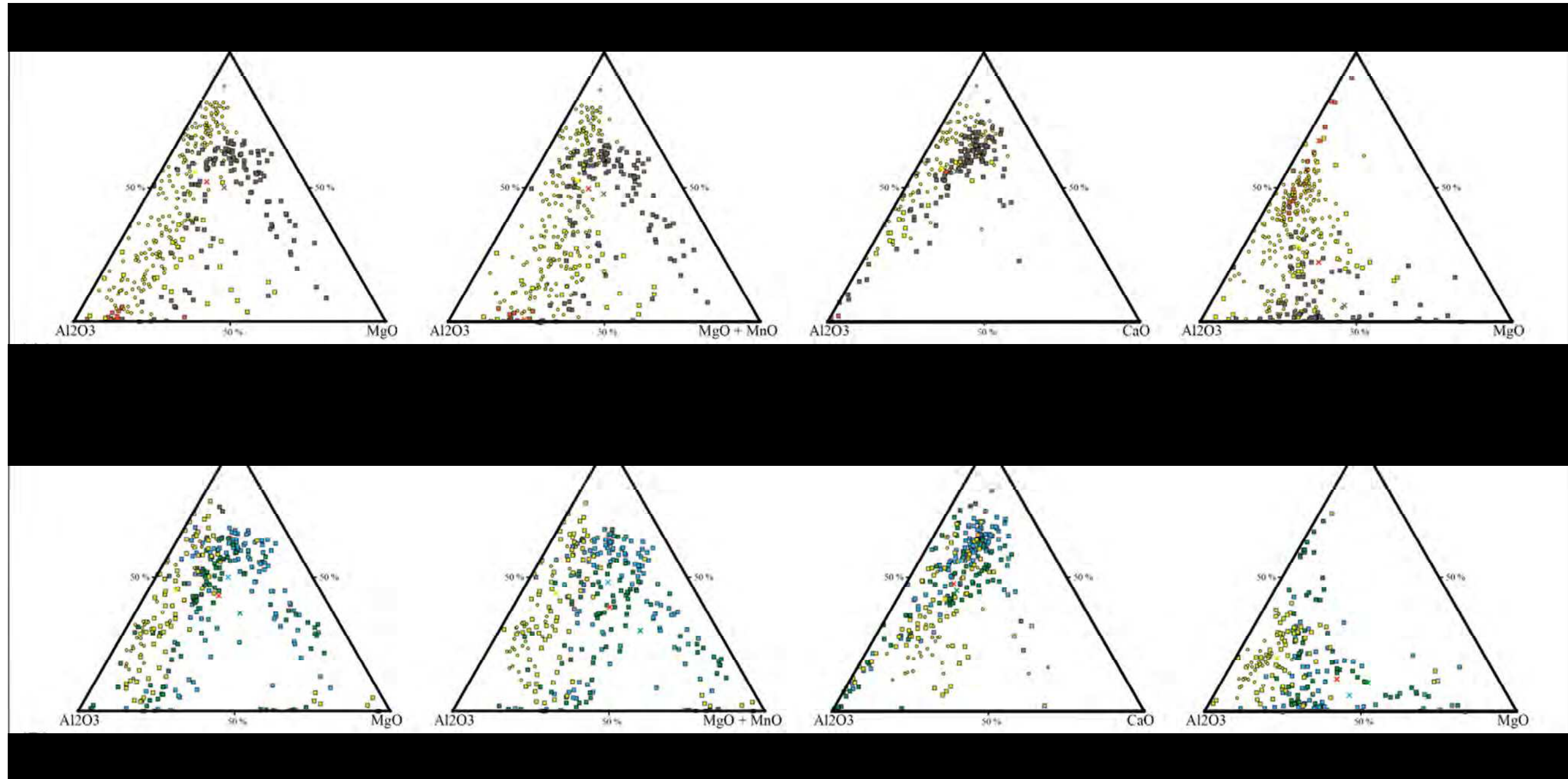
9.1.2.b Pyrite et pyrrhotite

Quel que soit le gisement étudié, la pyrite est un minéral secondaire de la minéralisation, qui arrive postérieurement à la magnétite, mais dont l'abondance a fortement dévalorisé le minerai et rendu difficile son extraction. Sur l'ensemble des trois gisements, elle se décline en quatre types : (1) la pyrite fissurale, (2) la pyrite interstitielle, (3) la pyrite massive et (4) la pyrite du stockwerk, propre à Ouiksane. Sa formule structurale est $\text{Fe}_{1.02}\text{S}_2$ à Ouiksane, $\text{Fe}_{1.03}\text{S}_2$ à Axara et $\text{Fe}_{1.04}\text{S}_2$ à Setolazar.

Pour analyser plus finement la minéralogie de la pyrite, nous avons choisi les éléments Co, As et Ni, susceptibles de se substituer au Fe (Co, Ni) ou au S (As). La Figure 9.6 A reporte ces trois éléments au sein d'un triangle en les différenciant par gisement. On y voit que les pyrites sont plus cobaltifères à Ouiksane, plus arséniées à Setolazar tandis qu'à Axara, elles sont proches de la moyenne des trois gisements.

La Figure 9.6 B discrimine cette fois les pyrites selon leur type. Celles-ci se distribuent sur un axe Co-As à Ni équivalent, dans l'ordre les pyrites massives, fissurales et interstitielles, tout en restant relativement proche de la moyenne globale des compositions. La pyrite du stockwerk se différencie néanmoins de tous les autres types en se rapprochant davantage du pôle nickelifère.

Les pyrites massives se trouvant uniquement sur Axara (traversées automatiques) et le stockwerk sur Ouiksane, la comparaison entre les gisements est possible uniquement sur les



(wt %)	SiO ₂ + Al ₂ O ₃ + MgO	SiO ₂ + Al ₂ O ₃ + MgO + MnO	SiO ₂ + Al ₂ O ₃ + CaO	TiO ₂ + Al ₂ O ₃ + MgO
<i>Ouiksane</i>				
Total	1,46	1,52	1,35	0,68
Magnétite magmatique	0,50	0,57	0,44	0,20
Magnétite de remplacement	2,08	2,15	1,84	1,27
Magnétite fissurale	1,20	1,26	1,16	0,41
<i>Magnétite de remplacement</i>				
Total	2,52	2,79	2,28	1,81
Ouiksane	2,08	2,15	1,84	1,28
Axara	3,63	4,41	2,92	3,72
Setolazar	2,08	2,14	2,23	0,77

- Ouiksane
- Axara
- Setolazar
- magnétite magmatique
- magnétite de remplacement
- magnétite d'ouverture (stockwerk)
- points EPMA ponctuels
- points EPMA traversées
- × moyenne des compositions d'un jeu donné
- × moyenne des compositions pour l'ensemble

Figure 9.4 : comparaisons des magnétites. (A) Par type à Ouiksane ; (B) Par gisements pour la magnétite de remplacement. Les éléments mineurs et traces sont reportés à 100 %. Les données reportées dans le tableau sont des moyennes.

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

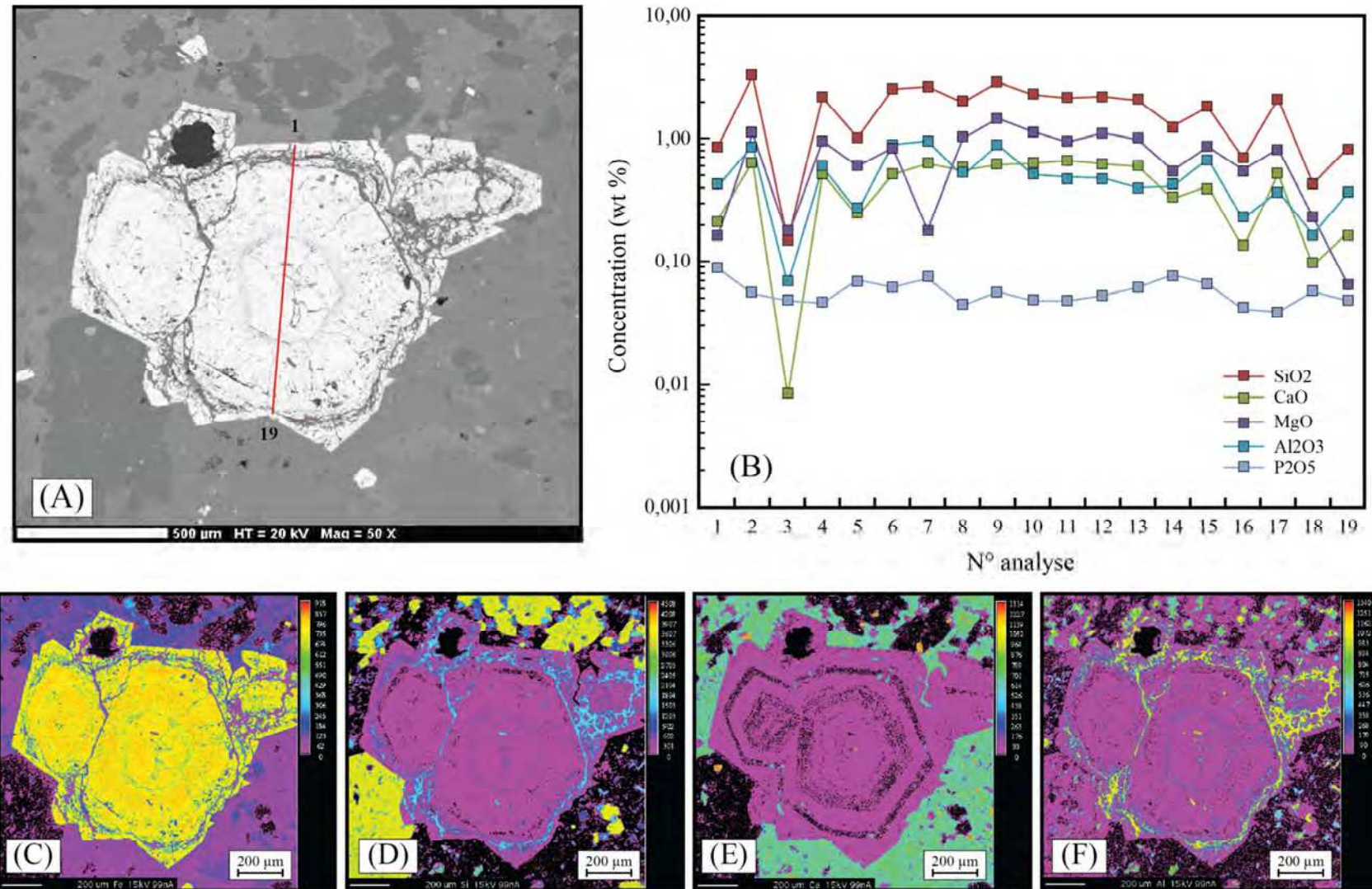


Figure 9.5 : traversée d'un minéral de magnétite automorphe zonée. (A) Image MEB du minéral ; (B) Représentation graphique de la traversée ; (C) à (F) Cartographies des éléments, respectivement Fe, Si, Ca et Al.

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

Sample	SiO ₂	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MnO	TiO ₂	FeO	NiO	Cr ₂ O ₃	Total
OUK113_1	0,86	0,22	0,16	0,41	0,01	0,09	0,00	0,01	88,06	0,00	0,00	89,82
OUK113_2	3,29	0,66	1,11	0,88	0,00	0,06	0,01	0,00	85,25	0,01	0,00	91,25
OUK113_3	0,15	0,01	0,16	0,07	0,00	0,05	0,00	0,00	92,08	0,00	0,00	92,52
OUK113_4	2,19	0,52	0,97	0,59	0,00	0,05	0,06	0,00	87,63	0,00	0,00	92,00
OUK113_5	1,03	0,24	0,60	0,26	0,00	0,07	0,02	0,00	89,89	0,00	0,00	92,11
OUK113_6	2,57	0,52	0,85	0,90	0,00	0,06	0,01	0,04	86,98	0,00	0,00	91,93
OUK113_7	2,67	0,63	0,18	0,96	0,00	0,07	0,00	0,00	85,72	0,00	0,00	90,24
OUK113_8	1,99	0,56	1,01	0,50	0,00	0,04	0,08	0,00	88,13	0,00	0,00	92,31
OUK113_9	2,91	0,62	1,48	0,90	0,00	0,06	0,00	0,02	85,81	0,02	0,00	91,82
OUK113_10	2,30	0,63	1,15	0,51	0,00	0,05	0,01	0,01	86,41	0,00	0,00	91,08
OUK113_11	2,17	0,67	0,95	0,49	0,00	0,05	0,00	0,00	87,83	0,00	0,00	92,17
OUK113_12	2,23	0,63	1,12	0,48	0,01	0,05	0,09	0,01	87,43	0,00	0,00	92,05
OUK113_13	2,08	0,60	0,99	0,40	0,00	0,06	0,07	0,00	87,41	0,00	0,00	91,61
OUK113_14	1,28	0,33	0,55	0,41	0,00	0,08	0,00	0,00	88,86	0,00	0,00	91,51
OUK113_15	1,83	0,41	0,87	0,69	0,00	0,07	0,00	0,00	88,24	0,00	0,00	92,10
OUK113_16	0,70	0,13	0,56	0,23	0,00	0,04	0,08	0,00	89,36	0,00	0,00	91,10
OUK113_17	2,14	0,52	0,83	0,38	0,00	0,04	0,04	0,00	88,03	0,01	0,00	91,99
OUK113_18	0,43	0,09	0,23	0,17	0,00	0,06	0,04	0,00	89,55	0,01	0,00	90,59
OUK113_19	0,85	0,17	0,07	0,37	0,01	0,05	0,01	0,04	84,52	0,00	0,00	86,08

Table 9.3 : report des analyses réalisées dans le cadre de la traversée d'un minéral de magnétite automorphe zonée (Figure 9.5).

pyrites fissurales (Figure 9.6 C) et interstitielles (Figure 9.6 D). On peut y voir que la chimie des pyrites est indépendante du type puisqu'elle reproduit les mêmes variations que celles observées précédemment en comparant les trois gisements. Ces tendances sont cependant mineures à l'échelle de la pyrite dans son ensemble puisque la somme (Co + As + Ni) ne représente que 0.24 wt % de sa composition chimique.

Si la pyrrhotite est très localement présente sous forme de minéralisation massive à Axara ($Fe_{6,72}S_7$, n=146), elle est également à titre de comparaison présente en « mouches » primaires dans la barre carbonatée sommitale à Setolazar ($Fe_{6,4}S_7$, n=8).

9.1.3 Minéralogie de la phase rétrograde

9.1.3.a La chlorite

Intimement associée à la calcite, la chlorite constitue un minéral hydrothermal omniprésent dans les trois gisements, que ce soit sous forme de clinocllore (Ouksane) ou de chamosite (Axara et Setolazar) (Table 9.4).

La composition chimique de la chlorite, et notamment les variations dans l'occupation des sites cristallins, est considérée comme dépendante de la température (CATHELIN & NIEVA, 1985 ; KRANIDIOTIS & MACLEAN, 1987) et constitue ainsi un géothermomètre utile pour estimer la température de l'évènement hydrothermal rétrograde. Nous avons utilisé trois

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

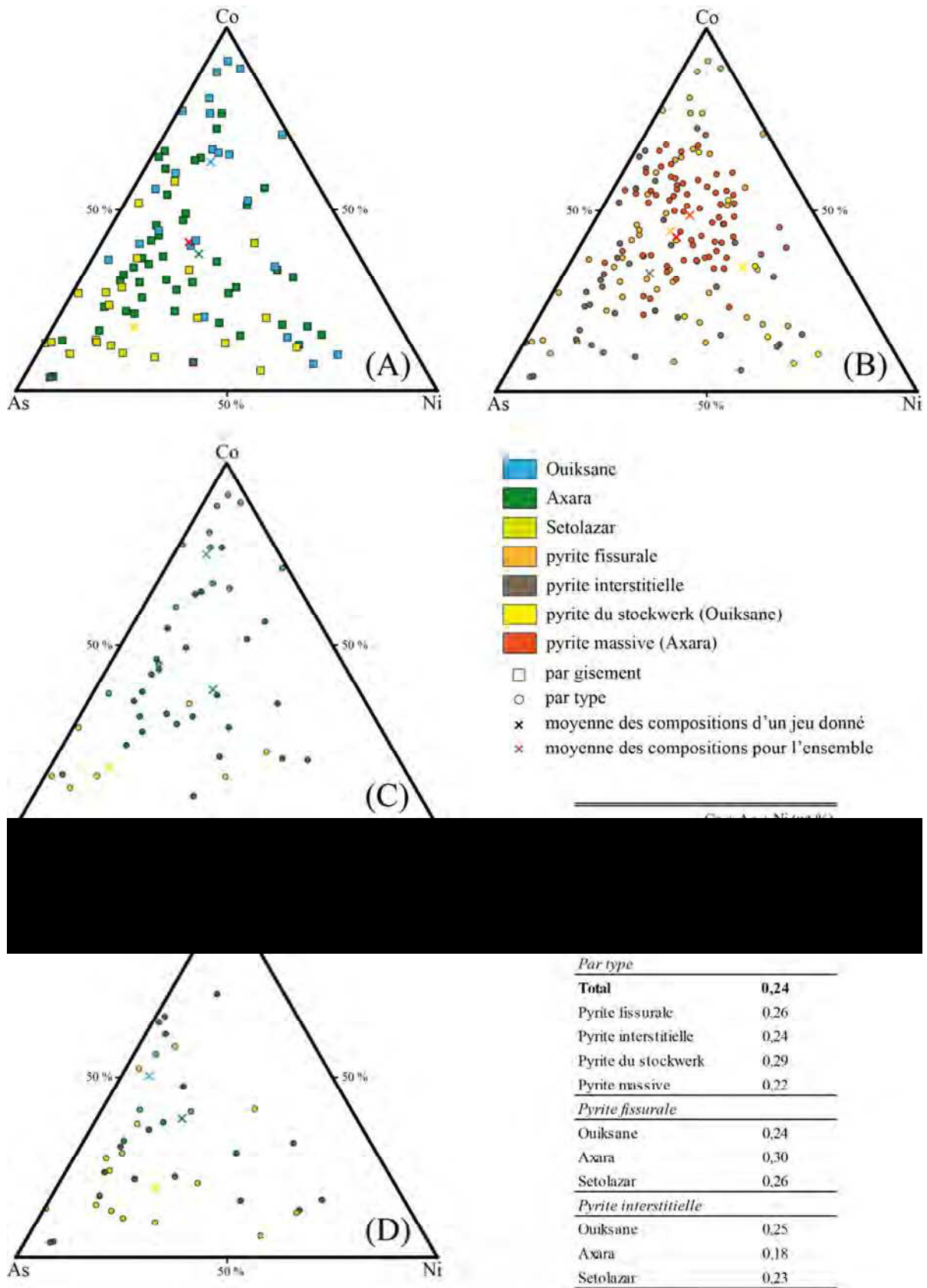


Figure 9.6 : minéralogie de la pyrite. (A) Comparaison par gisement de l'ensemble des pyrites. Seuls les points EPMA ponctuels y ont été représentés ; (B) Comparaison par type de l'ensemble des pyrites ; (C) Comparaison par gisement des pyrites fissurales ; (D) Comparaison par gisement des pyrites interstitielles. Les données reportées dans le tableau sont des moyennes.

méthodes différentes, qui se basent sur : [1] le contenu en Al^{IV} dans les sites tétraédriques, par CATHELINÉAU & NIEVA (1985), valide pour des températures de 150 à 300 °C ; [2] l'occupation des sites octaédriques, notamment par Fe et Mg et suivant la formule $(6 - Al^{IV} - (Mg + Fe^{2+}) = VAC^1)$, par CATHELINÉAU & NIEVA (1985), valide également pour des températures de 150 à 300°C ; [3] la formule $T (^{\circ}C) = 106 \times (Al^{IV} + 0.7 \times Fe/(Fe+Mg)) + 18$, par KRANIDIOTIS & MACLEAN (1987). Les résultats sont reportés dans la Table 9.4 et représentés dans la Figure 9.7.

Gisement	Formule structurale	n	[1]	[2]	[3]
Ouiksane	$(Mg_{2.76}Fe_{1.90}Al_{1.14})(Si_{3.12}Al_{0.88})O_{10}OH_{7.95}$	60	204 ± 29 °C	265 ± 11 °C	235 ± 35 °C
Axara	$(Mg_{2.05}Fe_{2.73}Al_{1.10})(Si_{3.01}Al_{0.99})O_{10}OH_{7.99}$	83	236 ± 14 °C	272 ± 6 °C	286 ± 17 °C
Setolazar	$(Mg_{0.48}Fe_{3.83}Al_{1.60})(Si_{3.16}Al_{0.84})O_{10}OH_{7.93}$	8	197 ± 27 °C	230 ± 12 °C	262 ± 31 °C

Table 9.4 : formules structurales des chlorites pour chaque gisement et calculs des géothermomètres par méthode (voir explications dans le texte).

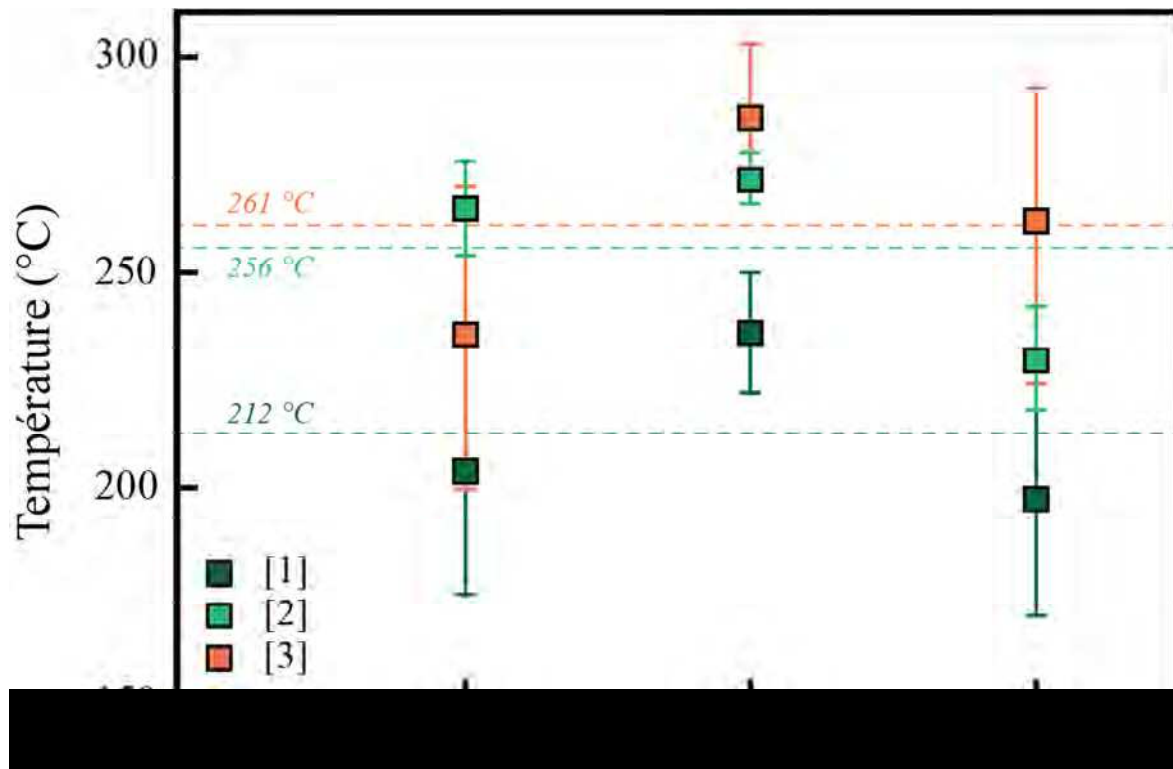


Figure 9.7 : représentation des températures obtenues au moyen des différents géothermomètres de la chlorite pour les trois gisements. Les lignes pointillées représentent la température moyenne de chaque méthode sur les gisements.

Les résultats des trois géothermomètres révèlent que quelle que soit la méthode, les températures au niveau de Axara sont plus élevées (236-286 °C) que pour les deux autres gisements qui se situent sur une même gamme de température (204-265 °C pour Ouiksane,

¹ Vacance des sites octaédriques.

197-262 °C pour Setolazar). Par ailleurs, les moyennes des méthodes [2] et [3] pour les trois gisements donnent des résultats similaires (respectivement, 256 et 261 °C) quand la moyenne de la méthode [1] est moins élevée à 212 °C. Rappelons que la température relevée par l'étude microthermométrique de JABRANE (1993) montre que la chloritisation se produit vers 262 °C.

La phase rétrograde débutant à des températures de 350-400 °C (MEINERT *et al.*, 2005), la chloritisation se produit à un stade tardif sur les gisements.

9.1.3.b La phlogopite – datations ^{40}Ar - ^{39}Ar de la minéralisation

La phlogopite est présente à Ouiksane et Axara. Dans les deux cas, elle est concomitante au minerai massif et représente l'un des minéraux hydrothermaux rétrogrades de l'endoskarn. La composition de la phlogopite n'a cependant été analysée qu'à Ouiksane (Figure 9.8), et ce afin de vérifier les teneurs en K_2O (6.05-10.77 wt %) avant de réaliser des datations ^{39}Ar - ^{40}Ar de la minéralisation. En effet, bien que rétrograde, le minéral est systématiquement associée à la magnétite massive (carapace et endoskarn).

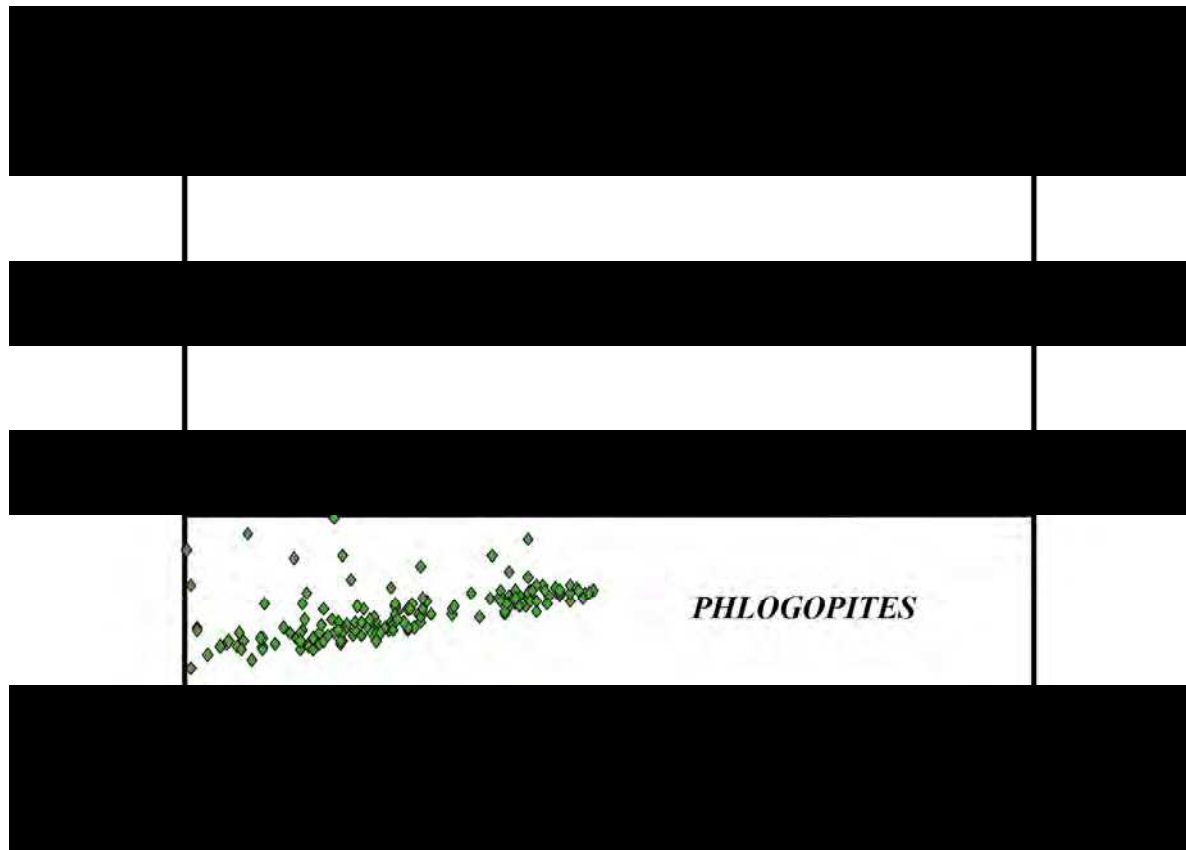


Figure 9.8 : report des XAl et XFe des phlogopites dans le graphe des micas noirs (DEER *et al.*, 1966).

Les phlogopites analysées ont été séparées à la main sous loupe binoculaire à partir des fractions tamisées fines de l'échantillon broyé au broyeur à mâchoires. OUK4b est une phlogopite dans la masse d'une roche concomitante au minerai massif tandis que OUK4 et OUK113 sont des phlogopites fissurales.

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

Les datations ^{40}Ar - ^{39}Ar ont été réalisées par Gilles Ruffet au laboratoire Géosciences Rennes, selon un protocole qui sera détaillé dans le Chapitre 11. Les résultats sont reportés dans la [Table 9.5](#) et représentés dans la [Figure 9.9](#).

OUK103 présente un âge plus vieux que l'âge ^{40}Ar - ^{39}Ar connu de l'Intrusion Centrale (7.58 ± 0.03 Ma ; DUGGEN *et al.*, 2005). Cette phlogopite fissurale a probablement subi un lessivage. L'âge obtenu pour ces phlogopites, sub-synchrone avec l'évènement minéralisateur, est donc de ca. 7.8 Ma.

Step	Laser power	36Ar/39Ar	37Ar/39Ar	38Ar/39Ar	40Ar/39Ar	39Ar	% 39Ar	Atm. Cont	40Ar*/39K	Age (Ma)	Error
OUK20_Phlogopite											
J = 7,07781E-3		Error J = 19,24849E-6									
1	330	1.262	1.036	0.251	381.515	6.518	0.061	98.752	4.723	59.45	29.97
2	390	0.169	2.744	0.054	50.238	17.473	0.225	99.799	0.100	1.27	5.36
3	450	0.043	3.359	0.027	13.034	36.843	0.570	96.220	0.489	6.24	2.93
4	520	0.010	0.225	0.023	3.702	242.171	2.842	83.359	0.610	7.79	0.39
5	570	0.001	0.026	0.021	1.015	592.506	8.401	41.435	0.588	7.51	0.18
6	250	0.001	0.005	0.021	0.833	980.818	17.605	27.814	0.595	7.60	0.08
7	680	0.000	0.007	0.021	0.695	1565.093	32.291	13.226	0.597	7.62	0.05
8	750	0.000	0.017	0.021	0.675	1581.514	47.131	9.825	0.603	7.70	0.08
9	850	0.000	0.036	0.020	0.666	1525.253	61.443	8.850	0.601	7.67	0.05
10	2222	0.000	0.037	0.021	0.647	4109.057	100.000	5.928	0.602	7.69	0.03
OUK4_Phlogopite											
J = 7,06206E-3		Error J = 19,20567E-6									
1	330	0.368	0.000	0.083	109.939	10.701	0.232	99.955	0.049	0.62	12.15
2	400	0.057	0.000	0.034	16.778	39.672	1.092	100.997	-0.167	-2.13	5.17
3	470	0.069	0.305	0.032	20.956	53.948	2.262	97.564	0.505	6.44	2.63
4	540	0.035	0.009	0.021	11.338	349.560	9.842	93.246	0.758	9.65	1.04
5	600	0.012	0.009	0.016	4.240	713.196	25.306	84.445	0.653	8.32	0.38
6	660	0.005	0.000	0.014	2.041	738.606	41.322	69.195	0.622	7.93	0.25
7	730	0.002	0.004	0.013	1.288	471.806	51.553	51.642	0.616	7.85	0.17
8	850	0.002	0.001	0.013	1.081	932.309	71.769	41.951	0.621	7.91	0.11
9	1100	0.001	0.004	0.013	0.852	1254.050	98.961	27.665	0.610	7.77	0.06
10	2222	0.002	0.000	0.012	1.100	47.903	100.000	42.566	0.626	7.97	1.03
OUK4B_Phlogopite											
J = 7,05421E-3		Error J = 19,18432E-6									
1	330	0.517	0.320	0.117	154.678	58.013	0.323	99.684	0.483	6.16	12.45
2	400	0.084	0.811	0.030	25.438	71.311	0.721	98.045	0.492	6.27	2.22
3	470	0.021	1.223	0.017	6.723	245.346	2.088	90.659	0.622	7.92	0.60
4	540	0.004	0.029	0.013	1.742	822.189	6.673	63.605	0.628	7.99	0.14
5	600	0.001	0.009	0.013	0.787	859.671	11.466	21.169	0.614	7.81	0.07
6	670	0.000	0.012	0.013	0.741	3512.262	31.052	15.945	0.617	7.85	0.03
7	720	0.000	0.016	0.013	0.676	2641.347	45.781	9.031	0.609	7.75	0.04
8	790	0.000	0.030	0.013	0.696	3545.421	65.551	11.305	0.611	7.77	0.04
9	850	0.000	0.023	0.013	0.658	1907.549	76.188	6.470	0.610	7.76	0.04
10	950	0.000	0.107	0.013	0.658	3018.525	93.019	5.972	0.613	7.80	0.03
11	1100	0.000	0.468	0.013	0.671	795.075	97.451	8.441	0.608	7.74	0.10
12	2222	0.000	0.233	0.012	0.690	457.172	100.000	12.843	0.595	7.58	0.16
OUK103_Phlogopite											
J = 7,06993E-3		Error J = 19,22706E-6									
1	330	0.305	0.000	0.075	92.024	15.731	0.261	98.969	0.939	11.97	12.54
2	400	0.125	0.000	0.005	38.489	1.400	0.284	96.891	1.185	15.09	42.37
3	450	0.073	0.529	0.032	22.293	44.042	1.013	97.279	0.601	7.66	2.39
4	520	0.037	0.274	0.023	11.633	134.590	3.243	94.642	0.617	7.87	1.09
5	590	0.010	0.020	0.016	3.625	1037.759	20.439	82.344	0.634	8.08	0.34
6	650	0.004	0.019	0.014	1.959	1314.073	42.214	66.846	0.643	8.20	0.16
7	730	0.003	0.000	0.014	1.608	855.275	56.386	59.697	0.641	8.18	0.11
8	850	0.003	0.003	0.013	1.378	914.157	71.534	53.970	0.628	8.01	0.15
9	1000	0.003	0.000	0.013	1.455	594.091	81.378	55.179	0.646	8.24	0.23
10	2222	0.002	0.000	0.013	1.193	1123.777	100.000	45.268	0.646	8.24	0.16

Table 9.5 : résultats complets des analyses ^{40}Ar - ^{39}Ar conventionnelles sur les phlogopites. Sont reportés le facteur J et son erreur, les ratios isotopiques et les âges apparents calculés en Ma avec leur erreur correspondante (1σ).

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

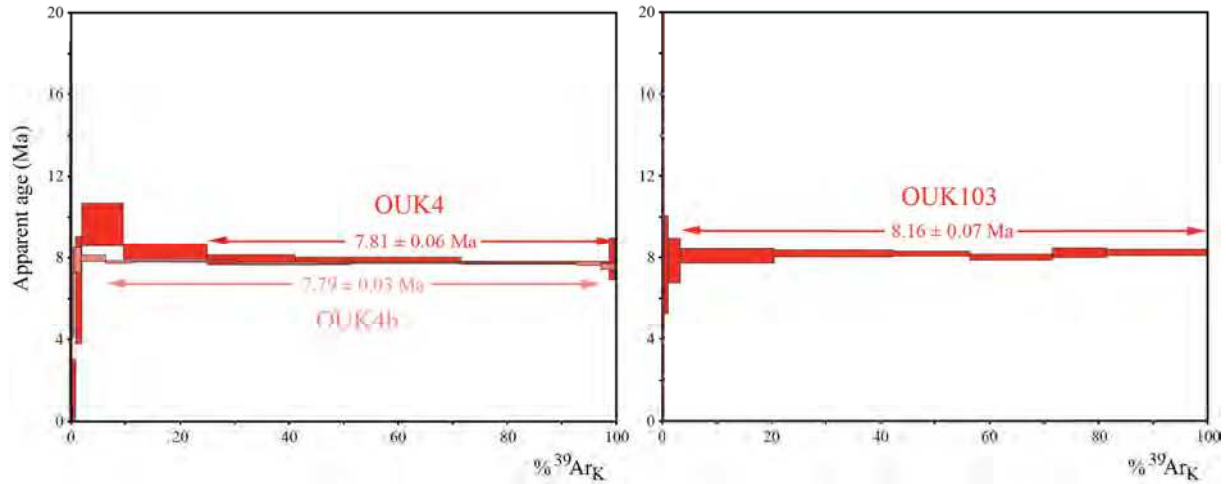


Figure 9.9 : synthèse des analyses ^{40}Ar - ^{39}Ar conventionnelles sur les phlogopites, présentées sous la forme de spectres.

9.1.3.c L'épidote

Les épidotes se retrouvent sur les trois gisements. Tardives à Ouiksane, elles sont souvent le produit de l'altération des pyroxènes dans les exoskarns de Axara et de Setolazar. Leurs compositions sont cependant très similaires et se rapprochent du pôle épidote (Table 9.6).

	Na ₂ O	K ₂ O	FeO	F	CaO	SiO ₂	MnO	Cl	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	V ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	Total
<i>Total</i>																
MIN	0,00	0,00	7,98	0,00	21,05	34,71	0,00	0,00	18,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	89,18
MAX	0,05	0,07	17,06	0,28	24,55	37,91	0,26	0,03	25,54	0,59	0,32	0,23	0,58	0,15	0,04	97,57
MOY	0,01	0,01	12,39	0,14	23,49	36,96	0,06	0,01	22,13	0,14	0,05	0,04	0,23	0,02	0,02	95,68
E.-T.	0,02	0,01	2,06	0,06	0,69	0,60	0,06	0,01	1,59	0,15	0,06	0,05	0,13	0,03	0,02	1,41
<i>Ouiksane n=9</i>																
MIN	0,00	0,00	10,35	0,18	21,05	34,71	0,00	0,00	19,88	0,05	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	89,18
MAX	0,02	0,01	13,29	0,28	24,54	37,38	0,16	0,02	23,60	0,59	0,32	0,23	0,14	0,09	0,04	97,27
MOY	0,00	0,00	11,83	0,23	23,35	36,45	0,05	0,00	21,79	0,22	0,14	0,05	0,09	0,01	0,02	94,23
E.-T.	0,01	0,00	1,01	0,04	0,99	0,84	0,06	0,01	1,18	0,16	0,09	0,07	0,04	0,03	0,02	2,36
<i>Axara n = 18</i>																
MIN	0,00	0,00	7,98	0,10	22,97	36,93	0,00	0,00	19,76	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	95,48
MAX	0,05	0,07	15,53	0,20	24,55	37,91	0,26	0,03	25,54	0,28	0,10	0,16	0,58	0,11	0,00	97,25
MOY	0,02	0,01	11,36	0,14	23,81	37,36	0,08	0,01	23,13	0,10	0,02	0,05	0,30	0,02	-	96,39
E.-T.	0,02	0,02	2,13	0,02	0,49	0,30	0,08	0,01	1,69	0,08	0,03	0,06	0,11	0,03	-	0,48
<i>Setolazar n = 17</i>																
MIN	0,00	0,00	11,29	0,00	21,86	34,85	0,00	0,00	20,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	93,32
MAX	0,05	0,05	15,31	0,23	24,20	37,38	0,17	0,03	23,24	0,56	0,14	0,12	0,49	0,15	0,00	96,70
MOY	0,01	0,01	12,62	0,11	23,29	36,83	0,05	0,01	21,96	0,19	0,05	0,04	0,22	0,01	-	95,36
E.-T.	0,02	0,01	1,57	0,07	0,76	0,58	0,05	0,01	0,96	0,20	0,04	0,04	0,14	0,04	-	1,01

Table 9.6 : compositions comparées des épidotes pour les trois gisements.

9.2 Approcher la source des métaux : analyses isotopiques du Pb

Si l'essentiel de la minéralisation des Beni Bou Ifrou est ferrifère, quelques manifestations à Pb-Zn de type épithermal apparaissent au niveau de Afra, au NE du massif, sous la forme de haldes d'anciens filons à galène-barytine (orientés N50-83, 70-80) aujourd'hui complètement exploités ; des manifestations similaires se trouvent au SW du Jbel Ouiksane et, à l'échelle de la Péninsule de Melilla-Nador, au Sud des Trois Fourches (Figure 9.10). A Ouiksane, des oxydes de manganèse et de la barytine sont également localement visibles dans l'*open pit*. Il est cependant difficile d'établir une chronologie claire entre les minéralisations à Fe et les minéralisations à Pb-Zn, que l'on ne voit jamais ensemble à l'affleurement.

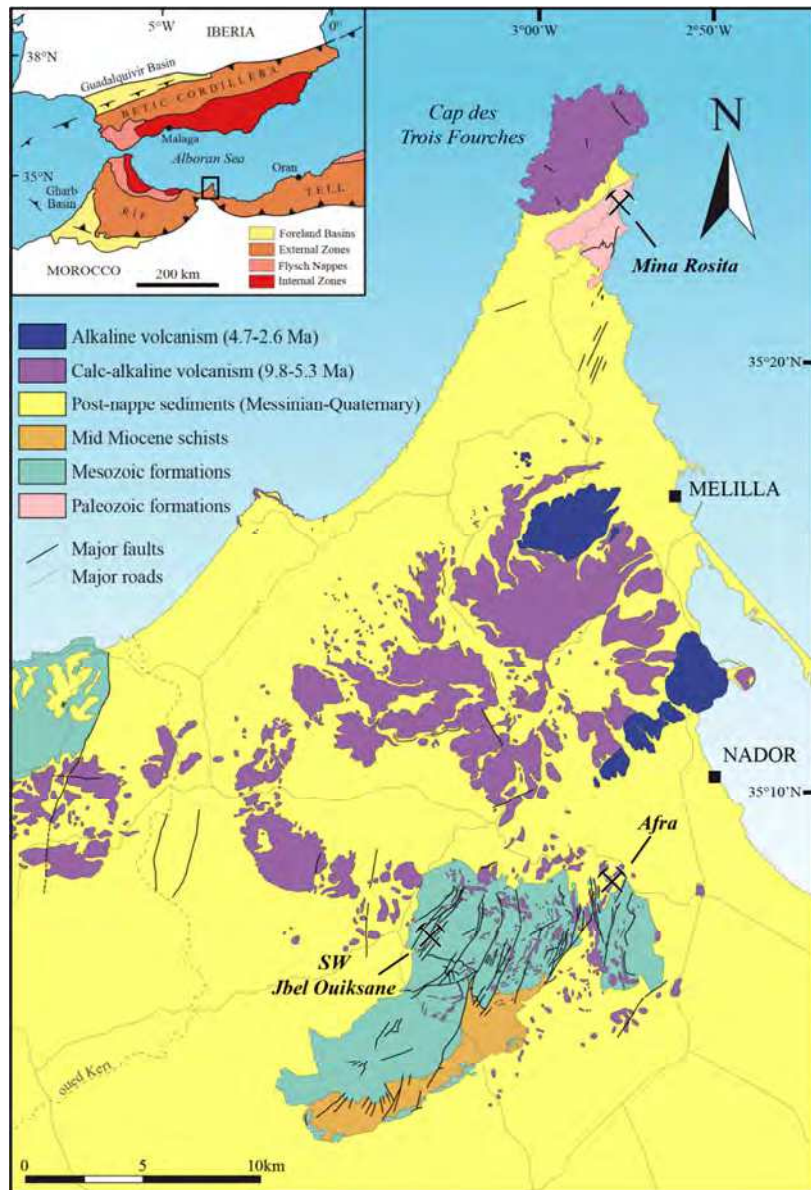


Figure 9.10 : localisation des galènes épithermales étudiées (carte géologique simplifiée de la péninsule de Melilla-Nador, d'après les cartes géologiques 1/50000 du Maroc, feuilles NI-30-XXI-2 d-XXII-1 c, NI-30-XXI-2b et NI-30-XXII-1a).

9.2.1 Préparation des échantillons et méthode analytique

Grâce aux données isotopiques du Pb disponibles pour les roches volcaniques du district (DUGGEN *et al.*, 2005), l'étude de la composition isotopique des métaux est décisive pour discuter leur source. Celles-ci ont donc été mesurées sur : (1) le minerai épithermal de la péninsule de Melilla-Nador : trois galènes collectées dans les déblais de Afra, une galène collectée *in situ* dans une veine à barytine au SW de Ouiksane, une galène sur l'ancien site de Mina Rosita (unité des Trois Fourches) ; (2) des pyrites de la phase rétrograde du skarn, au niveau des *open pit* de Ouiksane et de Axara.

La détermination des compositions isotopiques a été réalisée au GEOTOP à l'UQAM (Montréal, Canada), via l'utilisation d'un appareil Nu Plasma II MC-ICP-MS et à l'aide d'un système d'introduction de type Aridus II. Pour les galènes, les mesures ont été effectuées sur des galènes pures collectées à la main puis dissoutes dans une solution de 7N HNO₃. Pour les pyrites, entre 10 et 20 mg de poudre ont été dissous dans une solution de 7N HNO₃. Les résidus sont récupérés dans une solution de 1N HBr pour analyse du Pb. Le Pb a été séparé dans des colonnes Bio-Rad en polyéthylène de 10 ml à l'aide d'une résine Dowex anionique AG1-8X, en utilisant du 1N HBr pour éluer les autres éléments et du 6N HCl pour éluer le Pb. Les blancs pour tout le processus sont inférieurs à 250 pg.

Les procédures analytiques sont reportées dans BELSHAW *et al.*, (1998). Les répliques d'analyses du standard NBS-981 Pb présentent des valeurs moyennes de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.941 \pm 0.000$ (2 σ D), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.505 \pm 0.000$ (2 σ D) and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.731 \pm 0.001$ (2 σ D) (n=6).

9.2.2 Résultats et implications des compositions isotopiques du Pb

Les données isotopiques du Pb pour les métaux sont reportées dans la [Table 9.7](#) et représentées dans la [Figure 9.11](#) au côté des compositions isotopiques des roches volcaniques du district (DUGGEN *et al.*, 2005). L'âge récent des minéralisations (Miocène supérieur) ne rend pas nécessaire la correction des ratios isotopiques pour la désintégration radioactive *in situ*. La courbe de l'augmentation moyenne du Pb crustal de STACEY & KRAMER (1975) et la courbe du Pb orogénique de DOE & ZARTMAN (1979) sont également représentées pour références.

Considérant les courbes références de STACEY & KRAMER (1975) et de DOE & ZARTMAN (1979), les galènes étudiées sont assez radiogéniques et regroupées dans une fenêtre de compositions isotopiques montrant de faibles variations. Par ailleurs, les galènes ne présentent pas de variations particulières en fonction de leur localité (Afra, SW Ouiksane, Mina Rosita), et ce malgré la différence d'âge du socle encaissant, mésozoïque dans les Beni Bou Ifrou et paléozoïque aux Trois Fourches. Cette absence de variation plaide en faveur d'un évènement hydrothermal unique au travers de l'ensemble de la péninsule de Melilla-Nador. A cette échelle, il est possible de comparer le champ des compositions isotopiques des métaux du district avec ceux des centres magmatiques locaux. Selon DUGGEN *et al.* (2005), ces laves définissent deux groupes distincts évoluant dans le temps depuis une géochimie riche en Si et en K (de 7.58 à 4.8 Ma) à une géochimie pauvre en Si (de 6.3 à 3.73 Ma). La [Figure 9.11](#) suggère un lien génétique entre les galènes et le groupe riche en Si-K, sans en

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

appeler à une autre source de Pb. Au sein de ce groupe, les galènes montrent en outre une forte affinité avec la diorite de Ouiksane.

Sample	Localisation	Ore-type	Host-rock	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
AFRA1f	Afra	Galena	Cretaceous schists	18,782	15,661	38,868
AFRA4	Afra	Galena	Cretaceous schists	18,764	15,652	38,850
AFRA6	Afra	Galena	Cretaceous schists	18,787	15,659	38,872
OUK35	SW Jbel Ouiksane	Galena	Cretaceous schists	18,779	15,669	38,958
FOU4	Mina Rosita	Galena	Paleozoic substratum	18,779	15,655	38,870
AXA2	Axara	Pyrite	Cretaceous schists	19,045	15,655	39,145
OUK19	Ouiksane	Pyrite	Cretaceous schists	18,908	15,646	39,246

Analytical uncertainty on individual isotopic compositions is < 0.007 percent

Table 9.7 : relevé des compositions isotopiques du Pb pour les galènes et pyrites des Beni Bou Ifrou et des Trois Fourches.

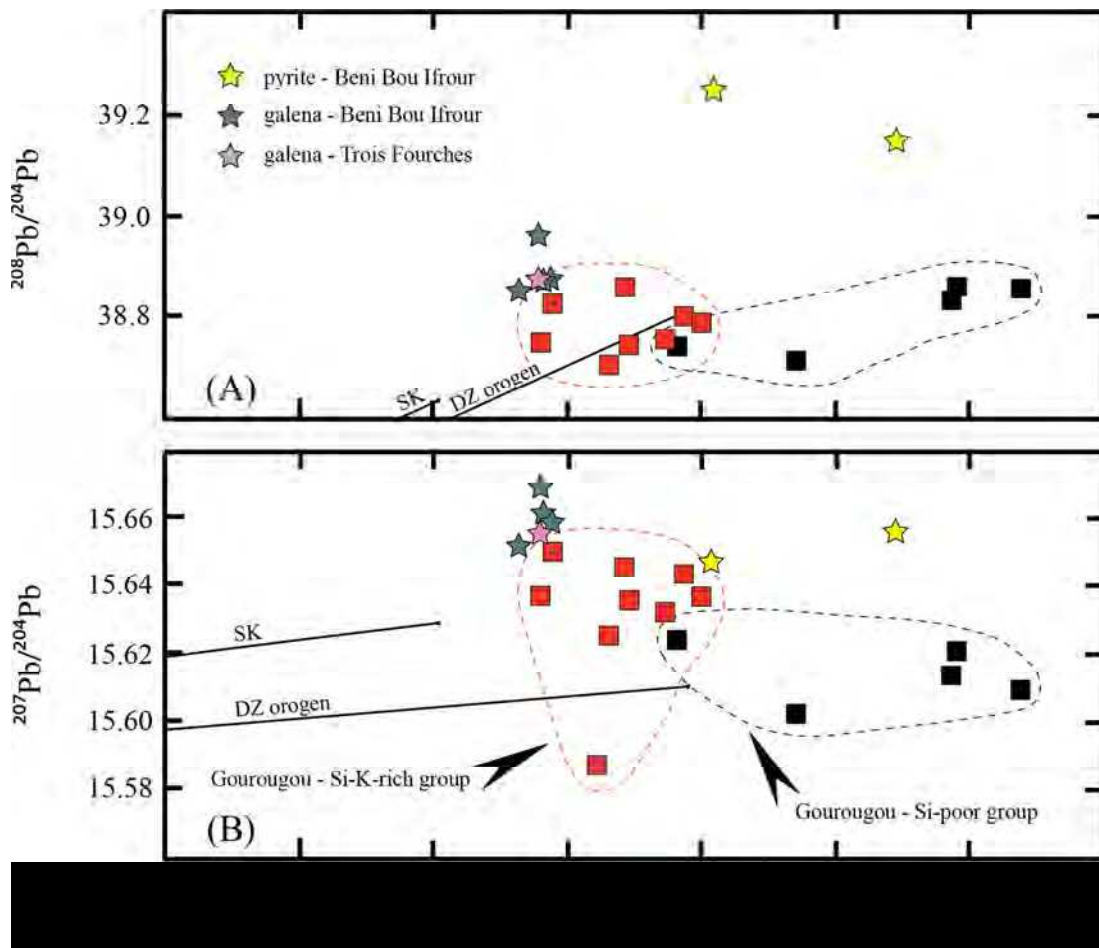


Figure 9.11 : diagrammes (A) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et (B) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour les minéraux métalliques (cette étude) et les roches magmatiques (DUGGEN *et al.*, 2005) de la péninsule de Melilla-Nador. L'Intrusion Centrale de Ouiksane est identifiée par une croix. SK et DZ orogen représentent respectivement les courbes de référence de croissance moyenne du Pb crustal de STACEY & KRAMER (1975) et DOE & ZARTMAN (1979).

En ce qui concerne les pyrites, il semble y avoir participation d'un milieu sédimentaire ; un mélange avec le Pb magmatique du groupe riche en Si-K est le plus cohérent. Ces résultats pourraient cependant refléter un enrichissement radiogénique des pyrites, ce qui les rend plus difficilement exploitables.

9.3 Le stockwerk, reflet d'un porphyre ?

La présence dans l'Intrusion Centrale de Ouiksane d'un stockwerk très pervasif et intensément altéré peut faire penser à première vue à un stockwerk de porphyre cuprifère. Il est en effet fréquent que des minéralisations de type porphyre et des skarns soient superposés par télescopage, et la question se pose d'autant plus que l'on trouve des minéralisations à Pb-Zn de type épithermal dans la zone (SILLITOE, 1994). Pour correspondre à un porphyre, ces stockwerks chloritisés devraient donc être enrichis en Cu et éventuellement en Au. Pour le vérifier, des analyses multi-éléments ont été réalisées au BRGM par Philippe Négrel sur (1) le stockwerk frais (OUK19) et (2) le stockwerk altéré (OUK7 et OUK11b). Ces analyses, dont les principaux éléments métalliques ont été reportés dans la Table 9.8, n'ont pas de visée quantitative mais servent plutôt à discuter cette possibilité d'un porphyre au niveau de Ouiksane.

	SiO ₂	Ag	As	Au	Bi	Co	Cr	Cu	Mo	Ni	Pb	Sn	W	Zn	Zr
	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
<i>limite de détection</i>	1	0,2	20	0,1	10	5	10	5	5	10	10	10	10	5	20
OUK19 frais	36,6	<LQ	77	<LQ	<LQ	51	51	11	226	13	<LQ	45	96	289	126
OUK7 altéré	20,6	<LQ	66	<LQ	<LQ	38	38	140	<LQ	<LQ	<LQ	15	<LQ	219	87
OUK11b altéré	53,2	<LQ	72	<LQ	<LQ	15	47	43	<LQ	<LQ	79	<LQ	<LQ	540	306

< LQ : sous la limite de détection

Table 9.8 : analyses multi-éléments sur des échantillons du stockwerk de l'Intrusion Centrale.

Quel que soit l'état d'altération de l'échantillon analysé, les éléments Ag, Au et Bi se trouvent sous la limite de détection. Les éléments Mo, Ni et W sont présents uniquement dans le stockwerk frais. Si une nette augmentation du Cu est également visible entre le stockwerk frais et le stockwerk altéré, les valeurs restent toutefois très largement inférieures à celles d'un porphyre (environ 1-2%).

Une étude récente de DECREE *et al.* (2013) préconise la prospection d'IOCG dans la ceinture des Maghrébides, notamment au niveau des Beni Bou Ifrou. A la lumière de ces analyses, il semble peu probable de trouver un gisement de type IOCG dans le massif.

9.4 Conclusions métallogéniques

Si l'on exclut les silicates progrades – dont les différences d'abondance et de typologie ne permettent pas de tirer de conclusion – il est possible de considérer que la minéralisation (magnétite hydrothermale et pyrite) et la phase rétrograde ne sont pas significativement différentes d'un gisement à l'autre : mêmes minéraux (Figure 9.12), compositions proches... Il

semble donc que l'évènement minéralisateur soit bien unique dans le massif des Beni Bou Ifrou. Les variations, dans l'ensemble mineures, s'expliquent probablement par des conditions de dépôt localement différentes.

Phase prograde	Minéralisation	Phase rétrograde	Oxydation supergène
		bréchification	
pyroxène	magnétite II	calcite II	calcite III
grenat	pyrrhotite	chlorite	hématite II et III (mushketovite)
calcite I		phlogopite	
magnétite I		épidote	
hématite I		titanite	
		pyrite	

Figure 9.12 : tableau minéralogique synthétique des gisements des Beni Bou Ifrou.

9.4.1 Les magnétites et l'origine du Fe

Plus de 600 analyses EPMA ont été réalisées sur les magnétites des Beni Bou Ifrou au cours de cette étude. Ces analyses montrent que les teneurs en éléments mineurs et traces sont loin d'y être négligeables (Table 9.9).

(wt %)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	MgO + MnO	TiO ₂
<i>Ouiksane (n = 392)</i>						
MOY-Total	0.76	0.46	0.14	0.24	0.31	0.20
E.-T.-Total	0.95	0.40	0.20	0.30	0.32	0.33
MOY-Magmatique	0.01	0.42	0.00	0.06	0.14	1.02
E.-T.-Magmatique	0.01	0.10	0.00	0.03	0.08	1.10
MOY-Remplacement	1.04	0.56	0.24	0.48	0.55	0.07
E.-T.-Remplacement	1.07	0.43	0.24	0.35	0.38	0.13
MOY-Fissural	0.67	0.40	0.09	0.13	0.19	0.21
E.-T.-Fissural	0.87	0.38	0.17	0.19	0.21	0.14
<i>Axara (n = 94)</i>						
MOY-Remplacement	1.33	1.09	0.51	1.22	1.99	0.28
E.-T.-Remplacement	1.45	1.17	0.73	1.52	1.87	0.40
<i>Setolazar (n = 139)</i>						
MOY-Remplacement	0.94	0.96	0.34	0.19	0.24	0.29
E.-T.-Remplacement	0.99	0.57	0.36	0.17	0.21	0.34

Table 9.9 : moyennes (MOY) et écarts-types (E.-T.) des teneurs en éléments mineurs et traces dans la magnétite des gisements des Beni Bou Ifrou.

Bien que les gisements des Beni Bou Ifrouf s'intègrent correctement dans le diagramme discriminant les oxydes par type de gisement (DUPUIS & BEAUDOUIN, 2011 ; Figure 9.13), la coupure effectuée par les auteurs à 2 wt % par élément n'est pas adaptée à ce type de gisement. A titre d'exemple, sur le gisement de Ouiksane, environ 13.2 % des analyses sont supérieures à cette coupure pour Si. Par ailleurs, SHIGA (1989) reporte jusqu'à 6.19 wt % de Si dans les magnétites du skarn à Fe-Cu de Kamaishi (NE Japon).

L'intégration de la silice dans la magnétite est un réel débat. Son statut est toujours indéterminé, interprété (1) par NEWBERRY *et al.* (1982) comme un composant FeSiO_4 de la solution solide de la magnétite, de très petites inclusions silicatées ou encore des « domaines » anormalement riches en Si d'origine inconnue, et (2) par WESTENDORP *et al.* (1991) comme la substitution du Fe^{3+} en site tétraédrique.

Dans les Beni Bou Ifrouf, les écarts-types des teneurs en éléments mineurs et traces sont statistiquement relativement proches des moyennes. L'absence de variations majeures semble suggérer qu'une intégration de la silice dans le réseau cristallin de la magnétite est plus cohérent que la présence de micro-inclusions, qui n'ont été repérées ni optiquement ni au MEB. Par ailleurs, la zonalité optique vue dans les cristaux de magnétite automorphe zonée ne s'est pas vérifiée au niveau chimique.

Des analyses statistiques plus poussées restent à envisager afin de mieux contraindre les variations de composition en éléments mineurs et traces de la magnétite, et peut-être de comprendre le statut de la silice dans la magnétite.

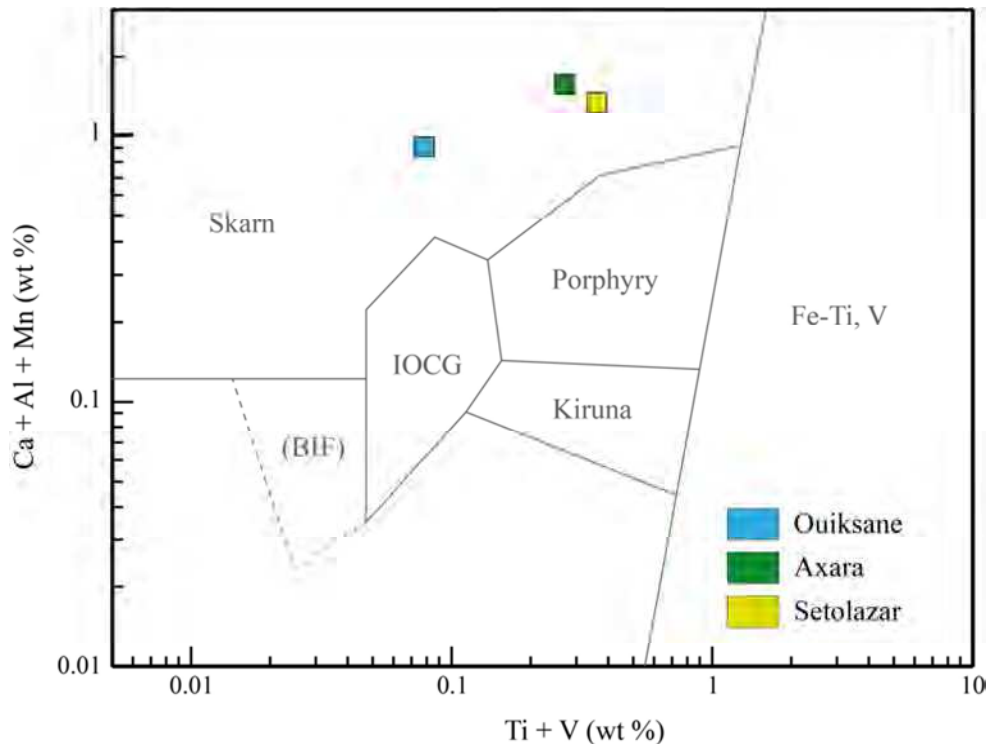


Figure 9.13 : diagramme Ca + Al + Mn vs Ti + V discriminant la composition des oxydes en fonction du type de gisement (DUPUIS & BEAUDOUIN, 2011).

La question de l'origine du fer dans les gisements de type skarn constitue un autre grand débat. A Ouiksane, la présence de la carapace de magnétite massive au front de

l'Intrusion Centrale plaide pour un rôle prépondérant de la granodiorite dans la genèse de la minéralisation. La composition des roches magmatiques associées aux minéralisations dans le massif des Beni Bou Ifrou est dans l'ensemble compatible avec celles des roches magmatiques associées aux skarns ferrifères à l'échelle mondiale (MEINERT, 1995 ; [Figure 9.14](#) ; voir détail des analyses chimiques dans le Chapitre 11).

Par ailleurs, un bilan géochimique quantitatif ([Table 9.10](#)) a été réalisé à Ouiksane entre la granodiorite de l'Intrusion Centrale et les faciès modifiés tels que l'endoskarn à pyroxènes ([Figure 9.15 A](#)) et le stockwerk ([Figure 9.15 B](#)).

Sample	OUK20	OUK26	OUK19
wt %	granodiorite	endoskarn à pyroxène	stockwerk frais
SiO ₂	58.79	44.71	35.67
Al ₂ O ₃	15.65	14.08	10.50
Fe ₂ O ₃	5.26	11.74	19.47
MnO	0.07	0.24	0.29
MgO	3.07	4.53	3.52
CaO	6.67	16.18	13.24
Na ₂ O	2.91	2.24	0.12
K ₂ O	4.67	0.94	2.75
TiO ₂	0.74	0.52	0.34
P ₂ O ₅	0.43	0.29	0.22

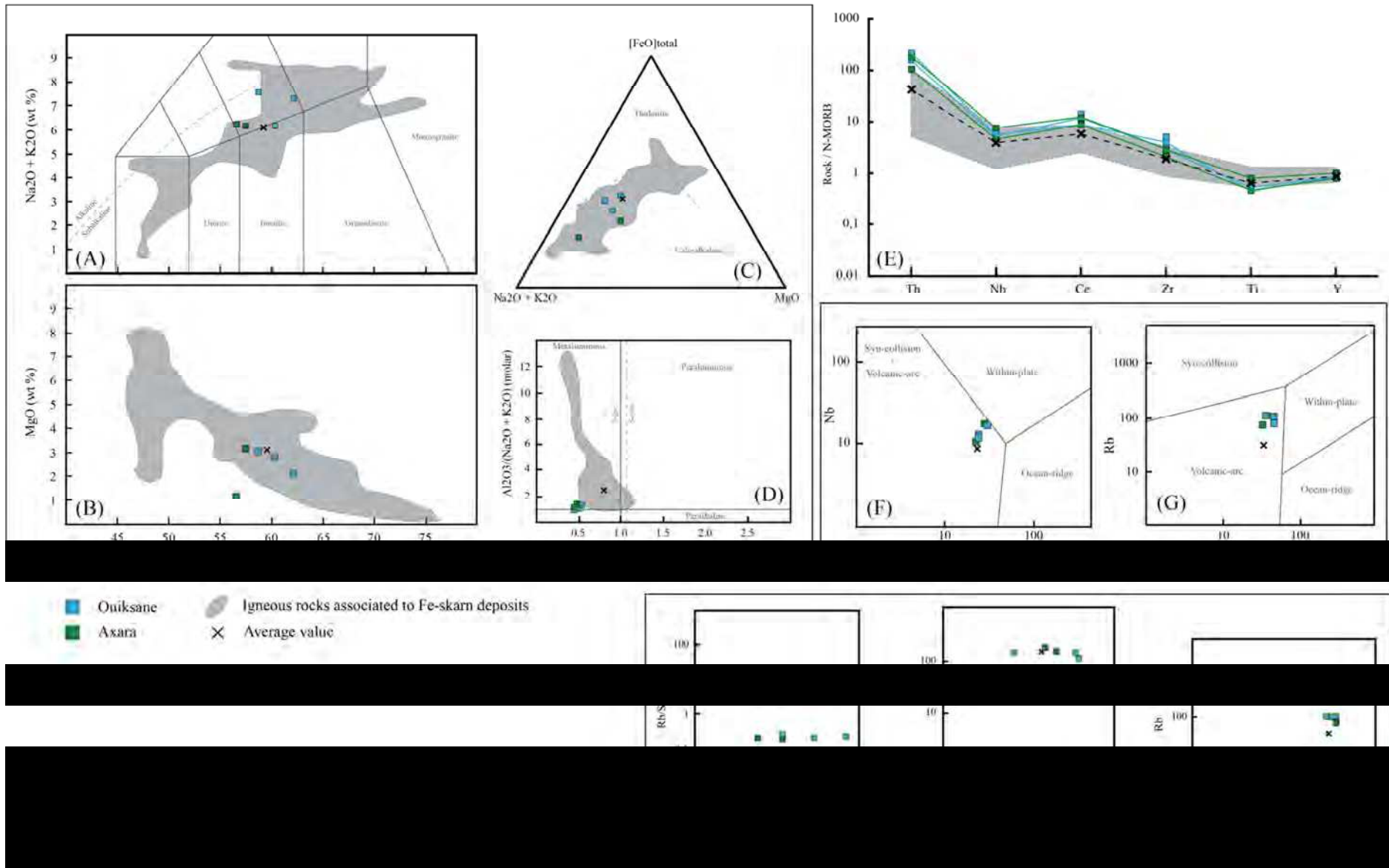
Table 9.10 : compositions géochimiques de l'apex sain de l'Intrusion Centrale et des formations métasomatisées (endoskarn et stockwerk).

Lors de la transformation de la granodiorite en endoskarn ([Figure 9.15 A](#)), P₂O₅, TiO₂, NaO, SiO₂ s'alignent sur la droite *isocon*, ainsi qu'Al₂O₃ dans une moindre mesure : les éléments P, Ti, Na, Si et Al ont donc été immobiles lors de cette transformation. Seul K₂O a été lessivé, tandis que MgO, MnO, et surtout Fe₂O₃ et CaO ont été enrichis. Cet enrichissement se traduit par la cristallisation de diopsides. Contrairement aux conclusions de JABRANE *et al.* (2001), les apatites et quartz présents dans l'endoskarn sont résiduels et non pas issus du métasomatisme, ce qui transparait par ailleurs en lame mince.

L'analyse géochimique du stockwerk ([Figure 9.15 B](#)) montre que TiO₂, K₂O, SiO₂, Al₂O₃ et MgO ne changent pas au cours de la transformation métasomatique. Seul NaO est lessivé, tandis que CaO et Fe₂O₃ sont enrichis. P₂O₅ et MnO montrent également de forts enrichissements.

Les éléments immobiles sont globalement les mêmes d'une transformation à l'autre. L'enrichissement en Fe et Ca se retrouvent dans les deux transformations métasomatiques ; ces éléments sont apportés par les solutions hydrothermales minéralisantes, sans doute après lessivage de la granodiorite pour Fe, et l'encaissant carbonaté pour Ca. Par ailleurs, le stockwerk, précoce dans l'histoire de la granodiorite, est moins enrichi en Ca que l'endoskarn. L'interaction avec l'encaissant y est donc probablement moins marquée.

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?



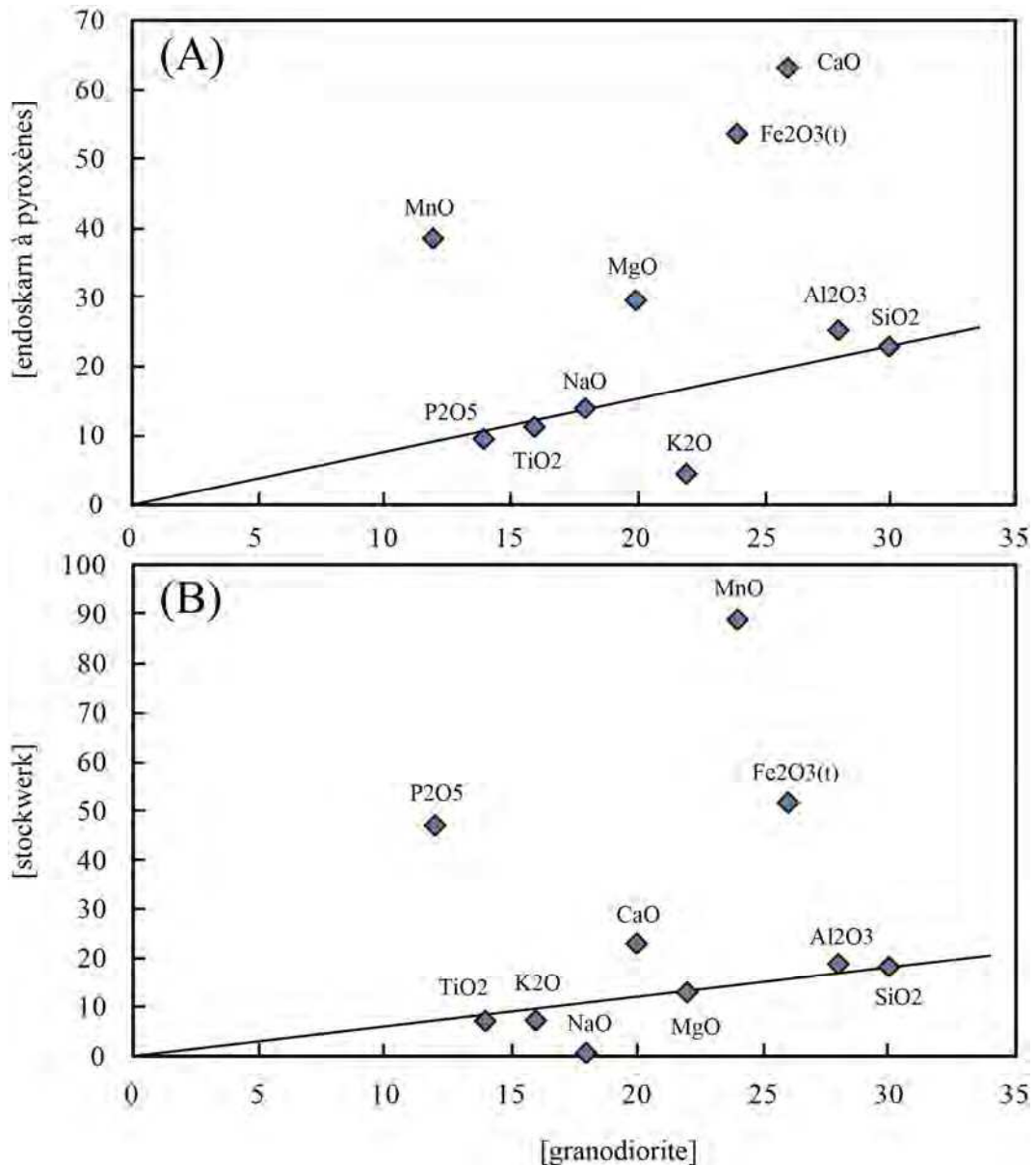


Figure 9.15 : bilans géochimiques quantitatifs dans (A) l'endoskarn et (B) le stockwerk. Les droites représentent les *isocon* de GRANT (1986) qui définissent les éléments restés immobiles au cours de la transformation métasomatique.

Page précédente

Figure 9.14 : caractérisations chimiques des roches magmatiques grenues associées aux minéralisations ferrifères des Beni Bou Ifrou. (A) à (D) Eléments majeurs : diagramme TAS (*Total Alkali vs Silica*) (A), diagramme MgO vs SiO₂ (B), diagramme AFM (*Alkali-Fe-Mg*) (C) avec limite calco-alcalin/tholéïitique de IRVINE & BARAGAR (1971), index de saturation de l'Al (D) ; (E) à (J) Eléments traces : abondance des éléments traces normalisée aux N-MORB (PEARCE, 1996) (E), diagrammes discriminants pour les environnements pétrogénétiques (F) et (G), contenu en éléments traces (H) à (J). Les champs de compositions et moyennes pour les roches magmatiques associées aux skarns ferrifères mondiaux sont issus de MEINERT, 1995.

9.4.2 Apports des analyses isotopiques du Pb

Les analyses isotopiques du Pb effectuées sur des galènes épithermales et des pyrites de la phase rétrograde montrent qu'il est cohérent d'envisager le magmatisme des Beni Bou Ifrou, et particulièrement les roches plutoniques, comme source des métaux pour les gisements du massif.

9.4.3 Datation de la minéralisation

A ce jour, seule une datation a été réalisée sur la minéralisation des Beni Bou Ifrou : il s'agit d'un âge K-Ar sur roche totale d'un skarn à épidote situé au niveau de Bokoya, dont l'âge est de $7,04 \pm 0,47$ Ma (EL RHAZY & HAYASHI, 2002). Les auteurs comparent cet âge à celui de la granodiorite de Ouiksane (datation K-Ar sur biotite), pour lequel ils obtiennent $8,02 \pm 0,22$ Ma. Ils estiment que la concordance des âges reflète un lien génétique fort entre le skarn et la granodiorite. L'écart d'1 Ma est imputé au refroidissement de la granodiorite, la biotite étant précoce dans la cristallisation.

Il paraît étrange de comparer ces deux âges quand on connaît les différences de typologie de ces deux sites en termes de minéralisation (bien que l'évènement minéralisateur semble contemporain à l'échelle du massif). Par ailleurs, à la lumière des séquences paragenétiques, le choix de l'épidote, bien souvent très rétrograde, ne paraît pas le meilleur pour obtenir un âge le plus juste pour l'évènement minéralisateur. L'étude microscopique des paragenèses associées au minerai révèle en effet qu'il est bien plus intéressant de choisir la phlogopite. Celle-ci, bien qu'également rétrograde, est plus rare mais systématiquement associée à la magnétite massive (carapace et endoskarn). Par ailleurs, elle est riche en K, contenant de 6,05 à 10,77 wt % de K_2O , ce qui permet de travailler sur particule, et se trouve à Ouiksane même.

L'âge obtenu (*ca* 7,8 Ma) se révèle ainsi beaucoup plus proche de celui de la granodiorite, l'écart étant ramené à 0,2 Ma.

9.4.4 La question des silicates de terres rares

Le gisement de Ouiksane présente un endoskarn veineux secondaire comportant des silicates de terres rares encore indéterminés, mais pouvant s'apparenter à (1) de la gatelite $(Ca, Ce)_4(Al, Mg, Fe)_4(Si_2O_7)(SiO_4)(O, F, OH)_3$ (BONAZZI *et al.*, 2003), ou à (2) de la västmanlandite $(Ce, La)_3CaAl_2Mg_2(Si_2O_7)(SiO_4)_3(OH)_2$ (HOLTSTAM *et al.*, 2005).

Bien que les analyses EDS semblent montrer une grande richesse en LREE, il paraît difficile d'établir un lien avec la « Ceria story » des skarns à LREE découverts à Bastnäs (Suède). Ces silicates de terres rares ont en effet été trouvés de façon extrêmement localisée et ce seulement à Ouiksane au niveau de l'endoskarn. Il faut néanmoins rappeler que celui-ci est presque absent, ce qui pourrait introduire un biais dans les observations.

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

Partie III

Evolution tectono-sédimentaire et magmatique du massif des Beni Bou Ifrou

Que ce soit à cause des conditions d’affleurement ou de la perturbation par la tectonique fragile tardive, le massif des Beni Bou Ifrou est dans son ensemble difficile à appréhender. Si KERCHAoui (1985, 1994) s’y est intéressé de façon extensive, le massif a été délaissé par les travaux scientifiques qui dans le Rif oriental se sont davantage consacrés aux fenêtres de socle métamorphique (massif des Tamsamani, FRIZON DE LAMOTTE, 1985 ; massif des Trois Fourches, NEGRO, 2005, NEGRO *et al.*, 2007). Le massif des Beni Bou Ifrou présente pourtant plusieurs atouts. Notamment, la compréhension de ses modalités de surrection (et sa chronologie) pourrait apporter de nouvelles contraintes concernant l’évolution géologique du Rif oriental.

Cette partie rassemble les différentes observations et contraintes géochronologiques apportées qui ont permis la construction d’un modèle d’évolution tectono-sédimentaire et magmatique du massif des Beni Bou Ifrou, dans lequel les minéralisations sont intégrées :

- Chapitre 10 : Apports de terrain à l’étude tectono-sédimentaire des Beni Bou Ifrou
- Chapitre 11 : Nouvelles contraintes chronologiques pour le massif des Beni Bou Ifrou
- Chapitre 12 : Synthèse, interprétations et construction du modèle

Apports de terrain à l'étude tectono-sédimentaire des Beni Bou Ifrou

Les observations rapportées dans les prochaines pages sont le fruit de trois campagnes de terrain menées au cours de ce travail : (1) du 1^{er} au 7 octobre 2010, (2) du 13 au 30 septembre 2011 et (3) du 3 au 12 octobre 2012. La première partie reprendra brièvement les éléments de structures observés au niveau des gisements pour en déduire la dynamique du Domaine Nord. La deuxième partie s'attachera aux formations du Domaine Sud, dont l'agencement et la déformation donnent des informations sur le soulèvement du massif. L'étude détaillée de plusieurs sites permet de mieux contraindre quelques points clés de la géologie locale ; ce chapitre propose un schéma structural modifié du massif des Beni Bou Ifrou ([Figure 10.1](#)), ainsi que les coupes qui montrent l'interprétation structurale qui en est faite.

10.1 Eléments de terrain du Domaine Nord

Les terrains du Domaine Nord forment dans l'ensemble une même série schisteuse datant du Crétacé inférieur, qui comprend des passées plus carbonatées ou gréseuses (cf. Chapitre 3). Signe de l'activité minière passée, ils sont recouverts de nombreux déblais miniers qui n'en facilitent pas l'exploration. Finalement, c'est au sein des gisements que les structures de l'ensemble s'appréhendent le mieux ; les informations qui y ont été recueillies dans la Partie II sont ici réunies en une coupe WE interprétative ([Figure 10.2 A](#)).

Les bordures du massif n'en sont pas moins masquées par l'abondance de dépôts volcano-sédimentaires qui en recouvrent les flancs. Un affleurement au NW du massif, au contact avec le volcan du Belouzir, présente cependant quelques informations intéressantes qui seront ici exposées.

10.1.1 Coupe WE entre Ouiksane et Setolazar

La coupe WE réalisée rejoint le gisement de Ouiksane à celui de Setolazar *s.s.* ([Figure 10.2 A](#)). Elle diffère significativement de celles proposées par RHODEN & ERENO (1962 ; [Figure 3.8 B](#)) et par KERCHAOUI (1985, 1994 ; [Figure 3.4 AB](#)).

Du point de vue du magmatisme, le site de Axara peut être connecté à celui de Ouiksane par la lame intrusive constituant l'Intrusion Centrale, et ce au travers de l'accident de l'oued Ouiksane. A Setolazar seuls des dykes laviques s'expriment. Dans le secteur nord-oriental des Beni Bou Ifrou, la trace cartographique des intrusions magmatiques

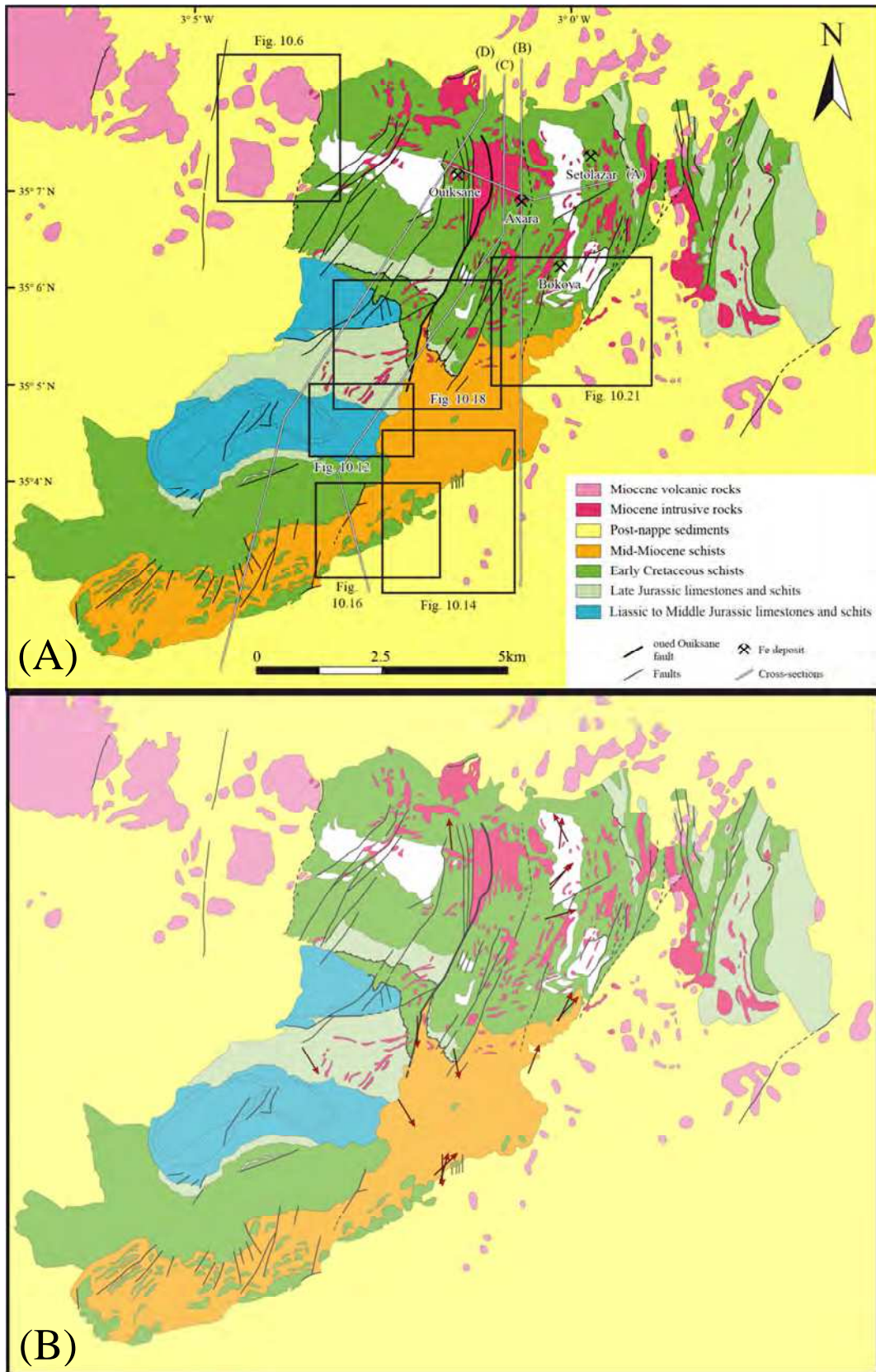


Figure 10.1 : schéma structural réinterprété du massif des Beni Bou Ifrouf (ce travail). (A) Les cadres indiquent les différents sites étudiés dans le détail ; (B) Les flèches rouges représentent les cisaillements et linéations d'étirement relevés sur le terrain.

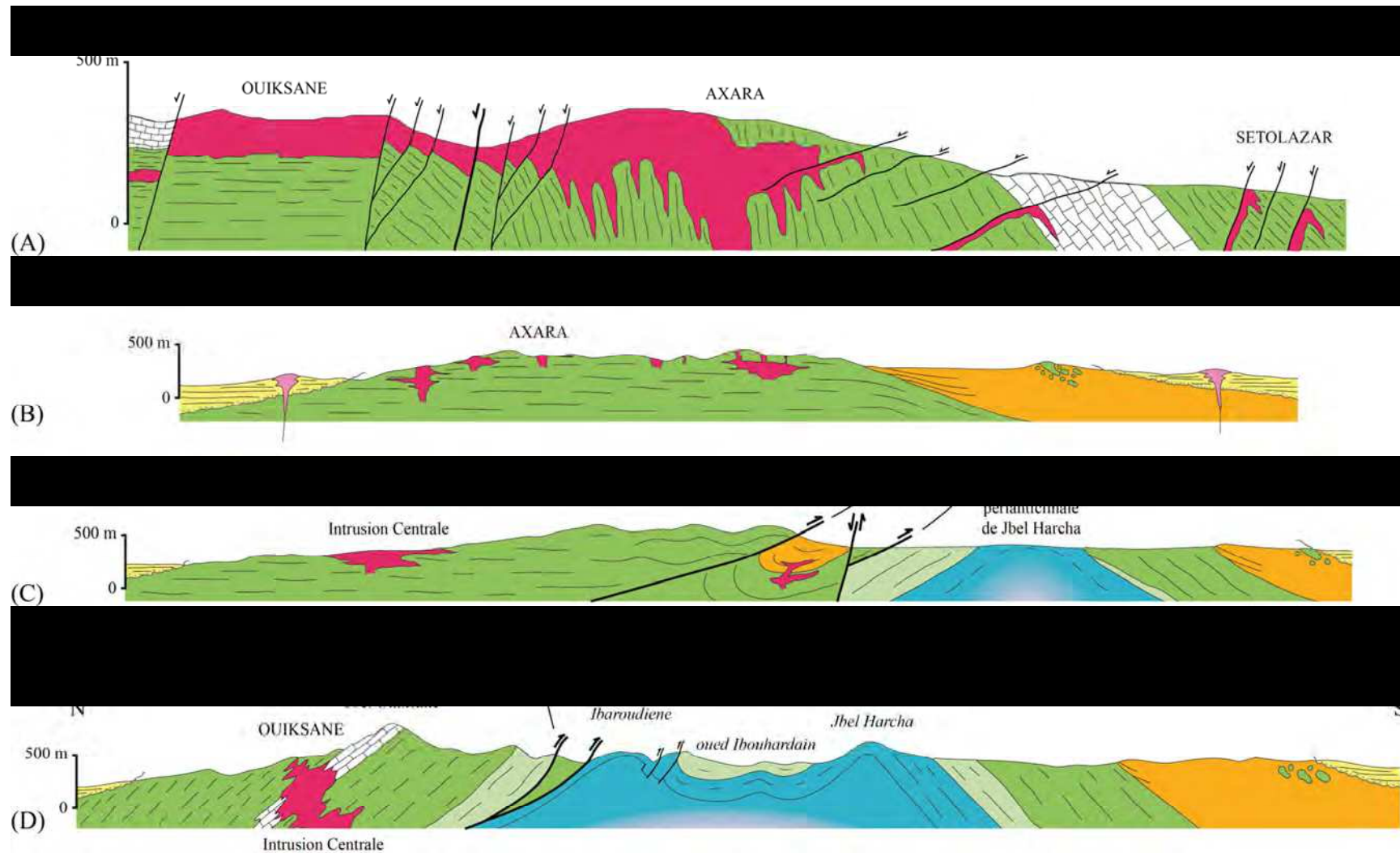


Figure 10.2 : coupes géologiques du massif des Beni Bou Ifrou (ce travail). (A) Coupe WE du Domaine Nord entre les gisements de Ouiksane et de Setolazar ; (B), (C) et (D) Coupes NS de l'ensemble du massif, dans le secteur oriental (B), intermédiaire (C) et dans le secteur occidental (D). Les unités géologiques reprennent la légende de la [Figure 10.1](#) où sont également indiqués les tracés des coupes. Pour les localités, se référer à la [Figure 3.1](#).

s'incurve et semble matérialiser un dôme (Figure 10.1) : en profondeur, celles-ci forment donc un réseau en dykes et sills interconnectés, ou « arbre de Noël ». Cette hypothèse est appuyée par plusieurs arguments : (1) le socle laccolitique proposé par VILAND (1977) sous l'ensemble du massif, (2) les données de sondages réalisés au niveau de la bande minéralisée de Setolazar-Bokoya (Figure 10.3), qui montre en profondeur la connexion régulière entre des dykes et des sills, (3) la géométrie à l'affleurement des intrusions magmatiques, qui au niveau des gisements alternent régulièrement entre dyke et sill (cf. Partie II), et (4) la présence d'indices de fer (veines, plaquages) dès qu'une lithologie est carbonatée. Par ailleurs, ce modèle place Setolazar dans la partie sommitale du complexe plutonique, ce qui respecte sa position supérieure au sein de la série stratigraphique crétacée du Domaine Nord (cf. Chapitre 3). L'arbre de Noël pourrait en outre avoir constitué une chambre magmatique intermédiaire pour les roches volcaniques qui environnent le massif.

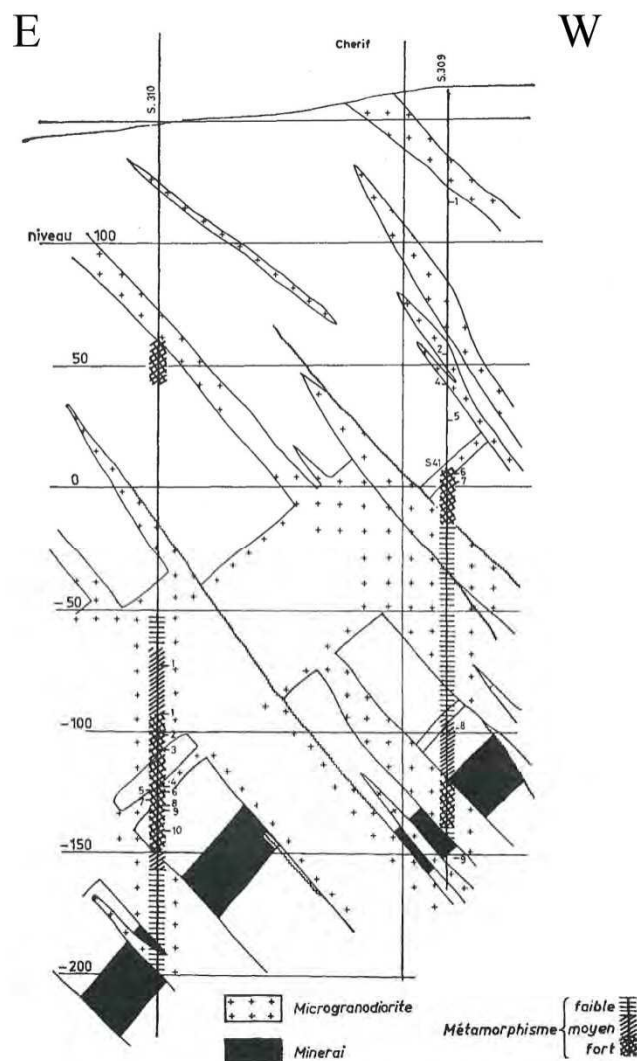


Figure 10.3 : coupe de deux sondages à Chérif (Setolazar) illustrant la répartition du métamorphisme en profondeur (RHODEN & ERENO, 1962). On peut y voir que les intrusions magmatiques tantôt suivent la stratigraphie (ici soulignée par le minerai en noir) sous forme de sill, ou la recoupent sous forme de dyke. Les uns et les autres sont connectés.

Du point de vue des structures, les travaux précédents représentent de grandes failles plates à caractère listrique dans le secteur nord-oriental, interprétées comme des chevauchements vers l'Ouest responsables de la rotation de la série à Axara, et dont le plus important occasionnerait un déplacement d'environ 700 m (RHODEN & ERENO, 1962). Cependant, ces auteurs placent ces chevauchements tardivement par rapport aux minéralisations, Setolazar et Axara ne représentant qu'un même groupe minéralisé par la suite démantelé. Cela n'est pas compatible avec le calendrier tectonique proposé par KERCHAOU (1994) : cette phase, restreinte au secteur, se produit de façon précoce dans l'histoire du massif des Beni Bou Ifrou, soit antérieurement à la mise en place des intrusions magmatiques et donc aux minéralisations ferrifères. Enfin, l'existence de ces failles a été déduite sur la base de sondages et jamais vues sur le terrain.

Dans les faits, les failles de Axara sont trop plates pour correspondre strictement à celles de Ouiksane : 30-35° de pendage en moyenne, pour des pendages souvent supérieurs à 70° à Ouiksane. Ce sont cependant des failles normales qui occasionnent dans le gisement un décalage au maximum plurimétrique. Ce décalage limité est également visible dans le paysage au niveau de la crête de Iberkane (Figure 10.4), que les différents auteurs susmentionnés présentent comme chevauchante. Un basculement du secteur est donc effectivement envisageable, postérieur à un évènement tardif qui recoupe l'ensemble du Domaine Nord de failles normales subméridiennes. Rappelons que la coupe de principe sur le gisement de Ouiksane (Figure 6.12) montre que le couloir de failles de l'oued Ouiksane provoque le basculement progressif de l'Intrusion Centrale : l'ampleur de cet accident pourrait expliquer le basculement à Axara, visible au niveau des failles mais aussi des stratigraphies.



Figure 10.4 : panorama du Jbel Iberkane (secteur nord-oriental, entre Axara et Setolazar). En carte, la crête est représentée par un chevauchement ; le décalage, visible dans le paysage, est cependant clairement normal et d'envergure limitée.

Très localement cependant, quelques indices de déformation ductile sont associés à des failles plates (Figure 10.5). En effet, dans le prolongement de failles normales basculées (Figure 10.5 A) à jeu cassant (cataclasites et fentes de tension à remplissage quartzeux), des

amandes à quartz et chlorite (Figure 10.5 C) forment une semelle oblique sur la schistosité (Figure 10.5 B).

La coupe WE réalisée au cours de ce travail s'arrête au niveau du gisement de Setolazar, sans prendre en compte la partie nord-orientale du massif où les minéralisations à Pb-Zn de Afra sont encaissées. Cette zone, très complexe cartographiquement, pourrait effectivement résulter de chevauchements vers l'Ouest.

10.1.2 La bordure NW du massif

La limite NW du massif, au niveau du volcan du Belouzir, est bordée d'une faille normale (Figure 10.6 A). Une coupe de principe (Figure 10.6 B) montre que les volcanites s'enfoncent sous les sédiments messiniens et les terrasses quaternaires (Figure 10.6 C). Au niveau d'un talweg, une faille normale (localement N 150, 40 W) met en contact des sables volcaniques resédimentés (sables à contenu volcanique assez homogène, quelques ponces) avec le socle schisteux par le biais d'une gouge de faille (Figure 10.6 D). De couleur jaunâtre, celle-ci fait au minimum 30 cm d'épaisseur et comprend de nombreux éléments de socle. De plus petites failles se raccordent à l'accident marqué par la brèche (Figure 10.6 E), et montrent un jeu syn-sédimentation. Au-dessus de la faille, les sables volcaniques resédimentés s'horizontalisent peu à peu.

Si nous n'avons pas été en mesure de suivre ce contact tectonique, il se poursuit très certainement le long de la bordure du massif. Cette faille a probablement participé à l'individualisation du bassin de Kert au Tortonien, puis rejoué au Messinien, accentuant le relief préexistant. Ces observations diffèrent de celles de MOREL (1987). Celui-ci n'a d'une part pas reporté la présence du contact faillé. Par ailleurs, il estime que « Les laves du Belouzir [...] reposent à la fois sur les marnes messiniennes et sur le substratum métamorphique des Beni Bou Ifrou » et « les coulées et cinérites de ce volcan sont interstratifiées dans les marnes messiniennes. » quand nous les voyons s'enfoncer sous les sédiments et que le matériel volcanique est resédimenté. Une datation récente du volcanisme du Belouzir lui donne un âge de $7.86 \text{ Ma} \pm 0.3 \text{ Ma}$ (EL BAKKALI *et al.*, 1998), ce qui semble conforter davantage nos observations.

10.2 Eléments de terrain du Domaine Sud

Contrairement au Domaine Nord et son unique série sédimentaire, plusieurs ensembles stratigraphiques composent le Domaine Sud (cf. Chapitre 3), que l'on peut regrouper en quatre (Figure 10.1) : (1) les calcaires liasiques à jurassiques au cœur des anticlinaux, (2) les ferryschs du Jurassique supérieur, (3) les schistes néocomiens qui prennent en écharpe les deux anticlinaux et enfin (4) la série du Miocène moyen. Ce dernier faciès, rattaché à la première transgression marine dans le Rif oriental, est crucial pour contraindre l'histoire tectonique du massif des Beni Bou Ifrou, et tout particulièrement son soulèvement.

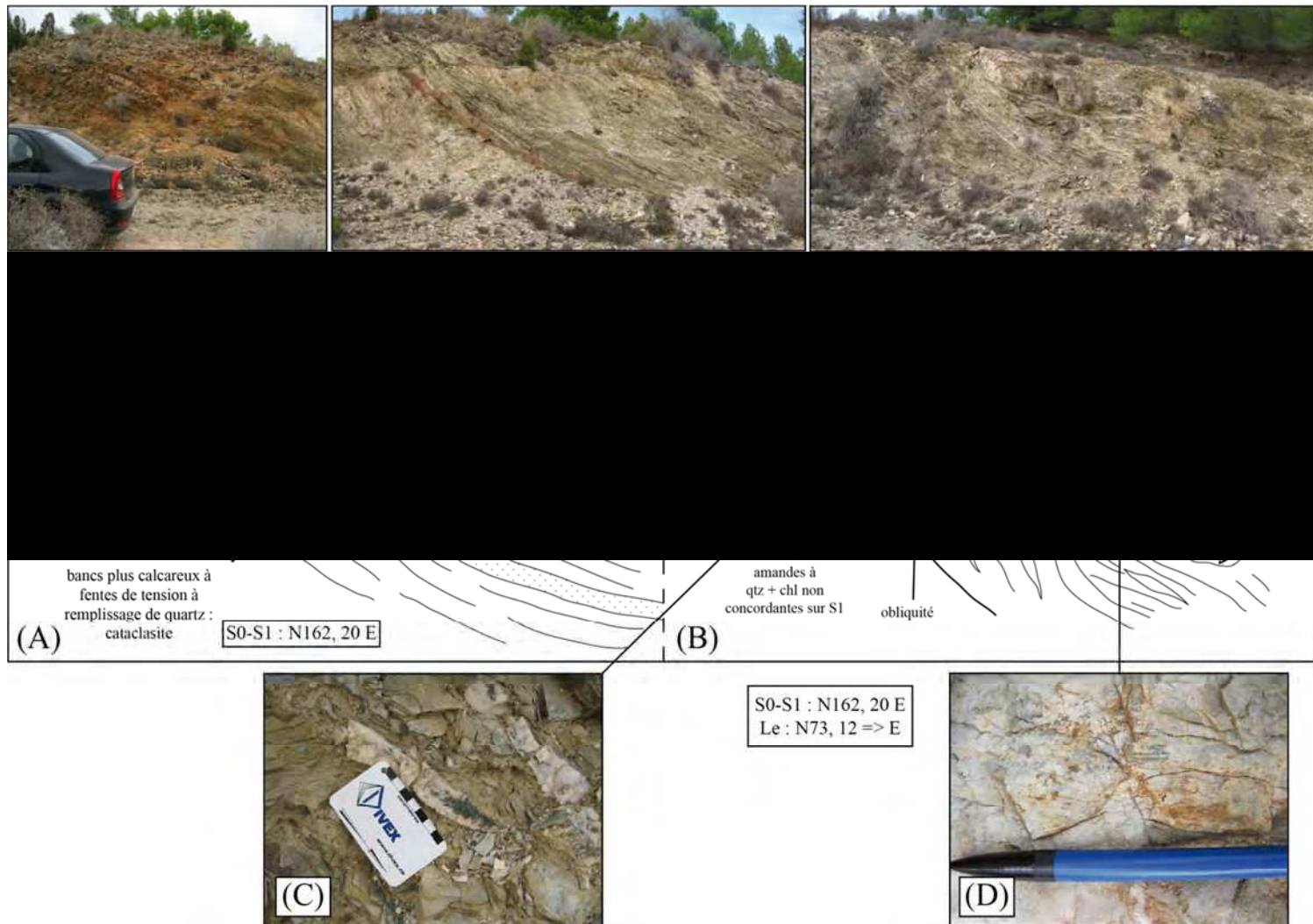


Figure 10.5 : indices d'extension dans le secteur nord-oriental. (A) Sur faille normale basculée, bancs calcaires présentant des fentes de tension à remplissage quartzeux ; (B) Sur faille normale basculée, structure extensive présentant des caractères ductiles : (C) « semelle » d'amandes de quartz-chlorite, et (D) linéation d'étirement.

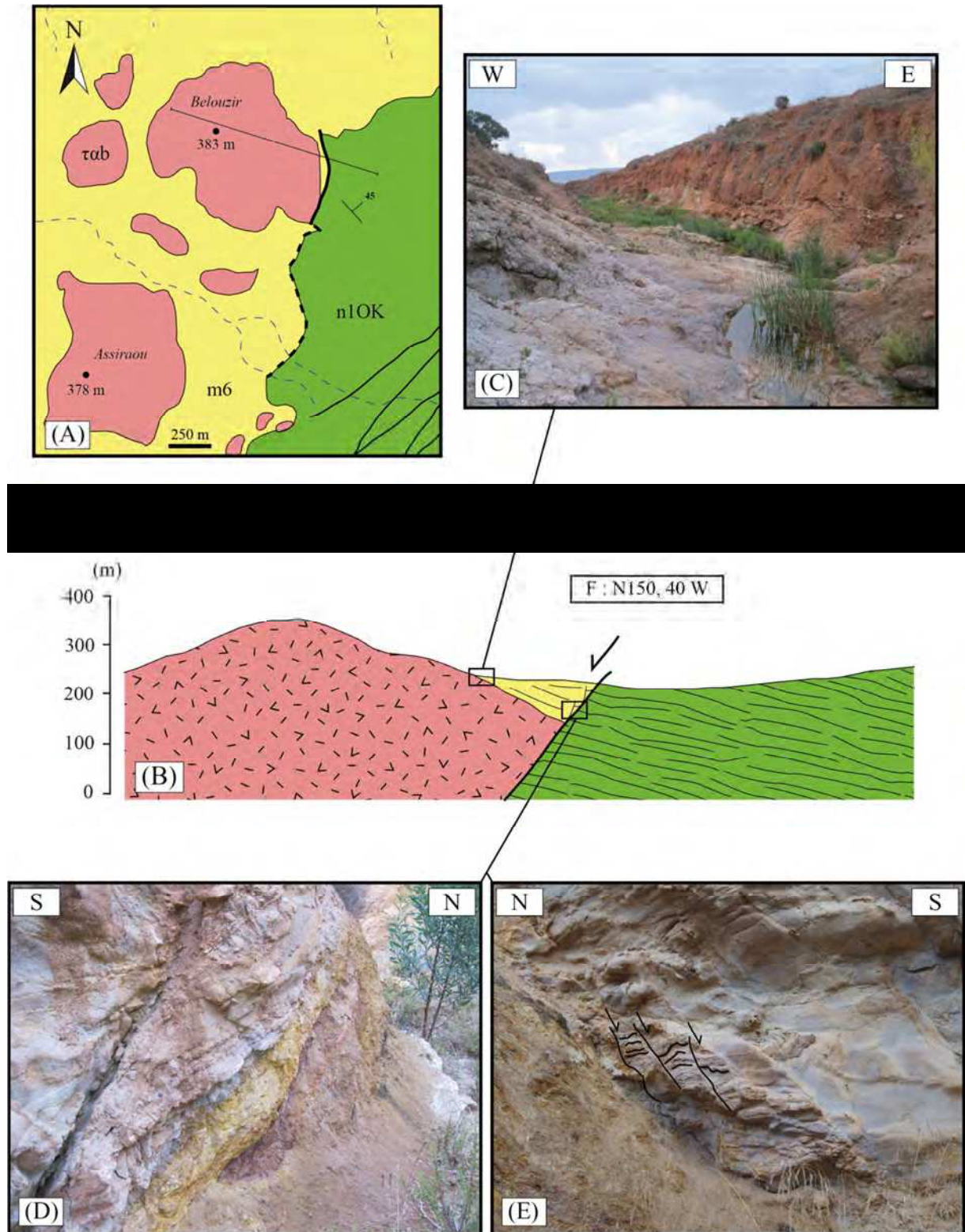


Figure 10.6 : planche de la limite NW du massif (volcan du Belouzir). (A) Extrait annoté de la carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane. La faille bordière y a été ajoutée ; (B) Coupe de principe, dont le tracé se trouve en (A) ; (C) Dans l'oued, les volcanites (à l'Ouest) s'enfoncent sous les sédiments messiniens et les terrasses quaternaires (à l'Est) ; (D) Faille normale dans le talweg bordier ; (E) Failles subsidiaires se rattachant à la gouge de faille. Abréviations – n1OK : formation schisteuse de Ouksane (Berriasien) ; τab : latites à biotite et amphibole ; m6 : sédiments post-nappes du Messinien (et Tortonien *pro parte* ?).

10.2.1 Caractérisation du Miocène moyen, un faciès clé

La route qui traverse transversalement le Domaine Sud suit d'abord l'oued Ibourhardain – entre les deux anticlinaux – puis l'oued Ameddah. Elle constitue un transect NW-SE idéal pour comparer la déformation présente dans le Jurassique et dans le Miocène moyen.

10.2.1.a Déformation des formations jurassiques

Partant de l'Ouest, les formations jurassiques sont représentées par des schistes blancs-jaunes marneux comportant quelques alternances gréseuses ou lentilles carbonatées intercalées (Figure 10.7).



Figure 10.7 : panorama d'un affleurement typique des schistes jurassiques.

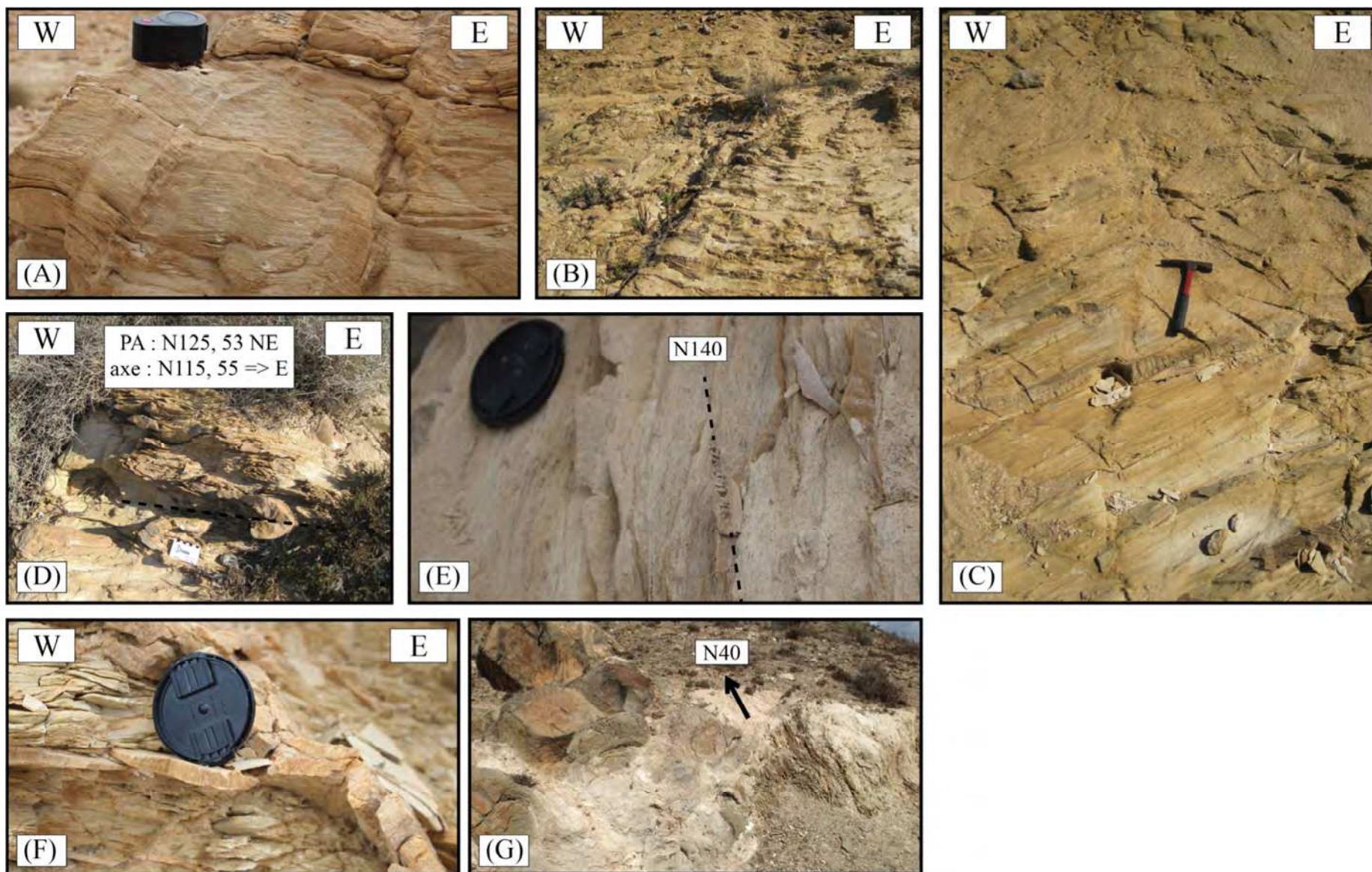
Le matériel fin de cette série est débité par une S1 très marquée. Celle-ci est reprise par de nombreux *kink-bands* d'orientation N43-100 (Figure 10.8 A ; pas de conjugué visible) montrant un jeu dextre inverse à composante verticale, et qui font tourner la S1. Les plus gros évoluent jusqu'à devenir de petites failles inverses (Figure 10.8 B et C).

Une composante d'étirement s'y matérialise par des veines de quartz ou de carbonates sécantes (N145-150, 70-75 W) par la suite replissées (Figure 10.8 D), ainsi que par de petits éléments (quartz fibreux et oxydes de fer) étirés en N140 dans les plans de stratigraphie, avec mouvement probable vers le SE (Figure 10.8 E et F). Des fentes de tension à remplissage de calcite viennent également tronçonner la série.

Par ailleurs, ces schistes encaissent quelques intrusifs grenus, généralement très altérés (Figure 10.8 G). Il en existe néanmoins beaucoup moins que dans le Domaine Nord.

Page suivante

Figure 10.8 : planche illustrant la déformation des ferryschs. (A) La schistosité est reprise par des *kink-bands* ; (B) et (C) Ceux-ci peuvent évoluer jusqu'à la fracture, montrant alors des crochons typiques d'un jeu inverse ; (D) Charnières de plis à remplissage de calcite dans les schistes satinés ; (E) Petit élément à quartz et oxydes de fer étiré ; (F) Microveine de quartz fibreux replissée ; (G) Intrusion magmatique orientée en N40 dans les schistes. Elle présente une altération en pelure d'oignon.



10.2.1.b Déformation des formations du Miocène moyen

En passant le long de la coupe aux formations estampillées Miocène moyen (Figure 10.9), la couleur change pour devenir jaune-rouge (lie-de-vin). Le matériel y apparaît beaucoup plus gréseux et grossier que celui des schistes jurassiques, plus marneux et doux au toucher.



Figure 10.9 : panorama d'un affleurement typique du Miocène moyen.

On y retrouve quelques *kink-bands*, bien que moins exprimés (orientation N60-N80), et la schistosité porte également des éléments étirés dans la direction N140-N150 : veines quartzieuses ou carbonatées ré-étirées et tronçonnées (Figure 10.10 A), grès dilacérés ou encore galets noirs de nature très différente de celle de la matrice (Figure 10.10 B), ainsi que quelques « boules » de quartz emballées dans les schistes (Figure 10.10 C).

Les éléments charriés sont de plus en plus nombreux à mesure que l'on suit le transect, et donc que l'on monte dans la série. Ils marquent aussi plus clairement un transport vers le Sud (Figure 10.10 D à G). La matrice schisteuse porte une linéation d'étirement dirigée vers le Nord (Figure 10.10 H et I ; Figure 10.1 B).

Les intrusifs magmatiques y sont encore plus rares que dans les formations jurassiques : localement encaissés dans le Miocène moyen au niveau de l'oued Bourdim ou de l'oued Ibekouiene (§ 10.2.2).

10.2.1.c Comparaison des deux faciès

La description des formations jurassiques et miocènes montre que la déformation est sensiblement la même dans les deux faciès. Elle peut être résumée au moyen d'un bloc-diagramme (Figure 10.11). Les quelques exsudats de quartz que l'on retrouve de part et d'autre des faciès montrent qu'un minimum d'enfouissement les a affecté, probablement plus marqué pour les ferryschs. La différence majeure observée entre les deux faciès est la déformation parfois non-coaxiale, marquant un mouvement plutôt vers le Sud, que l'on retrouve au niveau des éléments charriés par la série olistostromique du Miocène moyen.

Le recouvrement quaternaire dans le Domaine Sud rend difficile la prospection de la limite Jurassique-Miocène moyen, marquée en carte par le prolongement supposé de la faille de l'oued Ouiksane. Néanmoins, l'ascension d'une butte témoin permet de remonter le log stratigraphique en NW-SE (Figure 10.12 A et B). Cette colline entièrement cartographiée en Jurassique montre une série qui semble continue depuis des schistes jurassiques typiques

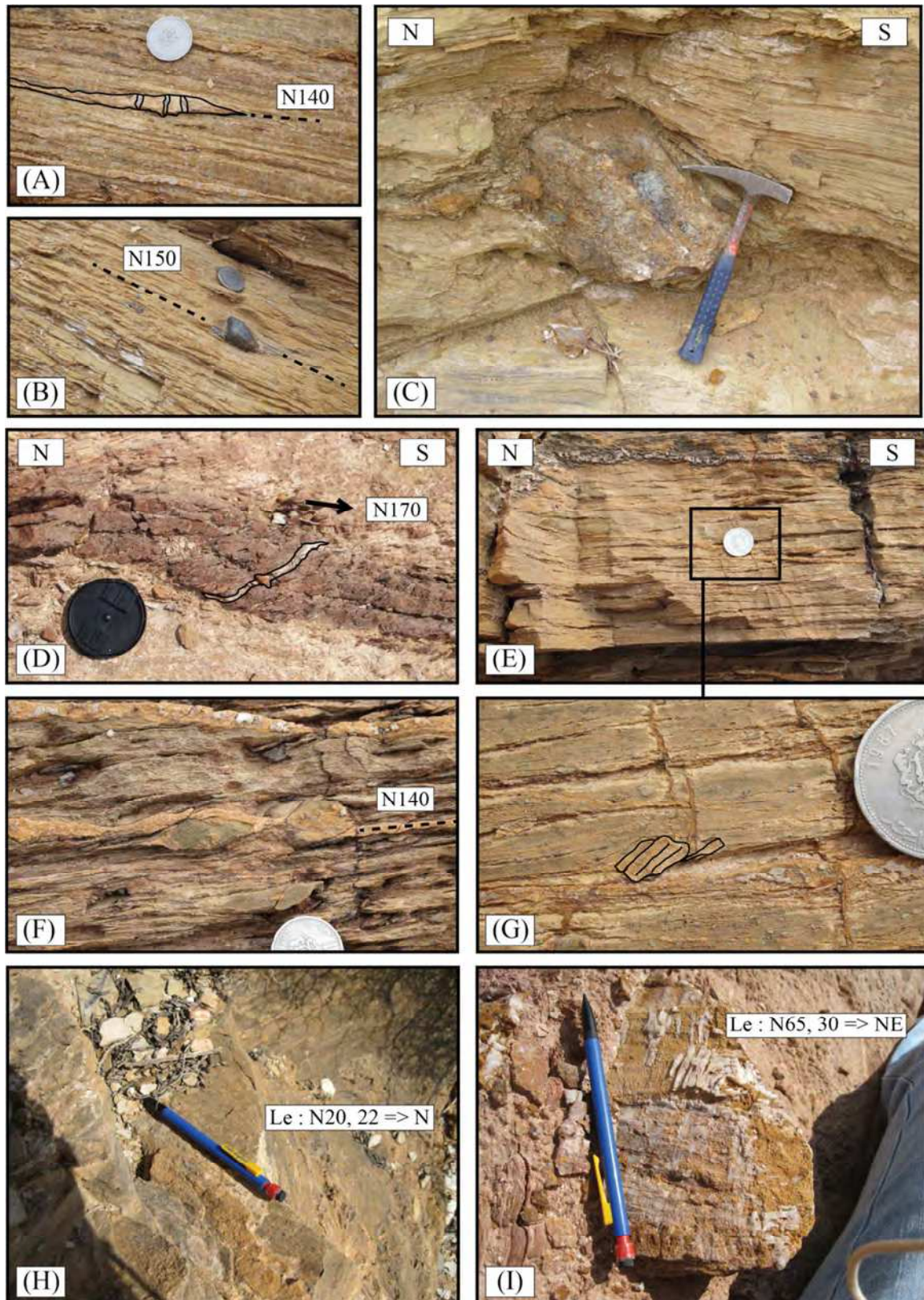


Figure 10.10 : planche illustrant la déformation du Miocène moyen. (A) Veines de quartz réétirées en N140 et tronçonnées ; (B) Galets noirs marquant un étirement en N150 ; (C) Boule de quartz emballée et tournée dans des schistes ardoisiers ; (D) La S1 est parfois sigmoïde, ici la cinématique est plutôt dextre ; (E), (F) et (G) Eléments charriés marqueurs d'un étirement en N140 : sur les galets quelques critères marquant un déplacement vers le Sud, et un boudinage de veines à quartz-calcite ; (H) et (I) Linéations portées par les schistes.

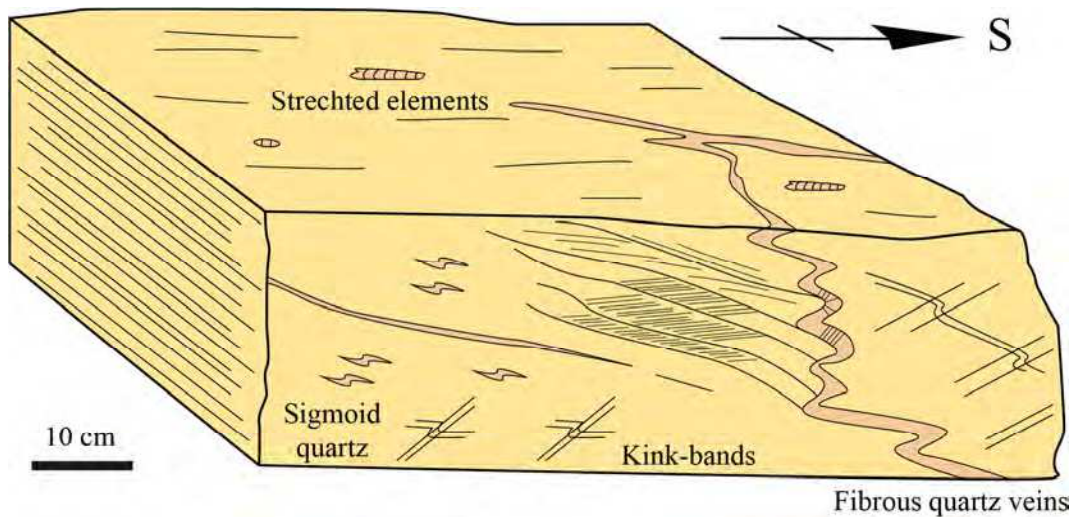


Figure 10.11 : bloc-diagramme représentant les caractéristiques de la déformation, commune aux faciès du Jurassique et du Miocène moyen.

jusqu'au sommet, où l'on rencontre des schistes couleur lie-de-vin. Ce dernier faciès ressemble au Miocène moyen, et le passage se fait sans discordance majeure visible. On y trouve des calcaires micritiques intercalés en bancs irréguliers et lentilles (Figure 10.12 C) qui pourraient correspondre aux bancs lenticulaires de la molasse de base du Miocène moyen. La butte témoin qui se trouve immédiatement au SE est un équivalent latéral des faciès schisteux du Miocène moyen qui se trouvent de l'autre côté de la route, plus au NE (affleurement marqué par un étirement en N150 vers le Sud).

Les observations microscopiques des deux faciès révèlent par ailleurs un contexte pétrographique et microstructural très similaire (Figure 10.13) : il s'agit de siltites à minéralogie très fine et assez pauvre (quartz, calcite, minéraux opaques). Le fond de roche est plutôt carbonaté et relativement dépourvu d'ambiance métamorphique, hormis la présence de quelques chlorites. On y trouve plus ou moins d'éléments de quartz étirés selon le faciès, ainsi que des veines à quartz-carbonates boudinées qui recoupent la foliation, avec des croissances de quartz là où ces veines sont pincées. Un détail montre un élément étiré avec des fibres de quartz et des pyrites (Figure 10.13 C) ; des ombres de pression y indiquent un cisaillement vers le Sud (échantillon orienté).

Que ce soit d'un point de vue macro- ou microscopique, l'analyse de la déformation révèle une grande similarité entre les faciès jurassiques et miocènes. Cette déformation, s'il s'agit bien de la même phase, s'est donc produite pendant ou après le dépôt du Miocène moyen. D'autre part, malgré une lacune stratigraphique importante couvrant le Crétacé supérieur et la totalité du Paléogène, le Miocène moyen apparaît en continuité stratigraphique avec le Jurassique. En effet, si la discordance est stratigraphique, elle n'apparaît pas angulaire (en tout cas pas de façon significative) ni tectonique.

10.2.1.d Sommet de la série miocène

Les formations du Miocène moyen s'avèrent relativement gréseuses dès la base de la série, et la proportion d'éléments qu'elles charrient augmente à mesure que l'on s'approche de

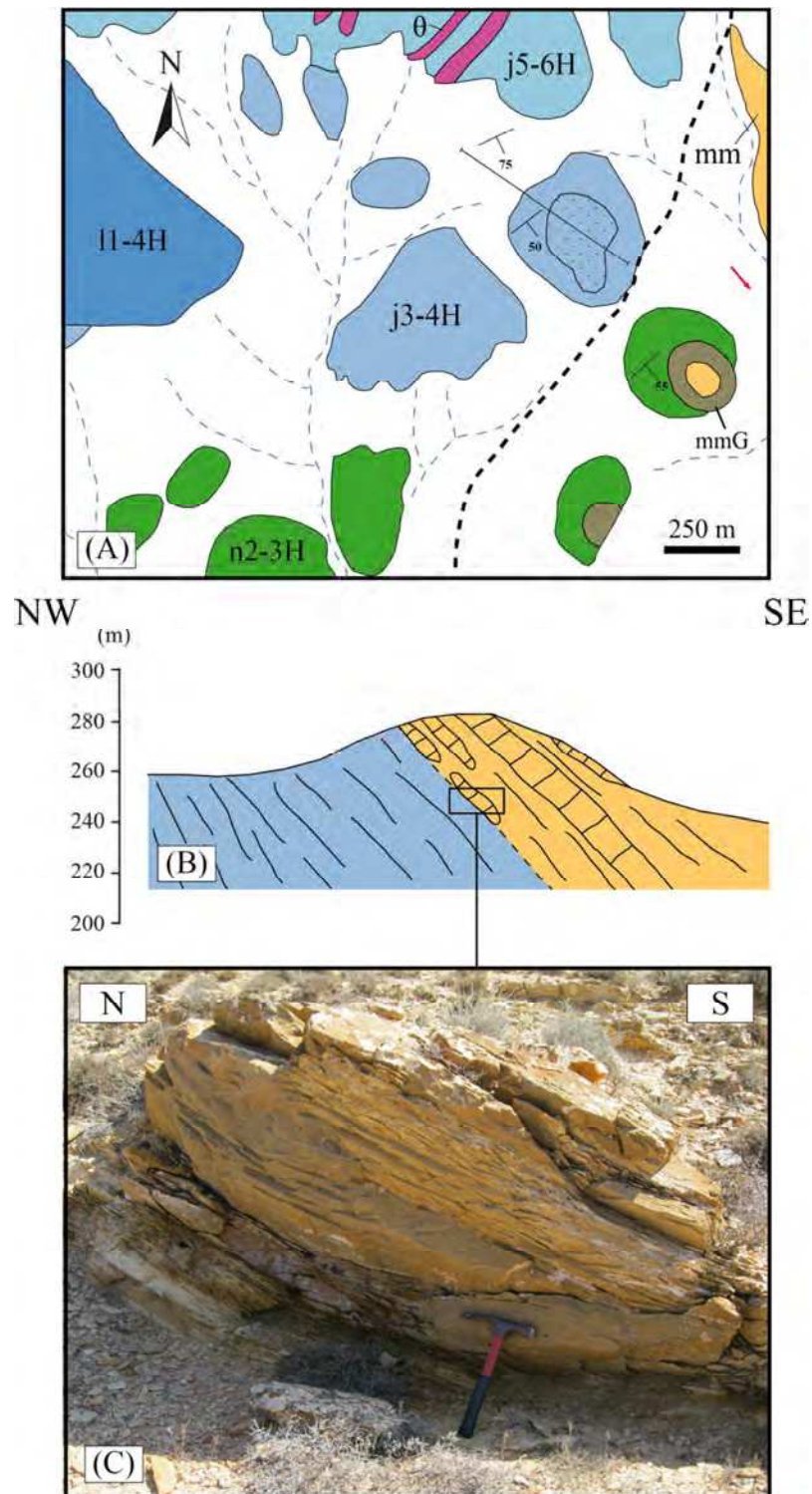


Figure 10.12 : planche illustrant une butte-témoin au contact entre le Jurassique et le Miocène moyen. (A) Extrait annoté de la carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane. La flèche rouge représente l'étirement porté par les schistes du Miocène moyen ; (B) Coupe de principe, dont le tracé se trouve en (A) ; (C) A la base de ce que l'on pense représenter le Miocène moyen, lentilles carbonatées irrégulières emballées dans une matrice schisteuse, dont la S0-S1 est cependant préservée. Abréviations – 11-4H : calcaires massifs ou lités et dolomies blanches du Lias moyen (à inférieur ?) ; j5-6H : alternances de schistes sériciteux et marnes calcaires du Jurassique supérieur ; j3-4H : schistes noirs et grès verdâtres du Jurassique supérieur, dont niveau marno-calcaire (pointillés) ; n2-3H : schistes argentés du Néocomien ; θ : roches magmatiques grenues ; mm : formation schisteuse olistostromique du Miocène moyen, dont grès (mmG).

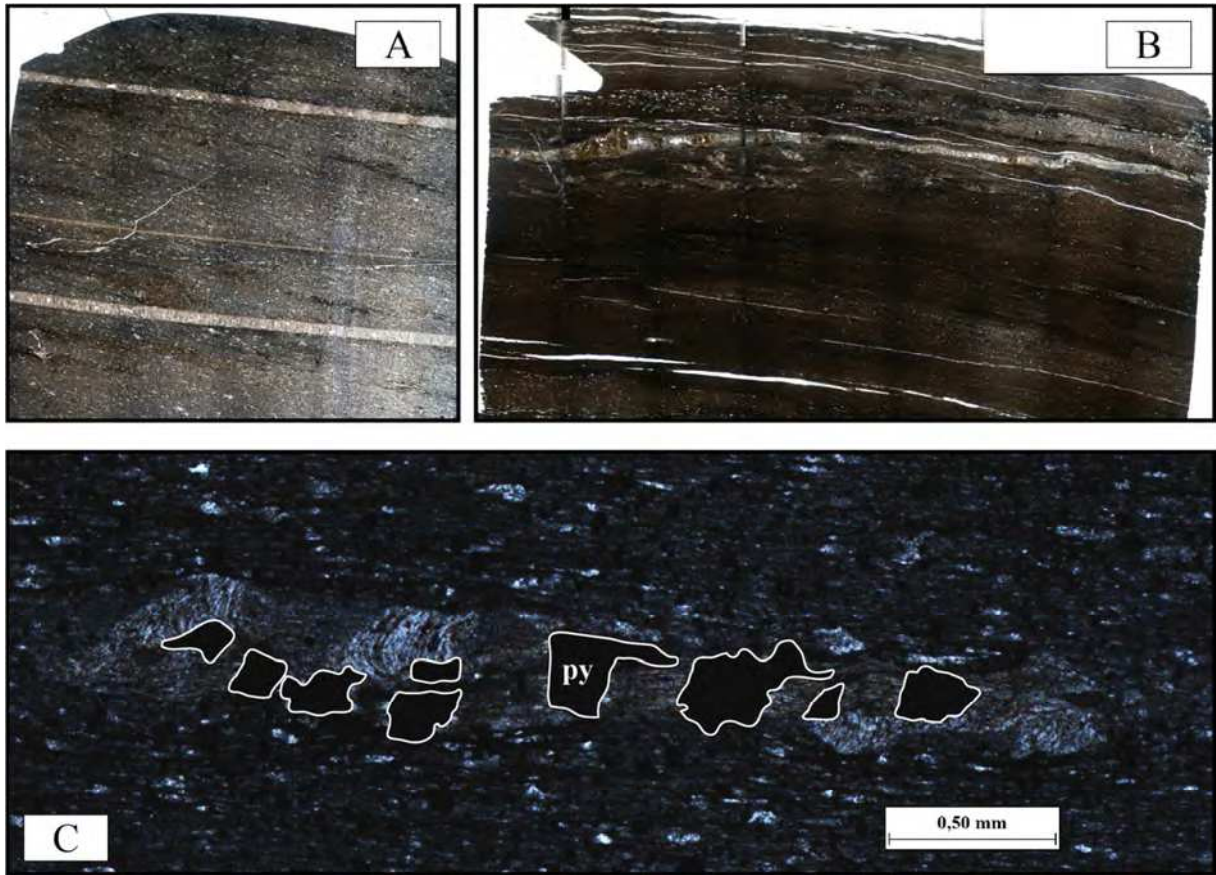


Figure 10.13 : mosaïques de photos microscopiques des lames minces pour les faciès du (A) Jurassique et (B) Miocène moyen (grossissement x 1.5) ; (C) Détail d'un élément étiré sur (A), avec fibres de quartz et pyrite (py).

leur sommet, jusqu'à devenir un véritable olistostrome.

Situé au SE en bordure du massif des Beni Bou Ifrou, le site de l'oued Ameddah (Figure 10.14) est remarquable à plusieurs égards. En effet, la disposition de l'oued à cet endroit dégage une coupe de la partie sommitale du Miocène moyen (Figure 10.14 B). Par ailleurs, le creusement fluvial y a permis l'affleurement d'une formation que l'on n'observe ailleurs que sur le flanc septentrional des Kbdana : la formation de l'oued Ameddah, marnes sableuses et marnes noires auxquelles il a été attribué – avec réserves – un âge tortonien supérieur (m5b ; notice de la carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane).

Du NW au SE, on peut ainsi remonter le log stratigraphique de la partie sommitale du massif (Figure 10.15). Quatre faciès s'y dégagent : (1) les schistes décrits précédemment (§ 10.2.1.b), (2) l'olistostrome sommital du Miocène moyen, (3) la formation de l'oued Ameddah et (4) les formations discordantes.

Les schistes sont les mêmes que ceux décrits précédemment, bien que plus rouges. On y retrouve les mêmes caractères, des objets étirés aux veines replissées (Figure 10.15 A), ainsi qu'une linéation d'étirement qui varie (N110 / N120, 30 N / N45, 25 N). Au sommet de ces schistes se trouve un ensemble olistolithique qui forme le relief bordier de toute la partie SE du massif des Beni Bou Ifrou. Ce relief, bien qu'atténué au niveau de l'oued Ameddah, y est néanmoins existant, contrairement aux notifications de la carte géologique qui fait localement disparaître les olistolithes. L'olistostrome comprend des blocs roulés de nature hétérogène,

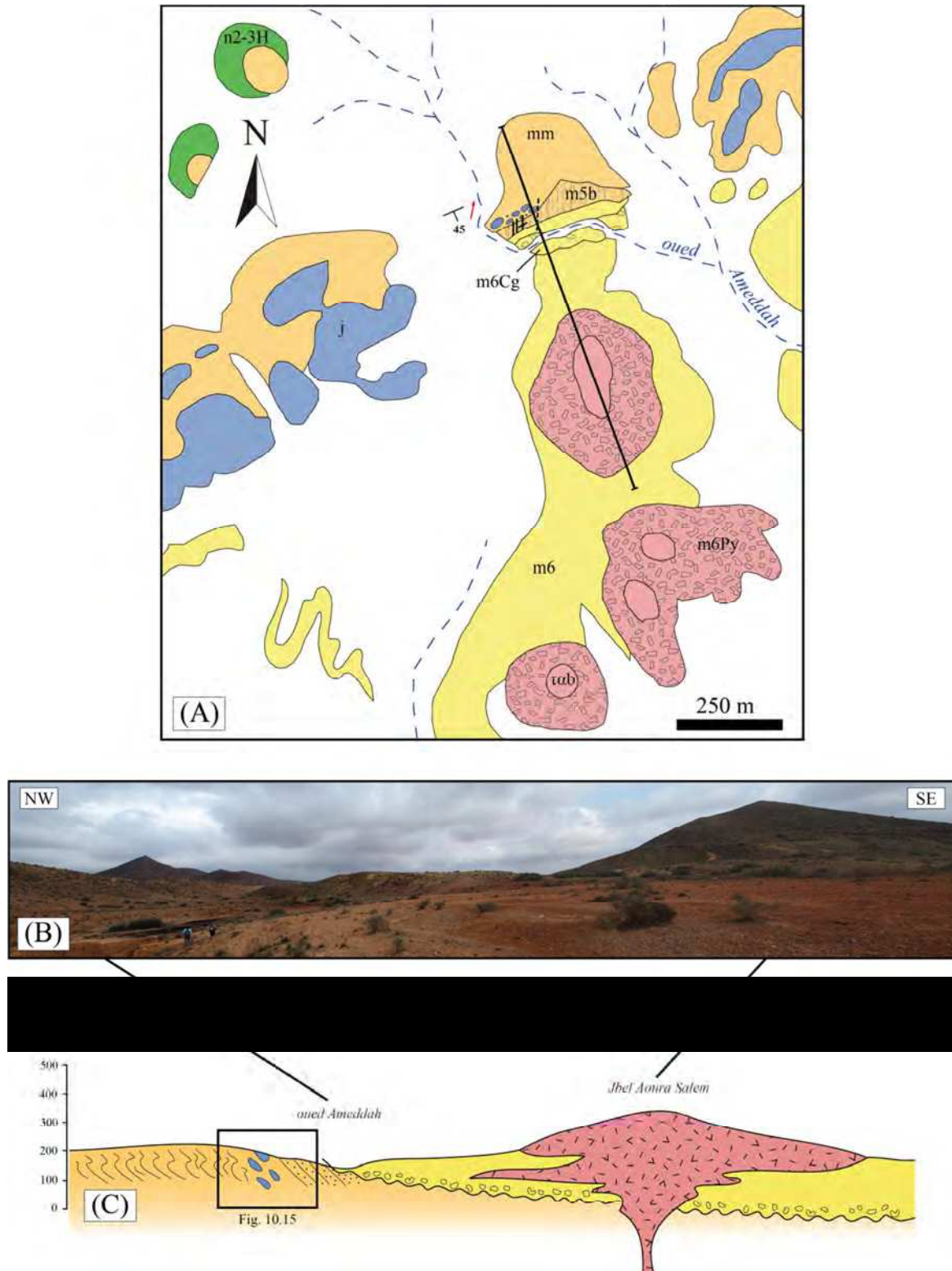
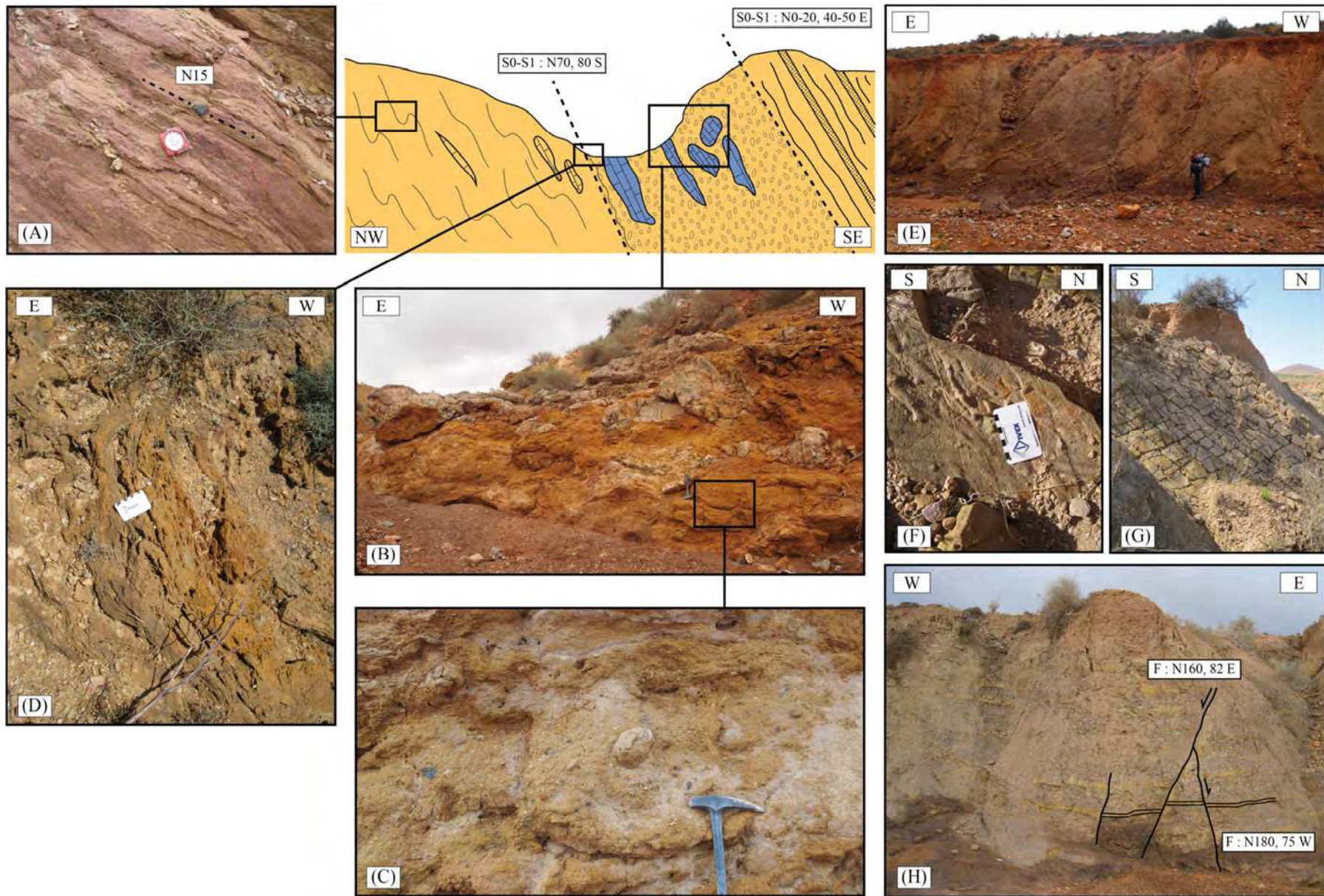


Figure 10.14 : planche illustrant la situation géologique de l'oued Ameddah. (A) Extrait modifié de la carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane. Les failles et les olistolithes (j) ont été ajoutés au niveau de l'oued. La flèche rouge symbolise une linéation d'étirement présente dans les schistes ; (B) Panorama de l'oued Ameddah ; (C) Coupe de principe, dont le tracé se trouve en (A). Abréviations – n2-3H : schistes argentés du Néocomien ; mm : formation schisteuse olistostromique du Miocène moyen, dont olistolithes calcaireux (j) ; m5b : formation de l'oued Ameddah ; m6 : sédiments post-nappes du Messinien (et Tortonien *pro parte* ?), dont conglomérat basal (m6Cg) ; tab : latites à biotite et amphibole ; m6Py : cendres et scories.

Chapitre 10 – Apports de terrain à l'étude tectono-sédimentaire des Beni Bou Ifrou



bien qu'essentiellement carbonatée (calcaires feuilletés ou sparitiques) et pas ou peu d'éléments schisteux ou volcaniques. Leur taille va du millimètre au décimètre et ils sont consolidés dans un ciment jaunâtre élastique composé d'une matrice gréseuse *a priori* non-métamorphique (Figure 10.15 B et C). Les blocs de cet olistostrome soulignent une stratigraphie concordante à celle des schistes sous-jacents. Par ailleurs, le contact est visible dans l'oued où l'on y voit la matrice de l'olistostrome mouler la schistosité (Figure 10.15 D).

En continuité de l'olistostrome se produit le passage en discordance progressive à la formation de l'oued Ameddah. Cette formation est constituée de marnes jaunes-violacées alternées de passées gréseuses, basculée et recoupée par de nombreuses failles normales (Figure 10.15 E et H). Le faciès est marin superficiel, comme en témoignent les évidences de bioturbation et les traces de dessiccation (Figure 10.15 F et G).

Enfin, les formations transgressives post-nappes, attribuées au Messinien, viennent cacheter l'ensemble. La discordance, ici franche, se fait par l'intermédiaire d'un niveau basal à conglomérats qui comporte essentiellement des blocs carbonatés, mais aussi des blocs de schistes plissés typiques du socle, des conglomérats eux-mêmes remaniés mais *a priori* pas d'éléments volcaniques. Au-dessus de ce conglomérat basal, un dôme intrusif d'andésite bréchique sous-marine (Jbel Aoura Salem) repose sur des sédiments jaunes mal consolidés et mal stratifiés. Les produits rouges volcaniques sont intercalés en lobes dans ces marnes messiniennes.

MOREL (1987) s'est auparavant intéressé à la même coupe (Figure 10.16) et plus particulièrement à la formation de l'oued Ameddah, qu'il attribue au premier cycle sédimentaire post-nappes. Il y distingue des failles précoces syn-sédimentaires basculées, ainsi que des failles normales tardives postérieures à la lithification du sédiment qu'il impute à une phase d'extension au Tortonien. Pour MOREL, le contact entre le substratum et le Néogène post-nappe est anormal : le socle chevauche les marnes tortoniennes lors d'une phase de compression ultérieure, ces dernières étant localement rebroussées et renversées sous le contact.

Si l'on s'éloigne de l'oued Ameddah pour se déplacer latéralement vers le Sud, l'olistostrome prend toute son ampleur (Figure 10.17 A et B). Du NE au SW, on passe de schistes calcaireux néocomiens à des schistes lie-de-vin typiques du Miocène moyen, très altérés mais qui semblent encore une fois concordants. La ligne de crête est marquée par un faciès plus gréseux, et non par des calcaires massifs (KERCHAOU, 1994). C'est en redescendant le talweg que l'on rencontre l'olistostrome à proprement parler (Figure 10.17 C). Il correspond ici à une importante brèche sédimentaire qui comporte des blocs de schistes

Page précédente

Figure 10.15 : planche de détail de l'oued Ameddah, à partir d'une coupe au niveau de l'oued lui-même (pas à l'échelle). (A) Faciès des schistes du Miocène moyen, montrant des objets étirés en N15 sur une schistosité qui varie ; (B) Blocs alignés dans l'olistostrome selon la stratigraphie environnante ; (C) Détail de la matrice de l'olistostrome ; (D) Au niveau du contact dans l'oued, moulage de la matrice de l'olistostrome sur les schistes ; (E) Alternances de marnes et de bancs gréseux constituant la formation de l'oued Ameddah, où l'on trouve (F) des bioturbations et (G) des traces de dessiccation ; (H) Failles normales qui recoupent la formation.

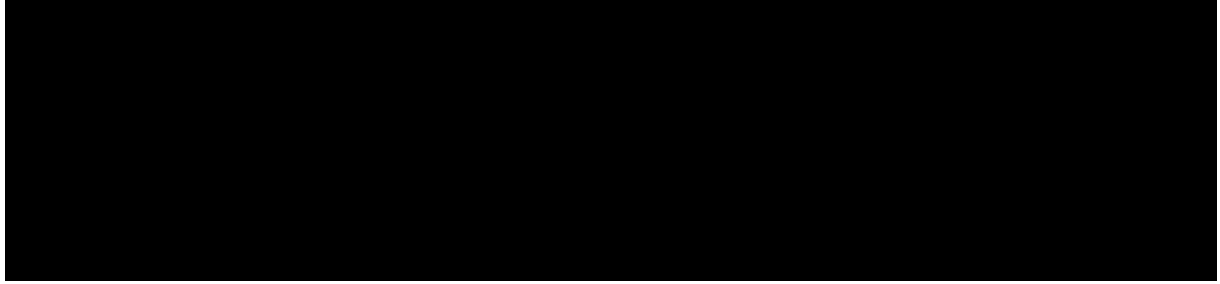


Figure 10.16 : coupe de l'oued Ameddah (MOREL, 1987). Abréviations – s : substratum métamorphique des Beni Bou Ifrou ; mj : marnes jaunes sableuses ; mn : marnes noires à vertes à bancs décimétriques de grès fins indurés ; b : formation à blocs (cm à m) de schistes, grès et calcaires du socle, des blocs de conglomérats à ciment carbonatés et des fragments de marnes noires (mn) ; c : marnes kaki ; d : conglomérat rouge peu induré à éléments peu arrondis de schistes (s) et de grès en plaquettes, dont la matrice est constituée de limons et sables argileux rouges ; e : conglomérats et grès marins disposés en chenaux ; m : marnes messiniennes sableuses ; β : coulée de latite à amphibole.

à foliation primaire (Figure 10.17 D), d'intrusifs grenus (Figure 10.167 E) et bien sûr de nombreux blocs carbonatés. Ces derniers présentent des figures de *slumps* (Figure 10.17 F et G). Par ailleurs, les blocs s'entrechoquent, se fracturent et se retrouvent injectés par la matrice de l'olistostrome, ici plus carbonatée qu'au niveau de l'oued Ameddah (Figure 10.17 H et I). Certains olistolithes carbonatés présentent un lit continu de magnétite (Figure 10.17 J et K).

10.2.2 La limite Domaine Nord-Domaine Sud

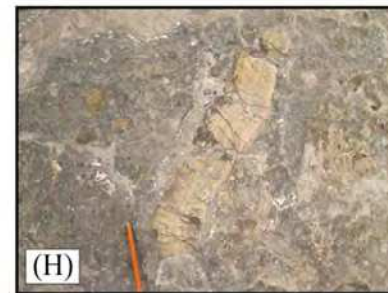
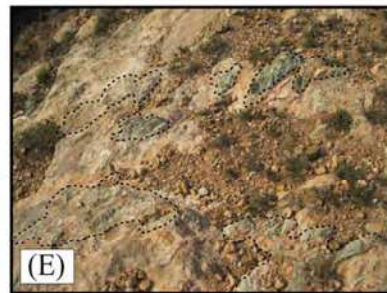
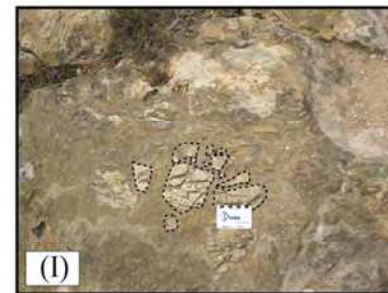
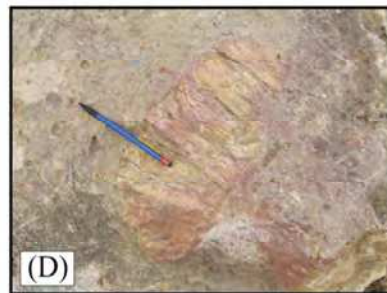
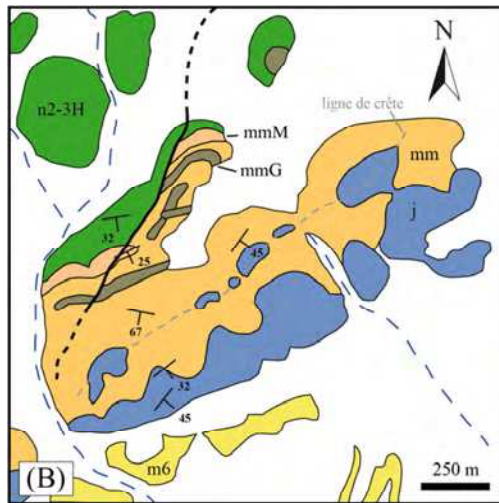
La limite entre les deux domaines des Beni Bou Ifrou a été définie par KERCHAOU (1994) comme le chevauchement d'un Domaine Nord, olistostromique allochtone provenant de l'Est (Oranais), sur un Domaine Sud autochtone. Il cale leur rapprochement tectonique au Miocène moyen, puisque l'on trouve ces formations sous le chevauchement. La prospection de la limite Domaine Nord-Domaine Sud a été réalisée au niveau de deux sites en particulier : (1) l'oued Bourdim, et (2) l'oued Ibekouiene.

10.2.2.a Site de l'oued Bourdim

De par sa position à l'interface entre les Domaine Nord et Sud, les secteurs nord-occidental et nord-oriental, le suivi de l'oued Bourdim propose une coupe intéressante (Figure

Page suivante

Figure 10.17 : planche de l'olistostrome sud. (A) Panorama de la crête gréseuse ; (B) Extrait modifié et annoté de la carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane ; (C) Faciès de l'olistostrome ; (D) Bloc de nature schisteuse ; (E) Blocs d'intrusifs présentant une altération verdâtre ; (F) et (G) Figures de *slumps* dans des blocs carbonatés ; (H) et (I) Blocs schisteux fracturés et injectés par la matrice de l'olistostrome ; (J) Dans un bloc carbonaté, présence d'un lit à magnétite continu ; (K) Détail sur la magnétite (voir l'aimant). Abréviations – n2-3H : schistes argentés du Néocomien ; mm : formation schisteuse olistostromique du Miocène moyen, dont olistolithes calcaires (j), grès (mmG) et molasse basale (mmM) ; m6 : sédiments post-nappes du Messinien (et Tortonien *pro parte*?).



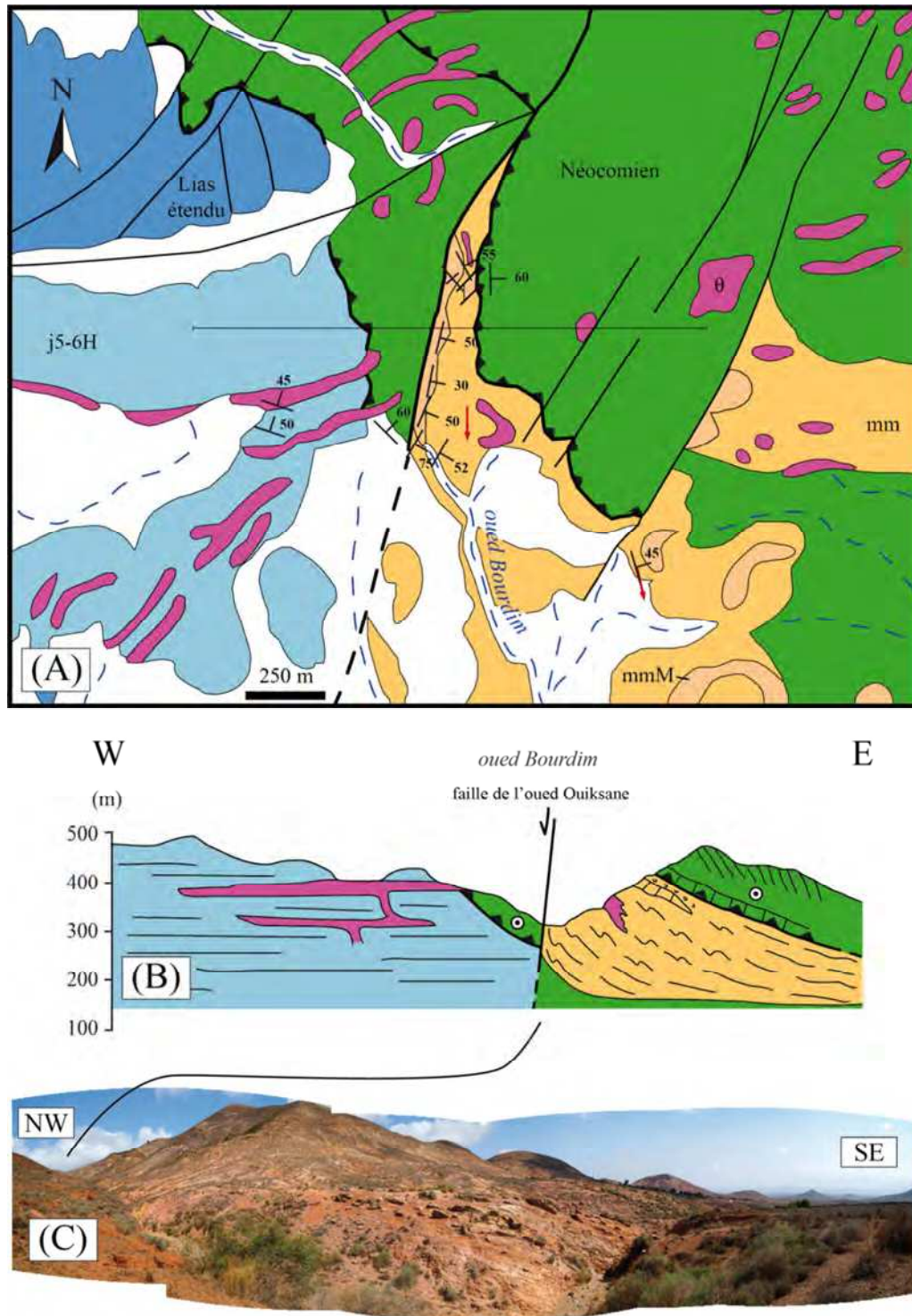


Figure 10.18 : planche illustrant le site de l'oued Bourdim. (A) Extrait annoté de la carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane. Les flèches rouges représentent les cisaillements et linéations d'étirement ; (B) Coupe de principe, dont le tracé se trouve en (A) ; (C) Panorama de l'oued Bourdim. Abréviations – Lias étendu : réunit le 11-4H (calcaires massifs ou lités et dolomies blanches du Lias moyen (à inférieur ?)), le 15-6H (calcaires lités et marno-calcaires rosés à Ammonites du Lias supérieur) et le j1-2H (marno-calcaires à petits bancs calcaires à Ammonites du Dogger) ; j5-6H : alternances de schistes sériciteux et marnes calcaires du Jurassique supérieur ; Néocomien : formation de Ouiksane ; θ : roches magmatiques grenues ; mm : formation schisteuse olistostromique du Miocène moyen, dont molasse de base (mmM).

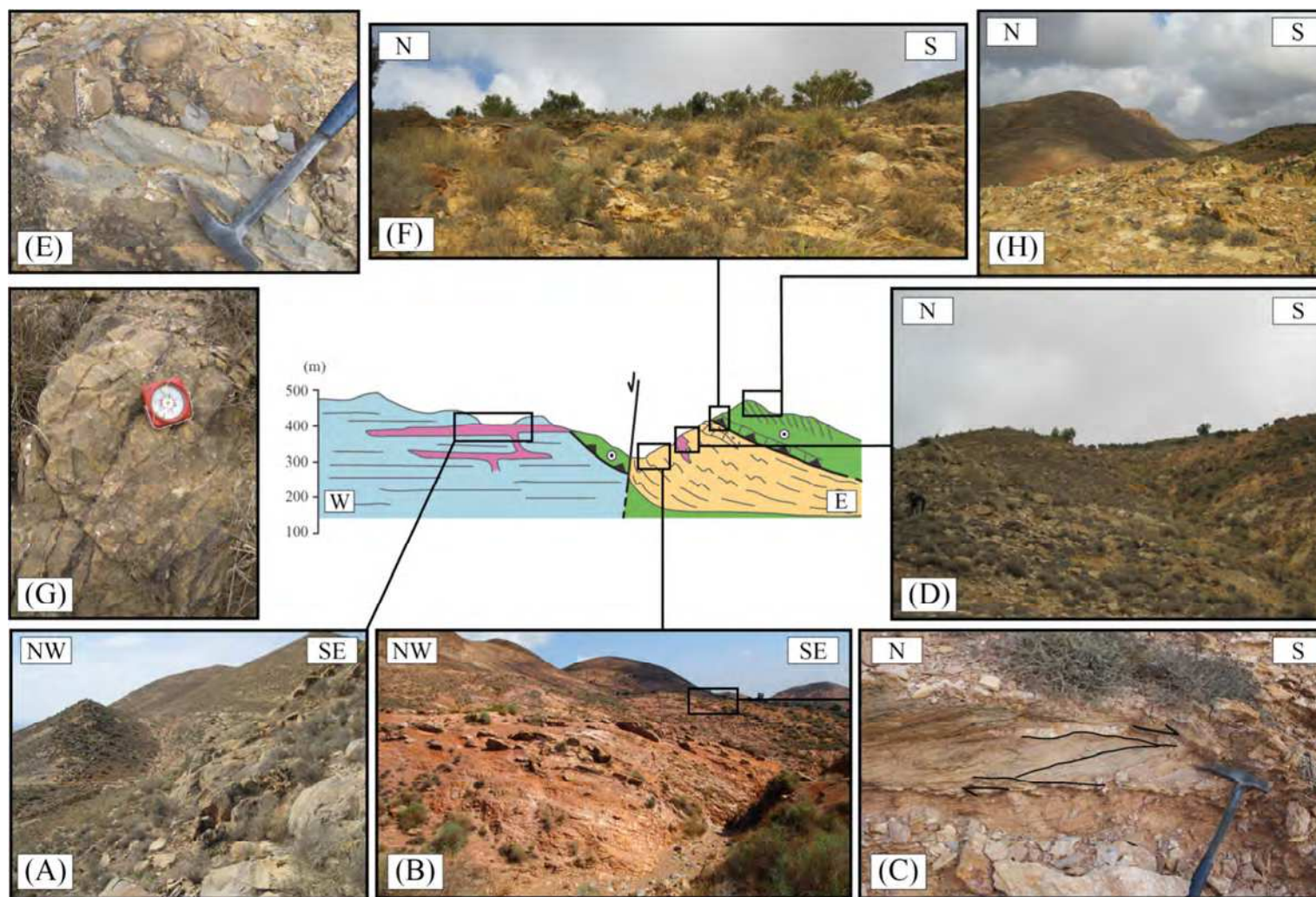


Figure 10.19 : planche de détail de l'oued Bourdim. (A) Reliefs magmatiques dans les schistes jurassiques ; (B) Formation typique du Miocène moyen, comprenant localement des (C) indices de cisaillement marquant un mouvement vers le Sud ; (D) Présence d'une intrusion magmatique grenue au sein du Miocène moyen ; (E) Conglomérat fluviatile vers le haut de la série miocène ; (F) Calcaires gris dolomités ; (G) Veines ferrugineuses dans les calcaires ; (H) Au niveau de la crête, faciès schisto-calcaireux typiques du Domaine Nord.

10.18). En remontant du SW vers le NE, il incise tout d'abord les schistes jurassiques, qui sont intrudés de quelques intrusifs grenus allongés formant des reliefs résiduels dans la pente (Figure 10.19 A). Sans transition visible, matérialisée sur la carte géologique par le prolongement de la faille de l'oued Ouiksane, les faciès prennent la couleur jaune-rouge et les traits caractéristiques des formations du Miocène moyen (Figure 10.19 B). On y retrouve les bancs de grès intercalés, quelques veines replissées mais moins d'éléments étirés (on est ici en base du faciès). L'étirement NS et l'aplatissement sont bien présents mais moins spectaculaires ; on peut néanmoins y trouver localement des cisaillements marquant un transport vers le Sud (Figure 10.19 C ; Figure 10.1 B).

Les faciès schisteux varient régulièrement en remontant l'oued. A mesure que l'on avance et que l'on gravit le flanc est de l'oued, les faciès se rattachent plus clairement au Miocène moyen. Ils sont localement recoupés par une intrusion grenue altérée, alignée en N175 (Figure 10.19 D), ce qui rend la phase intrusive *a priori* postérieure au Miocène moyen. Vers le sommet, un conglomérat à éléments polygéniques roulés, comprenant des grès et autres lentilles carbonatées, apparaît intercalé dans les marnes jaunes schisteuses du Miocène moyen (Figure 10.19 E). Sous la crête, un banc continu de calcaires gris plus ou moins dolomités alterne avec des schistes verdâtres (Figure 10.19 F), parfois marqué par la présence de veines et encroûtements de fer (Figure 10.19 G). La coupe se termine dans les formations schisto-calcareuses redressées du Domaine Nord.

Le contact anormal décrit par KERCHAOU (1985, 1994) n'est clairement pas spectaculaire mais plutôt implicite, ce qui exclut tout chevauchement majeur au niveau de la faille de l'oued Tlat. Si nos coupes respectives ne sont pas si différentes d'un point de vue géométrique (Figure 10.20), les interprétations diffèrent. En effet, KERCHAOU fait de la faille de l'oued Ouiksane une faille de déchirure qui se raccorde au chevauchement de l'oued Tlat. Nous lui donnons un jeu similaire à celui que l'on observe au niveau de la mine de Ouiksane : un jeu vertical qui fait monter le panneau oriental tout en le basculant, et qui affecte la faille de l'oued Tlat.

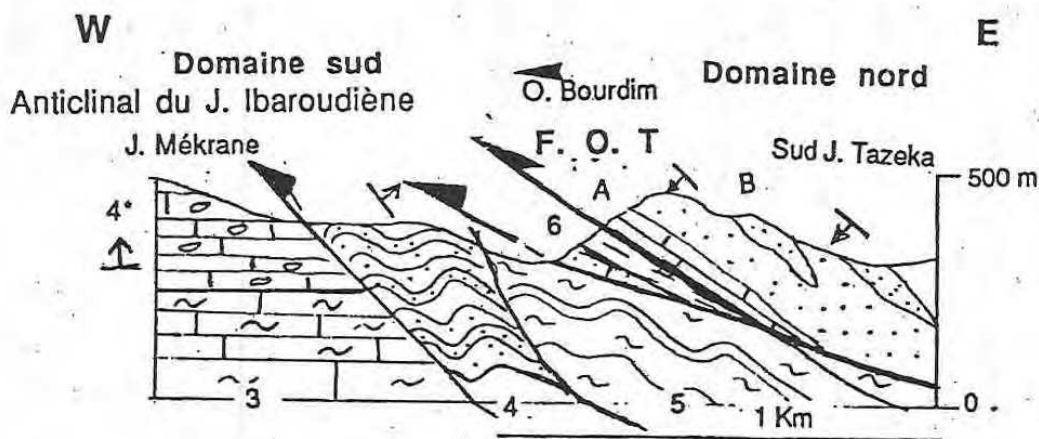


Figure 10.20 : coupe de l'oued Bourdim (KERCHAOU, 1995). Abréviations – F. O. T. : faille de l'oued Tlat ; J. : jbel ; O. : oued.

10.2.2.b Site de l'oued Ibekouiene

Situé à la limite entre les deux domaines mais en remontant vers l'Est, l'oued Ibekouiene et son parallèle incisent le Miocène moyen, y faisant par là-même affleurer les formations du Domaine Nord sous-jacentes (Figure 10.21). On y retrouve ainsi des intrusions magmatiques grenues altérées (Figure 10.22 A) parfois parcourues d'un stockwerk ferrugineux discret (Figure 10.22 B). Elles intrudent des schistes argentés parcourus de veines hématisées et autres carbonates minéralisés (veines, encroûtements voir remplacement) très similaires de faciès et d'orientation à ceux qui jalonnent le chemin entre Axara et Setolazar (Figure 10.22 C à E). Les schistes sont parcourus de nombreuses veines de quartz peignées et portent des amandes de quartz syn-métamorphiques ; ils portent une linéation d'étirement NE-SW (Figure 10.22 F).

En remontant l'oued, on rencontre le conglomérat de base du Miocène moyen, constitué de calcaires bréchiques et comportant des éléments de magnétite (Figure 10.22 G à J). A ce niveau, les intrusions magmatiques altérées et minéralisées sont toujours présentes ((Figure 10.22 J).

Dans le paysage, la discordance du Miocène moyen sur le Crétacé semble marquée. Il convient cependant d'être prudent sur cette interprétation. En effet, l'incision de l'oued jusqu'au Domaine Nord montre qu'au regard de la topographie, cette discordance est forcément peu pentée. Sur la carte géologique de base (Figure 10.21 A), une formation quaternaire (q3) est représentée. Si elle n'y est pas directement cartographiée, nous l'avons retrouvée au niveau de l'oued Ibekouiene et de son parallèle. Elle forme ainsi une langue topographique de même pendage que la pente, ce qui en fait une calcrète de pente qui peut induire en erreur lors de l'estimation de l'angle de la discordance du Miocène moyen.

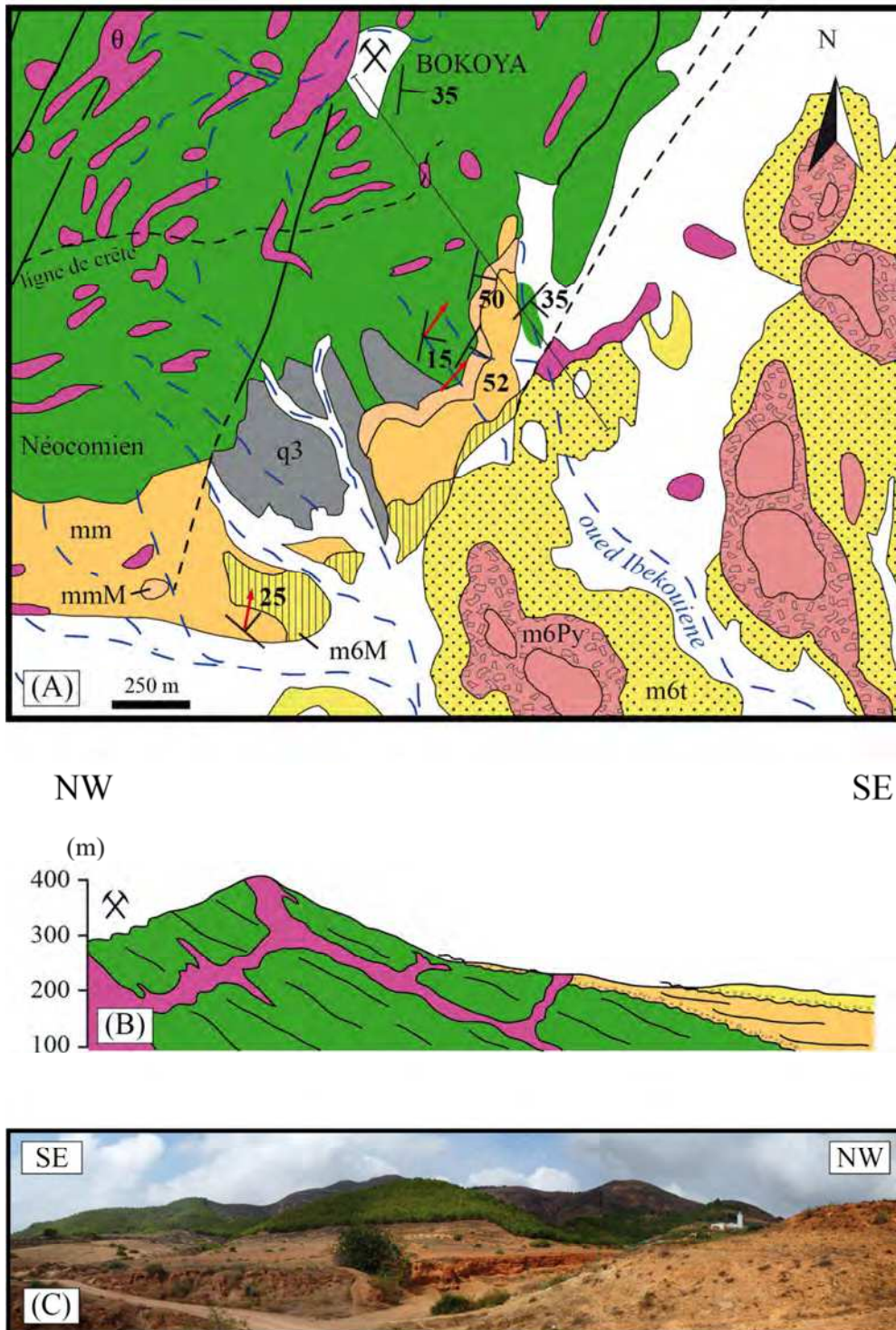


Figure 10.21 : planche illustrant le site de l'oued Ibekouiène. (A) Extrait modifié de la carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane ; (B) Coupe de principe, dont le tracé se trouve en (A) ; (C) Panorama de l'oued Ibekouiène. Abréviations – Néocomien : formation de Ouiksane ; θ : roches magmatiques grenues ; mm : formation schisteuse olistostromique du Miocène moyen, dont molasse de base (mmM) ; m6 : formations messiniennes, dont molasse de base (m6M), tufs (m6t) et pyroclastites (m6Py) ; q3 : surface encroûtée sur conglomérats ou terrasses anciennes et limons roses inférieurs (Amirien).

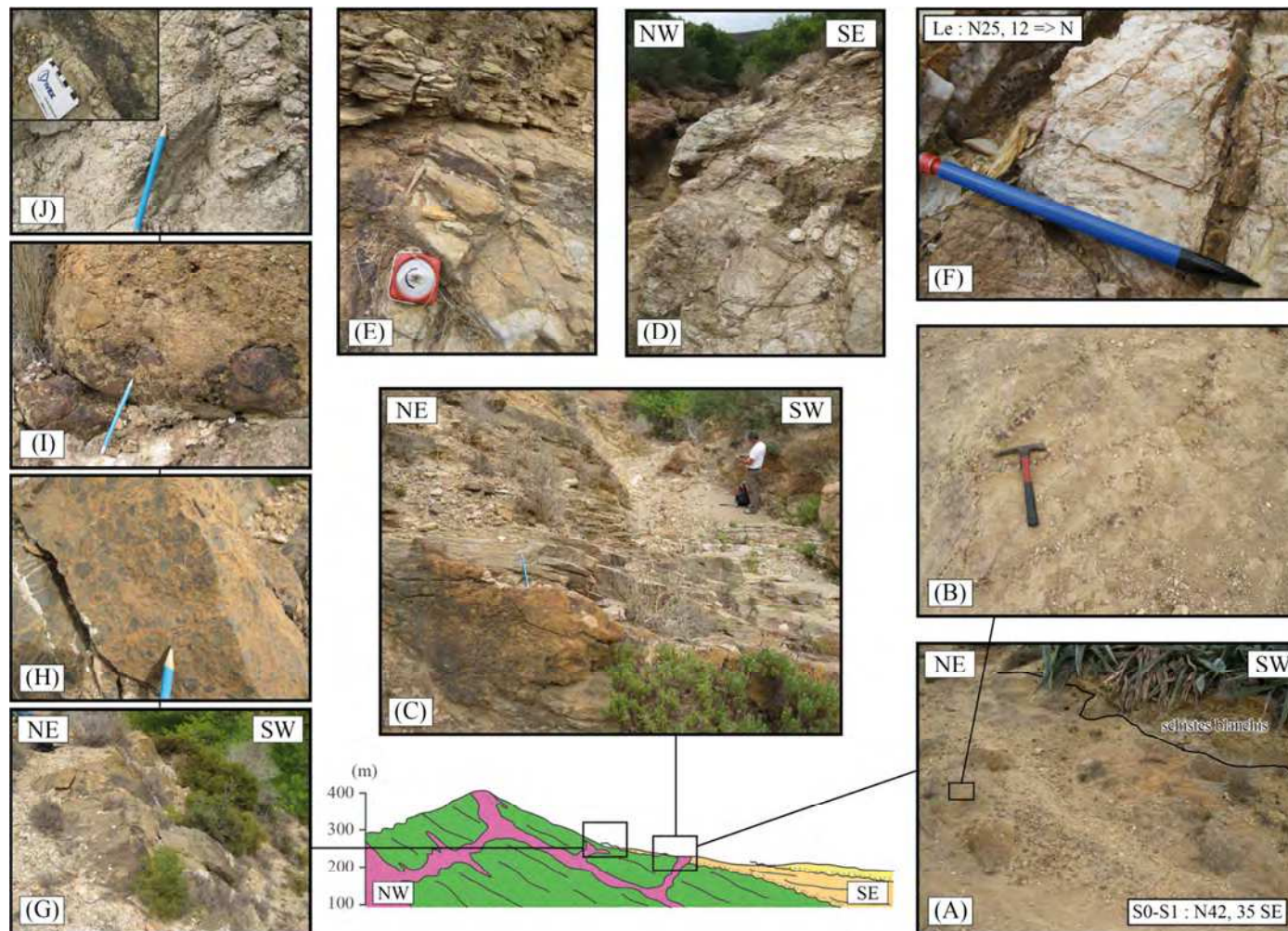


Figure 10.22 : planche de détail pour l'oued Ibekouiène. Celui-ci incise les formations du Miocène moyen, révélant les formations du Domaine Nord sous-jacentes : (A) Sill magmatique altéré dans les schistes crétacés, parcourus (B) d'un stockwerk ferrugineux discret; (C) et (D) Alternances carbonatées et schisteuses typiques du Domaine Nord, portant (E) des indices de minéralisations ; (F) Linéation portée par les schistes ; (G), (H) et (I) Conglomérat de base du Miocène moyen, au niveau duquel l'on trouve toujours des intrusions magmatiques altérées avec des traces de minéralisations ferrugineuses.

Nouvelles contraintes chronologiques pour le massif des Beni Bou Ifrour

Hormis les datations, nombreuses sur le volcanisme de la péninsule de Melilla-Nador (HERNANDEZ & BELLON, 1985 ; KERCHAOU, 1994 ; EL BAKKALI, 1995 ; EL BAKKALI *et al.*, 1998 ; DUGGEN *et al.*, 2005), il existe peu de contraintes chronologiques sur le massif des Beni Bou Ifrour.

Ce chapitre passe en revue les différentes méthodes qui ont été employées au cours de ce travail pour tenter de mieux contraindre l'exhumation néogène des Beni Bou Ifrour. Elles regroupent aussi bien de la datation absolue (^{40}Ar - ^{39}Ar , traces de fission sur apatite, U-Pb) que de la datation relative (biostratigraphie, paléomagnétisme).

11.1 Evaluation géochimique et géochronologique du modèle en arbre de Noël

Si le massif des Beni Bou Ifrour est remarquable en dépit du faible degré de métamorphisme dont il a été affecté, c'est bien grâce aux nombreuses intrusions plutoniques qui sont encaissées dans sa séquence sédimentaire. Les différents éléments de géométrie au niveau du Domaine Nord permettent d'avancer l'hypothèse que les intrusions forment un réseau de dykes et sills interconnectés (§ 10.1.1). Cette section tente d'évaluer à l'aide de la géochimie et de la géochronologie si ce modèle en arbre de Noël est applicable aux Beni Bou Ifrour.

11.1.1 Résumé des descriptions pétrographiques

Les roches magmatiques sont omniprésentes dans le Domaine Nord, et souvent altérées probablement par l'action des fluides hydrothermaux en circulation. Dans l'ensemble, elles forment de petits corps relativement isolés, dont certains se recoupent. Si plusieurs faciès ont été définis (cf. Chapitre 3), des faciès laviques, non-décrits dans la littérature, peuvent également y être rencontrés (cf. Partie II). Il est malheureusement difficile sur le terrain d'établir une chronologie relative entre ces faciès. Le détail des observations pétrographiques pour les échantillons prélevés est reporté dans l'Annexe V.

Les faciès laviques correspondent sur le terrain à des roches en intrusion dans les sédiments, à l'instar des faciès plus grossiers. S'ils se rencontrent au niveau des trois gisements, ils sont cependant moins nombreux à Ouiksane et constituent presque l'intégralité des roches magmatiques à Setolazar. Par ailleurs, seules des laves en coulées s'expriment aux bordures du massif (Afra, Domaine Sud). Ces faciès laviques sont en grande majorité des

andésites. Plusieurs paragenèses s’y distinguent : (1) dans le Domaine Sud, la paragenèse est à amphibole dominante et orthopyroxène ; (2) à Afra, les biotites sont en quantité supérieure (voire égale) aux amphiboles. Les orthopyroxènes y sont également abondants ; (3) les secteurs de Axara et de Ouiksane sont relativement proches, avec des paragenèses à amphibole clairement dominante (voire exclusive à Axara) et à biotite ; (4) à Setolazar en revanche, l’ensemble des faciès est trop altéré pour que l’on y distingue clairement la paragenèse primaire. Ces paragenèses variées et leur altération (qui ne sera pas décrite ici) sont cependant homogènes au sein d’un secteur donné. L’analyse est identique pour les faciès ignés étudiés à Ouiksane et Axara.

La caractérisation de la minéralogie a été réalisée à l’aide d’analyses EPMA réalisées à l’ISTO. Ces analyses sont reportées dans l’Annexe IV. Les biotites (Figure 11.1 A) sont relativement groupées (0,28 à 0,91 XFe) mais elles montrent une légère différenciation entre les faciès laviques et les faciès grenus. La composition des amphiboles (Figure 11.1 B) s’étale entre les magnésio-hornblendes et les tschermakites, les faciès grenus et laviques s’y superposant. Les pyroxènes (Figure 11.1 C) se trouvent en proportion beaucoup plus importante dans les faciès laviques ; leur composition est essentiellement de l’augite, sauf pour les laves du Domaine Sud où l’on trouve également des clinoenstatites.

11.1.2 Géochimie

Les « secteurs » mis en évidence par les descriptions pétrographiques des roches magmatiques soulèvent une question majeure : les différences observées sont-elles le fait de conditions de mise en place différentes, ou bien s’agit-il de systèmes magmatiques indépendants les uns des autres, notamment d’un point de vue géochimique ? Par ailleurs, les similarités de paragenèses entre les faciès plutoniques et laviques au sein d’un même secteur soulignent un probable cogénéisme entre ces faciès : le caractère lavique est-il également déterminé par des conditions de mise en place différentes (refroidissement, T, P...) ?

Des analyses géochimiques ont été réalisées sur les faciès prélevés les plus frais (Table 11.1), afin d’apporter des éléments de réponse à ces questions, dans le but de déterminer la viabilité du modèle en arbre de Noël. Les concentrations en éléments majeurs ont été déterminées par ICP-AES et les éléments traces par ICP-MS au laboratoire du SARM à Nancy.

11.1.2.a Validité des analyses

Dans un premier temps, les analyses géochimiques ont été confrontées à celles de EL BAKKALI (1995) qui définissent les tendances régionales pour le magmatisme des massifs satellites du Gourougou (calco-alcalin potassique de 9.0 à 6.6 Ma ; EL BAKKALI *et al.*, 1998) et du Gourougou *s.s.* (calco-alcalin shoshonitique de 7 à 5.4 Ma) pour comparaison, afin de voir si les échantillons choisis présentent des enrichissements ou altérations notables qui pourraient fausser les interprétations. Pour cela, le ratio Zr/TiO_2 , très peu sensible à l’altération mais qui augmente avec la différenciation chimique (WINCHESTER & FLOYD, 1977), a été confronté aux éléments majeurs (Figure 11.2).

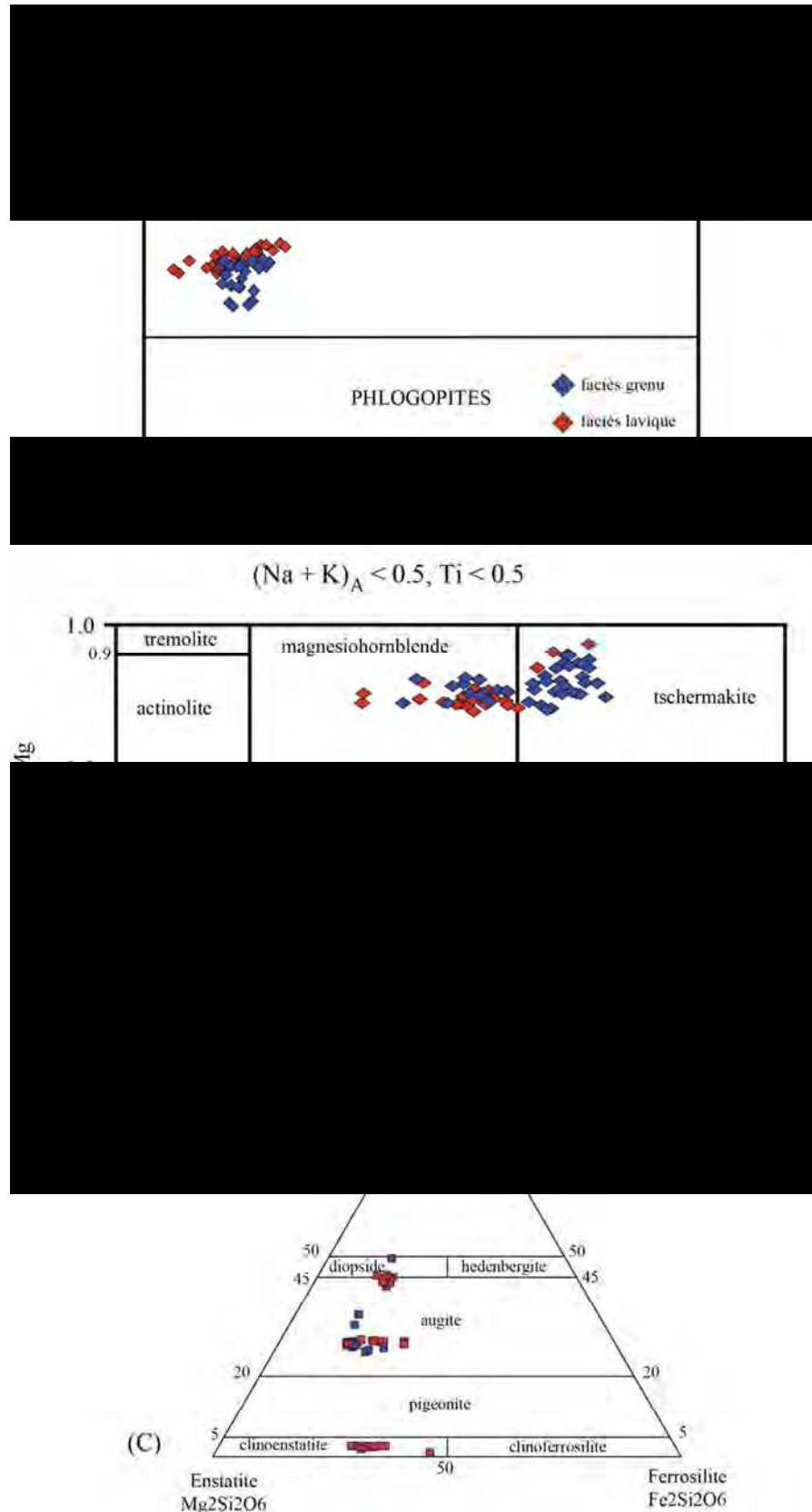


Figure 11.1 : caractérisation des minéraux magmatiques. (A) Report des biotites dans le graphe des micas noirs (DEER *et al.*, 1966 ; pas de Fe³⁺) ; (B) Report des amphiboles dans la classification des amphiboles calciques (LEAKE *et al.*, 1997 ; Fe³⁺ maximum) ; (C) Report des pyroxènes dans la classification de MORIMOTO (1989).

Chapitre 11 – Nouvelles contraintes chronologiques pour le massif des Beni Bou Ifrou

Sample	DS1	DS2	CUP5	CUP6	AXA16	AXA21	OUK14b	OUK20	OUK13	AXA2b	AXA26	OUK2
Igneous rocks	andesite	andesite	andesite	andesite	andesite	andesite	andesite	granodiorite	aplitic granodiorite	micro-diorite	micro-diorite	micro-granodiorite
(Wt %)												
SiO ₂	57.75	56.82	58.11	56.31	55.91	55.08	52.47	58.79	62.17	57.57	56.63	60.36
Al ₂ O ₃	16.538	17.155	15.828	16.303	14.83	14.753	14.113	15.645	15.56	15.378	17.21	15.56
Fe ₂ O ₃	7.146	6.558	5.416	6.002	4.035	6.701	7.845	5.262	5.66	3.743	2.039	5.876
MnO	0.0786	0.0794	0.0788	0.0792	0.0492	0.0636	0.071	0.0743	0.0526	0.0495	0.0327	0.0607
MgO	1.994	2.836	2.716	2.407	4.221	4.367	3.501	3.066	2.146	3.169	1.159	2.813
CaO	6.267	7.386	6.198	6.62	8.145	7.218	7.774	6.666	5.14	7.365	7.634	5.519
Na ₂ O	2.84	3.054	2.623	2.649	2.861	3.5	3.111	2.911	2.901	2.677	3.404	2.697
K ₂ O	2.287	1.29	3.113	2.953	3.657	3.751	4.381	4.668	4.431	3.475	2.839	3.482
TiO ₂	0.867	0.897	0.87	0.841	0.673	0.76	0.712	0.744	0.558	0.577	1.001	0.657
P ₂ O ₅	0.19	0.34	0.52	0.51	0.25	0.24	0.37	0.43	0.39	0.26	0.27	0.3
LOI	3.09	3.26	3.68	3.85	4.68	3.17	5.23	1.47	1.42	5.39	6.73	2.48
Total	99.05	99.68	99.14	98.52	99.31	99.6	99.58	99.72	100.44	99.65	98.94	99.8
(Ppm)												
As	6.032	4.547	8.18	5.419	4.423	4.341	13.49	3.622	3.529	4.297	4.116	2.092
Ba	681.8	568.1	1408,00	1357,00	836.4	876.3	1018,00	1496,00	1473,00	901.5	930,00	1004,00
Be	1.812	1.52	2.679	2.494	1.827	1.767	2.689	3.056	2.669	2.244	2.62	2.532
Bi	0.159	n.d.	0.569	n.d.	0.134	0.352	2.201	0.11	n.d.	0.111	n.d.	n.d.
Cd	n.d.	n.d.	0.133	n.d.	n.d.	0.244	0.176	0.294	0.197	0.132	n.d.	n.d.
Ce	63.72	61.02	92.31	85.39	40.41	58.19	66.79	105,00	65.79	64.63	92.12	88.06
Co	13.39	12.43	16.81	13,00	7.292	13.5	32.66	12.58	11.65	5.871	3.522	12.41
Cr	114.7	556.6	458.6	50.67	782.2	923.8	1186,00	1114,00	1205,00	392.4	223.1	48.15
Cs	1.071	2.638	7.325	6.772	4.056	1.12	2.666	0.92	2.941	3.062	3.99	2.601
Cu	12.91	24.57	55.61	25.69	8.695	14.71	30.9	23.73	26.32	5.654	15.31	n.d.
Dy	4.616	4.236	4.367	4.01	4.132	4.204	3.999	5.115	3.977	3.838	5.249	4.321
Er	2.588	2.279	2.278	2.058	2.32	2.321	2.172	2.802	2.279	2.138	2.771	2.337
Eu	1.368	1.385	1.563	1.582	2.164	1.433	1.642	1.513	1.276	1.477	1.676	1.374
Ga	20.77	19.85	20.04	19.55	16.75	16.78	19.26	20.15	19.17	18.78	20.89	19.33
Gd	5.13	5.054	5.747	5.328	4.524	4.735	4.784	6.031	4.566	4.368	6.019	5.132
Ge	1.609	1.577	1.528	1.418	1.745	1.702	1.882	1.893	1.768	1.655	1.247	1.859
Hf	4.668	3.901	5.034	4.961	4.069	4.16	4.368	8.424	7.812	4.115	5.81	5.558
Ho	0.898	0.818	0.817	0.748	0.81	0.822	0.756	0.982	0.769	0.74	0.978	0.819
In	0.08	n.d.	n.d.	n.d.	0.147	0.301	0.242	n.d.	n.d.	0.179	0.172	n.d.
La	33.97	31.72	49.4	44.14	15.62	25.39	27.96	55.47	35.06	27.42	45.4	45.02
Lu	0.403	0.342	0.344	0.319	0.37	0.372	0.347	0.489	0.402	0.352	0.408	0.389
Mo	6.512	36.53	27.78	0.651	49.29	59.03	76.43	71.53	77.42	23.5	10.61	0.611
Nb	10.39	9.674	14.54	13.53	10.58	11.29	13.29	16.48	12.71	10.63	17.45	12.02
Nd	30.25	30.17	41.15	38.81	24.89	28.04	32.12	43.34	29.8	28.75	38.35	36.48
Ni	26.84	71.7	55.9	9.052	101.7	126.7	159.1	106.9	120.8	55.03	36.74	12.48
Pb	8.9174	5.6758	17.0633	15.3817	1.4841	3.6177	5.6056	18.8564	6.0263	3.3859	6.2677	6.3285

Pr	7.32	7.219	10.2	9.629	5.472	6.782	8.018	11.18	7.326	7.33	9.922	9.512
Rb	65.58	54.55	134.5	125.1	76.54	90.55	117.2	102.6	104.4	74.35	76.76	105.7
Sc	27.51	26.49	24.39	22.2	27.73	23.95	25.88	20.63	16.65	24.09	24.26	23.64
Sb	0.453	0.481	0.517	0.369	1.003	1.507	2.76	0.556	1.173	1.709	4.302	0.672
Sm	5.908	6.041	7.552	7.105	5.476	5.568	6.118	7.998	5.704	5.488	7.454	6.794
Sn	2.843	2.882	7.044	3.771	7.857	8.343	17.45	4.363	3.223	8.244	9.41	3.518
Sr	422,00	492.3	589.6	640,00	345.4	276.9	341.6	490,00	515.3	374.8	416.4	416.3
Ta	0.852	0.756	1.199	1.152	0.82	0.856	0.955	1.365	1.302	0.88	1.486	1.107
Tb	0.785	0.745	0.805	0.732	0.707	0.722	0.697	0.886	0.686	0.673	0.903	0.752
Th	10.85	8.574	19.55	18.94	11.03	10.33	13.18	22.96	25.87	12.4	21.93	18.52
Tm	0.396	0.332	0.331	0.304	0.351	0.349	0.324	0.438	0.356	0.335	0.418	0.355
U	3.059	2.534	6.403	5.834	5.143	3.476	9.209	6.626	5.946	3.972	5.308	3.794
V	200.1	202.4	198.5	194.9	169.3	151.2	200.3	141.2	110.7	148.3	175.8	139.5
W	1.807	2.224	2.749	1.592	3.696	3.546	4.909	4.145	3.877	4.979	2.435	0.511
Y	25.96	23.48	23.71	21.59	23.7	23.6	22.39	29.06	23.47	21.81	27.81	23.71
Yb	2.619	2.216	2.227	2.014	2.372	2.336	2.18	3.022	2.455	2.254	2.754	2.454
Zn	57.98	50.67	43.16	55.45	23.77	50.49	70.78	55.93	89.49	37.49	29,00	48.53
Zr	172.4	146.2	189.2	186.8	155.7	162.3	167.6	369.7	291.8	156,00	215.8	214.6

n.d. = not detected

Table 11.1 : analyses des éléments majeurs et traces dans les faciès plutoniques et laviques des Beni Bou Ifrou.

Dans le cas du SiO₂ (Figure 11.2 A), la corrélation montre bien la différenciation. Quelques points se révèlent légèrement appauvris en SiO₂ par rapport à la tendance des massifs satellites (3% environ, maximum 5%). On n’y observe pas d’enrichissement, comme l’observation pétrographique aurait pu le faire penser pour certains échantillons : il n’y a donc pas de silicification secondaire.

L’alumine (Figure 11.2 B) est relativement dispersée et ne marque pas de tendance particulière. Nos analyses se situent globalement dans la gamme.

L’analyse du Fe₂O₃ (Figure 11.2 C), qui diminue avec la différenciation, se révèle particulièrement importante dans un contexte hydrothermal tel que celui qui affecte le massif des Beni Bou Ifrou. Dans le cas du Gourougou s.s., quatre points se situent au-dessus de la tendance générale : il s’agit de trachytes ferrifères, les termes les plus différenciés, qui définissent une autre tendance. Dans les massifs satellites, un point est en-deçà de la tendance globale affichée : il s’agit d’une granodiorite de Ouiksane, qui apparaît lessivée. Nos propres analyses montrent qu’il existe une mobilité du fer : au moins deux points sont légèrement enrichis, qui correspondent à ceux qui sont appauvris en SiO₂. Un autre point se révèle appauvri : il s’agit de la granodiorite au NW du parement de Axara, dans laquelle les ferromagnésiens sont difficilement reconnaissables.

Le CaO (Figure 11.2 D) montre une très légère baisse avec la différenciation. Comparés à la tendance des massifs satellites, plusieurs échantillons semblent marquer un léger enrichissement en CaO (maximum 1%).

Dans le cas du MnO (Figure 11.2 E), nos points se situent dans la gamme de la tendance des massifs satellites.

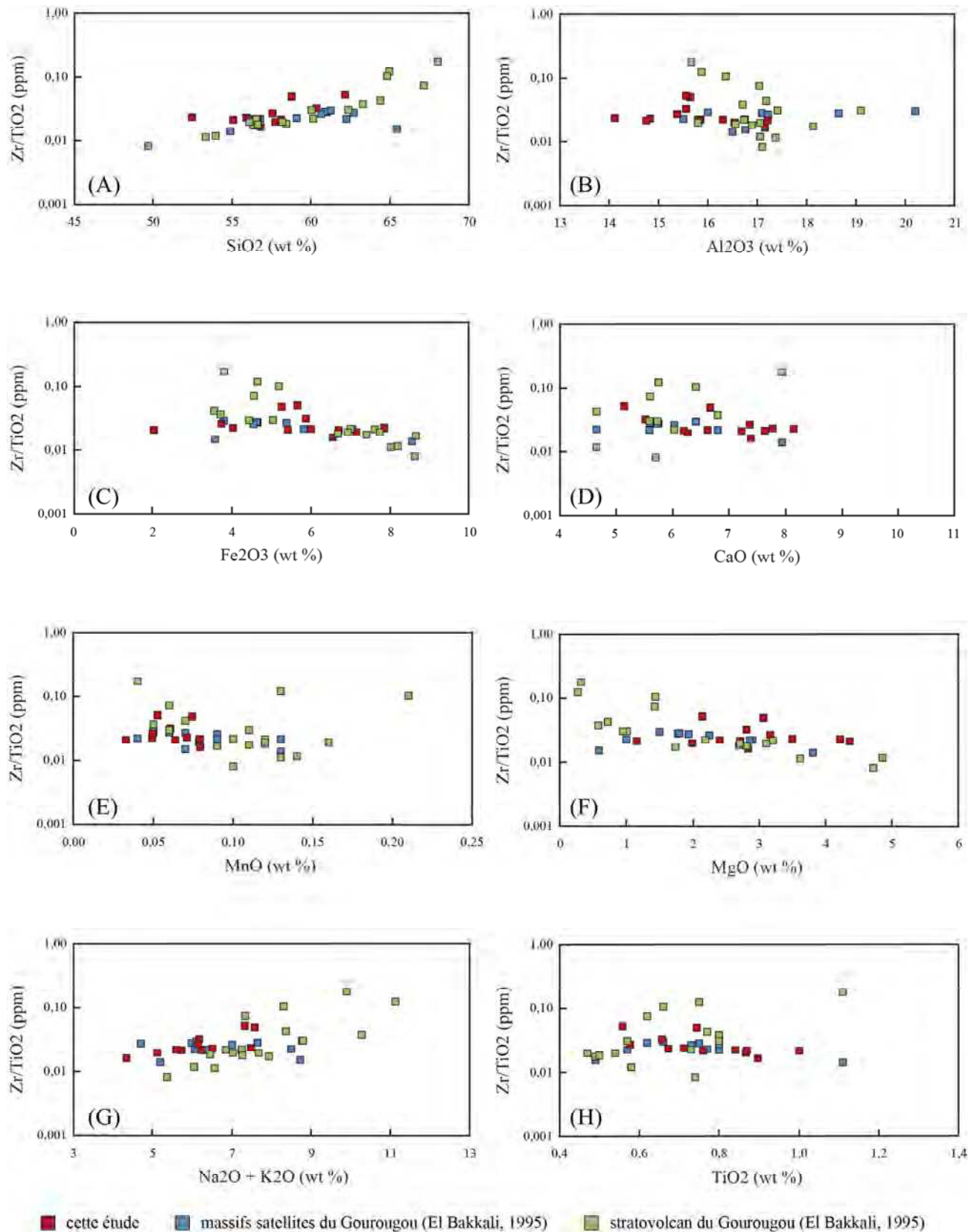


Figure 11.2 : comparaison des analyses par rapport à la tendance régionale. Bien qu'il en existe d'autre (KERCHAOU, 1994 ; DUGGEN *et al.*, 2005), seules les analyses de EL BAKKALI (1995) ont été ici prises en compte afin d'éviter toute interférence analytique. Les quelques termes les plus basiques et acides du magmatisme des massifs satellites (dacites et rhyolites) ne sont pas représentés.

Le MgO fonctionne avec le Fe₂O₃ (Figure 11.2 F), diminuant à mesure que le taux de différenciation augmente. Les trachytes ferrifères du Gourougou *s.s.* sont de nouveau isolés. Par rapport à la tendance des massifs satellites, la plupart de nos analyses semblent marquer un enrichissement en MgO, qui pourtant ne correspond pas à un enrichissement en Fe₂O₃.

Les alcalins (Figure 11.2 G), qui augmentent avec la différenciation, ne montrent pas de tendance particulière pour les massifs satellites. Nos points se situent dans cette même gamme et ne subissent donc pas une altération notable.

Enfin, l'analyse du TiO₂ (Figure 11.2 H) montre une légère tendance à la baisse en fonction de la différenciation, qui est dans la gamme des massifs satellites.

Dans l'ensemble, nos analyses correspondent bien aux massifs satellites calco-alcalins, qui regroupent donc à la fois les intrusions grenues des Beni Bou Ifrou et les laves des volcans qui l'environnent. Il y a peu d'altérations notables au regard de la tendance globale. Quelques enrichissements en Fe, Mg et Ca apparaissent néanmoins. Ceux-ci sont probablement reliés à la présence concomitante des minéralisations.

Les éléments Ti, Zr, Y, Nb, Ce, Ga et Sc sont réputés immobiles lors des processus d'altération post-consolidation et de métamorphisme (WINCHESTER & FLOYD, 1977). En revanche, les classifications basées sur les éléments majeurs, comme le diagramme TAS communément utilisé dans les classifications géochimiques, sont moins fiables car ceux-ci peuvent être mobiles. Ils ne sont donc valables que sur des roches non-altérées ou non-métamorphisées. La comparaison des terminologies obtenues via la classification de WINCHESTER & FLOYD (1977) et le diagramme TAS permet ainsi de déduire si la caractérisation du magmatisme est indépendante des altérations qu'il a pu subir, et donc si les roches analysées sont suffisamment fraîches.

Dans le diagramme TAS (Figure 11.3 A), les laves sont distribuées autour des limites entre les andésites, les andésites basaltiques et les trachyandésites basaltiques. Dans l'ensemble, les roches plutoniques sont des équivalents des trachyandésites. Dans la classification de WINCHESTER & FLOYD (1977), les laves sont des andésites et les roches plutoniques sont des équivalents des dacites / rhyodacites. D'une nomenclature à l'autre, il n'y a pas de recouvrement total entre les laves et les roches plutoniques, qui apparaissent plus différenciées que leurs équivalents laviques. Cela reflète donc *a priori* une différence réelle et non pas une différence de fraîcheur des échantillons analysés. Sur Ouiksane, l'écart de composition est assez marqué entre la lave et les échantillons grenus tandis que sur Axara, il y a convergence entre les laves et les roches plutoniques.

Si les terminologies des roches sont légèrement différentes entre les deux classifications, elles restent toutefois dans une même gamme. On peut donc estimer que nos roches sont suffisamment fraîches pour que nos analyses soient considérées valides.

11.1.2.b Intégration aux données de la littérature

Au regard de la validité de nos analyses, nous avons établi dans le diagramme de WINCHESTER & FLOYD (1977) une comparaison des intrusifs grenus avec l'ensemble des données recueillies dans la littérature (Figure 11.4).

Bien que les données sur les secteurs de Axara et de Ouiksane soient très représentées dans ce jeu d'analyses, les différences minéralogiques observées par secteur ne se retrouve *a*

priori pas au niveau chimique, puisque l'ensemble des analyses est relativement concentré autour de la limite entre les équivalents dacites/rhyodacites et les équivalents andésites. Cette dispersion des données géochimiques est donc compatible avec un magma-parent commun. Les différences minéralogiques observées par secteurs seraient ainsi davantage liées à des conditions de cristallisation différentes (P, T...).

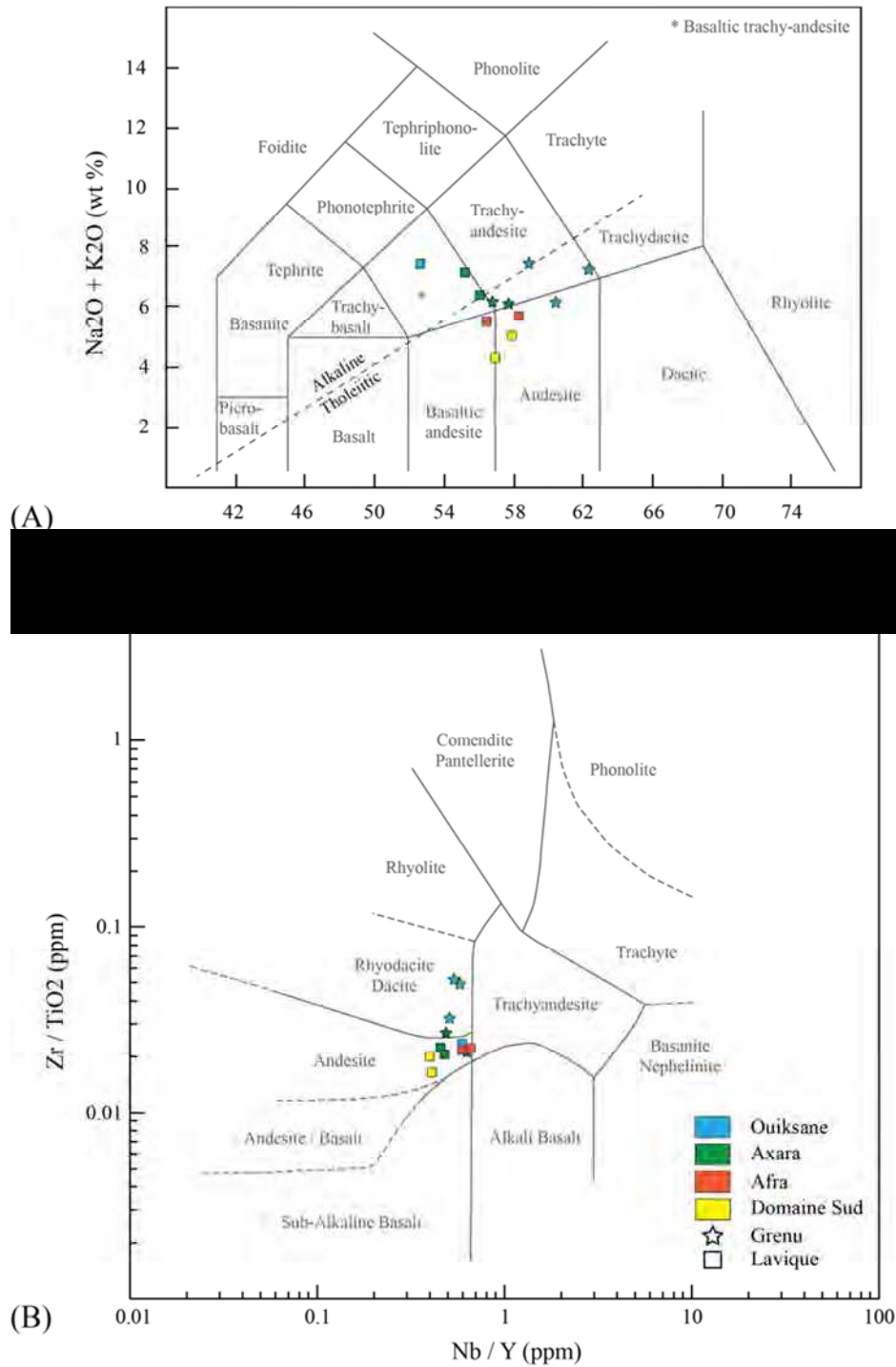


Figure 11.3 : comparaison des terminologies de roches magmatiques obtenues via la nomenclature TAS (A) et le diagramme Zr/TiO₂ vs Nb/Y (B ; WINCHESTER & FLOYD, 1977).

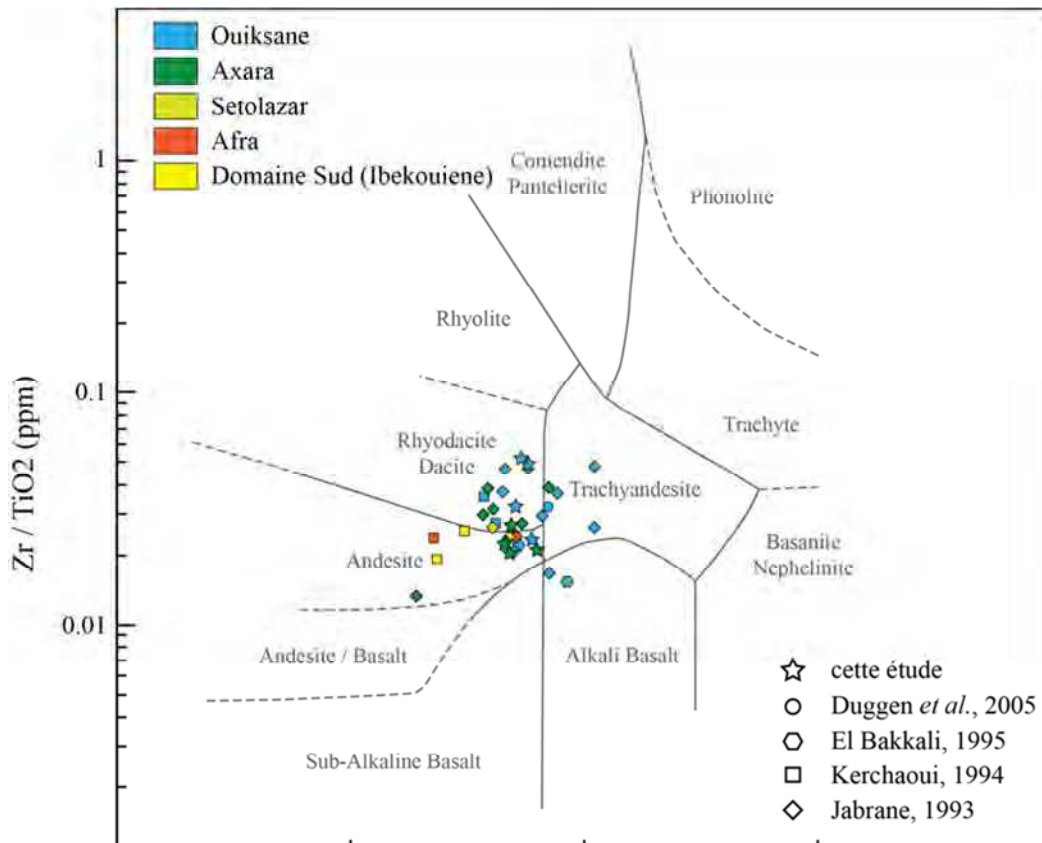


Figure 11.4 : caractérisation de l'ensemble des intrusifs grenus du massif des Beni Bou Ifrouf dans la classification de WINCHESTER & FLOYD (1977). Une distinction par secteur et par auteur y est apportée.

11.1.3 Distribution des âges du magmatisme

Les nouvelles datations réalisées dans le cadre de cette étude (Table 11.2) sont localisées aux côtés de celles de la littérature dans la Figure 11.5.

Sample	Rock-type	Age (Ma)	Error (Ma)	Method	Mineral
OUK2	microgranodiorite	8.04	0.14	U-Pb	zr
OUK2	microgranodiorite	7.98	0.03	Ar-Ar	bt
OUK20	granodiorite	7.67	0.03	Ar-Ar	bt
CUP5	andesite	7.93	0.04	Ar-Ar	bt
AXA16	andesite	7.85	0.10	Ar-Ar	bt

Table 11.2 : compilation des nouvelles datations réalisées sur le magmatisme des Beni Bou Ifrouf et des massifs environnants (voir localisations sur la Figure 11.5).

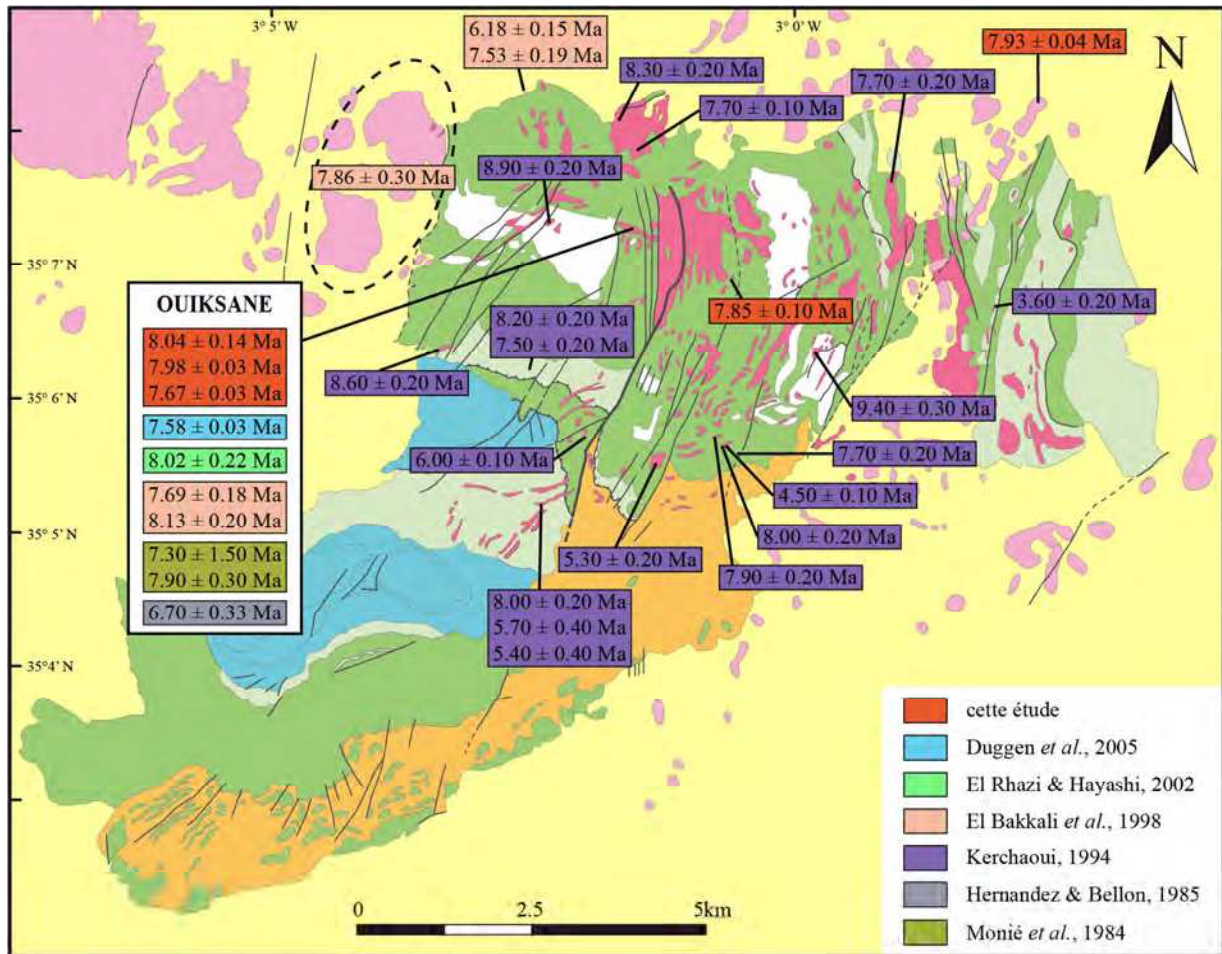


Figure 11.5 : report de l'ensemble des âges du magmatisme des Beni Bou Ifrouf sur le schéma structural modifié.

11.1.3.a Datations ^{40}Ar - ^{39}Ar sur biotite

Les échantillons datés ont été choisis parmi les échantillons les plus frais déjà analysés géochimiquement. Deux intrusifs grenus représentant l'Intrusion Centrale ont été choisis pour Ouiksane (OUK2 et OUK20), une lave intrusive à Axara (AXA16) et une lave périphérique au massif à Afra (CUP5). L'état d'altération avancé ne permet malheureusement pas d'obtenir d'âge sur Setolazar. Une tentative de datation sur le Jbel Aoura Salem, proche du site de l'oued Ameddah, n'a également pas abouti, les amphiboles se révélant trop petites.

Les biotites analysées contiennent de 7.63 à 9.75 wt % de K_2O . Elles ont été séparées à la main sous loupe binoculaire à partir des fractions tamisées fines de l'échantillon broyé au broyeur à mâchoires. Les datations ^{40}Ar - ^{39}Ar ont été réalisées par Gilles Ruffet au laboratoire Géosciences Rennes, selon les protocoles expérimentaux décrits dans RUFFET *et al.* (1991, 1995). Le moniteur d'irradiation est la sanidine TCRs (28.608 ± 0.033 Ma ; RENNE *et al.*, 1998, 2010, 2011). L'ensemble de la procédure est reportée dans CATHELINEAU *et al.* (2012).

Les résultats (Table 11.3) sont représentés dans la Figure 11.6.

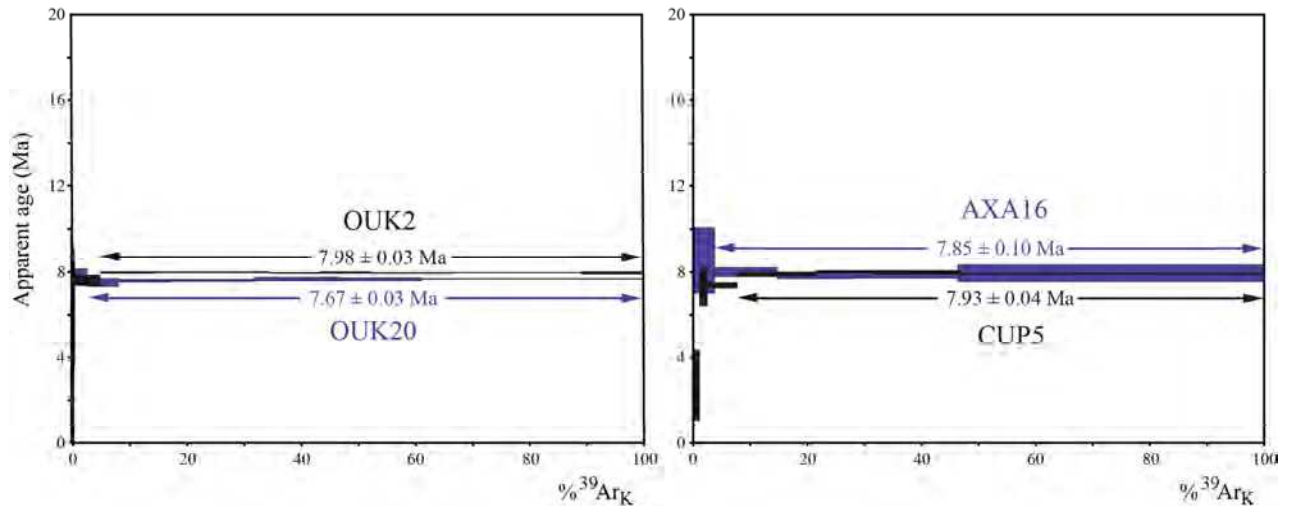


Figure 11.6 : synthèse des analyses ^{40}Ar - ^{39}Ar conventionnelles sur les biotites, présentées sous la forme de spectres.

Step	Laser power	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	^{39}Ar	% ^{39}Ar	Atm. Cont	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	Error
Ouk20_Biotite											
J = 7,07781E-3 Error J = 19,24849E-6											
1	330	1,262	1,036	0,251	381,515	6,518	0,061	98,752	4,723	59,45	29,97
2	390	0,169	2,744	0,054	50,238	17,473	0,225	99,799	0,100	1,27	5,36
3	450	0,043	3,359	0,027	13,034	36,843	0,570	96,220	0,489	6,24	2,93
4	520	0,010	0,225	0,023	3,702	242,171	2,842	83,359	0,610	7,79	0,39
5	570	0,001	0,026	0,021	1,015	592,506	8,401	41,435	0,588	7,51	0,18
6	250	0,001	0,005	0,021	0,833	980,818	17,605	27,814	0,595	7,60	0,08
7	680	0,000	0,007	0,021	0,695	1565,093	32,291	13,226	0,597	7,62	0,05
8	750	0,000	0,017	0,021	0,675	1581,514	47,131	9,825	0,603	7,70	0,08
9	850	0,000	0,036	0,020	0,666	1525,253	61,443	8,850	0,601	7,67	0,05
10	2222	0,000	0,037	0,021	0,647	4109,057	100,000	5,928	0,602	7,69	0,03
Ouk2_Biotite											
J = 7,09362E-3 Error J = 19,29150E-6											
1	330	1,256	0,345	0,289	375,257	9,152	0,037	99,924	0,284	3,63	29,18
2	400	0,193	1,453	0,058	57,969	28,507	0,152	99,378	0,357	4,57	5,60
3	460	0,090	4,385	0,040	27,041	137,801	0,708	98,236	0,474	6,06	2,40
4	520	0,007	0,182	0,020	2,678	1102,913	5,167	77,550	0,595	7,62	0,25
5	580	0,001	0,029	0,018	0,822	2372,289	14,759	23,337	0,624	7,99	0,05
6	630	0,000	0,010	0,018	0,672	4986,646	34,923	6,051	0,625	8,00	0,03
7	690	0,000	0,011	0,018	0,668	2199,807	43,818	5,900	0,623	7,97	0,04
8	760	0,000	0,014	0,018	0,684	2167,841	52,583	7,882	0,624	7,98	0,04
9	850	0,000	0,013	0,018	0,681	3570,367	67,020	7,685	0,622	7,96	0,03
10	1000	0,000	0,012	0,018	0,677	5563,470	89,516	6,923	0,623	7,98	0,03
11	2222	0,001	0,017	0,018	0,849	2592,757	100,000	26,053	0,622	7,96	0,07
AXA16_Biotite											
J = 7,17482E-3 Error J = 19,51231E-6											
1	350	0,158	0,593	0,046	46,837	5,393	0,136	100,318	-0,148	-1,92	16,38
2	430	0,032	2,276	0,017	16,762	1,208	0,167	55,838	7,349	92,90	69,44
3	500	0,045	0,440	0,030	13,993	148,802	3,921	95,243	0,659	8,53	1,52
4	560	0,002	0,013	0,022	1,193	435,343	14,909	47,821	0,616	7,97	0,21
5	630	0,001	0,009	0,022	0,887	524,971	28,159	31,449	0,602	7,79	0,13
6	750	0,001	0,008	0,022	0,960	725,783	46,478	35,996	0,608	7,87	0,16
7	2222	0,015	0,006	0,025	5,028	2120,520	100,000	87,693	0,612	7,93	0,40
CUP5_Biotite											
J = 7,17085E-3 Error J = 19,50153E-6											
1	350	0,256	0,000	0,071	77,406	24,974	0,182	98,526	1,130	14,60	9,04
2	430	0,032	0,014	0,026	9,704	152,717	1,295	97,850	0,206	2,67	1,65
3	500	0,014	0,041	0,025	4,777	176,066	2,578	88,124	0,561	7,26	0,86
4	560	0,003	0,029	0,022	1,328	730,458	7,901	56,715	0,569	7,36	0,13
5	630	0,002	0,021	0,022	1,181	1898,542	21,737	47,761	0,611	7,90	0,10
6	700	0,001	0,014	0,022	1,007	1358,422	31,637	37,914	0,619	8,01	0,07
7	800	0,002	0,016	0,022	1,268	2100,791	46,947	50,999	0,615	7,96	0,10
8	2222	0,000	0,007	0,022	0,741	7279,863	100,000	16,637	0,611	7,91	0,03

Table 11.3 : résultats complets des analyses ^{40}Ar - ^{39}Ar conventionnelles sur les biotites. Sont reportés le facteur J et son erreur, les ratios isotopiques et les âges apparents calculés en Ma avec leur erreur correspondante (1σ).

11.1.3.b Datations U-Pb sur zircon

L’Intrusion Centrale à Ouiksane est particulièrement riche en minéraux accessoires tels que les apatites. On y trouve également quelques zircons, en quantité moindre.

Pour séparer les zircons, la roche broyée a été traitée par les techniques magnétiques et de densité conventionnelles pour la concentration des fractions lourdes non-magnétiques. Les zircons sont pour la plupart subautomorphes, allongés ou plus trapus, et de couleur légèrement rosée. Leur taille est de l’ordre de 100 μm (Figure 11.7). Les cristaux représentatifs ont ensuite été sélectionnés sous une loupe binoculaire, puis montés en résine epoxy et enfin polis jusqu’au micromètre. Leur morphologie et structures internes ont été observées en microscopie classique, au MEB ainsi qu’à la cathodoluminescence (CL) afin de révéler d’éventuelles zonations au sein des minéraux. L’ensemble de ces opérations a été réalisé à l’ISTO.

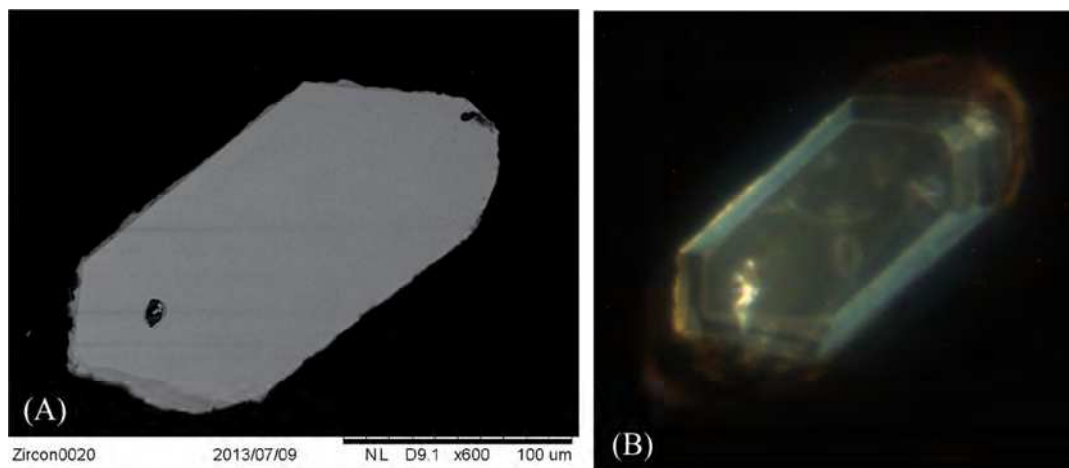


Figure 11.7 : exemple de zircon typique sur l’Intrusion Centrale. (A) Imagerie MEB ; (B) Imagerie CL.

Les datations U-Pb ont été effectuées par Dirk Frei au *Central Analytical Facility* de l’université de Stellenbosch (Afrique du Sud). Elles ont été acquises par LA-SF-ICP-MS à l’aide d’un spectromètre de masse de type Thermo Finnigan Element2 couplé à un système d’ablation laser à excimère Resonetics Resolution S155. Ces datations ont été obtenues via des analyses ponctuelles (*single spot*) de 43 μm de diamètre et dont la profondeur du cratère fait approximativement 15-20 μm . Les méthodes employées pour l’analyse et le traitement des données sont décrites en détail dans GERDES & ZEH (2006) et FREI & GERDES (2009). Le contrôle de la validité des âges se fait sur le zircon de référence Plesovice (SLAMA *et al.*, 2008), dont les âges mesurés sont en accord avec les âges ID-TIMS publiés (cf. Annexe VI). Le calcul des âges concordia et leur représentation dans des diagrammes concordia a été obtenue au moyen d’Isoplot/Ex 3.0 (LUDWIG, 2003).

L’ensemble des résultats est reporté dans la [Table 11.4](#) et représenté dans la [Figure 11.8](#). Les bordures et cœurs des minéraux ont été analysés mais aucune zonation des âges n’est apparue, ce qui exclut tout héritage ou histoire polychromique des zircons (FREI, commentaire écrit).

Analysis	Ratios										Ages (Ma)			
	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th/U ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 s ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 s ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 s ^d	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 s
NL_01	395	0,5	0,56	0,0121	0,0021	0,00125	0,00008	0,37	0,070	0,011	12,3	2,1	8,1	0,5
NL_06	233	0,3	0,50	0,0062	0,0028	0,00126	0,00012	0,21	0,036	0,016	6,3	2,8	8,1	0,8
NL_08	156	0,2	0,47	0,0043	0,0053	0,00126	0,00022	0,14	0,025	0,030	4,3	5,4	8,1	1,4
NL_09	172	0,2	0,45	0,0091	0,0044	0,00124	0,00016	0,27	0,053	0,025	9,2	4,4	8,0	1,0
NL_10	309	0,4	0,52	0,0127	0,0026	0,00124	0,00008	0,32	0,074	0,014	12,8	2,6	8,0	0,6
NL_11	1268	1,6	1,33	0,0080	0,0012	0,00126	0,00006	0,31	0,046	0,007	8,1	1,2	8,1	0,4
NL_12	84	0,1	0,39	0,0084	0,0070	0,00125	0,00020	0,19	0,049	0,040	8,5	7,1	8,1	1,3
NL_14	276	0,3	0,40	0,0080	0,0037	0,00125	0,00010	0,17	0,046	0,021	8,0	3,7	8,0	0,7
NL_18	473	0,6	0,87	0,0081	0,0023	0,00126	0,00008	0,23	0,047	0,013	8,2	2,3	8,1	0,5
NL_21	237	0,3	0,59	0,0085	0,0028	0,00125	0,00012	0,29	0,049	0,016	8,6	2,9	8,0	0,8
NL_23	685	0,8	0,43	0,0079	0,0013	0,00124	0,00006	0,29	0,046	0,007	8,0	1,3	8,0	0,4
NL_25	179	0,2	0,41	0,0084	0,0060	0,00125	0,00026	0,29	0,049	0,033	8,5	6,1	8,1	1,7
NL_26	251	0,3	0,46	0,0081	0,0080	0,00125	0,00010	0,08	0,047	0,046	8,2	8,1	8,1	0,6
NL_35	163	0,2	0,55	0,0084	0,0057	0,00125	0,00014	0,16	0,049	0,033	8,5	5,8	8,1	0,9
NL_37	159	0,2	0,50	0,0096	0,0055	0,00126	0,00012	0,17	0,055	0,031	9,7	5,5	8,1	0,8
NL_41	211	0,3	0,40	0,0098	0,0036	0,00126	0,00010	0,22	0,056	0,020	9,9	3,6	8,1	0,7
NL_42	416	0,5	0,67	0,0081	0,0021	0,00126	0,00010	0,30	0,046	0,012	8,1	2,2	8,1	0,6
NL_45	383	0,5	0,54	0,0093	0,0025	0,00125	0,00008	0,24	0,054	0,014	9,4	2,5	8,1	0,6
NL_50	146	0,2	0,55	0,0085	0,0049	0,00125	0,00012	0,17	0,049	0,028	8,5	4,9	8,0	0,8
NL_53	269	0,3	0,79	0,0080	0,0028	0,00125	0,00010	0,23	0,046	0,016	8,1	2,8	8,0	0,7
NL_54	150	0,2	0,54	0,0081	0,0038	0,00125	0,00016	0,27	0,047	0,021	8,2	3,8	8,0	1,0

^aU and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

^bCorrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value);

²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} * 1/137.88)$

^cRho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and the ²⁰⁷/²³⁵U ratio

^dQuadratic addition of within-run errors (2 SD) and daily reproducibility of GJ-1 (2 SD)

^eCorrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon (-0.6 per atomic mass unit) and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975)

Table 11.4 : résultats complets des analyses U-Pb réalisées sur les zircons de l’Intrusion Centrale.

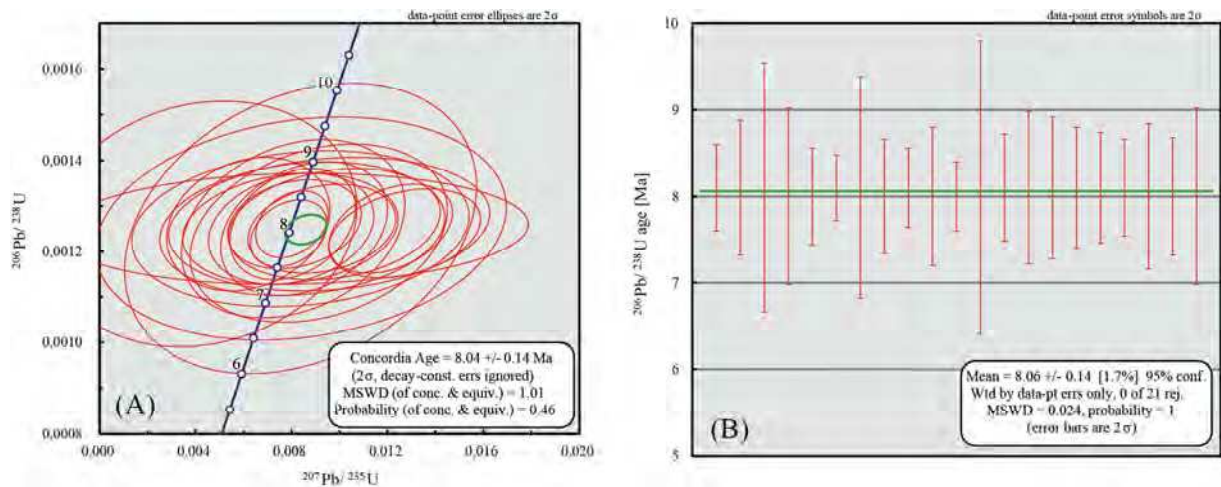


Figure 11.8 : représentations graphiques des âges U-Pb des zircons. (A) Age concordia ; (B) Age moyen.

11.1.3.c Distribution des âges au sein du massif

KERCHAOU (1994) distingue une distribution bimodale des âges des diorites dans le massif des Beni Bou Ifrouf, traduisant deux périodes principales de mise en place magmatique : (1) une première au Tortonien (ca. 7,5 Ma), (2) une seconde au Messinien (ca. 5,5 Ma), ce qui est cohérent avec l'observation de roches grenues dans le Miocène moyen au niveau de l'oued Bourdim (§ 10.2.2.a). Selon cet auteur, les filons constituent ainsi plusieurs générations qui se recoupent à l'affleurement, et les âges les plus récents semblent se situer aux alentours du massif (au Sud, à l'Est et au Nord).

EL BAKKALI (1995) souligne la difficulté d'établir une relation chronologique claire entre les granodiorites et le volcanisme andésitique environnant. Une coupe de MOREL (1985) montre que le volcanisme du volcan de Belouzir est intrusif dans les granodiorites, et DUFLLOT *et al.* (1984) reportent la présence d'éléments anguleux de granodiorites emballés dans un ciment andésitique au niveau de Bokoya. Les relations de terrain semblent donc montrer que les granodiorites seraient antérieures aux massifs andésitiques, au moins localement.

Les âges obtenus au cours de ce travail s'échelonnent de 8,04 à 7,67 Ma, soit sur échelle de temps très restreinte. Ils représentent pourtant des éléments différents : l'Intrusion Centrale de Ouiksane, une lave intrusive à Axara et une lave effusive à Afra. Dans l'ensemble, à part les quelques âges inférieurs à 5 Ma (KERCHAOU, 1994 ; K-Ar sur roche totale), les âges sont très similaires à l'échelle du massif et ne marquent pas de saut temporel significatif entre les roches plutoniques et leurs équivalents effusifs aux alentours du massif (Assiraou-Belouzir, $7,86 \pm 0,30$ Ma ; Afra, $7,93 \pm 0,04$ Ma).

11.1.4 Le modèle en arbre de Noël est-il applicable ?

D'un point de vue géochimique, la dispersion des données semble compatible avec un magma-parent commun. Les différences minéralogiques observées par secteurs seraient ainsi

davantage liées à des conditions de cristallisation différentes (P, T...). Or, dans le cas de sill et dyke en réseau connecté – le modèle en « arbre de Noël » –, plusieurs lames se mettent en place à des profondeurs différentes, dans des encaissements qui peuvent également être différents. Ce modèle n'exclut en outre pas que plusieurs générations de filons se recoupent à l'affleurement.

Le fait que les âges soient relativement concordants entre l'Intrusion Centrale et une lave intrusive correspond également bien à ce modèle, si l'on considère que le magma s'est accumulé sous l'ensemble du Domaine Nord. Le volcan effusif, d'âge subconcordant également et surtout équivalent pétrographiquement, semble constituer l'expression en surface d'un tel système, qui pourrait par ailleurs constituer une chambre magmatique intermédiaire.

Si ces résultats ne confirment pas formellement l'application d'un tel modèle aux Beni Bou Ifrou, ils renforcent néanmoins l'hypothèse que nous avons faite à partir des géométries de terrains.

11.2 Exhumation des Beni Bou Ifrou : un essai de thermochronologie

La thermochronologie repose sur le principe de « fermeture » des minéraux à différentes températures. La température de fermeture du zircon (environ 800 °C) permettra ainsi de dater la mise en place d'un corps plutonique. La température de fermeture de la biotite, moindre (280 °C), apporte elle des contraintes sur le temps de refroidissement. Enfin, le passage à la température de 110 °C enregistré par l'apatite donne une estimation de l'exhumation du pluton (d'après le géotherme moyen terrestre à 30 °C/km, 110 °C correspond à une profondeur de 3,7 km). Le principe de thermochronologie permet ainsi de construire un diagramme T-temps décrivant l'évolution d'un corps magmatique donné.

L'Intrusion Centrale à Ouiksane est particulièrement riche en minéraux accessoires tels que les apatites. La présence de zircons, plus rares, au sein de l'échantillon OUK2 nous a conduit à tenter une approche thermochronologique afin de contraindre l'exhumation du massif des Beni Bou Ifrou.

11.2.1 Séparation des apatites

1 kg de roche a été prélevé sur le terrain, puis broyé à l'aide d'un broyeur à mâchoire et tamisé. Seule la fraction 250-50 µm a été conservée, les apatites millimétriques pouvant contenir des inclusions. La séparation des apatites a été réalisée à Géoscience Rennes. L'échantillon a été passé dans une première liqueur dense au bromoforme ($d = 2,89$) afin de séparer les minéraux lourds des légers. Les minéraux lourds ont ensuite été séparés à l'aide d'un séparateur magnétique de type Frantz, les apatites n'étant pas du tout magnétiques. Le passage à une deuxième liqueur dense (iodure de méthylène, $d = 3,3$) permet de séparer les apatites des zircons. Celles-ci sont ensuite montées en pastilles, collées sur de l'araldite puis irradiées.

La caractérisation des traces de fission (TF) a été réalisée par Marc Jolivet (Annexe VI).

11.2.2 Résultats

L'ensemble des âges obtenus par différentes méthodes sur OUK2 est reporté dans la Table 11.5 et représenté dans un diagramme T-temps pour l'Intrusion Centrale (Figure 11.9).

Comme le montre le diagramme, l'âge TF apatite n'est pas cohérent avec l'évolution de la granodiorite, sachant que l'âge $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ sur biotite correspond à un âge équivalent pour la même méthode dans la littérature ($7,58 \pm 0,03$ Ma ; DUGGEN *et al.*, 2005). Sur une autre partie saine de l'Intrusion Centrale (OUK20), la même méthode donne malheureusement un âge similaire : $16,9 \pm 1,6$ Ma. Si les âges sont analytiquement cohérents entre eux, il semble qu'une quantité importante d'inclusions au sein des apatites n'interfère au point de fausser l'âge réel d'exhumation (JOLIVET, commentaire écrit). Malgré l'absence d'un âge d'exhumation correct, le diagramme T-temps (Figure 11.9 B) montre cependant que le refroidissement de l'Intrusion Centrale se fait très rapidement.

Méthode	Minéral	Température de fermeture (°C)	Age (Ma)	Erreur (Ma)
U-Pb	zircon	800 ± 50	8,04	0,16
Ar-Ar	biotite	280 ± 40	7,98	0,03
TF	apatite	110 ± 10	18,40	1,20

Table 11.5 : âges U-Pb, $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ et TF obtenus pour la granodiorite OUK2. Les températures moyennes de fermeture proviennent de MCDUGALL & HARRISON (1999).

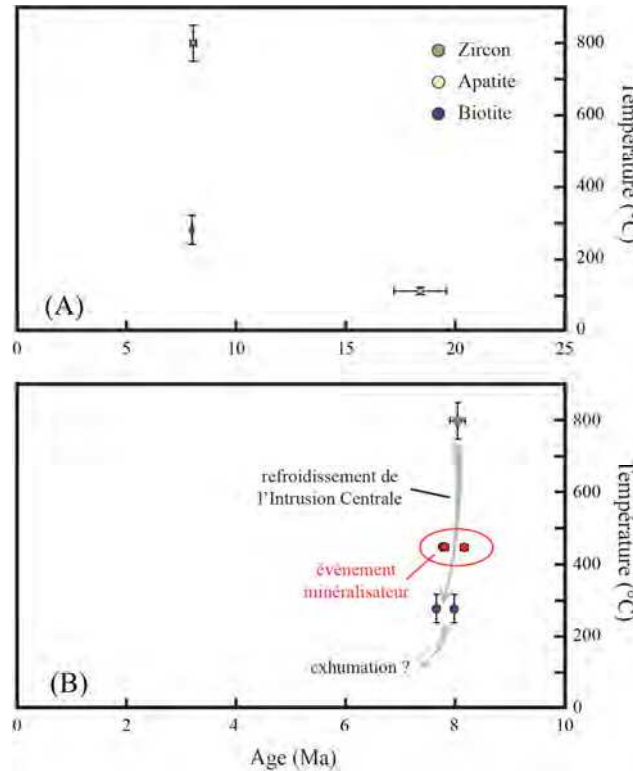


Figure 11.9 : diagramme T-temps représentant l'évolution de l'Intrusion Centrale. (A) Avec l'âge apatite ; (B) Sans l'âge apatite. L'évènement minéralisateur a été replacé dans ce diagramme à titre indicatif.

11.3 Fin de la phase paroxysmale d'érosion : l'apport de la biostratigraphie

Nous l'avons vu dans le Chapitre 10, la formation de l'oued Ameddah est une formation marine présente à l'aplomb de l'olistostrome sommital du Miocène moyen. Les marnes de la formation appartiennent au Miocène supérieur : par comparaison avec le bassin de Melilla et le flanc nord des Kibdana, un âge m5b (Tortonien supérieur ?) leur est donné. Attribuer un âge précis à cette formation fournirait donc une limite inférieure à la phase paroxysmale d'érosion (et donc d'exhumation) du massif des Beni Bou Ifrou.

Une détermination qualitative des nannoplanctons a été réalisée par Mihaela Melinte (*National Institute of Marine Geology and Geoecology*, Roumanie) sur trois échantillons prélevés à peu de distance les uns des autres dans cette formation. L'analyse du contenu en nannofossiles calcaires est réalisée à partir de frottis des sédiments. Chaque échantillon est ainsi gratté à l'aide d'une lame de rasoir ou d'un scalpel jusqu'à l'obtention d'une surface fraîche et lisse. Puis l'on détache une petite quantité de sédiments de cette surface, que l'on dépose sur une lamelle de verre avant de diluer le matériel dans de l'eau distillée. La suspension est ensuite étalée le long de la lamelle, puis séchée sur une plaque chauffante. La lamelle est enfin fixée sur une lame de verre à l'aide d'une résine spécifique (Norland Optical Adhesive). Les sections sont examinées en lumière transmise ou polarisée à l'aide d'un microscope Olympus à grossissement x1200.

La formation contient notamment les nannofossiles calcaires *Amaurolithus primus* (7,42-4,50 Ma) et surtout *Nicklithus amplificus* (6,90-5,94 Ma), ce qui lui donne un âge Messinien ante-crise de salinité (Table 11.6 ; Figure 11.10 ; SUC, commentaire écrit). A l'échelle régionale, dans le bassin de Boudinar, le Messinien marin ante-crise de salinité est daté pareillement par les foraminifères planctoniques (BARHOUN & WERNLI, 1999).

Plusieurs taxons créacés sont retravaillés. Ce dernier élément confirme que le Crétacé était à cette époque déjà à l'affleurement, ce qui était déjà envisageable grâce aux similitudes de faciès des blocs de l'olistostrome.

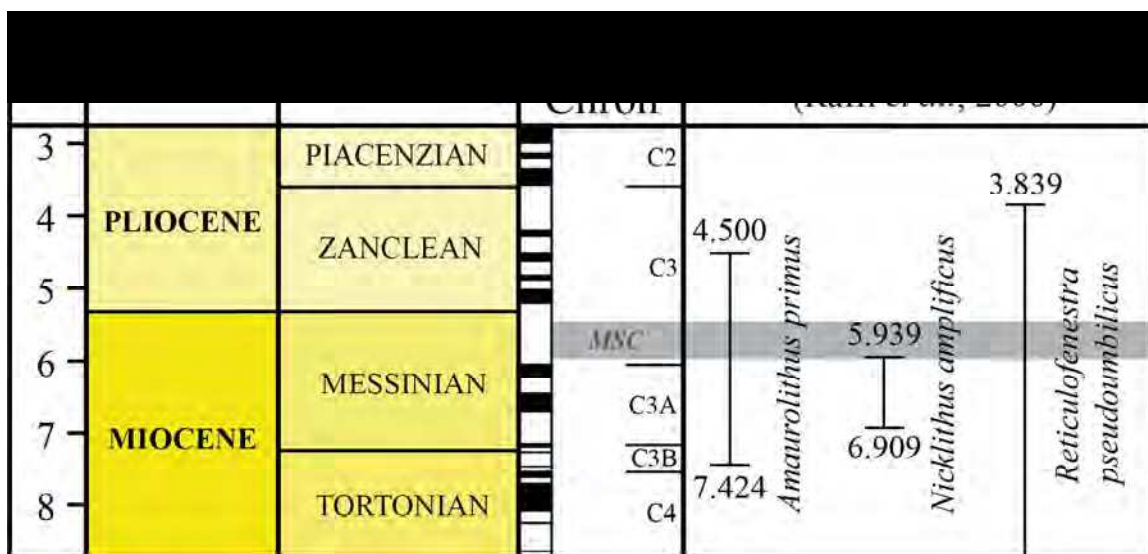


Figure 11.10 : biostratigraphie de la formation de l'oued Ameddah. Abréviation – MSC : *Messinian Salinity Crisis*.

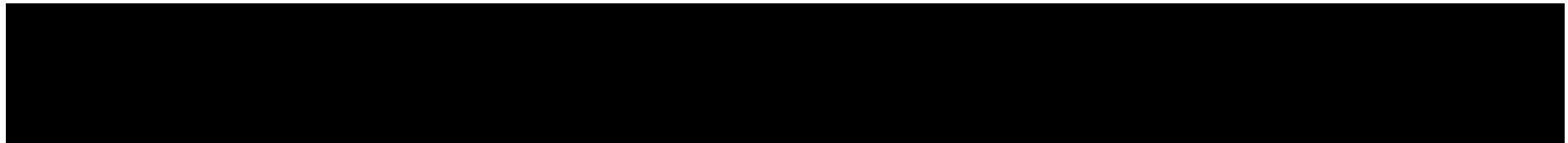


Table 11.6 : détermination qualitative des nannoplanctons calcaires dans la formation de l’oued Ameddah.

11.4 Caractérisation de la tectonique fragile tardive : l'apport du paléomagnétisme

L'ensemble du massif des Beni Bou Ifrou, et particulièrement le Domaine Nord, est recoupé par de nombreuses failles méridiennes normales synchrones à tardives par rapport au magmatisme, qui s'y exprime également largement. Par ailleurs, les orientations de la stratigraphie sont perpendiculaires de part et d'autre de l'accident de l'oued Ouiksane, que KERCHAOUI (1994) interprète comme une faille de déchirure au front du chevauchement de l'oued Tlat. D'après FAURE-MURET (*in* JABRANE, 1993), l'orthogonalité des structures serait due à une rotation horaire de 90° du secteur nord-oriental.

Les évidences de terrain que nous avons relevées au niveau des gisements nous ont permis d'attribuer la large surface d'affleurement de l'Intrusion Centrale au jeu du couloir de failles de l'oued Ouiksane, qui fait à la fois remonter et basculer la lame intrusive. Rappelons que les failles méridiennes à Axara sont peu pentées (environ 30°) par rapport à leurs équivalentes à Ouiksane (> 70°) et Setolazar (45° environ).

Afin de déterminer et quantifier une possible rotation et/ou le basculement des intrusions plutoniques, et ainsi caractériser la tectonique récente du massif et apporter une nouvelle contrainte chronologique, nous avons choisi d'utiliser la méthode du paléomagnétisme. En effet, en l'absence de mouvements tectoniques significatifs, la rémanence paléomagnétique de corps plutoniques mis en place à ca. 8 Ma devrait présenter un pôle paléomagnétique cohérent avec celui de l'Afrique à cette époque.

11.4.1 Le paléomagnétisme en bref

Le paléomagnétisme est l'étude du champ magnétique terrestre des temps géologiques. Celui-ci est enregistré au sein des roches par les minéraux ferromagnétiques, qui acquièrent l'aimantation du champ magnétique terrestre environnant lorsqu'ils refroidissent, passant en-deçà de leur température de Curie (*e.g.* pour la magnétite : 585 °C). Cet enregistrement, mémoire du champ magnétique terrestre, est appelé la rémanence magnétique.

Pour accéder au champ magnétique passé, il faut mesurer et analyser l'aimantation acquise par la roche étudiée. Cela est rendu possible par des prélèvements de carottes orientées à l'aide d'une foreuse à essence munie d'un foret diamanté. La méthode étant statistique, il faut échantillonner plusieurs carottes par site (six à huit en moyenne) pour être représentatif. Plusieurs informations sont relevées sur le terrain afin d'orienter ces carottes dans l'espace : (1) α , l'orientation de la carotte par rapport au nord magnétique (α_{mag}) ou au nord géographique (α_{sol} à heure donnée), respectivement mesurées à la boussole et à l'ombre solaire portée sur son cadran. L'azimut solaire permet d'apporter une correction de la mesure par la déclinaison magnétique (angle par rapport au nord géographique) ; (2) β , le pendage de la carotte (angle avec un plan vertical) ; (3) les informations usuelles sur un affleurement : azimut et pendage de la stratification, localisation géographique exacte...

11.4.2 Stratégie d'échantillonnage

Le gisement de Ouiksane se situant dans le secteur nord-occidental (orientations EW à pendage nord) et les gisements de Axara et de Setolazar dans le secteur nord-oriental

(orientations NS à pendage est), nous avons échantillonné des intrusions magmatiques au niveau des trois sites miniers afin de voir leurs potentiels mouvements relatifs. Pour compléter les analyses sur le bloc occidental, nous avons également échantillonné au Sud du chevauchement de l'oued Tlat. Nous avons assimilé le système magmatique à un arbre de Noël dont les âges s'échelonnent sur une période continue de ca. 8 Ma à ca. 7.5 Ma.

Les affleurements ont été en outre choisis en fonction de l'état d'altération des roches magmatiques grenues et de leur accessibilité. Au total, 14 sites dont six pour le bloc ouest et huit pour le bloc est ont été prélevés (Figure 11.11 et Figure 11.12).

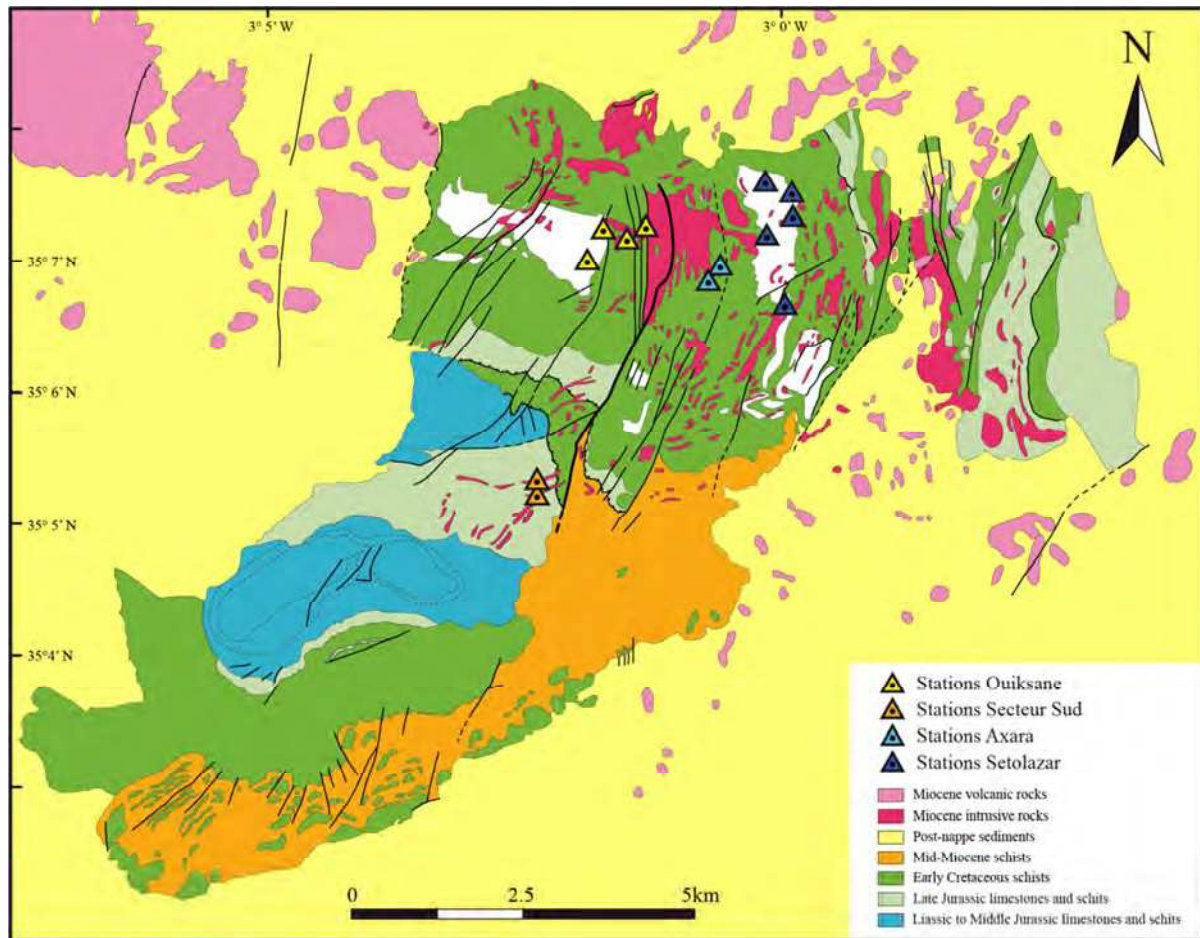


Figure 11.11 : localisation des différents sites d'échantillonnage pour la campagne de paléomagnétisme.

11.4.3 Détermination de la minéralogie magnétique

La reconnaissance des minéraux magnétiques porteurs de l'aimantation rémanente est nécessaire pour interpréter correctement les résultats. La minéralogie magnétique a donc été déterminée par le biais de deux méthodes : (1) l'aimantation rémanente isotherme, et (2) la détermination de la température de Curie, ou thermomagnétisme. Les courbes d'acquisition obtenues sont reportées en Annexe VII.

La première méthode consiste à aimanter la roche en lui appliquant progressivement des champs magnétiques forts, puis de mesurer les aimantations rémanentes correspondantes :



Figure 11.12 : exemple d'affleurement prélevé (ici site Wa).

c'est la variation de l'aimantation en réponse à l'intensité du champ magnétique appliqué qui informe sur la nature des minéraux magnétiques présents, selon qu'ils soient faiblement coercitifs, *i.e.* saturés pour des valeurs de champ relativement faible (*e.g.* magnétite saturée pour un champ entre 100 et 300 mT), ou fortement coercitifs (*e.g.* hématite saturée pour un champ entre 3 et 5 T). L'aimantation des échantillons a été effectuée à l'ISTO à l'aide d'un magnétiseur de type ASC Scientific (Model IM-10-30) puis mesurée via un magnétomètre spinner de type JR-5A de la société tchèque AGICO (Brno).

Au passage de la température de Curie qui lui est propre, un minéral perd son caractère ferromagnétique, ce qui se traduit par une chute de la susceptibilité magnétique enregistrée. Le thermomagnétisme se détermine sur un échantillon de roche réduit en poudre. Il consiste à analyser l'évolution de la susceptibilité magnétique en fonction de la température en deux étapes : (1) au cours de la chauffe (de 20 à 700 °C) puis (2) du refroidissement (de 700 à 20 °C). Une relation linéaire indiquera la présence de minéraux paramagnétiques (*i.e.* enregistrant faiblement le champ magnétique). Cette méthode permet en outre d'observer certaines transformations minéralogiques, lorsque les enregistrements lors de la chauffe et du refroidissement ne se superposent plus. Les mesures de température de Curie ont été effectuées à l'ISTO à l'aide d'un susceptomètre Kappabridge KLY3-S couplé à un four CS3 de la société tchèque AGICO (Brno).

Les courbes d'acquisition de l'aimantation rémanente isotherme montrent la présence de minéraux faiblement coercitifs qui sont probablement des magnétites, ainsi que de minéraux plus fortement coercitifs qui sont probablement des hématites.

Par ailleurs, certaines rémanences magnétiques révèlent des valeurs très élevées. Les mesures de thermomagnétisme effectuées présentent : (1) pour ATd104 et Wc149, la chute de susceptibilité magnétite se produit vers 585 °C, ce qui est symptomatique de la magnétite. En revanche, au refroidissement, les deux courbes ne se superposent plus, ce qui signifie que la magnétite a été transformée ; (2) Sc37 et Wg217 montrent une minéralogie composite à goethite (120°C), pyrrhotite (350°C) et magnétite (585°C).

Les comportements des minéraux magnétiques des différents sites étudiés montrent (Figure 11.13): (1) pour ATd104 (Axara, Figure 11.13 A), une forte transformation minéralogique des magnétites et peut-être aussi des pyrrhotites néoformées ; (2) pour Sc37 (Setolazar, Figure 11.13 B), une forte susceptibilité avec une transformation thermique importante lors de la chauffe. Il semble y avoir des maghémites néoformées avec une forte susceptibilité magnétique ; (3) pour Wc149 (Ouiksane, Figure 11.13 C), une transformation minéralogique importante avec une augmentation significative de la susceptibilité magnétique. Ceci peut introduire des réaimantations pendant les mesures ; (4) pour Wg217 (Secteur Sud, Figure 11.13 D), au contraire des autres sites, l'échantillon montre une chute de la susceptibilité lors du refroidissement. Il est possible que d'instables maghémites (de forte susceptibilité) se soient transformées vers 400 °C en hématites (de faible susceptibilité).

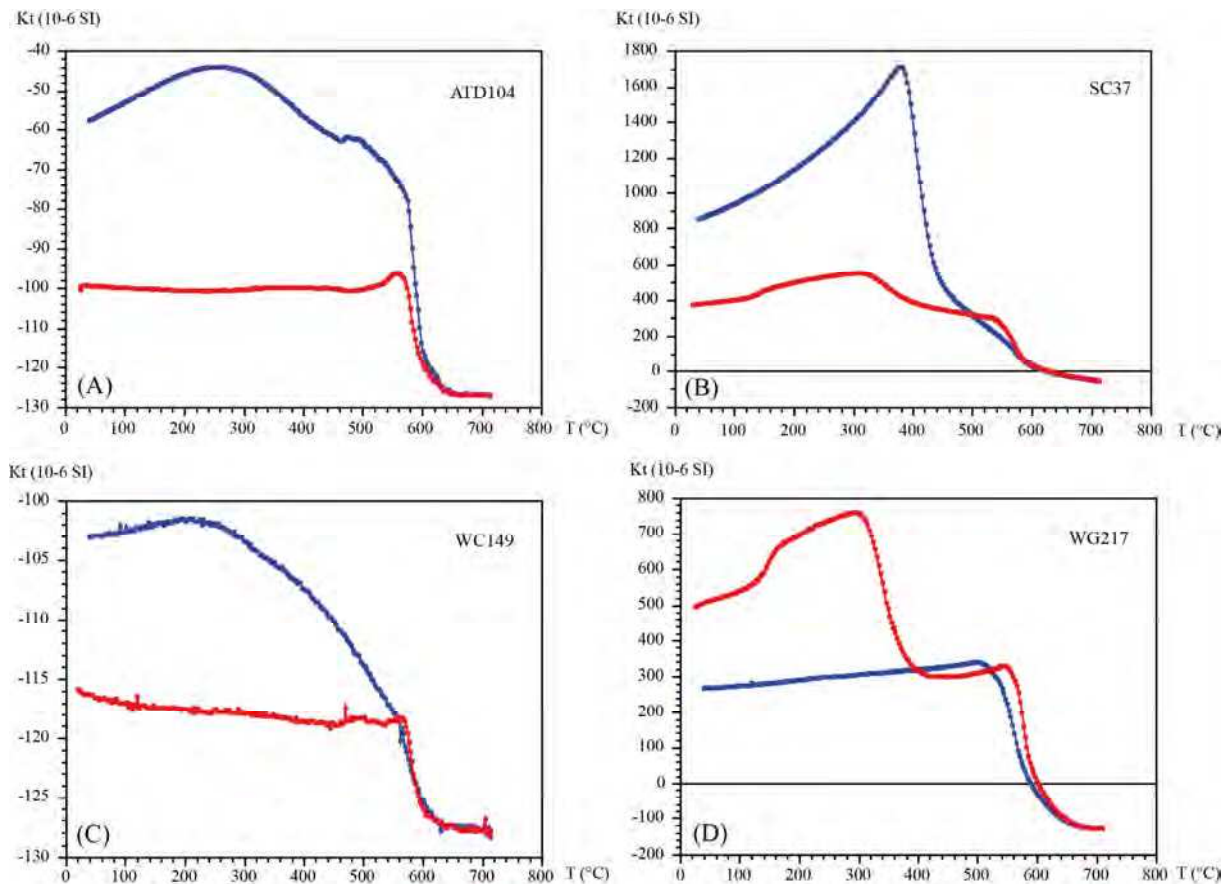


Figure 11.13 : comportement des minéraux magnétiques (thermomagnétisme).

11.4.4 Mesure de l'aimantation rémanente et résultats

Si l'aimantation rémanente est acquise lors de la formation de la roche, elle est dite primaire ; il arrive cependant que la roche soit réaimantée sous l'influence d'un évènement postérieur (chauffage par une intrusion plutonique, altération, déformation...). Etant donné l'âge des roches magmatiques dans le massif, la composante de basse température si elle existe devrait correspondre au champ magnétique actuel, conférant ainsi un bon indice de confiance pour la mesure.

Afin de discriminer les différentes directions d'aimantation pour accéder au champ magnétique terrestre présent à la genèse de la roche, nous avons utilisé la méthode de désaimantation des roches par chauffage. L'échantillon est ainsi placé dans un four protégé par un alliage métallique faisant écran au champ magnétique terrestre. Les échantillons sont ensuite chauffés par paliers de températures qui dépendent de la minéralogie magnétique déterminée plus tôt, refroidis dans un champ magnétique nul puis leur aimantation rémanente est mesurée ; l'opération est répétée jusqu'à disparition complète de l'aimantation.

Les échantillons du site de Axara présentent des désaimantations progressives et des composantes relativement stables. Les échantillons du site de Setolazar montrent une forte aimantation mais très « visqueuse », avec une chute importante de la rémanence à 150 °C. La désaimantation des échantillons du site de Ouiksane révèle une composante stable aux basses températures, avec une faible inclinaison. Le Secteur Sud présente une aimantation rémanente anormalement forte. Les résultats des analyses de direction magnétiques sont reportés en Annexe VII.

Malgré de belles courbes de désaimantation en général, et ce avant toute correction des pendages, on peut remarquer une absence de cohérence des données au sein des sites *s.s.*, et *a fortiori* des secteurs définis. En conséquence, les différentes composantes analysées présentent des directions tellement dispersées qu'elles ne sont malheureusement pas interprétables.

Une des causes possibles pour cette dispersion des directions magnétiques est une réaimantation lors de la chauffe. En effet, l'expérience thermomagnétique montre une forte augmentation de la susceptibilité pendant le refroidissement, ce qui signifie que de nouveaux minéraux fortement magnétiques se sont formés lors de la chauffe. Même si ce phénomène ne semble pas systématique, il est néanmoins suffisant pour perturber les interprétations.

Les fortes circulations hydrothermales, accentuées par l'effet « radiateur » de l'arbre de Noël, pourraient être une autre cause de la réaimantation des échantillons et de la dispersion subséquente des directions rémanentes.

Une troisième hypothèse n'est pas impossible : la réaimantation provoquée par la foudre. En effet, les échantillons sont riches en magnétite, les sites de prélèvement sur un relief et les échantillons portent une aimantation anormalement forte.

Synthèse, interprétations et construction du modèle

Ce chapitre fait la synthèse des informations recueillies au cours de cette thèse, et exposées dans les parties précédentes de ce manuscrit. Nos différentes observations nous ont permis de construire un modèle d'évolution tectono-sédimentaire et magmatique du massif des Beni Bou Ifrou, dans lequel les minéralisations sont intégrées. Nous synthétiserons dans un premier temps les arguments qui ont permis de construire ce modèle, puis nous discuterons d'un .

L'ensemble des données obtenues lors de cette étude est rassemblé dans une compilation (Figure 12.1). Un retour sur les différents éléments clés sera d'abord fait afin d'argumenter le modèle. Enfin, le massif sera intégré dans l'évolution régionale à l'aide d'une coupe interprétative.

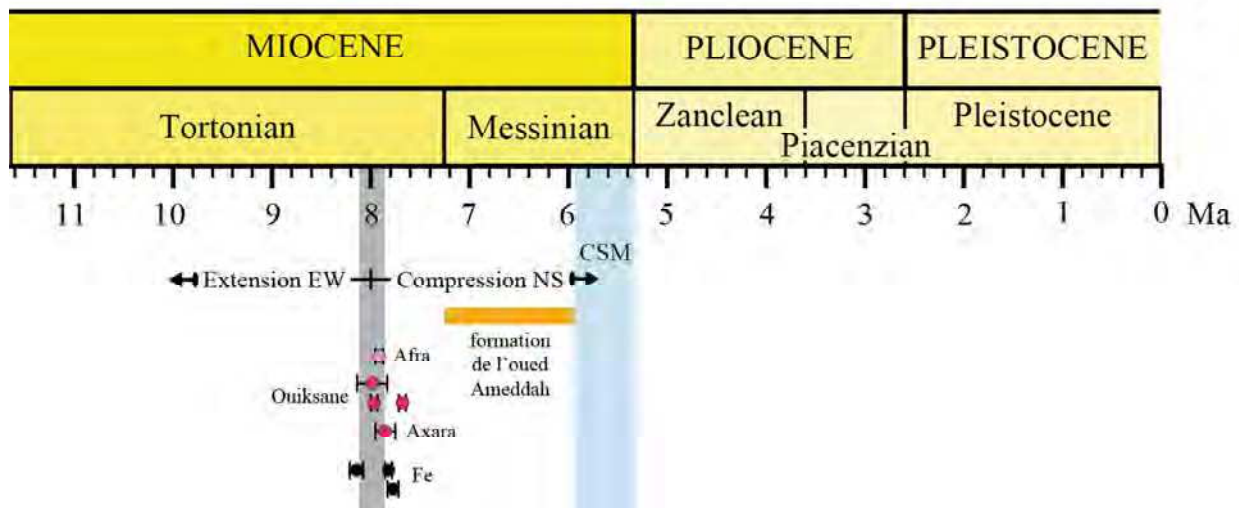


Figure 12.1 : récapitulatif des données chronologiques obtenues au cours de ce travail.

12.1 Apports et hypothèses

Le massif des Beni Bou Ifrou constitue une anomalie topographique haute au sein des plaines environnantes. La présence à l'affleurement de roches magmatiques grenues, à une altitude plus élevée que les laves basales plus jeunes du stratovolcan du Gourougou, implique

un soulèvement important qui a été expliqué par : (1) le chevauchement du Domaine Nord sur le Domaine Sud (KERCHAOUI 1985, 1994), (2) la résurgence d'une caldeira (EL BAKKALI *et al.*, 2001).

12.1.1 La problématique du Miocène moyen

Le Miocène moyen est composé de schistes riches en éléments détritiques et ce dès la base de la série, constituée de bancs calcareux lenticulaires. Cette formation semble relativement concordante sur les faciès sous-jacents, ainsi que l'a décrit KERCHAOUI (1994), et la déformation y est très similaire. KERCHAOUI attribue la linéation d'étirement pénétrative NS, qui lui est par contre exclusive, au chevauchement du Domaine Nord sur le Domaine Sud. Cette composante non-coaxiale présente régulièrement des mouvements vers le Sud qui pourraient être le reflet de détachements gravitaires formés localement lors de la mise en place de cette formation.

Le sommet du Miocène moyen comporte en outre d'importantes klipptes sédimentaires que KERCHAOUI (1994) décrit comme des « olistolithes à foliation ancienne et cipolins dérivant d'un domaine métamorphique anté Miocène moyen ». Les olistolithes ont donc enregistré une déformation antérieure à leur âge de dépôt. D'après les directions de transport sédimentaire, KERCHAOUI situe le domaine source au Nord du Rif oriental, et donc probablement au niveau des nappes rifaines. Or, il n'est pas nécessaire d'invoquer une source si lointaine puisque certains éléments de cet olistostrome semblent provenir directement de l'érosion du Domaine Nord : schistes, faciès magmatiques grenus altérés et surtout carbonates. Ces derniers présentent en effet des figures de *slumps* et des indices de minéralisations qui rappellent particulièrement les faciès rencontrés entre Axara et Setolazar, dans le secteur nord-oriental. L'existence d'olistolithes minéralisés constitue par ailleurs une contrainte chronologique majeure à l'échelle du massif dans son ensemble, puisqu'ils suggèrent que la minéralisation à magnétite dans le Domaine Nord était déjà mise en place et exposée à l'époque du dépôt de l'olistostrome sommital du Miocène moyen. Cette formation n'est pas formellement datée, malgré plusieurs tentatives de biostratigraphie sur nannoplanctons dont tous les échantillons se sont révélés stériles (KERCHAOUI, commentaire écrit). Sachant que la formation de l'oued Ameddah a été datée au Messinien ante-CSM, et que celle-ci est en discordance progressive sur le Miocène moyen, on peut estimer que l'olistostrome sommital s'est déposé entre l'âge de la minéralisation (*ca* 7,8 Ma ; § 9.1.3.b) et le début du Messinien.

On peut donc raisonnablement proposer l'hypothèse que le Miocène moyen, et tout particulièrement son olistostrome sommital, constitue une molasse d'avant-pays dont les blocs proviennent de l'érosion du Domaine Nord.

12.1.2 La limite Domaine Nord-Domaine Sud

Nous l'avons vu dans la Partie IV, le contact anormal chevauchant est de faible envergure. Il montre en outre un différentiel d'Ouest en Est, où il disparaît complètement pour laisser la place à une discordance cartographique. Les données structurales et la cartographie donnent une forme de dôme anticlinal au Domaine Nord, ce qui a déjà été notifié par

JEANNETTE ET HAMEL (1961) et RHODEN & ERENO (1962). L'oued Ibekouiène constituerait ainsi une terminaison péri-synclinale (Figure 12.2) ; le Miocène moyen étant légèrement discordant sur les terrains crétacés du Domaine Nord, on peut estimer que l'essentiel du plissement des Beni Bou Ifrouer se fait pendant le dépôt du Miocène moyen.

Une pré-structuration en ride allongée en EW est envisageable ; celle-ci se serait produite lors de la mise en place des nappes rifaines à l'échelle régionale et pourrait être à l'origine du léger métamorphisme subi par les unités.

La forme actuelle du dôme anticlinal du Domaine Nord est perturbée par de nombreuses failles normales subméridiennes. Le chevauchement dans la partie occidentale et le rejeu tardif sénestre de ces failles peuvent expliquer sa subdivision en deux secteurs.

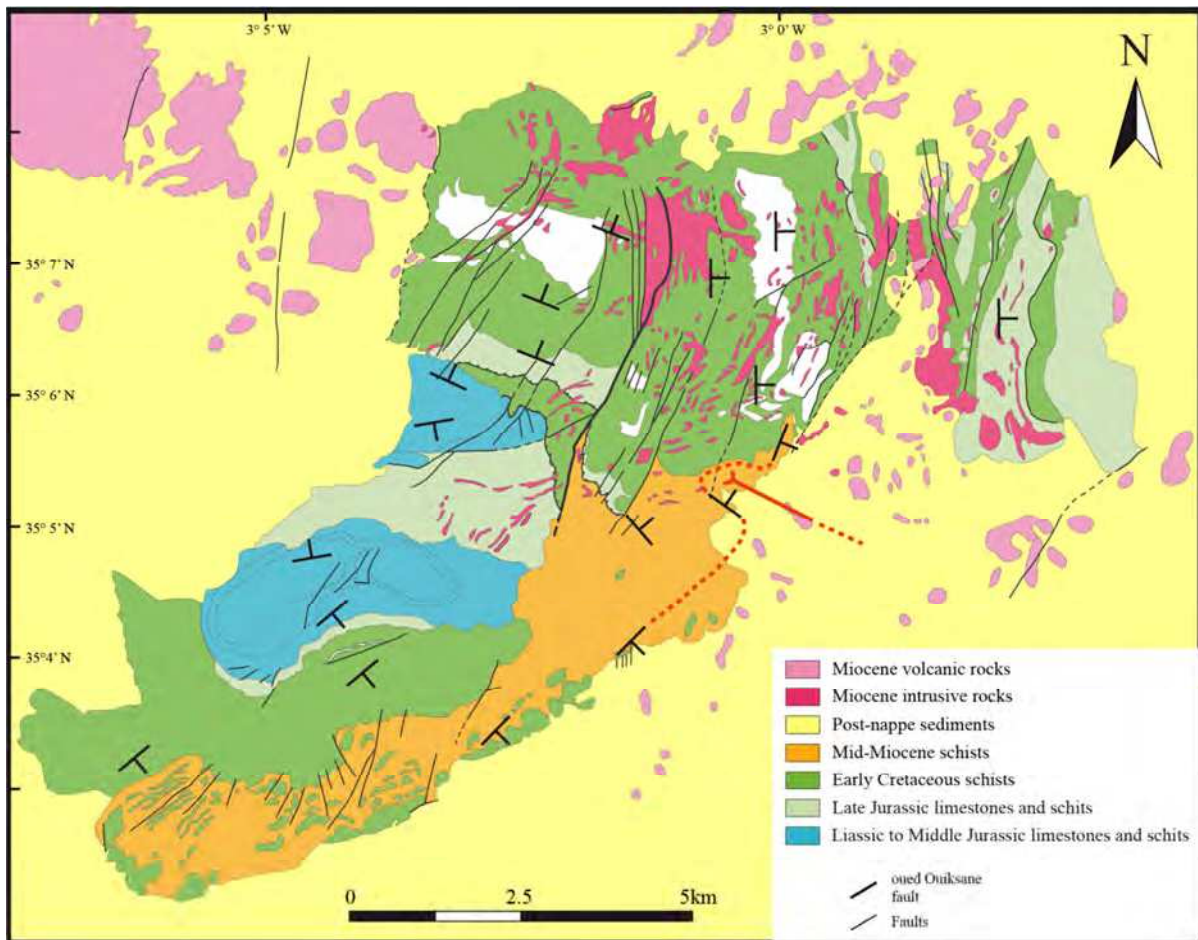


Figure 12.2 : trace estimée de la terminaison péri-synclinale au niveau de l'oued Ibekouiène.

12.1.3 Activité des failles normales subméridiennes

Il est communément admis dans la littérature que la mise en place des intrusions magmatiques au sein du Domaine Nord est liée à une phase d'extension qui produit des failles normales de direction générale NS à NE-SW (JEANNETTE ET HAMEL, 1961 ; RHODEN & ERENO, 1962 ; VILAND, 1977 ; KERCHAOU, 1985, 1994). Or, nous l'avons vu au niveau des gisements, les intrusions ne sont pas syn-tectoniques puisqu'elles sont en effet recoupées par ces mêmes failles et ne présentent en outre aucune foliation magmatique. De même, au sein

des gisements, les évidences montrent que la minéralisation à magnétite (*ca* 7,8 Ma) est affectée par les failles normales sans jamais être guidées par celles-ci : réorientation des septa, du stockwerk, carapace à magnétite utilisée comme zone de faiblesse...

Si elles sont particulièrement bien exprimées au niveau des gisements et dans l'ensemble du Domaine Nord, ces failles normales se retrouvent dans tout le massif. Elles affectent notamment la formation marine de l'oued Ameddah, que nous avons datée au Messinien ante-CSM (§ 11.3). MOREL (1987) y a relevé des critères marquant à la fois un jeu syn-sédimentaire et post-lithification. Par ailleurs, l'olistostrome sommital du Miocène moyen reflète une période d'érosion liée au soulèvement du massif des Beni Bou Ifrou, lui-même semblant dû à un plissement de type avant-pays (et donc en contexte compressif). Ainsi, l'activité des failles normales subméridiennes se produit en grande partie après le dépôt des olistolithes, soit après 7,8 Ma. Rappelons que dès 8 Ma environ, le contexte géodynamique régional est de nouveau contrôlé par une compression NS ; ces failles normales accommodent donc l'exhumation du massif des Beni Bou Ifrou.

Un basculement affecte l'ensemble de la série stratigraphique (dont l'oued Ameddah) avant les dépôts transgressifs discordants du m6 (donné Tortonien supérieur *pro parte* à Messinien). Ce basculement est également visible dans le Domaine Nord où au niveau de Axara, la stratigraphie est fortement redressée et les failles normales plus plates que leurs équivalentes à Ouiksane et Setolazar. Nous avons attribué cette variation de pendage à la conjugaison du jeu de l'accident de l'oued Ouiksane et à un basculement postérieur (cf. § 10.1.1). Il existe donc une phase compressive postérieure à la période d'activité de ces failles normales, qui rejouent au sein des gisements avec une composante décrochante sénestre.

12.2 Modèle tectono-sédimentaire pour les Beni Bou Ifrou

Les arguments exposés ci-dessus nous permettent de proposer le modèle suivant pour l'évolution tectono-sédimentaire et magmatique du massif des Beni Bou Ifrou (Figure 12.3) :

(1) La mise en place des nappes rifaines à l'échelle régionale est probablement la cause du faible métamorphisme enregistré dans le massif. Dans le Rif oriental, elle se fait au Tortonien. Il est possible que cette phase ait généré au niveau des Beni Bou Ifrou les prémises de rides anticlinales orientées en EW.

(2) Les bassins sédimentaires post-nappes du Rif oriental s'individualisent également au Tortonien. Le socle régional est alors pré-structuré en horsts (les massifs) et en grabens (les bassins). Quelques failles normales méridiennes que l'on trouve aujourd'hui dans les Beni Bou Ifrou pourraient avoir été créées à cette époque ; s'il n'y a pas d'évidences de failles tortoniennes dans les Beni Bou Ifrou, on ne peut exclure que de telles failles aient rejoué lors des phases ultérieures.

(3) A *ca* 8 Ma, la compression NS est de nouveau enregistrée dans l'orogène bético-rifain. Le raccourcissement s'exprime sous la forme d'un plissement d'axe EW au niveau des Beni Bou Ifrou. Ce plissement est synchrone du dépôt des sédiments du Miocène moyen (Figure 12.3 A). En effet, cette formation est impliquée dans une terminaison péri-synclinale au niveau du site de l'oued Ibekouiene, où la discordance angulaire sur les flancs mésozoïques du Domaine Nord reste limitée. Par ailleurs, la présence d'éléments détritiques dès la base de la série du Miocène moyen implique que l'érosion du massif est déjà active à cette période.

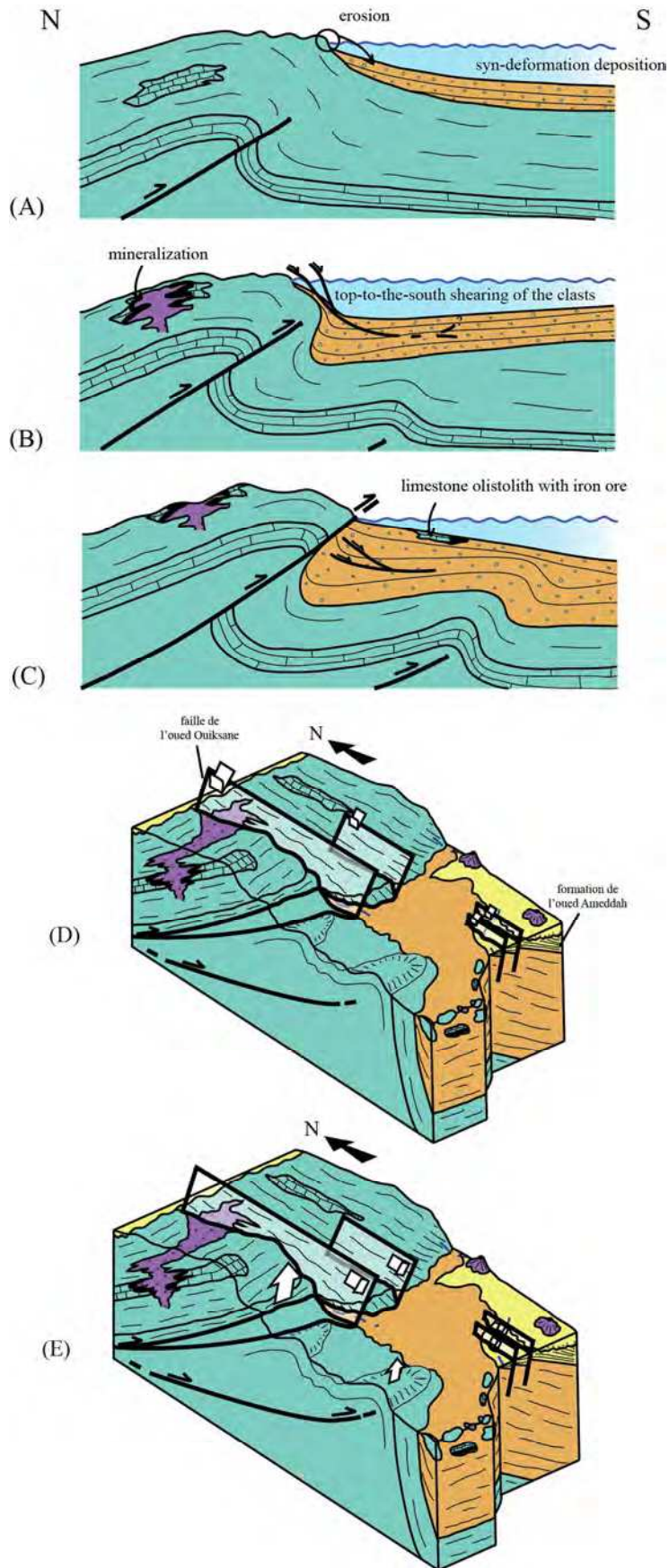


Figure 12.3 : évolution tectono-sédimentaire du massif des Beni Bou Ifrou (voir explications dans le texte).

(4) Presque immédiatement, les magmas se mettent en place et s'accumulent dans le bombement anticlinal sous la forme d'un arbre de Noël (Figure 12.3 B). Cette accumulation de magma peut avoir pour effet l'accentuation du dôme. Les magmas réagissent avec les fractions carbonatées de l'encaissant et les minéralisations se déposent à leur tour. Pendant ce temps, le plissement d'avant-pays s'accroît, et sous l'élévation du relief l'érosion s'intensifie. La schistosité (et les recristallisations) des formations du Miocène moyen évoquent l'action de glissements gravitaires d'une série épaisse dont une partie a été soit érodée, soit glissée vers l'avant-pays (traces dans l'olistostrome ?).

(5) A mesure que le plissement d'avant-pays se poursuit, le relief continue de s'élever et les terrains mésozoïques commencent à chevaucher les schistes du Miocène moyen. Au niveau du Domaine Nord, les minéralisations et les intrusions magmatiques sont exhumées et érodées dans la formation détritique (Figure 12.3 C). La migration vers le Sud de la déformation et des plis déplace cette molasse d'avant-pays dans cette même direction.

(6) Une période de forte subsidence voit le massif tronçonné par une multitude de failles normales subméridiennes (Figure 12.3 D), dont le jeu vertical accentue très largement l'altitude générale du massif et particulièrement celle du Domaine Nord, tout en accommodant son exhumation. Parmi elles, la faille de l'oued Ouiksane est majeure. Probablement héritée depuis une phase antérieure au regard de son importance, elle sépare le bombement anticlinal du Domaine Nord en deux parties (secteurs nord-occidental et nord-oriental). Le dépôt de la formation de l'oued Ameddah, synchrone de cette phase, marque une pause de l'érosion dans le massif des Beni Bou Ifrou.

(7) Quelques incréments compressifs tardifs provoquent le jeu des failles normales en failles décrochantes sénestres, ainsi qu'un basculement de l'ensemble des séries (Figure 12.3 E). Ce jeu le long de la faille de l'oued Ouiksane pourrait expliquer la rotation observée des orientations du secteur nord-oriental.

L'exhumation des Beni Bou Ifrou résulte donc de l'action conjuguée d'une tectonique d'avant-pays et du jeu vertical en touches de piano des failles normales subméridiennes qui affectent le massif. L'ensemble de ces événements se produit dans une fourchette de temps relativement restreinte ; nos nouvelles données géochronologiques permettent ainsi de caler l'histoire de l'exhumation du massif des Beni Bou Ifrou dans un court intervalle de temps, entre 8 et 6 Ma environ.

12.3 Intégration des minéralisations au modèle – implications métallogéniques

L'étude des gisements de Ouiksane, Axara et Setolazar s'est révélée cruciale dans l'établissement du modèle, notamment parce que la géométrie des minéralisations nous a apporté de précieux renseignements pour comprendre l'évolution du Domaine Nord dont la structure, compliquée par la tectonique fragile messinienne, est difficile à appréhender.

Par ailleurs, la caractérisation du magmatisme auquel les minéralisations sont associées nous a permis d'en déduire le modèle en arbre de Noël (Figure 12.4). Cette disposition explique particulièrement bien les disparités des modalités de mise en place des trois gisements. Le gisement de Ouiksane se situe plus profondément dans la série stratigraphique, là où de grosses lames intrusives telles que l'Intrusion Centrale se mettent en place. Axara se situe presque au même niveau que Ouiksane, en tout cas dans sa partie NW,

relié au travers de l'accident de l'oued Ouiksane. A mesure que l'on atteint le sommet de la séquence, la taille des intrusifs se restreint et ils prennent un caractère plus lavique.

D'un point de vue métallogénique, cette disposition permet en outre d'expliquer la différence d'expression des minéralisations, particulièrement massive à Ouiksane où un gros corps magmatique minéralisateur entre directement en contact avec un banc carbonaté avec lequel il réagit. A Axara et surtout à Setolazar, ce contact est moins direct et la minéralisation est plus diffuse, non seulement dans les bancs carbonatés, mais aussi dans les termes schisteux de l'encaissant (exoskarns). Les circulations hydrothermales doivent en effet y être accentuées par l'effet « radiateur » de l'arbre de Noël, ce qui explique pourquoi à Setolazar *s.s.* par exemple, aucune intrusion minéralisatrice n'est visible aux abords de l'imposante bande minéralisée. Malgré tout, le contrôle stratigraphique est omniprésent sur les minéralisations de l'ensemble du massif ; le système est donc probablement relativement superficiel.

Enfin, cette géométrie est compatible avec le développement de minéralisations de type épithermales, synchrones des minéralisations plus profondes de type skarn et par la suite télescopées au même niveau structural. Bien sûr, ces veines épithermales pourraient résulter d'un évènement minéralisateur ultérieur, par exemple lié à la transition entre le volcanisme calco-alcalin et le volcanisme alcalin. Rappelons cependant que la galène d'Afra montre une affinité isotopique du Pb forte avec celui de l'Intrusion Centrale, et que l'âge du volcanisme duquel elle dérive n'est pas beaucoup plus jeune (7,93 Ma pour 7,98 Ma à Ouiksane, âges $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$). Par ailleurs, quelques barytines et oxydes de manganèse se trouvent au sein même des skarns, ce qui montre la probable évolution des fluides vers l'épithermal au cours d'un même évènement minéralisateur.

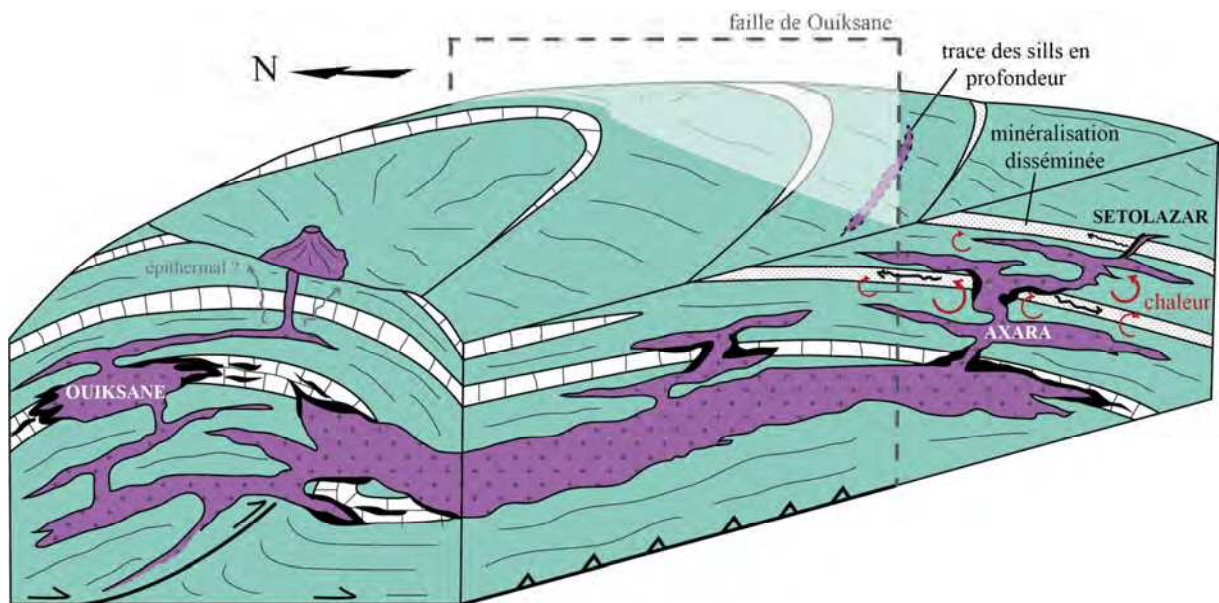


Figure 12.4 : bloc-diagramme schématique intégrant les minéralisations de Ouiksane, Axara et Setolazar au sein du Domaine Nord.

Partie IV

**Les minéralisations des Beni Bou
Ifrou, traceurs du contexte
géodynamique de Méditerranée
occidentale**

Entre les minéralisations et le contexte géodynamique, c'est un peu *Chicken or Egg* ? On sait que les concentrations de ressources minérales sont le résultat de processus géologiques impliqués lors d'une ou de plusieurs phases du cycle de Wilson. Connaître le contexte géodynamique – et donc la phase du cycle – permet ainsi d'imaginer le potentiel en terme de types de gisement à prospector. A l'inverse, les minéralisations peuvent s'avérer de précieux atouts pour « remonter » au contexte géodynamique lorsque celui est mal connu ou mal compris.

Utiliser les minéralisations des Beni Bou Ifrouer comme traceurs du contexte géodynamique complexe de Méditerranée occidentale, tel était l'ambition de ce travail de recherche présenté dans ce dernier chapitre :

Chapitre 13 : Intégration des minéralisations des Beni Bou Ifrouer : du Rif oriental à la Méditerranée occidentale

Intégration des minéralisations des Beni Bou Ifrour : du Rif oriental à la Méditerranée occidentale

Cet ultime chapitre est consacré à l'intégration du massif des Beni Bou Ifrour et de ses minéralisations à l'échelle régionale. Le modèle d'évolution tectono-sédimentaire et magmatique proposé dans le Chapitre 12 y est ainsi confronté à la géologie régionale, plus particulièrement au sein du Rif oriental.

Par ailleurs, les minéralisations néogènes sont nombreuses en Méditerranée occidentale, principalement associées à un magmatisme qui se met en place dans un contexte géodynamique contrôlé par le retrait de panneaux plongeants. La deuxième partie de ce chapitre sera consacrée à l'apport du magmatisme et des minéralisations associées dans la caractérisation d'un événement de déchirure du panneau plongeant.

13.1 Intégration régionale du massif des Beni Bou Ifrour

Nous avons réalisé une coupe à l'échelle de la péninsule de Melilla-Nador, afin de discuter l'intégration régionale du massif des Beni Bou Ifrour (Figure 13.1). Cette coupe a été construite à partir d'informations recueillies dans la littérature : (1) pour l'anticlinal de Tarjat, NEGRO (2005) et MICHARD *et al.* (2008), (2) pour la plateforme carbonatée, les différents travaux de CORNEE *et al.*, (2002, 2006). Le style tectonique est inspiré des travaux de CRESPO-BLANC & FRIZON DE LAMOTTE (2006), du profil Transmed I (FRIZON DE LAMOTTE *et al.*, 2004), de MICHARD *et al.*, 2008...

Cette coupe interprétative montre que le modèle de type pli sur chevauchement d'avant-pays que nous proposons pour le massif des Beni Bou Ifrour s'intègre particulièrement bien dans l'histoire régionale du Rif oriental. Il montre qu'à l'échelle régionale, la compression est le processus majeur en œuvre à partir de 8 Ma, malgré les modèles régionaux qui font intervenir des phases individualisées d'extension après la mise en place des nappes rifaines (GUILLEMIN & HOUZAY, 1982 ; MOREL, 1989). FRIZON DE LAMOTTE (1982) estimait déjà que la subsidence des bassins post-nappes n'est pas liée à des phases extensives mais plutôt la conséquence de mouvements verticaux amorcés par la réactivation des accidents qui bordent les bassins lors de phases compressives. Nous sommes en accord avec cela, et proposons donc que les failles normales identifiées dans notre étude au sein du

Chapitre 13 – Intégration des minéralisations des Beni Bou Ifrour :
du Rif oriental à la Méditerranée occidentale

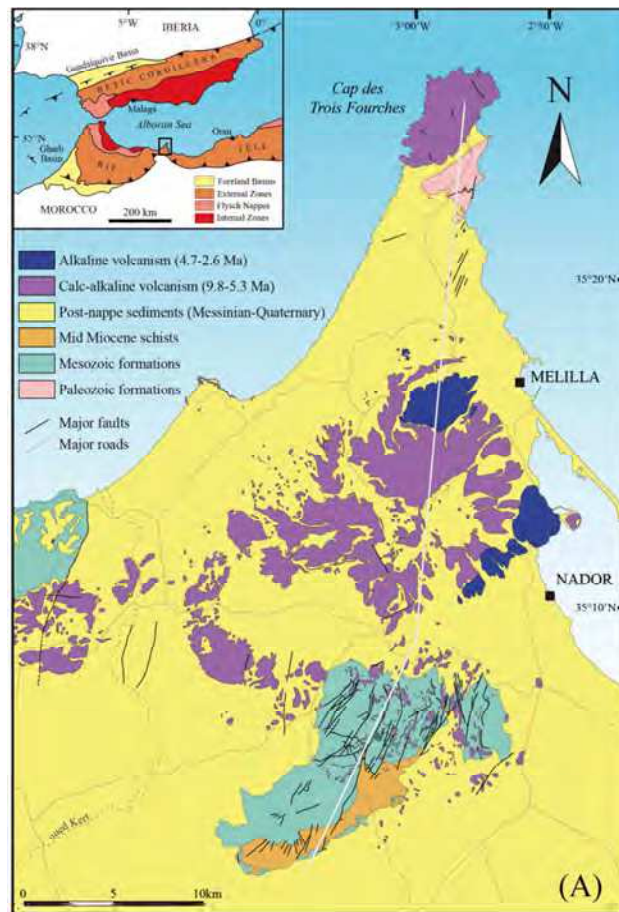
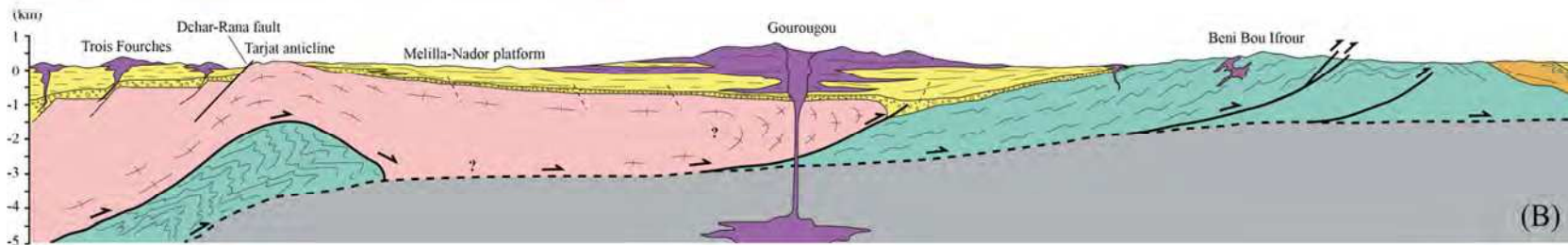


Figure 13.1 : coupe géologique interprétative du Rif oriental et intégration du massif des Beni Bou Ifrour. (A) Tracé sur la carte géologique simplifiée de la péninsule de Melilla-Nador, d'après les cartes géologiques 1/50000 du Maroc, feuilles NI-30-XXI-2 d-XXII-1 c, NI-30-XXI-2b et NI-30-XXII-1a ; (B) Coupe géologique. Le socle est figuré en gris.



massif des Beni Bou Ifrour accommodent en fait la compression et le soulèvement généralisé du massif.

Par ailleurs, le mode d'exhumation du massif mésozoïque des Beni Bou Ifrour semble fondamentalement différent de celui du massif paléozoïque des Trois Fourches, qui est *a priori* accommodé par le jeu de la faille normale de Dchar-Rana dont le jeu premier est tortonien.

Concernant l'intégration du massif des Beni Bou Ifrour dans l'ensemble géologique du Rif oriental, quelques points mériteraient davantage de réflexion :

(1) Notre modèle étant restreint dans le temps (entre 8 et 6 Ma environ), il serait intéressant de savoir ce qu'il se produit en amont à l'échelle régionale. Plus spécifiquement, la réalité des mouvements vers l'Est que nous n'avons pas retrouvé au sein du massif : si la limite entre le Domaine Nord et le Domaine Sud était le vestige d'une limite latérale (et non frontale) d'un système de chevauchement initié plus tôt au Miocène, voire à l'Oligocène, cela s'accorderait avec les stades ultimes du scénario de NEGRO (2005) et NEGRO *et al.* (2007) en ce qui concerne l'exhumation des Tamsamane. La réponse pourrait résider au NE du massif, au niveau de Afra.

(2) Le poids de l'édifice volcanique du Gourougou a-t-il une incidence sur la sédimentation et la localisation des accidents tectoniques ? EL BAKKALI *et al.* (2001) identifie la dépression d'Oumassine, située entre le stratovolcan et le massif des Beni Bou Ifrour, à une cuvette qui serait symptomatique d'une caldeira (§ 3.1.4.c). Les coupes de MOREL (1985, 1987 ; [Figure 13.2](#)) ne montrent cependant pas d'aspect incurvé des dépôts volcano-sédimentaires, mais plutôt un infléchissement vers le Gourougou. Par ailleurs, les failles normales méridiennes sont particulièrement concentrées dans le massif des Beni Bou Ifrour, immédiatement au Sud de l'édifice, tandis qu'elles sont peu cartographiées ailleurs. Or, il est démontré que la charge des édifices volcaniques a un effet sur la propagation des structures régionales lorsqu'elles sont compressives (BRANQUET & VAN WYK DE VRIES, 2001).

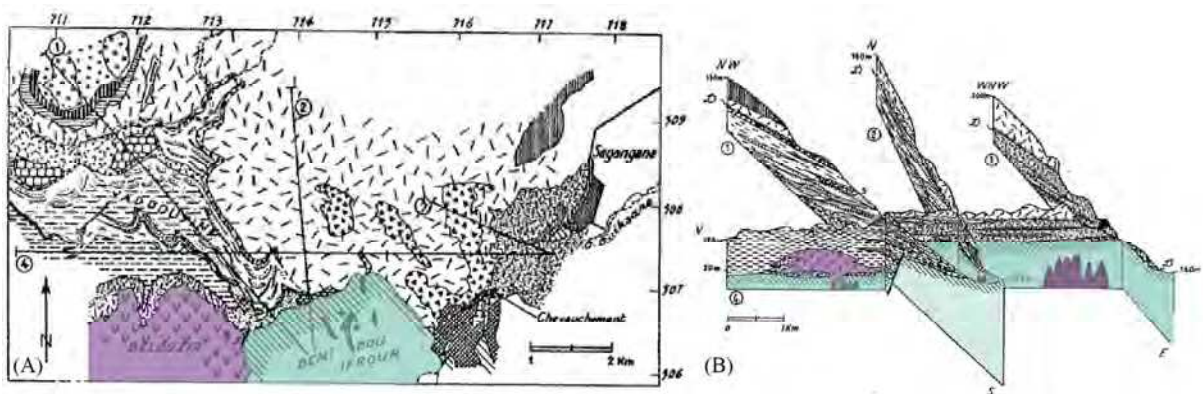


Figure 13.2 : coupes géologiques de la cuvette d'Oumassine (MOREL, 1985, 1987). (A) Carte géologique ; (B) Coupes géologiques en perspective.

12.2 Projet d'article : Migration of Neogene magmatism and associated mineralizations, reflecting slab tearing in the western Mediterranean

Cet article en cours de rédaction représente le stade final de ce travail de thèse. En effet, son objectif est de retracer les processus géodynamiques de la Méditerranée occidentale au travers du magmatisme et des minéralisations qui y sont associées. En particulier ici, les âges du magmatisme de la mer d'Alboran et de la Marge Maghrébine – près de 450 datations compilées en une base de données (Annexe VIII) et géolocalisées sous SIG – sont replacés dans de nouvelles reconstitutions paléogéographiques (en collaboration avec la thèse de Damien Do Couto, 2014).

Reporter ces datations le long de deux transects Ages vs Distance, l'un parallèle au couloir trans-Alboran (NE-SW) et l'autre parallèle à la Marge Maghrébine (WE), nous a permis d'identifier la migration du magmatisme et de la caractériser plus finement. Notamment, l'évolution le long du transect NE-SW est bien compatible avec celle proposée par DUGGEN *et al.* (2004), qui la relie à la subduction d'une lithosphère océanique téthysienne sous la mer d'Alboran. L'évolution le long du transect WE, en revanche, reflète un événement de rupture de panneau plongeant en Méditerranée occidentale tel que proposé par CARMINATI *et al.* (1998), et confirmé par les expérimentations pétrologiques de MAURY *et al.* (2000) et de COULON *et al.* (2002). Cette rupture de panneau plongeant se produit sous le NE de l'Algérie vers 20 Ma et migre vers l'Ouest (et vers l'Est dans une moindre mesure) jusqu'à 8 Ma, soit à une vitesse d'environ 7-8 cm/an. Elle est en outre synchronique de la période d'extension d'arrière-arc orientée EW en mer d'Alboran (JOLIVET *et al.*, 2006).

La comparaison des compositions isotopiques du Pb obtenues sur les minéralisations à Pb-Zn au cours de ce travail, avec celles de gisements sud-andalou (Rodalquilar) et tunisien (oued Belif), confirme l'opposition entre ces deux processus géodynamiques. En effet, les compositions isotopiques du Pb à Melilla-Nador se rapprochent davantage de celles de l'oued Belif, tout en révélant une contribution mantellique plus importante dans leur source qu'à Rodalquilar. Ceci apporte donc une évidence supplémentaire que le système trans-Alboran reflète un environnement géodynamique fondamentalement différent de celui de la Marge Maghrébine. Ainsi, et bien qu'ils ne soient séparés que par la mer d'Alboran, le district de Melilla-Nador est toujours sous influence de la rupture de panneau plongeant tandis que le district de Rodalquilar est strictement lié à la subduction sous la mer d'Alboran.

Migration of Neogene magmatism and associated mineralizations, reflecting slab tearing in the western Mediterranean

Noémie Lebreton^{1,2,3}, Damien Do Couto^{4,5}, Laurent Jolivet^{1,2,3}, Eric Marcoux^{1,2,3}, Michel Jébrak⁶, Yannick Branquet^{1,2,3} and Jean-Louis Bourdier^{1,2,3}

¹Univ. d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071, Orléans, France ; ²CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071, Orléans, France ; ³BRGM, ISTO, UMR 7327, 45071, Orléans, France ; ⁴UPMC, Université Pierre et Marie Curie, ISTEP, Institut des Sciences de la Terre de Paris, F-75005, Paris, France ; ⁵CNRS, Centre National de la Recherche Scientifique, UMR 7193, F-75005, Paris, France ; ⁶ Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère, CP 8888, suc. Centre Ville, Montréal, Québec, H3C 3P8, Canada

Abstract

Introduction

Slab detachments and slab tearing belong to the normal evolution of subduction zones, especially where slabs are laterally constrained and the subduction zone highly non-cylindrical (Wortel and Spakman, 2000; Govers and Wortel, 2005). The consequences of slab tearing on surface deformation or vertical movements can be important because they imply changes in the regime of flow in the asthenospheric mantle (Faccenna and Becker, 2010). The Mediterranean region is one example where slab tears have been suggested by seismic tomographic models and possible influence of changing mantle flow on the crustal tectonic regime have been advocated (Carminati *et al.*, 1998; Faccenna *et al.*, 2004; Spakman and Wortel, 2004). One of the most prominent of such tears is found below the northern margin of Africa, below the coast lines of Algeria and Morocco. Tomographic models shows that a deep slab is only present there below the Gibraltar arc and the southern tip of the Iberian peninsula whereas subduction of the north African margin and Ionian oceanic lithosphere is required to explain the observed compressional structures and metamorphic evolution of the Tell and the Rif. The present-day configuration of slabs in the central and western Mediterranean results from the fast retreat of a once continuous slab that was sinking in the asthenosphere below Corsica and Sardinia in the Oligocene and its tearing in several pieces; eastward retreat formed the Calabrian subduction zone and westward retreat formed the Gibraltar subduction.

The dynamics of slab tearing is far from being fully understood because we have little information on the average rheology of slabs, oceanic or continental. New information on the kinematic evolution during retreat providing estimates of the retreat velocity is thus required to better understand the dynamic of such complex systems. The evolution of the northern African margin and the Alboran region can provide such data. The geometry of the slab is quite well controlled by several recent tomographic models, the tectonic and kinematic evolution can be described in some details (Jolivet *et al.*, 2006; Faccenna *et al.*, 2004) and the magmatic evolution through time is also well known (Maury *et al.*, 2000 ; Duggen *et al.*,

2004, 2005, 2008). We use a compilation of data on magmatic rocks chemistry and ages, as well the distribution and chemistry of ore deposits, together with new kinematic reconstructions to describe the evolution of the tear from 20 Ma to the present and discuss its dynamics. A comparison of the tectonic timing in the Betic Cordillera and the Rif confirm the possible control of surface tectonics by the migration of a torn piece of lithospheric mantle beneath north Algeria and provides velocities of migration toward the west.

Geodynamic context

The Neogene geodynamic evolution of the western Mediterranean domain is controlled by two contemporaneous phenomena: (1) Africa-Eurasia convergence and northward subduction of the African plate, and (2) slab retreat and coeval back-arc basin opening (Le Pichon and Angelier, 1981; Horvath and Berkmer, 1982; Dercourt *et al.*, 1986; Malinverno and Ryan, 1986; DE-Wey, 1988; La Pichon *et al.*, 1988; Royden, 1993; Carminati *et al.*, 1998; Jolivet and Facenna, 2000; Wortel and Spakman, 2000). Carminati *et al.* (1998a) suggested that slab retreat in the western Mediterranean was complicated by four detachment events. Five major features allow the identification of a slab breakoff process (Davies and Von Blanckenburg, 1995): (1) the combined presence of basaltic and lower crustal granitoid melts (bimodal magmatism), both with a mantle parentage, (2) rapid uplift and exhumation of deep crustal rocks, (3) development of a regional metamorphism, (4) development of extensional structure related to the change in potential energy of the orogen, and (5) abundant clastic sedimentation in intramontane adjacent basins.

Based on these features, Carminati *et al.* (1998a) propose that one of these events would have occurred beneath northern Africa during Langhian times (16-15 Ma). Maury *et al.* (2000) and Coulon *et al.* (2002) have then demonstrated that the magmatic evolution along the Mediterranean Maghreb margin is consistent with this model. Indeed, the margin presents a very low magma production rate with a progressive magmatic change from (1) a calc-alkaline subduction-related geochemical imprint and extensive crustal contamination, to (2) transitional basalts derived from the melting of the mantle in the boundary between the lithosphere and the upwelling asthenosphere, and finally (3) alkaline basalts generated through partial melting of an asthenospheric mantle. This magmatism started in Central Eastern Algeria at ca. 16 Ma, then propagated eastwards and westwards along the Mediterranean Maghreb margin (Maury *et al.*, 2000).

We now focus on the Gibraltar arc and the Mediterranean Maghreb margin. We discuss herein the migration of the magmatism and distribution of mineralizations in the light of nE-W paleogeographic reconstitutions by Do Couto *et al.* (in prep.).

Neogene kinematics and tectonic timing

At ca. 35 Ma, the subduction zone in western Mediterranean ran from Gibraltar to Liguria in their present-day positions (Carminati *et al.*, 1998; Frizon de Lamotte *et al.*, 2000; Facenna *et al.*, 2004). Back-arc extension started at ca. 32 Ma in the Liguro-Provençal basin and then propagated towards the Alboran basin, as the slab retreated towards the SE.

The Alboran region includes the Betics (southern Spain) and the Rif (northern Morocco) fold-and-thrust belts, connected through the Gibraltar arc. The Alboran Sea is a narrow basin inbetween, constituted of thinned continental crust. In this area, the back-arc extension developed mostly during Burdigalian-Langhian times (Bourgeois *et al.*, 1992; Mauffret *et al.*, 1992). At that time the extension was roughly NNE-SSW (Crespo-Blanc, 1995; Jolivet *et al.*, 2003, 2006), driven by the southeastward slab retreat. By ca. 20 Ma, extension turned to E-W, as the whole Alboran domain was migrating from East to West, driven by westward roll-back, tearing and local detachments of the subducting plate (Morley, 1993; Lonergan and White, 1997; Duggen *et al.*, 2004, 2005, 2008; Spakman and Wortel, 2004). This particular tectonic setting is well-constrained by the exhumed metamorphic units in the Betics sierras – from bottom to top the Nevado-Filabride, Alpujarride and Malaguide complexes – and their neighbouring intramontane basins. Jolivet *et al.* (2006) proposed a five-steps tectonic scenario for the internal Betics: (1) 40-50 Ma: crustal thickening and nappe stacking under the N-S compression due to northward subduction of the African plate; (2) 30-20 Ma: N-S ductile stretching in the Alpujarride, under N-S extension related to a first southward slab retreat episode; (3) 20 Ma: transition from a southward slab retreat (N-S extension still active in the Alpujarrides) to a westward slab retreat (E-W ductile stretching recorded in the underlying Nevado-Filabride), provoking a widespread thermal overprint and local crustal anatexis (Platt and Whitehouse, 1999; Zeck and Whitehouse, 1999); (4) 20-8 Ma: westward slab retreat, exhumation of the metamorphic core complexes and inception of the basins. A top-to-the-west shearing prevailed during this exhumation, which final stages are recorded in the Nevado-Filabride complex and constrained by fission-tracks on zircons (11.9 ± 0.9 Ma) or apatite (8.9 ± 2.9 Ma) and U-Th/He cooling ages on apatite (8.7 ± 0.7 Ma) (Johnson *et al.*, 1997; Vazques *et al.*, 2011). NE-W paleostress analyses by Augier *et al.* (2013) suggest that most of the neighbouring intramontane basins initiated as extensional basins linked with the coeval exhumation of the Nevado-Filabride complex; (5) 8 Ma-Present: resuming of the compressional regime (N-S to NNW-SSE), producing tectonic inversion, basin uplift and a diffuse reverse faulting, strike-slip faulting and related folding. Strike-slip activity of the Trans-Alboran transcurrent zone has been recognized at least from the (uppermost Tortonian?) Early Messinian (Booth-Rea *et al.*, 2003; Masana *et al.*, 2004). The prolongation of these NE-SW faults in the intramontane basins reveals that the activity postdates the formation of these basins and was generated during the Early Messinian (Augier *et al.*, 2013).

Further east, the Algerian margin includes the oceanic Algerian basin and the Tell fold-and-thrust belt, eastern extension of the Rif orogen. Stretching of the Algerian basin began in the late Oligocene-early Miocene times (Dewey *et al.*, 1989; Rosenbaum and Lister, 2004), as the subduction front migrated eastward. Contemporary with this rifting stage, metamorphic core complexes exhumed in the Tellian Internal zone: in the Edough massif, ductile extension is represented by a top-to-the-WNW extensional shear which began at ca. 24 Ma and ended at 17-16 Ma (Monié *et al.*, 1992; Saadallah and Caby, 1996). At the end of the Burdigalian period (ca. 20-18 Ma), N-S extension ended as the Alpine collision truly began, overthrusting the Numidian flysch southward onto the Tellian zone (Wildi, 1983; Aris *et al.*, 1998; Khomsi *et al.*, 2009). In northern Tunisia, the Tellian nappes are dated from the Langhian (Rouvier, 1977). Since then, the northern African region has experienced an oblique

compression regime responsible for the Tell orogen building, interrupted by short-lived returns to extensional conditions during the Late Miocene and Pliocene times (Bouaziz *et al.*, 2002).

The onset of the backarc compression and basin inversion begins in the Gibraltar arc after 8 Ma (Late Tortonian) and then propagates along the Mediterranean Maghreb margin towards the Calabrian arc. It is recorded in North Algeria at 7-5 Ma (Mauffret, 2007) by S-dipping, N-verging reverse faults concentrated at the transition between continental and oceanic domains. Some newly generated reverse faults verging toward the north may reflect the inception of a new subduction off Algeria (Billi *et al.*, 2011).

Magmatism migration

To discuss the migration of magmatism in the study area, we have compiled ages taken from the literature (Annexe VIII) and plot them in two Age *versus* Distance transects: (1) NE-SW Trans-Alboran (Fig. 1), and (2) W-E along the Mediterranean Maghreb margin (Fig. 2).

Figure 1 shows no particular trend except perhaps an outward migration from Cabo de Gata northward and southward in the recent period. Despite some poorly constrained ages older than 20 Ma in Spain and the Alboran Sea, the first Miocene magmatic occurrences are related to an anatectic event that produced leucogranites and cordierite bearing dacites (e.g. 18.5 Ma \pm 1.6 Ma in Mar Menor; Duggen *et al.*, 2004) and reset some Eocene Malaga dikes ages (not represented). Calc-alkaline magmatism became widespread in the Trans-Alboran region at ca. 16-15 Ma. The main alkaline occurrences set up after ca. 6 Ma. A study of these magmatic products around the Alboran Sea led Duggen *et al.* (2004) to describe four successive stages at the latitude of Morocco and Spain: (1) Early Oligocene tholeiitic to calc-alkaline Malaga dikes emplaced in a back-arc setting, (2) crustal anatexis during an Early Miocene thermal event that is observed also in the metamorphic evolution of the Betics, (3) Middle to Late Miocene tholeiitic to calc-alkaline volcanism in the Alboran Basin, and (4) Late Miocene to Lower Pliocene shoshonitic and Messinian to Pleistocene intra-plate-type volcanic activity, related to the removal of subcontinental lithosphere and resulting asthenospheric upwelling.

On the W-E transect (Fig. 2), calc-alkaline magmatism shows an age peak at ca. 20 Ma in Dellys (NE Algeria) and a subsequent westward migration with an evolution toward more alkaline composition with time. A similar migration with a slower velocity is recorded toward the east. In a previous study of the whole north African margin between Morocco and Tunisia, Maury *et al.* (2000) noticed that magmatism in the Mediterranean Maghreb margin started in NE Algeria at ca. 16 Ma and then propagated eastwards and westwards. The same authors also conclude that the Langhian-Serravalian magmatism shows characteristics typical of subduction-related magmatism but with surprisingly small volumes produced, which they see as a consequence of the slab detachment. One can add that the short duration of these magmatic episodes is also compatible with the rapid cessation of a normal subduction after slab breakoff. The K-rich alkaline magmas reflect the incorporation of crustal melts due to the thermal anomaly induced by slab breakoff. Moving to the west, its distribution shows a striking age shift from 20 to 8 Ma (e.g. 8.06 Ma \pm 0.14 Ma in the Beni Bou Ifrour massif;

Lebret, 2014). Calc-alkaline magmas are replaced by transitional and then alkaline ones, an evolution compatible with a hot asthenospheric anomaly. The Ras Tarf complex however stands apart from this trend. From NE Algeria to Tunisia, calc-alkaline magmatism ages shift smoother from 20 Ma to 14 Ma. Eventually, transition from calc-alkaline to alkaline affinities occurred simultaneously on both extremes of the Mediterranean Maghreb margin at ca. 7 Ma.

Lead isotope compositions of ore deposits

Together with Neogene magmatism, numerous polymetallic deposits (Pb-Zn-Hg-Cu-Ag-Au) are scattered from the Alboran Sea surroundings to northern Tunisia (Fig. 3 + [Annexe I](#)). According to De Boorder *et al.* (1998), the development of Late Cenozoic orogenic mineralizations in the European Alpine Belt reflects an increase in heat flow and fluid flow, which can be connected to tearing and detachment of lithosphere slabs, and concomitant emplacement of hot asthenosphere at lower crustal levels. Discussing lead sources and comparing on a Western Mediterranean scale can thus provide another evidence of a slab breakoff process.

We performed isotopic studies on epithermal galenas from the Melilla-Nador peninsula (Table 1). Lead isotope results are plotted in Figure 4, together with (1) epithermal galenas from the well-known Cabo de Gata district in southeastern Spain (Arribas and Tosdal, 1994), (2) the Oued Belif hematite-rich breccia of the Nefza district in northeastern Tunisia (Decrée *et al.*, 2013), and (3) magmatic rocks from southeastern Spain to northeastern Tunisia (Arribas and Tosdal, 1994; Duggen *et al.*, 2004, 2005; Decrée *et al.*, 2013). The average crustal Pb growth curve of Stacey and Kramer (1975) and the Pb orogen curve of Doe and Zartman (1979) are also shown for reference.

Pb isotopic measures were performed at GEOTOP (UQAM, Montreal, Canada), using a Nu Plasma II MC-ICP-MS, with an Aridus II as system of introduction. Measured samples were carried out on hand-picked galenas and dissolved; all details of sample preparation and analytical procedure are reported in Belshaw *et al.* (1998). Replicate analyses of the NBS-981 Pb standard yielded a mean value of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.941 \pm 0.000$ (2 σ D), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.505 \pm 0.000$ (2 σ D) and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.731 \pm 0.001$ (2 σ D) (n=6).

Considering the reference curves of Stacey and Kramer (1975) and Doe and Zartman (1979), studied galenas are rather radiogenic and show a very limited range of composition. Moreover, the Pb isotope compositions of galenas from Melilla-Nador Peninsula display no variation between the two localities, the Beni Bou Ifrou Massif and the Trois Fourches Cape, despite their different host-rock; this absence of variation seems to reflect a unique hydrothermal event with a common source throughout the whole peninsula. At this scale, the isotopic compositions field of galenas can be compared with those of lavas from the neighbouring Gourougou stratovolcanoe (Duggen *et al.*, 2005). These lavas define two distinct groups evolving from a Si-K-rich (7.58-4.8 Ma) to a Si-poor (6.3-3.73 Ma) geochemistry. Results suggest a direct genetic link between galenas and the Si-K-rich lava group (Figure 4).

Compared with the galenas from southeastern Spain ores and hematite-rich breccia from northeastern Tunisia, the Pb isotope compositions of galenas from Melilla-Nador Peninsula are similar to those of the Nefza district ore. Since all deposits have equivalent ages (9.2 Ma

in Cabo de Gata, Arribas and Tosdal, 1994; 10.4 Ma in Oued Belif, Decrée *et al.*, 2013; ca. 7.8 Ma in Melilla-Nador peninsula, Le Bret, 2014), this shows that the ores from the Mediterranean Maghreb margin exhibit a major mantellic contribution, which is consistent with the trend of the Moroccan volcanic rocks compared with the southeastern Spain ones (Duggen *et al.*, 2004, 2005, 2008). This brings further evidence that the Trans-Alboran system traces a different geodynamic environment than the Mediterranean Maghreb margin. Although they are only separated by the Alboran Sea, the Melilla-Nador peninsula district is still under the influence of the slab breakoff event, while the Rodalquilar district is related to the eastward subduction of Tethys oceanic lithosphere beneath the Alboran basin (Duggen *et al.*, 2004, 2005, 2008).

Reconstructions

In order to correlate the magmatic, mineralization and tectonic events we now plot these on paleogeographic reconstitutions (Do Couto *et al.*, in prep.; Fig. 5), and we discuss the evolution of magmatism for each significant stage from the Early Oligocene to the Present:

(A) In the Early Oligocene (30 Ma), a roughly NNE-SSW subduction was active as Africa converged toward Iberia along a N-S direction and N-S extension started in the internal zones of the Alboran domain. The first occurrence of magmatism is represented by the Malaga dyke field, which tholeiitic affinity demonstrates the link with a subduction zone (Torres-Roldán *et al.*, 1986; Duggen *et al.*, 2004).

(B) and (C) By 25 Ma, N-S back-arc extension was still active, without significant magmatism. It lasted until the Burdigalian (D) when extension in the western part rotated from N-S to E-W and disappeared in the eastern part. This event provoked a widespread thermal overprint (Platt and Whitehouse, 1999; Zeck and Whitehouse, 1999). The subsequent crustal anatexis produced the leucogranites and cordierite bearing dacites. At that time, the first occurrences of calc-alkaline magmatism is observed in NE Algeria; its particular bimodal calc-alkaline affinity reflects a slab breakoff beneath the African margin (Maury *et al.*, 2000).

(E) As E-W extension proceeded westwards, the slab breakoff-related magmatism spread along the Mediterranean Maghreb margin. Meanwhile, a Trans-Alboran calc-alkaline magmatism set up, resulting from the eastward subduction of Tethys oceanic lithosphere beneath the Alboran basin (Duggen *et al.*, 2004, 2005, 2008).

(F) During the Serravalian, the effects of slab breakoff kept spreading along the Mediterranean Maghreb margin, reaching Tunisia and Oranie. The Trans-Alboran magmatism migrated westwards because of E-W extension, along with the Malaga dikes and products of crustal anatexis.

(G) In Tortonian times, magmatism was still active and widespread. As the E-W extension was about to stop, the Trans-Alboran volcanic centers finally acquired their present-day locations. Associated with the Cabo de Gata volcanism, polymetallic mineralizations emplaced in the Rodalquilar district and surroundings. Along the Mediterranean Maghreb margin, slab breakoff-related magmatism reached the NE Morocco (Trois Fourches). At the Tunisian end of the margin, polymetallic mineralizations emplaced in the Nefza district (Oued Belif hematite-rich breccia). The first occurrence of intraplate alkaline volcanism occurred at that time in the Atlas (Siroua).

(H) 2 Ma later, the E-W extension in the Alboran region finished. This period displayed the last calc-alkaline magmatic manifestations. In Trans-Alboran, they were limited to the Betics while the slab breakoff-related magmatism was restricted to the extremes of the Mediterranean Maghreb margin. On the Moroccan end of the margin, an epithermal event took place throughout the Melilla-Nador peninsula.

(I) In the Late Messinian, only a few patches of alkaline magmatism remained. Except for the intraplate magmatism of the Siroua complex, they were the ultimate manifestations of slab breakoff, as the asthenospheric upwelling proceeded and partial melting occurred in the sole asthenospheric mantle (Maury *et al.*, 2000). They set up in transtensive reactivation of crustal-scale fault zones inherited from the Variscan orogeny (Piqué *et al.*, 1998).

(J) From the Messinian to the Present, magmatic activity was represented by an intraplate alkaline volcanism, defining the NE-SW “Morocco Hot Line” from the Siroua to the Valencia trough (Michard *et al.*, 2008).

Discussion and conclusions

The analysis of the compiled data and the correlations with tectonic events shows that (1) E-W extension in the Alboran domain was coeval with the migration of magmatism from East to West between 20 and 8 Ma and (2) resumption of N-S compression around the Alboran Sea was contemporaneous with the end of this westward migration of magmatism after 8 Ma. The E-W extension can thus be attributed to the westward slab rollback after initiation of the tear. This westward slab retreat initiated an E-W extension that lasted 12 Ma until ca. 8 Ma along some 900 km at an average velocity of ~7-8 cm/yr, which is a reasonable figure for asthenospheric flow. This extension led to the exhumation of metamorphic core complexes – the Sierra Nevada, Sierra de Los Filabres and Sierra Alhamilla domes – which are elongated parallel to the direction of stretching, thus falling into the a-type dome category of Jolivet *et al.* (2004). Le Pourhiet *et al.* (2012) have shown that such dome can develop if a component of strike-slip shearing is added to extension. The presence of a-type domes thus reinforces the case for a lateral migration of a slab tear below the Alboran region.

At 8 Ma, N-S compression is recorded again in the Alboran region. This coincides with the end of magmatism migration: Moroccan magmatic centers in Oranie, Guilliz or the Melilla-Nador peninsula (Trois Fourches, Gourougou, Beni Bou Ifrou) indeed display superimpositions in time and space of potassic and ultrapotassic (transitional) calc-alkaline magmatism, and ultimate alkaline magmatism (Hernandez and Bellon, 1985; Hernandez *et al.*, 1987; El Bakkali *et al.*, 1998; Duggen *et al.*, 2004; 2005). This transition in time from calc-alkaline to alkaline affinities in the same region within a 2 Ma timespan shows that the magmatism is now dominated by the influx of hot asthenosphere rather than by subduction-related mantle melts. The end of the westward migration of magmatism is associated with the end of extension and the beginning of a new phase of dominant N-S compression due to the convergence of Africa and Eurasia. This shows that the tectonic regime in the Alboran Sea was under the control of the retreating slab before 8 Ma with dominant extensional tectonic. As soon as slab retreat stopped, the only remaining cause of deformation is the convergence of Africa and Eurasia that leads to this new compressional phase.

From Dellys to Northern Tunisia, most of the magmatism occurs in a short time window of ca. 15 Ma \pm 2 Ma, with a slight rejuvenation towards the easternmost end. On this part of the Mediterranean Maghreb margin, compression is recorded in the Tellian nappes since the Late Burdigalian (20-18 Ma, NE Algeria) to the Langhian (Tunisia). This migration is related to the global eastward slab retreat in Central Mediterranean.

The Ras Tarf volcano however does not fit into this general W-E trend: as an equivalent to the Cabo de Gata volcanism (Hernandez and Bellon, 1985), it indeed belongs to the subduction-related Trans-Alboran magmatism.

The gap observed in Algerian magmatism between Miliana and the Oranie (Fig. 3) is either due to: (1) the absence of significant magmatism, (2) the lack of data due to poor field conditions or (3) an acceleration of the slab retreat between ca. 16-12 Ma. Tomographic data tend to invalidate the first hypothesis. We favor the third one, which is consistent with previous work (Lonergan and Platt, 1995; Lonergan and White, 1997; Jolivet and Facenna, 2000).

To conclude: the north African margin and the Alboran region during the Neogene have recorded the progressive development of a slab tear and the westward migration of a torn piece of slab from ca. 20 to 8 Ma. This period is almost exactly concordant with a first-order E-W extensional phase in the Alboran domain that led to the exhumation of a-type metamorphic core complexes and the formation of sedimentary basins, onshore and offshore Spain and Morocco. The most significant effects of the slab tear visible in the crust (see also Do Couto *et al.*, in prep.) are thus a westward migration of magmatism and a transition through time from calc-alkaline to alkaline volcanism and the formation of metamorphic domes elongated parallel to the direction of migration. The velocity of migration of the torn piece of slab in the asthenosphere can be estimated at around 7-8 cm/yr.

Acknowledgements

References

Figures

Chapitre 13 – Intégration des minéralisations des Beni Bou Ifrour :
du Rif oriental à la Méditerranée occidentale

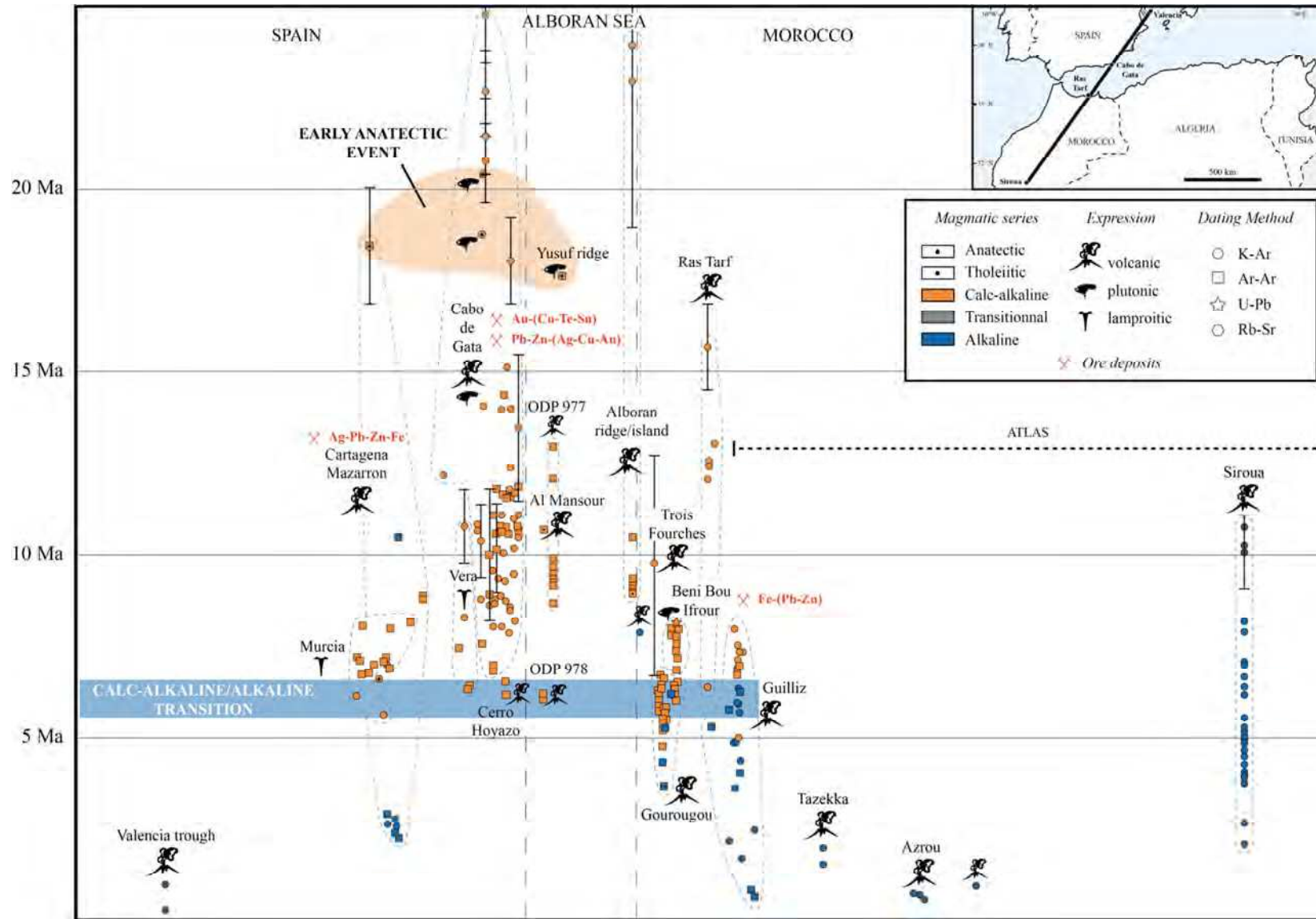


Fig. 1 : NE-SW Trans-Alboran Age vs Distance transect (200 km wide). Errors on ages are displayed only if they exceed 1 Ma.

Chapitre 13 – Intégration des minéralisations des Beni Bou Ifrou :
du Rif oriental à la Méditerranée occidentale

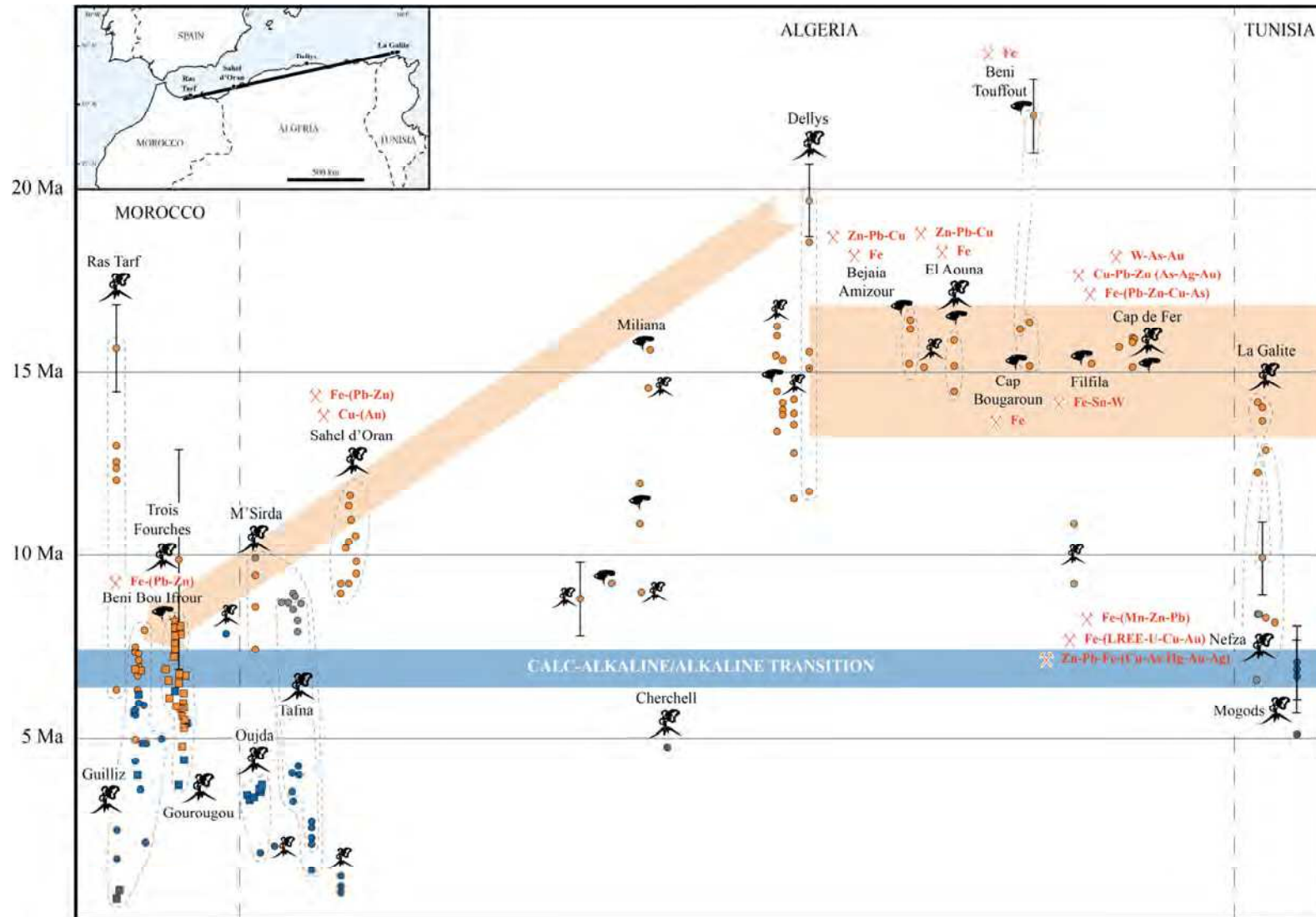


Fig. 2 : WE Age vs Distance transect along the north African margin (200 km wide ; Alboran Sea datings are not taken into account). Errors on ages are displayed only if they exceed 1 Ma.

Chapitre 13 – Intégration des minéralisations des Beni Bou Ifrour :
du Rif oriental à la Méditerranée occidentale

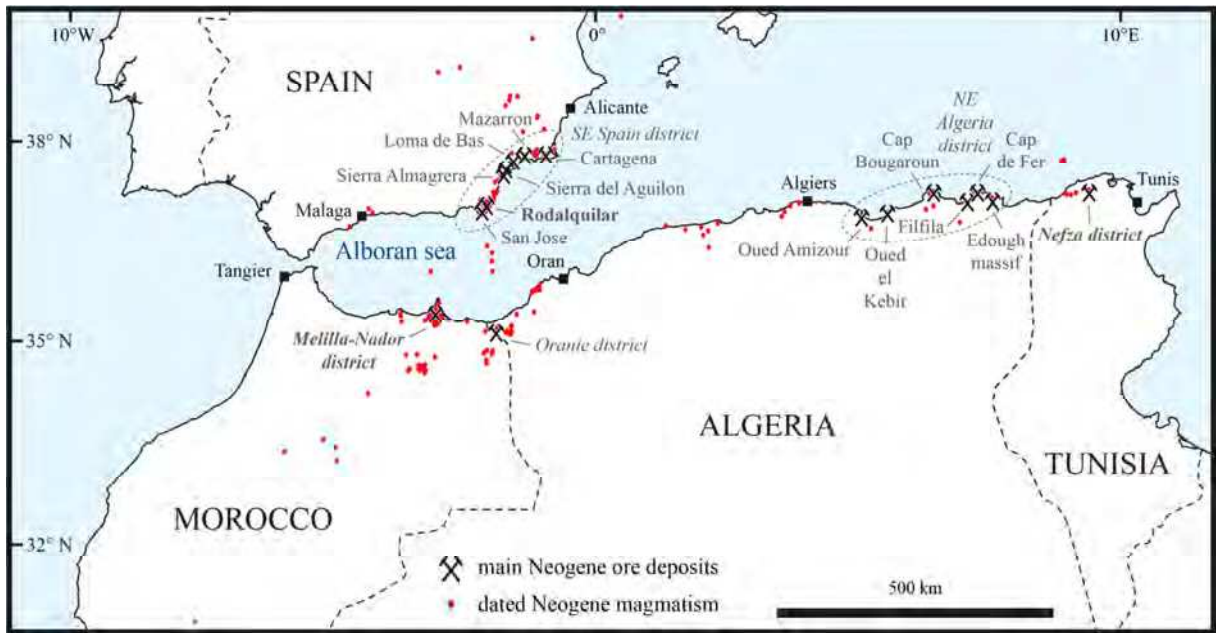


Fig. 3 : Distribution of dated Neogene magmatism and main Neogene ore deposits in the study area.

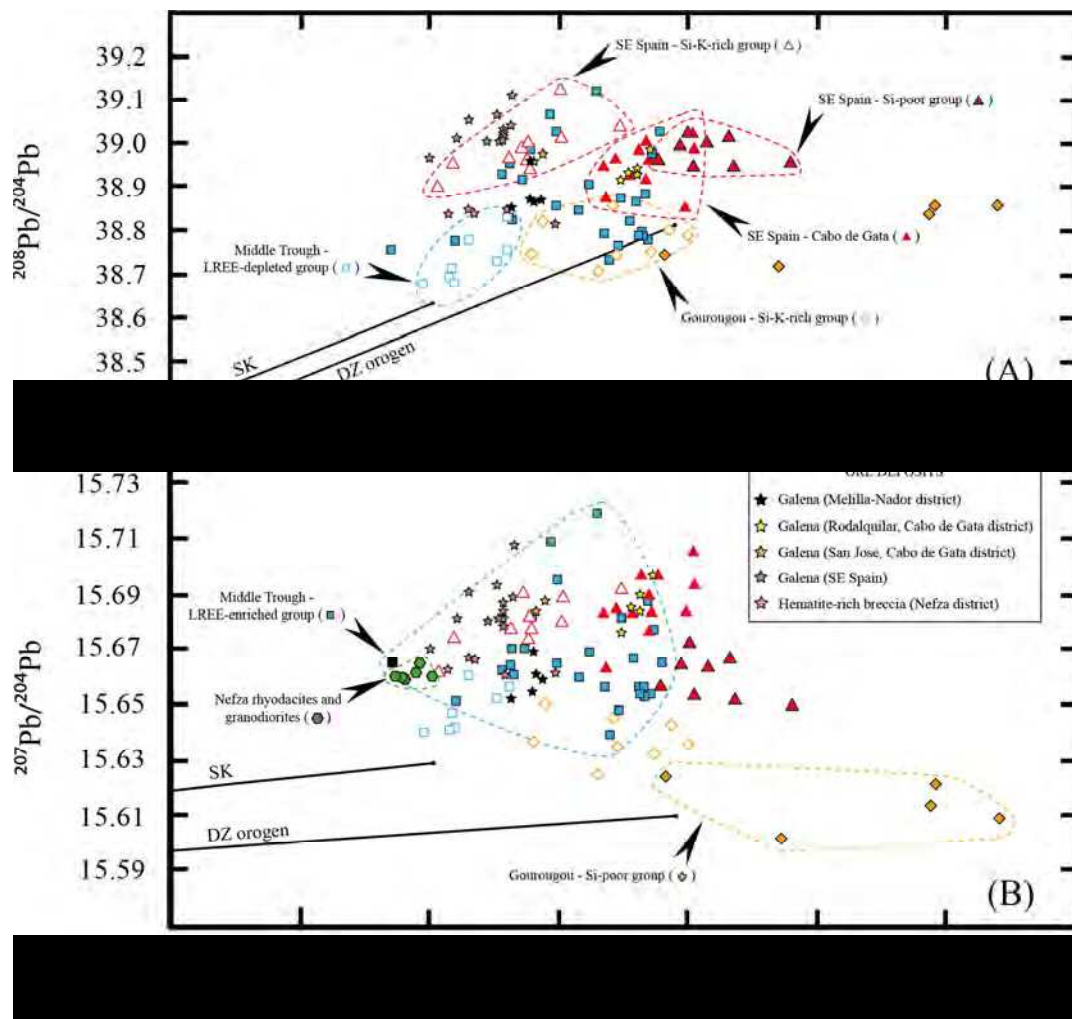
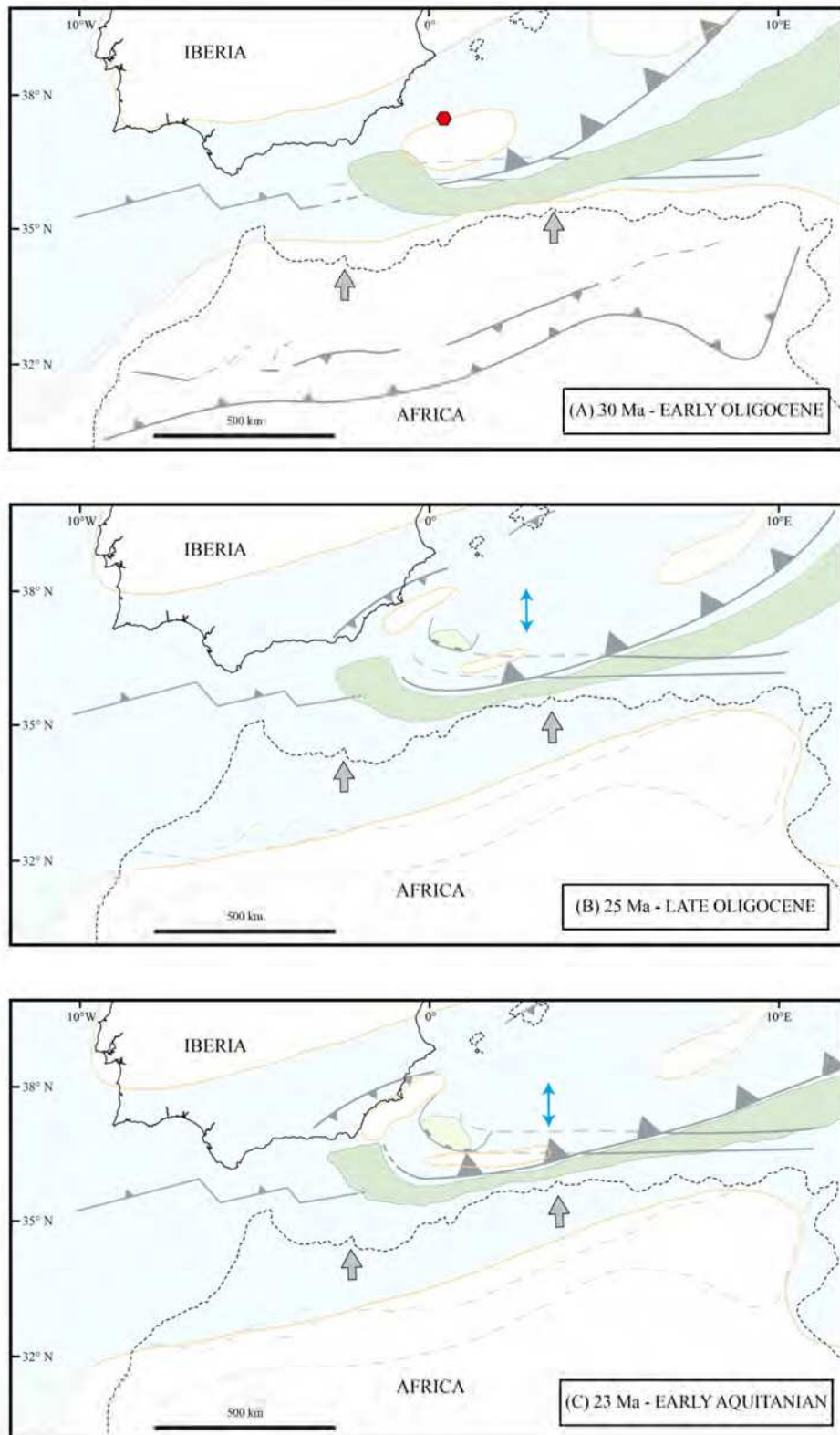


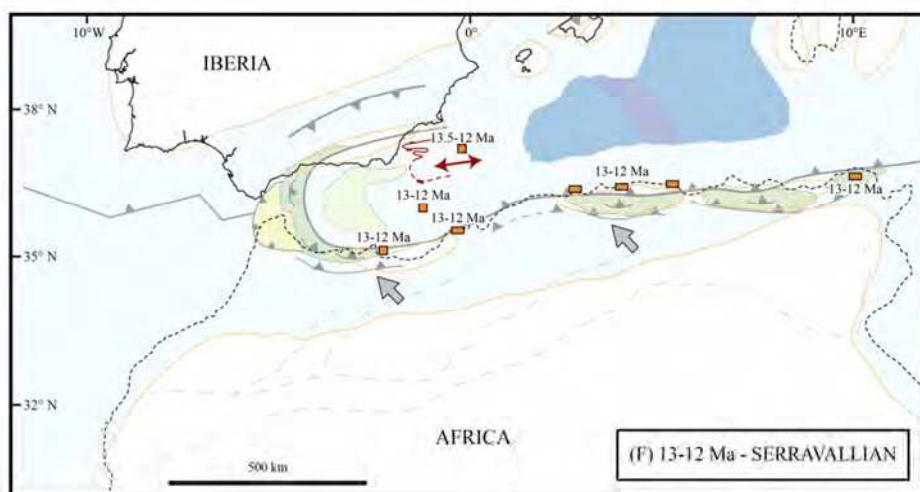
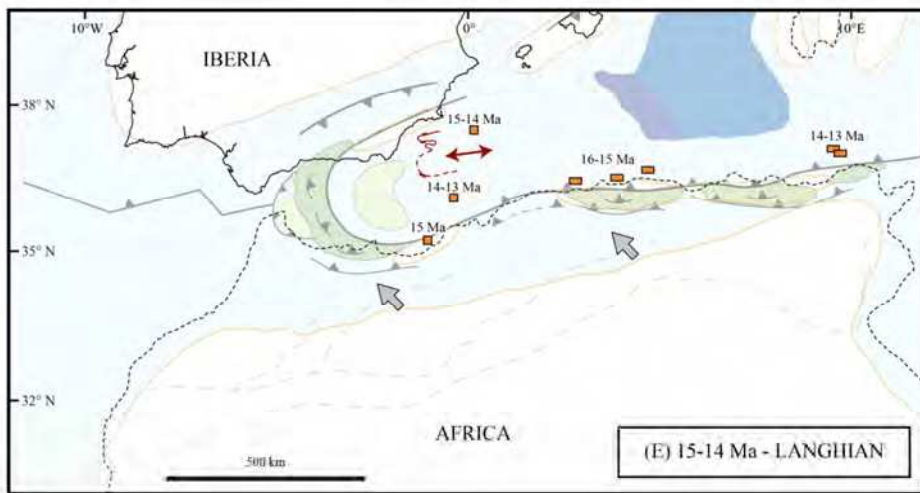
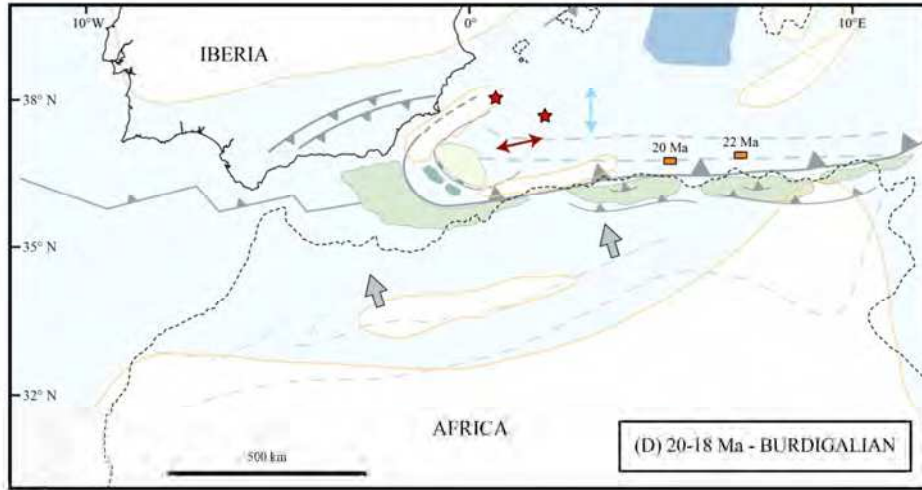
Fig. 4 : $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A) and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (B) diagrams of galenas and volcanic rocks from southeastern Spain, northeastern Morocco and northeastern Tunisia.

Chapitre 13 – Intégration des minéralisations des Beni Bou Ifrouf :
du Rif oriental à la Méditerranée occidentale

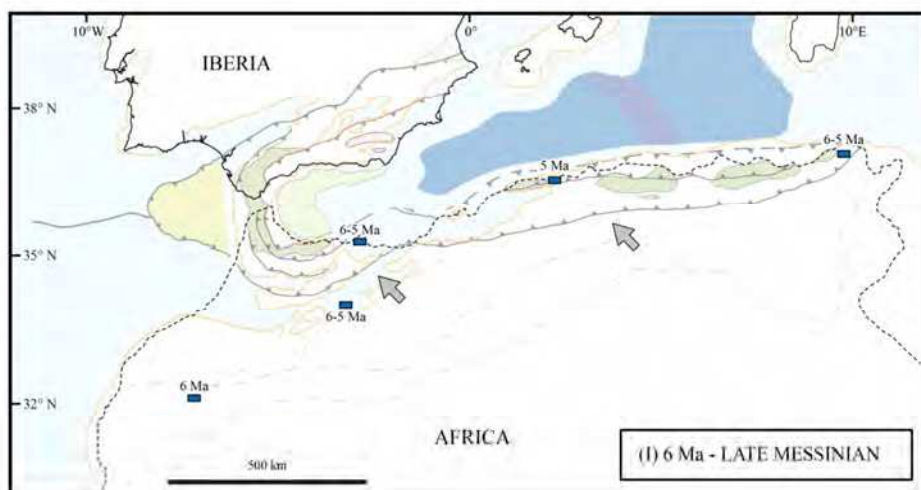
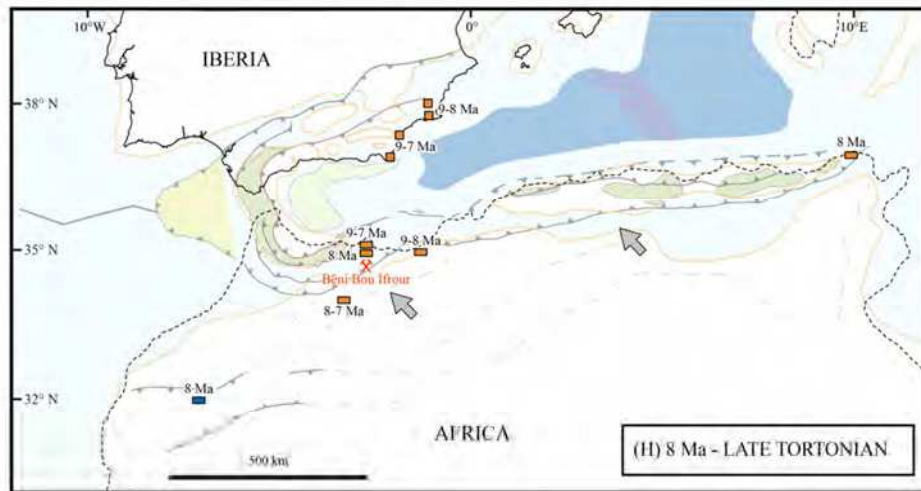
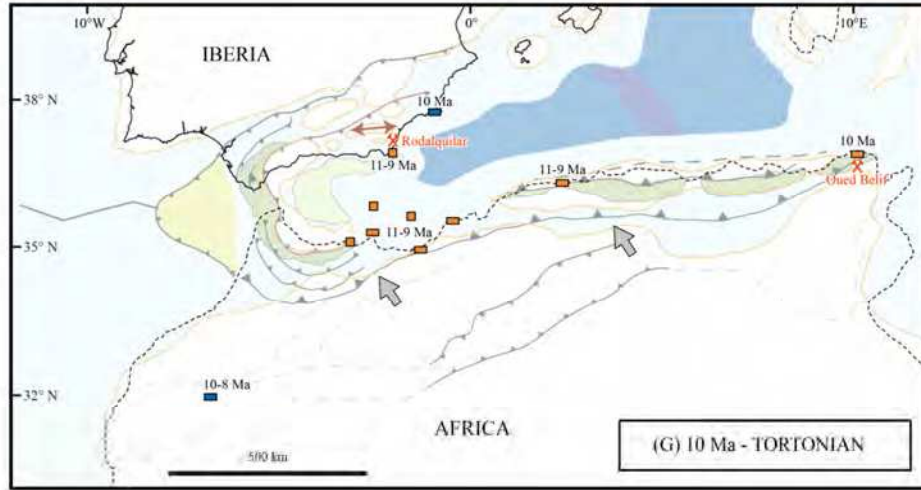
Fig. 5 : Paleogeographic reconstitutions of the western Mediterranean from the Early Oligocene to the Present (Damien Do Couto, 2014).



Chapitre 13 – Intégration des minéralisations des Beni Bou Ifrouf :
du Rif oriental à la Méditerranée occidentale



Chapitre 13 – Intégration des minéralisations des Beni Bou Ifrour :
du Rif oriental à la Méditerranée occidentale



Chapitre 13 – Intégration des minéralisations des Beni Bou Ifrouf :
du Rif oriental à la Méditerranée occidentale

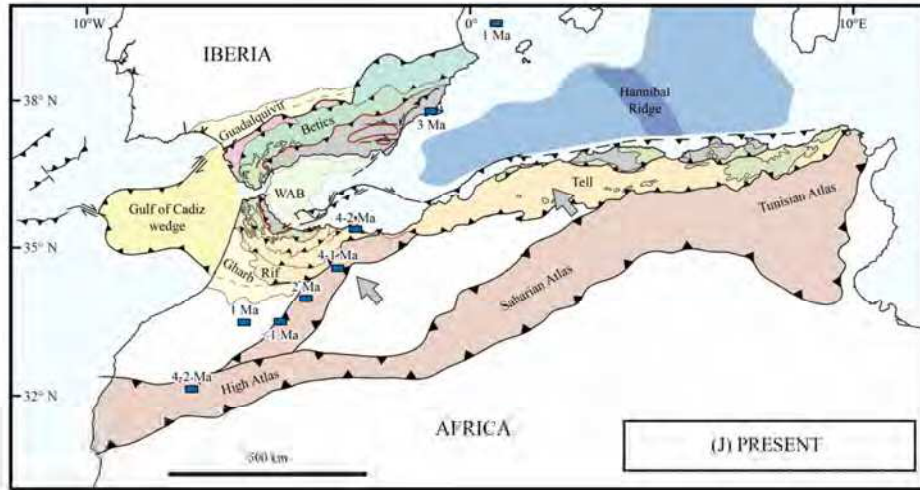


Table 1 : Lead Isotopic compositions of the Melilla-Nador peninsula galenas.

Sample	Localisation	Host-rock	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
AFRA1f	Afra	Cretaceous schists	18,782	15,661	38,868
AFRA4	Afra	Cretaceous schists	18,764	15,652	38,850
AFRA6	Afra	Cretaceous schists	18,787	15,659	38,872
OUK35	SW Jbel Ouiksane	Cretaceous schists	18,779	15,669	38,958
FOU4	Mina Rosita	Paleozoic substratum	18,779	15,655	38,870

Chapitre 13 – Intégration des minéralisations des Beni Bou Ifrou :
du Rif oriental à la Méditerranée occidentale

Conclusions et perspectives

Le massif des Beni Bou Ifrouer renferme les plus grandes mines de fer du Maroc, exploitées de 1915 à 1976 pour plus de 60 Mt de minerai à 45-60 % Fe. Il y resterait aujourd'hui encore plus de 27 Mt de réserves. Comprendre la mise en place d'un tel système et l'intégrer dans le temps et l'espace au sein d'un plus vaste contexte tectonique, sédimentaire et magmatique se révèle donc de première importance, en particulier concernant l'optimisation d'une exploitation future du minerai restant. Partant de ce qui d'un point de vue local s'avère présenter des avantages économiques, un tel modèle intégratif doit permettre l'établissement de guides d'exploration minière à l'échelle de la Méditerranée occidentale.

L'originalité de notre démarche a consisté à étudier les gisements non pas seulement en tant qu'objets géologiques minéralisés, mais plus largement comme des traceurs de l'évolution crustale au sein de ce segment orogénique. Ainsi notre étude est-elle par essence pluridisciplinaire et multi-échelle. Les échelles concernées lors de ce « zoom arrière » intégratif s'emboîtent donc de (1) l'échelle des gisements, à (2) l'échelle locale du massif des Beni Bou Ifrouer, et jusqu'à (3) l'échelle régionale du Rif oriental et de la Méditerranée occidentale.

(1) Dans le massif des Beni Bou Ifrouer, les gisements de Ouiksane, Axara et Setolazar ont été déterminés comme des skarns à magnétite par JABRANE (1993), JABRANE *et al.* (2001) et EL RHAZI & HAYASHI (2002). Ces auteurs assimilent les gisements, qu'ils étudient dans leur ensemble, à un même événement minéralisateur. La question pouvait se poser, étant donné leurs géologies et morphologies différentes ; en effet, si Ouiksane constitue un bel exemple du modèle-type des skarns à fer (un pluton dans un encaissant à composante carbonatée), la bande minéralisée de Setolazar-Bokoya a conduit certains auteurs à attribuer une origine volcano-sédimentaire à ces gisements (DUFLOT *et al.*, 1984).

L'examen minutieux et indépendant des caractéristiques de chacun des sites, aussi bien au niveau du terrain qu'à l'échelle microscopique, puis leur comparaison ont mis en exergue plusieurs points : (1) un contrôle stratigraphique des minéralisations omniprésent, même à Ouiksane où l'horizon carbonaté principal localise la formation du gisement de fer, (2) des séquences paragénétiques très semblables minéralogiquement, pétrologiquement et chimiquement. En couplant l'étude des structures et du magmatisme présents au niveau des gisements, nous avons été en mesure de proposer un modèle d'intégration de ces derniers au sein du Domaine Nord du massif. Ainsi, l'intrusion dans un bombement anticlinal d'un réseau de dykes et sills interconnectés (en « arbre de Noël ») permet d'expliquer les différences des gisements malgré une origine génétique commune : elles sont déterminées par leur position structurale, Ouiksane se situant plus profondément dans le système, Axara en position intermédiaire, et Setolazar à l'apex.

(2) La mise à l'affleurement des minéralisations, qui a rendu possible leur exploitation, est liée au soulèvement du massif des Beni Bou Ifrouer. Afin de mieux contraindre celui-ci, nous avons étudié dans un premier temps les éléments clés sur le terrain : limites du massif

(quand cela était possible), étude du Miocène moyen, dernier faciès déformé... Nous y avons par ailleurs apporté de nouvelles contraintes chronologiques : si l'essai de thermochronologie a été limité par l'échec de la datation TF sur apatite, et que les résultats obtenus pour le paléomagnétisme ne sont malheureusement pas interprétables, l'ensemble de nos données montre que l'exhumation des Beni Bou Ifrou est contrôlée par l'action conjuguée de (1) une tectonique compressive responsable de chevauchements et de plis (avant-pays) orientés en EW, et (2) du jeu vertical en touches de piano des failles normales méridiennes qui affectent l'ensemble du massif. Les translations et déformations majeures résultantes se produisent dans un intervalle de temps très court entre 8 et 6 Ma environ.

(3) A l'échelle régionale, le modèle de type pli sur chevauchement d'avant-pays que nous proposons pour le massif des Beni Bou Ifrou est cohérent avec l'histoire régionale du Rif oriental. Il montre par ailleurs qu'à l'échelle régionale, la compression est le processus majeur en œuvre à partir de 8 Ma, malgré les modèles régionaux qui font intervenir des phases individualisées d'extension après la mise en place des nappes rifaines (GUILLEMIN & HOUZAY, 1982 ; MOREL, 1989). Nous proposons que les failles normales identifiées dans notre étude accommodent en fait la compression et le soulèvement généralisé du massif : elles contrôlèrent une « pause » de subsidence dans ce contexte compressif. Une coupe NS réalisée montre que le mode d'exhumation du massif mésozoïque des Beni Bou Ifrou est fondamentalement différent de celui du massif paléozoïque des Trois Fourches, accommodé par le jeu de la faille normale de Dchar-Rana.

Au sein de la Méditerranée occidentale, l'étude de la distribution spatio-temporelle du magmatisme Trans-Alboran et de la Marge Maghrébine a permis d'identifier une migration qu'il est possible de relier à un événement de rupture de panneau plongeant proposé par CARMINATI *et al.* (1998). Nous avons pu en caractériser plus finement les effets, et même en estimer la vitesse : environ 7-8 cm/an. Les minéralisations associées à ce magmatisme sont nombreuses ; nous avons été en mesure de comparer les compositions isotopiques réalisées au cours de ce travail sur les minéralisations épithermales du massif des Beni Bou Ifrou à ceux de Rodalquilar (SE Espagne) et de l'oued Belif (NE Tunisie). Ces comparaisons confirment que le magmatisme et les minéralisations des Beni Bou Ifrou sont liés à l'épisode de rupture du panneau plongeant, tout comme à l'oued Belif. En revanche, magmatisme et minéralisations sont relatifs à un contexte de subduction à Rodalquilar.

Les perspectives de poursuite de ce travail de recherche peuvent prendre deux dimensions : (1) dans une optique intégrative, et/ou (2) d'ordre génétique.

(1) Finalement, si les minéralisations ferrifères se sont révélées d'excellents traceurs pour mieux appréhender (localement) la structure complexe du massif des Beni Bou Ifrou, à l'échelle géodynamique l'étude des minéralisations à Pb-Zn se révèle bien plus intéressante. En effet, les isotopes du Pb, permettant de tracer la source, donnent notamment une indication sur le ratio croûte-manteau impliqué dans la genèse des fluides et du magmatisme. L'une des perspectives de ce travail de thèse serait donc de mettre à profit l'abondance des minéralisations polymétalliques sur la Marge Maghrébine afin d'étudier plus finement les variations de la composition isotopique du Pb dans un contexte tel que celui d'une rupture de panneau plongeant.

Les investigations sur l'isotopie du Fe sont actuellement en plein essor. Si nous n'avons pas été en mesure de le réaliser au cours de ce travail, il pourrait être intéressant de voir si cette méthode peut apporter des précisions à la signature isotopique des environnements géodynamiques spécifiques, notamment en comparant les skarns ferrifères des Beni Bou Ifrour à ceux de l'île d'Elbe ou de Serifos en Méditerranée.

(2) Si ce travail de thèse ne s'est pas attardé sur les considérations métallogéniques de type Source-Transport-Dépôt, la zone des Beni Bou Ifrour et notamment le gisement de Ouiksane pourrait s'avérer intéressant afin de discuter l'origine du fer d'un point de vue expérimental (laboratoire naturel avec granodiorite, marbre...).

En outre, l'abondance des données de composition des oxydes de fer recueillies (supérieures à 600) nécessiterait une analyse statistique fine en vue d'une intégration aux jeux de données mondiaux sur les skarns.

Enfin, il serait intéressant de reprendre l'étude des inclusions fluides en considérant nos nouvelles observations paragenétiques, et à mettre en regard avec les analyses isotopiques C et O sur calcite que nous avons réalisées mais non présentées dans ce manuscrit. Par ailleurs, l'utilisation des inclusions vitreuses dans les grenats permettrait de déterminer la teneur en CO₂ du magma, et d'en estimer ainsi la pression et donc la profondeur.

Références bibliographiques

A

- AÏT BRAHIM, L., & CHOTIN, P., 1989. Genèse et déformation des bassins néogènes du Rif central (Maroc) au cours du rapprochement Europe-Afrique. *Geodinamica Acta*, v. **3**(4), p. 295-304.
- AÏT-BRAHIM, L., & CHOTIN, P., 1990. Oriental Moroccan Neogene volcanism and strike-slip faulting. *Journal of African Earth Sciences*, v. **11**(3/4), p. 273-280.
- ALLERTON, S., LONERGAN, L., PLATT, J. P., PLATZMAN, E. S., & MCCLELLAND, E., 1993. Paleomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, Southern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, v. **119**, p. 225–241.
- ANDRIEUX, J., FONTBOTE, J. M., & MATTAUER, M., 1971. Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar, *Earth and Planetary Science Letters*, v. **12**, p. 191–198.
- ANDRIEUX J., 1971. La structure du Rif central, *Notes du Service Géologique du Maroc*, v. **235**, p. 1–155.
- ARIS, Y., COIFFAIT, P.-E., & GUIRAUD, M., 1998. Characteristics of Mesozoic-Cenozoic deformations and paleostress fields in the Central Constantinois, northeast Algeria. *Tectonophysics*, v. **290**, p. 59–85.
- ARRIBAS, A. JR & TOSDAL, R. M., 1994. Isotopic composition of Pb in ore deposits of the Betic cordillera, Spain: Origin and relationship to other European deposits. *Economic Geology*, v. **89**, p. 1074–1093.
- AUGIER, R., JOLIVET, L., DO COUTO, D., & NEGRO, F., 2013. From ductile to brittle, late- to post-orogenic evolution of the Betic Cordillera: Structural insights from the North-eastern Internal Zones. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. **184**, p. 405–425.
- AZDIMOUSSA, A., BOURGOIS, J., POUPEAU, G., & MONTIGNY, R., 1998. Histoire thermique du massif de Kétama (Maroc) : sa place en Afrique du Nord et dans les Cordillères bétiques. *Earth & Planetary Sciences*, v. **326**, p. 847–853.

B

- BARHOUN, N., & WERNLI, R., 1999. Biostratigraphie du Mio-Pliocène du bassin de Boudinar par les foraminifères planctoniques (Rif nord-oriental, Maroc). *Revue de Paléobiologie*, v. **18**(2), p. 491–508.
- BARNES, C. G., PRESTVIK, T., SUNDVOLL, B., & SURRAT, D., 2005. Pervasive assimilation of carbonate and silicate rocks in the Hortavær igneous complex, north-central Norway. *Lithos*, v. **80**, p. 179–199.
- BARNES, H. L., 1979. Solubilities of ore minerals. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd edition, p. 404–460.
- BASKARAN, M., 2011. « Environmental Isotope Geochemistry »: Past, Present and Future. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, p. 3–10.

- BEJAOU, J., BOUHLE, S., BARCA, D., & BRAHAM, A., 2011. Le champ filonien à Zn-(Pb, Cu, As, Hg) du district minier de Fedj Hassène (Nord Ouest de la Tunisie): Minéralogie, Eléments en traces, Isotopes du Soufre et Inclusions Fluides. *Estudios Geológicos*, v. **67**, p. 5–20.
- BELSHAW, N. S., FREEDMAN, P. A., O'NIONS, R. K., FRANK, M., & GUO Y., 1998. A new variable dispersion double-focusing plasma mass spectrometer with performance illustrated for Pb isotopes. *International Journal of Mass Spectrometry*, v. **181**, p. 51–58.
- BENALI, H., 2003. Les minéralisations associées aux roches magmatiques tertiaires du Nord de l'Algérie (Typologie, pétrologie, cadre géodynamique et implications métallogéniques). *Résumé de thèse (Internet)*.
- BILLI, A., FACCENNA, C., BELLIER, O., MINELLI, L., NERI, G., PIROMALLO, C., PRESTI, D., SCROCCA, D., & SERPELLONI, E., 2011. Recent tectonic reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. **5**(II), p. 553–573.
- BLUMENTHAL, M., 1932. Quelques observations stratigraphiques et tectoniques sur le Haut-Kert. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. **182**(4), p. 279–303.
- BONAZZI, P., BINDI, L. & PARODI, G., 2003. Gatelite-(Ce), a new REE-bearing mineral from Trimouns, French Pyrenees : Crystal structure and polysomatic relationships with epidote and törnebohmit-(Ce). *American Mineralogist*, v. **88**(1), p. 223–228.
- BOOTH-REA, G., AZAÑÓN, J. M., GARCIA-DUEÑAS, V., & AUGIER, R. 2003. Uppermost Tortonian to Quaternary depocentre migration related with segmentation of the strike-slip Palomares Fault Zone, Vera Basin (SE Spain). *Comptes Rendus Geoscience*, v. **335**(9), p. 751–761.
- BOOTH-REA, G., JBALOUY-SANCHEZ, A., AZDIMOUSA, A., ASEBRIY, L., VAZQUEZ VILCHEZ, M., & MARTINEZ-MARTINEZ, J. M., 2012. Upper-crustal extension during oblique collision: the Tamsamani extensional detachment (eastern Rif, Morocco). *Terra Nova*, v. **24**, p. 505–512.
- BOUABDELLAH, M., LEBRET, N., MARCOUX, E., & SADEQUI, M., 2012. Les mines des Beni Bou Ifrouf-Ouixane (Rif Oriental) : un district ferrugineux néogène de type skarns. *Nouveaux guides géologiques et minières du Maroc*, v. **9**, p. 357–362.
- BOUAZIZ, S., BARRIER, E., SOUSSI, M., TURKI, M. M., & ZOUARI, H., 2002. Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics*, v. **357**, p. 227–253.
- BOUILLIN, J.-P., DURAND-DELGA, M., & OLIVIER, P., 1986. Betic Rifian and Tyrrhenian arcs: Distinctive features, genesis and development stages. In: Wezel, F.C., (Ed), *The Origin of Arcs*, Elsevier, New York, p. 281–304.
- BOUILLIN, J. P., 1986. Le « bassin maghrébin » ; une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. **2**(4), p. 547–558.
- BOURGOIS, J., MAUFFRET, A., AMMAR, A., & DEMNATI, A., 1992. Multichannel seismic data imaging of inversion tectonics of the Alboran Ridge (western Mediterranean Sea). *Geo-Marine Letters*, v. **12**, p. 117–122.
- BOURGOIS, J., 1978. La transversale de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne) : données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. *Thèse de doctorat, Université de Besançon*, 445 p.
- BOUYBAOUENE M. L., 1993. Etude pétrologique des métagéolites des Sebides supérieures, Rif interne, Maroc. *Thèse de doctorat, Université de Rabat*, 160 p.
- BRANQUET, Y., & VAN WYK DE VRIES, B., C., 2001. Effets de la charge des édifices volcaniques sur la propagation de structures régionales compressives : exemples

naturels et modèles expérimentaux. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v. **333**, p. 455–461.

BUFORN, E., BEZZEGHOUD, M., UDÍAS, A., & PRO, C., 2004. Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications. *Pure and Applied Geophysics*, v. **161**(3), p. 623–646.

BURT, D., 1982. Skarn Deposits – Historical Bibliography through 1970. *Economic Geology*, v. **77**, p. 755–763.

C

CALVERT, A., SANDVOL, E., SEBER, D., BARAZANGI, M., ROECKER, S., MOURABIT, T., VIDAL, F., ALGUAEL, G., & JABOUR, N., 2000. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography. *Journal of Geophysical Research*, v. **105**(B5), p. 10871–10898.

CARMINATI, E., WORTEL, M. J. R., MEIJER, P. T., & SABADINI, R., 1998. The two-stage opening of the western–central Mediterranean basins: a forward modeling test to a new evolutionary model. *Earth and Planetary Science Letters*, v. **160**, p. 667–679.

CATHELINÉAU, M., & NIEVA, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres geothermal system (Mexico). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. **91**, p. 235–244.

CATHELINÉAU, M., BOIRON, M.-C., FOURCADE, S., RUFFET, G., CLAUER, N., BELCOURT, O., COULIBALY, Y., BANKS, D. A., & GUILLOCHEAU, F., 2012. A major Late Jurassic fluid event at the basin/basement unconformity in western France: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar dating, fluid chemistry, and related geodynamic context. *Chemical Geology*, v. **322–323**, p. 99–120.

CATHELINÉAU, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, v. **23**, p. 471–485.

CHALOUAN, A., & MICHARD, A., 1990. The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco: A variscan chip in the Alpine belt. *Tectonics*, v. **9**, p. 1565–1583.

CHALOUAN, A., OUAZANI-TOUHAMI, A., MOUHIR, L., SAJI, R., & BENMAKHOLOUF, M., 1995. Les failles normales à faible pendage du Rif interne (Maroc) et leur effet sur l'amincissement crustal du domaine d'Alboran. *Geogaceta*, v. **17**, p. 107–109.

CHALOUAN, A., GALINDO-ZALDIVAR, J., AKIL, M., MARIN, C., CHABLI, A., RUANO, P., BARGACH, K., SANZ DE GALDEANO, C., BENMAKHOLOUF, M., AHMANOU, M., & GOURARI, L., 2006. Tectonic wedge escape in the southwestern front of the Rif Cordillera (Morocco). In: MORATTI, G. & CHALOUAN, A. (eds) 2006. Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, v. **262**, p. 101–118.

CIESM, 2008. The Messinian Salinity Crisis from mega-deposits to microbiology - A consensus report. In: CIESM, *CIESM Workshop Monographs*, Monaco, 168 p.

CORNÉE, J. J., ROGER, S., MÜNCH, P., SAINT MARTIN, J.P., FÉRAUD, G., CONESA, G., & PESTREA, S., 2002. Messinian events: new constraints from sedimentological investigations and new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in the Melilla–Nador basin (Morocco). *Sedimentary Geology*, v. **151**, p. 127–147.

CORNÉE, J.- J., FERRANDINI, M., SAINT MARTIN, J. P., MÜNCH, P., MOULLADE, M., RIBAUD-LAURENTI, A., ROGER, S., SAINT MARTIN, S., & FERRANDINI, J., 2006. The late

- Messinian surface and the subsequent reflooding in the Mediterranean: New insights from the Mellila-Nador basin (Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. **230**, p. 129–154.
- 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*, v. **62**, p. 87–110.
- CRESPO-BLANC, A., & CAMPOS, J., 2001. Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: extensional tectonics within the Gibraltar Arc fold-and-thrust belt (western Betics). *Journal of Structural Geology*, v. **23**, p. 1615–1630.
- CRESPO-BLANC, A., & FRIZON DE LAMOTTE, D., 2006. Structural evolution of the external zones derived from the Flysch trough and the South Iberian and Maghrebien paleomargins around the Gibraltar arc: a comparative study. *Bulletin de la Société géologique de France*, v. **177**(5), p. 267–282.
- CRESPO-BLANC, A., 1995. Interference pattern of extensional fault systems: a case study of the Miocene rifting of the Alboran basement (North of Sierra Nevada, Betic Chain). *Journal of Structural Geology*, v. **17**, p. 1559–1569.

D

- 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 and Planetary Science Letters*, v. **129**, p. 85–102.
- DE BOORDER, H., SPAKMAN, W., WHITE, S. H., WORTEL, M. J. R., 1998. Late Cenozoic mineralization, orogenic collapse and slab detachment in the European Alpine Belt. *Earth and Planetary Science Letters*, v. **164**, p. 569–575.
- DELIZAUR, J., MARÇAIS, J., COLO, G., & SUTER, G., 1951. Traits généraux de la chaîne des Kebbana (Rif oriental espagnol). *Comptes Rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences*, v. **232**(11), p. 1124–1126.
- DE LIZAUR, J., 1952. Gîte de fer des Kelaia. *19^{ème} Congrès Géol Int. Alger., Livret-Guide n°7, série Maroc*, p. 24–27.
- DEL VALLE, A., 1917. Estudios relativos a la geologia de Marruecos : Zona de Melilla. *Bol. Inst. Geol. Esp.*, v. **18**, p. 159–242.
- DECREE, S., MARIGNAC, C., DE PUTTER, T., YANS, J., CLAUER, N., DERMECH, M., ALOUI, K., & BAELE, J.- M., 2013. The Oued Belif Hematite-Rich Breccia: A Miocene Iron Oxide Cu-Au-(U-REE) Deposit in the Nefza Mining District, Tunisia. *Economic Geology*, v. **108**, p. 1425–1457.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., & ZUSSMAN, J., 1966. An introduction to the rock-forming minerals, 712 p.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L., RICOU, L., KAZMIN, V., PICHON, X., KNIPPER, A., GRANDJACQUET, C., SBORTSHIKOV, I., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., PECHERSKY, D., BOULIN, J., SIBUET, J. C., SAVOSTIN, L. A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M., LAUER, J. P., & BIJU-DUVAL, B., 1986. Geological evolution of the tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, v. **123**(1–4), p. 241–315.

- DEWEY, J. F., HELMAN, M. L., KNOTT, S. D., TURCO, E., & HUTTON, D. H. W., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, v. **45**(1), p. 265–283.
- DEWEY, J. F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, v. **7**(6), p. 1123–1139.
- DIDON, J., DURAND-DELGA, M., & KORNPROBST, J., 1973. Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. **15**, p. 77–105.
- DO COUTO, D., 2014. Evolution géodynamique de la mer d'Alboran par l'étude des bassins sédimentaires. *Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie (Paris)*, 554 p.
- DOE, B. R., & ZARTMAN, R. E., 1979. Plumbotectonics, the phanerozoic. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, v. **2**, p. 22–70.
- DOGLIONI, C., FERNANDEZ, M., GUEGUEN, E., & SABAT, F., 1999. On the interference between the early Apennines-Maghrebides backarc extension and the Alps-Betics orogen in the Neogene Geodynamics of the Western Mediterranean. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v. **118**, p. 75–89.
- DUFLOT, H., JEZEQUEL, P., & ROMAN BERNAL, A., 1984. Le gisement de fer de Nador (zone rifaine, Maroc) : Nouvelles observations géologiques. *Rapport inédit ENSMP, Paris*, 101 p.
- DUGGEN, S., HOERNLE, K., VAN DEN BOGAARD, P., & HARRIS, C., 2004. Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. **218**, p. 91–108.
- DUGGEN, S., HOERNLE, K., VAN DEN BOGAARD, P., & GARBE-SCHÖNBERG, D., 2005. Post-Collisional Transition from Subduction- to Intraplate-type Magmatism in the Westernmost Mediterranean: Evidence for Continental-Edge Delamination of Subcontinental Lithosphere. *Journal of Petrology*, v. **46**, p. 1155–1201.
- DUGGEN, S., HOERNLE, K., KLÜGEL, A., GELDMACHER, J., THIRLWALL, M., HAUFF, F., LOWRY, D., & OATES, N., 2008. Geochemical zonation of the Miocene Alboran Basin volcanism (westernmost Mediterranean): geodynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. **156**, p. 577–593.
- DUPUIS, C., & BAUDOUIN, G., 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita*, v. **46**, p. 319–335.
- 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). *Earth and Planetary Sciences*, v. **331**, p. 29–38.

E

- EINAUDI, M. T., MEINERT, L. D., & NEWBERRY, R. J., 1981. Skarn Deposits. *Economic Geology*, **75th ann. vol.**, p. 317–391.
- EINAUDI, M. T., & BURT, D. M., 1982. Introduction – Terminology, Classification, and Composition of Skarn Deposits. *Economic Geology*, v. **77**, p. 745–754.
- 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*, v. **45**, p. 523–543.
- EL BAKKALI, S., BOURDIER, J. L., GOURGAUD, A., VINCENT, P. M., EL AMRANI HASSANI, I., & EL MOURAOUAH, A. E., 2001. Résurgence Caldeirique au Miocène supérieur et

origine du gisement de Fer de Nador (Rif Nord-Oriental, Maroc). *Deuxième colloque international sur : Magmatisme, Métamorphisme et Minéralisations Associées (3MA), Marrakech, Maroc*, 87 p.

EL BAKKALI, S., 1995. Volcanologie et magmatologie du système du Gourougou (Rif Nord Oriental Maroc). *Thèse de doctorat, Université de Clermond-Ferrand*, 256 p.

EL RHAZI, M., & HAYASHI, K., 2002. Mineralogy, Geochemistry, and age constraints on the Beni Bou Ifrouer skarn type magnetite deposit, Northeastern Morocco. *Ore geology*, v. **52**, p. 25–39.

F

FACCENNA, C., & BECKER, T. W., 2010. Shaping mobile belts by small-scale convection. *Nature*, v. **465**, p. 602–605.

FACCENNA, C., MATTEI, M., FUNICIELLO, R., & JOLIVET, L., 1997. Styles of back-arc extension in the Central Mediterranean. *Terra Nova*, v. **9**, p. 126–130.

FACCENNA, C., PIROMALLO, C., CRESPO-BLANC, A., JOLIVET, L., & ROSSETTI, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, v. **23**, TC1012.

FALLOT, P., 1937. Essai sur la géologie du Rif septentrional, *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, v. **40**, 553 p.

FAURE-MURET, A., & CHOUBERT, G., 1971. Le Maroc. Domain rifain et atlasique. *Tectonique de l'Afrique, UNESCO, Paris, Sciences de la Terre*, v. **6**, p. 17–46.

FAVRE, P., 1995. Analyse quantitative du rifting et de la relaxation thermique de la partie occidentale de la marge transformante nord-africaine: le Rif externe (Maroc). Comparaison avec la structure actuelle de la chaîne. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, v. **8**(2), p. 59–81.

FERNANDEZ, M., MARZAN, I., CORREIA, A., & RAMALHO, E., 1998. Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, v. **291**, p. 29–53.

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*, v. **57**, p. 187–216.

FREI, D., & GERDES, A., 2009. Precise and accurate in situ U–Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS. *Chemical Geology*, v. **261**(3), p. 261–270.

FRIZON DE LAMOTTE, D., SAINT BEZAR, B., & BRACÈNE, R., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, v. **19**(4), p. 740–761.

FRIZON DE LAMOTTE, D., CRESPO-BLANC, A., SAINT-BEZAR, B., COMAS, M., FERNANDEZ, M., ZEYEN, H., AYARZA, P., ROBERT-CHARRUE, C., CHALOUAN, A., ZIZI, M., TEIXELL, A., ARBOLEYA, M. L., ALVAREZ-LOBATO, F., & MICHARD, A., 2004. Transmed transect I. *The TRANSMED Atlas-The Mediterranean Region from Crust to Mantle. Berlin Heidelberg, Springer*.

FRIZON DE LAMOTTE, D., 1982. Contribution à l'étude de l'évolution structurale du Rif oriental. In: *Etudes géologiques sur la chaîne du Rif : III. Notes et Mémoire du Service Géologique du Maroc*, v. **314**, p. 239–309.

FRIZON DE LAMOTTE, D., 1985. La structure du Rif Oriental (Maroc): rôle de la tectonique longitudinale et importance des fluides. *Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie (Paris)*, 436 p.

G

- GANINO, C., 2008. Interaction magma-sédiments dans les grandes provinces volcaniques : implications pour la formation de gisements et impact sur l'environnement. *Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier (Grenoble)*, 241 p.
- GANINO, C., ARNDT, N., ZHOU, M.-F., GAILLARD, F., & CHAUVEL, C., 2008. Interaction of magma with sedimentary wall rock and magnetite ore genesis in the Panzhihua mafic intrusion, SW China. *Mineralium Deposita*, v. **43**, p. 677–694.
- 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*, v. **258** p. 359–377.
- Géologie des gîtes minéraux marocains, 2^{ème} édition, Tome 1, 1980. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, v. **276**, 318 p.
- GERDES, A., & ZEH, A., 2006. Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC-) ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, v. **249**(1), p. 47–61.
- GILL, R. C. O., APARICIO, A., AZZOUZI, M. E., HERNANDEZ, J., THIRLWALL, M. F., BOURGOIS, J., & MARRINER, G. F., 2004. Depleted arc volcanism in the Alboran Sea and shoshonitic volcanism in Morocco: geochemical and isotopic constraints on Neogene tectonic processes. *Lithos*, v. **78**, p. 363–388.
- GOVERS, R., & WORTEL, M. J. R., 2005. Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, v. **236**, p. 505–523.
- GRIMISON, N. L., & CHEN, W.-P., 1986. The Azores-Gibraltar Plate Boundary: Focal Mechanisms, Depths of Earthquakes, and their Tectonic Implications. *Journal of Geophysical Research*, v. **91**, p. 2029–2047.
- GRANT, J. A., 1986. Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth*, v. **30**, p. 997–1004.
- GUILLEMIN, M., & HOUZAY, J.- P., 1982. Le Néogène post-nappes et le Quaternaire du Rif nord-oriental: Stratigraphie et tectonique des bassins de Mellila, du Kert, de Boudinar et du piedmont des Kebdana. In : Etudes géologiques sur la chaîne du Rif: III. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, v. **314**, p. 1–238.
- GUILLEMIN, M., 1976. Les formations néogènes et quaternaires des régions de Mellila et leurs déformations. *Thèse de spécialité, Université d'Orléans*, 220 p.
- GUTSCHER, M. A., MALOD, J., REHAULT, J. P., CONTRUCCI, I., KLINGELHOEFER, F., MENDES-VICTOR, L., & SPAKMAN, W., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, v. **30**(12), p. 1071–1074.

H

- HEIM, A., 1934. The iron ores of minas del Rif, Spanish Morocco. *Economic Geology*, v. **29**, p. 294–300.
- HEMLEY, J. J., & HUNT, J. P., 1992. Hydrothermal Ore-Forming Processes in the Light of Studies in Rock-Buffered Systems: I. Iron-Copper-Zinc-Lead Sulfide Solubility Relations. *Economic Geology*, v. **87**, p. 1–22.
- HERNANDEZ, J., & BELLON, H., 1985. Chronologie K-Ar du volcanisme miocène du Rif oriental (Maroc) : implications tectoniques et magmatologiques. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, v. **26**(2), p. 85–94.
- HERNANDEZ, J., DE LAROUZIERE, F. D., BOLZE, J., & BORDET, P., 1987. Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. **3**(2), p. 257–267.
- HOERNLE, K., VAN DEN BOGAARD, P., DUGGEN, S., MOCEK, B., & GARBE-SCHÖNBERG, D., 1999. Evidence for Miocene subduction beneath the Alboran Sea: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of volcanic rocks from Holes 977A and 978A. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. **161**, p. 357–373.
- HOLTSTAM, D., KOLITSCH, U. & ANDERSSON, U. B., 2005. Västmanlandite-(Ce) – a new lanthanide- and F-bearing sorosilicate mineral from Västmanland, Sweden: description, crystal structure, and relation to gatelite-(Ce). *European Journal of Mineralogy*, v. **17**, p. 129–141.
- HORVATH, F., & BERCKHEMER, H., 1982. Mediterranean back arc basins. In: BERCKHEMER, H., AND HSÜ, K.J. (Eds.), *Alpine-Mediterranean Geodynamics. American Geophysical Union Geodynamics Series*, v. **7**, p. 141–173.

I

- IACONO MARZIANO, G., GAILLARD, F., & PICHAVANT, M., 2007. Limestone assimilation and the origin of CO₂ emissions at the Alban Hills (Central Italy): constraints from experimental petrology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. **166**, p. 91–105.

J

- JABRANE, R., BEN AABIDATE, L., EL GAROUANI, A., LAHRACH, A., & CHAOUNI, A.- A., 2001. Les skarns ferrifères de Nador (Maroc Nord-Oriental). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, v. **408**, p. 363–376.
- JABRANE, R., 1993. Etudes génétiques de la minéralisation en fer de Nador (Maroc nord oriental). *Thèse de doctorat, Université Libre Bruxelles*, 566 p.
- JAMTVEIT, B., WOGELIUS, R. A., FRASER, D. G., 1993. Zonation patterns of skarn garnets: Records of hydrothermal system evolution. *Geology*, v. **21**, p. 113–116.
- JEANNETTE, A., & HAMEL, C., 1961. Présentation géologique et structurale du Rif Oriental. *Mines et Géologie, Rabat*, v. **14**, p. 7–16.

- JEBRAK, M., & MARCOUX, E., 2008. Géologie des ressources minérales. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec, 667 p.
- JOLIVET, L., & FACCENNA, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, v. **19**(6), p. 1095–1106.
- JOLIVET, L., FACCENNA, C., GOFFÉ, B., BUROV, E., & AGARD, P., 2003. Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *American Journal of Science*, v. **303**, p. 353–409.
- JOLIVET, L., FAMIN, V., MEHL, C., PARRA, T., AUBOURG, C., HÉBERT, R., & PHILIPPOT, P., 2004. Progressive strain localisation, boudinage and extensional metamorphic complexes, the Aegean Sea Case, in WHITNEY D. L., TEYSSIER C. & SIDDOWAY C. S., Gneiss domes in orogeny: Boulder, Colorado. *Geological Society of America Special Paper*, v. **380**, p. 185–210.
- JOLIVET, L., AUGIER, R., ROBIN, C., SUC, J.-P., & ROUCHY, J. M., 2006. Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology*, v. **188-189**, p. 9–33.
- JOHNSON, C., HARBURY, N., & HURFORD, A.J., 1997. The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filabride Complex, Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics*, v. **16**(2), p. 189–204.

K

- KRANIDIOTIS, P., & MACLEAN, W. H., 1987. Systematics of Chlorite Alteration at the Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, v. **82**, p. 1898–1911.
- KARIMZADEH SOMARIN, A., 2004. Geochemical effects of endoskarn formation in the Mazraeh Cu–Fe skarn deposit in northwestern Iran. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, v. **4**, p. 307–315.
- KERCHAOU, S., 1985. Etude géologique et structurale du massif des Beni Bou Ifrou (Rif oriental, Maroc). *Thèse de doctorat, Université Paris XI*, 193 p.
- KERCHAOU, S., 1994. Pétrologie, géochimie et âges des roches magmatiques, leur place dans l'évolution structurale du massif des Beni Bou Ifrou et du Rif oriental, Maroc. *Thèse de doctorat, Université de Laval (Québec)*, 296 p.
- KHOMSI, S., SOUSSI, M., MAHERSI, C., BEDIR, M., FAKHFAKH-BEN JEMINA, H., RIAHI, S., & BOU KHALFA, K., 2009. New insights on the structural style of the subsurface of the Tell units in northwestern Tunisia issued from seismic imaging: Geodynamic implications. *Comptes Rendus Géosciences*, v. **341**, p. 347–356.
- KWAK, T. A. P., 1986. Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits). *Journal of Metamorphic Geology*, v. **4**, p. 363–384.

L

- 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*, v. **35**, p. 271–283.

- LE PICHON, X., & ANGELIER, J., 1981. The Aegean Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. **300**, p. 357–372.
- LE PICHON, X., BERGERAT, F., & ROULET, M. J., 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis. *Geological Society of America Special Papers*, v. **218**, p. 111–132.
- LE POURHIET, L., HUET, B., MAY D., LABROUSSE, L., & JOLIVET, L., 2012. Kinematic interpretation of the 3D shapes of metamorphic core complexes, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. **13**(9), p.1–17.
- LEAKE, B. E., WOOLLEY, A. R., ARPS, C. E. S., BIRCH, W. D., GILBERT, M. C., GRICE, J. D., HAWTHORNE, F. C., KATO, A., KISCH, H. J., KRIVOVICHEV, V. G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, A. J., MARESCH, W. V., NICKEL, E. H., ROCK, N. M. S., SCHUMACHER, J. C., SMITH, D. C., STEPHENSON, N. C. N., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E. J. W., & YOUZHI, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on Amphiboles of the international mineralogical association, Commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, v. **35**, p. 219–246.
- LEBLANC, D., 1975. Etudes géologiques dans le Rif oriental au nord de Taza (Maroc). *Thèse de doctorat d'Etat, Université de Toulouse*, 293 p.
- LEBLANC, D., 1980. L'accident du Nekor et la structure du Rif oriental (Maroc). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, v. **22**, p. 267–277.
- LENTZ, D. R., 2005. Mass-balance analysis of mineralized skarn systems: Implications for replacement processes, carbonate mobility, and permeability evolution. *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*, p. 421–424.
- LIU, J., 1973. Synthesis and stability relations of epidote $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})_{12}$. *Journal of Petrology*, v. **14**, p. 381–413.
- LONERGAN, L., AND PLATT, J. P., 1995. The Malaguide-Alpujarride boundary: a major extensional contact in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, v. **17**, p. 1655–1671.
- LONERGAN, L., AND WHITE, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, v. **16**(3), p. 504–522.
- LOUNI-HACINI, A., BELLON, H., MAURY, R. C., MEGARTSI, M., COULON, C., BELKACEM, S., 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. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, v. **321**, p. 975–982.
- LUDWIG, K. R., 2003. User's manual for Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel v. 4.
- 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*, v. **28**, TC5016.
- LUSTRINO, M., DUGGEN, S., & ROSENBERG, C. L., 2011. The Central-Western Mediterranean: Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science Reviews*, v. **104**, p. 1–40.

M

- MALINVERNO, A., & RYAN W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, v. **5**, p. 227–245.
- MARÇAIS, J., & SUTER, G., 1952. Description de l'itinéraire Maroc septentrional, chaîne du Rif. *XIXème Congrès Géologique International, Alger, Livret-Guide Exc. Maroc*, v. **7**, p. 16–24.
- MARÇAIS, J., & SUTER, G., 1966. Aperçu structural sur la région du Rif oriental.
- MARIGNAC, C., & ZIMMERMANN, J.-L., 1983. Ages K-Ar de l'Evenement Hydrothermal et des Intrusions Associées dans le District Minéralisé Miocene d'Ain-Barbar (Est Constantinois, Algérie. *Mineralium Deposita*, v. **18**, p. 457–467.
- MASANA, E., MARTINEZ-DIAZ, J. J., HERNANDEZ-ENRILE, J. L., & SANTANACH, P., 2004. The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region. *Journal of Geophysical Research*, v. **109**, p.1–17.
- MAUFFRET, A., MALDONADO, A., & CAMPILLO, A. C., 1992. Tectonic Framework of the Eastern Alboran and Western Algerian Basins, Western Mediterranean. *Geo-Marine Letters*, v. **12**, p. 104–110.
- MAUFFRET, A., 2007. The northwestern (Maghreb) boundary of the Nubia (Africa) plate. *Tectonophysics*, v. **429**(1), p. 21–44.
- MAURY, R. C., FOURCADE, S., COULON, C., EL AZZOUZI, M., BELLON, H., COUTELLE, A., OUABADI, A., SEMROUD, B., MEGARTSI, M., COTTEN, J., BELANTEUR, O., LOUNI-HACINI, A., PIQUE, A., CAPDEVILA, R., HERNANDEZ, J., & REHAULT, J.-P., 2004. Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, v. **331**, p. 159–173.
- MCCLUSKY, S., REILINGER, R., MAHMOUD, S., BEN SARI, D., & TEALEB, A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International*, v. **155**(1), p. 126–138.
- MCDUGALL, I. A., & HARRISON, T. M., 1999. Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method.
- MEINERT, L. D., 1992. Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada*, v. **19**, p. 145–162.
- MEINERT, L. D., 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits – chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, v. **23**, p. 401–418.
- MEINERT, L. D., DIPPLE, G. M., & NICOLESCU, S., 2005. World Skarn Deposits. *Economic Geology*, **100th ann. vol.**, p. 299–336.
- MICHARD, A., GOFFÉ, B., BOUYBAOUENE, M. L., & SADDIQI, O., 1997. Late Hercynian-Mesozoic thinning in the Alboran domain: metamorphic data from the northern Rif, Morocco. *Terra Nova*, v. **9**, p. 171–174.
- 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. *Comptes Rendus Géosciences*, v. **338**, p. 92–114.

- MICHARD, A., SADDIQI, O., CHALOUAN, A., & FRIZON DE LAMOTTE, D., 2008. *Continental Evolution: The Geology of Morocco: Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction*, v. **116**, 424 p.
- MONIE, P., FRIZON DE LAMOTTE, D., & LEIKINE, M., 1984. Etude géochronologique préliminaire par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ du métamorphisme alpin dans le rif externe (Maroc). Précisions sur le calendrier tectonique tertiaire. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, v. **25**(4), p. 307–317.
- MONIE, 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 . *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. **163**(5), p. 571–584.
- MOREL, J. L., 1980. Contribution à l'étude géologique et structurale de la région de Midar (Rif oriental, Maroc). *Thèse de 3^{ème} cycle*, Orsay, 177 p.
- MOREL, J.-L., 1985. Les évènements tectoniques et volcaniques responsables de la régression messinienne dans le Maroc septentrional: Exemple du bassin d'Iaddouyine (Segangane – Rif oriental – Maroc). *Bulletin de l'Institut Scientifique*, v. **9**, p. 97-106.
- MOREL, J.-L., 1987. Evolution récente de l'orogène rifain et de son avant-pays depuis la fin de la mise en place des nappes (Rif, Maroc). *Thèse de doctorat, Université Paris Sud*, 584 p.
- MOREL, J. C., 1989. Etats de contrainte et cinématique de la chaîne rifaine (Maroc) du Tortonien à l'actuel. *Geodinamica Acta*, v. **3**, p. 283–294.
- MORIMOTO, N., 1989. Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist*, v. **27**, p. 143-156.
- MORLEY, C. K., 1993. Discussion of origins of hinterland basins to the Rif-Betic Cordillera and Carpathians. *Tectonophysics*, v. **226**, p. 359–316.

N

- NEGRO, F., BEYSSAC, O., GOFFÉ, B., SADDIQI, O., & BOUYBAOUENE, M. L., 2006. Thermal structure of the Alboran Domain in the Rif (northern Morocco) and the Western Betics (southern Spain). Constraints from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *Journal of Metamorphic Geology*, v. **24**, p.309–327.
- NEGRO, F., AGARD, P., GOFFÉ, B., & SADDIQI, O., 2007. Tectonic and metamorphic evolution of the Tamsamani units, External Rif (northern Morocco): implications for the evolution of the Rif and the Betic-Rif arc. *Journal of the Geological Society, London*, v. **164**, p. 829–842.
- NEGRO, F., DE SIGOYER, J., GOFFÉ, B., SADDIQI, O., & VILLA, I. M., 2008. Tectonic evolution of the Betic-Rif arc: New constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on white micas in the Tamsamani units (External Rif, northern Morocco). *Lithos*, v. **106**, p. 93–109.
- NEGRO, F., 2005. Exhumation des roches métamorphiques du domaine d'Alboran : Etude de la chaîne rifaine (Maroc) et corrélation avec les cordillères bétiques (Espagne). *Thèse de doctorat, Paris XI*, 376 p.
- NEWBERRY, N. G., PEACOR, D. R., ESSENE, E. J., & GEISSMAN, J. W., 1982. Silicon in magnetite: High resolution microanalysis of magnetite-ilmenite intergrowths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. **80**(4), p. 334–340.
- NIELSEN, R. L., 1970. Mineralization and alteration in calcareous rocks near the Santa Rita stock, New Mexico. *Geological Society of New Mexico Guidebook*, 21st field conference, p. 133–139.

P

- PEARCE, J.A., HARRIS, N. B. W., & TINDLE, A.G., 1984. Trace-element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. **25**, p. 956–983.
- PIQUÉ, A., AÏT BRAHIM, L., AZZOUZI, M., MAURY, R. C., BELLON, H., & SEMROUD, B., 1998. Le poinçon maghrébin: contraintes structurales et géochimiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, v. **326**(8), p. 575–581.
- PLATT, J. P., ALLERTON, S., KIRKER, A. I., & PLATZMAN, E., 1995. Origin of the western Subbetic arc (South Spain): palaeomagnetic and structural evidence. *Journal of Structural Geology*, v. **17**, p. 765–755.
- PLATT, J. P., ALLERTON, S., KIRKER, A. I., MANDEVILLE, C., MAYFIELD, A., PLATZMAN, E., & RIMI, A., 2003a. The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics*, v. **22**, TC001321.
- PLATT, J. P., ANCZKIEWICZ, R., SOTO, J. I., KELLEY, S. P. & THIRLWALL, M., 2006. Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology*, v. **34**, p. 981–984.
- PLATT, J. P., & VISSERS, R. L. M., 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology*, v. **17**, p. 540–543.
- PLATT, J. P., & WHITEHOUSE, M. J., 1999. Early Miocene high-temperature metamorphism and rapid exhumation in the Betic Cordillera (Spain): evidence from U–Pb zircon ages. *Earth and Planetary Science Letters*, v. **171**, p. 591–605.
- PLATZMAN, E. S., 1992. Paleomagnetic rotations and the kinematics of the Gibraltar arc. *Geology*, v. **20**, p. 311–314.
- PLATZMAN, E. S., PLATT, J. P., & OLIVIER, P., 1993. Palaeomagnetic rotations and fault kinematics in the Rif Arc of Morocco. *Journal of the Geological Society, London*, v. **150**, p. 707–718.
- POLYAK, B. G., FERNANDEZ, M., KHUTORSKOY, M. D., SOTO, J. I., BASOV, I. A., COMAS, M. C., KAHIN, V. Y., ALONSO, B., AGAPOVA, G. V., MAZUROVA, I. S., NEGREDO, A., TOCHITSKY, V. O., DE LA LINDE, J., BOGDANOV, N. A., & BANDA, E., 1996. Heat flow in the Alboran Sea, western Mediterranean. *Tectonophysics*, v. **263**, p. 191–218.
- PONS, J. M., FRANCHINI, M., MEINERT, L., RECIO, C., & ETCHEVERRY, R., 2009. Iron Skarns of Vegas Peladas District, Mendoza, Argentina. *Economic Geology*, v. **104**, p. 157–184.

R

- RAFFI, I., BACKMAN, J., FORNACIARI, E., PÄLIKE, H., RIO, D., LOURENS, L., & HILGEN, F., 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. *Quaternary Science Reviews*, v. **25**, p. 3113–3137.
- RENNE, P. R., SWISHER, C. C., DEINO, A. L., KARNER, D. B., OWENS, T. L., & DE PAOLO, D. J., 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in ^{40}Ar - ^{39}Ar dating. *Chemical Geology*, v. **145**(1), p. 117–152.
- RENNE, P. R., MUNDIL, R., BALCO, G., MIN, K., & LUDWIG, K. R., 2010. Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and

- improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. **74**(18), p. 5349–5367.
- RENNE, P. R., BALCO, G., LUDWIG, K. R., MUNDIL, R., & MIN, K., 2011. Response to the comment by WH Schwarz et al. on « Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology » by P. R. Renne *et al.* (2010). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. **75**(17), p. 5097–5100.
- RHODEN, H. N., & ERENO J., 1962. Magnetite Ores of Northern Morocco. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy*, v. **71**(11), p. 629–661.
- ROEDDER, E., 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, v. **12**, 644 p.
- ROSENBAUM, G., LISTER, G. S., & DUBOZ, C., 2002. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, v. **8**(6), p. 107–130.
- ROUCHY, J. M., & CARUSO, A., 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedimentary Geology*, v. **188–189**, p. 35–67.
- ROUVIER, H., 1977. Géologie de l'Extrême Nord – tunisien : Tectonique et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrébine. *Thèse d'Etat, Université de Paris VI*, 703 p.
- ROYDEN, L. H., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, v. **12**, p. 629–638.
- RUFFET, G., FÉRAUD, G., & AMOURIC, M., 1991. Comparison of ^{40}Ar - ^{39}Ar conventional and laser dating of biotites from the North Tregor Batholith. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. **55**(6), p. 1675–1688.
- RUFFET, G., FÉRAUD, G., BALEVRE, M., & KIENAST, J. R., 1995. Plateau ages and excess argon in phengites: an ^{40}Ar - ^{39}Ar laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy). *Chemical Geology*, v. **121**(1), p. 327–343.

S

- SAADALLAH, A., & CABY, R., 1996. Alpine extensional detachment tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria). *Tectonophysics*, v. **267**(1), p. 257–273.
- SADDIQL, O., 1995. Exhumation des roches profondes, péridotites et roches métamorphiques HP-BT, dans deux transects de la chaîne alpine: Arc de Gibraltar et Montagnes d'Oman. *Thèse de doctorat, Université Hassan II*, 245 p.
- SANZ DE GALDEANO, C., & VERA, J. A., 1992. Stratigraphic record and paleogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, v. **4**, p. 21–36.
- SEBER, D., BARAZANGI, M., IBENBRAHIM, A., & DEMNATI, A., 1996. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. *Nature*, v. **379**, p. 785–790.
- SHIGA, Y., 1989. Further study on silician magnetite. *Mining Geology*, v. **39**, p. 305–309.
- SHIMAZAKI, H., & YAMAMOTO, M., 1979. Sulfur isotope ratios of some Japanese skarn deposits. *Geochemical Journal*, v. **13**, p. 261–268.
- SILLITOE, R. H., 1994. Erosion and collapse of volcanoes: Causes of telescoping in intrusion-centered ore deposits. *Geology*, v. **22**, p. 945–948.

- SLÁMA, J., KOŠLER, J., CONDON, D. J., CROWLEY, J. L., GERDES, A., HANCHAR, J. M., HORSTWOOD, M. S. A., MORRIS, G. A., NASDALA, L., NORBERG, N., SCHALTEGGER, U., SCHOENE, B., TUBRETT, M. N., & WHITEHOUSE, M. J., 2008. Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, v. **249**(1), p. 1–35.
- SPAKMAN, W., & WORTEL, R., 2004. A tomographic view on Western Mediterranean Geodynamics, in CAVAZZA, W., ROURE, F., SPAKMAN, W., STAMPFLI G.M., & ZIEGLER, P., *The TRANSMED Atlas, The Mediterranean Region from Crust to Mantle, Berlin Heidelberg, Springer*, p.31–52.
- STACEY, J. S., & KRAMER, J. D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, v. **26**, p. 207–221.
- SUTER, G., 1980. Cartes géologiques du Rif au 1/500000, feuilles 245a et 245b. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*.

T

- TORNE, M., FERNANDEZ, M., COMAS, M. C., & SOTO, J. I., 2000. Lithospheric structure beneath the Alboran Basin: Results from 3D gravity modeling and tectonic relevance. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, v. **105**, p. 3209–3228.
- TORRES-ROLDAN, R. L., POLI, G., & PECCERILLO, A., 1986. An Early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Alboran Sea - Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geologische Rundschau*, v. **75**(1), p. 219–234.
- TUBÍA, J. M., CUAVAS, J., & ESTEBAN, J. J., 2004. Tectonic evidence in the Ronda peridotites, Spain, for mantle diapirism related to delamination. *Geology*, v. **32**(11), p. 941–944.
- TURNER, S. P., PLATT, J. P., GEORGE, R. M. M., KELLEY, S. P., PEARSON, D. G., & NOWELL, G. M., 1999. Magmatism Associated with Orogenic Collapse of the Betic–Alboran Domain, SE Spain. *Journal of Petrology*, v. **40**(6), p. 1011–1036.

V

- VÁZQUEZ, M., JABALOY, A., BARBERO, L. & STUART, F. M., 2011. Deciphering tectonic- and erosion-driven exhumation of the Nevado-Filabride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain) by low temperature thermochronology. *Terra Nova*, v. **23**, p. 257–263.
- VIDAL, O., PARRA, T., & VIEILLARD, P. , 2005. Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: Application to natural examples and possible role of oxidation. *American Mineralogist*, v. **90**, p. 347–358.
- VILAND, J.-C., 1977. Les roches éruptives et métamorphiques associées, d'âge néogène, de la zone nord des Beni Bou Ifrou. *Notes du Service géologique du Maroc*, v. **37**(267), p. 27–84.
- VISSERS, R. L. M., PLATT, J. P., & VAN DER WAL, D., 1995. Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A lithospheric view. *Tectonics*, v. **14**, p. 786–803.

VLASOVA, D. K., PODLESSKIY, K. V., KUDRYA, P. F., BORONIKHIN, V. A., & MURAVITSKAYA, G. N., 1985. Zoning in garnets from skarn deposits. *International Geology Review*, v. **27**, p. 465–482.

W

- WESTENDORP, R. W., WATKINSON, D. H. & JONASSON, I. R., (1991). Silicon-bearing zoned magnetite crystals and the evolution of hydrothermal fluids at the Ansil Cu-Zn mine, Rouyn-Noranda, Quebec. *Economic Geology*, v. **86**(5), p. 1110–1114.
- WILDI, W., NOLD, M., & UTTINGER, J., 1977. La dorsale calcaire entre Tetouan et Assifane (Rif interne, Maroc). *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. **70**, p. 371–415.
- WILDI, W., 1981. Le Ferrysch : cône de sédimentation détritique en eau profonde à la bordure nord-ouest de l'Afrique au Jurassique moyen à supérieur (Rif externe, Maroc). *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. **74**(2), p. 481–527.
- 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*, v. **24**, p. 201–297.
- WINCHESTER, J. A., & FLOYD, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, v. **20**, p. 325–343.
- WORTEL, M. J. R., & SPAKMAN, W., 2000. Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. *Science*, v. **290**, p. 1910–1917.

Z

- ZECK, H. P., ALBAT, F., HANSEN, B.T., TORRES-ROLDÁN, R. L., GARCÍA-CASCO, A., & MARTÍN-ALGARRA, A., 1989. A 21 ± 2 Ma age for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, South Spain. *Tectonophysics*, v. **169**, p. 215–220.
- ZECK, H. P., & WHITEHOUSE, M. J., 1999. Hercynian, Pan-African, Proterozoic and Archean ion-microprobe zircon ages for a Betic-Rif core complex, Alpine belt, W Mediterranean—consequences for its PTt path. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. **134**(2-3), p. 134–149.

Annexes

Liste des annexes

Annexe I :

Informations sur les gisements du pourtour de la mer d'Alboran
et de la Marge Maghrébine p.297

Annexe II :

Note synthétique sur les gisements ferrifères des Beni Bou Ifrou p.305

Annexe III :

Documents miniers de la mine de Ouiksane p.313

Annexe IV :

Analyses EPMA des minéraux p.319

Annexe V :

Observations pétrologiques des roches magmatiques p.391

Annexe VI :

Documents complémentaires aux datations p.401

Annexe VII :

Documents complémentaires au paléomagnétisme p.407

Annexe VIII :

Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine p.427

Annexe IX :

Liste des échantillons et coordonnées des affleurements p.459

I

Informations sur les gisements du pourtour de la mer d’Alboran et de la Marge Maghrébine

Annexe I – Informations sur les gisements
du pourtour de la mer d'Alboran et de la Marge Maghrébine

Annexe I - Informations sur les gisements du pourtour de la mer d'Alboran et de la Marge Maghrébine

		Rodalquilar	San Jose	Cartagena	Mazarron	Sierra Almagrera
<i>District</i>		SE Spain	SE Spain	SE Spain	SE Spain	SE Spain
<i>Associated magmatism</i>	Magmatic field Series	Cabo de Gata calc-alkaline	Cabo de Gata calc-alkaline	Cartagena-Mazarron high-K calc-alkaline	Cartagena-Mazarron high-K calc-alkaline	high-K calc-alkaline
<i>Host-rock(s)</i>		Miocene volcanic rocks	Miocene volcanic rocks	Paleozoic and Triassic limestones	Paleozoic micaschists and carbonates	Paleozoic schists and quartzites
<i>Regional tectonics</i>		caldera-related	regional fractures			Palomares fault zone
<i>Mineralization event age</i>		upper Miocene (Tortonian)	upper Miocene (Tortonian)	upper Miocene	upper Miocene	upper Miocene
<i>Production - Tonnage</i>	<i>Production [Period]</i>	10 t Au ± Pb-Zn [1940-1981]		1,5 Mt Pb-Zn [1940-1981]		
	<i>Reserves</i>					
	<i>Type</i>	high-sulfidation epithermal veins	low-sulfidation epithermal veins	polymetallic veins and replacement mantos	polymetallic veins and replacement mantos	polymetallic veins and replacement mantos
	<i>Metal</i>	Au-(Cu-Te-Sn)	Pb-Zn-(Ag-Cu-Au)	Ag-Pb-Zn-Fe	Ag-Pb-Zn	Ag-Pb-Zn
<i>Metal content</i>	<i>Mineral</i>	native gold, galena, sphalerite, pyrite, cassiterite, native tellurium, bornite, chalcocopyrite	galena, sphalerite, chalcocopyrite, pyrite, Sb-As sulfosalts	galena, greenalite, magnetite	galena	galena, sphalerite, pyrite, chalcocopyrite, marcasite, Pb-Sb-Cu and Pb-Bi-Ag sulfosalts, hematite
	<i>Gangue minerals</i>	breccias, black pyritic chalcedony, quartz, alunite, baryte	breccias, quartz, baryte			quartz, baryte, siderite
<i>Datings</i>	<i>Age (Ma)</i>	10,4				
	<i>Method</i>	K-Ar				
	<i>Mineral</i>	alunite-illite				
	<i>Th (°C)</i>	(1) 170-300 (2) 220-450				230-300
<i>Fluids</i>	<i>Salinity (wt % NaCl equiv.)</i>	(1) 2-13 (2) jusqu'à 40				
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.849-18.872	18.782-18.789	18.701-18.731	18.753-18.765	18.758-18.764
<i>Pb Isotope</i>	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.676-15.697	15.684-15.687	15.670-15.691	15.693-15.708	15.679-15.688
	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.915-38.985	38.960-38.974	38.967-39.053	39.014-39.064	39.007-39.037
<i>S Isotope</i>	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	0.3-8				
<i>References</i>		Arribas & Tosdal, 1994 ; Arribas <i>et al.</i> , 1995	Arribas & Tosdal, 1994	Arribas & Tosdal, 1994	Arribas & Tosdal, 1994	Arribas & Tosdal, 1994

Annexe I - Informations sur les gisements du pourtour de la mer d'Alboran et de la Marge Maghrébine

Sierra del Aguilon	Loma de Bas	Herrerias	M'Sirda	Tifaraouine	Oued Amizour
SE Spain	SE Spain	SE Spain	Oranie M'Sirda calc-alkaline andesites	Oranie M'Sirda calc-alkaline andesitic to dacitic tuffs	NE Algeria
high-K calc-alkaline Paleozoic schists and quartzites Palomares fault zone NS upper Miocene	high-K calc-alkaline Paleozoic schists and quartzites upper Miocene	high-K calc-alkaline upper Miocene sedimentary rocks upper Miocene			
polymetallic veins and replacement mantos Ag-Pb-Zn galena, sphalerite, pyrite, chalcopyrite, marcasite, Pb- Sb-Cu and Pb-Bi-Ag sulfosalts, hematite	polymetallic veins and replacement mantos Ag-Pb-Zn galena	polymetallic veins and replacement mantos Ag-Pb-Zn galena	disseminations and veins pyrite, magnetite, hematite, chalcopyrite, pyrrhotite, galena, sphalerite, arsenopyrite, marcasite	disseminations and veins Cu-(Au) chalcopyrite, galena, pyrite, magnetite, hematite, native gold, marcasite, sphalerite, arsenopyrite	disseminations and veins Zn-Pb-Cu sphalerite, galena, pyrite, chalcopyrite
quartz, baryte, siderite			calcite, quartz, chlorite, epidote, sericite	calcite, quartz, clays, sericite	gypsum, calcite, anhydrite
18.755-18.758 15.681-15.686 39.005-39.029	18.746 15.68 39.004				
Arribas & Tosdal, 1994	Arribas & Tosdal, 1994	Arribas & Tosdal, 1994	Benali, 2003	Benali, 2003	Benali, 2003

Annexe I - Informations sur les gisements du pourtour de la mer d'Alboran et de la Marge Maghrébine

Oued Amizour	Oued Amizour	El Aouana - Oued El Kébir	El Aouana - Oued El Kébir	El Aouana - Bou Soufa	Kabylie of Collo
NE Algeria	NE Algeria	NE Algeria	NE Algeria	NE Algeria	NE Algeria
		calco-alkaline	roches volcaniques calco-alkaline	roches volcaniques adakitiques	
amas pyriteux	veins Cu	kuroko polymetallic amas stratiforme	disseminations, stockwerk and breccia Cu	veins and disseminations	skarn Fe
pyrite, hematite, chalcopryrite	pyrite, chalcopryrite, bornite, digenite, covellite, sphalerite, galena	pyrite, marcasite, bornite, chalcopryrite, sphalerite, galena	pyrite, chalcopryrite, galena, sphalerite, enargite	pyrite, , enargite, chalcopryrite, bornite	
gypsum, calcite, anhydrite		calcite, chalcedony	calcite, baryte, chalcedony	quartz, baryte	clinopyroxene, garnet, feldspar, scapolite, idocrase
Benali, 2003	Benali, 2003	Benali, 2003	Benali, 2003	Benali, 2003	Bouftouha 2000 ; Bouftouha & Bourefis, 2010

Annexe I - Informations sur les gisements du pourtour de la mer d'Alboran et de la Marge Maghrébine

Filfila	Boumaiza, Berrahal	Ain Barbar, El Mellaha	Kef-oum-Theboul	Tadergount	Cavallo	Boudjoudoun
NE Algeria	NE Algeria	NE Algeria	NE Algeria	NE Algeria	NE Algeria	NE Algeria
	Precambrian to Cambrian calcareous iron sequence	upper Cretaceous flysch N160-170 faults Langhian		Liasic limestones, Neocomian schists	Miocene volcanic tuffs epithermal Kuroko	Liasic limestones, Neocomian schists
skarn	polymetallic mesothermal veins	polymetallic veins	polymetallic veins	polymetallic lenticular impregnations	impregnations and veins fillings	
Fe-Sn-W	Fe-(Pb-Zn-Cu-As)	Cu-Pb-Zn	Cu-(As-Ag-Au)	Cu-(Ag)		
Sn-rich garnet, scheelite, malayaite, fluorite	magnetite, hematite, pyrrhotite, pyrite, arsenopyrite	chalcopyrite, galena, sphalerite, pyrite, pyrrhotite	galena, chalcopyrite, sphalerite, pyrite	tennantite, pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena	chalcopyrite, enargite, chalcosine	tennantite
wollastonite, clinopyroxene, garnet, plagioclase, malayaite	calcite, garnet, pyroxene, kyanite, staurolite, siderite, quartz	quartz, chlorite, epidote, adularia, phengite	quartz	baryte, siderite		baryte, siderite
		15,15 ± 0,25 K-Ar WR				
	500-520	300-320				
	(-8.1)-(-1.2)	(-10.8)-(-9.6)				
Bouftouha & Bourefis, 2010	Laouar <i>et al.</i> , 2002	Raguin, 1961 ; Marignac & Zimmermann, 1983 ; Laouar <i>et al.</i> , 2002	Raguin, 1961	Raguin, 1961	Raguin, 1961	?

Annexe I - Informations sur les gisements du pourtour de la mer d'Alboran et de la Marge Maghrébine

Beleleita, Bouzizi	Koudiat El-Ahrach, Saf-Saf, Ain Barbar	Oued Belif	Oued Belif	Tamra	Sidi Driss-Douahria
NE Algeria Miocene microgranite	NE Algeria Miocene microgranite	Nefza Nefza calc-alkaline	Nefza Nefza calc-alkaline	Nefza Nefza calc-alkaline	Nefza Nefza calc-alkaline
Neoproterozoic gneisses	amphibolites, skarns and rhyolites	breccia of chaotic Triassic material		Messinian -Zanclean siliciclastic sediments	Messinian dolomites
Late Burdigalian		WNW-ENE faults upper Miocene	WNW-ENE faults upper Miocene	NS/NW-SE faults Messinian-Zanclean 1,6 Mt, ≈ 50 % Fe [1950]	WNW-ENE faults Messinian
skarns	veins and epithermal	IOCG	skarn	iron impregnation	sedex
W-As-Au	Sb-(Au)	Fe-(LREE-U-Cu-Au)		Fe-(Mn-Sr-Ba-Zn-Pb)	Zn-Pb-Fe-(Ba)
pyrrhotite, chalcopyrite, scheelite, löllingite	stibnite, arsenopyrite	hematite, bastnaesite, parisite, monazite, uraninite	scapolite	hematite, goethite	galena, sphalerite, marcasite, pyrite
pyroxene, garnet, fluorite, biotite	quartz, chalcedony	quartz, K-felspar, phlogopite, tourmaline		quartz, clays	baryte, celestite, calcite, siderite, dedolomite, fluorite
500-520	up to 280	9,3 K-Ar K-feldspar (1) ≥ 540 (2) 350-500	540	4,7 ± 0,1 ; 3,3 ± 0,1 Ar-Ar Mn oxides	160-190
		(1) 30-59 (2) 37-55	13-48		11,7-18,3
		18.715-18.796			
		15.662-15.668			
		38.819-38.852			
(+1.7)-(+1.8)	(-0.4)-(+5.1)				(-35.9)-(+57.0)
Laouar <i>et al.</i> , 2002	Laouar <i>et al.</i> , 2002	Decrée <i>et al.</i> , 2013	Tzekova, 1975, <i>in</i> Decrée <i>et al.</i> , 2013	Decrée <i>et al.</i> , 2008	Decrée <i>et al.</i> , 2008

Annexe I - Informations sur les gisements du pourtour de la mer d'Alboran et de la Marge Maghrébine

Fedj Hassene	Ras Rajel
Nefza	Nefza
Turonian shaley limestones	rhyodacite breccia
WNW-ENE/EW faults	Ghardimaou-Cap Serrat fault
60 kt, 10 % Zn and 0,2 % Pb	
310 kt	
polymetallic veins	disseminations and impregnations
Zn-(Pb-Cu-As-Hg)	Au-Ag-Pb-Zn
sphalerite, galena, chalcopyrite, pyrite, orpiment, realgar	pyrite, arsenopyrite, sphalerite
calcite, baryte, quartz, clays	
133-194	
23	
(+5.6)	
Bejaoui <i>et al.</i> , 2011	Decrée <i>et al.</i> , 2013

II

Note synthétique sur les gisements ferrifères des Beni Bou Ifrou

BOUABDELLAH, M., **LEBRET, N.**, MARCOUX, E., & SADEQUI, M., 2012. Les mines des Beni Bou Ifrou-Ouixane (Rif Oriental) : un district ferrugineux néogène de type skarns. *Nouveaux Guides Géologiques et miniers du Maroc*, v. **9**, p. 357–362.

10.2- Les mines des Beni Bou Ifrou-Ouixane (Rif Oriental) : un district ferrugineux néogène de type skarns /

The Beni Bou Ifrou-Ouixane mines (Eastern Rif), Neogene Skarn Type Iron Deposits

M. BOUABDELLAH¹, N. LEBRET², E. MARCOUX² & M. SADEQUI⁴

Points clés : District ferrugineux de type skarns, encaissé dans des alternances de schistes et calcaires dolomitiques et gréseux du Jurassique supérieur-Crétacé, avec les gisements de Ouixane, Axara-Imnassen et Bokoya-Setolazar. Minéralisations par remplacement pyrométasomatique des protolithes carbonatés en relation avec la montée d'intrusions dioritiques d'âge miocène. Les altérations métasomatiques progrades et rétrogrades ont donné lieu à des paragenèses minérales calco-silicatées complexes. Les données des inclusions fluides et des isotopes d'oxygène reflètent la présence d'un fluide en ébullition responsable de la mise en place, à haute température, des minéralisations ferrugineuses du stade prograde. Le fluide magmatique, hautement salin, se mélange avec un deuxième fluide de type météorique précipitant les minéralisations ferrugineuses du stade rétrograde et les paragenèses tardives à sulfures.

Highlights : The Ouixane iron skarn-type district is hosted in an Upper Jurassic-Cretaceous metasedimentary sequence composed of interbedded schists, carbonates and sandstones. The main exploited deposits are Ouixane, Axara-Imnassen and Bokoya-Setolazar. Mineralization occurs as pyrometasomatic replacement of carbonate protoliths related to Miocene porphyritic diorite intrusions, which hydrothermally altered the host rocks giving rise to a calc-silicate metasomatic assemblage. Fluid inclusion and oxygen isotope data reflect the presence of a boiling fluid associated with the deposition of the prograde stage of the iron mineralization at relatively high temperature. Later in the paragenetic sequence, the highly saline, boiling fluid mixed with meteoric fluid resulting in the precipitation of the retrograde iron stage and associated late sulphides.

Localisation : Le district de fer de Ouixane (Wiksane, Ouichane) est situé à l'extrémité nord du massif des Beni Bou Ifrou, à une dizaine de kilomètres au SSW du port de Nador (fig. 10.2.1 A). Les coordonnées GPS des gîtes principaux sont les suivantes : Ouixane N35°07'29",

¹ Laboratoire des Gîtes Minéraux, Hydrogéologie & Environnement, Faculté des Sciences, Oujda 60000, Maroc. E-mail: mbouabdellah2002@yahoo.fr

² UMR 7327, Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), Université d'Orléans, B P 6749, Orléans Cedex 2, France

³ UFR Pétrologie, Faculté des Sciences Dhar El Mahraz, BP 1796 Atlas-Fès, Fès, Maroc

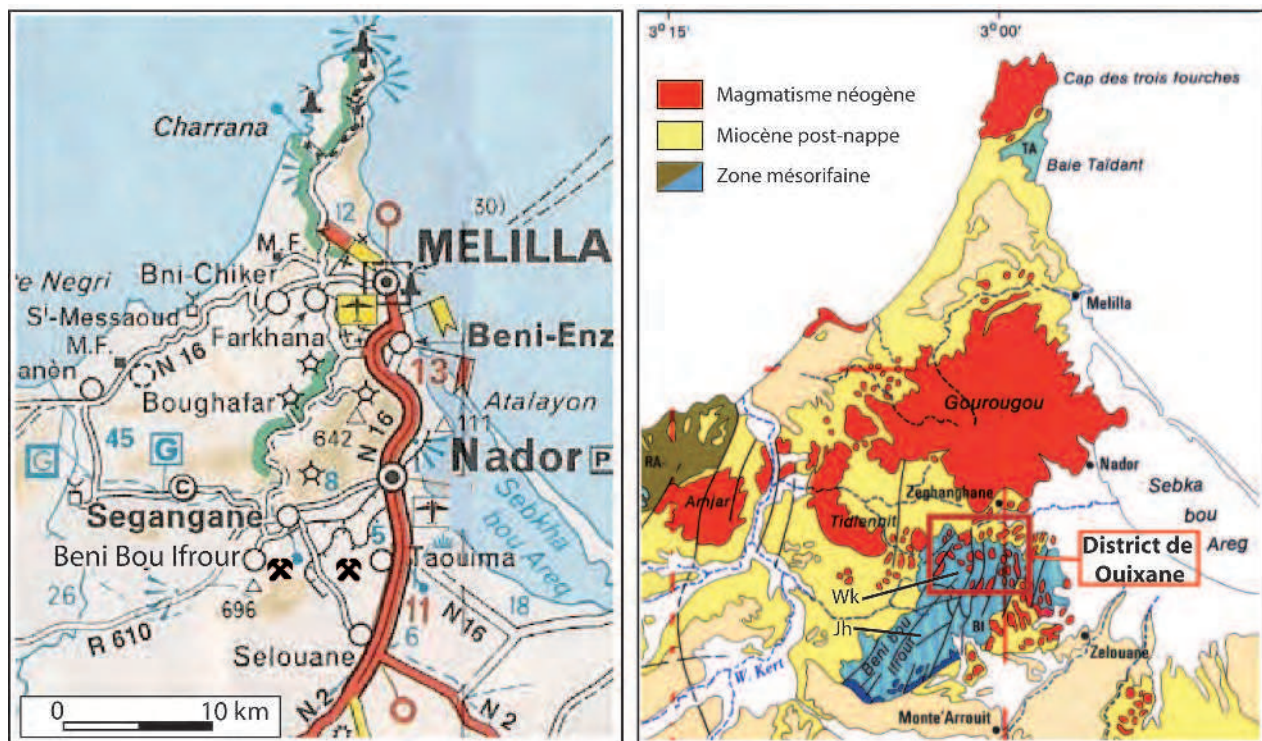


Fig. 10.2.1 : Localisation du district ferrifère de Ouixane (Massif des Beni Bou Ifrou) sur la carte routière Michelin au 1/1 000 000 (A) et sur la carte structurale schématisée de la région (B, d'après Faure-Muret, 1996).

Fig 10.2.1 : Location of the Ouixane iron district (Beni Bou Ifrou massif) on the Michelin road map (A) and on the geological structural map of the area (B, after Faure-Muret, 1996).

W3°01'27"; Axara-Imnassen N35°07'09", W3°01'11"; Bokoya-Setolazar N35°06'53"; W3°00'44".

Substance exploitée : Fer, principalement sous forme d'oxydes (magnétite, hématite), sulfures (pyrite, pyrrotite) et carbonates (sidérite, ankérite).

Etat et historique : Prospectés durant la période 1905-1907, puis mis en exploitation en 1914 par la Compagnie Espagnole des Mines du Rif (CEMR), les gisements de fer du district de Ouixane (Massif des Beni Bou Ifrou, Rif oriental) s'étendent sur une superficie globale de 36 km². Le district comprend plusieurs gisements, d'intérêt économique inégal, dont les plus productifs sont ceux de Ouixane, Axara-Imnassen et Bokoya-Setolazar (fig. 10.2.2). Les données de production disponibles citées par plusieurs auteurs, dont Viland (1966), montrent que durant la période 1915-1951, l'ensemble des mines du district ont produit environ 24 Mt de minerai de fer dont 19 Mt de minerai oxydé et 5 Mt de minerai pyriteux. En 1967, le gouvernement marocain, encouragé par les fortes réserves estimées par les experts espagnols (100 Mt dont 23 Mt de tonnes certaines ou probables), décida de reprendre les rênes en main en créant la société SEFERIF dont la gestion fut confiée au Bureau de Recherches et de Participations Minières (BRPM, actuel ONHYM). Le BRPM lança une campagne de couverture aéromagnétique assistée au sol d'un programme de forage. Les nouvelles estimations de réserves, revues à la baisse, ne seraient que de 26,4 Mt de minerais de fer dont 17 Mt certifiées, à des teneurs moyennes en fer de 37.5% et 4% soufre. La compilation des données de production couvrant la période 1915 jusqu'à la fermeture des mines en 1976 mon-

trant que l'ensemble des mines du district auraient produit plus de 60 Mt de minerais à des teneurs moyennes en fer variant de 45 à 60%. En incluant les teneurs en fer inférieures à 40%, les ressources potentielles du district de Ouixane seraient de l'ordre de 46 Mt (Anonyme, 1985).

Cadre géologique régional : Les gîtes de fer du district de Ouixane sont dispersés dans le massif mésorifain des Beni Bou Ifrou (fig. 10.2.1B). Les premières descriptions géologiques remontent aux années 60-70 et sont l'œuvre de Jeannette et Hamel (1961), Rhoden et Ereno (1962) et Viland (1977). Depuis lors, toute une série de travaux ont vu le jour, conduisant à une meilleure caractérisation de l'environnement géologique (Frizon de Lamotte, 1985 ; Kerchaoui, 1985 ; Faure-Muret, 1996), pétrographique (Hernandez & Bellon, 1985) et géochimique (Kerchaoui, 2004 ; Duggen *et al.*, 2005 ; Jabrane, 1993) des minéralisations ferrugineuses du district. Le massif des Beni Bou Ifrou est subdivisé en deux unités distinctes, de surfaces à peu près équivalentes : (1) l'unité de Ouixane au nord (Wk, fig. 10.2.1B), caractérisée par une sédimentation carbonatée au Jurassique supérieur et détritique avec intercalations de roches volcano-sédimentaires au Berriasien, et (2) l'unité du Jbel Harcha au sud (Jh), caractérisée par une sédimentation carbonatée à la base (Lias), se terminant par un Miocène calcarénitique à olistolithes (Kerchaoui, 1985). C'est à l'unité de Ouixane que se rattachent tous les gisements exploités. Les séries encaissantes de Ouixane sont truffées d'un cortège de roches magmatiques, tant intrusives qu'extrusives (fig. 10.2.3), mises en place entre 9 et 3.73 Ma (Bellon & Brousse, 1977 ; Hernandez & Bellon, 1985 ; El



FIG. 10.2.2 : Répartition des principaux gisements de type skarn du district ferrugineux de Ouixane à partir d'une vue satellitaire (Google Earth 2009).

FIG. 10.2.2 : Spatial distribution of the main exploited skarn-type deposits of the Ouixane district in a satellite view (Google Earth 2009).

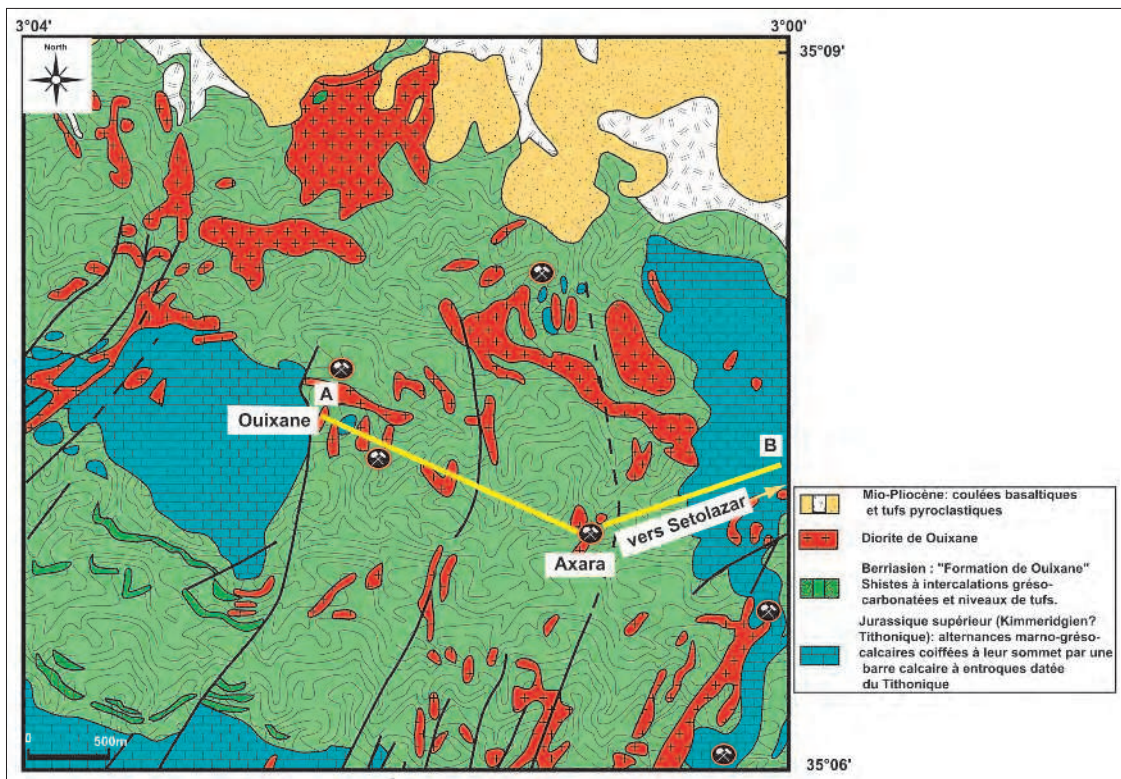


Fig. 10.2.3 : Carte géologique du massif des Beni Bou Ifrour montrant la distribution des principaux gisements du district de Ouxiane d'après la Carte géologique du Maroc au 1/50 000, feuille de Zeghanghane (Faure-Muret, 1996). Ligne A-B : coupe fig. 10.2.5.

Fig. 10.2.3 : Geological map of the Beni Bou Ifrour massif showing the spatial distribution of the main deposits of the Ouxiane district (after the Zeghanghane sheet at 1/50 000). A-B is the trace of cross-section fig. 10.2.5.

Bakkali *et al.*, 1998 ; Roger *et al.*, 2000 ; Duggen *et al.*, 2005), de composition et de chimisme variés (basaltes, trachyandésites, andésites, trachybasaltes et diorites à affinité calco-alcaline fortement potassique, voire shoshonitique). La mise en place de ce cortège de roches magmatiques à caractère plus ou moins porphyrique a induit au niveau des roches encaissantes, particulièrement dans les protolithes carbonatés et grésocarbonatés, de profondes transformations métasomatiques auxquelles sont liées les minéralisations du district de Ouxiane.

Les gisements exploités

Gisement de Ouxiane

Par sa production en minerais de fer dépassant 1 Mt et ses fortes teneurs en fer (70%), le gisement de Ouxiane (fig. 10.2.4) est considéré comme le plus riche de l'ensemble des gîtes du district. Il recèle également l'une des plus fortes réserves reconnues (3,1 Mt de minerais moyennant 60.64% Fe ; Anonyme, 1985). Le gisement a été exploité à ciel ouvert dans deux carrières principales est et ouest séparées par la faille de Ouxiane. Les méthodes d'exploitation utilisées sont de type "chambres et piliers" et "gloryholes". La série stratigraphique encaissante, épaisse d'environ 200 m, est

constituée d'une alternance régulière de termes schisteux à intercalations de lentilles grésocalcario-dolomitiques du Malm et de niveaux de tufs acides et basiques, reposant en contact anormal sur les schistes argentés du Néocomien (Jeannette, 1961) et surmontés de calcaires à entroques, de schistes et de grès du Berriasien moyen. De nombreuses intrusions de diorite à caractère plus ou moins porphyrique, transpercent les faciès encaissants induisant à leurs contacts des halos d'altérations métasomatiques. La plus importante de ces intrusions est représentée par la "diorite de Ouxiane et ses satellites" datée à 7.58 ± 0.03 Ma (Duggen *et al.*, 2005) et dont l'étude pétrologique montre qu'elle est d'origine mantellique, d'affinité calco-alcaline et mise en place à 700-750°C sous une pression de 0,8 à 2,7 kbar (Jabrane, 1993). Au métamorphisme régional de type schistes verts se superpose, au voisinage des corps intrusifs, un métamorphisme de contact isochimique (cornéennes et marbres de Ouxiane) et métasomatique, celui-ci à l'origine des skarns minéralisés de Ouxiane. La structuration précoce (anté-intrusions) des roches encaissantes est caractérisée par deux schistosités pénétratives, schistosité de type flux (S_1 parallèle à S_0) et de crénelation (S_2), et par un système d'écaillés déversées vers le sud (Frizon de Lamotte, 1985 ; Kerchaoui, 1985). Les structures tectoniques post-intrusions sont re-

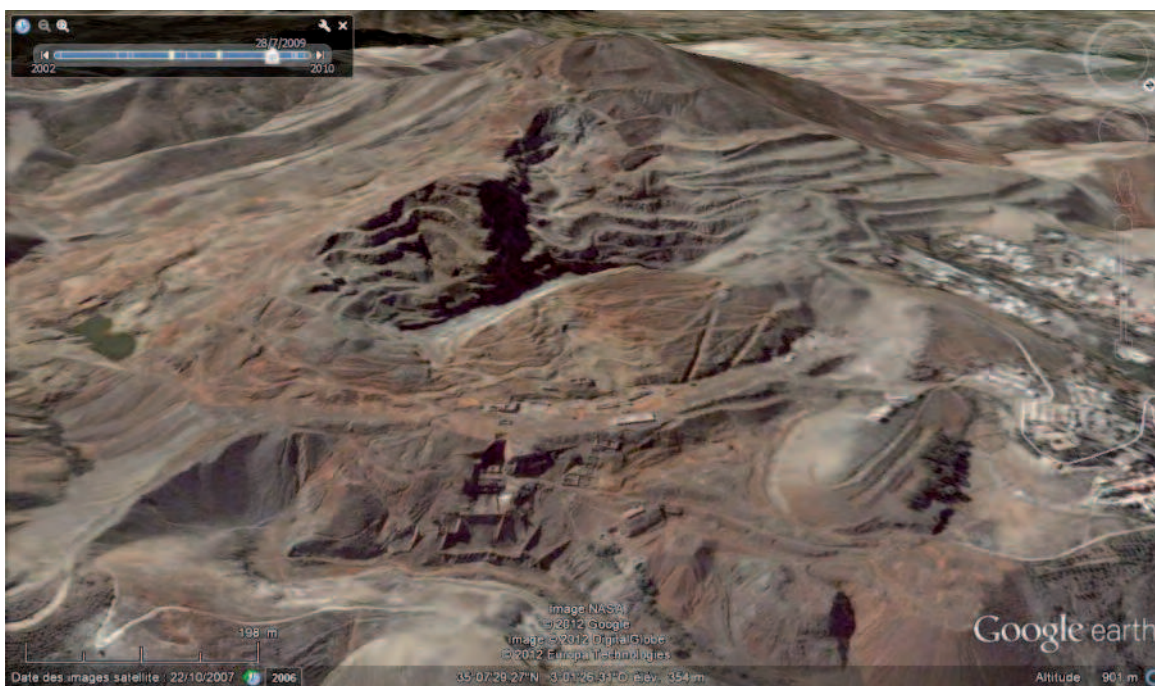


Fig. 10.2.4 : Vue satellitaire zoomée et basculée (Google Earth) des carrières de Ouixane. L'emplacement des concasseurs est visible au premier plan.
Fig. 10.2.4 : Satellite view (Google Earth) tilted and zoomed on the Ouixane quarries. Notice the rock crusher emplacement in the foreground.

présentées par, **i**) la grande faille N-S à jeu décrochant sénestre de Ouixane ; et **ii**) des failles normales et sénestres de direction N-S à NE-SW, E-W à NW-SE.

La minéralisation ferrugineuse, en remplacement pyrométasomatique des protolithes calcaro-dolomitiques ou en remplissage de stockwerk, se présente soit sous forme d'amas lenticulaires (minerai massif) soit encore sous forme d'un réseau anastomosé de veines et de veinules d'extension métrique. La paragenèse minérale primaire est constituée à plus de 90 % d'oxydes (magnétite, hématite) et à un degré moindre (<10 %) de sulfures (pyrite, pyrrhotite, sphalérite, chalcopryrite et bornite). Les minéraux de gangue sont constitués par toute une panoplie de phases minérales calco-silicatées (grenats, pyroxènes, amphiboles, micas, épidotes, scapolites, quartz, calcite et barytine) typiques des gisements de type skarn.

Gisements d'Axara-Imnassen

Le gisement d'Axara (fig. 10.2.5) et son extension en profondeur représentée par le gisement d'Imnassen, exploités respectivement à ciel ouvert et à des profondeurs de l'ordre de 25 m, recèlent les plus importantes réserves de tout le district (6,7 Mt) mais de faible teneur (52,5 % Fe) et de moindre qualité (4,4 % S). La teneur en sulfures (pyrite/pyrrhotite) atteint localement 20%. Les concentrations ferrugineuses d'Axara ont été exploitées le long de 4 gradins dans une carrière de 300 m de diamètre et 100 m de profondeur. La méthode d'exploitation se faisait par abattage entre sous-niveaux ("Sub-level stopping"). La colonne lithostratigra-

phique type montre la succession de termes schisteux à intercalations de lentilles calcaro-dolomitiques attribués au Néocomien, alternant régulièrement avec des tufs pyroclastiques acides (rhyolitiques) et basiques. La puissance des lentilles calcaires peut dépasser 40 m. Un essaim d'intrusions sub-volcaniques de composition dioritique, dont la mise en place serait polyphasée, recoupe les différents termes de la série encaissante en induisant d'importantes altérations métasomatiques auxquelles les minéralisations sont associées.

Les principales structures tectoniques sont représentées par, **i**) des plis d'axe N-S à NNE, déversés vers l'ouest et accompagnés d'une schistosité de flux, et **ii**) une série de grandes failles listriques dont la mise en place serait reliée au déplacement des nappes rifaines (Frizon de La motte, 1985 ; Kerchaoui, 1985), et de failles subverticales de direction N-S, ENE et ESE à jeux décrochants dextres ou sénestres. Comme à Ouixane, au voisinage des corps intrusifs se développent un métamorphisme thermique et des phénomènes métasomatiques à l'origine des corps minéralisés. La minéralisation est de type stratiforme, donnant lieu à un minerai rubané caractérisé par une alternance régulière de bancs ferruginisés et de bancs stériles. La paragenèse minérale primaire est constituée de magnétite et d'hématite auxquelles s'ajoutent, localement en quantités fort importantes (10-15 %), des sulfures (pyrite, pyrrhotite, marcasite, chalcopryrite, bornite).

Gisements de Bokoya-Setolazar

En comparaison avec les gisements précédents, le gisement

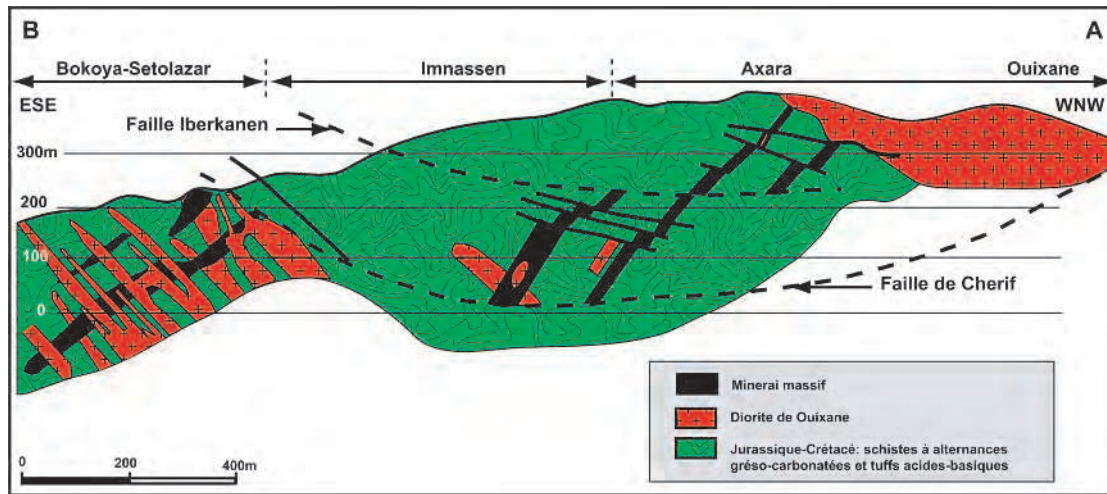


FIG. 10.2.5 : Coupe WNW-ESE montrant les principaux gisements du district de Ouixane et leur relation avec les principales failles listriques. Localisation : voir fig. 10.2.3.

FIG. 10.2.5 : Generalized WNW-ESE section across the main deposits of the Ouixane district showing their relationship to the major listric faults. See fig. 10.2.3 for location.

à ciel ouvert des Bokoya (à ne pas confondre avec le massif des Bokoyas d'Al Hoceima) et son extension en profondeur de Setolazar se distinguent par la qualité médiocre de leur minerai à faible teneur en fer (35-55%) et fort enrichissement en soufre (4 à 5%) et en silice (30%). Le gisement de Bokoya a été exploité le long de 8 gradins selon la méthode d'exploitation de type chambres et piliers.

La série encaissante consiste en une succession monoclinale à pendage de 30° à 40°E constituée d'une alternance régulière de termes schisteux à intercalations de lentilles carbonatées et de rares niveaux pyroclastiques de tufs acides, et coiffée par une barre de calcaire massif à entroques du Barrémien. L'ensemble des termes de la série, truffés d'intrusions plus ou moins porphyriques de microdiorites (fig. 10.2.5), est affecté par des plis majeurs synschisteux P₁ d'axe N-S, déversés vers l'ouest et repris par des plis P₂ d'axe NNE-SSW à déversement ESE, ainsi que par des failles N-S et N130-N150. La minéralisation stratiforme se présente sous une forme rubanée par une alternance de niveaux ferrugineux et de niveaux stériles constitués des termes schisteux. La paragenèse minérale est formée de magnétite et d'hématite, sur lesquelles se greffent une paragenèse sulfurée constituée de pyrite, pyrrhotite, marcassite, sphalérite et chalcopryrite.

Altérations hydrothermales et paragenèses métasomatiques : La mise en place du cortège intrusif de Ouixane s'est accompagnée du développement d'importants halos d'altération hydrothermale affectant aussi bien les corps intrusifs (endoskarns) que leurs encaissants à protolithes carbonatés et grésocarbonatés (exoskarns). Les minéraux calco-silicatés qui en sont issus sont reliés à deux phases d'altération hydrothermale, qualifiées de prograde et de

rétrograde. Les assemblages minéralogiques de la phase prograde, localisés au voisinage immédiat des corps intrusifs, sont représentés par des minéraux anhydres de haute température (>500°-350°C) dont le grenat de type andradite et le clinopyroxène de composition diopside-hedenbergite associés à la magnétite 1 (Jabrane, 1993 ; Bouabdellah, inédit). Quant aux altérations rétrogrades, elles interviennent à de plus basses températures au cours du refroidissement progressif du système hydrothermal et de son invasion par l'eau météorique. Les assemblages minéralogiques qui en sont issus, regroupés en différents stades, sont constitués de phases minérales hydratées dont l'amphibole (ferro-hornblende), la chlorite (chamosite), la phlogopite, les épidotes (pistachite-clinozoïsite), la calcite, l'ankérite, la sidérite, le quartz et la barytine. C'est à ce stade rétrograde que se rattache la magnétite 2 et l'hématite de type oligiste.

Minéralogie : La paragenèse minérale primaire est dominée par les oxydes (magnétite, hématite) et les hydroxydes de fer (goéthite) auxquels s'ajoutent localement d'importantes quantités de sulfures (pyrite, pyrrhotite, marcassite, sphalérite, chalcopryrite, bornite, galène). Les minéraux de gangue sont représentés des minéraux calco-silicatés issus des phases d'altération hydrothermale prograde et rétrograde dont le grenat, le clinopyroxène, la hornblende, la phlogopite, la chlorite, les scapolites, les épidotes, la calcite, l'ankérite, la sidérite, la barytine et le quartz.

Modèles génétiques : L'étroite association spatiale entre le cortège d'intrusions dioritiques et les minéralisations ferrugineuses du district de Ouixane a amené bon nombre d'auteurs à voir dans une telle association une relation génétique (Heim, 1934 ; Rhoden et Ereno, 1962, Jabrane,

1993). La plupart des modèles génétiques proposés ont souligné le rôle déterminant des fluides magmatiques et/ou hydrothermaux issus des intrusions porphyriques dans la genèse de ces minéralisations. A ce propos, des datations récentes K-Ar (El Rhazi & Hayashi, 2002) effectuées aussi bien sur des cristaux de biotite de la diorite de Ouixane ($8,02 \pm 0,22$ Ma) que sur roche totale d'un échantillon de skarn ($7,04 \pm 0,47$ Ma) montrent encore une fois le cogénéisme entre les intrusions dioritiques et les minéralisations ferrugineuses associées. En complément au modèle magmatique, Dufлот *et al.* (1984) proposent un modèle où le fer serait d'origine volcanosédimentaire avec une contribution hydrothermale (Delizaur, 1952).

En outre, les récentes données des inclusions fluides (Jabrane, 1993, El Rhazi & Hayashi, 2002 ; Bouabdellah, inédit) et des isotopes d'oxygène (El Rhazi & Hayashi, 2002) montrent que les fluides minéralisateurs responsables de la précipitation de la magnétite 1 associée à la phase prograde correspondent à des fluides magmatiques chauds ($>500^{\circ}\text{C}$) et hautement salins (61% poids équivalent NaCl) qui se seraient exsolvés (exudés) à partir du magma granodioritique parent grâce au phénomène d'ébullition. La coexistence d'inclusions fluides carbonés (i.e., riches en CO_2) et aqueuses (i.e., riches en H_2O) au même titre que la présence de la calcite silicifiée "platy calcite" constituent autant d'arguments en faveur de l'ébullition. Au cours des stades tardifs reliés à la phase rétrograde, on assiste à une décroissance régulière aussi bien des conditions de température ($<250^{\circ}\text{C}$) que des salinités correspondantes (~15% poids équivalent NaCl) qui s'expliqueraient par l'effondrement du système hydrothermal et son envahissement par les eaux météoriques de surface. Le mélange entre le fluide magmatique hautement salin issu de l'ébullition et les fluides météoriques causerait la précipitation des assemblages minéralogiques reliés à la phase rétrograde hydratée (magnétite 2 et assemblages sulfurés associés).

Références

- Anonyme* (1985) : Les gisements de fer du Rif Oriental (Nador) : synthèse géologique et évaluation des réserves. Document interne SEFERIF, 69 p.
- BELLON H. & BROUSSE R. (1977) : Le magmatisme péri méditerranéen occidental. Essai de synthèse. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 469-480.
- DELIZAUR J. (1952) : Gîte de fer des Kelaia. *19^{ème} Cong. Géol. Int. Alger.*, Livret-Guide n°7, série Maroc, 24-27.
- DUFLOT H, JEZEQUEL P., ROMAN BERNAL A. (1984) : Le gisement de fer de Nador (Zone rifaine, Maroc) : nouvelles observations géologiques. Rapport inédit Option Géol. min., ENSM, Paris, 101 p.
- DUGGEN S., HOERNLE K., VAN DEN BOGAARD P., GARBE-SCHÖNBERG D. (2005): Post-collisional transition from subduction- to intraplate-type magmatism in the Westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *J. Petrol.*, 46, 1155-1201.
- 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.
- EL RHAZI, M. & HAYASHI K. (2002) : Mineralogy, Geochemistry, and age constraints on the Beni Bou Ifrour skarn type magnetite deposit, Northeastern Morocco. *Geology*, 52, 25-39.
- FAURE-MURET A. (1996) : Carte géologique du Maroc au 1/50 000, feuille de Zeghanghane. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 370.
- FRIZON DE LAMOTTE D. (1985) : La structure du Rif Oriental (Maroc). Rôle de la tectonique longitudinale et rôle des fluides. Thèse Doct. Etat, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI.
- HEIM A. (1934) : The iron mines del Rif, Morocco. *Econ. Geol.*, 29, 294-300.
- HERNANDEZ J. & BELLON H. (1985) : Chronologie K-Ar du volcanisme miocène du Rif oriental (Maroc) : implications tectoniques et magmatique. *Rev. Géol. dyn. Géogr. Phys.*, 26, 85-94.
- JABRANE R. (1993): Etudes génétiques de la minéralisation en fer de Nador (Maroc nord oriental). PhD thesis Univ. Libre Bruxelles, 566 p.
- JEANNETTE A. (1958) : Aperçu sommaire sur la géologie et les gisements de fer et de plomb d'Alfra (Région de Nador). Rapport S.E.G.M Rabat, n° 610, 22 p.
- JEANNETTE A. & HAMEL C. (1961) : Présentation géologique et structurale du Rif Oriental. *Mines et Géologie, Rabat*, 14, 7-16.
- KERCHAOUI S. (1985) : Etude géologique et structurale du massif des Beni Bou Ifrour (Rif oriental, Maroc). Thèse 3^{ème} c. Univ. Paris Sud, Orsay, 193 p.
- KERCHAOUI S. (2004) : Pétrologie, géochimie et âges des roches magmatiques, leur place dans l'évolution structurale du massif des Beni Bou Ifrour et du Rif oriental, Maroc. PhD. Thesis Univ. Laval, Québec, Canada, 792 p.
- RHODEN NH. & ERENO I. (1961) : Magnetite ores of Northern Morocco. *Trans. Inst. Mining Metal.*, 71, 629-661.
- ROGER S., MÜNCH P., CORNÉE J.J., SAINT MARTIN JP., FERAUD G., PESTREA S., CONESA G. & BEN MOUSSA A. (2000) : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the pre-evaporitic Messinian marine sequences of the Melilla basin (Morocco): a proposal for some biosedimentary events as isochrones around the Alboran sea. *Earth Planet. Sci. Let.*, 179, 101-113.
- VILAND J.C. (1966) : Etude pétrographique dans le Beni Bou Ifrour, Maroc Nord oriental. Rapport inédit BRPM, Rabat, n°24, 102 p.
- VILAND J.C. (1977) : Les roches éruptives et métamorphiques associées, d'âge néogène, de la zone nord des Beni Bou Ifrour. *Notes Serv. Géol. Maroc*, 37, n°267, 27-84.

III

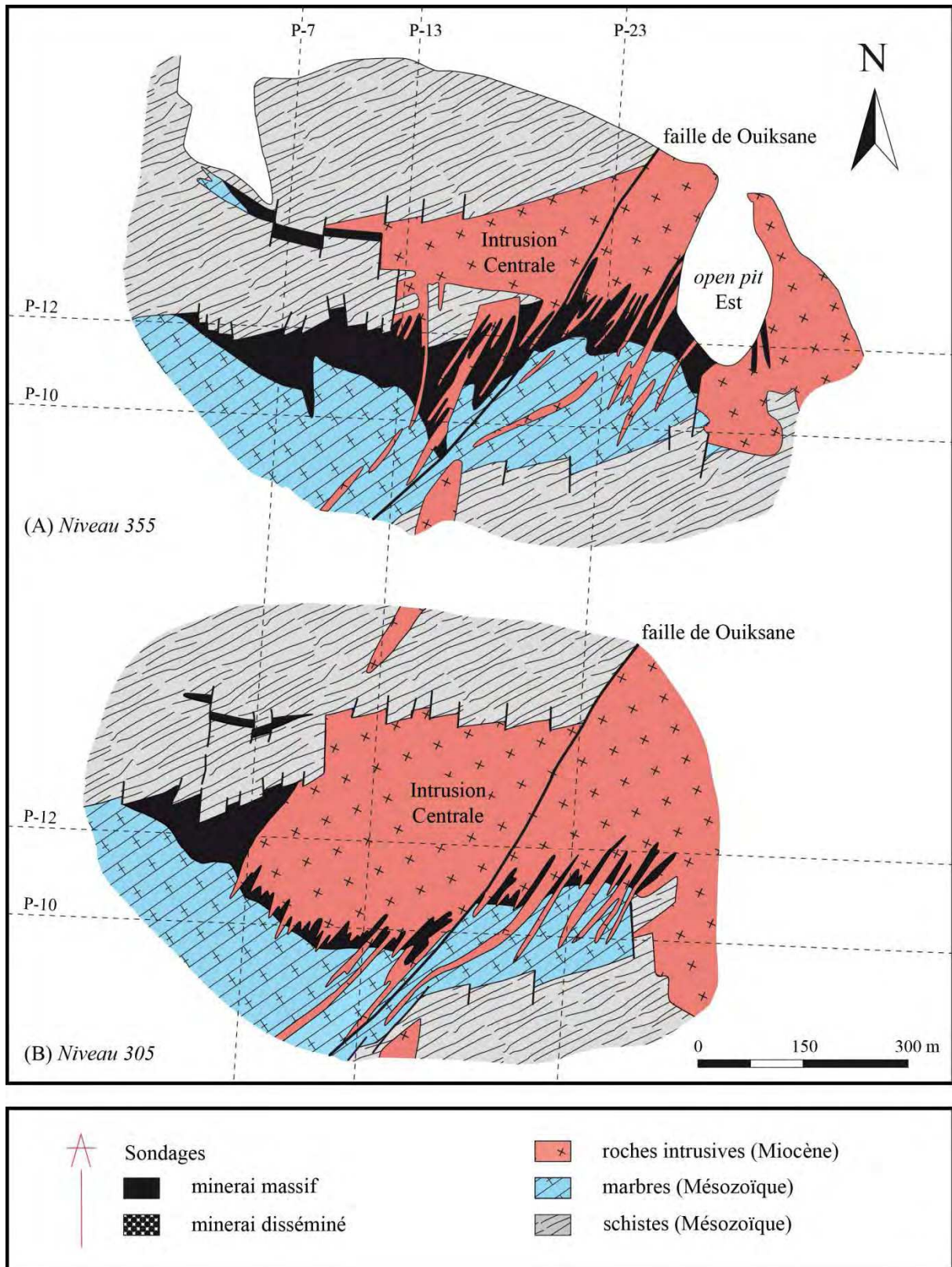
Documents miniers de la mine de Ouiksane

RHODEN, N. H., & ERENO, I., 1961. Magnetite ores of Northern Morocco. *Trans. Inst. Mining Metal*, v. **71**, p. 629–661.

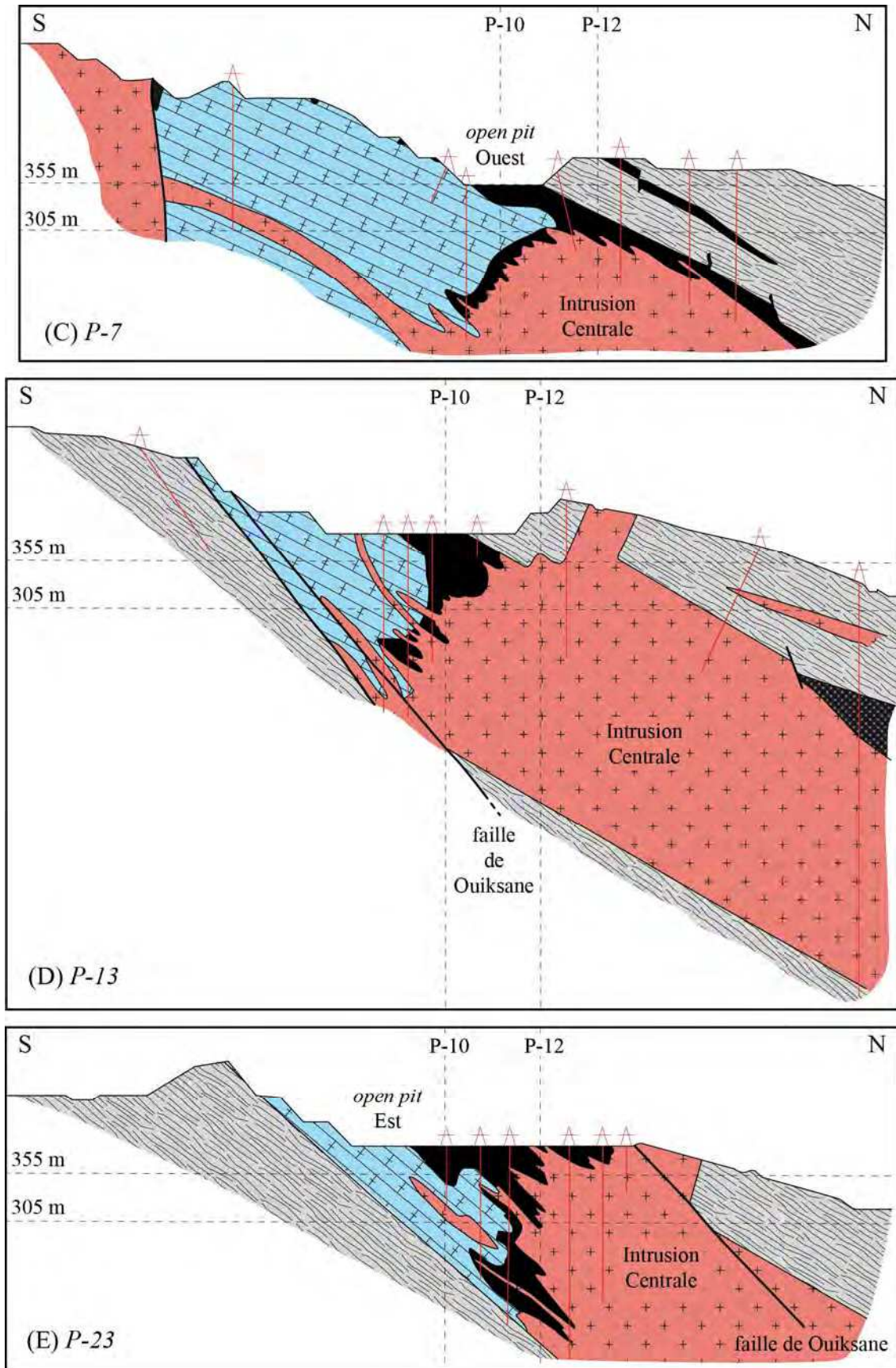
III.1 : plans de l'*open pit* de Ouiksane sur deux niveaux.

III.2 : profils NS de l'*open pit* de Ouiksane.

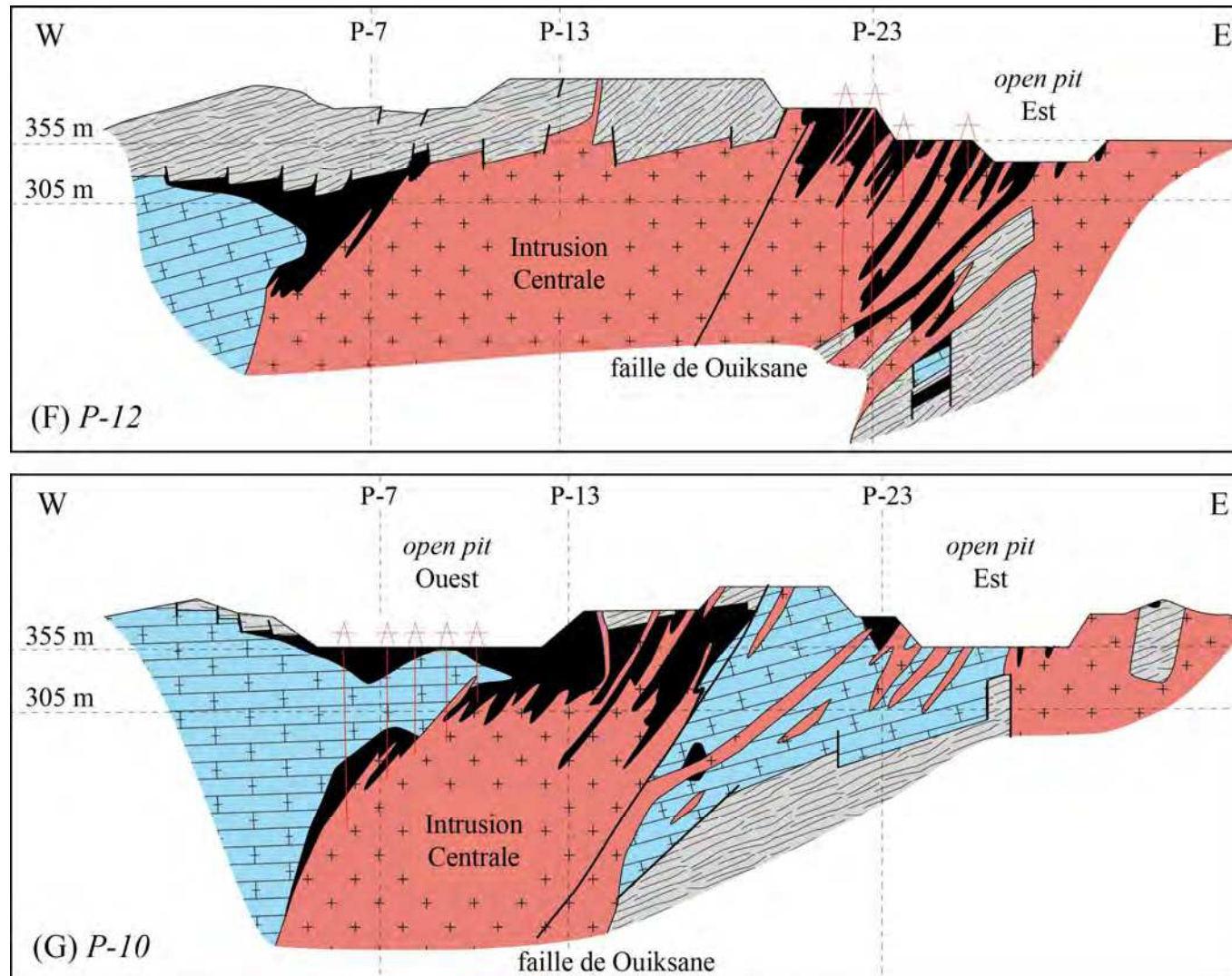
III.3 : profils WE de l'*open pit* de Ouiksane.



III.1 : plans de l'open pit de Ouiksane sur deux niveaux, (A) 355 m, et (B) 305 m. Les pointillés représentent les différents profils présentés sur en III.2 et III.3.



III.2 : profils NS de l'open pit de Ouiksane, d'Ouest en Est : (C) P-7, (D) P-13 et (E) P-23.



III.3 : profils WE de l'open pit de Ouiksane, du Nord au Sud : (G) P-12, et (F) P-10.

Analyses EPMA des minéraux

Les analyses EPMA des minéraux a été réalisée par microsonde électronique CAMECA SX 50 puis SX FIVE, équipées de cinq spectromètres et co-gérées par l'association BRGM-CNRS-Université d'Orléans.

Toutes les analyses du fer sont exprimées en Fe^{2+} dans les tables. Chaque fois que cela a été possible, une vérification de la validité analytique des mesures a été opérée selon les relations suivantes :

- validité à 95 % :

$$(\text{PEAK} \times \text{Tp}) - (\text{BACKGRD} \times \text{Tf}) > 2 \sqrt{(\text{BACKGRD} \times \text{Tf})}$$

- validité à 98 % :

$$(\text{PEAK} \times \text{Tp}) - (\text{BACKGRD} \times \text{Tf}) > 3 \sqrt{(\text{BACKGRD} \times \text{Tf})}$$

PEAK et BACKGRD sont exprimés en coups/secones, le temps de comptage en secondes. Tp : temps de comptage du pic ; Tf : temps de comptage du fond.

Les minéraux progrades

Programme : 15 kV, 10 nA, 10''/pic (sauf Cl : 20''/pic, F : 30''/pic) - K, Ca, Cl, Ti, Na, Si, Al, Mg, P, Fe, Mn, F, V, Cr

IV.1 : les pyroxènes	p.321
IV.2 : les grenats	p.327

Le minerai

Programme « Oxydes » : 15 kV, 100 nA, 20''/pic - V, Si, Fe, Ca, Mg, Ni, Al, Mn, Cr, P, Ti

Programme « Sulfures » : 20 kV, 25 nA, 20''/pic - Mn, Cu, Sn, Fe, Ni, Co, S, As

IV.3 : les magnétites	p.340
IV.4 : les pyrites	p.368

Les minéraux rétrogrades

Programme : 15 kV, 10 nA, 10''/pic (sauf Cl : 20''/pic, F : 30''/pic) - K, Ca, Cl, Ti, Na, Si, Al, Mg, P, Fe, Mn, F, V, Cr

IV.5 : les chlorites	p.371
IV.6 : les phlogopites	p.381

IV.7 : les épidotes.....p.382

Les minéraux magmatiques

Programme : 15 kV, 10 nA, 10''/pic (sauf Cl : 20''/pic, F : 30''/pic) - K, Ca, Cl, Ti, Na, Si, Al, Mg, P, Fe, Mn, F

IV.8 : les biotites.....p.384

IV.9 : les amphiboles.....p.386

IV.10 : les pyroxènes.....p.389

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.1 : analyses EPMA des pyroxènes

	OUK117_1	OUK117_10	OUK117_2	OUK117_3	OUK117_4	OUK117_5	OUK117_6	OUK117_7	OUK117_8	OUK117_9	OUK26'_16	OUK26'_18
(wt %)												
SiO ₂	52,27	50,62	53,45	50,49	49,81	50,43	51,70	51,55	50,19	50,40	51,57	51,58
Al ₂ O ₃	1,33	1,70	0,60	3,37	1,80	1,68	1,70	1,56	2,52	2,03	2,03	0,98
TiO ₂	0,16	0,48	0,06	0,33	0,05	0,08	0,75	0,13	0,24	0,19	0,05	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,02	0,03	0,02	0,04	0,02
FeO	6,97	9,43	4,65	5,29	11,18	11,26	5,10	6,27	7,57	10,34	5,18	7,85
MnO	0,16	0,15	0,13	0,03	0,35	0,48	0,07	0,29	0,24	0,36	0,39	0,28
MgO	13,78	11,68	15,56	14,11	11,56	10,86	14,91	14,16	13,25	11,69	14,74	13,08
CaO	25,06	24,66	25,65	24,33	24,40	24,70	25,49	25,53	25,32	25,04	25,59	25,68
Na ₂ O	0,29	0,23	0,14	0,19	0,13	0,11	0,21	0,00	0,11	0,22	0,03	0,04
K ₂ O	0,05	0,04	0,02	0,12	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	100,08	99,01	100,26	98,25	99,28	99,59	99,98	99,51	99,46	100,30	99,62	99,50
<i>Structural formula</i>												
Si	1,94	1,92	1,96	1,89	1,89	1,92	1,90	1,92	1,88	1,89	1,91	1,94
Al IV	0,06	0,08	0,04	0,11	0,11	0,08	0,10	0,08	0,12	0,11	0,09	0,06
Al VI	-0,01	0,00	-0,02	0,04	-0,03	-0,01	-0,02	-0,01	-0,01	-0,02	0,00	-0,02
Ti	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,22	0,30	0,14	0,17	0,36	0,36	0,16	0,20	0,24	0,32	0,16	0,25
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,76	0,66	0,85	0,79	0,65	0,62	0,82	0,79	0,74	0,65	0,81	0,73
Ca	1,00	1,00	1,01	0,98	0,99	1,01	1,01	1,02	1,01	1,01	1,01	1,03
Na	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,000	0,000

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.1 : analyses EPMA des pyroxènes

OUK26'_19	OUK26'_20	OUK26'_21	OUK26'_22	OUK26'_23	OUK26'_24	OUK26'_25	OUK26'_26	OUK26'_27	OUK26'_28	OUK26'_29	OUK26'_3
53,34	53,71	51,56	53,16	50,61	51,85	51,32	53,63	52,29	53,36	51,75	52,29
0,27	0,30	0,84	0,63	1,17	0,64	0,91	0,39	0,61	0,77	2,45	1,79
0,08	0,03	0,11	0,06	0,10	0,08	0,07	0,05	0,01	0,09	0,32	0,07
0,23	0,35	0,37	0,25	0,52	0,03	1,79	0,27	0,00	0,10	0,43	0,02
4,83	2,74	9,95	4,15	10,85	10,32	5,19	3,21	7,53	4,49	3,39	4,78
0,01	0,22	0,16	0,21	0,23	0,10	0,18	0,16	0,04	0,23	0,13	0,03
15,78	17,66	12,30	17,62	11,42	12,41	16,79	17,00	14,01	15,73	16,18	15,42
24,44	24,41	23,87	22,78	23,61	23,85	23,59	24,62	24,67	24,58	25,03	25,67
0,18	0,07	0,45	0,11	0,54	0,36	0,14	0,12	0,28	0,19	0,15	0,08
0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
99,15	99,48	99,61	99,00	99,04	99,63	99,97	99,46	99,43	99,56	99,83	100,15
1,98	1,96	1,94	1,96	1,93	1,95	1,88	1,97	1,95	1,97	1,89	1,92
0,02	0,04	0,06	0,04	0,07	0,05	0,12	0,03	0,05	0,03	0,11	0,08
-0,01	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,08	-0,02	-0,02	0,00	0,00	-0,01
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
0,15	0,08	0,31	0,13	0,35	0,33	0,16	0,10	0,23	0,14	0,10	0,15
0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
0,87	0,96	0,69	0,97	0,65	0,70	0,92	0,93	0,78	0,86	0,88	0,84
0,97	0,96	0,96	0,90	0,96	0,96	0,93	0,97	0,99	0,97	0,98	1,01
0,01	0,00	0,03	0,01	0,04	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.1 : analyses EPMA des pyroxènes

OUK26'_30	OUK26'_4	OUK26'_5	OUK26'_6	OUK26'_7	OUK26'_8	OUK2b_1	OUK2b_2	OUK2b_3	OUK2b_4	OUK2b_5	OUK2b_6	OUK2b_7	OUK2b_8
52,57	50,57	51,81	51,20	49,85	49,11	55,78	55,50	53,68	51,43	52,79	52,35	52,16	53,33
1,60	0,90	0,64	1,39	3,32	2,97	1,25	1,13	0,64	1,68	0,57	1,50	1,31	0,35
0,11	0,01	0,00	0,02	0,25	0,05	0,00	0,04	0,00	0,12	0,00	0,11	0,07	0,03
0,32	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,10	0,01	0,00	0,00
5,35	10,98	11,20	7,93	6,48	8,97	11,54	12,16	8,07	12,52	9,95	11,39	11,42	11,09
0,05	0,30	0,32	0,22	0,33	0,10	0,03	0,00	0,24	0,21	0,11	0,31	0,26	0,23
17,30	11,59	11,52	13,56	13,61	12,49	16,91	16,50	13,94	11,10	12,91	11,76	11,55	12,12
20,05	24,12	23,92	25,41	25,29	24,57	13,29	13,11	25,08	23,80	25,36	23,99	24,13	24,77
0,31	0,24	0,37	0,16	0,08	0,15	0,27	0,23	0,24	0,57	0,34	0,62	0,53	0,22
0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
97,71	98,71	99,78	99,89	99,21	98,41	99,14	98,77	101,88	101,44	102,12	102,01	101,43	102,14
1,96	1,93	1,96	1,91	1,86	1,86	2,09	2,09	1,96	1,92	1,94	1,93	1,94	1,97
0,04	0,07	0,04	0,09	0,14	0,14	0,00	0,00	0,04	0,08	0,06	0,07	0,06	0,03
0,03	-0,03	-0,01	-0,03	0,01	0,00	0,06	0,05	-0,01	-0,01	-0,04	0,00	0,00	-0,01
0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,17	0,35	0,35	0,25	0,20	0,28	0,36	0,38	0,25	0,39	0,31	0,35	0,35	0,34
0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
0,96	0,66	0,65	0,75	0,76	0,71	0,94	0,93	0,76	0,62	0,71	0,65	0,64	0,67
0,80	0,99	0,97	1,01	1,01	1,00	0,53	0,53	0,98	0,95	1,00	0,95	0,96	0,98
0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,04	0,04	0,02
0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.1 : analyses EPMA des pyroxènes

OUK2b_9	OUK2b_10	AXA13_1	AXA13_10	AXA13_11	AXA13_13	AXA13_14	AXA13_16	AXA13_2	AXA13_21	AXA13_22	AXA13_23	AXA13_24
53,28	53,25	53,20	52,77	52,94	51,98	51,18	51,77	52,72	50,83	51,29	50,62	50,14
0,94	0,27	0,49	1,07	1,11	1,82	2,63	2,75	0,54	2,83	1,91	3,22	2,79
0,06	0,03	0,00	0,16	0,11	0,24	0,53	0,40	0,03	0,64	0,44	0,55	0,77
0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,05	0,02	0,01	0,00
7,83	9,95	5,96	7,03	5,79	7,09	6,72	7,03	8,29	7,48	7,40	5,41	7,24
0,24	0,24	0,33	0,01	0,30	0,09	0,02	0,01	0,22	0,11	0,21	0,21	0,12
13,99	13,36	14,96	14,34	14,86	14,27	14,31	14,27	13,39	13,56	14,11	15,11	14,33
24,71	24,84	25,65	25,24	25,65	24,79	24,14	24,14	24,91	24,30	24,32	24,48	24,29
0,29	0,20	0,05	0,21	0,12	0,43	0,48	0,50	0,10	0,53	0,48	0,24	0,48
0,00	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,34	0,02
101,37	102,16	100,64	100,86	100,89	100,73	100,04	100,88	100,19	100,35	100,20	100,18	100,19
1,95	1,95	1,95	1,94	1,94	1,91	1,89	1,89	1,96	1,88	1,89	1,85	1,85
0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,09	0,11	0,11	0,04	0,12	0,11	0,15	0,15
-0,01	-0,04	-0,02	-0,02	-0,01	-0,01	0,00	0,01	-0,01	0,00	-0,02	-0,01	-0,03
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,24	0,31	0,18	0,22	0,18	0,22	0,21	0,22	0,26	0,23	0,23	0,17	0,22
0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
0,76	0,73	0,82	0,79	0,81	0,78	0,79	0,78	0,74	0,75	0,78	0,82	0,79
0,97	0,98	1,01	0,99	1,01	0,97	0,95	0,95	0,99	0,96	0,96	0,96	0,96
0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,03	0,03	0,04	0,01	0,04	0,03	0,02	0,03
0,000	0,001	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.1 : analyses EPMA des pyroxènes

AXA13_25	AXA13_26	AXA13_28	AXA13_29	AXA13_3	AXA13_32	AXA13_36	AXA13_4	AXA13_5	AXA13_6	AXA13_7	AXA13_8	AXA24_22	AXA24_23
51,46	52,76	50,50	53,76	51,09	53,24	50,76	52,84	54,48	51,20	52,82	53,08	49,68	50,07
2,66	1,56	2,98	0,33	1,94	0,85	4,14	0,67	0,23	2,04	1,72	1,70	1,55	1,66
0,36	0,33	0,51	0,04	0,10	0,04	0,40	0,00	0,04	0,15	0,10	0,47	0,22	0,24
0,00	0,00	0,01	0,00	0,09	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
6,50	5,72	7,02	6,07	8,31	6,29	12,90	5,73	3,11	9,42	5,48	3,94	13,18	11,43
0,00	0,13	0,00	0,18	0,08	0,15	0,16	0,20	0,12	0,19	0,10	0,18	0,22	0,09
14,26	15,32	14,07	15,80	13,00	14,18	15,70	14,98	16,88	12,61	15,15	15,97	10,61	12,27
24,32	24,54	24,62	25,39	24,85	25,73	12,41	25,81	25,93	24,70	26,06	25,51	24,58	23,66
0,41	0,32	0,42	0,12	0,25	0,15	0,50	0,06	0,08	0,27	0,25	0,25	0,11	0,10
0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,40	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04
99,98	100,70	100,14	101,68	99,71	100,64	97,38	100,30	100,87	100,57	101,70	101,12	100,13	99,53
1,90	1,93	1,86	1,95	1,91	1,96	1,93	1,94	1,97	1,90	1,91	1,92	1,89	1,89
0,10	0,07	0,14	0,05	0,09	0,04	0,07	0,06	0,03	0,10	0,09	0,08	0,11	0,11
0,01	-0,01	-0,01	-0,04	-0,01	0,00	0,12	-0,03	-0,02	-0,01	-0,02	-0,01	-0,04	-0,03
0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,20	0,17	0,22	0,18	0,26	0,19	0,41	0,18	0,09	0,29	0,17	0,12	0,42	0,36
0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
0,78	0,83	0,77	0,85	0,72	0,78	0,89	0,82	0,91	0,70	0,82	0,86	0,60	0,69
0,96	0,96	0,97	0,99	0,99	1,01	0,51	1,02	1,00	0,98	1,01	0,99	1,00	0,96
0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,04	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.1 : analyses EPMA des pyroxènes

AXA24_24	AXA24_25	AXA24_26	AXA24_27	AXA24_29	AXA24_30	AXA24_34	AXA24_35	AXA2a_22	AXA2a_23	AXA2a_24	AXA2a_26	AXA2a_30
47,87	47,01	44,94	47,01	48,32	46,94	46,19	51,11	49,86	49,85	49,92	52,92	49,47
2,69	2,79	2,56	2,33	2,09	3,21	4,67	1,52	2,55	3,39	3,19	0,37	1,30
0,19	0,27	0,18	0,10	0,22	0,23	0,39	0,10	0,29	0,08	0,23	0,06	0,14
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00
14,86	15,68	21,83	19,96	16,80	15,80	12,37	9,97	9,80	9,13	9,69	8,30	16,23
0,16	0,11	0,16	0,16	0,25	0,24	0,07	0,17	0,47	0,34	0,16	0,29	0,30
11,06	10,07	6,88	8,78	9,94	10,28	9,75	13,23	11,84	12,16	12,16	13,71	7,98
20,74	20,27	17,17	17,14	20,94	20,48	24,73	23,86	24,84	24,99	24,89	25,04	24,01
0,24	0,27	0,24	0,19	0,20	0,20	0,26	0,18	0,20	0,27	0,26	0,12	0,39
0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,03	0,08	0,00	0,00
97,81	96,47	93,99	95,66	98,77	97,38	98,45	100,16	99,84	100,23	100,59	100,85	99,83
1,86	1,86	1,88	1,91	1,88	1,84	1,78	1,91	1,88	1,86	1,86	1,96	1,92
0,14	0,14	0,12	0,09	0,12	0,16	0,22	0,09	0,12	0,14	0,14	0,04	0,08
-0,02	-0,01	0,01	0,02	-0,02	-0,01	-0,01	-0,02	-0,01	0,01	0,00	-0,03	-0,03
0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,48	0,52	0,76	0,68	0,55	0,52	0,40	0,31	0,31	0,28	0,30	0,26	0,53
0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
0,64	0,59	0,43	0,53	0,58	0,60	0,56	0,74	0,66	0,68	0,67	0,76	0,46
0,86	0,86	0,77	0,75	0,87	0,86	1,02	0,95	1,00	1,00	0,99	0,99	1,00
0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.2 : analyses EPMA des grenats

	SET14_1	SET14_10	SET14_13	SET14_14	SET14_17	SET14_18	SET14_19	SET14_2	SET14_20	SET14_23
(wt %)										
SiO ₂	34,87	36,70	34,97	35,54	36,01	36,67	36,39	34,60	37,01	35,69
FeO	27,15	20,27	27,49	27,75	17,06	18,53	17,75	28,17	17,11	21,26
CaO	33,12	32,15	31,27	30,80	32,56	31,97	32,82	31,25	31,70	33,12
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,06	1,53	1,64	1,61	0,00	1,79	0,04
Al ₂ O ₃	0,03	7,08	0,05	0,08	8,44	7,93	8,23	0,07	8,54	5,51
MnO	0,16	0,40	0,20	0,18	0,39	0,46	0,48	0,30	0,63	0,42
SnO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,04	0,05	0,09	0,08	0,09	0,09	0,06	0,04	0,09	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,03	0,06	0,06	0,08	0,04	0,02	0,07	0,02
Total	95,37	96,65	94,09	94,52	96,11	97,34	97,36	94,44	96,91	96,05
<i>Structural formula</i>										
Si	2,99	3,03	3,05	3,09	2,98	3,01	2,98	3,01	3,04	2,98
Al IV	0,01	-0,03	-0,05	-0,09	0,02	-0,01	0,02	-0,01	-0,04	0,02
Al VI	-0,01	0,72	0,05	0,09	0,80	0,77	0,77	0,01	0,87	0,52
FeIII	1,95	1,28	1,95	1,90	1,10	1,12	1,13	1,99	1,02	1,48
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,10	0,10	0,00	0,11	0,00
Sn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	3,04	2,85	2,92	2,86	2,89	2,81	2,88	2,91	2,79	2,96
FeII	0,00	0,12	0,05	0,11	0,08	0,15	0,08	0,06	0,15	0,01
Mn	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03
Mg	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01

SnO, ZnO non analysés

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.2 : analyses EPMA des grenats

SET14_25a	SET14_25b	SET14_25c	SET14_25d	SET14_25e	SET14_27	SET14_28	SET14_29	SET14_4	SET14_5	SET14_6	SET14_7	SET14_8	SET14_9
35,13	36,24	35,25	35,51	36,64	35,34	35,44	36,90	36,21	36,39	35,62	35,21	35,39	35,61
28,21	19,87	25,66	19,25	16,61	21,87	27,96	17,57	22,77	23,68	26,52	28,00	27,35	26,75
32,10	32,81	32,14	32,59	33,00	32,25	31,47	32,55	32,32	31,72	31,57	31,56	31,16	31,37
0,05	0,11	0,07	2,37	2,32	2,31	0,00	0,46	0,22	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00
0,33	7,20	1,97	6,48	8,05	4,63	0,05	9,08	4,68	4,56	1,65	0,03	0,02	0,48
0,24	0,34	0,10	0,33	0,38	0,39	0,35	0,61	0,25	0,21	0,21	0,19	0,27	0,19
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,08	0,10	0,09	0,17	0,09	0,07	0,12	0,11	0,05	0,06	0,01	0,01	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00
96,06	96,65	95,29	96,65	97,17	96,88	95,34	97,31	96,57	96,61	95,63	95,09	94,21	94,40
3,00	2,99	3,01	2,95	3,00	2,95	3,05	3,01	3,02	3,04	3,04	3,04	3,08	3,09
0,00	0,01	-0,01	0,05	0,00	0,05	-0,05	-0,01	-0,02	-0,04	-0,04	-0,04	-0,08	-0,09
0,03	0,69	0,21	0,58	0,78	0,41	0,05	0,88	0,48	0,49	0,20	0,04	0,08	0,13
1,97	1,30	1,79	1,27	1,08	1,45	1,95	1,09	1,51	1,51	1,80	1,95	1,92	1,87
0,00	0,01	0,00	0,15	0,14	0,15	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2,94	2,90	2,94	2,90	2,90	2,88	2,90	2,84	2,89	2,84	2,88	2,92	2,91	2,91
0,05	0,07	0,04	0,07	0,06	0,08	0,07	0,10	0,08	0,14	0,09	0,07	0,07	0,07
0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux

IV.2 : analyses EPMA des grenats

SET15_10	SET15_11	SET15_12	SET15_13	SET15_14	SET15_15	SET15_2	SET15_21	SET15_3	SET15_4	SET15_5	SET15_6	SET15_7	SET15_8
35,68	35,27	35,16	35,50	35,18	34,86	35,43	35,13	35,03	35,69	35,42	35,28	36,00	36,36
27,44	27,63	27,80	28,11	27,81	27,87	28,01	27,48	28,14	24,35	28,49	28,30	28,35	21,88
31,49	31,82	32,34	31,73	31,84	31,98	32,05	31,81	32,25	32,36	31,84	31,92	31,49	32,23
0,04	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,11	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00
0,00	0,06	0,01	0,00	0,18	0,20	0,05	0,05	0,02	3,24	0,03	0,12	0,03	4,59
0,30	0,29	0,19	0,09	0,09	0,04	0,07	0,11	0,20	0,28	0,21	0,15	0,15	0,26
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,08	0,03	0,10	0,12	0,11	0,10	0,10	0,09	0,16	0,09	0,13	0,06	0,13	0,08
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,01	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
95,06	95,12	95,64	95,56	95,22	95,06	95,72	94,71	95,91	96,02	96,12	95,94	96,15	95,40
3,08	3,04	3,01	3,04	3,03	3,00	3,03	3,04	2,99	3,01	3,02	3,02	3,07	3,06
-0,08	-0,04	-0,01	-0,04	-0,03	0,00	-0,03	-0,04	0,01	-0,01	-0,02	-0,02	-0,07	-0,06
0,08	0,05	0,01	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	0,00	0,33	0,02	0,03	0,07	0,52
1,92	1,95	1,99	1,95	1,96	1,98	1,96	1,95	2,00	1,67	1,98	1,97	1,93	1,48
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2,91	2,94	2,97	2,92	2,93	2,95	2,94	2,95	2,95	2,92	2,91	2,92	2,88	2,91
0,06	0,04	0,01	0,06	0,04	0,03	0,04	0,03	0,01	0,05	0,06	0,06	0,10	0,06
0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.2 : analyses EPMA des grenats

SET15_9	SET5_1	SET5_10	SET5_11	SET5_12	SET5_13	SET5_14	SET5_15	SET5_2	SET5_3	SET5_4	SET5_5	SET5_6	SET5_7	SET5_8	SET5_9	SET6_1
35,46	36,10	34,87	36,55	36,64	36,04	34,42	34,64	36,02	34,66	34,81	36,77	34,79	34,76	34,96	35,07	35,51
27,73	20,42	28,64	20,95	19,79	19,88	27,24	28,08	19,18	28,04	27,60	15,17	27,78	28,01	27,04	27,87	21,32
31,51	33,96	33,78	34,13	34,50	34,55	33,64	34,29	34,52	33,58	33,69	34,70	33,79	34,05	34,52	33,93	33,19
0,00	0,52	0,00	0,13	0,17	0,18	0,00	0,00	0,31	0,03	0,00	1,07	0,00	0,00	0,05	0,02	0,80
0,01	6,02	0,00	6,11	6,68	6,19	0,02	0,01	6,87	0,00	0,01	8,80	0,00	0,05	0,05	0,02	5,17
0,08	0,14	0,12	0,29	0,43	0,28	0,03	0,11	0,39	0,01	0,09	0,41	0,08	0,08	0,02	0,04	0,13
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,01	0,10	0,01	0,04	0,08	0,11	0,00	0,01	0,05	0,08	0,04	0,06	0,08	0,04	0,04	0,01	0,14
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,16	0,19	0,13	0,15	0,15	0,18	0,17	0,14	0,16	0,21	0,14	0,17	0,22	0,19	0,17	0,18
94,80	97,36	97,53	98,27	98,37	97,32	95,45	97,23	97,41	96,48	96,35	97,06	96,61	97,12	96,78	97,06	96,35
3,07	2,97	2,93	2,98	2,97	2,96	2,95	2,92	2,95	2,94	2,96	2,99	2,95	2,93	2,95	2,96	2,96
-0,07	0,03	0,07	0,02	0,03	0,04	0,05	0,08	0,05	0,06	0,04	0,01	0,05	0,07	0,05	0,04	0,04
0,07	0,55	-0,07	0,56	0,61	0,55	-0,05	-0,08	0,61	-0,06	-0,04	0,84	-0,05	-0,06	-0,04	-0,04	0,47
1,93	1,40	2,01	1,43	1,34	1,36	1,95	1,98	1,31	1,99	1,96	1,03	1,97	1,98	1,91	1,97	1,48
0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2,92	2,99	3,04	2,98	3,00	3,04	3,09	3,09	3,03	3,05	3,07	3,03	3,07	3,08	3,12	3,07	2,97
0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,06	0,04	0,04	0,06	0,05	0,05	0,05

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.2 : analyses EPMA des grenats

SET6_10	SET6_11	SET6_12	SET6_13	SET6_14	SET6_15	SET6_16	SET6_17	SET6_18	SET6_19	SET6_2	SET6_20	SET6_21	SET6_22	SET6_23
34,82	34,55	35,41	34,39	35,56	35,93	34,29	34,51	34,85	34,76	36,07	34,93	34,91	36,03	35,91
27,97	27,12	20,20	28,66	20,52	18,07	27,82	28,16	28,45	28,37	20,64	27,87	27,59	20,69	20,59
33,29	33,86	33,45	33,01	33,38	34,45	34,15	33,81	33,89	33,40	34,48	33,38	33,47	33,86	34,37
0,02	0,00	0,40	0,01	0,24	0,42	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,18	0,24
0,05	0,01	5,92	0,02	6,14	8,20	0,12	0,03	0,04	0,02	5,82	0,47	0,01	5,79	6,06
0,01	0,00	0,28	0,09	0,24	0,53	0,00	0,00	0,07	0,05	0,33	0,01	0,16	0,25	0,33
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,21	0,18	0,05	0,09	0,07	0,07	0,22	0,13	0,16	0,16	0,03	0,00	0,05	0,04	0,04
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,14	0,16	0,12	0,12	0,15	0,14	0,08	0,12	0,10	0,15	0,13	0,08	0,15	0,14	0,10
96,44	95,81	95,79	96,33	96,24	97,74	96,66	96,71	97,52	96,85	97,44	96,72	96,28	96,91	97,60
2,96	2,95	2,96	2,93	2,96	2,92	2,90	2,92	2,93	2,94	2,96	2,95	2,97	2,98	2,94
0,04	0,05	0,04	0,07	0,04	0,08	0,10	0,08	0,07	0,06	0,04	0,05	0,03	0,02	0,06
-0,04	-0,05	0,54	-0,07	0,56	0,70	-0,09	-0,08	-0,07	-0,06	0,52	0,00	-0,03	0,54	0,53
1,98	1,93	1,41	2,04	1,43	1,23	1,97	1,99	2,00	2,01	1,42	1,97	1,96	1,43	1,41
0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
3,03	3,09	2,99	3,01	2,97	3,00	3,09	3,07	3,05	3,03	3,03	3,03	3,05	3,00	3,02
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02
0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,04	0,04	0,02

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.2 : analyses EPMA des grenats

SET6_24	SET6_25	SET6_26	SET6_27	SET6_28	SET6_29	SET6_3	SET6_30	SET6_4	SET6_5	SET6_6	SET6_7	SET6_8	SET6_9	SET8_1	SET8_11
35,72	36,02	34,49	34,05	35,95	36,03	34,54	35,81	34,89	34,90	34,59	35,15	34,91	34,79	35,48	36,29
20,36	19,13	28,45	28,33	18,20	17,66	27,66	20,38	27,56	28,68	28,21	28,33	28,16	27,69	17,55	16,59
34,38	34,19	33,73	32,83	34,04	34,40	33,35	33,61	34,14	33,46	33,26	33,73	33,37	33,96	33,65	33,88
0,24	0,47	0,01	0,00	0,20	0,21	0,08	0,11	0,04	0,00	0,04	0,00	0,02	0,06	1,48	1,00
6,33	6,44	0,00	0,00	8,06	8,49	0,00	6,38	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,30	8,55
0,24	0,29	0,15	0,02	0,33	0,38	0,00	0,14	0,00	0,04	0,00	0,17	0,20	0,10	0,28	0,59
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,10	0,09	0,01	0,03	0,04	0,04	0,18	0,07	0,18	0,16	0,07	0,12	0,13	0,13	0,37	0,26
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,10	0,15	0,12	0,13	0,15	0,14	0,09	0,11	0,10	0,12	0,08	0,13	0,05	0,12	0,14	0,17
97,42	96,70	96,91	95,33	96,90	97,28	95,85	96,56	97,11	97,31	96,22	97,57	96,83	96,81	96,19	97,27
2,93	2,97	2,92	2,93	2,95	2,94	2,95	2,96	2,93	2,94	2,95	2,95	2,95	2,94	2,93	2,96
0,07	0,03	0,08	0,07	0,05	0,06	0,05	0,04	0,07	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,07	0,04
0,54	0,60	-0,08	-0,07	0,72	0,75	-0,05	0,59	-0,04	-0,06	-0,05	-0,05	-0,05	-0,06	0,65	0,78
1,40	1,32	2,01	2,04	1,25	1,20	1,97	1,41	1,94	2,02	2,01	1,99	1,99	1,96	1,21	1,13
0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,06
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
3,02	3,02	3,06	3,03	2,99	3,00	3,05	2,98	3,08	3,02	3,03	3,03	3,02	3,08	2,98	2,96
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04
0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,05	0,03
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	0,04	0,04

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.2 : analyses EPMA des grenats

SET8_12	SET8_13	SET8_14	SET8_15	SET8_16	SET8_17	SET8_18	SET8_2	SET8_3	SET8_4	SET8_5	SET8_6	SET8_7	SET8_8	SET8_9
36,40	36,71	36,17	36,61	36,19	36,12	36,68	35,91	36,26	36,40	36,44	35,13	35,74	36,19	36,03
16,67	16,63	16,36	15,79	18,15	15,58	15,99	16,64	17,11	15,96	15,94	16,66	17,94	16,13	16,98
34,18	34,31	33,58	34,34	34,05	33,89	34,55	33,86	33,74	34,28	33,43	33,97	33,49	34,34	34,19
0,91	0,52	0,94	0,75	0,69	0,89	0,99	0,97	0,76	0,08	0,42	0,72	0,42	0,90	0,54
8,16	8,56	8,59	9,58	7,67	8,74	8,70	8,21	8,45	8,56	9,56	8,40	8,09	8,48	8,72
0,46	0,37	0,52	0,36	0,30	0,51	0,68	0,31	0,29	0,50	0,46	0,43	0,46	0,26	0,37
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,21	0,24	0,34	0,28	0,28	0,39	0,33	0,30	0,27	0,22	0,26	0,28	0,32	0,34	0,26
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,18	0,13	0,15	0,21	0,17	0,17	0,16	0,19	0,15	0,14	0,14	0,17	0,15	0,12	0,17
97,09	97,42	96,58	97,84	97,42	96,20	98,01	96,31	96,97	96,08	96,60	95,69	96,53	96,71	97,19
2,97	2,98	2,96	2,95	2,95	2,97	2,96	2,95	2,96	2,99	2,98	2,91	2,94	2,96	2,93
0,03	0,02	0,04	0,05	0,05	0,03	0,04	0,05	0,04	0,01	0,02	0,09	0,06	0,04	0,07
0,76	0,80	0,79	0,86	0,69	0,81	0,79	0,75	0,78	0,82	0,90	0,73	0,72	0,77	0,77
1,14	1,13	1,12	1,07	1,24	1,07	1,08	1,14	1,17	1,10	1,08	1,15	1,23	1,10	1,16
0,06	0,03	0,06	0,05	0,04	0,05	0,06	0,06	0,05	0,00	0,03	0,04	0,03	0,06	0,03
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2,99	2,98	2,95	2,97	2,98	2,98	2,99	2,99	2,95	3,02	2,93	3,01	2,95	3,01	2,98
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,04	0,05	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03
0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,05	0,03	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.2 : analyses EPMA des grenats

AXA10_10	AXA10_6	AXA10_7	AXA10_8	AXA10_9	AXA24_1	AXA24_10	AXA24_11	AXA24_12	AXA24_13	AXA24_14	AXA24_15	AXA24_16
35,53	36,06	35,91	35,66	35,80	36,14	36,24	35,31	35,40	33,96	35,51	35,56	35,75
19,45	18,20	19,16	17,56	19,10	21,23	20,97	24,46	27,09	27,82	22,88	23,94	19,92
34,17	34,36	33,90	34,33	34,36	34,48	34,46	33,96	33,57	32,46	34,07	34,05	34,00
1,98	2,19	2,28	2,47	1,98	0,04	0,09	0,07	0,05	0,00	0,00	0,02	0,13
6,16	6,65	6,07	6,59	6,32	5,55	5,57	2,48	1,08	0,25	4,19	3,91	6,20
0,32	0,52	0,39	0,24	0,31	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,12	0,06	0,05
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,09	0,11	0,10	0,15	0,08	0,13	0,21	0,20	0,18	0,05	0,24	0,16	0,14
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,12	0,18	0,16	0,14	0,10	0,08	0,12	0,08	0,10	0,15	0,16	0,11
97,70	98,15	97,92	97,09	98,02	97,66	97,63	96,54	97,41	94,60	97,09	97,80	96,25
2,91	2,94	2,94	2,94	2,93	2,96	2,97	2,96	2,96	2,94	2,94	2,93	2,96
0,09	0,06	0,06	0,06	0,07	0,04	0,03	0,04	0,04	0,06	0,06	0,07	0,04
0,51	0,58	0,53	0,57	0,53	0,50	0,51	0,21	0,07	-0,03	0,35	0,31	0,57
1,33	1,24	1,31	1,21	1,31	1,45	1,44	1,71	1,90	2,01	1,59	1,65	1,38
0,12	0,13	0,14	0,15	0,12	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
3,00	3,00	2,98	3,03	3,01	3,03	3,02	3,05	3,01	3,01	3,03	3,01	3,02
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.2 : analyses EPMA des grenats

AXA24_17	AXA24_18	AXA24_19	AXA24_2	AXA24_20	AXA24_3	AXA24_31	AXA24_32	AXA24_33	AXA24_4	AXA24_5	AXA24_6	AXA24_7	AXA24_8
35,48	34,13	35,16	36,07	34,65	35,51	35,82	36,16	36,04	35,52	35,40	35,50	35,93	36,11
19,66	24,87	19,80	22,73	22,39	23,05	21,08	18,51	20,54	23,36	23,60	23,79	22,20	19,77
33,07	30,86	34,25	34,44	33,49	34,08	34,09	33,98	34,21	33,74	33,90	34,56	34,53	34,94
0,10	0,76	0,08	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,12	0,02	0,00	0,00	0,07	0,05
6,65	3,04	6,40	4,32	5,02	3,38	5,10	6,63	5,53	3,81	3,41	3,47	4,10	6,24
0,08	0,17	0,13	0,07	0,13	0,06	0,04	0,14	0,00	0,24	0,00	0,08	0,01	0,18
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,26	0,10	0,17	0,14	0,06	0,13	0,66	1,17	0,41	0,03	0,12	0,17	0,15	0,21
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,13	0,14	0,12	0,10	0,08	0,14	0,10	0,09	0,10	0,11	0,14	0,14	0,11	0,13
95,38	94,01	96,04	97,83	95,77	96,30	96,89	96,69	96,90	96,79	96,51	97,64	97,04	97,56
2,97	2,95	2,92	2,96	2,91	2,97	2,95	2,96	2,97	2,96	2,96	2,93	2,98	2,95
0,03	0,05	0,08	0,04	0,09	0,03	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,07	0,02	0,05
0,62	0,26	0,54	0,38	0,40	0,31	0,45	0,60	0,51	0,34	0,30	0,27	0,38	0,55
1,37	1,69	1,37	1,56	1,57	1,61	1,45	1,27	1,42	1,63	1,65	1,64	1,54	1,35
0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2,96	2,86	3,05	3,03	3,01	3,06	3,01	2,98	3,02	3,01	3,04	3,06	3,06	3,06
0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01
0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,08	0,14	0,05	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.2 : analyses EPMA des grenats

AXA24_9	AXA2a_1	AXA2a_10	AXA2a_11	AXA2a_12	AXA2a_13	AXA2a_14	AXA2a_15	AXA2a_16	AXA2a_17	AXA2a_18	AXA2a_19	AXA2a_2
36,08	35,48	35,45	35,14	34,68	35,27	35,37	35,73	35,58	34,88	35,44	35,21	36,12
21,09	23,08	22,61	24,40	27,81	25,36	25,96	23,00	22,81	27,88	21,69	25,80	20,69
34,86	34,05	33,88	32,56	33,43	32,04	32,61	34,18	33,92	33,37	34,29	33,85	33,87
0,04	0,10	0,00	0,70	0,00	0,59	0,86	0,11	1,15	0,00	0,51	0,05	0,15
5,47	3,66	4,62	3,18	0,14	2,91	2,72	3,71	3,61	0,00	4,48	1,27	5,61
0,00	0,26	0,24	0,27	0,22	0,21	0,31	0,31	0,29	0,18	0,53	0,27	0,38
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,29	0,08	0,04	0,10	0,04	0,01	0,09	0,10	0,14	0,08	0,11	0,04	0,09
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,12	0,16	0,11	0,21	0,14	0,13	0,17	0,14	0,12	0,16	0,16	0,18	0,17
97,89	96,81	96,89	96,45	96,39	96,47	98,00	97,22	97,57	96,48	97,14	96,59	97,00
2,95	2,96	2,94	2,96	2,95	2,97	2,94	2,96	2,95	2,96	2,94	2,97	2,98
0,05	0,04	0,06	0,04	0,05	0,03	0,06	0,04	0,05	0,04	0,06	0,03	0,02
0,47	0,32	0,40	0,27	-0,04	0,26	0,21	0,33	0,30	-0,04	0,37	0,10	0,53
1,44	1,61	1,57	1,68	1,98	1,70	1,74	1,60	1,58	1,98	1,50	1,82	1,43
0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,04	0,05	0,01	0,07	0,00	0,03	0,00	0,01
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
3,05	3,04	3,01	2,94	3,04	2,89	2,90	3,04	3,01	3,04	3,04	3,06	3,00
0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,09	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	0,02	0,03
0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,03	0,04	0,03	0,05	0,04	0,03	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.2 : analyses EPMA des grenats

AXA2a_20	AXA2a_21	AXA2a_25	AXA2a_27	AXA2a_28	AXA2a_29	AXA2a_3	AXA2a_4	AXA2a_5	AXA2a_6	AXA2a_7	AXA2a_8	AXA2a_9	AXA7_1
34,87	35,37	34,99	34,63	35,09	34,48	35,16	36,02	36,20	35,61	35,39	36,03	36,12	36,39
27,75	26,58	27,25	27,65	27,89	27,53	27,67	22,57	23,45	22,36	27,02	21,00	21,91	15,90
33,91	34,09	33,96	34,16	33,40	33,49	33,20	33,83	33,76	33,34	33,50	34,34	34,10	33,16
0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,19	0,42	0,47	0,00	0,28	0,00	0,10
0,03	1,42	0,65	0,37	0,16	0,10	0,19	4,35	3,81	4,37	0,48	4,93	4,71	10,00
0,24	0,25	0,16	0,09	0,17	0,12	0,20	0,37	0,24	0,34	0,21	0,20	0,37	0,48
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,13	0,01	0,00	0,13	0,09	0,07	0,02	0,09	0,11	0,03	0,11	0,06	0,04
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,13	0,12	0,15	0,15	0,18	0,11	0,15	0,17	0,11	0,13	0,10	0,14	0,19	0,16
96,92	97,91	97,13	96,99	96,95	95,92	96,57	97,44	98,03	96,68	96,68	96,98	97,37	96,15
2,94	2,94	2,94	2,92	2,96	2,94	2,98	2,98	2,98	2,97	2,99	2,98	2,98	2,98
0,06	0,06	0,06	0,08	0,04	0,06	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02
-0,05	0,08	0,01	-0,04	-0,02	-0,05	0,00	0,40	0,35	0,40	0,04	0,46	0,44	0,95
1,96	1,85	1,92	1,95	1,97	1,96	1,96	1,56	1,62	1,56	1,91	1,45	1,51	1,04
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
3,07	3,04	3,06	3,09	3,02	3,06	3,02	3,00	2,98	2,98	3,03	3,04	3,02	2,91
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03
0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.2 : analyses EPMA des grenats

AXA7_10	AXA7_11	AXA7_12	AXA7_13	AXA7_14	AXA7_15	AXA7_16	AXA7_17	AXA7_18	AXA7_19	AXA7_2	AXA7_25	AXA7_26	AXA7_3	AXA7_4
35,97	36,08	37,08	35,36	36,15	36,11	36,26	36,14	37,09	36,24	36,98	36,61	37,63	36,37	37,06
19,43	19,51	16,59	21,06	20,13	17,97	17,83	21,84	17,19	21,44	14,28	18,71	15,56	15,79	13,52
33,77	33,34	33,76	33,18	33,10	32,99	33,01	34,02	33,63	33,95	33,57	34,40	33,93	33,28	33,34
0,00	0,06	0,10	0,00	0,02	0,12	0,18	0,02	0,04	0,07	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07
7,14	7,31	10,39	6,48	7,18	9,14	8,96	5,40	9,63	6,51	11,77	8,08	11,12	10,43	12,46
0,41	0,37	0,49	0,20	0,35	0,24	0,37	0,22	0,37	0,23	0,34	0,31	0,40	0,28	0,30
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,03	0,04	0,00	0,04	0,07	0,05	0,04	0,01	0,06	1,60	0,09	0,00	0,03	0,01	0,08
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,11	0,15	0,15	0,12	0,18	0,15	0,13	0,12	0,13	0,12	0,10	0,11	0,12	0,13	0,20
96,82	96,79	98,50	96,38	97,09	96,70	96,72	97,71	98,08	100,12	97,09	98,18	98,73	96,27	96,93
2,96	2,97	2,97	2,94	2,97	2,96	2,97	2,97	2,99	2,87	2,98	2,96	3,00	2,98	2,99
0,04	0,03	0,03	0,06	0,03	0,04	0,03	0,03	0,01	0,13	0,02	0,04	0,00	0,02	0,01
0,65	0,68	0,95	0,57	0,67	0,84	0,84	0,49	0,90	0,48	1,10	0,73	1,04	0,98	1,17
1,34	1,32	1,04	1,43	1,33	1,15	1,15	1,50	1,09	1,42	0,90	1,27	0,96	1,02	0,82
0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2,98	2,94	2,90	2,95	2,92	2,90	2,90	2,99	2,90	2,89	2,90	2,98	2,89	2,92	2,88
0,00	0,03	0,07	0,03	0,05	0,08	0,07	0,00	0,06	0,00	0,06	0,00	0,08	0,06	0,09
0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,19	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,03	0,04	0,04	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.2 : analyses EPMA des grenats

<u>AXA7_5</u>	<u>AXA7_6</u>	<u>AXA7_7</u>	<u>AXA7_8</u>	<u>AXA7_9</u>	<u>AXA2a_3</u>	<u>AXA2a_4</u>	<u>AXA2a_5</u>	<u>AXA2a_6</u>
36,64	36,90	36,87	36,75	35,13	36,17	35,51	36,12	34,88
16,45	13,58	15,94	14,43	22,20	23,10	27,52	22,11	27,04
34,40	33,19	32,73	33,20	32,88	32,29	31,17	32,28	31,15
0,01	0,15	0,01	0,11	0,12	0,13	0,00	0,18	0,00
9,90	12,21	10,32	12,07	5,45	3,90	0,10	3,69	0,11
0,30	0,39	0,36	0,46	0,21	0,36	0,19	0,00	0,26
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,07	0,07	0,00	0,03	0,00	0,04	0,02	0,07	0,15
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,18	0,15	0,15	0,13	0,13	0,25	0,22	0,18	0,29
97,87	96,57	96,30	97,13	96,07	96,12	94,63	94,55	93,75
2,95	2,99	3,02	2,97	2,94	3,04	3,08	3,08	3,05
0,05	0,01	-0,02	0,03	0,06	-0,04	-0,08	-0,08	-0,05
0,89	1,16	1,01	1,11	0,48	0,43	0,09	0,45	0,06
1,11	0,84	0,99	0,88	1,52	1,56	1,91	1,54	1,94
0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2,97	2,88	2,87	2,87	2,95	2,91	2,90	2,95	2,92
0,00	0,08	0,11	0,09	0,04	0,06	0,09	0,04	0,04
0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,00	0,02
0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,07	0,06	0,05	0,08

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

	OUK_1	OUK_2	OUK_3	OUK_4	OUK_5	OUK_6	OUK_7	OUK_8	OUK_9	OUK_10	OUK1_1	OUK1_2	OUK1_3	OUK1_4	OUK1_5	OUK1_6
<i>(wt %)</i>																
V2O3	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
SiO2	0,00	0,07	0,01	0,42	1,03	0,56	0,30	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,22	0,23	0,00	0,15
FeO	89,61	89,46	89,69	89,45	89,00	88,27	90,15	90,13	91,03	89,91	89,77	88,88	90,19	89,63	89,49	90,29
CaO	0,00	0,00	0,00	0,24	0,02	0,17	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,07	0,00	0,03
MgO	0,71	0,38	0,17	0,30	0,35	0,89	0,16	0,50	0,31	0,82	0,51	0,42	0,23	0,58	0,72	0,43
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al2O3	0,79	0,84	0,93	0,92	1,75	1,30	1,01	0,88	1,02	1,06	1,49	1,31	0,39	1,14	1,57	0,79
MnO	0,45	0,14	0,07	0,19	0,08	0,44	0,06	0,41	0,23	0,50	0,13	0,14	0,11	0,17	0,15	0,15
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P2O5	0,02	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,09	0,01	0,05	0,00	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06
TiO2	0,35	0,20	0,17	0,31	0,20	0,51	0,34	0,44	0,35	0,45	0,15	0,14	0,08	0,13	0,08	0,11
Total	91,93	91,15	91,12	91,87	92,48	92,21	92,33	92,37	93,05	92,74	92,18	90,95	91,40	92,01	92,07	92,02
<i>Structural formula</i>																
V2O3	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
SiO2	0,00	0,07	0,01	0,42	1,03	0,56	0,30	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,22	0,23	0,00	0,15
FeO	29,45	29,73	30,13	29,76	30,08	29,01	30,23	30,07	30,55	29,70	29,94	29,62	29,70	29,49	29,50	29,73
Fe2O3	66,86	66,39	66,19	66,33	65,48	65,86	66,59	66,75	67,21	66,91	66,50	65,86	67,22	66,84	66,67	67,30
CaO	0,00	0,00	0,00	0,24	0,02	0,17	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,07	0,00	0,03
MgO	0,71	0,38	0,17	0,30	0,35	0,89	0,16	0,50	0,31	0,82	0,51	0,42	0,23	0,58	0,72	0,43
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al2O3	0,79	0,84	0,93	0,92	1,75	1,30	1,01	0,88	1,02	1,06	1,49	1,31	0,39	1,14	1,57	0,79
MnO	0,45	0,14	0,07	0,19	0,08	0,44	0,06	0,41	0,23	0,50	0,13	0,14	0,11	0,17	0,15	0,15
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P2O5	0,02	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,09	0,01	0,05	0,00	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06
TiO2	0,35	0,20	0,17	0,31	0,20	0,51	0,34	0,44	0,35	0,45	0,15	0,14	0,08	0,13	0,08	0,11

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

OUK1_7	OUK1_8	OUK1_9	OUK1_10	OUK1_11	OUK1_12	OUK1_13	OUK1_14	OUK7b_1	OUK7b_3	OUK7b_4	OUK7b_5	OUK7b_7	OUK7b_8	OUK7b_9
0,08	0,07	0,05	0,09	0,07	0,00	0,08	0,05	0,10	0,12	0,08	0,07	0,00	0,01	0,00
0,00	0,18	0,04	0,10	0,11	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	1,71	0,15
89,48	90,49	90,66	89,05	90,27	90,01	91,03	90,73	90,55	90,35	90,36	90,84	90,78	87,95	90,01
0,00	0,08	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,64	0,00
0,39	0,17	0,10	0,57	0,37	0,61	0,13	0,32	0,02	0,03	0,00	0,05	0,06	0,72	0,06
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1,47	0,23	0,39	1,24	0,87	1,45	0,37	0,97	0,10	0,15	0,15	0,10	0,58	0,89	0,63
0,23	0,05	0,09	0,22	0,13	0,16	0,10	0,07	0,04	0,05	0,05	0,03	0,05	0,02	0,09
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,02	0,08	0,08	0,05	0,06	0,06	0,06	0,04	0,04	0,02	0,06	0,05	0,09	0,05	0,08
0,72	0,20	0,23	0,53	0,26	0,20	0,23	0,20	0,18	0,40	0,31	0,21	0,02	0,01	0,01
92,40	91,55	91,64	91,85	92,14	92,50	92,04	92,41	91,04	91,12	91,04	91,34	91,58	92,00	91,01
0,08	0,07	0,05	0,09	0,07	0,00	0,08	0,05	0,10	0,12	0,08	0,07	0,00	0,01	0,00
0,00	0,18	0,04	0,10	0,11	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	1,71	0,15
30,71	29,95	30,25	29,92	30,08	29,89	30,40	30,38	30,28	30,57	30,36	30,35	30,16	28,14	29,92
65,31	67,28	67,13	65,71	66,89	66,81	67,38	67,08	66,98	66,43	66,68	67,23	67,37	66,46	66,78
0,00	0,08	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,64	0,00
0,39	0,17	0,10	0,57	0,37	0,61	0,13	0,32	0,02	0,03	0,00	0,05	0,06	0,72	0,06
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1,47	0,23	0,39	1,24	0,87	1,45	0,37	0,97	0,10	0,15	0,15	0,10	0,58	0,89	0,63
0,23	0,05	0,09	0,22	0,13	0,16	0,10	0,07	0,04	0,05	0,05	0,03	0,05	0,02	0,09
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,02	0,08	0,08	0,05	0,06	0,06	0,06	0,04	0,04	0,02	0,06	0,05	0,09	0,05	0,08
0,72	0,20	0,23	0,53	0,26	0,20	0,23	0,20	0,18	0,40	0,31	0,21	0,02	0,01	0,01

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

OUK7b_10	OUK7b_11	OUK7b_12	OUK7b_13	OUK7b_14	OUK20_1	OUK20_3	OUK20_4	OUK20_6	OUK20_11	OUK20_12	OUK20_13	OUK20_15
0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,55	0,45	0,40	0,38	0,56	0,39	0,37	0,38
0,22	1,67	0,83	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00
90,39	88,26	89,39	90,62	90,80	88,90	88,78	88,40	87,25	87,89	88,91	85,54	87,80
0,00	0,64	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
0,08	0,44	0,22	0,02	0,05	0,07	0,03	0,07	0,03	0,07	0,05	0,17	0,07
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
0,43	0,49	0,27	0,51	0,54	0,57	0,28	0,56	0,45	0,43	0,35	0,31	0,46
0,04	0,06	0,05	0,04	0,09	0,06	0,07	0,05	0,18	0,09	0,04	0,28	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,05	0,12	0,08	0,00	0,00	0,00
0,05	0,09	0,07	0,06	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,02	0,06	0,03	0,06
0,32	0,34	0,34	0,01	0,00	0,96	0,31	0,57	2,21	0,85	0,43	4,73	2,43
91,53	92,00	91,45	91,27	91,53	91,21	90,06	90,16	90,68	90,00	90,23	91,44	91,27
0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,55	0,45	0,40	0,38	0,56	0,39	0,37	0,38
0,22	1,67	0,83	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00
30,42	28,65	29,61	30,20	30,22	30,86	29,94	30,24	31,73	30,50	30,16	33,95	32,20
66,65	66,24	66,44	67,14	67,33	64,50	65,39	64,63	61,70	63,78	65,29	57,33	61,79
0,00	0,64	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
0,08	0,44	0,22	0,02	0,05	0,07	0,03	0,07	0,03	0,07	0,05	0,17	0,07
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
0,43	0,49	0,27	0,51	0,54	0,57	0,28	0,56	0,45	0,43	0,35	0,31	0,46
0,04	0,06	0,05	0,04	0,09	0,06	0,07	0,05	0,18	0,09	0,04	0,28	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,05	0,12	0,08	0,00	0,00	0,00
0,05	0,09	0,07	0,06	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,02	0,06	0,03	0,06
0,32	0,34	0,34	0,01	0,00	0,96	0,31	0,57	2,21	0,85	0,43	4,73	2,43

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

OUK20_17	OUK20_18	OUK20_19	OUK20_20	OUK20_22	OUK20_23	OUK102_1	OUK102_2	OUK102_3	OUK102_4	OUK102_5	OUK102_6	OUK102_7
0,38	0,36	0,40	0,37	0,39	0,39	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,60	0,35	1,57	0,25	0,17	0,26	0,21
88,69	88,88	88,97	88,62	88,34	87,83	89,86	89,67	88,14	89,10	90,34	89,60	90,66
0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,11	0,43	0,21	0,02	0,56	0,03
0,08	0,04	0,06	0,05	0,09	0,08	0,25	0,15	0,52	0,08	1,00	0,14	0,14
0,02	0,00	0,00	0,03	0,04	0,39	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
0,48	0,27	0,42	0,37	0,57	0,44	0,66	0,66	1,21	0,33	0,57	0,30	0,27
0,01	0,03	0,04	0,04	0,05	0,06	0,07	0,02	0,05	0,06	0,16	0,02	0,10
0,09	0,03	0,17	0,08	0,16	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,03	0,02	0,06	0,06	0,03	0,05	0,06	0,07	0,06	0,04	0,06	0,05	0,02
0,46	0,42	0,38	0,46	0,46	1,06	0,19	0,14	0,34	0,09	0,12	0,04	0,07
90,27	90,05	90,49	90,10	90,14	90,45	91,83	91,17	92,31	90,17	92,46	90,97	91,50
0,38	0,36	0,40	0,37	0,39	0,39	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,60	0,35	1,57	0,25	0,17	0,26	0,21
30,26	30,24	30,19	30,10	30,19	30,36	29,85	29,83	29,15	29,51	29,00	29,23	30,10
64,94	65,17	65,32	65,04	64,63	63,87	66,69	66,51	65,57	66,22	68,17	67,08	67,30
0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,11	0,43	0,21	0,02	0,56	0,03
0,08	0,04	0,06	0,05	0,09	0,08	0,25	0,15	0,52	0,08	1,00	0,14	0,14
0,02	0,00	0,00	0,03	0,04	0,39	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
0,48	0,27	0,42	0,37	0,57	0,44	0,66	0,66	1,21	0,33	0,57	0,30	0,27
0,01	0,03	0,04	0,04	0,05	0,06	0,07	0,02	0,05	0,06	0,16	0,02	0,10
0,09	0,03	0,17	0,08	0,16	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,03	0,02	0,06	0,06	0,03	0,05	0,06	0,07	0,06	0,04	0,06	0,05	0,02
0,46	0,42	0,38	0,46	0,46	1,06	0,19	0,14	0,34	0,09	0,12	0,04	0,07

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

OUK102_8	OUK102_9	OUK102_11	OUK102_14	OUK103_1	OUK103_2	OUK103_3	OUK103_4	OUK103_5	OUK103_6	OUK103_7	OUK103_9	OUK103_10
0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
0,74	0,02	0,70	0,19	0,13	0,04	0,36	0,12	0,08	0,13	0,19	0,24	0,22
88,59	91,32	89,92	88,90	90,70	90,19	89,24	89,95	90,93	90,64	90,28	89,89	90,41
0,17	0,00	0,18	0,03	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,05
1,12	0,08	1,60	1,04	0,48	0,56	0,64	0,45	0,42	0,14	0,20	0,10	0,13
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
1,03	0,14	0,51	0,23	0,27	0,44	0,75	0,44	0,22	0,28	0,28	0,32	0,23
0,14	0,03	0,16	0,13	0,10	0,15	0,11	0,11	0,04	0,08	0,08	0,04	0,08
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,03	0,07	0,06	0,06	0,04	0,06	0,06	0,05	0,05	0,04	0,05	0,06
0,28	0,00	0,03	0,00	0,14	0,29	0,35	0,24	0,13	0,20	0,21	0,05	0,02
92,13	91,66	93,14	90,57	91,88	91,72	91,57	91,39	91,87	91,55	91,32	90,71	91,18
0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
0,74	0,02	0,70	0,19	0,13	0,04	0,36	0,12	0,08	0,13	0,19	0,24	0,22
28,57	30,29	27,86	28,20	29,70	29,71	29,43	29,65	29,88	30,18	30,04	29,83	29,82
66,71	67,83	68,96	67,46	67,79	67,22	66,47	67,01	67,85	67,20	66,95	66,75	67,33
0,17	0,00	0,18	0,03	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,05
1,12	0,08	1,60	1,04	0,48	0,56	0,64	0,45	0,42	0,14	0,20	0,10	0,13
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
1,03	0,14	0,51	0,23	0,27	0,44	0,75	0,44	0,22	0,28	0,28	0,32	0,23
0,14	0,03	0,16	0,13	0,10	0,15	0,11	0,11	0,04	0,08	0,08	0,04	0,08
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,03	0,07	0,06	0,06	0,04	0,06	0,06	0,05	0,05	0,04	0,05	0,06
0,28	0,00	0,03	0,00	0,14	0,29	0,35	0,24	0,13	0,20	0,21	0,05	0,02

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

OUK103_11	OUK103_13	OUK103_14	OUK103_15	OUK103_18	OUK103_19	OUK103_20	OUK103_21	OUK103_22	OUK103_23	OUK103_24	OUK103_25
0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,11	0,05	1,72	0,13	0,05	2,08	0,04	0,13	0,36	0,41	0,29	0,03
90,72	90,05	87,04	90,17	91,22	87,92	91,16	89,97	88,90	88,97	89,50	90,44
0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	0,44	0,00	0,00	0,03	0,09	0,03	0,00
0,10	0,28	0,38	0,14	0,06	0,45	0,06	0,14	0,25	0,26	0,19	0,08
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,25	0,25	0,84	0,16	0,21	0,95	0,18	0,36	0,68	0,66	0,54	0,19
0,05	0,13	0,06	0,09	0,06	0,05	0,07	0,09	0,09	0,15	0,10	0,03
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,03	0,02	0,06	0,03	0,06	0,07	0,05	0,06	0,03	0,08	0,06	0,04
0,08	0,14	0,03	0,00	0,11	0,06	0,05	0,12	0,22	0,27	0,20	0,09
91,33	90,90	90,49	90,72	91,77	92,05	91,64	90,86	90,55	90,88	90,91	90,89
0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,11	0,05	1,72	0,13	0,05	2,08	0,04	0,13	0,36	0,41	0,29	0,03
30,17	29,82	28,47	29,79	30,33	28,63	30,24	29,88	29,72	29,53	29,79	30,09
67,29	66,94	65,09	67,10	67,67	65,88	67,70	66,78	65,77	66,06	66,36	67,06
0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	0,44	0,00	0,00	0,03	0,09	0,03	0,00
0,10	0,28	0,38	0,14	0,06	0,45	0,06	0,14	0,25	0,26	0,19	0,08
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,25	0,25	0,84	0,16	0,21	0,95	0,18	0,36	0,68	0,66	0,54	0,19
0,05	0,13	0,06	0,09	0,06	0,05	0,07	0,09	0,09	0,15	0,10	0,03
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,03	0,02	0,06	0,03	0,06	0,07	0,05	0,06	0,03	0,08	0,06	0,04
0,08	0,14	0,03	0,00	0,11	0,06	0,05	0,12	0,22	0,27	0,20	0,09

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

OUK103_26	OUK106_1	OUK106_2	OUK106_3	OUK106_4	OUK106_5	OUK106_6	OUK106_7	OUK106_8	OUK106_9	OUK106_11	OUK106_12	OUK106_13
0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
0,55	0,24	0,15	1,92	0,26	0,76	0,08	0,33	3,11	0,44	0,34	2,70	2,07
89,44	91,39	91,27	88,04	89,62	89,13	90,93	90,62	86,72	92,55	92,02	87,76	88,41
0,11	0,03	0,01	0,31	0,05	0,20	0,00	0,06	0,83	0,13	0,12	0,74	0,50
0,29	0,51	0,45	1,43	0,34	0,94	0,67	0,52	1,09	0,23	0,15	0,77	0,70
0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
0,73	0,16	0,14	0,95	0,15	0,39	0,13	0,21	0,96	0,06	0,06	0,80	0,63
0,11	0,11	0,09	0,07	0,08	0,08	0,12	0,06	0,02	0,01	0,06	0,03	0,03
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,03	0,05	0,04	0,05	0,05	0,09	0,06	0,07	0,06	0,06	0,05	0,06	0,07
0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
91,54	92,50	92,19	92,76	90,55	91,60	91,99	91,88	92,78	93,48	92,80	92,87	92,41
0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
0,55	0,24	0,15	1,92	0,26	0,76	0,08	0,33	3,11	0,44	0,34	2,70	2,07
29,89	29,67	29,73	27,62	29,27	28,29	29,30	29,35	27,14	30,27	30,19	27,84	28,24
66,18	68,60	68,39	67,14	67,07	67,61	68,49	68,09	66,21	69,21	68,72	66,59	66,87
0,11	0,03	0,01	0,31	0,05	0,20	0,00	0,06	0,83	0,13	0,12	0,74	0,50
0,29	0,51	0,45	1,43	0,34	0,94	0,67	0,52	1,09	0,23	0,15	0,77	0,70
0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
0,73	0,16	0,14	0,95	0,15	0,39	0,13	0,21	0,96	0,06	0,06	0,80	0,63
0,11	0,11	0,09	0,07	0,08	0,08	0,12	0,06	0,02	0,01	0,06	0,03	0,03
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,03	0,05	0,04	0,05	0,05	0,09	0,06	0,07	0,06	0,06	0,05	0,06	0,07
0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

OUK106_14	OUK106_15	OUK106_16	OUK106_18	OUK106_19	OUK106_20	OUK106_21	OUK106_22	OUK106_23	OUK106_24	OUK106_25	OUK106_26
0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
0,35	0,58	1,13	2,02	0,26	2,23	0,66	0,32	1,52	0,95	2,57	1,71
90,85	92,28	91,03	88,46	92,78	89,17	91,89	92,00	90,45	91,18	87,88	88,40
0,28	0,17	0,22	0,65	0,03	0,50	0,20	0,12	0,42	0,26	0,62	0,40
0,09	0,24	0,25	0,43	0,14	0,61	0,29	0,18	0,69	0,37	0,37	0,43
0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
0,18	0,11	0,49	0,67	0,07	0,73	0,53	0,08	0,18	0,69	1,08	0,88
0,04	0,07	0,02	0,02	0,04	0,05	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,06
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,06	0,04	0,08	0,08	0,05	0,08	0,07	0,05	0,05	0,08	0,05
0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06
91,87	93,51	93,19	92,35	93,39	93,37	93,67	92,78	93,34	93,53	92,63	92,00
0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
0,35	0,58	1,13	2,02	0,26	2,23	0,66	0,32	1,52	0,95	2,57	1,71
29,77	30,13	29,93	28,45	30,47	28,71	30,12	30,14	28,85	29,89	28,56	28,89
67,88	69,08	67,91	66,69	69,25	67,19	68,65	68,74	68,45	68,11	65,93	66,13
0,28	0,17	0,22	0,65	0,03	0,50	0,20	0,12	0,42	0,26	0,62	0,40
0,09	0,24	0,25	0,43	0,14	0,61	0,29	0,18	0,69	0,37	0,37	0,43
0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
0,18	0,11	0,49	0,67	0,07	0,73	0,53	0,08	0,18	0,69	1,08	0,88
0,04	0,07	0,02	0,02	0,04	0,05	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,06
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,06	0,04	0,08	0,08	0,05	0,08	0,07	0,05	0,05	0,08	0,05
0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

OUK106_27	OUK106_29	OUK106_30	OUK106_31	OUK106_32	OUK106_33	OUK106_34	OUK106_35	OUK106_36	OUK106_37	OUK106_38	OUK106_39
0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
1,44	1,99	0,89	2,93	0,62	0,15	0,16	3,00	2,79	0,22	0,13	1,44
88,86	89,60	89,36	86,65	91,65	92,18	92,04	88,06	87,99	92,55	91,61	90,89
0,27	0,31	0,14	0,50	0,14	0,02	0,02	0,50	0,54	0,07	0,10	0,18
0,39	0,55	0,19	0,72	0,27	0,18	0,24	0,82	1,17	0,19	0,24	0,74
0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,92	0,57	0,23	0,70	0,09	0,05	0,05	0,72	0,75	0,07	0,06	0,13
0,02	0,02	0,01	0,09	0,05	0,04	0,08	0,06	0,09	0,06	0,09	0,07
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,05	0,03	0,05	0,05	0,08	0,07	0,05	0,06	0,06	0,06	0,03
0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
91,99	93,11	90,86	91,68	92,87	92,70	92,68	93,23	93,38	93,23	92,30	93,48
0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
1,44	1,99	0,89	2,93	0,62	0,15	0,16	3,00	2,79	0,22	0,13	1,44
29,17	29,05	29,42	27,69	29,95	30,22	30,09	28,07	27,56	30,34	29,94	29,17
66,34	67,28	66,61	65,53	68,56	68,87	68,85	66,67	67,15	69,14	68,54	68,60
0,27	0,31	0,14	0,50	0,14	0,02	0,02	0,50	0,54	0,07	0,10	0,18
0,39	0,55	0,19	0,72	0,27	0,18	0,24	0,82	1,17	0,19	0,24	0,74
0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,92	0,57	0,23	0,70	0,09	0,05	0,05	0,72	0,75	0,07	0,06	0,13
0,02	0,02	0,01	0,09	0,05	0,04	0,08	0,06	0,09	0,06	0,09	0,07
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,05	0,03	0,05	0,05	0,08	0,07	0,05	0,06	0,06	0,06	0,03
0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

OUK106_40	OUK106_41	OUK106_42	OUK106_43	OUK106_44	OUK106_45	OUK106_46	OUK106_47	OUK106_48	OUK106_49	OUK106_50	OUK106_51
0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
0,11	0,42	2,27	0,43	0,12	0,16	0,19	3,01	0,27	2,75	0,17	0,11
92,61	92,72	89,11	92,77	93,07	92,81	93,34	88,20	90,30	87,85	92,56	92,32
0,03	0,07	0,39	0,10	0,05	0,08	0,06	0,61	0,22	0,62	0,04	0,06
0,12	0,13	0,56	0,10	0,06	0,15	0,12	0,73	0,01	0,82	0,22	0,13
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
0,05	0,07	0,90	0,22	0,05	0,04	0,04	0,79	0,11	0,80	0,06	0,03
0,03	0,04	0,02	0,04	0,06	0,07	0,05	0,07	0,03	0,04	0,02	0,01
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,05	0,03	0,08	0,06	0,07	0,05	0,02	0,07	0,06	0,05	0,05	0,08
0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
93,01	93,49	93,37	93,73	93,49	93,36	93,85	93,47	91,01	92,94	93,12	92,76
0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
0,11	0,42	2,27	0,43	0,12	0,16	0,19	3,01	0,27	2,75	0,17	0,11
30,53	30,59	28,88	30,59	30,64	30,47	30,83	28,11	29,74	27,97	30,39	30,30
68,99	69,05	66,94	69,11	69,39	69,27	69,47	66,78	67,30	66,54	69,08	68,93
0,03	0,07	0,39	0,10	0,05	0,08	0,06	0,61	0,22	0,62	0,04	0,06
0,12	0,13	0,56	0,10	0,06	0,15	0,12	0,73	0,01	0,82	0,22	0,13
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
0,05	0,07	0,90	0,22	0,05	0,04	0,04	0,79	0,11	0,80	0,06	0,03
0,03	0,04	0,02	0,04	0,06	0,07	0,05	0,07	0,03	0,04	0,02	0,01
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,05	0,03	0,08	0,06	0,07	0,05	0,02	0,07	0,06	0,05	0,05	0,08
0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

OUK106_52	OUK106_53	OUK106_54	OUK106_55	OUK106_56	OUK106_57	OUK106_58	OUK106_59	OUK106_60	OUK112_3	OUK112_5	OUK112_6
0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
3,43	3,38	1,66	1,19	1,34	0,33	0,41	0,35	1,45	0,97	2,22	3,29
86,93	87,51	90,67	91,06	90,68	91,56	89,64	92,28	90,25	89,14	86,25	85,19
0,69	0,73	0,31	0,33	0,30	0,10	0,01	0,05	0,27	0,27	0,58	0,80
1,01	0,85	0,43	0,60	0,60	0,71	0,00	0,31	0,84	0,20	0,72	1,35
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,95	1,02	0,41	0,23	0,39	0,10	0,26	0,13	0,33	0,58	0,41	0,87
0,05	0,07	0,02	0,05	0,10	0,09	0,00	0,09	0,06	0,01	0,08	0,10
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,09	0,06	0,07	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,03	0,06
0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,16	0,14	0,12	0,08	0,05	0,00	0,00
93,12	93,65	93,57	93,53	93,45	93,10	90,53	93,40	93,37	91,28	90,29	91,66
0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
3,43	3,38	1,66	1,19	1,34	0,33	0,41	0,35	1,45	0,97	2,22	3,29
27,37	27,66	29,44	29,20	29,18	29,60	29,94	30,29	28,81	29,35	27,45	26,23
66,19	66,52	68,05	68,75	68,34	68,86	66,35	68,90	68,28	66,45	65,35	65,52
0,69	0,73	0,31	0,33	0,30	0,10	0,01	0,05	0,27	0,27	0,58	0,80
1,01	0,85	0,43	0,60	0,60	0,71	0,00	0,31	0,84	0,20	0,72	1,35
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,95	1,02	0,41	0,23	0,39	0,10	0,26	0,13	0,33	0,58	0,41	0,87
0,05	0,07	0,02	0,05	0,10	0,09	0,00	0,09	0,06	0,01	0,08	0,10
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,09	0,06	0,07	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,03	0,06
0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,16	0,14	0,12	0,08	0,05	0,00	0,00

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

OUK112_7	OUK112_8	OUK112_13	OUK112_14	OUK112_15	OUK112_16	OUK113_5	OUK113_7	OUK113_8	OUK113_11	OUK113_12	OUK113_13
0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03
2,39	1,48	2,23	2,27	0,37	3,68	2,79	0,80	2,29	3,21	0,60	0,88
87,17	87,91	87,04	87,15	90,84	83,49	85,70	88,85	86,37	84,97	90,16	89,15
0,59	0,31	0,62	0,62	0,09	0,70	0,45	0,38	0,66	0,81	0,18	0,24
0,76	0,43	0,79	0,81	0,15	1,12	0,24	0,21	0,36	0,45	0,22	0,31
0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
0,48	1,01	0,58	0,56	0,14	1,05	1,56	0,62	1,23	1,57	0,18	0,30
0,10	0,02	0,10	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,04	0,06	0,07	0,04	0,06	0,10	0,08	0,05	0,10	0,07	0,07
0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,11	0,11	0,01	0,13
91,57	91,26	91,42	91,58	91,63	90,08	90,90	90,98	91,10	91,24	91,45	91,11
0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03
2,39	1,48	2,23	2,27	0,37	3,68	2,79	0,80	2,29	3,21	0,60	0,88
27,58	28,93	27,55	27,53	29,94	26,20	28,34	29,08	28,31	27,63	29,48	29,23
66,22	65,55	66,11	66,26	67,68	63,66	63,75	66,43	64,52	63,73	67,43	66,60
0,59	0,31	0,62	0,62	0,09	0,70	0,45	0,38	0,66	0,81	0,18	0,24
0,76	0,43	0,79	0,81	0,15	1,12	0,24	0,21	0,36	0,45	0,22	0,31
0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
0,48	1,01	0,58	0,56	0,14	1,05	1,56	0,62	1,23	1,57	0,18	0,30
0,10	0,02	0,10	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,04	0,06	0,07	0,04	0,06	0,10	0,08	0,05	0,10	0,07	0,07
0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,11	0,11	0,01	0,13

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

OUK113_14	OUK113_15	OUK113_16	OUK113_17	OUK113_18	OUK113_19	OUK113_20	OUK113_21	OUK113_22	OUK113_23	OUK113_26	OUK113_27
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
2,60	1,79	2,08	2,27	0,34	2,17	1,27	1,18	3,38	0,70	2,82	2,60
86,24	87,60	86,89	86,49	90,42	86,85	88,36	88,61	84,57	89,39	86,09	86,34
0,46	0,35	0,59	0,60	0,06	0,54	0,27	0,31	0,62	0,18	0,58	0,61
0,36	0,15	1,17	1,29	0,44	1,03	0,86	0,31	0,72	0,21	1,14	0,69
0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
1,55	1,22	0,50	0,56	0,18	0,64	0,50	0,83	1,23	0,27	1,02	1,15
0,00	0,02	0,07	0,08	0,03	0,03	0,05	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,07	0,05	0,06	0,06	0,04	0,06	0,07	0,08	0,08	0,04	0,09
0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	0,00	0,02
91,30	91,23	91,35	91,34	91,56	91,33	91,38	91,35	90,67	90,85	91,71	91,52
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
2,60	1,79	2,08	2,27	0,34	2,17	1,27	1,18	3,38	0,70	2,82	2,60
28,47	29,06	27,09	26,79	29,40	27,40	28,20	29,08	27,17	29,25	27,17	27,68
64,21	65,06	66,46	66,35	67,82	66,07	66,86	66,15	63,80	66,83	65,48	65,18
0,46	0,35	0,59	0,60	0,06	0,54	0,27	0,31	0,62	0,18	0,58	0,61
0,36	0,15	1,17	1,29	0,44	1,03	0,86	0,31	0,72	0,21	1,14	0,69
0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
1,55	1,22	0,50	0,56	0,18	0,64	0,50	0,83	1,23	0,27	1,02	1,15
0,00	0,02	0,07	0,08	0,03	0,03	0,05	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,07	0,05	0,06	0,06	0,04	0,06	0,07	0,08	0,08	0,04	0,09
0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	0,00	0,02

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

OUK113_28	OUK113_28b	OUK113_29	OUK113_30	OUK113_31b	OUK113_32	OUK113_33	OUK113_34	OUK113_37	OUK113_41	OUK113_42	SET2a_1
0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,38
0,32	0,64	3,68	2,86	0,65	0,24	0,37	0,57	3,19	1,25	1,22	1,16
90,63	89,48	83,90	85,76	90,00	90,85	90,44	90,21	85,30	88,57	88,94	83,28
0,12	0,17	0,93	0,66	0,18	0,06	0,09	0,17	0,65	0,30	0,28	0,09
0,17	0,40	0,51	0,62	0,16	0,16	0,20	0,18	0,65	0,25	0,27	0,00
0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01
0,11	0,20	1,69	1,36	0,56	0,10	0,15	0,19	1,12	0,84	0,81	0,24
0,07	0,04	0,02	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,02
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,09
0,06	0,06	0,05	0,08	0,08	0,07	0,07	0,05	0,04	0,04	0,05	0,06
0,00	0,00	0,18	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	5,48
91,50	90,99	90,98	91,41	91,67	91,51	91,33	91,37	91,05	91,27	91,65	90,80
0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,38
0,32	0,64	3,68	2,86	0,65	0,24	0,37	0,57	3,19	1,25	1,22	1,16
29,68	29,05	27,40	27,73	29,66	29,83	29,67	29,61	27,50	29,22	29,30	34,29
67,73	67,16	62,79	64,49	67,06	67,82	67,54	67,35	64,23	65,96	66,28	54,45
0,12	0,17	0,93	0,66	0,18	0,06	0,09	0,17	0,65	0,30	0,28	0,09
0,17	0,40	0,51	0,62	0,16	0,16	0,20	0,18	0,65	0,25	0,27	0,00
0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01
0,11	0,20	1,69	1,36	0,56	0,10	0,15	0,19	1,12	0,84	0,81	0,24
0,07	0,04	0,02	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,02
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,09
0,06	0,06	0,05	0,08	0,08	0,07	0,07	0,05	0,04	0,04	0,05	0,06
0,00	0,00	0,18	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	5,48

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

SET2a_3	SET2a_4	SET2a_6	SET2a_9	SET2a_11	SET2a_12	SET2a_13	SET2a_14	SET2a_15	SET2a_17	SET2a_18	SET2a_19	SET4_1	SET4_2	SET4_3
0,29	0,40	0,44	0,33	0,38	0,40	0,33	0,31	0,39	0,28	0,34	0,33	0,38	0,42	0,37
1,01	0,88	0,07	0,83	0,82	0,78	1,12	1,26	1,34	1,24	1,47	0,87	1,34	1,59	0,93
81,94	84,11	83,25	83,84	84,34	84,07	82,49	88,03	82,93	84,67	86,14	83,80	89,31	89,08	83,88
0,13	0,08	0,02	0,13	0,11	0,13	0,12	0,13	0,13	0,01	0,13	0,08	0,10	0,16	0,08
0,09	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,05	0,13	0,04	0,16	0,05	0,02	0,16	0,16	0,03
0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,29	0,00	0,00	0,00
0,43	0,33	1,81	0,31	0,42	0,63	0,32	0,24	0,64	0,41	0,54	0,28	0,13	0,21	0,15
0,08	0,03	0,40	0,03	0,04	0,01	0,03	0,06	0,05	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
0,09	0,10	0,16	0,12	0,27	0,32	0,08	0,36	0,05	0,11	0,13	0,17	0,14	0,07	0,10
0,05	0,06	0,03	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,04	0,04	0,07	0,09
7,46	7,21	8,15	7,49	7,31	6,13	7,71	1,03	7,63	5,59	4,42	6,58	0,52	0,63	6,59
91,56	93,19	94,34	93,15	93,76	92,55	92,27	91,61	93,26	92,60	93,29	92,46	92,12	92,38	92,22
0,29	0,40	0,44	0,33	0,38	0,40	0,33	0,31	0,39	0,28	0,34	0,33	0,38	0,42	0,37
1,01	0,88	0,07	0,83	0,82	0,78	1,12	1,26	1,34	1,24	1,47	0,87	1,34	1,59	0,93
36,15	36,70	38,15	36,86	36,97	35,57	36,67	30,39	36,83	34,81	34,02	35,67	30,20	30,14	35,64
50,90	52,68	50,12	52,20	52,65	53,90	50,92	64,05	51,24	55,41	57,91	53,48	65,70	65,51	53,61
0,13	0,08	0,02	0,13	0,11	0,13	0,12	0,13	0,13	0,01	0,13	0,08	0,10	0,16	0,08
0,09	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,05	0,13	0,04	0,16	0,05	0,02	0,16	0,16	0,03
0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,29	0,00	0,00	0,00
0,43	0,33	1,81	0,31	0,42	0,63	0,32	0,24	0,64	0,41	0,54	0,28	0,13	0,21	0,15
0,08	0,03	0,40	0,03	0,04	0,01	0,03	0,06	0,05	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
0,09	0,10	0,16	0,12	0,27	0,32	0,08	0,36	0,05	0,11	0,13	0,17	0,14	0,07	0,10
0,05	0,06	0,03	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,04	0,04	0,07	0,09
7,46	7,21	8,15	7,49	7,31	6,13	7,71	1,03	7,63	5,59	4,42	6,58	0,52	0,63	6,59

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

SET4_6	SET4_7	SET4_9	SET4_10	SET4_11	SET4_12	SET4_13	SET4_14	SET4_15	SET9_1	SET9_2	SET9_3	SET9_4	SET9_5	SET9_6	SET9_7	SET9_8
0,35	0,43	0,26	0,33	0,27	0,09	0,00	0,04	0,04	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
1,48	1,06	2,76	0,81	0,92	0,66	0,45	0,18	0,27	0,74	0,52	0,12	0,80	0,05	0,27	0,15	0,06
86,30	83,32	72,57	81,74	79,83	89,10	89,75	90,53	90,76	90,30	90,81	91,08	89,88	91,85	91,55	91,79	92,09
0,22	0,09	0,42	0,12	0,13	0,14	0,00	0,00	0,00	0,23	0,24	0,60	0,33	0,00	0,04	0,01	0,00
0,15	0,08	0,54	0,06	0,17	0,06	0,09	0,14	0,01	0,32	0,24	0,16	0,35	0,21	0,45	0,18	0,27
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,28	0,14	2,46	0,45	0,57	0,52	0,57	0,66	0,54	1,45	1,32	1,14	1,72	1,03	1,34	1,03	1,16
0,03	0,03	0,05	0,01	0,06	0,02	0,02	0,11	0,03	0,14	0,13	0,22	0,15	0,16	0,35	0,15	0,20
0,06	0,11	0,00	0,16	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,09	0,09	0,12	0,09	0,05	0,08	0,07	0,07	0,04	0,06	0,05	0,03	0,07	0,04	0,03	0,03	0,07
2,70	4,89	13,10	6,80	9,05	0,59	0,00	0,04	0,00	0,60	0,59	0,70	0,64	0,54	0,68	0,50	0,63
91,67	90,21	92,27	90,56	91,17	91,25	90,95	91,77	91,68	93,83	93,94	94,06	93,94	93,88	94,70	93,86	94,46
0,35	0,43	0,26	0,33	0,27	0,09	0,00	0,04	0,04	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
1,48	1,06	2,76	0,81	0,92	0,66	0,45	0,18	0,27	0,74	0,52	0,12	0,80	0,05	0,27	0,15	0,06
31,57	33,39	39,69	35,27	37,34	30,19	29,80	30,05	30,36	30,63	30,84	30,77	30,48	31,27	31,05	31,25	31,29
60,83	55,49	36,53	51,64	47,22	65,47	66,62	67,22	67,12	66,31	66,64	67,03	66,01	67,32	67,23	67,29	67,56
0,22	0,09	0,42	0,12	0,13	0,14	0,00	0,00	0,00	0,23	0,24	0,60	0,33	0,00	0,04	0,01	0,00
0,15	0,08	0,54	0,06	0,17	0,06	0,09	0,14	0,01	0,32	0,24	0,16	0,35	0,21	0,45	0,18	0,27
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,28	0,14	2,46	0,45	0,57	0,52	0,57	0,66	0,54	1,45	1,32	1,14	1,72	1,03	1,34	1,03	1,16
0,03	0,03	0,05	0,01	0,06	0,02	0,02	0,11	0,03	0,14	0,13	0,22	0,15	0,16	0,35	0,15	0,20
0,06	0,11	0,00	0,16	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,09	0,09	0,12	0,09	0,05	0,08	0,07	0,07	0,04	0,06	0,05	0,03	0,07	0,04	0,03	0,03	0,07
2,70	4,89	13,10	6,80	9,05	0,59	0,00	0,04	0,00	0,60	0,59	0,70	0,64	0,54	0,68	0,50	0,63

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

SET9_9	SET9_10	SET9_11	SET9_13	SET9_14	SET9_16	SET9_17	SET9_18	SET9_19	SET10_3	SET10_4	SET10_5	SET10_6	SET11a_3	SET11a_4
0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,05	0,00	0,03	0,05	0,55	0,47	0,43	0,48	0,00	0,00
0,14	0,09	0,49	0,13	0,19	0,71	0,20	0,07	1,51	0,54	0,92	1,67	0,70	2,16	0,23
90,79	90,47	91,18	89,37	92,44	89,58	92,57	93,28	90,19	85,04	82,43	77,87	84,12	86,34	91,30
0,01	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,10	0,03	0,03	0,10	0,08	1,21	0,03
0,40	0,32	0,38	0,10	0,26	0,07	0,22	0,08	0,11	0,15	1,73	0,13	0,07	0,70	0,11
0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
1,41	1,32	1,34	0,63	1,11	0,43	0,80	0,57	0,71	0,40	1,07	1,10	0,48	2,37	0,77
0,39	0,31	0,21	0,09	0,22	0,05	0,14	0,08	0,08	0,08	0,27	0,16	0,10	0,04	0,07
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,07	0,11	0,00	0,00
0,03	0,06	0,01	0,04	0,02	0,05	0,06	0,03	0,07	0,05	0,03	0,05	0,05	0,05	0,07
0,85	0,76	0,62	0,43	0,63	0,34	0,44	0,33	0,47	6,40	11,59	10,33	6,95	0,33	0,37
94,03	93,34	94,40	90,83	94,88	91,28	94,45	94,47	93,27	93,33	98,61	91,91	93,14	93,19	92,95
0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,05	0,00	0,03	0,05	0,55	0,47	0,43	0,48	0,00	0,00
0,14	0,09	0,49	0,13	0,19	0,71	0,20	0,07	1,51	0,54	0,92	1,67	0,70	2,16	0,23
31,08	30,90	31,01	30,28	31,55	30,21	31,16	31,51	30,46	35,97	39,66	38,52	36,40	28,23	30,80
66,35	66,21	66,87	65,67	67,67	65,98	68,24	68,64	66,37	54,54	47,54	43,74	53,03	64,57	67,23
0,01	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,10	0,03	0,03	0,10	0,08	1,21	0,03
0,40	0,32	0,38	0,10	0,26	0,07	0,22	0,08	0,11	0,15	1,73	0,13	0,07	0,70	0,11
0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
1,41	1,32	1,34	0,63	1,11	0,43	0,80	0,57	0,71	0,40	1,07	1,10	0,48	2,37	0,77
0,39	0,31	0,21	0,09	0,22	0,05	0,14	0,08	0,08	0,08	0,27	0,16	0,10	0,04	0,07
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,07	0,11	0,00	0,00
0,03	0,06	0,01	0,04	0,02	0,05	0,06	0,03	0,07	0,05	0,03	0,05	0,05	0,05	0,07
0,85	0,76	0,62	0,43	0,63	0,34	0,44	0,33	0,47	6,40	11,59	10,33	6,95	0,33	0,37

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

SET11a_5	SET11a_6	SET11a_7	SET11a_8	SET11a_9	SET11a_10	SET11b_2	SET11b_3	SET11b_4	SET11b_5	SET11b_6	SET11b_7	SET11b_8	SET11b_9
0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00
0,50	1,44	0,92	0,46	0,10	0,56	0,37	0,48	0,61	2,72	1,44	0,90	0,41	2,02
91,84	87,68	90,09	91,35	91,90	91,22	93,75	92,81	93,24	87,13	90,99	92,05	93,04	87,97
0,12	0,71	0,39	0,48	0,33	0,26	0,11	0,27	0,29	1,89	0,82	0,42	0,09	0,98
0,10	0,96	0,13	0,13	0,10	0,25	0,07	0,07	0,07	0,57	0,45	0,44	0,11	1,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
0,83	2,32	0,84	0,90	0,71	0,96	0,66	0,56	0,49	2,88	1,36	1,29	0,82	1,59
0,02	0,12	0,02	0,07	0,10	0,08	0,03	0,00	0,01	0,03	0,09	0,07	0,02	0,14
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,04	0,06	0,05	0,07	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,08	0,07	0,06	0,06
0,21	0,50	0,26	0,27	0,33	0,33	0,23	0,16	0,15	0,26	0,01	0,00	0,28	0,03
93,67	93,80	92,70	93,71	93,63	93,71	95,26	94,41	94,92	95,57	95,23	95,24	94,86	93,79
0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00
0,50	1,44	0,92	0,46	0,10	0,56	0,37	0,48	0,61	2,72	1,44	0,90	0,41	2,02
30,81	28,95	30,04	30,41	30,66	30,50	31,45	30,88	30,96	28,18	29,40	30,11	31,29	27,78
67,83	65,27	66,73	67,73	68,06	67,48	69,24	68,83	69,21	65,51	68,45	68,83	68,63	66,90
0,12	0,71	0,39	0,48	0,33	0,26	0,11	0,27	0,29	1,89	0,82	0,42	0,09	0,98
0,10	0,96	0,13	0,13	0,10	0,25	0,07	0,07	0,07	0,57	0,45	0,44	0,11	1,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
0,83	2,32	0,84	0,90	0,71	0,96	0,66	0,56	0,49	2,88	1,36	1,29	0,82	1,59
0,02	0,12	0,02	0,07	0,10	0,08	0,03	0,00	0,01	0,03	0,09	0,07	0,02	0,14
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,04	0,06	0,05	0,07	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,08	0,07	0,06	0,06
0,21	0,50	0,26	0,27	0,33	0,33	0,23	0,16	0,15	0,26	0,01	0,00	0,28	0,03

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

SET11b_10	SET11b_11	SET11b_12	SET11b_13	SET11b_14	SET11b_15	SET11b_18	SET11b_19	SET11b_20	SET11b_21	SET11b_22	SET11b_23	SET11b_24
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
1,07	0,91	1,94	0,75	0,62	1,03	0,91	0,79	1,57	0,67	0,66	0,98	1,70
91,30	91,24	89,67	91,75	92,38	91,71	91,34	91,63	91,06	91,51	92,34	88,76	90,30
0,55	0,35	0,28	0,21	0,17	0,45	0,27	0,26	0,37	0,34	0,36	1,23	0,40
0,39	0,31	0,72	0,10	0,05	0,44	0,37	0,30	0,17	0,16	0,17	0,16	0,13
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1,50	1,65	1,58	0,84	0,79	1,53	1,35	1,34	0,83	1,42	0,84	1,81	0,75
0,11	0,03	0,09	0,00	0,02	0,13	0,08	0,05	0,04	0,02	0,02	0,03	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,08	0,07	0,05	0,06	0,04	0,04	0,05	0,05	0,03	0,06	0,04	0,08	0,06
0,10	0,18	0,07	0,20	0,17	0,08	0,32	0,34	0,16	0,41	0,22	0,51	0,07
95,09	94,73	94,40	93,90	94,24	95,40	94,69	94,77	94,24	94,59	94,64	93,59	93,41
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
1,07	0,91	1,94	0,75	0,62	1,03	0,91	0,79	1,57	0,67	0,66	0,98	1,70
29,98	30,47	29,40	30,72	31,02	30,25	30,58	30,80	30,29	30,95	30,75	29,53	29,84
68,15	67,54	66,99	67,82	68,19	68,30	67,52	67,61	67,54	67,31	68,44	65,83	67,19
0,55	0,35	0,28	0,21	0,17	0,45	0,27	0,26	0,37	0,34	0,36	1,23	0,40
0,39	0,31	0,72	0,10	0,05	0,44	0,37	0,30	0,17	0,16	0,17	0,16	0,13
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1,50	1,65	1,58	0,84	0,79	1,53	1,35	1,34	0,83	1,42	0,84	1,81	0,75
0,11	0,03	0,09	0,00	0,02	0,13	0,08	0,05	0,04	0,02	0,02	0,03	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,08	0,07	0,05	0,06	0,04	0,04	0,05	0,05	0,03	0,06	0,04	0,08	0,06
0,10	0,18	0,07	0,20	0,17	0,08	0,32	0,34	0,16	0,41	0,22	0,51	0,07

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

SET11b_25	AXA3_1	AXA3_2	AXA3_3	AXA3_4	AXA3_6	AXA3_7	AXA3_8	AXA3_10	AXA3_12	AXA3_13	AXA3_14	AXA3_15	AXA3_16	AXA3_17
0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04
1,05	6,44	6,13	6,70	2,38	6,90	6,63	6,58	8,59	7,02	7,06	6,96	6,97	0,73	4,11
90,38	83,55	83,96	83,70	90,35	83,43	84,04	85,19	80,01	83,05	83,09	82,83	82,76	92,58	87,06
0,23	1,53	1,47	1,48	0,58	1,57	1,46	1,34	2,16	1,57	1,76	1,59	1,70	0,19	0,46
0,17	1,60	1,64	1,84	0,51	2,12	1,85	1,70	2,65	2,04	2,19	1,83	1,93	0,19	0,57
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
0,59	1,51	1,27	0,92	0,82	0,79	0,76	0,57	0,90	0,97	0,75	1,28	1,19	0,49	1,68
0,00	0,08	0,08	0,07	0,02	0,07	0,05	0,04	0,09	0,06	0,07	0,07	0,04	0,03	0,06
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,07	0,08	0,06	0,08	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,08	0,08	0,08	0,07	0,06	0,02
0,07	0,31	0,52	0,50	0,39	0,41	0,28	0,37	0,51	0,65	0,41	0,49	0,38	0,48	0,78
92,58	95,07	95,13	95,28	95,10	95,36	95,14	95,86	94,96	95,43	95,41	95,14	95,05	94,77	94,77
0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04
1,05	6,44	6,13	6,70	2,38	6,90	6,63	6,58	8,59	7,02	7,06	6,96	6,97	0,73	4,11
29,86	25,40	25,73	25,16	29,67	24,54	25,01	25,69	22,42	24,83	24,12	24,96	24,59	31,05	29,58
67,26	64,62	64,71	65,06	67,44	65,45	65,60	66,12	64,00	64,70	65,53	64,32	64,65	68,38	63,88
0,23	1,53	1,47	1,48	0,58	1,57	1,46	1,34	2,16	1,57	1,76	1,59	1,70	0,19	0,46
0,17	1,60	1,64	1,84	0,51	2,12	1,85	1,70	2,65	2,04	2,19	1,83	1,93	0,19	0,57
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
0,59	1,51	1,27	0,92	0,82	0,79	0,76	0,57	0,90	0,97	0,75	1,28	1,19	0,49	1,68
0,00	0,08	0,08	0,07	0,02	0,07	0,05	0,04	0,09	0,06	0,07	0,07	0,04	0,03	0,06
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,07	0,08	0,06	0,08	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,08	0,08	0,08	0,07	0,06	0,02
0,07	0,31	0,52	0,50	0,39	0,41	0,28	0,37	0,51	0,65	0,41	0,49	0,38	0,48	0,78

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

AXA3_18	AXA3_19	AXA3_20	AXA3_21	AXA3_22	AXA6_1	AXA6_2	AXA6_5	AXA9_1	AXA9_2	AXA9_3	AXA9_4	AXA9_5	AXA9_6
0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
8,99	6,47	6,62	5,52	5,32	3,16	4,48	3,42	3,51	1,61	2,04	0,96	1,76	1,72
75,13	82,27	83,22	84,45	86,29	87,07	84,21	82,97	85,53	90,88	89,63	91,94	90,13	90,30
0,41	1,24	1,23	1,37	0,80	1,00	1,60	1,48	1,28	0,70	0,90	0,48	0,97	0,71
2,94	1,44	1,41	1,32	0,90	0,76	0,98	1,20	1,40	0,52	0,61	0,35	0,33	0,55
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
4,15	1,58	1,57	1,34	1,50	2,91	4,29	2,47	2,58	0,72	1,30	0,60	0,85	0,78
0,03	0,04	0,06	0,05	0,02	0,04	0,07	0,04	0,17	0,18	0,20	0,21	0,17	0,21
0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,05	0,09	0,07	0,04	0,06	0,07	0,09	0,07	0,05	0,05	0,03	0,03	0,06	0,03
0,51	0,69	0,66	0,55	0,30	0,67	0,60	0,49	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
92,30	93,83	94,83	94,64	95,21	95,68	96,31	92,16	94,67	94,66	94,73	94,58	94,26	94,30
0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
8,99	6,47	6,62	5,52	5,32	3,16	4,48	3,42	3,51	1,61	2,04	0,96	1,76	1,72
23,60	25,88	26,28	26,54	27,88	29,18	27,93	26,45	26,85	29,11	28,73	29,84	28,91	28,96
57,28	62,66	63,28	64,36	64,91	64,33	62,54	62,81	65,21	68,64	67,68	69,01	68,04	68,18
0,41	1,24	1,23	1,37	0,80	1,00	1,60	1,48	1,28	0,70	0,90	0,48	0,97	0,71
2,94	1,44	1,41	1,32	0,90	0,76	0,98	1,20	1,40	0,52	0,61	0,35	0,33	0,55
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
4,15	1,58	1,57	1,34	1,50	2,91	4,29	2,47	2,58	0,72	1,30	0,60	0,85	0,78
0,03	0,04	0,06	0,05	0,02	0,04	0,07	0,04	0,17	0,18	0,20	0,21	0,17	0,21
0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,05	0,09	0,07	0,04	0,06	0,07	0,09	0,07	0,05	0,05	0,03	0,03	0,06	0,03
0,51	0,69	0,66	0,55	0,30	0,67	0,60	0,49	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

AXA9_7	AXA9_8	AXA9_9	AXA9_10	AXA9_11	AXA9_12	AXA9_13	AXA9_14	AXA9_15	AXA9_16	AXA9_17	AXA9_19	AXA9_20	AXA9_21
0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
1,53	1,59	0,87	2,12	2,66	2,26	4,61	4,81	5,03	6,73	3,16	4,19	5,24	5,44
90,45	91,18	92,11	90,53	89,68	89,09	80,14	79,96	80,13	78,67	86,37	82,00	78,94	79,14
0,55	0,67	0,48	1,03	1,06	0,92	1,88	2,21	1,77	2,18	1,36	2,08	1,72	1,79
0,69	0,53	0,27	0,26	0,26	0,74	1,97	2,04	2,23	2,02	0,81	1,71	1,89	2,19
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1,11	0,65	0,59	0,47	0,59	1,24	4,81	4,84	5,22	4,93	2,01	3,74	5,18	5,62
0,22	0,23	0,11	0,15	0,17	0,15	0,13	0,08	0,09	0,07	0,05	0,03	0,04	0,05
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,02	0,05	0,06	0,07	0,03	0,05	0,08	0,10	0,05	0,10	0,06	0,08	0,09	0,09
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,28	0,21	0,30	0,19	0,06	0,12	0,12
94,58	94,91	94,50	94,65	94,45	94,46	93,95	94,34	94,72	95,00	94,01	93,90	93,22	94,46
0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
1,53	1,59	0,87	2,12	2,66	2,26	4,61	4,81	5,03	6,73	3,16	4,19	5,24	5,44
29,17	29,17	29,95	28,86	28,73	28,36	25,06	24,54	25,03	24,25	27,61	25,05	24,83	24,68
68,10	68,92	69,08	68,53	67,74	67,49	61,21	61,59	61,23	60,47	65,30	63,29	60,13	60,52
0,55	0,67	0,48	1,03	1,06	0,92	1,88	2,21	1,77	2,18	1,36	2,08	1,72	1,79
0,69	0,53	0,27	0,26	0,26	0,74	1,97	2,04	2,23	2,02	0,81	1,71	1,89	2,19
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1,11	0,65	0,59	0,47	0,59	1,24	4,81	4,84	5,22	4,93	2,01	3,74	5,18	5,62
0,22	0,23	0,11	0,15	0,17	0,15	0,13	0,08	0,09	0,07	0,05	0,03	0,04	0,05
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,02	0,05	0,06	0,07	0,03	0,05	0,08	0,10	0,05	0,10	0,06	0,08	0,09	0,09
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,28	0,21	0,30	0,19	0,06	0,12	0,12

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

AXA9_22	AXA9_23	AXA9_24	AXA9_25	AXA9_26	AXA9_27	AXA9_28	AXA9_29	AXA9_30	AXA12_1	AXA12_2	AXA12_3	AXA12_4	AXA12_5
0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
4,69	2,35	1,89	4,93	2,13	4,77	1,87	4,57	4,69	1,43	1,26	1,18	0,85	2,01
81,34	88,69	90,32	79,14	89,13	81,00	89,94	82,03	80,71	86,90	86,67	86,88	87,50	85,74
1,91	1,23	1,00	1,94	0,89	2,02	0,78	1,64	2,12	0,07	0,05	0,09	0,04	1,21
1,83	0,85	0,66	1,79	0,63	1,84	0,57	1,75	1,93	2,76	2,78	2,49	2,28	0,59
0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
4,49	1,83	1,00	4,85	1,12	4,82	0,91	4,38	4,92	0,40	0,43	0,40	0,50	0,91
0,12	0,08	0,16	0,04	0,25	0,11	0,29	0,09	0,08	0,25	0,13	0,27	0,14	0,02
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,07	0,05	0,05	0,09	0,06	0,08	0,08	0,08	0,05	0,04	0,06	0,04	0,04	0,08
0,23	0,00	0,00	0,32	0,00	0,21	0,00	0,23	0,25	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00
94,67	95,07	95,07	93,18	94,21	94,84	94,44	94,79	94,77	91,85	91,37	91,35	91,44	90,55
0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
4,69	2,35	1,89	4,93	2,13	4,77	1,87	4,57	4,69	1,43	1,26	1,18	0,85	2,01
25,37	28,13	28,64	24,91	28,34	25,26	28,61	25,85	25,18	25,51	25,44	25,80	26,51	26,98
62,19	67,30	68,54	60,27	67,56	61,94	68,15	62,43	61,71	68,22	68,04	67,89	67,78	65,31
1,91	1,23	1,00	1,94	0,89	2,02	0,78	1,64	2,12	0,07	0,05	0,09	0,04	1,21
1,83	0,85	0,66	1,79	0,63	1,84	0,57	1,75	1,93	2,76	2,78	2,49	2,28	0,59
0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
4,49	1,83	1,00	4,85	1,12	4,82	0,91	4,38	4,92	0,40	0,43	0,40	0,50	0,91
0,12	0,08	0,16	0,04	0,25	0,11	0,29	0,09	0,08	0,25	0,13	0,27	0,14	0,02
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,07	0,05	0,05	0,09	0,06	0,08	0,08	0,08	0,05	0,04	0,06	0,04	0,04	0,08
0,23	0,00	0,00	0,32	0,00	0,21	0,00	0,23	0,25	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

AXA12_6	AXA12_7	AXA12_8	AXA12_9	AXA12_10	AXA12_11	AXA12_12	AXA12_13	AXA12_14	AXA12_15	AXA17_1	AXA17_2	AXA17_3
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02
1,68	2,62	0,73	1,61	0,94	1,07	1,11	1,51	1,25	4,17	0,54	0,05	1,68
87,05	84,74	87,76	86,00	88,18	86,73	86,31	85,55	88,67	82,59	92,15	93,22	89,98
0,15	1,05	0,03	0,33	0,00	0,23	0,09	0,39	0,12	1,90	0,11	0,00	0,52
2,19	1,41	2,27	1,69	1,35	1,56	2,08	2,61	0,68	1,04	0,31	0,21	0,62
0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
0,62	1,09	0,35	0,75	0,32	0,52	0,25	0,46	0,24	1,29	0,49	0,86	0,70
0,05	0,06	0,19	0,04	0,04	0,18	0,24	0,26	0,01	0,04	0,05	0,07	0,10
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,05	0,08	0,08	0,04	0,06	0,07	0,03	0,10	0,09	0,07	0,04	0,07
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,16	0,24
91,81	91,01	91,41	90,50	90,87	90,36	90,18	90,82	91,06	91,13	93,89	94,62	93,93
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02
1,68	2,62	0,73	1,61	0,94	1,07	1,11	1,51	1,25	4,17	0,54	0,05	1,68
26,34	25,98	26,30	26,43	27,77	26,75	25,93	25,00	28,42	24,95	30,44	31,22	29,12
67,47	65,30	68,30	66,20	67,14	66,66	67,11	67,29	66,95	64,06	68,58	68,90	67,64
0,15	1,05	0,03	0,33	0,00	0,23	0,09	0,39	0,12	1,90	0,11	0,00	0,52
2,19	1,41	2,27	1,69	1,35	1,56	2,08	2,61	0,68	1,04	0,31	0,21	0,62
0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
0,62	1,09	0,35	0,75	0,32	0,52	0,25	0,46	0,24	1,29	0,49	0,86	0,70
0,05	0,06	0,19	0,04	0,04	0,18	0,24	0,26	0,01	0,04	0,05	0,07	0,10
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,05	0,08	0,08	0,04	0,06	0,07	0,03	0,10	0,09	0,07	0,04	0,07
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,16	0,24

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

AXA17_4	AXA17_5	AXA17_6	AXA17_7	AXA17_8	AXA17_9	AXA17_10	AXA17_11	AXA17_12	AXA18_1	AXA18_2	AXA18_3	AXA18_4
0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,04
1,01	1,05	0,78	0,87	0,39	0,43	2,29	2,02	1,10	0,28	0,11	0,26	0,04
91,51	91,71	92,04	92,52	91,88	93,21	89,17	89,55	91,99	92,23	91,51	91,63	92,27
0,12	0,33	0,27	0,34	0,11	0,07	0,67	0,72	0,32	0,07	0,00	0,00	0,01
0,52	0,45	0,40	0,43	0,30	0,29	0,82	0,61	0,44	0,30	0,20	0,27	0,17
0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
0,74	0,64	0,87	0,81	0,86	0,70	0,77	0,64	0,60	0,76	0,79	0,81	0,49
0,06	0,06	0,12	0,09	0,07	0,08	0,05	0,04	0,06	0,11	0,08	0,11	0,10
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09
0,04	0,07	0,06	0,07	0,08	0,07	0,05	0,05	0,05	0,09	0,07	0,03	0,09
0,22	0,21	0,13	0,15	0,13	0,16	0,21	0,19	0,20	0,90	0,80	0,79	0,66
94,24	94,55	94,73	95,31	93,83	95,05	94,04	93,81	94,76	94,75	93,59	93,90	93,95
0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,04
1,01	1,05	0,78	0,87	0,39	0,43	2,29	2,02	1,10	0,28	0,11	0,26	0,04
30,23	30,03	30,24	30,29	30,42	30,87	28,61	28,83	30,16	31,35	31,31	31,38	31,24
68,10	68,55	68,68	69,16	68,31	69,29	67,30	67,48	68,71	67,66	66,90	66,96	67,83
0,12	0,33	0,27	0,34	0,11	0,07	0,67	0,72	0,32	0,07	0,00	0,00	0,01
0,52	0,45	0,40	0,43	0,30	0,29	0,82	0,61	0,44	0,30	0,20	0,27	0,17
0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
0,74	0,64	0,87	0,81	0,86	0,70	0,77	0,64	0,60	0,76	0,79	0,81	0,49
0,06	0,06	0,12	0,09	0,07	0,08	0,05	0,04	0,06	0,11	0,08	0,11	0,10
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09
0,04	0,07	0,06	0,07	0,08	0,07	0,05	0,05	0,05	0,09	0,07	0,03	0,09
0,22	0,21	0,13	0,15	0,13	0,16	0,21	0,19	0,20	0,90	0,80	0,79	0,66

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

AXA18_5	AXA18_6	AXA18_7	AXA18_8	AXA18_9	AXA18_10	AXA18_11	AXA18_12	AXA24_1	AXA24_2	AXA24_4	AXA24_5	AXA24_6	AXA24_7
0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04
0,08	0,06	0,18	0,22	0,02	0,39	0,04	0,04	0,34	0,01	0,57	0,35	0,78	1,60
92,74	93,12	92,05	92,65	92,76	92,50	92,90	93,09	92,02	92,52	92,60	92,63	92,27	91,52
0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,09	0,13	0,31	0,53
0,21	0,20	0,25	0,18	0,20	0,34	0,21	0,18	0,04	0,03	0,05	0,14	0,17	0,28
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,62	0,60	0,75	0,55	0,74	0,62	0,67	0,65	0,71	0,79	0,51	0,71	0,69	0,97
0,07	0,07	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,06	0,11	0,02	0,17	0,03	0,06
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
0,02	0,07	0,07	0,03	0,04	0,06	0,03	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,03
0,23	0,24	0,26	0,21	0,33	0,40	0,38	0,35	1,54	1,16	0,47	0,50	0,66	0,49
93,99	94,37	93,68	93,95	94,18	94,49	94,32	94,44	94,82	94,71	94,39	94,71	95,02	95,53
0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04
0,08	0,06	0,18	0,22	0,02	0,39	0,04	0,04	0,34	0,01	0,57	0,35	0,78	1,60
31,11	31,08	30,74	30,99	31,23	30,87	31,32	31,33	32,55	32,31	31,35	31,21	31,16	30,63
68,50	68,95	68,14	68,52	68,38	68,50	68,44	68,63	66,09	66,90	68,07	68,27	67,91	67,67
0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,09	0,13	0,31	0,53
0,21	0,20	0,25	0,18	0,20	0,34	0,21	0,18	0,04	0,03	0,05	0,14	0,17	0,28
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,62	0,60	0,75	0,55	0,74	0,62	0,67	0,65	0,71	0,79	0,51	0,71	0,69	0,97
0,07	0,07	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,06	0,11	0,02	0,17	0,03	0,06
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
0,02	0,07	0,07	0,03	0,04	0,06	0,03	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,03
0,23	0,24	0,26	0,21	0,33	0,40	0,38	0,35	1,54	1,16	0,47	0,50	0,66	0,49

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

AXA24_8	AXA24_9	AXA24_10	AXA24_11	AXA24_12	AXA24_13	AXA24_14	AXA24_15	AXA27_1	AXA27_2	AXA27_3	AXA27_4	AXA27_5	AXA27_6
0,01	0,05	0,04	0,05	0,04	0,08	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05
0,70	0,00	0,02	0,19	0,01	0,29	0,08	0,41	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
92,96	92,43	92,62	92,43	92,29	92,23	91,07	91,86	91,92	93,19	92,17	92,33	92,12	92,94
0,21	0,07	0,02	0,03	0,00	0,12	0,03	0,15	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
0,24	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04	0,07	0,13	1,48	0,78	1,40	1,31	1,46	1,46
0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
0,69	0,80	0,70	0,81	0,68	0,66	0,69	0,87	1,05	0,37	0,84	0,57	0,97	0,93
0,13	0,11	0,06	0,10	0,13	0,03	0,16	0,13	0,16	0,04	0,15	0,11	0,14	0,15
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,03	0,05	0,07	0,07	0,03	0,04	0,05	0,02	0,07	0,07	0,06	0,05	0,04	0,04
0,44	1,14	1,12	1,28	1,22	1,07	1,86	1,48	0,17	0,12	0,14	0,15	0,15	0,18
95,44	94,69	94,68	95,02	94,43	94,57	94,06	95,10	94,95	94,62	94,81	94,58	94,95	95,82
0,01	0,05	0,04	0,05	0,04	0,08	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05
0,70	0,00	0,02	0,19	0,01	0,29	0,08	0,41	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
31,15	32,21	32,22	32,34	32,32	32,06	32,55	32,38	29,23	30,19	29,33	29,45	29,39	29,63
68,69	66,92	67,12	66,79	66,65	66,87	65,04	66,10	69,68	70,01	69,83	69,89	69,71	70,36
0,21	0,07	0,02	0,03	0,00	0,12	0,03	0,15	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
0,24	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04	0,07	0,13	1,48	0,78	1,40	1,31	1,46	1,46
0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
0,69	0,80	0,70	0,81	0,68	0,66	0,69	0,87	1,05	0,37	0,84	0,57	0,97	0,93
0,13	0,11	0,06	0,10	0,13	0,03	0,16	0,13	0,16	0,04	0,15	0,11	0,14	0,15
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,03	0,05	0,07	0,07	0,03	0,04	0,05	0,02	0,07	0,07	0,06	0,05	0,04	0,04
0,44	1,14	1,12	1,28	1,22	1,07	1,86	1,48	0,17	0,12	0,14	0,15	0,15	0,18

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.3 : analyses EPMA des magnétites

AXA27_7	AXA27_8	AXA27_9	AXA27_10	AXA28_2	AXA28_3	AXA28_4	AXA28_5	AXA28_6	AXA28_7	AXA28_8
0,09	0,06	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
0,03	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
93,19	92,78	92,50	92,39	87,59	87,15	87,78	87,54	87,89	87,88	87,61
0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1,14	1,11	1,21	1,47	6,06	5,92	5,91	5,92	5,76	5,90	5,88
0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00
0,57	0,50	0,44	1,13	0,26	0,23	0,23	0,23	0,24	0,24	0,24
0,15	0,11	0,14	0,19	0,23	0,20	0,20	0,20	0,22	0,22	0,20
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,04	0,06	0,04	0,03	0,02	0,05	0,01	0,03	0,03	0,01
0,15	0,13	0,11	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
95,37	94,89	94,55	95,46	94,17	93,52	94,19	93,96	94,14	94,29	93,94
0,09	0,06	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
0,03	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
29,89	29,67	29,44	29,56	21,85	21,94	22,03	22,05	22,32	22,15	22,17
70,35	70,13	70,09	69,83	73,06	72,47	73,07	72,79	72,87	73,05	72,73
0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1,14	1,11	1,21	1,47	6,06	5,92	5,91	5,92	5,76	5,90	5,88
0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00
0,57	0,50	0,44	1,13	0,26	0,23	0,23	0,23	0,24	0,24	0,24
0,15	0,11	0,14	0,19	0,23	0,20	0,20	0,20	0,22	0,22	0,20
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,06	0,04	0,06	0,04	0,03	0,02	0,05	0,01	0,03	0,03	0,01
0,15	0,13	0,11	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux

IV.4 : analyses EPMA des pyrites

	Co	Mn	Sn	Fe	S	As	Cu	Ni	Total
(wt %)									
AXA13_1	0,08	0,00	0,00	46,68	50,98	0,10	0,00	0,10	97,94
AXA13_10	0,06	0,00	0,00	46,37	50,42	0,02	0,00	0,03	96,90
AXA13_2	0,07	0,00	0,00	46,71	50,77	0,07	0,00	0,06	97,68
AXA13_3	0,10	0,00	0,00	46,68	50,56	0,11	0,00	0,03	97,47
AXA13_4	0,08	0,00	0,00	46,66	50,86	0,09	0,00	0,25	97,94
AXA13_7	0,01	0,00	0,00	46,58	50,67	0,08	0,00	0,00	97,36
AXA13_8	0,06	0,00	0,00	46,44	50,81	0,09	0,00	0,18	97,58
AXA13_9	0,03	0,00	0,00	46,47	50,89	0,05	0,00	0,01	97,45
AXA13_a	0,09	0,00	0,00	46,77	50,49	0,16	0,00	0,08	97,59
AXA13_b	0,05	0,00	0,00	46,76	50,55	0,07	0,00	0,04	97,48
AXA13_c	0,04	0,00	0,00	46,72	51,01	0,03	0,00	0,01	97,82
AXA18_a	0,09	0,00	0,00	46,15	50,47	0,20	0,00	0,19	97,10
AXA18_b	0,30	0,00	0,00	45,95	50,50	0,19	0,00	0,40	97,33
AXA18_c	0,20	0,00	0,00	46,07	50,97	0,13	0,00	0,03	97,40
AXA18_d	0,03	0,00	0,00	46,22	50,77	0,17	0,00	0,12	97,29
AXA18_f	0,00	0,00	0,00	46,28	51,27	0,02	0,00	0,02	97,59
AXA18_g	0,51	0,00	0,00	45,83	50,95	0,12	0,00	0,28	97,69
AXA18_h	0,07	0,01	0,00	46,32	50,82	0,08	0,00	0,00	97,30
AXA18_i	0,05	0,00	0,00	46,63	50,58	0,06	0,00	0,07	97,38
AXA18_j	0,04	0,00	0,00	46,61	50,83	0,10	0,00	0,11	97,68
AXA18_k	0,04	0,00	0,00	46,74	50,82	0,11	0,00	0,03	97,74
AXA18_l	0,01	0,00	0,01	46,68	51,23	0,23	0,00	0,02	98,17
AXA21_a	0,16	0,00	0,00	46,14	51,00	0,03	0,00	0,02	97,35
AXA21_b	0,04	0,00	0,00	46,27	50,63	0,06	0,00	0,01	97,01
AXA21_c	0,10	0,00	0,00	46,51	50,64	0,09	0,00	0,02	97,36
AXA21_d	0,04	0,00	0,01	46,51	50,71	0,09	0,00	0,03	97,38
AXA21_e	0,02	0,00	0,00	46,61	51,11	0,05	0,00	0,01	97,81
AXA21_f	0,06	0,00	0,00	46,49	50,93	0,10	0,00	0,02	97,59
AXA21_g	0,03	0,00	0,00	46,47	50,46	0,04	0,00	0,00	97,00
AXA21_h	0,02	0,00	0,00	46,48	50,46	0,04	0,00	0,00	97,00
AXA21_i	0,16	0,00	0,00	46,38	50,50	0,06	0,00	0,03	97,12
AXA21_j	0,11	0,00	0,00	46,21	50,95	0,07	0,00	0,00	97,34
AXA28_a	0,03	0,00	0,00	46,72	50,80	0,06	0,00	0,01	97,62
AXA28_b	0,02	0,00	0,00	46,78	51,21	0,01	0,00	0,03	98,04
AXA28_c	0,34	0,00	0,00	46,35	51,08	0,19	0,00	0,03	97,98
AXA28_d	0,05	0,00	0,00	46,58	50,69	0,20	0,00	0,03	97,55
AXA28_e	0,07	0,00	0,00	46,65	50,56	0,03	0,00	0,01	97,32
AXA28_f	0,05	0,00	0,00	47,03	50,79	0,05	0,00	0,02	97,94
AXA28_g	0,05	0,00	0,00	46,60	50,29	0,07	0,00	0,00	97,01
AXA28_h	0,03	0,00	0,00	46,47	50,87	0,05	0,00	0,02	97,43
AXA28_i	0,08	0,00	0,00	46,51	51,14	0,12	0,00	0,03	97,88
AXA28_j	0,02	0,00	0,00	46,66	50,85	0,05	0,00	0,02	97,60
AXA28_k	0,02	0,00	0,00	46,57	50,76	0,01	0,00	0,00	97,35
AXA28_l	0,06	0,00	0,00	46,63	51,11	0,04	0,00	0,02	97,86
AXA7_1	0,09	0,00	0,00	46,63	50,99	0,11	0,00	0,04	97,86
AXA7_10	0,01	0,00	0,00	46,64	50,71	0,18	0,00	0,01	97,54
AXA7_11	0,25	0,00	0,00	46,64	51,02	0,09	0,00	0,00	98,01

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux

IV.4 : analyses EPMA des pyrites

AXA7_12	0,24	0,00	0,00	46,38	50,92	0,12	0,00	0,01	97,67
AXA7_2	0,06	0,00	0,00	46,26	51,11	0,18	0,00	0,03	97,63
AXA7_3	0,25	0,00	0,00	46,15	51,31	0,13	0,00	0,01	97,84
AXA7_4	0,08	0,00	0,00	46,29	50,77	0,15	0,00	0,35	97,64
AXA7_5	0,07	0,00	0,00	46,30	50,43	0,08	0,00	0,28	97,15
AXA7_7	0,34	0,00	0,00	46,31	50,59	0,08	0,00	0,05	97,37
AXA7_8	0,03	0,00	0,00	47,08	51,23	0,05	0,00	0,01	98,39
OUK102_1	n.a.	0,00	0,00	46,10	52,16	0,06	0,00	0,03	98,35
OUK102_10	0,22	0,00	0,00	46,23	52,23	0,06	0,00	0,00	98,74
OUK102_11	0,21	0,00	0,00	46,43	52,37	0,06	0,00	0,00	99,07
OUK102_12	0,30	0,00	0,00	46,33	51,92	0,06	0,00	0,03	98,65
OUK102_13	0,27	0,00	0,00	46,80	51,79	0,08	0,00	0,05	98,99
OUK102_14	0,24	0,00	0,00	46,76	51,78	0,13	0,00	0,03	98,94
OUK102_15	0,11	0,00	0,00	46,73	52,03	0,00	0,00	0,04	98,91
OUK102_17	0,53	0,00	0,00	46,23	51,93	0,09	0,00	0,04	98,81
OUK102_18	0,26	0,00	0,00	46,58	51,63	0,03	0,00	0,01	98,51
OUK102_2	n.a.	0,00	0,00	46,13	52,50	0,07	0,00	0,01	98,70
OUK102_3	n.a.	0,00	0,00	46,61	52,24	0,03	0,00	0,02	98,90
OUK102_4	n.a.	0,00	0,00	46,30	52,21	0,05	0,00	0,00	98,57
OUK102_5	n.a.	0,00	0,00	46,53	52,00	0,05	0,00	0,01	98,59
OUK102_6	n.a.	0,00	0,00	46,16	51,79	0,07	0,00	0,04	98,06
OUK102_7	n.a.	0,00	0,00	46,68	51,70	0,02	0,00	0,02	98,43
OUK102_8	n.a.	0,00	0,00	46,33	52,18	0,07	0,00	0,02	98,60
OUK102_9	0,23	0,02	0,00	46,29	52,46	0,01	0,00	0,01	99,03
OUK106_1	n.a.	0,00	0,00	46,50	51,78	0,05	0,00	0,04	98,36
OUK106_2	n.a.	0,00	0,00	46,35	52,08	0,04	0,00	0,03	98,49
OUK106_3	n.a.	0,00	0,00	46,40	51,74	0,09	0,00	0,04	98,28
OUK106_4	n.a.	0,00	0,00	46,46	51,88	0,02	0,00	0,00	98,36
OUK106_5	n.a.	0,00	0,00	46,16	52,48	0,03	0,00	0,03	98,69
OUK106_a	n.a.	0,00	0,00	46,23	51,99	0,06	0,00	0,03	98,31
OUK106_b	n.a.	0,00	0,00	45,87	52,15	0,02	0,00	0,02	98,06
OUK106_c	n.a.	0,00	0,00	46,16	51,80	0,04	0,00	0,08	98,07
OUK106_e	n.a.	0,00	0,00	46,10	51,84	0,07	0,00	0,01	98,01
OUK106_f	n.a.	0,00	0,00	46,53	51,90	0,06	0,00	0,01	98,50
OUK106_g	n.a.	0,00	0,00	45,89	52,26	0,00	0,00	0,03	98,18
OUK106_h	n.a.	0,00	0,00	46,33	52,20	0,08	0,00	0,02	98,63
OUK106_i	n.a.	0,00	0,00	46,06	52,06	0,07	0,00	0,03	98,21
OUK106_j	n.a.	0,00	0,00	46,03	52,40	0,05	0,00	0,00	98,48
OUK106_k	0,05	0,00	0,00	46,30	51,79	0,04	0,00	0,00	98,18
OUK106_l	0,05	0,00	0,00	46,30	51,67	0,08	0,00	0,01	98,09
OUK106_m	0,11	0,00	0,00	46,50	51,87	0,03	0,00	0,03	98,55
OUK106_n	0,07	0,00	0,00	46,52	51,76	0,07	0,00	0,02	98,44
OUK106_o	0,54	0,00	0,00	46,12	51,31	0,01	0,00	0,05	98,03
OUK11_a	0,02	0,00	0,00	46,60	51,81	0,05	0,00	0,00	98,48
OUK11_b	0,09	0,00	0,00	46,80	51,85	0,06	0,00	0,01	98,81
OUK11_c	0,05	0,00	0,00	46,56	51,04	0,04	0,00	0,02	97,72
OUK11_d	0,12	0,00	0,00	46,59	50,78	0,15	0,00	0,03	97,67
OUK11_g	0,19	0,00	0,00	46,13	50,46	0,09	0,00	0,00	96,86
OUK19_1	0,04	0,00	0,00	46,88	51,44	0,08	0,00	0,16	98,60
OUK19_2	0,04	0,00	0,00	46,81	51,74	0,09	0,00	0,07	98,74

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux

IV.4 : analyses EPMA des pyrites

OUK19_4	0,13	0,00	0,00	46,66	51,70	0,08	0,00	0,16	98,73
OUK19_5	0,25	0,00	0,00	46,47	51,74	0,07	0,00	0,06	98,58
OUK19_6	0,23	0,00	0,00	46,15	51,79	0,08	0,00	0,13	98,38
OUK19_a	0,02	0,00	0,00	46,79	51,83	0,08	0,00	0,20	98,92
OUK19_b	0,02	0,00	0,00	46,94	51,77	0,04	0,00	0,16	98,94
OUK19_c	0,07	0,00	0,00	46,79	51,83	0,06	0,00	0,04	98,78
SET1_a	0,05	0,00	0,00	46,66	51,56	0,07	0,00	0,01	98,34
SET1_b	0,05	0,00	0,00	46,61	51,05	0,11	0,00	0,01	97,83
SET1_c	0,07	0,00	0,00	46,38	51,67	0,04	0,00	0,01	98,18
SET1_d	0,06	0,01	0,00	46,46	51,23	0,06	0,00	0,00	97,82
SET1_e	0,04	0,00	0,00	46,47	50,99	0,09	0,00	0,20	97,78
SET1_f	0,05	0,00	0,00	46,58	51,16	0,12	0,00	0,09	98,00
SET1_g	0,06	0,00	0,00	46,44	51,27	0,04	0,00	0,06	97,86
SET1_h	0,03	0,00	0,00	46,59	51,29	0,14	0,00	0,03	98,07
SET1_i	0,05	0,00	0,00	46,64	51,24	0,31	0,00	0,00	98,23
SET1_j	0,03	0,00	0,00	46,24	51,16	0,17	0,00	0,08	97,66
SET1_k	0,02	0,00	0,00	46,63	51,09	0,09	0,00	0,01	97,83
SET1_l	0,02	0,00	0,00	46,24	51,12	0,16	0,00	0,22	97,76
SET1_m	0,03	0,00	0,00	46,45	51,07	0,16	0,00	0,00	97,71
SET1_n	0,07	0,00	0,00	46,56	51,05	0,14	0,00	0,03	97,84
SET1_o	0,05	0,00	0,00	46,58	51,17	0,15	0,00	0,02	97,97
SET11b_a	0,04	0,00	0,00	46,48	51,05	0,29	0,00	0,00	97,85
SET11b_b	0,04	0,00	0,00	46,28	50,88	0,32	0,00	0,03	97,56
SET11b_c	0,06	0,00	0,00	46,23	50,96	0,41	0,00	0,00	97,65
SET11b_d	0,06	0,00	0,00	46,27	51,09	0,35	0,00	0,01	97,77
SET11b_e	0,08	0,00	0,00	46,26	51,19	0,20	0,00	0,00	97,74
SET11b_f	0,05	0,00	0,00	46,53	50,91	0,27	0,00	0,05	97,80
SET11b_g	0,02	0,00	0,00	46,25	51,56	0,06	0,00	0,05	97,93
SET11b_h	0,01	0,00	0,00	46,61	50,80	0,00	0,00	0,12	97,54
SET11b_i	0,04	0,00	0,00	46,37	51,59	0,06	0,00	0,03	98,09
SET11b_j	0,04	0,00	0,00	46,38	51,30	0,06	0,00	0,10	97,87
SET11b_k	0,03	0,00	0,00	46,63	51,56	0,00	0,00	0,01	98,23
SET13_10	0,05	0,00	0,00	45,00	48,98	0,31	0,00	0,09	94,42

n.a. : non analysé

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.5 : analyses EPMA des chlorites

	SET11a-8	SET11a-16	SET11a-18	SET11a-28	SET11a-29	SET11a-30	SET11a-38	SET11a-39	OUK6_2	OUK6_4	OUK6_5	OUK6_8	OUK6_9
(wt %)													
SiO ₂	25,51	29,49	27,32	28,75	29,38	31,12	28,81	27,50	29,16	28,98	29,23	30,17	29,65
Al ₂ O ₃	19,25	18,62	19,28	19,04	19,15	17,59	17,25	19,19	16,98	17,26	17,34	16,16	17,15
TiO ₂	0,04	0,00	0,00	0,04	0,05	0,05	0,02	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02
FeO	40,93	35,80	39,46	36,84	38,51	31,10	32,77	39,91	17,88	18,10	17,58	18,15	16,93
MnO	0,04	0,07	0,18	0,07	0,06	0,61	0,54	0,11	0,24	0,21	0,27	0,18	0,30
MgO	0,68	1,39	1,83	1,91	2,24	6,60	7,18	1,77	22,10	22,01	21,34	21,26	22,19
CaO	0,11	0,39	0,25	0,28	0,35	0,31	0,29	0,10	0,07	0,13	0,24	0,11	0,06
Na ₂ O	0,06	0,03	0,07	0,01	0,05	0,50	0,60	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,00
K ₂ O	0,34	0,95	0,34	0,72	0,84	0,47	0,38	0,52	0,03	0,00	0,00	0,05	0,06
F	0,00	0,08	0,00	0,06	0,00	0,00	0,02	0,01	0,17	0,15	0,20	0,16	0,15
Cl	0,66	0,47	0,45	0,31	0,35	0,02	0,12	0,37	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Total	87,46	87,14	89,07	87,93	90,89	88,36	87,95	89,40	86,58	86,85	86,13	86,20	86,45
<i>Structural formula</i>													
Si	5,91	6,60	6,11	6,40	6,37	6,66	6,31	6,13	5,98	5,93	6,01	6,21	6,05
Al IV	2,09	1,40	1,89	1,60	1,63	1,34	1,69	1,87	2,02	2,07	1,99	1,79	1,95
Al VI	3,17	3,52	3,20	3,40	3,26	3,09	2,76	3,18	2,08	2,09	2,22	2,13	2,17
Ti	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe	7,94	6,71	7,38	6,86	6,98	5,56	6,00	7,45	3,07	3,10	3,02	3,12	2,89
Mn	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,11	0,10	0,02	0,04	0,04	0,05	0,03	0,05
Mg	0,23	0,46	0,61	0,63	0,72	2,10	2,34	0,59	6,76	6,71	6,54	6,52	6,75
Ca	0,03	0,09	0,06	0,07	0,08	0,07	0,07	0,02	0,02	0,03	0,05	0,02	0,01
Na	0,03	0,01	0,03	0,00	0,02	0,21	0,26	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
K	0,10	0,27	0,10	0,20	0,23	0,13	0,11	0,15	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
F	0,00	0,06	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,11	0,10	0,13	0,11	0,10
Cl	0,26	0,18	0,17	0,12	0,13	0,01	0,05	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	15,74	15,76	15,83	15,84	15,87	15,99	15,94	15,86	15,89	15,90	15,87	15,89	15,90
(Fe+Mn)/(Fe+Mn+Mg)	0,97	0,94	0,92	0,92	0,91	0,73	0,72	0,93	0,32	0,32	0,32	0,33	0,30

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.5 : analyses EPMA des chlorites

OUK6_13	OUK6_14	OUK6_15	OUK8-2_8	OUK8-2_9b	OUK8-2_14	OUK8-2_17	OUK7a_1b	OUK7a_1c	OUK7a_2	OUK7a_2b	OUK7a_7	OUK7a_9	OUK7a_8	OUK7a_10
29,39	29,61	29,45	28,70	29,99	30,05	31,98	28,79	29,09	28,61	28,02	27,78	28,69	28,58	27,15
15,75	16,90	15,96	16,44	16,01	16,04	14,34	16,54	16,35	16,25	16,56	16,14	16,21	16,25	16,47
0,02	0,03	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,02	0,00	0,03	0,00
20,91	19,93	20,43	20,83	17,31	17,42	18,73	22,71	22,81	24,84	25,47	26,67	25,39	25,09	30,67
0,06	0,27	0,35	0,04	0,22	0,09	0,06	0,71	0,50	0,32	0,35	0,38	0,51	0,40	0,47
19,26	20,46	19,39	19,27	21,91	21,52	19,88	16,74	16,07	15,08	14,71	13,98	14,40	15,05	11,32
0,06	0,04	0,15	0,17	0,38	0,08	0,86	0,06	0,17	0,14	0,13	0,34	0,21	0,27	0,15
0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	0,05	0,04
0,06	0,03	0,06	0,00	0,02	0,06	0,05	0,02	0,08	0,00	0,01	0,04	0,02	0,00	0,03
0,15	0,13	0,16	0,16	0,21	0,21	0,26	0,09	0,14	0,12	0,06	0,13	0,17	0,10	0,15
0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
85,59	87,37	85,90	85,55	86,04	85,38	86,06	85,62	85,21	85,35	85,31	85,44	85,54	85,77	86,41
6,19	6,07	6,17	6,05	6,17	6,22	6,60	6,13	6,23	6,18	6,08	6,08	6,21	6,15	6,01
1,81	1,93	1,83	1,95	1,83	1,78	1,40	1,87	1,77	1,82	1,92	1,92	1,79	1,85	1,99
2,09	2,15	2,12	2,13	2,05	2,13	2,09	2,29	2,35	2,32	2,32	2,24	2,34	2,28	2,30
0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
3,68	3,42	3,58	3,67	2,98	3,01	3,23	4,05	4,08	4,49	4,62	4,88	4,59	4,52	5,68
0,01	0,05	0,06	0,01	0,04	0,02	0,01	0,13	0,09	0,06	0,06	0,07	0,09	0,07	0,09
6,04	6,25	6,06	6,05	6,72	6,64	6,12	5,31	5,12	4,85	4,76	4,56	4,64	4,83	3,73
0,01	0,01	0,03	0,04	0,08	0,02	0,19	0,01	0,04	0,03	0,03	0,08	0,05	0,06	0,04
0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02
0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
0,10	0,08	0,11	0,11	0,13	0,14	0,17	0,06	0,09	0,08	0,04	0,09	0,11	0,07	0,11
0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
15,90	15,91	15,89	15,89	15,86	15,86	15,83	15,94	15,91	15,92	15,96	15,91	15,88	15,93	15,89
0,38	0,36	0,38	0,38	0,31	0,31	0,35	0,44	0,45	0,48	0,50	0,52	0,50	0,49	0,61

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.5 : analyses EPMA des chlorites

OUK7a_12	OUK7a_13	OUK7a_15	OUK7a_17	OUK7b_2	OUK7c_1	OUK7c_2	OUK7c_3	OUK7c_4	OUK7c_5	OUK7c_6	OUK7c_7	OUK7c_8	OUK4-2_13	OUK4-2_14
26,35	25,62	25,48	28,19	28,66	29,91	29,44	29,11	29,10	26,32	29,51	25,96	26,23	31,56	31,52
16,75	16,90	17,38	16,77	16,87	16,94	17,19	15,66	16,56	17,11	16,37	17,41	17,00	15,90	16,61
0,03	0,06	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,09
31,69	32,70	31,90	25,64	23,89	28,29	26,57	27,36	25,94	31,76	24,06	31,85	33,17	17,48	17,36
0,79	0,70	1,09	0,40	0,74	0,12	0,27	0,43	0,37	0,81	0,27	0,80	0,91	0,32	0,30
10,70	9,97	10,38	15,17	15,01	11,57	14,60	14,02	14,64	10,32	15,89	10,29	10,55	20,30	21,42
0,05	0,12	0,10	0,08	0,11	0,23	0,17	0,14	0,19	0,36	0,25	0,02	0,04	0,29	0,38
0,00	0,04	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00	0,05	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
0,00	0,02	0,00	0,02	0,06	0,37	0,13	0,01	0,08	0,01	0,01	0,03	0,00	0,24	0,24
0,12	0,06	0,12	0,07	0,13	0,16	0,05	0,13	0,12	0,11	0,14	0,03	0,02	0,20	0,26
0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
86,44	86,15	86,43	86,31	85,46	87,56	88,44	86,89	87,02	86,76	86,45	86,42	87,97	86,21	88,07
5,88	5,78	5,71	6,05	6,16	6,38	6,16	6,25	6,19	5,85	6,25	5,79	5,79	6,46	6,31
2,12	2,22	2,29	1,95	1,84	1,62	1,84	1,75	1,81	2,15	1,75	2,21	2,21	1,54	1,69
2,28	2,27	2,30	2,29	2,43	2,63	2,40	2,22	2,34	2,34	2,33	2,38	2,21	2,29	2,23
0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
5,91	6,17	5,98	4,60	4,29	5,04	4,65	4,92	4,61	5,91	4,26	5,95	6,12	2,99	2,91
0,15	0,13	0,21	0,07	0,13	0,02	0,05	0,08	0,07	0,15	0,05	0,15	0,17	0,06	0,05
3,56	3,35	3,47	4,85	4,81	3,68	4,56	4,49	4,64	3,42	5,01	3,42	3,47	6,19	6,39
0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05	0,04	0,03	0,04	0,09	0,06	0,01	0,01	0,06	0,08
0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,10	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06	0,06
0,08	0,04	0,08	0,04	0,09	0,10	0,03	0,09	0,08	0,08	0,09	0,02	0,01	0,13	0,17
0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
15,91	15,96	15,91	15,96	15,91	15,89	15,95	15,91	15,92	15,91	15,90	15,97	15,99	15,87	15,83
0,63	0,65	0,64	0,49	0,48	0,58	0,51	0,53	0,50	0,64	0,46	0,64	0,64	0,33	0,32

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.5 : analyses EPMA des chlorites

OUK4-2_15b	OUK4-2_18	OUK4-2_19	OUK1_8	OUK1_8b	OUK1_1	OUK1_3b	OUK1_2	OUK1_5	OUK1_6	OUK1_13	OUK1_14	OUK_1	OUK4-2_4	OUK4-2_6
32,21	31,13	31,79	31,26	31,54	31,78	31,40	30,78	33,24	32,51	29,73	30,35	28,98	31,26	33,04
15,85	16,49	16,13	16,19	16,13	15,06	16,44	16,61	14,88	15,10	17,11	16,16	15,98	16,15	15,18
0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,07	0,03	0,19	0,08	0,06
17,86	17,69	16,75	16,83	16,92	17,72	16,78	16,95	17,67	18,45	19,57	16,68	23,80	16,36	16,02
0,22	0,36	0,24	0,28	0,43	0,41	0,34	0,26	0,27	0,60	0,46	0,45	0,41	0,32	0,30
20,03	20,49	21,33	21,17	21,27	20,92	21,32	22,20	20,50	20,45	20,68	21,38	15,18	21,01	19,55
0,27	0,19	0,34	0,36	0,31	0,49	0,25	0,13	0,62	0,76	0,17	0,33	0,14	0,45	0,65
0,01	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,06	0,05	0,06
0,37	0,27	0,24	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,10	0,03	0,00	0,03	0,90	0,28	0,31
0,19	0,21	0,21	0,17	0,19	0,19	0,22	0,16	0,17	0,15	0,18	0,17	0,19	0,17	0,21
0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,00	0,03	0,03	0,00	0,01
86,93	86,77	86,97	86,24	86,74	86,49	86,67	87,05	87,50	88,00	87,89	85,51	85,76	86,06	85,30
6,54	6,34	6,42	6,37	6,39	6,49	6,36	6,22	6,68	6,55	6,05	6,25	6,23	6,38	6,77
1,46	1,66	1,58	1,63	1,61	1,51	1,64	1,78	1,32	1,45	1,95	1,75	1,77	1,62	1,23
2,33	2,30	2,26	2,26	2,24	2,12	2,29	2,18	2,21	2,14	2,15	2,18	2,29	2,27	2,43
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01
3,03	3,01	2,83	2,87	2,87	3,03	2,84	2,86	2,97	3,11	3,33	2,87	4,28	2,79	2,74
0,04	0,06	0,04	0,05	0,07	0,07	0,06	0,04	0,05	0,10	0,08	0,08	0,07	0,05	0,05
6,06	6,22	6,42	6,43	6,42	6,37	6,44	6,69	6,15	6,14	6,27	6,57	4,87	6,39	5,97
0,06	0,04	0,07	0,08	0,07	0,11	0,05	0,03	0,13	0,16	0,04	0,07	0,03	0,10	0,14
0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02
0,10	0,07	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,25	0,07	0,08
0,12	0,14	0,13	0,11	0,12	0,12	0,14	0,10	0,11	0,10	0,12	0,11	0,13	0,11	0,14
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
15,87	15,86	15,87	15,89	15,88	15,88	15,86	15,89	15,88	15,90	15,88	15,88	15,86	15,89	15,86
0,34	0,33	0,31	0,31	0,31	0,33	0,31	0,30	0,33	0,34	0,35	0,31	0,47	0,31	0,32

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux

IV.5 : analyses EPMA des chlorites

OUK4-2_7	OUK4-2_8	OUK4-2_9	OUK4-2_10	OUK4-2_11	OUK4-2_12	OUK8-2_3	OUK8-2_4	OUK8-2_5	OUK8-2_6	AXA9_a1	AXA9_a2	AXA9_a3	AXA9_a4	AXA9_a5
31,27	33,98	33,19	32,85	34,31	33,42	29,20	29,54	29,08	29,63	27,35	27,00	26,56	26,99	26,74
16,33	15,31	15,23	16,35	15,48	15,78	16,95	16,99	17,02	17,52	16,62	16,04	17,63	17,52	16,95
0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,04	0,04	0,01	0,08	0,00	0,07	0,04	0,02	0,07
16,69	16,16	17,85	16,37	17,82	15,86	22,65	22,39	19,77	22,97	35,93	38,05	40,27	35,57	36,15
0,23	0,10	0,11	0,30	0,13	0,27	0,08	0,00	0,25	0,10	0,17	0,00	0,12	0,13	0,12
20,49	19,08	18,51	19,32	18,32	19,73	17,46	17,73	20,71	18,02	7,69	4,30	4,97	10,12	7,14
0,22	0,57	0,31	0,30	0,47	0,39	0,41	0,40	0,07	0,12	0,23	0,33	0,32	0,15	0,30
0,00	0,04	0,02	0,02	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,04	0,00	0,02
0,21	0,47	0,48	0,64	0,70	0,50	0,04	0,02	0,01	0,02	0,11	0,23	0,14	0,04	0,08
0,15	0,23	0,19	0,16	0,24	0,24	0,22	0,24	0,12	0,24	0,05	0,00	0,06	0,04	0,01
0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,05	0,06	0,00	0,03
85,53	85,84	85,84	86,23	87,37	86,15	86,98	87,24	86,99	88,63	88,17	86,06	90,16	90,57	87,57
6,42	6,89	6,80	6,66	6,90	6,76	6,10	6,14	5,99	6,07	6,08	6,24	5,90	5,81	5,99
1,58	1,11	1,20	1,34	1,10	1,24	1,90	1,86	2,01	1,93	1,92	1,76	2,10	2,19	2,01
2,37	2,56	2,48	2,57	2,57	2,52	2,28	2,30	2,12	2,30	2,43	2,61	2,52	2,25	2,47
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
2,86	2,74	3,06	2,78	3,00	2,68	3,96	3,89	3,40	3,94	6,68	7,35	7,48	6,40	6,78
0,04	0,02	0,02	0,05	0,02	0,05	0,01	0,00	0,04	0,02	0,03	0,00	0,02	0,02	0,02
6,26	5,77	5,66	5,84	5,49	5,95	5,44	5,49	6,36	5,50	2,55	1,48	1,65	3,25	2,39
0,05	0,12	0,07	0,06	0,10	0,08	0,09	0,09	0,01	0,03	0,05	0,08	0,07	0,04	0,07
0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01
0,05	0,12	0,13	0,17	0,18	0,13	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,07	0,04	0,01	0,02
0,10	0,15	0,13	0,10	0,15	0,16	0,15	0,16	0,08	0,15	0,04	0,00	0,04	0,03	0,01
0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01
15,90	15,85	15,87	15,90	15,85	15,84	15,85	15,84	15,92	15,85	15,94	15,98	15,94	15,97	15,98
0,32	0,32	0,35	0,33	0,35	0,31	0,42	0,41	0,35	0,42	0,72	0,83	0,82	0,66	0,74

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux

IV.5 : analyses EPMA des chlorites

AXA9_a6	AXA9_a7	AXA9_a8	AXA9_a10	AXA9_a11	AXA9_a12	AXA9_a13	AXA9_a14	AXA9_a15	AXA9_a16	AXA9_a17	AXA9_a18	AXA9_a19	AXA9_a20	AXA9_a21
27,49	27,02	27,28	27,22	27,00	25,30	27,92	25,67	25,41	25,57	26,74	26,21	28,78	26,74	26,99
16,49	16,78	17,35	17,12	17,57	17,27	17,58	17,05	17,40	16,95	17,47	17,52	16,71	16,58	17,45
0,10	0,08	0,00	0,14	0,01	0,03	0,10	0,00	0,12	0,09	0,10	0,05	0,14	0,01	0,00
33,96	32,68	33,13	37,09	36,04	40,52	33,81	38,98	38,22	33,84	37,75	34,66	35,80	33,75	35,11
0,18	0,11	0,14	0,05	0,12	0,07	0,21	0,16	0,21	0,40	0,18	0,12	0,18	0,09	0,19
10,60	10,40	10,32	6,24	7,63	4,31	9,20	6,19	6,67	8,53	7,13	9,91	7,96	10,19	8,60
0,06	0,17	0,10	0,28	0,26	0,25	0,16	0,11	0,15	0,14	0,17	0,05	0,37	0,06	0,15
0,00	0,05	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02	0,04	0,06	0,00	0,00
0,03	0,07	0,04	0,13	0,11	0,08	0,15	0,08	0,05	0,04	0,05	0,03	0,07	0,01	0,04
0,03	0,03	0,00	0,03	0,06	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,01	0,04
0,06	0,01	0,05	0,00	0,05	0,00	0,04	0,01	0,07	0,05	0,00	0,03	0,01	0,02	0,04
88,97	87,39	88,43	88,28	88,82	87,89	89,18	88,28	88,29	85,60	89,60	88,63	90,06	87,44	88,57
5,98	5,96	5,94	6,07	5,95	5,81	6,04	5,81	5,74	5,83	5,89	5,76	6,21	5,93	5,93
2,02	2,04	2,06	1,93	2,05	2,19	1,96	2,19	2,26	2,17	2,11	2,24	1,79	2,07	2,07
2,21	2,32	2,39	2,56	2,51	2,49	2,52	2,36	2,36	2,39	2,43	2,30	2,46	2,25	2,46
0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00
6,18	6,02	6,03	6,91	6,64	7,78	6,11	7,38	7,21	6,46	6,96	6,37	6,46	6,25	6,46
0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,03	0,04	0,08	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04
3,44	3,42	3,35	2,07	2,51	1,48	2,96	2,09	2,24	2,90	2,34	3,25	2,56	3,37	2,82
0,01	0,04	0,02	0,07	0,06	0,06	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,01	0,09	0,01	0,03
0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00
0,01	0,02	0,01	0,04	0,03	0,02	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01
0,02	0,02	0,00	0,02	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03
0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02
15,96	15,97	15,98	15,98	15,94	15,98	15,98	15,99	15,98	15,97	16,00	15,95	16,00	15,99	15,96
0,64	0,64	0,64	0,77	0,73	0,84	0,67	0,78	0,76	0,69	0,75	0,66	0,72	0,65	0,70

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.5 : analyses EPMA des chlorites

AXA9_a22	AXA9_a23	AXA9_a25	AXA9_a26	AXA9_a27	AXA9_a28	AXA9_a29	AXA9_a30	AXA9_a31	AXA9_a32	AXA9_a33	AXA9_a34	AXA9_a35	AXA9_a36	AXA9_a37
27,08	25,97	26,99	26,53	26,40	24,63	25,95	26,62	27,46	26,73	25,79	27,27	26,34	25,36	27,53
17,26	17,84	16,54	17,26	16,60	17,68	17,26	17,57	17,07	17,30	17,19	16,70	18,12	17,36	16,21
0,00	0,09	0,00	0,04	0,00	0,12	0,05	0,13	0,07	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,13
35,25	36,73	33,57	33,48	33,60	41,69	35,09	35,01	33,36	33,84	34,98	35,53	41,22	41,09	35,82
0,27	0,35	0,28	0,12	0,18	0,07	0,33	0,29	0,21	0,21	0,28	0,20	0,22	0,13	0,23
8,91	7,70	10,96	10,02	9,90	4,62	9,70	10,03	10,05	10,23	9,63	7,11	4,60	4,32	7,17
0,13	0,17	0,09	0,16	0,06	0,05	0,05	0,07	0,16	0,02	0,07	0,35	0,14	0,14	0,40
0,05	0,00	0,05	0,04	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,03	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00
0,06	0,03	0,00	0,03	0,00	0,07	0,03	0,02	0,10	0,05	0,01	0,15	0,05	0,06	0,18
0,01	0,00	0,04	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,04	0,00	0,03	0,05	0,00	0,04	0,03
0,06	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03	0,06	0,01	0,02	0,06	0,00	0,03	0,01	0,01
89,05	88,89	88,50	87,69	86,76	88,99	88,51	89,83	88,51	88,43	88,04	87,33	90,74	88,56	87,70
5,93	5,76	5,90	5,85	5,90	5,62	5,74	5,77	5,98	5,85	5,73	6,11	5,83	5,79	6,15
2,07	2,24	2,10	2,15	2,10	2,38	2,26	2,23	2,02	2,15	2,27	1,89	2,17	2,21	1,85
2,38	2,42	2,17	2,34	2,28	2,38	2,23	2,26	2,37	2,32	2,24	2,52	2,56	2,46	2,42
0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
6,45	6,81	6,14	6,18	6,28	7,96	6,49	6,35	6,08	6,20	6,50	6,66	7,63	7,85	6,70
0,05	0,07	0,05	0,02	0,03	0,01	0,06	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04
2,91	2,55	3,57	3,29	3,30	1,57	3,20	3,24	3,27	3,34	3,19	2,37	1,52	1,47	2,39
0,03	0,04	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,00	0,02	0,08	0,03	0,03	0,10
0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00	0,04	0,01	0,02	0,05
0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02	0,04	0,00	0,03	0,02
0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01
15,97	15,99	15,97	15,99	15,98	15,98	15,97	15,98	15,97	15,99	15,96	15,96	15,99	15,97	15,97
0,69	0,73	0,63	0,65	0,66	0,84	0,67	0,66	0,65	0,65	0,67	0,74	0,83	0,84	0,74

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.5 : analyses EPMA des chlorites

AXA9_b1	AXA9_b2	AXA9_b3	AXA9_b4	AXA9_b5	AXA9_b6	AXA9_b7	AXA9_b8	AXA9_b9	AXA9_b10	AXA9_b11	AXA9_b12	AXA9_b13	AXA9_b14	AXA9_b15	AXA9_b16
26,94	27,74	25,74	27,57	27,61	26,49	25,01	27,04	27,63	26,14	26,88	26,00	26,03	27,21	26,63	27,89
16,12	17,17	16,82	16,50	16,81	17,18	17,22	16,89	17,53	16,53	16,97	17,14	16,89	17,82	17,75	17,68
0,17	0,10	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,05	0,03	0,03	0,02	0,00	0,11	0,02	0,15	0,03
36,12	33,48	37,54	37,22	35,66	34,03	35,23	33,05	33,87	34,45	34,25	34,17	35,21	35,28	36,38	32,55
0,17	0,35	0,34	0,16	0,18	0,20	0,28	0,28	0,20	0,31	0,13	0,18	0,26	0,11	0,28	0,19
7,67	10,89	7,92	7,88	8,14	9,29	8,67	10,04	10,52	9,96	10,24	10,18	9,03	9,40	7,59	10,61
0,51	0,17	0,18	0,44	0,44	0,27	0,47	0,09	0,11	0,20	0,15	0,04	0,12	0,11	0,23	0,08
0,00	0,03	0,01	0,06	0,00	0,04	0,00	0,03	0,04	0,04	0,04	0,00	0,00	0,03	0,06	0,00
0,10	0,00	0,02	0,04	0,06	0,11	0,01	0,11	0,02	0,03	0,09	0,01	0,07	0,20	0,13	0,01
0,00	0,00	0,03	0,06	0,01	0,02	0,05	0,07	0,05	0,00	0,01	0,00	0,03	0,04	0,01	0,00
0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,06	0,06	0,05	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,01	0,04	0,05
87,80	89,96	88,59	89,90	88,90	87,76	86,94	87,65	89,99	87,69	88,78	87,75	87,75	90,21	89,23	89,08
6,03	5,94	5,77	6,04	6,06	5,87	5,67	5,96	5,92	5,82	5,88	5,77	5,81	5,87	5,86	5,99
1,97	2,06	2,23	1,96	1,94	2,13	2,33	2,04	2,08	2,18	2,12	2,23	2,19	2,13	2,14	2,01
2,29	2,28	2,21	2,29	2,41	2,36	2,26	2,35	2,35	2,16	2,25	2,25	2,26	2,40	2,47	2,47
0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01
6,76	6,00	7,04	6,82	6,55	6,31	6,68	6,09	6,07	6,41	6,26	6,34	6,58	6,36	6,70	5,85
0,03	0,06	0,06	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04	0,06	0,02	0,03	0,05	0,02	0,05	0,03
2,56	3,48	2,64	2,57	2,66	3,07	2,93	3,30	3,36	3,31	3,34	3,37	3,01	3,02	2,49	3,40
0,12	0,04	0,04	0,10	0,10	0,06	0,11	0,02	0,03	0,05	0,04	0,01	0,03	0,03	0,05	0,02
0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,03	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,05	0,04	0,00
0,00	0,00	0,02	0,04	0,01	0,01	0,03	0,05	0,03	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00
0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
15,99	15,99	15,98	15,96	15,99	15,97	15,94	15,94	15,97	16,00	15,99	15,99	15,97	15,97	15,98	15,98
0,73	0,64	0,73	0,73	0,71	0,67	0,70	0,65	0,64	0,66	0,65	0,65	0,69	0,68	0,73	0,63

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.5 : analyses EPMA des chlorites

AXA9_b17	AXA9_b18	AXA9_b19	AXA9_b21	AXA9_b22	AXA9_b23	AXA9_b24	AXA9_b25	AXA9_b26	AXA7-5	AXA7-6	AXA7-24	AXA7-34	AXA10_1	AXA10_3	AXA10_2
26,61	25,97	28,53	25,44	26,12	26,75	27,04	25,42	27,40	26,86	26,73	25,82	26,53	28,31	28,64	28,09
16,66	16,71	16,97	17,02	17,26	16,21	17,64	17,41	18,24	17,08	16,49	17,59	16,36	16,27	15,81	16,13
0,00	0,04	0,06	0,00	0,03	0,06	0,00	0,04	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00
32,48	35,44	34,91	39,64	34,81	37,14	36,17	39,73	38,56	33,09	32,20	33,58	32,18	29,76	29,69	30,28
0,24	0,33	0,11	0,12	0,33	0,20	0,29	0,14	0,00	0,29	0,09	0,33	0,20	0,23	0,30	0,22
10,28	9,62	8,26	4,28	9,55	6,88	7,72	5,03	4,69	10,38	10,11	10,24	9,54	13,31	12,54	12,85
0,12	0,12	0,43	0,22	0,01	0,37	0,21	0,13	0,16	0,28	0,31	0,16	0,50	0,40	0,60	0,30
0,04	0,00	0,04	0,05	0,00	0,05	0,01	0,03	0,01	0,00	0,03	0,00	0,08	0,01	0,00	0,00
0,02	0,08	0,10	0,08	0,06	0,11	0,09	0,06	0,43	0,22	0,05	0,14	0,24	0,22	0,19	0,32
0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,04	0,05	0,02	0,01	0,04	0,04	0,01	0,00	0,01	0,05	0,00
0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,07	0,02	0,06	0,06	0,02	0,02	0,00	0,04
86,43	88,30	89,43	86,86	88,19	87,78	89,22	88,00	89,65	88,23	86,07	87,90	85,64	88,58	87,82	88,21
5,94	5,77	6,18	5,89	5,78	6,03	5,94	5,80	6,05	5,89	5,98	5,71	5,99	6,05	6,18	6,06
2,06	2,23	1,82	2,11	2,22	1,97	2,06	2,20	1,95	2,11	2,02	2,29	2,01	1,95	1,82	1,94
2,31	2,15	2,51	2,53	2,29	2,33	2,50	2,48	2,79	2,30	2,33	2,29	2,34	2,15	2,20	2,15
0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
6,06	6,59	6,32	7,68	6,45	7,00	6,64	7,58	7,11	6,07	6,03	6,21	6,07	5,32	5,36	5,46
0,04	0,06	0,02	0,02	0,06	0,04	0,05	0,03	0,00	0,05	0,02	0,06	0,04	0,04	0,06	0,04
3,42	3,19	2,67	1,48	3,15	2,31	2,53	1,71	1,54	3,39	3,37	3,37	3,21	4,24	4,03	4,13
0,03	0,03	0,10	0,06	0,00	0,09	0,05	0,03	0,04	0,06	0,08	0,04	0,12	0,09	0,14	0,07
0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
0,00	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,12	0,06	0,01	0,04	0,07	0,06	0,05	0,09
0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,03	0,03	0,02	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00
0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01
16,00	16,00	15,98	15,99	15,97	15,97	15,96	15,98	15,97	15,96	15,95	15,97	15,99	15,99	15,97	15,99
0,64	0,68	0,70	0,84	0,67	0,75	0,73	0,82	0,82	0,64	0,64	0,65	0,66	0,56	0,57	0,57

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.5 : analyses EPMA des chlorites

AXA10_4	AXA10_5	AXA10_8	AXA10_9	AXA10_10	AXA10_11	AXA10_12	AXA10_13	AXA10_14	AXA10_15	AXA10_16	AXA7_20	AXA7_21	AXA7_22	AXA7_23	AXA7_24
27,41	28,14	27,49	28,49	28,83	27,80	27,14	27,79	29,13	27,78	27,76	28,27	28,07	28,08	28,17	27,92
16,04	16,64	16,24	15,46	15,85	16,35	17,00	16,38	16,73	16,20	16,35	16,69	16,38	16,45	16,13	15,45
0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,08	0,00	0,07	0,02	0,05	0,05	0,14	0,09	0,07	0,05	0,06
29,91	29,31	28,78	29,89	30,14	29,58	29,12	28,58	29,33	28,80	28,44	30,38	28,82	30,17	28,41	30,50
0,23	0,26	0,15	0,20	0,14	0,28	0,15	0,23	0,24	0,20	0,19	0,02	0,20	0,15	0,07	0,15
13,40	12,76	14,19	12,59	13,64	13,32	13,43	14,16	13,50	12,64	14,27	11,61	13,20	12,53	14,31	13,03
0,25	0,22	0,26	0,57	0,26	0,27	0,06	0,10	0,30	0,36	0,19	0,27	0,26	0,17	0,13	0,17
0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,04	0,05	0,00	0,00
0,11	0,13	0,00	0,07	0,05	0,10	0,09	0,03	0,08	0,23	0,02	0,26	0,07	0,16	0,05	0,04
0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
0,04	0,03	0,01	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
87,40	87,51	87,13	87,33	88,96	87,79	87,05	87,34	89,40	86,27	87,29	87,66	87,14	87,83	87,32	87,33
5,96	6,07	5,95	6,19	6,13	6,00	5,89	5,99	6,13	6,08	5,98	6,11	6,07	6,06	6,06	6,08
2,04	1,93	2,05	1,81	1,87	2,00	2,11	2,01	1,87	1,92	2,02	1,89	1,93	1,94	1,94	1,92
2,07	2,30	2,10	2,14	2,10	2,15	2,24	2,15	2,28	2,26	2,13	2,37	2,24	2,25	2,14	2,05
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
5,44	5,29	5,21	5,43	5,36	5,33	5,29	5,15	5,16	5,27	5,13	5,50	5,21	5,45	5,11	5,56
0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,00	0,04	0,03	0,01	0,03
4,35	4,10	4,58	4,08	4,32	4,28	4,35	4,55	4,23	4,12	4,58	0,74	4,25	4,03	4,59	4,23
0,06	0,05	0,06	0,13	0,06	0,06	0,01	0,02	0,07	0,08	0,04	0,06	0,06	0,04	0,03	0,04
0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00
0,03	0,03	0,00	0,02	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02	0,06	0,00	0,07	0,02	0,04	0,01	0,01
0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
15,99	15,99	15,99	15,97	15,99	16,00	15,97	16,00	15,95	15,99	15,99	15,99	15,99	16,00	15,99	16,00
0,56	0,57	0,53	0,57	0,55	0,56	0,55	0,53	0,55	0,56	0,53	0,60	0,55	0,58	0,53	0,57

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux

IV.6 : analyses EPMA des phlogopites

	K2O	SiO2	FeO	F	Na2O	TiO2	Al2O3	MnO	MgO	CaO	Cl	P2O5	XFe	XAl
(wt %)														
OUK4b2_4	10,59	37,69	3,87	0,46	0,18	0,87	16,98	0,06	23,18	0,00	n.a.	n.a.	0,14	0,31
OUK4b2_3	10,38	37,72	3,68	0,46	0,22	0,95	17,13	0,00	23,08	0,00	n.a.	n.a.	0,14	0,31
OUK4b2_2	10,21	38,73	3,79	0,48	0,14	1,14	16,54	0,07	23,69	0,00	n.a.	n.a.	0,14	0,30
OUK4b2_1	9,85	38,14	4,27	0,44	0,17	0,66	17,96	0,05	23,00	0,00	n.a.	n.a.	0,16	0,32
OUK4b2_6	10,29	39,76	3,74	0,50	0,13	1,18	16,02	0,11	24,03	0,00	n.a.	n.a.	0,13	0,29
OUK4b2_8	10,27	36,11	5,08	0,33	0,14	0,22	19,38	0,15	22,17	0,00	n.a.	n.a.	0,19	0,35
OUK4b2_9	9,67	36,02	5,20	0,31	0,19	0,22	19,01	0,15	21,65	0,09	n.a.	n.a.	0,19	0,35
OUK4b2_14	10,44	38,69	3,69	0,47	0,15	0,94	16,84	0,23	23,49	0,00	n.a.	n.a.	0,14	0,30
OUK4b2_10	10,34	37,27	4,67	0,37	0,21	0,48	18,29	0,10	22,52	0,00	n.a.	n.a.	0,17	0,33
OUK4b2_11	10,12	38,14	4,10	0,44	0,18	0,93	16,92	0,13	23,41	0,00	n.a.	n.a.	0,15	0,31
OUK4b1_1	10,49	37,67	3,50	0,57	0,15	0,99	16,21	0,10	23,52	0,00	n.a.	n.a.	0,13	0,30
OUK4b1_2	10,07	36,29	4,80	0,37	0,20	0,24	19,34	0,06	22,18	0,02	n.a.	n.a.	0,18	0,35
OUK4b1_3	10,00	35,77	5,17	0,38	0,16	0,29	18,82	0,05	21,53	0,01	n.a.	n.a.	0,19	0,34
OUK4b1_4	9,89	36,09	4,56	0,40	0,18	0,31	18,82	0,07	21,89	0,00	n.a.	n.a.	0,17	0,34
OUK4b1_5	9,91	34,80	5,22	0,39	0,15	0,07	19,25	0,05	21,20	0,00	n.a.	n.a.	0,20	0,36
OUK4b1_6	10,21	36,46	4,97	0,40	0,18	0,21	19,25	0,08	22,00	0,04	n.a.	n.a.	0,18	0,35
OUK4b1_7	10,34	38,67	3,45	0,51	0,18	1,11	16,36	0,01	23,65	0,02	n.a.	n.a.	0,13	0,30
OUK4b1_8	9,87	36,81	5,47	0,36	0,21	0,29	18,94	0,20	21,65	0,00	n.a.	n.a.	0,20	0,34
OUK4b1_9	10,09	38,78	3,80	0,49	0,14	1,13	16,75	0,13	23,42	0,00	n.a.	n.a.	0,14	0,30
OUK4b1_10	10,12	37,16	4,01	0,49	0,24	1,09	16,75	0,10	23,11	0,00	n.a.	n.a.	0,15	0,31
OUK4b1_11	10,01	36,59	5,13	0,37	0,14	0,09	20,02	0,22	21,30	0,00	n.a.	n.a.	0,19	0,35
OUK4b1_12	10,02	35,87	4,65	0,40	0,15	0,12	19,82	0,27	21,69	0,01	n.a.	n.a.	0,18	0,36
OUK4-1_1	10,03	39,39	5,24	0,47	0,20	0,53	16,32	0,05	23,69	0,09	n.a.	n.a.	0,18	0,29
OUK4-1_2	9,71	37,58	5,91	0,30	0,16	0,37	17,09	0,11	22,56	0,00	n.a.	n.a.	0,21	0,31
OUK4-1_3	10,07	38,23	6,16	0,30	0,17	0,08	17,82	0,04	22,30	0,06	n.a.	n.a.	0,22	0,32
OUK4-1_4	10,08	39,07	3,94	0,54	0,15	0,64	15,67	0,00	24,25	0,01	n.a.	n.a.	0,14	0,29
OUK4-1_5	10,03	37,66	6,37	0,36	0,20	0,10	18,13	0,10	22,00	0,00	n.a.	n.a.	0,22	0,32
OUK4-1_6	10,07	36,86	6,68	0,33	0,22	0,17	18,35	0,09	22,36	0,00	n.a.	n.a.	0,23	0,33
OUK4-1_7	10,47	38,25	5,81	0,73	0,18	0,20	16,81	0,12	21,87	0,04	n.a.	n.a.	0,21	0,31
OUK4-1_9	9,95	37,49	6,99	0,87	0,08	0,39	15,90	0,10	21,68	0,00	n.a.	n.a.	0,24	0,30

n.a. : non analysé

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.7 : analyses EPMA des épidotes

	Na2O	K2O	FeO	F	CaO	SiO2	MnO	Cl	Al2O3	TiO2	MgO	V2O3	P2O5	Cr2O3	NiO	Total
(wt %)																
<i>Setolazar</i>																
SET11a_1	0,00	0,00	11,59	0,13	23,83	37,00	0,05	0,00	22,65	0,36	0,10	0,08	0,24	0,01	n.a.	96,04
SET11a_12	0,00	0,00	11,38	0,12	23,57	36,76	0,07	0,02	21,91	0,05	0,06	0,07	0,25	0,00	n.a.	94,26
SET11a_14	0,00	0,01	11,66	0,13	23,50	36,59	0,00	0,00	21,60	0,12	0,04	0,05	0,28	0,15	n.a.	94,14
SET11a_2	0,01	0,00	12,16	0,12	24,09	37,16	0,05	0,00	22,06	0,24	0,06	0,00	0,27	0,01	n.a.	96,23
SET11a_4	0,00	0,00	11,98	0,17	22,41	37,02	0,17	0,01	22,98	0,08	0,04	0,12	0,49	0,00	n.a.	95,48
SET11a_6	0,00	0,02	11,29	0,12	23,86	37,38	0,00	0,00	23,03	0,50	0,08	0,00	0,28	0,00	n.a.	96,56
SET11a_9	0,02	0,00	11,48	0,20	24,07	37,04	0,10	0,01	22,53	0,43	0,04	0,00	0,30	0,00	n.a.	96,20
SET11b_2	0,00	0,00	11,32	0,15	23,68	36,90	0,00	0,00	23,24	0,06	0,01	0,03	0,22	0,00	n.a.	95,61
SET11b_3	0,00	0,00	11,40	0,23	23,79	37,31	0,04	0,01	21,99	0,36	0,13	0,01	0,32	0,00	n.a.	95,60
SET11b_4	0,02	0,01	11,85	0,13	24,20	36,75	0,08	0,02	22,61	0,56	0,14	0,00	0,33	0,01	n.a.	96,70
SET11b_5	0,00	0,00	12,32	0,17	23,55	36,86	0,00	0,00	22,50	0,33	0,07	0,04	0,23	0,00	n.a.	96,07
SET11b_6	0,05	0,05	11,41	0,11	23,45	37,23	0,03	0,00	22,78	0,00	0,10	0,06	0,32	0,00	n.a.	95,58
SET14_22	0,00	0,01	14,87	0,00	22,27	36,55	0,00	0,00	20,42	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	n.a.	94,14
SET14_30	0,00	0,01	15,06	0,03	22,37	37,16	0,08	0,00	20,66	0,00	0,02	0,06	0,01	0,00	n.a.	95,32
SET14_31	0,00	0,01	15,31	0,03	22,18	37,25	0,12	0,03	21,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	n.a.	95,93
SET15_19	0,05	0,04	14,88	0,00	23,18	34,85	0,14	0,00	20,29	0,08	0,00	0,00	0,01	0,00	n.a.	93,32
SET15_20	0,02	0,00	14,57	0,00	21,86	36,38	0,00	0,00	21,04	0,00	0,03	0,07	0,10	0,00	n.a.	94,03
<i>Ouiksane</i>																
OUK6_1	0,01	0,01	13,02	0,28	23,25	36,06	0,00	0,00	20,91	0,11	0,18	0,00	0,11	0,00	0,02	93,95
OUK6_3	0,00	0,00	12,15	0,25	23,68	35,97	0,11	0,00	21,53	0,13	0,13	0,02	0,11	0,00	0,00	94,09
OUK6_6	0,00	0,00	10,55	0,18	24,54	37,17	0,07	0,00	23,37	0,30	0,02	0,00	0,12	0,00	0,03	96,35
OUK6_7	0,00	0,00	13,29	0,19	23,98	37,38	0,16	0,02	21,95	0,17	0,07	0,02	0,04	0,01	0,00	97,27
OUK6_11	0,02	0,00	10,35	0,23	24,02	37,34	0,10	0,00	23,60	0,20	0,08	0,09	0,12	0,00	0,04	96,18
OUK8-2_2	0,01	0,00	11,47	0,25	23,11	36,64	0,00	0,00	21,57	0,05	0,24	0,04	0,02	0,00	0,00	93,39
OUK8-2_3	0,00	0,00	11,98	0,25	21,05	34,71	0,00	0,00	19,88	0,59	0,32	0,23	0,06	0,09	0,03	89,18

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux
IV.7 : analyses EPMA des épidotes

OUK8-2_4	0,00	0,00	11,31	0,19	23,48	36,53	0,01	0,01	22,22	0,23	0,10	0,03	0,14	0,00	0,02	94,27
OUK8-2_6	0,01	0,00	12,40	0,27	23,04	36,22	0,00	0,00	21,04	0,22	0,15	0,00	0,06	0,00	0,00	93,41
<i>Axara</i>																
AXA10_11	0,01	0,00	10,34	0,20	23,91	37,34	0,08	0,00	23,69	0,28	0,00	0,00	0,32	0,00	n.a.	96,15
AXA10_12	0,00	0,00	12,26	0,13	23,30	37,14	0,00	0,01	22,16	0,03	0,00	0,15	0,28	0,00	n.a.	95,48
AXA10_13	0,02	0,01	10,50	0,14	24,30	37,69	0,04	0,00	23,68	0,10	0,00	0,00	0,34	0,02	n.a.	96,84
AXA10_14	0,02	0,00	10,57	0,12	23,01	37,55	0,19	0,00	24,42	0,03	0,01	0,09	0,58	0,11	n.a.	96,68
AXA10_15	0,00	0,02	9,95	0,15	24,31	37,55	0,00	0,01	24,29	0,26	0,00	0,00	0,21	0,05	n.a.	96,80
AXA10_2	0,05	0,00	7,98	0,11	24,23	37,40	0,11	0,00	25,54	0,19	0,02	0,04	0,32	0,05	n.a.	96,03
AXA10_5	0,00	0,00	8,77	0,16	24,33	37,91	0,03	0,00	25,08	0,20	0,07	0,16	0,29	0,02	n.a.	97,01
AXA13_30	0,02	0,01	15,53	0,14	23,40	36,93	0,02	0,00	19,76	0,04	0,00	0,00	0,14	0,00	n.a.	95,99
AXA13_31	0,01	0,00	13,87	0,13	23,23	36,97	0,04	0,00	21,23	0,00	0,01	0,10	0,22	0,00	n.a.	95,81
AXA13_33	0,05	0,03	14,79	0,10	23,51	36,95	0,00	0,00	20,58	0,05	0,00	0,08	0,23	0,00	n.a.	96,37
AXA13_34	0,01	0,00	12,99	0,12	22,97	37,11	0,26	0,00	21,80	0,04	0,02	0,07	0,45	0,00	n.a.	95,82
AXA7_27	0,00	0,00	9,98	0,15	24,55	37,41	0,07	0,01	24,73	0,08	0,03	0,00	0,18	0,06	n.a.	97,25
AXA7_28	0,03	0,07	11,01	0,13	24,03	37,32	0,18	0,01	23,13	0,09	0,00	0,04	0,26	0,00	n.a.	96,30
AXA7_29	0,00	0,00	13,00	0,14	23,67	37,10	0,12	0,00	21,86	0,11	0,00	0,00	0,18	0,03	n.a.	96,20
AXA7_30	0,00	0,01	10,65	0,12	24,03	37,68	0,09	0,01	23,65	0,01	0,05	0,00	0,36	0,00	n.a.	96,66
AXA7_31	0,04	0,03	8,64	0,17	24,25	37,59	0,13	0,01	25,43	0,07	0,10	0,01	0,40	0,01	n.a.	96,88
AXA7_32	0,03	0,00	12,93	0,12	23,51	37,07	0,00	0,03	21,90	0,09	0,07	0,12	0,29	0,01	n.a.	96,16
AXA7_33	0,02	0,00	10,70	0,13	23,99	37,72	0,00	0,03	23,48	0,16	0,02	0,08	0,31	0,02	n.a.	96,65

n.a. : non analysé

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux

IV.8 : analyses EPMA des biotites

	Type	SiO2	FeO	Na2O	K2O	Al2O3	MnO	MgO	TiO2	F	Cl	P2O5	CaO	Total	XAl	XFe
AXA16_11	lave	36,85	12,27	0,64	8,87	14,25	0,06	16,64	4,60	1,05	0,37	0,00	0,00	95,60	0,28	0,42
AXA16_12	lave	37,04	11,87	0,64	9,03	14,26	0,00	16,92	4,28	0,97	0,38	0,00	0,00	95,38	0,28	0,41
AXA16_13	lave	37,37	12,35	0,70	8,95	13,99	0,08	17,12	4,72	1,02	0,39	0,00	0,13	96,80	0,27	0,42
AXA16_14	lave	37,18	11,76	0,50	8,84	13,99	0,01	16,83	4,54	0,93	0,39	0,00	0,00	94,96	0,27	0,41
AXA16_20	lave	36,91	13,66	0,40	9,59	13,87	0,08	15,97	4,92	1,04	0,28	0,00	0,02	96,75	0,27	0,46
AXA16_21	lave	36,89	14,09	0,70	8,71	14,06	0,06	15,25	5,19	1,02	0,39	0,04	0,00	96,40	0,28	0,48
AXA16_22	lave	36,80	13,18	0,63	8,94	13,98	0,14	15,75	5,01	1,00	0,38	0,03	0,00	95,83	0,28	0,46
AXA16_23	lave	36,76	13,59	0,69	8,67	13,95	0,10	15,97	5,04	1,04	0,31	0,00	0,04	96,15	0,28	0,46
AXA16_24	lave	36,95	13,43	0,74	8,80	13,72	0,15	15,38	4,95	1,03	0,32	0,02	0,11	95,59	0,27	0,47
AXA16_25	lave	36,45	13,20	0,43	9,05	14,10	0,10	16,27	5,02	0,87	0,23	0,04	0,01	95,77	0,28	0,45
AXA16_27	lave	36,67	15,05	0,46	9,03	13,87	0,14	14,55	4,76	0,95	0,33	0,00	0,04	95,84	0,27	0,51
AXA16_28	lave	36,48	15,00	0,49	9,00	13,94	0,00	14,34	4,55	0,96	0,32	0,00	0,00	95,08	0,28	0,51
AXA16_29	lave	36,43	15,45	0,66	8,74	14,08	0,08	14,20	4,93	0,93	0,35	0,00	0,00	95,86	0,28	0,52
OUK2_5	grenu	36,12	17,80	0,26	9,62	14,13	0,18	13,89	4,68	0,35	0,25	0,06	0,00	97,32	0,28	0,56
OUK2_6	grenu	36,07	16,14	0,34	9,32	13,83	0,16	13,82	4,27	0,31	0,32	0,00	0,00	94,58	0,28	0,54
OUK2_7	grenu	36,24	17,23	0,25	9,27	14,05	0,14	13,88	4,54	0,35	0,31	0,03	0,00	96,29	0,28	0,55
OUK2_8	grenu	35,77	16,38	0,23	9,34	13,91	0,09	13,63	4,62	0,26	0,21	0,01	0,00	94,45	0,28	0,55
OUK2_9	grenu	35,68	16,73	0,28	9,60	14,17	0,20	13,63	4,68	0,30	0,23	0,01	0,00	95,50	0,28	0,55
OUK2_11	grenu	35,74	16,13	0,27	9,24	13,49	0,14	13,87	4,37	0,36	0,34	0,01	0,07	94,01	0,27	0,54
OUK2_12	grenu	37,23	16,31	0,14	9,53	13,21	0,20	14,85	4,37	0,31	0,25	0,02	0,05	96,46	0,26	0,52
OUK2_13	grenu	36,05	16,29	0,26	9,17	13,38	0,10	13,80	4,93	0,31	0,28	0,00	0,05	94,62	0,27	0,54
OUK2_19	grenu	35,79	16,40	0,21	9,52	13,85	0,00	13,79	4,65	0,25	0,24	0,03	0,00	94,73	0,28	0,54
OUK2_20	grenu	36,38	16,49	0,25	9,39	13,69	0,29	14,11	4,29	0,34	0,25	0,03	0,03	95,54	0,27	0,54
OUK2_21	grenu	36,09	16,11	0,21	9,32	13,40	0,17	14,01	4,62	0,27	0,27	0,00	0,00	94,47	0,27	0,53
OUK2_22	grenu	36,11	16,55	0,19	9,41	13,26	0,18	14,44	4,57	0,33	0,31	0,00	0,01	95,36	0,27	0,53
OUK13_9	grenu	36,57	15,62	0,26	9,23	13,47	0,00	14,80	4,48	0,67	0,32	0,02	0,05	95,48	0,27	0,51
OUK13_10	grenu	36,36	14,39	0,32	8,97	13,40	0,00	14,92	4,39	0,65	0,30	0,07	0,06	93,85	0,27	0,49
OUK13_11	grenu	36,43	14,86	0,25	9,39	13,60	0,10	14,62	4,34	0,63	0,32	0,01	0,00	94,55	0,27	0,50
OUK13_12	grenu	36,31	15,60	0,22	9,30	13,46	0,04	14,48	4,92	0,59	0,33	0,00	0,03	95,27	0,27	0,52
OUK13_13	grenu	35,71	15,75	0,19	9,24	13,95	0,15	14,39	4,86	0,52	0,30	0,00	0,00	95,06	0,28	0,52
OUK13_14	grenu	35,82	15,76	0,33	9,46	13,68	0,07	14,24	4,58	0,57	0,30	0,00	0,00	94,81	0,28	0,53
OUK13_15	grenu	37,01	14,81	0,18	9,75	12,93	0,00	15,29	4,25	0,66	0,27	0,00	0,00	95,13	0,26	0,49
OUK13_16	grenu	36,40	15,31	0,24	9,25	13,33	0,09	14,80	4,89	0,64	0,30	0,00	0,07	95,31	0,27	0,51
OUK13_17	grenu	36,12	14,81	0,28	9,12	13,31	0,10	14,65	4,67	0,58	0,34	0,00	0,00	93,97	0,27	0,50
OUK13_18	grenu	36,04	15,66	0,40	9,06	13,49	0,11	14,85	4,64	0,58	0,29	0,00	0,05	95,16	0,27	0,51
OUK13_21	grenu	36,35	15,54	0,40	9,16	13,69	0,34	14,36	4,29	0,59	0,33	0,00	0,01	95,04	0,27	0,52
OUK13_22	grenu	36,30	15,13	0,18	9,38	13,49	0,01	14,19	4,85	0,53	0,27	0,00	0,00	94,34	0,27	0,52
OUK13_27	grenu	37,02	15,08	0,31	9,20	12,84	0,05	14,96	4,56	0,60	0,20	0,00	0,00	94,82	0,26	0,50
OUK13_28	grenu	36,57	15,18	0,29	9,49	13,27	0,04	14,78	4,16	0,61	0,24	0,00	0,00	94,63	0,27	0,51
OUK13_29	grenu	36,80	14,58	0,36	9,18	13,60	0,09	14,35	4,37	0,54	0,37	0,00	0,04	94,29	0,27	0,50
OUK13_30	grenu	36,22	15,07	0,29	9,03	13,44	0,04	14,32	4,83	0,58	0,33	0,01	0,00	94,16	0,27	0,51
OUK20_2	grenu	35,72	16,36	0,33	9,33	13,27	0,10	13,76	4,17	0,65	0,34	0,01	0,00	94,03	0,27	0,54
OUK20_12	grenu	34,85	16,91	0,34	8,73	13,71	0,04	13,17	4,10	0,58	0,38	0,01	0,07	92,89	0,28	0,56
OUK20_13	grenu	34,64	17,17	0,19	9,30	13,88	0,14	13,14	4,80	0,55	0,28	0,00	0,08	94,17	0,29	0,57
OUK20_14	grenu	35,21	16,91	0,32	9,18	14,20	0,01	13,32	4,44	0,56	0,36	0,00	0,05	94,54	0,29	0,56
CUP5_6	lave	36,11	14,95	0,65	9,23	14,09	0,07	14,55	4,99	0,60	0,38	0,00	0,00	95,62	0,28	0,51

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux

IV.8 : analyses EPMA des biotites

CUP5_7	lave	36,02	15,13	0,56	9,17	14,18	0,14	14,60	5,14	0,45	0,36	0,00	0,00	95,74	0,28	0,51
CUP5_8	lave	36,82	15,69	0,61	8,97	13,71	0,12	14,39	5,03	0,47	0,37	0,00	0,00	96,19	0,27	0,52
CUP5_9	lave	35,94	15,57	0,52	9,03	14,20	0,05	14,52	5,30	0,62	0,44	0,04	0,00	96,23	0,28	0,52
CUP5_19	lave	36,61	14,99	0,67	9,00	14,00	0,09	15,13	5,03	0,77	0,38	0,06	0,09	96,82	0,28	0,50
CUP5_21	lave	36,93	14,52	0,61	9,02	13,78	0,16	15,14	4,78	0,77	0,34	0,00	0,07	96,13	0,27	0,49
CUP5_24	lave	36,35	16,06	0,57	9,06	14,26	0,00	14,41	5,16	0,60	0,42	0,00	0,00	96,89	0,28	0,53
CUP5_25	lave	36,95	15,22	0,66	8,98	13,88	0,15	14,59	4,78	0,63	0,41	0,00	0,00	96,25	0,27	0,51
CUP5_26	lave	36,13	14,71	0,53	9,28	14,08	0,05	14,48	5,10	0,67	0,44	0,00	0,02	95,50	0,28	0,50
CUP5_27	lave	36,61	15,40	0,73	8,78	13,92	0,00	14,93	5,14	0,69	0,37	0,01	0,03	96,61	0,28	0,51
CUP6_5	lave	36,48	15,53	0,76	8,81	13,89	0,13	14,40	5,07	0,39	0,33	0,00	0,00	95,79	0,28	0,52
CUP6_6	lave	36,43	15,14	0,66	8,97	13,66	0,02	14,60	5,15	0,43	0,33	0,00	0,00	95,40	0,27	0,51
CUP6_7	lave	36,65	15,14	0,70	8,65	13,57	0,01	14,57	4,71	0,40	0,40	0,00	0,00	94,80	0,27	0,51
CUP6_8	lave	36,45	15,37	0,69	9,00	13,87	0,09	14,88	4,69	0,40	0,39	0,00	0,00	95,82	0,28	0,51

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux

IV.9 : analyses EPMA des amphiboles

	Type	SiO2	FeO	Na2O	K2O	Al2O3	MnO	MgO	CaO	TiO2	F	Cl	P2O5	Total
AXA2b_6	grenu	44,67	10,86	1,67	0,86	10,45	0,02	15,96	11,69	1,79	0,16	0,13	0,12	98,37
AXA2b_7	grenu	43,52	11,02	1,87	0,88	10,92	0,05	15,91	11,50	1,89	0,19	0,09	0,11	97,95
AXA2b_9	grenu	44,05	10,05	1,74	0,86	10,53	0,16	15,29	11,73	1,76	0,23	0,11	0,12	96,63
AXA16_1	lave	42,69	11,66	1,80	0,91	11,64	0,16	14,39	12,14	2,21	0,30	0,15	0,19	98,23
AXA16_2	lave	42,70	11,58	1,76	1,02	11,48	0,11	13,99	11,75	2,24	0,28	0,20	0,16	97,25
AXA16_3	lave	42,78	11,07	1,90	0,94	11,56	0,24	14,68	11,68	2,29	0,33	0,13	0,07	97,67
AXA16_4	lave	47,79	13,79	1,56	0,35	6,77	0,38	14,68	11,15	1,10	0,46	0,14	0,07	98,24
AXA16_6	lave	42,83	13,31	1,93	0,59	11,42	0,26	13,24	11,74	1,47	0,22	0,16	0,20	97,37
AXA16_7	lave	43,56	10,94	1,82	0,60	10,81	0,21	15,28	11,63	1,59	0,28	0,09	0,22	97,02
AXA16_8	lave	43,49	11,62	1,79	0,67	11,03	0,23	15,02	11,86	1,77	0,22	0,11	0,14	97,95
AXA16_9	lave	43,67	10,83	1,80	0,73	11,14	0,13	14,84	11,66	1,66	0,20	0,07	0,09	96,83
AXA16_10	lave	43,73	11,36	1,71	0,65	11,15	0,10	14,89	11,68	1,63	0,36	0,11	0,12	97,48
AXA16_16	lave	44,20	10,68	1,95	0,67	11,28	0,16	15,57	11,62	1,68	0,23	0,09	0,21	98,34
AXA16_17	lave	43,22	12,99	1,80	0,71	11,82	0,20	14,00	11,48	1,45	0,17	0,16	0,15	98,14
AXA16_18	lave	43,52	11,97	1,89	0,66	11,34	0,15	14,45	11,43	1,52	0,27	0,14	0,14	97,48
AXA16_19	lave	44,16	10,67	1,77	0,65	11,37	0,20	15,47	11,82	1,70	0,24	0,14	0,19	98,37
AXA21_1	lave	42,38	13,50	1,87	0,83	11,26	0,18	12,85	11,23	2,24	0,17	0,22	0,09	96,83
AXA21_2	lave	42,94	11,46	1,87	0,63	11,78	0,20	14,43	11,23	1,95	0,24	0,14	0,12	96,98
AXA21_3	lave	43,41	13,41	1,81	0,57	10,27	0,36	13,31	10,74	1,78	0,27	0,25	0,12	96,29
AXA21_4	lave	42,79	14,57	1,77	1,25	9,12	0,19	12,62	11,58	2,33	0,26	0,47	0,14	97,08
AXA21_5	lave	43,41	15,72	1,87	0,98	8,57	0,22	12,90	11,07	1,97	0,26	0,50	0,14	97,60
AXA21_6	lave	47,30	13,55	1,91	0,40	6,21	0,09	14,89	11,19	1,51	0,25	0,15	0,14	97,59
OUK2_1	grenu	42,75	12,27	1,66	1,32	11,28	0,19	14,22	11,94	1,79	0,25	0,24	0,08	97,97
OUK2_2	grenu	42,79	12,22	1,60	1,35	10,95	0,20	14,25	11,68	1,87	0,23	0,21	0,11	97,44
OUK2_3	grenu	40,52	14,05	1,54	1,29	11,17	0,30	11,06	11,67	1,55	0,22	0,26	0,13	93,76
OUK2_4	grenu	42,05	15,25	1,80	1,29	11,41	0,24	12,00	11,83	2,02	0,23	0,18	0,10	98,40
OUK2_15	grenu	43,72	14,48	1,66	1,02	8,95	0,26	12,88	11,65	2,38	0,18	0,30	0,09	97,57
OUK2_16	grenu	45,39	15,03	1,57	0,69	8,37	0,34	13,25	11,55	1,44	0,22	0,25	0,10	98,20
OUK2_17	grenu	44,22	15,50	1,67	0,66	8,70	0,50	12,56	11,06	1,70	0,21	0,21	0,17	97,13
OUK13_1	grenu	44,91	13,59	1,83	0,81	8,30	0,26	13,91	11,15	1,76	0,30	0,36	0,19	97,36
OUK13_2	grenu	45,28	13,17	1,74	0,84	8,29	0,22	13,97	11,02	1,74	0,34	0,34	0,20	97,15
OUK13_3	grenu	48,26	12,23	1,30	0,65	5,56	0,14	15,17	11,73	1,21	0,44	0,27	0,12	97,05
OUK13_5	grenu	41,90	12,74	1,96	0,81	8,18	0,20	12,59	13,39	1,84	0,41	0,30	0,15	94,44
OUK13_6	grenu	45,64	13,16	1,85	0,77	8,11	0,26	13,83	11,58	1,81	0,40	0,26	0,13	97,79
OUK13_7	grenu	45,70	14,02	1,59	0,62	7,93	0,31	13,73	11,57	1,51	0,40	0,19	0,08	97,66
OUK13_8	grenu	45,70	13,70	1,76	0,74	8,50	0,32	13,62	11,82	1,43	0,39	0,19	0,17	98,35
OUK13_19	grenu	44,66	13,09	1,53	0,80	9,34	0,28	13,71	11,52	2,00	0,30	0,25	0,11	97,57
OUK13_20	grenu	45,26	12,59	1,54	0,90	8,61	0,12	13,91	11,54	1,79	0,31	0,34	0,07	96,98
OUK13_23	grenu	45,51	13,01	1,34	0,78	8,01	0,32	14,11	11,93	1,56	0,28	0,21	0,10	97,16
OUK13_24	grenu	43,84	14,79	1,66	0,90	9,04	0,21	12,81	11,46	2,07	0,28	0,27	0,12	97,44
OUK13_25	grenu	46,95	13,33	1,51	0,66	7,00	0,15	14,34	11,74	1,37	0,39	0,21	0,08	97,74
OUK13_26	grenu	47,46	12,65	1,25	0,67	7,29	0,30	14,89	11,63	1,29	0,28	0,18	0,16	98,04
OUK13_34	grenu	42,54	12,63	1,76	0,91	10,46	0,11	13,13	11,77	3,08	0,24	0,39	0,08	97,09
OUK13_35	grenu	42,82	12,85	2,19	0,88	9,70	0,25	12,89	11,56	2,27	0,35	0,33	0,08	96,18
OUK13_36	grenu	43,00	13,79	1,84	1,04	9,70	0,21	13,21	11,51	2,28	0,28	0,41	0,10	97,37
OUK13_37	grenu	44,27	12,65	1,75	0,82	9,18	0,25	13,31	11,03	2,16	0,31	0,30	0,07	96,11

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux

IV.9 : analyses EPMA des amphiboles

OUK14b_1	grenu	41,65	11,02	1,78	1,41	11,84	0,05	13,94	12,17	2,96	0,23	0,25	0,15	97,45
OUK14b_3	grenu	41,53	11,38	1,92	1,39	12,54	0,05	14,23	11,77	3,02	0,21	0,25	0,15	98,43
OUK14b_4	lave	41,79	10,95	1,78	1,23	12,31	0,10	14,55	11,89	3,00	0,22	0,25	0,13	98,19
OUK14b_6	lave	42,16	10,28	1,74	1,23	11,90	0,00	14,88	12,18	2,51	0,26	0,24	0,13	97,50
OUK14b_7	lave	45,12	14,55	1,36	0,72	8,62	0,35	13,66	11,66	1,46	0,23	0,31	0,10	98,14
OUK14b_8	lave	42,04	14,71	1,65	1,11	11,39	0,13	12,67	11,50	2,40	0,23	0,28	0,12	98,22
OUK14b_9	lave	43,16	12,92	1,48	1,21	11,22	0,25	14,16	11,94	1,56	0,24	0,24	0,13	98,51
OUK14b_10	lave	42,80	13,21	1,53	1,01	10,73	0,24	13,21	11,93	2,08	0,21	0,31	0,10	97,35
OUK14b_11	lave	46,42	13,89	1,19	0,61	7,79	0,33	14,40	11,79	1,43	0,21	0,22	0,12	98,42
OUK14b_12	lave	45,85	12,65	1,46	0,79	8,36	0,34	14,75	11,66	1,54	0,26	0,22	0,09	97,97
OUK14b_13	lave	45,59	14,23	1,40	0,97	8,37	0,34	13,73	11,41	1,71	0,15	0,29	0,10	98,27
OUK14b_14	lave	46,62	13,87	1,26	0,68	7,91	0,36	14,09	11,43	1,38	0,21	0,20	0,00	98,00
OUK14b_15	lave	44,59	13,50	1,31	0,87	8,58	0,38	13,38	11,56	1,77	0,23	0,36	0,07	96,58
OUK14b_16	lave	45,60	13,60	1,34	0,70	7,90	0,12	13,48	11,54	1,56	0,22	0,28	0,07	96,40
OUK14b_17	lave	41,67	11,34	1,82	1,23	11,47	0,13	14,20	11,67	2,94	0,18	0,26	0,23	97,14
OUK14b_18	lave	41,61	11,78	1,77	1,33	11,95	0,00	13,70	11,89	2,75	0,24	0,29	0,09	97,39
OUK14b_19	lave	42,38	11,17	1,78	1,29	11,36	0,07	14,69	11,83	2,72	0,00	0,25	0,07	97,60
OUK14b_20	lave	41,57	11,26	1,93	1,36	12,23	0,05	14,51	11,95	2,65	0,19	0,26	0,10	98,06
OUK14b_21	lave	41,96	11,85	1,71	1,27	11,86	0,21	13,58	11,68	2,37	0,24	0,36	0,14	97,23
OUK14b_22	lave	42,18	13,06	1,80	1,13	11,25	0,13	12,78	11,47	2,77	0,21	0,38	0,10	97,26
OUK14b_23	lave	43,57	13,36	1,41	0,94	9,86	0,24	13,08	11,69	2,17	0,21	0,29	0,13	96,95
OUK14b_24	lave	46,44	12,52	1,32	0,65	8,66	0,22	14,63	11,50	1,42	0,24	0,23	0,14	97,98
OUK14b_25	lave	41,75	11,72	1,72	1,32	11,77	0,15	13,85	11,80	2,60	0,21	0,19	0,09	97,16
OUK20_5	grenu	41,79	13,66	1,94	0,82	10,85	0,14	12,68	11,28	2,31	0,29	0,21	0,10	96,07
OUK20_6	grenu	41,22	13,22	1,74	0,68	10,48	0,29	12,51	10,95	2,41	0,33	0,25	0,12	94,20
OUK20_7	grenu	44,26	14,05	1,47	0,65	8,19	0,33	12,94	11,14	1,40	0,36	0,27	0,02	95,08
OUK20_8	grenu	44,74	14,81	1,46	0,73	7,57	0,28	12,94	11,29	1,14	0,39	0,25	0,19	95,79
OUK20_9	grenu	41,96	13,97	1,89	0,83	9,34	0,31	12,61	11,16	2,34	0,33	0,29	0,13	95,17
OUK20_15	grenu	43,77	14,09	1,56	0,68	8,35	0,42	12,42	11,26	1,49	0,33	0,15	0,17	94,68
OUK20_16	grenu	45,20	13,64	1,73	0,62	7,41	0,45	13,42	11,28	1,31	0,41	0,16	0,12	95,75
OUK20_17	grenu	43,88	13,99	1,50	0,83	8,52	0,31	12,70	11,07	1,83	0,25	0,24	0,15	95,28
OUK20_18	grenu	43,32	14,68	1,42	0,87	8,61	0,37	12,48	11,16	2,00	0,28	0,31	0,18	95,67
OUK20_19	grenu	47,36	13,23	1,19	0,54	5,55	0,15	14,36	11,96	0,61	0,41	0,29	0,13	95,77
DS1_3	lave	43,18	12,90	2,01	0,81	10,37	0,01	13,55	11,41	2,42	0,23	0,25	0,19	97,31
DS1_5	lave	43,62	13,95	1,79	0,89	10,23	0,32	13,69	11,29	1,91	0,19	0,31	0,17	98,34
DS1_6	lave	43,96	14,45	1,80	0,69	9,80	0,19	13,73	11,35	1,59	0,19	0,22	0,19	98,16
DS1_7	lave	43,02	13,81	1,99	0,80	10,59	0,21	13,77	11,43	2,36	0,17	0,32	0,19	98,66
DS1_8	lave	43,41	13,82	1,86	0,83	10,29	0,23	13,71	11,49	1,96	0,21	0,32	0,13	98,24
DS1_9	lave	43,42	11,83	2,02	0,69	11,06	0,18	14,87	11,52	2,06	0,21	0,16	0,09	98,11
DS1_10	lave	41,54	11,87	2,24	0,70	13,01	0,21	13,98	11,60	2,44	0,16	0,22	0,13	98,09
DS1_11	lave	42,38	14,17	2,04	0,91	11,13	0,25	13,26	11,48	2,46	0,21	0,32	0,12	98,72
DS1_14	lave	42,96	14,84	1,70	0,91	10,27	0,31	13,13	11,59	1,82	0,16	0,35	0,06	98,09
DS1_15	lave	42,76	14,50	2,00	0,84	10,27	0,14	12,73	11,44	2,84	0,11	0,40	0,10	98,13
DS1_16	lave	43,31	13,98	1,76	0,69	10,28	0,25	13,21	11,45	1,98	0,20	0,21	0,16	97,48
DS1_17	lave	42,74	13,37	1,91	0,84	10,62	0,20	13,08	11,21	2,15	0,21	0,34	0,14	96,83
DS1_18	lave	41,76	14,10	1,98	1,10	11,77	0,35	12,57	11,52	2,31	0,19	0,30	0,16	98,08
DS1_19	lave	43,00	14,36	2,02	0,76	11,10	0,27	13,53	11,48	2,21	0,24	0,34	0,15	99,45
DS2_2	lave	42,68	14,81	2,09	0,86	10,49	0,18	12,53	11,45	2,56	0,24	0,44	0,10	98,42
DS2_3	lave	42,35	15,01	2,01	0,86	10,33	0,13	12,25	11,10	2,51	0,27	0,42	0,12	97,35

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux

IV.9 : analyses EPMA des amphiboles

DS2_4	lave	41,90	14,88	1,88	1,04	10,63	0,16	12,10	11,48	2,45	0,20	0,56	0,09	97,37
DS2_14	lave	42,83	15,69	1,93	0,73	9,78	0,26	12,13	11,10	2,07	0,22	0,58	0,12	97,44
DS2_15	lave	43,11	15,62	1,81	0,86	9,30	0,18	12,45	11,10	2,09	0,21	0,51	0,19	97,41
DS2_16	lave	43,04	16,14	1,76	0,78	9,66	0,23	12,09	11,26	1,91	0,21	0,60	0,06	97,73
DS2_20	lave	40,89	14,97	1,81	0,83	10,12	0,21	11,98	11,35	2,27	0,28	0,45	0,17	95,32
DS2_21	lave	42,31	15,10	1,79	0,82	9,99	0,20	12,33	11,56	2,56	0,00	0,50	0,11	97,28
DS2_22	lave	42,80	14,27	1,99	0,87	10,26	0,17	12,73	11,33	2,27	0,25	0,42	0,14	97,49
DS2_23	lave	43,87	13,88	1,99	0,72	9,03	0,27	13,86	11,29	2,19	0,30	0,35	0,12	97,87
DS2_25	lave	43,47	14,67	1,94	0,70	9,54	0,02	12,92	11,60	2,36	0,29	0,35	0,18	98,04
DS2_26	lave	43,71	13,72	1,90	0,58	9,16	0,13	13,76	11,07	2,14	0,25	0,34	0,17	96,91
DS2_27	lave	43,47	14,31	2,06	0,67	9,75	0,15	13,29	11,73	2,66	0,29	0,31	0,12	98,79
CUP5_1	lave	45,18	15,47	1,49	0,86	8,09	0,32	13,61	11,54	1,40	0,28	0,34	0,17	98,73
CUP5_2	lave	45,97	14,60	1,47	0,81	7,80	0,21	13,95	11,57	1,51	0,30	0,26	0,08	98,54
CUP5_3	lave	45,27	14,54	1,56	0,85	7,92	0,25	13,75	11,52	1,50	0,28	0,30	0,16	97,92
CUP5_5	lave	44,90	14,72	1,67	0,94	8,50	0,33	13,80	11,48	1,55	0,27	0,41	0,09	98,67
CUP5_16	lave	42,55	14,69	1,85	1,07	10,18	0,18	12,99	11,59	2,54	0,17	0,28	0,13	98,21
CUP5_17	lave	41,78	11,50	2,05	1,07	12,45	0,09	14,28	11,83	2,99	0,30	0,12	0,12	98,58
CUP5_18	lave	42,87	14,39	1,97	1,09	10,12	0,17	13,13	11,49	2,73	0,23	0,32	0,07	98,57
CUP6_11	lave	40,60	11,05	1,86	1,27	12,28	0,03	14,46	11,94	2,77	0,22	0,14	0,17	96,77

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux

IV.10 : analyses EPMA des pyroxènes

	Type	SiO2	Al2O3	TiO2	MgO	FeO	MnO	CaO	Na2O	K2O	F	Cl	P2O5	Total
AXA2b_1	grenu	51,85	3,71	0,54	17,79	9,52	0,00	12,72	0,76	0,29	0,41	0,09	0,18	97,87
AXA2b_2	grenu	53,30	3,01	0,49	18,74	8,41	0,12	12,57	0,66	0,30	0,45	0,12	0,07	98,25
AXA2b_3	grenu	53,11	3,04	0,37	18,47	8,77	0,01	12,92	0,59	0,25	0,39	0,08	0,14	98,14
AXA2b_4	grenu	52,78	2,91	0,39	19,05	8,46	0,03	12,72	0,57	0,25	0,43	0,10	0,10	97,79
AXA2b_5	grenu	52,43	3,31	0,47	18,47	9,18	0,15	12,18	0,54	0,24	0,45	0,12	0,09	97,63
AXA2b_8	grenu	51,54	3,93	0,51	17,47	9,11	0,10	12,38	0,89	0,34	0,37	0,12	0,10	96,86
AXA2b_10	grenu	51,73	4,22	0,76	18,11	9,12	0,13	12,47	0,88	0,43	0,43	0,16	0,11	98,54
AXA2b_11	grenu	51,82	4,04	0,60	18,41	9,55	0,17	12,64	0,83	0,26	0,38	0,17	0,06	98,92
AXA2b_14	grenu	53,67	2,82	0,40	18,95	8,43	0,03	12,98	0,50	0,23	0,44	0,12	0,08	98,64
AXA2b_16	grenu	50,40	2,89	0,37	17,90	8,19	0,10	15,09	0,63	0,30	0,41	0,11	0,15	96,54
AXA2b_17b	grenu	48,80	3,23	0,45	17,10	7,84	0,08	16,14	0,61	0,29	0,35	0,07	0,14	95,09
AXA2b_18	grenu	53,18	2,98	0,49	19,31	8,68	0,12	12,83	0,71	0,20	0,46	0,13	0,15	99,25
AXA16_26	lave	51,42	3,66	0,76	18,29	8,36	0,08	12,35	1,32	0,46	0,86	0,12	0,11	97,77
AXA16_30	lave	52,82	2,83	0,20	17,60	9,90	0,04	13,14	0,40	0,20	0,34	0,07	0,09	97,63
AXA21_8	lave	51,44	3,04	0,25	15,77	12,40	0,16	12,55	0,39	0,17	0,37	0,14	0,17	96,86
AXA21_9	lave	51,68	2,37	0,27	16,62	11,13	0,14	12,77	0,41	0,17	0,28	0,10	0,11	96,05
AXA21_10	lave	49,84	4,26	0,21	14,35	14,96	0,09	12,64	0,48	0,31	0,28	0,18	0,15	97,74
AXA21_11	lave	51,49	3,32	0,38	16,11	12,03	0,05	12,68	0,38	0,23	0,37	0,07	0,13	97,23
OUK13_31	grenu	52,05	3,54	0,25	17,42	10,68	0,27	11,49	0,94	0,31	0,45	0,09	0,09	97,56
OUK13_32	grenu	51,03	3,45	0,70	17,11	11,06	0,35	11,69	1,01	0,35	0,50	0,11	0,12	97,48
OUK13_33	grenu	49,66	4,84	0,24	15,45	12,24	0,30	11,44	1,19	0,37	0,48	0,15	0,11	96,47
OUK14b_2	lave	51,54	2,87	0,19	14,37	15,06	0,05	12,24	0,66	0,24	0,23	0,18	0,17	97,80
OUK14b_5	lave	52,32	3,51	0,11	16,52	11,47	0,00	12,87	0,76	0,30	0,47	0,07	0,07	98,47
OUK20_4	grenu	52,32	0,20	0,01	13,26	8,28	0,25	24,26	0,20	0,00	0,14	0,00	0,17	99,09
DS1_1	lave	52,79	1,45	0,23	24,67	19,50	0,55	0,80	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	100,02
DS1_2	lave	53,59	0,62	0,24	24,79	19,09	0,76	1,11	0,03	0,03	0,06	0,03	0,03	100,34
DS1_13	lave	50,20	2,21	0,19	18,57	27,86	0,74	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	100,23
DS2_5	lave	52,68	1,26	0,13	23,66	19,96	0,46	1,17	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	99,32
DS2_6	lave	52,57	1,04	0,16	23,55	20,18	0,39	1,03	0,02	0,00	0,06	0,00	0,01	99,01
DS2_7	lave	53,37	0,96	0,24	25,20	18,95	0,50	1,18	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	100,47
DS2_8	lave	53,01	0,56	0,11	23,79	20,55	0,63	1,09	0,02	0,00	0,07	0,00	0,00	99,83
DS2_9	lave	51,59	0,78	0,17	24,14	17,58	0,55	1,15	0,02	0,00	0,14	0,01	0,00	96,14
DS2_10	lave	51,15	1,94	0,46	14,78	9,11	0,44	21,45	0,27	0,00	0,11	0,00	0,25	99,97
DS2_11	lave	51,93	1,37	0,27	14,97	9,60	0,36	21,03	0,29	0,00	0,12	0,00	0,20	100,14
DS2_12	lave	51,57	2,45	0,40	14,65	8,90	0,27	21,19	0,38	0,00	0,10	0,00	0,28	100,18
DS2_17	lave	52,29	1,13	0,23	23,47	20,85	0,73	1,01	0,04	0,01	0,02	0,00	0,00	99,77
DS2_18	lave	51,28	1,71	0,33	14,85	8,89	0,20	21,88	0,29	0,04	0,09	0,02	0,21	99,78
DS2_19	lave	51,35	0,51	0,13	24,06	16,90	0,56	1,16	0,04	0,00	0,13	0,00	0,05	94,89
DS2_28	lave	51,91	1,32	0,17	14,41	9,63	0,52	21,28	0,25	0,01	0,13	0,01	0,21	99,84
DS2_29	lave	52,45	1,10	0,27	14,72	9,08	0,42	21,13	0,16	0,00	0,12	0,00	0,24	99,69
DS2_30	lave	52,48	1,70	0,16	24,32	20,48	0,39	1,06	0,01	0,02	0,04	0,00	0,00	100,65
CUP5_4	lave	52,11	1,49	0,21	14,25	9,01	0,24	22,13	0,29	0,04	0,06	0,00	0,21	100,05
CUP5_10	lave	52,06	1,45	0,24	14,58	9,46	0,23	22,06	0,32	0,01	0,06	0,00	0,18	100,65
CUP5_11	lave	52,22	0,96	0,07	14,59	9,32	0,48	22,36	0,33	0,00	0,06	0,01	0,14	100,54
CUP5_13	lave	51,93	0,64	0,00	14,07	9,77	0,51	22,12	0,31	0,00	0,09	0,00	0,22	99,66
CUP5_20	lave	51,86	1,52	0,28	14,40	9,83	0,27	22,04	0,23	0,02	0,10	0,01	0,16	100,70

Annexe IV - Analyses EPMA des minéraux

IV.10 : analyses EPMA des pyroxènes

CUP5_22	lave	53,15	0,59	0,21	22,78	22,67	0,64	1,23	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06	101,35
CUP5_30	lave	52,92	0,78	0,18	23,36	21,60	0,56	1,14	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	100,56
CUP6_1	lave	51,98	1,32	0,20	15,32	7,76	0,20	22,61	0,29	0,01	0,09	0,00	0,23	100,00
CUP6_4	lave	51,75	1,28	0,18	14,77	9,03	0,32	22,15	0,32	0,03	0,12	0,00	0,16	100,10
CUP6_12	lave	52,19	1,26	0,26	15,11	8,95	0,23	21,63	0,22	0,00	0,11	0,00	0,28	100,24

V

**Observations pétrologiques des
roches magmatiques**

Annexe V - Observations pétrologiques des roches magmatiques

LAME	ETAT	EQUIVALENT	GEOMETRIE	TYPE
<i>Domaine Sud</i>				
DS1	peu altéré		pointement volcanique	lave
DS2	peu altéré	DS1	pointement volcanique	lave
DS6	très altéré		dyke dans schistes mésozoïques	lave ?
DS7	altéré	DS6	en volante dans l'oued	lave
DS8	très altéré	DS6	dyke dans Miocène moyen	lave ?
<i>Setolazar</i>				
SET2-2a	très altéré		dyke recoupant skarn	lave
SET3	très altéré		peu clair	lave
SET4	très altéré		bordure d'enclave	lave
SET7	très altéré		sill en crête	lave
SET10	très altéré		dyke-sill	lave
<i>Axara</i>				
AXA1	altéré		lame parement S	intrusif
AXA1t	frais		volante	lave
AXA2b	altéré		lame parement N	intrusif
AXA14	peu altéré		coupe NS	lave
AXA15	peu altéré	entre AXA1t et AXA14	coupe NS	lave
AXA16	peu altéré	AXA15	coupe NS	lave
AXA21	peu altéré	AXA16	coupe NS	lave
AXA26	altéré		contact dyke-schiste	intrusif
R8	altéré		dyke-sill	lave
<i>Afra</i>				
AFRA1a	très altéré		halde	lave
AFRA3	très altéré		trou	lave
AFRA3b	très altéré		trou	lave
AFRA4b	altéré		pointement volcanique	lave
CUP1	altéré	AFRA3b	en place	lave
CUP5	frais	laves du Gourougou	coulée bréchique	lave
CUP6	frais	CUP5	nuée ardente	lave
CUP9	altéré		en place	lave
<i>Ouiksane</i>				
OUK2	peu altéré		entrée du pit	intrusif
OUK2c	très altéré	OUK20	entrée du pit	intrusif
OUK3	très altéré		entrée du pit	intrusif
OUK3b	altéré	OUK16	faciès Duggen	intrusif
OUK4t	peu altéré		volante coupe-type	intrusif
OUK6b	altéré		proche brèche	lave
OUK13	frais		dyke	intrusif
OUK14	altéré		fond du pit	?
OUK14a	altéré		fond du pit	?
OUK14b	altéré	OUK15	fond du pit	lave
OUK14t	très altéré		fond du pit	?
OUK15	altéré		fond du pit	lave
OUK16	très altéré		fond du pit	intrusif
OUK17	altéré		fond du pit	intrusif
OUK18	altéré	OUK17	fond du pit	intrusif
OUK19	altéré	OUK20	apex proche stockwerk	intrusif
OUK20	peu altéré		apex	intrusif
OUK24	peu altéré	OUK20	volante parement N	intrusif
OUK33	très altéré		oued N Ouiksane	lave ?
OUK101	altéré		coupe-type	lave
OUK104	très altéré		apophyse coupe-type	?
OUK105	très altéré		apophyse coupe-type	lave

Annexe V - Observations pétrologiques des roches magmatiques

NATURE	TEXTURE	PHENOCRISTAUX PRIMAIRES
andésite		plg > amph >> opx > kfd
andésite		plg > px (opx > cpx) > amph
andésite	porphyrique	plg > ferromag (amph ?)
andésite	microlithique	plg > amph
andésite	porphyrique	plg > ferromag (amph ?)
		plg > amph
	porphyrique	plg > ferromag (amph ?)
	porphyrique	plg > bt
		plg >> ferromag
		plg > ferromag (bt ?)
microdiorite	microgrenu	plg > ferromag
andésite	porphyrique	plg > amph
microdiorite		plg > amph
andésite		plg > amph > bt
andésite	porphyrique	plg > amph > bt
andésite		plg > amph > bt
andésite		plg > amph > bt
microdiorite		plg > ferromag
andésite	porphyrique	plg > ferromag (formes amph et bt)
andésite		plg > amph > bt
andésite		plg (+kfd ?) > bt >> amph
andésite	porphyrique	plg, kfd > amph, bt
andésite	porphyrique	plg > ferromag
andésite	porphyrique	plg >> bt, amph
andésite	porphyrique	plg >> kfd, cpx > bt > opx > amph
andésite	porphyrique	plg > bt >> amph
andésite	porphyrique	plg (+kfd ?) > ferromag
microgranodiorite		plg >> kfd (perthitiques), amph verte > bt
microgranodiorite		amph brune (inclusions bt)
microgranodiorite		plg > kfd, bt > amph, qtz (automorphes avec golfes) bt = amph, qtz automorphe arrondi
granodiorite	aplitique	plg, kfd, amph
andésite		plg (kfd probables), amph > bt
granodiorite	aplitique	plg > kfd, amph > bt
	doléritique ?	plg
andésite		plg, amph >> bt
andésite		amph > bt, plg >> kfd
microdiorite quartzique		bt, amph, fd
microdiorite ?	aplitique	plg = kfd, qq amph
microdiorite ?		plg, kfd (perthitiques), qq ferromag
granodiorite		plg, amph > bt
granodiorite		plg > kfd (excroissances), amph > bt > opx
granodiorite		bt, amph, plg, kfd (perthitiques)
		bt, amph, plg
		qq bt, amph ?
	aplite	plg
andésitique	porphyrique	plg, fantômes ?

Annexe V - Observations pétrologiques des roches magmatiques

PHENOCRISTAUX 2ndAIRES	APATITE
	+
	+
bt légèrement déstabilisée	++
	++
	+
bt	
	++
	+
	+
	+
	?
	+
	++
	+
	+
	+
	rare
	+
	+
	+
bt trapue automorphe néoformée dans ancien habitus (+ qtz)	

FOND

cal pervasive, qtz peu abondant xénomorphe (extinction roulante)
 vitreux, cal abondante, qtz diffus (qq gdes plages)
 qtz peu abondant xénomorphe

cal (qq phénocristaux) et qtz abondants
 chl, cal (veinules et cavités) abondante, qtz
 cal, trous, oxydes
 qtz abondant (automorphes en bordure de mx remplacés), cal, chl
 qtz et cal peu développés

qtz xénomorphe (distribution homogène) et cal (irrégulière) abondants

qtz xénomorphe abondant, peu de cal, oxydes
 peu de qtz/cal

veines à py + ep
 qtz abondant (répartition irrégulière, xénomorphe, qq grandes plages), qq cal
 produits bruns ferreux, cal en amas de petits grains

qtz interstitiel poecilithique (plages ttes tailles)
 qtz fréquent (silicification secondaire)
 silicification secondaire, altération verdâtre
 ferruginisé (bcp d'opaques), trous
 riche en opaques, vacuoles à remplissage secondaire
 trous, texture sériée non bimodale des phénocristaux aux microlithes, vitreux (verre brun partiel)
 non vitreux, riche en oxydes
 silicification secondaire, trous, peu vitreux

qtz tardif xénomorphe, très abondant (plusieurs tailles = plusieurs générations ?)

qtz, cal abondante (dont interstitielle et grandes plages), mx vermiculés en peigne
 cal abondante (fond, ou finement cristallisée ac qtz, ou gdes plages interstitielles)
 qtz interstitiel à extinction roulante
 qtz peu abondant
 qtz interstitiel xénomorphe (extinction +/- roulante)
 assemblages radiés de "fausses" chl, qtz abondant, miénral vert-orangé en paquets flexueux
 ol ? qtz-calcite abondant
 peu de qtz
 chloritisation incomplète avec py
 qtz : interstitiel secondaire peu abondant (dévitrification ?), localement grandes plages xénomorphe à extinction roulante, c
 cal dt qq grosses plages, qtz abondant, ep peu abondante
 qtz très abondant
 2 zones : envahis de chl ou fond piqueté à cal
 riche en cal et qtz
 cal secondaire, qtz xénomorphe abondant (génération primaire)
 qtz très abondant, qq oxydes magmatiques
 qtz abondant, pervasif et en remplissage de trous, veinules de cal
 silicification secondaire ou dévitrification ? "fausses" chl verdâtres
 qtz à extinction roulante (1 seule génération), chloritisation très pervasive ("fausse" chl)
 qtz en remplissage irrégulier (amygdales polycristallins), trous

ALTERATION DES PLG

séricitisation

plg séricitisé

plg : altération en calcite
saussuritisation du plg ?
fd bien bouffés à cœurs piquetés de brun (cal ankéritisée ? Mn ?)
amph : chl + cal

al (veinules)

altération calcique voire séricite
cal abondante, qtz très abondant
peu altéré : ép +/- cal

séricite en zone
altération brunâtre

ALTERATION FERROMAG

chl + amph verte (act) + cal
chl + amph + cal
chl + amph verte + cal

amph brune

amph verte

chl

décoloré, amph verte + chl
oxydes
oxydes, bt : chl
bt : chl

amph décolorées, remplacement phyllitiques

bt décolorées partiellement chl, amph : chl + qtz (piquetage brunâtre)
bt : séricite secondaire
séricite

amph : piquetage de cal en bordure OK
bt oxydée, amph résorbée (oxydée blindée)

oxydes

bt un peu chloritisées
large chloritisation des bt (pas de toutes), amph non conservées (chl + cal incolore)
amph : chl + cal
amph : début d'altération dans clivages
altération
rétromorphose : amph verte avec parties résiduelles brunes

amph décolorée, bt chloritisée à piquetage marron (phyllite + cal brunâtre ?)

amph décolorée, bt chloritisée
bt +/- chloritisées, amph complètement altérées en chl + cal
amph très résorbées
amph décolorée : cal, phyllite très claire
agrégats rouillés
amph : résorption en oxydes + qtz, largement rétro-morphosée en amph verte, inclusions plg + bt + fk ? amph verte : altération
bt : à peine chloritisées, amph un peu plus déstabilisées
oxydes
bt résiste

Annexe V - Observations pétrologiques des roches magmatiques

ion secondaire à ép + qtz ; bt : début d'altération en chl + oxydes + qtz, inclusions de qtz ? ; opx rétrotransformés

VI

Documents complémentaires aux datations

Datations U-Pb

VI.1 : mesures du zircon de référence (Plešovice).

VI.2 : diagramme concordia du zircon de référence (Plešovice).

VI.3 : LA-SF-ICP-MS U-Th-Pb dating methodology CAF, Stellenbosch University.

Traces de fission sur apatites

VI.4 : analyses EPMA sur les apatites.

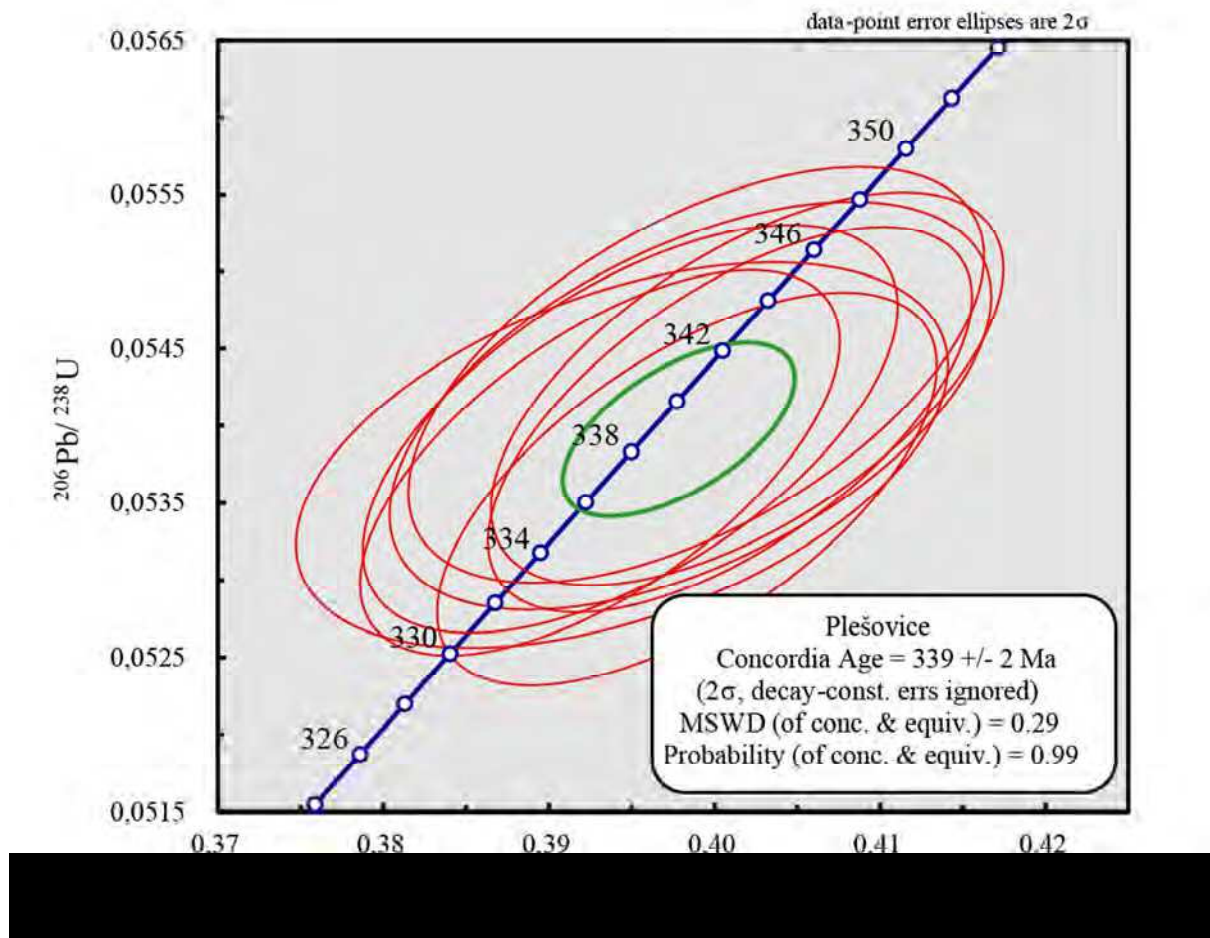
VI.5 : fiche résultat des mesures des traces de fission sur OUK2 (Wb).

VI.6 : fiche résultat des mesures des traces de fission sur OUK20 (Wc).

VI.1 : mesures du zircon de référence (Plešovice). Complément de la Table 11.4.

Analysis	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th/U ^a	Ratios						Ages (Ma)				
				²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 s ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 s ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^c	2 s ^d	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 s
PL_09	611	33	0	0	0	0	0	0	0	0	338	14	338	6
PL_10	620	33	0	0	0	0	0	1	0	0	342	10	339	6
PL_11	626	34	0	0	0	0	0	1	0	0	337	10	338	6
PL_20	642	34	0	0	0	0	0	1	0	0	340	11	337	6
PL_21	648	35	0	0	0	0	0	1	0	0	343	11	341	6
PL_30	656	36	0	0	0	0	0	1	0	0	341	13	340	7
PL_31	673	36	0	0	0	0	0	1	0	0	338	11	339	7
PL_32	677	37	0	0	0	0	0	1	0	0	341	12	341	7

VI.2 : diagramme concordia du zircon de référence (Plešovice).



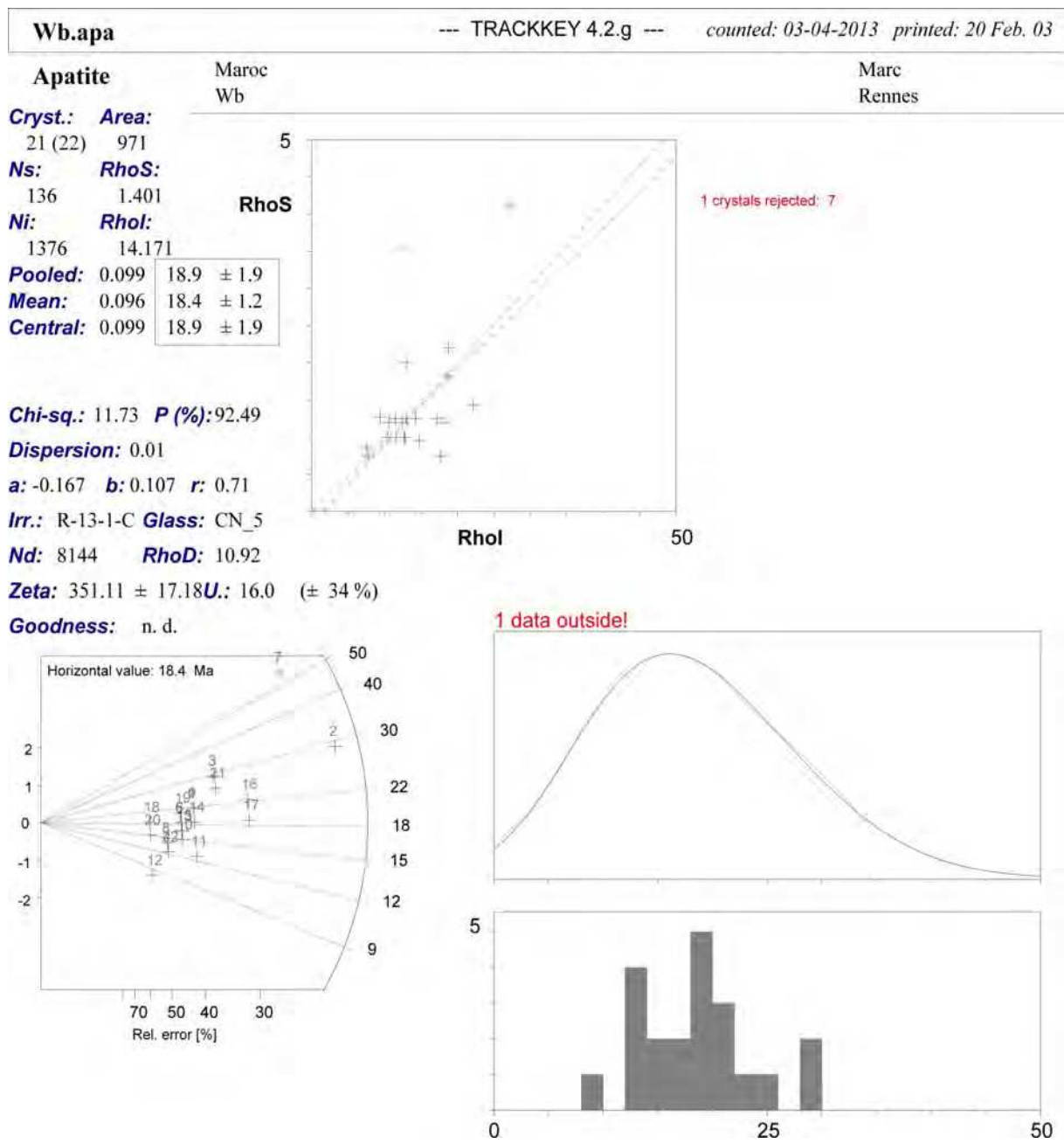
VI.3 : LA-SF-ICP-MS U-Th-Pb dating methodology CAF, Stellenbosch University.

Laboratory & Sample Preparation	
Laboratory name	Central Analytical Facility, Stellenbosch University
Sample type / mineral	Igneous zircons
Sample preparation	Conventional mineral separation, 1 inch resin mount, 1 µm polish to finish
Imaging	Please fill in accordingly
Laser ablation system	
Make, Model & type	Resonetics Resolution S155, ArF Excimer
Ablation cell & volume	Laurin Technology S155 double Helix large volume cell
Laser wavelength	193 nm
Pulse width	20 ns
Fluence	Approx. 3 J/cm ²
Repetition rate	5.5 Hz
Spot size	43 µm
Sampling mode / pattern	43 µm single spot analyses
Carrier gas	100% He, Ar make-up gas combined using a T-connector close to double Helix sampling funnel
Pre-ablation laser warm-up (background collection)	3 cleaning shots followed by 20 seconds background collection
Ablation duration	20 seconds
Wash-out delay	15 seconds
Cell carrier gas flow	300 ml/min He
ICP-MS Instrument	
Make, Model & type	Thermo Finnigan Element2 single collector HR-SF-ICP-MS
Sample introduction	Via conventional tubing
RF power	1300 W
Make-up gas flow	800 ml/min Ar & 3.5 ml N ₂ (injected into Ar-gas)
Detection system	Single collector secondary electron multiplier
Masses measured	202, 204, 206, 207, 208, 232, 233, 235, 238
Integration time per peak	4 ms
Total integration time per reading	1 sec (represents the time resolution of the data)
Sensitivity	20000 cps/ppm Pb
Dead time	6 ns
Data Processing	
Gas blank	20 second on-peak
Calibration strategy	GJ-1 used as primary reference material, Plešovice & M127 used as secondary reference material (Quality Control)
Reference Material info	M127 (Nasdala et al. 2008), Plešovice (Slama et al. 2008), GJ-1 (Jackson et al. 2004)
Data processing package used / Correction for LIEF	In-house spreadsheet data processing using intercept method for LIEF correction
Mass discrimination	Standard-sample bracketing with ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb and ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U normalized to reference material GJ-1
Common-Pb correction, composition and uncertainty	204-method, Stacey & Kramers (1975) composition at the projected age of the mineral, 5% uncertainty assigned
Uncertainty level & propagation	Ages are quoted at 2 sigma absolute, propagation is by quadratic addition. Reproducibility and age uncertainty of reference material and common-Pb composition uncertainty are propagated.
Quality control / Validation	Plešovice: Wtd ave ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U age = 339±2 (2s, MSWD = 0.29) M127: Wtd ave ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U age = 528±5 (2s, MSWD = 0.8)
Other information	For detailed method description see Frei & Gerdes (2009)

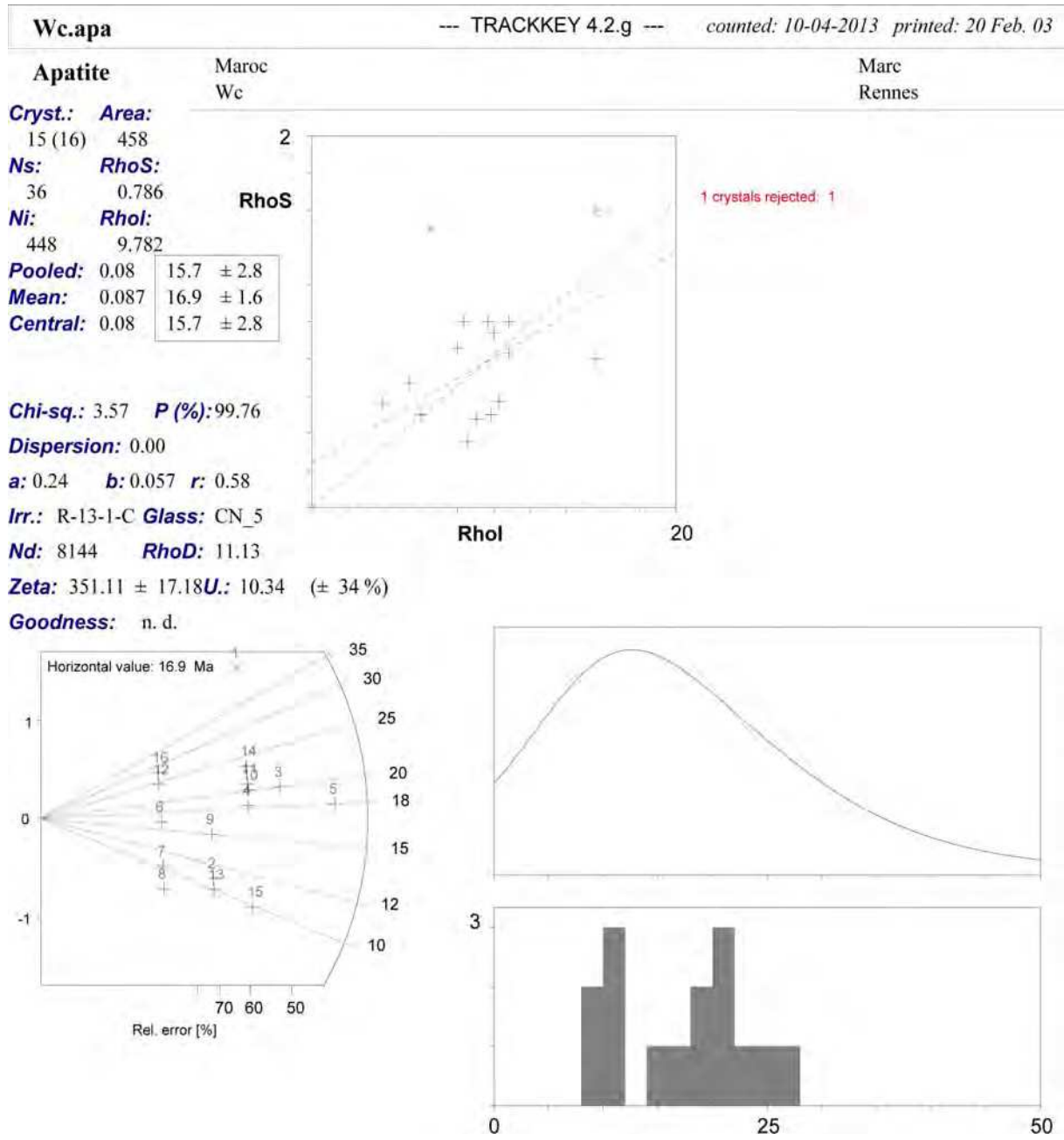
VI.4 : analyses EPMA sur quelques apatites.

sample	Na2O	K2O	FeO	F	CaO	SiO2	MnO	Cl	Al2O3	TiO2	MgO	P2O5	Total
OUK2_14	0.12	0.00	0.32	1.67	53.81	0.27	0.12	1.96	0.00	0.00	0.03	43.93	102.22
OUK2_18	0.09	0.01	0.12	1.64	54.85	0.21	0.00	1.65	0.02	0.00	0.00	44.06	102.65
OUK20_20	0.07	0.00	0.22	1.75	53.72	0.24	0.04	1.45	0.03	0.00	0.03	43.42	100.96
AXA2b_15	0.05	0.01	0.19	2.27	54.82	0.25	0.00	1.86	0.01	0.07	0.04	45.04	104.60
OUK13_4	0.07	0.01	0.21	2.31	54.93	0.25	0.09	0.91	0.00	0.00	0.03	44.42	103.23

VI.5 : fiche résultat des mesures des traces de fission sur OUK2 (Wb).



VI.6 : fiche résultat des mesures des traces de fission sur OUK20 (Wc).



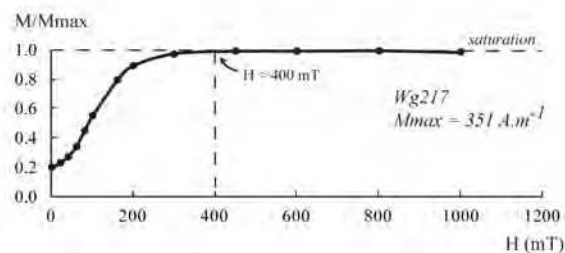
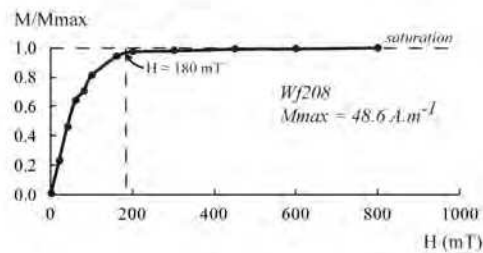
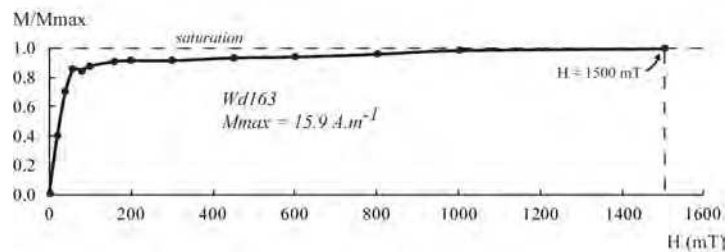
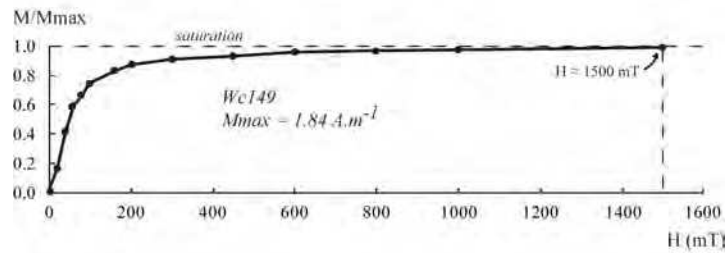
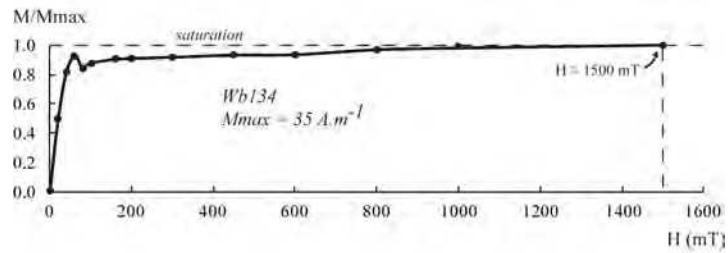
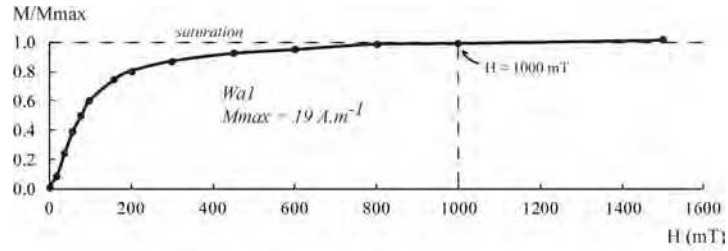
VII

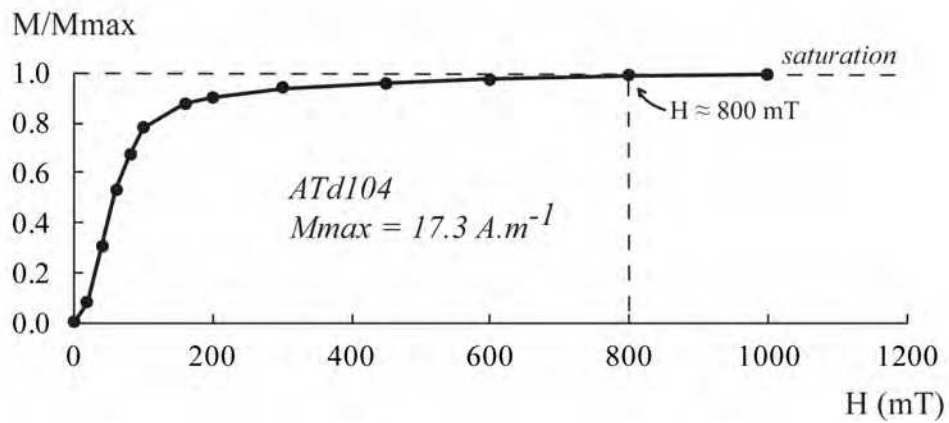
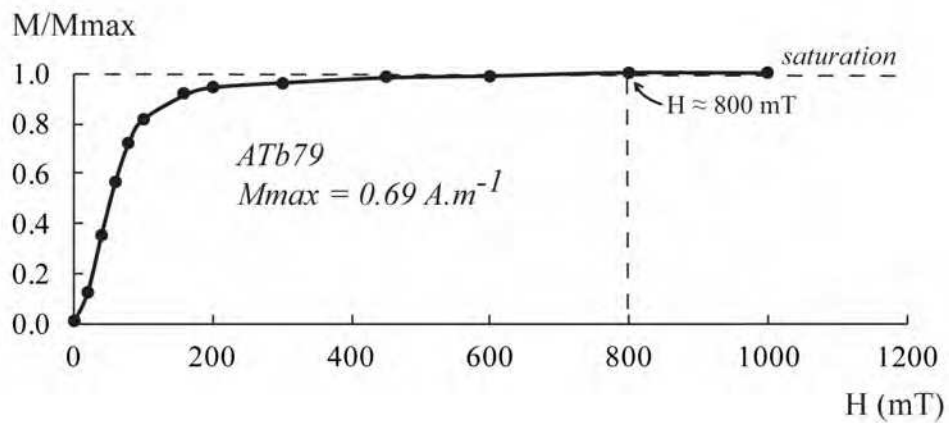
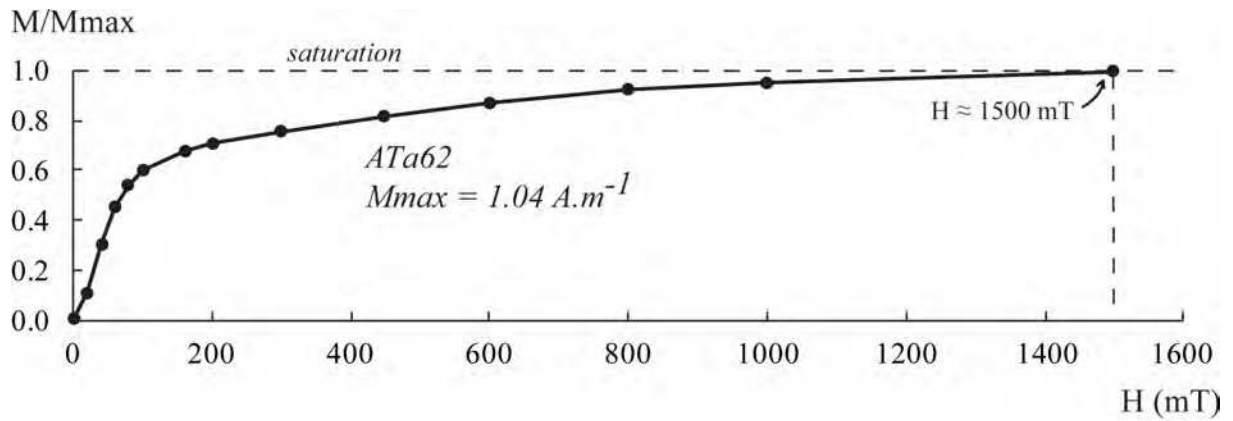
Documents complémentaires au paléomagnétisme

VII.1 : courbes IRM des différents sites prélevés (W : Ouiksane ; AT : Axara ; S : Setolazar).

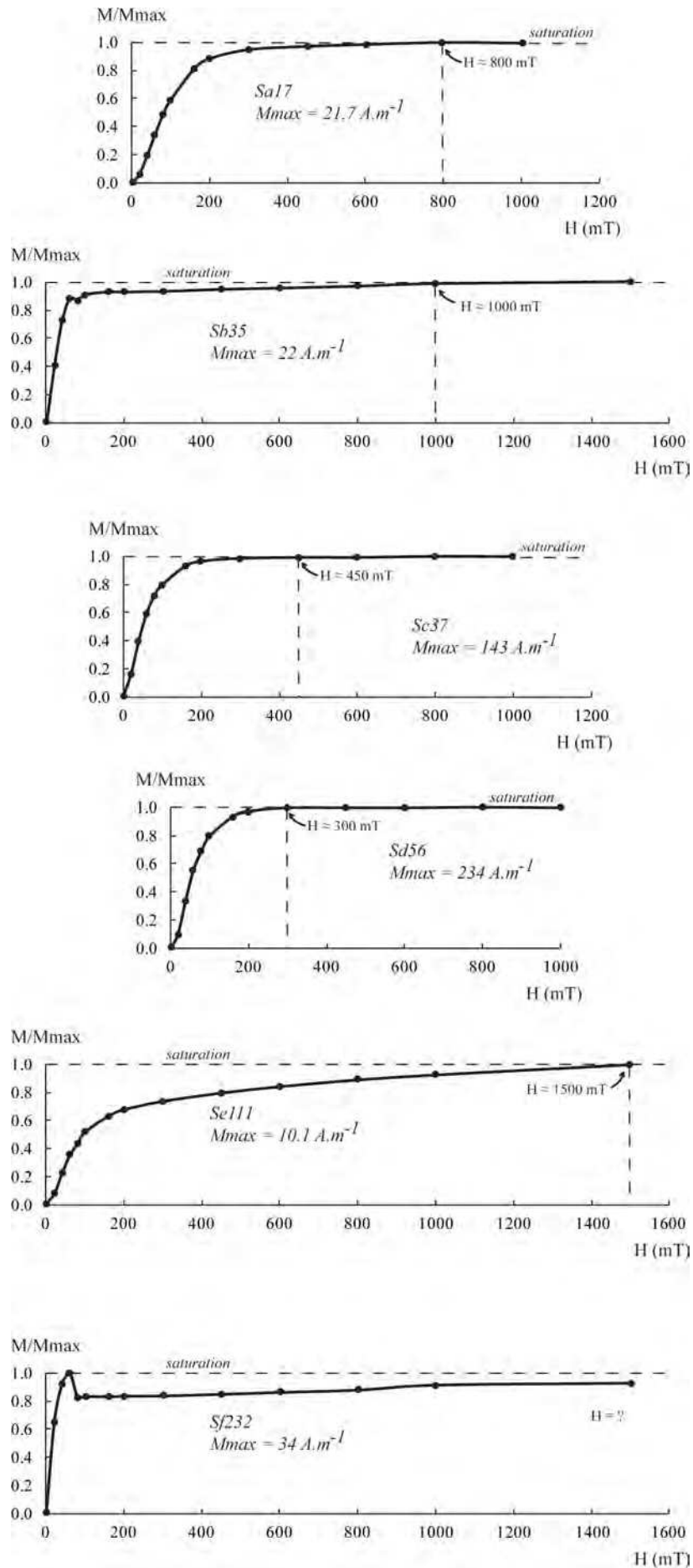
VII.2 : analyses de direction magnétique pour les différents sites prélevés (diagrammes de Zijderveld).

VII.1 : courbes IRM des différents sites prélevés, à raison d'une courbe par site. Les carottes « W » indiquent de -a à -d le gisement de Ouiksane ; Wf et Wg désignent le Secteur Sud ; « AT » correspond à Axara (*Axara trend*) et « S » Setolazar.

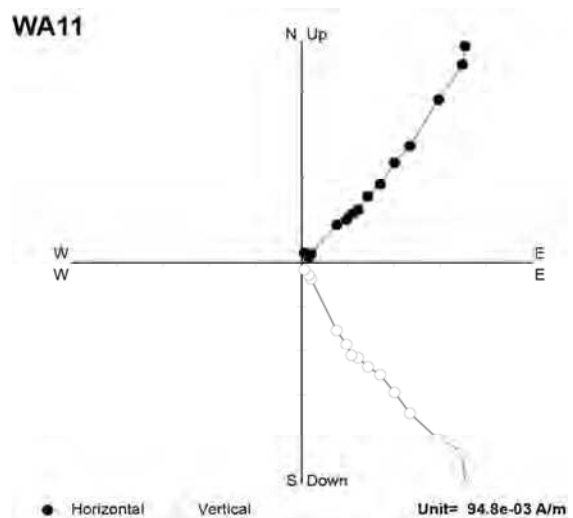
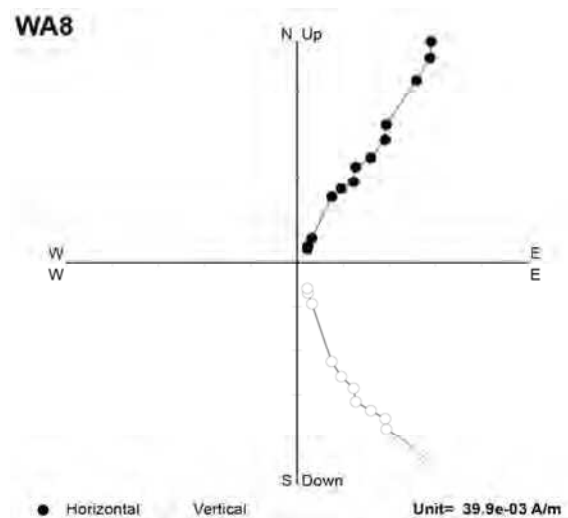
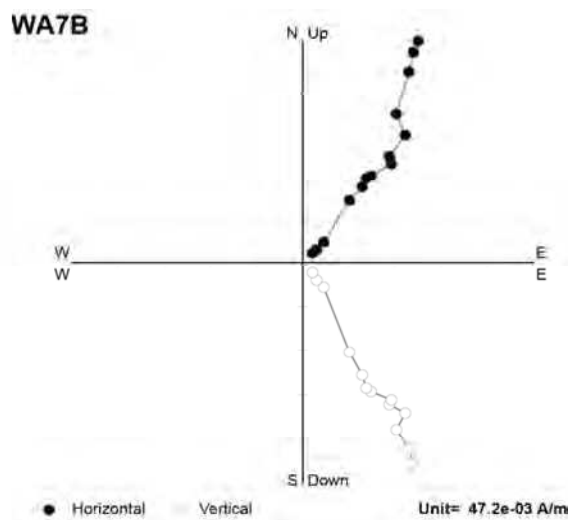
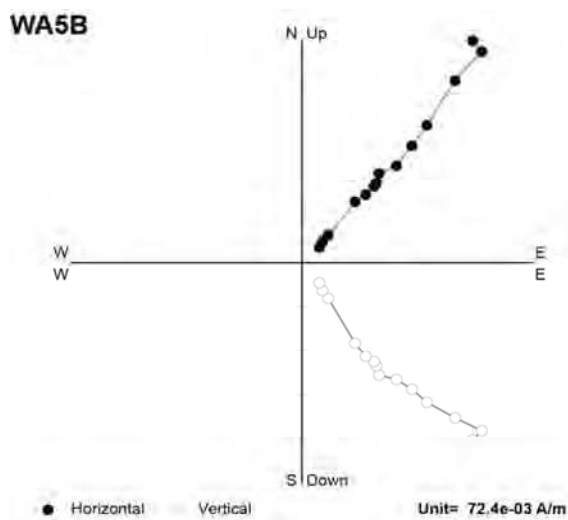
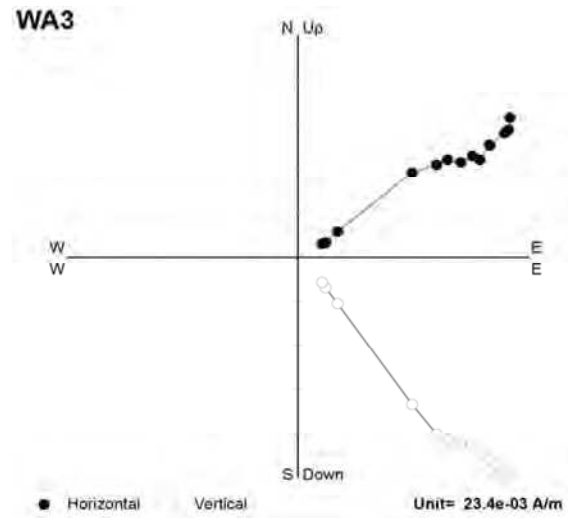
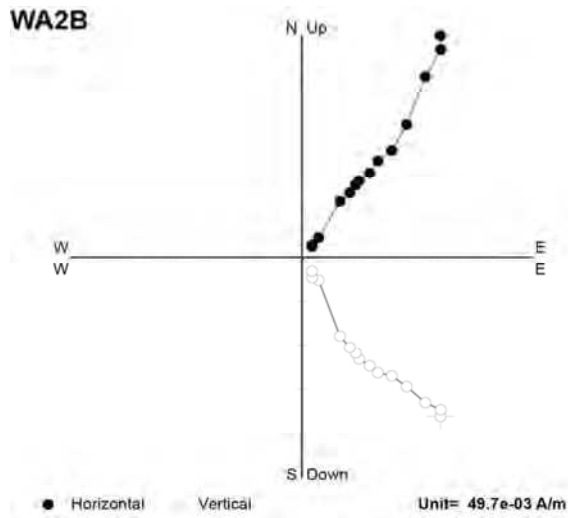




Annexe VII – Documents complémentaires au paléomagnétisme

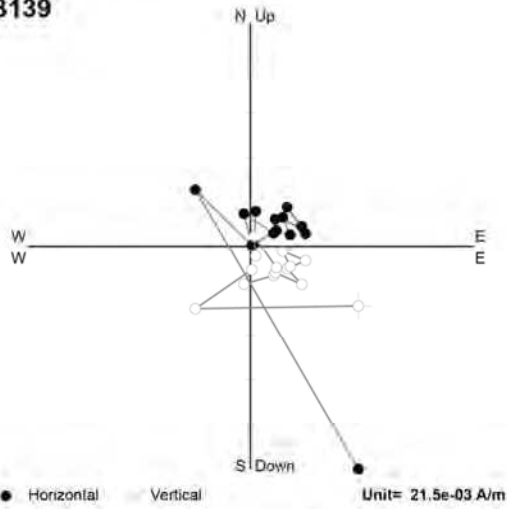


VII.2 : représentation des analyses de direction magnétique pour les différents sites prélevés (diagrammes de Zijdeveld), à raison de six carottes par site.

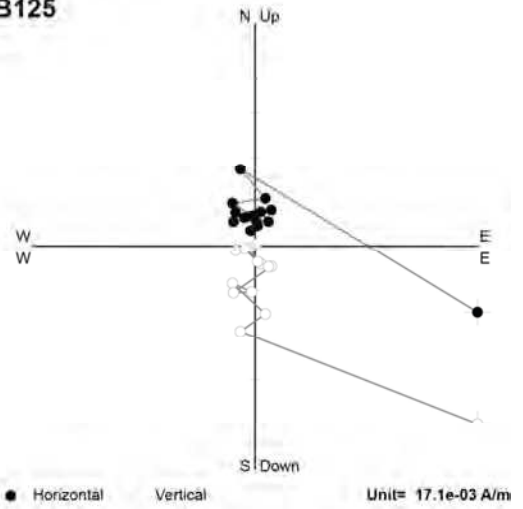


Annexe VII – Documents complémentaires au paléomagnétisme

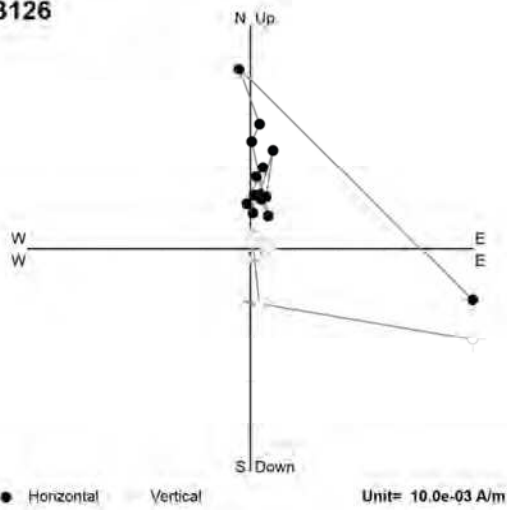
WB139



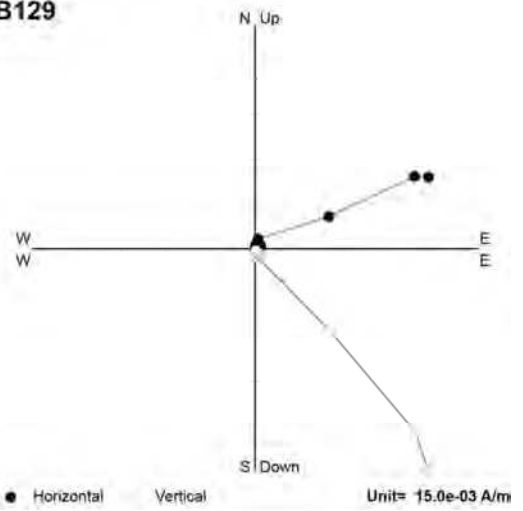
WB125



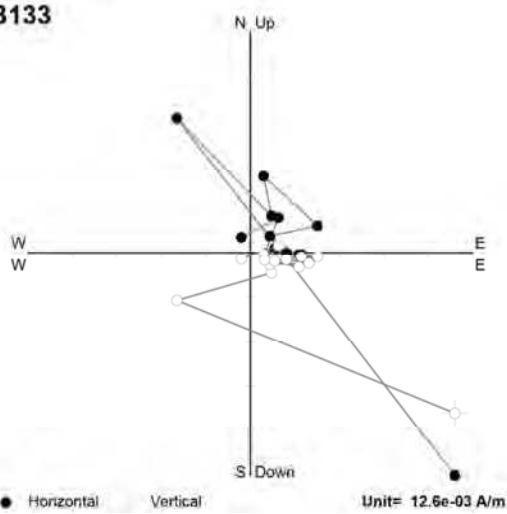
WB126



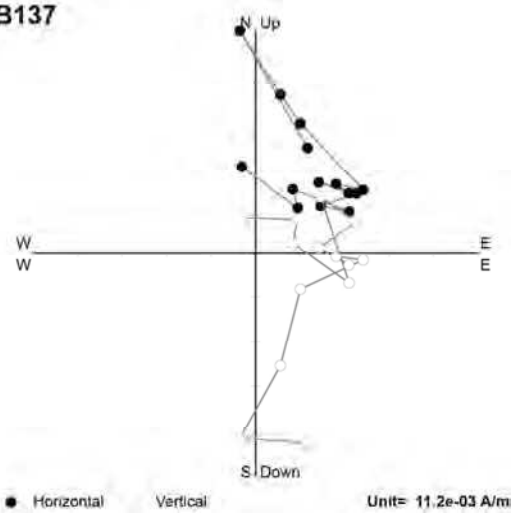
WB129



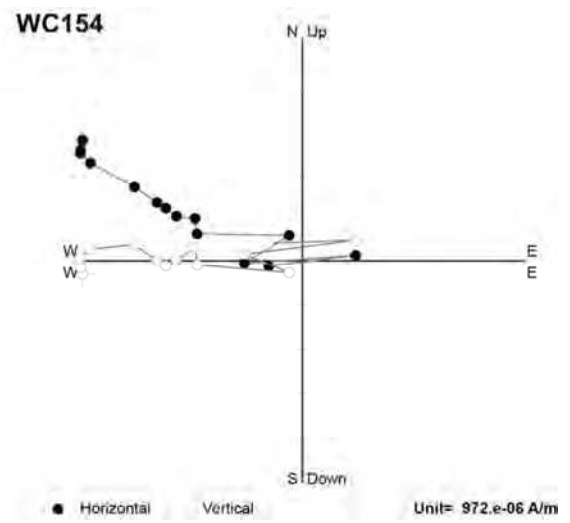
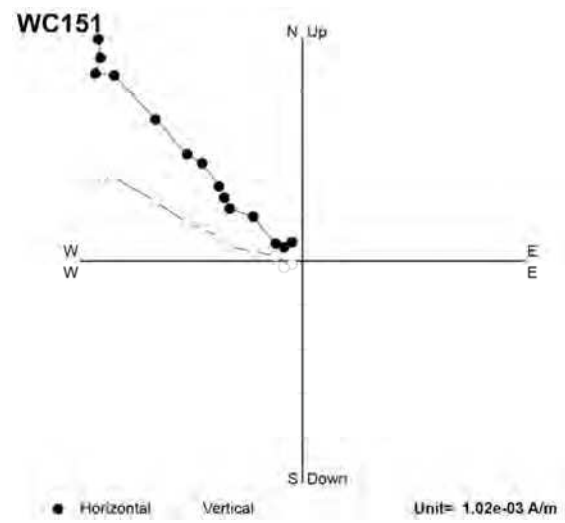
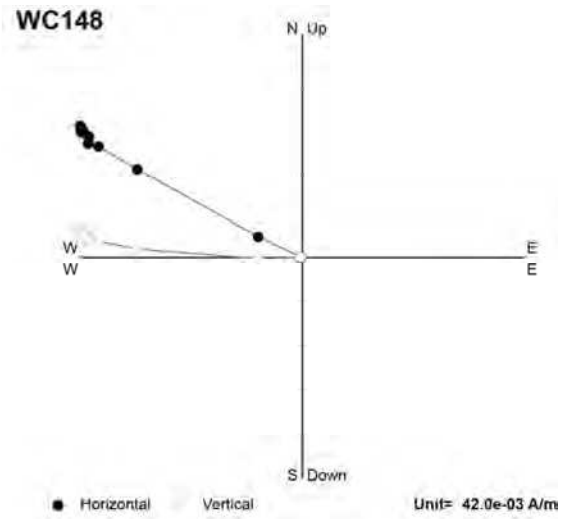
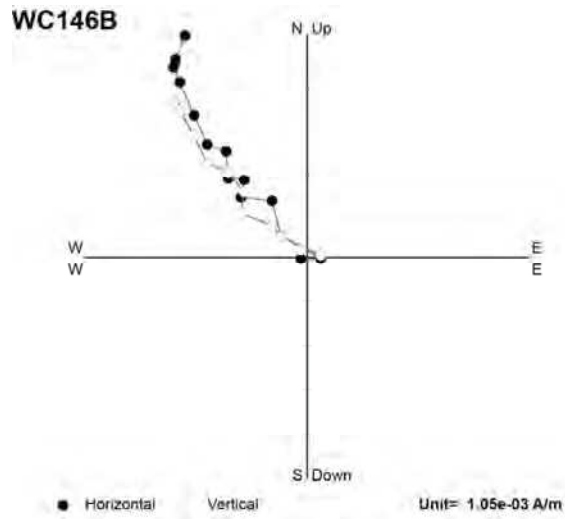
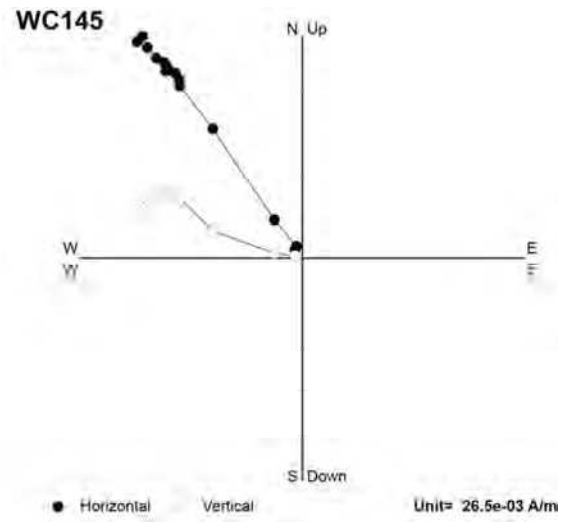
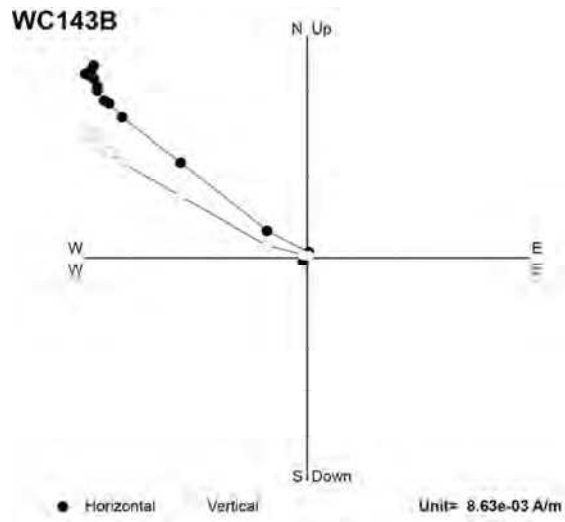
WB133



WB137

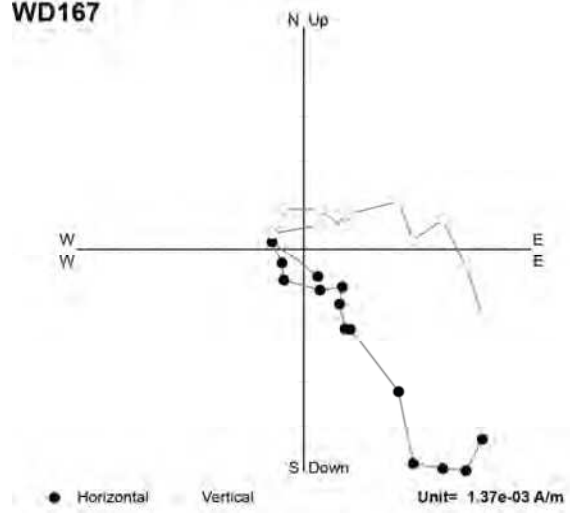


Annexe VII – Documents complémentaires au paléomagnétisme

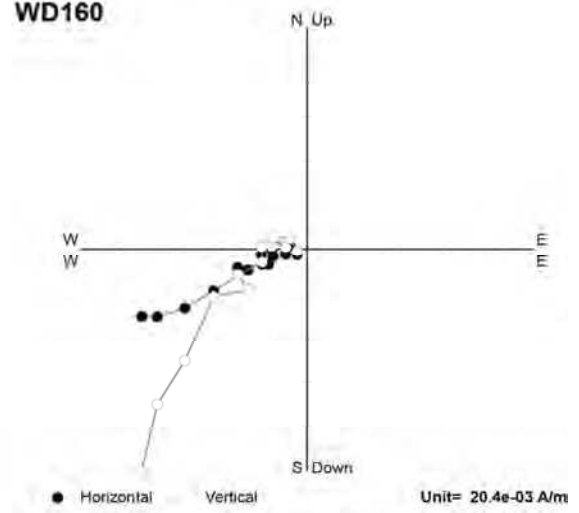


Annexe VII – Documents complémentaires au paléomagnétisme

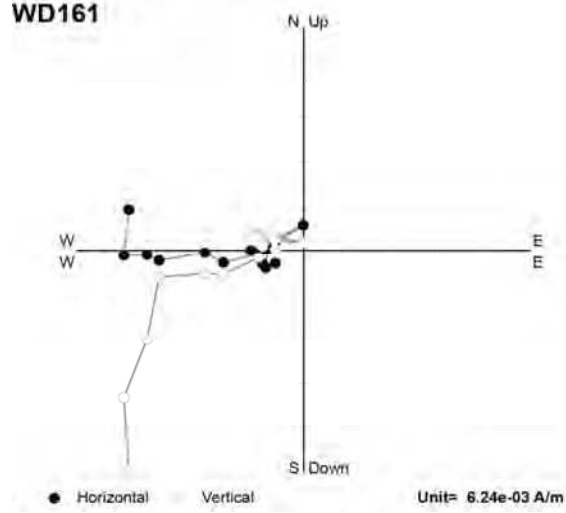
WD167



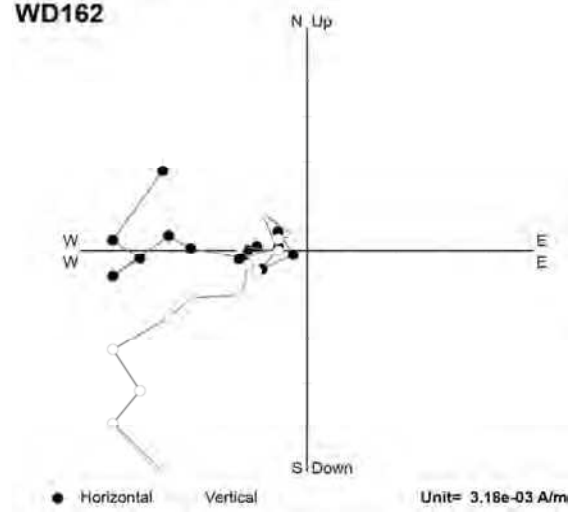
WD160



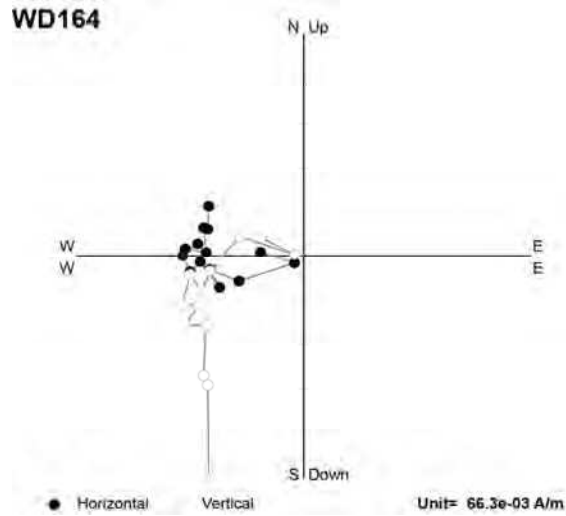
WD161



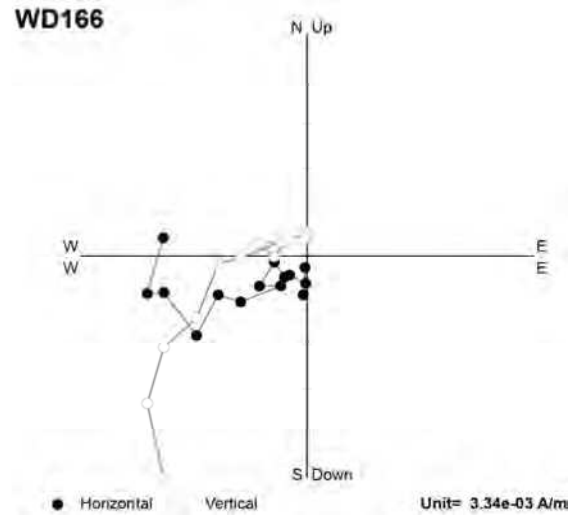
WD162



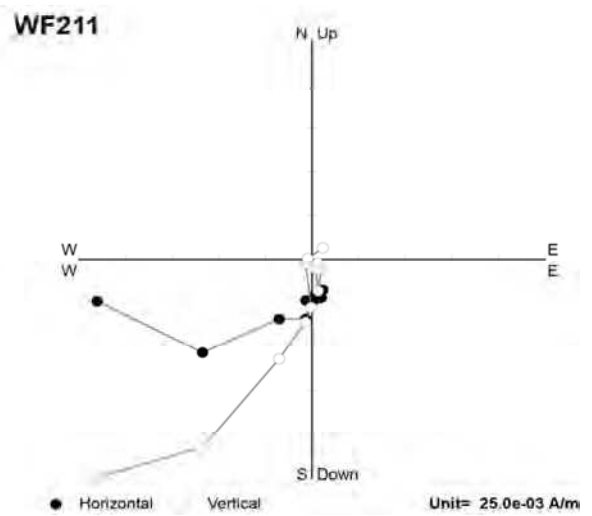
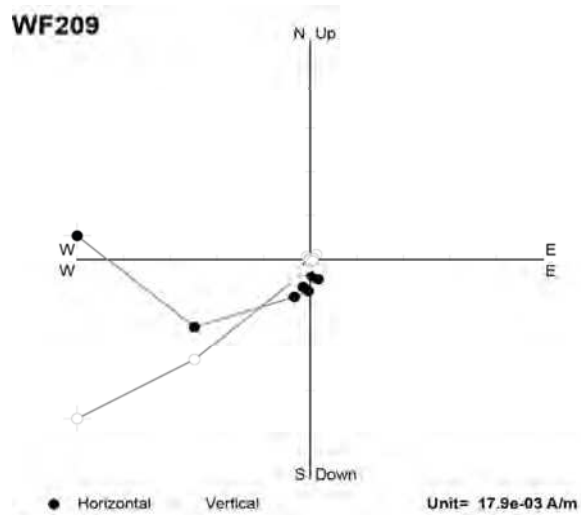
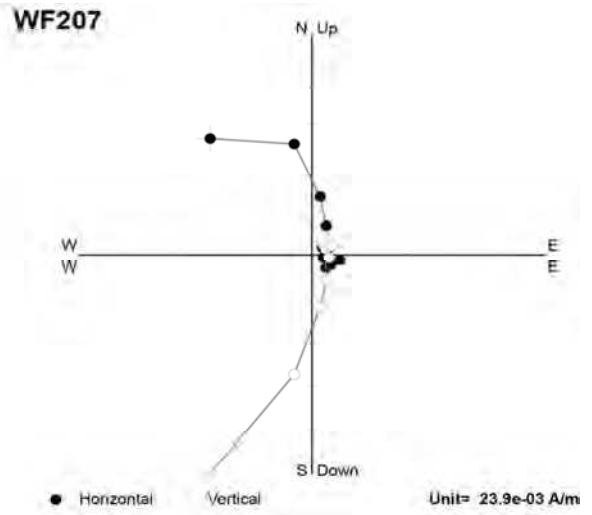
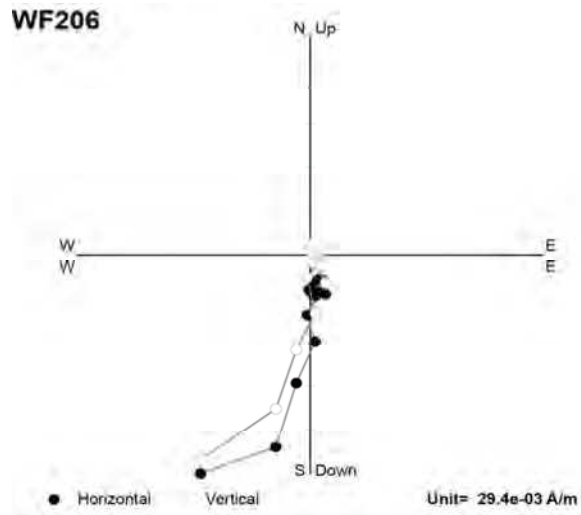
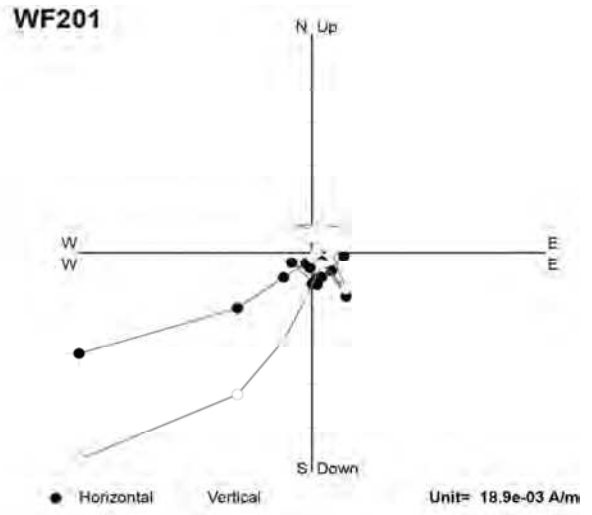
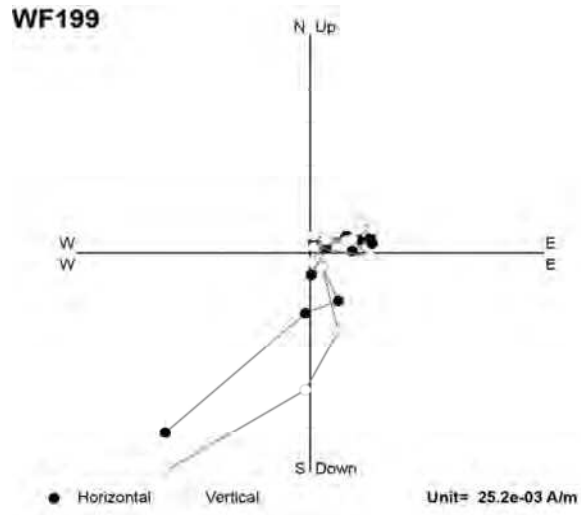
WD164



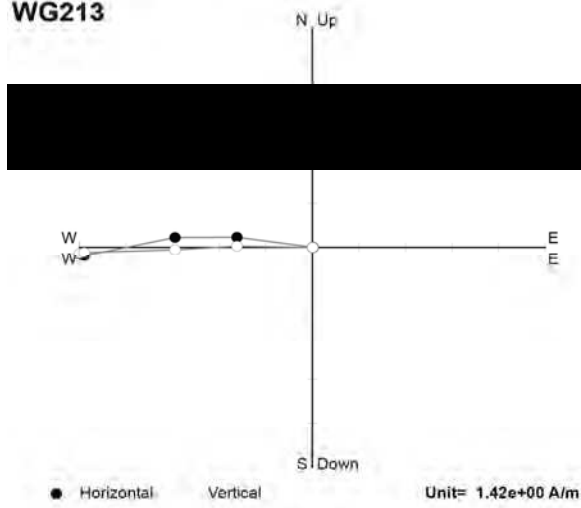
WD166



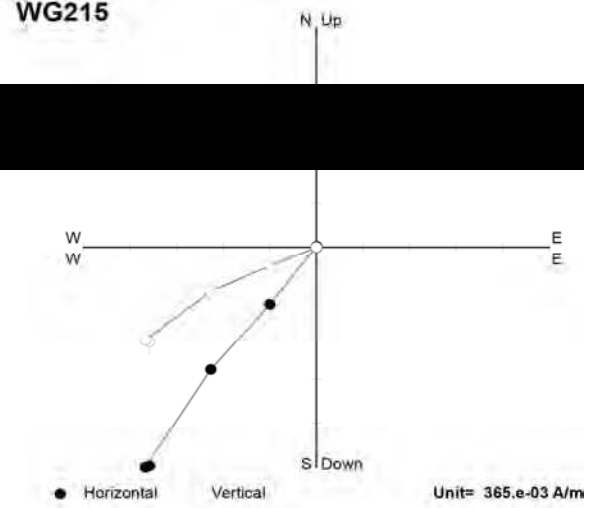
Annexe VII – Documents complémentaires au paléomagnétisme



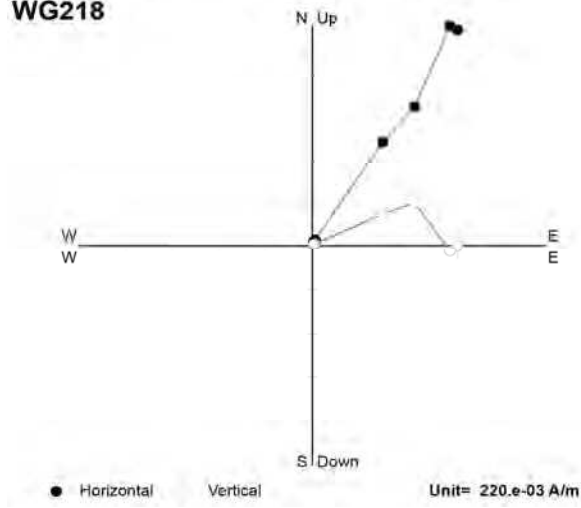
WG213



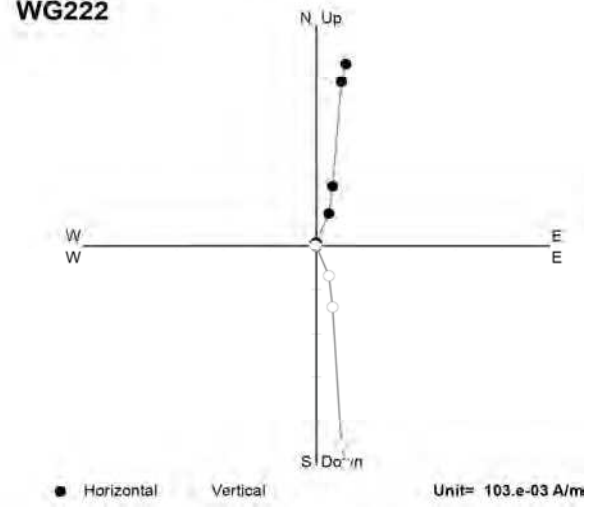
WG215



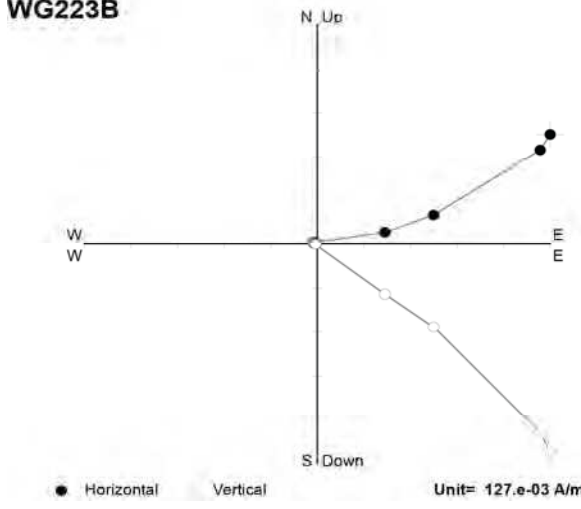
WG218



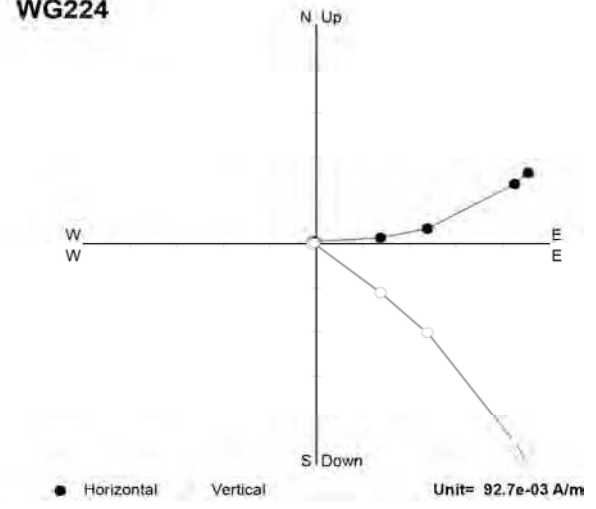
WG222

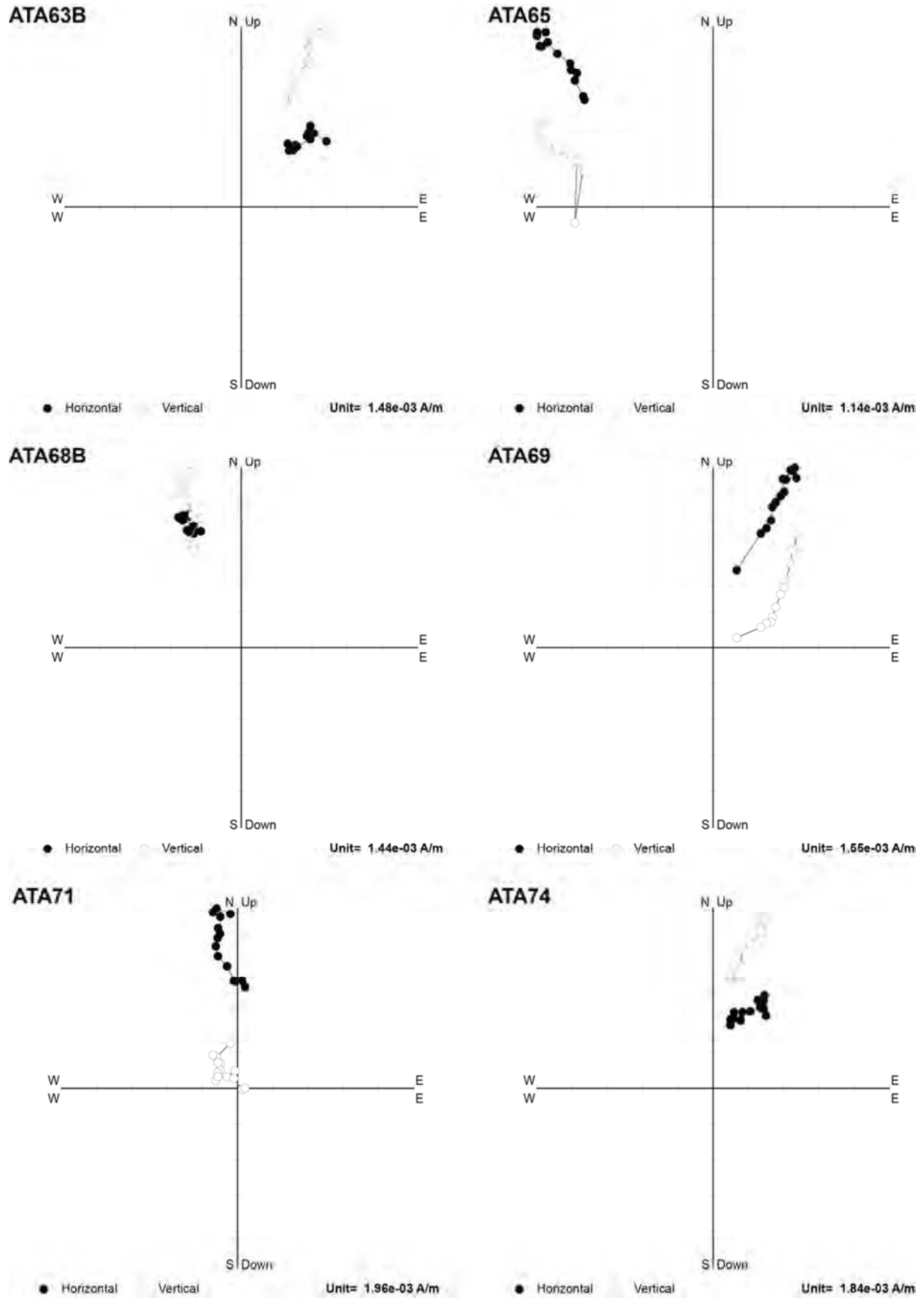


WG223B

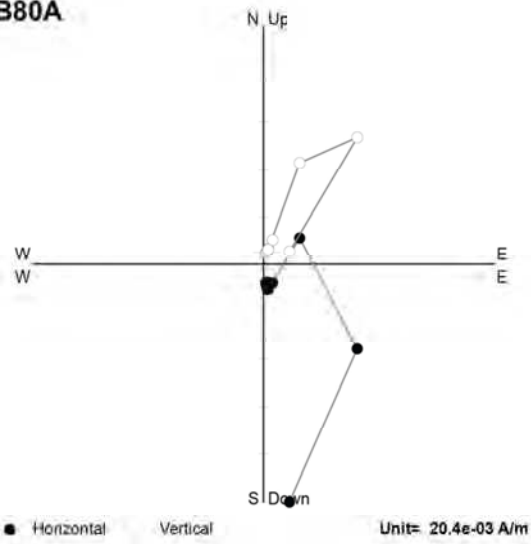


WG224

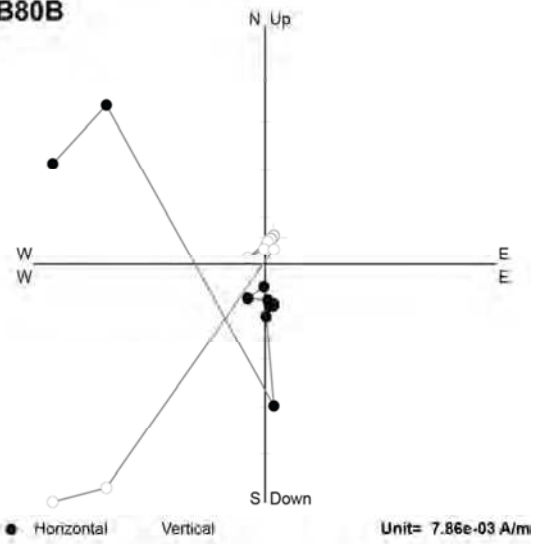




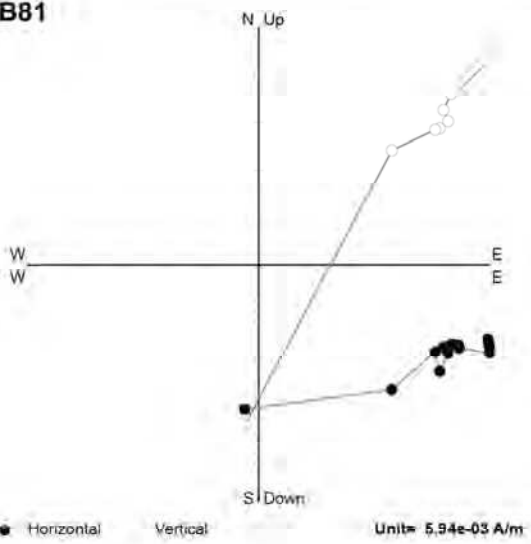
ATB80A



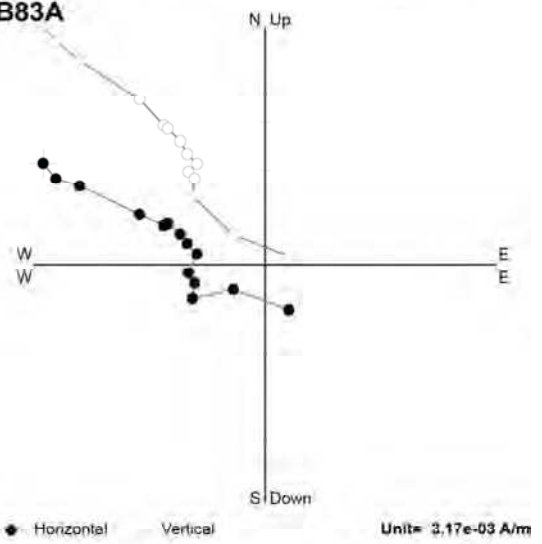
ATB80B



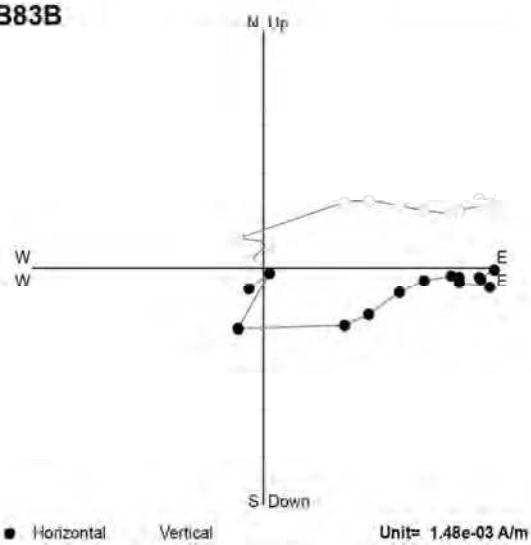
ATB81



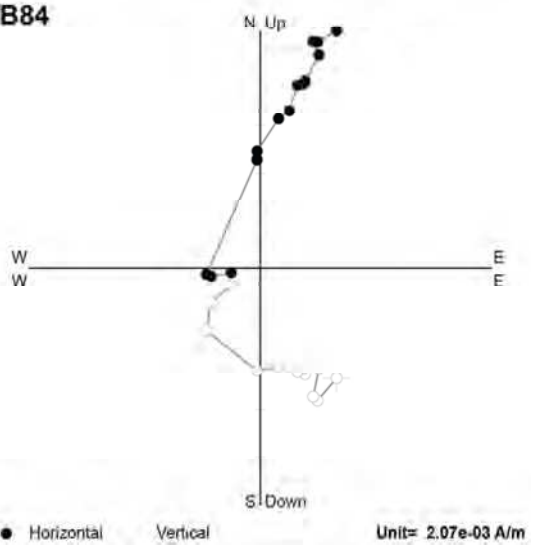
ATB83A



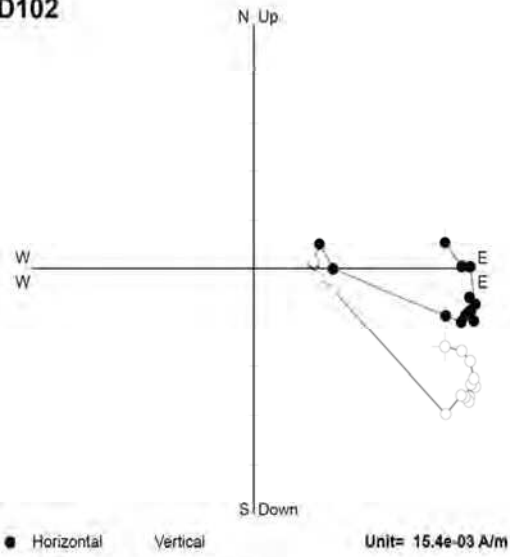
ATB83B



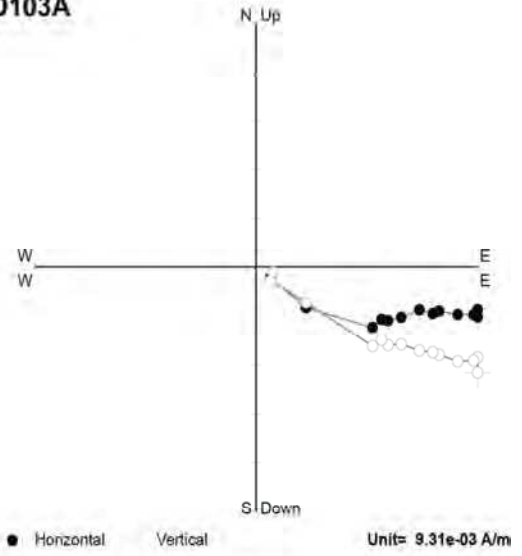
ATB84



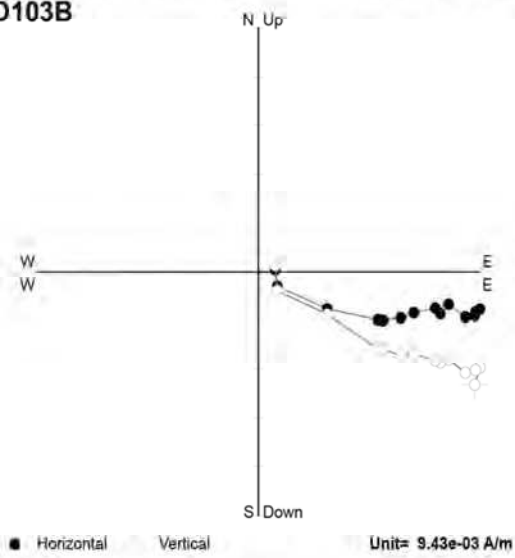
ATD102



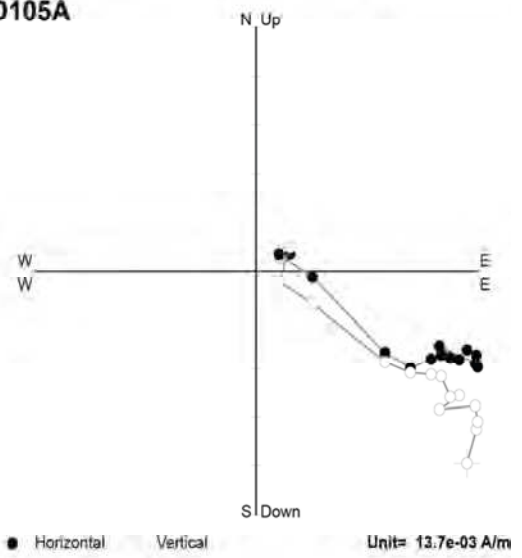
ATD103A



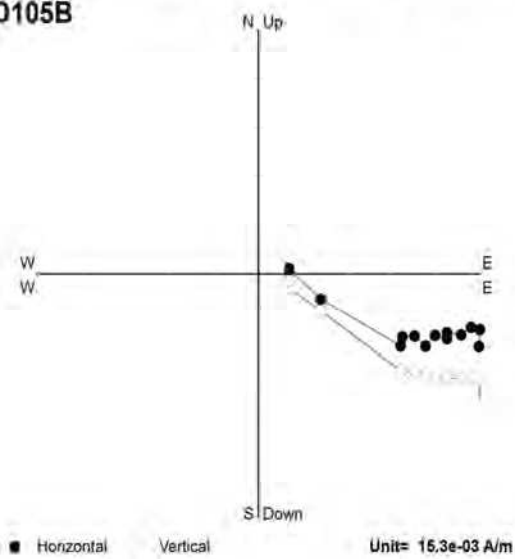
ATD103B



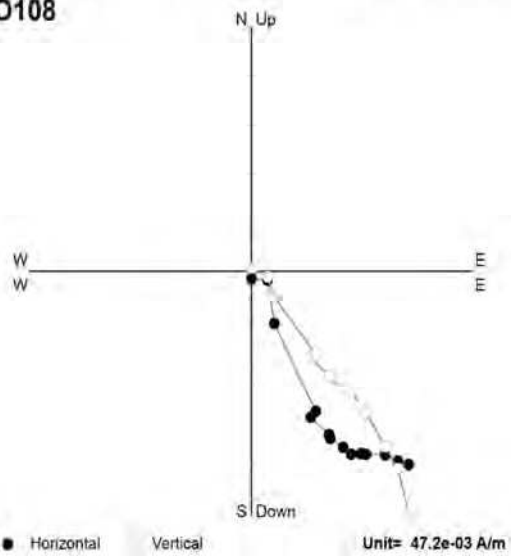
ATD105A

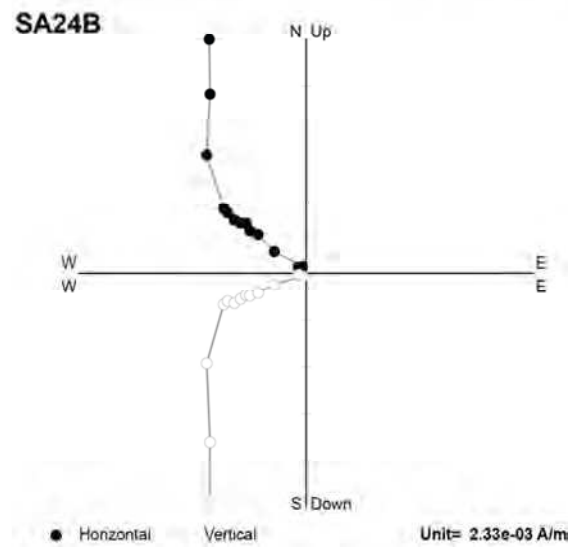
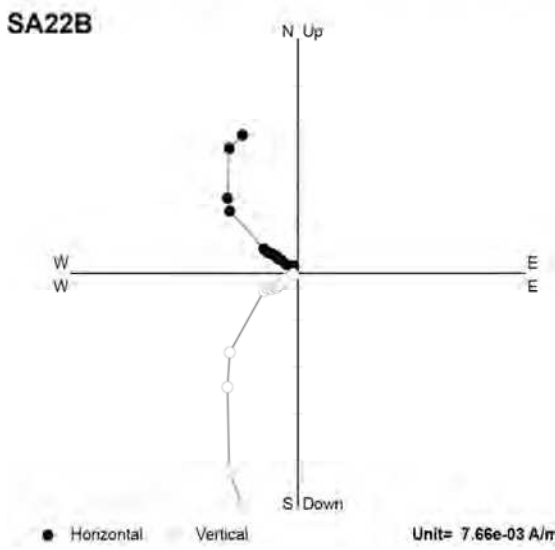
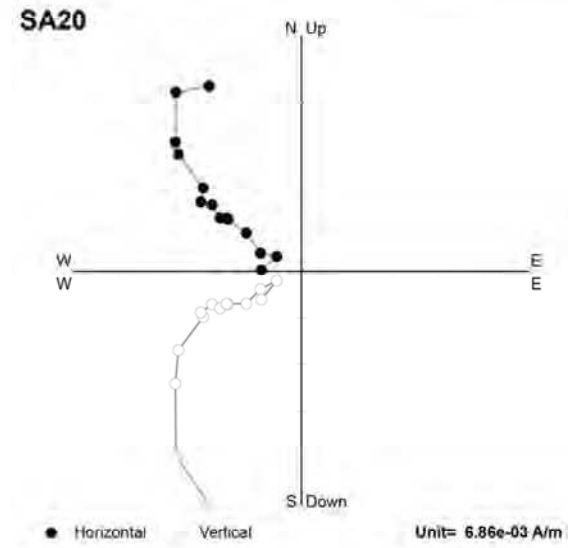
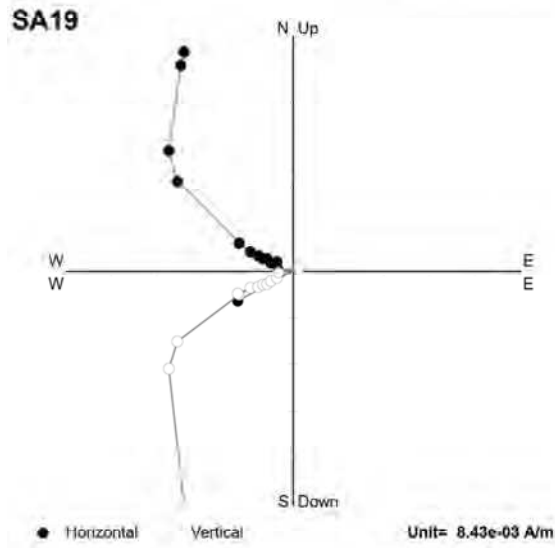
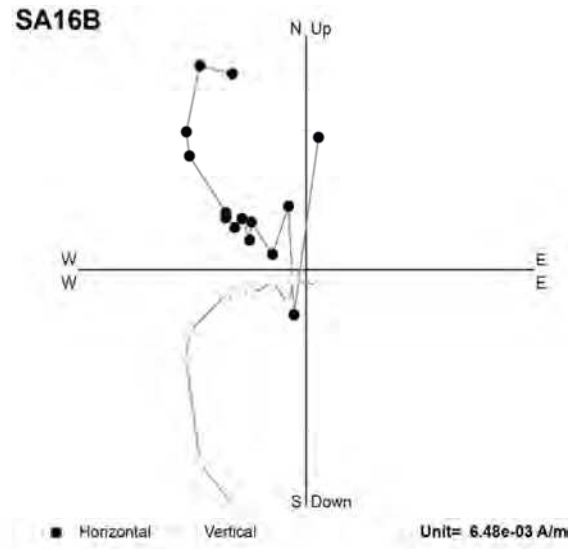
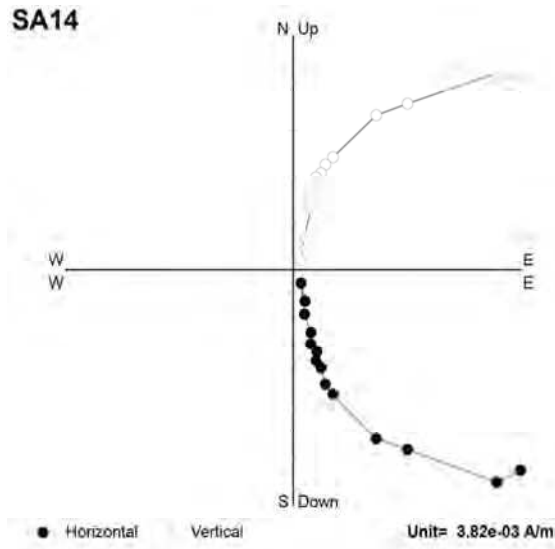


ATD105B

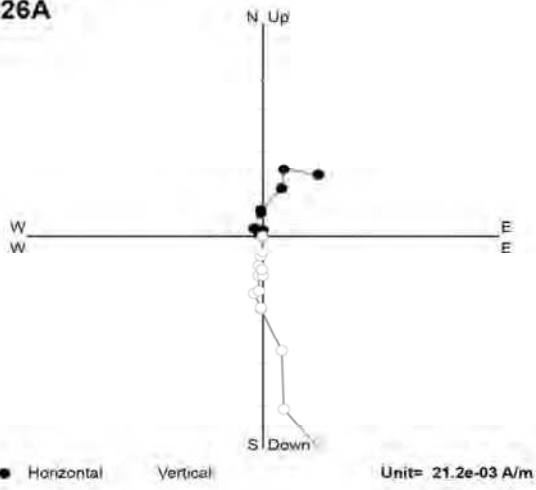


ATD108

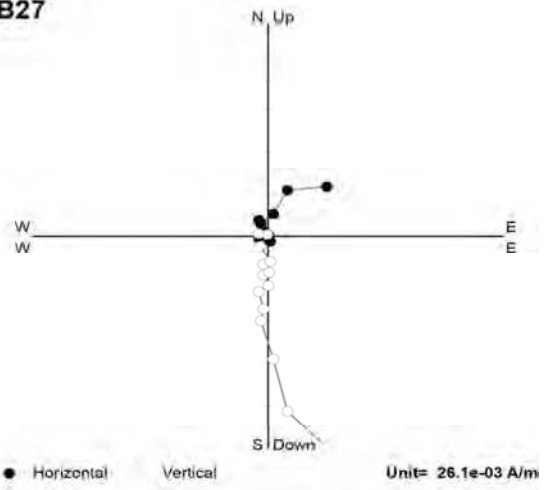




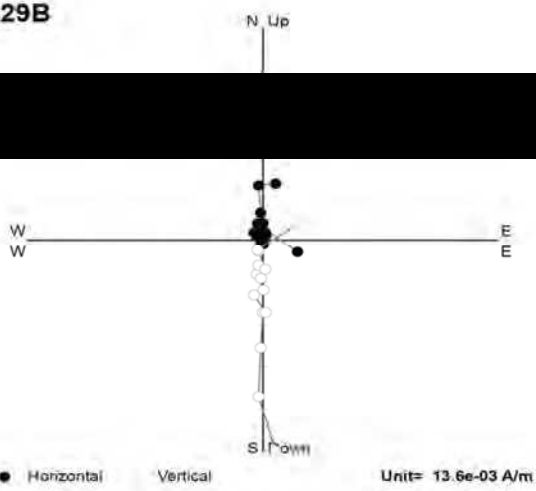
SB26A



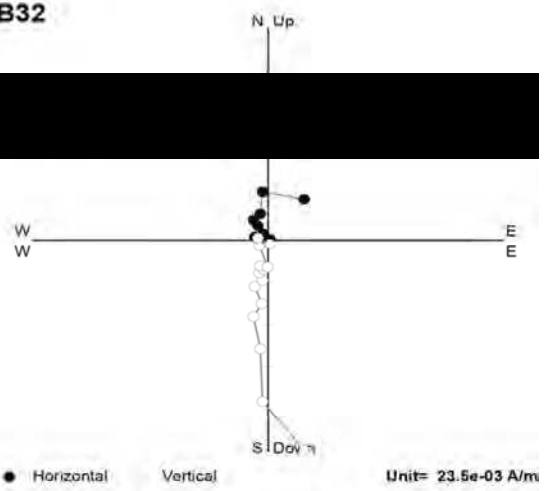
SB27



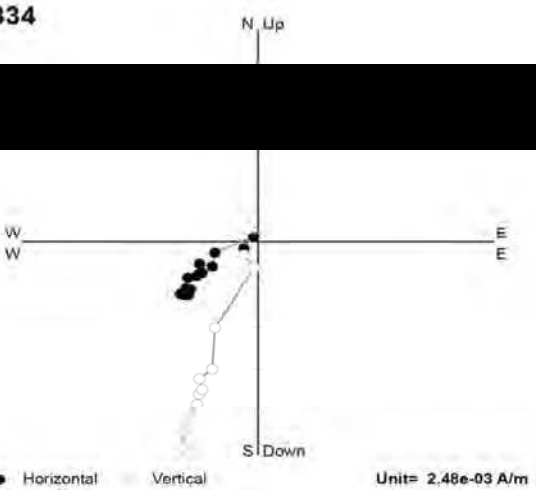
SB29B



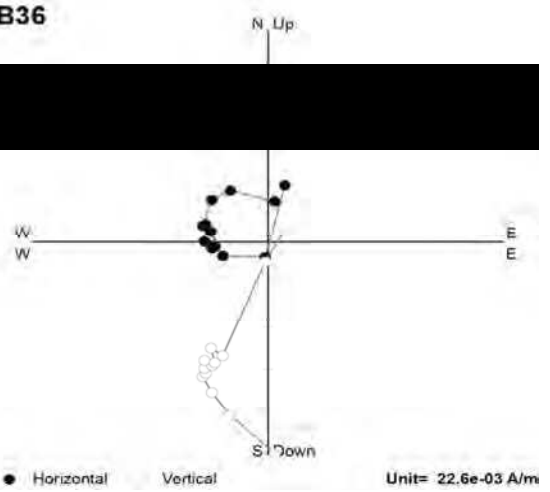
SB32



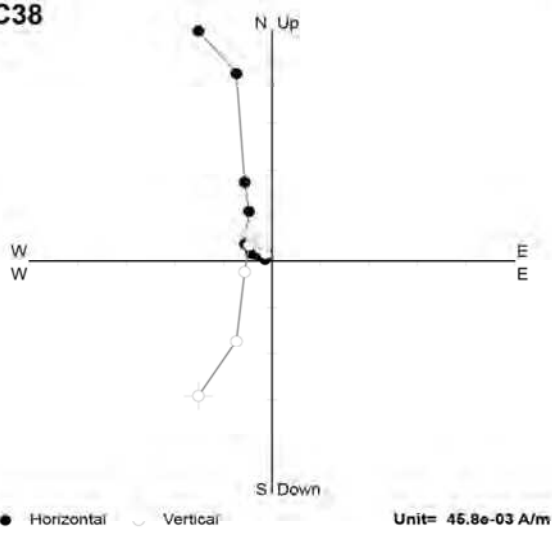
SB34



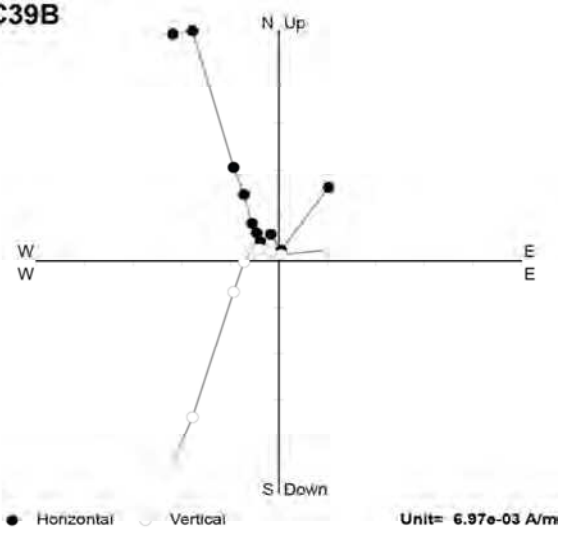
SB36



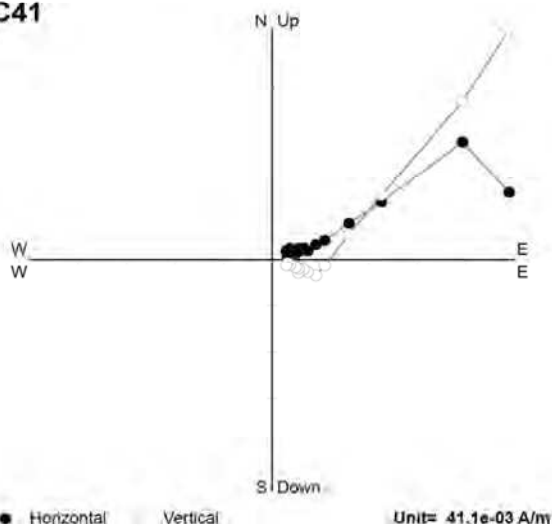
SC38



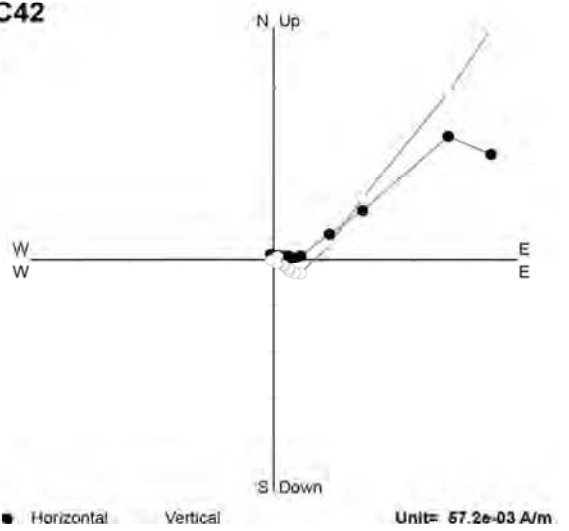
SC39B



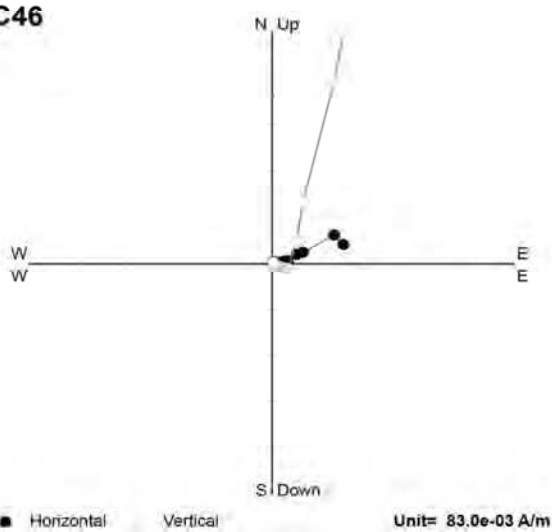
SC41



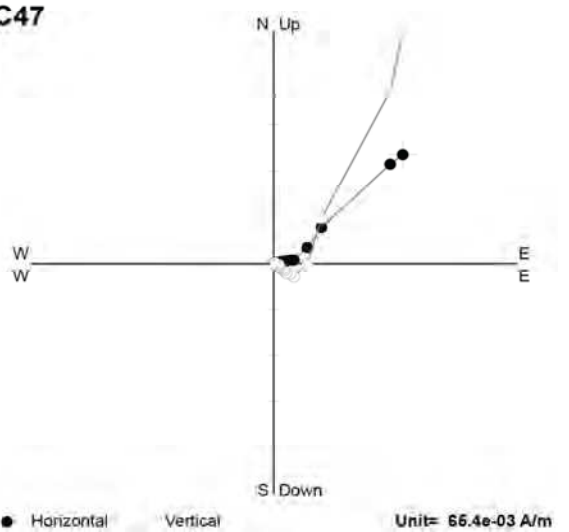
SC42



SC46

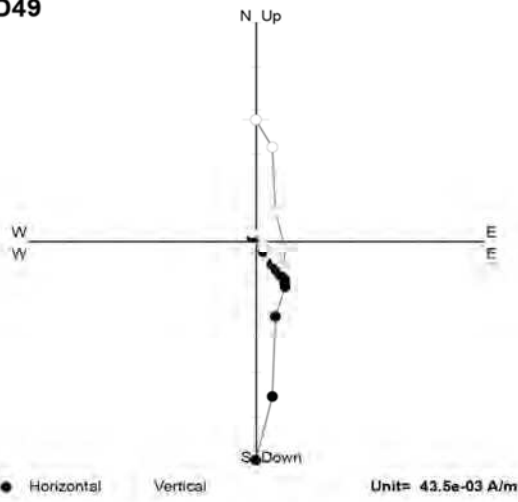


SC47

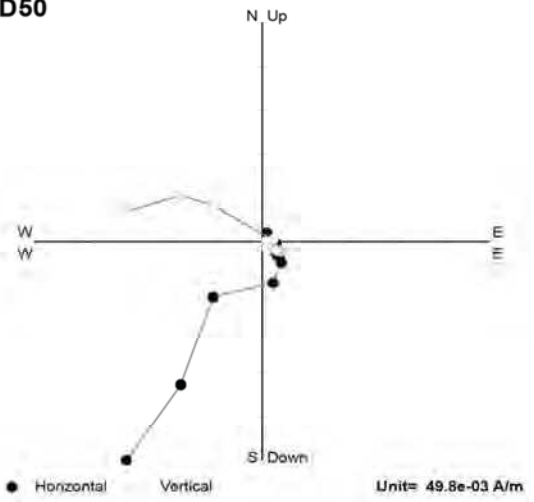


Annexe VII – Documents complémentaires au paléomagnétisme

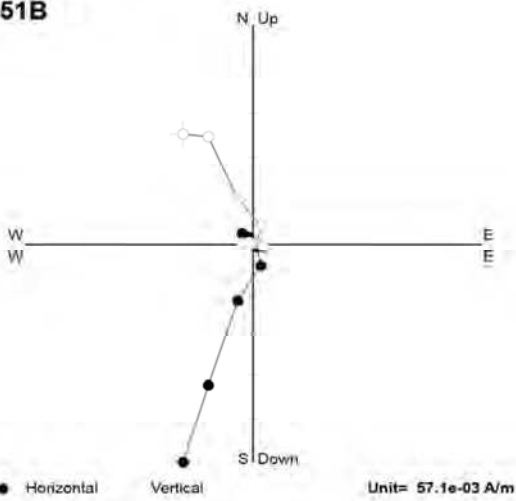
SD49



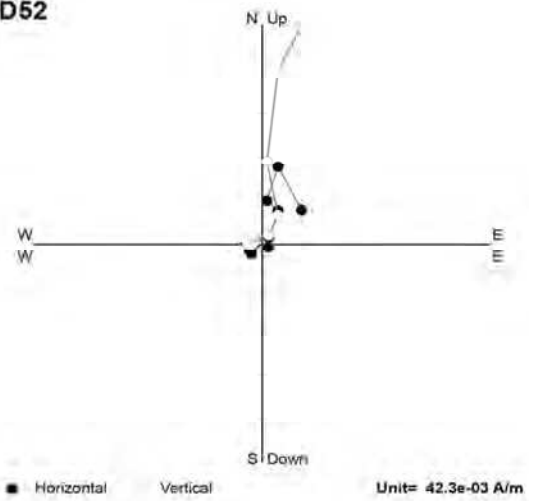
SD50



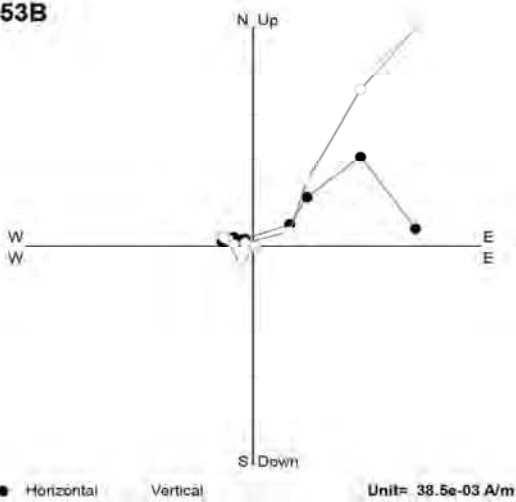
SD51B



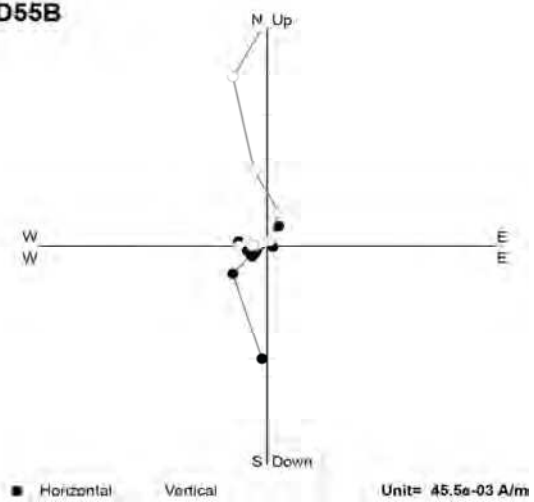
SD52



SD53B

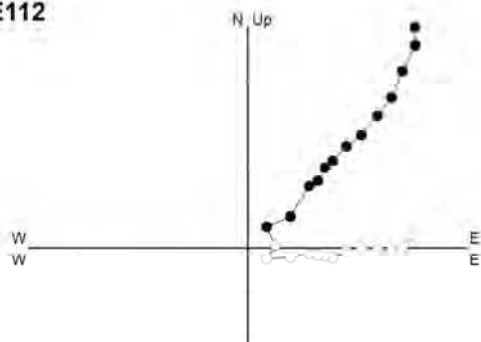


SD55B



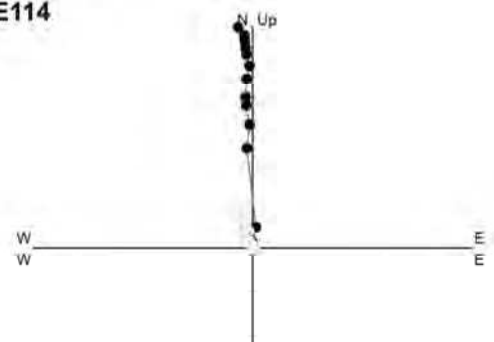
Annexe VII – Documents complémentaires au paléomagnétisme

SE112



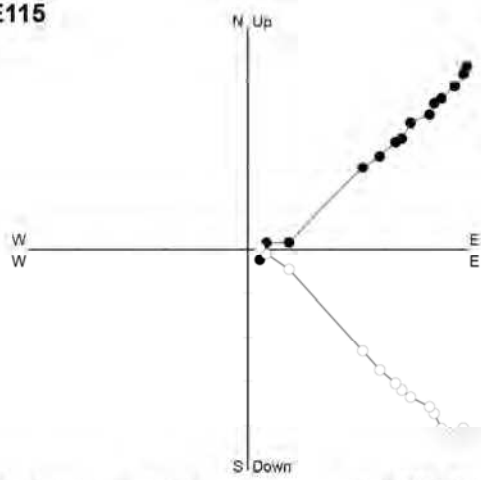
● Horizontal Vertical Unit= 12.3e-03 A/m

SE114



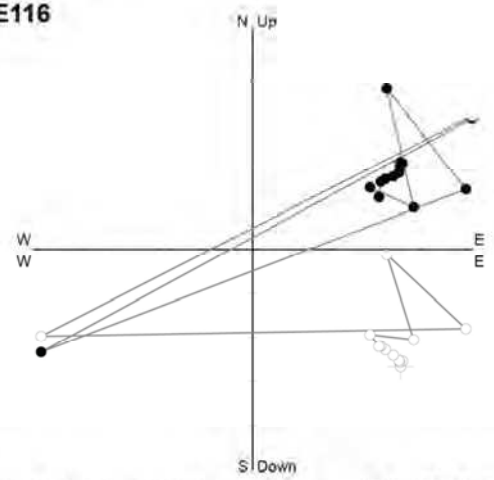
● Horizontal Vertical Unit= 4.14e-03 A/m

SE115



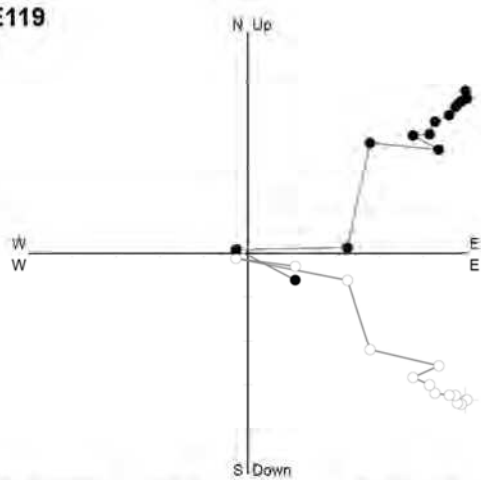
● Horizontal Vertical Unit= 3.59e-03 A/m

SE116



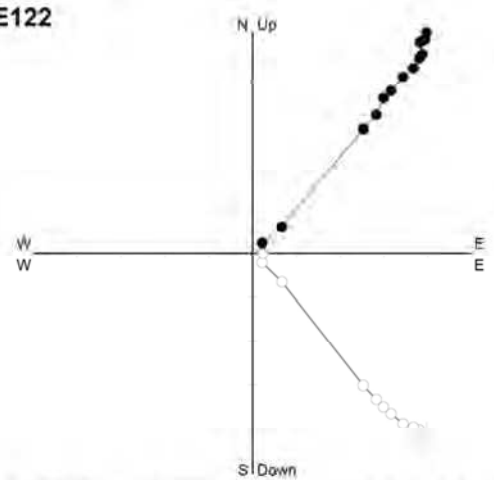
● Horizontal Vertical Unit= 4.01e-03 A/m

SE119

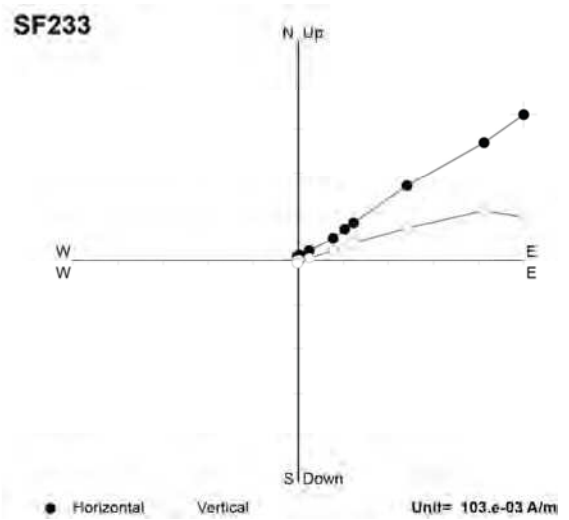
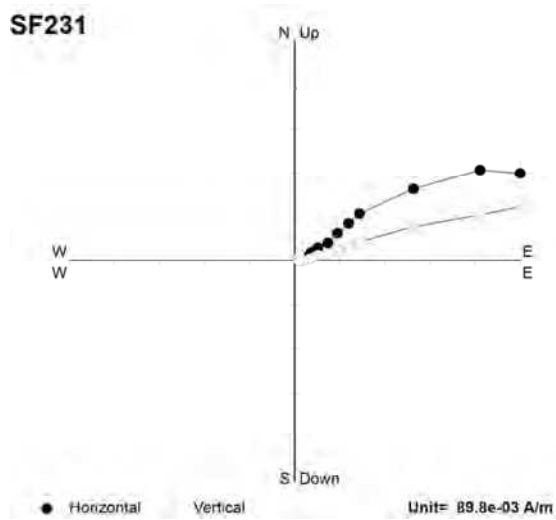
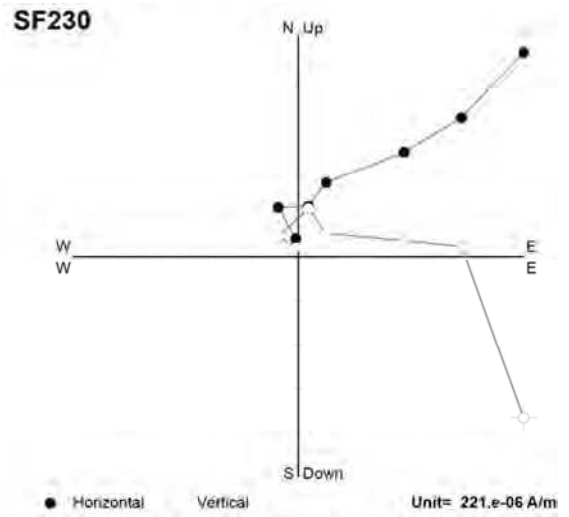
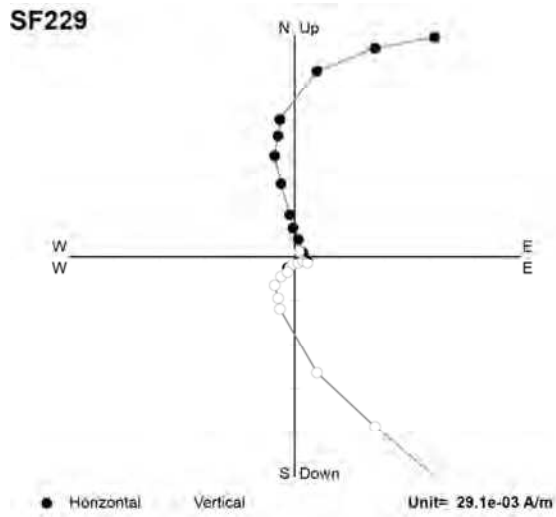
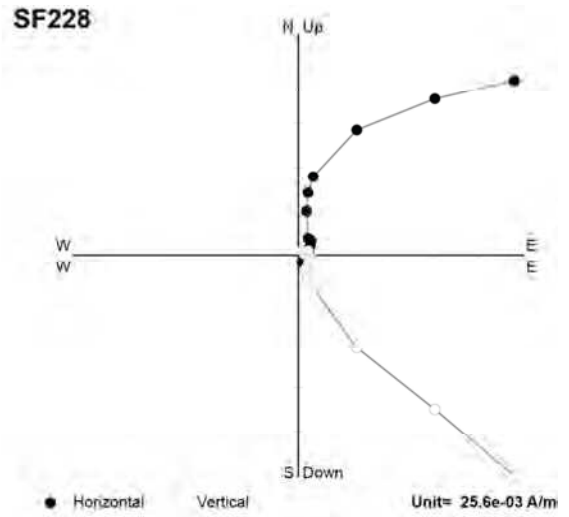
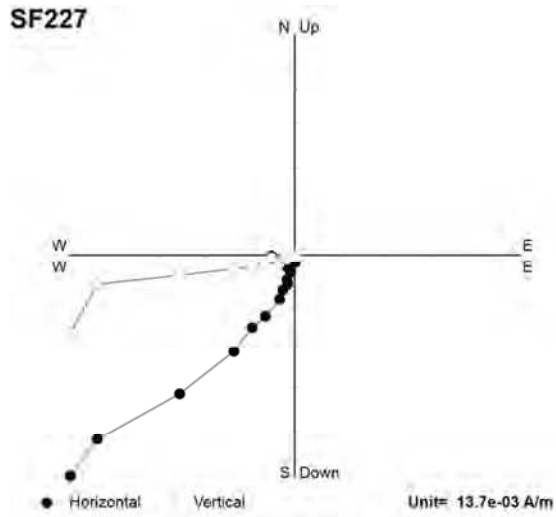


● Horizontal Vertical Unit= 7.71e-03 A/m

SE122



● Horizontal Vertical Unit= 9.79e-03 A/m



VIII

Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Country	Area	Sample	Rock-type	Rock-series	Age (Ma)	Error (Ma)	Method	Mineral	Authors
Alboran	Yusuf Ridge	7646	granite	anatectic	17,64	0,05	Ar-Ar	fsp	Duggen <i>et al.</i> , 2004
Sea Alboran	ODP Hole	POS 785-1	basaltic	tholeiitic	8,70	0,80	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2004
Sea Alboran	977 ODP Hole	III-D-1 CYA 3-	andesite	calc-					Duggen <i>et al.</i> , 2004
Sea Alboran	977 ODP Hole	14	rhyolite	alkaline	9,37	0,01	Ar-Ar	bt	Duggen <i>et al.</i> , 2004
Sea Alboran	977 ODP Hole	7521	rhyolite	?	9,55	0,49	Ar-Ar	plg	Hoernle <i>et al.</i> , 1999
Sea Alboran	977 ODP Hole	7521	rhyolite	?	9,25	0,02	Ar-Ar	san	Hoernle <i>et al.</i> , 1999
Sea Alboran	977 ODP Hole	7521	rhyolite	?	9,49	0,05	Ar-Ar	bt	Hoernle <i>et al.</i> , 1999
Sea Alboran	977 ODP Hole	7522	rhyolite	?	9,70	0,07	Ar-Ar	plg	Hoernle <i>et al.</i> , 1999
Sea Alboran	977 ODP Hole	7522	rhyolite	?	9,29	0,02	Ar-Ar	san	Hoernle <i>et al.</i> , 1999
Sea Alboran	977 ODP Hole	7522	rhyolite	?	9,25	0,05	Ar-Ar	bt	Hoernle <i>et al.</i> , 1999
Sea Alboran	977 ODP Hole	7523	basalt	?	9,90	0,40	Ar-Ar	amph	Hoernle <i>et al.</i> , 1999
Sea Alboran	977 ODP Hole	7524	dacite	?	13,00	0,30	Ar-Ar	plg	Hoernle <i>et al.</i> , 1999
Sea Alboran	977 ODP Hole	7524	dacite	?	12,10	0,20	Ar-Ar	plg	Hoernle <i>et al.</i> , 1999
Sea Alboran	978 ODP Hole	7525	dacite	?	6,20	0,30	Ar-Ar	plg	Hoernle <i>et al.</i> , 1999
Sea Alboran	978 ODP Hole	7525	dacite	?	6,10	0,30	Ar-Ar	plg	Hoernle <i>et al.</i> , 1999
Sea Alboran	978 Al Mansour	CYA 5-	andesite	tholeiitic	10,70	0,30	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2004
Sea Alboran	Seamount Alboran	6		calc-					Duggen <i>et al.</i> , 2004
Sea Alboran	Ridge	7648	dacite	alkaline	10,50	0,40	Ar-Ar	fsp	Duggen <i>et al.</i> , 2004

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Alboran	Alboran	CYA 3-		calc-					Duggen <i>et al.</i> ,
Sea	Ridge	5	rhyolite	alkaline	9,32	0,02	Ar-Ar	bt	2004
Alboran	Alboran	CYA 3-		calc-					Duggen <i>et al.</i> ,
Sea	Ridge	6	rhyolite	alkaline	9,26	0,02	Ar-Ar	bt	2004
Alboran	Alboran	CYA 3-		calc-					Duggen <i>et al.</i> ,
Sea	Ridge	11	rhyolite	alkaline	9,34	0,01	Ar-Ar	bt	2004
Alboran	Alboran	CYA 3-		calc-					Duggen <i>et al.</i> ,
Sea	Ridge	13		alkaline	9,36	0,01	Ar-Ar	bt	2004
Alboran	Alboran								Gillot, <i>in</i>
Sea	Island	ALB1	?	?	9,17	0,41	K-Ar	?	Hernandez <i>et al.</i> , 1987
Alboran	Alboran								Gillot, <i>in</i>
Sea	Island	ALB1	?	?	9,00	0,45	K-Ar	?	Hernandez <i>et al.</i> , 1987
Alboran	Alboran		basaltic						Guardia, <i>in</i>
Sea	Island	ALB 1		?	23,00	4,00	K-Ar	WR	Bellon, 1976
Alboran	Alboran		andesite basaltic						Lacroix, <i>in</i>
Sea	Island	ALB 12		?	24,00	5,00	K-Ar	WR	Bellon, 1976
<hr/>									
Algeria	Cap de Fer	ABR. 44-46- 57	rhyolite	calc-	15,20	0,20	K-Ar	WR	Marignac & Zimmermann, 1983
Algeria	Cap de Fer	ABR. 7- 41	rhyolite	alkaline calc-	15,15	0,25	K-Ar	WR	Marignac & Zimmermann, 1983
Algeria	Cap de Fer	F. 53, F12. B	microgranite	alkaline calc-	15,80	0,50	K-Ar	WR	Marignac & Zimmermann, 1983
Algeria	Cap de Fer	ABR. 28-88	rhyolite	alkaline calc-	15,90	0,40	K-Ar	WR	Marignac & Zimmermann, 1983
Algeria	Cap de Fer	73-5	microdiorite	alkaline calc-	15,70	0,80	K-Ar	WR	Velde, <i>in</i>
Algeria	Cap de Fer	-	microgranite		15,80	0,10	K-Ar	?	Bellon, 1976 Bagdasarjan <i>et al.</i> , 1973, <i>in</i>
Algeria	Filfila	-	plutonic rock	alkaline calc-	15,30	?	?	?	Marignac & Zimmermann, 1983 <i>in</i> Maury <i>et al.</i> ,
Algeria	Constantinois	RA 4006	andesite	alkaline ?	9,30	0,50	K-Ar	WR	2002 Raoult, <i>in</i> Bellon, 1976

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Algeria	Constantinois	RA	trachyte	?	10,90	0,50	K-Ar	WR	Raoult, <i>in</i> Bellon, 1976 <i>in</i> Maury <i>et al.</i> ,
Algeria	Cap	5045	plutonic rock	calc-	15,20	?	?	?	2002 <i>in</i> Maury <i>et al.</i> ,
Algeria	Bougaroun	-	plutonic rock	alkaline calc-	16,40	?	?	?	2002 Bouillin, <i>in</i>
Algeria	Algérois	749 AK	granite	alkaline calc-	22,00	1,00	K-Ar	WR	Bellon, 1976 Bouillin, <i>in</i>
Algeria	Algérois	2443 AK	microgranite	alkaline calc-	16,20	0,80	K-Ar	WR	Bellon, 1976 Robin, <i>in</i>
Algeria	Algérois	C 9.1	microdiorite	alkaline calc-	14,50	0,70	K-Ar	WR	Bellon, 1976 Robin, <i>in</i>
Algeria	Algérois	C 9.21	microdiorite	alkaline calc-	15,20	0,80	K-Ar	WR	Bellon, 1976 <i>in</i> Maury <i>et al.</i> ,
Algeria	Algérois	-	dacite/rhyodacite	alkaline calc-	15,90	?	?	?	2002 Lepvrier, <i>in</i>
Algeria	Algérois	8047	rhyolite	alkaline calc-	15,15	0,40	K-Ar	WR	Bellon, 1976 Lepvrier, <i>in</i>
Algeria	Algérois	1134	monzonitic microgranite	alkaline calc-	16,50	0,80	K-Ar	WR	Bellon, 1976 <i>in</i> Maury <i>et al.</i> ,
Algeria	Algérois	-	plutonic rock	alkaline calc-	15,30	?	?	?	2002 <i>in</i> Maury <i>et al.</i> ,
Algeria	Algérois	-	plutonic rock	alkaline calc-	16,20	?	?	?	2002 Belanteur <i>et al.</i> ,
Algeria	Algérois	DL BO	basic andesite	alkaline calc-	11,8	0,4	K-Ar	WR	1995 Belanteur <i>et al.</i> ,
Algeria	Algérois	DL DR	basalt	alkaline calc-	15,6	0,9	K-Ar	WR	1995 Belanteur <i>et al.</i> ,
Algeria	Algérois	DL DR	basalt	alkaline calc-	18,6	0,8	K-Ar	WR	1995 Belanteur <i>et al.</i> ,
Algeria	Algérois	DL DR	basalt	alkaline	19,7	1	K-Ar	WR	1995 Raymond, <i>in</i>
Algeria	Algérois	75-67	basalt	tholeiitic	15,15	0,60	K-Ar	WR	Bellon, 1976

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Algeria	Algérois	DJ 1	basalt	calc-alkaline	11,6	0,5	K-Ar	WR	Belanteur <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Algérois	DJ 1	basalt	calc-alkaline	12,8	0,5	K-Ar	WR	Belanteur <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Algérois	DJ 2	basalt	calc-alkaline	13,6	0,5	K-Ar	WR	Belanteur <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Algérois	DJ 2	basalt	calc-alkaline	13,9	0,4	K-Ar	WR	Belanteur <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Algérois	DJ 3	basalt	calc-alkaline	14,3	0,4	K-Ar	WR	Belanteur <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Algérois	Zm 1	granodiorite	calc-alkaline	13,9	0,3	K-Ar	WR	Belanteur <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Algérois	Zm 4	rhyolite	calc-alkaline	14	0,3	K-Ar	WR	Belanteur <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Algérois	K 99	dacite	calc-alkaline	14	0,3	K-Ar	WR	Belanteur <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Algérois	K 98	granodiorite	calc-alkaline	14,2	0,3	K-Ar	WR	Belanteur <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Algérois	K 93	rhyolite	calc-alkaline	15,4	0,5	K-Ar	WR	Belanteur <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Algérois	T 36	rhyolite	calc-alkaline	13,4	0,3	K-Ar	WR	Belanteur <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Algérois	T 36	biotite	calc-alkaline	14,5	0,4	K-Ar	bt	Belanteur <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Algérois	T 2	granodiorite	calc-alkaline	15,5	0,4	K-Ar	WR	Belanteur <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Algérois	T 1	granodiorite	calc-alkaline	16	0,4	K-Ar	WR	Belanteur <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Algérois	T 12	microdiorite	alkaline	16,3	0,4	K-Ar	en	Belanteur <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Algérois	6124	basalt	alkaline	4,80	0,30	K-Ar	WR	Lepvrier, <i>in</i> Bellon, 1976
Algeria	Algérois	7041	microgranite	calc-alkaline	14,60	0,50	K-Ar	WR	Lepvrier, <i>in</i> Bellon, 1976

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Algeria	Algérois	8007	rhyodacite	calc-alkaline	15,65	0,40	K-Ar	WR	Lepvrier, <i>in</i> Bellon, 1976
Algeria	Algérois	7086	dacite	calc-alkaline	9,05	0,30	K-Ar	bt	Lepvrier, <i>in</i> Bellon, 1976
Algeria	Algérois	7086	dacite	calc-alkaline	9,05	0,30	K-Ar	WR	Lepvrier, <i>in</i> Bellon, 1976
Algeria	Algérois	1622	monzonite	?	10,90	0,50	K-Ar	bt	Lepvrier, <i>in</i> Bellon, 1976
Algeria	Algérois	1522	micromonzonite	?	12,00	0,80	K-Ar	bt	Lepvrier, <i>in</i> Bellon, 1976
Algeria	Algérois	6054	granite	?	9,25	0,30	K-Ar	WR	Lepvrier, <i>in</i> Bellon, 1976
Algeria	Algérois	8060	dacite	calc-alkaline	8,85	1,00	K-Ar	WR	Lepvrier, <i>in</i> Bellon, 1976
Algeria	Oranie	OR11a	dacite	calc-alkaline	9,54	0,31	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Oranie	OR11b	dacite	calc-alkaline	9,87	0,31	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Oranie	OR9	andesite	calc-alkaline	10,59	0,26	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Oranie	OR10	andesite	calc-alkaline	11,02	0,30	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Oranie	OR6	andesite	calc-alkaline	11,70	0,40	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Oranie	OR8	andesite	calc-alkaline	10,42	0,26	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Oranie	2148	andesite	calc-alkaline	9,30	0,30	K-Ar	WR	Guardia, <i>in</i> Bellon, 1976
Algeria	Oranie	OR5	andesite	calc-alkaline	11,41	0,49	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Oranie	OR4	dacite	calc-alkaline	10,26	0,24	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Oranie	OR1	andesite	calc-alkaline	9,00	0,21	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Algeria	Oranie	3558	andesite	calc-alkaline	9,30	0,30	K-Ar	WR	Guardia, in Bellon, 1976 Coulon <i>et al.</i> , 2002
Algeria	Oranie	OR35	basalt	alkaline	0,82	0,10	K-Ar	WR	Coulon <i>et al.</i> , 2002
Algeria	Oranie	OR34	basalt	alkaline	1,28	0,10	K-Ar	WR	Houzay, in Bellon, 1976 Coulon <i>et al.</i> , 2002
Algeria	Oranie	AT 13	basalt	alkaline	1,00	0,30	K-Ar	WR	Coulon <i>et al.</i> , 2002
Algeria	Oranie	OR32	basalt	alkaline	1,41	0,04	K-Ar	WR	Coulon <i>et al.</i> , 2002
Algeria	Oranie	OR29	basalt	alkaline	2,21	0,10	K-Ar	WR	Coulon <i>et al.</i> , 2002
Algeria	Oranie	OR31	basalt	alkaline	2,32	0,09	K-Ar	WR	Coulon <i>et al.</i> , 2002
Algeria	Oranie	OR30	basalt	alkaline	2,74	0,10	K-Ar	WR	Coulon <i>et al.</i> , 2002
Algeria	Oranie	OR30	basalt	alkaline	2,65	0,14	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Oranie	OR13	basalt	transitional	8,76	0,76	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Oranie	OR15	basalt	transitional	7,16	0,26	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Oranie	ORR12	basalt	alkaline	4,28	0,22	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Oranie	ORR12	basalt	alkaline	4,02	0,15	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Oranie	OR19	dacite	transitional	7,99	0,21	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Oranie	ORB6	dacite	transitional	8,24	0,19	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Oranie	OR24	basalt	alkaline	3,62	0,20	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Oranie	OR24	basalt	alkaline	4,10	0,16	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Algeria	Oranie	ORBZ1	basalt	transitional	8,70	0,38	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Oranie	OR28	basalt	alkaline	2,12	0,08	K-Ar	WR	Coulon <i>et al.</i> , 2002
Algeria	Oranie	ORBD1	andesite	calc-alkaline	7,46	0,18	K-Ar	WR	Louni-Hacini <i>et al.</i> , 1995
Algeria	Oranie	OR36	basalt	transitional	9,99	0,37	K-Ar	WR	Coulon <i>et al.</i> , 2002
Algeria	Oranie	3535	andesite	calc-alkaline	8,60	0,20	K-Ar	WR	Guardia, in Bellon, 1976
Algeria	Oranie	3196	andesite	calc-alkaline	9,50	0,30	K-Ar	WR	Guardia, in Bellon, 1976
Algeria	Oranie	3317	basalte	alkaline	7,90	0,40	K-Ar	WR	Guardia, in Bellon, 1976
Algeria	Oranie	OR18	basalt	transitional	8,58	0,21	K-Ar	WR	Coulon <i>et al.</i> , 2002
Algeria	Oranie	OR12	basalt	transitional	8,86	0,23	K-Ar	WR	Coulon <i>et al.</i> , 2002
Algeria	Oranie	OR17	basalt	transitional	9,01	0,29	K-Ar	WR	Coulon <i>et al.</i> , 2002
Algeria	Oranie	OR26	basalt	alkaline	3,33	0,14	K-Ar	WR	Coulon <i>et al.</i> , 2002
Morocco	Ras Tarf	CD 15C/122-72	andesite	calc-alkaline	15,70	1,20	K-Ar	WR	Houzay, in Bellon, 1976
Morocco	Ras Tarf	116-72	?	calc-alkaline	12,10	?	K-Ar	WR	in El Azzouzi <i>et al.</i> , 1999
Morocco	Ras Tarf	-	tuff	?	6,4	0,3	?	?	Bandet, in Guillemin & Houzay, 1982
Morocco	Oujda	OD0206 99-2b	alkali basalt	alkaline	3,44	0,05	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Oujda	OD3005 99-4	basanite	alkaline	3,47	0,06	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Oujda	OD0206 99-1b	trachyandesit e	alkaline	3,73	0,03	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Morocco	Oujda	OD1906	basanite	alkaline	3,78	0,02	Ar-Ar	bt	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Oujda	99-1a OD2605	basanite	alkaline	3,62	0,09	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Oujda	99-13 OU 12	basalt	alkaline	1,92	0,15	K-Ar	WR	El Azzouzi <i>et al.</i> , 1999
Morocco	Oujda	OD2605	basalt	alkaline	3,40	0,07	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Oujda	99-1 OD2605	basanite	alkaline	3,72	0,04	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Oujda	99-10 OU 7	basalt	alkaline	2,98	0,08	K-Ar	WR	El Azzouzi <i>et al.</i> , 1999
Morocco	Oujda	OD2605	basanite	alkaline	3,10	0,09	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Oujda	99-12 OU 6	basalt	alkaline	2,26	0,13	K-Ar	WR	El Azzouzi <i>et al.</i> , 1999
Morocco	Guilliz	GZ1806	alkali basalt	alkaline	5,30	0,30	Ar-Ar	fsp+mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Guilliz	99-4 GZ1506	alkali basalt	alkaline	5,80	0,20	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Guilliz	99-1 GZ1606	hawaiite	alkaline	0,65	0,04	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Guilliz	99-1 74-270	basalt	alkaline	2,50	0,19	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Guilliz	GZ1606	alkali basalt	alkaline	0,88	0,04	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Guilliz	99-5 GZ2803	trachyte	calc-	6,82	0,03	Ar-Ar	bt+fsp	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Guilliz	00-4 GZ1706	ash flow tuff	alkaline calc-	6,96	0,01	Ar-Ar	fsp	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Guilliz	99-1a GZ1706	alkali basalt	alkaline	4,06	0,06	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Guilliz	99-4 GZ2803	trachyte	calc-	6,83	0,02	Ar-Ar	bt+fsp	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Guilliz	00-1	trachyte	alkaline					2005

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Morocco	Guilliz	GZ2803	trachyte	calc-alkaline	6,90	0,09	Ar-Ar	fsp	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Guilliz	00-3b GZ1706	alkali basalt	alkaline	6,30	0,10	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Tazekka	99-3 TZ 1	basalt	alkaline	1,54	0,28	K-Ar	WR	El Azzouzi <i>et al.</i> , 1999
Morocco	Tazekka	CD 1 F	basalt	alkaline	2,00	0,10	K-Ar	WR	Delarue, in Bellon, 1976
Morocco	Azrou	AZ 21	nephelinite	alkaline	0,75	0,06	K-Ar	WR	El Azzouzi <i>et al.</i> , 1999
Morocco	Azrou	AZ 25	nephelinite	alkaline	0,76	0,09	K-Ar	WR	El Azzouzi <i>et al.</i> , 1999
Morocco	Azrou	AZ 31	basalt	alkaline	0,60	0,10	K-Ar	WR	El Azzouzi <i>et al.</i> , 1999
Morocco	Khenifra	KH 41	basalt	alkaline	0,98	0,04	K-Ar	WR	El Azzouzi <i>et al.</i> , 1999
Morocco	Trois Fourches	71-28	rhyolite	calc-alkaline	9,8	3	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Gourougou	GG0706	alkali basalt	alkaline	3,73	0,09	Ar-Ar	fsp	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Gourougou	99-1c GG1406	basaltic trachyandesite	calc-alkaline	4,80	0,40	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Gourougou	99-12 GG1406	trachyandesite	calc-alkaline	5,57	0,03	Ar-Ar	fsp	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Gourougou	99-8 GG1406	e trachyandesite	calc-alkaline	5,35	0,02	Ar-Ar	bt+fsp	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Gourougou	99-6 GG2905	e alkali basalt	alkaline	4,40	0,10	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Gourougou	99-5 GG1406	basaltic andesite	calc-alkaline	6,69	0,05	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Gourougou	99-4 71-56	andesite	calc-alkaline	7,54	0,38	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Gourougou	GG0904	trachybasalt	alkaline	5,40	0,20	Ar-Ar	fsp+mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
		00-1b							

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Morocco	Gourougou	GG2905 99-1	basaltic trachyandesite	calc- alkaline	5,51	0,03	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Gourougou	GG0804 00-3	alkali basalt	alkaline	6,30	0,30	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Gourougou	73-5	basalt	alkaline	2,58	0,20	K-Ar	WR	Hernandez, <i>in</i> Bellon, 1976
Morocco	Gourougou	71-158	trachyte	?	6,33	0,32	K-Ar	WR	Hernandez <i>et</i> <i>al.</i> , 1985
Morocco	Gourougou	-	?	?	5,70	0,20	K-Ar	?	Bandet <i>et al.</i> , 1978
Morocco	Gourougou	-	?	?	6,00	0,10	K-Ar	?	Bandet <i>et al.</i> , 1978
Morocco	Gourougou	-	?	?	5,80	0,20	K-Ar	?	Bandet <i>et al.</i> , 1978
Morocco	Gourougou	-	?	?	6,30	0,30	K-Ar	?	Bandet <i>et al.</i> , 1978
Morocco	Gourougou	72-14	andesite/absa rokite	calc- alkaline	5,41	0,27	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Gourougou satellites	72-2	andesite	calc- alkaline	6,90	1,00	K-Ar	WR	Hernandez, <i>in</i> Bellon, 1976
Morocco	Gourougou	72-2	andesite/shos honite	calc- alkaline	7,04	2,1	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Gourougou satellites	GG2805 99-9	trachyandesite	calc- alkaline	6,12	0,01	Ar-Ar	fsp	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Gourougou satellites	G15	andesite	transitional	7,74	0,30	K-Ar	WR	El Bakkali <i>et</i> <i>al.</i> , 1998
Morocco	Gourougou satellites	G3	andesite	transitional	7,65	0,25	K-Ar	WR	El Bakkali <i>et</i> <i>al.</i> , 1998
Morocco	Gourougou satellites	P1	trachytic tuff	transitional	6,18	0,15	K-Ar	WR	El Bakkali <i>et</i> <i>al.</i> , 1998
Morocco	Gourougou satellites	P1	trachytic tuff	transitional	7,53	0,19	K-Ar	bt	El Bakkali <i>et</i> <i>al.</i> , 1998
Morocco	Gourougou satellites	G8	andesite	transitional	7,86	0,30	K-Ar	WR	El Bakkali <i>et</i> <i>al.</i> , 1998

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Morocco	Beni Bou	Z18-90	diorite	calc-	8,30	0,20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Morocco	Ifrou	Z17-90	diorite	alkaline calc-	7,70	0,10	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Morocco	Beni Bou	GO-1	granodiorite	?	8,02	0,22	K-Ar	bt	El Rhazi &
Morocco	Ifrou	GG0306		calc-					Hayashi, 2002
Morocco	Beni Bou	99-1a	diorite	alkaline calc-	7,58	0,03	Ar-Ar	bt	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Morocco	Ifrou	Z10-90	diorite	alkaline calc-	8,90	0,20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Morocco	Beni Bou	G21	granodiorite	alkaline calc-	7,69	0,18	K-Ar	WR	El Bakkali <i>et al.</i> , 1998
Morocco	Ifrou	G1	granodiorite	alkaline calc-	8,13	0,20	K-Ar	WR	El Bakkali <i>et al.</i> , 1998
Morocco	Beni Bou	Z40-90	diorite	alkaline calc-	7,70	0,20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Morocco	Ifrou	Z41-90	diorite	alkaline calc-	3,60	0,20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Morocco	Beni Bou	Z41-90	diorite	alkaline calc-	3,70	0,20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Morocco	Ifrou			alkaline					
Morocco	Gourougou	W00-91	tuffite?	?	9,40	0,30	K-Ar	WR	Kerchaoui, 1995
Morocco	Beni Bou	R20-82	microgranodi	calc-	7,30	1,50	Ar-Ar	bt	Monié <i>et al.</i> , 1984
Morocco	Ifrou	R20-82	orite	alkaline calc-	7,90	0,30	Ar-Ar	bt	Monié <i>et al.</i> , 1984
Morocco	Beni Bou		microgranodi	alkaline calc-					
Morocco	Ifrou	W19-91	orite	alkaline calc-	8,60	0,20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Morocco	Beni Bou	Z45-90	diorite	alkaline calc-	8,20	0,20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Morocco	Ifrou	Z45-90	diorite	alkaline calc-	7,50	0,20	K-Ar	bt+ms	Kerchaoui, 1995
Morocco	Beni Bou	W44-91	diorite	alkaline calc-	6,00	0,10	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Morocco	Ifrou			alkaline					

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Morocco	Beni Bou	Z36B-	diorite	calc-	5,30	0,20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Morocco	Ifrou	90		alkaline					
Morocco	Beni Bou	W05-91	diorite	calc-	5,40	0,40	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Morocco	Ifrou			alkaline					
Morocco	Beni Bou	Z43-90	diorite	calc-	8,00	0,20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Morocco	Ifrou			alkaline					
Morocco	Beni Bou	Z46A-	diorite	calc-	5,70	0,40	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Morocco	Ifrou	90		alkaline					
Morocco	Beni Bou	W31-91	diorite	calc-	4,50	1,60	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Morocco	Ifrou			alkaline					
Morocco	Beni Bou	Z34-90	diorite	calc-	7,90	0,20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Morocco	Ifrou			alkaline					
Morocco	Beni Bou	Z30B-	diorite	calc-	8,00	0,20	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Morocco	Ifrou	90		alkaline					
Morocco	Beni Bou	Z31-90	diorite	calc-	4,50	0,10	K-Ar	bt	Kerchaoui, 1995
Morocco	Ifrou			alkaline					
Morocco	Gourougou	Z26-90	andesite	calc-	7,70	0,20	K-Ar	WR	Kerchaoui, 1995
Morocco	Beni Bou		microgranodi	alkaline					
Morocco		OUK2		?	7,98	0,03	Ar-Ar	bt	this study
Morocco	Ifrou		orite						
Morocco	Beni Bou	OUK2	microgranodi	?	8,06	0,14	U-Pb	zr	this study
Morocco	Ifrou		orite						
Morocco	Beni Bou	OUK20	granodiorite	?	7,67	0,03	Ar-Ar	bt	this study
Morocco	Ifrou								
Morocco	Beni Bou	CUP5	andesite	?	7,93	0,04	Ar-Ar	bt	this study
Morocco	Ifrou								
Morocco	Beni Bou	AXA16	andesite	?	7,85	0,10	Ar-Ar	bt	this study
Morocco	Ifrou								
Morocco	Siroua	4	rhyolite	alkaline	6,4		K-Ar	WR	Alem, 1976, <i>in</i> Berrahma & Delaloye, 1989 Alem, 1976, <i>in</i>
Morocco	Siroua	A	phonolite	alkaline	7,9		K-Ar	WR	Berrahma & Delaloye, 1989

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

									Alem, 1976, <i>in</i>
Morocco	Siroua	E5	phonolite	alkaline	7		K-Ar	WR	Berrahma & Delaloye, 1989 Berrahma, 1982,
Morocco	Siroua	BM 41	hawaïte	alkaline	5,1		K-Ar	WR	<i>in</i> Berrahma & Delaloye, 1989 Berrahma, 1982,
Morocco	Siroua	BM 46	hawaïte	alkaline	5		K-Ar	WR	<i>in</i> Berrahma & Delaloye, 1989 Berrahma, 1982,
Morocco	Siroua	BM 26	comendite	alkaline	6,2		K-Ar	WR	<i>in</i> Berrahma & Delaloye, 1989 Berrahma, 1982,
Morocco	Siroua	BM 38	ignimbrite	alkaline	7,1		K-Ar	WR	<i>in</i> Berrahma & Delaloye, 1989 Berrahma, 1982,
Morocco	Siroua	BM 12	trachyte	alkaline	8,2		K-Ar	WR	<i>in</i> Berrahma & Delaloye, 1989 Berrahma &
Morocco	Siroua	HB-60-84	mugearite	alkaline	4,7	0,2	K-Ar	WR	Delaloye, 1989 Berrahma &
Morocco	Siroua	HB-33-84	mugearite	alkaline	4,5	0,1	K-Ar	WR	Delaloye, 1989 Berrahma &
Morocco	Siroua	HB-45-84	benmoreite	alkaline	3,8	0,1	K-Ar	WR	Delaloye, 1989 Berrahma &
Morocco	Siroua	HB-71-84	benmoreite	alkaline	2,7	0,1	K-Ar	WR	Delaloye, 1989 Berrahma &
Morocco	Siroua	HB-67-84	benmoreite	alkaline	4,3	0,2	K-Ar	WR	Delaloye, 1989 Berrahma &
Morocco	Siroua	HB-65-84	benmoreite	alkaline	4	0,1	K-Ar	WR	Delaloye, 1989 Berrahma &
Morocco	Siroua	HB-63-84	benmoreite	alkaline	4,3	0,1	K-Ar	WR	Delaloye, 1989

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Morocco	Siroua	HB-68-84	benmoreite	alkaline	3,9	0,1	K-Ar	WR	Berrahma & Delaloye, 1989
Morocco	Siroua	HB-59-84	benmoreite	alkaline	4,5	0,1	K-Ar	WR	Berrahma & Delaloye, 1989
Morocco	Siroua	HB-12-84	benmoreite	alkaline	4,7	0,1	K-Ar	WR	Berrahma & Delaloye, 1989
Morocco	Siroua	HB-12-84	benmoreite	alkaline	2,1	0,1	K-Ar	bt	Berrahma & Delaloye, 1989
Morocco	Siroua	HB-66-84	phonolite	alkaline	4,1	0,1	K-Ar	WR	Berrahma & Delaloye, 1989
Morocco	Siroua	HB-09-84	phonolite	alkaline	4,3	0,1	K-Ar	WR	Berrahma & Delaloye, 1989
Morocco	Siroua	HB-52-84	phonolite	alkaline	3,8	0,1	K-Ar	WR	Berrahma & Delaloye, 1989
Morocco	Siroua	HB-57-84	phonolite	alkaline	10,3	0,3	K-Ar	WR	Berrahma & Delaloye, 1989
Morocco	Siroua	HB-64-84	trachyte	alkaline	4,9	0,1	K-Ar	WR	Berrahma & Delaloye, 1989
Morocco	Siroua	HB-64-84	trachyte	alkaline	5,2	0,2	K-Ar	bt	Berrahma & Delaloye, 1989
Morocco	Siroua	MM-43-83	comendite	alkaline	5,6	0,2	K-Ar	WR	Berrahma & Delaloye, 1989
Morocco	Siroua	HB-40-84	nepheline trachyte micaceous	alkaline	10,8	0,3	K-Ar	WR	Berrahma & Delaloye, 1989
Morocco	Siroua	6	tuff	alkaline	10,1	1	K-Ar	WR	Choubert <i>et al.</i> , 1968, <i>in</i> Berrahma & Delaloye, 1989
Morocco	Siroua	7	phonolite	alkaline	6,7	0,5	K-Ar	WR	Choubert <i>et al.</i> , 1968, <i>in</i> Berrahma & Delaloye, 1989
Morocco	Siroua	CD 40A	phonolite	alkaline	5,3	0,2	K-Ar	WR	Delarue, <i>in</i> Bellon, 1976
Morocco	Gourougou	IR-1.0	tuff	?	6,86	0,02	Ar-Ar	sanidine	Cunningham <i>et al.</i> , 1997

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Morocco	Gourougou	14ter	tuff	?	7,1	0,4	K-Ar	bt	Arias <i>et al.</i> , 1976, in Cunningham <i>et al.</i> , 1997
		11bis-							Arias <i>et al.</i> , 1976, in Cunningham <i>et al.</i> , 1997
Morocco	Gourougou	11ter-	tuff	?	5,6	0,3	K-Ar	bt	Arias <i>et al.</i> , 1976, in Cunningham <i>et al.</i> , 1997
		12bis							Arias <i>et al.</i> , 1976, in Cunningham <i>et al.</i> , 1997
Morocco	Gourougou	11ter-	tuff	?	5,9	0,3	K-Ar	bt	Arias <i>et al.</i> , 1976, in Cunningham <i>et al.</i> , 1997
		12bis							Arias <i>et al.</i> , 1976, in Cunningham <i>et al.</i> , 1997
		7bis-							Arias <i>et al.</i> , 1976, in Cunningham <i>et al.</i> , 1997
Morocco	Gourougou		tuff	?	6	0,3	K-Ar	glass	Arias <i>et al.</i> , 1976, in Cunningham <i>et al.</i> , 1997
		7ter							Arias <i>et al.</i> , 1976, in Cunningham <i>et al.</i> , 1997
		7bis-							Arias <i>et al.</i> , 1976, in Cunningham <i>et al.</i> , 1997
Morocco	Gourougou		tuff	?	6,8	0,3	K-Ar	glass	Arias <i>et al.</i> , 1976, in Cunningham <i>et al.</i> , 1997
		7ter							Münch <i>et al.</i> , 2001
Morocco	Gourougou	Iz-3	tuff	?	6,93	0,02	Ar-Ar	sanidine	Cunningham <i>et al.</i> , 1997
Morocco	Gourougou	SM-84	tuff	?	6,9	0,2	Ar-Ar	sanidine	Cunningham <i>et al.</i> , 1994, 1997
		IF-1-							; Roger <i>et al.</i> , 2000
Morocco	Gourougou		tuff	?	6	0,1	Ar-Ar	sanidine	Roger <i>et al.</i> , 2000
		42.9							Roger <i>et al.</i> , 2000
Morocco	Gourougou	If-4	tuff	?	6,29	0,02	Ar-Ar	sanidine	Roger <i>et al.</i> , 2000
Morocco	Gourougou	Me-16	tuff	?	6,46	0,03	Ar-Ar	sanidine	Roger <i>et al.</i> , 2000
Morocco	Gourougou	Me-5	tuff	?	6,73	0,02	Ar-Ar	sanidine	Roger <i>et al.</i> , 2000
Morocco	Gourougou	Me-13	tuff	?	6,54	0,04	Ar-Ar	sanidine	Roger <i>et al.</i> , 2000
	Trois								Münch <i>et al.</i> , 2001 ; Cornée
Morocco		Ta-2	tuff	?	6,87	0,02	Ar-Ar	sanidine	<i>et al.</i> , 2002
	Fourches								Münch <i>et al.</i> , 2001
	Trois								
Morocco	Fourches	Ta-1	tuff	?	6,75	0,02	Ar-Ar	sanidine	
	Fourches								

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Morocco	Trois	93-1	tuff	?	6,94	0,02	Ar-Ar	sanidine	Cunningham <i>et al.</i> , 1994, 1997 ; Cornée <i>et al.</i> , 2002, 2004
Morocco	Fourches Trois	93-2	tuff	?	6,91	0,02	Ar-Ar	sanidine	Cunningham <i>et al.</i> , 1994, 1997 ; Cornée <i>et al.</i> , 2002, 2004
Morocco	Fourches Trois	4-19-4	tuff	?	6,75	0,02	Ar-Ar	sanidine	Cunningham <i>et al.</i> , 1994, 1997 ; Roger <i>et al.</i> , 2000
Morocco	Fourches Trois	93-8	tuff	?	6,79	0,02	Ar-Ar	sanidine	Cunningham <i>et al.</i> , 1994, 1997 ; Roger <i>et al.</i> , 2000
Morocco	Fourches	Gourougou Ro-4	tuff	?	6,01	0,1	Ar-Ar	sanidine	Münch <i>et al.</i> , 2001
Morocco	Gourougou	Ro-4	tuff	?	5,87	0,02	Ar-Ar	sanidine	Münch <i>et al.</i> , 2006
Morocco	Gourougou	Ro-3	tuff	?	6,2	0,02	Ar-Ar	sanidine	Münch <i>et al.</i> , 2006
Morocco	Gourougou	OI-11	tuff	?	6,6	0,02	Ar-Ar	sanidine	Münch <i>et al.</i> , 2001 ; Cornée <i>et al.</i> , 2002
Morocco	Gourougou	OI-27	tuff	?	6,56	0,02	Ar-Ar	sanidine	Münch <i>et al.</i> , 2001 ; Cornée <i>et al.</i> , 2002
Morocco	Satellite	71-196	andesite	?	8,05	0,40	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Gourougou	Bh-22	tuff	?	6,3	0,02	Ar-Ar	sanidine	Roger <i>et al.</i> , 2000
Morocco	Gourougou	Bh-8	tuff	?	6,4	0,1	Ar-Ar	sanidine	Roger <i>et al.</i> , 2000
Morocco	Gourougou	Bh-26	tuff	?	6,23	0,03	Ar-Ar	sanidine	Roger <i>et al.</i> , 2000

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Morocco	Gourougou	71-93	shoshonite	?	6,56	0,33	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Gourougou	Tiz-3	tuff	?	5,86	0,03	Ar-Ar	sanidine plagiocla	Münch <i>et al.</i> , 2006
Morocco	Gourougou	Bc-1	lava flow	?	5,77	0,04	Ar-Ar	se bulk sample	2001 ; Cornée <i>et al.</i> , 2002
Morocco	Gourougou	Ai-0	tuff	?	5,85	0,02	Ar-Ar	sanidine	Münch <i>et al.</i> , 2001
Morocco	Gourougou	FA-1	tuff	?	5,79	0,02	Ar-Ar	sanidine	Cunningham <i>et al.</i> , 1997
Morocco	Gourougou	71-247	absarokite	?	5,80	0,29	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Gourougou	Z53-90	volcanic rock	transitional	6,70	0,20	K-Ar	WR	Kerchaoui, 1995
Morocco	Gourougou	Z51-90	volcanic rock	transitional	6,70	0,20	K-Ar	WR	Kerchaoui, 1995
Morocco	Gourougou	Z52-90	volcanic rock	transitional	6,70	0,20	K-Ar	WR	Kerchaoui, 1995
Morocco	Gourougou	Z50-90	volcanic rock	calc-alkaline	6,70	0,20	K-Ar	WR	Kerchaoui, 1995
Morocco	Gourougou	W36-91	diorite	calc-alkaline	8,50	0,40	K-Ar	WR	Kerchaoui, 1995
Morocco	Beni Bou Ifrou	U15	granodiorite	?	6,7	0,33	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Satellite	71-265	rhyodacite/rhyolite	calc-alkaline	7,2	0,36	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco		73-5	basalt	alkaline	2,58	0,2	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Satellite	73-97	andesite	calc-alkaline	8,24	0,41	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Gourougou	71-220	latite	alkaline/alkaline	5,01	0,25	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Satellite	71-203	dacite	?	9,04	0,45	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Morocco	Gourougou	76-86	shoshonite	?	6,66	0,33	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Gourougou	71-125	andesite/shoshonite	calc-alkaline/transitional calc-alkaline	7,86	0,4	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Gourougou	76-117	shoshonite	alkaline	6,64	0,33	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Gourougou	71-129	latite	?	5,87	0,29	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Gourougou	72-130	shoshonite	calc-alkaline	5,76	0,29	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Gourougou	73-39	basalt	alkaline	4,68	0,35	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Ras Tarf	CD 9C	andesite	calc-alkaline	12,45	0,62	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Ras Tarf	CD 14G	andesite	calc-alkaline	12,6	0,63	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Ras Tarf	CD 17C	andesite	calc-alkaline	13,05	0,65	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Guilliz	74-22	basalt	alkaline	1,74	0,09	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Guilliz	74-248	basalt	alkaline	4,9	0,25	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Guilliz	74-287	basalt	alkaline	5,96	0,3	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Guilliz	74-252	basalt	alkaline	2,2	0,11	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Guilliz	74-123	tuffite?	alkaline	4,90	0,25	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Guilliz	74-172	?	?	8,02	0,4	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Guilliz	74-27	?	?	7,55	0,38	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Guilliz	74-164	andesite	calc-alkaline	7,15	0,35	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Morocco	Guilliz	74-52	?	?	6,76	0,34	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Guilliz	74-161	?	?	6,39	0,32	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Guilliz	74-165	?	?	6	0,3	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Guilliz	74-124	?	?	5,7	0,29	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Guilliz	74-127	basalt	alkaline	4,42	0,22	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Guilliz	74-190	andesite	calc-alkaline	5,03	0,38	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Guilliz	74-202	basalt	alkaline	3,66	0,36	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Guilliz	74-128	trachyte	calc-alkaline	7,37	0,37	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Guilliz	74-137	latite	calc-alkaline	7,37	0,37	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Guilliz	74-138	?	?	7,4	0,37	K-Ar	WR	Hernandez & Bellon, 1985
Morocco	Gourougou	B-1	tuff	?	5,82	0,02	Ar-Ar	sanidine	Cunningham <i>et al.</i> , 1994, 1997
Morocco	Gourougou	Car-2	tuff	?	5,91	0,02	Ar-Ar	sanidine	Münch <i>et al.</i> , 2006
Spain	Malaga	FG2205	basaltic	?	33,60	0,60	Ar-Ar	fsp	Duggen <i>et al.</i> , 2004
Spain	Malaga	99-2 MI2206	andesite						Duggen <i>et al.</i> , 2004
Spain	Malaga	99-1 AM240	granite	anatectic	18,50	0,30	Ar-Ar	fsp	Duggen <i>et al.</i> , 2004
Spain	Malaga	699-1 CB2306	basaltic	?	17,40	0,40	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2004
Spain	Malaga	99-6 RR2206	andesite	?	19,80	0,90	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2004
Spain	Malaga	99-5	basaltic	?	17,40	1,40	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2004
			andesite						

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Spain	Malaga	M7B-4	?	tholeiitic	17,70	0,60	Ar-Ar	amph/bt/ WR	Turner <i>et al.</i> , 1999
Spain	Malaga	M7A-7	?	tholeiitic	30,20	0,90	Ar-Ar	amph/bt/ WR	Turner <i>et al.</i> , 1999
Spain	Malaga	-	andesitic basalt/basaltic andesite	tholeiitic	22,50	0,50	K-Ar	WR	Torres-Roldan <i>et al.</i> , 1986
Spain	Cabo de Gata	CG1905 99-2	andesite	calc- alkaline	10,80	0,10	Ar-Ar	mx+fsp	Duggen <i>et al.</i> , 2004
Spain	Cabo de Gata	B320	?	calc- alkaline	10,60	0,60	Ar-Ar	amph/bt/ WR	Turner <i>et al.</i> , 1999
Spain	Cabo de Gata	74-50	andesite	calc- alkaline	10,8	0,55	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Cabo de Gata	97 Z	rhyolitic	calc- alkaline	11,9	0,3	Ar-Ar	bt	Zeck <i>et al.</i> , 2000
Spain	Cabo de Gata	179 eq. 97 Z	ignimbrite rhyolitic	calc- alkaline	11,1	0,4	?	?	Di Battistini <i>et al.</i> , 1987, <i>in</i> Zeck <i>et al.</i> , 2000
Spain	Cabo de Gata	179 Cap 9	ignimbrite perlitic	calc- alkaline	10,5	0,4	K-Ar	WR	Molin, <i>in</i> Bellon, 1976
Spain	Cabo de Gata	CG2103	rhyolite	calc- alkaline	11,70	0,06	Ar-Ar	bt	Duggen <i>et al.</i> , 2004
Spain	Cabo de Gata	00-2a	andesite	calc- alkaline	14,40	0,60	Ar-Ar	amph/bt/ WR	Turner <i>et al.</i> , 1999
Spain	Cabo de Gata	B318	?	calc- alkaline	11,80	0,40	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2004
Spain	Cabo de Gata	CG2005	basaltic	calc- alkaline	10,20	1,20	Ar-Ar	amph/bt/ WR	Turner <i>et al.</i> , 1999
Spain	Cabo de Gata	99-15g	andesite	calc- alkaline	6,90	0,30	Ar-Ar	amph	Duggen <i>et al.</i> , 2004
Spain	Cabo de Gata	B312	?	calc- alkaline	7,00	0,20	Ar-Ar	bt	Bellon <i>et al.</i> , 2004
Spain	Cabo de Gata	CG2605	pyroclastic	calc- alkaline	8,1	0,4	K-Ar	WR	Duggen <i>et al.</i> , 1983
Spain	Cabo de Gata	99-4 CG2605	breccia pyroclastic	calc- alkaline	8,90	0,16	Ar-Ar	amph	Duggen <i>et al.</i> , 2004
Spain	Cabo de Gata	99-5	breccia	alkaline					2004
Spain	Cabo de Gata	76-37	?	?					Bellon <i>et al.</i> , 2004
Spain	Cabo de Gata	CG2605	ash flow tuff	calc- alkaline					Duggen <i>et al.</i> , 2004

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Spain	Cabo de Gata	B311	?	calc-alkaline	10,00	1,80	Ar-Ar	amph/bt/WR	Turner <i>et al.</i> , 1999
Spain	Cabo de Gata	78-13	?	?	8,67	0,45	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Cabo de Gata	CG2705	pyroclastic	calc-alkaline	10,65	0,03	Ar-Ar	bt+amph	Duggen <i>et al.</i> , 2004
Spain	Cabo de Gata	CG2005	breccia andesite	calc-alkaline	11,12	0,03	Ar-Ar	bt	Duggen <i>et al.</i> , 2004
Spain	Cabo de Gata	B309	?	calc-alkaline	7,60	0,20	Ar-Ar	amph/bt/WR	Turner <i>et al.</i> , 1999
Spain	Cabo de Gata	CAZ25	leucogranite	anatectic	18,80	0,40	Rb-Sr	WR/ms	Zeck <i>et al.</i> , 1989
Spain	Cabo de Gata	CAZ26	leucogranite	anatectic	18,80	0,40	Rb-Sr	WR/ms	Zeck <i>et al.</i> , 1989
Spain	Cabo de Gata	CAZ27	leucogranite	anatectic	20,40	0,70	Rb-Sr	WR/ms	Zeck <i>et al.</i> , 1989
Spain	Cabo de Gata	74-51	dacite	calc-alkaline	13,5	2	K-Ar	WR	Montenat, in Bellon, 1976
Spain	Cabo de Gata	SJ-30	andesite	calc-alkaline	11,73	0,6	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Cabo de Gata	78-10A	granodiorite	?	8,2	0,4	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Cabo de Gata	78-10B	granodiorite	?	11	0,55	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Cabo de Gata	78-10B	granodiorite	?	10,2	0,9	K-Ar	minéraux	Bordet <i>et al.</i> , 1982a
Spain	Cabo de Gata	78-10B	granodiorite	?	9,5	0,9	Rb-Sr		Bordet <i>et al.</i> , 1982a
Spain	Cabo de Gata	FR-20	andesite	calc-alkaline	11,83	0,6	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Cabo de Gata	78-3	andesite	?	7,9	0,4	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Cabo de Gata	78-6	rhyolite/rhyo dacite	?	8,75	0,45	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Spain	Cabo de Gata	97 Z	dacite	calc-alkaline	10,7	0,4	Ar-Ar	bt	Zeck <i>et al.</i> , 2000
	Cabo de Gata	eq. 97 Z		calc-alkaline					Di Battistini <i>et al.</i> , 1987, <i>in</i>
Spain			dacite		11,6	0,4	?	?	Zeck <i>et al.</i> , 2000
	Cabo de Gata	176		alkaline					Di Battistini <i>et al.</i> , 1987, <i>in</i>
	Cabo de Gata	eq. 97 Z		calc-alkaline					Zeck <i>et al.</i> , 2000
Spain			dacite		10,8	0,6	?	?	Di Battistini <i>et al.</i> , 1987, <i>in</i>
	Cabo de Gata	176		alkaline					Zeck <i>et al.</i> , 2000
Spain		79-213	dacite	?	15,15	0,75	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
	Cabo de Gata								Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain		80-5	?	?	9,34	0,45	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
	Cabo de Gata		rhyolite/rhyo						Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain		79-227		?	10,1	0,5	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
	Cabo de Gata		dacite						Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain		L01	andesite	calc-	8,05	0,4	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
	Cabo de Gata			alkaline					Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain		74-59	dacite	calc-	11,15	0,55	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
	Cabo de Gata		rhyolite/rhyo	alkaline					Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain		Ne-79		?	8,9	0,45	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
	Cabo de Gata		dacite						Zeck <i>et al.</i> , 1983
Spain		97 Z	rhyolite	calc-	10,6	0,3	Ar-Ar	bt	Zeck <i>et al.</i> , 2000
	Cabo de Gata	174	rhyolitic	calc-alkaline					Zeck <i>et al.</i> , 2000
Spain		97 Z			10,8	0,3	Ar-Ar	bt	Zeck <i>et al.</i> , 2000
	Cabo de Gata	175	ignimbrite	calc-alkaline					Molin, <i>in</i>
Spain		Ne 107	andesite		8,7	0,5	K-Ar	WR	Molin, <i>in</i>
	Cabo de Gata			alkaline					Bellon, 1976
Spain		Ne 70	andesite	calc-	8,8	0,3	K-Ar	WR	Molin, <i>in</i>
	Cabo de Gata			alkaline					Bellon, 1976
Spain		78-11	?	?	9,38	0,45	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
	Cabo de Gata	97 Z		calc-					Zeck <i>et al.</i> , 1983
Spain			dacite		10,6	0,3	Ar-Ar	?	Zeck <i>et al.</i> , 2000
	Cabo de Gata	172		alkaline					Bellon <i>et al.</i> , 2000
Spain		El-PI1	?	?	9,62	0,5	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
	Gata								1983

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Spain	Cabo de Gata	EI-PI2	?	?	9,62	0,5	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Cabo de Gata	74-255	?	?	14,1	0,7	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Cabo de Gata	78-14	?	?	10,4	1	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Cabo de Gata	74-68	dacite	calc-	8,8	0,5	K-Ar	WR	Bellon, 1976
Spain	Cabo de Gata	74-241	andesite	alkaline calc-	10,85	0,55	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Cabo de Gata	74-239	?	?	10,7	?	?	?	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Cabo de Gata	97 Z	rhyolite	calc-	10,6	0,6	Ar-Ar	bt	Zeck <i>et al.</i> , 2000
Spain	Cabo de Gata	178 eq. 97 Z	rhyolite	alkaline calc-	8,6	0,4	?	?	Di Battistini <i>et al.</i> , 1987, <i>in</i>
Spain	Cabo de Gata	178 eq. 97 Z	rhyolite	alkaline calc-	8,5	0,4	?	?	Zeck <i>et al.</i> , 2000 Di Battistini <i>et al.</i> , 1987, <i>in</i>
Spain	Cabo de Gata	177 eq. 97 Z	andesite	alkaline calc-	11,6	0,2	Ar-Ar	bt	Zeck <i>et al.</i> , 2000 Zeck <i>et al.</i> , 2000
Spain	Cabo de Gata	177 eq. 97 Z	andesite	alkaline calc-	11,6	0,4	?	?	Di Battistini <i>et al.</i> , 2000 <i>al.</i> , 1987, <i>in</i>
Spain	Cabo de Gata	177 eq. 97 Z	andesite	alkaline calc-	11,6	0,4	?	?	Zeck <i>et al.</i> , 2000 Di Battistini <i>et al.</i> , 1987, <i>in</i>
Spain	Cabo de Gata	177	andesite	alkaline	12,4	0,6	?	?	Zeck <i>et al.</i> , 2000 Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Cabo de Gata	77-19	granophyre	?	14	0,7	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Cabo de Gata	75-137	granophyre	?	18,07	1,2	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Cerro Hoyazo	CH2103 00-1b	cordierite-bearing dacite	calc-alkaline	6,57	0,04	Ar-Ar	fsp	Duggen <i>et al.</i> , 2004

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Spain	Cerro Hoyazo	B321	cordierite-bearing dacite	calc-alkaline	6,20	0,40	Ar-Ar	amph/bt/WR	Turner <i>et al.</i> , 1999
Spain	Vera	VE2906	lamproite	calc-alkaline	6,44	0,28	Ar-Ar	at cutoff	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Spain	Vera	VE2906	lamproite	calc-alkaline	6,37	0,18	Ar-Ar	glass	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Spain	Vera	VE2906	lamproite	calc-alkaline	7,45	0,08	Ar-Ar	phl	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Spain	Vera	99-10A	derivative	calc-alkaline	10,8	1	K-Ar	WR	Bellon, 1976
Spain	Vera	73-330	lamproite	calc-alkaline	8,31	0,4	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Vera	73-331	lamproite	calc-alkaline	12,2	0,6	K-Ar	WR	Bellon, 1976
Spain	Cabo de Gata	74-225	andesite	calc-alkaline	8,90	0,60	Ar-Ar	amph/bt/WR	Turner <i>et al.</i> , 1999
Spain	Cartagena-	B303	?	calc-alkaline	8,80	0,20	Ar-Ar	amph/bt/WR	Turner <i>et al.</i> , 1999
Spain	Mazarron	B301	?	calc-alkaline	8,19	0,02	Ar-Ar	WR	Duggen <i>et al.</i> , 1999
Spain	Murcia	MA180	lamproite	calc-alkaline	8,19	0,02	Ar-Ar	fsp	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Spain	Cartagena-	599-1	derivative	alkaline	10,50	0,60	Ar-Ar	amph/bt/WR	Turner <i>et al.</i> , 1999
Spain	Mazarron	B304	basalt	alkaline	2,29	0,03	Ar-Ar	bt+amph	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Spain	Cartagena-	TA	hawaiiite	alkaline	2,38	0,06	Ar-Ar	gl	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Spain	Mazarron	200400-1	trachybasalt	alkaline	8,02	0,04	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Spain	Cartagena-	AL1405	lamproite	calc-alkaline	8,02	0,04	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Spain	Murcia	99-1	derivative	alkaline	2,93	0,08	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Spain	Cartagena-	CT2703	trachybasalt	alkaline	2,69	0,27	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Mazarron	00-1a	basalt	alkaline	7,26	0,03	Ar-Ar	fsp+phl	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Spain	Mazarron	74-60	basalt	calc-alkaline	7,26	0,03	Ar-Ar	fsp+phl	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Spain	Murcia	CT2703	lamproite	calc-alkaline					
Spain	Murcia	00-2c	lamproite	alkaline					

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Spain	Cartagena-	MM240	cordierite-bearing dacite	anatectic	18,50	1,60	Ar-Ar	fsp	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Spain	Mazarron Cartagena-	400-2 73-539	basalt	alkaline	2,6	0,6	K-Ar	WR	Bellon, 1976
Spain	Mazarron Cartagena-	73-525	basalt	alkaline	2,83	0,28	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Mazarron Cartagena-	73-541	andesite	calc-alkaline	7	0,4	K-Ar	WR	Bellon, 1976
Spain	Mazarron Cartagena-	73-542	cordierite-bearing rhyodacite/an	anatectic	6,62	0,35	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Murcia	BQ1705	lamproite	calc-alkaline	6,94	0,05	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Spain	Murcia	ZN1305	lamproite	calc-alkaline	8,08	0,03	Ar-Ar	phl	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Spain	Murcia	99-1 FT1205	derivative lamproite	calc-alkaline	7,13	0,04	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Spain	Murcia	99-5 FT1205	lamproite	calc-alkaline	7,25	0,06	Ar-Ar	at cutoff	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Spain	Murcia	99-16A	lamproite	calc-alkaline	6,16	0,3	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Murcia	73-750	lamproite	calc-alkaline	7,12	0,07	Ar-Ar	phl	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Spain	Murcia	LM100	lamproite	calc-alkaline	5,67	0,3	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Murcia	599-1a	lamproite	calc-alkaline	7,04	0,01	Ar-Ar	fsp+amp	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Spain	Murcia	- CX1105	lamproite	calc-alkaline	6,80	0,40	Ar-Ar	h amph/bt/	Turner <i>et al.</i> , 1999
Spain	Murcia	B305	lamproite	calc-alkaline	6,76	0,04	Ar-Ar	mx	Duggen <i>et al.</i> , 2005
Spain	Murcia	LC1005	lamproite	alkaline	3,1	0,4	K-Ar	WR	Gouhier, <i>in</i> Bellon, 1976
Spain	Ciudad Real	-	limburgite	alkaline	4,3	0,4	K-Ar	WR	Gouhier, <i>in</i> Bellon, 1976
Spain	Ciudad Real	-	basanite	alkaline					

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

	Valencia		calc-					Rivière <i>et al.</i> ,
Spain		-	rhyolite	19	?	K-Ar	?	1981, in Martí
	trough Valencia		alkaline calc-					<i>et al.</i> , 1992 Rivière <i>et al.</i> ,
Spain		-	rhyolite	18,6	?	K-Ar	?	1981, in Martí
	trough Valencia		alkaline calc-					<i>et al.</i> , 1992 Ryan <i>et al.</i> ,
Spain		-	dacite	21,9	?	K-Ar	?	1972, in Martí
	trough Valencia		alkaline calc-					<i>et al.</i> , 1992 Ryan <i>et al.</i> ,
Spain		-	dacite	20,8	?	K-Ar	?	1972, in Martí
	trough Valencia		alkaline calc-					<i>et al.</i> , 1992 Mitjavila <i>et al.</i> ,
Spain		-	dacite	24,4	?	K-Ar	?	1990, in Martí
	trough Valencia		alkaline calc-					<i>et al.</i> , 1992 Rivière <i>et al.</i> ,
Spain		-	dacite	19,4	?	K-Ar	?	1981, in Martí
	trough Valencia		alkaline					<i>et al.</i> , 1992 Martí <i>et al.</i> ,
Spain		-	basalt	1	x	K-Ar	?	1992 Martí <i>et al.</i> ,
	trough Valencia		alkaline	0,3	x	K-Ar	?	1992 Sáez-Ridruejo &
Spain		-	basanite	2	?	K-Ar	?	López-Marinas, 1975, in Martí
	trough Valencia		alkaline					<i>et al.</i> , 1992 Sáez-Ridruejo &
Spain		-	basanite	1,3	?	K-Ar	?	López-Marinas, 1975, in Martí
	trough Valencia		basanite,					<i>et al.</i> , 1992 Donville, 1973, Araña <i>et al.</i> ,
Spain		-	alkaline	10	?	K-Ar	?	1983, in Martí
	trough		trachyte					<i>et al.</i> , 1992

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Spain	Valencia	-	basanite,	alkaline	8	?	K-Ar	?	Donville, 1973, Araña <i>et al.</i> , 1983, in Martí
Spain	trough Valencia	-	trachyte basanite,	alkaline	0,1	?	K-Ar	?	<i>et al.</i> , 1992 Donville, 1973, Araña <i>et al.</i> , 1983, Guerin <i>et</i> al., 1986, in Martí <i>et al.</i> , 1992
Spain	trough Valencia	-	basalt basanite,	alkaline	0,01	?	K-Ar	?	Donville, 1973, Araña <i>et al.</i> , 1983, Guerin <i>et</i> al., 1986, in Martí <i>et al.</i> , 1992
Spain	trough Valencia	-	basalt basanite,	alkaline	7,9	?	K-Ar	?	Donville, 1973, Araña <i>et al.</i> , 1983, in Martí
Spain	trough Valencia	-	basalt basanite,	alkaline	1,7	?	K-Ar	?	<i>et al.</i> , 1992 Donville, 1973, Araña <i>et al.</i> , 1983, in Martí
Spain	trough Valencia	-	basalt						<i>et al.</i> , 1992 Mauffret, 1977, in Martí <i>et al.</i> , 1992
Spain	trough Cabo de Gata Cabo de	80-20	leucogranite	roches plutoniques roches	18,9	0,95	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	trough Cabo de Gata Cabo de	80-18	leucogranite	roches plutoniques roches	20,8	1,05	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	trough Cabo de Gata Cabo de	80-14	leucogranite	roches plutoniques roches	21,5	1,05	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	trough Cabo de Gata Gata	79-223	leucogranite	roches plutoniques	22,7	1,15	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Spain	Cabo de Gata	80-21	leucogranite	roches plutoniques	24,8	1,25	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Spain	Cabo de Gata	79-229	rhyolite	groupe A	14	0,7	K-Ar	WR	Bellon <i>et al.</i> , 1983
Tunisia	La Galite	73-75	microgranodiorite	calc-alkaline	13,70	0,70	K-Ar	WR	Velde, <i>in</i> Bellon, 1976
Tunisia	La Galite	73-189	granite	calc-alkaline	14,20	0,50	K-Ar	WR	Velde, <i>in</i> Bellon, 1976
Tunisia	La Galite	72-286	microgranite	calc-alkaline	10,00	1,00	K-Ar	WR	Velde, <i>in</i> Bellon, 1976
Tunisia	La Galite	72-163	microgranite	calc-alkaline	14,10	0,60	K-Ar	WR	Velde, <i>in</i> Bellon, 1976
Tunisia	Mogods	-	basalt	alkaline	6,70	1,00	?	?	Bajanik, 1971, <i>in</i> Halloul <i>et al.</i> , 2012
Tunisia	Mogods	-	basalt	alkaline	5,17	0,04	?	?	Rouvier 1977, <i>in</i> Halloul <i>et al.</i> , 2012
Tunisia	Mogods	-	basalt	alkaline	7,00	1,00	K-Ar	WR	Bellon, 1976, <i>in</i> Halloul <i>et al.</i> , 2012
Tunisia	Mogods	-	basalt	alkaline	6,90	0,10	?	?	Rouvier 1977, <i>in</i> Halloul <i>et al.</i> , 2012
Tunisia	Nefza	MA 18	dacitoid	calc-alkaline	8,20	0,20	K-Ar	WR	Mauduit, <i>in</i> Bellon, 1976
Tunisia	Nefza	MA 135	basalt	transitional	8,40	0,20	K-Ar	WR	Mauduit, <i>in</i> Bellon, 1976
Tunisia	Nefza	MA 3	granodiorite	calc-alkaline	12,90	0,50	K-Ar	WR	Mauduit, <i>in</i> Bellon, 1976
Tunisia	Nefza	-	rhyolite	calc-alkaline	8,30	0,80	K-Ar	WR	Bellon, 1976, <i>in</i> Halloul <i>et al.</i> , 2012
Tunisia	Nefza	-	basalt	transitional	8,40	0,40	?	?	Rouvier 1977, <i>in</i> Halloul <i>et al.</i> , 2012

Annexe VIII - Base de données des âges du magmatisme trans-Alboran et de la Marge Maghrébine

Tunisia	Nefza	-	basalt	transitional	6,60	0,30	?	?	Rouvier 1977, <i>in</i> Halloul <i>et</i>
Tunisia	Nefza	MA 43	rhyodacite	calc- alkaline	12,30	0,20	K-Ar	WR	<i>al.</i> , 2012 Mauduit, <i>in</i> Bellon, 1976

IX

Liste des échantillons et coordonnées des affleurements

IX.1 : liste des échantillons

IX.2 : coordonnées des affleurements

Annexe IX - Liste des échantillons et coordonnées des affleurements

IX.1 : liste des échantillons

Ech.	Aff.	Nature
<i>Ouiksane</i>		
OUK	OUK	minerai (volante)
OUK1	OUK2	minerai (volante)
OUK2	OUK2	intrusion
OUK2b	OUK2	contact réactif minerai/intrusion
OUK3	OUK3	intrusion
OUK4	OUK4	stockwerk dans intrusion
OUK4b	OUK4b	stockwerk dans intrusion
OUK4t	OUK4b	intrusion (volante)
OUK5	OUK6	marbre
OUK6	OUK6	cocardes
OUK6b	OUK6	intrusion
OUK7	OUK7	stockwerk dans intrusion
OUK8	OUK8	filon à calcite spatique + hématite pulvérulente
OUK9	OUK9	calcite géodique
OUK9b	OUK9	oxydes de Mn
OUK10	OUK10	stockwerk dans intrusion
OUK11	OUK11	alternances marbre/minerai
OUK11b	OUK11	stockwerk dans intrusion
OUK12	OUK12	barytine (volante)
OUK13	OUK13	intrusion
OUK14	OUK14	intrusion
OUK14b	OUK14	intrusion
OUK14t	OUK14	intrusion
OUK15	OUK15	intrusion
OUK16	W6	intrusion
OUK17	W6	intrusion
OUK18	W6	intrusion
OUK19	P1	intrusion
OUK20	P2	intrusion
OUK21	P3	cornéenne (septa)
OUK22	P4	sidérite ?
OUK23	P6	minerai
OUK24	P6	intrusion (volante)
OUK25	76	minerai
OUK26	W3	skarn
OUK26b	P7	skarn
OUK27	W3a	épithermal
OUK28	76	intrusion (grattage)
OUK29	76	minerai (cuirasse)
OUK30	76	minerai
OUK31	76	schistes
OUK32	C18	cornéenne
OUK33	78	intrusion
OUK34	79	skarn
OUK35	POI038	barytine + galène
OUK36	POI041	calcaire en voie de magnétisation
OUK37	POI041	minerai
OUK100		schistes
OUK101		intrusion
OUK102		minerai
OUK103		stockwerk dans intrusion
OUK104		intrusion
OUK105		intrusion
OUK106		marbre-minerai
OUK107		marbre-minerai
OUK108		marbre

Annexe IX - Liste des échantillons et coordonnées des affleurements

IX.1 : liste des échantillons

OUK109		calcite spatique
OUK110		marbre
OUK111		marbre
OUK112		marbre-minerai
OUK113		marbre
OUK114		sidérite ?
OUK115		marbre
OUK116		calcite géodique
OUK117		skarn (volante)
<hr/>		
<i>Axara</i>		
<hr/>		
AXA1	AXA1	intrusion
AXA1b	AXA1	cornéenne
AXA1t		intrusion (volante)
AXA2	AXA2	minerai
AXA2b	AXA2	intrusion
AXA3	C20	minerai
AXA4		schistes
AXA5		schistes
AXA6		minerai
AXA7		minerai
AXA8		minerai
AXA9		minerai
AXA10		schistes
AXA11		veine à qtz-carbonates
AXA12		minerai
AXA13		skarn
AXA14		intrusion
AXA15		intrusion
AXA16		intrusion
AXA17		minerai
AXA18		minerai
AXA19		schistes
AXA20		minerai
AXA21		intrusion
AXA22		schistes
AXA23		épithermal
AXA24		skarn
AXA25		calcite
AXA26	C26	intrusion
AXA27		minerai
AXA28		minerai
<hr/>		
<i>Setolazar</i>		
<hr/>		
SET1	SET1	alternances minerai-schistes
SET2	SET2	intrusion
SET2b	SET2	cornéenne
SET3	SET3	intrusion
SET4		intrusion
SET5		schistes
SET6		schistes
SET7	S3	intrusion
SET8		grenatite
SET9		skarn
SET10		intrusion
SET11	C43	skarn
SET12	C43	minerai
SET13		carbonates
SET14	POI033	endoskarn
SET15	POI033	exoskarn

IX.1 : liste des échantillons

SET16	POI034	minerai
SET17	POI034	pélite transformée
<hr/>		
<i>Afra</i>		
AFRA1a	AFRA	
AFRA1b	AFRA	
AFRA1c	AFRA	
AFRA1d	AFRA	
AFRA1e	AFRA	
AFRA1f	AFRA	
AFRA1g	AFRA	
AFRA1h	AFRA	
AFRA1i	AFRA	
AFRA2	AFRA2	
AFRA3	AFRA3	
AFRA3b	AFRA3	
AFRA4	AFRA4	
AFRA4b	AFRA4	
AFRA5	AFRA5	
AFRA6	AFRA6	
SIN1	SIN1	
SIN1b	SIN1	
<hr/>		
<i>Domaine Sud</i>		
DS1	86	
DS2	87	
DS3	89	
DS4	89	
DS5	89	
DS6	95	
DS7	96	
DS8	101	
DS9	83	
DS10	83	
DS11	84	
DS12	89b	
DS13	89c	
DS14	106	
DS15	106	
DS17	POI016	calcrète sous diorite
DS18	POI016	calcrète avec schistes
DS19	POI025	brèche sédimentaire
<hr/>		
<i>Trois Fourches</i>		
FOU	FOU7	
FOU4	FOU4	
FOU6	FOU6	
FOU8	108	
FOU9	108	
FOU10	108	
<hr/>		
<i>Autre</i>		
TID1	TID1	
TID10	TID10	
TID15	TID15	
TID17	TID17	
TID17b	TID17	
TID18	TID18	
TID19	TID19	
TID20	TID20	
IBU1	IBU1	
IBU2	IBU1	

Annexe IX - Liste des échantillons et coordonnées des affleurements

IX.1 : liste des échantillons

IBU3	IBU1
IBU4	IBU4
IRE1	IRE1
IRE2	IRE2
IRE3	IRE3
IRE4	IRE4
CAR1	CAR1
CAR2	CAR1
CAR3	CAR1
CAR4	CAR4
Z1	ZEG1
CUP1	CUP1
CUP2	CUP2
CUP5	CUP5
CUP6	CUP6
CUP6b	CUP6
CUP9	16
R1	R1
R2	C32
R3	C33
R4	C34
R5	C35
R6	C1
R7	C39
R8	C39
R9	C39
R10	74
R11	74

Annexe IX - Liste des échantillons et coordonnées des affleurements

IX.2 : coordonnées des échantillons

Aff.	X (lon.)	Y (lat.)	Mission	Date	Lieu
OUK2	-3,0221300	35,1231800	Nador1	01/10/2010	Ouiksane
OUK3	-3,0225000	35,1224700	Nador1	01/10/2010	Ouiksane
OUK4	-3,0232000	35,1226500	Nador1	01/10/2010	Ouiksane
AXA1	-3,0106167	35,1143500	Nador1	02/10/2010	Axara
AXA2	-3,0103667	35,1164667	Nador1	02/10/2010	Axara
OUK4b	-3,0231300	35,1219300	Nador1	02/10/2010	Ouiksane
OUK6	-3,0236600	35,1223800	Nador1	02/10/2010	Ouiksane
OUK7	-3,0246900	35,1224300	Nador1	02/10/2010	Ouiksane
OUK8	-3,0236700	35,1224100	Nador1	02/10/2010	Ouiksane
OUK9	-3,0239500	35,1221900	Nador1	02/10/2010	Ouiksane
OUK10	-3,0245900	35,1227000	Nador1	02/10/2010	Ouiksane
OUK11	-3,0256200	35,1230000	Nador1	02/10/2010	Ouiksane
OUK12	-3,0261300	35,1224900	Nador1	02/10/2010	Ouiksane
OUK13	-3,0239700	35,1223600	Nador1	02/10/2010	Ouiksane
OUK14	-3,0231400	35,1231500	Nador1	02/10/2010	Ouiksane
OUK15	-3,0233900	35,1226000	Nador1	02/10/2010	Ouiksane
SET1	-2,9980333	35,1236000	Nador1	02/10/2010	Setolazar
SET2	-2,9983500	35,1235833	Nador1	02/10/2010	Setolazar
SET3	-2,9978667	35,1233667	Nador1	02/10/2010	Setolazar
R1	-3,0028500	35,1167833	Nador1	02/10/2010	Setolazar-Ouiksane
CAR1	-3,0785667	35,1404167	Nador1	03/10/2010	Carrière bentonite
CAR4	-3,0762000	35,1407333	Nador1	03/10/2010	Carrière bentonite
IBU1	-3,0990167	35,0930833	Nador1	03/10/2010	Carrière Ibou Ghardaine
IBU4	-3,1017333	35,0959333	Nador1	03/10/2010	Carrière Ibou Ghardaine
IRE1	-3,0805000	35,1277333	Nador1	03/10/2010	Carrière Irenayanene
IRE2	-3,0783333	35,1286833	Nador1	03/10/2010	Carrière Irenayanene
IRE3	-3,0785167	35,1290833	Nador1	03/10/2010	Carrière Irenayanene
IRE4	-3,0792333	35,1293333	Nador1	03/10/2010	Carrière Irenayanene
AFRA	-2,9602667	35,1317833	Nador1	04/10/2010	Afra
AFRA3	-2,9608833	35,1347167	Nador1	04/10/2010	Afra
AFRA4	-2,9568000	35,1362500	Nador1	04/10/2010	Afra
AFRA5	-2,9689167	35,1137833	Nador1	04/10/2010	Afra
AFRA6	-2,9600833	35,1303500	Nador1	04/10/2010	Afra
SIN1	-2,9593500	35,1282833	Nador1	04/10/2010	Afra
TID1	-3,1153167	35,1148333	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
TID2	-3,1167333	35,1158167	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
TID3	-3,1147000	35,1145000	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
TID4	-3,1150167	35,1138500	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
TID5	-3,1161167	35,1131000	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
TID6	-3,1165167	35,1124000	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
TID7	-3,1164333	35,1125333	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
TID8	-3,1170167	35,1122833	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
TID9	-3,1154500	35,1115833	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
TID10	-3,1145167	35,1118667	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
TID11	-3,1132167	35,1111833	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
TID12	-3,1117000	35,1107833	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
TID13	-3,0867500	35,1204333	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
TID14	-3,0931833	35,1238333	Nador1	05/10/2010	Tidiennit

Annexe IX - Liste des échantillons et coordonnées des affleurements

IX.2 : coordonnées des échantillons

TID15	-3,1153167	35,1289000	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
TID16	-3,1183833	35,1298833	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
TID17	-3,1188167	35,1312833	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
TID17	-3,1188167	35,1312833	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
TID18	-3,1260333	35,1328000	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
TID19	-3,1292333	35,1490333	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
TID20	-3,1189167	35,1574667	Nador1	05/10/2010	Tidiennit
CUP1	-2,9604667	35,1371833	Nador1	06/10/2010	Bordure E
CUP2	-2,9605167	35,1372000	Nador1	06/10/2010	Bordure E
CUP3	-2,9619667	35,1393833	Nador1	06/10/2010	Bordure E
CUP4	-2,9619833	35,1394167	Nador1	06/10/2010	Bordure E
CUP5	-2,9618667	35,1393167	Nador1	06/10/2010	Bordure E
CUP6	-2,9887000	35,1403167	Nador1	06/10/2010	Bordure E
CUP7	-2,9945833	35,1403000	Nador1	06/10/2010	Bordure E
CUP8	-3,0044167	35,1300667	Nador1	06/10/2010	Bordure E
15	-2,9948000	35,1404500	Nador1	06/10/2010	Bordure E
16	-3,0005000	35,1402667	Nador1	06/10/2010	Bordure E
FOU1	-2,9582167	35,4035833	Nador1	07/10/2010	Trois Fourches
FOU2	-2,9586000	35,4036833	Nador1	07/10/2010	Trois Fourches
FOU3	-2,9599333	35,4034333	Nador1	07/10/2010	Trois Fourches
FOU4	-2,9605667	35,4027333	Nador1	07/10/2010	Trois Fourches
FOU5	-2,9724167	35,3810167	Nador1	07/10/2010	Trois Fourches
FOU6	-2,9730167	35,3803000	Nador1	07/10/2010	Trois Fourches
FOU7	-2,9818333	35,3786500	Nador1	07/10/2010	Trois Fourches
ZEG1	-2,9953833	35,1561500	Nador1	07/10/2010	Zeghangane
W1	-3,0221500	35,1231000	Nador2	13/09/2011	Ouiksane
W2	-3,0224600	35,1225010	Nador2	13/09/2011	Ouiksane
W4	-3,0237600	35,1217000	Nador2	13/09/2011	Ouiksane
W4b	-3,0231100	35,1220020	Nador2	13/09/2011	Ouiksane
W5	-3,0236000	35,1223980	Nador2	13/09/2011	Ouiksane
W6	-3,0228700	35,1227990	Nador2	13/09/2011	Ouiksane
S3	-2,9980400	35,1249010	Nador2	15/09/2011	Setolazar
C11	-3,0123500	35,1160010	Nador2	16/09/2011	Axara
C1	-3,0020400	35,1199000	Nador2	16/09/2011	Setolazar-Ouiksane
W3	-3,0225300	35,1221010	Nador2	19/09/2011	Ouiksane
C17	-3,0271667	35,1276833	Nador2	19/09/2011	Ouiksane
C18	-3,0279167	35,1268667	Nador2	19/09/2011	Ouiksane
C19	-3,0242170	35,1241500	Nador3	20/09/2011	Ouiksane
P1	-3,0281000	35,1229167	Nador2	20/09/2011	Ouiksane
P3	-3,0263000	35,1218000	Nador2	20/09/2011	Ouiksane
P6	-3,0231333	35,1229833	Nador2	20/09/2011	Ouiksane
P5	-3,0237667	35,1229167	Nador2	21/09/2011	Ouiksane
P-1	-3,0285500	35,1237167	Nador2	21/09/2011	Ouiksane
P-2	-3,0297333	35,1236167	Nador2	21/09/2011	Ouiksane
P-3	-3,0301667	35,1237833	Nador2	21/09/2011	Ouiksane
P-4	-3,0283833	35,1220000	Nador2	21/09/2011	Ouiksane
P-5	-3,0269833	35,1209500	Nador2	21/09/2011	Ouiksane
P-6	-3,0241000	35,1206833	Nador2	21/09/2011	Ouiksane
62	-3,0283500	35,1231333	Nador2	21/09/2011	Ouiksane

Annexe IX - Liste des échantillons et coordonnées des affleurements

IX.2 : coordonnées des échantillons

C20	-3,0113333	35,1143167	Nador2	22/09/2011	Axara
C26	-3,0126333	35,1162667	Nador2	22/09/2011	Axara
C29	-3,0116167	35,1169833	Nador2	22/09/2011	Axara
C43	-2,9999667	35,1245000	Nador2	23/09/2011	Setolazar
C45	-2,9981833	35,1230500	Nador2	23/09/2011	Setolazar
C31	-3,0012167	35,1219333	Nador2	23/09/2011	Setolazar-Ouiksane
C32	-3,0044500	35,1168500	Nador2	23/09/2011	Setolazar-Ouiksane
C33	-3,0044500	35,1168500	Nador2	23/09/2011	Setolazar-Ouiksane
C34	-3,0044500	35,1168500	Nador2	23/09/2011	Setolazar-Ouiksane
C35	-3,0044500	35,1168500	Nador2	23/09/2011	Setolazar-Ouiksane
C36	-3,0071167	35,1156167	Nador2	23/09/2011	Setolazar-Ouiksane
C37	-3,0066667	35,1171000	Nador2	23/09/2011	Setolazar-Ouiksane
C38	-3,0098333	35,1189500	Nador2	23/09/2011	Setolazar-Ouiksane
C39	-3,0115333	35,1203500	Nador2	23/09/2011	Setolazar-Ouiksane
C42	-3,0046833	35,1232500	Nador2	23/09/2011	Setolazar-Ouiksane
76	-3,0198167	35,1168333	Nador2	24/09/2011	Ouiksane
77	-3,0199333	35,1227333	Nador2	24/09/2011	Ouiksane
65	-3,0064000	35,1293833	Nador2	24/09/2011	Setolazar-Ouiksane
66	-3,0083167	35,1287167	Nador2	24/09/2011	Setolazar-Ouiksane
68	-3,0085000	35,1274167	Nador2	24/09/2011	Setolazar-Ouiksane
69	-3,0097667	35,1268167	Nador2	24/09/2011	Setolazar-Ouiksane
70	-3,0135500	35,1276833	Nador2	24/09/2011	Setolazar-Ouiksane
71	-3,0135667	35,1255500	Nador2	24/09/2011	Setolazar-Ouiksane
72	-3,0122667	35,1237500	Nador2	24/09/2011	Setolazar-Ouiksane
73	-3,0156333	35,1249333	Nador2	24/09/2011	Setolazar-Ouiksane
74	-3,0136500	35,1209167	Nador2	24/09/2011	Setolazar-Ouiksane
75	-3,0164833	35,1207333	Nador2	24/09/2011	Setolazar-Ouiksane
77	-3,0199330	35,1227330	Nador2	24/09/2011	Setolazar-Ouiksane
78	-3,0355667	35,1324333	Nador2	24/09/2011	Setolazar-Ouiksane
79	-3,0362000	35,1339500	Nador2	24/09/2011	Setolazar-Ouiksane
80	-3,0365167	35,1360333	Nador2	24/09/2011	Setolazar-Ouiksane
81	-3,0355833	35,1373333	Nador2	24/09/2011	Setolazar-Ouiksane
82	-3,0343333	35,1430000	Nador2	24/09/2011	Setolazar-Ouiksane
91	-3,0551333	35,1356667	Nador2	27/09/2011	Bordure W
92	-3,0551500	35,1356333	Nador2	27/09/2011	Bordure W
85	-3,0390000	35,0723500	Nador2	27/09/2011	Domaine Sud
86	-3,0234667	35,0608833	Nador2	27/09/2011	Domaine Sud
87	-3,0198500	35,0507667	Nador2	27/09/2011	Domaine Sud
88	-3,0197667	35,0530500	Nador2	27/09/2011	Domaine Sud
89	-3,0275833	35,0655667	Nador2	27/09/2011	Domaine Sud
90	-3,0435500	35,0776000	Nador2	27/09/2011	Domaine Sud
93	-3,0443500	35,0639000	Nador2	28/09/2011	Domaine Sud
94	-3,0418833	35,0603667	Nador2	28/09/2011	Domaine Sud
95	-3,0431833	35,0845333	Nador2	28/09/2011	Domaine Sud
96	-3,0392500	35,0875667	Nador2	28/09/2011	Domaine Sud
97	-3,0352333	35,0878833	Nador2	28/09/2011	Domaine Sud
98	-3,0343667	35,0904500	Nador2	28/09/2011	Domaine Sud
99	-3,0341333	35,0911167	Nador2	28/09/2011	Domaine Sud
99b	-3,0341500	35,0920980	Nador2	28/09/2011	Domaine Sud

Annexe IX - Liste des échantillons et coordonnées des affleurements

IX.2 : coordonnées des échantillons

100	-3,0337833	35,0930500	Nador2	28/09/2011	Domaine Sud
100b	-3,0331700	35,0936010	Nador2	28/09/2011	Domaine Sud
101	-3,0320333	35,0931333	Nador2	28/09/2011	Domaine Sud
83	-3,0562000	35,0846500	Nador2	29/09/2011	Domaine Sud
84	-3,0352500	35,0743333	Nador2	29/09/2011	Domaine Sud
89b	-3,0275500	35,0662990	Nador2	29/09/2011	Domaine Sud
89c	-3,0275300	35,0652010	Nador2	29/09/2011	Domaine Sud
102	-3,0334667	35,0892167	Nador2	29/09/2011	Domaine Sud
103	-3,0249667	35,0833500	Nador2	29/09/2011	Domaine Sud
104	-3,0080167	35,0862000	Nador2	29/09/2011	Domaine Sud
104b	-3,0080200	35,0862010	Nador2	29/09/2011	Domaine Sud
105	-3,0001667	35,0981667	Nador2	29/09/2011	Domaine Sud
105b	-2,9968100	35,0946010	Nador2	29/09/2011	Domaine Sud
106	-2,9988167	35,0978833	Nador2	29/09/2011	Domaine Sud
107	-2,9678000	35,3984833	Nador2	29/09/2011	Trois Fourches
109	-3,0023833	35,1335167	Nador2	30/09/2011	Setolazar
108	-2,9660500	35,3941167	Nador2	30/09/2011	Trois Fourches
110	-3,0022833	35,1330333	Nador2	30/09/2011	Trois Fourches
111	-2,9709500	35,3885667	Nador2	30/09/2011	Trois Fourches
112	-2,9733667	35,3847667	Nador2	30/09/2011	Trois Fourches
113	-2,9780833	35,3818667	Nador2	30/09/2011	Trois Fourches
POI001	-3,0583	35,0868	Nador3	03/10/2012	Domaine Sud
POI002	-3,042267	35,0765	Nador3	03/10/2012	Domaine Sud
POI003	-3,0277	35,0654	Nador3	03/10/2012	Domaine Sud
POI008	-3,023733	35,06675	Nador3	03/10/2012	Domaine Sud
POI009	-3,024817	35,066617	Nador3	03/10/2012	Domaine Sud
POI010	-3,036367	35,0882	Nador3	03/10/2012	Domaine Sud
POI011	-2,9974	35,096933	Nador3	04/10/2012	Domaine Sud
POI012	-2,999033	35,09545	Nador3	04/10/2012	Domaine Sud
POI013	-2,999867	35,095183	Nador3	04/10/2012	Domaine Sud
POI014	-3,000617	35,095633	Nador3	04/10/2012	Domaine Sud
POI015	-3,00105	35,098033	Nador3	04/10/2012	Domaine Sud
POI016	-3,0018	35,098233	Nador3	04/10/2012	Domaine Sud
POI017	-3,005717	35,086417	Nador3	04/10/2012	Domaine Sud
POI018	-3,00795	35,086217	Nador3	04/10/2012	Domaine Sud
POI019	-3,024633	35,083367	Nador3	04/10/2012	Domaine Sud
POI020	-3,048467	35,0613	Nador3	04/10/2012	Domaine Sud
POI021	-3,047967	35,059983	Nador3	04/10/2012	Domaine Sud
POI022	-3,047783	35,05775	Nador3	04/10/2012	Domaine Sud
POI023	-3,047967	35,057083	Nador3	04/10/2012	Domaine Sud
POI024	-3,045967	35,05495	Nador3	04/10/2012	Domaine Sud
POI025	-3,045867	35,053867	Nador3	04/10/2012	Domaine Sud
POI035	-3,0535	35,1343	Nador3	05/10/2012	Bordure W
POI036	-3,0615	35,110233	Nador3	05/10/2012	Bordure W
POI037	-3,05925	35,111283	Nador3	05/10/2012	Bordure W
POI038	-3,058033	35,111333	Nador3	05/10/2012	Bordure W
POI039	-3,057967	35,112017	Nador3	05/10/2012	Bordure W
POI040	-3,0579	35,112733	Nador3	05/10/2012	Bordure W
POI041	-3,057617	35,113117	Nador3	05/10/2012	Bordure W

Annexe IX - Liste des échantillons et coordonnées des affleurements

IX.2 : coordonnées des échantillons

POI026	-3,025017	35,12745	Nador3	05/10/2012	Ouiksane
POI027	-3,023733	35,127833	Nador3	05/10/2012	Ouiksane
POI028	-3,02155	35,127467	Nador3	05/10/2012	Ouiksane
POI029	-3,015167	35,144	Nador3	05/10/2012	Ouiksane
POI030	-3,001983	35,1119	Nador3	05/10/2012	Setolazar-Bokoya
POI031	-2,99765	35,113317	Nador3	05/10/2012	Setolazar-Bokoya
POI032	-2,998933	35,11205	Nador3	05/10/2012	Setolazar-Bokoya
POI033	-2,999683	35,1118	Nador3	05/10/2012	Setolazar-Bokoya
POI034	-3,0016	35,10445	Nador3	05/10/2012	Setolazar-Bokoya
POI042	-3,03105	35,118317	Nador3	06/10/2012	Ouiksane
POI043	-3,002017	35,127983	Nador3	07/10/2012	Setolazar
POI044	-2,99865	35,126083	Nador3	07/10/2012	Setolazar
POI045	-2,99825	35,123667	Nador3	07/10/2012	Setolazar
POI046	-2,999933	35,124517	Nador3	07/10/2012	Setolazar
POI047	-3,010617	35,1144	Nador3	08/10/2012	Axara
POI048	-3,010033	35,116267	Nador3	08/10/2012	Axara
POI049	-3,009417	35,114283	Nador3	08/10/2012	Axara
POI050	-3,010167	35,116317	Nador3	08/10/2012	Axara
POI051	-3,02795	35,122967	Nador3	09/10/2012	Ouiksane
POI052	-3,023783	35,12245	Nador3	09/10/2012	Ouiksane
POI053	-3,0296	35,1231	Nador3	10/10/2012	Ouiksane
POI054	-3,029333	35,122417	Nador3	10/10/2012	Ouiksane
POI055	-3,02975	35,12115	Nador3	10/10/2012	Ouiksane
POI056	-3,030067	35,12	Nador3	10/10/2012	Ouiksane
POI057	-3,028967	35,119267	Nador3	10/10/2012	Ouiksane
POI058	-3,026683	35,11995	Nador3	10/10/2012	Ouiksane
POI059	-3,025767	35,1201	Nador3	10/10/2012	Ouiksane
POI060	-3,033267	35,120117	Nador3	10/10/2012	Ouiksane
POI061	-3,031283	35,117367	Nador3	10/10/2012	Ouiksane
POI062	-3,032133	35,116033	Nador3	10/10/2012	Ouiksane
POI063	-3,031533	35,11555	Nador3	10/10/2012	Ouiksane
POI064	-3,033417	35,121833	Nador3	10/10/2012	Ouiksane
POI065	-3,039117	35,123167	Nador3	10/10/2012	Ouiksane
POI066	-3,0402	35,124117	Nador3	10/10/2012	Ouiksane
POI067	-3,0398	35,088117	Nador3	11/10/2012	Domaine Sud
POI068	-3,039533	35,088967	Nador3	11/10/2012	Domaine Sud
POI069	-3,001367	35,122133	Nador3	11/10/2012	Setolazar
POI070	-3,053217	35,108917	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI071	-3,050783	35,111867	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI072	-3,045333	35,11285	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI073	-3,0441	35,11205	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI074	-3,043483	35,112067	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI075	-3,042867	35,112767	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI076	-3,042233	35,113333	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI077	-3,041217	35,113817	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI078	-3,03985	35,1143	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI079	-3,039317	35,114783	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI080	-3,038933	35,115017	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI081	-3,038667	35,115883	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane

Annexe IX - Liste des échantillons et coordonnées des affleurements

IX.2 : coordonnées des échantillons

POI082	-3,038	35,116617	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI083	-3,0378	35,116867	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI084	-3,037733	35,117383	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI085	-3,0366	35,1168	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI086	-3,032567	35,114817	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI087	-3,0327	35,1145	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI088	-3,032917	35,113767	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI089	-3,032667	35,110967	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI090	-3,0352	35,107483	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI091	-3,037083	35,107067	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI092	-3,038183	35,106433	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI093	-3,038333	35,106217	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI094	-3,038667	35,105933	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI095	-3,042517	35,108633	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane
POI096	-3,043367	35,10935	Nador3	12/10/2012	Sud Ouiksane

Noémie LEBRET

Contexte structural et métallogénique des skarns à magnétite des Beni Bou Ifrour (Rif oriental, Maroc) Apports à l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale

Le massif des Beni Bou Ifrour, fenêtre de socle émergeant des bassins néogènes dans le Rif oriental, comprend les gisements de fer les plus importants du Maroc (> 60 Mt exploités de 1915 à 1976). Identifiés comme des skarns à magnétite, leur étude intégrée à plusieurs échelles permet d'en faire des traceurs de l'évolution crustale au sein de ce segment orogénique.

A l'échelle du massif, les observations de terrain et microscopiques montrent que les disparités de géologie et de morphologie entre les gisements se révèlent être liées à leurs conditions de mise en place au sein du massif plutôt qu'à des conditions de genèse différentes des minéralisations. Ainsi un modèle en réseau de dykes et sills interconnectés (en « arbre de Noël ») peut expliquer ces divergences, déterminées par la position structurale de chaque gisement.

La mise à l'affleurement des minéralisations est liée au soulèvement du massif des Beni Bou Ifrour. Les observations de terrain étendues et les nouvelles contraintes chronologiques apportées (datations Ar-Ar, U-Pb, biostratigraphie...) permettent de construire un modèle de type pli sur chevauchement d'avant-pays, dont les translations et déformations majeures résultantes se produisent sur un intervalle de temps très court entre 8 et 6 Ma environ.

A l'échelle du Rif oriental, le modèle déduit pour le massif des Beni Bou Ifrour est cohérent avec l'histoire régionale. Il confirme la prééminence de la compression dès 8 Ma, malgré la présence de failles normales qui accommodent en fait le soulèvement généralisé du massif.

A l'échelle géodynamique, des analyses de la composition isotopique du Pb ont été réalisées sur les minéralisations épithermales à Pb-Zn associées aux skarns ferrifères. L'étude conjointe du magmatisme néogène trans-Alboran et de la Marge Maghrébine et la comparaison des compositions isotopiques du Pb avec des gisements associés permettent de mieux caractériser un épisode de rupture de panneau plongeant en Méditerranée occidentale, dont nous avons pu estimer la vitesse moyenne : environ 7-8 cm/an entre 20 et 8 Ma.

Mots clés : skarns ferrifères, analyses structurales, géochronologie, Rif, Méditerranée occidentale

Structural and metallogenic context of the Beni Bou Ifrour iron skarn deposits (oriental Rif, Morocco) New insights for the geodynamic evolution of western Mediterranean

The Beni Bou Ifrour massif is a basement window surfacing among Neogene basins in the oriental Rif. It includes the biggest iron deposits of Morocco (> 60 Mt mined from 1915 to 1976). Identified as magnetite skarn deposits, a multi-scale integrated study allows to use them as tracers of the crustal evolution of this orogenic segment.

At massif scale, field and microscopic observations display a diversity of geologic and morphologic features among the deposits. They appear to be linked to different emplacement conditions rather than genetic considerations. A dyke and sill inter-connected network ("christmas tree") can thus explain those differences, determined by the structural position of each deposit.

Outcropping of the mineralizations is related to the uplift of the Beni Bou Ifrour massif. Extended field observations and new chronological constraints (Ar-Ar and U-Pb datings, biostratigraphy...) allow to define an avant-pays thrust and fold model. Resulting translations and major deformations are restricted to a short time span between 8 and 6 Ma.

At the Rif scale, this model of the Beni Bou Ifrour fits the regional history and attests the compression preeminence since 8 Ma, despite normal faults which accommodate the general uplift of the massif.

At a geodynamic scale, Pb isotopic compositions have been performed on the epithermal Pb-Zn mineralizations associated to the iron skarn deposits. The combined study of Neogene Trans-Alboran and Mediterranean Maghreb margin and comparison of Pb isotopic compositions with associated deposits allow to constrain a slab breakoff event in western Mediterranean. We estimate its average velocity at about 7-8 cm/yr between 20 and 8 Ma.

Keywords : iron skarn deposits, structural analyses, geochronology, Rif, western Mediterranean