HAL
open science

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

Noëmie Lebret

## To cite this version:

Noëmie 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. 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 : **Noëmie 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 Ifrour (Rif oriental, Maroc)

Apports à l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale

**THÈSE dirigée par :**

| | |
|---|---|
| **Laurent JOLIVET** | Professeur, Université d'Orléans |
| **Eric MARCOUX** | Professeur, Université d'Orléans |
| **Yannick BRANQUET** | Maître de Conférences, Université d'Orléans |

**RAPPORTEURS :**

| | |
|---|---|
| **Anne-Sylvie ANDRE-MAYER** | Professeur, Université de Nancy |
| **Dominique FRIZON DE LAMOTTE** | Professeur, Université de Cergy-Pontoise |

---

**JURY :**

| | |
|---|---|
| **Michel JEBRAK** | Professeur, UQAM, Président du jury |
| **Anne-Sylvie ANDRE-MAYER** | Professeur, Université de Nancy |
| **Luc BARBANSON** | Maître de Conférences, Université d'Orléans |
| **Mohammed BOUABDELLAH** | Professeur, Université d'Oujda |
| **Dominique FRIZON DE LAMOTTE** | Professeur, Université de Cergy-Pontoise |
| **Laurent JOLIVET** | Professeur, Université d'Orléans |
| **Eric MARCOUX** | Professeur, Université d'Orléans |
| **Johann TUDURI** | 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

*1er 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 (Gabrieeeeeeeel, 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 moisis 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 Ifrour – 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 Messinienne ..... p.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 orogénique ..... p.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 Maghrébine ..... p.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 occidentale ..... p.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 Sebtides*
*2.1.1.b Les Ghomarides*

*2.1.1.c La Dorsale calcaire*
2.1.2 Le domaine des flyschs maghrébines ..... p.49
2.1.3 Les zones externes ..... p.49
*2.1.3.a L'Intrarif*
*2.1.3.b Le Mésorif*
*2.1.3.c Le Prérif et l'avant-pays*
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 Le Groupe des Temsamane*
*2.2.2.b Les unités charriées*
*2.2.2.c Les massifs de l'avant-pays « vrai »*
2.2.3 Les formations post-nappes du Rif oriental ..... p.59
*2.2.3.a Bassins et cycles tectono-sédimentaires*
*2.2.3.b Le volcanisme*

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

3.1 Etudes géologiques et structurales du massif des Beni Bou Ifrour ..... p.63
3.1.1 Les formations sédimentaires des Beni Bou Ifrour ..... p.63
*3.1.1.a Stratigraphie*
*3.1.1.b Eléments structuraux*
*3.1.1.c Subdivision du massif*
3.1.2 Les Beni Bou Ifrour, siège d'un champ magmatique plutonique ..... p.69
*3.1.2.a Les massifs volcaniques environnants*
*3.1.2.b Les roches plutoniques*
*3.1.2.c Géochimie et datations*
3.1.3 Paléogéographie : la place des Beni Bou Ifrour dans le Rif oriental ..... p.71
3.1.4 Evolution tectonique du massif des Beni Bou Ifrour ..... p.73
*3.1.4.a Modèle tectonique de KERCHAOUI (1994)*
*3.1.4.b Intégration du modèle tectonique de KERCHAOUI (1994) dans le Rif oriental*
*3.1.4.c Un autre modèle : la résurgence caldeirique de EL BAKKALI et al. (2001)*
3.2 Les minéralisations des Beni Bou Ifrour ..... 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

PARTIE II – Structures, gîtologie et minéralogie comparées des skarns à magnétite des Beni Bou Ifrour – Métallogenèse

**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 Les failles normales, éléments structurants majeurs du gisement de Ouiksane*

*6.1.2.b Expressions de la minéralisation*

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 Expressions du magmatisme et de la minéralisation*

*7.1.2.b Structures*

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 Expressions de la minéralisation*

*8.1.2.b Pertubations ultérieures*
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 Ifrour, 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 Les pyroxènes*
*9.1.1.b Les grenats*
9.1.2 Minéralogie des minéraux métalliques ..... p.166
*9.1.2.a La magnétite*
*9.1.2.b Pyrite et pyrrhotite*
9.1.3 Minéralogie de la phase rétrograde ..... p.170
*9.1.3.a La chlorite*
*9.1.3.b La phlogopite – datations $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ de la minéralisation*
*9.1.3.c L'épidote*
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 Ifrour

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

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
*10.2.1.a Déformation des formations jurassiques*
*10.2.1.b Déformation des formations du Miocène moyen*
*10.2.1.c Comparaison des deux faciès*
*10.2.1.d Sommet de la série Miocène*
10.2.2 La limite Domaine Nord-Domaine Sud ..... p.209
*10.2.2.a Site de l'oued Bourdim*
*10.2.2.b Site de l'oued Ibekouiene*

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

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
*11.1.2.a Validité des analyses*
*11.1.2.b Intégration aux données de la littérature*
11.1.3 Distribution des âges du magmatisme ..... p.225
*11.1.3.a Datations $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ sur biotite*
*11.1.3.b Datation U-Pb sur zircon*
*11.1.3.c Distribution des âges au sein du massif*
11.1.4 Le modèle en arbre de noël est-il applicable ? ..... p.230
11.2 Exhumation des Beni Bou Ifrour : 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 Ifrour (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 Ifrour. 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 Ifrour. Pour chacun d'eux, nous proposons une interprétation de la géométrie et la séquence paragénétique 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 Ifrour 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 Ifrour – 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 Ifrour et ses minéralisations ferrifères
Chapitre 4 : Les gisements de type skarn
Chapitre 5 : Problématiques du travail de recherche

# 1

# 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'orogenèse 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 eurasienne 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 eurasienne (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'orogenèse, voire de l'extension post-collision, tandis que le domaine oriental subit toujours la subduction.

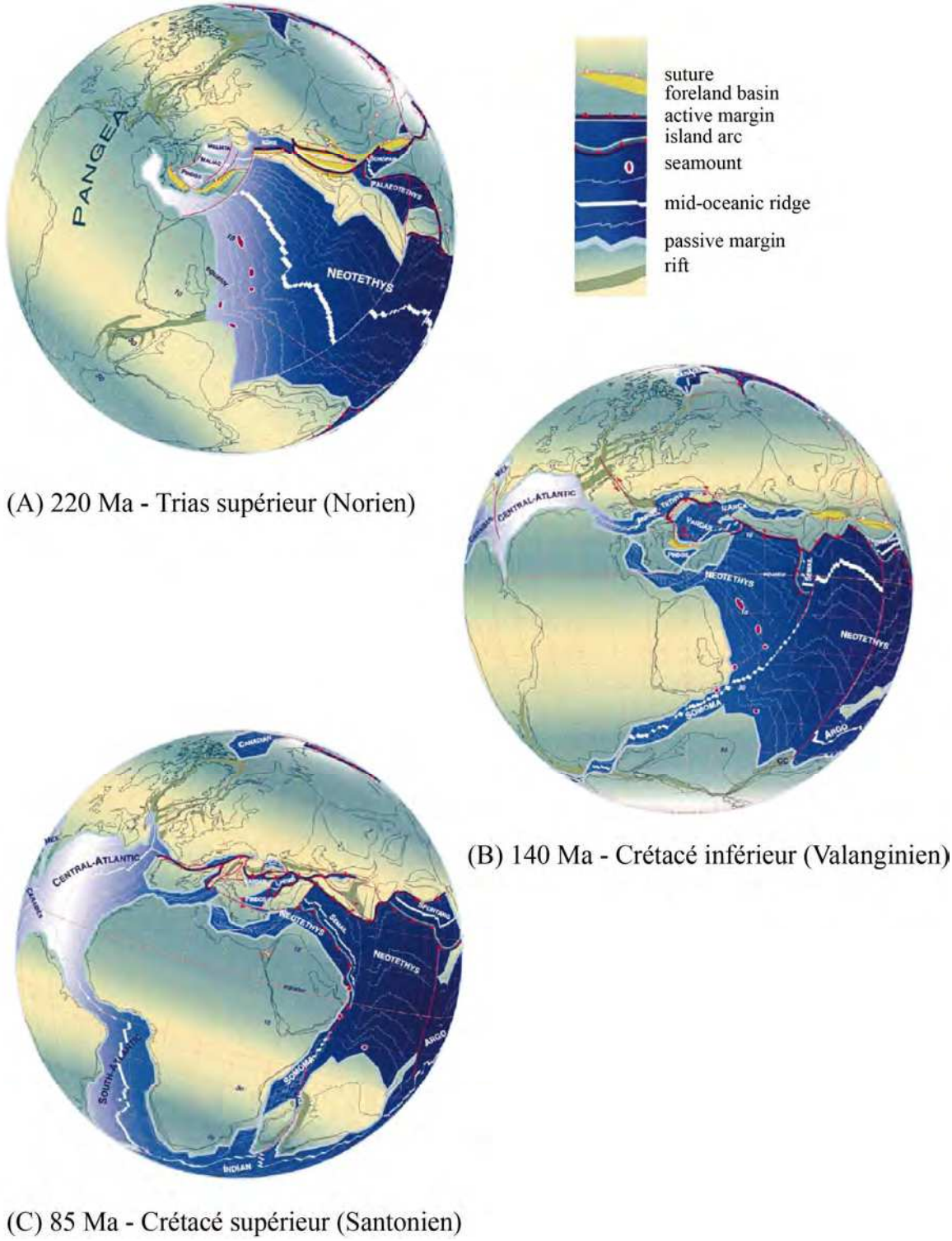



**Figure 1.1 :** reconstitution de l'évolution des plaques tectoniques au Mésozoïque (d'après STAMPFLI & BOREL, 2002). (A) Dernier stade de la Pangée au Trias supérieur ; (B) Ouverture imminente de l'océan nord atlantique au Crétacé inférieur ; (C) Océan sud atlantique en expansion au Crétacé supérieur.

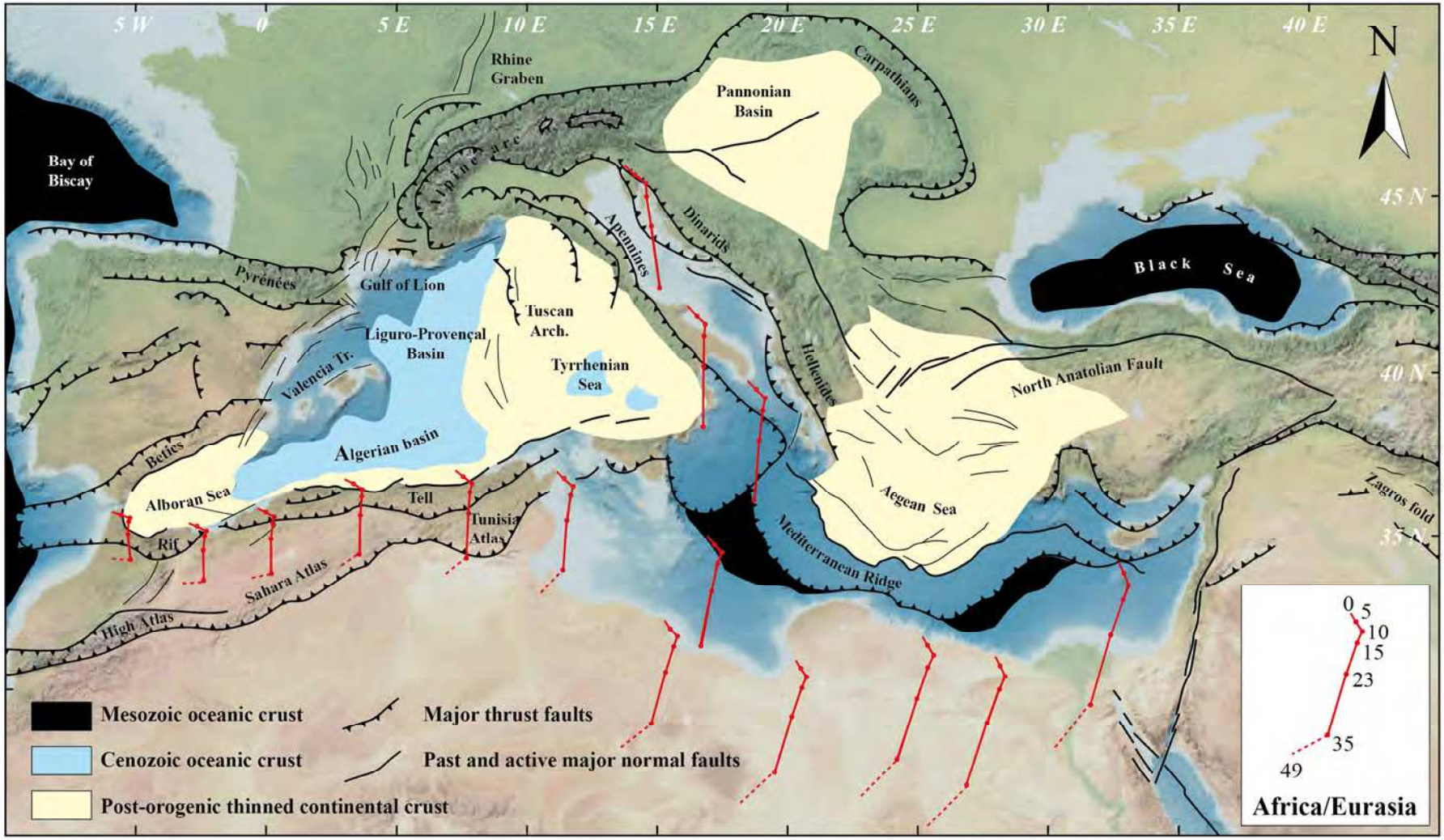



**Figure 1.2 :** carte tectonique de la mer Méditerranée, affichant les principales chaînes de montagne, domaines crustaux et le déplacement de l'Afrique vers l'Europe de 50 Ma à nos jours (modifiée d'après JOLIVET *et al.*, 2006).

### *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 inter-continents (*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 schématique de la position des microplaques d'Alboran (Al), de Grande Kabylie ($Ka_1$), de Petite Kabylie ($Ka_2$), 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-alcalines (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 (≈ 10° pour les Baléares) et antihoraire dans sa partie orientale (≈ 45-60° 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) créée 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) résument 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. Synchrone 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 évènements discrets d'évaporites d'eau douce, reconnus sous l'appellation de *Lago Mare*. La base du Zancléen (et donc du Pliocène) marque le retour à des conditions de pleine mer vers 5,33 Ma, suite à un ennoiement 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 tomographique 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).

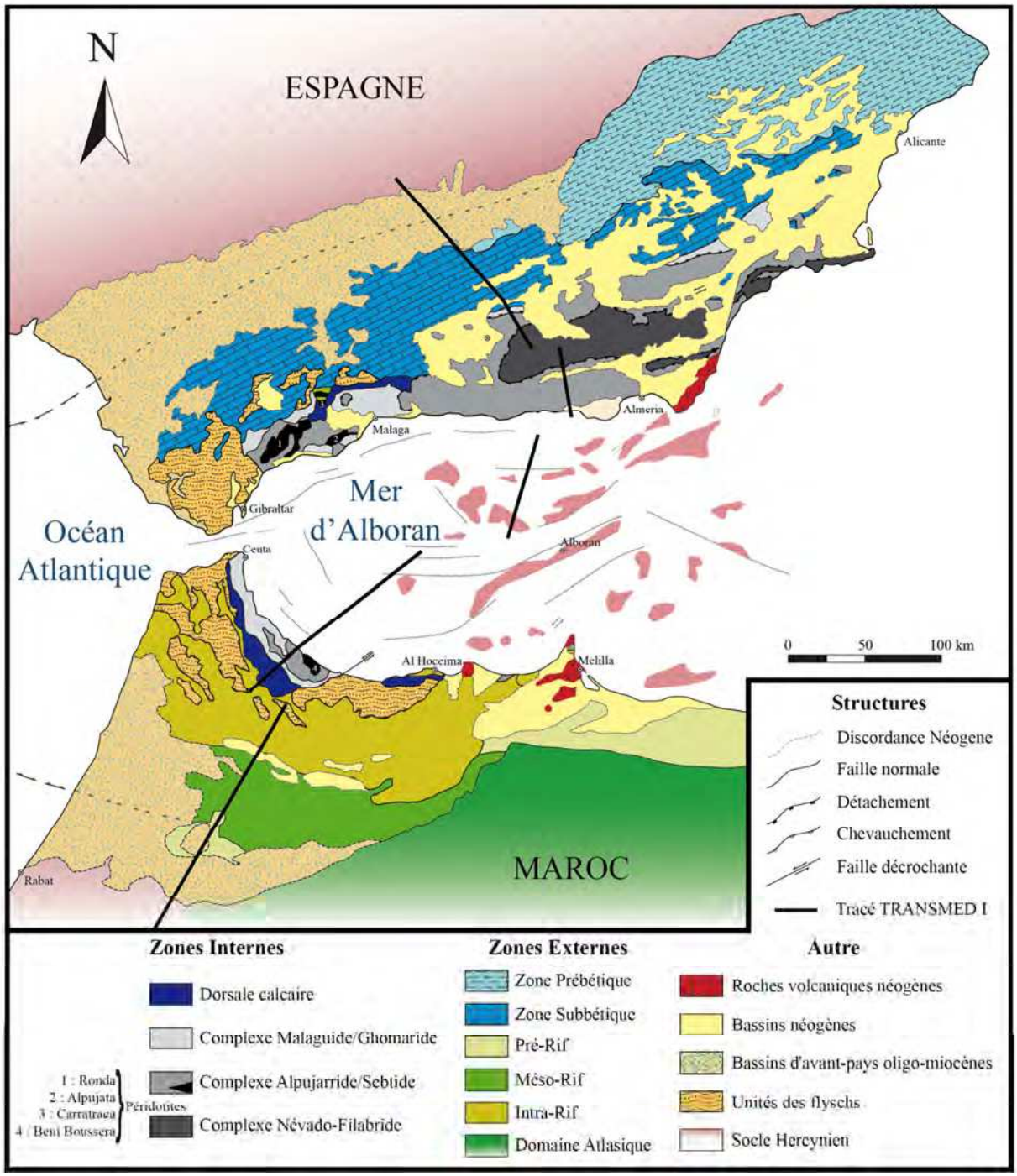



**Figure 1.6 :** carte des unités tectoniques de l'arc bético-rifain (modifiée d'après DO COUTO, 2014).

**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.

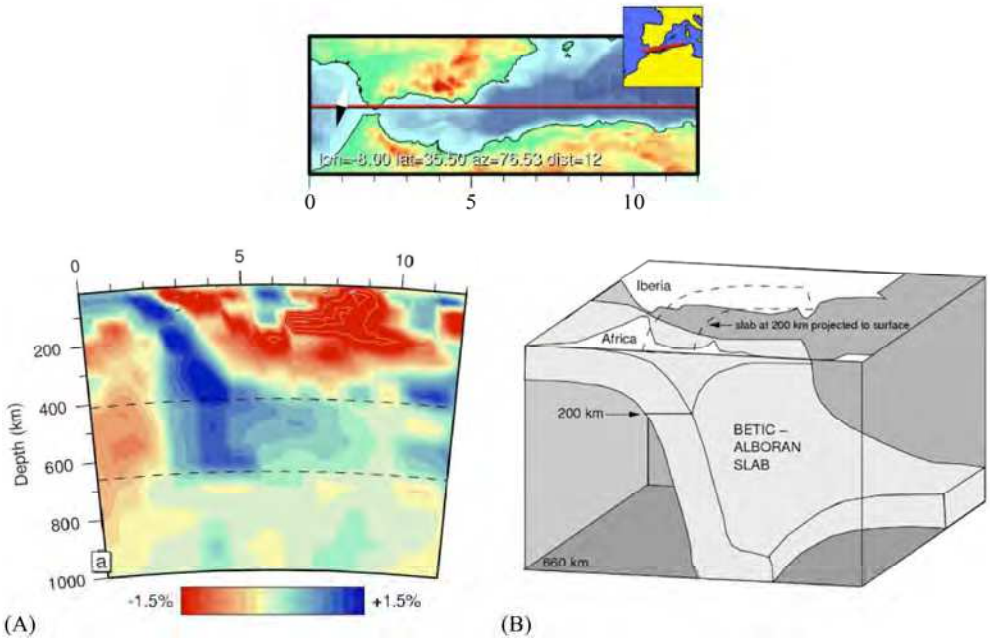



**Figure 1.8 :** imagerie de tomographie sismique sur un transect EW de la mer d'Alboran et du bassin algérien (SPAKMAN & WORTEL, 2004). (A) Coupe des premiers 1000 km du manteau ; (B) Interprétation de la géométrie 3D de la structure présente sous la mer d'Alboran.

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 épaississement 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 évènements 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 $^{40}$Ar-$^{39}$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 ;

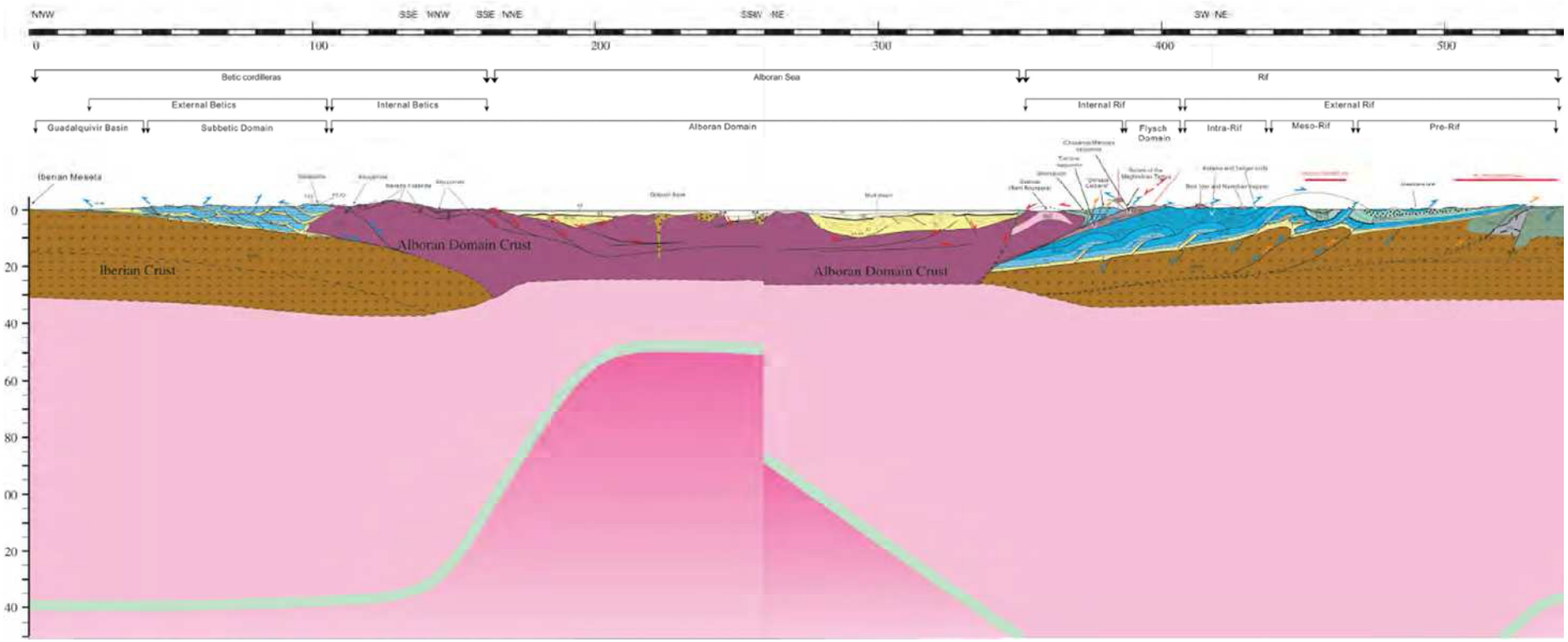



**Figure 1.9 :** transect NS TRANSMED I illustrant la structure géologique de l'arc bético-rifain (FRIZON DE LAMOTTE *et al.*, 2004). Le tracé du profil est localisé sur la Figure 1.6. Les différents ensembles de la chaîne ici représentés (domaine d'Alboran, flyschs, zones internes et externes des orogènes) 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 ± 1.6 Ma ; DUGGEN *et al*., 2004), ou encore des leucogranites qui intrudent les massifs ultramafiques de Ronda et de Beni Bousera (19 ± 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-alcalines 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-alcaline, 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-alcaline mais enrichies en K, voire ultrapotassiques (shoshonites et lamproites). 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-continental, 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-alcalin « classique » par la croûte inférieure est compatible avec les données géochimiques d'une grande partie du magmatisme calco-alcalin 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-alcalin (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-alcalin 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-alcalin 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 |
|---|---|---|
| *Majeurs discriminants* | | |
| $SiO_2$ | > 45 wt % | < 50 wt % |
| MgO | < 9 wt % | > 7 wt %, jusqu'à 20 wt % |
| compositions alcalines | $K_2O/Na_2O$ = 1-10 (potassique à ultrapotassique) | $K_2O/Na_2O$ = 1.5 (potassique) |
| compositions subalcalines | calco-alcaline | tholéiitique |
| $TiO_2$ | < 1.5 wt %, souvent < 1.1 wt % | > 1.2 wt %, jusqu'à 5 wt % |
| *Traces* | | |
| 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) | |
| *Isotopes* | | |
| $^{87}Sr/^{86}Sr$ | $^{87}Sr/^{86}Sr$ > 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 lherzolites 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.

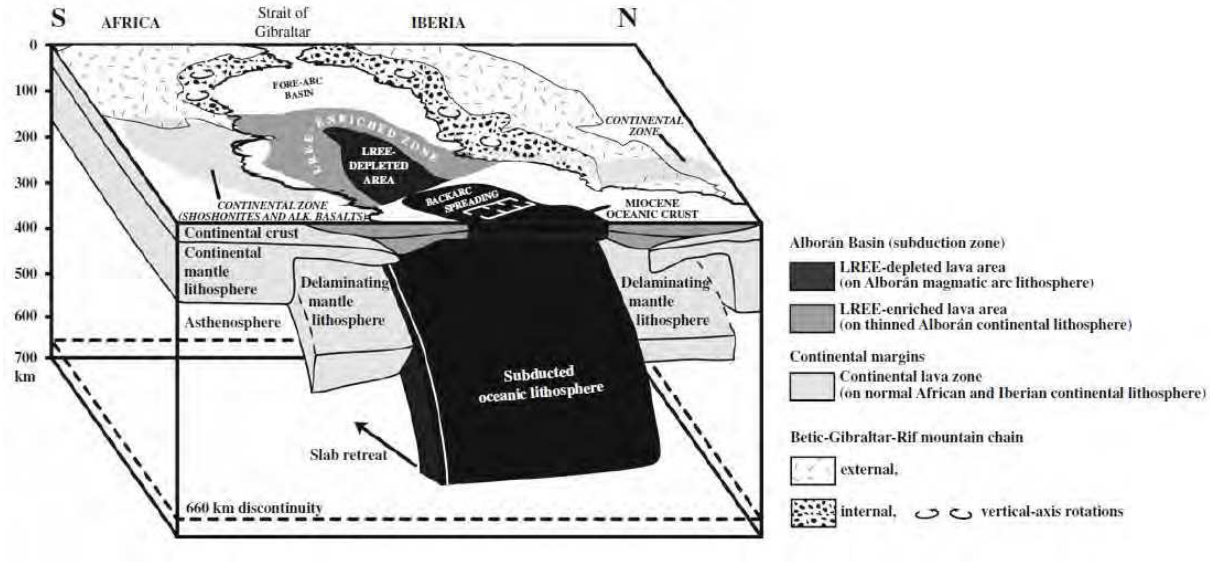



**Figure 1.13 :** modèle d'évolution géodynamique de la mer d'Alboran impliquant le retrait de la zone de subduction (DUGGEN *et al.*, 2008). La cartographie de la chimie des magmas dessine un fer à cheval de même courbure que l'arc de Gibraltar.

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 $km^3$ pour l'ensemble de la ceinture) à une empreinte anorogénique impliquant l'asthénosphère (cf. § 1.3.4).

Les roches calco-alcalines 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-alcalin 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-alcalin 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 surcroit 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 découplent 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)

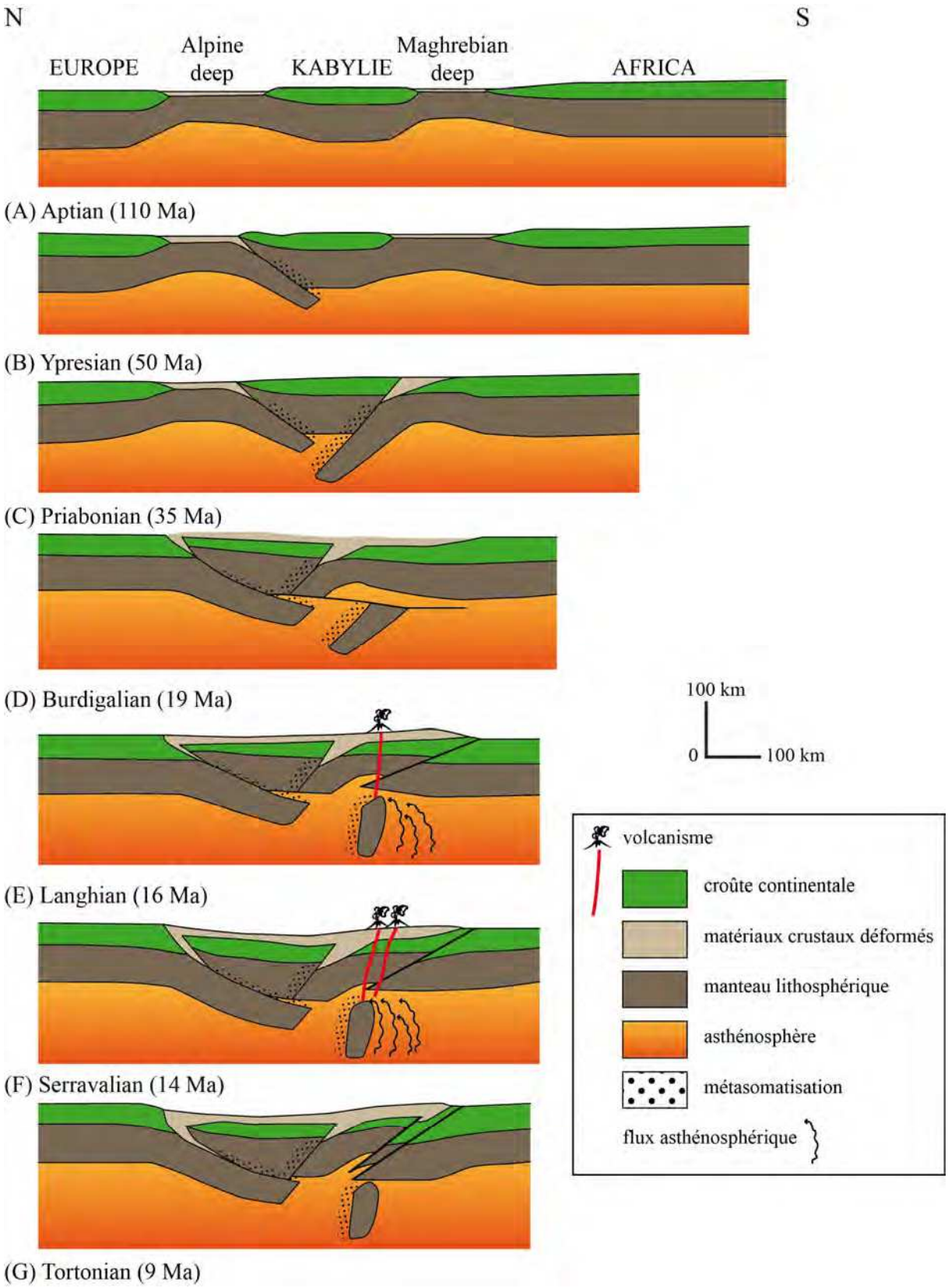



**Figure 1.14 :** coupes schématiques illustrant l'évolution tectono-magmatique de la partie centrale (Algérois) de la Marge Maghrébine (d'après MAURY *et al.*, 2000).

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

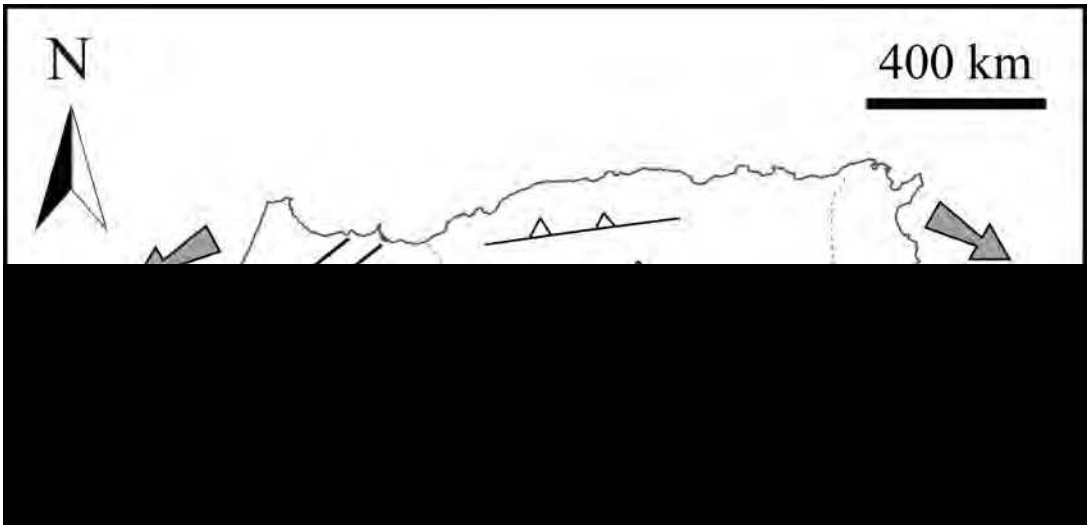



**Figure 1.15 :** schéma du poinçon maghrébin (d'après PIQUE *et al*., 1998).

## 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'orogenèse méditerranéenne concentre sur certaines régions d'envergure limitée des gisements dont les minéralisations affichent une grande variété d'encaissants, 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 évènement 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

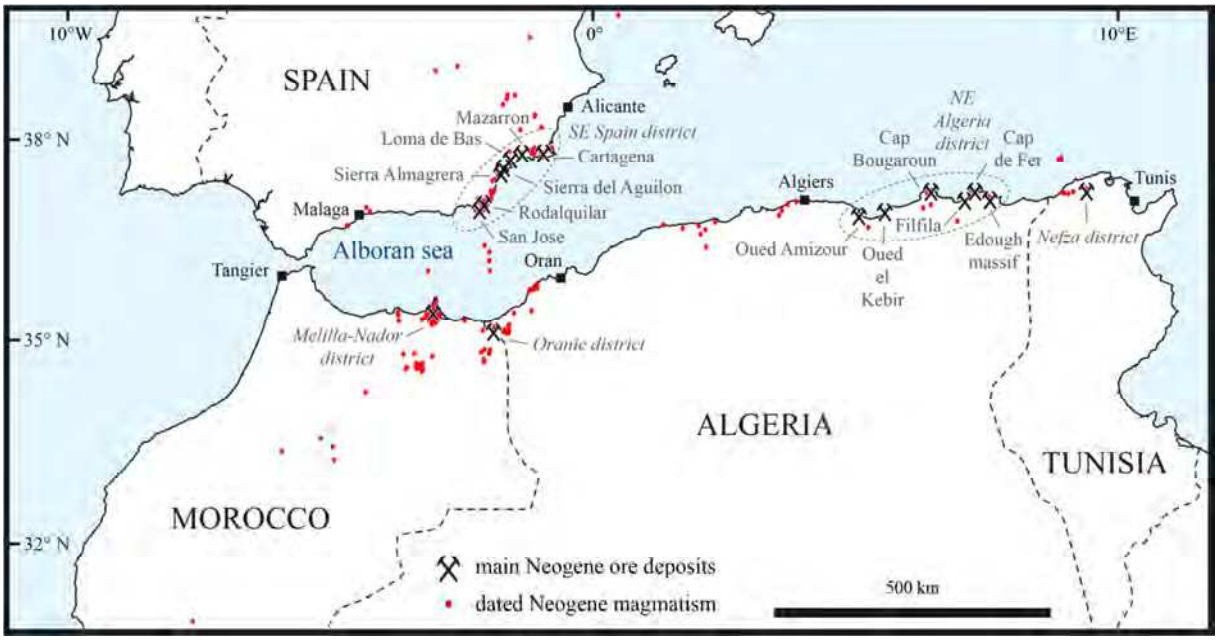



**Figure 1.16 :** distribution des principaux districts miniers néogènes au niveau des orogènes des Bétiques, du Rif et du Tell en Méditerranée occidentale.

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 Ifrour 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'orogenèse alpine.

# 2

# 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'orogenèse 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'orogenèse 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).

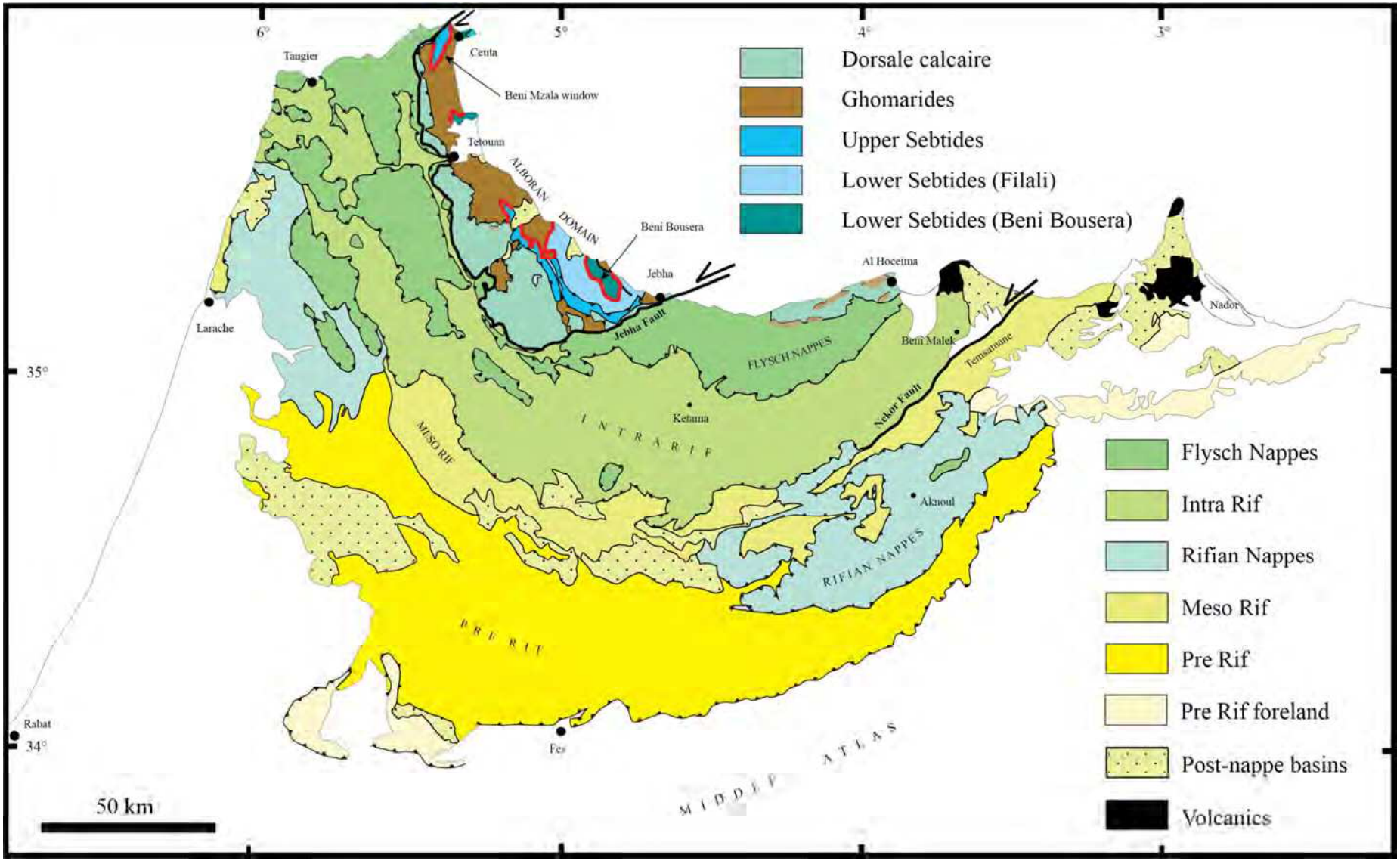



**Figure 2.1 :** schéma structural de la chaîne rifaine (modifié d'après JOLIVET *et al.*, 2003).

### 2.1.1.a Les Sebtides

Le complexe des Sebtides[1] 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 ; SADDIQI, 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 Ghomarides[2] 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 évènement 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.

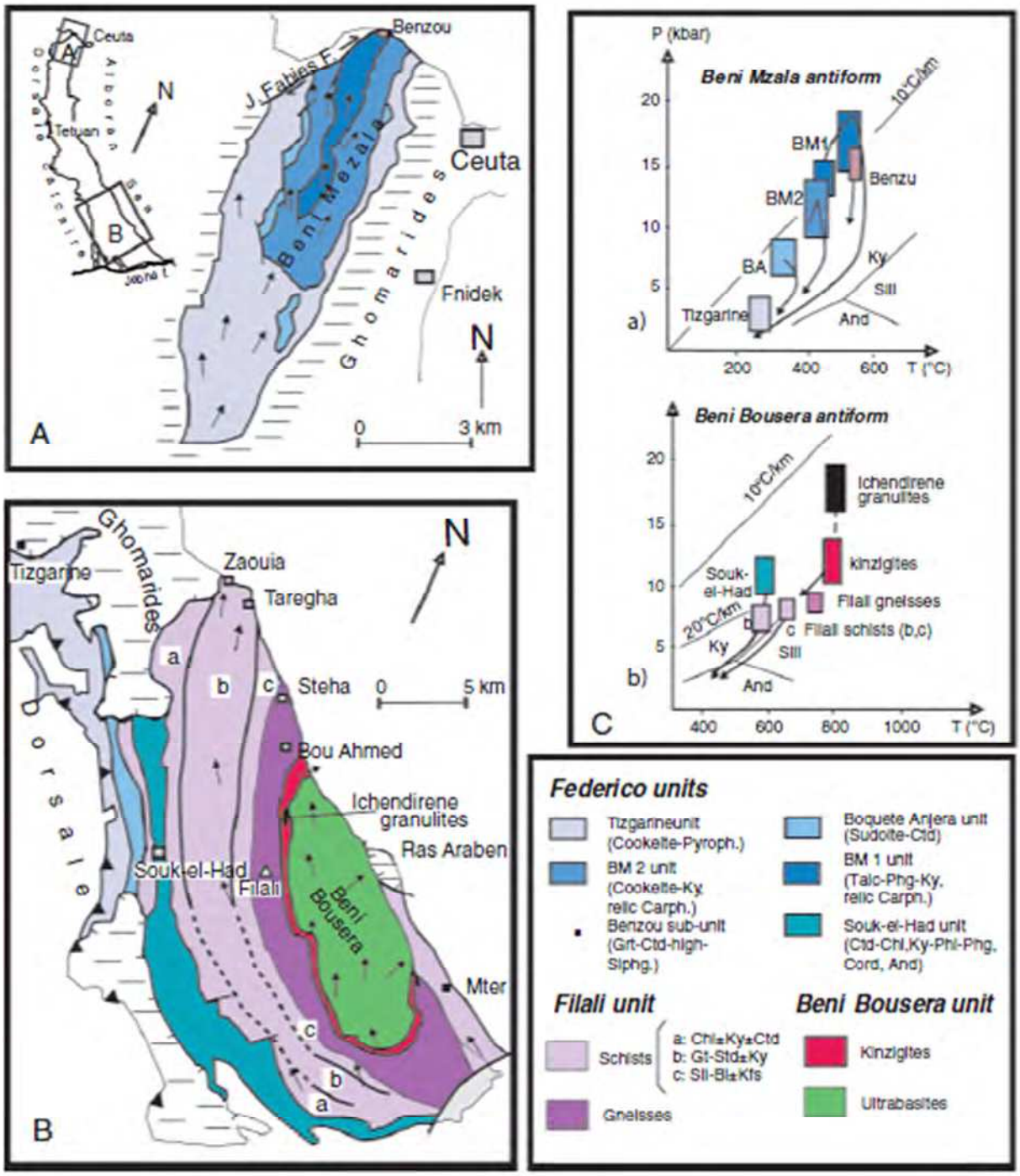



**Figure 2.2 :** structure métamorphique des Sebtides pour les fenêtres (A) de Beni Menzala, et (B) de Beni Bousera (localisées sur la Figure 2.1) ; (C) estimations P-T correspondantes (CHALOUAN *et al.*, 2008).

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'orogenèse, 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.

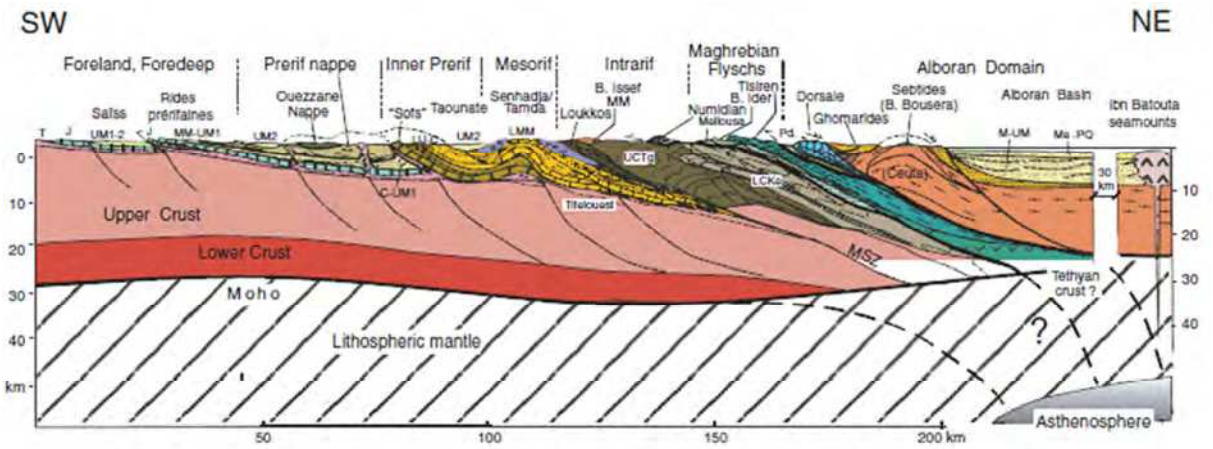



**Figure 2.3 :** coupe crustale de la chaîne rifaine (MICHARD *et al.*, 2008). Abréviations – B. : Beni ; C : Crétacé ; J : Jurassique inférieur à moyen; LCKe : Crétacé inférieur de Kétama ; LMM : Miocène inférieur à moyen ; MM : Miocène moyen ; MSZ : zone de suture du Mésorif ; Pd : Pré-Dorsale ; T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

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 Loukos se détachent et sont charriées sous forme de nappes (respectivement les nappes d'Aknoul, et de Habt, Ouezzane et Tsoul) sur le Mésorif et le Prérif. 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 Mésorif

Situé entre l'Intrarif et le Prérif, le Mésorif 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-tortoniens à messiniens.

Dans le Rif oriental, les formations typiques du Mésorif se retrouvent au niveau du massif des Temsamane, ainsi que dans deux massifs isolés qui appartiennent au même groupe : (1) le massif des Trois Fourches et (2) l'unité de Khebaba. 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 prérifaines 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 prérifain 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 structuralement 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 structuralement 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 Temsamane

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 Temsamane. Il rassemble les unités des

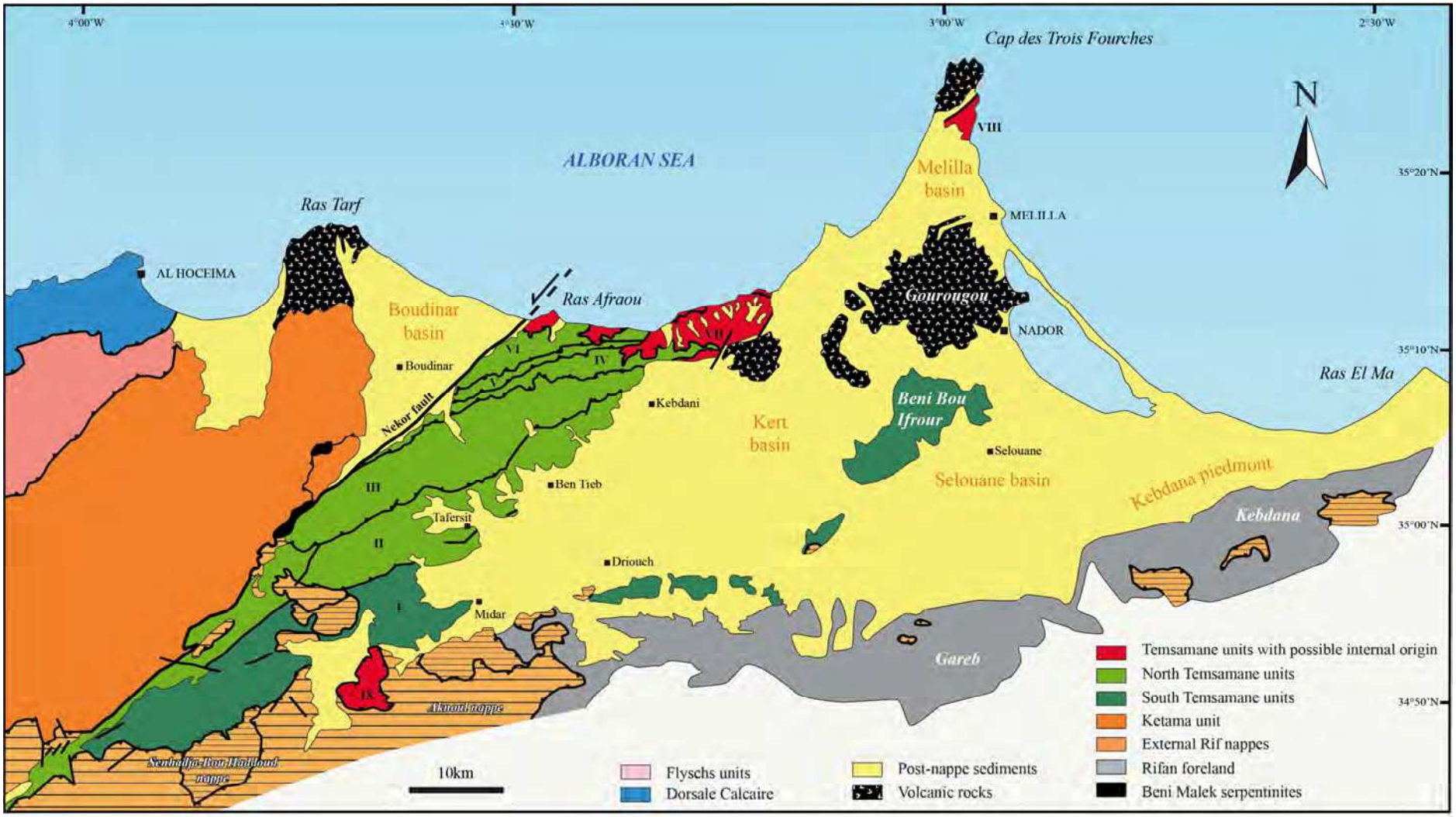



**Figure 2.4 :** carte géologique du Rif oriental, compilée d'après les cartes de SUTER (1980), JEANNETTE & HAMEL (1961), NEGRO (2005) et NEGRO *et al.*, (2007)

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 Ifrour (KERCHAOUI, 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

[redacted]

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

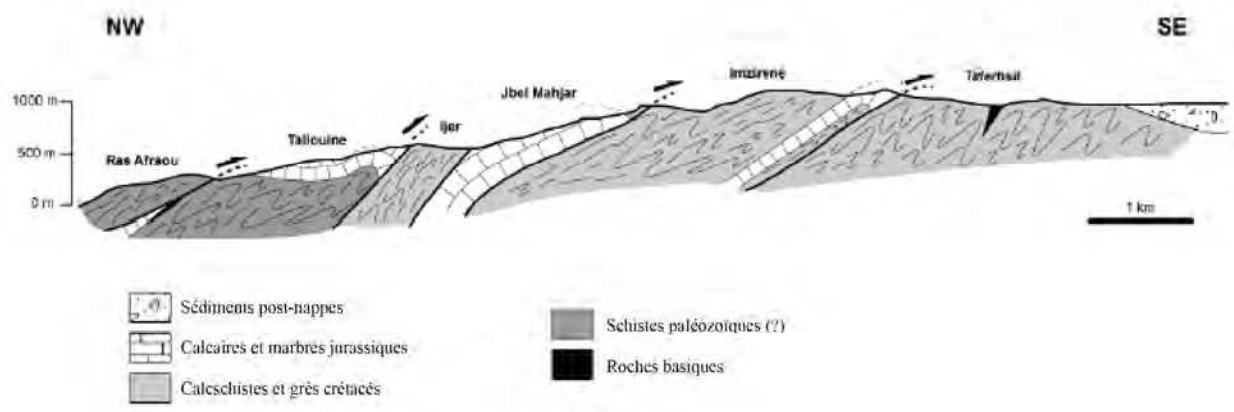



**Figure 2.6 :** coupe illustrant le style tectonique des unités des Temsamane Nord (FRIZON DE LAMOTTE, 1985).

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 Temsamane : (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 Sebtides les moins métamorphiques. L'âge minimum de ce métamorphisme a été estimé à *ca* 20-23 Ma ($^{40}$Ar-$^{39}$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 Temsamane, décrochement sénestre qui se raccorde au Nékor après une torsion importante ; les accidents N et S du massif des Beni Bou Ifrour (sénestres ?) ; (2) les accidents N75 sénestres au Nord des Kebdana 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 Temsamane, ce qui minimise son éventuel rôle dans la remontée de ces unités (NEGRO, 2005).

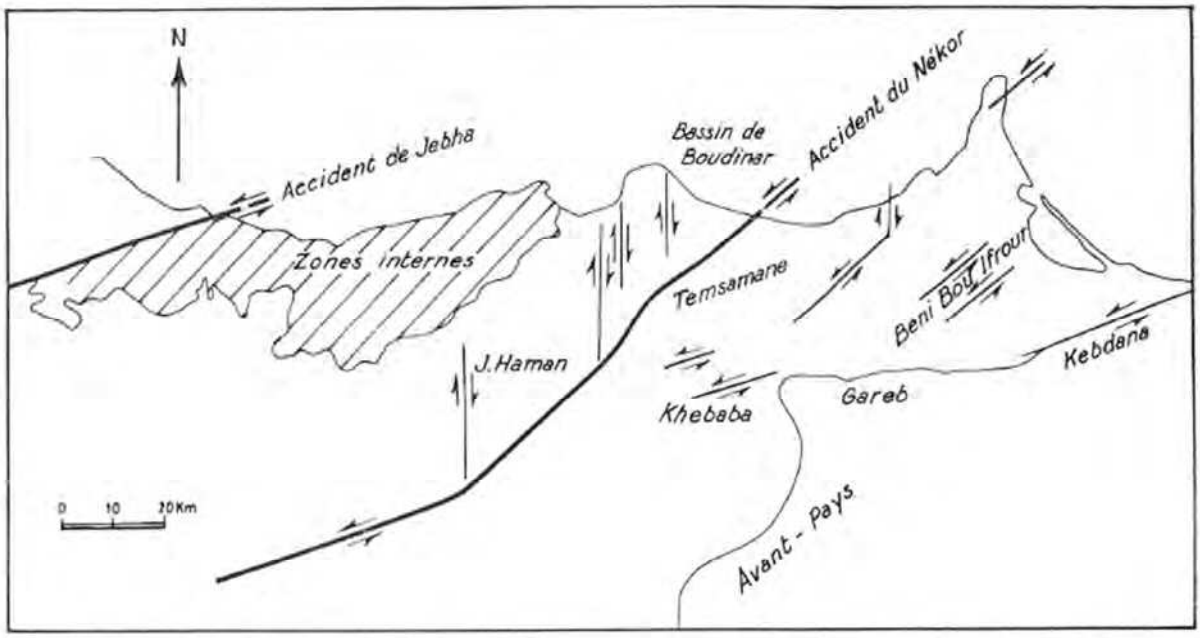



**Figure 2.7 :** accidents décrochants principaux du Rif oriental (FRIZON DE LAMOTTE, 1982).

L'exhumation du massif des Temsamane 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 Temsamane (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 aquitanien ; 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 Temsamane. 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 Kebdana (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 Yahi (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 Kebdana. 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 Kebdana domine la plaine de la Moulouya. DE LIZAUR *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 orogenèse rifaine replissent l'autochtone, sa couverture et le matériel allochtone charrié. Enfin, le Miocène post-nappes du deuxième épisode transgressif vient recouvrir l'ensemble.

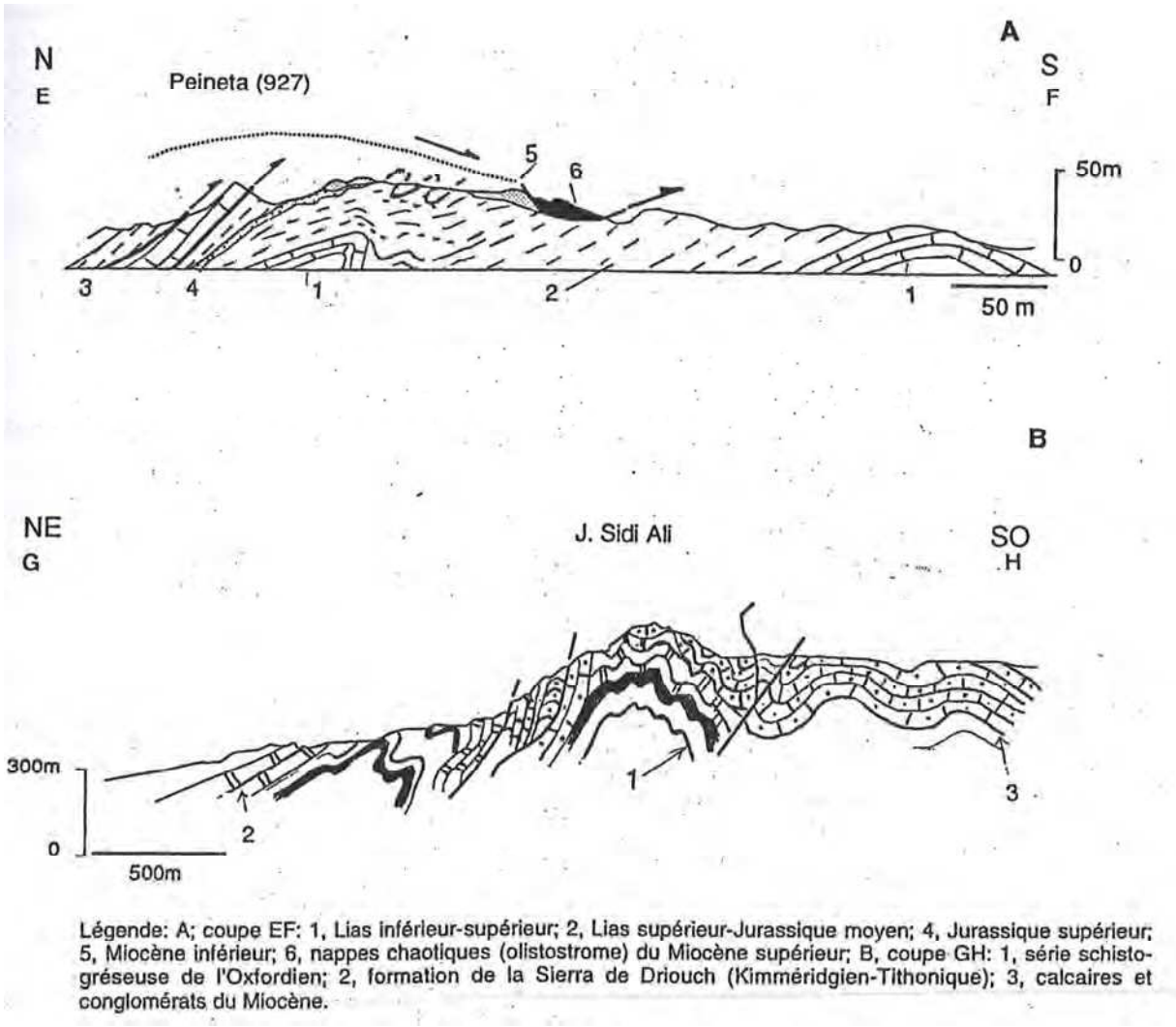



**Figure 2.8 :** coupes structurales à travers la retombée nord de l'avant-pays atlasique, affecté par la phase D2 synschisteuse d'âge Miocène moyen (*in* KERCHAOUI, 1994). (A) Chaîne des Kebdana ; (B) Chaîne du Gareb.

### *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 Kebdana (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 Globoratalia 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 ria 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 Kebdana 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 Ifrour) 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 récente 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 tortoniens (chevauchement du flanc sud des Beni Bou Ifrour). 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 Ifrour sur la partie Sud du bassin de Kert-Melilla, flexuration et chevauchement vers le SE des Kebdana 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 Ma ± 3 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 Ifrour. 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.

# 3

# Le massif des Beni Bou Ifrour et ses minéralisations ferrifères

Le massif des Beni Bou Ifrour 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 Ifrour 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 Ifrour

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 Ifrour 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 Ifrour*

Le massif des Beni Bou Ifrour (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 gypso-halin 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 Ifrour 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 flyschoïde 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 ; KERCHAOUI, 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

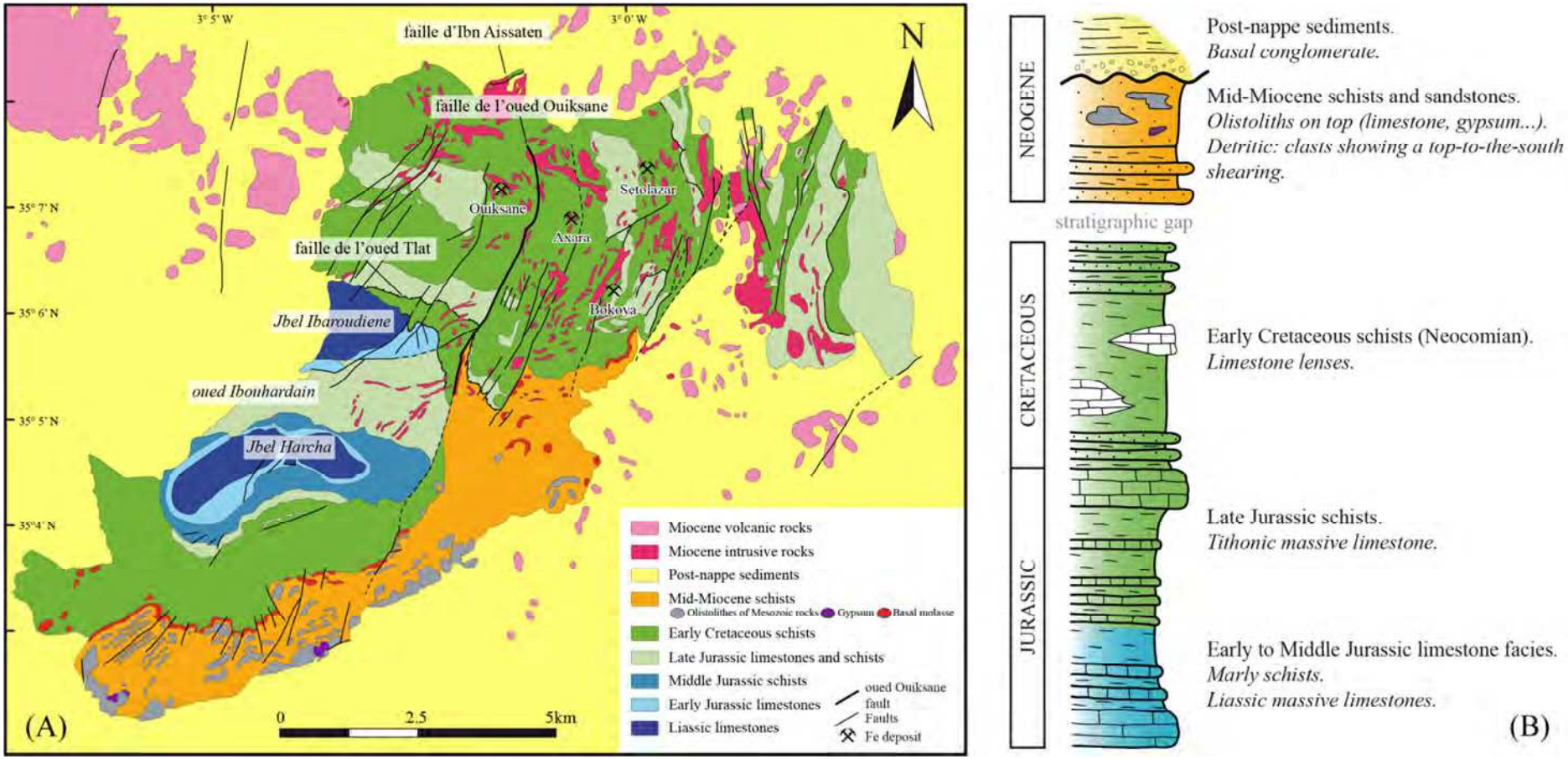



**Figure 3.1 :** situation géologique simplifiée du massif des Beni Bou Ifrour (d'après les cartes géologiques au 1/50000 du Maroc, feuilles de Zeghanghane (NI-30-XXI-2b) et de Nador (NI-30-XXII-1a)). (A) Schéma structural ; (B) Log simplifié des grandes unités du massif.

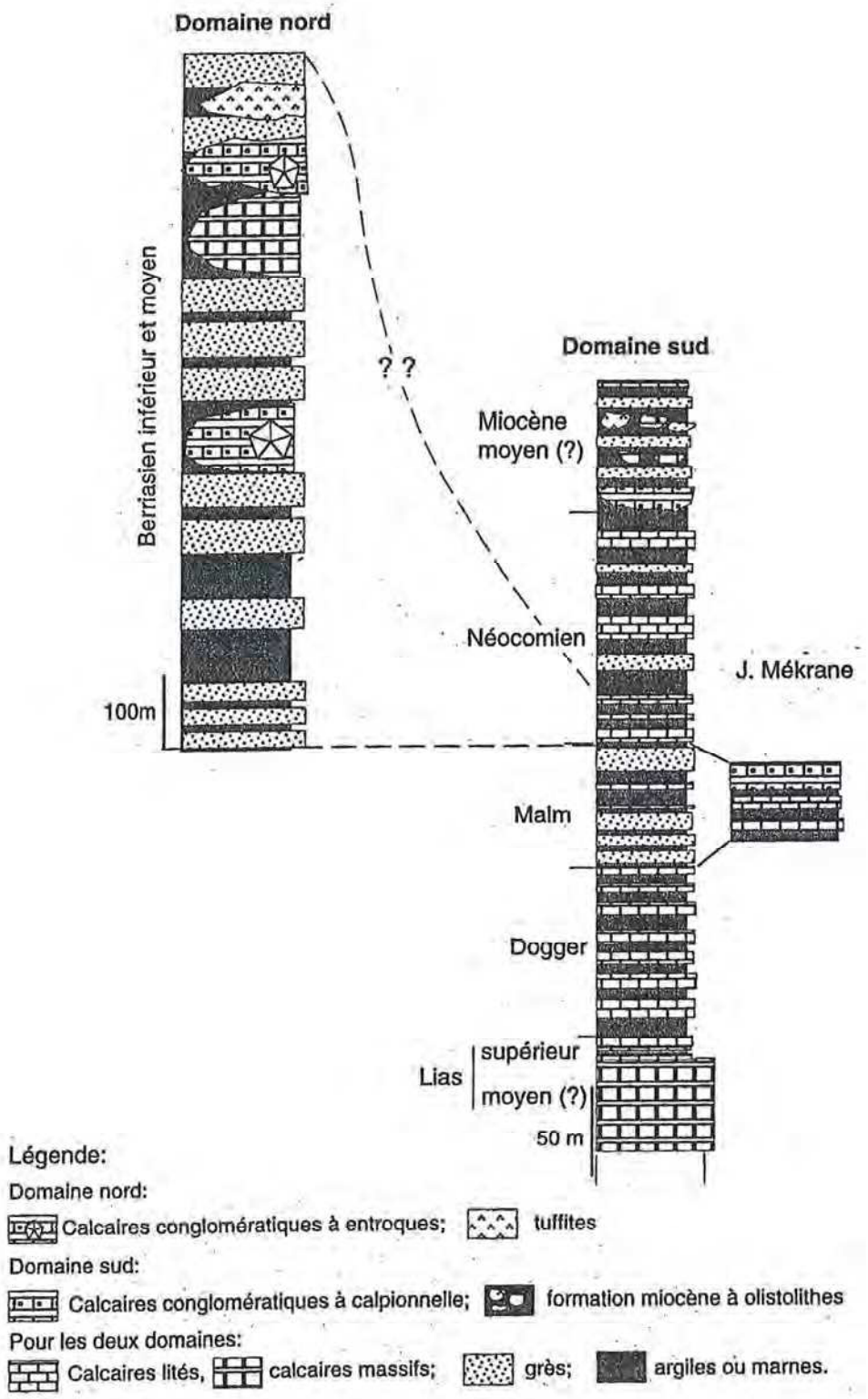



**Figure 3.2 :** comparaison entre les colonnes stratigraphiques synthéthiques du Domaine Nord et du Domaine Sud des Beni Bou Ifrour (KERCHAOUI, 1994).

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 Ibaroudiene. 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 Ibaroudiene, 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-écailles 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 Ibaroudiene 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 Ifrour 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 Ibaroudiene et du Jbel Harcha, qui correspondent aux anticlinaux du même nom.

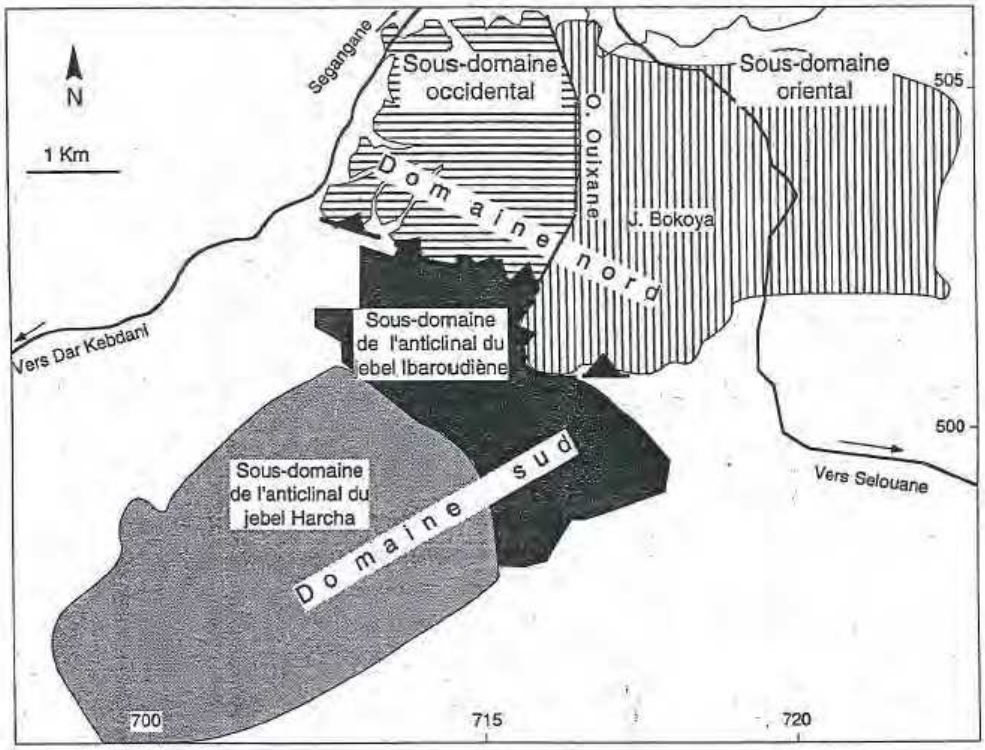



**Figure 3.3 :** carte schématique illustrant les subdivisions du massif des Beni Bou Ifrour (KERCHAOUI, 1994).

### *3.1.2 Les Beni Bou Ifrour, 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 Ifrour 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 Ifrour, 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 Ifrour 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 entres 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 Ifrour 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 Ifrour 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.

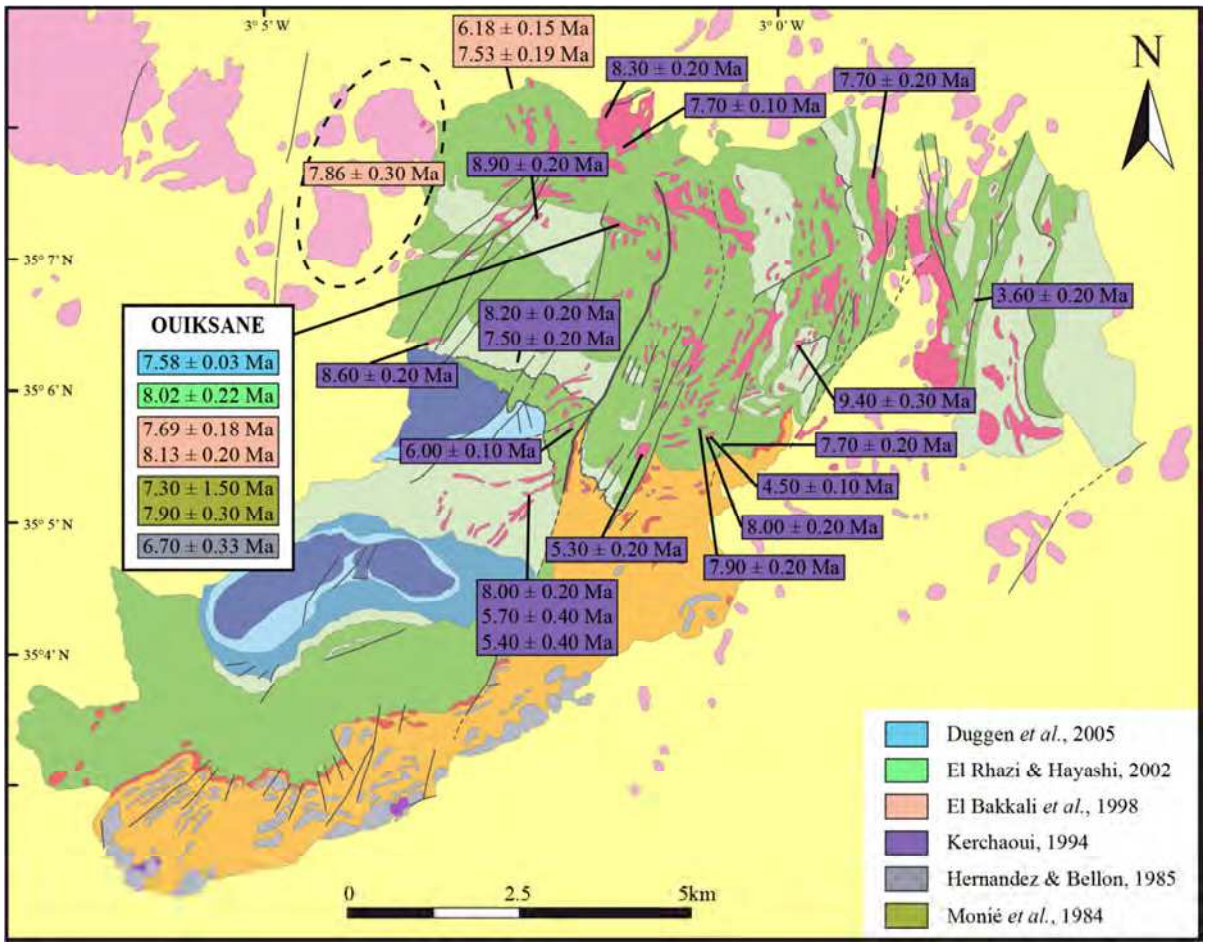



**Figure 3.4 :** report des âges du magmatisme du massif des Beni Bou Ifrour sur le schéma structural.

| Sample | Rock-type | Age (Ma) | Error (Ma) | Method | Mineral | Authors |
|---|---|---|---|---|---|---|
| GG030699-1a | diorite | 7.58 | 0.03 | Ar-Ar | bt | Duggen *et al.*, 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 *et al.*, 1998 |
| G1 | granodiorite | 8.13 | 0.20 | K-Ar | WR | El Bakkali *et al.*, 1998 |
| G3* | andesite | 7.65 | 0.25 | K-Ar | WR | El Bakkali *et al.*, 1998 |
| P1* | trachytic tuff | 6.18 | 0.15 | K-Ar | WR | El Bakkali *et al.*, 1998 |
| P1* | trachytic tuff | 7.53 | 0.19 | K-Ar | bt | El Bakkali *et al.*, 1998 |
| G8* | andesite | 7.86 | 0.30 | K-Ar | WR | El Bakkali *et al.*, 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 *et al.*, 1984 |
| R20-82 | microgranodiorite | 7.90 | 0.30 | Ar-Ar | bt | Monié *et al.*, 1984 |

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

### *3.1.3 Paléogéographie : la place des Beni Bou Ifrour dans le Rif oriental*

La place des Beni Bou Ifrour 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 Ifrour aux Temsamane (et donc au Mésorif). KERCHAOUI (1985) les situent entre les Temsamane et l'avant-pays.

L'étude paléogéographique de KERCHAOUI (1994) distingue le Domaine Nord et le Domaine Sud des Beni Bou Ifrour 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. KERCHAOUI (1985, 1994) fait du Domaine Nord un olistostrome allochtone, ressemblant aux unités Temsamane Nord, et dont il rattache la matrice flyschoïde 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 Temsamane Sud) ou l'avant-pays atlasique (KERCHAOUI, 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 Ifrour concordants sur le Néocomien alors que dans les unités Temsamane 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 Ifrour de l'oued Tlat (KERCHAOUI, 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 Ifrour*

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 Ifrour et la mise en place des diorites.

#### 3.1.4.a Modèle tectonique de KERCHAOUI (1994)

Le massif des Beni Bou Ifrour 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 KERCHAOUI (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 Ibaroudiene), 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 Ibaroudiene, 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'âne[1] » 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 Ibaroudiene 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 Ifrour, 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 (tortonien à messinien). Il en est de même pour les filons intrusifs, dont l'étroitesse 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 Ifrour 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 (Tortonien) 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 Ifrour, des Trois Fourches, des Temsamane et des chaînes du Gareb et des Kebdana) 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 Ifrour. 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.

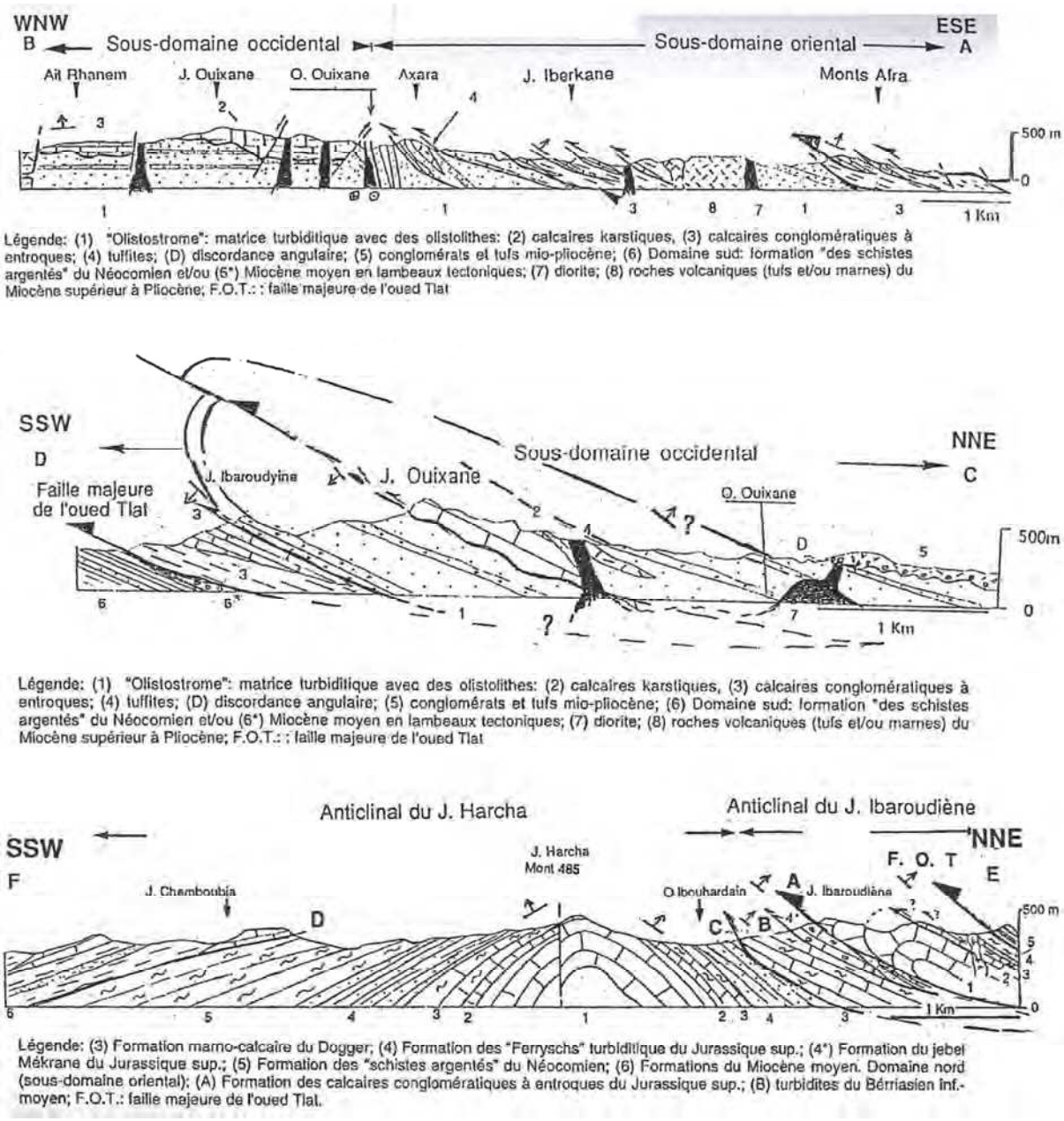



**Figure 3.5 :** coupes lithostructurales dans le massif des Beni Bou Ifrour (KERCHAOUI, 1994). (AB) A travers le Domaine Nord, illustrant le contact entre les deux sous-domaines au niveau de l'accident de l'oued Ouiksane. Les couches sont de direction opposées de part et d'autre de cet accident : NS 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 Ouiksane. La discordance angulaire des séries plio-quaternaires, 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 Ibaroudiene, 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.

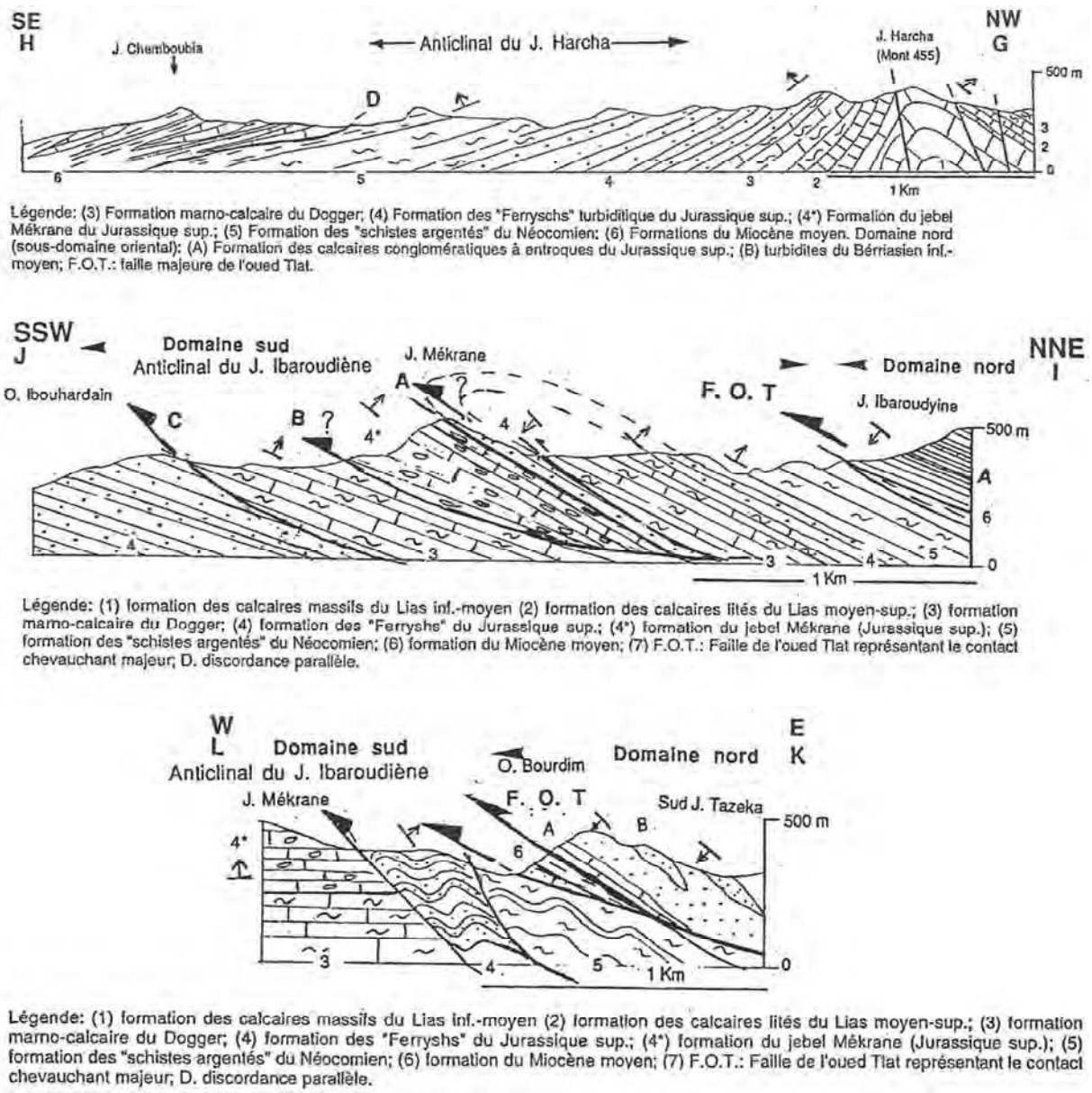



**Figure 3.6 :** coupes lithostructurales dans le massif des Beni Bou Ifrour (KERCHAOUI, 1994). (GH) A travers l'anticlinal du Jbel Harcha, illustrant un pli anticlinal droit souligné par les couches verticales du Lias d'orientation N70. Il s'agit d'un anticlinal faillé tardivement ; (IJ) A travers le Jbel Mekrane, montrant le contact avec le Domaine Nord et illustrant la charnière de l'anticlinal du Jbel Ibaroudiene, 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 ; (IJ) 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 Ifrour. 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.

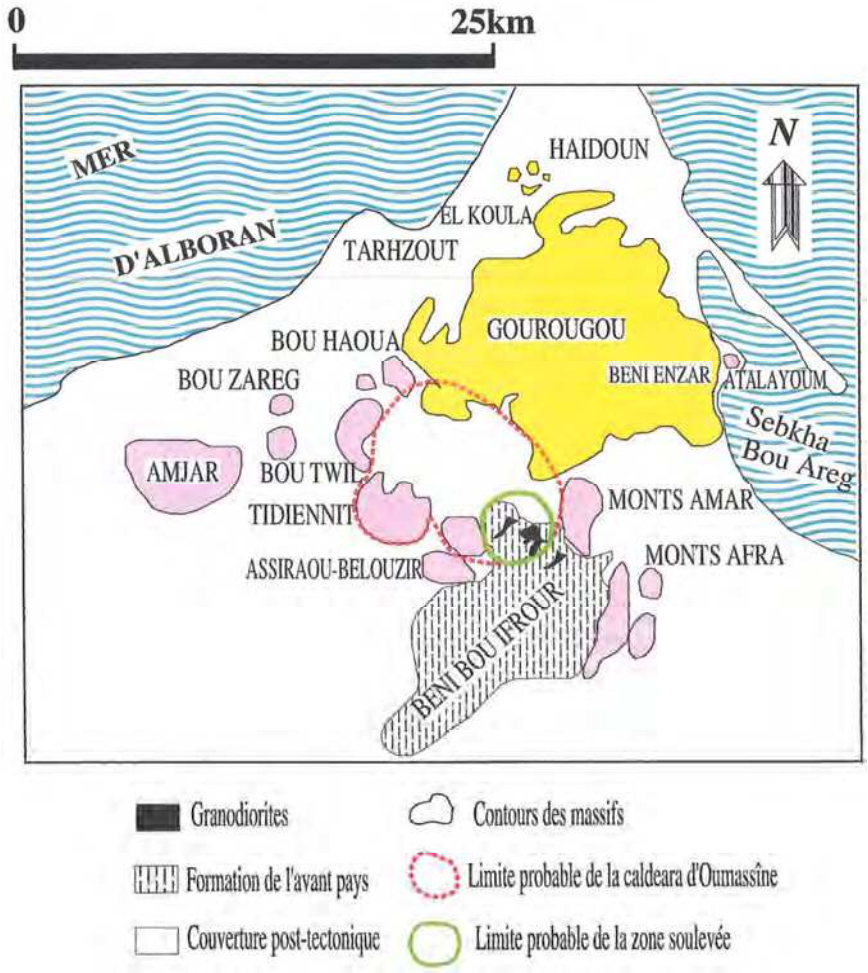



**Figure 3.7 :** limites probables de la caldeira d'Oumassine et du secteur SE soulevé (EL BAKKALI *et al.*, 2001).

Des filons de granodiorites recoupent les séries mésozoïques des Beni Bou Ifrour, 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 Ifrour 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-quaternaires du flanc nord des Beni Bou Ifrour, qui correspondent à un marqueur du soulèvement topographique.

## 3.2 Les minéralisations des Beni Bou Ifrour

Le massif des Beni Bou Ifrour 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 Ifrour.

### *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 CEMR[2] 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 SEFERIF[3] 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 Ifrour 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 Ifrour, 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 : Compañia 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 gréso-pélitique 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 recoupent. 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 bréchique 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 Ifrour 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 ± 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.

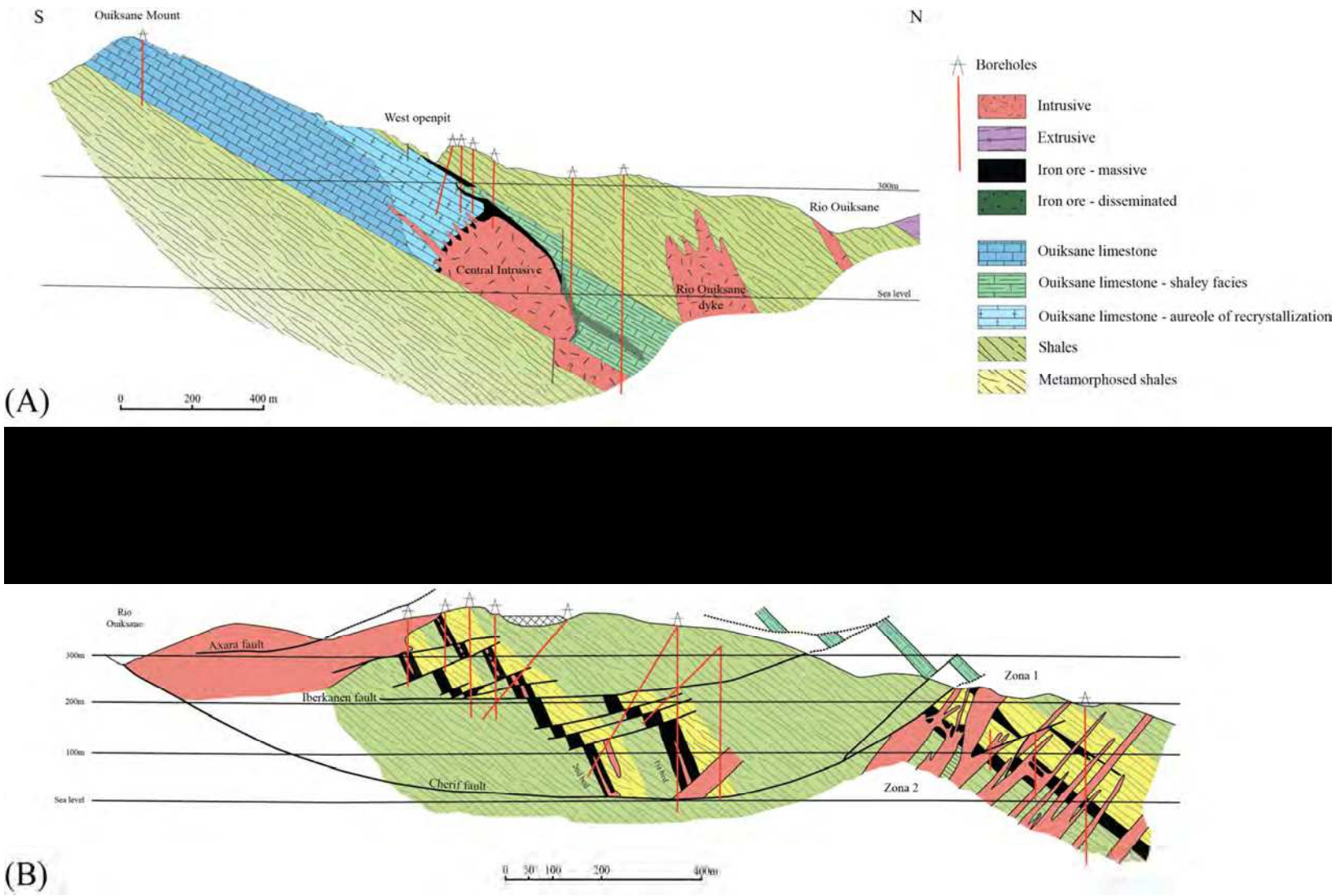



**Figure 3.9 :** coupes réalisées lors des travaux miniers de RHODEN & ERENO (1962). (A) Profil NS du gisement de Ouiksane ; (B) Profil WE explicitant les relations entre les trois gisements à l'échelle du Domaine Nord.

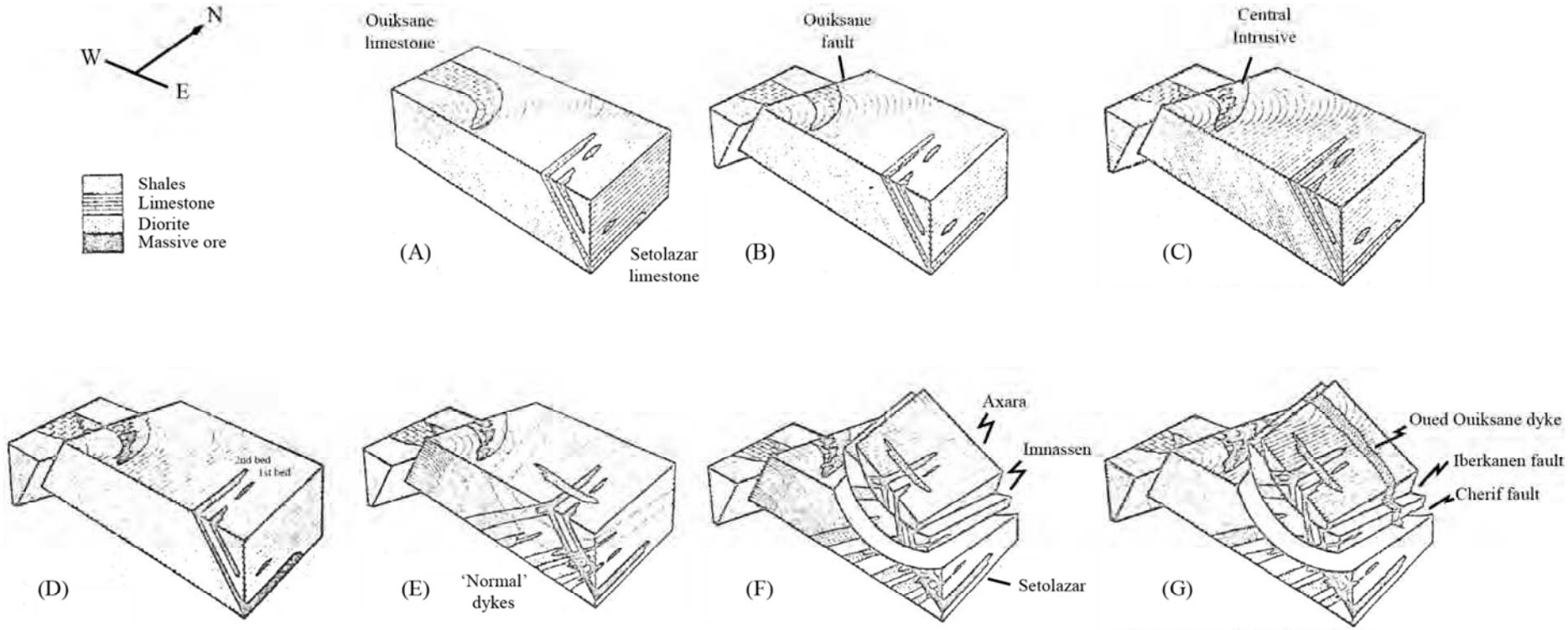



**Figure 3.10 :** succession des évènements chronologiques expliquant la mise en place des minéralisations des Beni Bou Ifrour (RHODEN & ERENO, 1962).

JABRANE (1993) est le premier à caractériser les minéralisations ferrifères des Beni Bou Ifrour 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 gréso-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 gréso-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.

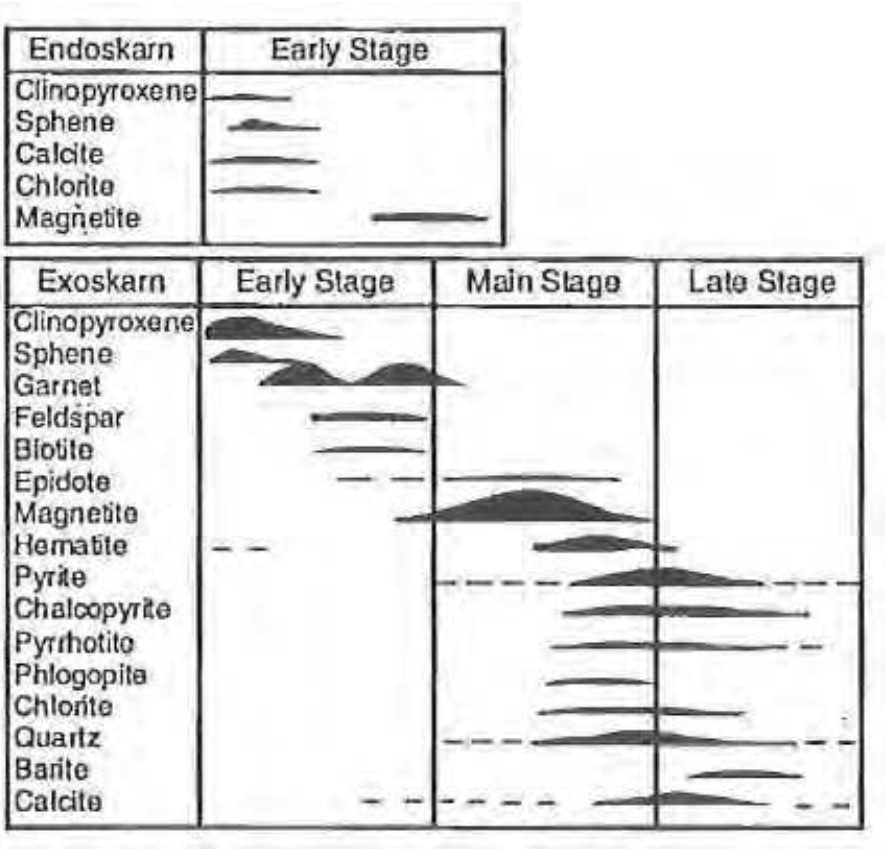



**Figure 3.11 :** séquence paragénétique des gisements des Beni Bou Ifrour, selon qu'il s'agisse d'endoskarn ou d'exoskarn (EL RHAZI & HAYASHI, 2002).

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% hédenbergite), 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, pyrrhotite, 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 desoccurrences 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 (± 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

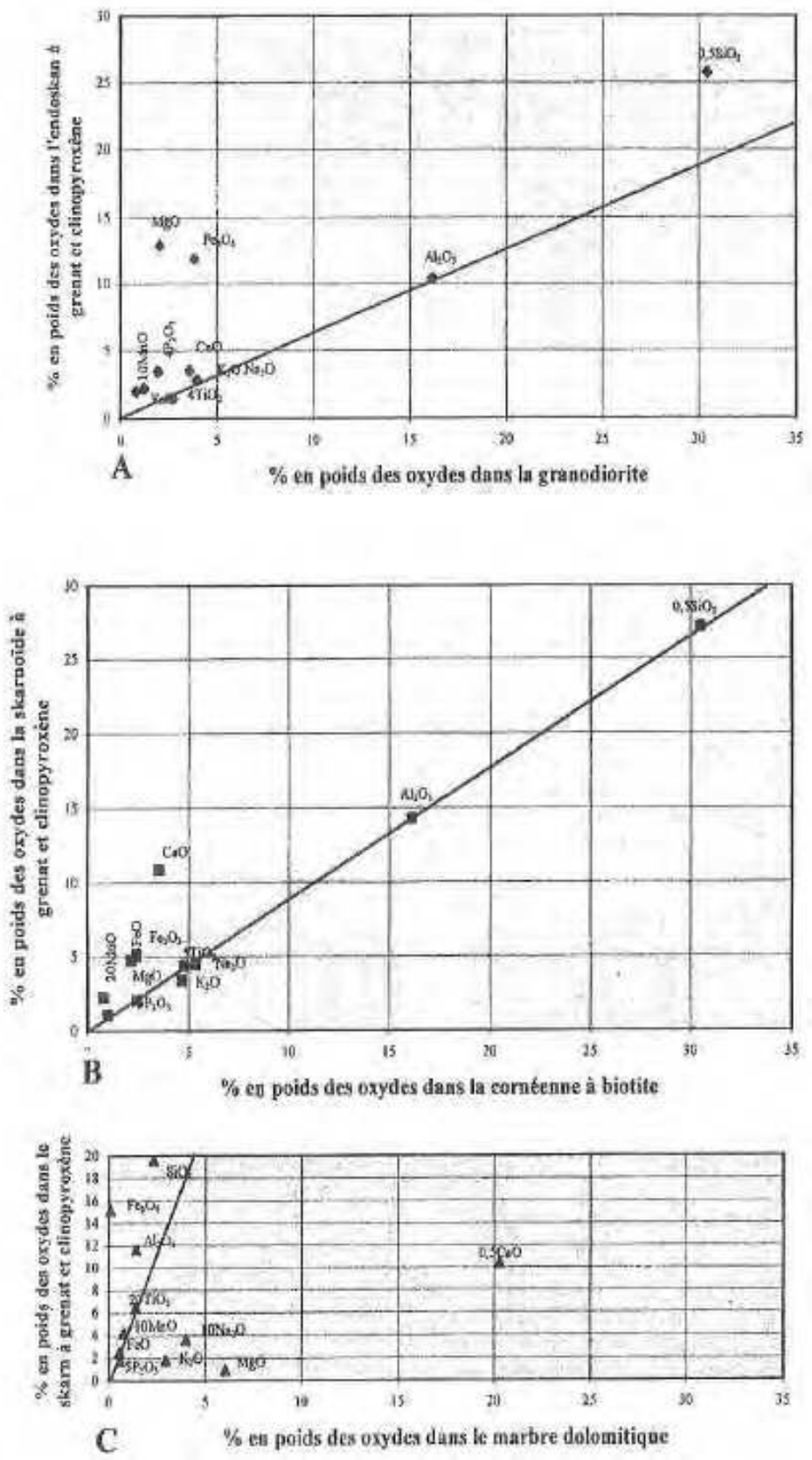



**Figure 3.12 :** bilans géochimiques quantitatifs des (A) endoskarns, (B) skarnoïdes et (C) skarns lors de la métasomatose de leurs protolithes respectifs (JABRANE *et al.*, 2001).

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 reflétent 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

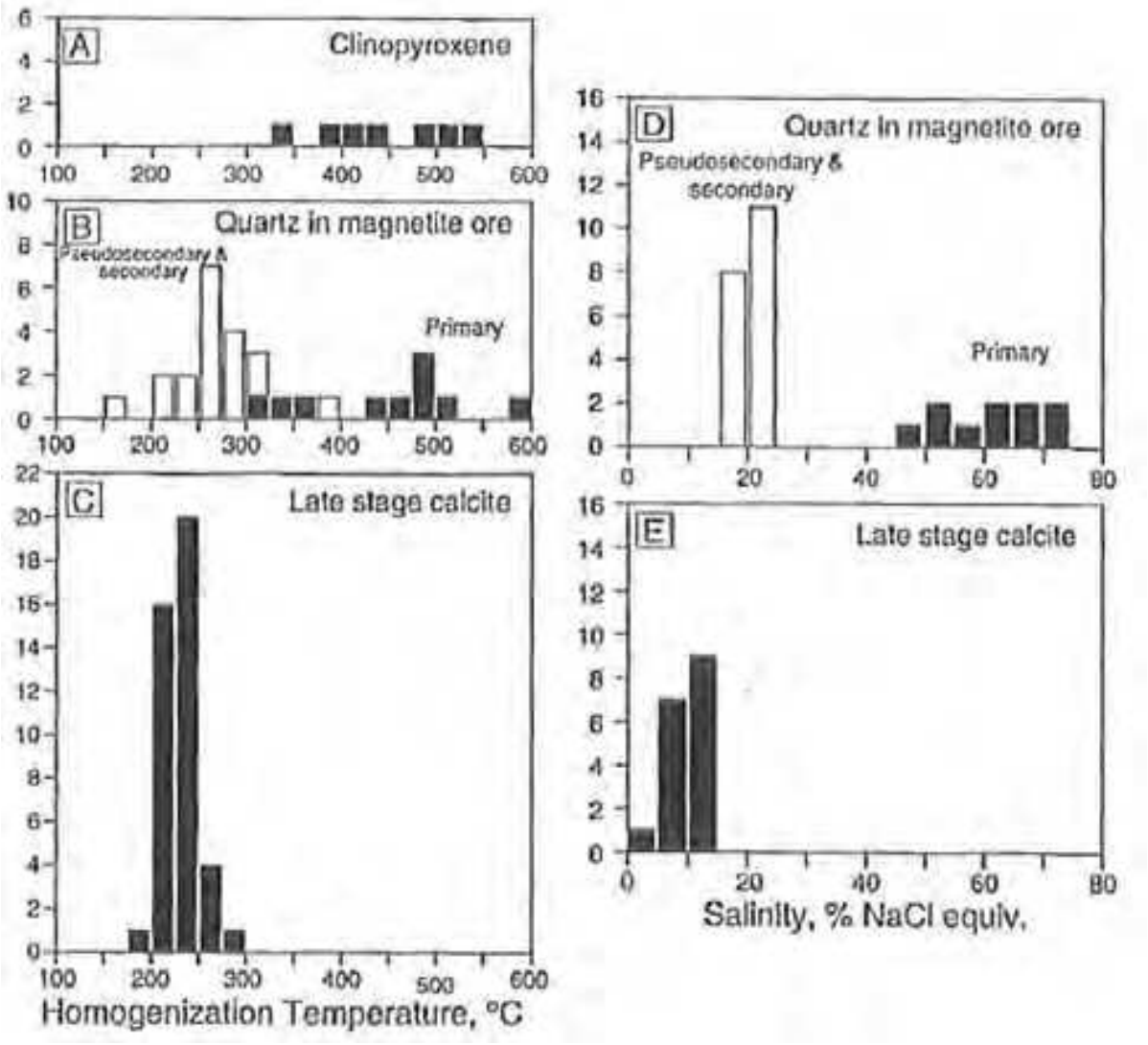



**Figure 3.13 :** histogrammes résumant les températures d'homogénéisation et la salinité des inclusions fluides incluses dans (A) les clinopyroxènes du stade prograde, (B) et (D) le quartz au sein du minerai à magnétite, et (C) et (E) la calcite tardive (EL RHAZI & HAYASHI, 2002).

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'infiltre 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 évènement 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 Ifrour est un fluide riche en eau, contenant peu de $CO_2$, et qui se caractérise par des teneurs élevées en sels (jusqu'à 61 % équivalent NaCl) ; ces sels dissous sont principalement des NaCl, KCl, $CaCl_2$ et en quantités moindres $FeCl_2$ et $MgCl_2$. 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 $fO_2$, $fS_2$, ratio Na/K et $XCO_2$, 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 $FeCl_2$ 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 $CaCl_2$ lors de la dissolution des silicates calciques et de la calcite. La $fO_2$ 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 $\delta^{18}O$ 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 $\delta^{18}O$, 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 Ifrour (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.

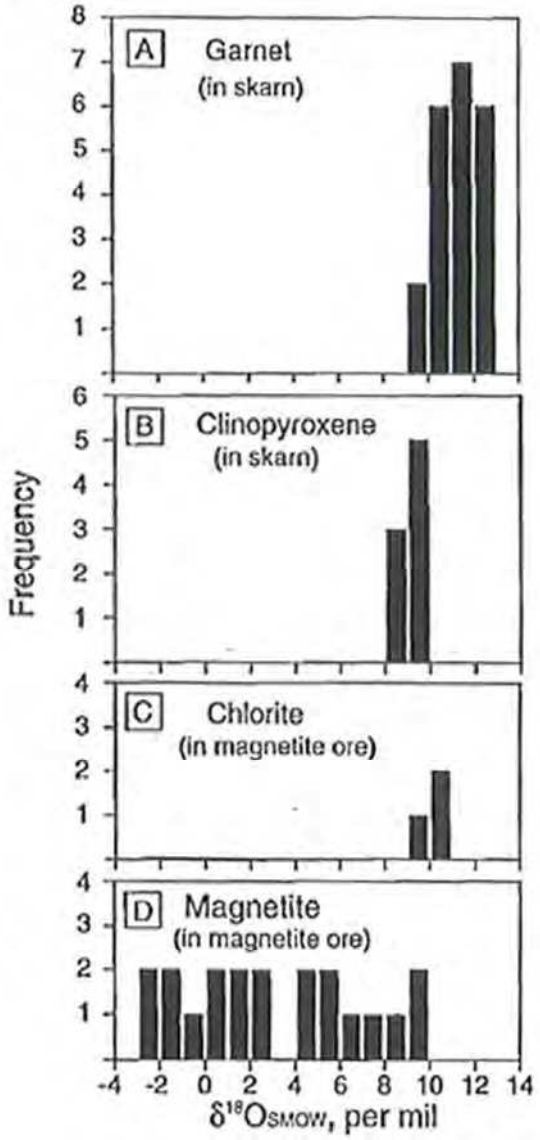



**Figure 3.14 :** compositions isotopiques de l'oxygène pour les (A) et (B) silicates calciques anhydres du skarn, respectivement grenat et pyroxène, et (C) et (D) minéraux du minerai, respectivement chlorite et magnétite (EL RHAZI & HAYASHI, 2002).

### *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 paragénétique (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, $CaCl_2$ (± $FeCl_2$-$MgCl_2$), 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 Ifrour (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.

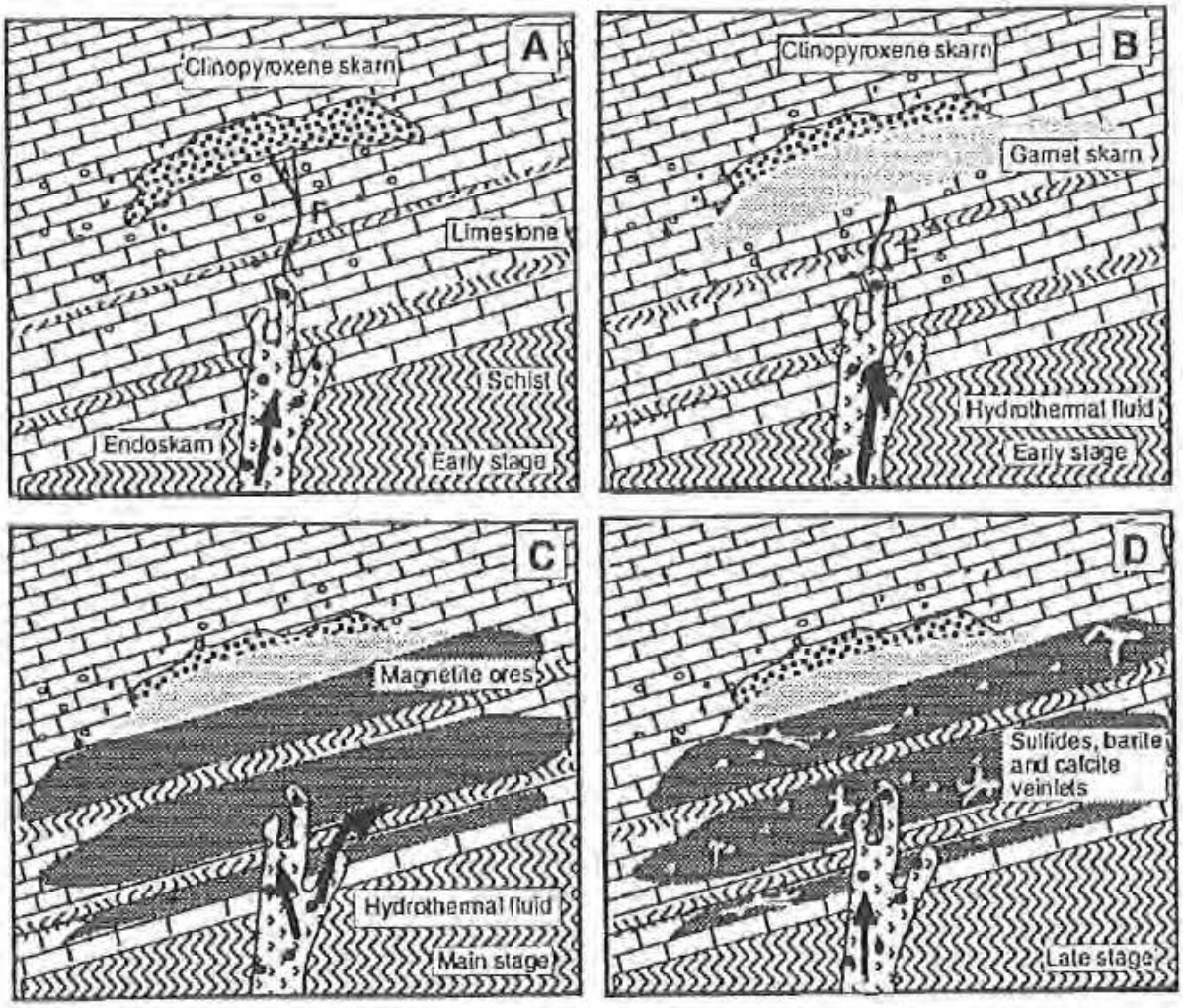



**Figure 3.15 :** modèle génétique pour les minéralisations des Beni Bou Ifrour. (A) Intrusion de la granodiorite et formation du skarn à clinopyroxène. L'endoskarn se forme simultanément dans la granodiorite ; (B) Formation du skarn à grenat ; (C) Précipitation du minerai à magnétite lors de la phase minéralisatrice ; (D) Formation de veines de pyrite, calcite et barytine aux stades les plus tardifs (EL RHAZI & 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 °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 $\delta^{18}O$) 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.

# 4

# 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 600-800°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

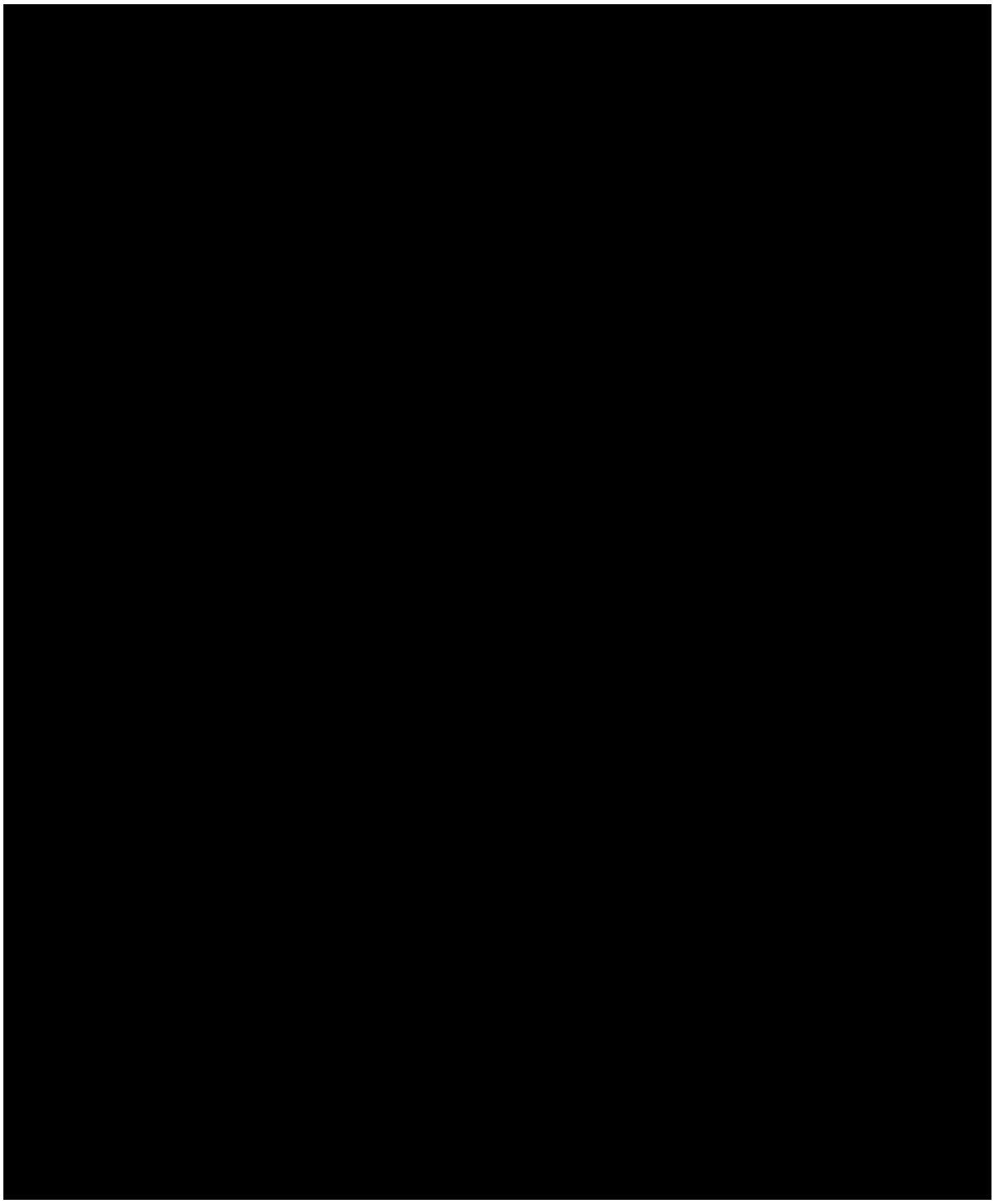


**Figure 4.1 :** les différentes formations des skarns (MEINERT *et al.*, 2005). (A) Métamorphisme isochimique : recristallisations et changements des stabilités des minéraux, sans transfert de masse significatif ; (B) Skarn de réaction : métamorphisme de lithologies alternées avec transfert de masse 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).

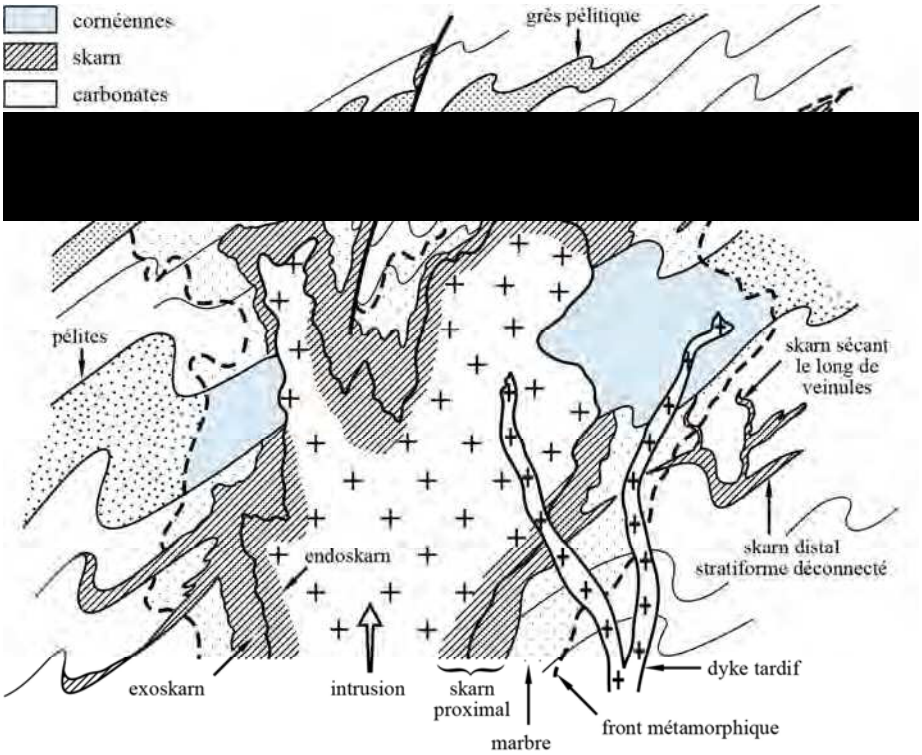



**Figure 4.2 :** morphologie idéale du gisement de type skarn (JEBRAK & MARCOUX, 2008).

| | **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, chalcopyrite (avec porphyre) ; bornite et chalcocite (sans association avec porphyre) | chalcopyrite (avec porphyre) ; bornite et chalcocite (sans association avec porphyre) | sphalérite, galène, chalcopyrite, 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 du 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 (± vésuvianite) 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.

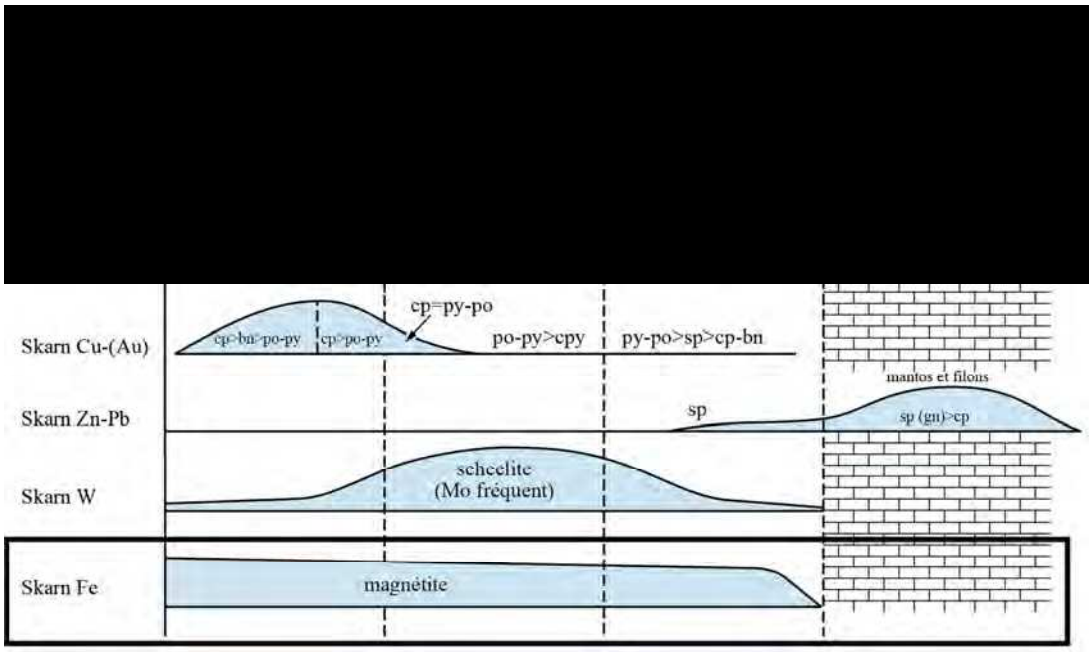



**Figure 4.4 :** principaux minéraux de la zonalité pour différents types de skarns (JEBRAK & MARCOUX, 2008). Les variations dans cette tendance générale reflètent les différences de chimie du magma, de composition de l'encaissant, de profondeur du système et de son état d'oxydation.

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 $K_2O$ ; 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 $Fe^{2+}$ ou ferrique oxydé $Fe^{3+}$) 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 $SO_2$ dans les magmas oxydés et $HS_2$ 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. $HS_2$ 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 $K_2O$ *vs* $SiO_2$ ; (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 $CO_2$ est une phase commune au sein des mélanges magmatiques mantelliques, il y est bien moins soluble que $H_2O$ 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 $H_2O$, mais aussi par d'autres volatils dont le $CO_2$. L'assimilation de roches carbonatées et les réactions de décarbonatation qui en résultent contribuent donc grandement à augmenter le contenu en $CO_2$ 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 $CO_2$ 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 $CO_2$ 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).

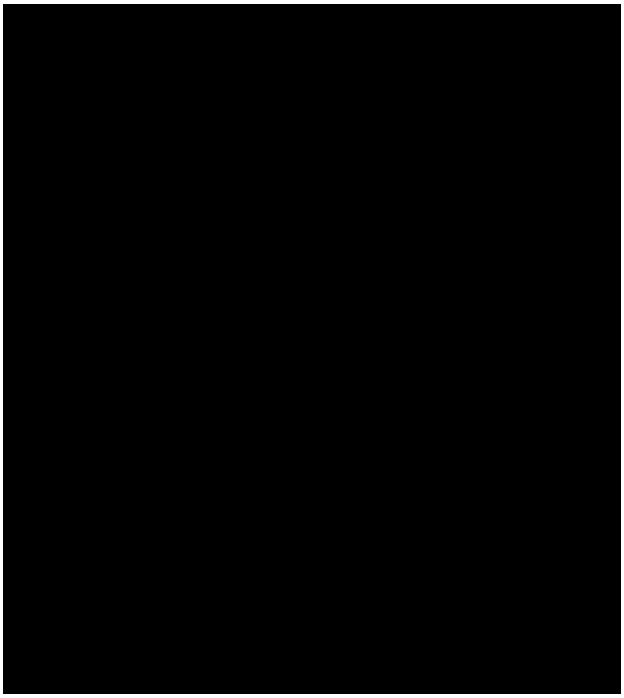


**Figure 4.8 :** variations géochimiques et variations du bilan de masse à volume constant dans les calcaires de la formation d'Oswaldo (Etats-Unis d'Amérique ; NIELSON, 1970, *in* LENTZ, 2005).

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 $CaO + CO_2$ (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 excèderait 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 (CATHELINEAU & NIEVA, 1985 ; KRANIDIOTIS & MACLEAN, 1987 ; CATHELINEAU, 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 Th (disparition de la phase liquide) est interprétée comme la température initiale du fluide piégé. La Th 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.

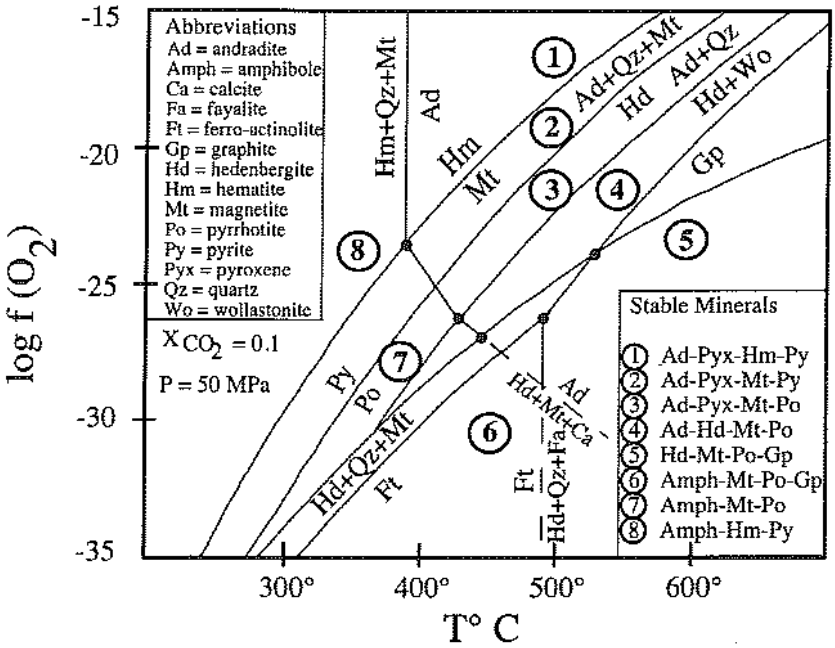



**Figure 4.9 :** champs de stabilité des minéraux classiques d'un skarn (MEINERT *et al.*, 2005). Les skarns oxydés présentent les associations minérales 1, 2 et 8 ; les skarns réduits présentent les associations minérales 3, 4 et 7.

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 ($\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$) 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 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 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 $\delta^{18}O$ 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 $\delta^{34}S$ 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

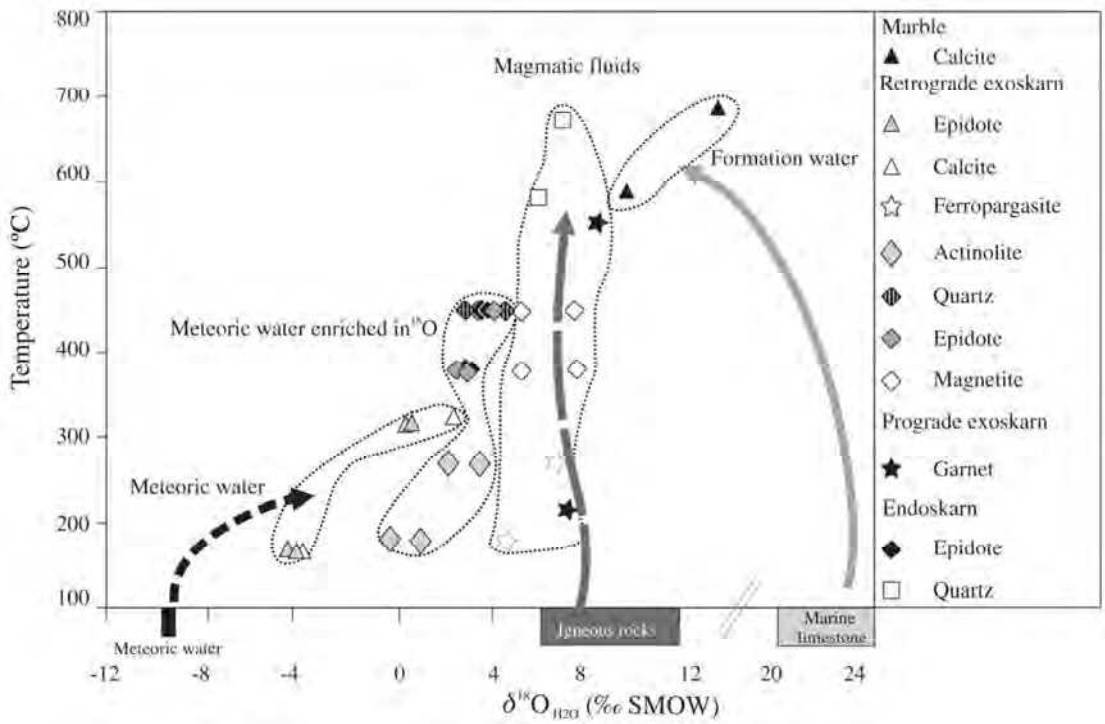



**Figure 4.10 :** températures *vs* $\delta^{18}O$ des eaux à l'équilibre avec les minéraux d'un skarn ferrifère associé à une diorite du district de Vegas Peladas (Argentine ; PONS *et al.*, 2009). Les flèches représentent les différentes sources des fluides impliqués.

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 anomaliques de métaux traces détectables au moyen de la géochimie. Les valeurs décrites par MEINERT *et al.* (2005) comme généralement anomaliques 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.

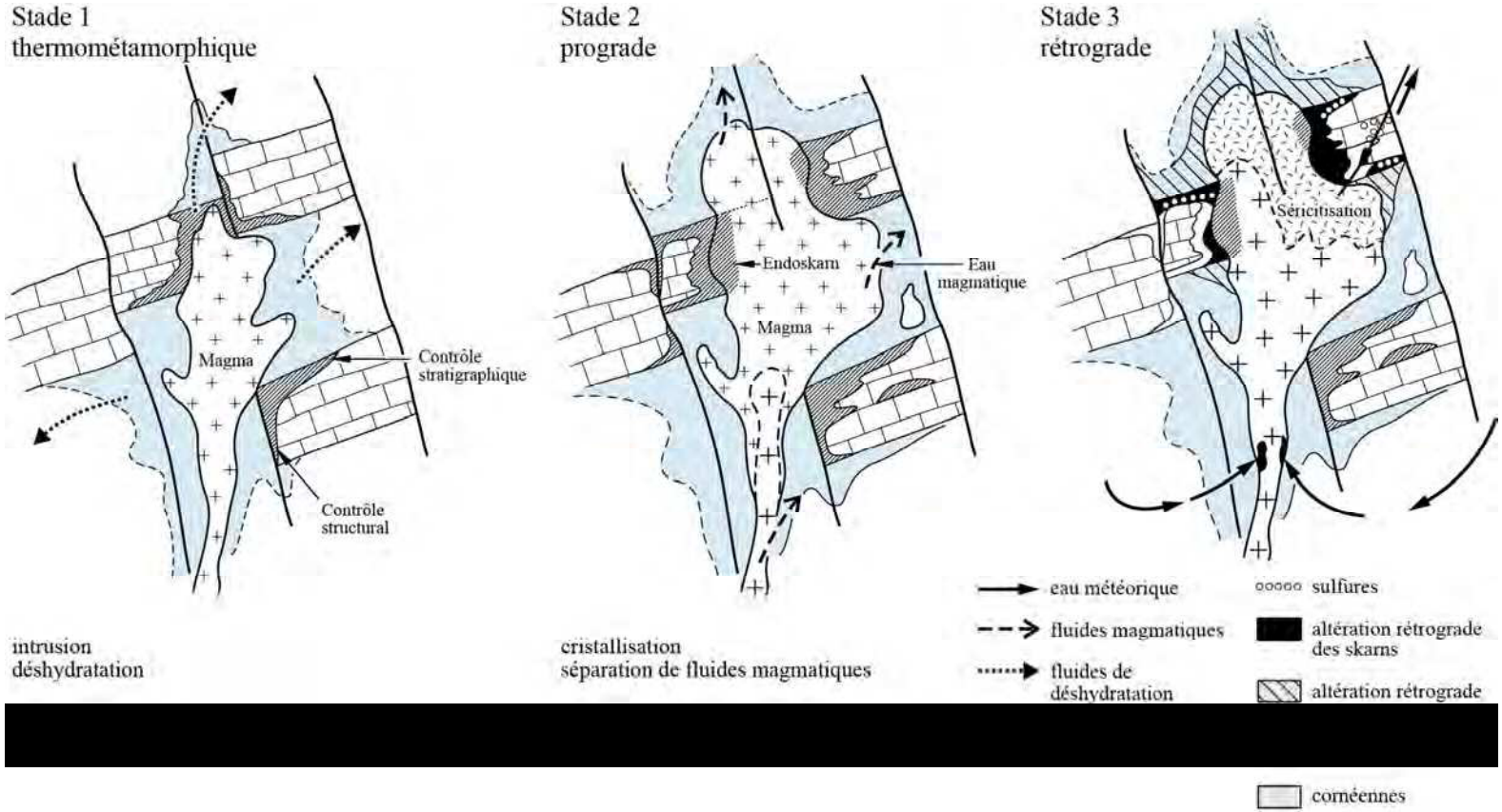



**Figure 4.11 :** modèle génétique simplifié des gisements de type skarn (JEBRAK & MARCOUX, 2008). (A) Le premier stade voit l'ascension d'une intrusion magmatique au sein d'une séquence carbonatée. La différence de température induite entraîne la déshydratation de l'encaissant, ainsi que la formation d'une auréole métamorphique ; (B) Au stade prograde, tandis que le pluton refroidit et que les saumures magmatiques s'en extraient, la métasomatose commence son œuvre : au sein du magma (endoskarn) et de l'encaissant (exoskarn), 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.

# 5

# 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 évènements 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 (KERCHAOUI, 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 KERCHAOUI (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 Ifrour – Métallogenèse

Les minéralisations à magnétite des Beni Bou Ifrour, 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 Ifrour 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 Ifrour (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 Ifrour, 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 Ifrour. 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 Ifrour, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

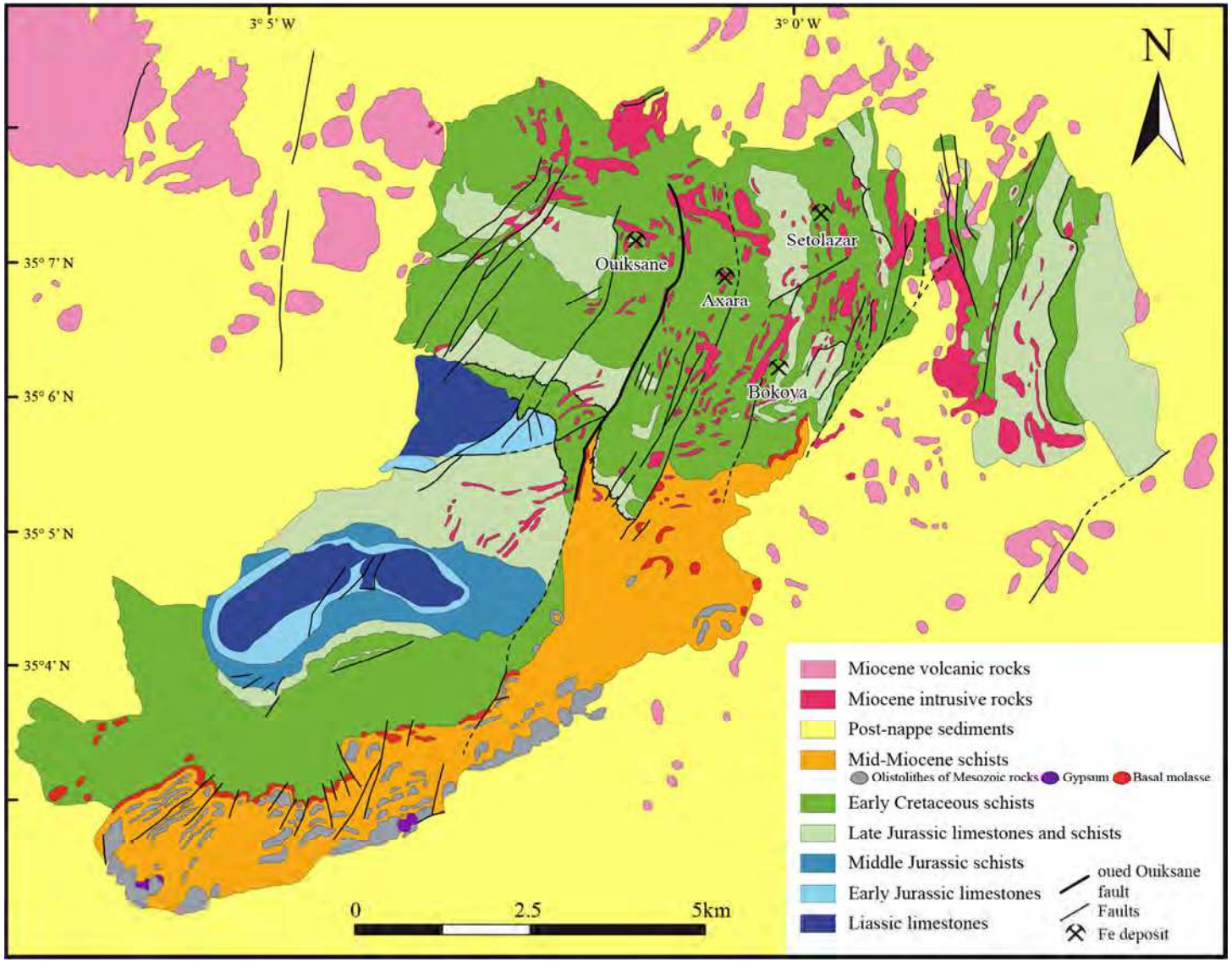



**Figure II.2 :** schéma structural du massif des Beni Bou Ifrour (d'après les cartes géologiques 1/50000 du Maroc, feuilles NI-30-XXI-2b et NI-30-XXII-1a).

# 6

# 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 Ifrour, 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 Ouiksane[1] (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 paragénétique 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).

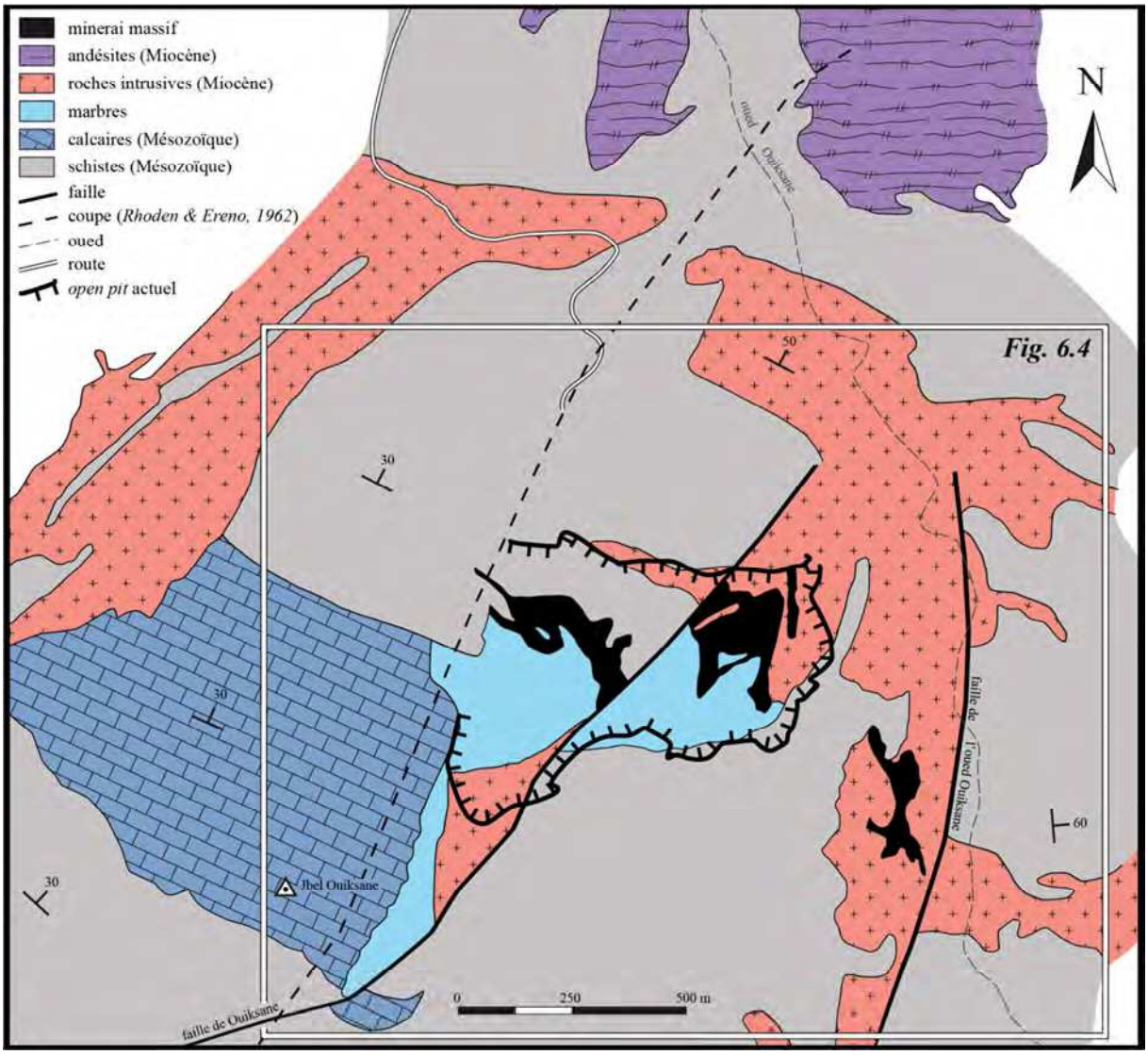



**Figure 6.2 :** carte géologique historique au niveau du gisement de Ouiksane, détaillée au 1/2000 (d'après RHODEN & ERENO, 1962). Les limites de l'*open pit* actuel sont indiquées pour repère. Le cadre indique la zone recartographiée au cours de ce travail.

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.

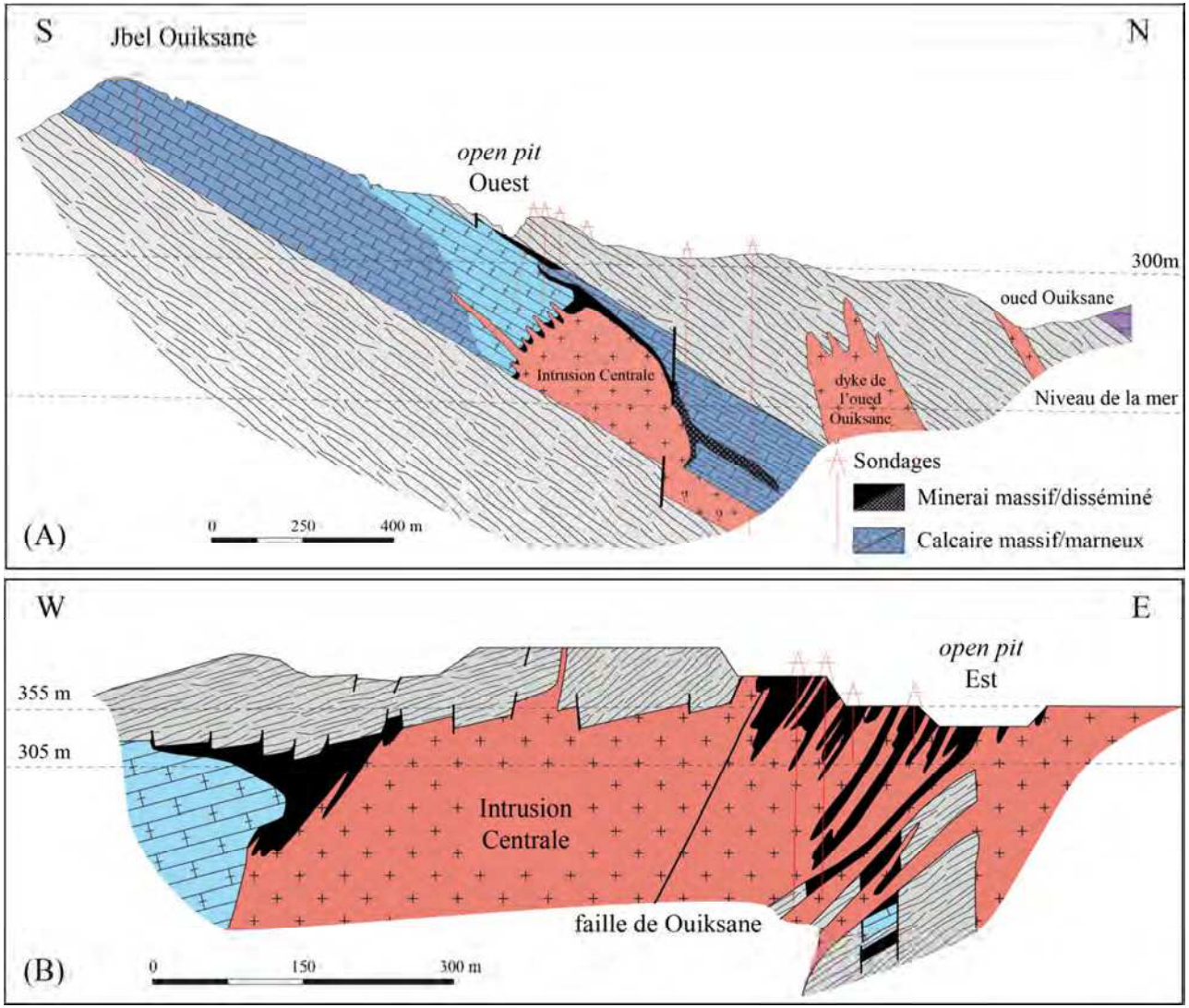



**Figure 6.3 :** coupes géologiques historiques explicitant la structure du gisement de Ouiksane (d'après RHODEN & ERENO, 1962). Le tracé de la coupe (A) est représenté sur la Figure 6.2. La coupe (B) traverse d'Ouest en Est l'*open pit*.

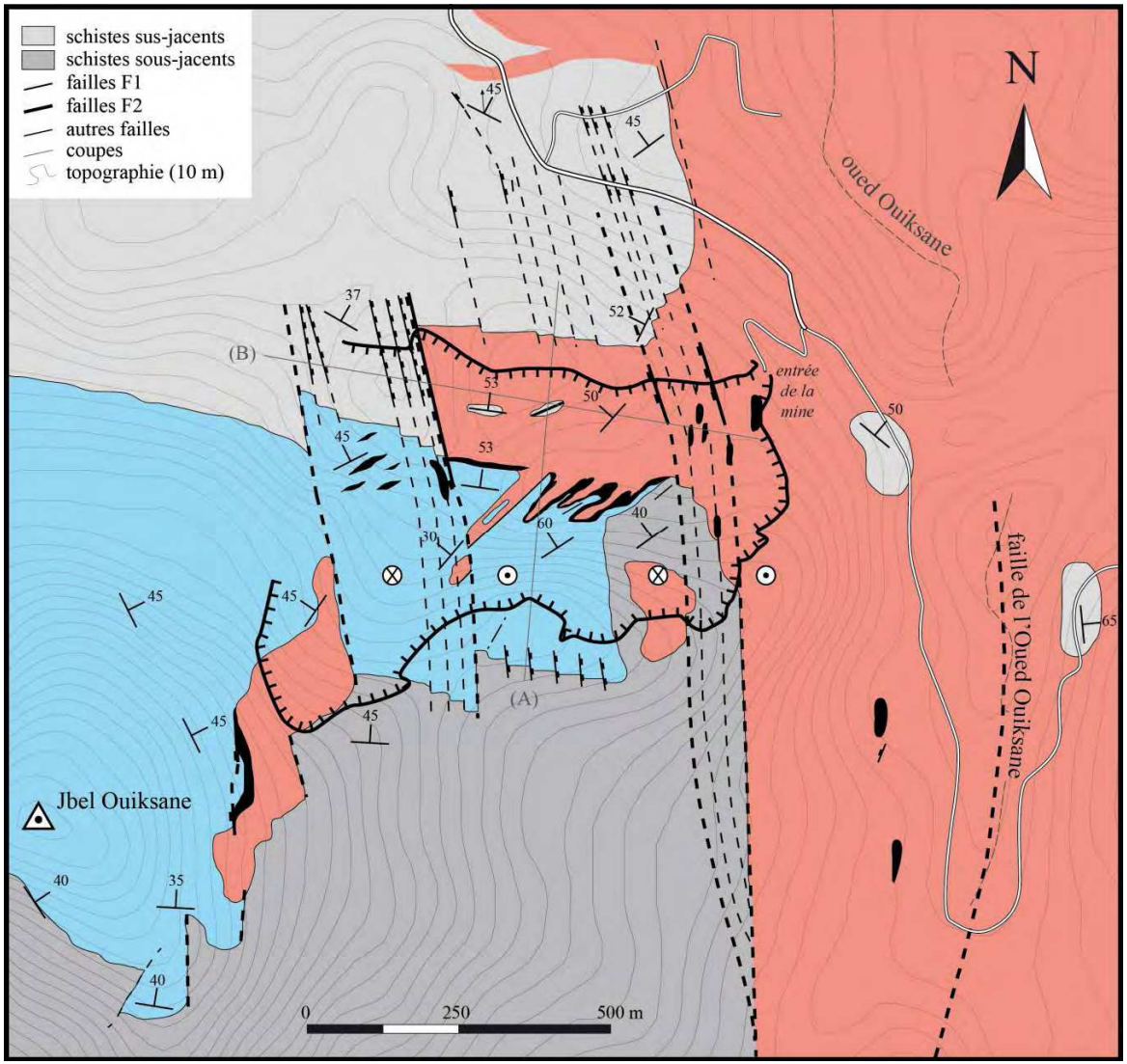



**Figure 6.4 :** schéma structural du gisement de Ouiksane (ce travail). Les formations carbonatées ne sont ici pas discriminées en fonction du métamorphisme subi (cf. Figure 6.2). Par souci de clarté, les schistes ont été dissociés entre les schistes sus- et sous-jacents ; il s'agit toutefois de la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

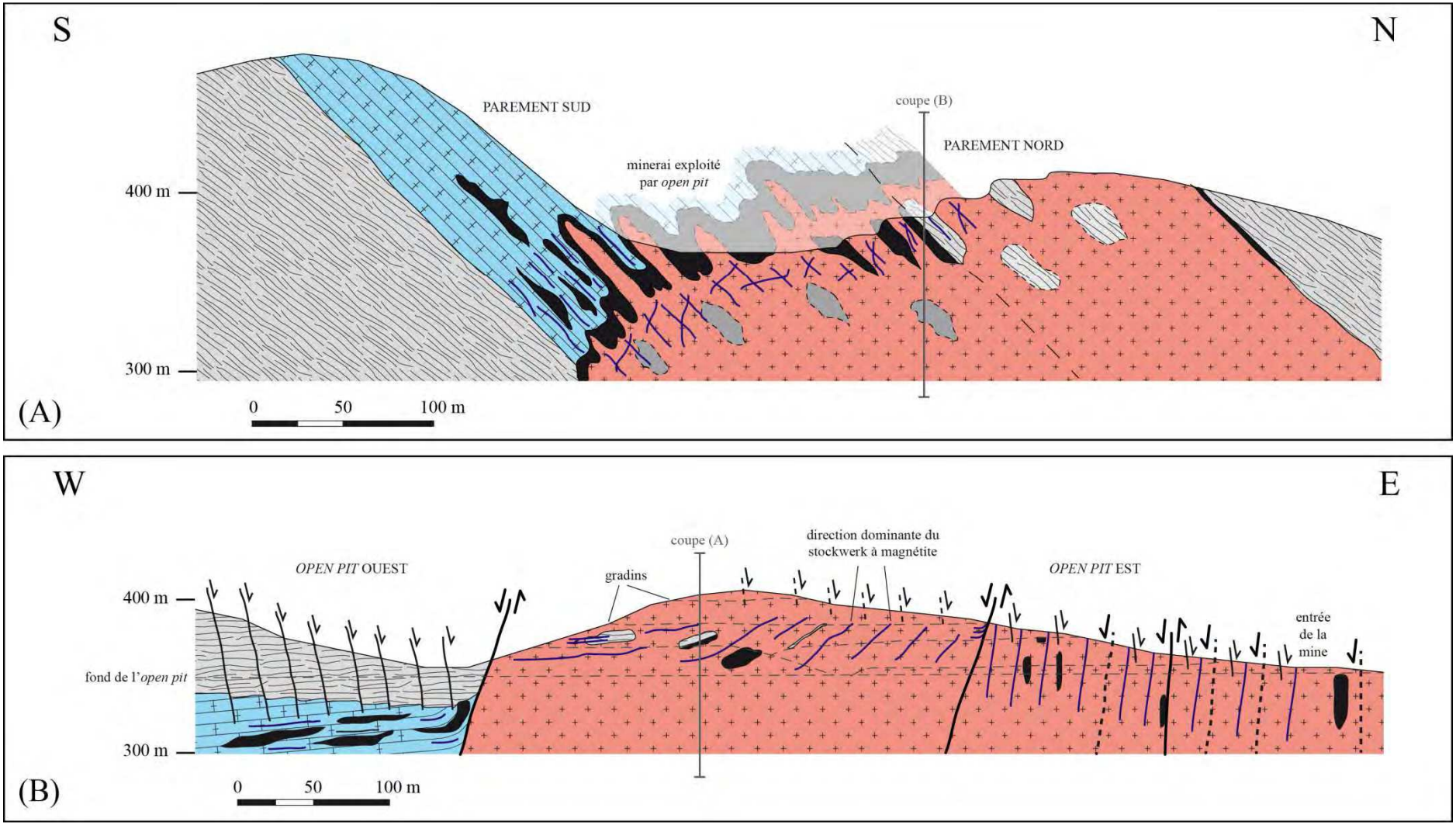



**Figure 6.5 :** coupes géologiques illustrant la structure du gisement de Ouiksane (ce travail). Les tracés des coupes sont reportés sur la Figure 6.4. Voir explications dans le texte.

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'expliciter 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.

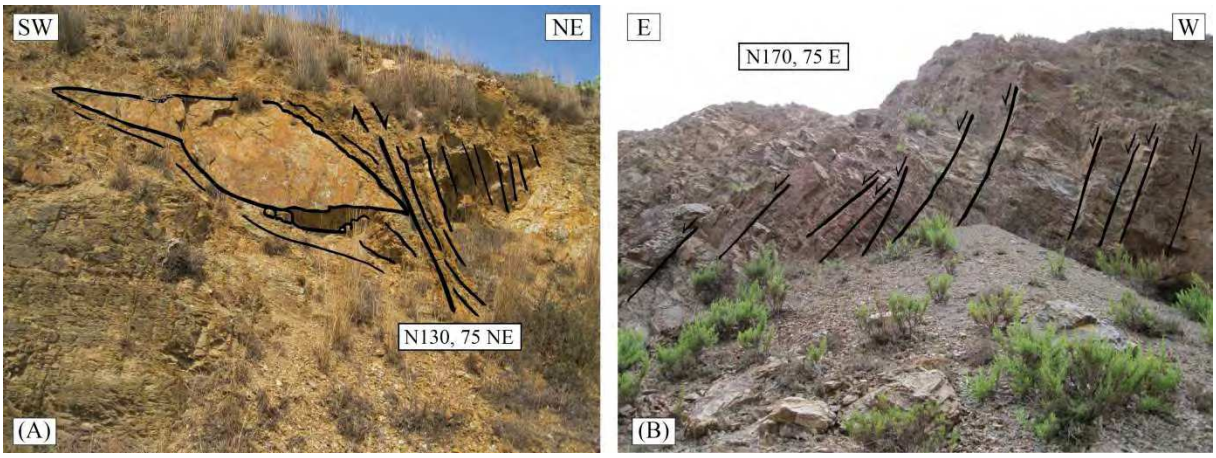



**Figure 6.6 :** failles normales recoupant les schistes au niveau du gisement de Ouiksane. (A) Au Nord de la mine, jeu normal illustré par des crochons marqués notamment par une lentille gréseuse ; (B) A l'Ouest de la mine, caractère listrique de certaines failles.

**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).

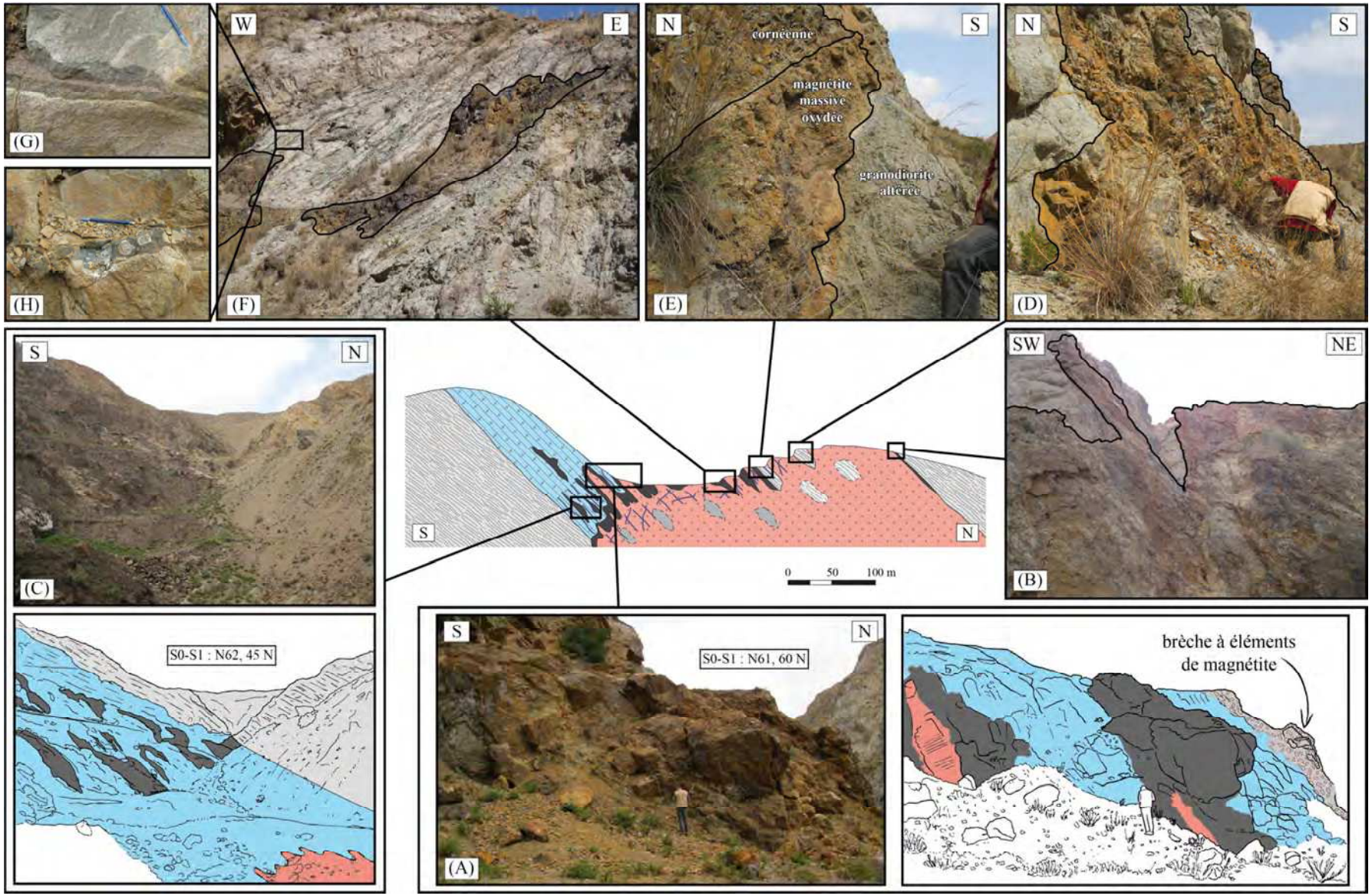
Si l'essentiel du rejet des failles est vertical, quelques plans striés relevés au niveau du couloir faillé à l'entrée de la mine indiquent des mouvements polyphasés associant des composantes décrochantes tardives (sur plan strié N20, 85 E, pitch de 55 vers le S ; sur plan strié N30, 77 W, pitch de 35 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 remplacement de niveaux chimiquement plus réactifs dans lesquels la dissolution et/ou la diffusion deviennent dominantes.


(G)
(H)
W
E
(F)
N
S
cornéenne
magnétite
massive
oxydée
granodiorite
altérée
(E)
N
S
(D)
S
N
(C)
S
N
0 50 100 m
SW
NE
(B)
S0-S1 : N62, 45 N
S
N
S0-S1 : N61, 60 N
(A)
brèche à éléments
de magnétite

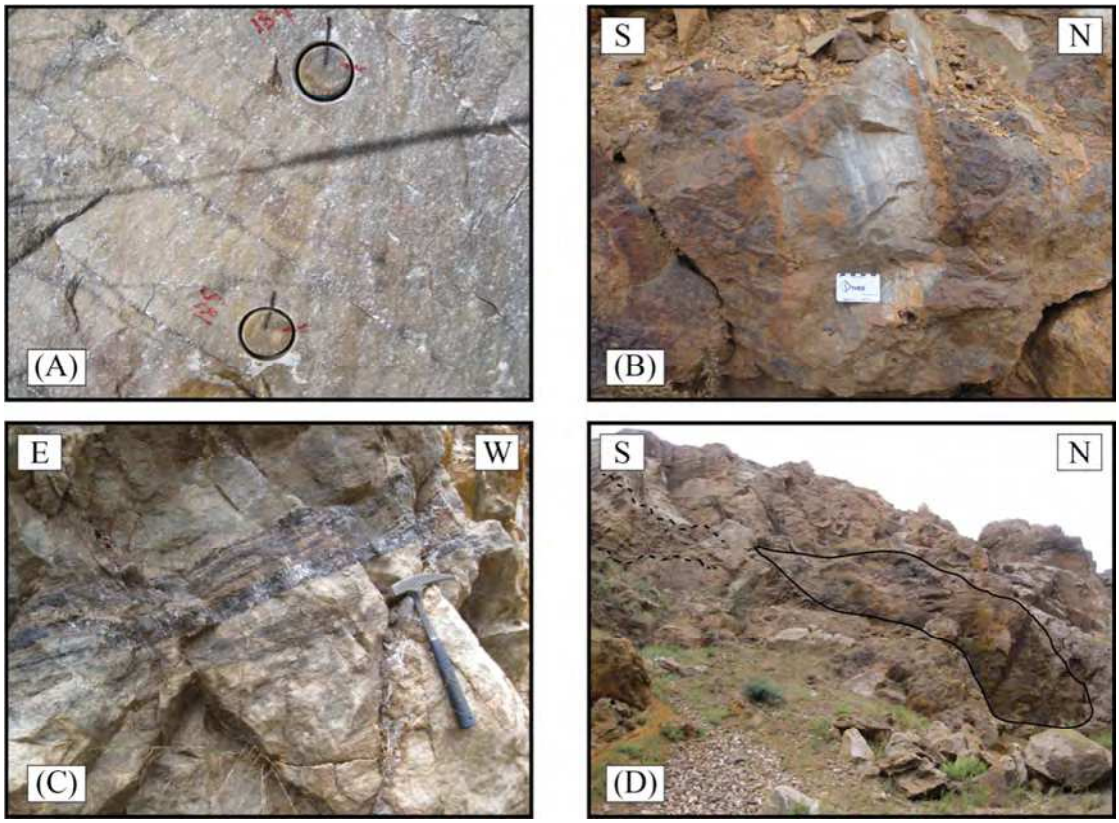



**Figure 6.9 :** planche illustrant les modalités de développement des flammèches. (A) Affleurement de marbre entre deux flammèches, montrant un fin réseau régulier de veinules à magnétite ; (B) Rubanement de plus en plus dense au contact avec le minerai massif de magnétite ; (C) Remplissage d'espaces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

*Page précédente*

---

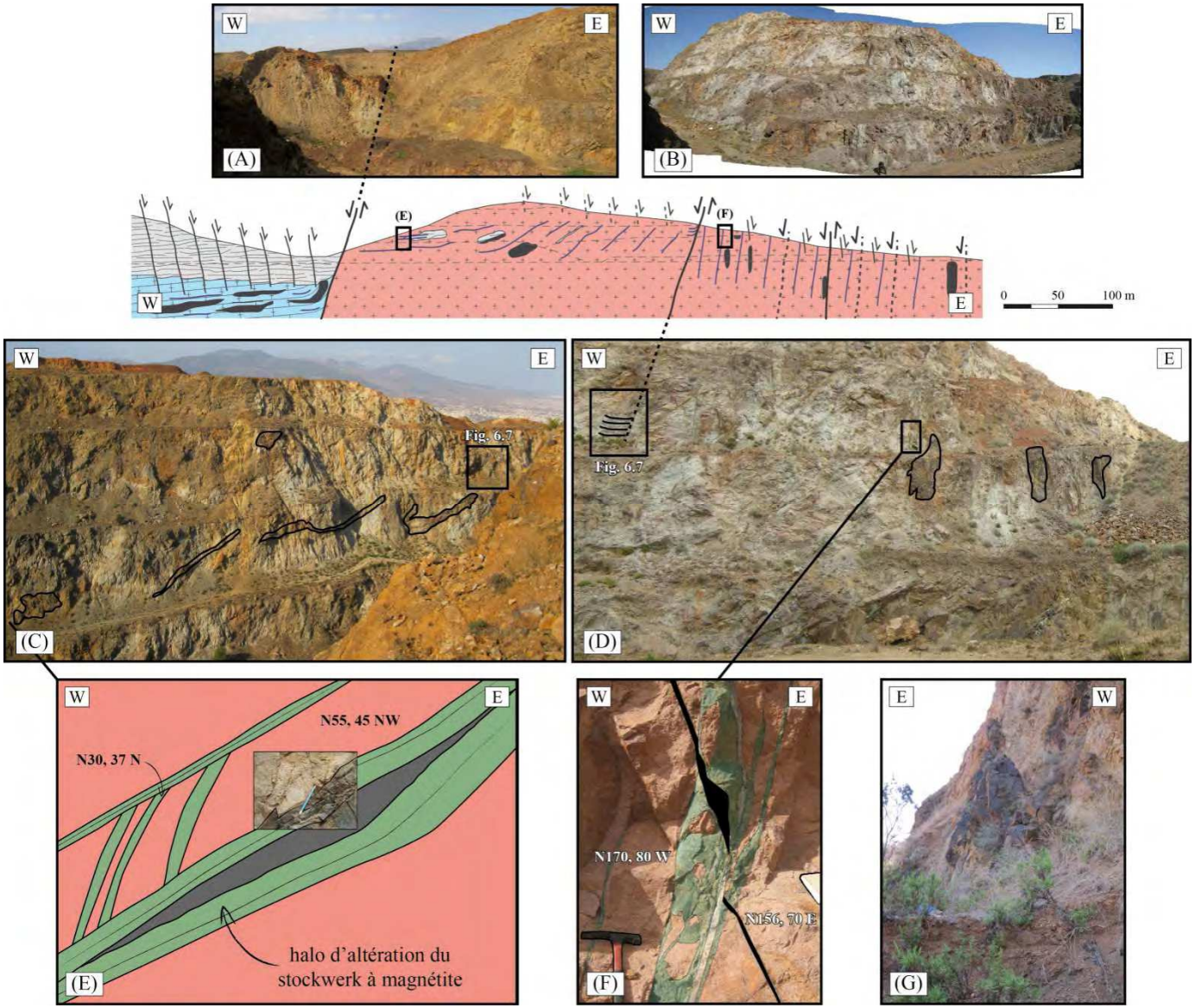
**Figure 6.8 :** planche illustrant les expressions de la minéralisation à Ouiksane. (A) Au parement sud, des sills de granodiorite s'intercalent dans les marbres et sont englobés d'une couronne de magnétite massive. Ces apophyses de l'Intrusion Centrale sont parcourues d'un stockwerk de magnétite-phlogopite 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-chalcopyrite) 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).


W
E
(A)
(B)
(E)
(F)
0
50
100 m
Fig. 6.7
(C)
(D)
N55, 45 NW
N30, 37 N
halo d'altération du
stockwerk à magnétite
N170, 80 W
N156, 70 E
(F)
(G)

### *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).

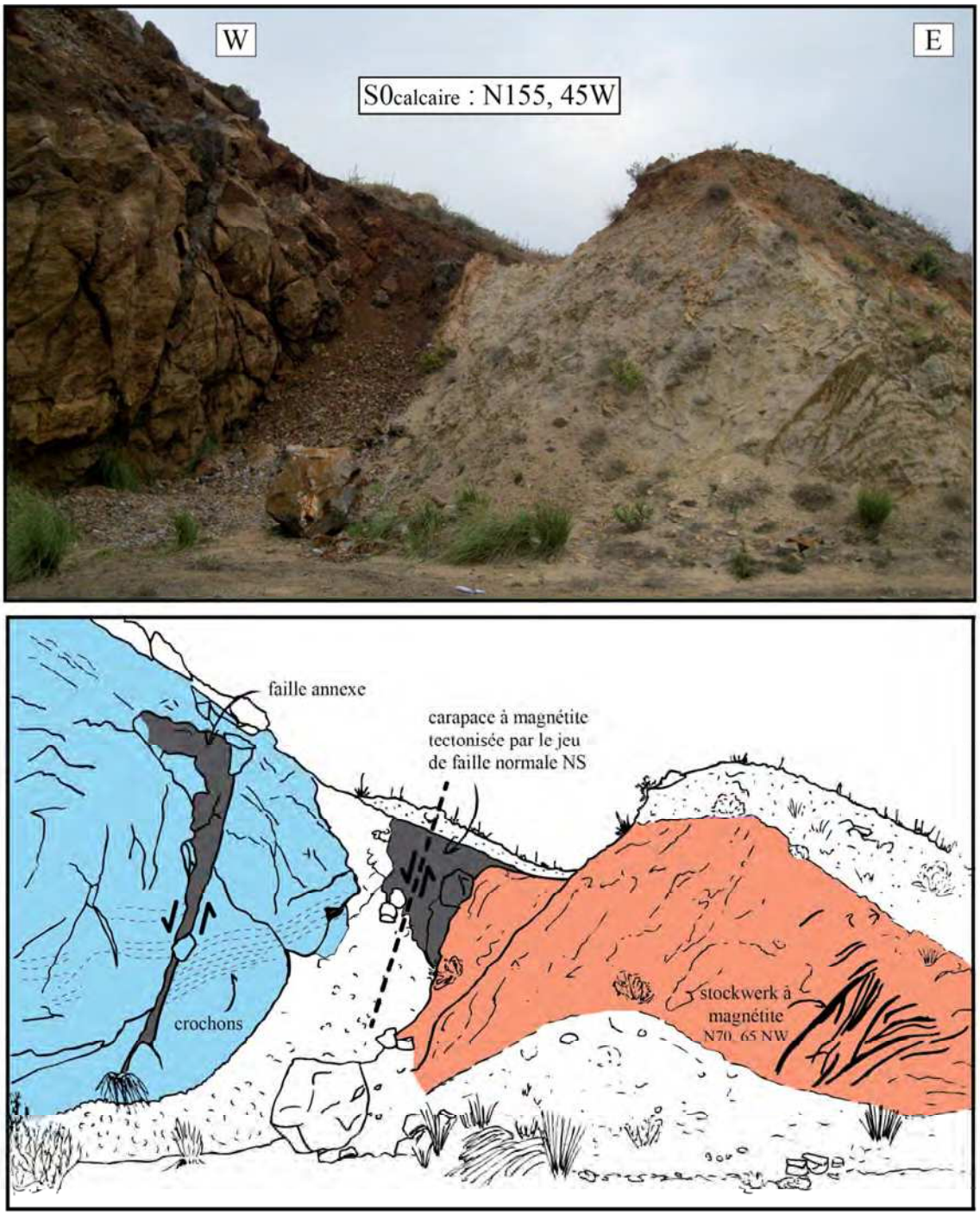



**Figure 6.11 :** sur le flanc du Jbel Ouiksane, un moignon latéral de la lame intrusive entre en contact avec les marbres et produit une carapace de magnétite massive. Celle-ci sera reprise ultérieurement par des failles normales méridiennes.

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.

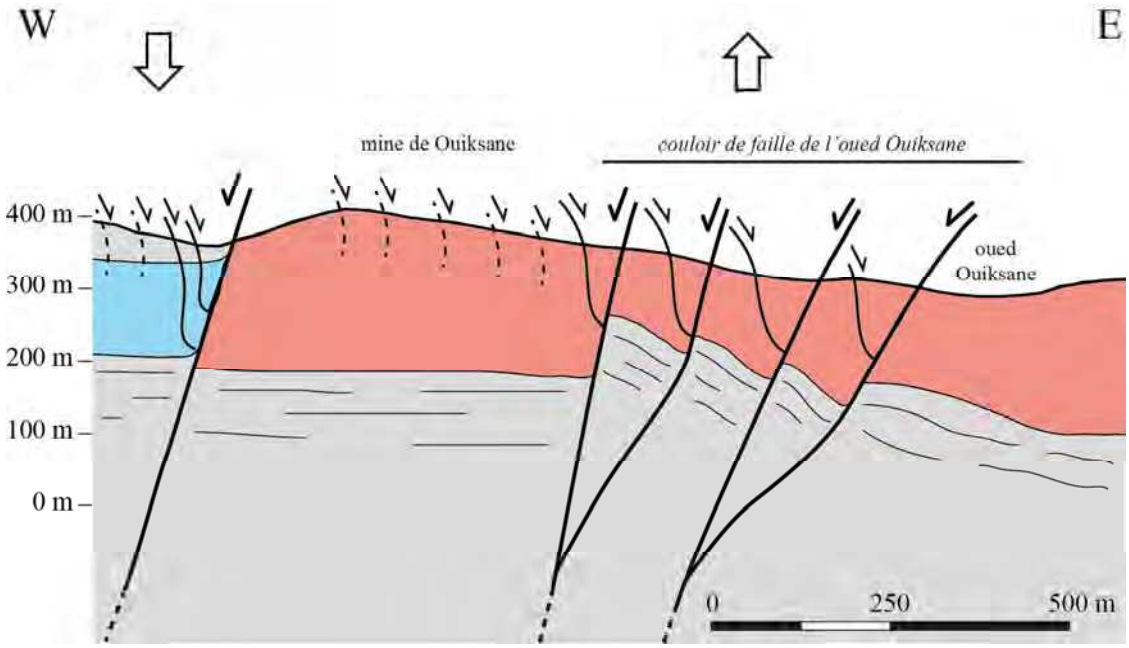



**Figure 6.12 :** schéma de principe simplifié montrant la structure à grande échelle au niveau du gisement de Ouiksane.

## 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 paragénétique. 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.

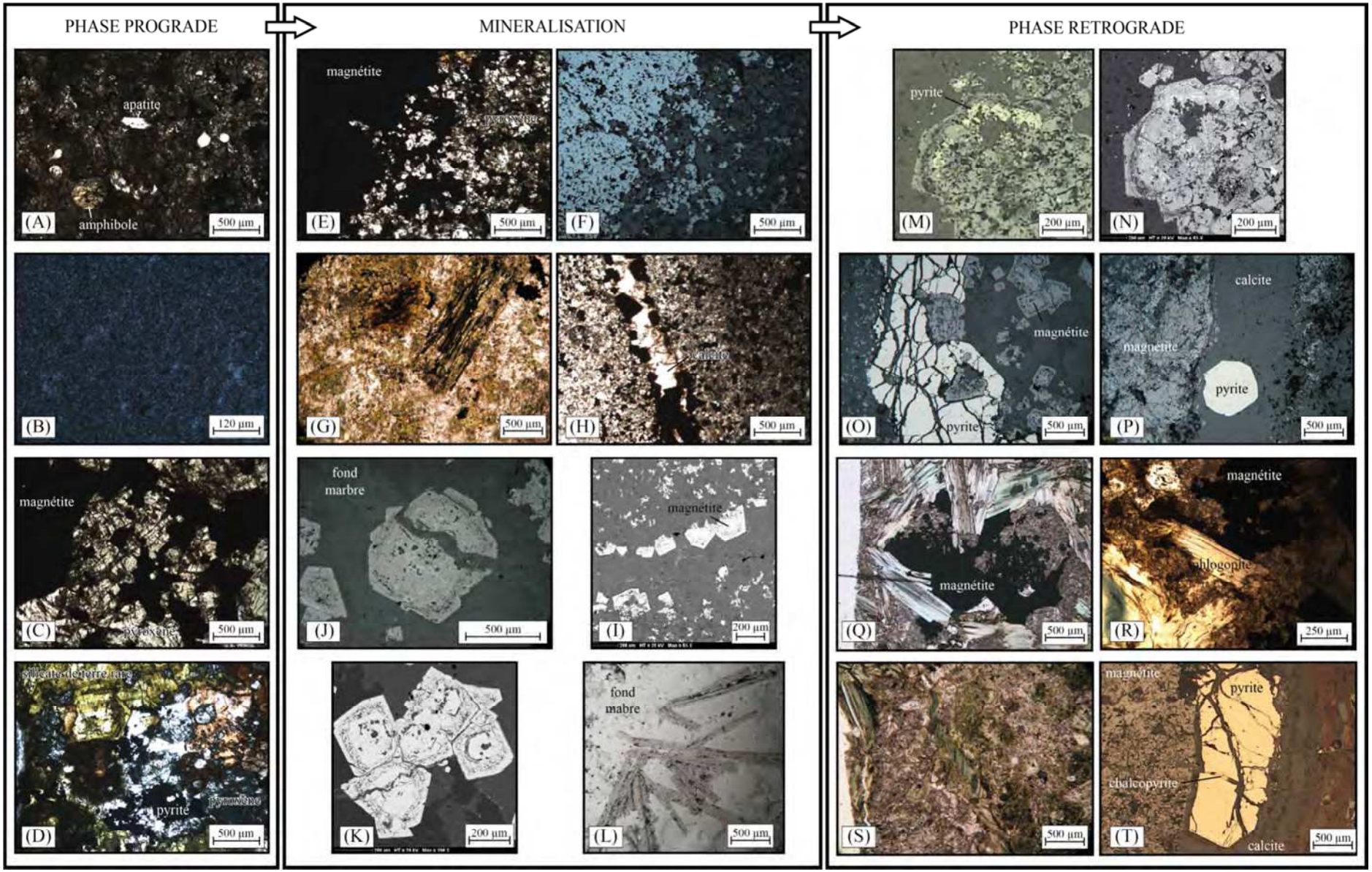
L'ensemble de la séquence paragénétique à Ouiksane se présente de la façon suivante :

**Figure 6.13 :** séquence paragénétique 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.


PHASE PROGRADE
MINERALISATION
PHASE RETROGRADE
apatite
amphibole
(A)
500 µm
(B)
120 µm
magnétite
(C)
500 µm
pyrite
(D)
500 µm
magnétite
(E)
500 µm
(F)
500 µm
(G)
500 µm
(H)
500 µm
fond
marbre
(J)
500 µm
magnétite
(I)
200 µm
(K)
200 µm
fond
mabre
(L)
500 µm
pyrite
(M)
200 µm
(N)
200 µm
magnétite
pyrite
(O)
500 µm
calcite
magnétite
pyrite
(P)
500 µm
magnétite
(Q)
500 µm
magnétite
phlogopite
(R)
250 µm
(S)
500 µm
magnétite
pyrite
chalcopyrite
calcite
(T)
500 µm

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 paragénétique. L'endoskarn pervasif est cependant recoupé par un endoskarn secondaire veineux (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 Ifrour, 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 paragénétique 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)° 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)° Cristaux de magnétite automorphe zonée, isolée ou en amas ; (L)* Anciennes baguettes d'hématite pseudomorphosées en magnétite ; (M)* et (N)° 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 chalcopyrite. Les images * sont prises au microscope métallographique, les images ° au microscope électronique à balayage (MEB).

| Spectre | Al2O3 | SiO2 | 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.

# 7

# 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 Ifrour 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 paragénétique 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

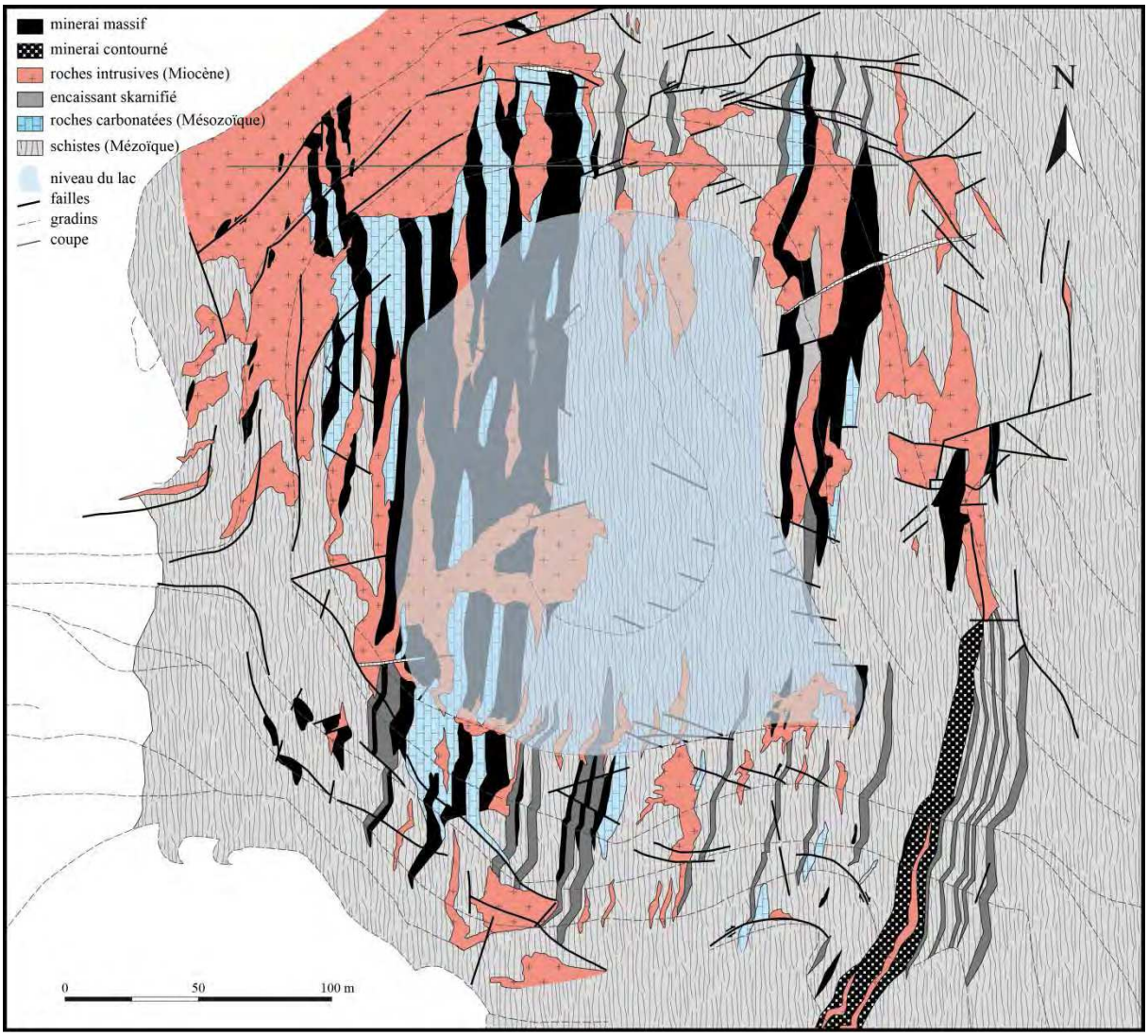



**Figure 7.2 :** carte géologique de la mine principale de Axara (modifiée d'après DUFLOT *et al.*, 1984).

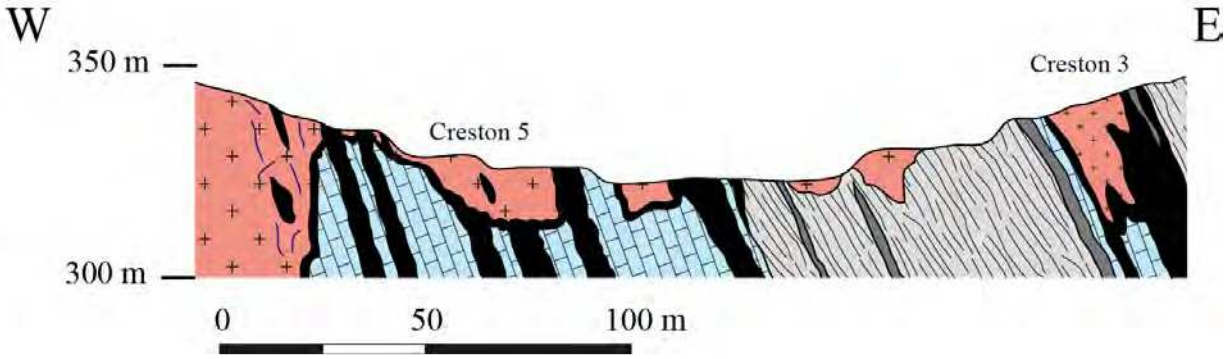



**Figure 7.3 :** coupe géologique réalisée au parement nord de l'*open pit* de Axara (ce travail). La légende est la même que sur la Figure 7.2.

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*

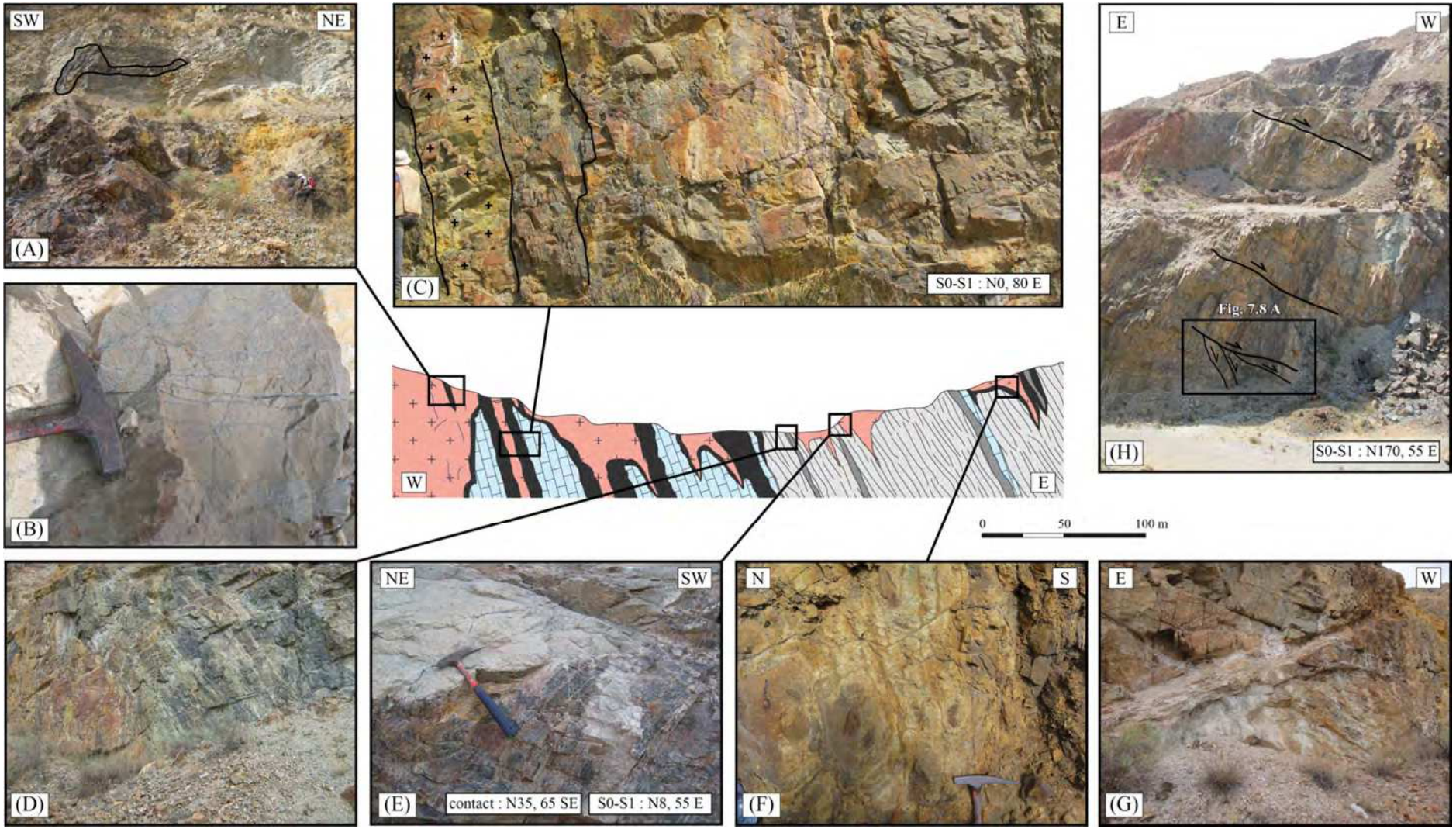
#### 7.1.2.a Expressions du magmatisme et de la minéralisation

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 recoupent 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 recoupent. 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


SW
NE
(A)
(B)
(C)
S0-S1 : N0, 80 E
W
E
0
50
100 m
E
W
Fig. 7.8 A
(H)
S0-S1 : N170, 55 E
(D)
NE
SW
(E)
contact : N35, 65 SE
S0-S1 : N8, 55 E
N
S
(F)
E
W
(G)

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 bréchique 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.

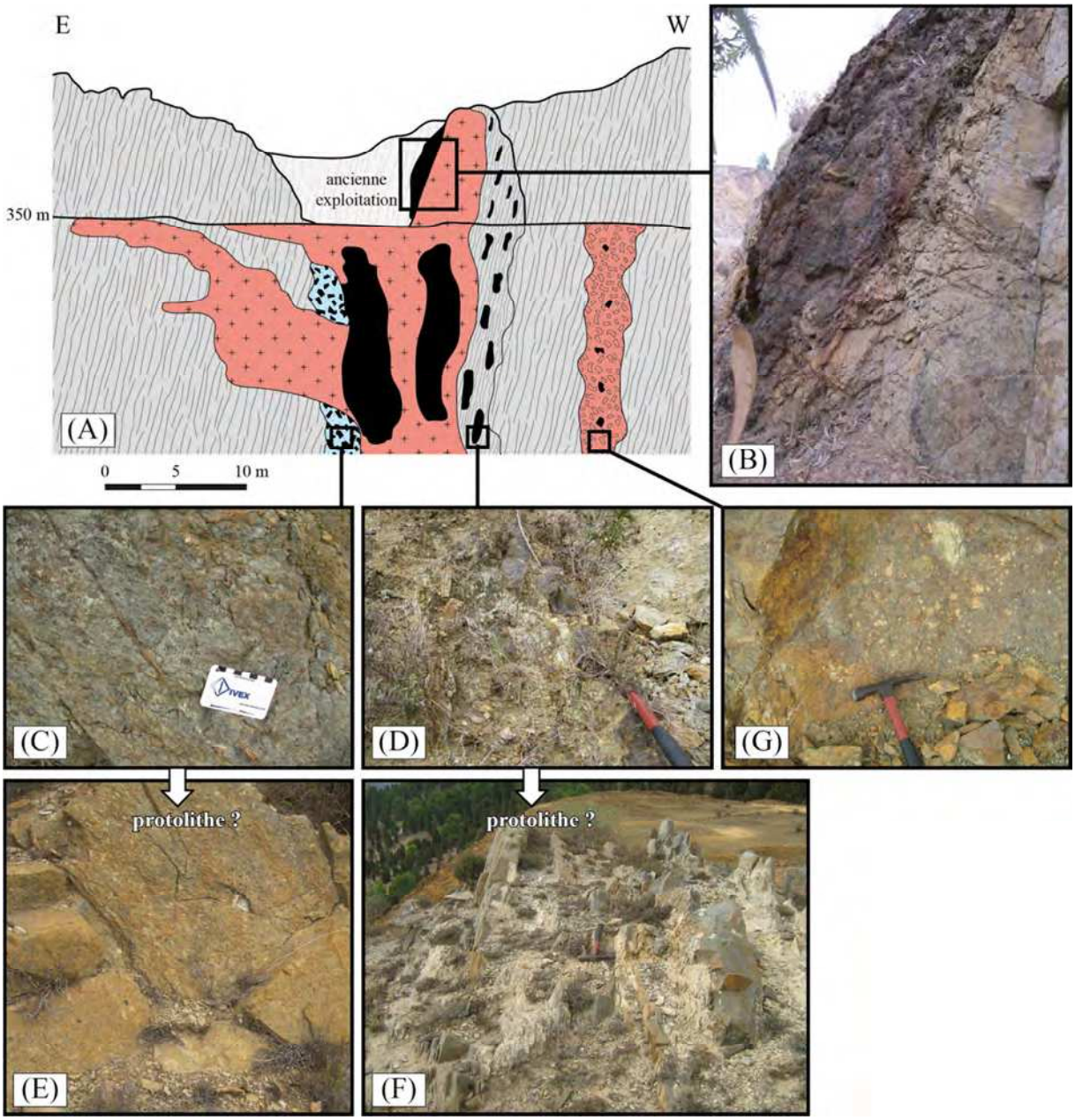



**Figure 7.5 :** planche illustrant l'ancienne exploitation Creston 2, miroir du Creston 5 de Axara. (A) Dessin de l'affleurement ; (B) Septa de magnétite massive emporté par l'intrusion, mais d'orientation similaire à celle de la stratigraphie environnante ; (C) Zoom sur le faciès bréchique calcaire 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.

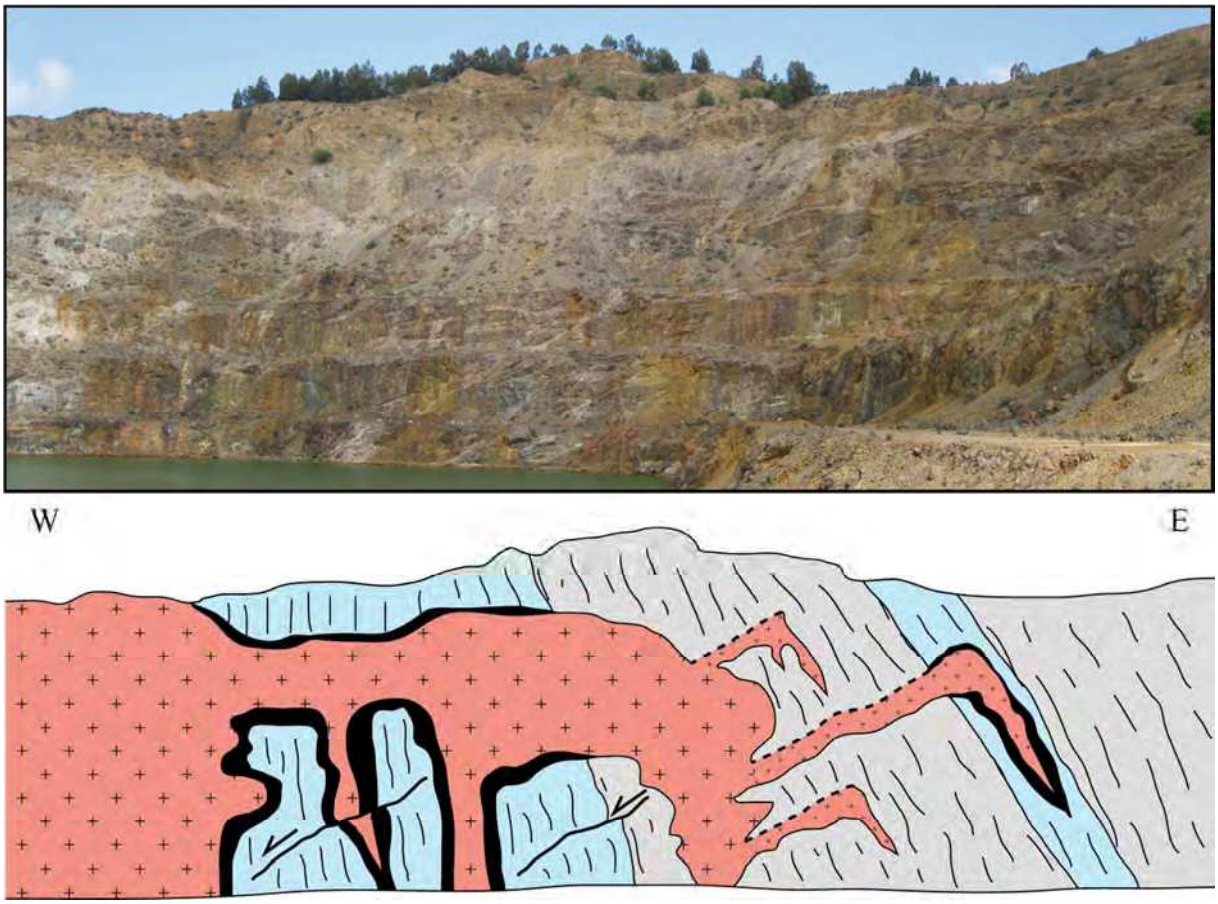



**Figure 7.6 :** schéma de principe simplifié montrant la structure à grande échelle au niveau du parement nord de l'*open pit* de Axara.

## 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 paragénétique 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 Ifrour. 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 rétromorphosées et ne contiennent plus de traces ni fantômes des silicates anhydres. En revanche, l'exoskarn est très largement répandu sur le site. Il est

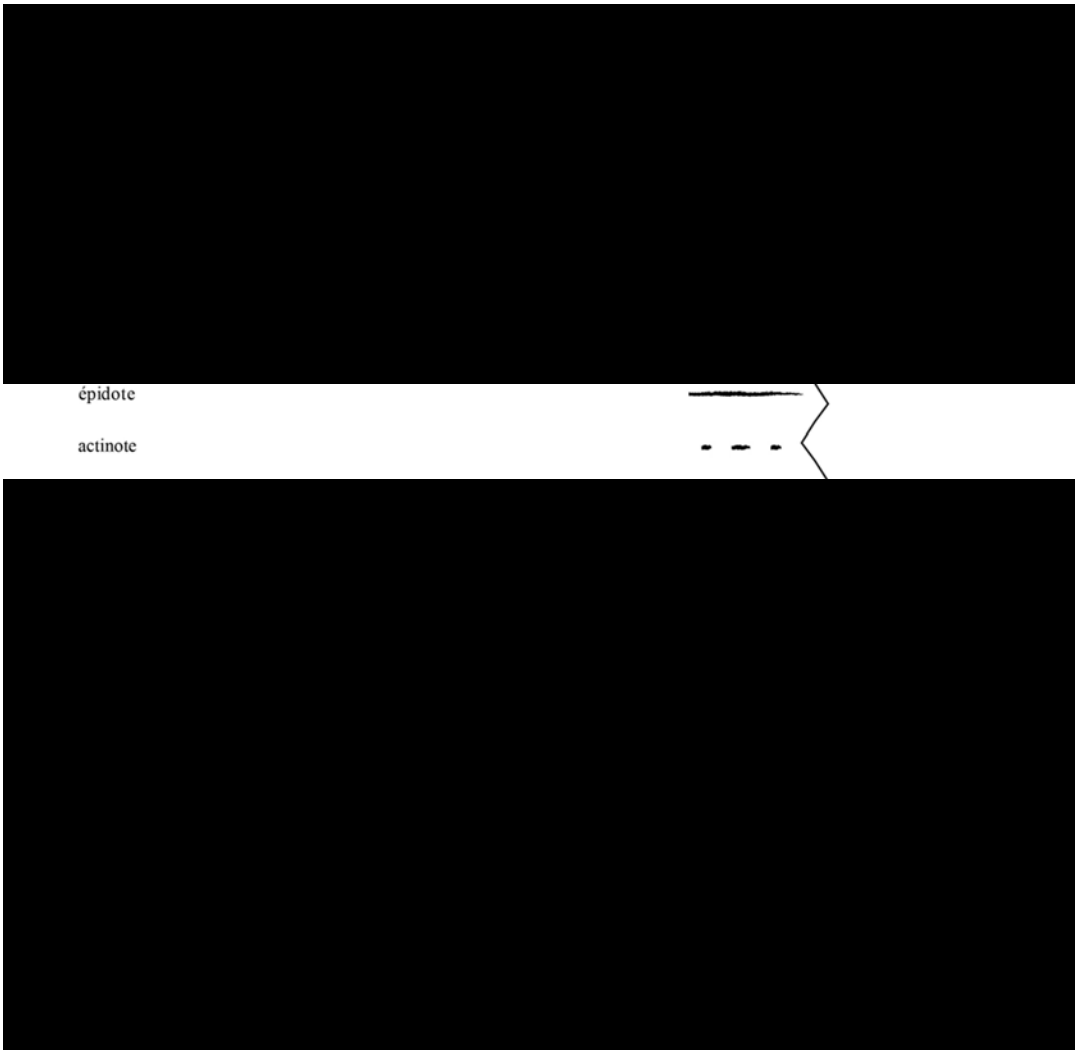
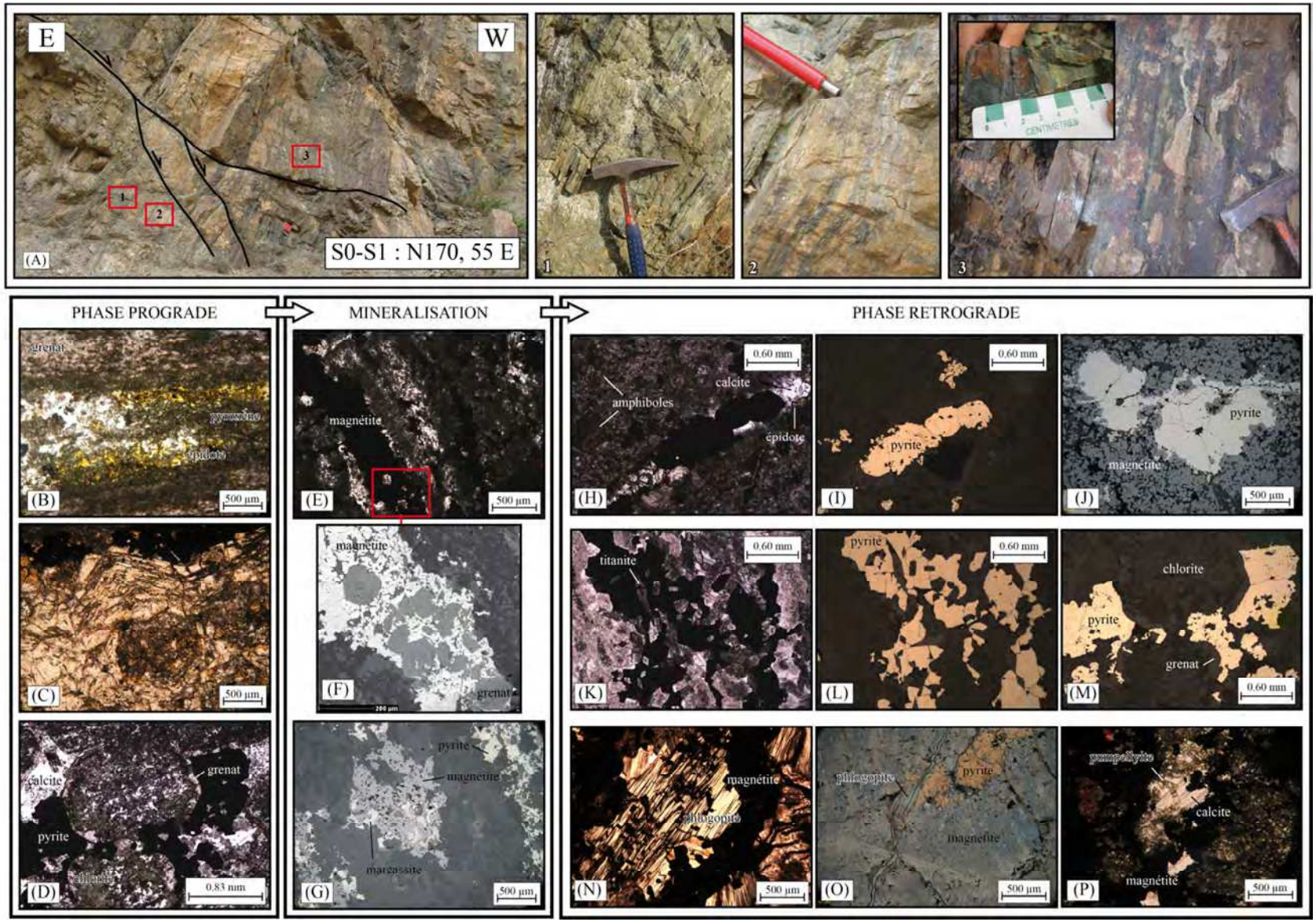



**Figure 7.7 :** séquence paragénétique des principaux minéraux du gisement de Axara.

*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.


E
W
S0-S1 : N170, 55 E
(A)
1
2
3
PHASE PROGRADE
MINERALISATION
PHASE RETROGRADE
grenat
pyroxène
épidote
(B)
500 µm
(C)
500 µm
calcite
grenat
pyrite
(D)
0.83 mm
magnétite
(E)
500 µm
magnétite
(F)
grenat
pyrite
magnétite
marcassite
(G)
500 µm
amphiboles
calcite
épidote
(H)
0.60 mm
pyrite
(I)
0.60 mm
pyrite
magnétite
(J)
500 µm
titanite
(K)
0.60 mm
pyrite
(L)
0.60 mm
chlorite
pyrite
grenat
(M)
0.60 mm
magnétite
phlogopite
(N)
500 µm
phlogopite
pyrite
magnétite
(O)
500 µm
pumpellyite
calcite
magnétite
(P)
500 µm

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 hédenbergites apparaissent également. La plupart sont malheureusement altérés en épidote lors de la rétromorphose. 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 rétromorphosés 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 rétromorphosés (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 rétromorphose 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 rétromorphose 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'hématisation pervasive des cristaux de magnétite témoigne de l'intensité de la rétromorphose 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).

# 8

# 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 :** panomara 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).

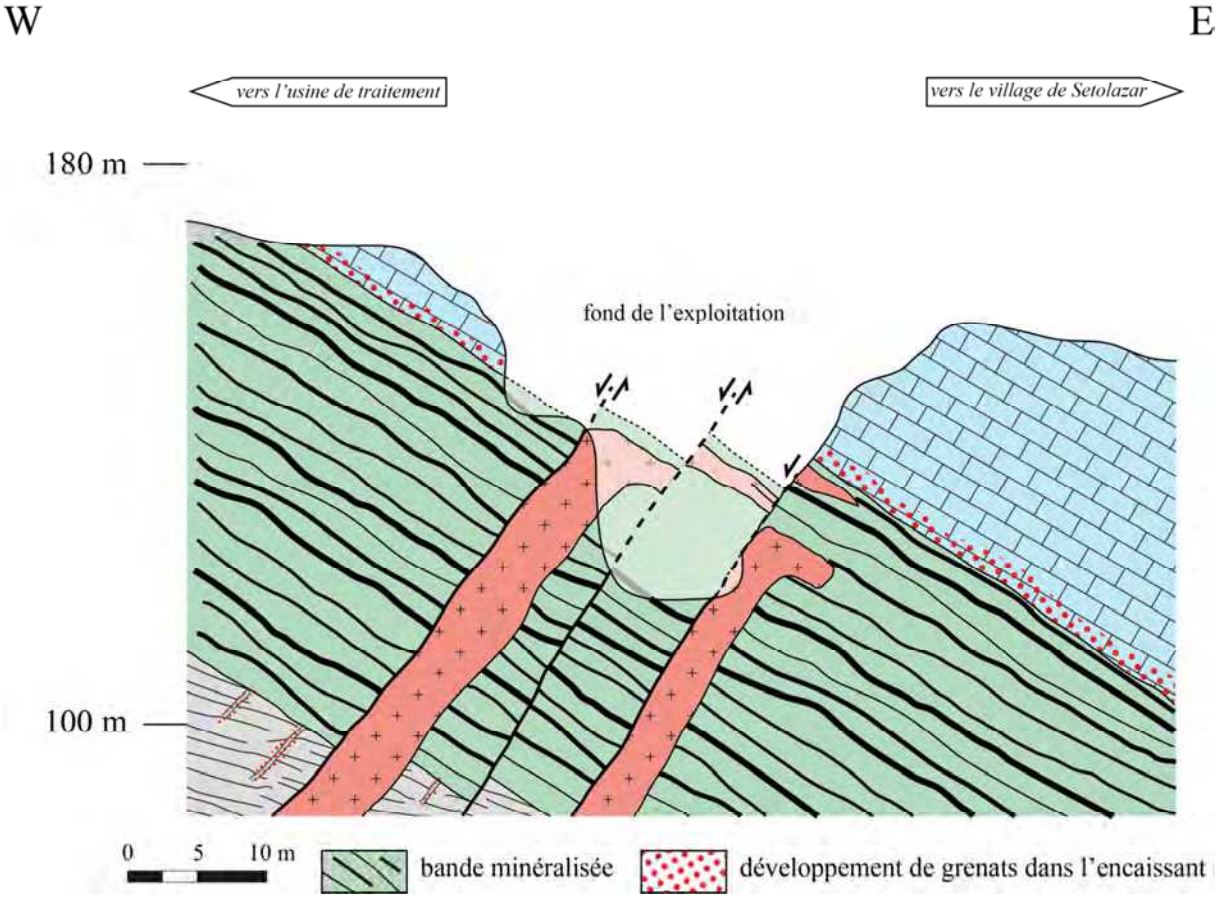
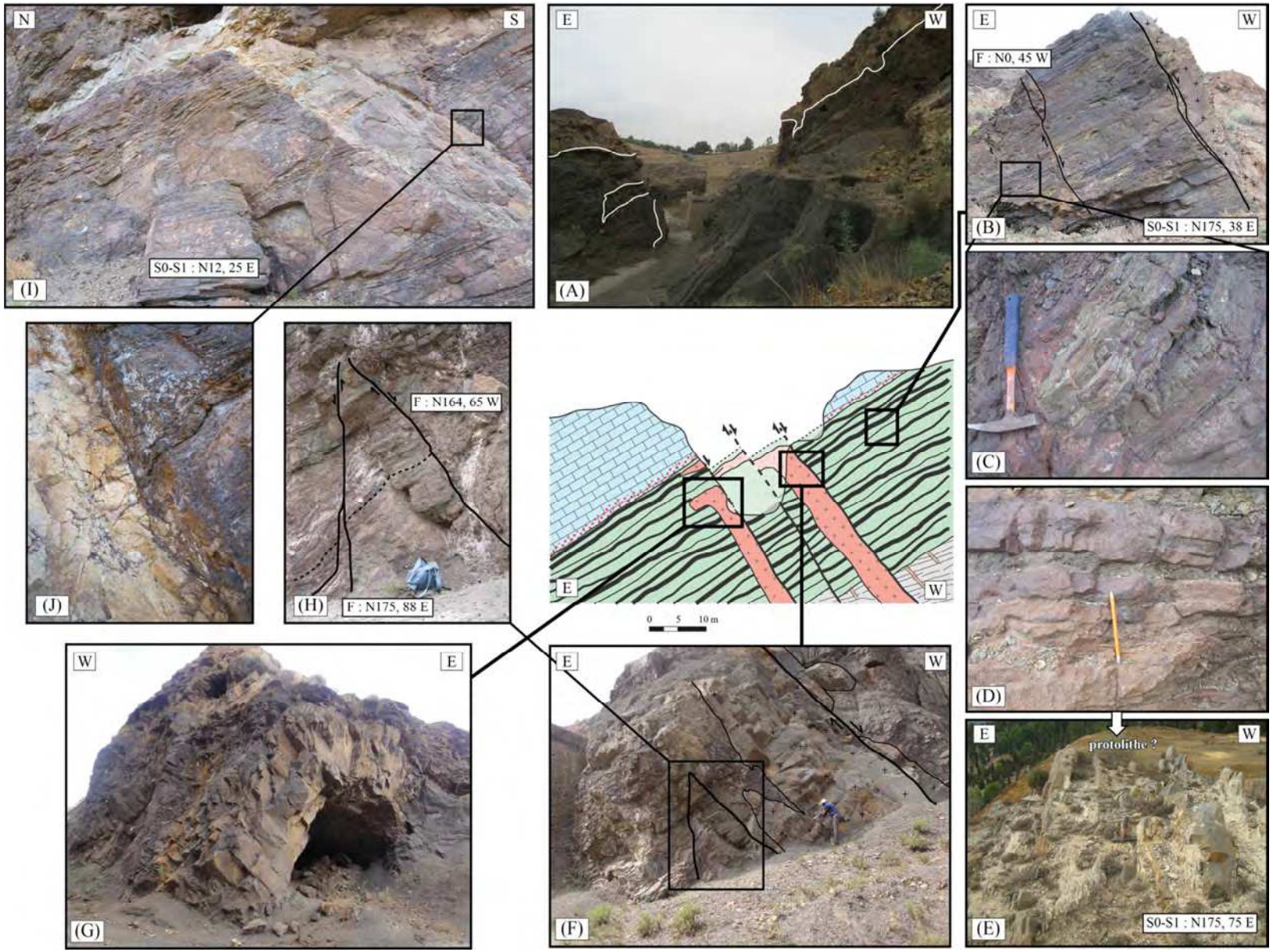



**Figure 8.2 :** coupe géologique réalisée au niveau de la bande minéralisée, près du village de Setolazar (ce travail).

### *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


N
S
S0-S1 : N12, 25 E
(I)
E
W
(A)
E
W
F : N0, 45 W
(B)
S0-S1 : N175, 38 E
(C)
(D)
E
W
protolithe ?
(E)
S0-S1 : N175, 75 E
(J)
F : N164, 65 W
(H)
F : N175, 88 E
E
W
0 5 10 m
W
E
(G)
E
W
(F)

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 calcareux 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 Pertubations 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.

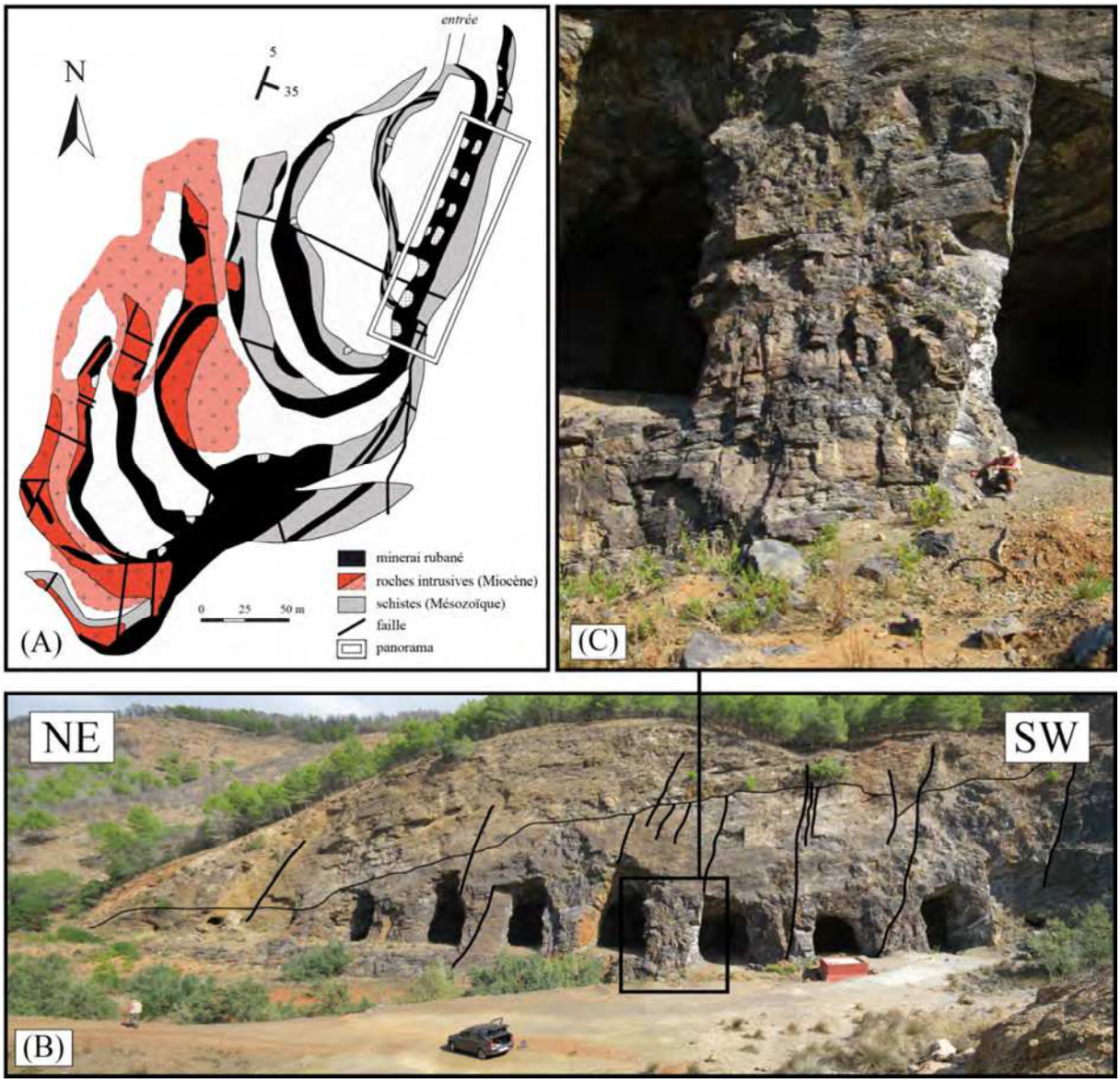



**Figure 8.4 :** planche illustrant l'exploitation de Bokoya. (A) Relevé géologique et minier (modifiée d'après DUFLOT *et al.*, 1984) ; (B) Panorama de l'ensemble de l'exploitation de Bokoya ; (C) Zoom sur l'un des piliers de l'exploitation, montrant les mêmes alternances qu'à Setolazar en mieux préservé.

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.

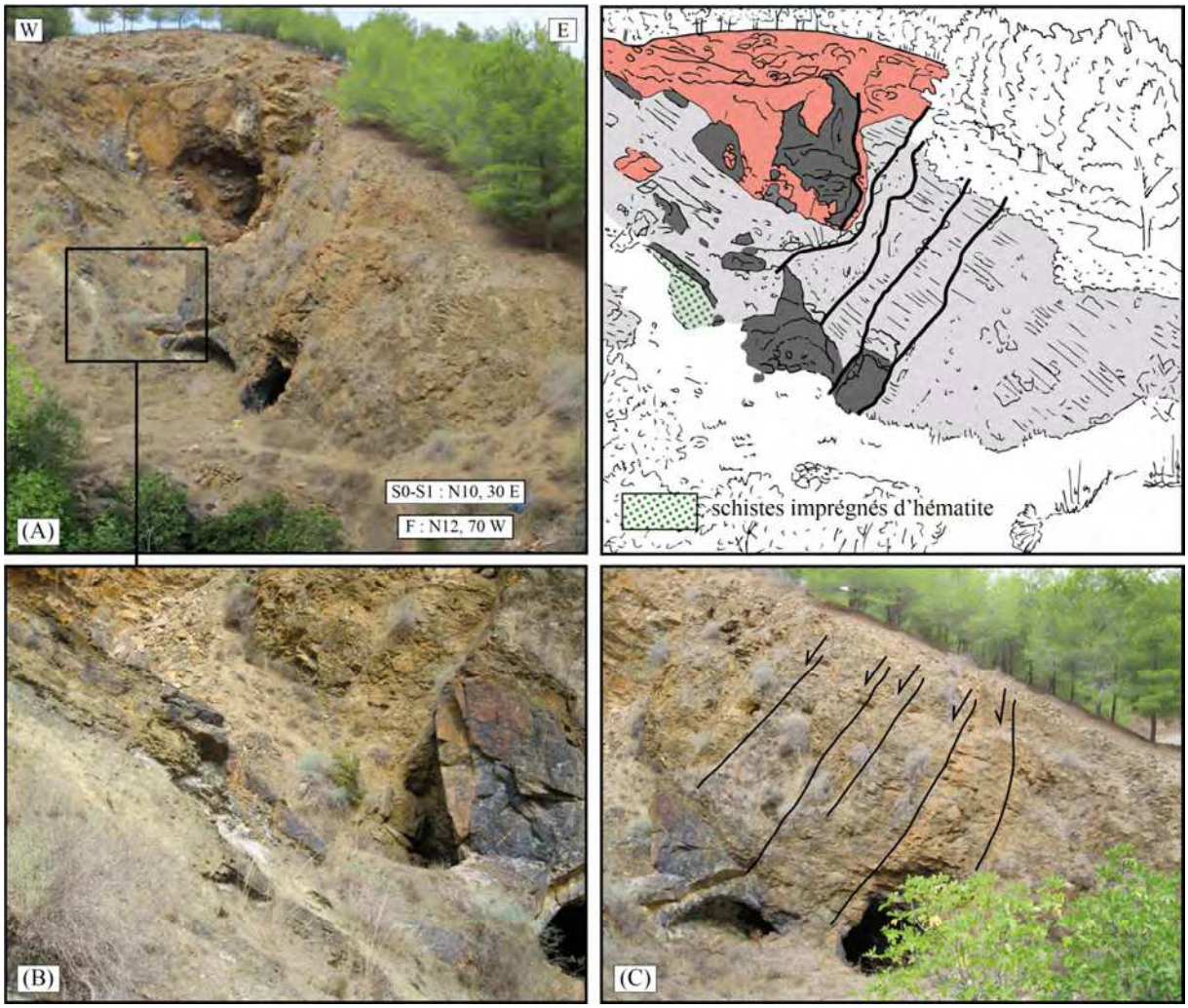



**Figure 8.5 :** planche illustrant le site intermédiaire. (A) Photo et interprétation de l'affleurement. La bande lithologique préférentiellement remplacée à Setolazar et Bokoya n'est ici pas présente. La minéralisation ferrifère remplace un banc de carbonates intercalé dans des schistes. En arrière-plan, 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 rétromorphose intense subie dans le secteur. L'observation de l'évolution des grenats est donc essentielle pour dresser la séquence paragénétique de la bande minéralisée de Setolazar, qui se résume ainsi :

**Figure 8.6 :** séquence paragénétique 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 paragénétique. 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.

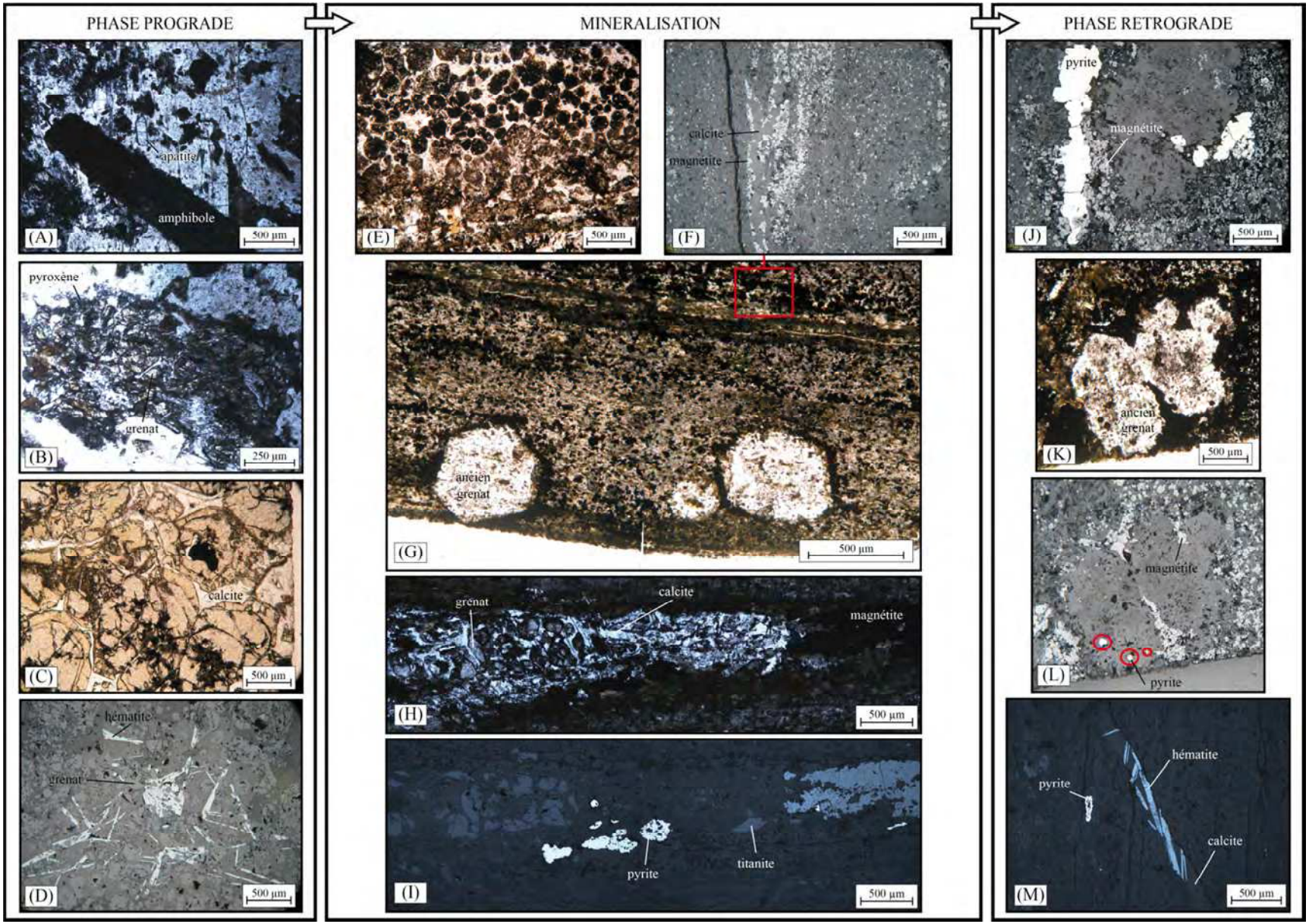
Localement, la concentration de grenats au sein de grenatites a également permis de mieux les préserver. Ces grenatites remplacent probablement d'anciens bancs plus épais de la lithologie originelle, mais forment également un remplacement métrique dans la barre carbonatée sommitale. Les grenats s'y révèlent 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 rétromorphosé. On y retrouve des niveaux à grenats, rosés et isotropes.

*Page suivante*

---

**Figure 8.7 :** planche illustrant les points-clés de la séquence paragénétique de Setolazar-Bokoya. (A) Apatite, amphibole chloritisée et feldpaths 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.


PHASE PROGRADE
MINERALISATION
PHASE RETROGRADE
apatite
amphibole
(A)
500 µm
pyroxène
grenat
(B)
250 µm
calcite
(C)
500 µm
hématite
grenat
(D)
500 µm
(E)
500 µm
calcite
magnétite
(F)
500 µm
ancien grenat
(G)
500 µm
grenat
calcite
magnétite
(H)
500 µm
pyrite
titanite
(I)
500 µm
pyrite
magnétite
(J)
500 µm
ancien grenat
(K)
500 µm
magnétite
pyrite
(L)
hématite
pyrite
calcite
(M)
500 µm

### *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 rétromorphosés (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 rétromorphose et l'oxydation supergène se traduisent par une hématisation intense des cristaux de magnétite à l'échelle de la bande minéralisée.

# 9

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

Si l'on se penche sur les caractéristiques morphologiques des trois gisements majeurs des Beni Bou Ifrour, 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 Ifrour 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 paragénétiques a été étudiée à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO) au moyen à d'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 prograde*s

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 prograde 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 hédenbergite (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'hédenbergite. Sur Axara et Setolazar néanmoins, quelques pyroxènes se déplacent vers le pôle des hédenbergites (Figure 9.1 B et C).

| Gisement | Type | Formule structurale | Minéralogie |
|---|---|---|---|
| Ouiksane | endoskarn | $Ca_{1.02}Mg_{0.85}Fe_{0.10}Mn_{0.01}Si_{2.04}O_3$ | 79 % Di - 21 % Hd |
| Ouiksane | exoskarn | $Ca_{1.05}Mg_{0.77}Fe_{0.12}Mn_{0.01}Si_{2.01}O_3$ | 74 % Di - 25 % Hd |
| Ouiksane | bordure réactionnelle | $Ca_{0.94}Mg_{0.79}Fe_{0.16}Mn_{0.01}Si_{2.10}O_3$ | 69 % Di – 31 % Hd |
| Axara | exoskarn | $Ca_{1.01}Mg_{0.77}Fe_{0.14}Mn_{0.01}Si_{2.02}O_3$ | 71 % Di - 27 % Hd |
| Setolazar | endoskarn | $Ca_{0.96}Mg_{0.70}Fe_{0.18}Mn_{0.01}Si_{2.11}O_3$ | 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

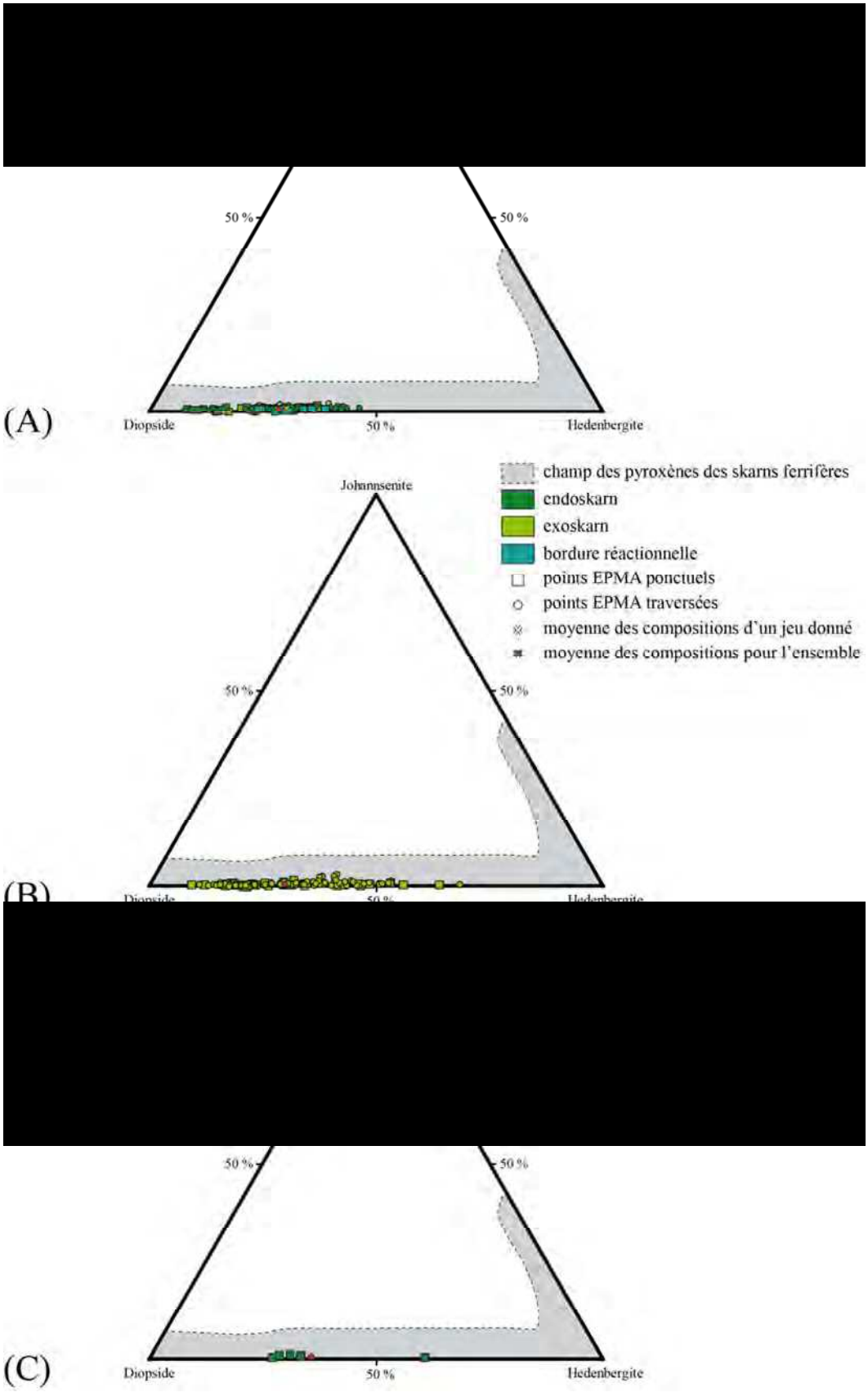



**Figure 9.1 :** compositions minéralogiques des pyroxènes à (A) Ouiksane, (B) Axara et (C) Setolazar. Le champ des pyroxènes présents dans les skarns ferrifères est issu de MEINERT *et al.* (2005). EPMA : *Electron Probe Micro Analysis*. Les points « traversées » correspondent à des analyses automatisées,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

| Gisement | Type | Formule structurale | Minéralogie |
|---|---|---|---|
| Axara | exoskarn | $Ca_{2.98}(Mg_{0.02}Fe_{1.49}Al_{0.45})(Si_{2.96}Al_{0.04})O_6$ | 77 % Ad - 22 % Gr |
| Setolazar | endoskarn | $Ca_{2.89}(Mg_{0.01}Fe_{1.56}Al_{0.40})Si_{3.02}O_6$ | 80 % Ad - 17 % Gr |
| Setolazar | exoskarn | $Ca_{2.93}(Mg_{0.01}Fe_{1.91}Al_{0.09})Si_{3.3}O_6$ | 95 % Ad - 2 % Gr |
| Setolazar | grenatite | $Ca_{3.04}(Mg_{0.01}Fe_{1.73}Al_{021})(Si_{2.95}Al_{0.05})O_6$ | 60 % Ad - 39 % Gr |
| Setolazar | grenats fissuraux | $Ca_{2.98}(Mg_{0.04}Fe_{1.14}Al_{0.77})(Si_{2.96}Al_{0.04})O_6$ | 90 % Ad - 12 % Gr |

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

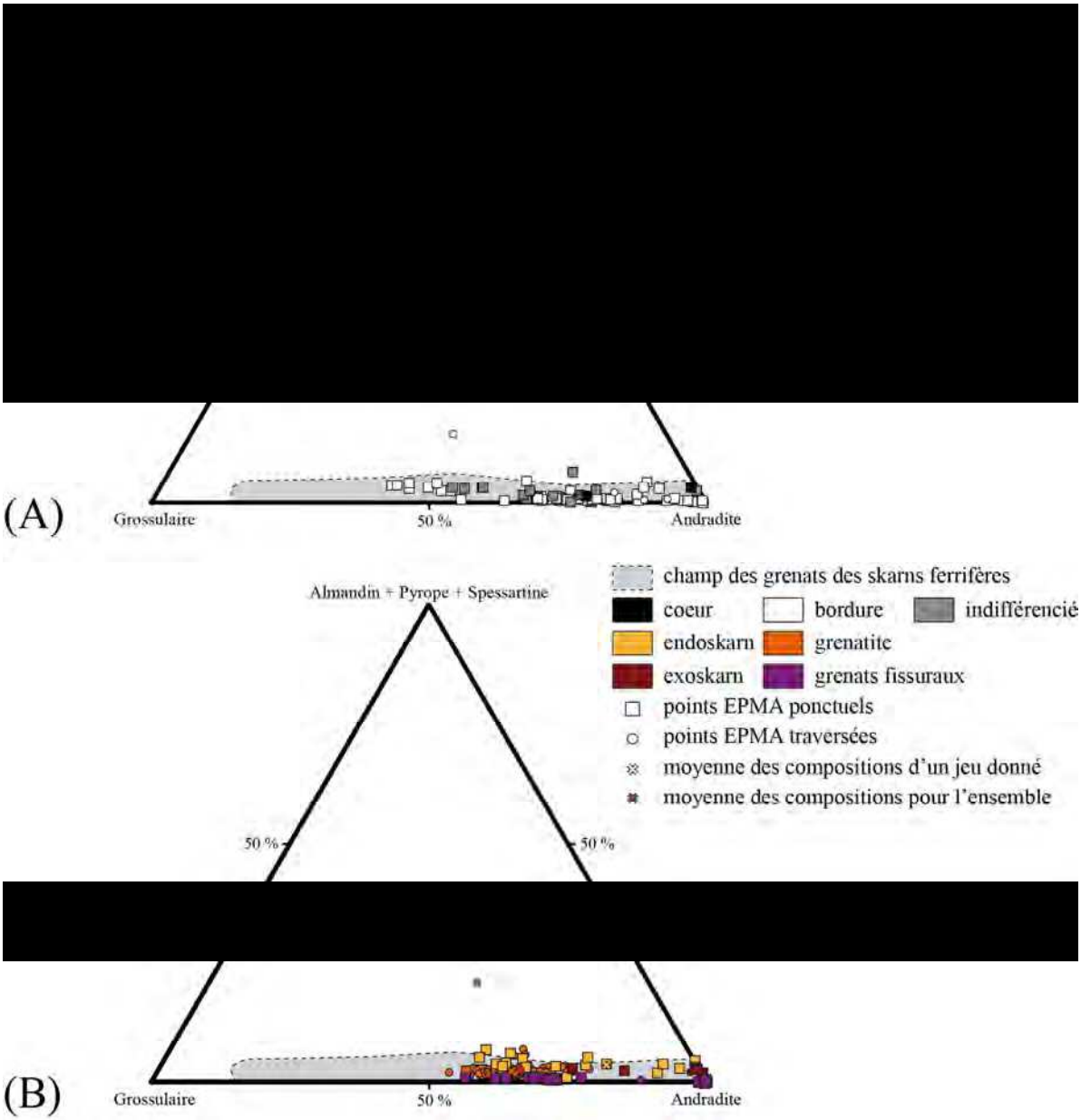



**Figure 9.2 :** compositions minéralogiques des grenats. (A) Exoskarn à Axara ; (B) Différents types de grenats à Setolazar. Le champ des grenats présents dans les skarns ferrifères est issu de MEINERT *et al.* (2005). Les compositions sont rapportées à 100 %.

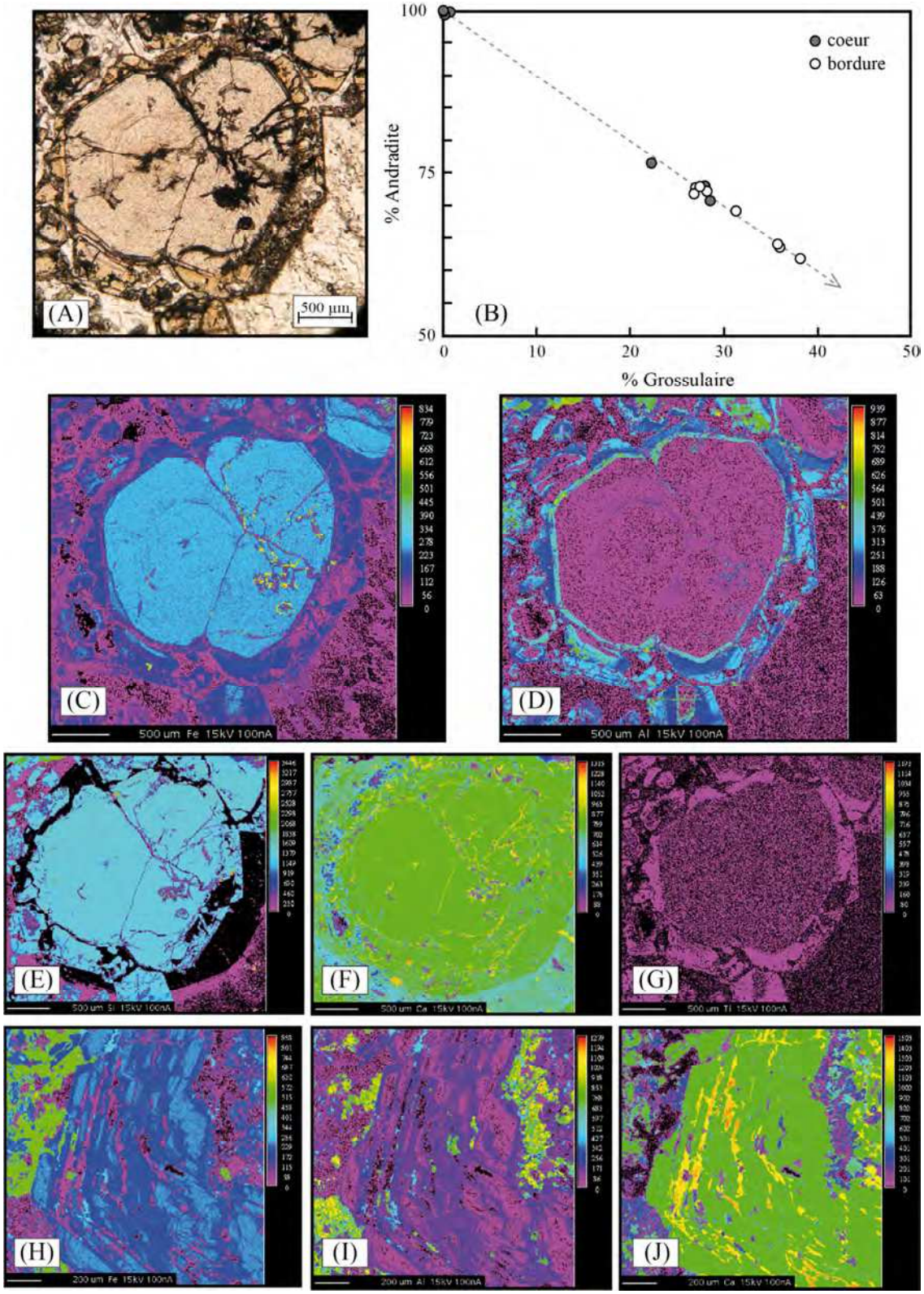



**Figure 9.3 :** caractérisation de la zonation des grenats. (A) Grenat fissural zoné ; (B) Analyses EPMA montrant l'évolution de la composition du grenat depuis un cœur purement andraditique vers le grossulaire en bordure ; (C) à (G) Cartographies des éléments, respectivement Fe, Al, Si, Ca, Ti, pour 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 $fO_2$ 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 $fO_2$ 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 skarns 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 Ifrour, 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 $SiO_2$-$Al_2O_3$-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.

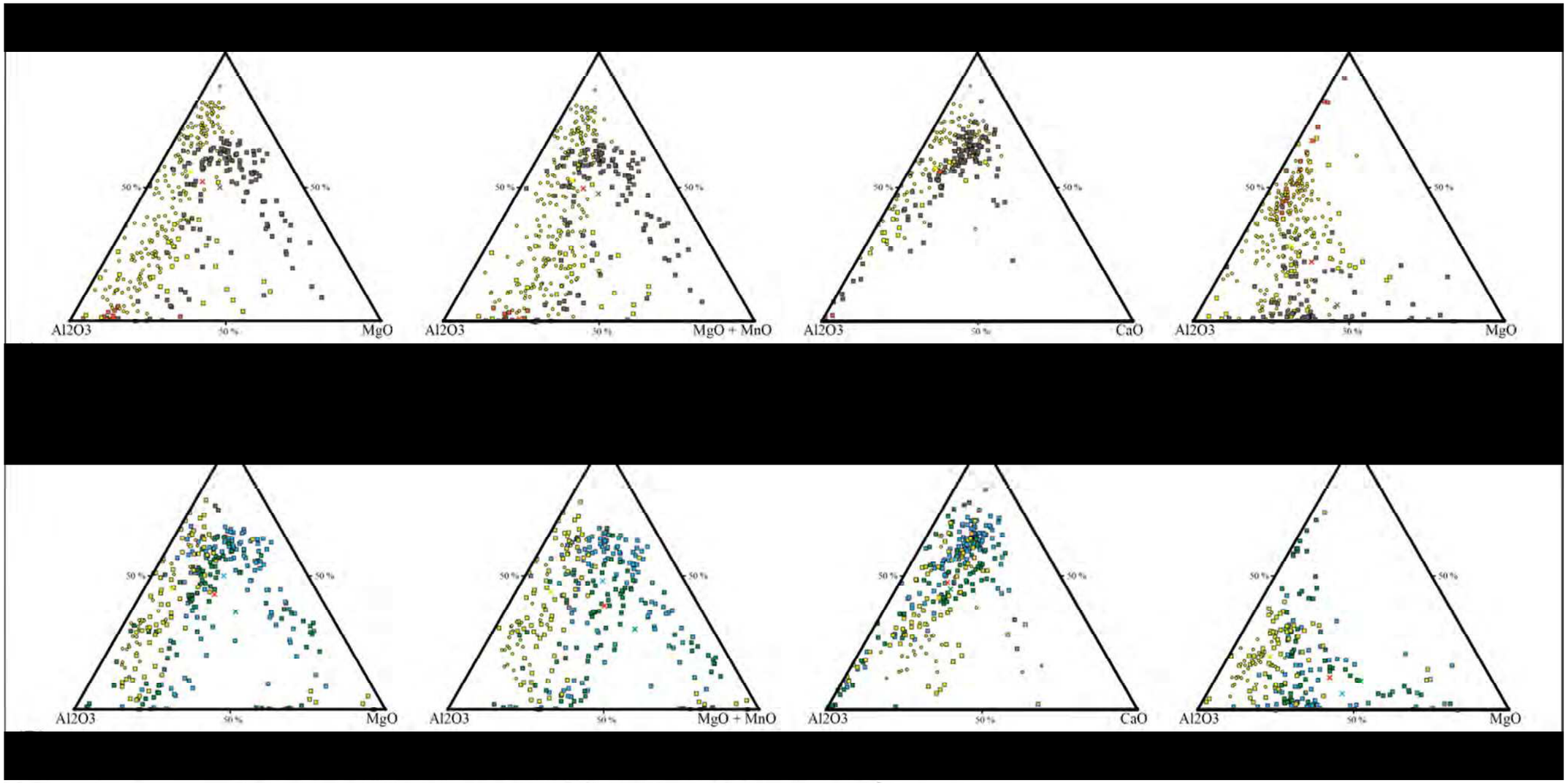
#### 9.1.2.b Pyrite et pyrrhotite

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 $Fe_{1.02}S_2$ à Ouiksane, $Fe_{1.03}S_2$ à Axara et $Fe_{1.04}S_2$ 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 %) | $SiO_2 + Al_2O_3 + MgO$ | $SiO_2 + Al_2O_3 + MgO + MnO$ | $SiO_2 + Al_2O_3 + CaO$ | $TiO_2 + Al_2O_3 + MgO$ |
|---|---|---|---|---|
| *Ouiksane* | (wt %) | | | |
| **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 |
| *Magnétite de remplacement* | | | | |
| **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.

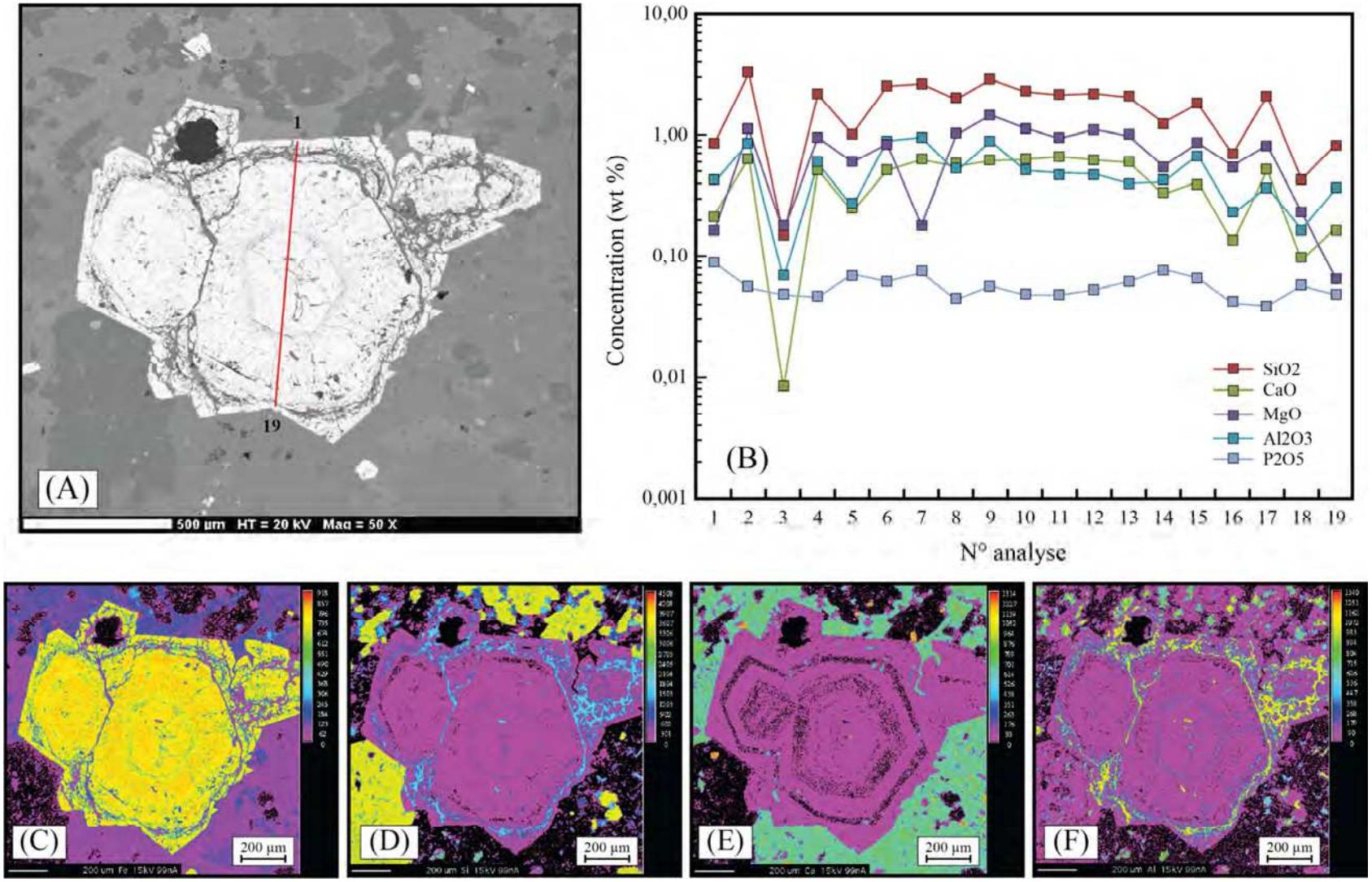



**Figure 9.5 :** traversée d'un minéral de magnétite automorphe zonée. (A) Image MEB du minéral ; (B) Représentation graphique de la traversée ; (C) à (F) Cartographies des éléments, respectivement Fe, Si, Ca et Al.

| Sample | $SiO_2$ | CaO | MgO | $Al_2O_3$ | $V_2O_3$ | $P_2O_5$ | MnO | $TiO_2$ | FeO | NiO | $Cr_2O_3$ | 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.

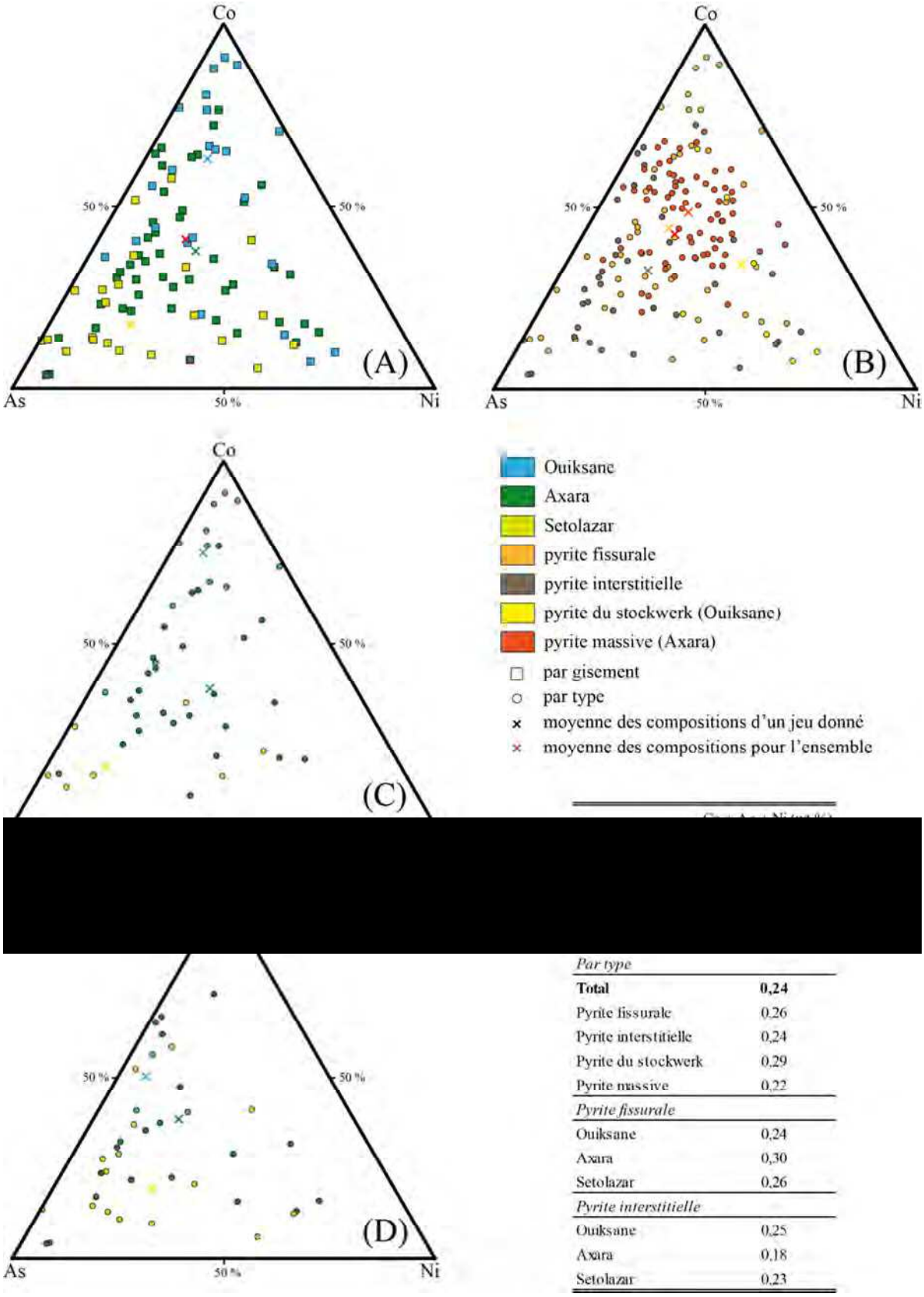
Si la pyrrhotite est très localement présente sous forme de minéralisation massive à Axara ($Fe_{6.72}S_7$, n=146), elle est également à titre de comparaison présente en « mouches » primaires dans la barre carbonatée sommitale à Setolazar ($Fe_{6.4}S_7$, n=8).

### *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 clinochlore (Ouiksane) 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 (CATHELINEAU & NIEVA, 1985 ; KRANIDIOTIS & MACLEAN, 1987) et constitue ainsi un géothermomètre utile pour estimer la température de l'évènement hydrothermal rétrograde. Nous avons utilisé trois




| | |
|---|---|
| *Par type* | |
| **Total** | **0,24** |
| Pyrite fissurale | 0,26 |
| Pyrite interstitielle | 0,24 |
| Pyrite du stockwerk | 0,29 |
| Pyrite massive | 0,22 |
| *Pyrite fissurale* | |
| Ouiksane | 0,24 |
| Axara | 0,30 |
| Setolazar | 0,26 |
| *Pyrite interstitielle* | |
| Ouiksane | 0,25 |
| Axara | 0,18 |
| Setolazar | 0,23 |

**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 CATHELINEAU & 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 CATHELINEAU & NIEVA (1985), valide également pour des températures de 150 à 300°C ; [3] la formule T (°C) = 106 x ($Al^{IV}$ + 0.7 x 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).

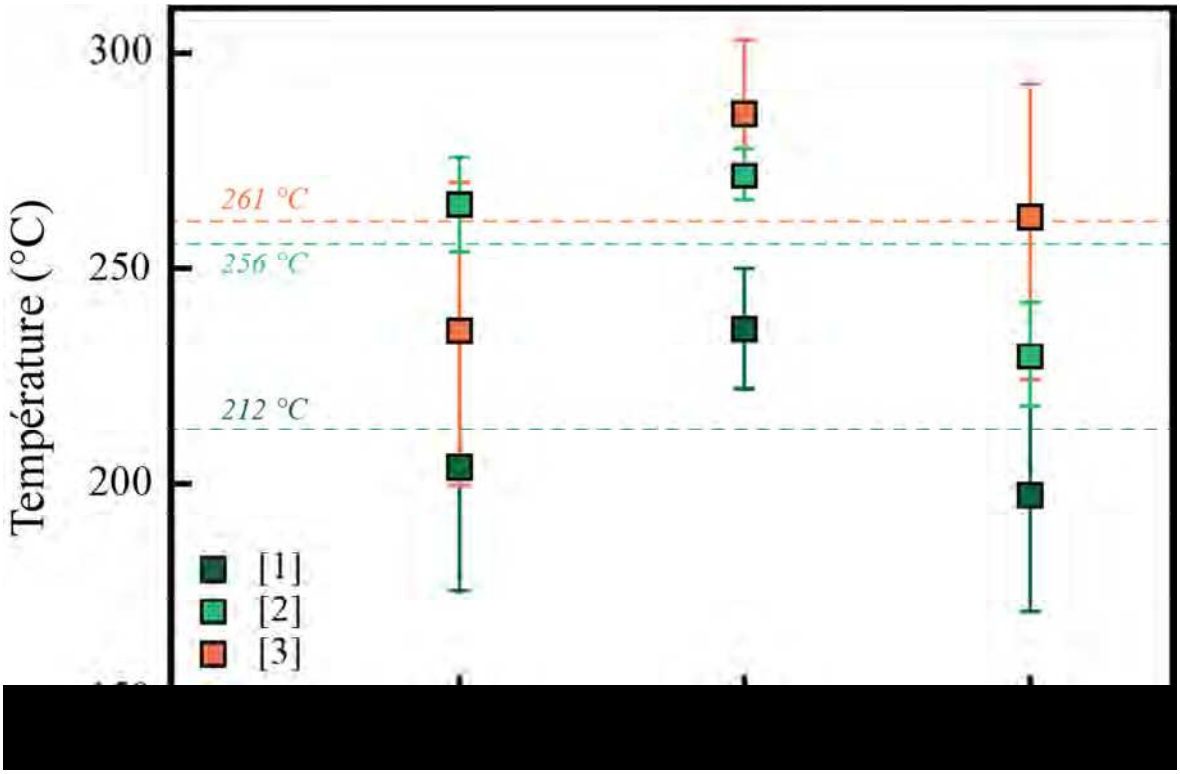



**Figure 9.7 :** représentation des températures obtenues au moyen des différents géothermomètres de la chlorite pour les trois gisements. Les lignes pointillées représentent la température moyenne de chaque méthode sur les gisements.

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).

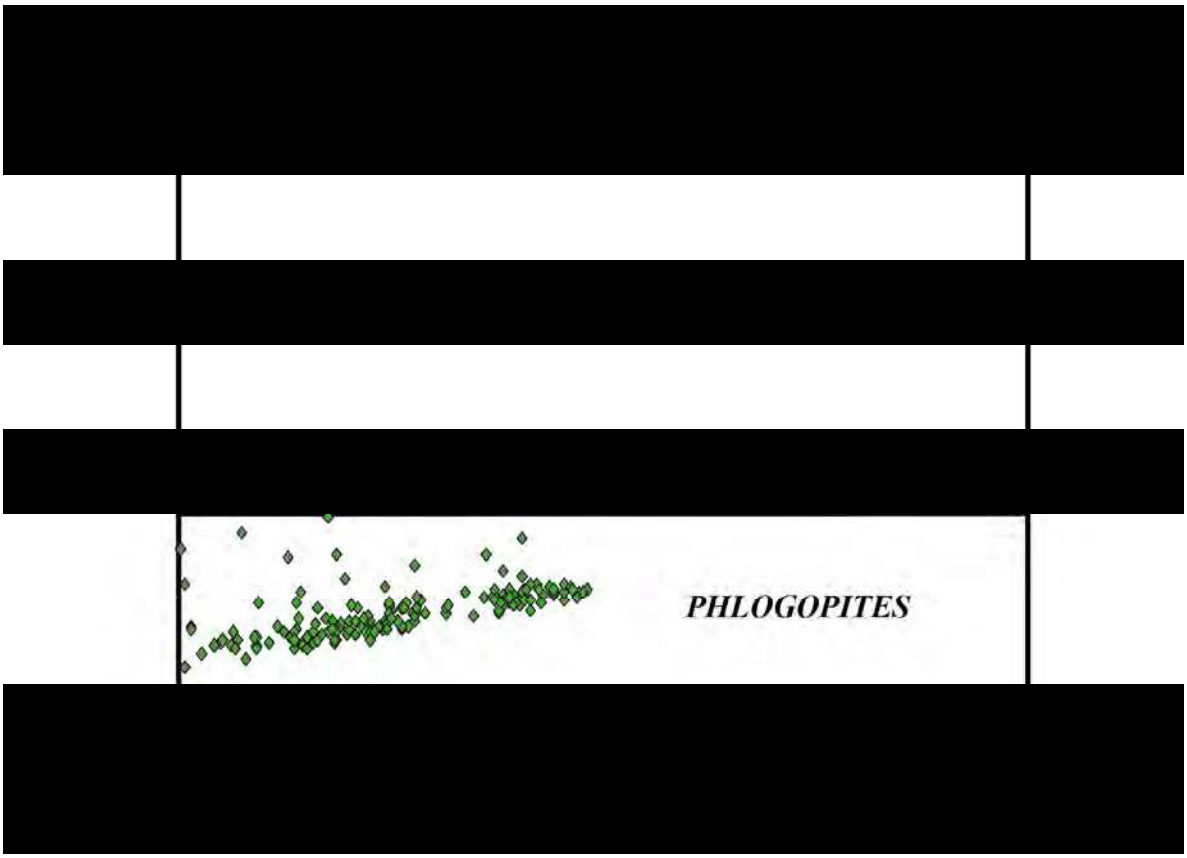



**Figure 9.8 :** report des XAl et XFe des phlogopites dans le graphe des micas noirs (DEER *et al.*, 1966).

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.

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).

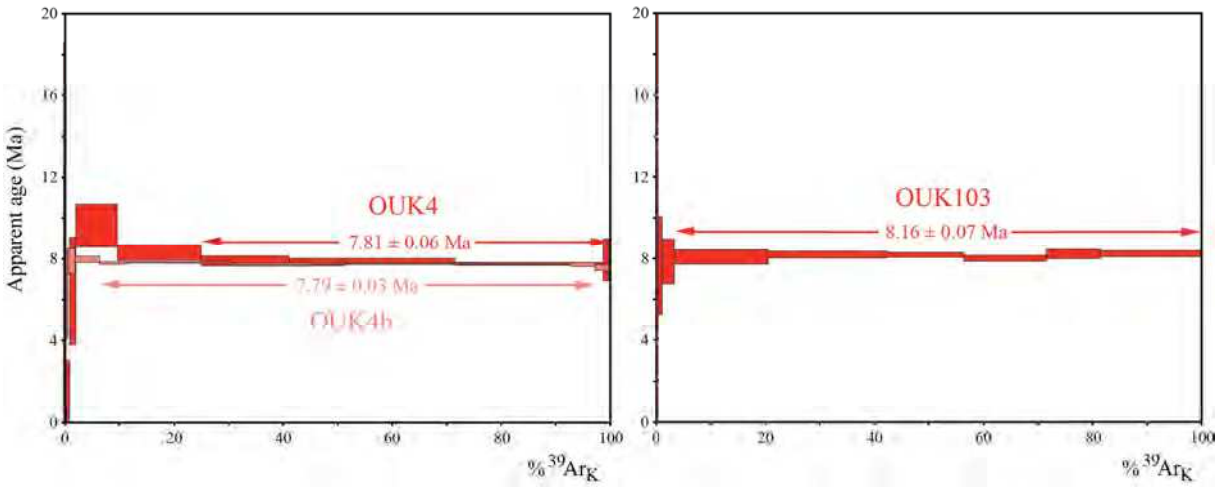



**Figure 9.9 :** synthèse des analyses $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ conventionnelles sur les phlogopites, présentées sous la forme de spectres.

### 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).

| | $Na_2O$ | $K_2O$ | FeO | F | CaO | $SiO_2$ | MnO | Cl | $Al_2O_3$ | $TiO_2$ | MgO | $V_2O_3$ | $P_2O_5$ | $Cr_2O_3$ | NiO | Total |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Total* | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 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 |
| *Ouiksane n=9* | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 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 |
| *Axara n = 18* | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 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 |
| *Setolazar n = 17* | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 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 Ifrour 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.

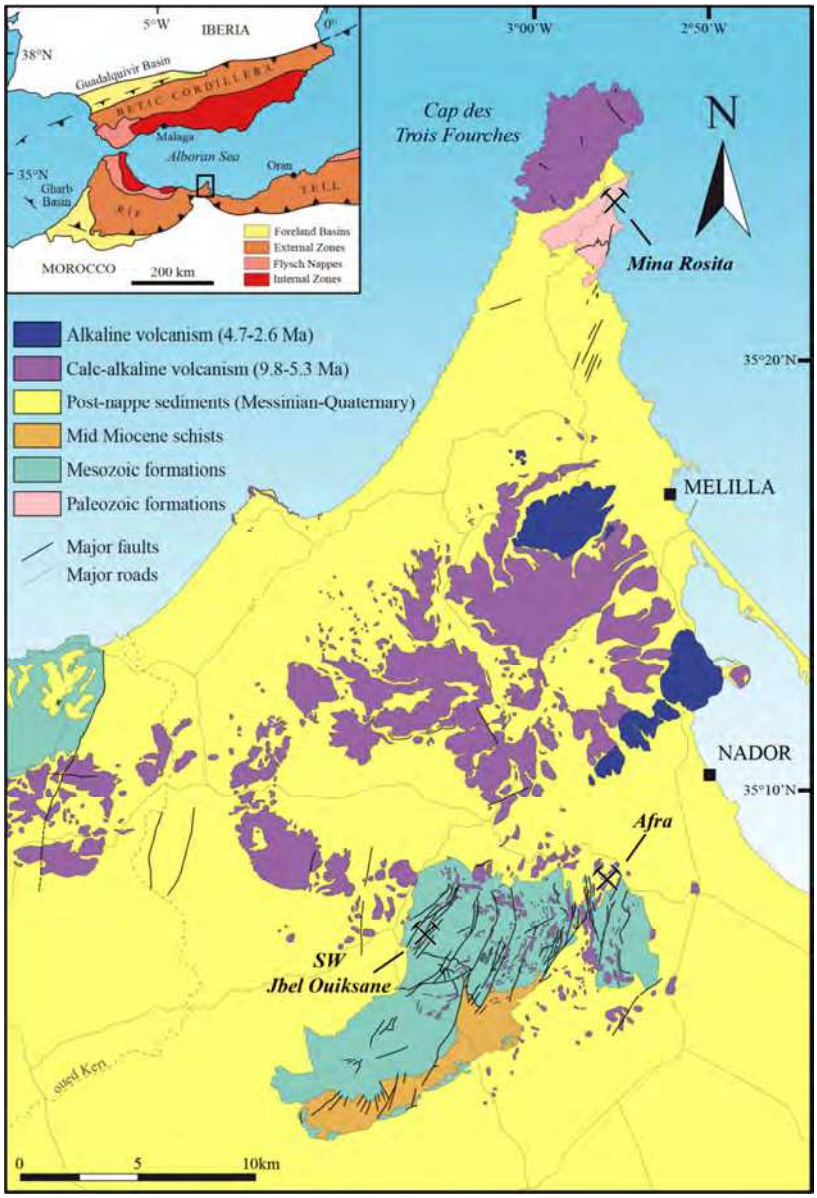



**Figure 9.10 :** localisation des galènes épithermales étudiées (carte géologique simplifiée de la péninsule de Melilla-Nador, d'après les cartes géologiques 1/50000 du Maroc, feuilles NI-30-XXI-2 d-XXII-1 c, NI-30-XXI-2b et NI-30-XXII-1a).

### *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 $HNO_3$. Pour les pyrites, entre 10 et 20 mg de poudre ont été dissous dans une solution de 7N $HNO_3$. 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 $^{206}Pb/^{204}Pb = 16.941 \pm 0.000$ (2 σD), $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.505 \pm 0.000$ (2 σD) and $^{206}Pb/^{204}Pb = 36.731 \pm 0.001$ (2 σD) (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 Ifrour 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

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 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 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 Ifrour et des Trois Fourches.

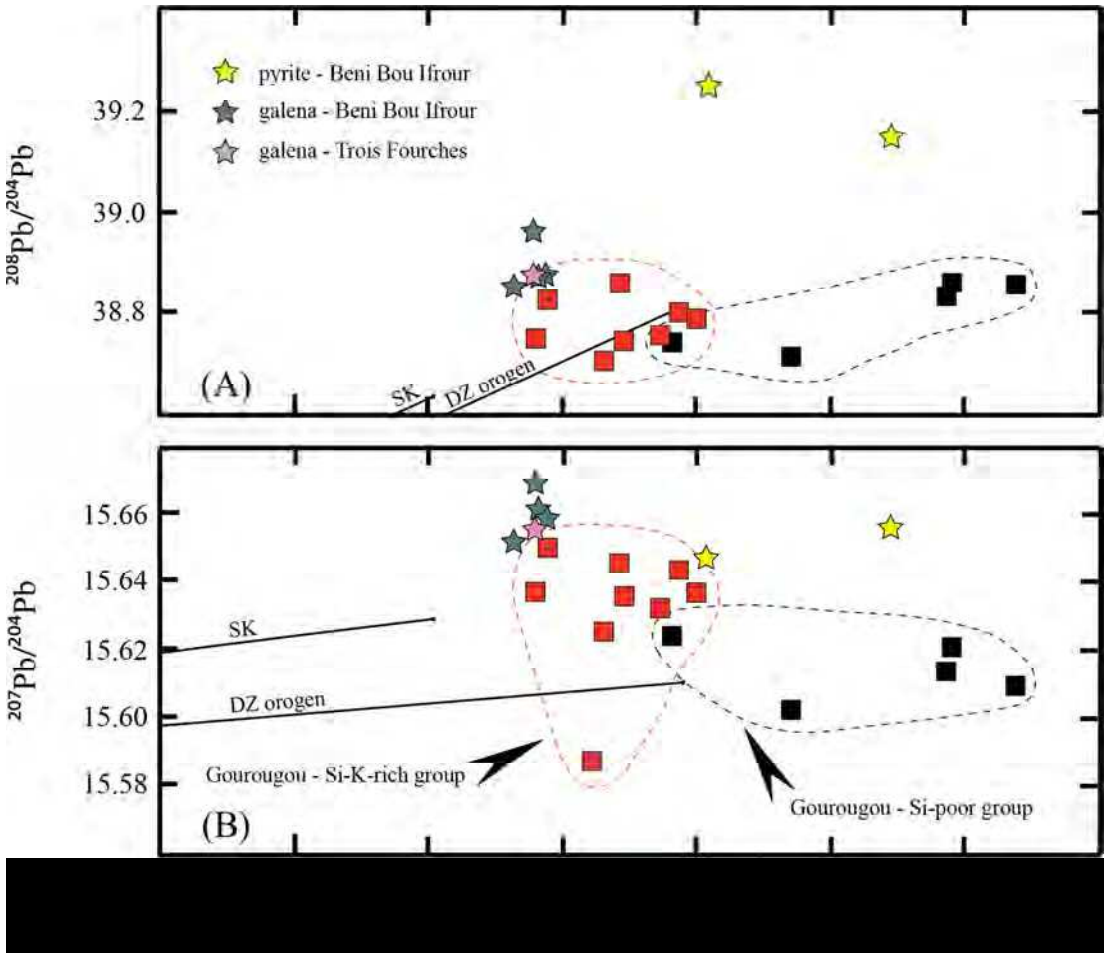



**Figure 9.11 :** diagrammes (A) $^{208}Pb/^{204}Pb$ *vs* $^{206}Pb/^{204}Pb$ et (B) $^{207}Pb/^{204}Pb$ *vs* $^{206}Pb/^{204}Pb$ pour les minéraux métalliques (cette étude) et les roches magmatiques (DUGGEN *et al.*, 2005) de la péninsule de Melilla-Nador. L'Intrusion Centrale de Ouiksane est identifiée 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 |
| *limite de détection* | | 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 Ifrour. 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 Ifrour. 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 Ifrour.

*9.4.1 Les magnétites et l'origine du Fe*

Plus de 600 analyses EPMA ont été réalisées sur les magnétites des Beni Bou Ifrour 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 %) | **$SiO_2$** | **$Al_2O_3$** | **CaO** | **MgO** | **MgO + MnO** | **$TiO_2$** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| *Ouiksane (n = 392)* | | | | | | |
| 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 |
| *Axara (n = 94)* | | | | | | |
| **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 |
| *Setolazar (n = 139)* | | | | | | |
| **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 |

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

Bien que les gisements des Beni Bou Ifrour 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 Ifrour, 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.

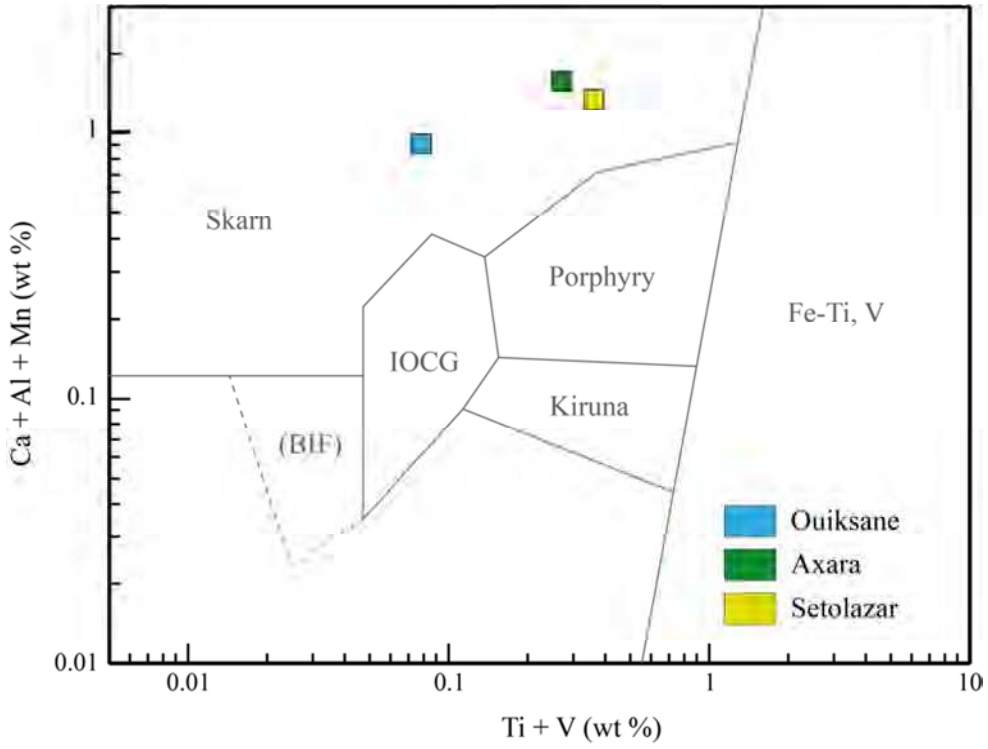



**Figure 9.13 :** diagramme Ca + Al + Mn *vs* Ti + V discriminant la composition des oxydes en fonction du type de gisement (DUPUIS & BEAUDOUIN, 2011).

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 Ifrour 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).

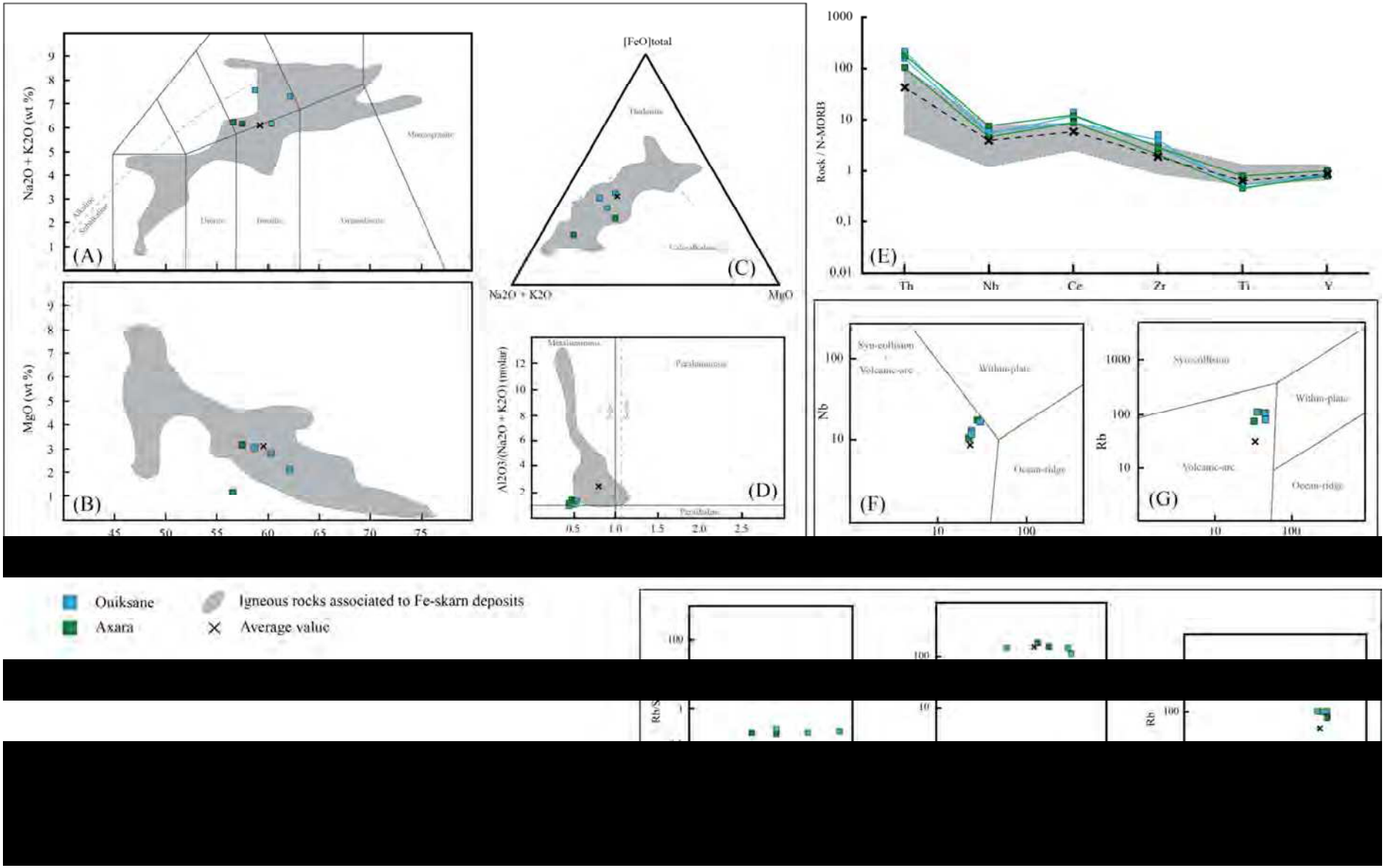
| **Sample** | **OUK20** | **OUK26** | **OUK19** |
|---|---|---|---|
| wt % | granodiorite | endoskarn à pyroxène | stockwerk frais |
| $SiO_2$ | 58.79 | 44.71 | 35.67 |
| $Al_2O_3$ | 15.65 | 14.08 | 10.50 |
| $Fe_2O_3$ | 5.26 | 11.74 | 19.47 |
| MnO | 0.07 | 0.24 | 0.29 |
| MgO | 3.07 | 4.53 | 3.52 |
| CaO | 6.67 | 16.18 | 13.24 |
| $Na_2O$ | 2.91 | 2.24 | 0.12 |
| $K_2O$ | 4.67 | 0.94 | 2.75 |
| $TiO_2$ | 0.74 | 0.52 | 0.34 |
| $P_2O_5$ | 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), $P_2O_5$, $TiO_2$, NaO, $SiO_2$ s'alignent sur la droite *isocon*, ainsi qu'$Al_2O_3$ dans une moindre mesure : les éléments P, Ti, Na, Si et Al ont donc été immobiles lors de cette transformation. Seul $K_2O$ a été lessivé, tandis que MgO, MnO, et surtout $Fe_2O_3$ 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 $TiO_2$, $K_2O$, $SiO_2$, $Al_2O_3$ et MgO ne changent pas au cours de la transformation métasomatique. Seul NaO est lessivé, tandis que CaO et $Fe_2O_3$ sont enrichis. $P_2O_5$ 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.


Na2O + K2O (wt %)
(A)
MgO (wt %)
(B)
[FeO]total
Na2O + K2O
MgO
(C)
Al2O3/(Na2O + K2O) (molar)
(D)
Rock / N-MORB
(E)
Th
Nb
Ce
Zr
Ti
Y
Nb
(F)
Rb
(G)
Ouiksane
Axara
Igneous rocks associated to Fe-skarn deposits
Average value

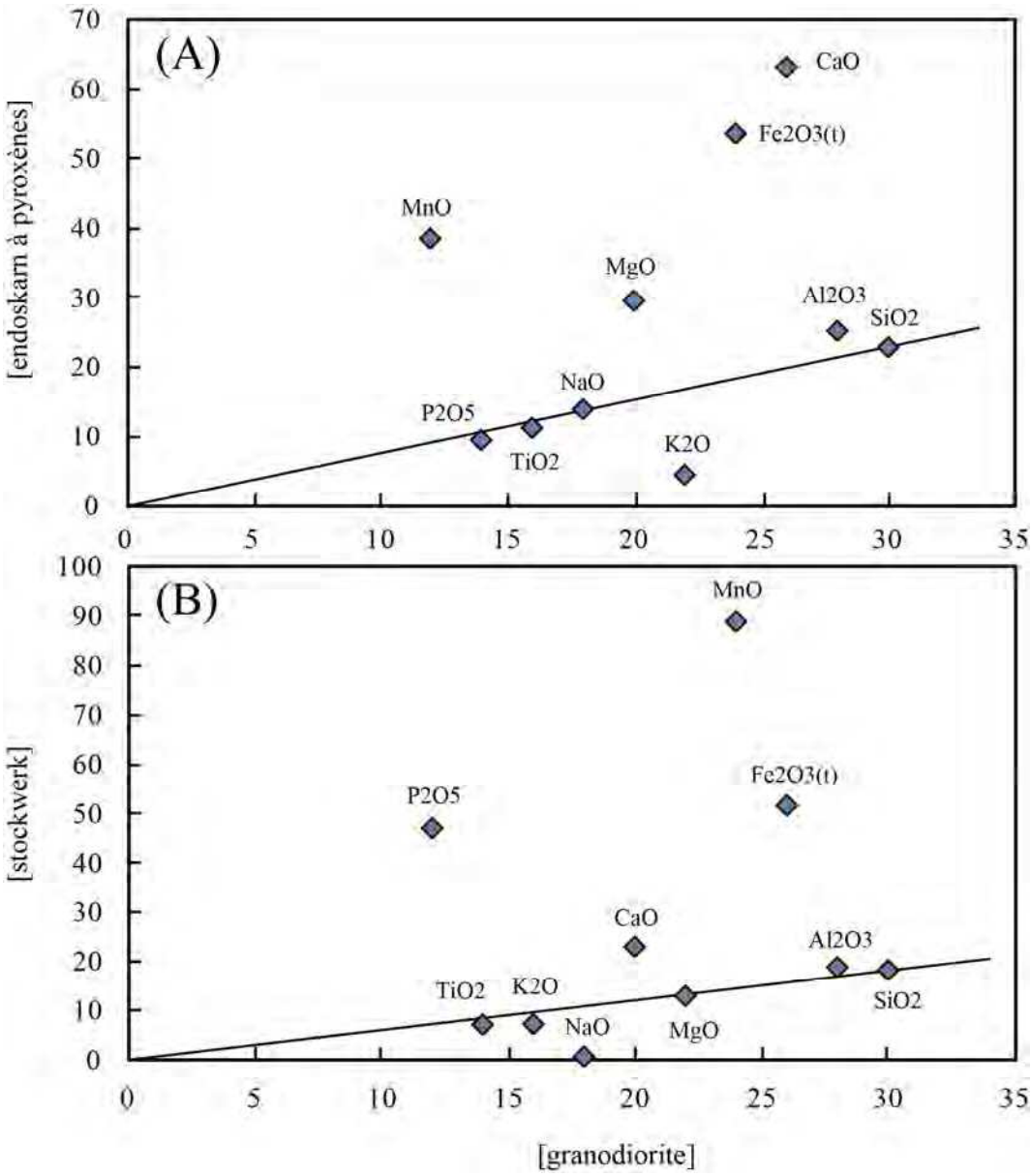



**Figure 9.15 :** bilans géochimiques quantitatifs dans (A) l'endoskarn et (B) le stockwerk. Les droites représentent les *isocon* de GRANT (1986) qui définissent les éléments restés immobiles au cours de la transformation métasomatique.

*Page précédente*

---

**Figure 9.14 :** caractérisations chimiques des roches magmatiques grenues associées aux minéralisations ferrifères des Beni Bou Ifrour. (A) à (D) Eléments majeurs : diagramme TAS (*Total Alkali vs Silica*) (A), diagramme MgO *vs* $SiO_2$ (B), diagramme AFM (*Alkali-Fe-Mg*) (C) avec limite calco-alcalin/tholéiitique 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 Ifrour, 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 Ifrour : 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 ± 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 cristallisation.

Il parait étrange de comparer ces deux âges quand on connait 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 paragénétiques, le choix de l'épidote, bien souvent très rétrograde, ne parait 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.

# Partie III

# Evolution tectono-sédimentaire et magmatique du massif des Beni Bou Ifrour

Que ce soit à cause des conditions d'affleurement ou de la perturbation par la tectonique fragile tardive, le massif des Beni Bou Ifrour 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 Temsamane, FRIZON DE LAMOTTE, 1985 ; massif des Trois Fourches, NEGRO, 2005, NEGRO *et al.*, 2007). Le massif des Beni Bou Ifrour 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 Ifrour, dans lequel les minéralisations sont intégrées :

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

# 10

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

Les observations rapportées dans les prochaines pages sont le fruit de trois campagnes de terrain menées au cours de ce travail : (1) du 1er 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 Ifrour (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 Ifrour, la trace cartographique des intrusions magmatiques

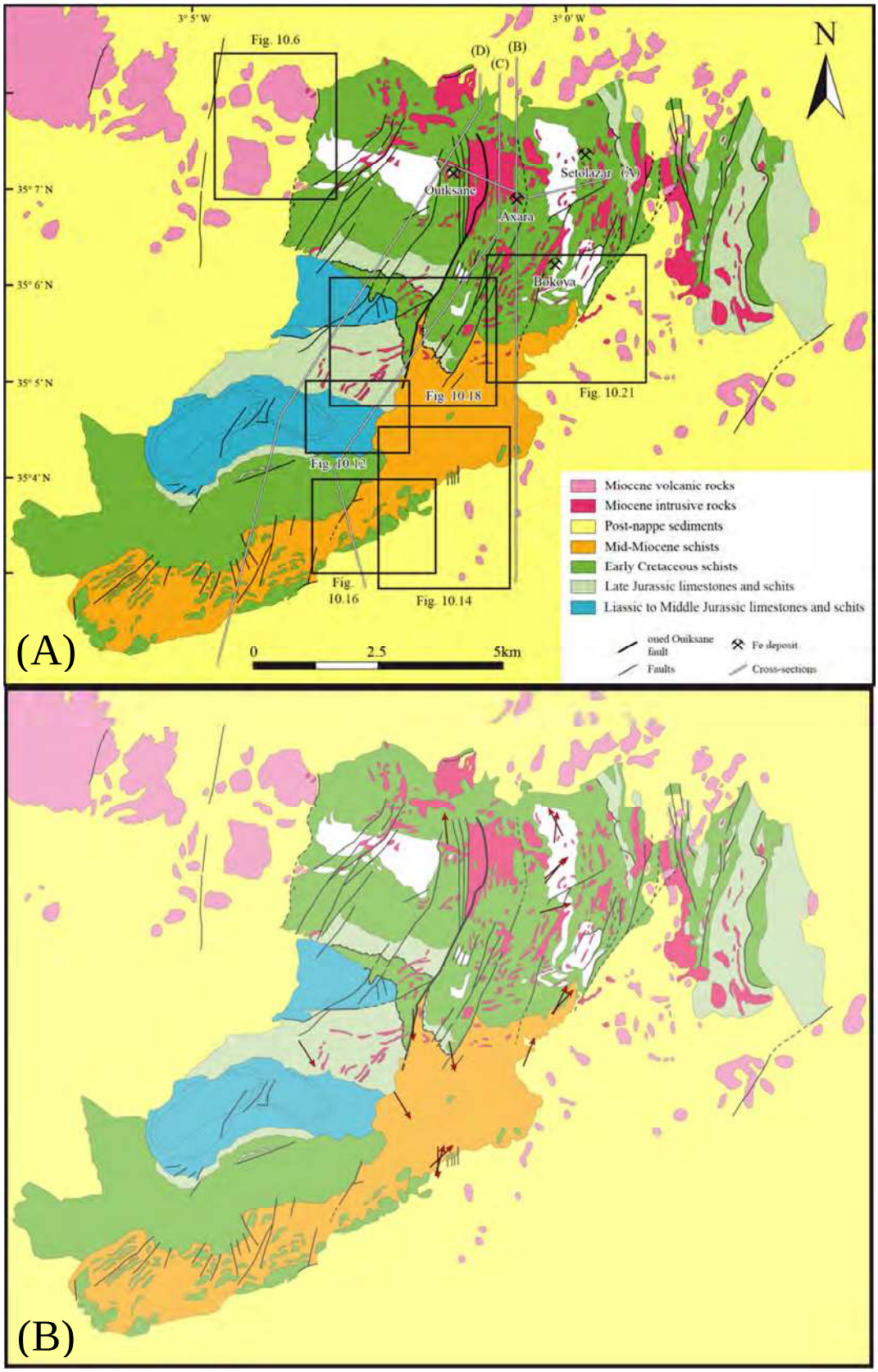



**Figure 10.1 :** schéma structural réinterprété du massif des Beni Bou Ifrour (ce travail). (A) Les cadres indiquent les différents sites étudiés dans le détail ; (B) Les flèches rouges représentent les cisaillements et linéations d'étirement relevés sur le terrain.

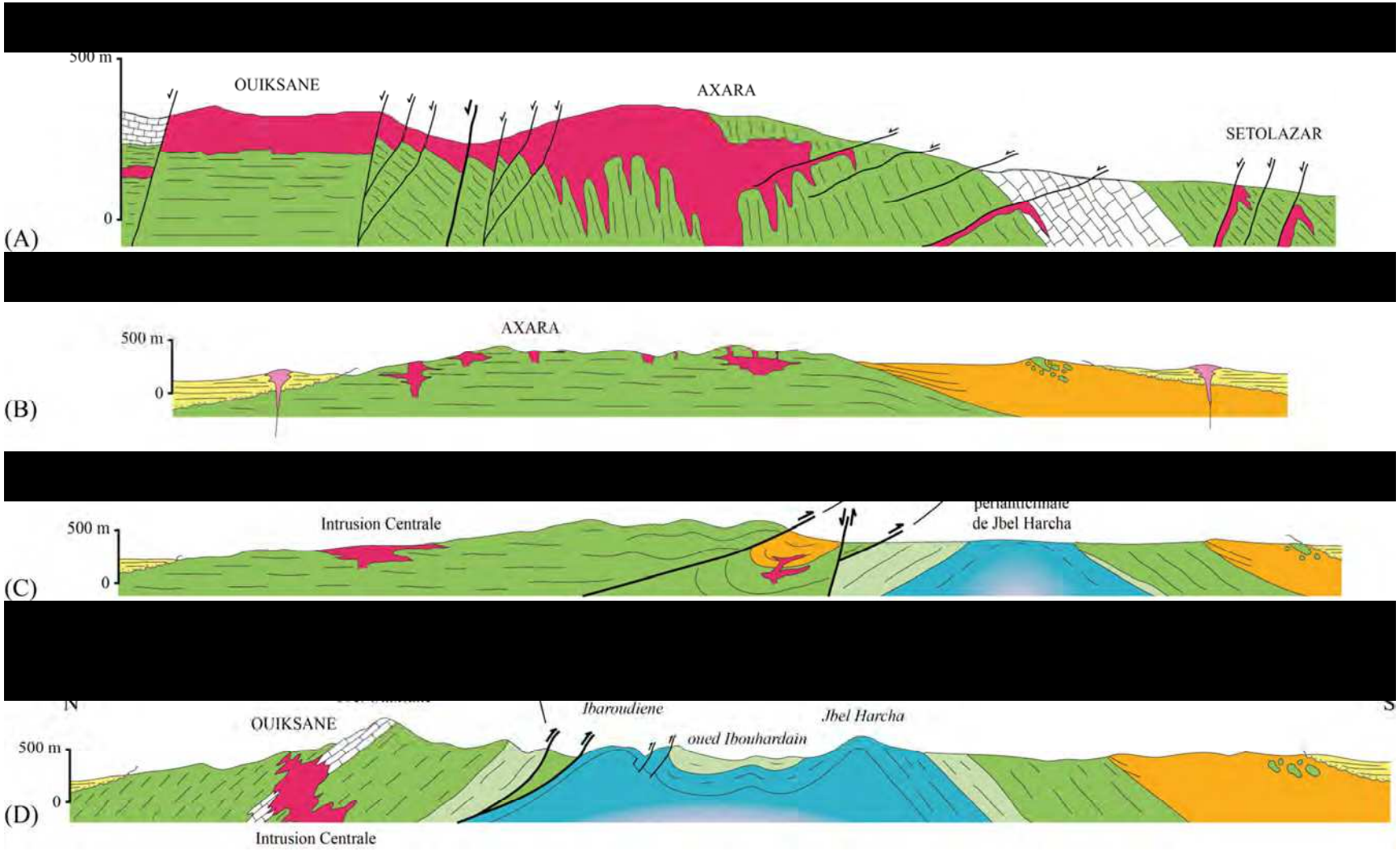



**Figure 10.2 :** coupes géologiques du massif des Beni Bou Ifrour (ce travail). (A) Coupe WE du Domaine Nord entre les gisements de Ouiksane et de Setolazar ; (B), (C) et (D) Coupes NS de l'ensemble du massif, dans le secteur oriental (B), intermédiaire (C) et dans le secteur occidental (D). Les unités 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.

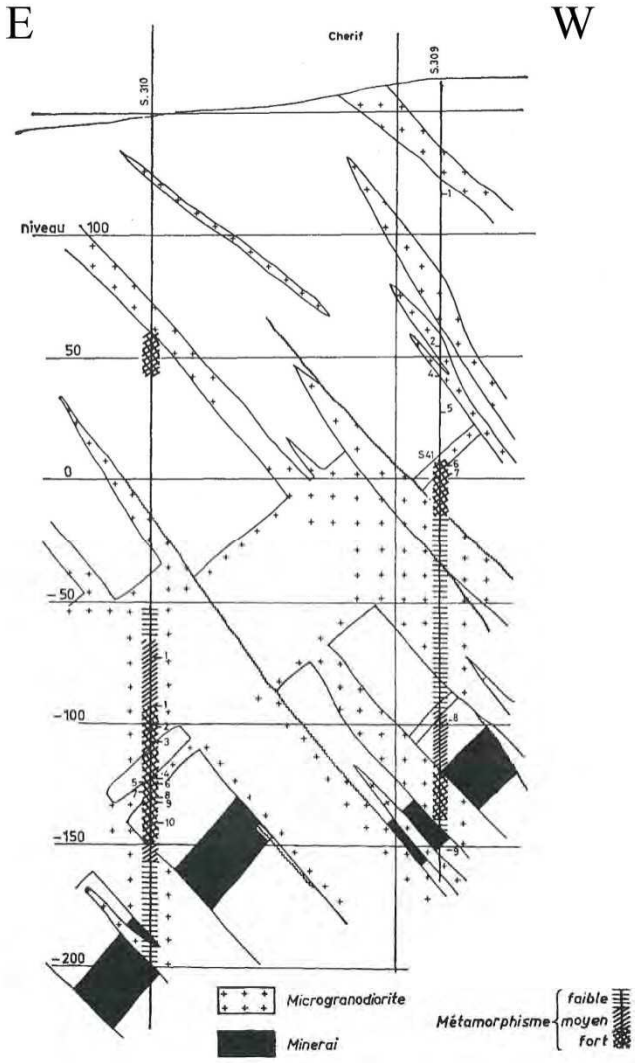



**Figure 10.3 :** coupe de deux sondages à Chérif (Setolazar) illustrant la répartition du métamorphisme en profondeur (RHODEN & ERENO, 1962). On peut y voir que les intrusions magmatiques tantôt suivent la stratigraphie (ici soulignée par le minerai en noir) sous forme de sill, ou la recoupent sous 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 KERCHAOUI (1994) : cette phase, restreinte au secteur, se produit de façon précoce dans l'histoire du massif des Beni Bou Ifrour, 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 Ifrour » 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 Ma ± 0.3 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 Ifrour, et tout particulièrement son soulèvement.

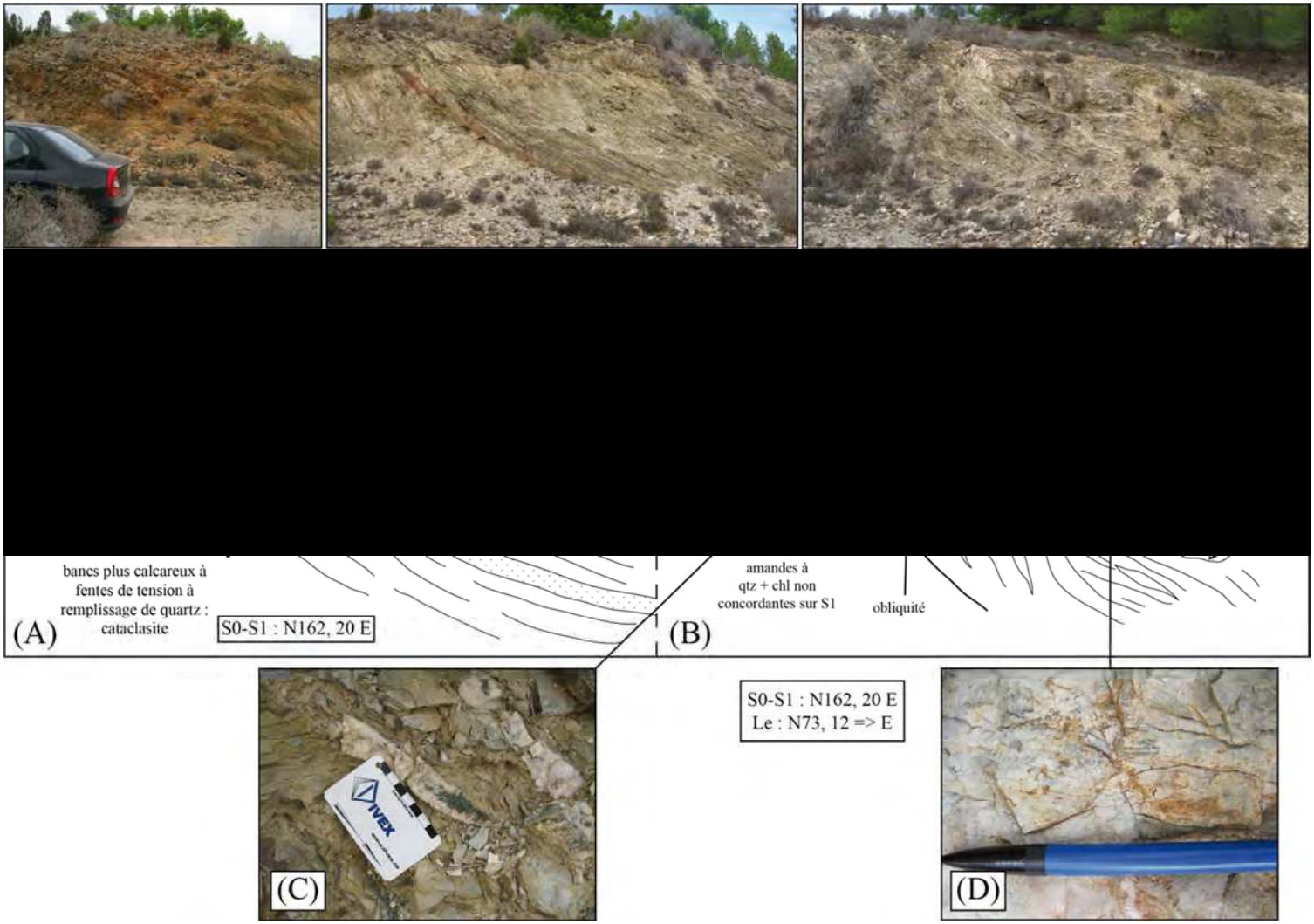



**Figure 10.5 :** indices d'extension dans le secteur nord-oriental. (A) Sur faille normale basculée, bancs calcareux présentant des fentes de tension à remplissage quartzeux ; (B) Sur faille normale basculée, structure extensive présentant des caractères ductiles : (C) « semelle » d'amandes de quartz-chlorite,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

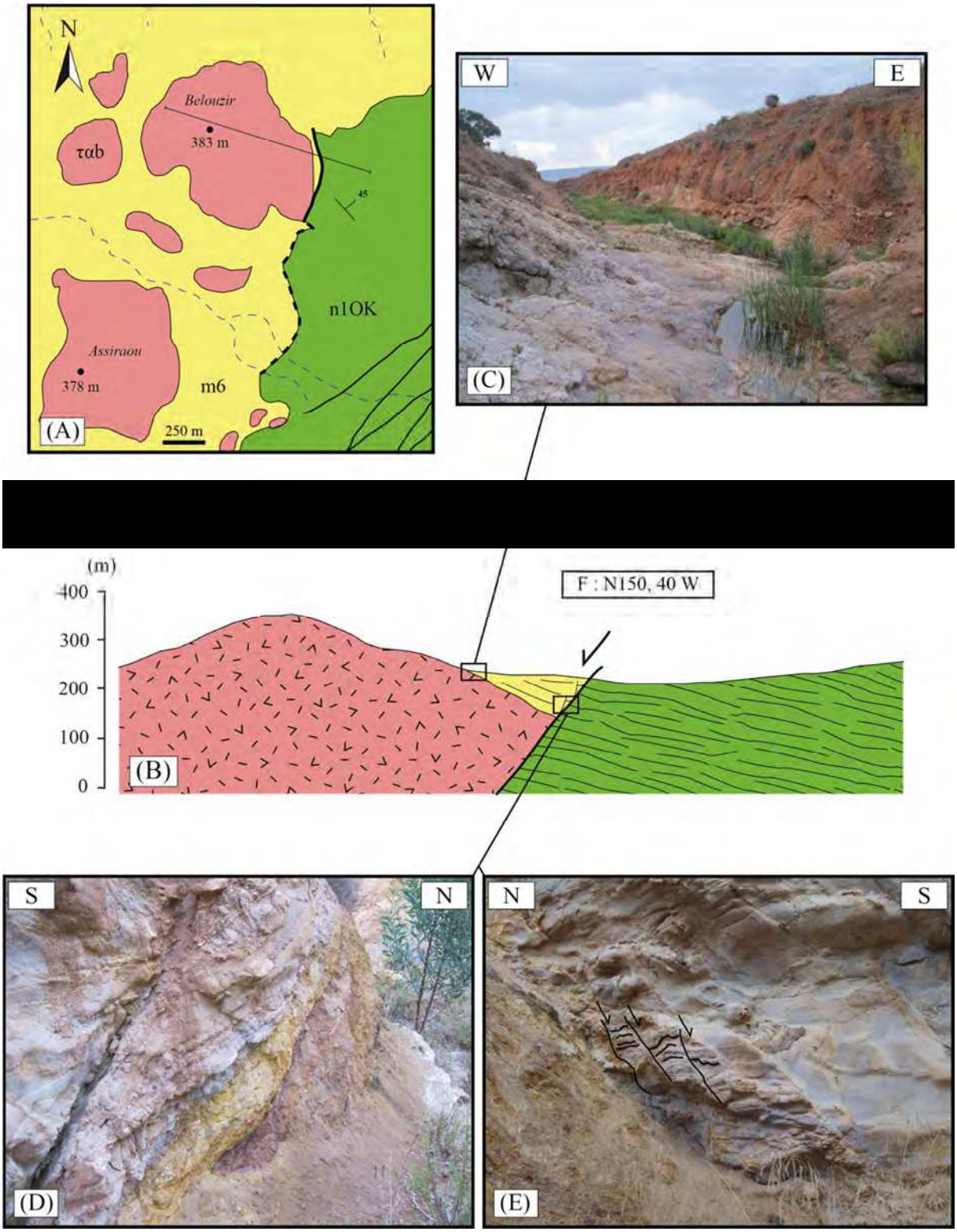



**Figure 10.6 :** planche de la limite NW du massif (volcan du Belouzir). (A) Extrait annoté de la carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane. La faille bordière y a été ajoutée ; (B) Coupe de principe, dont le tracé se trouve en (A) ; (C) Dans l'oued, les volcanites (à l'Ouest) s'enfoncent sous les 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 Ouiksane (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).

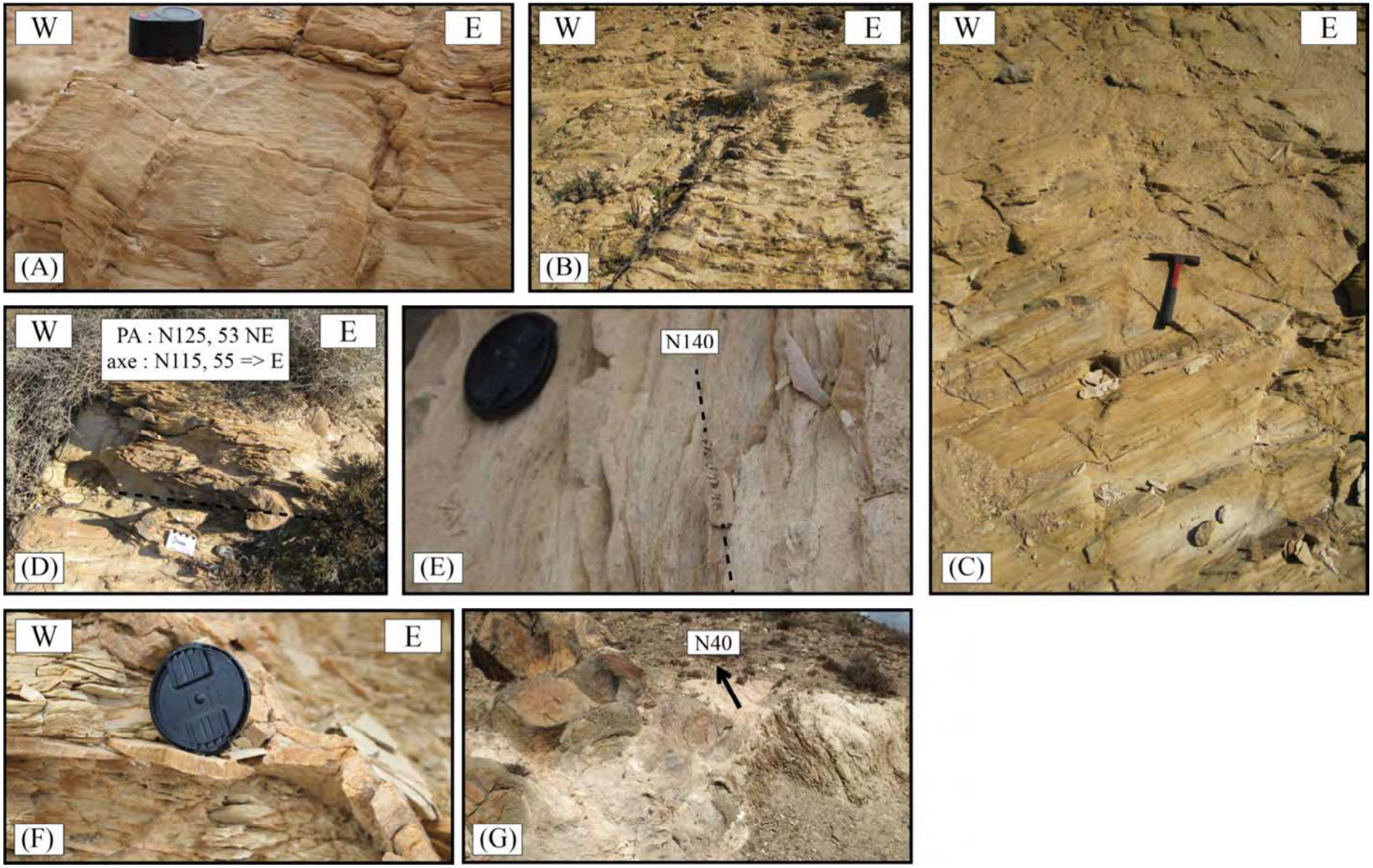
Une composante d'étirement s'y matérialise par des veines de quartz ou de carbonates sécantes (N145-150, 70-75 W) par la suite replissées (Figure 10.8 D), ainsi que par de petits éléments (quartz fibreux et oxydes de fer) étirés en N140 dans les plans de stratigraphie, avec mouvement probable vers le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


W
E
(A)
W
E
(B)
W
E
(C)
W
PA : N125, 53 NE
axe : N115, 55 => E
E
(D)
N140
(E)
W
E
(F)
N40
(G)

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 quartzeuses 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

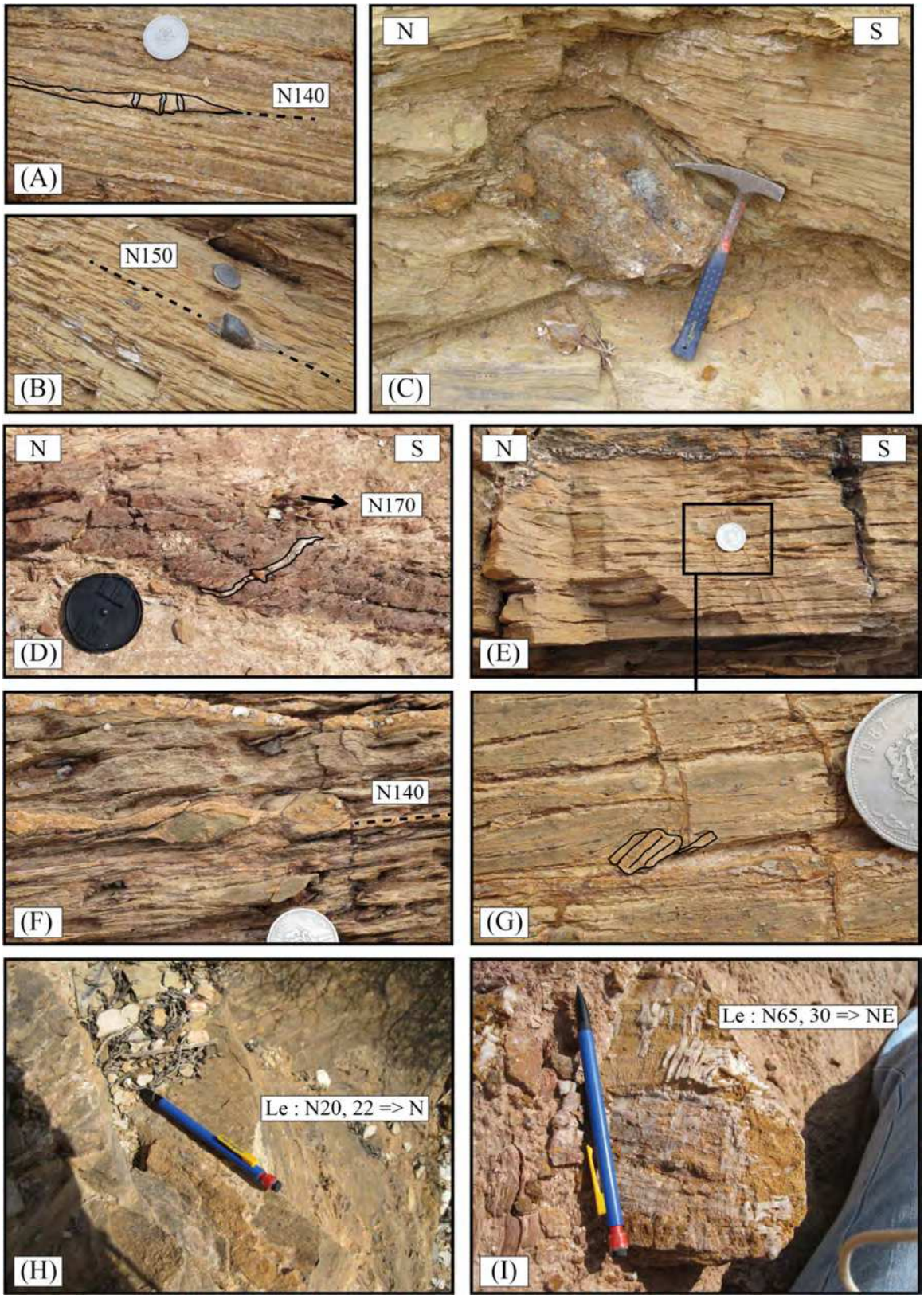



**Figure 10.10 :** planche illustrant la déformation du Miocène moyen. (A) Veines de quartz réétirées en N140 et tronçonnées ; (B) Galets noirs marquant un étirement en N150 ; (C) Boule de quartz emballée et tournée dans des schistes ardoisiers ; (D) La S1 est parfois sigmoïde, ici la cinématique est 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.

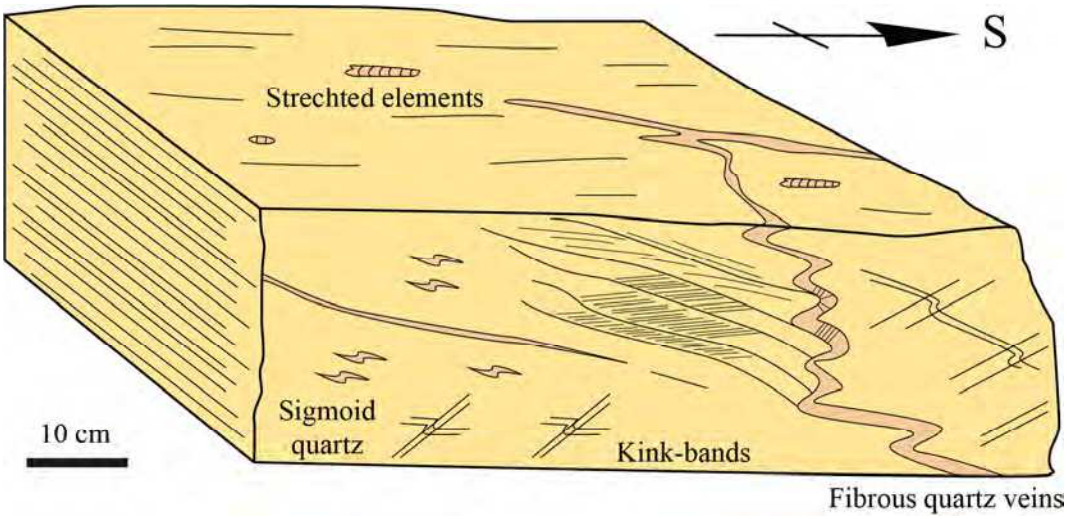



**Figure 10.11 :** bloc-diagramme représentant les caractéristiques de la déformation, commune aux faciès du Jurassique et du Miocène moyen.

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'apparait 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

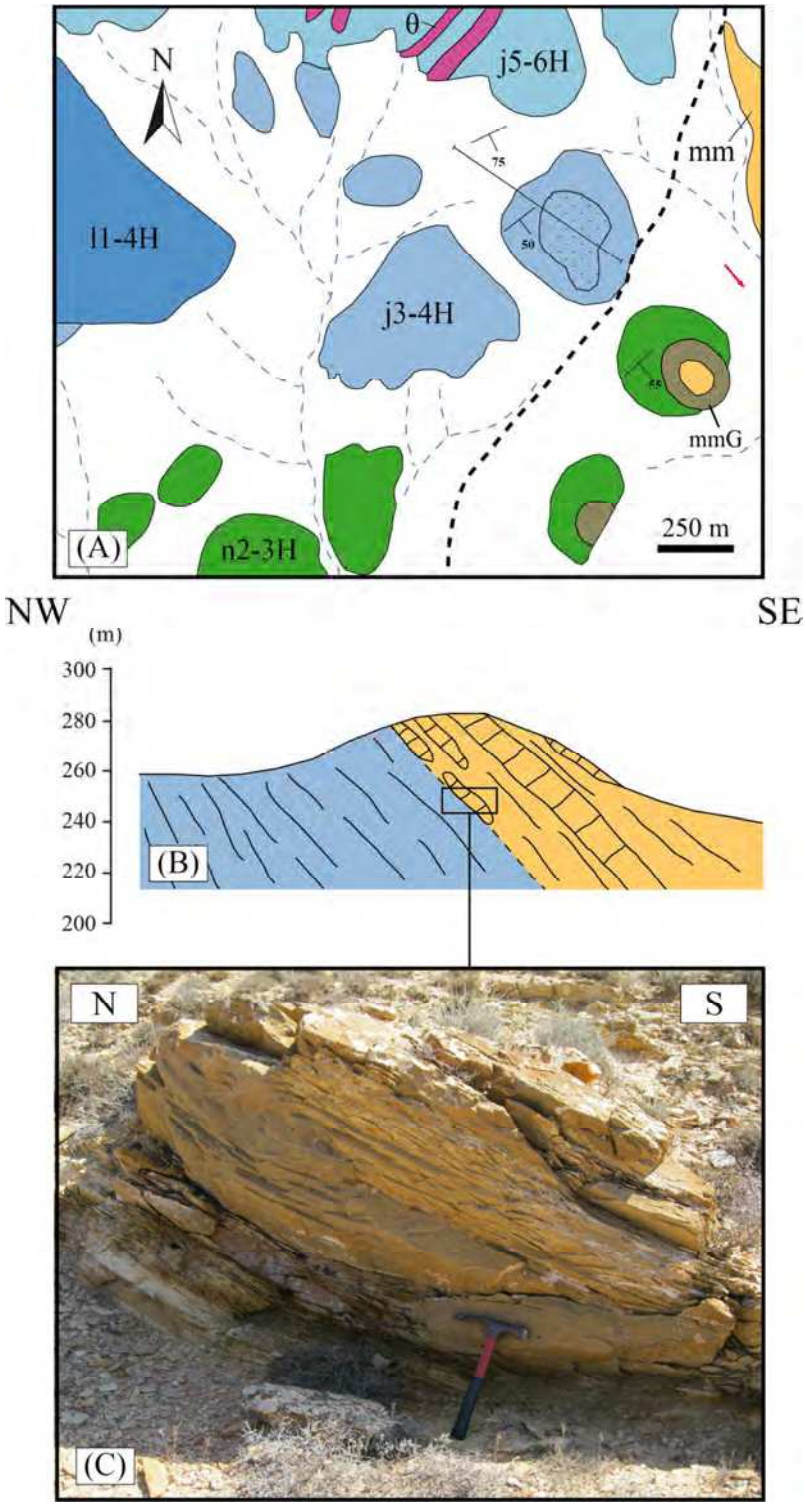



**Figure 10.12 :** planche illustrant une butte-témoin au contact entre le Jurassique et le Miocène moyen. (A) Extrait annoté de la carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane. La flèche rouge représente l'étirement porté par les schistes du Miocène moyen ; (B) Coupe de principe, dont le tracé se trouve 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 – l1-4H : 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).

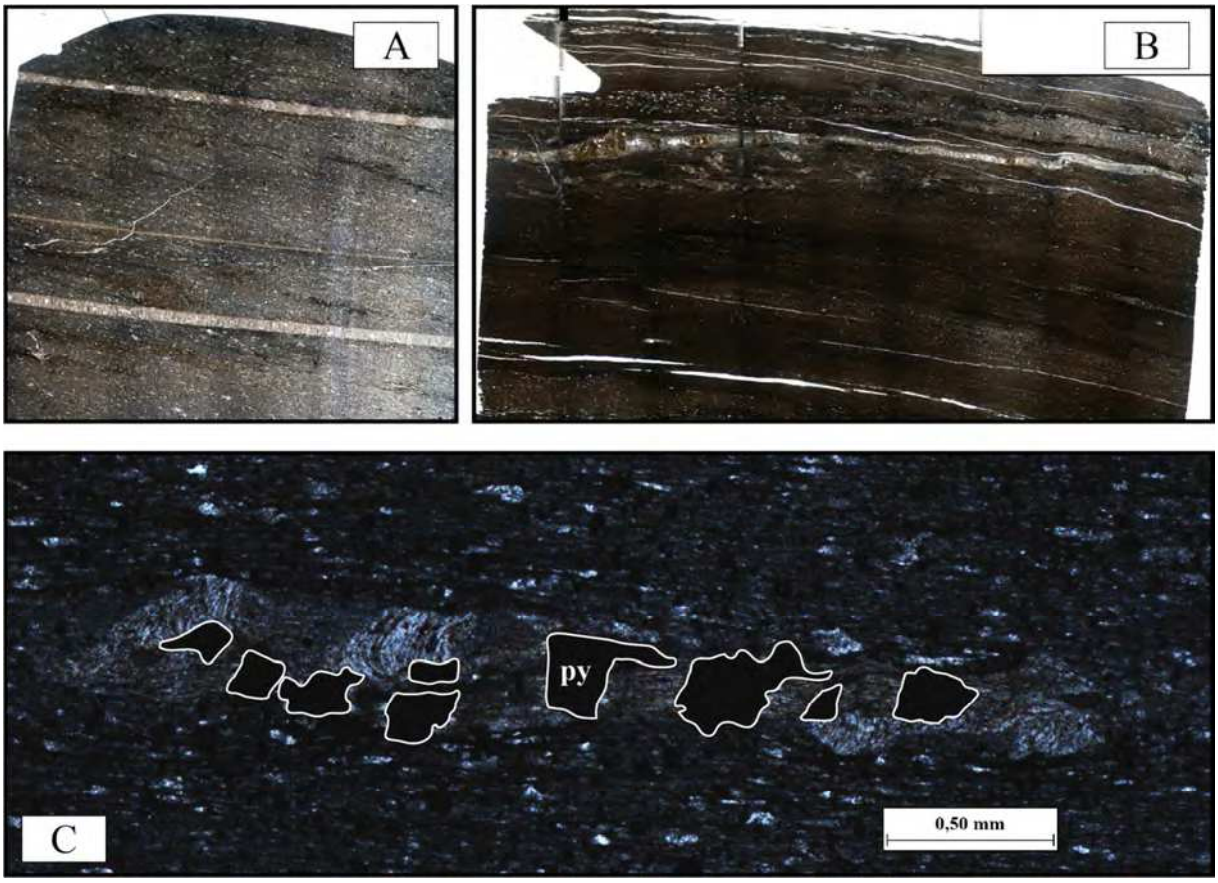



**Figure 10.13 :** mosaïques de photos microscopiques des lames minces pour les faciès du (A) Jurassique et (B) Miocène moyen (grossissement x 1.5) ; (C) Détail d'un élément étiré sur (A), avec fibres de quartz et pyrite (py).

leur sommet, jusqu'à devenir un véritable olistostrome.

Situé au SE en bordure du massif des Beni Bou Ifrour, 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 fluviatile y a permis l'affleurement d'une formation que l'on n'observe ailleurs que sur le flanc septentrional des Kebdana : 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 Ifrour. 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,

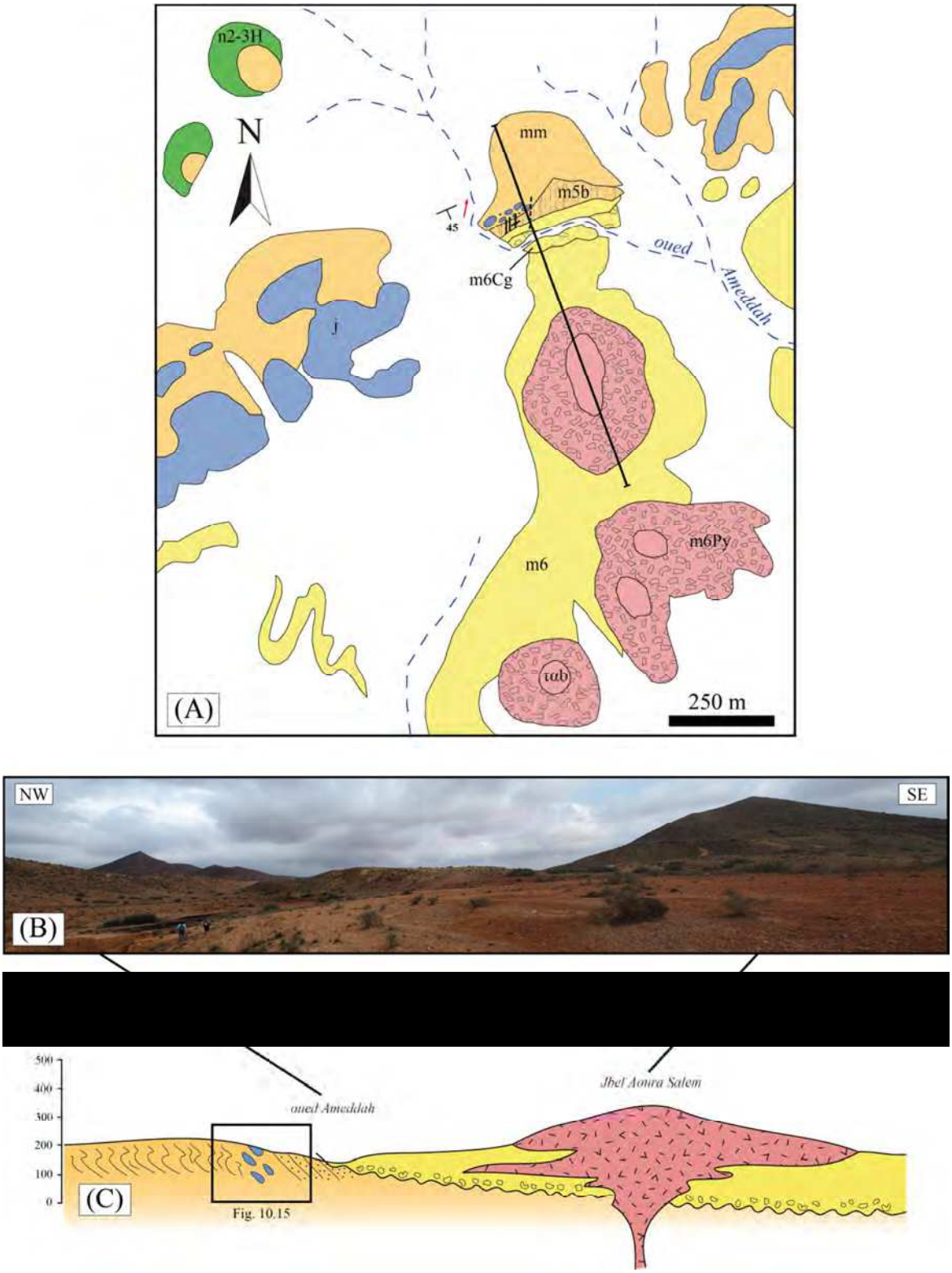
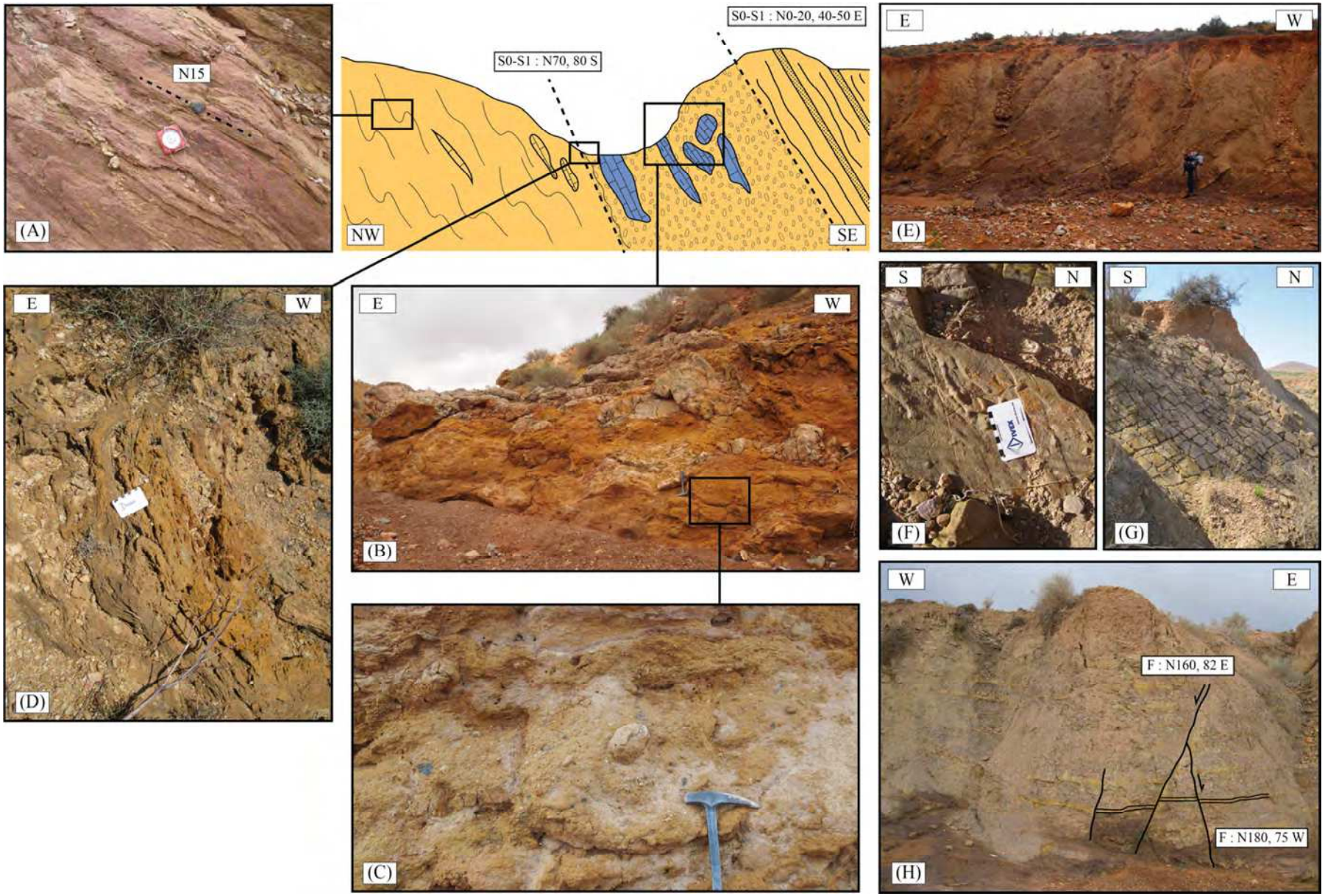



**Figure 10.14 :** planche illustrant la situation géologique de l'oued Ameddah. (A) Extrait modifié de la carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane. Les failles et les olistolithes (j) ont été ajoutés au niveau de l'oued. La flèche rouge symbolise une linéation d'étirement présente dans les schistes ; (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 calcareux (j) ; m5b : formation de l'oued Ameddah ; m6 : sédiments post-nappes du Messinien (et Tortonien *pro parte* ?), dont conglomérat basal (m6Cg) ; τab : latites à biotite et amphibole ; m6Py : cendres et scories.


N15
(A)
S0-S1 : N0-20, 40-50 E
S0-S1 : N70, 80 S
NW
SE
E
W
(E)
E
W
(D)
E
W
(B)
S
N
(F)
S
N
(G)
(C)
W
E
F : N160, 82 E
F : N180, 75 W
(H)

bien qu'essentiellement carbonatée (calcaires feuilletés ou sparitiques) et pas ou peu d'éléments schisteux ou volcaniques. Leur taille va du millimètre au décamètre et ils sont consolidés dans un ciment jaunâtre clastique 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 calcareux 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 (KERCHAOUI, 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 Ifrour ; 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*

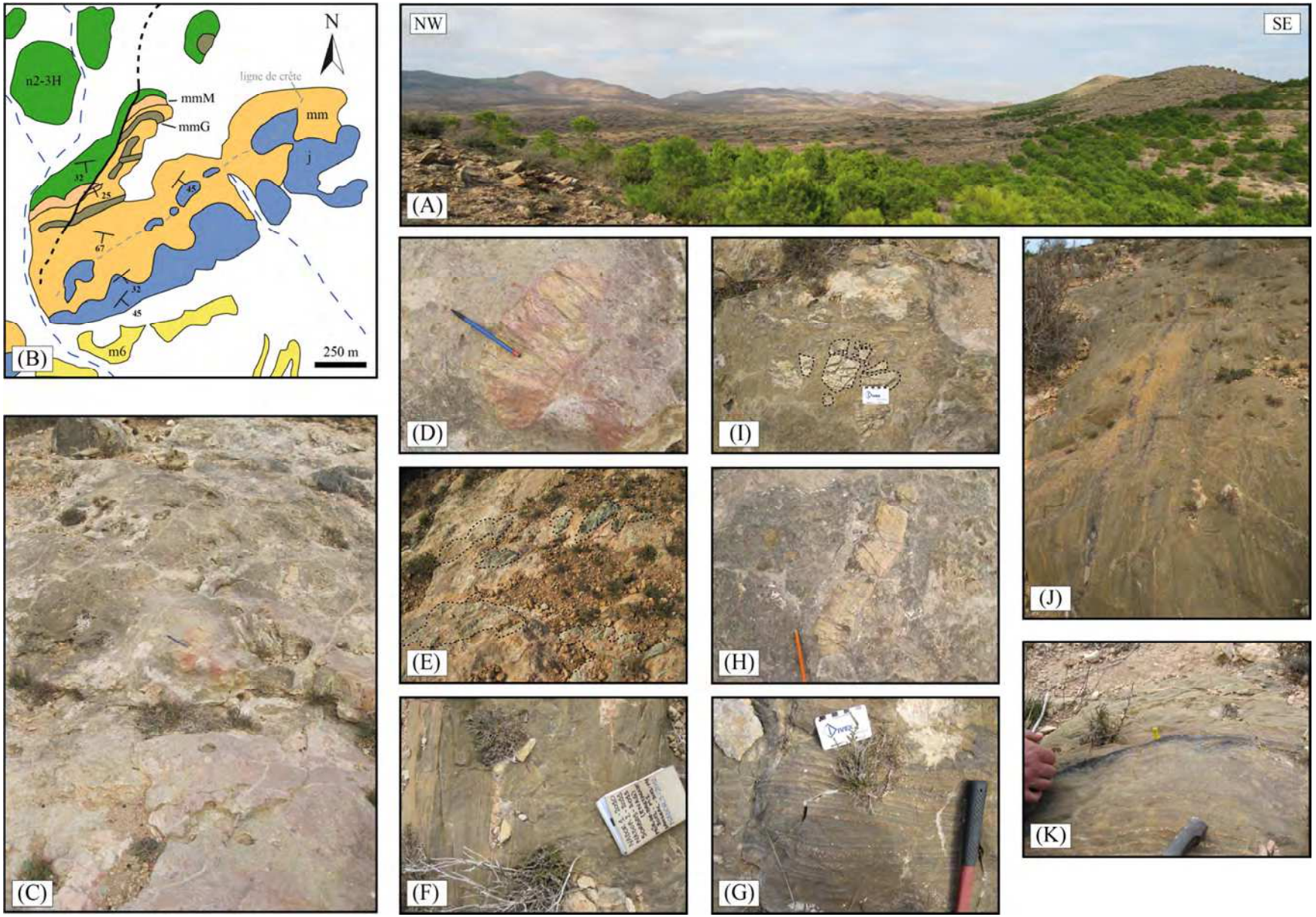
La limite entre les deux domaines des Beni Bou Ifrour a été définie par KERCHAOUI (1994) comme le chevauchement d'un Domaine Nord, olistostromique allochtone provenant de l'Est (Oranais), sur un Domaine Sud autochtone. Il cale leur rapprochement tectonique au Miocène moyen, puisque l'on trouve ces formations 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 calcareux (j), grès (mmG) et molasse basale (mmM) ; m6 : sédiments post-nappes du Messinien (et Tortonien *pro parte* ?).


N
n2-3H
ligne de crête
mmM
mmG
mm
j
m6
250 m
(B)
NW
SE
(A)
(C)
(D)
(E)
(F)
(G)
(H)
(I)
(J)
(K)

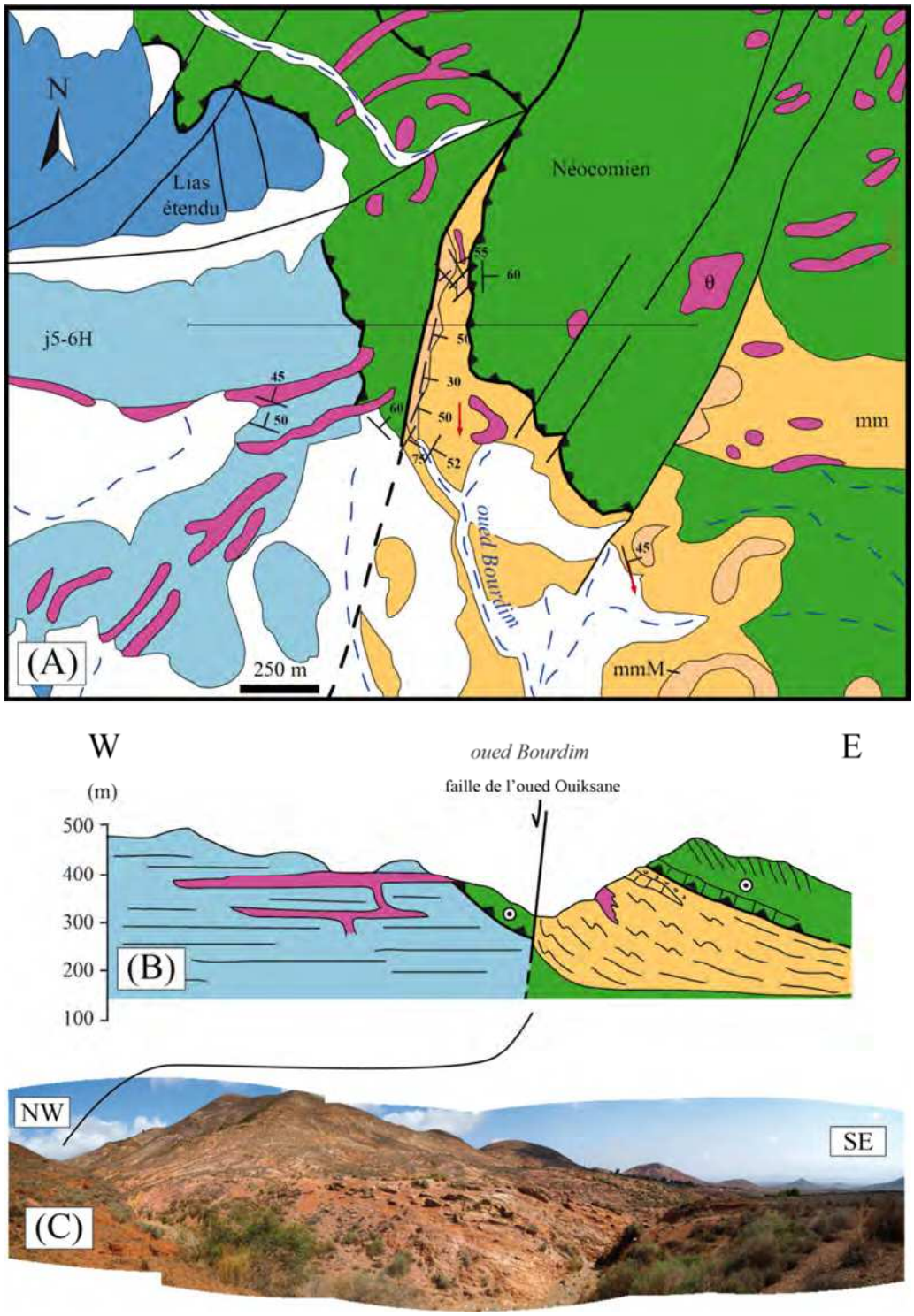



**Figure 10.18 :** planche illustrant le site de l'oued Bourdim. (A) Extrait annoté de la carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane. Les flèches rouges représentent les cisaillements et linéations d'étirement ; (B) Coupe de principe, dont le tracé se trouve en (A) ; (C) Panorama de l'oued Bourdim. Abréviations – Lias étendu : réunit le l1-4H (calcaires massifs ou lités et dolomies blanches du Lias moyen (à inférieur ?)), le l5-6H (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).

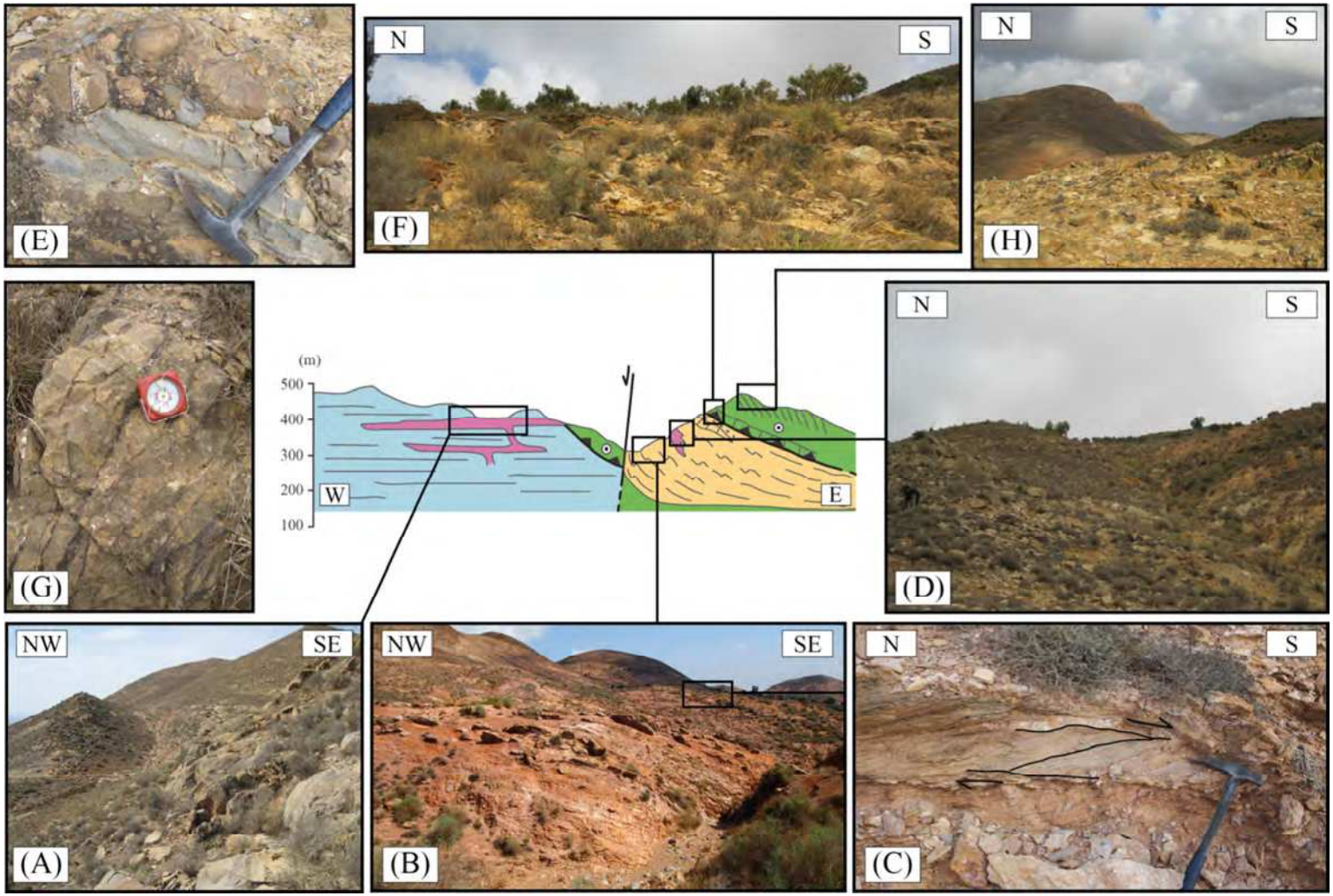



**Figure 10.19 :** planche de détail de l'oued Bourdim. (A) Reliefs magmatiques dans les schistes jurassiques ; (B) Formation typique du Miocène moyen, comprenant localement des (C) indices de cisaillement marquant un mouvement vers le Sud ; (D) Présence d'une intrusion magmatique grenue au sein du Miocène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

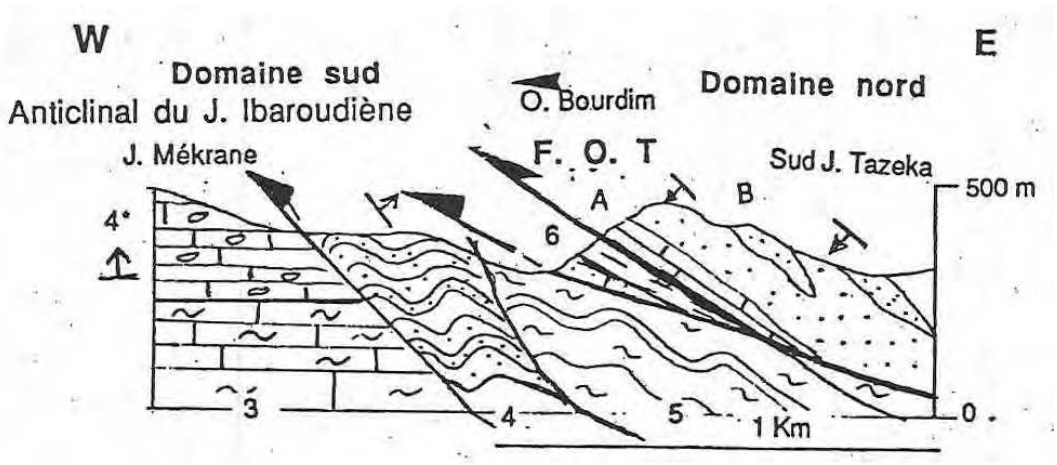



**Figure 10.20 :** coupe de l'oued Bourdim (KERCHAOUI, 1995). Abréviations – F. O. T. : faille de l'oued Tlat ; J. : jbel ; O. : oued.

#### 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 peignés 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 I). 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.

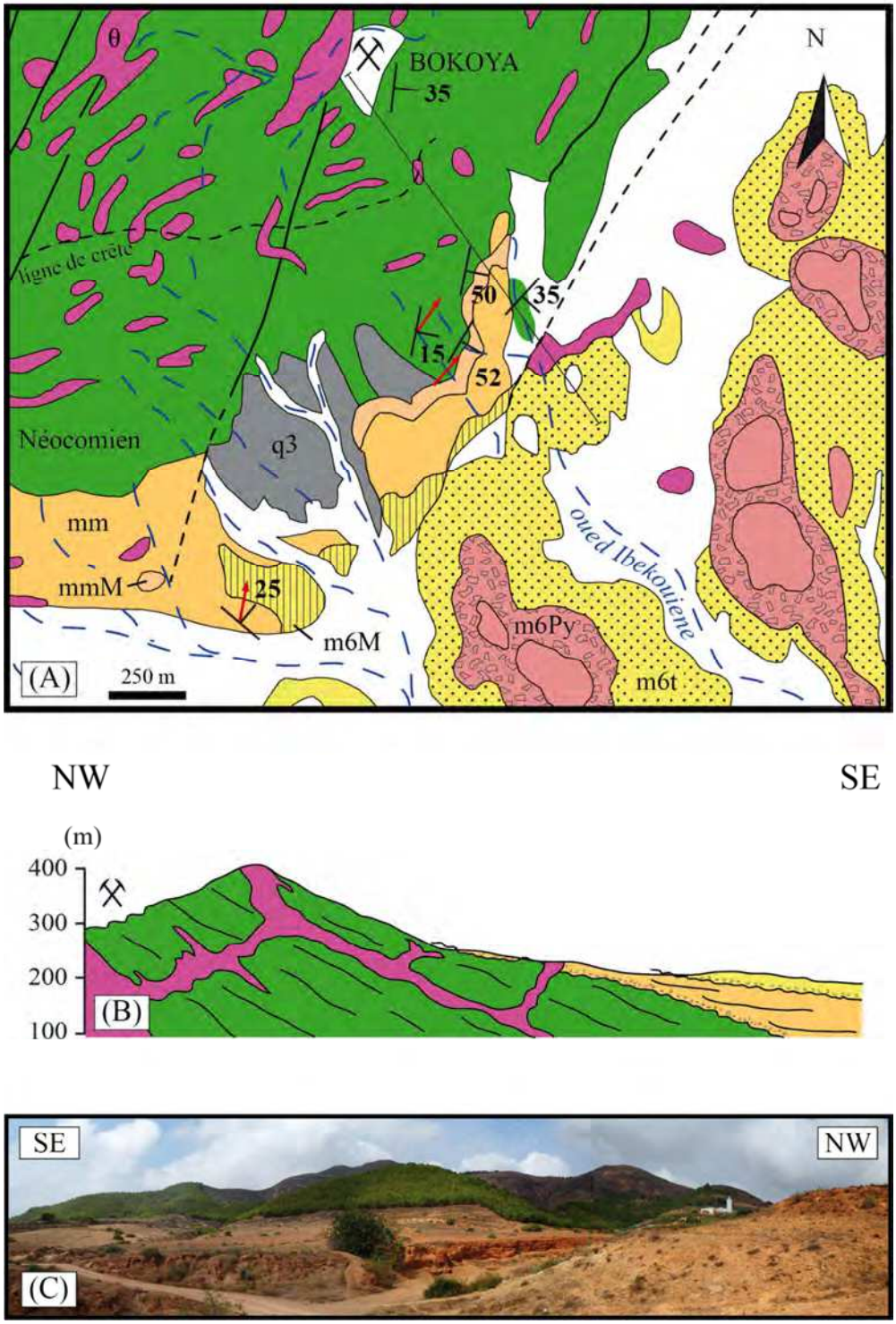



**Figure 10.21 :** planche illustrant le site de l'oued Ibekouiene. (A) Extrait modifié de la carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane ; (B) Coupe de principe, dont le tracé se trouve en (A) ; (C) Panorama de l'oued Ibekouiene. Abréviations – Néocomien : formation de Ouiksane ; θ : roches magmatiques 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).

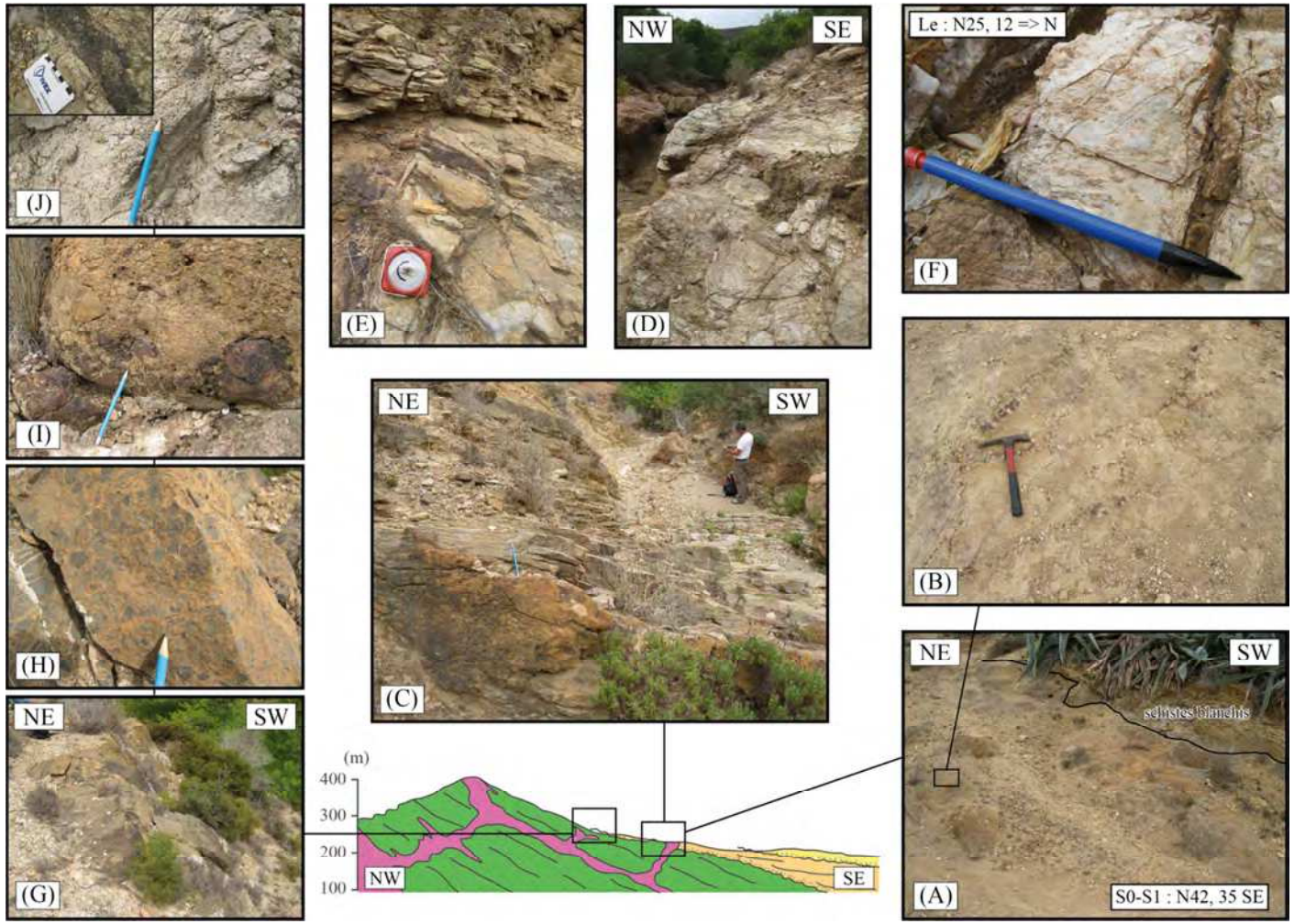



**Figure 10.22 :** planche de détail pour l'oued Ibekouiene. Celui-ci incise les formations du Miocène moyen, révélant les formations du Domaine Nord sous-jacentes : (A) Sill magmatique altéré dans les schistes crétacés, parcourus (B) d'un stockwerk ferrugineux discret; (C) et (D) Alternances carbonatées 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.

# 11

# 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 ; KERCHAOUI, 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 cogénétisme 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).

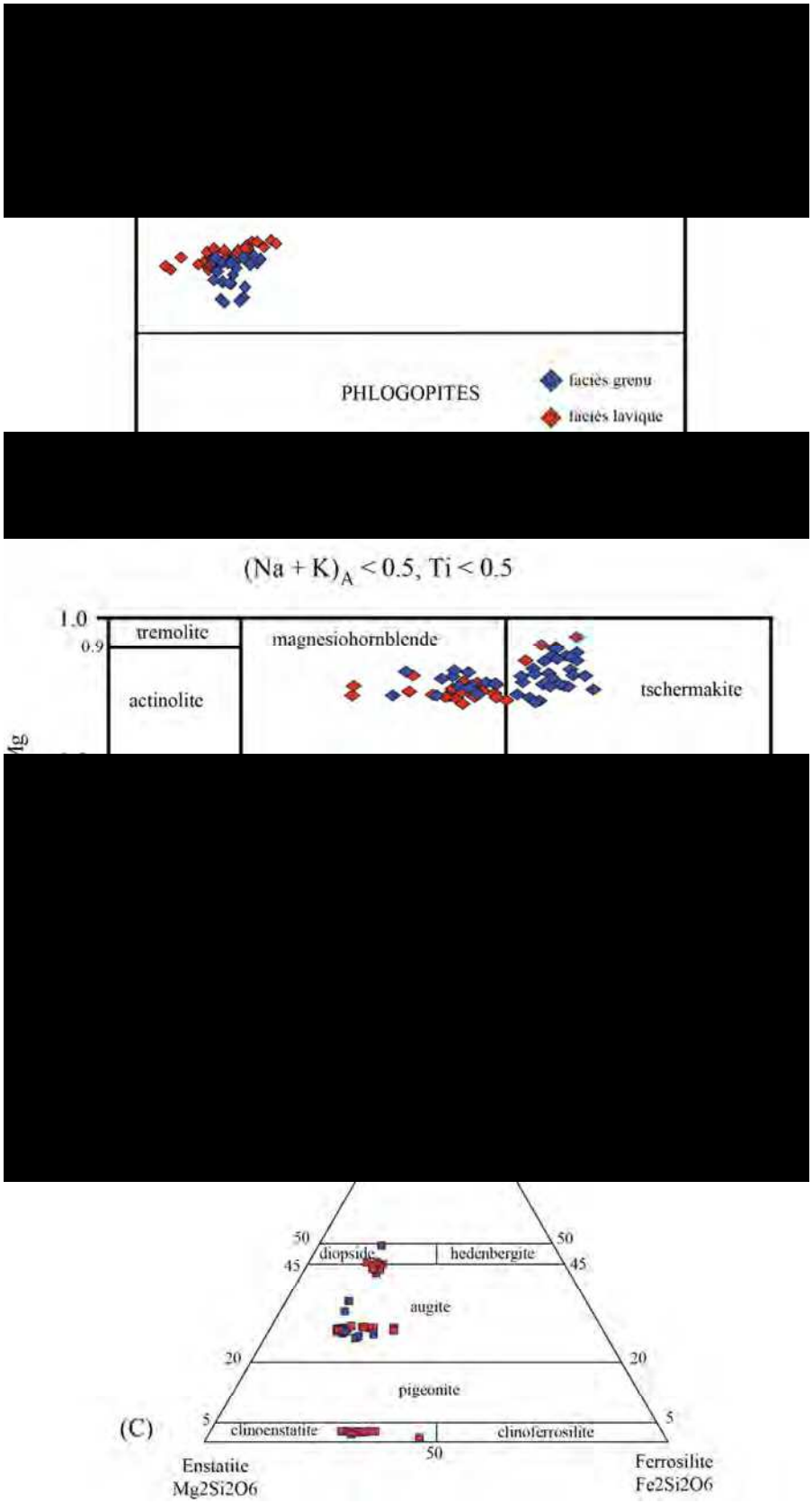



**Figure 11.1 :** caractérisation des minéraux magmatiques. (A) Report des biotites dans le graphe des micas noirs (DEER *et al.*, 1966 ; pas de $Fe^{3+}$) ; (B) Report des amphiboles dans la classification des amphiboles calciques (LEAKE *et al.*, 1997 ; $Fe^{3+}$ maximum) ; (C) Report des pyroxènes dans la classification de MORIMOTO (1989).

| **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 %) | | | | | | | | | | | | |
| SiO2 | 57.75 | 56.82 | 58.11 | 56.31 | 55.91 | 55.08 | 52.47 | 58.79 | 62.17 | 57.57 | 56.63 | 60.36 |
| Al2O3 | 16.538 | 17.155 | 15.828 | 16.303 | 14.83 | 14.753 | 14.113 | 15.645 | 15.56 | 15.378 | 17.21 | 15.56 |
| Fe2O3 | 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 |
| Na2O | 2.84 | 3.054 | 2.623 | 2.649 | 2.861 | 3.5 | 3.111 | 2.911 | 2.901 | 2.677 | 3.404 | 2.697 |
| K2O | 2.287 | 1.29 | 3.113 | 2.953 | 3.657 | 3.751 | 4.381 | 4.668 | 4.431 | 3.475 | 2.839 | 3.482 |
| TiO2 | 0.867 | 0.897 | 0.87 | 0.841 | 0.673 | 0.76 | 0.712 | 0.744 | 0.558 | 0.577 | 1.001 | 0.657 |
| P2O5 | 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 Ifrour.

Dans le cas du $SiO_2$ (Figure 11.2 A), la corrélation montre bien la différenciation. Quelques points se révèlent légèrement appauvris en $SiO_2$ 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 $Fe_2O_3$ (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 Ifrour. 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 $SiO_2$. 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.

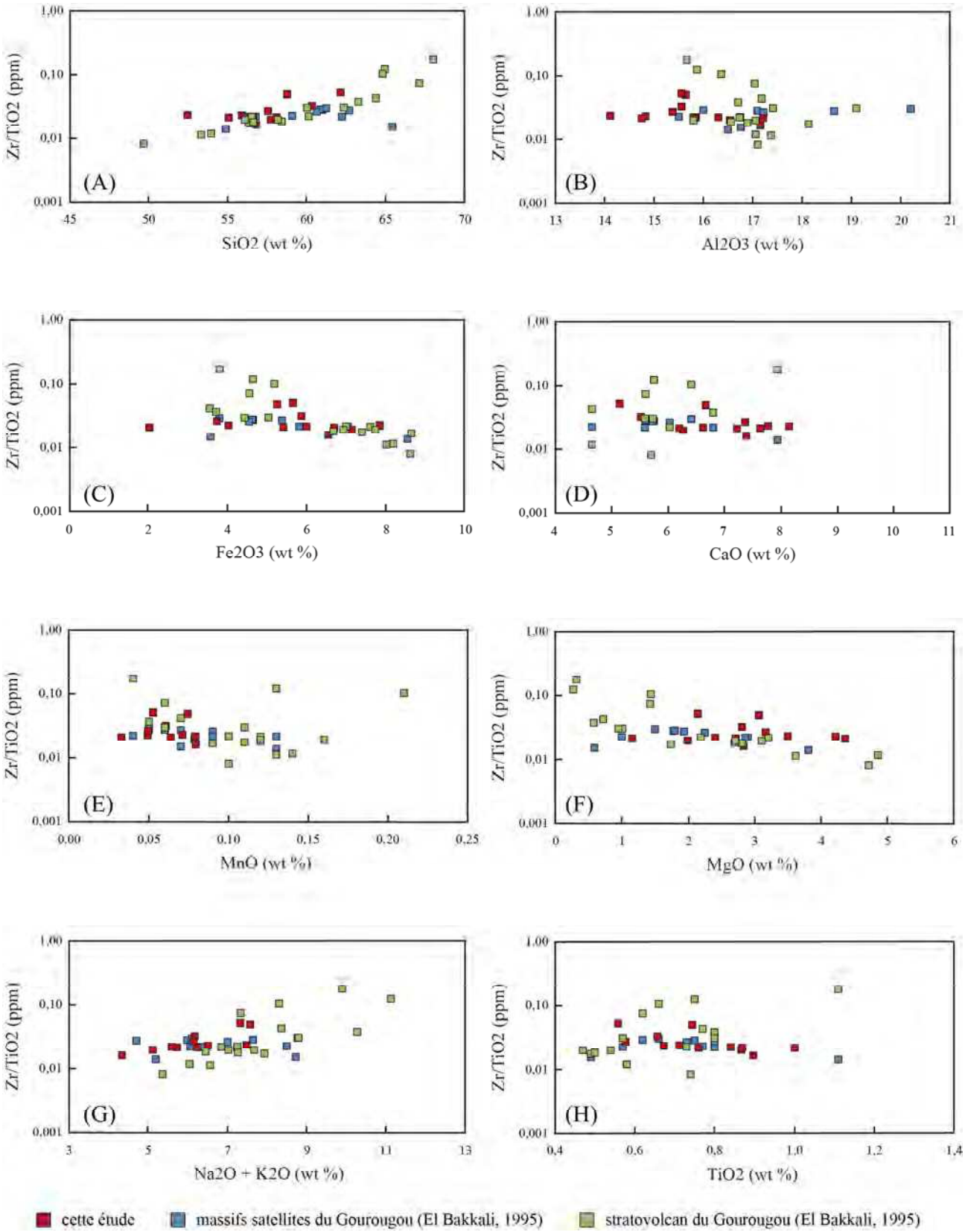



**Figure 11.2 :** comparaison des analyses par rapport à la tendance régionale. Bien qu'il en existe d'autre (KERCHAOUI, 1994 ; DUGGEN *et al.*, 2005), seules les analyses de EL BAKKALI (1995) ont été ici prises en compte afin d'éviter toute interférence analytique. Les quelques termes les plus basiques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

Le MgO fonctionne avec le $Fe_2O_3$ (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 $Fe_2O_3$.

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 Ifrour 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…).

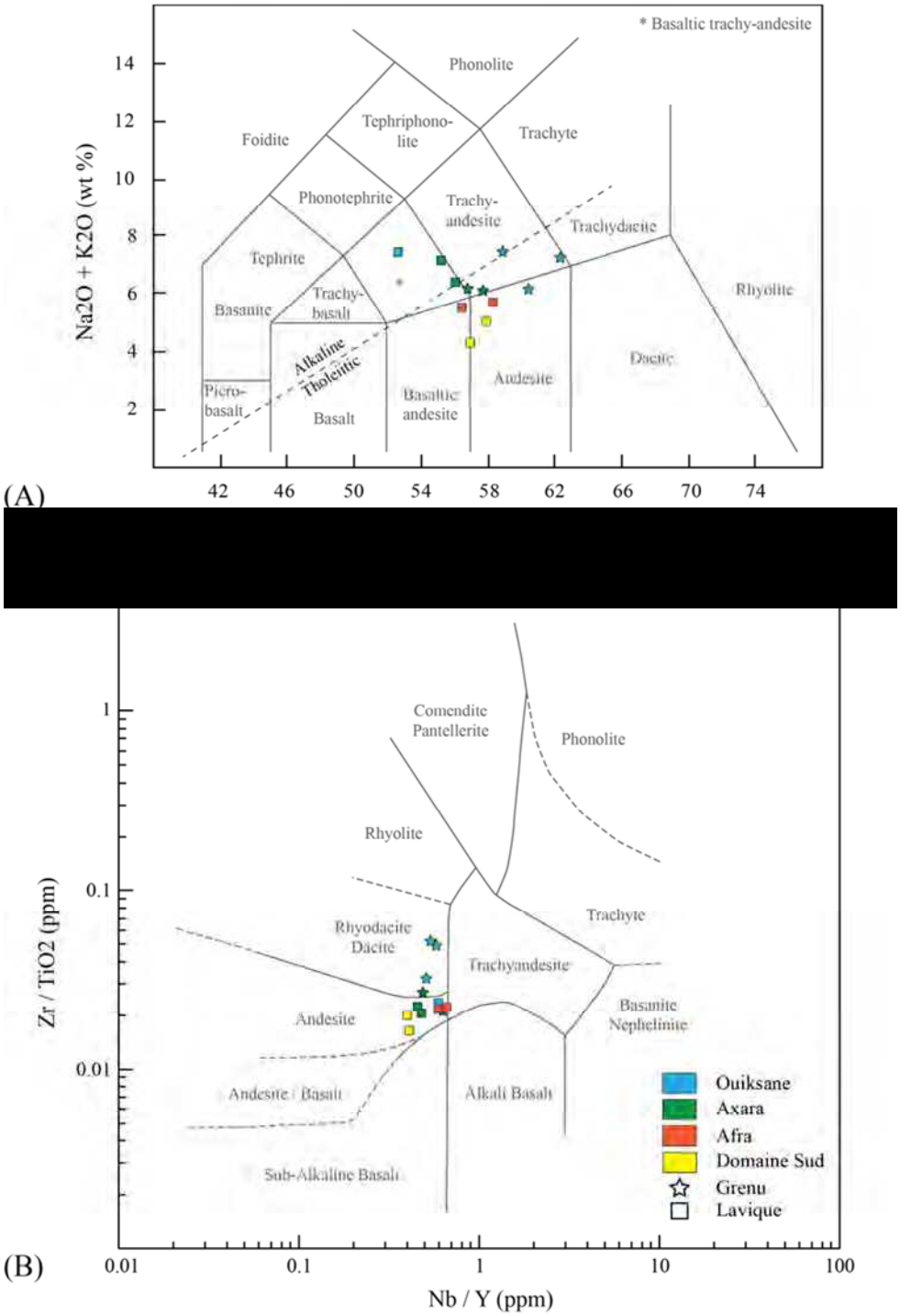



**Figure 11.3 :** comparaison des terminologies de roches magmatiques obtenues via la nomenclature TAS (A) et le diagramme Zr/TiO2 *vs* Nb/Y (B ; WINCHESTER & FLOYD, 1977).

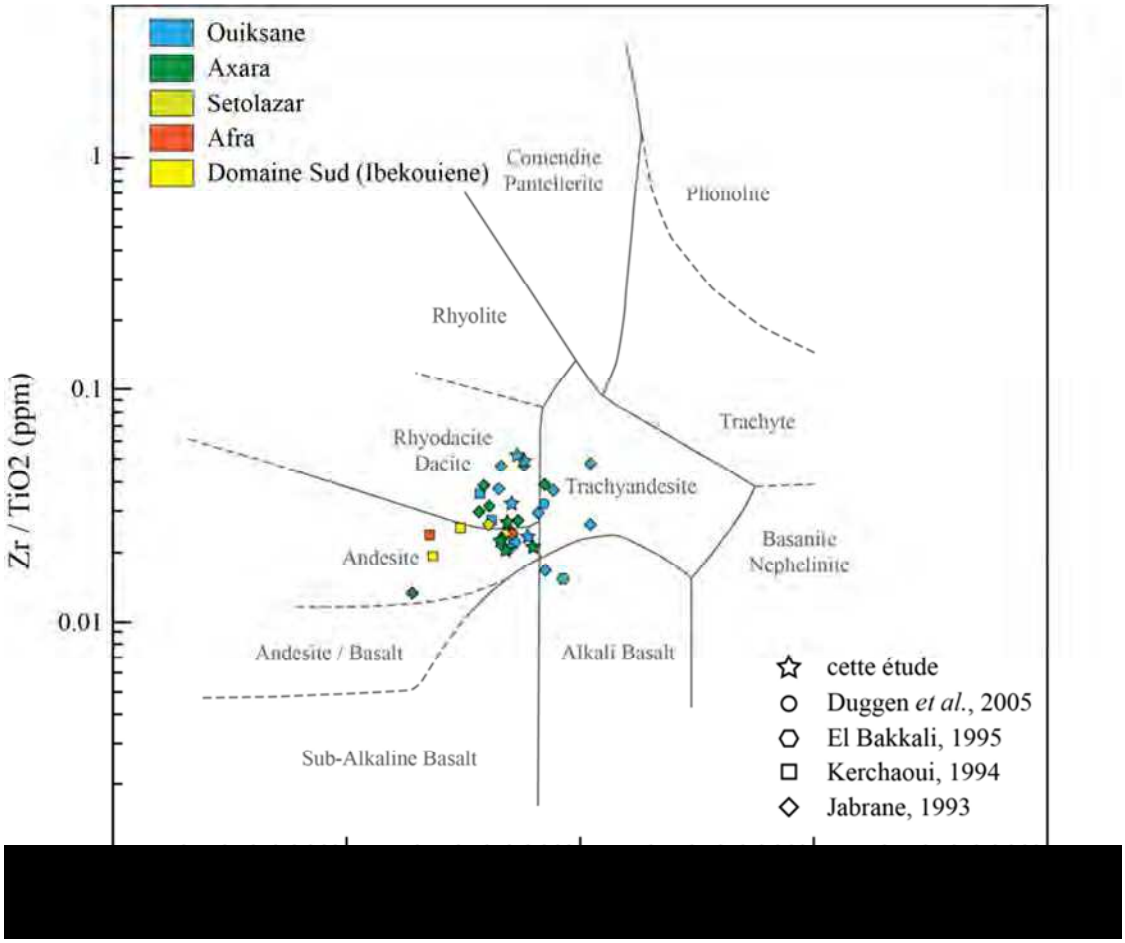



**Figure 11.4 :** caractérisation de l'ensemble des intrusifs grenus du massif des Beni Bou Ifrour dans la classification de WINCHESTER & FLOYD (1977). Une distinction par secteur et par auteur y est apportée.

### *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 Ifrour et des massifs environnants (voir localisations sur la Figure 11.5).

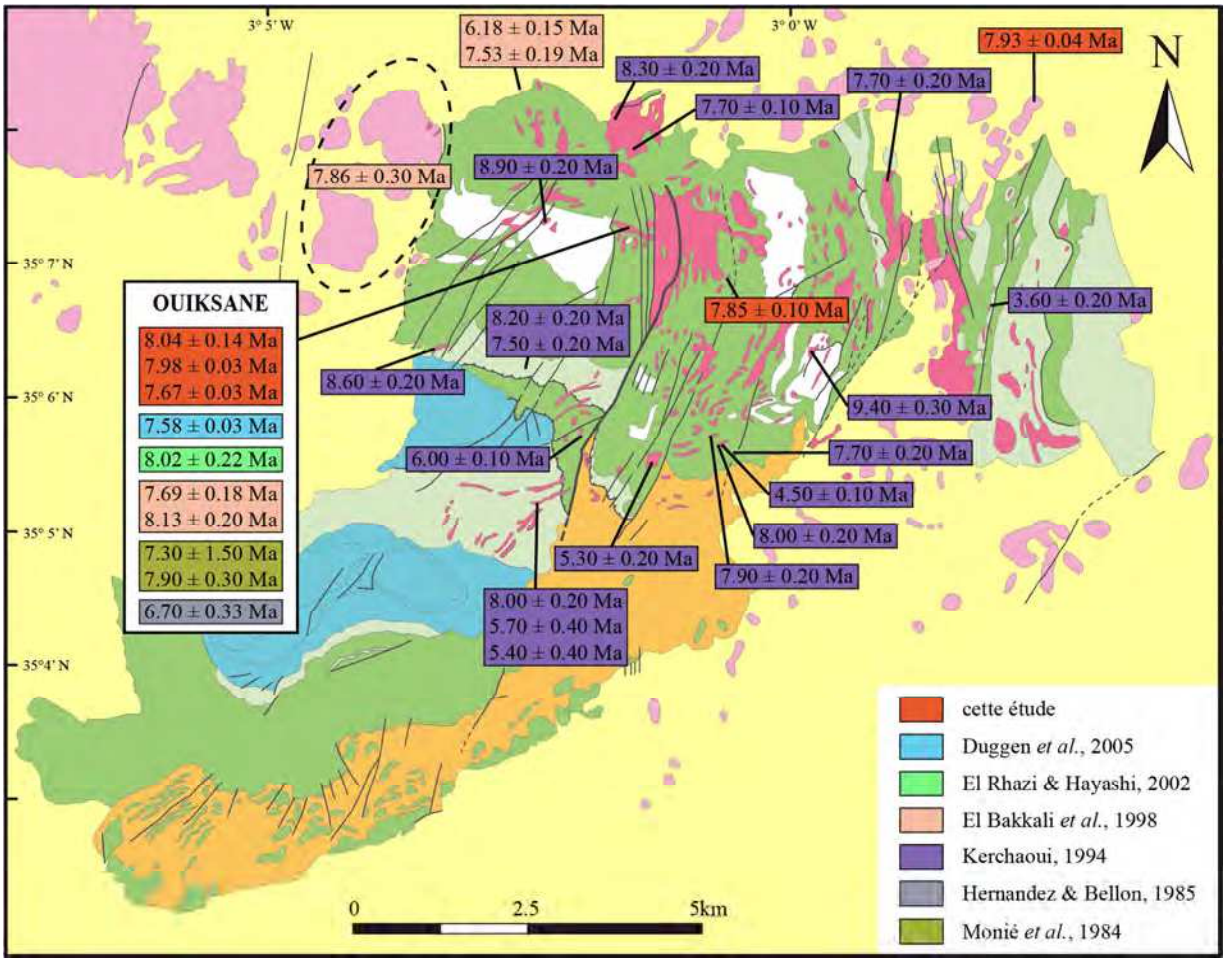



**Figure 11.5 :** report de l'ensemble des âges du magmatisme des Beni Bou Ifrour sur le schéma structural modifié.

### 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.

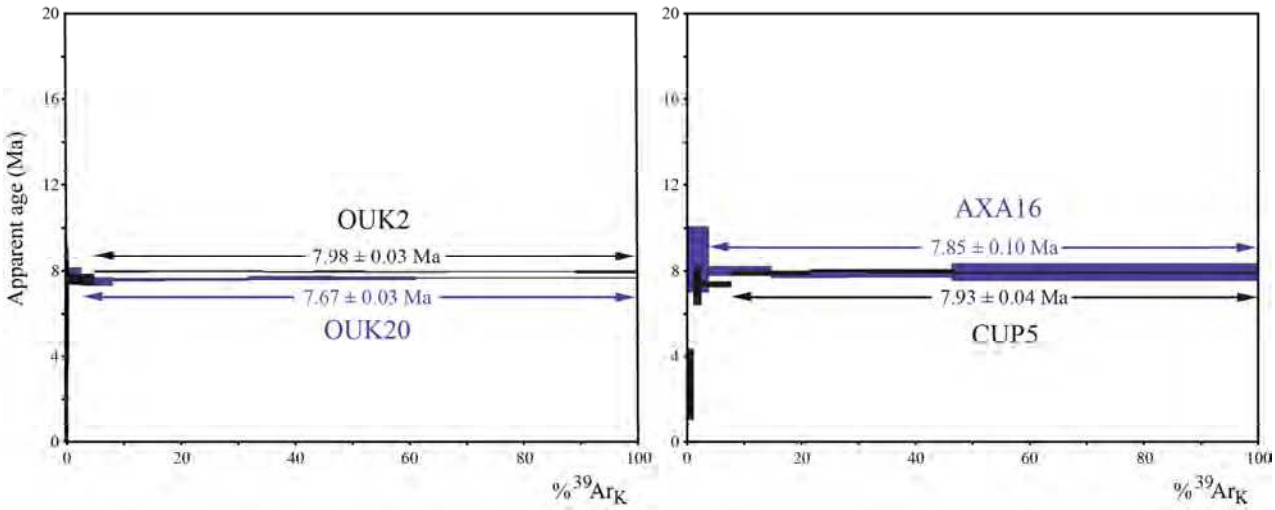



**Figure 11.6 :** synthèse des analyses $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ conventionnelles sur les biotites, présentées sous la forme de spectres.

| Step | Laser power | 36Ar/39Ar | 37Ar/39Ar | 38Ar/39Ar | 40Ar/39Ar | 39Ar | % 39Ar | Atm. Cont | 40Ar*/39K | 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.

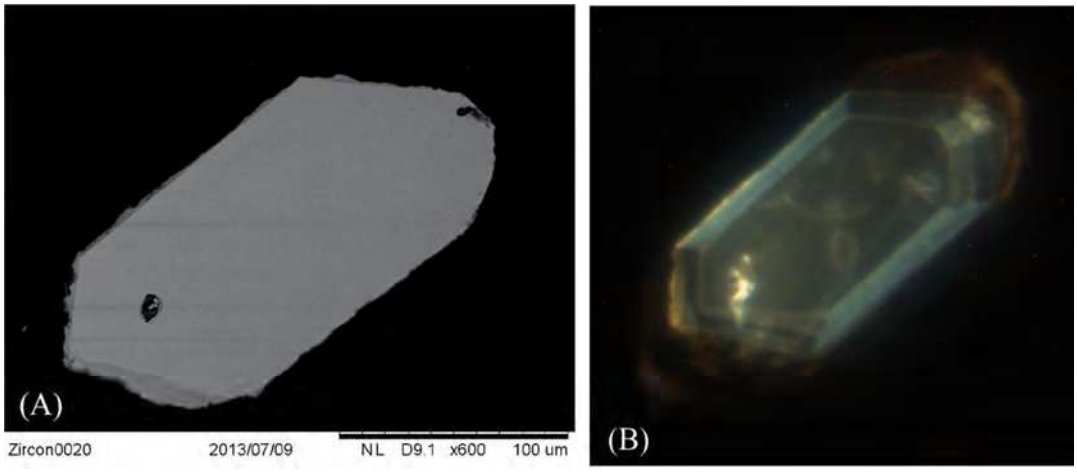



**Figure 11.7 :** exemple de zircon typique sur l'Intrusion Centrale. (A) Imagerie MEB ; (B) Imagerie CL.

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).

| | | | | Ratios | | | | | | | Ages (Ma) | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Analysis** | **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 |

[a]U and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

[b]Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value);

$^{207}Pb/^{235}U$ calculated using $(^{207}Pb/^{206}Pb)/(^{238}U/^{206}Pb * 1/137.88)$

[c]Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}Pb/^{238}U$ and the $^{207}/^{235}U$ ratio

[d]Quadratic addition of within-run errors (2 SD) and daily reproducibility of GJ-1 (2 SD)

[e]Corrected 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.

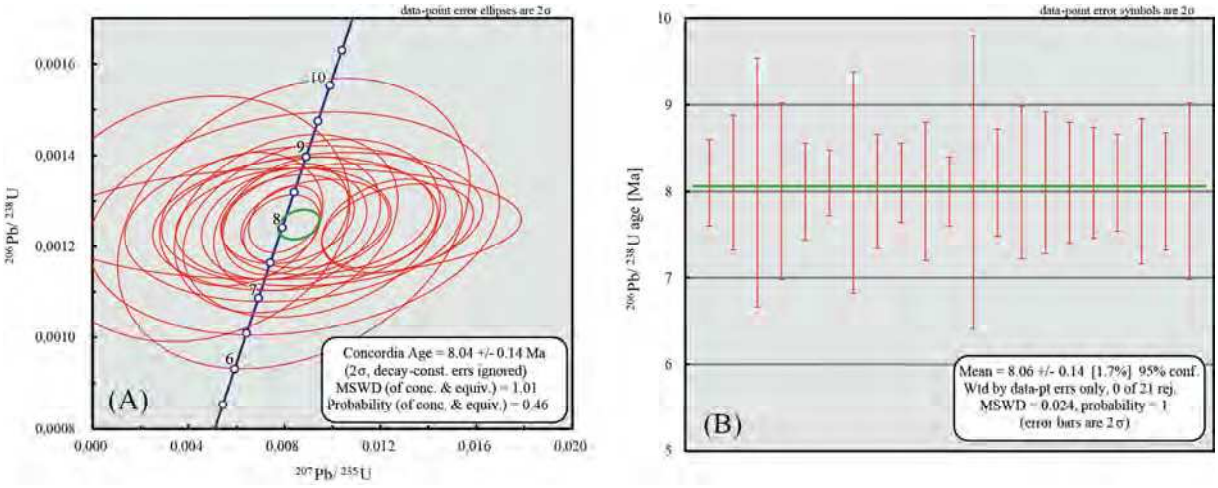



**Figure 11.8 :** représentations graphiques des âges U-Pb des zircons. (A) Age concordia ; (B) Age moyen.

11.1.3.c Distribution des âges au sein du massif

KERCHAOUI (1994) distingue une distribution bimodale des âges des diorites dans le massif des Beni Bou Ifrour, 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 DUFLOT *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 (KERCHAOUI, 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 ± 0,30 Ma ; Afra, 7,93 ± 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 encaissants 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 intermédaire.

Si ces résultats ne confirment pas formellement l'application d'un tel modèle aux Beni Bou Ifrour, ils renforcent néanmoins l'hypothèse que nous avons faite à partir des géométries de terrains.

## 11.2 Exhumation des Beni Bou Ifrour : 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 Ifrour.

### *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 $^{40}$Ar-$^{39}$Ar sur biotite correspond à un âge équivalent pour la même méthode dans la littérature (7,58 ± 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 ± 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, $^{40}$Ar-$^{39}$Ar et TF obtenus pour la granodiorite OUK2. Les températures moyennes de fermeture proviennent de MCDOUGALL & HARRISON (1999).

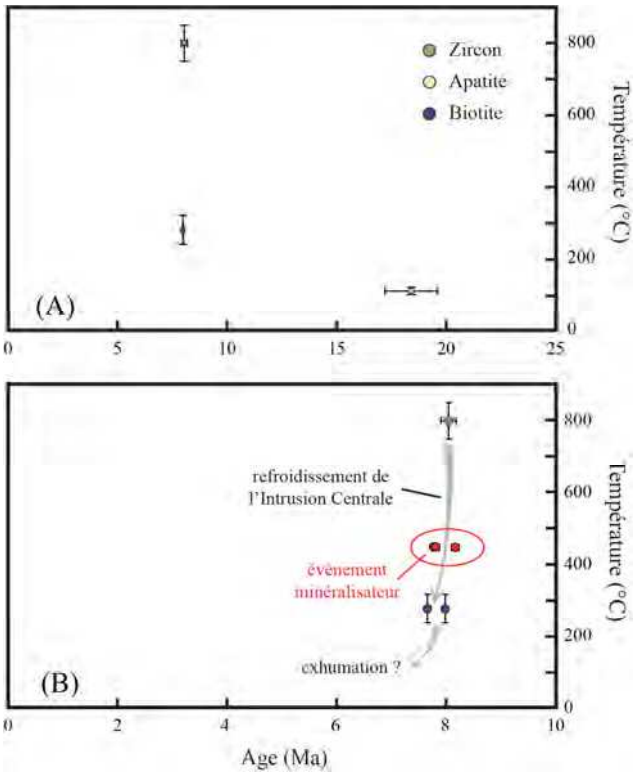



**Figure 11.9 :** diagramme T-temps représentant l'évolution de l'Intrusion Centrale. (A) Avec l'âge apatite ; (B) Sans l'âge apatite. L'évènement minéralisateur a été replacé dans ce diagramme à titre indicatif.

## 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 Kebdana, 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 Ifrour.

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 crétacés 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.

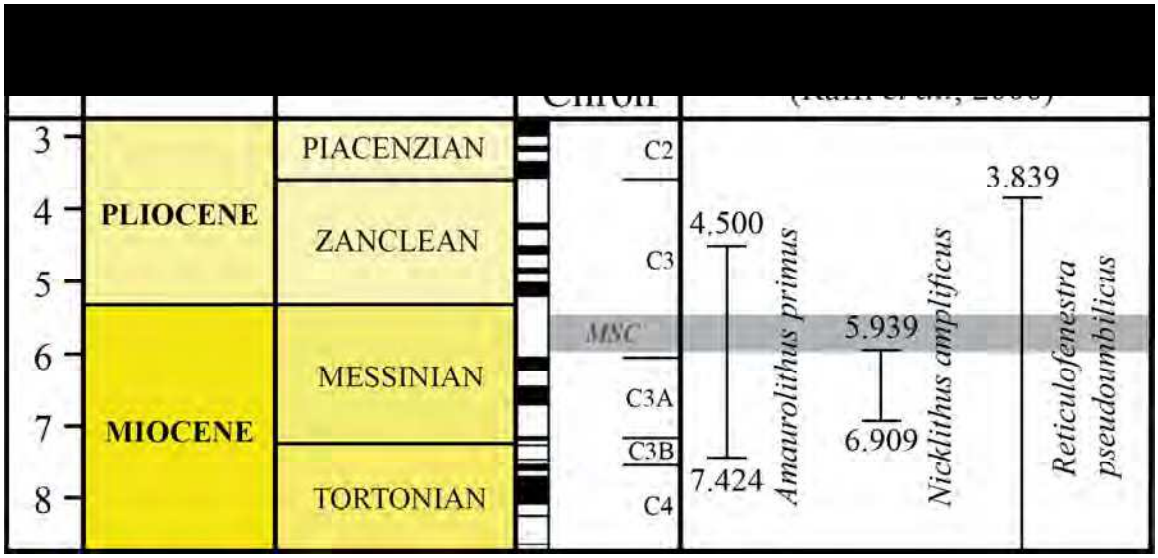



**Figure 11.10 :** biostratigraphie de la formation de l'oued Ameddah. Abréviation – MSC : *Messinian Salinity Crisis*.

[redacted]

**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 Ifrour, 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) $\alpha$, l'orientation de la carotte par rapport au nord magnétique ($\alpha_{mag}$) ou au nord géographique ($\alpha_{sol}$ 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) $\beta$, 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).

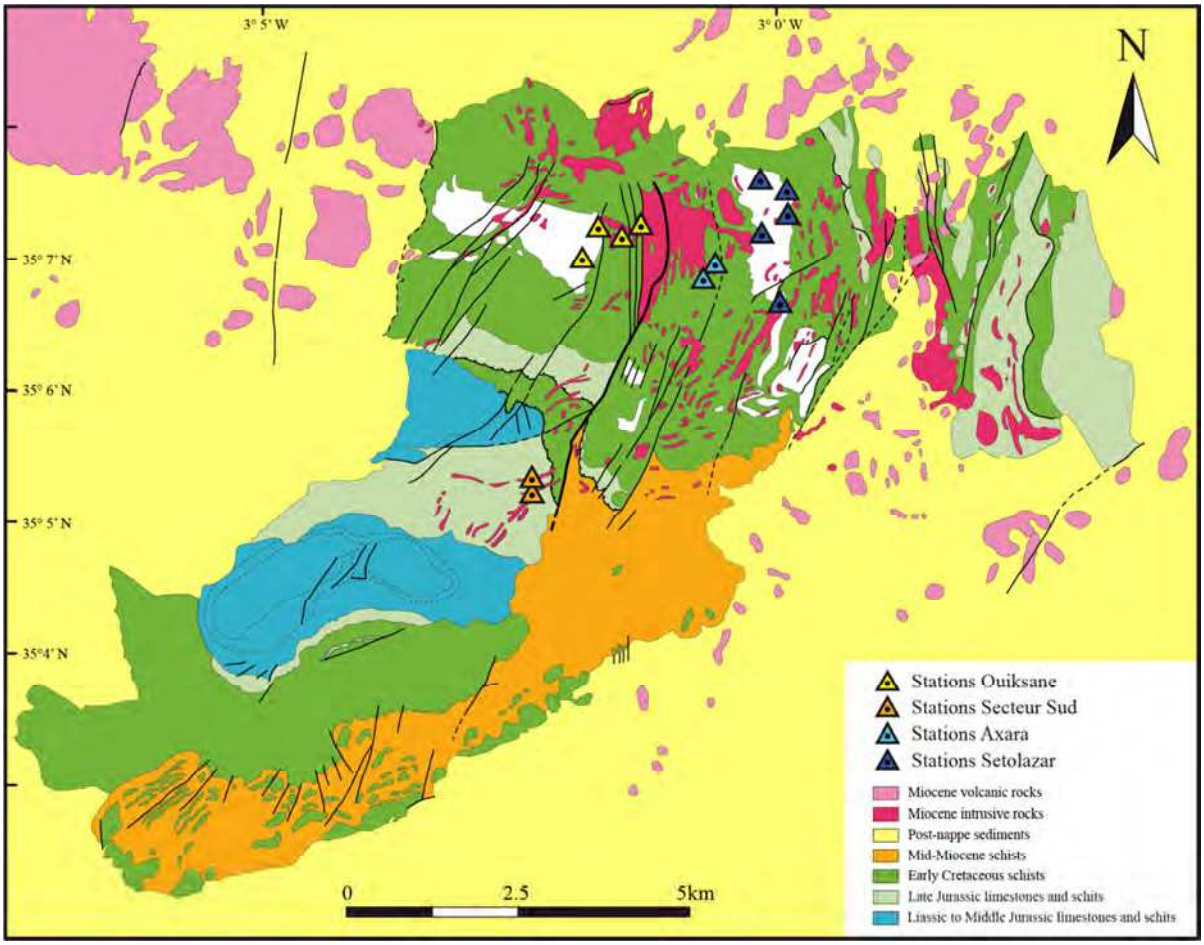



**Figure 11.11 :** localisation des différents sites d'échantillonnage pour la campagne de paléomagnétisme.

### *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).

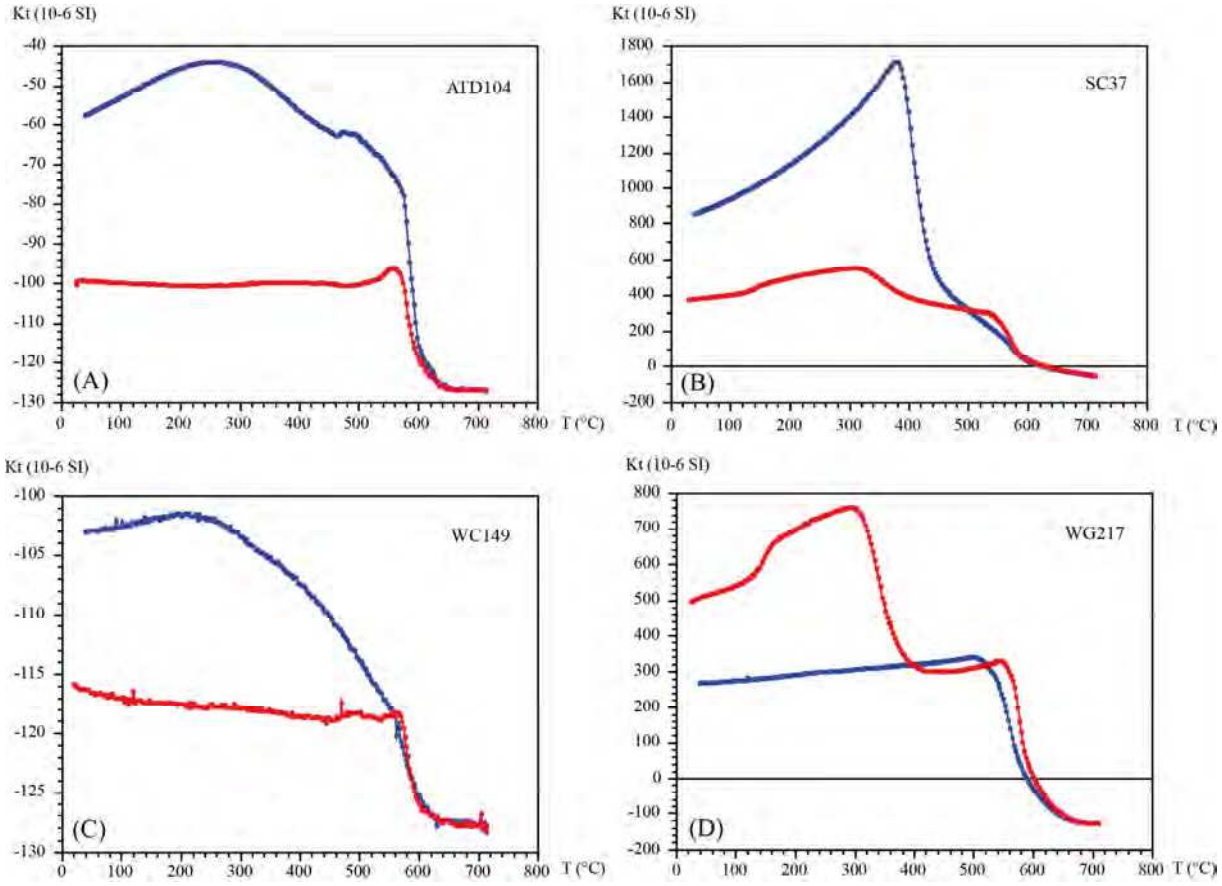



**Figure 11.13 :** comportement des minéraux magnétiques (thermomagnétisme).

### *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.

# 12

# 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 Ifrour, 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.

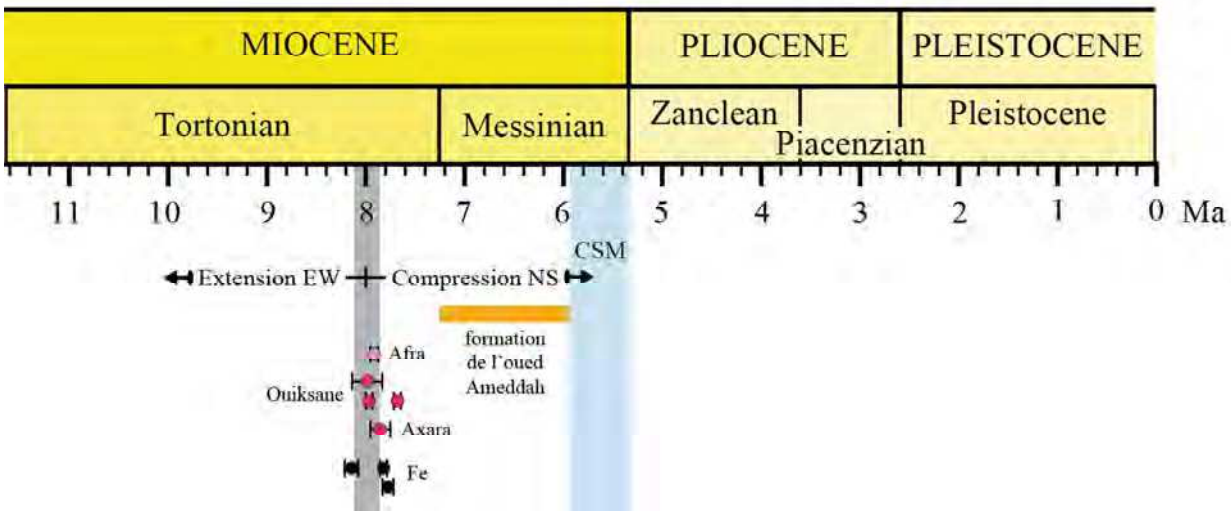



**Figure 12.1 :** récapitulatif des données chronologiques obtenues au cours de ce travail.

## 12.1 Apports et hypothèses

Le massif des Beni Bou Ifrour 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 klippes 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 Ibekouiene 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 Ifrour 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.

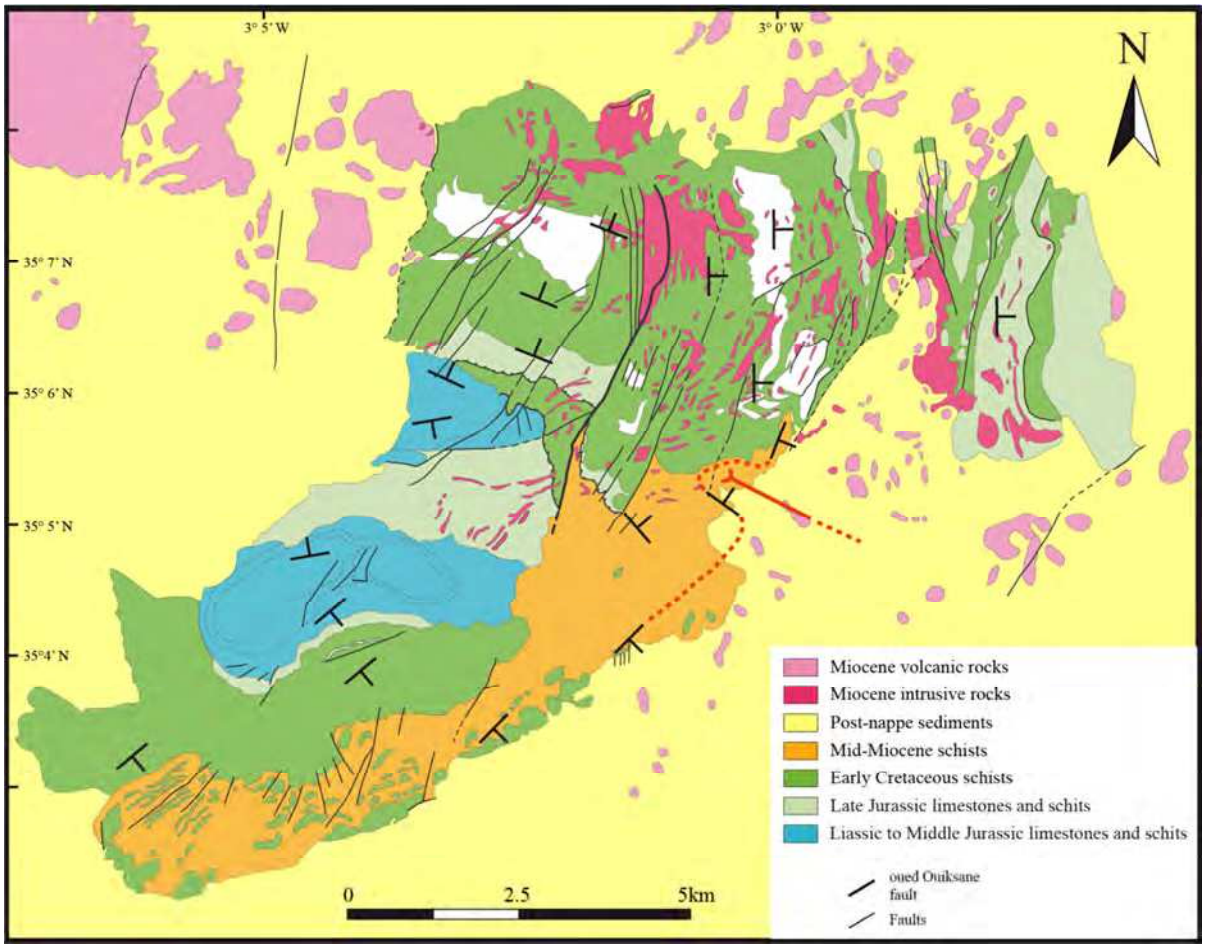



**Figure 12.2 :** trace estimée de la terminaison péri-synclinale au niveau de l'oued Ibekouiene.

### *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 ; KERCHAOUI, 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 Ifrour, 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 Ifrour.

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 Ifrour

Les arguments exposés ci-dessus nous permettent de proposer le modèle suivant pour l'évolution tectono-sédimentaire et magmatique du massif des Beni Bou Ifrour (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 Ifrour les prémisses 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 Ifrour pourraient avoir été créées à cette époque ; s'il n'y a pas d'évidences de failles tortoniennes dans les Beni Bou Ifrour, 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 Ifrour. 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.

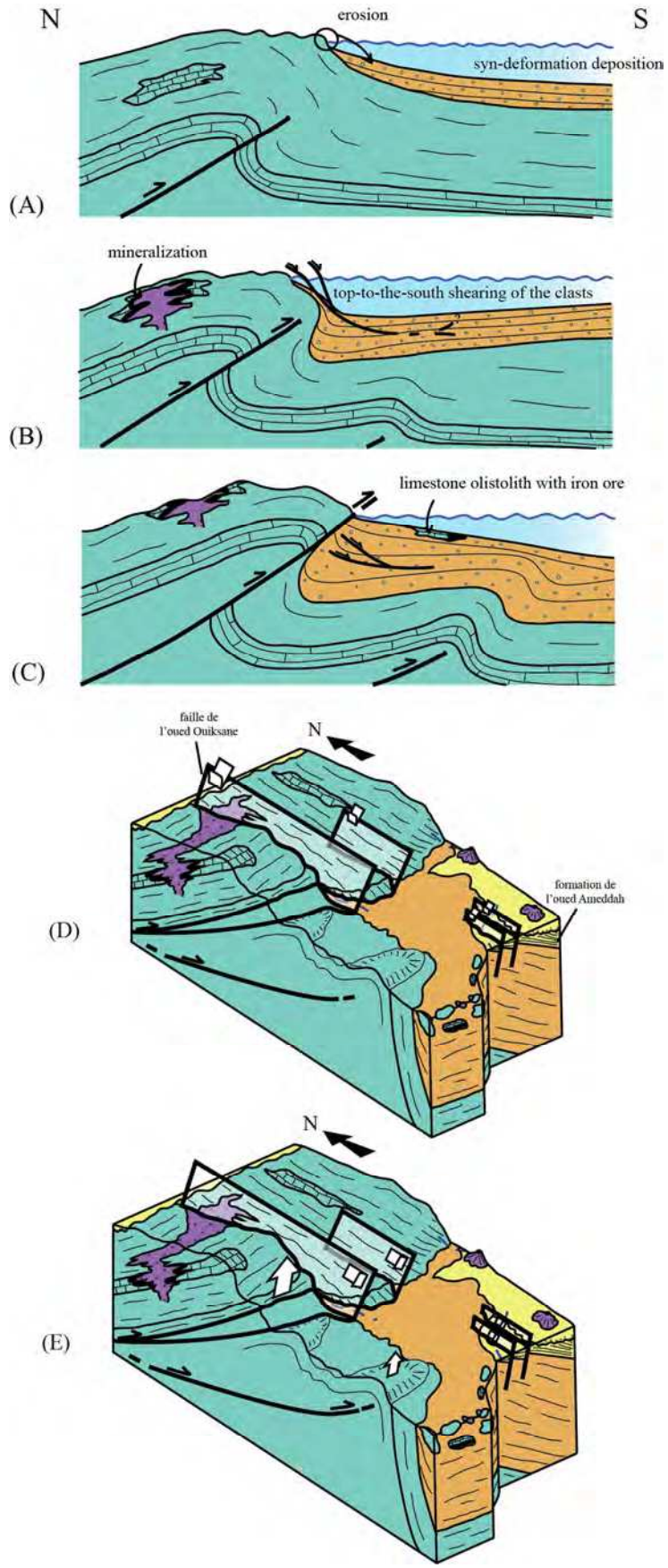



**Figure 12.3 :** évolution tectono-sédimentaire du massif des Beni Bou Ifrour (voir explications dans le texte).

(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'accentue, 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 Ifrour.

(7) Quelques incréments compressifs tardifs provoquent le rejeu 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 Ifrour 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 évènements 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 Ifrour 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 $^{40}Ar$-$^{39}Ar$). 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.

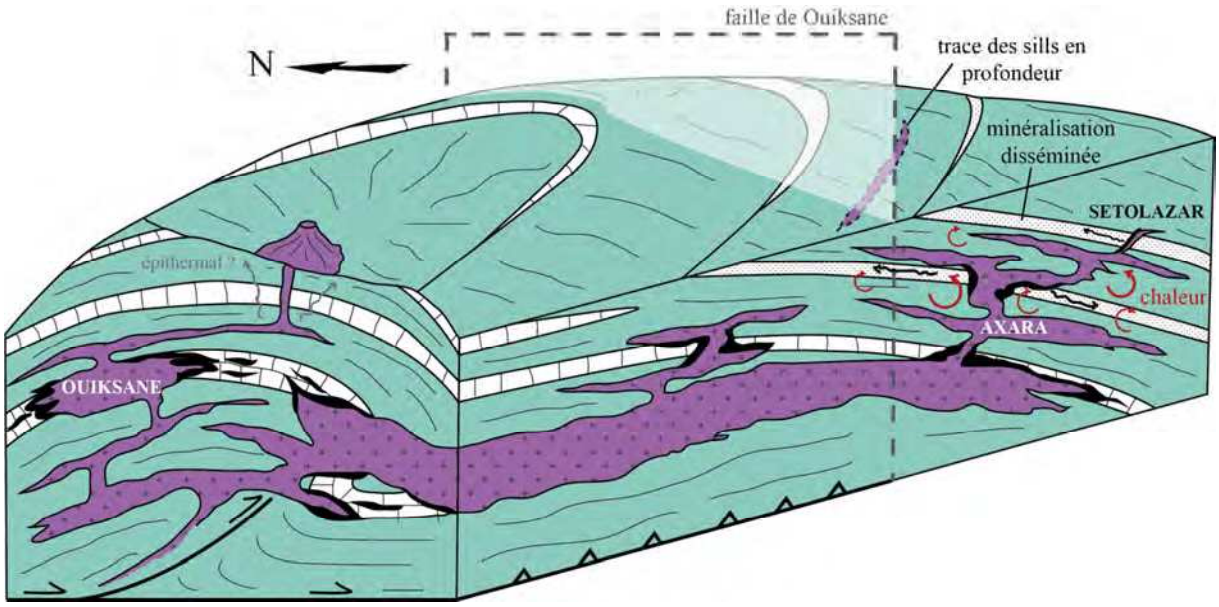



**Figure 12.4 :** bloc-diagramme schématique intégrant les minéralisations de Ouiksane, Axara et Setolazar au sein du Domaine Nord.

# Partie IV

# Les minéralisations des Beni Bou Ifrour, 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 prospecter. 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 Ifrour 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 Ifrour : du Rif oriental à la Méditerranée occidentale

# 13

# 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 évènement 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

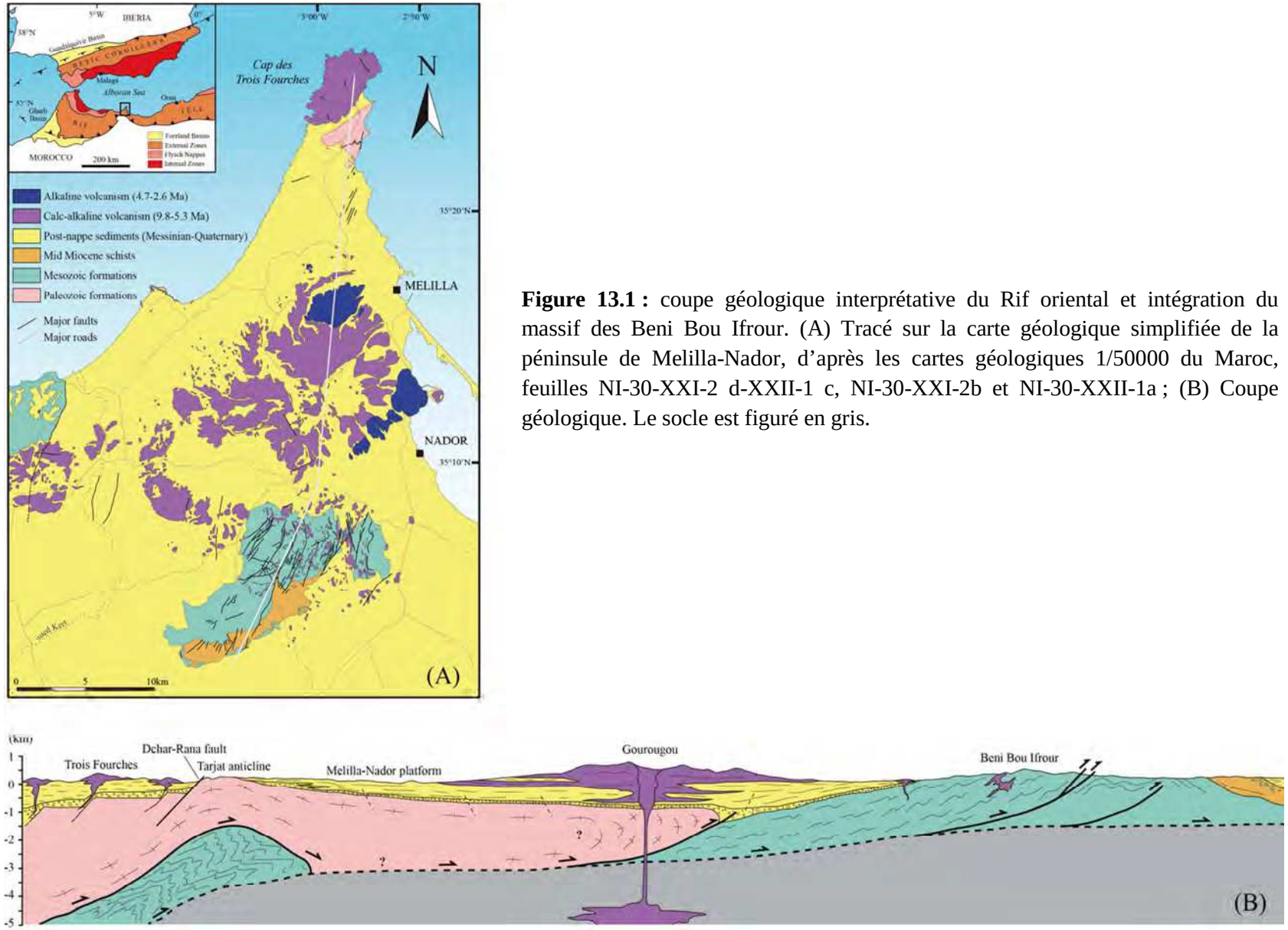



**Figure 13.1 :** coupe géologique interprétative du Rif oriental et intégration du massif des Beni Bou Ifrour. (A) Tracé sur la carte géologique simplifiée de la péninsule de Melilla-Nador, d'après les cartes géologiques 1/50000 du Maroc, feuilles NI-30-XXI-2 d-XXII-1 c, NI-30-XXI-2b et NI-30-XXII-1a ; (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 Temsamane. 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 à un effet sur la propagation des structures régionales lorsqu'elles sont compressives (BRANQUET & VAN WYK DE VRIES, 2001).

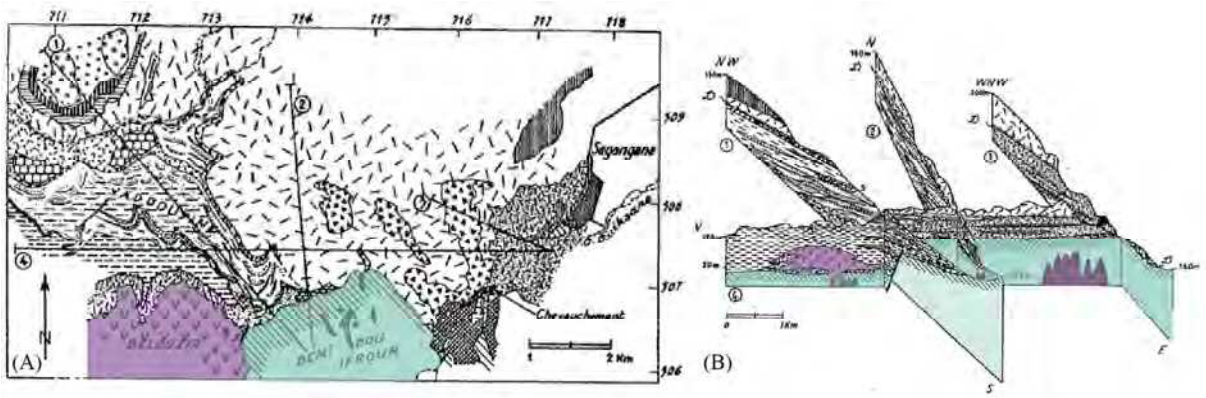



**Figure 13.2 :** coupes géologiques de la cuvette d'Oumassine (MOREL, 1985, 1987). (A) Carte géologique ; (B) Coupes géologiques en perspective.

## 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 évènement 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 synchrone 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

Noëmie Lebret[1,2,3], Damien Do Couto[4,5], Laurent Jolivet[1,2,3], Eric Marcoux[1,2,3], Michel Jébrak[6] , Yannick Branquet[1,2,3] and Jean-Louis Bourdier[1,2,3]

*[1]Univ. d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071, Orléans, France ; [2]CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071, Orléans, France ; [3]BRGM, ISTO, UMR 7327, 45071, Orléans, France ; [4] UPMC, Université Pierre et Marie Curie , ISTEP, Institut des Sciences de la Terre de Paris, F-75005, Paris, France; [5]CNRS, 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 Berkhmer, 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-thrusts 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 ± 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 ± 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 $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 16.941 ± 0.000 (2 σD), $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.505 ± 0.000 (2 σD) and $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 36.731 ± 0.001 (2 σD) (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 Ifrour 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, Lebret, 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 Ifrour) 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 ± 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

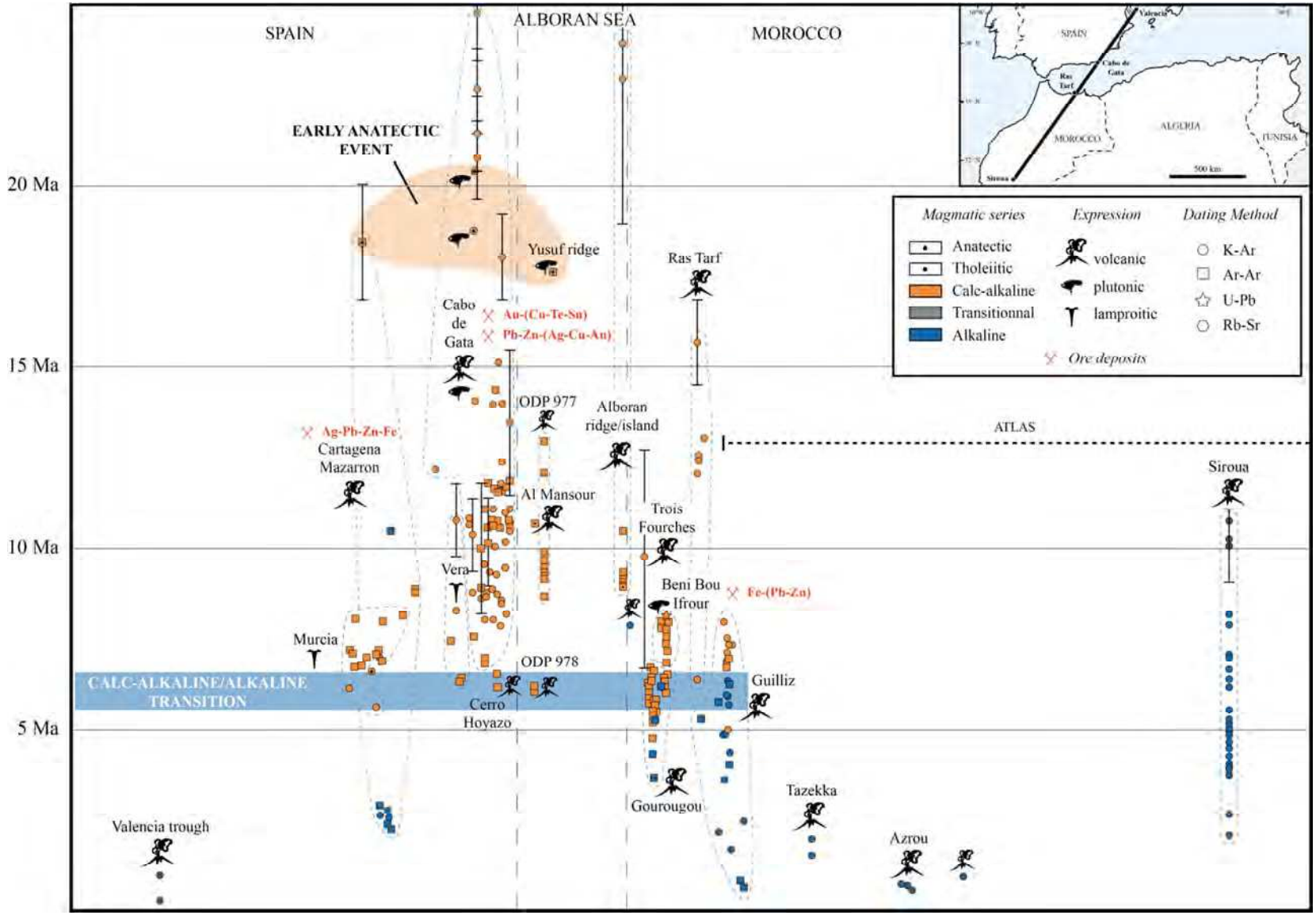



**Fig. 1 :** NE-SW Trans-Alboran Age *vs* Distance transect (200 km wide). Errors on ages are displayed only if they exceed 1 Ma.

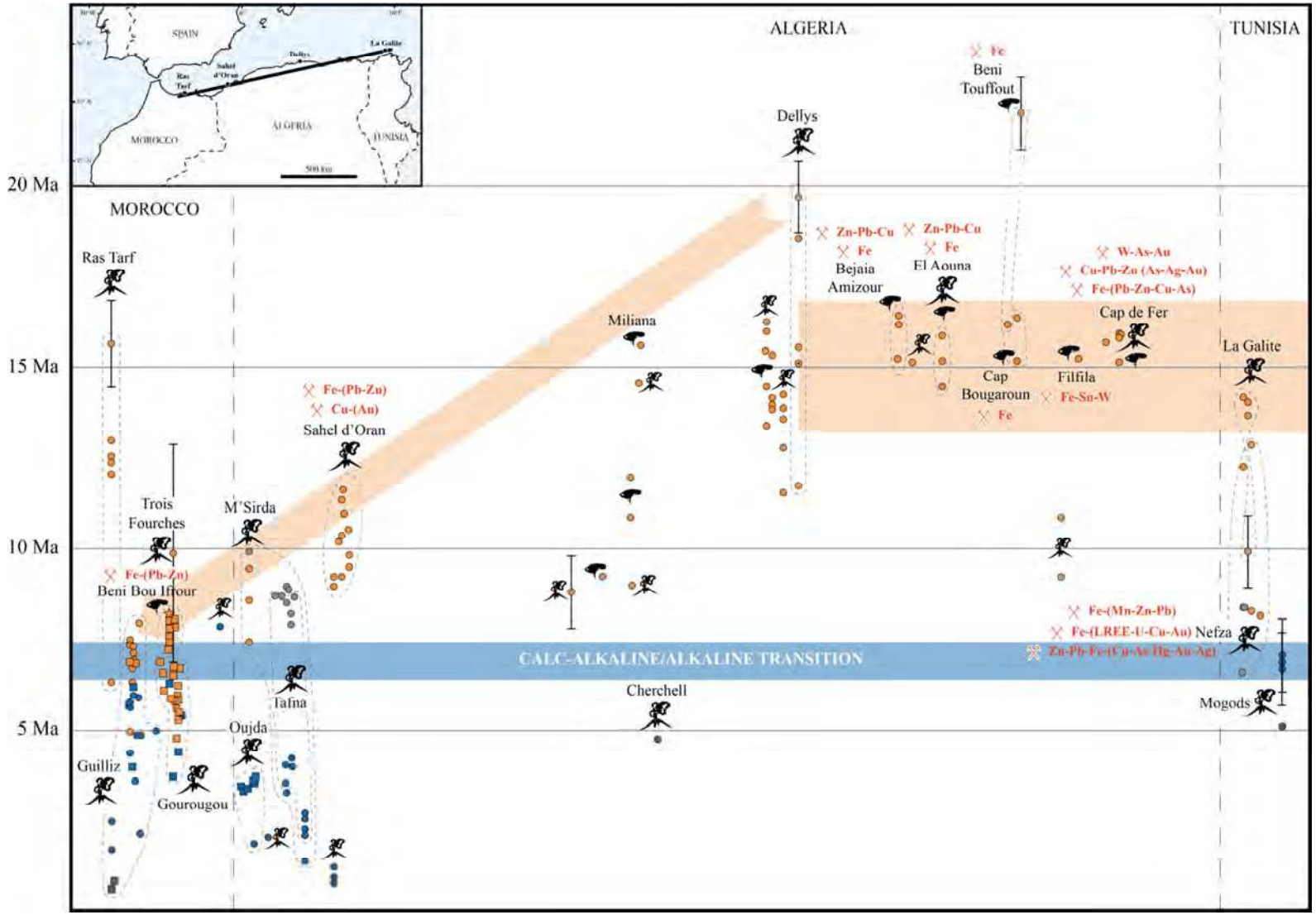



**Fig. 2 :** WE Age *vs* Distance transect along the north African margin (200 km wide ; Alboran Sea datings are not taken into account). Errors on ages are displayed only if they exceed 1 Ma.

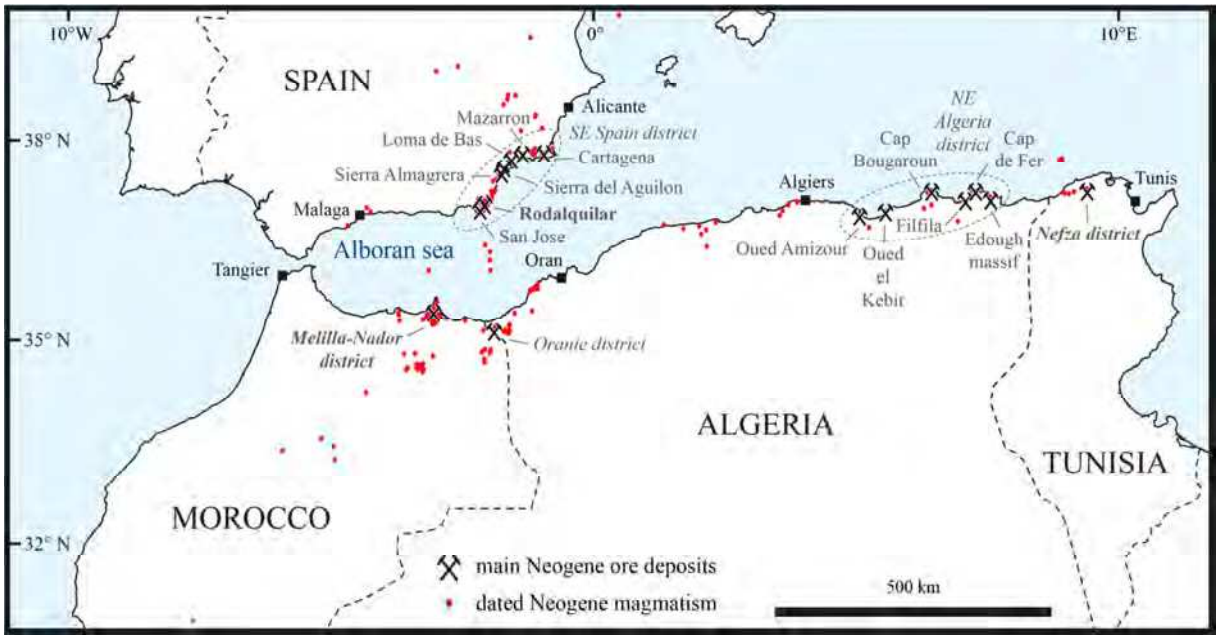



**Fig. 3 :** Distribution of dated Neogene magmatism and main Neogene ore deposits in the study area.

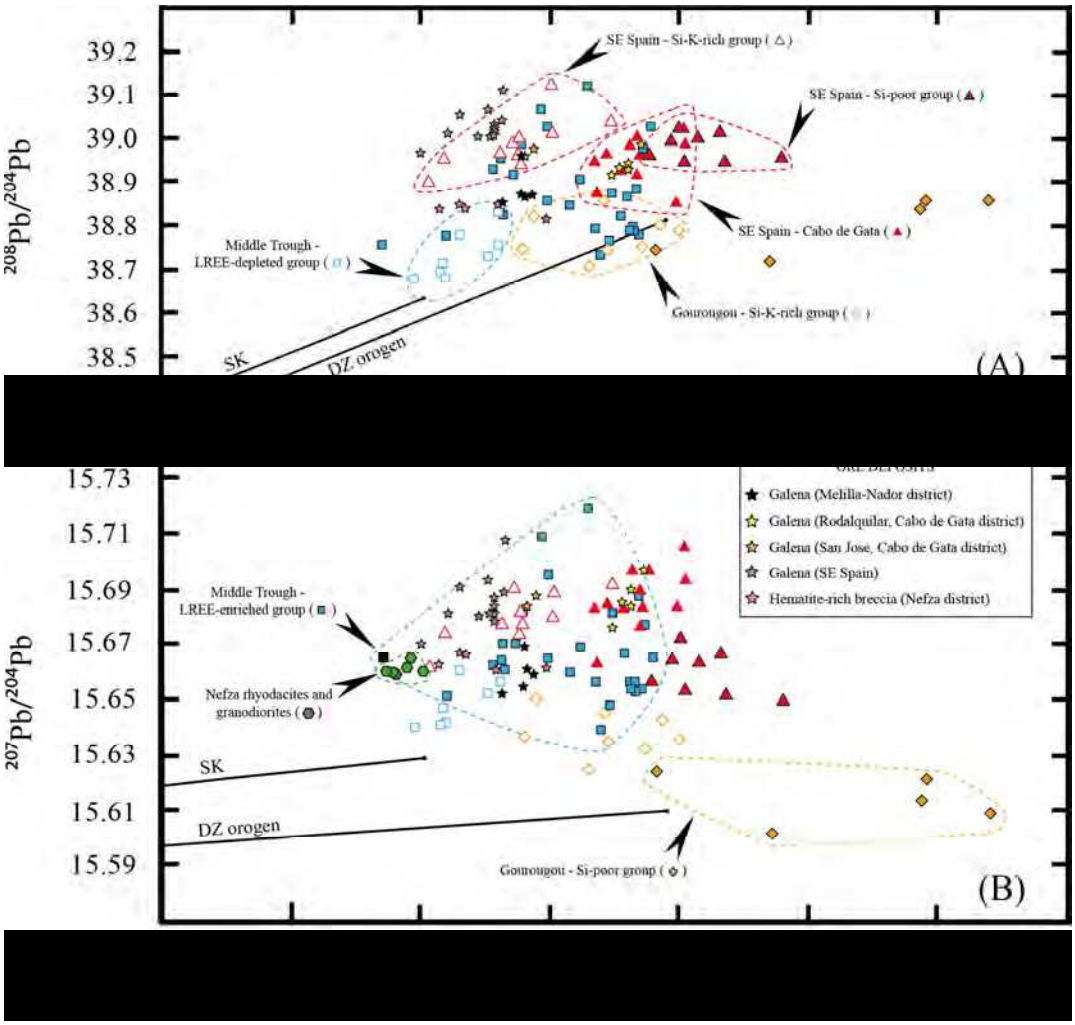
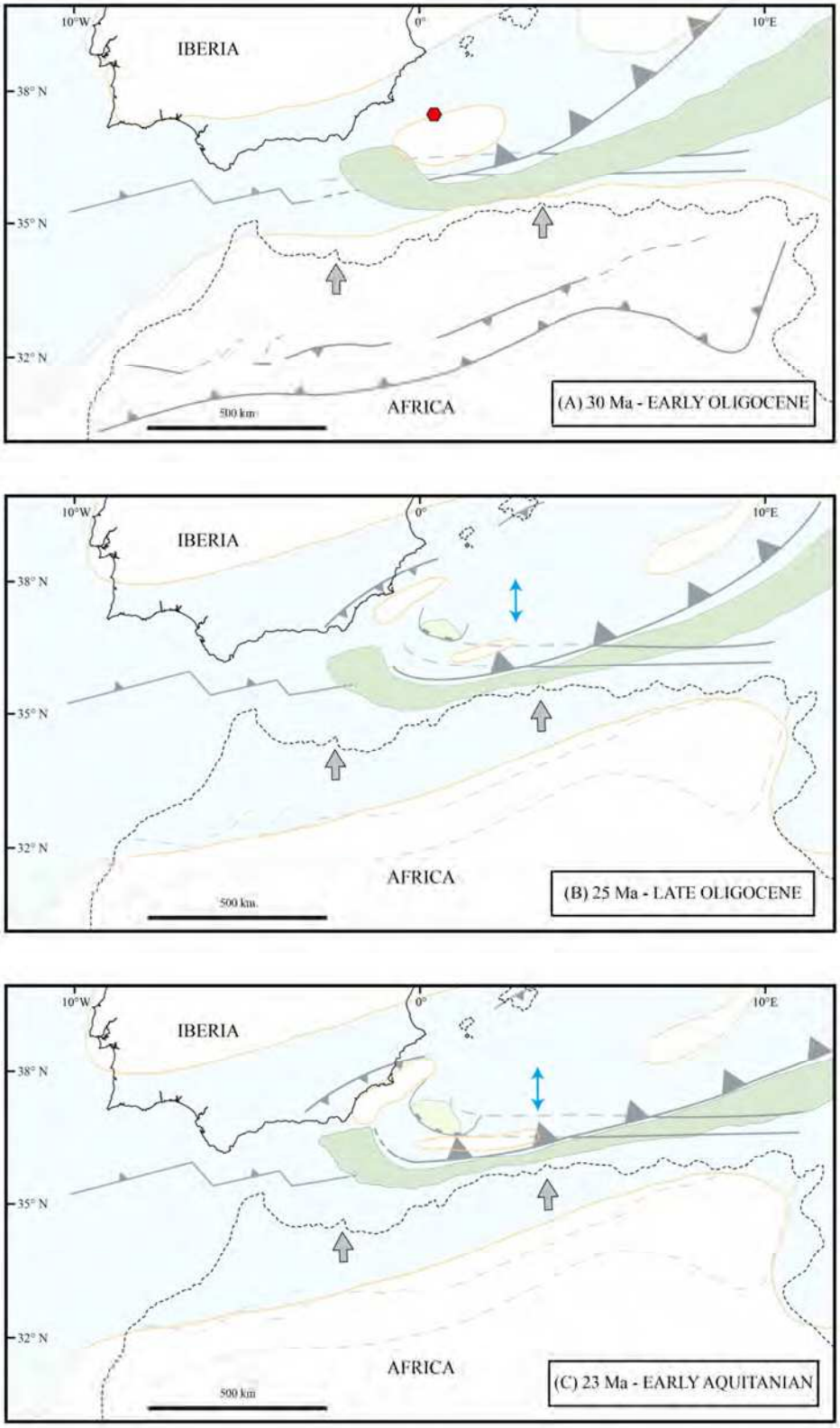
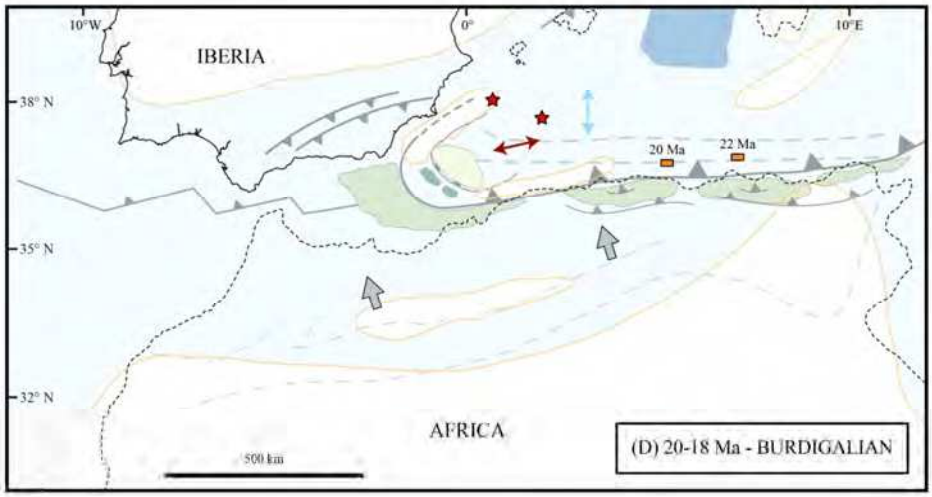
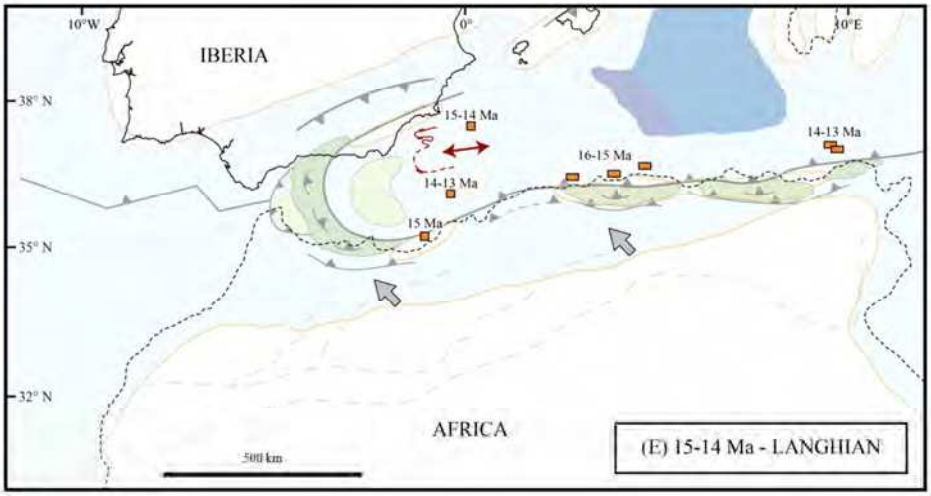


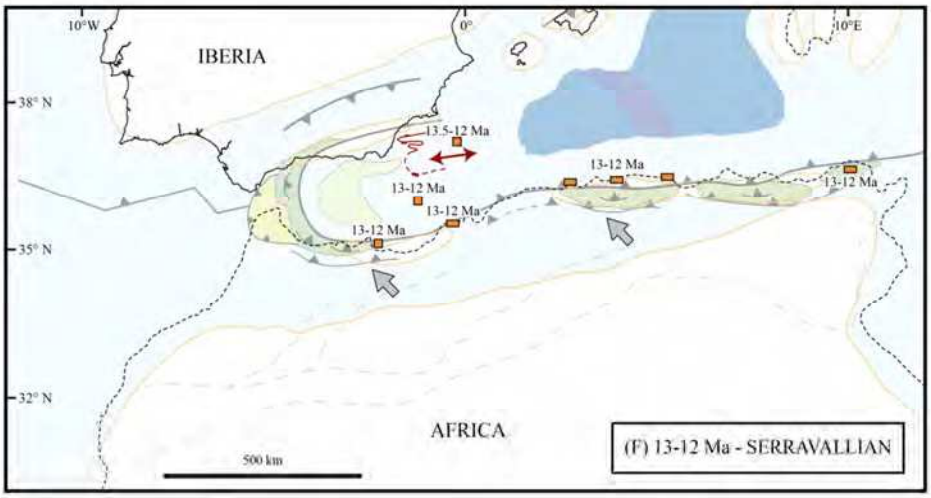

**Fig. 4 :** $^{208}Pb/^{204}Pb$ *vs* $^{206}Pb/^{204}Pb$ (A) and $^{207}Pb/^{204}Pb$ *vs* $^{206}Pb/^{204}Pb$ (B) diagrams of galenas and volcanic rocks from southeastern Spain, northeastern Morocco and northeastern Tunisia.

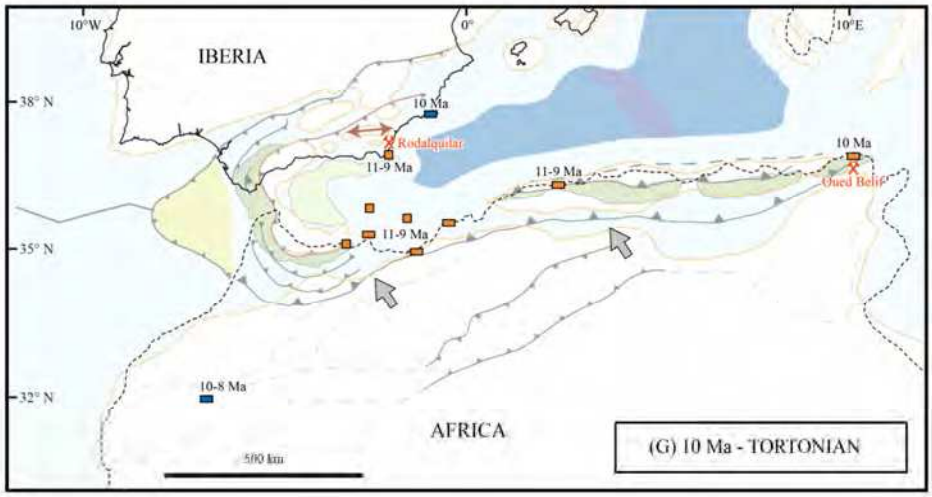
**Fig. 5 :** Paleogeographic reconstitutions of the western Mediterranean from the Early Oligocene to the Present (Damien Do Couto, 2014).

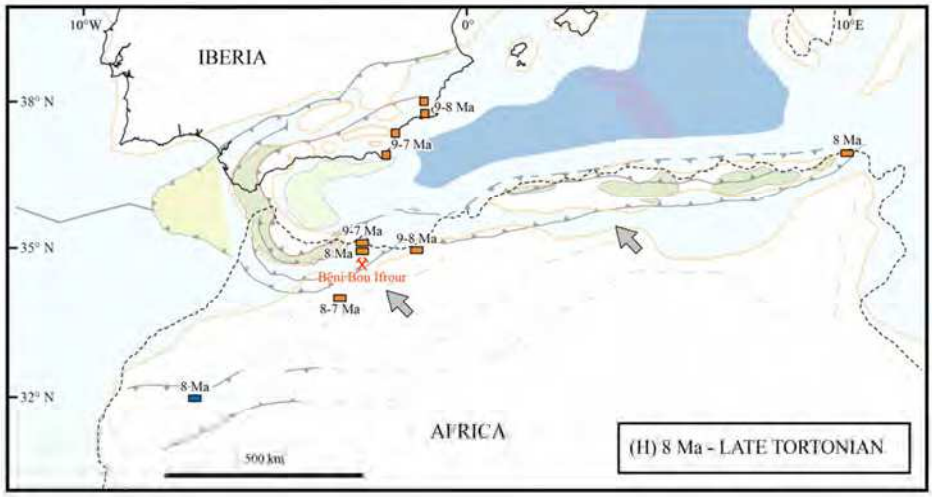


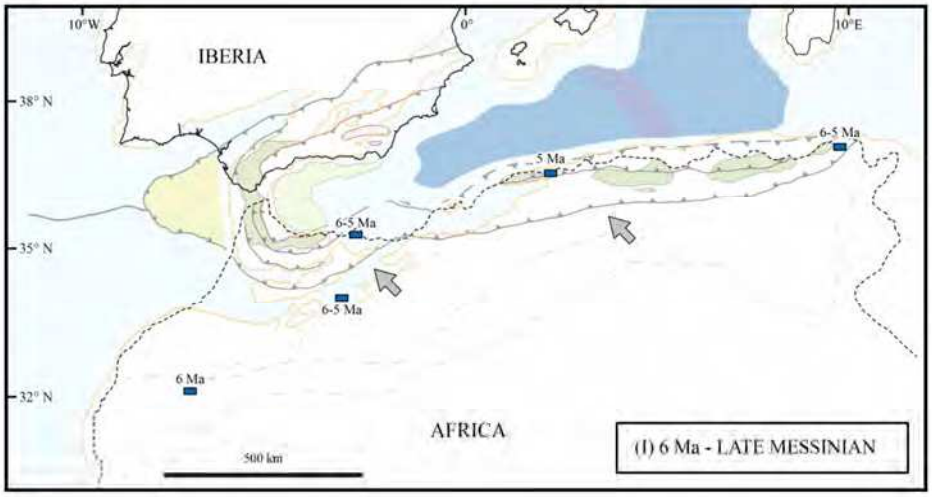

10°W
0°
10°E
IBERIA
38° N
35° N
32° N
20 Ma
22 Ma
AFRICA
500 km
(D) 20-18 Ma - BURDIGALIAN


10°W
0°
10°E
IBERIA
38° N
35° N
32° N
15-14 Ma
14-13 Ma
16-15 Ma
14-13 Ma
15 Ma
AFRICA
500 km
(E) 15-14 Ma - LANGHIAN


10°W
0°
10°E
IBERIA
38° N
35° N
32° N
13.5-12 Ma
13-12 Ma
13-12 Ma
13-12 Ma
13-12 Ma
13-12 Ma
AFRICA
500 km
(F) 13-12 Ma - SERRAVALLIAN


10°W
0°
10°E
IBERIA
38° N
35° N
32° N
10 Ma
Rodalquilar
11-9 Ma
11-9 Ma
10 Ma
Oued Belif
11-9 Ma
10-8 Ma
AFRICA
500 km
(G) 10 Ma - TORTONIAN


10°W
0°
10°E
IBERIA
38° N
35° N
32° N
9-8 Ma
9-7 Ma
8 Ma
9-7 Ma
9-8 Ma
8 Ma
Bèni-Bou Ifrour
8-7 Ma
8 Ma
AFRICA
500 km
(H) 8 Ma - LATE TORTONIAN


10°W
0°
10°E
IBERIA
38° N
35° N
32° N
6-5 Ma
5 Ma
6-5 Ma
6-5 Ma
6 Ma
AFRICA
500 km
(I) 6 Ma - LATE MESSINIAN

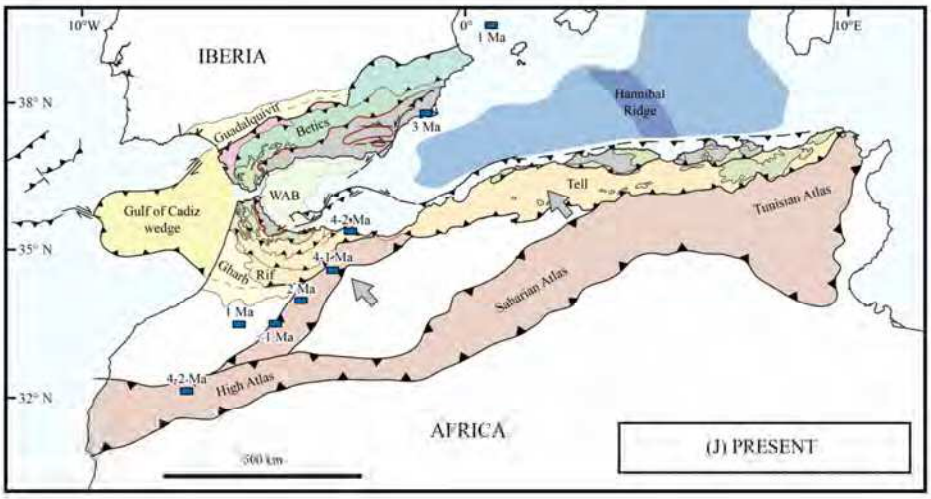



**Table 1 :** Lead Isotopic compositions of the Melilla-Nador peninsula galenas.

| Sample | Localisation | Host-rock | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 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 |

# Conclusions et perspectives

Le massif des Beni Bou Ifrour 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'emboitent donc de (1) l'échelle des gisements, à (2) l'échelle locale du massif des Beni Bou Ifrour, et jusqu'à (3) l'échelle régionale du Rif oriental et de la Méditerranée occidentale.

(1) Dans le massif des Beni Bou Ifrour, 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 évènement 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 Ifrour. 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 Ifrour 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 Ifrour 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 contrôleraient une « pause » de subsidence dans ce contexte compressif. Une coupe NS réalisée montre que le mode d'exhumation du massif mésozoïque des Beni Bou Ifrour 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 évènement 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 Ifrour 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 Ifrour 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 Ifrour, 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 paragénétiques, 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'utilisatin des inclusions vitreuses dans les grenats permettrait de déterminer la teneur en $CO_2$ 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.

BEJAOUI, 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 törnebohmite-(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., JBALOY-SANCHEZ, A., AZDIMOUSA, A., ASEBRIY, L., VAZQUEZ VILCHEZ, M., & MARTINEZ-MARTINEZ, J. M., 2012. Upper-crustal extension during oblique collision: the Temsamane 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 Ifrour-Ouixane (Rif Oriental) : un district ferrugineux néogène de type skarns. *Nouveaux guides géologiques et miniers 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 maghrebin » ; 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 métapélites des Sebtides 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., ALGUAEIL, 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.

CATHELINEAU, 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.

CATHELINEAU, 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: $^{40}Ar/^{39}Ar$ and K-Ar dating, fluid chemistry, and related geodynamic context. *Chemical Geology*, v. **322-**323, p. 99–120.

CATHELINEAU, 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., & BENMAKHLOUF, M., 1995. Les failles normales à faible pendage du Rif interne (Maroc) et leur effet sur l'amincissement crustal du domaine d'Alboran. *Geogaceta*, v. **17**, p. 107–109.

CHALOUAN, A., GALINDO-ZALDIVAR, J., AKIL, M., MARIN, C., CHABLI, A., RUANO, P., BARGACH, K., SANZ DE GALDEANO, C., BENMAKHLOUF, 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 $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages inthe 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 Maghrebian 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 chaine des Kebdana (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. *19ème 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 Ifrour 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. *Tectonophysic*s, 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 accuratein 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, 2ème 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: $^{40}Ar/^{39}Ar$ 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, cristal 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 $CO_2$ 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.

KERCHAOUI, S., 1985. Etude géologique et structurale du massif des Beni Bou Ifrour (Rif oriental, Maroc). *Thèse de doctorat, Université Paris XI*, 193 p.

KERCHAOUI, S., 1994. Pétrologie, géochimie et âges des roches magmatiques, leur place dans l'évolution structurale du massif des Beni Bou Ifrour 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.

LIOU, J., 1973. Synthesis and stability relations of epidote $Ca_2Al_2FeSi_3O_{12}(OH)_{12}$. *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-Magrebian 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.

MCDOUGALL, I. A., & HARRISON, T. M., 1999. Geochronology and Thermochronology by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ 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 39AR/40/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 3ème 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 Temsamane 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 $^{40}$Ar/$^{39}$Ar dating on white micas in the Temsamane 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 chaine 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 $^{40}$Ar$*$/$^{40}$K for the Fish Canyon sanidine standard, and

improved accuracy for $^{40}Ar/^{39}Ar$ 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 $^{40}Ar*/^{40}K$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}Ar/^{39}Ar$ 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-maghrebine. *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., FERAUD, 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.

SADDIQI, O., 1995. Exhumation des roches profondes, péridotites et roches métamorphiques HP-BT, dans deux transects de la chaine 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 Ifrour. *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 crystalsand 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., GARCIÁ-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 Ifrour ..... 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

| | | **Rodalquilar** | **San Jose** | **Cartagena** | **Mazarron** | **Sierra Almagrera** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| *District* | | SE Spain | SE Spain | SE Spain | SE Spain | SE Spain |
| *Associated magmatism* | Magmatic field | Cabo de Gata | Cabo de Gata | Cartagena-Mazarron | Cartagena-Mazarron | |
| | Series | calc-alkaline | calc-alkaline | high-K calc-alkaline | high-K calc-alkaline | high-K calc-alkaline |
| *Host-rock(s)* | | Miocene volcanic rocks | Miocene volcanic rocks | Paleozoic and Triassic limestones | Paleozoic micaschists and carbonates | Paleozoic schists and quartzites |
| *Regional tectonics* | | caldera-related | regional fractures | | | Palomares fault zone |
| *Mineralization event age* | | upper Miocene (Tortonian) | upper Miocene (Tortonian) | upper Miocene | upper Miocene | upper Miocene |
| Production - Tonnage | Production [Period] | 10 t Au ± Pb-Zn [1940-1981] | | 1,5 Mt Pb-Zn [1940-1981] | | |
| | Reserves | | | | | |
| *Type* | | high-sulfidation epithermal veins | low-sulfidation epithermal veins | polymetallic veins and replacement mantos | polymetallic veins and replacement mantos | polymetallic veins and replacement mantos |
| *Metal content* | Metal | Au-(Cu-Te-Sn) | Pb-Zn-(Ag-Cu-Au) | Ag-Pb-Zn-Fe | Ag-Pb-Zn | Ag-Pb-Zn |
| | Mineral | native gold, galena, sphalerite, pyrite, cassiterite, native tellurium, bornite, chalcopyrite | galena, sphalerite, chalcopyrite, pyrite, Sb-As sulfosalts | galena, greenalite, magnetite | galena | galena, sphalerite, pyrite, chalcopyrite, marcasite, Pb-Sb-Cu and Pb-Bi-Ag sulfosalts, hematite |
| *Gangue minerals* | | breccias, black pyritic chalcedony, quartz, alunite, baryte | breccias, quartz, baryte | | | quartz, baryte, siderite |
| *Datings* | Age (Ma) | 10,4 | | | | |
| | Method | K-Ar | | | | |
| | Mineral | alunite-illite | | | | |
| *Fluids* | Th (°C) | (1) 170-300 (2) 220-450 | | | | 230-300 |
| | Salinity (wt % NaCl equiv.) | (1) 2-13 (2) jusqu'à 40 | | | | |
| *Pb Isotope* | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | 18.849-18.872 | 18.782-18.789 | 18.701-18.731 | 18.753-18-765 | 18.758-18.764 |
| | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | 15.676-15.697 | 15.684-15.687 | 15.670-15.691 | 15.693-15.708 | 15.679-15.688 |
| | $^{208}Pb/^{204}Pb$ | 38.915-38.985 | 38.960-38.974 | 38.967-39.053 | 39.014-39.064 | 39.007-39.037 |
| *S Isotope* | $\delta^{34}S$ (‰) | 0.3-8 | | | | |
| *References* | | Arribas & Tosdal, 1994 ; Arribas *et al.* , 1995 | Arribas & Tosdal, 1994 | Arribas & Tosdal, 1994 | Arribas & Tosdal, 1994 | Arribas & Tosdal, 1994 |

| **Sierra del Aguilon** | **Loma de Bas** | **Herrerias** | **M'Sirda** | **Tifaraouine** | **Oued Amizour** |
|---|---|---|---|---|---|
| SE Spain | SE Spain | SE Spain | Oranie | Oranie | NE Algeria |
| | | | M'Sirda | M'Sirda | |
| high-K calc-alkaline | high-K calc-alkaline | high-K calc-alkaline | calc-alkaline | calc-alkaline | |
| Paleozoic schists and quartzites | Paleozoic schists and quartzites | upper Miocene sedimentary rocks | andesites | andesitic to dacitic tuffs | |
| Palomares fault zone NS | | | | | |
| upper Miocene | upper Miocene | upper Miocene | | | |
| polymetallic veins and replacement mantos | polymetallic veins and replacement mantos | polymetallic veins and replacement mantos | disseminations and veins | disseminations and veins | disseminations and veins |
| Ag-Pb-Zn | Ag-Pb-Zn | Ag-Pb-Zn | | Cu-(Au) | Zn-Pb-Cu |
| galena, sphalerite, pyrite, chalcopyrite, marcasite, Pb-Sb-Cu and Pb-Bi-Ag sulfosalts, hematite | galena | galena | pyrite, magnetite, hematite, chalcopyrite, pyrrhotite, galena, sphalerite, arsenopyrite, marcasite | chalcopyrite, galena, pyrite, magnetite, hematite, native gold, marcasite, sphalerite, arsenopyrite | sphalerite, galena, pyrite, chalcopyrite |
| quartz, baryte, siderite | | | calcite, quartz, chlorite, epidote, sericite | calcite, quartz, clays, sericite | gypsum, calcite, anhydrite |
| 18.755-18.758 | 18.746 | | | | |
| 15.681-15.686 | 15.68 | | | | |
| 39.005-39.029 | 39.004 | | | | |
| Arribas & Tosdal, 1994 | Arribas & Tosdal, 1994 | Arribas & Tosdal, 1994 | Benali, 2003 | Benali, 2003 | Benali, 2003 |

| **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 | kuroko polymetallic amas stratiforme | disseminations, stockwerk and breccia | veins and disseminations | skarn |
| | Cu | | Cu | | Fe |
| pyrite, hematite, chalcopyrite | pyrite, chalcopyrite, bornite, digenite, covellite, sphalerite, galena | pyrite, marcasite, bornite, chalcopyrite, sphalerite, galena | pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, enargite | pyrite, , enargite, chalcopyrite, 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 |

| **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<br>N160-170 faults<br>Langhian | | Liasic limestones, Neocomian schists | Miocene volcanic tuffs<br>epithermal Kuroko | Liasic limestones, Neocomian schists |
| skarn<br>Fe-Sn-W | polymetallic mesothermal veins<br>Fe-(Pb-Zn-Cu-As) | polymetallic veins<br>Cu-Pb-Zn | polymetallic veins<br>Cu-(As-Ag-Au) | polymetallic lenticular impregnations<br>Cu-(Ag) | impregnations and veins fillings | |
| 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 |
| | 500-520 | 15,15 ± 0,25<br>K-Ar<br>WR<br>300-320 | | | | |
| | (-8.1)-(-1.2) | (-10.8)-(-9.6) | | | | |
| Bouftouha & Bourefis, 2010 | Laouar *et al.* , 2002 | Raguin, 1961 ; Marignac & Zimmermann, 1983 ; Laouar *et al.* , 2002 | Raguin, 1961 | Raguin, 1961 | Raguin, 1961 | ? |

| **Beleleita, Bouzizi** | **Koudiat El-Ahrach, Saf-Saf, Ain Barbar** | **Oued Belif** | **Oued Belif** | **Tamra** | **Sidi Driss-Douahria** |
|---|---|---|---|---|---|
| NE Algeria | NE Algeria | Nefza | Nefza | Nefza | Nefza |
| Miocene microgranite | Miocene microgranite | Nefza | Nefza | Nefza | Nefza |
| | | calc-alkaline | calc-alkaline | calc-alkaline | calc-alkaline |
| Neoproterozoic gneisses | amphibolites, skarns and rhyolites | breccia of chaotic Triassic material | | Messinian -Zanclean siliciclastic sediments | Messinian dolomites |
| | | WNW-ENE faults | WNW-ENE faults | NS/NW-SE faults | WNW-ENE faults |
| Late Burdigalian | | upper Miocene | upper Miocene | Messinian-Zanclean | Messinian |
| | | | | 1,6 Mt, ≈ 50 % Fe [1950] | |
| 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 |
| | | 9,3 | | 4,7 ± 0,1 ; 3,3 ± 0,1 | |
| | | K-Ar | | Ar-Ar | |
| | | K-feldspar | | Mn oxides | |
| 500-520 | up to 280 | (1) ≥ 540 (2) 350-500 | 540 | | 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 *et al.* , 2002 | Laouar *et al.* , 2002 | Decrée *et al.* , 2013 | Tzekova, 1975, *in* Decrée *et al.* , 2013 | Decrée *et al.* , 2008 | Decrée *et al.* , 2008 |

| **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 *et al.* , 2011 | Decrée *et al.* , 2013 |

# II

# Note synthétique sur les gisements ferrifères des Beni Bou Ifrour

BOUABDELLAH, M., **LEBRET, N.**, MARCOUX, E., & SADEQUI, M., 2012. Les mines des Beni Bou Ifrour-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 Ifrour-Ouixane (Rif Oriental) : un district ferrugineux néogène de type skarns /

## *The Beni Bou Ifrour-Ouixane mines (Eastern Rif), Neogene Skarn Type Iron Deposits*

M. BOUABDELLAH[1], N. LEBRET[2], E. MARCOUX[2] & M. SADEQUI[4]

**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.

[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

***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 Ifrour, 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'',

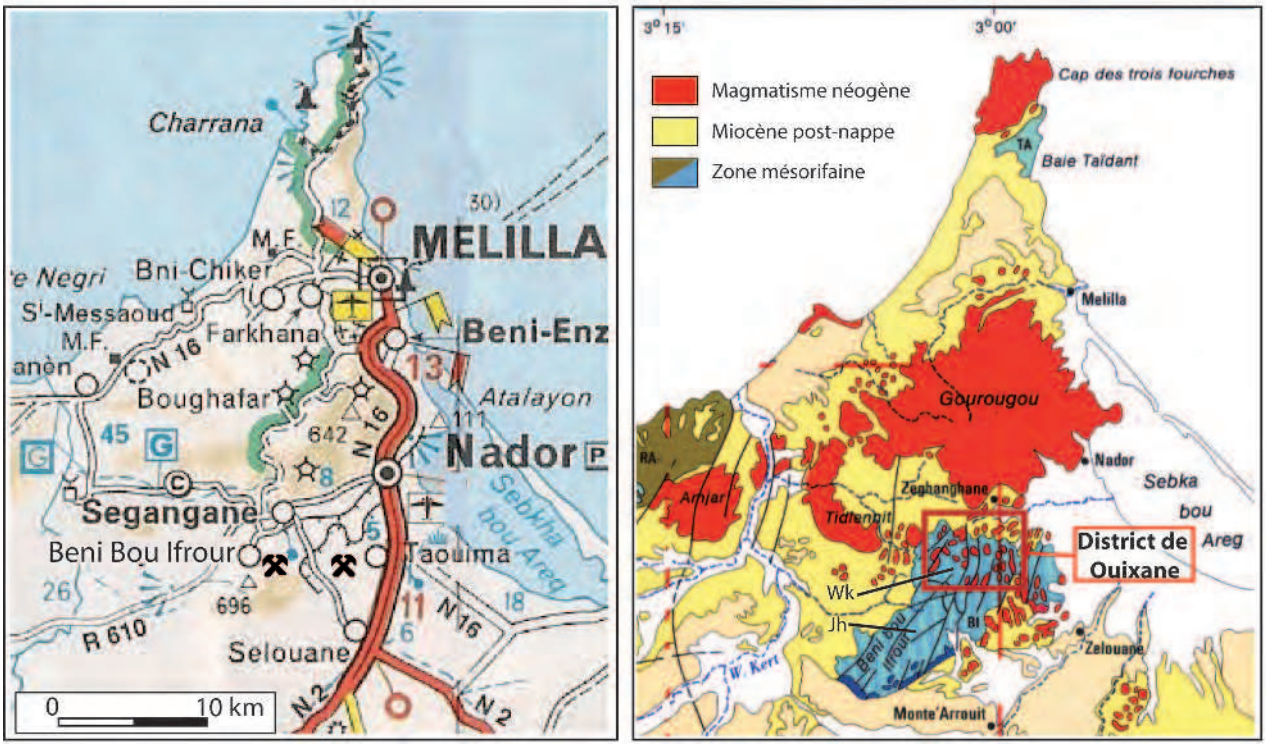



**Fig. 10.2.1 :** Localisation du district ferrifère de Ouixane (Massif des Beni Bou Ifrour) sur la carte routière Michelin au 1/1 000 000 (**A**) et sur la carte structurale schématique de la région (**B**, d'après Faure-Muret, 1996).

***Fig 10.2.1 :*** *Location of the Ouixane iron district (Beni Bou Ifrour 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, pyrrhotite) 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 Ifrour, Rif oriental) s'étendent sur une superficie globale de 36 km$^2$. 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 montrent 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 Ifrour (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 Ifrour 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).*

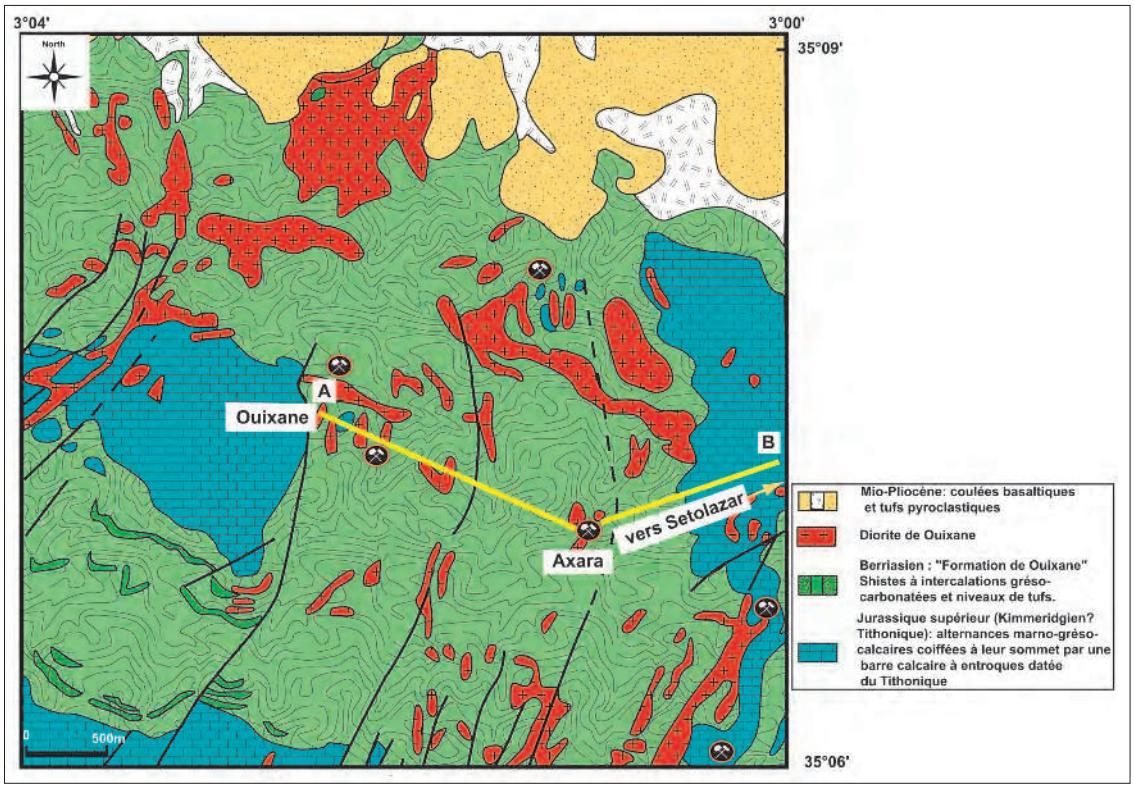



**Fig. 10.2.3 :** Carte géologique du massif des Beni Bou Ifrour montrant la distribution des principaux gisements du district de Ouixane d'après la Carte géologique du Maroc au 1/50 000, feuille de Zeghanghane (Faure-Muret, 1996). Ligne A-B : coupe fig. 10.2.5.

***Fig. 10.2.3 :*** *Geological map of the Beni Bou Ifrour massif showing the spatial distribution of the main deposits of the Ouixane 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 gréso-carbonatés, de profondes transformations métasomatiques auxquelles sont liées les minéralisations du district de Ouixane.

## Les gisements exploités

### *Gisement de Ouixane*

Par sa production en minerais de fer dépassant 1 Mt et ses fortes teneurs en fer (70%), le gisement de Ouixane (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 Ouixane. 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 gréso-calcaro-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 Ouixane 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 Ouixane) et métasomatique, celui-ci à l'origine des skarns minéralisés de Ouixane. 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 crénulation ($S_2$), et par un système d'écailles 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, chalcopyrite 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 lithostratigraphique 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, chalcopyrite, bornite).

*Gisements de Bokoya-Setolazar*

En comparaison avec les gisements précédents, le gisement

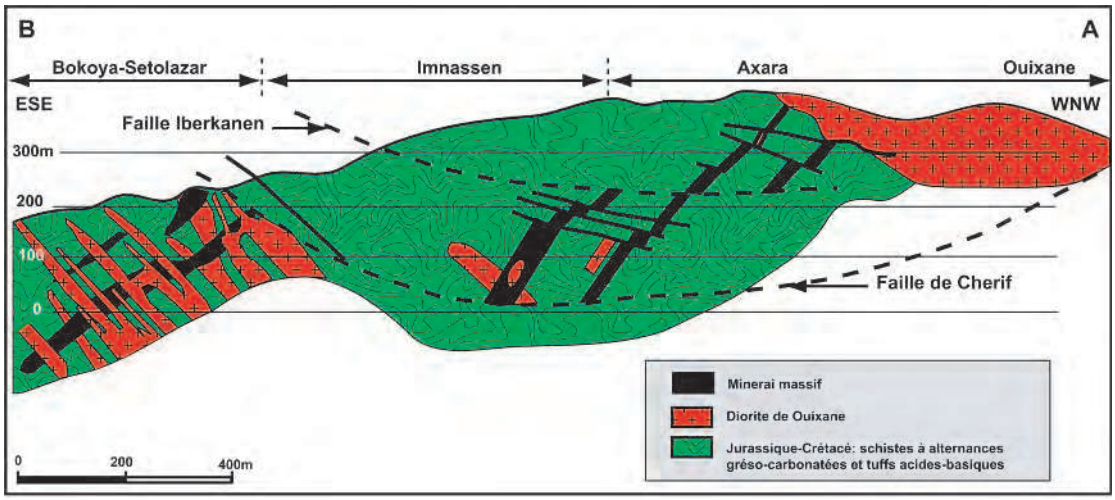



**FIG. 10.2.5 :** Coupe WNW-ESE montrant les principaux gisements du district de Ouixane et leur relation avec les principales failles listriques. Localisation : voir fig. 10.2.3.

***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 $P_1$ d'axe N-S, déversés vers l'ouest et repris par des plis $P_2$ 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 chalcopyrite.

**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 gréso-carbonatés (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 (goethite) auxquels s'ajoutent localement d'importantes quantités de sulfures (pyrite, pyrrhotite, marcassite, sphalérite, chalcopyrite, 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 ± 0,22 Ma) que sur roche totale d'un échantillon de skarn (7,04 ± 0,47 Ma) montrent encore une fois le cogénétisme entre les intrusions dioritiques et les minéralisations ferrugineuses associées. En complément au modèle magmatique, Duflot *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°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°C) que des salinités correspondantes (~15% poids équivalent NaCl) qui s'expliquerait 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. *19ème 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 mineralisation 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'Afra (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 3ème 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) : $^{40}Ar/^{39}Ar$ 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.


PAO : Omar BELFKIRA
omarbelfkira@gmail.com

# III

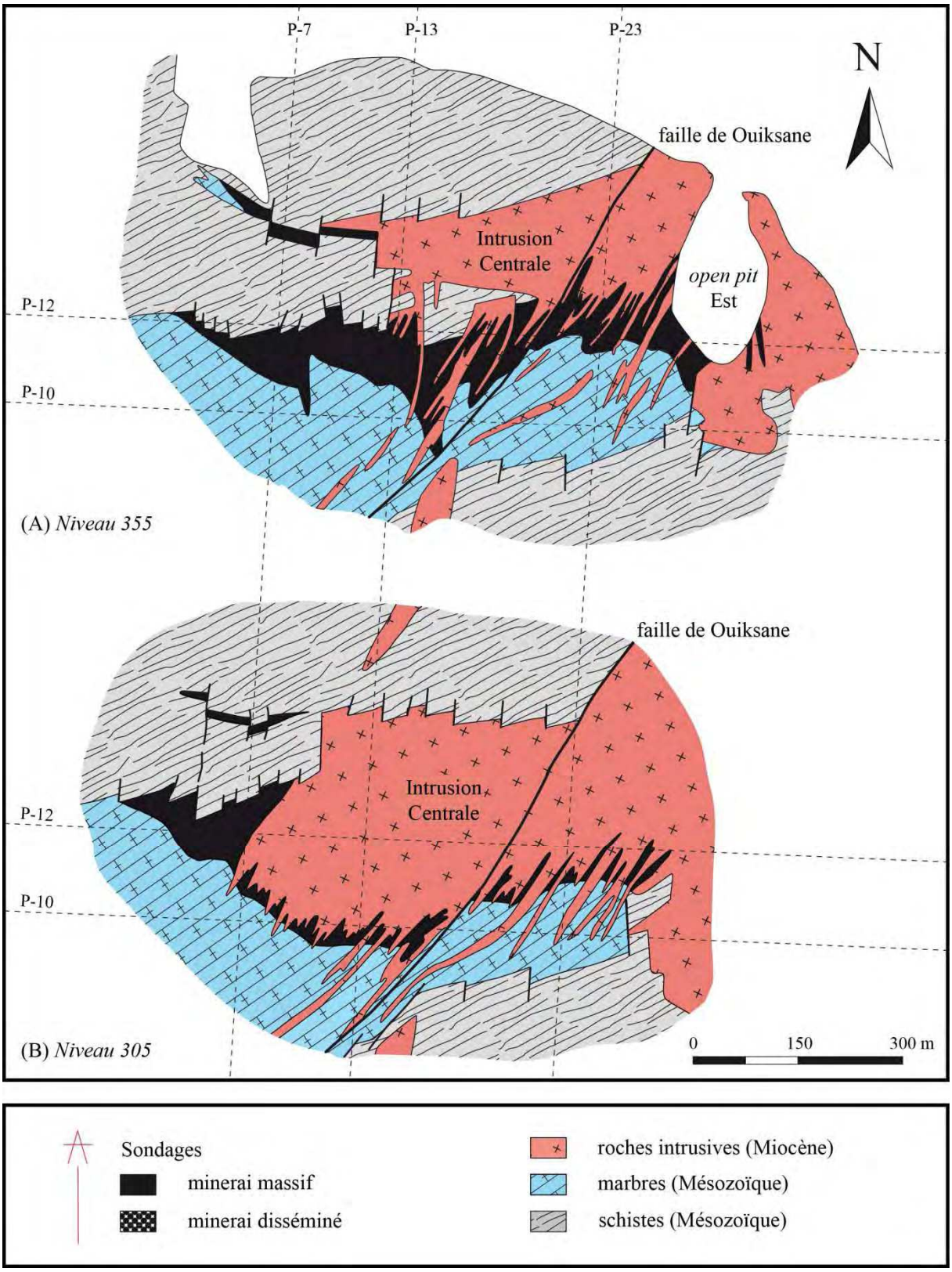
# Documents miniers de la mine de Ouiksane

RHODEN, N. H., & ERENO, I., 1961. Magnetite ores of Northern Morocco. *Trans. Inst. Mining Metal*, v. **71**, p. 629–661.

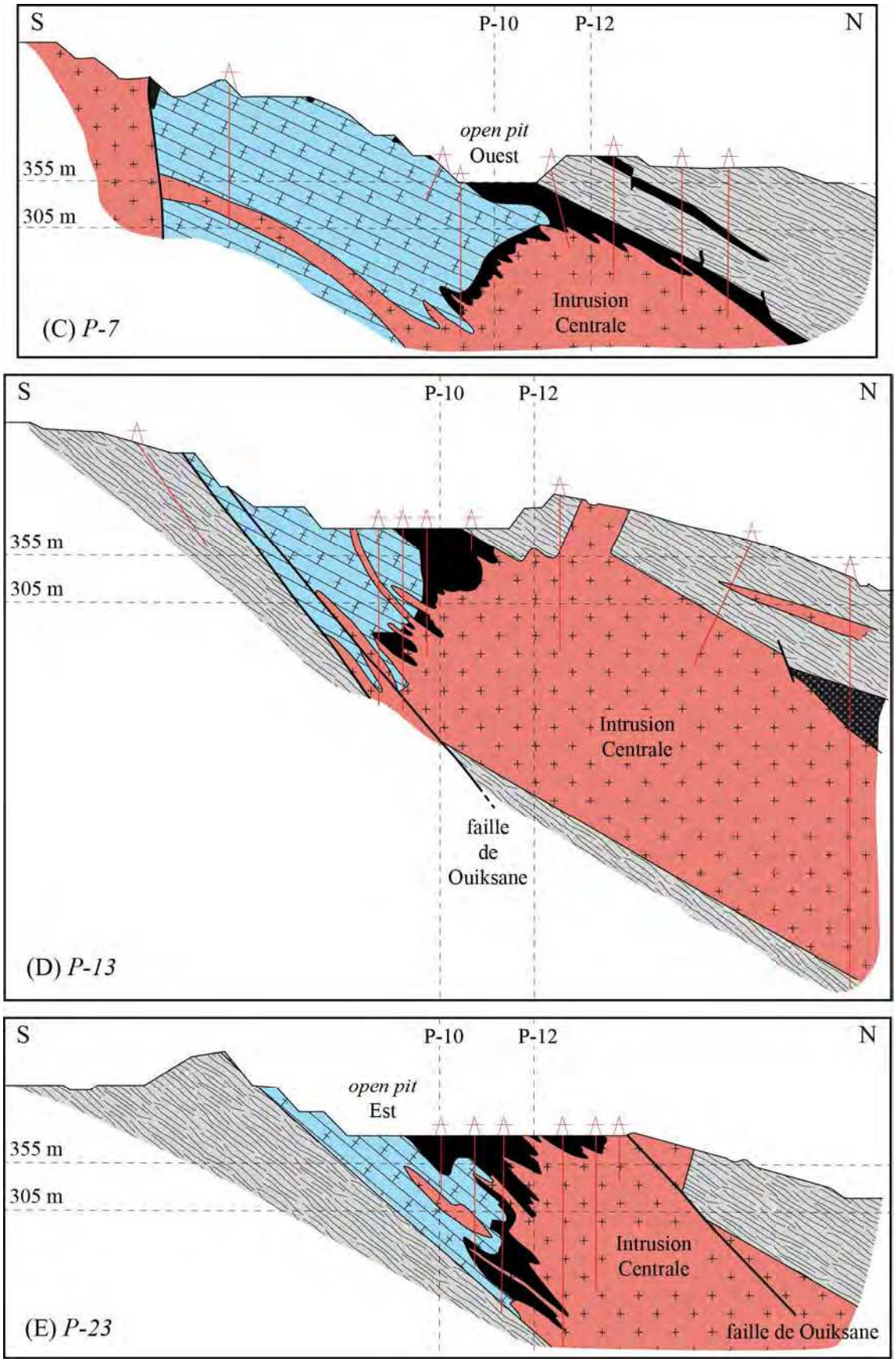
**III.1 :** plans de l'*open pit* de Ouiksane sur deux niveaux.

**III.2 :** profils NS de l'*open pit* de Ouiksane.

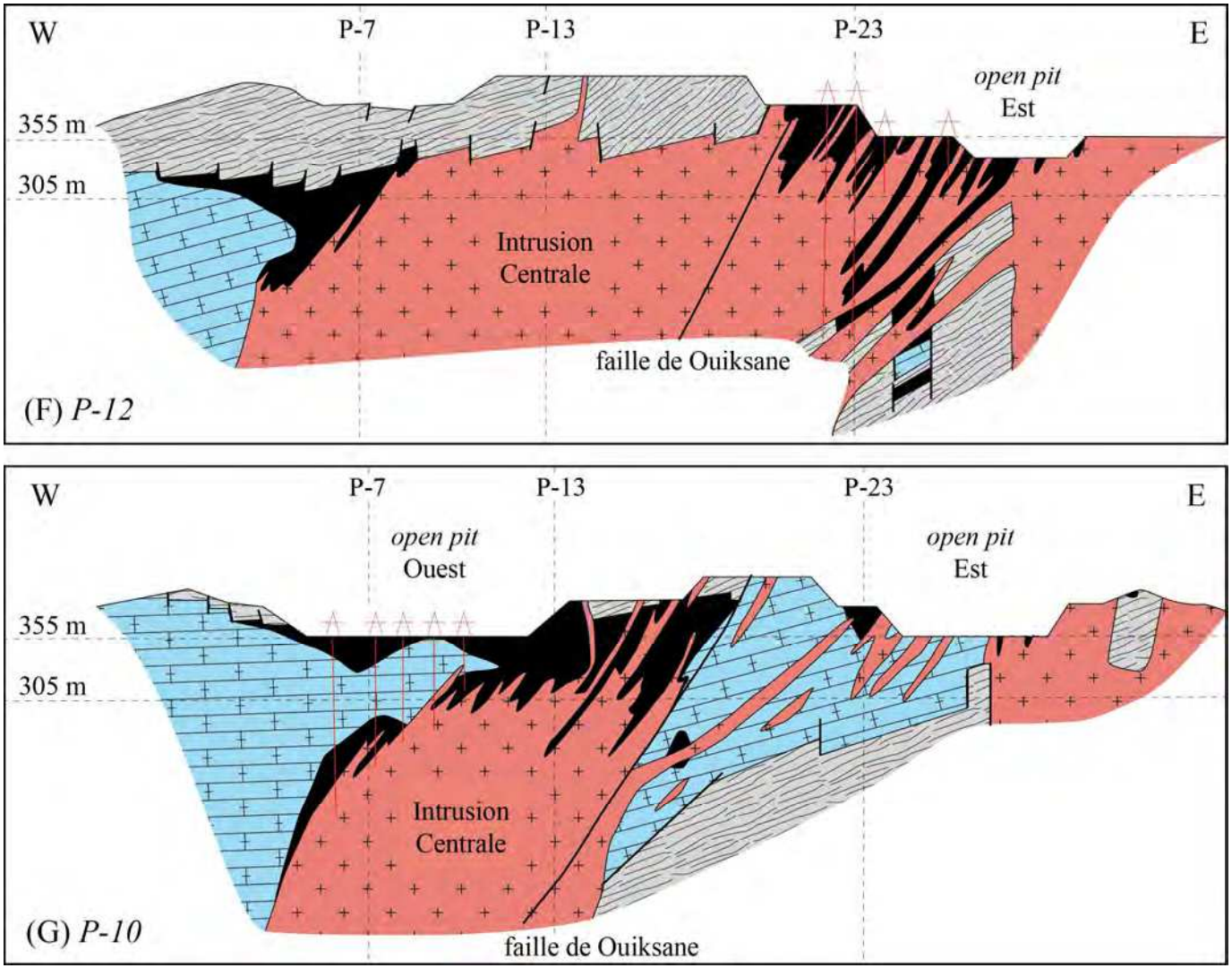
**III.3 :** profils WE de l'*open pit* de Ouiksane.




**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.

# IV

# 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 % :

$$\mathbf{(PEAK \times Tp) - (BACKGRD \times Tf) > 2 \sqrt{(BACKGRD \times Tf)}}$$

- validité à 98 % :

$$\mathbf{(PEAK \times Tp) - (BACKGRD \times Tf) > 3 \sqrt{(BACKGRD \times Tf)}}$$

PEAK et BACKGRD sont exprimés en coups/secondes, 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

**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 |
| $Al_2O_3$ | 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 |
| $Cr_2O_3$ | 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 |
| $Na_2O$ | 0,29 | 0,23 | 0,14 | 0,19 | 0,13 | 0,11 | 0,21 | 0,00 | 0,11 | 0,22 | 0,03 | 0,04 |
| $K_2O$ | 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 |
| *Structural formula* | | | | | | | | | | | | |
| 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 |

| 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 |

**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 |

**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 |

**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 |

| 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 |

**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 %) | | | | | | | | | | |
| SiO2 | 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 |
| TiO2 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 1,53 | 1,64 | 1,61 | 0,00 | 1,79 | 0,04 |
| Al2O3 | 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 |
| SnO2 | 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 |
| *Structural formula* | | | | | | | | | | |
| 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

| 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 |

| 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 |

| 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 | 0,00 | 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 | 0,00 | 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| AXA7_5 | AXA7_6 | AXA7_7 | AXA7_8 | AXA7_9 | AXA2a_3 | AXA2a_4 | AXA2a_5 | AXA2a_6 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 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 |

| | 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 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (wt %) | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 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 |
| *Structural formula* | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| 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 |

| | 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 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 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 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 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

**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 %) | | | | | | | | | | | | | |
| SiO2 | 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 |
| Al2O3 | 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 |
| TiO2 | 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 |
| Na2O | 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 |
| K2O | 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 |
| *Structural formula* | | | | | | | | | | | | | |
| 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 |

**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 |

**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 |

**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 |

**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 |

**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 |

**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 |

**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 |

**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 |

**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 |

**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

**IV.7 :** analyses EPMA des épidotes

| | Na2O | K2O | FeO | F | CaO | SiO2 | MnO | Cl | Al2O3 | TiO2 | MgO | V2O3 | P2O5 | Cr2O3 | NiO | Total |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (wt %) | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Setolazar* | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 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 |
| *Ouiksane* | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 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 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 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 |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Axara* | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 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

| | 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 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 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 |

**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 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 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 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 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 |

**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 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 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

| LAME | ETAT | EQUIVALENT | GEOMETRIE | TYPE |
|---|---|---|---|---|
| *Domaine Sud* | | | | |
| 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 ? |
| *Setolazar* | | | | |
| 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 |
| *Axara* | | | | |
| 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 |
| *Afra* | | | | |
| 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 |
| *Ouiksane* | | | | |
| 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 |

| 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 ? |

| 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)<br>vitreux, cal abondante, qtz diffus (qq gdes plages)<br>qtz peu abondant xénomorphe |
| |
| cal (qq phénocristaux) et qtz abondants<br>chl, cal (veinules et cavités) abondante, qtz<br>cal, trous, oxydes<br>qtz abondant (automorphes en bordure de mx remplacés), cal, chl<br>qtz et cal peu développés |
| |
| qtz xénomorphe (distribution homogène) et cal (irrégulière) abondants<br><br>qtz xénomorphe abondant, peu de cal, oxydes<br>peu de qtz/cal<br><br>veines à py + ep<br>qtz abondant (répartition irrégulière, xénomorphe, qq grandes plages), qq cal<br>produits bruns ferreux, cal en amas de petits grains |
| |
| qtz intersticiel poecilithique (plages ttes tailles)<br>qtz fréquent (silicification secondaire)<br>silicification secondaire, altération verdâtre<br>ferruginisé (bcp d'opaques), trous<br>riche en opaques, vacuoles à remplissage secondaire<br>trous, texture sériée non bimodale des phénocristaux aux microlithes, vitreux (verre brun partiel)<br>non vitreux, riche en oxydes<br>silicification secondaire, trous, peu vitreux |
| |
| qtz tardif xénomorphe, très abondant (plusieurs tailles = plusieurs générations ?)<br><br>qtz, cal abondante (dont intersticielle et grandes plages), mx vermiculés en peigne<br>cal abondante (fond, ou finement cristallisée ac qtz, ou gdes plages intersticielles)<br>qtz intersticiel à extinction roulante<br>qtz peu abondant<br>qtz intersticiel xénormorphe (extinction +/- roulante)<br>assemblages radiés de "fausses" chl, qtz abondant, miénral vert-orangé en paquets flexueux<br>ol ? qtz-calcite abondant<br>peu de qtz<br>chloritisation incomplèrte avec py<br>qtz : intersticiel secondaire peu abondant (dévitrification ?), localement grandes plages xénomorphe à extinction roulante, c<br>cal dt qq grosses plages, qtz abondant, ep peu abondante<br>qtz très abondant<br>2 zones : envahis de chl ou fond piqueté à cal<br>riche en cal et qtz<br>cal secondaire, qtz xénomorphe abondant (génération primaire)<br>qtz très abondant, qq oxydes magmatiques<br>qtz abondant, pervasif et en remplissage de trous, veinules de cal<br>silicification secondaire ou dévitrification ? "fausses" chl verdâtres<br>qtz à extinction roulante (1 seule génération), chloritisation très pervasive ("fausse" chl)<br>qtz en remplissage irrégulier (amygdales polycristallins), trous |

| ALTERATION DES PLG |
| --- |
| |
| |
| |
| |
| séricitisation |
| |
| |
| |
| |
| plg séricitisé |
| |
| |
| plg : altération en calcite<br>saussuritisation du plg ?<br>fd bien bouffés à cœurs piquetés de brun (cal ankéritisée ? Mn ?)<br>amph : chl + cal |
| |
| al (veinules) |
| |
| altération calcique voire séricite<br>cal abondante, qtz très abondant<br>peu altéré : ép +/- cal |
| |
| séricite en zone<br>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 bordureOK
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 rétromorphosée en amph verte, inclusions plg + bt + fk ? amph verte : altérati
bt : à peine chloritisées, amph un peu plus déstabilisées
oxydes
bt résiste

ion secondaire à ép + qtz ; bt : début d'altération en chl + oxydes + qtz, inclusions de qtz ? ; opx rétromorphosés

# 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.

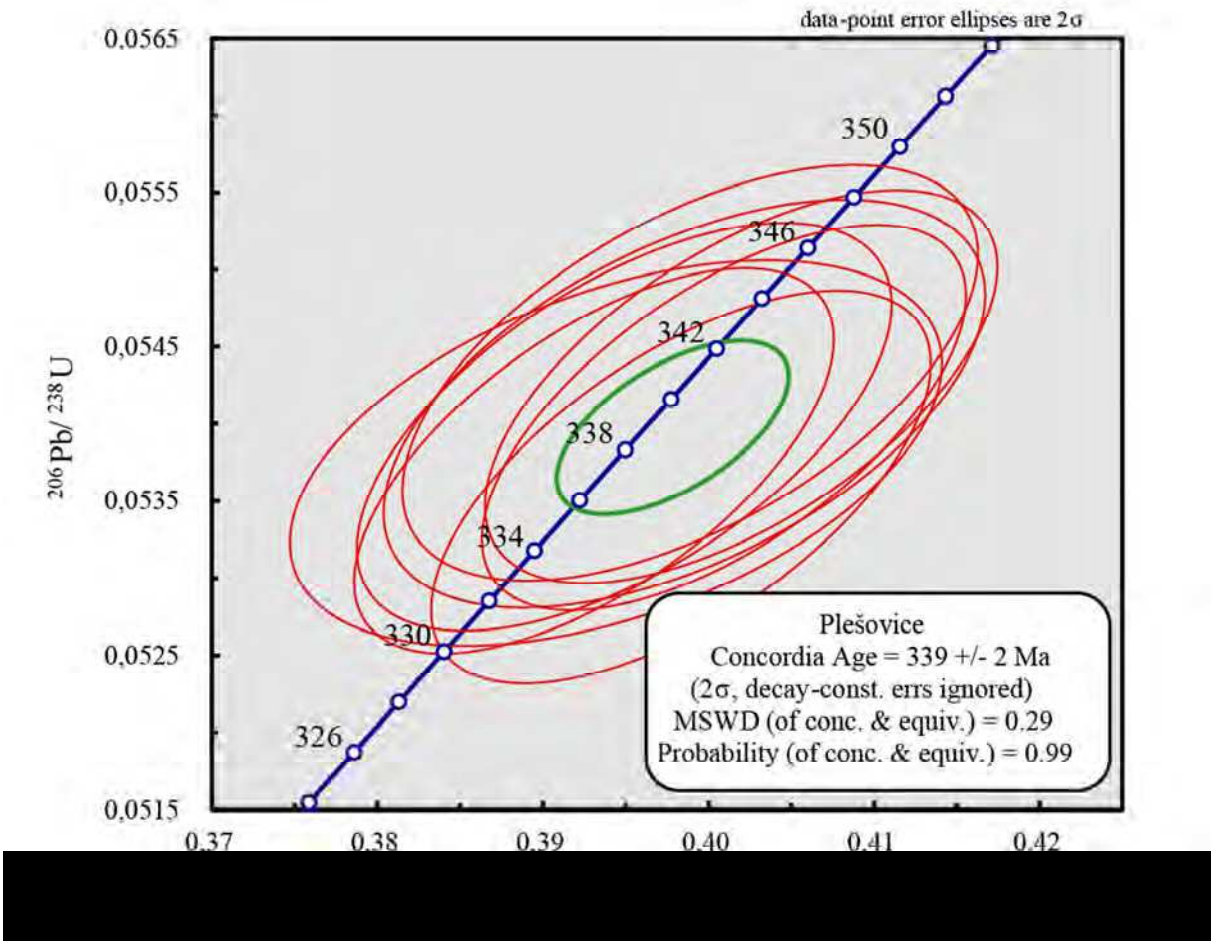
**VI.5 :** fiche résultat des mesures des traces de fission sur OUK2 (Wb).

**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.

| | | | | Ratios | | | | | | | Ages (Ma) | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Analysis** | **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** |
| 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).



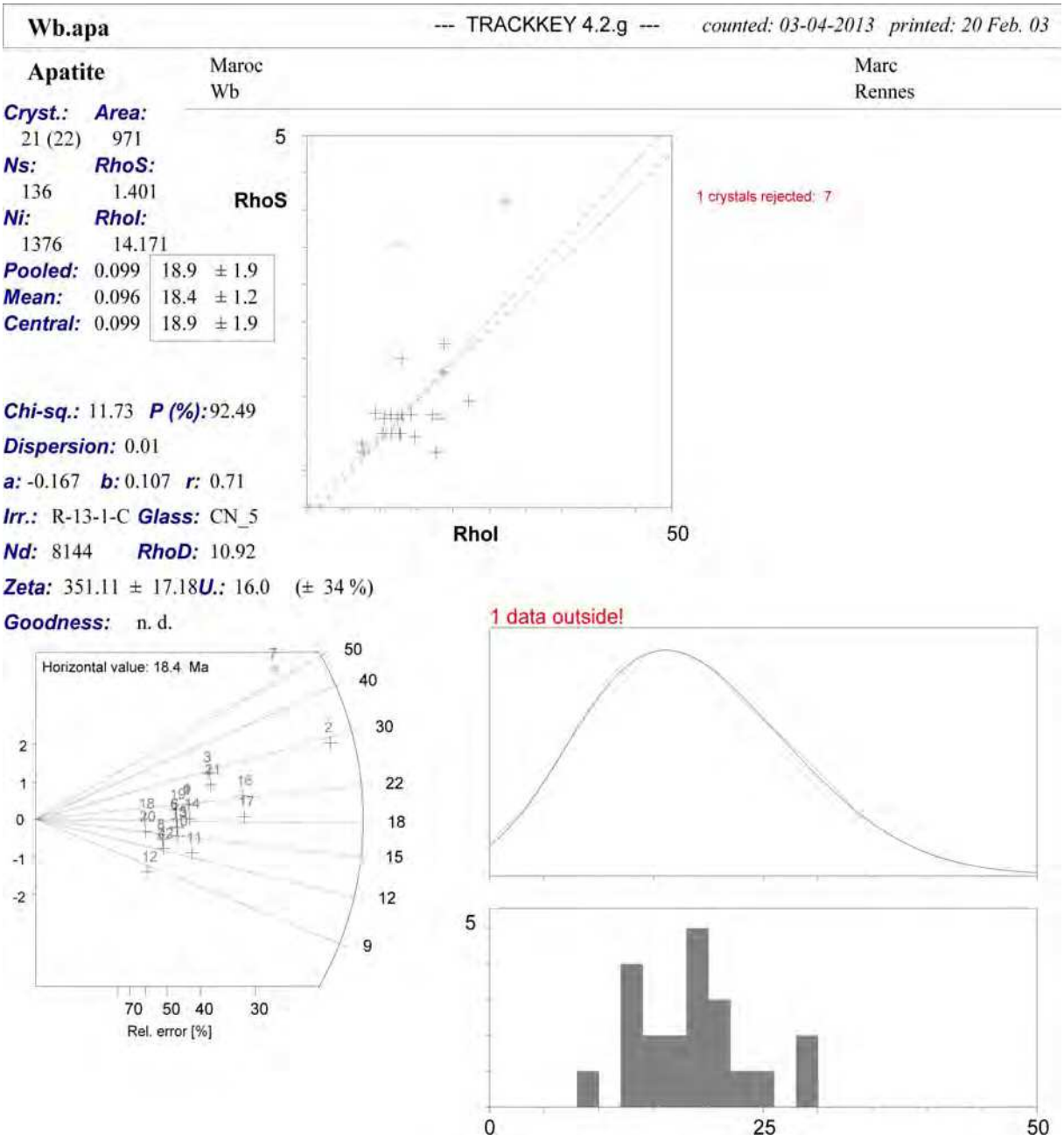
**VI.3 :** LA-SF-ICP-MS U-Th-Pb dating methodology CAF, Stellenbosch University.

| **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<br>*(represents the time resolution of the data)* |
| Sensitvity | 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)<br>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).

**Wc.apa** --- TRACKKEY 4.2.g --- *counted: 10-04-2013 printed: 20 Feb. 03*

**Apatite** Maroc Wc Marc Rennes

| | | | |
|---|---|---|---|
| ***Cryst.:*** | ***Area:*** | | |
| 15 (16) | 458 | | |
| ***Ns:*** | ***RhoS:*** | | |
| 36 | 0.786 | | |
| ***Ni:*** | ***RhoI:*** | | |
| 448 | 9.782 | | |
| ***Pooled:*** | 0.08 | 15.7 | ± 2.8 |
| ***Mean:*** | 0.087 | 16.9 | ± 1.6 |
| ***Central:*** | 0.08 | 15.7 | ± 2.8 |

***Chi-sq.:*** 3.57 ***P (%):*** 99.76

***Dispersion:*** 0.00

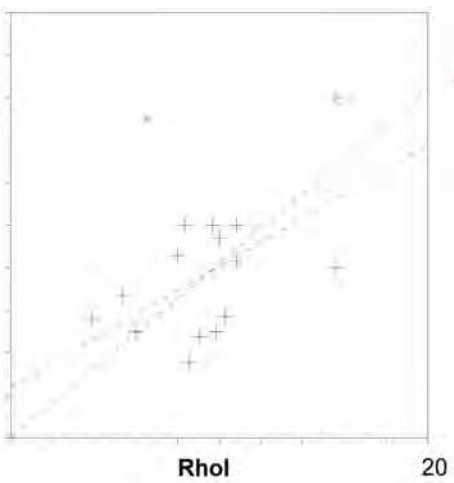
***a:*** 0.24 ***b:*** 0.057 ***r:*** 0.58

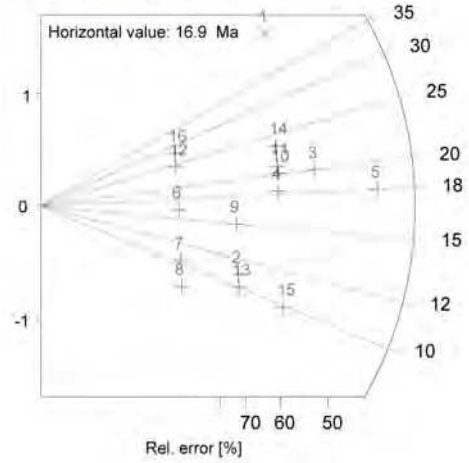
***Irr.:*** R-13-1-C ***Glass:*** CN_5

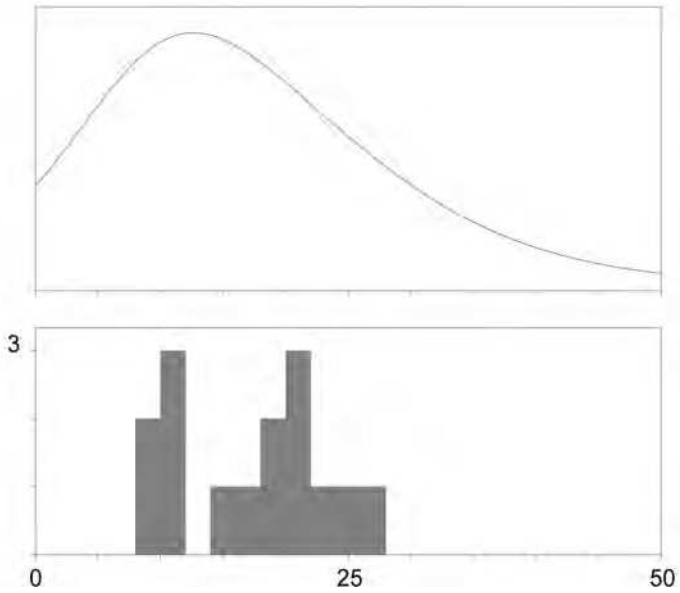
***Nd:*** 8144 ***RhoD:*** 11.13

***Zeta:*** 351.11 ± 17.18 ***U.:*** 10.34 (± 34 %)

***Goodness:*** n. d.



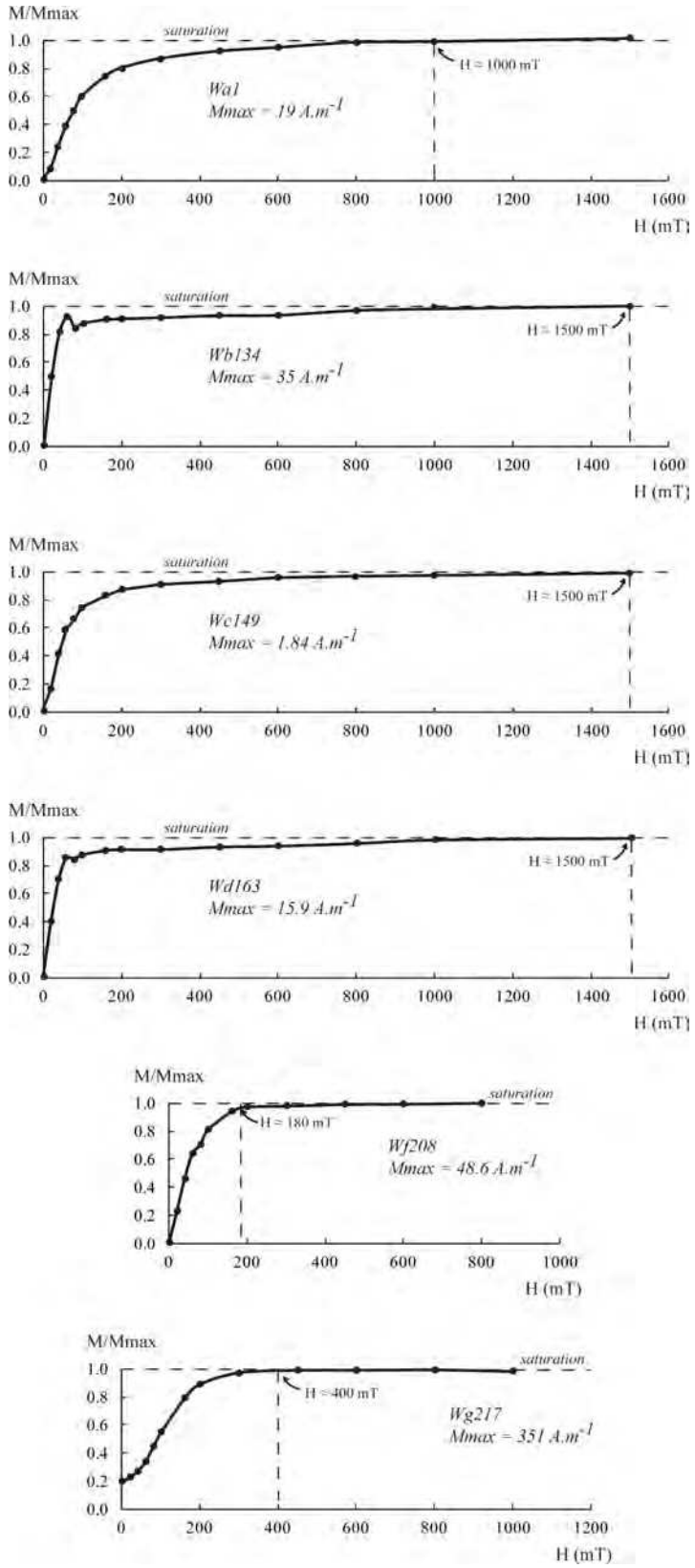
# VII

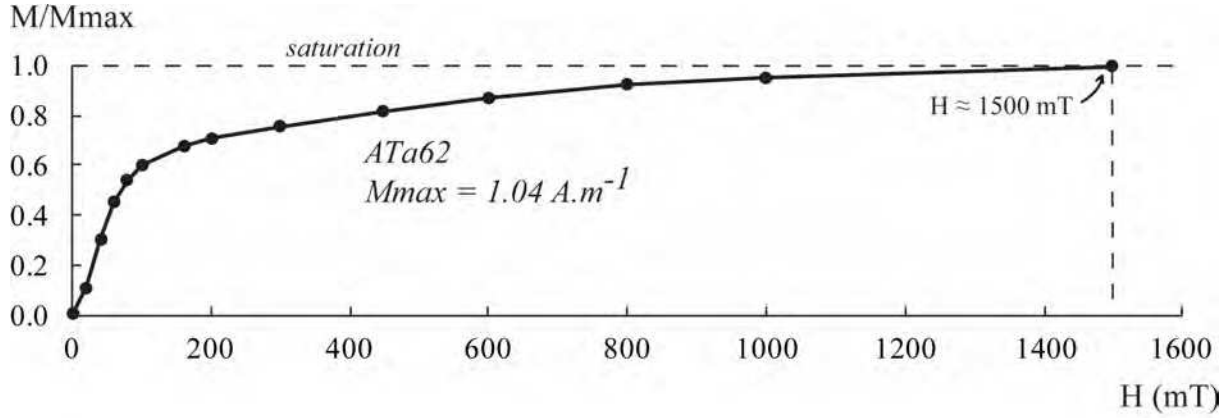
# Documents complémentaires au paléomagnétisme

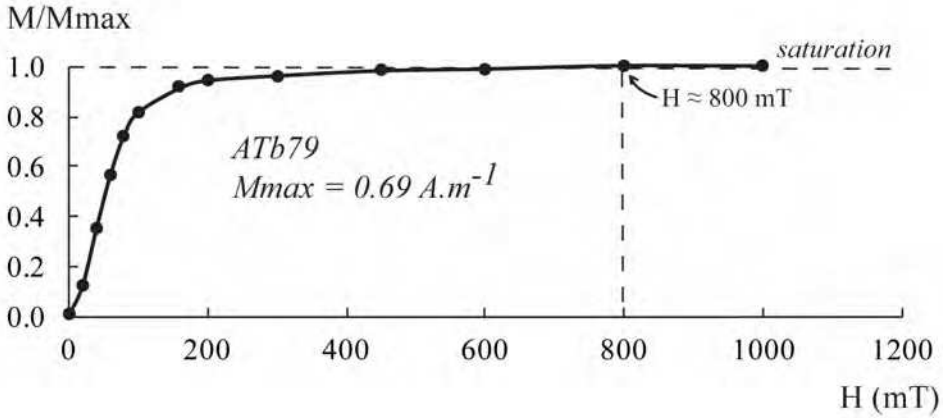
**VII.1 :** courbes IRM des différents sites prélevés (W : Ouiksane ; AT : Axara ; S : Setolazar).

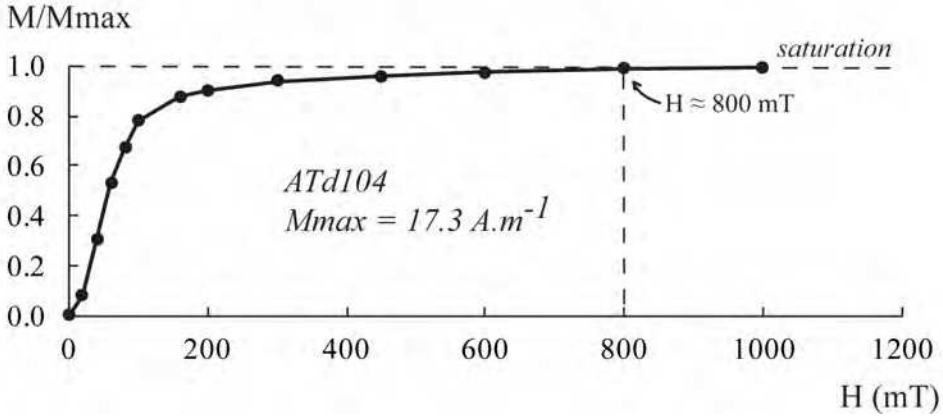
**VII.2 :** analyses de direction magnétique pour les différents sites prélevés (diagrammes de Zijderveld).

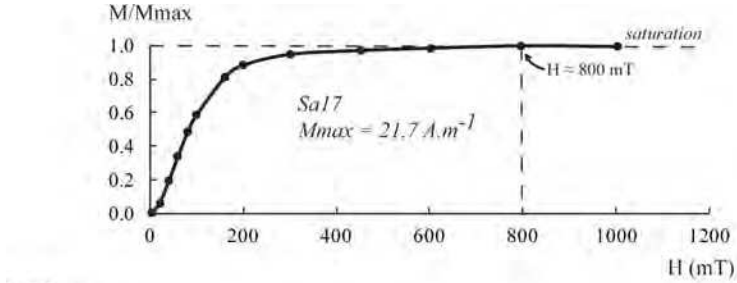
**VII.1 :** courbes IRM des différents sites prélevés, à raison d'une courbe par site. Les carottes « W » indiquent de -a à -d le gisement de Ouiksane ; Wf et Wg désignent le Secteur Sud ; « AT » correspond à Axara (*Axara trend*) et « S » Setolazar.

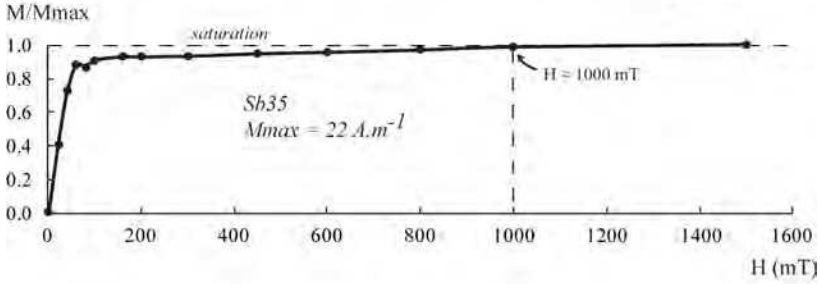


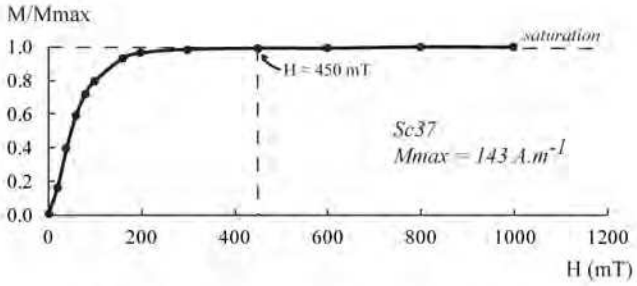

M/Mmax
saturation
1.0
0.8
0.6
0.4
0.2
0.0
H ≈ 1500 mT
ATa62
Mmax = 1.04 A.m-1
0
200
400
600
800
1000
1200
1400
1600
H (mT)

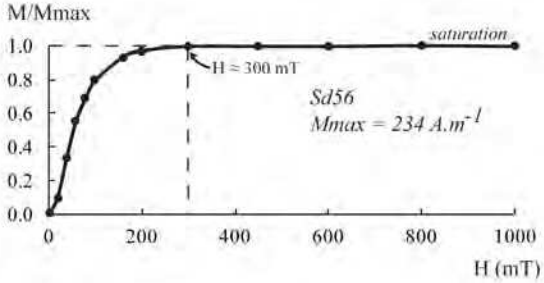

M/Mmax
saturation
1.0
0.8
0.6
0.4
0.2
0.0
H ≈ 800 mT
ATb79
Mmax = 0.69 A.m-1
0
200
400
600
800
1000
1200
H (mT)

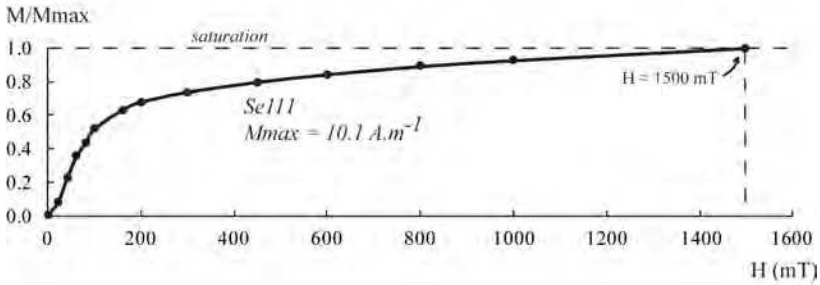

M/Mmax
saturation
1.0
0.8
0.6
0.4
0.2
0.0
H ≈ 800 mT
ATd104
Mmax = 17.3 A.m-1
0
200
400
600
800
1000
1200
H (mT)

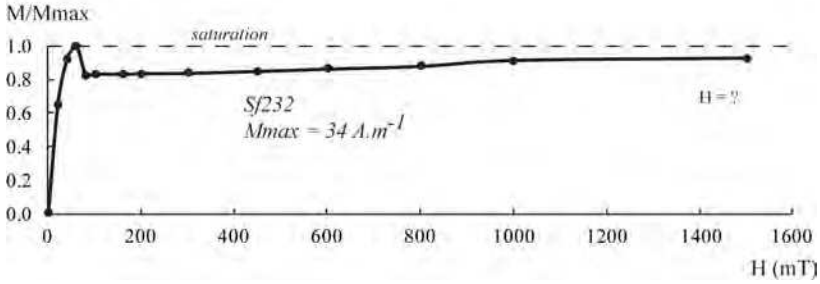

M/Mmax
saturation
H = 800 mT
Sa17
Mmax = 21.7 A.m-1
H (mT)


M/Mmax
saturation
H = 1000 mT
Sb35
Mmax = 22 A.m-1
H (mT)

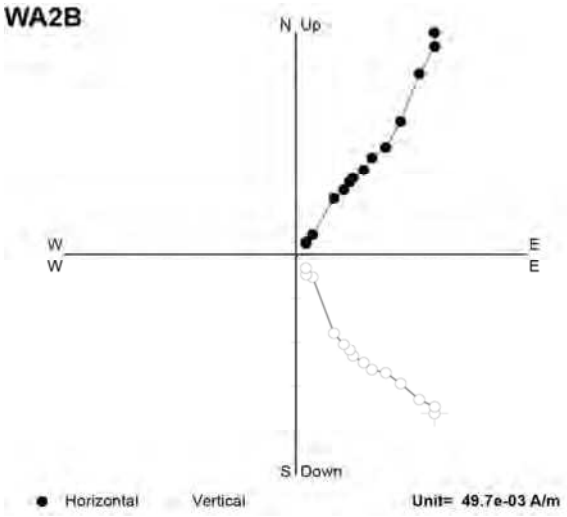

M/Mmax
saturation
H = 450 mT
Sc37
Mmax = 143 A.m-1
H (mT)

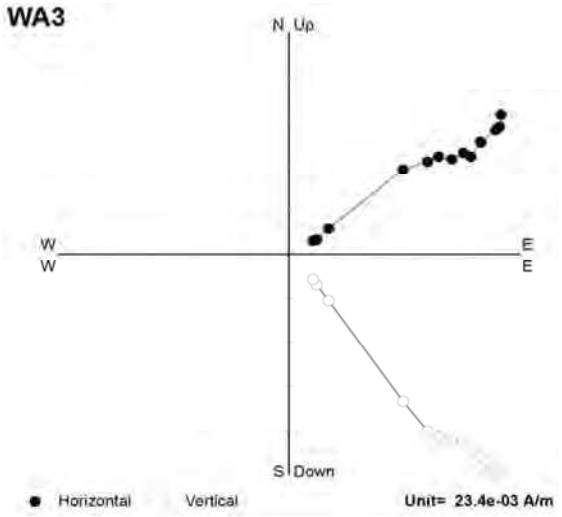

M/Mmax
saturation
H = 300 mT
Sd56
Mmax = 234 A.m-1
H (mT)

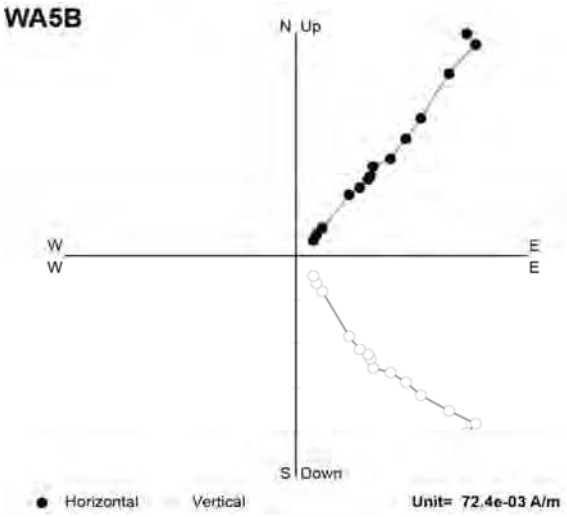

M/Mmax
saturation
H = 1500 mT
Se111
Mmax = 10.1 A.m-1
H (mT)

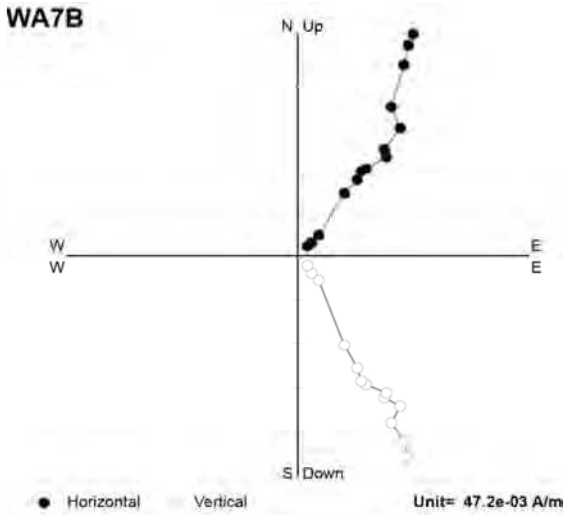

M/Mmax
saturation
H = ?
Sf232
Mmax = 34 A.m-1
H (mT)

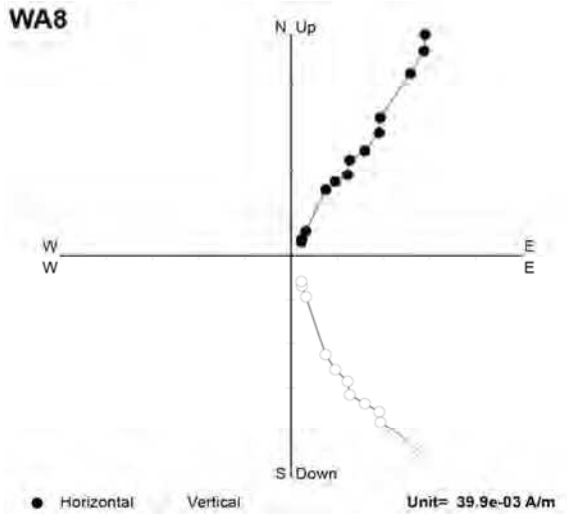
**VII.2 :** représentation des analyses de direction magnétique pour les différents sites prélevés (diagrammes de Zijderveld), à raison de six carottes par site.

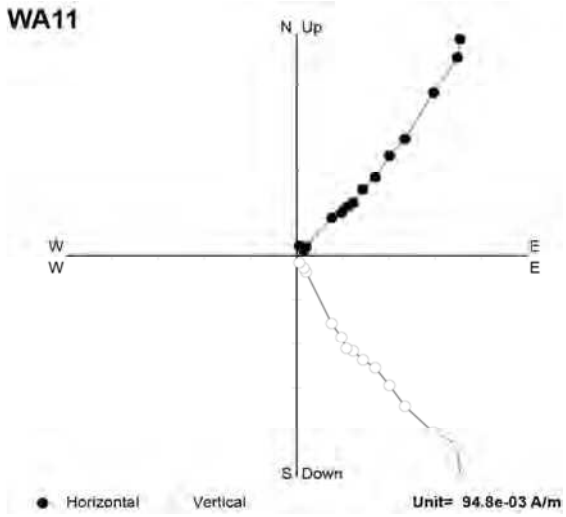


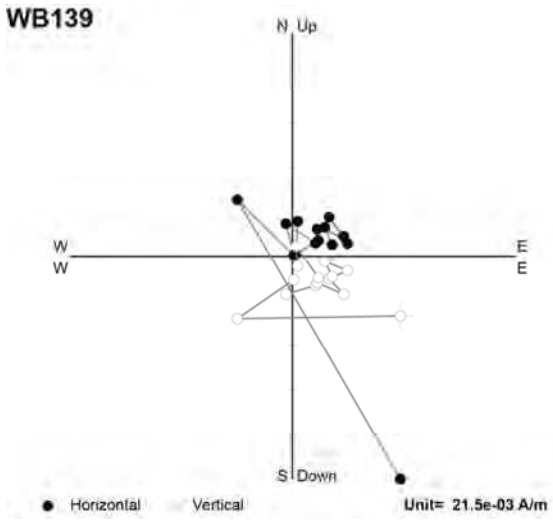



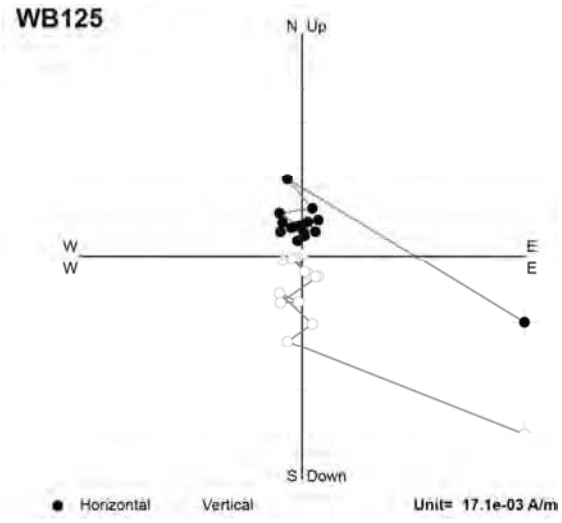



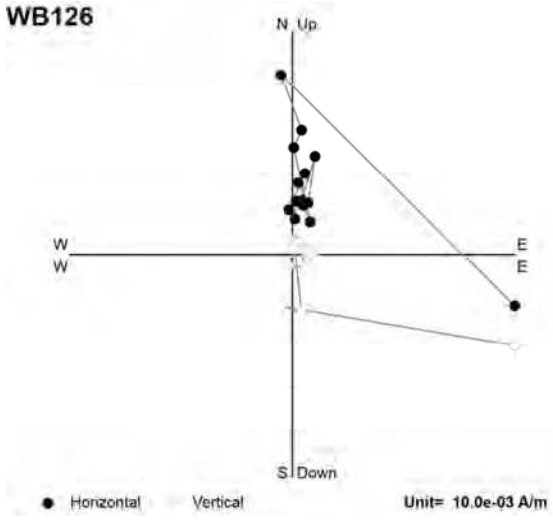



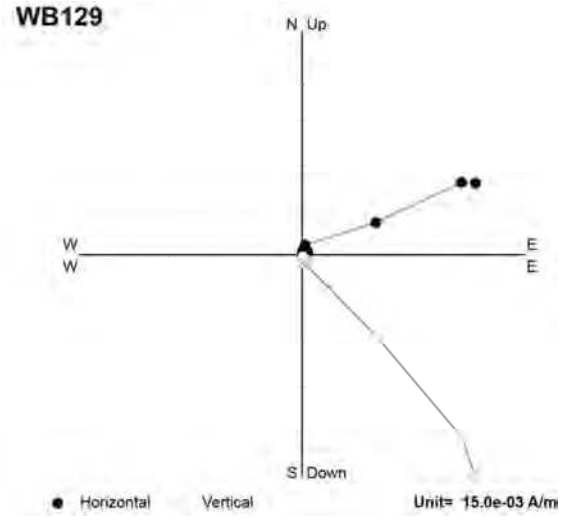



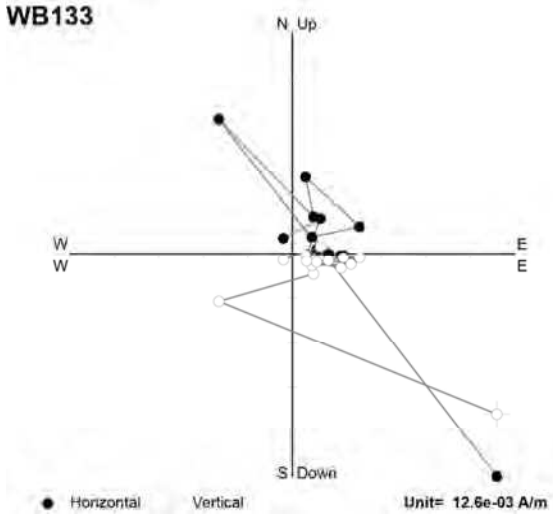



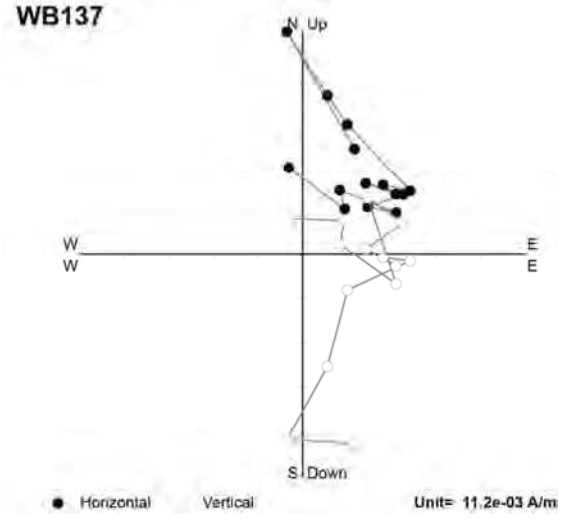

WB139
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 21.5e-03 A/m

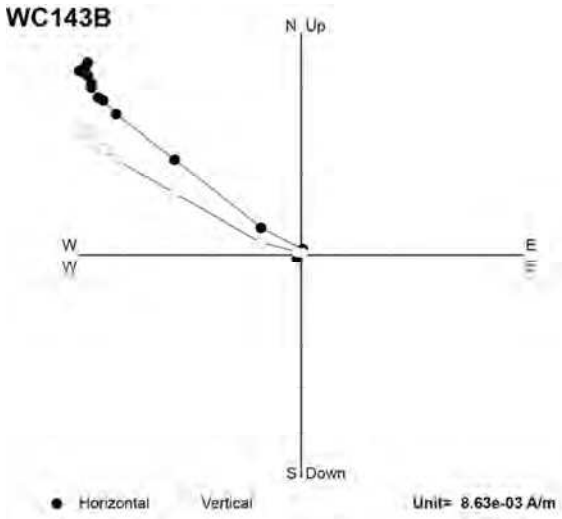

WB125
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 17.1e-03 A/m

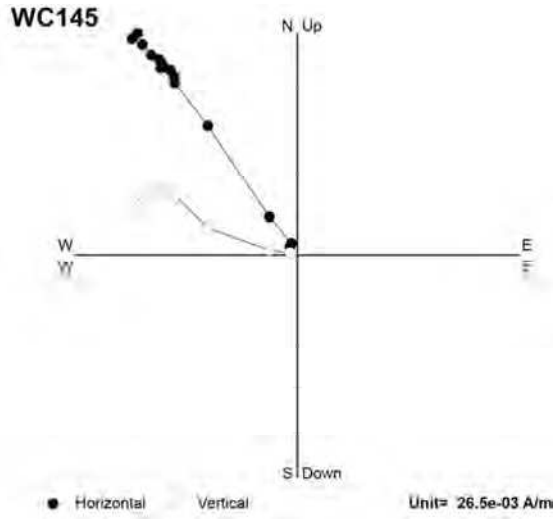

WB126
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 10.0e-03 A/m

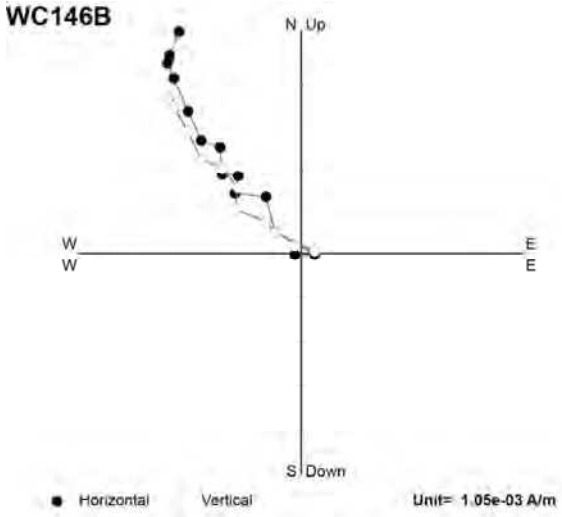

WB129
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 15.0e-03 A/m

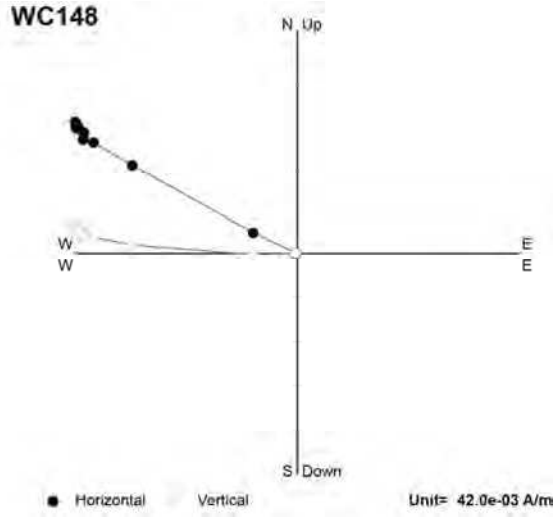

WB133
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 12.6e-03 A/m

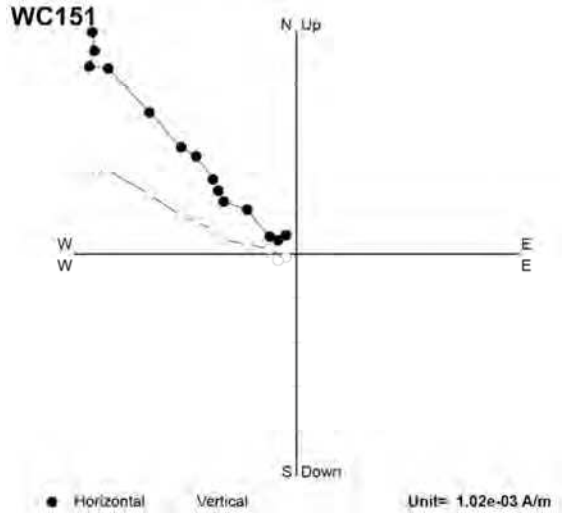

WB137
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 11.2e-03 A/m

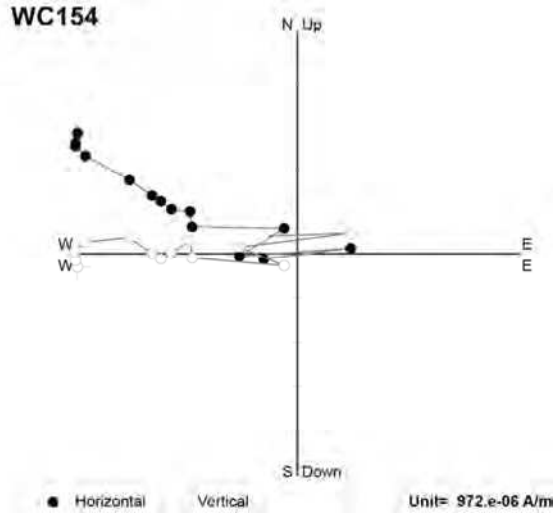

WC143B
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 8.63e-03 A/m

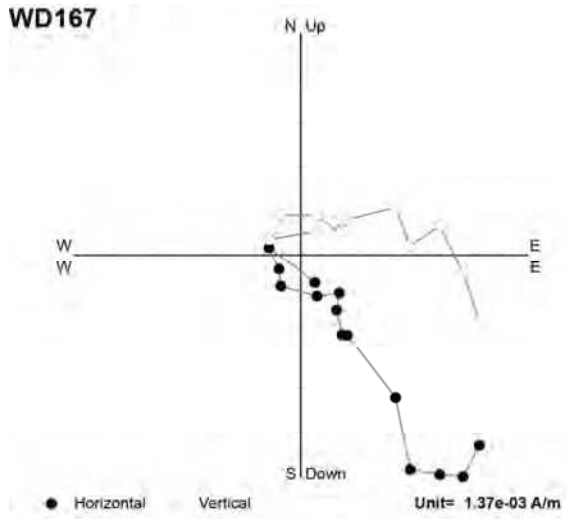

WC145
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 26.5e-03 A/m

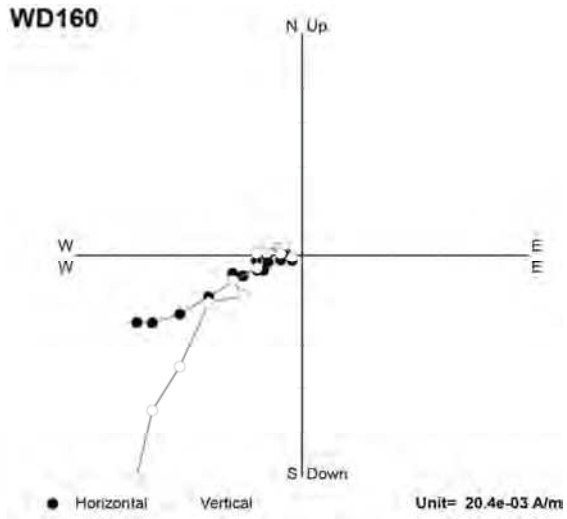

WC146B
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 1.05e-03 A/m

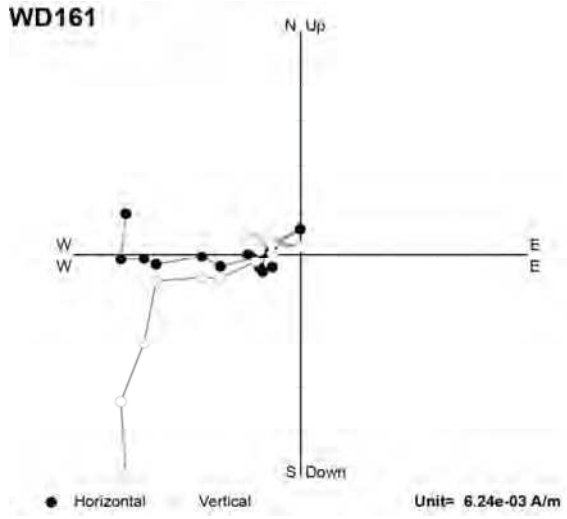

WC148
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 42.0e-03 A/m

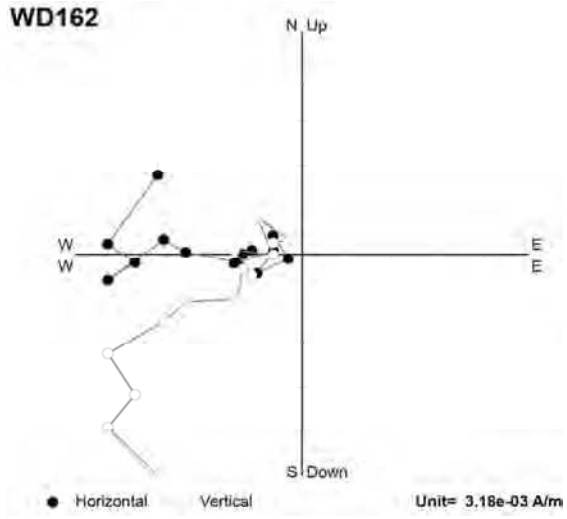

WC151
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 1.02e-03 A/m

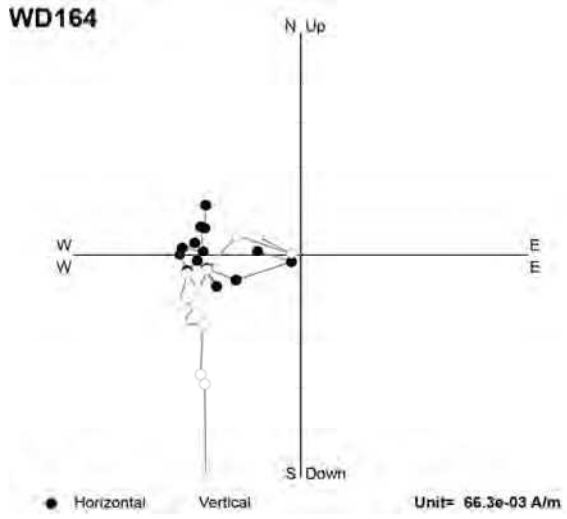

WC154
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 972.e-06 A/m

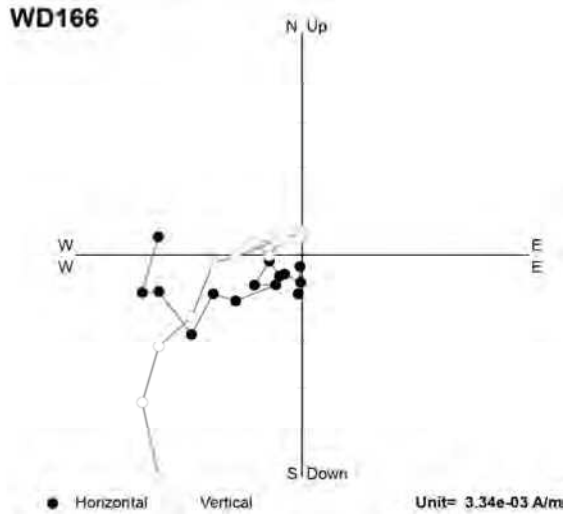

WD167
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 1.37e-03 A/m

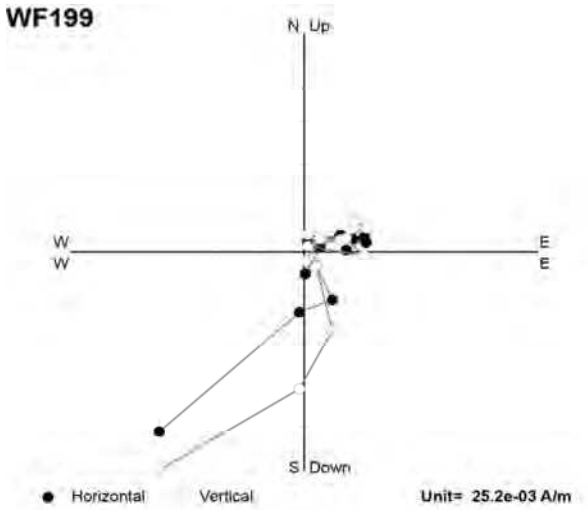

WD160
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 20.4e-03 A/m

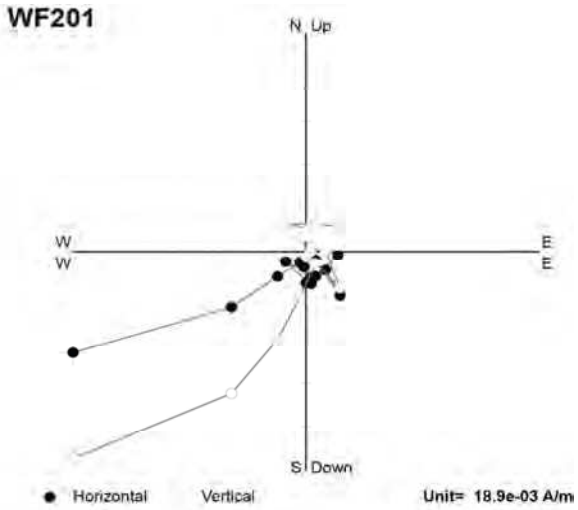

WD161
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 6.24e-03 A/m

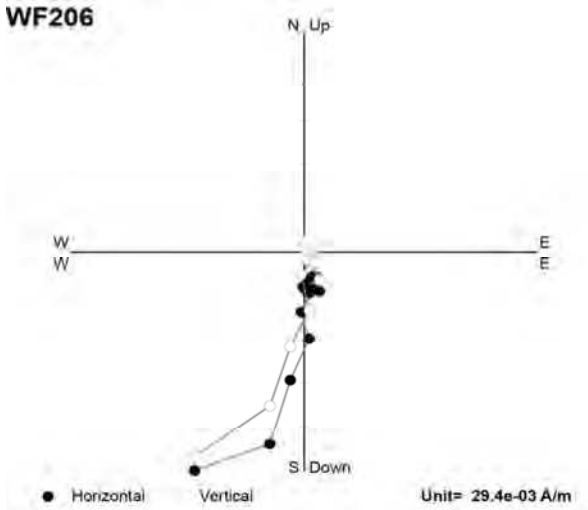

WD162
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 3.18e-03 A/m

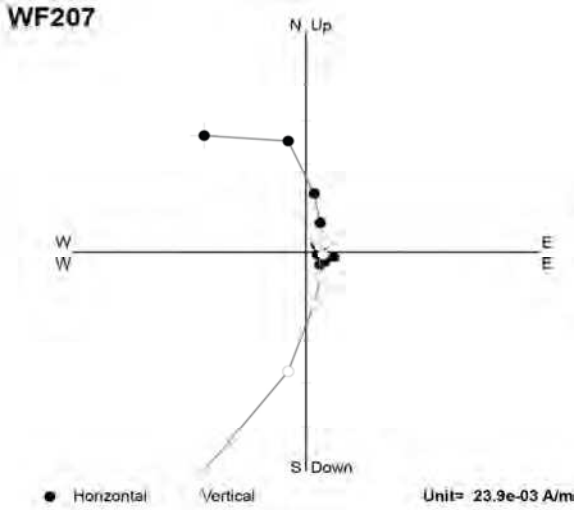

WD164
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 66.3e-03 A/m

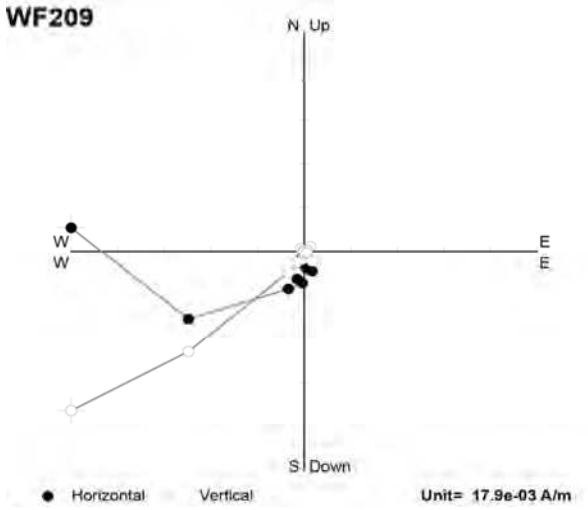

WD166
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 3.34e-03 A/m

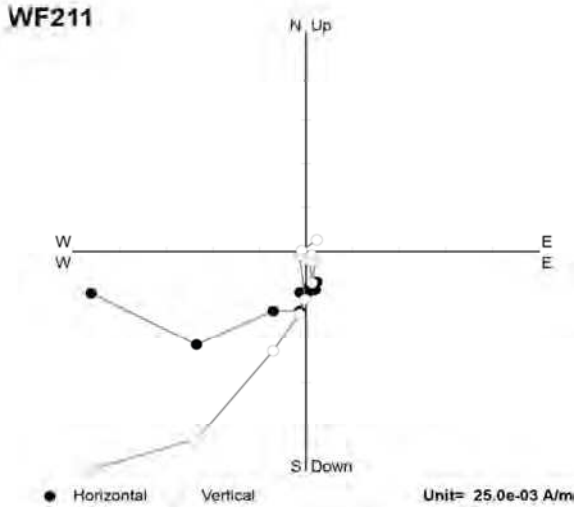

WF199
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 25.2e-03 A/m

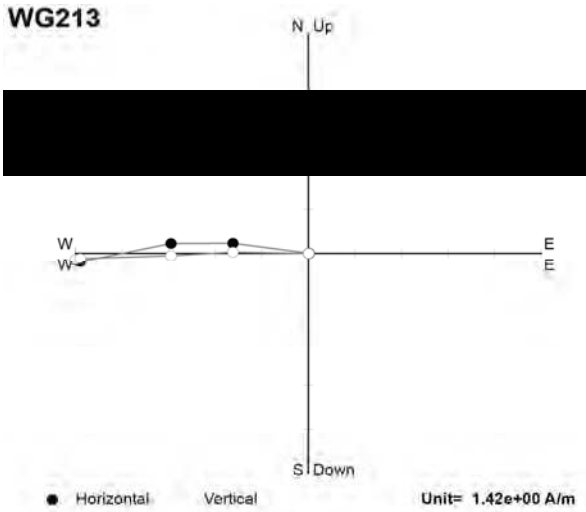

WF201
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 18.9e-03 A/m


WF206
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 29.4e-03 A/m

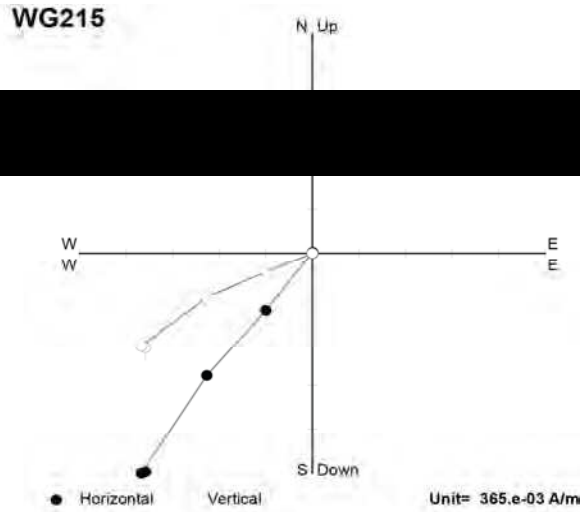

WF207
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 23.9e-03 A/m

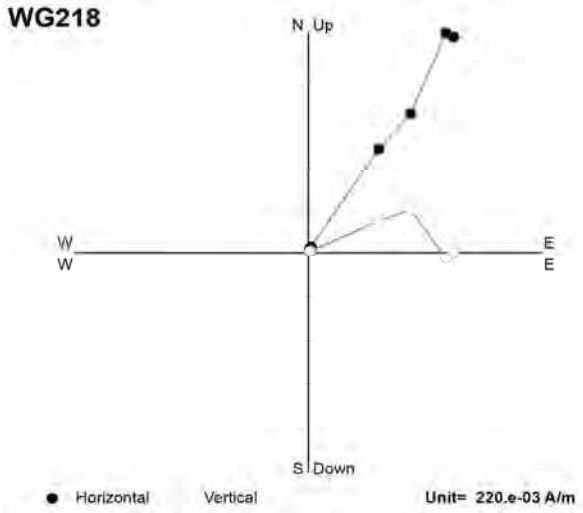

WF209
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 17.9e-03 A/m

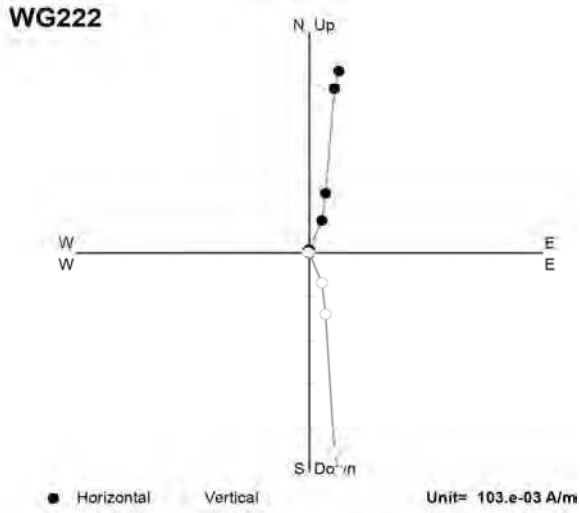

WF211
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 25.0e-03 A/m

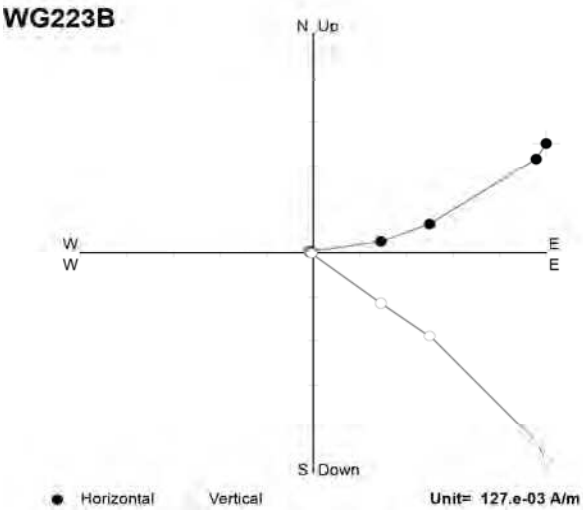

WG213
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 1.42e+00 A/m

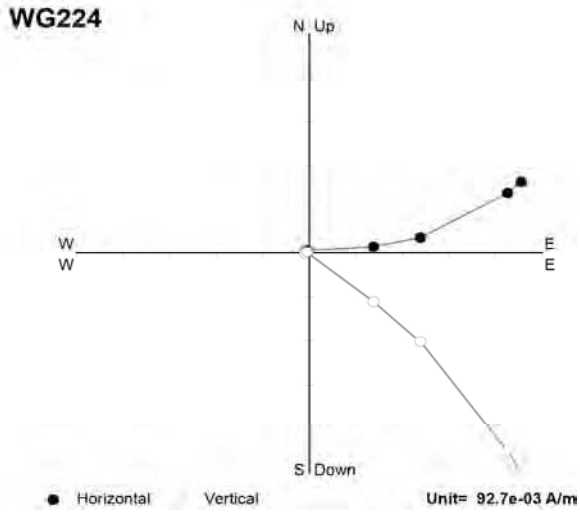
[redacted]

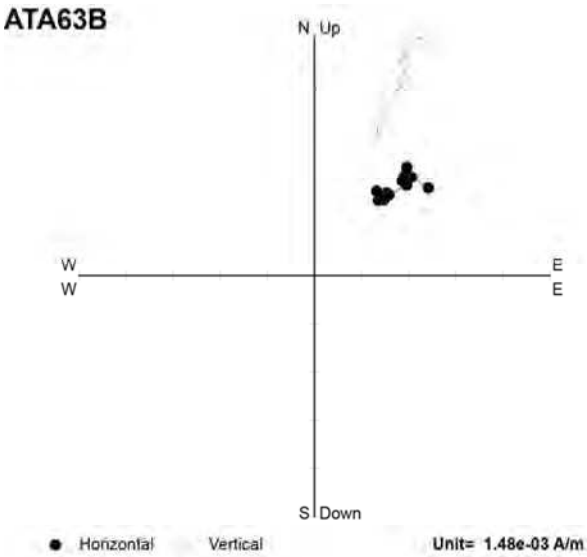

WG215
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 365.e-03 A/m

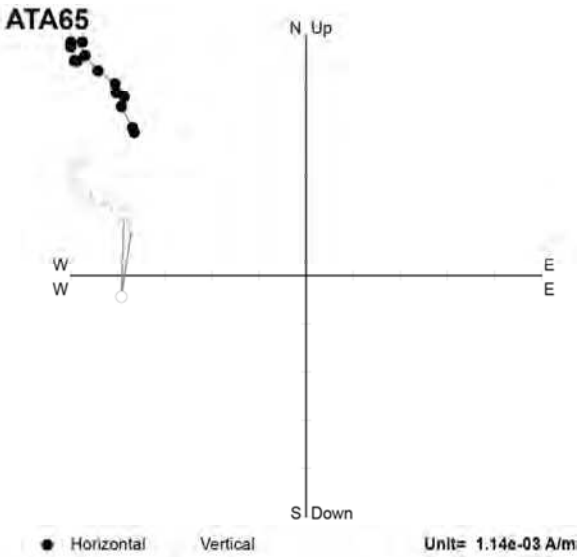

WG218
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 220.e-03 A/m

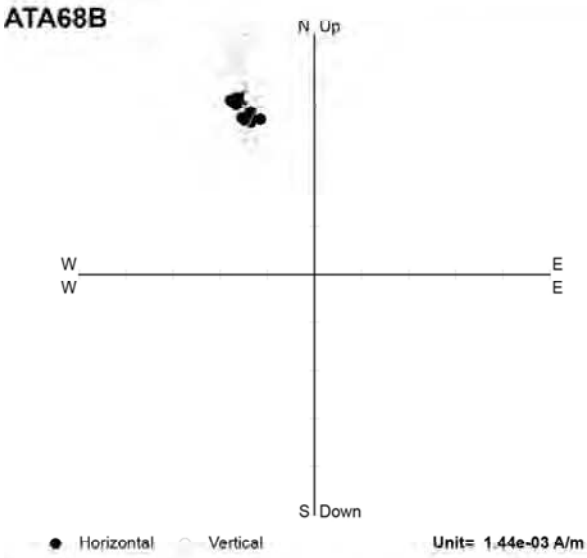

WG222
N Up
W
W
E
E
Horizontal
Vertical
Unit= 103.e-03 A/m

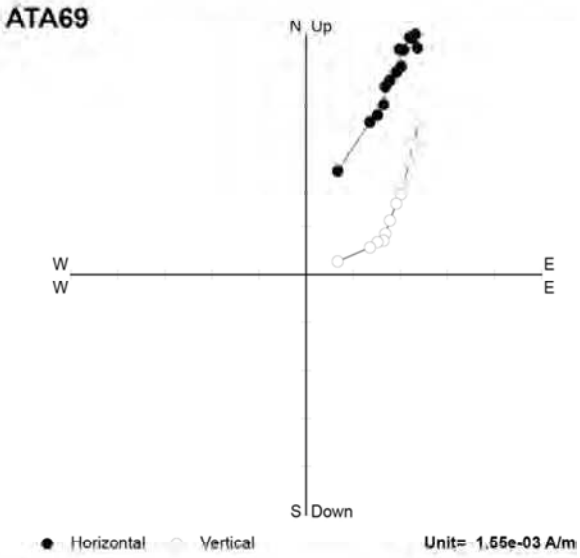

WG223B
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 127.e-03 A/m

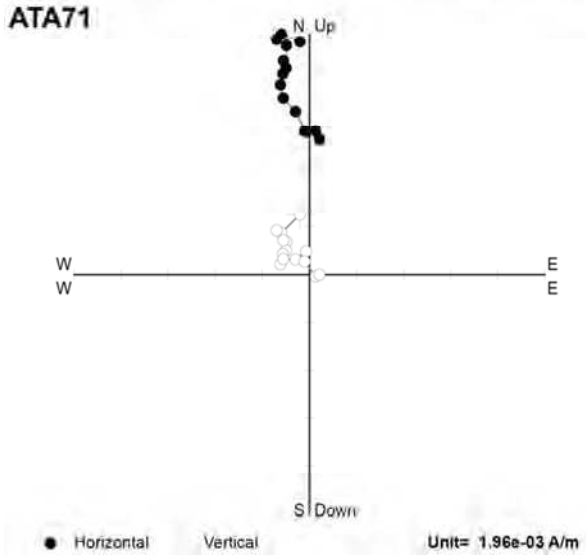

WG224
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 92.7e-03 A/m

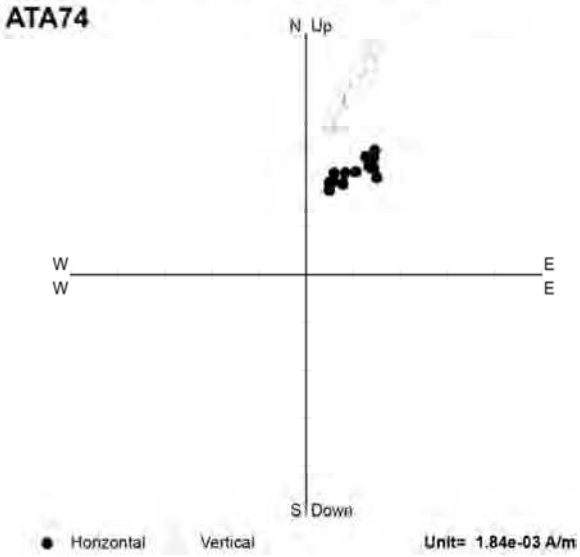

ATA63B
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 1.48e-03 A/m

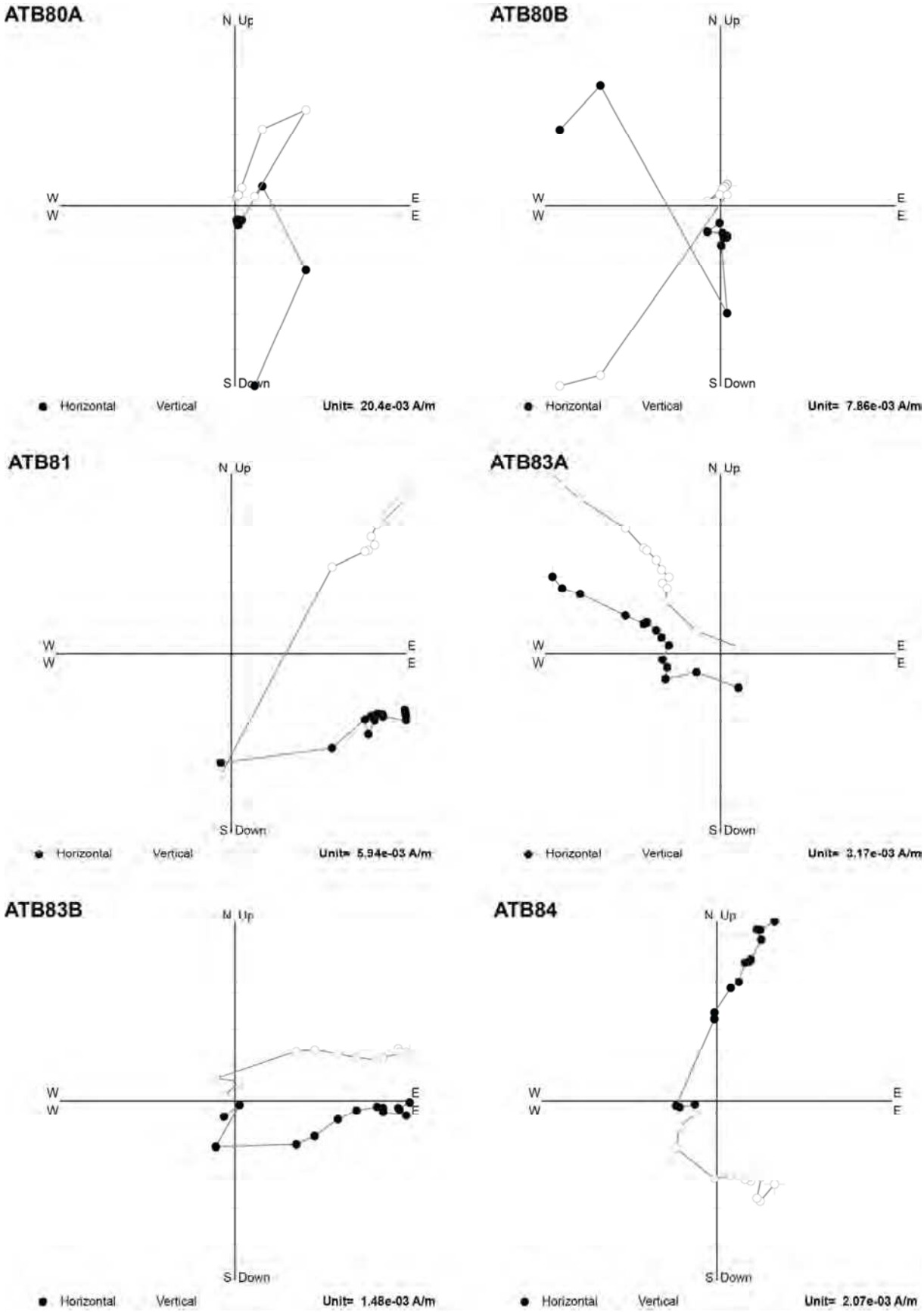

ATA65
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 1.14e-03 A/m

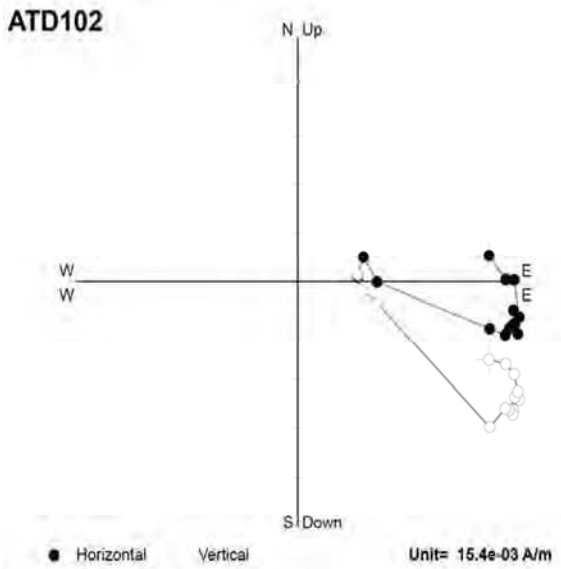

ATA68B
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 1.44e-03 A/m

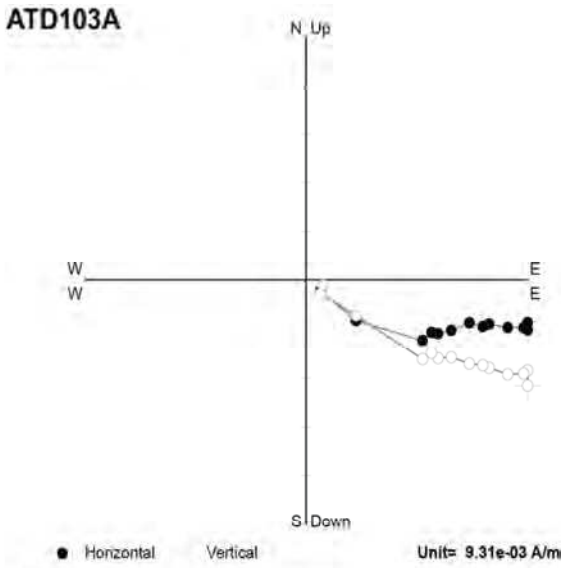

ATA69
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 1.55e-03 A/m

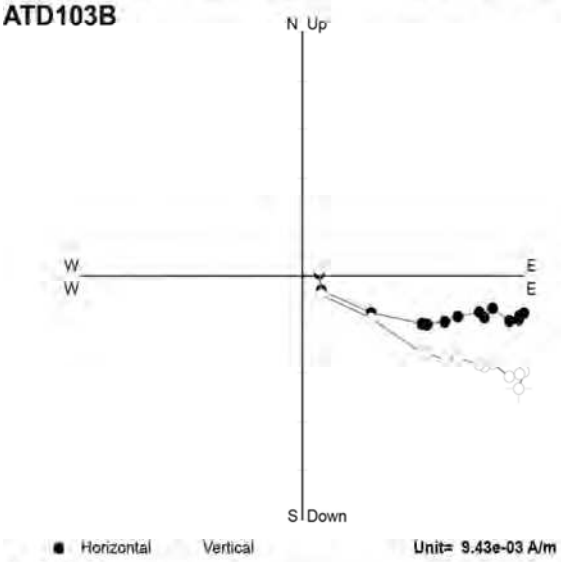

ATA71
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 1.96e-03 A/m

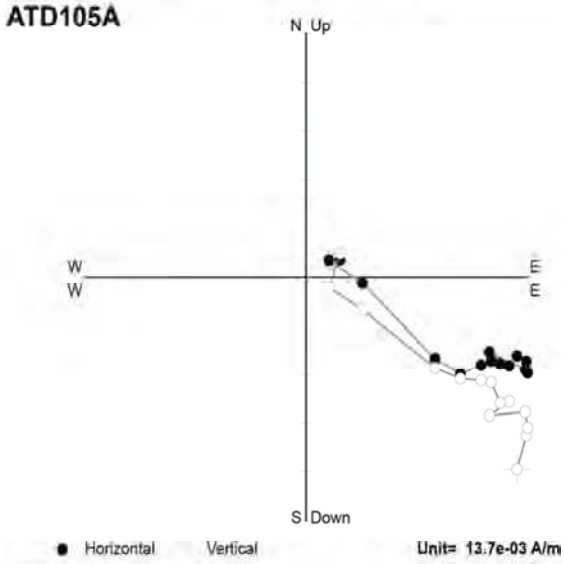

ATA74
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 1.84e-03 A/m

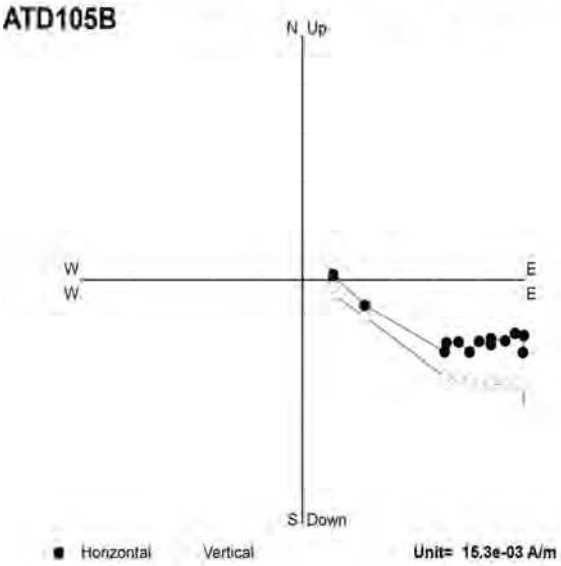

ATB80A
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 20.4e-03 A/m
ATB80B
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 7.86e-03 A/m
ATB81
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 5.94e-03 A/m
ATB83A
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 3.17e-03 A/m
ATB83B
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 1.48e-03 A/m
ATB84
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 2.07e-03 A/m

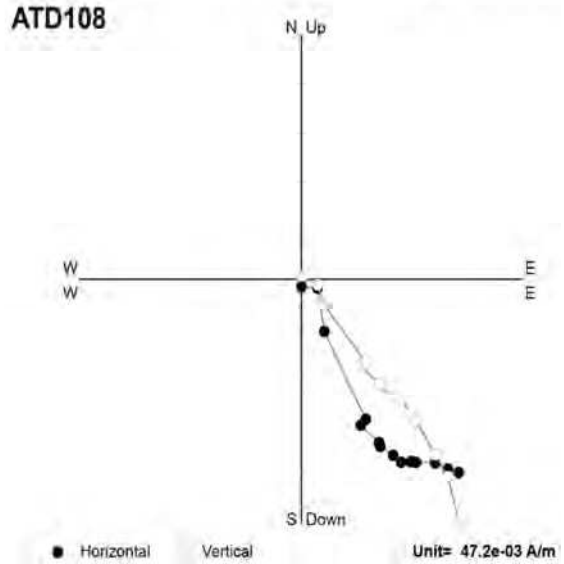

ATD102
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 15.4e-03 A/m

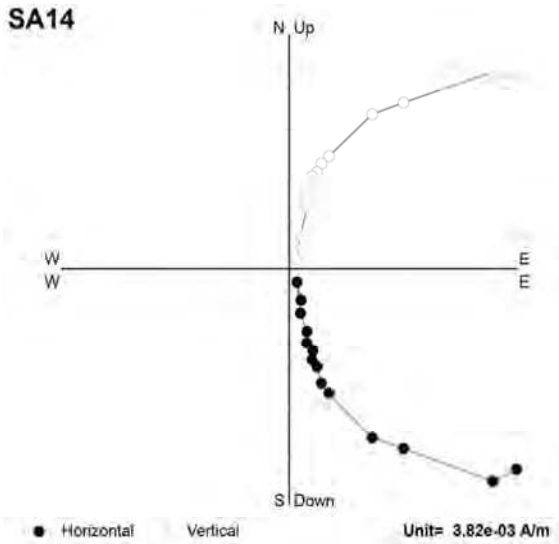

ATD103A
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 9.31e-03 A/m

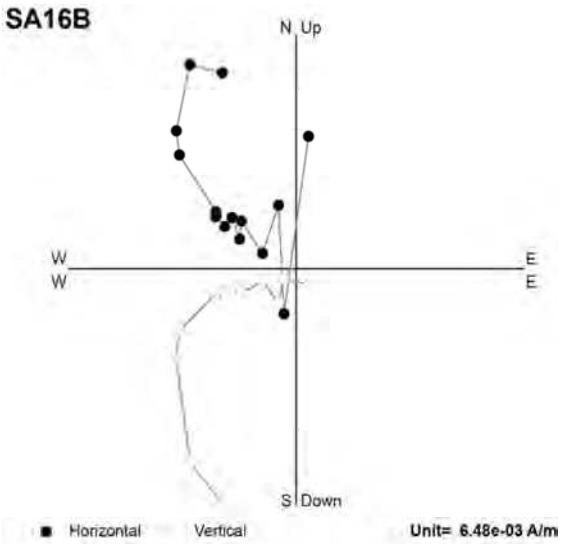

ATD103B
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 9.43e-03 A/m

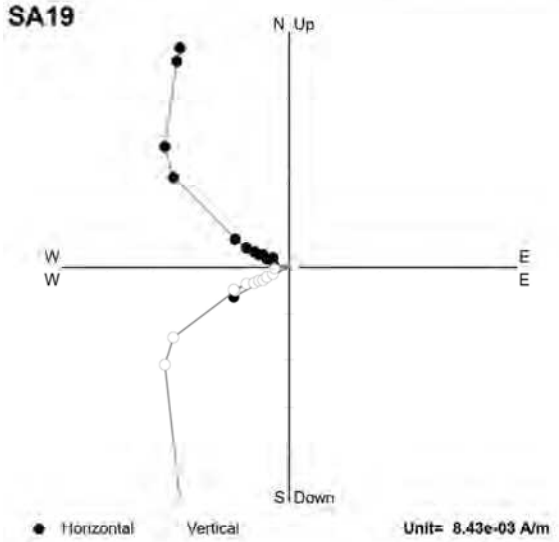

ATD105A
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 13.7e-03 A/m

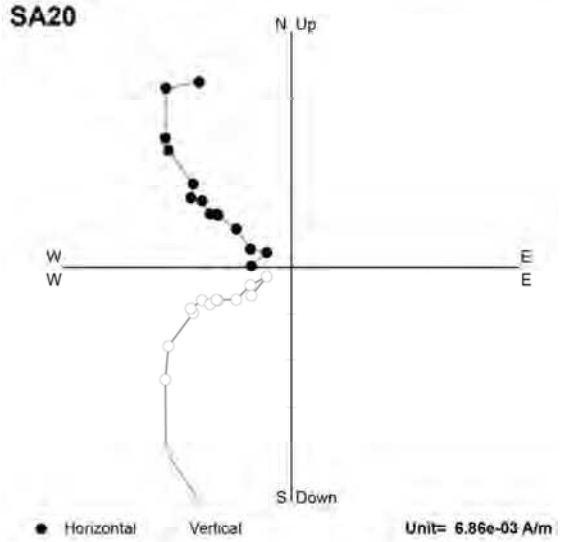

ATD105B
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 15.3e-03 A/m

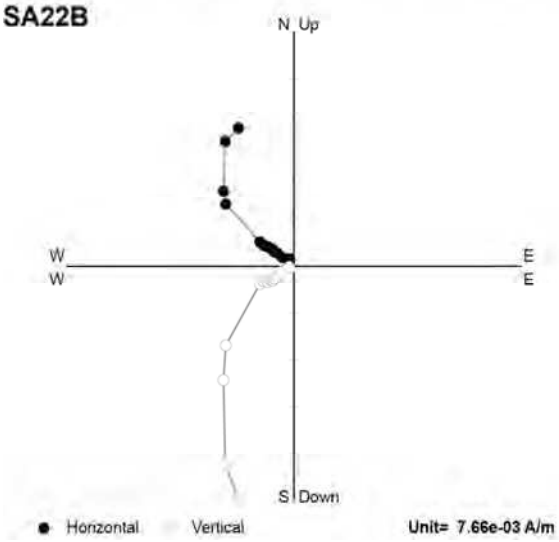

ATD108
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 47.2e-03 A/m

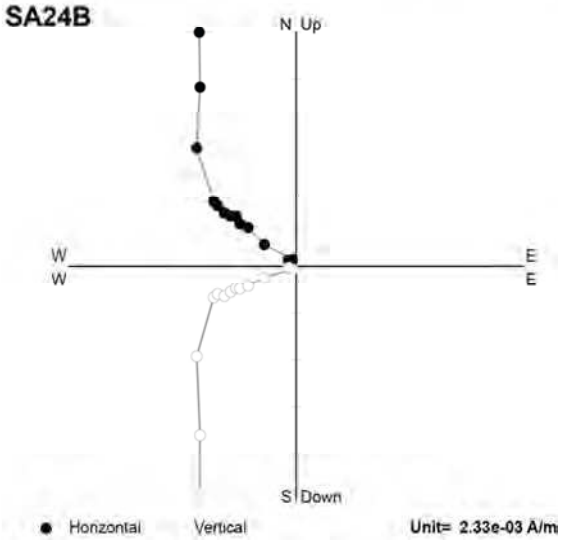

SA14
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 3.82e-03 A/m

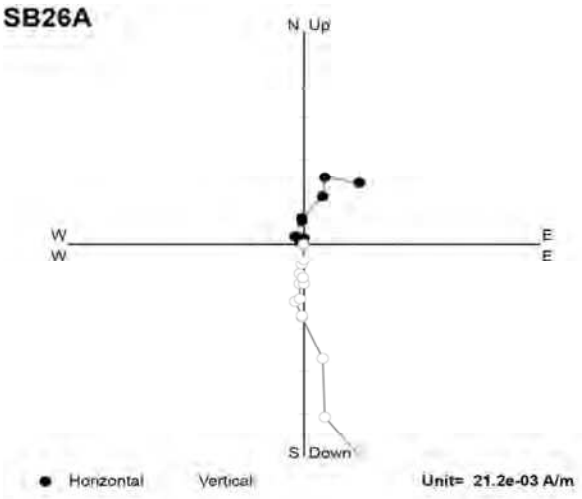

SA16B
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 6.48e-03 A/m

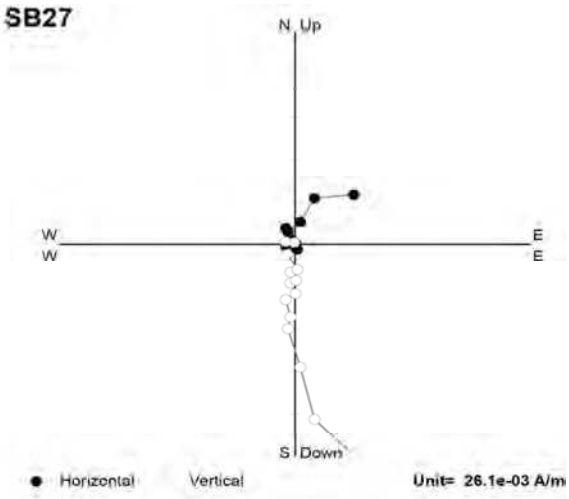

SA19
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 8.43e-03 A/m

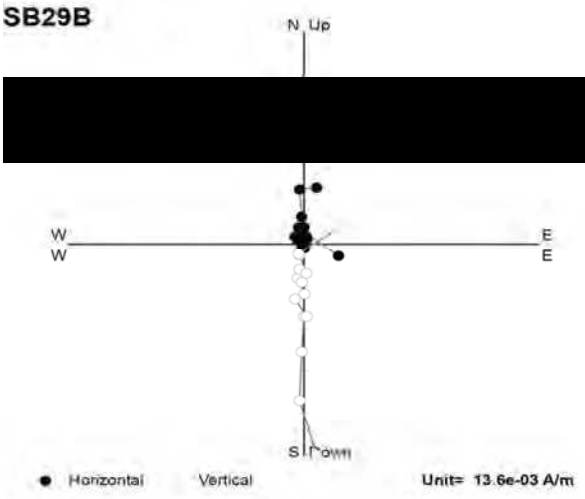

SA20
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 6.86e-03 A/m

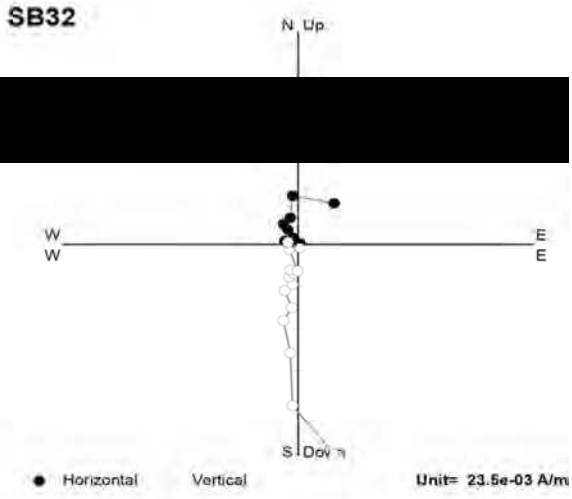

SA22B
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 7.66e-03 A/m

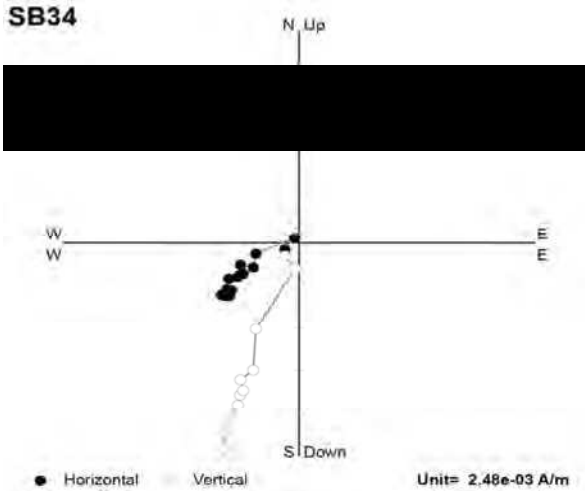

SA24B
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 2.33e-03 A/m

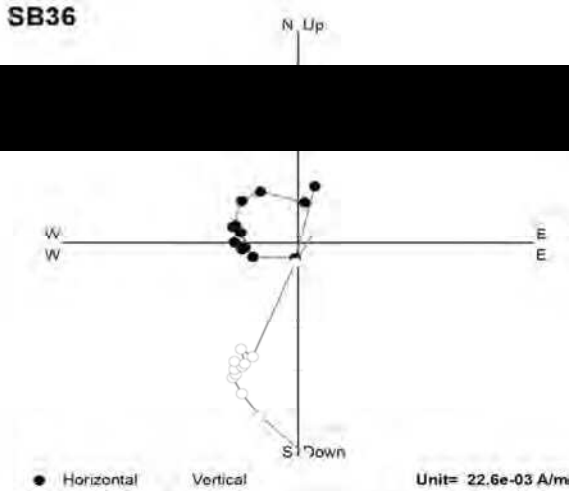

SB26A
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 21.2e-03 A/m

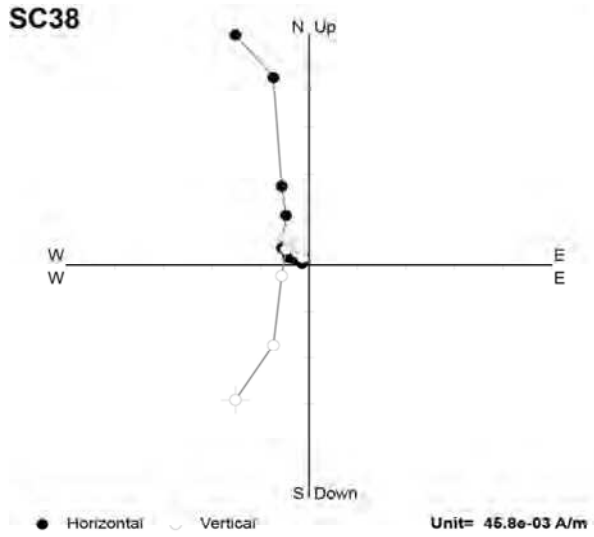

SB27
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 26.1e-03 A/m

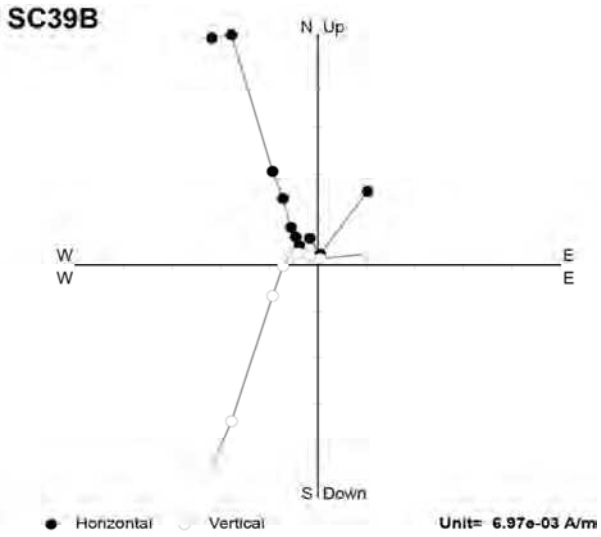

SB29B
N Up
W
W
E
E
Horizontal
Vertical
Unit= 13.6e-03 A/m

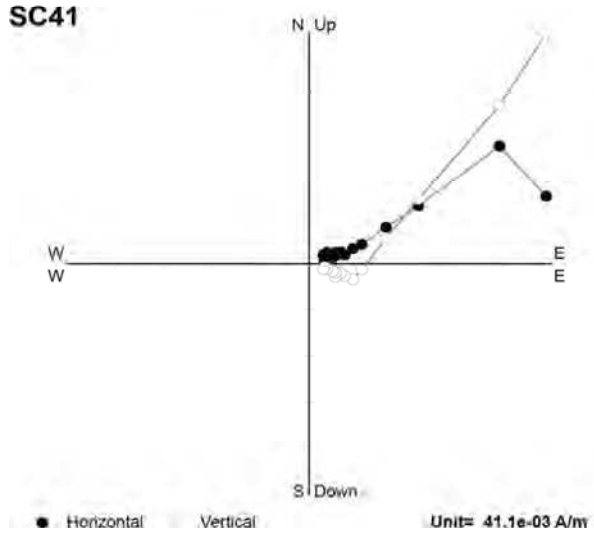

SB32
N Up
W
W
E
E
Horizontal
Vertical
Unit= 23.5e-03 A/m

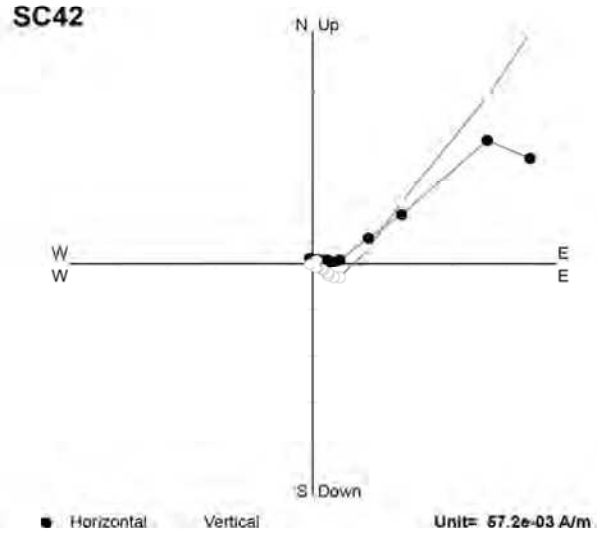

SB34
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 2.48e-03 A/m

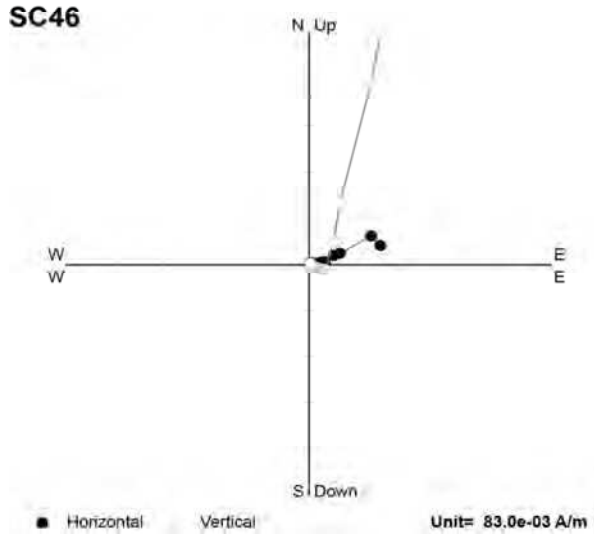

SB36
N Up
W
W
E
E
Horizontal
Vertical
Unit= 22.6e-03 A/m

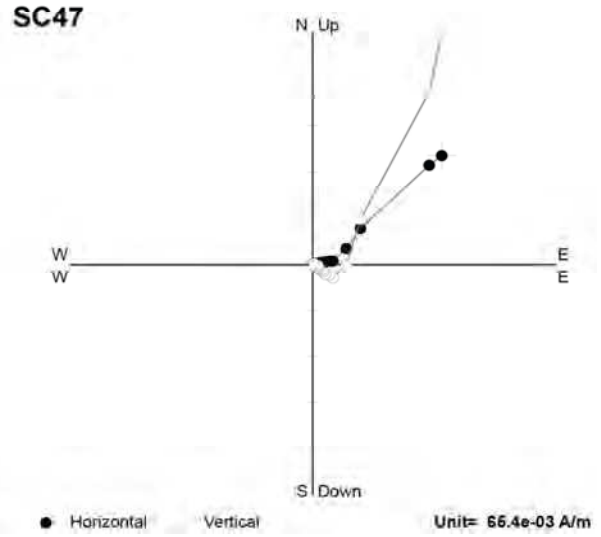

SC38
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 45.8e-03 A/m

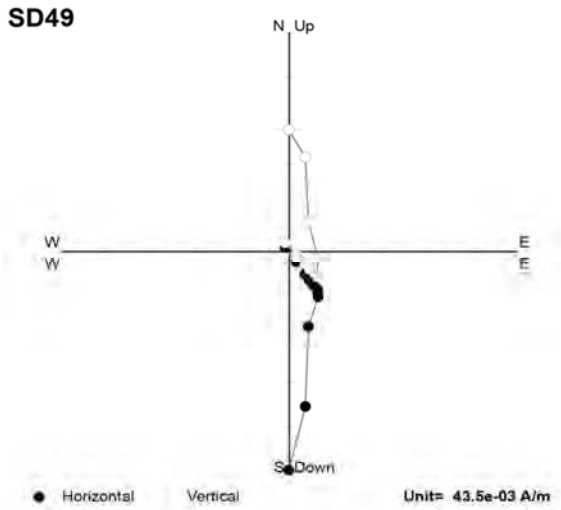

SC39B
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 6.97e-03 A/m

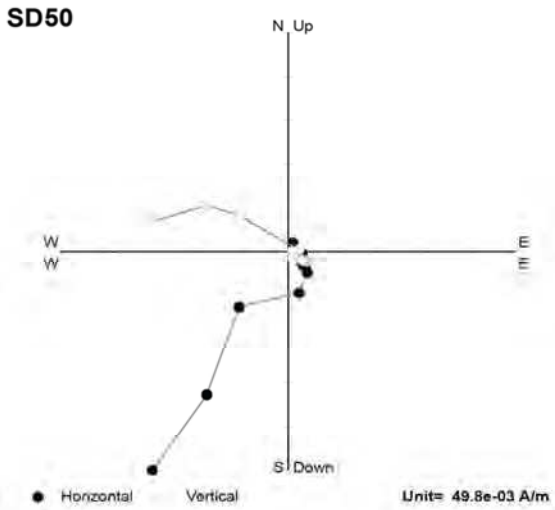

SC41
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 41.1e-03 A/m

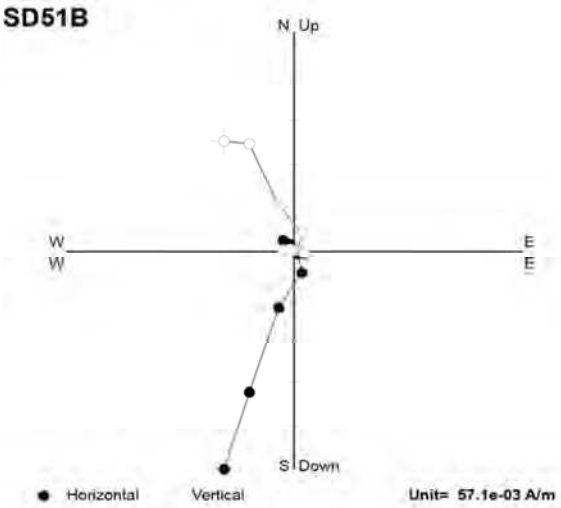

SC42
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 57.2e-03 A/m

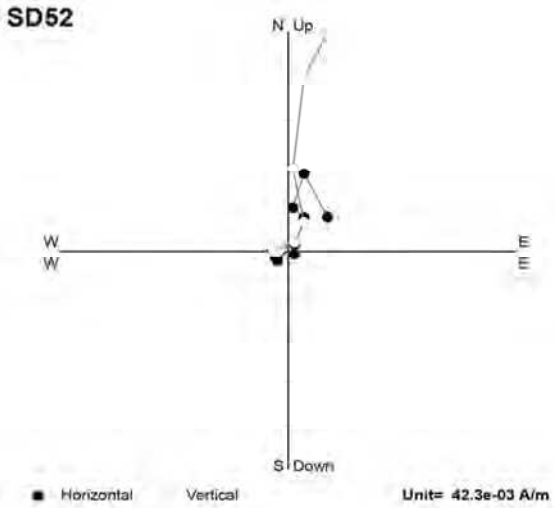

SC46
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 83.0e-03 A/m

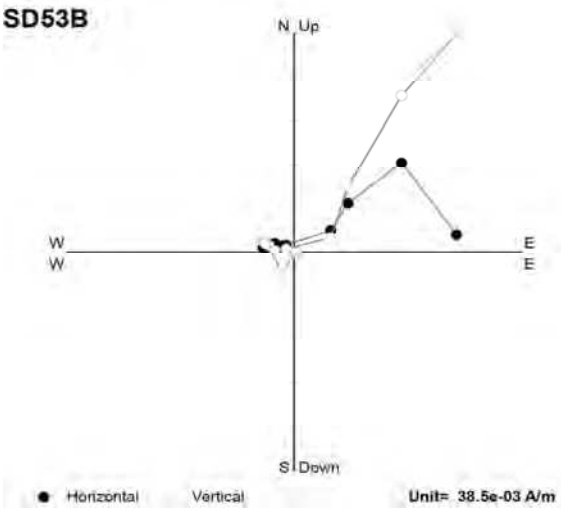

SC47
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 66.4e-03 A/m

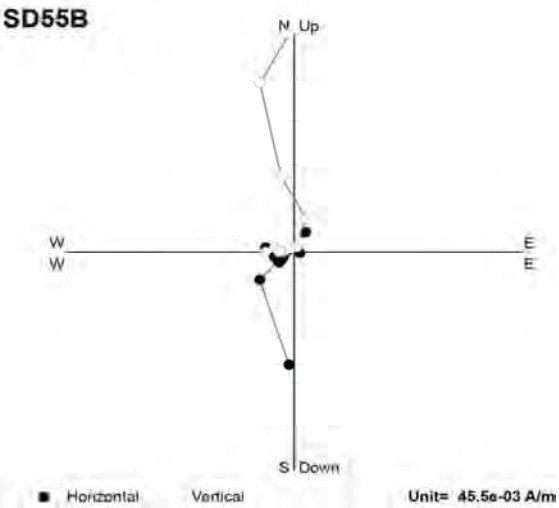

SD49
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 43.5e-03 A/m

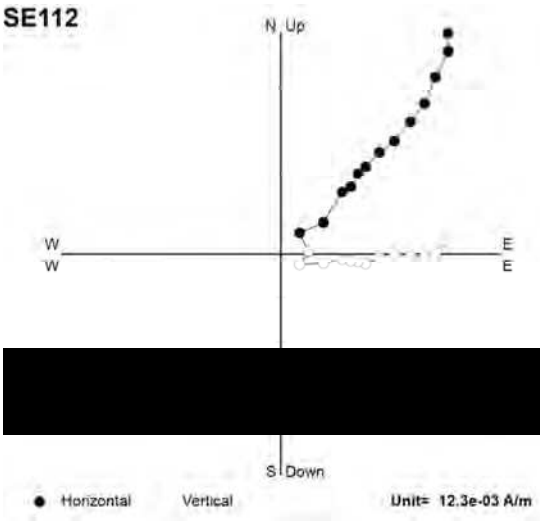

SD50
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 49.8e-03 A/m

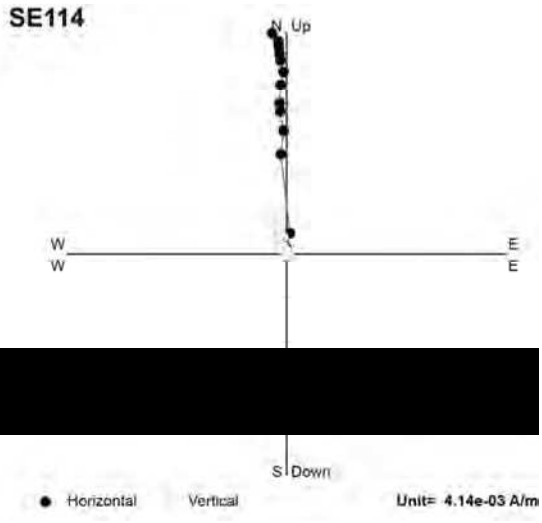

SD51B
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 57.1e-03 A/m


SD52
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 42.3e-03 A/m

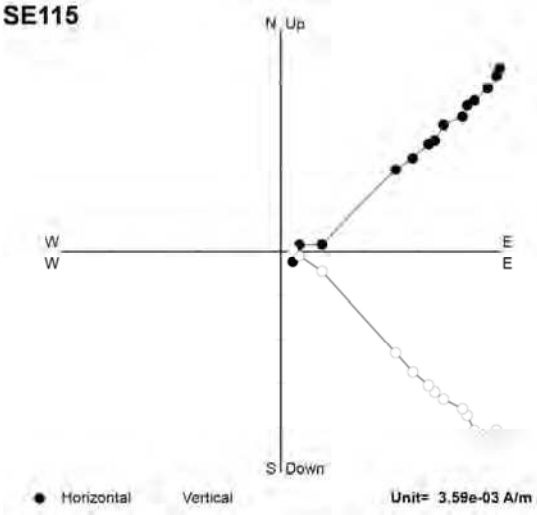

SD53B
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 38.5e-03 A/m

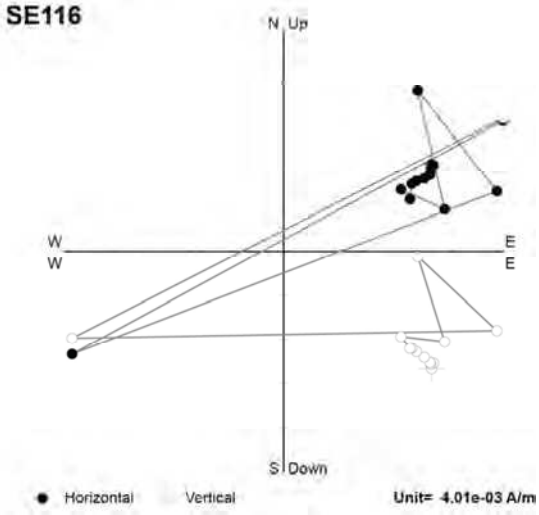

SD55B
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 45.5e-03 A/m

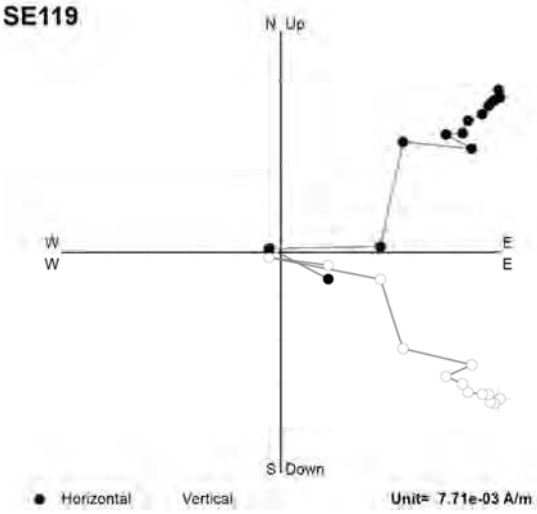

SE112
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 12.3e-03 A/m

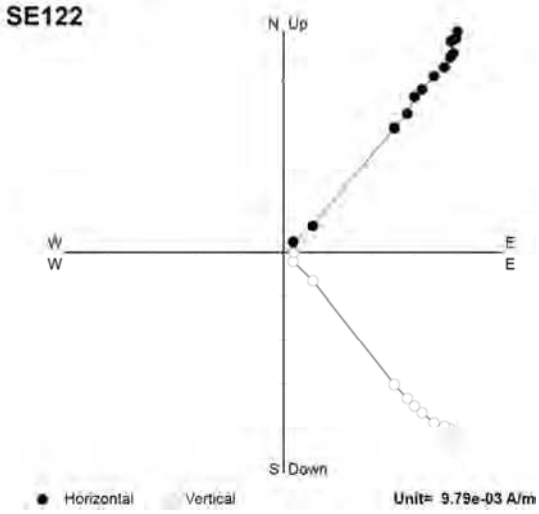

SE114
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 4.14e-03 A/m

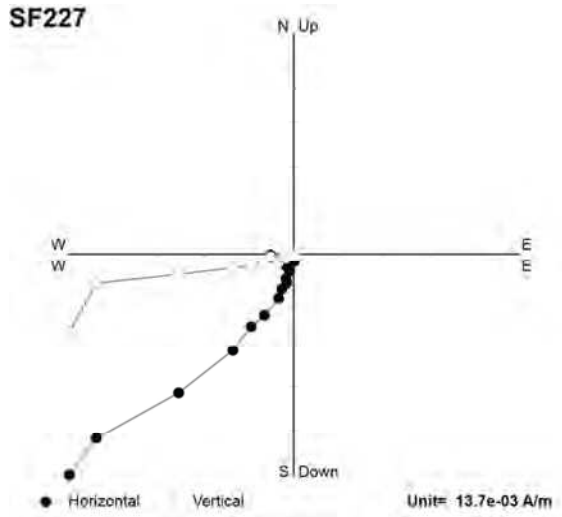
[redacted]

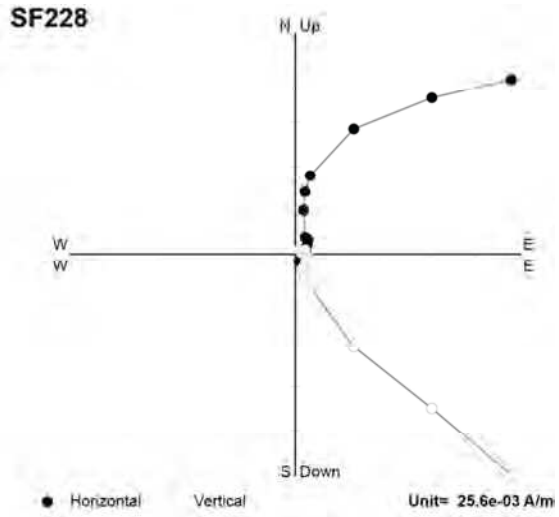

SE115
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 3.59e-03 A/m

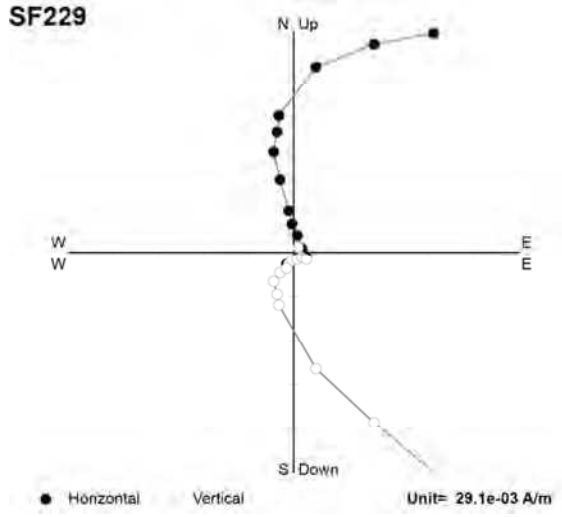

SE116
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 4.01e-03 A/m

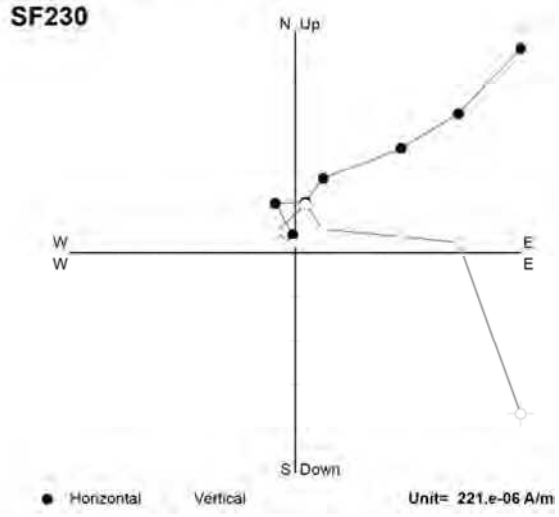

SE119
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 7.71e-03 A/m

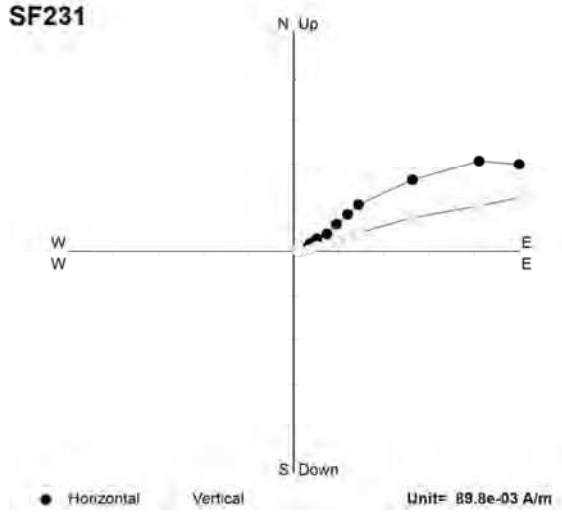

SE122
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 9.79e-03 A/m

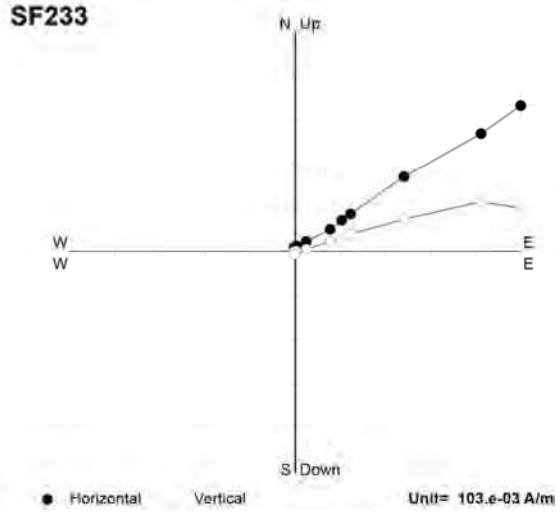

SF227
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 13.7e-03 A/m


SF228
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 25.6e-03 A/m


SF229
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 29.1e-03 A/m


SF230
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 221.e-06 A/m


SF231
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 89.8e-03 A/m


SF233
N Up
W
W
E
E
S Down
Horizontal
Vertical
Unit= 103.e-03 A/m

# 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 Sea | Yusuf Ridge | 7646 | granite | anatectic | 17,64 | 0,05 | Ar-Ar | fsp | Duggen *et al.*, 2004 |
| Alboran Sea | ODP Hole 977 | POS 785-1 III-D-1 | basaltic andesite | tholeiitic | 8,70 | 0,80 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2004 |
| Alboran Sea | ODP Hole 977 | CYA 3-14 | rhyolite | calc-alkaline | 9,37 | 0,01 | Ar-Ar | bt | Duggen *et al.*, 2004 |
| Alboran Sea | ODP Hole 977 | 7521 | rhyolite | ? | 9,55 | 0,49 | Ar-Ar | plg | Hoernle *et al.*, 1999 |
| Alboran Sea | ODP Hole 977 | 7521 | rhyolite | ? | 9,25 | 0,02 | Ar-Ar | san | Hoernle *et al.*, 1999 |
| Alboran Sea | ODP Hole 977 | 7521 | rhyolite | ? | 9,49 | 0,05 | Ar-Ar | bt | Hoernle *et al.*, 1999 |
| Alboran Sea | ODP Hole 977 | 7522 | rhyolite | ? | 9,70 | 0,07 | Ar-Ar | plg | Hoernle *et al.*, 1999 |
| Alboran Sea | ODP Hole 977 | 7522 | rhyolite | ? | 9,29 | 0,02 | Ar-Ar | san | Hoernle *et al.*, 1999 |
| Alboran Sea | ODP Hole 977 | 7522 | rhyolite | ? | 9,25 | 0,05 | Ar-Ar | bt | Hoernle *et al.*, 1999 |
| Alboran Sea | ODP Hole 977 | 7523 | basalt | ? | 9,90 | 0,40 | Ar-Ar | amph | Hoernle *et al.*, 1999 |
| Alboran Sea | ODP Hole 977 | 7524 | dacite | ? | 13,00 | 0,30 | Ar-Ar | plg | Hoernle *et al.*, 1999 |
| Alboran Sea | ODP Hole 977 | 7524 | dacite | ? | 12,10 | 0,20 | Ar-Ar | plg | Hoernle *et al.*, 1999 |
| Alboran Sea | ODP Hole 978 | 7525 | dacite | ? | 6,20 | 0,30 | Ar-Ar | plg | Hoernle *et al.*, 1999 |
| Alboran Sea | ODP Hole 978 | 7525 | dacite | ? | 6,10 | 0,30 | Ar-Ar | plg | Hoernle *et al.*, 1999 |
| Alboran Sea | Al Mansour Seamount | CYA 5-6 | andesite | tholeiitic | 10,70 | 0,30 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2004 |
| Alboran Sea | Alboran Ridge | 7648 | dacite | calc-alkaline | 10,50 | 0,40 | Ar-Ar | fsp | Duggen *et al.*, 2004 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Alboran Sea | Alboran Ridge | CYA 3-5 | rhyolite | calc-alkaline | 9,32 | 0,02 | Ar-Ar | bt | Duggen *et al.*, 2004 |
| Alboran Sea | Alboran Ridge | CYA 3-6 | rhyolite | calc-alkaline | 9,26 | 0,02 | Ar-Ar | bt | Duggen *et al.*, 2004 |
| Alboran Sea | Alboran Ridge | CYA 3-11 | rhyolite | calc-alkaline | 9,34 | 0,01 | Ar-Ar | bt | Duggen *et al.*, 2004 |
| Alboran Sea | Alboran Ridge | CYA 3-13 | rhyolite | calc-alkaline | 9,36 | 0,01 | Ar-Ar | bt | Duggen *et al.*, 2004 |
| Alboran Sea | Alboran Island | ALB1 | ? | ? | 9,17 | 0,41 | K-Ar | ? | Gillot, *in* Hernandez *et al.*, 1987 |
| Alboran Sea | Alboran Island | ALB1 | ? | ? | 9,00 | 0,45 | K-Ar | ? | Gillot, *in* Hernandez *et al.*, 1987 |
| Alboran Sea | Alboran Island | ALB 1 | basaltic andesite | ? | 23,00 | 4,00 | K-Ar | WR | Guardia, *in* Bellon, 1976 |
| Alboran Sea | Alboran Island | ALB 12 | basaltic andesite | ? | 24,00 | 5,00 | K-Ar | WR | Lacroix, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Cap de Fer | ABR. 44-46-57 | rhyolite | calc-alkaline | 15,20 | 0,20 | K-Ar | WR | Marignac & Zimmermann, 1983 |
| Algeria | Cap de Fer | ABR. 7-41 | rhyolite | calc-alkaline | 15,15 | 0,25 | K-Ar | WR | Marignac & Zimmermann, 1983 |
| Algeria | Cap de Fer | F. 53, F12. B | microgranite | calc-alkaline | 15,80 | 0,50 | K-Ar | WR | Marignac & Zimmermann, 1983 |
| Algeria | Cap de Fer | ABR. 28-88 | rhyolite | calc-alkaline | 15,90 | 0,40 | K-Ar | WR | Marignac & Zimmermann, 1983 |
| Algeria | Cap de Fer | 73-5 | microdiorite | calc-alkaline | 15,70 | 0,80 | K-Ar | WR | Velde, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Cap de Fer | - | microgranite | calc-alkaline | 15,80 | 0,10 | K-Ar | ? | Bagdasarjan *et al.*, 1973, *in* Marignac & Zimmermann, 1983 |
| Algeria | Filfila | - | plutonic rock | calc-alkaline | 15,30 | ? | ? | ? | *in* Maury *et al.*, 2002 |
| Algeria | Constantinois | RA 4006 | andesite | ? | 9,30 | 0,50 | K-Ar | WR | Raoult, *in* Bellon, 1976 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Algeria | Constantinois | RA 5045 | trachyte | ? | 10,90 | 0,50 | K-Ar | WR | Raoult, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Cap Bougaroun | - | plutonic rock | calc-alkaline | 15,20 | ? | ? | ? | *in* Maury *et al.*, 2002 |
| Algeria | Cap Bougaroun | - | plutonic rock | calc-alkaline | 16,40 | ? | ? | ? | *in* Maury *et al.*, 2002 |
| Algeria | Algérois | 749 AK | granite | calc-alkaline | 22,00 | 1,00 | K-Ar | WR | Bouillin, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Algérois | 2443 AK | microgranite | calc-alkaline | 16,20 | 0,80 | K-Ar | WR | Bouillin, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Algérois | C 9.1 | microdiorite | calc-alkaline | 14,50 | 0,70 | K-Ar | WR | Robin, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Algérois | C 9.21 | microdiorite | calc-alkaline | 15,20 | 0,80 | K-Ar | WR | Robin, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Algérois | - | dacite/rhyodacite | calc-alkaline | 15,90 | ? | ? | ? | *in* Maury *et al.*, 2002 |
| Algeria | Algérois | 8047 | rhyolite | calc-alkaline | 15,15 | 0,40 | K-Ar | WR | Lepvrier, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Algérois | 1134 | monzonitic microgranite | calc-alkaline | 16,50 | 0,80 | K-Ar | WR | Lepvrier, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Algérois | - | plutonic rock | calc-alkaline | 15,30 | ? | ? | ? | *in* Maury *et al.*, 2002 |
| Algeria | Algérois | - | plutonic rock | calc-alkaline | 16,20 | ? | ? | ? | *in* Maury *et al.*, 2002 |
| Algeria | Algérois | DL BO | basic andesite | calc-alkaline | 11,8 | 0,4 | K-Ar | WR | Belanteur *et al.*, 1995 |
| Algeria | Algérois | DL DR | basalt | calc-alkaline | 15,6 | 0,9 | K-Ar | WR | Belanteur *et al.*, 1995 |
| Algeria | Algérois | DL DR | basalt | calc-alkaline | 18,6 | 0,8 | K-Ar | WR | Belanteur *et al.*, 1995 |
| Algeria | Algérois | DL DR | basalt | calc-alkaline | 19,7 | 1 | K-Ar | WR | Belanteur *et al.*, 1995 |
| Algeria | Algérois | 75-67 | basalt | tholeiitic | 15,15 | 0,60 | K-Ar | WR | Raymond, *in* Bellon, 1976 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Algeria | Algérois | DJ 1 | basalt | calc-alkaline | 11,6 | 0,5 | K-Ar | WR | Belanteur *et al.*, 1995 |
| Algeria | Algérois | DJ 1 | basalt | calc-alkaline | 12,8 | 0,5 | K-Ar | WR | Belanteur *et al.*, 1995 |
| Algeria | Algérois | DJ 2 | basalt | calc-alkaline | 13,6 | 0,5 | K-Ar | WR | Belanteur *et al.*, 1995 |
| Algeria | Algérois | DJ 2 | basalt | calc-alkaline | 13,9 | 0,4 | K-Ar | WR | Belanteur *et al.*, 1995 |
| Algeria | Algérois | DJ 3 | basalt | calc-alkaline | 14,3 | 0,4 | K-Ar | WR | Belanteur *et al.*, 1995 |
| Algeria | Algérois | Zm 1 | granodiorite | calc-alkaline | 13,9 | 0,3 | K-Ar | WR | Belanteur *et al.*, 1995 |
| Algeria | Algérois | Zm 4 | rhyolite | calc-alkaline | 14 | 0,3 | K-Ar | WR | Belanteur *et al.*, 1995 |
| Algeria | Algérois | K 99 | dacite | calc-alkaline | 14 | 0,3 | K-Ar | WR | Belanteur *et al.*, 1995 |
| Algeria | Algérois | K 98 | granodiorite | calc-alkaline | 14,2 | 0,3 | K-Ar | WR | Belanteur *et al.*, 1995 |
| Algeria | Algérois | K 93 | rhyolite | calc-alkaline | 15,4 | 0,5 | K-Ar | WR | Belanteur *et al.*, 1995 |
| Algeria | Algérois | T 36 | rhyolite | calc-alkaline | 13,4 | 0,3 | K-Ar | WR | Belanteur *et al.*, 1995 |
| Algeria | Algérois | T 36 | biotite | calc-alkaline | 14,5 | 0,4 | K-Ar | bt | Belanteur *et al.*, 1995 |
| Algeria | Algérois | T 2 | granodiorite | calc-alkaline | 15,5 | 0,4 | K-Ar | WR | Belanteur *et al.*, 1995 |
| Algeria | Algérois | T 1 | granodiorite | calc-alkaline | 16 | 0,4 | K-Ar | WR | Belanteur *et al.*, 1995 |
| Algeria | Algérois | T 12 | microdiorite | calc-alkaline | 16,3 | 0,4 | K-Ar | en | Belanteur *et al.*, 1995 |
| Algeria | Algérois | 6124 | basalt | alkaline | 4,80 | 0,30 | K-Ar | WR | Lepvrier, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Algérois | 7041 | microgranite | calc-alkaline | 14,60 | 0,50 | K-Ar | WR | Lepvrier, *in* Bellon, 1976 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Algeria | Algérois | 8007 | rhyodacite | calc-alkaline | 15,65 | 0,40 | K-Ar | WR | Lepvrier, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Algérois | 7086 | dacite | calc-alkaline | 9,05 | 0,30 | K-Ar | bt | Lepvrier, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Algérois | 7086 | dacite | calc-alkaline | 9,05 | 0,30 | K-Ar | WR | Lepvrier, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Algérois | 1622 | monzonite | ? | 10,90 | 0,50 | K-Ar | bt | Lepvrier, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Algérois | 1522 | micromonzonite | ? | 12,00 | 0,80 | K-Ar | bt | Lepvrier, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Algérois | 6054 | granite | ? | 9,25 | 0,30 | K-Ar | WR | Lepvrier, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Algérois | 8060 | dacite | calc-alkaline | 8,85 | 1,00 | K-Ar | WR | Lepvrier, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Oranie | OR11a | dacite | calc-alkaline | 9,54 | 0,31 | K-Ar | WR | Louni-Hacini *et al.*, 1995 |
| Algeria | Oranie | OR11b | dacite | calc-alkaline | 9,87 | 0,31 | K-Ar | WR | Louni-Hacini *et al.*, 1995 |
| Algeria | Oranie | OR9 | andesite | calc-alkaline | 10,59 | 0,26 | K-Ar | WR | Louni-Hacini *et al.*, 1995 |
| Algeria | Oranie | OR10 | andesite | calc-alkaline | 11,02 | 0,30 | K-Ar | WR | Louni-Hacini *et al.*, 1995 |
| Algeria | Oranie | OR6 | andesite | calc-alkaline | 11,70 | 0,40 | K-Ar | WR | Louni-Hacini *et al.*, 1995 |
| Algeria | Oranie | OR8 | andesite | calc-alkaline | 10,42 | 0,26 | K-Ar | WR | Louni-Hacini *et al.*, 1995 |
| Algeria | Oranie | 2148 | andesite | calc-alkaline | 9,30 | 0,30 | K-Ar | WR | Guardia, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Oranie | OR5 | andesite | calc-alkaline | 11,41 | 0,49 | K-Ar | WR | Louni-Hacini *et al.*, 1995 |
| Algeria | Oranie | OR4 | dacite | calc-alkaline | 10,26 | 0,24 | K-Ar | WR | Louni-Hacini *et al.*, 1995 |
| Algeria | Oranie | OR1 | andesite | calc-alkaline | 9,00 | 0,21 | K-Ar | WR | Louni-Hacini *et al.*, 1995 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Algeria | Oranie | 3558 | andesite | calc-alkaline | 9,30 | 0,30 | K-Ar | WR | Guardia, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Oranie | OR35 | basalt | alkaline | 0,82 | 0,10 | K-Ar | WR | Coulon *et al.* , 2002 |
| Algeria | Oranie | OR34 | basalt | alkaline | 1,28 | 0,10 | K-Ar | WR | Coulon *et al.* , 2002 |
| Algeria | Oranie | AT 13 | basalt | alkaline | 1,00 | 0,30 | K-Ar | WR | Houzay, *in* Bellon, 1976 |
| Algeria | Oranie | OR32 | basalt | alkaline | 1,41 | 0,04 | K-Ar | WR | Coulon *et al.* , 2002 |
| Algeria | Oranie | OR29 | basalt | alkaline | 2,21 | 0,10 | K-Ar | WR | Coulon *et al.* , 2002 |
| Algeria | Oranie | OR31 | basalt | alkaline | 2,32 | 0,09 | K-Ar | WR | Coulon *et al.* , 2002 |
| Algeria | Oranie | OR30 | basalt | alkaline | 2,74 | 0,10 | K-Ar | WR | Coulon *et al.* , 2002 |
| Algeria | Oranie | OR30 | basalt | alkaline | 2,65 | 0,14 | K-Ar | WR | Coulon *et al.* , 2002 |
| Algeria | Oranie | OR13 | basalt | transitional | 8,76 | 0,76 | K-Ar | WR | Louni-Hacini *et al.* , 1995 |
| Algeria | Oranie | OR15 | basalt | transitional | 7,16 | 0,26 | K-Ar | WR | Louni-Hacini *et al.* , 1995 |
| Algeria | Oranie | ORR12 | basalt | alkaline | 4,28 | 0,22 | K-Ar | WR | Louni-Hacini *et al.* , 1995 |
| Algeria | Oranie | ORR12 | basalt | alkaline | 4,02 | 0,15 | K-Ar | WR | Louni-Hacini *et al.* , 1995 |
| Algeria | Oranie | OR19 | dacite | transitional | 7,99 | 0,21 | K-Ar | WR | Louni-Hacini *et al.* , 1995 |
| Algeria | Oranie | ORB6 | dacite | transitional | 8,24 | 0,19 | K-Ar | WR | Louni-Hacini *et al.* , 1995 |
| Algeria | Oranie | OR24 | basalt | alkaline | 3,62 | 0,20 | K-Ar | WR | Louni-Hacini *et al.* , 1995 |
| Algeria | Oranie | OR24 | basalt | alkaline | 4,10 | 0,16 | K-Ar | WR | Louni-Hacini *et al.* , 1995 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Algeria | Oranie | ORBZ1 | basalt | transitional | 8,70 | 0,38 | K-Ar | WR | Louni-Hacini *et al.*, 1995 |
| Algeria | Oranie | OR28 | basalt | alkaline | 2,12 | 0,08 | K-Ar | WR | Coulon *et al.*, 2002 |
| Algeria | Oranie | ORBD1 | andesite | calc-alkaline | 7,46 | 0,18 | K-Ar | WR | Louni-Hacini *et al.*, 1995 |
| Algeria | Oranie | OR36 | basalt | transitional | 9,99 | 0,37 | K-Ar | WR | Coulon *et al.*, 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 *et al.*, 2002 |
| Algeria | Oranie | OR12 | basalt | transitional | 8,86 | 0,23 | K-Ar | WR | Coulon *et al.*, 2002 |
| Algeria | Oranie | OR17 | basalt | transitional | 9,01 | 0,29 | K-Ar | WR | Coulon *et al.*, 2002 |
| Algeria | Oranie | OR26 | basalt | alkaline | 3,33 | 0,14 | K-Ar | WR | Coulon *et al.*, 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 *et al*., 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 *et al.*, 2005 |
| Morocco | Oujda | OD3005 99-4 | basanite | alkaline | 3,47 | 0,06 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Oujda | OD0206 99-1b | trachyandesite | alkaline | 3,73 | 0,03 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Morocco | Oujda | OD1906 99-1a | basanite | alkaline | 3,78 | 0,02 | Ar-Ar | bt | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Oujda | OD2605 99-13 | basanite | alkaline | 3,62 | 0,09 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Oujda | OU 12 | basalt | alkaline | 1,92 | 0,15 | K-Ar | WR | El Azzouzi *et al.*, 1999 |
| Morocco | Oujda | OD2605 99-1 | basalt | alkaline | 3,40 | 0,07 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Oujda | OD2605 99-10 | basanite | alkaline | 3,72 | 0,04 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Oujda | OU 7 | basalt | alkaline | 2,98 | 0,08 | K-Ar | WR | El Azzouzi *et al.*, 1999 |
| Morocco | Oujda | OD2605 99-12 | basanite | alkaline | 3,10 | 0,09 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Oujda | OU 6 | basalt | alkaline | 2,26 | 0,13 | K-Ar | WR | El Azzouzi *et al.*, 1999 |
| Morocco | Guilliz | GZ1806 99-4 | alkali basalt | alkaline | 5,30 | 0,30 | Ar-Ar | fsp+mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Guilliz | GZ1506 99-1 | alkali basalt | alkaline | 5,80 | 0,20 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Guilliz | GZ1606 99-1 | hawaiite | alkaline | 0,65 | 0,04 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Guilliz | 74-270 | basalt | alkaline | 2,50 | 0,19 | K-Ar | WR | Hernandez & Bellon, 1985 |
| Morocco | Guilliz | GZ1606 99-5 | alkali basalt | alkaline | 0,88 | 0,04 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Guilliz | GZ2803 00-4 | trachyte | calc-alkaline | 6,82 | 0,03 | Ar-Ar | bt+fsp | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Guilliz | GZ1706 99-1a | ash flow tuff | calc-alkaline | 6,96 | 0,01 | Ar-Ar | fsp | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Guilliz | GZ1706 99-4 | alkali basalt | alkaline | 4,06 | 0,06 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Guilliz | GZ2803 00-1 | trachyte | calc-alkaline | 6,83 | 0,02 | Ar-Ar | bt+fsp | Duggen *et al.*, 2005 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Morocco | Guilliz | GZ2803 00-3b | trachyte | calc-alkaline | 6,90 | 0,09 | Ar-Ar | fsp | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Guilliz | GZ1706 99-3 | alkali basalt | alkaline | 6,30 | 0,10 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Tazekka | TZ 1 | basalt | alkaline | 1,54 | 0,28 | K-Ar | WR | El Azzouzi *et al.*, 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 *et al.*, 1999 |
| Morocco | Azrou | AZ 25 | nephelinite | alkaline | 0,76 | 0,09 | K-Ar | WR | El Azzouzi *et al.*, 1999 |
| Morocco | Azrou | AZ 31 | basalt | alkaline | 0,60 | 0,10 | K-Ar | WR | El Azzouzi *et al.*, 1999 |
| Morocco | Khenifra | KH 41 | basalt | alkaline | 0,98 | 0,04 | K-Ar | WR | El Azzouzi *et al.*, 1999 |
| Morocco | Trois Fourches | 71-28 | rhyolite | calc-alkaline | 9,8 | 3 | K-Ar | WR | Hernandez & Bellon, 1985 |
| Morocco | Gourougou | GG0706 99-1c | alkali basalt | alkaline | 3,73 | 0,09 | Ar-Ar | fsp | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Gourougou | GG1406 99-12 | basaltic trachyandesite | calc-alkaline | 4,80 | 0,40 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Gourougou | GG1406 99-8 | trachyandesite | calc-alkaline | 5,57 | 0,03 | Ar-Ar | fsp | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Gourougou | GG1406 99-6 | trachyandesite | calc-alkaline | 5,35 | 0,02 | Ar-Ar | bt+fsp | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Gourougou | GG2905 99-5 | alkali basalt | alkaline | 4,40 | 0,10 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Gourougou | GG1406 99-4 | basaltic andesite | calc-alkaline | 6,69 | 0,05 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Gourougou | 71-56 | andesite | calc-alkaline | 7,54 | 0,38 | K-Ar | WR | Hernandez & Bellon, 1985 |
| Morocco | Gourougou | GG0904 00-1b | trachybasalt | alkaline | 5,40 | 0,20 | Ar-Ar | fsp+mx | Duggen *et al.*, 2005 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Morocco | Gourougou | GG2905 99-1 | basaltic trachyandesite | calc-alkaline | 5,51 | 0,03 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Gourougou | GG0804 00-3 | alkali basalt | alkaline | 6,30 | 0,30 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Morocco | Gourougou | 73-5 | basalt | alkaline | 2,58 | 0,20 | K-Ar | WR | Hernandez, *in* Bellon, 1976 |
| Morocco | Gourougou | 71-158 | trachyte | ? | 6,33 | 0,32 | K-Ar | WR | Hernandez *et al.*, 1985 |
| Morocco | Gourougou | - | ? | ? | 5,70 | 0,20 | K-Ar | ? | Bandet *et al*., 1978 |
| Morocco | Gourougou | - | ? | ? | 6,00 | 0,10 | K-Ar | ? | Bandet *et al*., 1978 |
| Morocco | Gourougou | - | ? | ? | 5,80 | 0,20 | K-Ar | ? | Bandet *et al*., 1978 |
| Morocco | Gourougou | - | ? | ? | 6,30 | 0,30 | K-Ar | ? | Bandet *et al*., 1978 |
| Morocco | Gourougou | 72-14 | andesite/absarokite | 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, *in* Bellon, 1976 |
| Morocco | Gourougou | 72-2 | andesite/shoshonite | 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 *et al.*, 2005 |
| Morocco | Gourougou satellites | G15 | andesite | transitional | 7,74 | 0,30 | K-Ar | WR | El Bakkali *et al.*, 1998 |
| Morocco | Gourougou satellites | G3 | andesite | transitional | 7,65 | 0,25 | K-Ar | WR | El Bakkali *et al.*, 1998 |
| Morocco | Gourougou satellites | P1 | trachytic tuff | transitional | 6,18 | 0,15 | K-Ar | WR | El Bakkali *et al.*, 1998 |
| Morocco | Gourougou satellites | P1 | trachytic tuff | transitional | 7,53 | 0,19 | K-Ar | bt | El Bakkali *et al.*, 1998 |
| Morocco | Gourougou satellites | G8 | andesite | transitional | 7,86 | 0,30 | K-Ar | WR | El Bakkali *et al.*, 1998 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Morocco | Beni Bou Ifrour | Z18-90 | diorite | calc-alkaline | 8,30 | 0,20 | K-Ar | bt | Kerchaoui, 1995 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | Z17-90 | diorite | calc-alkaline | 7,70 | 0,10 | K-Ar | bt | Kerchaoui, 1995 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | GO-1 | granodiorite | ? | 8,02 | 0,22 | K-Ar | bt | El Rhazi & Hayashi, 2002 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | GG0306 99-1a | diorite | calc-alkaline | 7,58 | 0,03 | Ar-Ar | bt | Duggen *et al.* , 2005 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | Z10-90 | diorite | calc-alkaline | 8,90 | 0,20 | K-Ar | bt | Kerchaoui, 1995 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | G21 | granodiorite | calc-alkaline | 7,69 | 0,18 | K-Ar | WR | El Bakkali *et al.* , 1998 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | G1 | granodiorite | calc-alkaline | 8,13 | 0,20 | K-Ar | WR | El Bakkali *et al.* , 1998 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | Z40-90 | diorite | calc-alkaline | 7,70 | 0,20 | K-Ar | bt | Kerchaoui, 1995 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | Z41-90 | diorite | calc-alkaline | 3,60 | 0,20 | K-Ar | bt | Kerchaoui, 1995 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | Z41-90 | diorite | calc-alkaline | 3,70 | 0,20 | K-Ar | bt | Kerchaoui, 1995 |
| Morocco | Gourougou | W00-91 | tuffite? | ? | 9,40 | 0,30 | K-Ar | WR | Kerchaoui, 1995 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | R20-82 | microgranodiorite | calc-alkaline | 7,30 | 1,50 | Ar-Ar | bt | Monié *et al.* , 1984 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | R20-82 | microgranodiorite | calc-alkaline | 7,90 | 0,30 | Ar-Ar | bt | Monié *et al.* , 1984 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | W19-91 | diorite | calc-alkaline | 8,60 | 0,20 | K-Ar | bt | Kerchaoui, 1995 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | Z45-90 | diorite | calc-alkaline | 8,20 | 0,20 | K-Ar | bt | Kerchaoui, 1995 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | Z45-90 | diorite | calc-alkaline | 7,50 | 0,20 | K-Ar | bt+ms | Kerchaoui, 1995 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | W44-91 | diorite | calc-alkaline | 6,00 | 0,10 | K-Ar | bt | Kerchaoui, 1995 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Morocco | Beni Bou Ifrour | Z36B-90 | diorite | calc-alkaline | 5,30 | 0,20 | K-Ar | bt | Kerchaoui, 1995 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | W05-91 | diorite | calc-alkaline | 5,40 | 0,40 | K-Ar | bt | Kerchaoui, 1995 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | Z43-90 | diorite | calc-alkaline | 8,00 | 0,20 | K-Ar | bt | Kerchaoui, 1995 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | Z46A-90 | diorite | calc-alkaline | 5,70 | 0,40 | K-Ar | bt | Kerchaoui, 1995 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | W31-91 | diorite | calc-alkaline | 4,50 | 1,60 | K-Ar | bt | Kerchaoui, 1995 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | Z34-90 | diorite | calc-alkaline | 7,90 | 0,20 | K-Ar | bt | Kerchaoui, 1995 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | Z30B-90 | diorite | calc-alkaline | 8,00 | 0,20 | K-Ar | bt | Kerchaoui, 1995 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | Z31-90 | diorite | calc-alkaline | 4,50 | 0,10 | K-Ar | bt | Kerchaoui, 1995 |
| Morocco | Gourougou | Z26-90 | andesite | calc-alkaline | 7,70 | 0,20 | K-Ar | WR | Kerchaoui, 1995 |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | OUK2 | microgranodiorite | ? | 7,98 | 0,03 | Ar-Ar | bt | **this study** |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | OUK2 | microgranodiorite | ? | 8,06 | 0,14 | U-Pb | zr | **this study** |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | OUK20 | granodiorite | ? | 7,67 | 0,03 | Ar-Ar | bt | **this study** |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | CUP5 | andesite | ? | 7,93 | 0,04 | Ar-Ar | bt | **this study** |
| Morocco | Beni Bou Ifrour | AXA16 | andesite | ? | 7,85 | 0,10 | Ar-Ar | bt | **this study** |
| Morocco | Siroua | 4 | rhyolite | alkaline | 6,4 | | K-Ar | WR | Alem, 1976, *in* Berrahma & Delaloye, 1989 |
| Morocco | Siroua | A | phonolite | alkaline | 7,9 | | K-Ar | WR | Alem, 1976, *in* Berrahma & Delaloye, 1989 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Morocco | Siroua | E5 | phonolite | alkaline | 7 | | K-Ar | WR | Alem, 1976, *in* Berrahma & Delaloye, 1989 |
| Morocco | Siroua | BM 41 | hawaïte | alkaline | 5,1 | | K-Ar | WR | Berrahma, 1982, *in* Berrahma & Delaloye, 1989 |
| Morocco | Siroua | BM 46 | hawaïte | alkaline | 5 | | K-Ar | WR | Berrahma, 1982, *in* Berrahma & Delaloye, 1989 |
| Morocco | Siroua | BM 26 | comendite | alkaline | 6,2 | | K-Ar | WR | Berrahma, 1982, *in* Berrahma & Delaloye, 1989 |
| Morocco | Siroua | BM 38 | ignimbrite | alkaline | 7,1 | | K-Ar | WR | Berrahma, 1982, *in* Berrahma & Delaloye, 1989 |
| Morocco | Siroua | BM 12 | trachyte | alkaline | 8,2 | | K-Ar | WR | Berrahma, 1982, *in* Berrahma & Delaloye, 1989 |
| Morocco | Siroua | HB-60-84 | mugearite | alkaline | 4,7 | 0,2 | K-Ar | WR | Berrahma & Delaloye, 1989 |
| Morocco | Siroua | HB-33-84 | mugearite | alkaline | 4,5 | 0,1 | K-Ar | WR | Berrahma & Delaloye, 1989 |
| Morocco | Siroua | HB-45-84 | benmoreite | alkaline | 3,8 | 0,1 | K-Ar | WR | Berrahma & Delaloye, 1989 |
| Morocco | Siroua | HB-71-84 | benmoreite | alkaline | 2,7 | 0,1 | K-Ar | WR | Berrahma & Delaloye, 1989 |
| Morocco | Siroua | HB-67-84 | benmoreite | alkaline | 4,3 | 0,2 | K-Ar | WR | Berrahma & Delaloye, 1989 |
| Morocco | Siroua | HB-65-84 | benmoreite | alkaline | 4 | 0,1 | K-Ar | WR | Berrahma & Delaloye, 1989 |
| Morocco | Siroua | HB-63-84 | benmoreite | alkaline | 4,3 | 0,1 | K-Ar | WR | Berrahma & Delaloye, 1989 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 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 | alkaline | 10,8 | 0,3 | K-Ar | WR | Berrahma & Delaloye, 1989 |
| Morocco | Siroua | 6 | micaceous tuff | alkaline | 10,1 | 1 | K-Ar | WR | Choubert *et al.*, 1968, *in* Berrahma & Delaloye, 1989 |
| Morocco | Siroua | 7 | phonolite | alkaline | 6,7 | 0,5 | K-Ar | WR | Choubert *et al.*, 1968, *in* Berrahma & Delaloye, 1989 |
| Morocco | Siroua | CD 40A | phonolite | alkaline | 5,3 | 0,2 | K-Ar | WR | Delarue, *in* Bellon, 1976 |
| Morocco | Gourougou | IR-1.0 | tuff | ? | 6,86 | 0,02 | Ar-Ar | sanidine | Cunningham *et al.*, 1997 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Morocco | Gourougou | 14ter | tuff | ? | 7,1 | 0,4 | K-Ar | bt | Arias *et al.* , 1976, *in* Cunningham *et al.* , 1997 |
| Morocco | Gourougou | 11bis-11ter-12bis | tuff | ? | 5,6 | 0,3 | K-Ar | bt | Arias *et al.* , 1976, *in* Cunningham *et al.* , 1997 |
| Morocco | Gourougou | 11bis-11ter-12bis | tuff | ? | 5,9 | 0,3 | K-Ar | bt | Arias *et al.* , 1976, *in* Cunningham *et al.* , 1997 |
| Morocco | Gourougou | 7bis-7ter | tuff | ? | 6 | 0,3 | K-Ar | glass | Arias *et al.* , 1976, *in* Cunningham *et al.* , 1997 |
| Morocco | Gourougou | 7bis-7ter | tuff | ? | 6,8 | 0,3 | K-Ar | glass | Arias *et al.* , 1976, *in* Cunningham *et al.* , 1997 |
| Morocco | Gourougou | Iz-3 | tuff | ? | 6,93 | 0,02 | Ar-Ar | sanidine | Münch *et al.* , 2001 |
| Morocco | Gourougou | SM-84 | tuff | ? | 6,9 | 0,2 | Ar-Ar | sanidine | Cunningham *et al.* , 1997 |
| Morocco | Gourougou | IF-1-42.9 | tuff | ? | 6 | 0,1 | Ar-Ar | sanidine | Cunningham *et al.* , 1994, 1997 ; Roger *et al.* , 2000 |
| Morocco | Gourougou | If-4 | tuff | ? | 6,29 | 0,02 | Ar-Ar | sanidine | Roger *et al.* , 2000 |
| Morocco | Gourougou | Me-16 | tuff | ? | 6,46 | 0,03 | Ar-Ar | sanidine | Roger *et al.* , 2000 |
| Morocco | Gourougou | Me-5 | tuff | ? | 6,73 | 0,02 | Ar-Ar | sanidine | Roger *et al.* , 2000 |
| Morocco | Gourougou | Me-13 | tuff | ? | 6,54 | 0,04 | Ar-Ar | sanidine | Roger *et al.* , 2000 |
| Morocco | Trois Fourches | Ta-2 | tuff | ? | 6,87 | 0,02 | Ar-Ar | sanidine | Münch *et al.* , 2001 ; Cornée *et al.* , 2002 |
| Morocco | Trois Fourches | Ta-1 | tuff | ? | 6,75 | 0,02 | Ar-Ar | sanidine | Münch *et al.* , 2001 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Morocco | Trois Fourches | 93-1 | tuff | ? | 6,94 | 0,02 | Ar-Ar | sanidine | Cunningham *et al.* , 1994, 1997 ; Cornée *et al.* , 2002, 2004 |
| Morocco | Trois Fourches | 93-2 | tuff | ? | 6,91 | 0,02 | Ar-Ar | sanidine | Cunningham *et al.* , 1994, 1997 ; Cornée *et al.* , 2002, 2004 |
| Morocco | Trois Fourches | 4-19-4 | tuff | ? | 6,75 | 0,02 | Ar-Ar | sanidine | Cunningham *et al.* , 1994, 1997 ; Roger *et al.* , 2000 |
| Morocco | Trois Fourches | 93-8 | tuff | ? | 6,79 | 0,02 | Ar-Ar | sanidine | Cunningham *et al.* , 1994, 1997 ; Roger *et al.* , 2000 |
| Morocco | Gourougou | Ro-4 | tuff | ? | 6,01 | 0,1 | Ar-Ar | sanidine | Münch *et al.* , 2001 |
| Morocco | Gourougou | Ro-4 | tuff | ? | 5,87 | 0,02 | Ar-Ar | sanidine | Münch *et al.* , 2006 |
| Morocco | Gourougou | Ro-3 | tuff | ? | 6,2 | 0,02 | Ar-Ar | sanidine | Münch *et al.* , 2006 |
| Morocco | Gourougou | Ol-11 | tuff | ? | 6,6 | 0,02 | Ar-Ar | sanidine | Münch *et al.* , 2001 ; Cornée *et al.* , 2002 |
| Morocco | Gourougou | Ol-27 | tuff | ? | 6,56 | 0,02 | Ar-Ar | sanidine | Münch *et al.* , 2001 ; Cornée *et al.* , 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 *et al.* , 2000 |
| Morocco | Gourougou | Bh-8 | tuff | ? | 6,4 | 0,1 | Ar-Ar | sanidine | Roger *et al.* , 2000 |
| Morocco | Gourougou | Bh-26 | tuff | ? | 6,23 | 0,03 | Ar-Ar | sanidine | Roger *et al.* , 2000 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 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 | Münch *et al.* , 2006 |
| Morocco | Gourougou | Bc-1 | lava flow | ? | 5,77 | 0,04 | Ar-Ar | plagioclase bulk sample | Münch *et al.* , 2001 ; Cornée *et al.* , 2002 |
| Morocco | Gourougou | Ai-0 | tuff | ? | 5,85 | 0,02 | Ar-Ar | sanidine | Münch *et al.* , 2001 |
| Morocco | Gourougou | FA-1 | tuff | ? | 5,79 | 0,02 | Ar-Ar | sanidine | Cunningham *et al.* , 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 Ifrour | 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 | calc-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 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Morocco | Gourougou | 76-86 | shoshonite | ? | 6,66 | 0,33 | K-Ar | WR | Hernandez & Bellon, 1985 |
| Morocco | Gourougou | 71-125 | andesite/shoshonite | calc-alkaline/transitional | 7,86 | 0,4 | K-Ar | WR | Hernandez & Bellon, 1985 |
| Morocco | Gourougou | 76-117 | shoshonite | calk-alcaline | 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 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 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 *et al.* , 1994, 1997 |
| Morocco | Gourougou | Car-2 | tuff | ? | 5,91 | 0,02 | Ar-Ar | sanidine | Münch *et al.* , 2006 |
| Spain | Malaga | FG2205 99-2 | basaltic andesite | ? | 33,60 | 0,60 | Ar-Ar | fsp | Duggen *et al.* , 2004 |
| Spain | Malaga | MI2206 99-1 | granite | anatectic | 18,50 | 0,30 | Ar-Ar | fsp | Duggen *et al.* , 2004 |
| Spain | Malaga | AM240 699-1 | basaltic andesite | ? | 17,40 | 0,40 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.* , 2004 |
| Spain | Malaga | CB2306 99-6 | andesite | ? | 19,80 | 0,90 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.* , 2004 |
| Spain | Malaga | RR2206 99-5 | basaltic andesite | ? | 17,40 | 1,40 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.* , 2004 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Spain | Malaga | M7B-4 | ? | tholeiitic | 17,70 | 0,60 | Ar-Ar | amph/bt/ WR | Turner *et al.* , 1999 |
| Spain | Malaga | M7A-7 | ? | tholeiitic | 30,20 | 0,90 | Ar-Ar | amph/bt/ WR | Turner *et al.* , 1999 |
| Spain | Malaga | - | andesitic basalt/basaltic andesite | tholeiitic | 22,50 | 0,50 | K-Ar | WR | Torres-Roldan *et al.* , 1986 |
| Spain | Cabo de Gata | CG1905 99-2 | andesite | calc-alkaline | 10,80 | 0,10 | Ar-Ar | mx+fsp | Duggen *et al.* , 2004 |
| Spain | Cabo de Gata | B320 | ? | calc-alkaline | 10,60 | 0,60 | Ar-Ar | amph/bt/ WR | Turner *et al.* , 1999 |
| Spain | Cabo de Gata | 74-50 | andesite | calc-alkaline | 10,8 | 0,55 | K-Ar | WR | Bellon *et al.* , 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 97 Z 179 | rhyolitic ignimbrite | calc-alkaline | 11,9 | 0,3 | Ar-Ar | bt | Zeck *et al.* , 2000 |
| Spain | Cabo de Gata | eq. 97 Z 179 | rhyolitic ignimbrite | calc-alkaline | 11,1 | 0,4 | ? | ? | Di Battistini *et al.* , 1987, *in* Zeck et al., 2000 |
| Spain | Cabo de Gata | Cap 9 | perlitic rhyolite | calc-alkaline | 10,5 | 0,4 | K-Ar | WR | Molin, *in* Bellon, 1976 |
| Spain | Cabo de Gata | CG2103 00-2a | andesite | calc-alkaline | 11,70 | 0,06 | Ar-Ar | bt | Duggen *et al.* , 2004 |
| Spain | Cabo de Gata | B318 | ? | calc-alkaline | 14,40 | 0,60 | Ar-Ar | amph/bt/ WR | Turner *et al.* , 1999 |
| Spain | Cabo de Gata | CG2005 99-15g | basaltic andesite | calc-alkaline | 11,80 | 0,40 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.* , 2004 |
| Spain | Cabo de Gata | B312 | ? | calc-alkaline | 10,20 | 1,20 | Ar-Ar | amph/bt/ WR | Turner *et al.* , 1999 |
| Spain | Cabo de Gata | CG2605 99-4 | pyroclastic breccia | calc-alkaline | 6,90 | 0,30 | Ar-Ar | amph | Duggen *et al.* , 2004 |
| Spain | Cabo de Gata | CG2605 99-5 | pyroclastic breccia | calc-alkaline | 7,00 | 0,20 | Ar-Ar | bt | Duggen *et al.* , 2004 |
| Spain | Cabo de Gata | 76-37 | ? | ? | 8,1 | 0,4 | K-Ar | WR | Bellon *et al.* , 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | CG2605 99-3 | ash flow tuff | calc-alkaline | 8,90 | 0,16 | Ar-Ar | amph | Duggen *et al.* , 2004 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Spain | Cabo de Gata | B311 | ? | calc-alkaline | 10,00 | 1,80 | Ar-Ar | amph/bt/WR | Turner *et al.*, 1999 |
| Spain | Cabo de Gata | 78-13 | ? | ? | 8,67 | 0,45 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | CG2705 99-1a | pyroclastic breccia | calc-alkaline | 10,65 | 0,03 | Ar-Ar | bt+amph | Duggen *et al.*, 2004 |
| Spain | Cabo de Gata | CG2005 99-14 | andesite | calc-alkaline | 11,12 | 0,03 | Ar-Ar | bt | Duggen *et al.*, 2004 |
| Spain | Cabo de Gata | B309 | ? | calc-alkaline | 7,60 | 0,20 | Ar-Ar | amph/bt/WR | Turner *et al.*, 1999 |
| Spain | Cabo de Gata | CAZ25 | leucogranite | anatectic | 18,80 | 0,40 | Rb-Sr | WR/ms | Zeck *et al.*, 1989 |
| Spain | Cabo de Gata | CAZ26 | leucogranite | anatectic | 18,80 | 0,40 | Rb-Sr | WR/ms | Zeck *et al.*, 1989 |
| Spain | Cabo de Gata | CAZ27 | leucogranite | anatectic | 20,40 | 0,70 | Rb-Sr | WR/ms | Zeck *et al.*, 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 *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 78-10A | granodiorite | ? | 8,2 | 0,4 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 78-10B | granodiorite | ? | 11 | 0,55 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 78-10B | granodiorite | ? | 10,2 | 0,9 | K-Ar | minéraux | Bordet *et al.*, 1982a |
| Spain | Cabo de Gata | 78-10B | granodiorite | ? | 9,5 | 0,9 | Rb-Sr | | Bordet *et al.*, 1982a |
| Spain | Cabo de Gata | FR-20 | andesite | calc-alkaline | 11,83 | 0,6 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 78-3 | andesite | ? | 7,9 | 0,4 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 78-6 | rhyolite/rhyodacite | ? | 8,75 | 0,45 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Spain | Cabo de Gata | 97 Z 176 | dacite | calc-alkaline | 10,7 | 0,4 | Ar-Ar | bt | Zeck *et al.*, 2000 |
| Spain | Cabo de Gata | eq. 97 Z 176 | dacite | calc-alkaline | 11,6 | 0,4 | ? | ? | Di Battistini *et al.*, 1987, *in* Zeck et al., 2000 |
| Spain | Cabo de Gata | eq. 97 Z 176 | dacite | calc-alkaline | 10,8 | 0,6 | ? | ? | Di Battistini *et al.*, 1987, *in* Zeck et al., 2000 |
| Spain | Cabo de Gata | 79-213 | dacite | ? | 15,15 | 0,75 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 80-5 | ? | ? | 9,34 | 0,45 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 79-227 | rhyolite/rhyo dacite | ? | 10,1 | 0,5 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | L01 | andesite | calc-alkaline | 8,05 | 0,4 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 74-59 | dacite | calc-alkaline | 11,15 | 0,55 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | Ne-79 | rhyolite/rhyo dacite | ? | 8,9 | 0,45 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 97 Z 174 | rhyolite | calc-alkaline | 10,6 | 0,3 | Ar-Ar | bt | Zeck *et al.*, 2000 |
| Spain | Cabo de Gata | 97 Z 175 | rhyolitic ignimbrite | calc-alkaline | 10,8 | 0,3 | Ar-Ar | bt | Zeck *et al.*, 2000 |
| Spain | Cabo de Gata | Ne 107 | andesite | calc-alkaline | 8,7 | 0,5 | K-Ar | WR | Molin, *in* Bellon, 1976 |
| Spain | Cabo de Gata | Ne 70 | andesite | calc-alkaline | 8,8 | 0,3 | K-Ar | WR | Molin, *in* Bellon, 1976 |
| Spain | Cabo de Gata | 78-11 | ? | ? | 9,38 | 0,45 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 97 Z 172 | dacite | calc-alkaline | 10,6 | 0,3 | Ar-Ar | ? | Zeck *et al.*, 2000 |
| Spain | Cabo de Gata | El-Pl1 | ? | ? | 9,62 | 0,5 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Spain | Cabo de Gata | El-Pl2 | ? | ? | 9,62 | 0,5 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 74-255 | ? | ? | 14,1 | 0,7 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 78-14 | ? | ? | 10,4 | 1 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 74-68 | dacite | calc-alkaline | 8,8 | 0,5 | K-Ar | WR | Bellon, 1976 |
| Spain | Cabo de Gata | 74-241 | andesite | calc-alkaline | 10,85 | 0,55 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 74-239 | ? | ? | 10,7 | ? | ? | ? | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 97 Z 178 | rhyolite | calc-alkaline | 10,6 | 0,6 | Ar-Ar | bt | Zeck *et al.*, 2000 |
| Spain | Cabo de Gata | eq. 97 Z 178 | rhyolite | calc-alkaline | 8,6 | 0,4 | ? | ? | Di Battistini *et al.*, 1987, *in* Zeck et al., 2000 |
| Spain | Cabo de Gata | eq. 97 Z 178 | rhyolite | calc-alkaline | 8,5 | 0,4 | ? | ? | Di Battistini *et al.*, 1987, *in* Zeck et al., 2000 |
| Spain | Cabo de Gata | 97 Z 177 | andesite | calc-alkaline | 11,6 | 0,2 | Ar-Ar | bt | Zeck *et al.*, 2000 |
| Spain | Cabo de Gata | eq. 97 Z 177 | andesite | calc-alkaline | 11,6 | 0,4 | ? | ? | Di Battistini *et al.*, 1987, *in* Zeck et al., 2000 |
| Spain | Cabo de Gata | eq. 97 Z 177 | andesite | calc-alkaline | 12,4 | 0,6 | ? | ? | Di Battistini *et al.*, 1987, *in* Zeck et al., 2000 |
| Spain | Cabo de Gata | 77-19 | granophyre | ? | 14 | 0,7 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 75-137 | granophyre | ? | 18,07 | 1,2 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cerro Hoyazo | CH2103 00-1b | cordierite-bearing dacite | calc-alkaline | 6,57 | 0,04 | Ar-Ar | fsp | Duggen *et al.*, 2004 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Spain | Cerro Hoyazo | B321 | cordierite-bearing dacite | calc-alkaline | 6,20 | 0,40 | Ar-Ar | amph/bt/ WR | Turner *et al.*, 1999 |
| Spain | Vera | VE2906 99-2 | lamproite | calc-alkaline | 6,44 | 0,28 | Ar-Ar | at cutoff | Duggen *et al.*, 2005 |
| Spain | Vera | VE2906 99-1 | lamproite | calc-alkaline | 6,37 | 0,18 | Ar-Ar | glass | Duggen *et al.*, 2005 |
| Spain | Vera | VE2906 99-10A | lamproite derivative | calc-alkaline | 7,45 | 0,08 | Ar-Ar | phl | Duggen *et al.*, 2005 |
| Spain | Vera | 73-330 | lamproite | calc-alkaline | 10,8 | 1 | K-Ar | WR | Bellon, 1976 |
| Spain | Vera | 73-331 | lamproite | calc-alkaline | 8,31 | 0,4 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 74-225 | andesite | calc-alkaline | 12,2 | 0,6 | K-Ar | WR | Bellon, 1976 |
| Spain | Cartagena-Mazarron | B303 | ? | calc-alkaline | 8,90 | 0,60 | Ar-Ar | amph/bt/ WR | Turner *et al.*, 1999 |
| Spain | Cartagena-Mazarron | B301 | ? | calc-alkaline | 8,80 | 0,20 | Ar-Ar | amph/bt/ WR | Turner *et al.*, 1999 |
| Spain | Murcia | MA180 599-1 | lamproite derivative | calc-alkaline | 8,19 | 0,02 | Ar-Ar | fsp | Duggen *et al.*, 2005 |
| Spain | Cartagena-Mazarron | B304 | basalt | alkaline | 10,50 | 0,60 | Ar-Ar | amph/bt/ WR | Turner *et al.*, 1999 |
| Spain | Cartagena-Mazarron | TA 200400-1 | hawaiite | alkaline | 2,29 | 0,03 | Ar-Ar | bt+amph | Duggen *et al.*, 2005 |
| Spain | Cartagena-Mazarron | LP1405 99-5 | trachybasalt | alkaline | 2,38 | 0,06 | Ar-Ar | gl | Duggen *et al.*, 2005 |
| Spain | Murcia | AL1405 99-1 | lamproite | calc-alkaline | 8,02 | 0,04 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Spain | Cartagena-Mazarron | CT2703 00-1a | trachybasalt | alkaline | 2,93 | 0,08 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Spain | Cartagena-Mazarron | 74-60 | basalt | alkaline | 2,69 | 0,27 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Murcia | CT2703 00-2c | lamproite | calc-alkaline | 7,26 | 0,03 | Ar-Ar | fsp+phl | Duggen *et al.*, 2005 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Spain | Cartagena-Mazarron | MM240 400-2 | cordierite-bearing dacite | anatectic | 18,50 | 1,60 | Ar-Ar | fsp | Duggen *et al.*, 2005 |
| Spain | Cartagena-Mazarron | 73-539 | basalt | alkaline | 2,6 | 0,6 | K-Ar | WR | Bellon, 1976 |
| Spain | Cartagena-Mazarron | 73-525 | basalt | alkaline | 2,83 | 0,28 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Cartagena-Mazarron | 73-541 | andesite | calc-alkaline | 7 | 0,4 | K-Ar | WR | Bellon, 1976 |
| Spain | Cartagena-Mazarron | 73-542 | cordierite-bearing rhyodacite/an | anatectic | 6,62 | 0,35 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Murcia | BQ1705 99-9 | lamproite | calc-alkaline | 6,94 | 0,05 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Spain | Murcia | ZN1305 99-1 | lamproite derivative | calc-alkaline | 8,08 | 0,03 | Ar-Ar | phl | Duggen *et al.*, 2005 |
| Spain | Murcia | FT1205 99-5 | lamproite | calc-alkaline | 7,13 | 0,04 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Spain | Murcia | FT1205 99-16A | lamproite | calc-alkaline | 7,25 | 0,06 | Ar-Ar | at cutoff | Duggen *et al.*, 2005 |
| Spain | Murcia | 73-750 | lamproite | calc-alkaline | 6,16 | 0,3 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Murcia | LM100 599-1a | lamproite | calc-alkaline | 7,12 | 0,07 | Ar-Ar | phl | Duggen *et al.*, 2005 |
| Spain | Murcia | - | lamproite | calc-alkaline | 5,67 | 0,3 | K-Ar | WR | Bellon *et al.*, 1983 |
| Spain | Murcia | CX1105 99-3 | lamproite | calc-alkaline | 7,04 | 0,01 | Ar-Ar | fsp+amph | Duggen *et al.*, 2005 |
| Spain | Murcia | B305 | lamproite | calc-alkaline | 6,80 | 0,40 | Ar-Ar | amph/bt/WR | Turner *et al.*, 1999 |
| Spain | Murcia | LC1005 99-4 | lamproite | calc-alkaline | 6,76 | 0,04 | Ar-Ar | mx | Duggen *et al.*, 2005 |
| Spain | Ciudad Real | - | limburgite | alkaline | 3,1 | 0,4 | K-Ar | WR | Gouhier, *in* Bellon, 1976 |
| Spain | Ciudad Real | - | basanite | alkaline | 4,3 | 0,4 | K-Ar | WR | Gouhier, *in* Bellon, 1976 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Valencia | | | calc- | | | | | Rivière *et al.* , |
| Spain | | - | rhyolite | | 19 | ? | K-Ar | ? | 1981, *in* Martí |
| | trough | | | alkaline | | | | | *et al.* , 1992 |
| | Valencia | | | calc- | | | | | Rivière *et al.* , |
| Spain | | - | rhyolite | | 18,6 | ? | K-Ar | ? | 1981, *in* Martí |
| | trough | | | alkaline | | | | | *et al.* , 1992 |
| | Valencia | | | calc- | | | | | Ryan *et al.* , |
| Spain | | - | dacite | | 21,9 | ? | K-Ar | ? | 1972, *in* Martí |
| | trough | | | alkaline | | | | | *et al.* , 1992 |
| | Valencia | | | calc- | | | | | Ryan *et al.* , |
| Spain | | - | dacite | | 20,8 | ? | K-Ar | ? | 1972, *in* Martí |
| | trough | | | alkaline | | | | | *et al.* , 1992 |
| | Valencia | | | calc- | | | | | Mitjavila *et al.* , |
| Spain | | - | dacite | | 24,4 | ? | K-Ar | ? | 1990, *in* Martí |
| | trough | | | alkaline | | | | | *et al.* , 1992 |
| | Valencia | | | calc- | | | | | Rivière *et al.* , |
| Spain | | - | dacite | | 19,4 | ? | K-Ar | ? | 1981, *in* Martí |
| | trough | | | alkaline | | | | | *et al.* , 1992 |
| | Valencia | | | | | | | | Martí *et al.* , |
| Spain | | - | basalt | alkaline | 1 | x | K-Ar | ? | |
| | trough | | | | | | | | 1992 |
| | Valencia | | | | | | | | Martí *et al.* , |
| Spain | | - | basalt | alkaline | 0,3 | x | K-Ar | ? | |
| | trough | | | | | | | | 1992 |
| | Valencia | | | | | | | | Sáez-Ridruejo & |
| Spain | | - | basanite | alkaline | 2 | ? | K-Ar | ? | López-Marinas, 1975, *in* Martí |
| | trough | | | | | | | | *et al.* , 1992 |
| | Valencia | | | | | | | | Sáez-Ridruejo & |
| Spain | | - | basanite | alkaline | 1,3 | ? | K-Ar | ? | López-Marinas, 1975, *in* Martí |
| | trough | | | | | | | | *et al.* , 1992 |
| | Valencia | | basanite, | | | | | | Donville, 1973, |
| Spain | | - | | alkaline | 10 | ? | K-Ar | ? | Araña *et al.* , 1983, *in* Martí |
| | trough | | trachyte | | | | | | *et al.* , 1992 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Spain | Valencia trough | - | basanite, trachyte | alkaline | 8 | ? | K-Ar | ? | Donville, 1973, Araña *et al.* , 1983, *in* Martí *et al.* , 1992 |
| Spain | Valencia trough | - | basanite, basalt | alkaline | 0,1 | ? | K-Ar | ? | Donville, 1973, Araña *et al.* , 1983, *Guerin* et al., *1986, in* Martí *et al.* , 1992 |
| Spain | Valencia trough | - | basanite, basalt | alkaline | 0,01 | ? | K-Ar | ? | Donville, 1973, Araña *et al.* , 1983, *Guerin* et al., *1986, in* Martí *et al.* , 1992 |
| Spain | Valencia trough | - | basanite, basalt | alkaline | 7,9 | ? | K-Ar | ? | Donville, 1973, Araña *et al.* , 1983, *in* Martí *et al.* , 1992 |
| Spain | Valencia trough | - | basanite, basalt | alkaline | 1,7 | ? | K-Ar | ? | Donville, 1973, Araña *et al.* , 1983, *in* Martí *et al.* , 1992 |
| Spain | Valencia trough | - | basalt ? | ? | 0,3 | ? | K-Ar | ? | Mauffret, 1977, *in* Martí *et al.* , 1992 |
| Spain | Cabo de Gata | 80-20 | leucogranite | roches plutoniques | 18,9 | 0,95 | K-Ar | WR | Bellon *et al.* , 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 80-18 | leucogranite | roches plutoniques | 20,8 | 1,05 | K-Ar | WR | Bellon *et al.* , 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 80-14 | leucogranite | roches plutoniques | 21,5 | 1,05 | K-Ar | WR | Bellon *et al.* , 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 79-223 | leucogranite | roches plutoniques | 22,7 | 1,15 | K-Ar | WR | Bellon *et al.* , 1983 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Spain | Cabo de Gata | 80-21 | leucogranite | roches plutoniques | 24,8 | 1,25 | K-Ar | WR | Bellon *et al.* , 1983 |
| Spain | Cabo de Gata | 79-229 | rhyolite | groupe A | 14 | 0,7 | K-Ar | WR | Bellon *et al.* , 1983 |
| Tunisia | La Galite | 73-75 | microgranodiorite | calc-alkaline | 13,70 | 0,70 | K-Ar | WR | Velde, *in* Bellon, 1976 |
| Tunisia | La Galite | 73-189 | granite | calc-alkaline | 14,20 | 0,50 | K-Ar | WR | Velde, *in* Bellon, 1976 |
| Tunisia | La Galite | 72-286 | microgranite | calc-alkaline | 10,00 | 1,00 | K-Ar | WR | Velde, *in* Bellon, 1976 |
| Tunisia | La Galite | 72-163 | microgranite | calc-alkaline | 14,10 | 0,60 | K-Ar | WR | Velde, *in* Bellon, 1976 |
| Tunisia | Mogods | - | basalt | alkaline | 6,70 | 1,00 | ? | ? | Bajanik, 1971, *in* Halloul *et al.* , 2012 |
| Tunisia | Mogods | - | basalt | alkaline | 5,17 | 0,04 | ? | ? | Rouvier 1977, *in* Halloul *et al.* , 2012 |
| Tunisia | Mogods | - | basalt | alkaline | 7,00 | 1,00 | K-Ar | WR | Bellon, 1976, *in* Halloul *et al.* , 2012 |
| Tunisia | Mogods | - | basalt | alkaline | 6,90 | 0,10 | ? | ? | Rouvier 1977, *in* Halloul *et al.* , 2012 |
| Tunisia | Nefza | MA 18 | dacitoid | calc-alkaline | 8,20 | 0,20 | K-Ar | WR | Mauduit, *in* Bellon, 1976 |
| Tunisia | Nefza | MA 135 | basalt | transitional | 8,40 | 0,20 | K-Ar | WR | Mauduit, *in* Bellon, 1976 |
| Tunisia | Nefza | MA 3 | granodiorite | calc-alkaline | 12,90 | 0,50 | K-Ar | WR | Mauduit, *in* Bellon, 1976 |
| Tunisia | Nefza | - | rhyolite | calc-alkaline | 8,30 | 0,80 | K-Ar | WR | Bellon, 1976, *in* Halloul *et al.* , 2012 |
| Tunisia | Nefza | - | basalt | transitional | 8,40 | 0,40 | ? | ? | Rouvier 1977, *in* Halloul *et al.* , 2012 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tunisia | Nefza | - | basalt | transitional | 6,60 | 0,30 | ? | ? | Rouvier 1977, *in* Halloul *et al.*, 2012 |
| Tunisia | Nefza | MA 43 | rhyodacite | calc-alkaline | 12,30 | 0,20 | K-Ar | WR | Mauduit, *in* 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 |
|---|---|---|
| *Ouiksane* | | |
| 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 | cocarde |
| 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 |

| | | |
|---|---|---|
| OUK109 | | calcite spatique |
| OUK110 | | marbre |
| OUK111 | | marbre |
| OUK112 | | marbre-minerai |
| OUK113 | | marbre |
| OUK114 | | sidérite ? |
| OUK115 | | marbre |
| OUK116 | | calcite géodique |
| OUK117 | | skarn (volante) |
| *Axara* | | |
| 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 |
| *Setolazar* | | |
| 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 |

| | | |
|---|---|---|
| SET16 | POI034 | minerai |
| SET17 | POI034 | pélite transformée |
| *Afra* | | |
| 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 | |
| *Domaine Sud* | | |
| 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 |
| *Trois Fourches* | | |
| FOU | FOU7 | |
| FOU4 | FOU4 | |
| FOU6 | FOU6 | |
| FOU8 | 108 | |
| FOU9 | 108 | |
| FOU10 | 108 | |
| *Autre* | | |
| TID1 | TID1 | |
| TID10 | TID10 | |
| TID15 | TID15 | |
| TID17 | TID17 | |
| TID17b | TID17 | |
| TID18 | TID18 | |
| TID19 | TID19 | |
| TID20 | TID20 | |
| IBU1 | IBU1 | |
| IBU2 | IBU1 | |

**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 |

**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 |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 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 |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 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 |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 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 |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 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 |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 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 |

**Noëmie 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

**Institut des Sciences de la Terre d'Orléans**
**CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, FRANCE**