



HAL
open science

**Processus de formation et relations spatio-temporelles
des minéralisations à or et argent en contexte volcanique
Précambrien (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc).
Implications sur les relations
déformation-magmatisme-volcanisme-hydrothermalisme**

Johann Tuduri

► **To cite this version:**

Johann Tuduri. Processus de formation et relations spatio-temporelles des minéralisations à or et argent en contexte volcanique Précambrien (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc). Implications sur les relations déformation-magmatisme-volcanisme-hydrothermalisme. Géologie appliquée. Université d'Orléans, 2005. Français. NNT : . tel-00008937v3

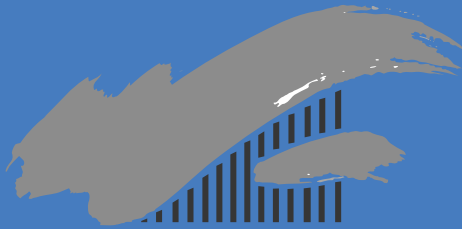
HAL Id: tel-00008937

<https://theses.hal.science/tel-00008937v3>

Submitted on 14 Sep 2005

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.



UNIVERSITE D'ORLEANS

THÈSE

PRÉSENTÉE

À L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

Ecole doctorale : Sciences et Technologies

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Atmosphère

Spécialité : Métallogénie et Géologie Structurale

par

TUDURI Johann

**Processus de formation et relations spatio-temporelles
des minéralisations à or et argent en contexte volcanique
Précambrien (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc).
Implications sur les relations déformation-magmatisme-
volcanisme-hydrothermalisme.**

Soutenue le 7 février 2005 devant le jury composé de :

M. Michel FAURE	Professeur, Université d'Orléans	Président
M. Didier MARQUER	Professeur, Université de Besançon	Rapporteur
M. Alain CHEILLETZ	Professeur, ENSG-INPL, Vandoeuvre-lès Nancy	Rapporteur
M. Alain CHAUVET	Chargé de recherche CNRS, Montpellier	Directeur de thèse
M. Luc BARBANSON	Maître de Conférences, Université d'Orléans	Co-Directeur de thèse
M. Aomar ENNACIRI	Directeur Service Géologie SMI	Examineur

Avant-propos

Ce travail de thèse a été réalisé à l'Université d'Orléans au sein de l'UMR 6113 "Institut des Sciences de la Terre d'Orléans", dans le cadre de l'action intégrée Franco-Marocaine n° 222/STU/00 et a bénéficié du soutien financier et logistique des sociétés REMINEX et SMI (Société Métallurgique d'Imiter).

Je remercie tout d'abord Alain Chauvet pour m'avoir donné l'opportunité de réaliser ce travail de thèse. Il a toujours répondu présent pour répondre à mes questions et su, selon son style, me remettre dans le droit chemin malgré l'éloignement.

Luc Barbanson a été le co-directeur de cette thèse. Il m'a apporté une aide précieuse concernant les problèmes de minéralogie et de métallogénie. Il m'a également beaucoup aidé et encadré dans mes activités d'enseignement.

Je tiens également à remercier messieurs Didier Marquer et Alain Cheilletz pour avoir accepté de rapporter cette thèse. Mes remerciements vont également aux autres membres du jury : Michel Faure et Aomar Ennaciri. Aomar, directeur du service géologique à la SMI, m'a également fourni un grand nombre de ses données, m'a aiguillé sur le terrain et m'a fait bénéficier des infrastructures sous sa responsabilité.

Je remercie également Lhou Maacha, directeur de Reminex pour son soutien et pour m'avoir mis entre les mains de la mémoire vivante du Saghro : El Hajj Bouiroukouten. Hajj : merci pour les tagines, les haltes au "Café des Amis" et pour toutes les informations que tu m'as fait partager et pour les cartes si utiles que tu sortais systématiquement de ton inséparable mallette.

Mohammed Labriki m'a accompagné sur les prospects de Thaghassa et de Kelâa M'Gouna et m'a présenté à la petite troupe de stagiaires avec qui j'ai passé près de deux mois sur le terrain lors de ma première mission. Bien que les conditions aient été rudes et fraîches, j'en garde un excellent souvenir. De toutes ces personnes, Daoud, tu es le seul que j'ai retrouvé à Imiter. Ton encadrement dans les galeries d'Imiter I a été parfait et je te souhaite chez Managem toute la réussite que tu mérites.

De nombreux intervenants m'ont aidé dans mes recherches. Jean Louis Bourdier m'a initié à la volcanologie et à la reconnaissance des faciès ignimbritiques. En plus des nombreuses

coupes que nous avons entreprises d'imiter à la Zones des Dykes, il ma fait découvrir l'orfèvrerie berbère à travers les nombreux souks que nous avons visité ensemble. Michel Pichavant, Dominique Cluzel et André Pouclet m'ont également consacré un peu de temps et fait bénéficier de leurs connaissances en géochimie. Jean Louis Robert m'a beaucoup apporté sur les propriétés physico-chimiques des micas et des tourmalines. Il est à l'origine des analyses par spectrométrie Mössbauer et de dosage du Li dans les micas. Je remercie également tous les autres chercheurs « de l'étage et du rez-de-chaussée » qui m'ont aidé dans mon travail.

Les études réalisées au laboratoire n'ont pu être possible qu'avec le concours de nombreuses personnes à commencer par les litholamelleurs, Gabriel Badin et Sylvain Janiec. J'espère que mon travail a été à la hauteur de votre labeur. Merci à Dominique Panis, Gilles Drouet et Olivier Rouer pour les D-RX et la microsonde.

Il est impossible d'oublier les compagnons de recherche à commencer par celui qui aura partagé le bureau : Julien C comme Caliméro, l'opiniâtre Eric Zébulon, Chevalier Manuel Duguesclin et ses gentes dames, Capitaine Spock Trap, EUG, JYT, oncle Fétide, Ouin Ouin, Yoann Copard, Bo Wang et Sheng Zhan. Je n'oublie pas ceux qui sont partis vers d'autres aventures ou que j'ai croisé l'instant d'une année ou de quelques mois et qui m'ont tout de même éclairé : Stanislas Sizaret, Carine Cartier, Sébastien Nomade et Jérôme Onézine.

Enfin, une pensée pour les amis Vincent, Sab, Hubert, Séverine, Elisabeth.... pour madame et pour la famille.

SOMMAIRE

Introduction	1
Préambule	3
Aperçu mythologique.....	3
Aperçu historique.....	4
Problématique de l'étude	7
Chapitre I : Contexte Géologique Présentation du Craton Ouest Africain Place de l'Anti-Atlas Marocain et du Jbel Saghro dans l'Orogène Panafricain	13
1/. Introduction.....	15
2/. Les ceintures orogéniques panafricaines de l'Afrique Nord-Occidentale	18
3/. Evolution de l'orogène panafricain en Afrique Occidentale	19
3.1/. La phase de rifting anté-panafricaine du Craton Ouest Africain (<i>ca.</i> 1.1–0,7 Ga) ...	20
3.2/. La tectonique panafricaine à la périphérie du Craton Ouest Africain (<i>ca.</i> 700-540 Ma)	21
3.2.1/. Les chaînes Bassarides-Rokelides et Mauritanides de la marge occidentale ...	21
3.2.2/. La chaîne du Dahomey	23
3.2.3/. La chaîne pharusienne-touareg	23
3.2.4/. Les lambeaux de la chaîne de l'Ougarta	24
3.2.5/. Le Néoprotérozoïque en bordure nord du Craton Ouest Africain : connexion avec les blocs Cadomia et Avalonia	24
3.2.5.1/. <i>L'évolution géodynamique des blocs Cadomia et Avalonia</i>	24
3.2.5.2/. <i>Conséquences</i>	26
3.2.6/. La place de l'Anti-Atlas sur le Craton Ouest Africain	28
3.2.6.1/. <i>Présentation de la chaîne anti-atlasique</i>	28
3.2.6.2/. <i>L'organisation de l'Anti-Atlas : Présentation des aspects structuraux et lithostratigraphiques</i>	29
3.2.6.3/. <i>Contexte métallogénique</i>	35
3.2.6.4/. <i>L'évolution géodynamique de la chaîne Anti-Atlasique au Précambrien</i>	37

Chapitre II : Schéma structural et présentation générale du Jbel Saghro	45
1/. Introduction.....	47
2/. Le complexe inférieur du Jbel Saghro	47
2.1/. Les formations sédimentaires Néoprotérozoïque moyen ou le socle du Saghro	49
2.2/. Les granitoïdes du complexe inférieur.....	55
2.3/. Structuration du complexe inférieur	56
3/. Le complexe supérieur du Jbel Saghro	57
4/. La série Paléozoïque - Mésozoïque	60
5/. Le volcanisme Tertiaire et Quaternaire.....	63
6/. Imagerie satellite et structures tectoniques	63
6.1/. Analyse linéamentaire.....	64
6.2/. Le réseau hydrographique.....	70
7/. Résumé.....	72
Chapitre III : Caractéristiques structurales du complexe inférieur : la déformation	
”majeure” panafricaine dans le Jbel Saghro.	73
1/. Introduction et généralités.....	75
2/. Structuration à grande échelle.....	75
3/. Structures et microstructures.....	80
3.1/. Les plis	81
3.2/. Les traces du métamorphisme de contact lié aux intrusions de granodiorite	84
3.3/. La schistosité secondaire et les structures associées.....	87
4/. Les granitoïdes	89
4.1/. Structuration de la granodiorite d’Iknioun (Bouttonnière de Boumalne).....	89
4.2/. Les intrusions de la boutonnière d’Imiter	91
4.2.1/. Présentation des principaux massifs	91
4.2.2/. Les données bibliographiques sur la structure interne des plutons.....	94
4.2.3/. Etude préliminaire de la granodiorite d’Igoudrane	96
5/. Synthèse	98

Chapitre IV : Le volcanisme et les minéralisations associées du complexe supérieur ...101
Partie A : Mise en évidence et modèle de formation d'une caldera ignimbritique 103

Upper-Neoproterozoic ash-flow caldera and contemporaneous granites within the Eastern Anti-Atlas Mountains (Morocco) – <i>Article en préparation</i>	105
Abstract.....	105
1 Introduction.....	106
2 The caldera-related rocks.....	108
2.1 The intracaldera filling sequence: North Block.....	110
2.2 The extracaldera deposits: South Block.....	114
2.3 Intrusions.....	116
2.3.1 The biotite and amphibole-rich pink granites.....	117
2.3.2 The leucogranite.....	120
3 Origins of tuffs: geochemical links with granitoïds.....	122
4 Discussion-Conclusion:	124
4.1 Structural constraints	124
4.2 Significance of geochemistry data.....	125
4.3 Evolution of the caldera.....	126
4.4 Hydrothermally alteration stages.....	129
5 Conclusion.....	130
Acknowledgments.....	132
References.....	132

Partie B : Les Minéralisations139
I Hydrothermalisme et altérations associées dans le district de Kelâa M’Gouna. Place de la minéralisation à Au-Ag-Te dans l’évolution d’un système caldérique141

1/. Rappels sur la géologie régionale.....	143
1.1/. Le contexte géographique et géologique du district de Kelâa M’Gouna.....	143
1.2/. Le secteur de Kelâa M’Gouna : rappels et présentation générale.....	145
1.2.1/. Le complexe inférieur.....	145
1.2.2/. Le complexe supérieur.....	145
1.2.3/. Les manifestations hydrothermales.....	146
2/. Le schéma structural	147

3/.	Les structures hydrothermales	151
3.1/.	Le stade I – Silicification	152
3.2/.	Le stade II - Tourmalinites et veines à feldspaths potassiques (adulaire).....	155
3.3/.	Le stade III – Veines à quartz Q2 et carbonates	159
3.4/.	Le cas particulier des brèches	160
3.5/.	La place de "l'or"	165
4/.	Etude minéralogique et chimique des paragenèses d'altérations.....	166
4.1/.	Les tourmalines (Stades I et II).....	166
4.1.1/.	Caractérisation texturale des tourmalines	166
4.1.2/.	Rappels sur les caractéristiques cristallographiques des tourmalines.....	175
4.1.3/.	Techniques analytiques.....	177
4.1.4/.	Composition chimique des différents types de tourmaline.....	178
4.1.5/.	Diagrammes d'activité.....	193
4.2/.	Les micas (stade I)	195
4.2.1/.	Les micas dioctaédriques	197
4.2.2/.	Les micas trioctaédriques.....	200
4.2.3/.	Estimations thermométriques.....	200
4.2.4/.	Méthode des « Intercept Values ».....	201
4.3/.	Les amphiboles (stade I)	205
4.4/.	Les fluorapatites (stade I et II).....	206
4.5/.	Les feldspaths potassiques (adulaire-stade II)	207
4.6/.	Les chlorites (stade II et III).....	208
4.7/.	Les carbonates (stade III).....	210
4.8/.	Les oxydes	210
5/.	la minéralisation (stade I à III).....	211
5.1/.	La pyritisation	211
5.2/.	Les inclusions et phases secondaires associées à la pyrite	213
5.2.1/.	Le stade aurifère.....	214
6/.	Modèle d'évolution tectono-magmato-métallogénique du secteur de Kelaa	
M'Gouna.....		217
6.1/.	Synthèse des résultats	217
6.2/.	Modèle de formation.....	218
6.2.1/.	Le stade I : épisode précoce de haute température	218
6.2.2/.	Les stades II et III : évolution vers l'épithermal	221

6.3/.	Synthèse et discussion.....	223
II Les veines de quartz épithermales du district aurifère de la Zone des Dykes : rôle des processus de cristallisation, recristallisation et remplacement dans la formation de la minéralisation aurifère.		
229		
1/.	La Zone des Dykes.....	231
2/.	Présentation des principales structures	233
2.1/.	Les structures N-S (F1 et Bou Isserfane).....	233
2.2/.	La structure N070°E (F5)	235
2.3/.	Relations avec les failles.....	235
2.3.1/.	Les failles supposées contemporaines de la formation des structures	235
2.3.2/.	Les failles tardives	236
3/.	Etude Minéralogique et texturale.....	236
3.1/.	Les encaissants et les altérations.....	236
3.2/.	Les textures.....	238
3.2.1/.	Distinctions entre quartz et opale-calcédoine	238
3.2.2/.	Le stockwerk.....	240
3.2.3/.	Les brèches.....	241
3.2.4/.	Les phénomènes d'épitaixie.....	248
3.3/.	Critères cinématiques et chronologie.....	249
3.3.1/.	Les épisodes tardifs.....	251
3.4/.	Les minéraux de gangue	251
3.5/.	Les minéraux métalliques	252
4/.	Discussion.....	256
4.1/.	Modèle de mise en place des veines minéralisées.	256
4.2/.	Place et origine des textures des veines de quartz du district de la zone des Dykes	258
4.3/.	L'évolution paragenétique	259
4.4/.	Synthèse	261
III Modèle de formation du gisement à Ag-Hg d'Imiter. Contraintes structurales et minéralogiques		
263		
1/.	Introduction	265
1.1/.	Présentation et historique de la mine	265

1.2/.	Le cadre géologique	266
1.2.1/.	Les unités lithologiques	267
1.2.2/.	Présentation des principaux corps minéralisés d'Imiter.....	271
1.3/.	Le contrôle structural de la minéralisation.....	271
1.4/.	La minéralisation.....	272
1.4.1/.	Le stade syngénétique et tectono-métamorphique	272
1.4.2/.	Le stade hydrothermal sulfuré précoce	272
1.4.3/.	Le stade épithermal argentifère.....	274
1.4.4/.	Le stade supergène	274
1.4.5/.	L'apport des inclusions fluides	275
1.4.6/.	Les études isotopiques	276
1.4.7/.	Les principaux modèles.....	276
2/.	Etude du gisement d'Imiter : apport des études structurale, texturale et minéralogique combinées	277
2.1/.	Géométrie des principaux corps minéralisés (<i>Note soumise aux C.R. Géoscience</i>)	277
3/.	Compléments d'étude : analyse microstructurale, texturale et chimique des différents événements minéralisateurs.....	296
3.1/.	L'épisode précoce sulfuré à métaux de base.....	296
3.2/.	Le stade dextre inverse à quartz +/- dolomite	298
3.2.1/.	Les textures dans les structures à pendages sud et nord	298
3.2.2/.	Les textures des veines plates	306
3.3/.	Le stade senestre normal à dolomite rose seule	310
3.4/.	Les minéraux métalliques	311
4/.	Discussion	319
4.1/.	La succession paragénétique	319
4.2/.	Synthèse	321
IV Etude structurale, texturale et minéralogique des veines de quartz du prospect de Thaghassa : contrôle structural et mode de formation, évolution d'un système magmatique-hydrothermal		323
1/.	Transition from magmatic to hydrothermal process: implications from progressive and continuous vein system formation within the Moroccan Anti-Atlas (article soumis à <i>Journal of Structural Geology</i>).....	325

Abstract.....	326
Keywords	326
1.1/. Introduction.....	326
1.2/. Geological Setting and previous works	327
1.3/. Multistage vein formation within the Thaghassa area	329
1.3.1/. Generalities	329
1.4/. Succession of events	331
1.4.1/. First event and syn-kinematic contact metamorphism related to granodiorite emplacement	331
1.4.2/. Aplite dike emplacement and induced metamorphism.....	332
1.4.3/. Quartz-feldspar vein with intermediate composition.....	335
1.4.4/. Striped foliation-vein	335
1.4.5/. Late events and secondary veinlet formation.....	341
1.5/. Geochemistry	342
1.6/. Discussion.....	344
1.6.1/. Main results.....	344
1.6.2/. Continuous model of formation from aplo-pegmatite stage to striped foliation- vein one	344
1.6.3/. General and regional implications	345
1.7/. Conclusions.....	349
Acknowledgements.....	350
References.....	350
2/. Compléments sur la métallogénie.....	354
2.1/. La minéralisation du stade à veines de quartz rubanées	354
2.2/. L'événement tardif : les veines à épidotes.....	359
2.2.1/. Les minéraux de gangue	359
2.2.2/. Les minéraux métalliques	360
3/. Discussion-Conclusion	362
3.1/. Evolution paragénetique de la minéralisation de Thaghassa	362
3.2/. Synthèse	364
Chapitre V : Conclusion-Discussion.....	367
1/. Structuration du complexe inférieur : la déformation majeure panafricaine	369
2/. Le complexe supérieur.....	371

2.1/.	Le volcanisme acide.....	371
2.2/.	L'apport de la géochimie pour la définition d'un contexte géodynamique	373
2.3/.	Les minéralisations	375
2.3.1/.	Le contrôle structural	375
2.3.2/.	Processus de formation des veines minéralisées et distribution des dépôts....	376
3/.	La tectonique tardive.....	378
	Bibliographie	383
	Liste des Figures	405
	Liste des Tables.....	427

Introduction

Préambule

APERÇU MYTHOLOGIQUE

Selon la mythologie grecque, les hautes terres de l'Atlas se seraient formées suite à la colère du Dieu de tous les Dieux : Zeus. En ces temps là, le fleuve Atlas, ayant donné son nom à l'Océan Atlantique, marquait vers l'ouest la fin du monde habité pour les Grecs. **Atlas**, fils du Titan Japet et de l'Océanide Clyméné et frère de Prométhée, Ménoïtios et Épiméthée, était un géant appartenant à la première génération des dieux. Avec ses frères, il combattit Zeus et, en punition de ce crime, fut condamné par ce dernier à porter le ciel sur ses épaules et relégué aux extrémités occidentales de la Terre, près du Jardin des Hespérides. On raconte aussi que le héros Persée, ayant essuyé un refus en lui demandant l'hospitalité, lui présenta la tête de Méduse et le géant fut alors pétrifié et changé en une montagne nommée "Atlas", sur laquelle, selon les Anciens, reposait la voûte céleste. Les traditions grecques situaient ainsi Atlas dans l'actuel Atlas marocain. Mais c'est à partir d'une légende racontée depuis le X^{ème} siècle que le mythe devint réalité. En ce temps, une caravane de pèlerins berbères égarés se serait arrêtée à Damas en Syrie. Bouleversés par la beauté des jardins de la cité et le parfum de la rose, ces pèlerins auraient recueilli quelques boutures pour les replanter dans leur région. Depuis, parmi les oueds et les seguias, sur les éboulis ou dans les plantations, d'innombrables bouquets de futaies fleuries s'épanouissent, d'avril à juin, entre bouleaux, dattiers, grenadiers et figuiers, tel un Jardin des Hespérides, le long des majestueuses vallées du Dadès et du M'Goun creusées dans l'Atlas marocain.

APERÇU HISTORIQUE

Bien que les plus anciennes traces de présence humaine soient rapportées à l'Acheuléen au Pléistocène moyen, le Maroc a vu ses premières populations se mettre en place entre le Paléolithique supérieur et le Néolithique, à la suite de migrations venues du nord ou de l'est, tels que l'attestent les dialectes différents (Tachelhit, Tamazight, Zenatya) apparentés à des parlers du Proche-Orient, du Sahara et de l'Afrique noire. Ces premiers habitants furent rapidement qualifiés de berbères (du latin *barbarus* : barbare) par les navigateurs grecs et les romains. Ces derniers ont en effet installé une importante colonie dont les plus importants vestiges se localisent à Volubilis (**figure 1**). Cette cité fut édifiée par les romains dès l'an 40 après Jésus-Christ pour contrôler la région nord-africaine qui fut ensuite peuplée par des grecs, berbères, juifs et marchands carthaginois.

C'est au VIII^{ème} siècle après Jésus Christ, coïncidant avec l'arrivée des Arabes, que cette civilisation va prendre l'ampleur qu'on lui connaît, assistée de la langue, l'écriture et de l'Islam. Ainsi, le premier royaume naquit à Fès, où Idriss I^{er}, proclamé par la population en 789, prêta le serment coranique de la Beia : pacte liant le Roi à son Peuple et le Peuple à son Roi. Par la suite, d'innombrables vagues d'immigrations en provenance de pays arabes ou d'Al Andalus ont peuplé les villes et les campagnes.

Le nom même de Maroc apparaît, semble-t-il, sous les Saâdiens, dynastie ayant régné de 1554 à 1659. Il serait le résultat de la contraction du nom de la ville de Marrakech, la principale de leurs capitales. Auparavant, pour désigner le Maroc, on parlait de *Maghrib al-Aqsa*, le pays du soleil couchant.

De nos jours, le Maroc appartient à l'union des pays du Maghreb. Le terme de Maghreb proviendrait de l'arabe *al-Djazirat al-Maghri* et désignerait la presqu'île du couchant. Il correspondrait en fait à la partie occidentale du vaste monde arabe comprise entre la Méditerranée, la partie occidentale du désert de Libye, le Sahara et l'Océan Atlantique. Bien que ce terme ait longtemps désigné le Maroc, l'Algérie et la Tunisie, il convient de lui rattacher depuis 1989, la Libye et la Mauritanie pour former l'Union du Maghreb Arabe (U.M.A) à laquelle s'intègre également le territoire contesté du Sahara-Occidental.

APERÇU GEOGRAPHIQUE

Le Maroc est l'état le plus occidental de l'Afrique du nord (**figure 1**). Il est limité à l'ouest par l'Océan Atlantique avec près de 3000 km de côtes, au nord par le détroit de Gibraltar et la Méditerranée avec près de 500 km de côtes, et n'est séparé du continent européen que par 14 km de mer. Le Maroc possède des frontières terrestres communes avec l'Espagne (12 km) au niveau des enclaves de Ceuta et Melilla, avec l'Algérie (*ca.* 1350 km), et enfin au-delà du Sahara-Occidental avec la Mauritanie (*ca.* 650 km). De ce fait, le Maroc appartient à la fois au monde méditerranéen, océanique et au monde saharien.

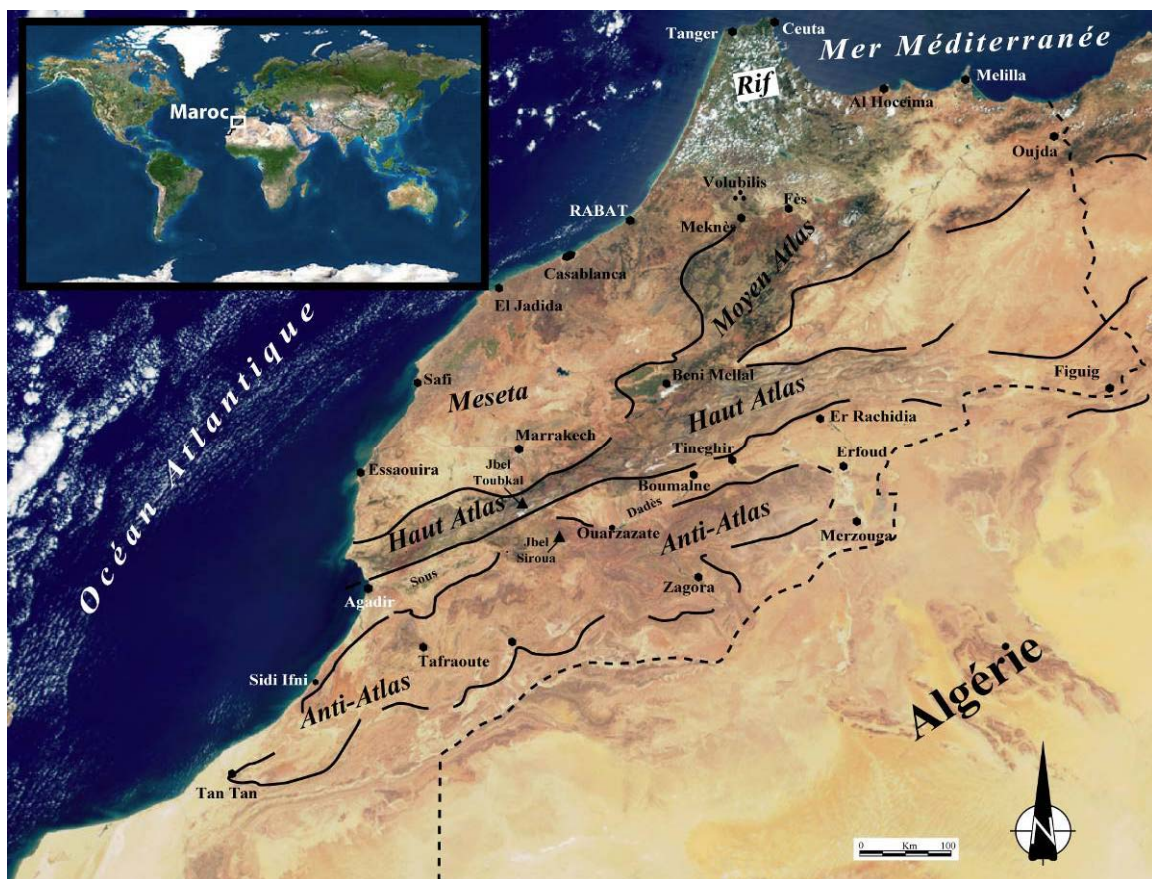


Figure 1: Situation géographique du Maroc au sein du continent africain.

C'est au Maroc, que l'on trouve les plaines les plus fertiles et les montagnes les plus hautes de l'Afrique du nord. Le relief est marqué par deux grands systèmes : le Rif et le domaine Atlasique s'étalant jusqu'en Tunisie.

Les rivages méditerranéens sont dominés par le Rif, une chaîne montagneuse culminant à 2450 m au Jbel Tidirhine. Au sud, une dépression, la trouée de Taza, sépare le Rif de la chaîne plissée du Moyen-Atlas, qui dépasse les 3000 m, tandis que plus à l'ouest, un plateau

central réalise la transition avec de riches plaines côtières qui sont autant de foyers de peuplement. La chaîne du Haut-Atlas orientée ENE-WSW culmine à 4165 m au niveau du Jbel Toubkal au sud de Marrakech. Elle s'étend depuis la Tunisie et se prolonge jusqu'à l'Atlantique. Elle sépare ainsi le Maroc en deux domaines et constitue la porte du désert. La plus méridionale des chaînes de montagnes marocaines est l'Anti-Atlas, culminant à plus de 3300 m au niveau du Jbel Siroua. Ce massif accidenté, également orienté *c.a.* N070°E, est constitué des formations rocheuses parmi les plus anciennes du Maroc et de l'Afrique de l'ouest en général, ainsi que de "montagnes" jeunes tel le massif volcanique du Siroua. Il sépare les plateaux et les plaines vertes et fertiles du Sous ou du Dadès, des oueds asséchés et des terres arides du Sahara (**figure 1**).

Problématique de l'étude

Cette étude s'inscrit dans le cadre de l'action intégrée franco-marocaine n° 222/STU/00 et en collaboration avec les sociétés Reminex et SMI (Société Métallurgique d'Imiter / Managem) du pôle Mines et Matériaux de Construction du Groupe marocain ONA (Omnium Nord Africain).

Les caractéristiques des minéralisations génétiquement associées à des contextes volcaniques sont assez bien connues dans les chaînes de montagnes récentes telles que la Cordillère des Andes (Cabello 1986, Fletcher *et al.* 1989, Francis *et al.* 1983), l'arc Carpatho-Balkanique (Bogdanov *et al.* 1997, De Boorder *et al.* 1998) ou l'Asie du sud-est et une partie de la Mélanésie (Meinert *et al.* 1997, Reyes 1990, Rubin *et al.* 1997). Ces régions sont réputées pour leurs gisements d'or et d'argent de type porphyre et épithermal (**figure 2**).

C'est Lindgren (1933) qui a défini les gisements épithermaux comme étant formés à des profondeurs relativement faibles (1 – 3 km) dans un environnement de basse température généralement inférieure à 300°C. Plus récemment, ces gisements ont été classés selon 2 catégories en fonction de leur minéralogie et du type d'altération (Hedenquist et R. Antonio. 2000, Henley 1985, White et Hedenquist 1990, White et Hedenquist 1995).

- *Les dépôts de type « high sulfidation » ou épithermal acide sont formés par des fluides relativement acides et oxydés dans un environnement magmatique (**figure 3**). En effet, le terme « high sulfidation » fait référence à une paragenèse typique observée dans la plupart de ces gisements. Elle est constituée de quartz / kaolinite / pyrophyllite-diaspore / alunite pour la gangue et de pyrite / énargite / luzonite et or natif pour la minéralisation. Cette paragenèse caractérise des minéraux qui se forment dans des conditions de fugacité d'oxygène élevées. Ce type de gisement se forme généralement à l'aplomb de sources magmatiques (**figure 3**) où ils sont fréquemment associés à des gisements de type porphyre (Heinrich *et al.* 2004, Sillitoe 1973, Sillitoe 2000). La minéralisation est fréquemment disséminée dans l'encaissant altéré ou bien localisée dans des veines diffuses.*

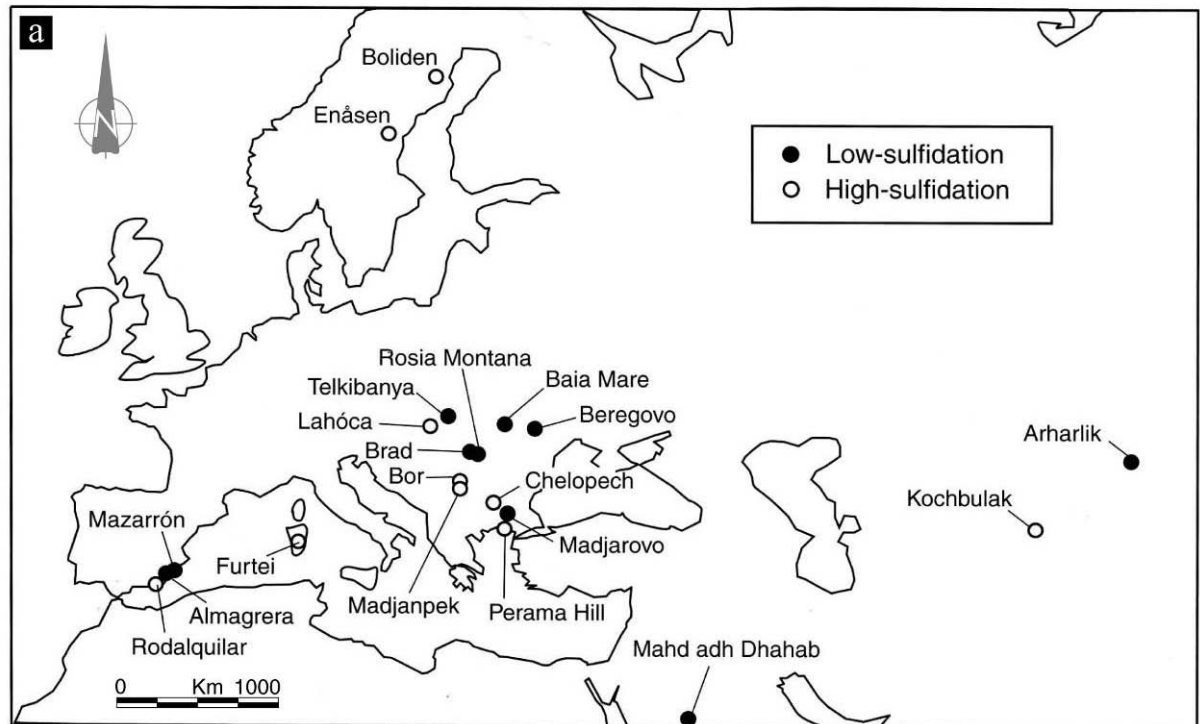
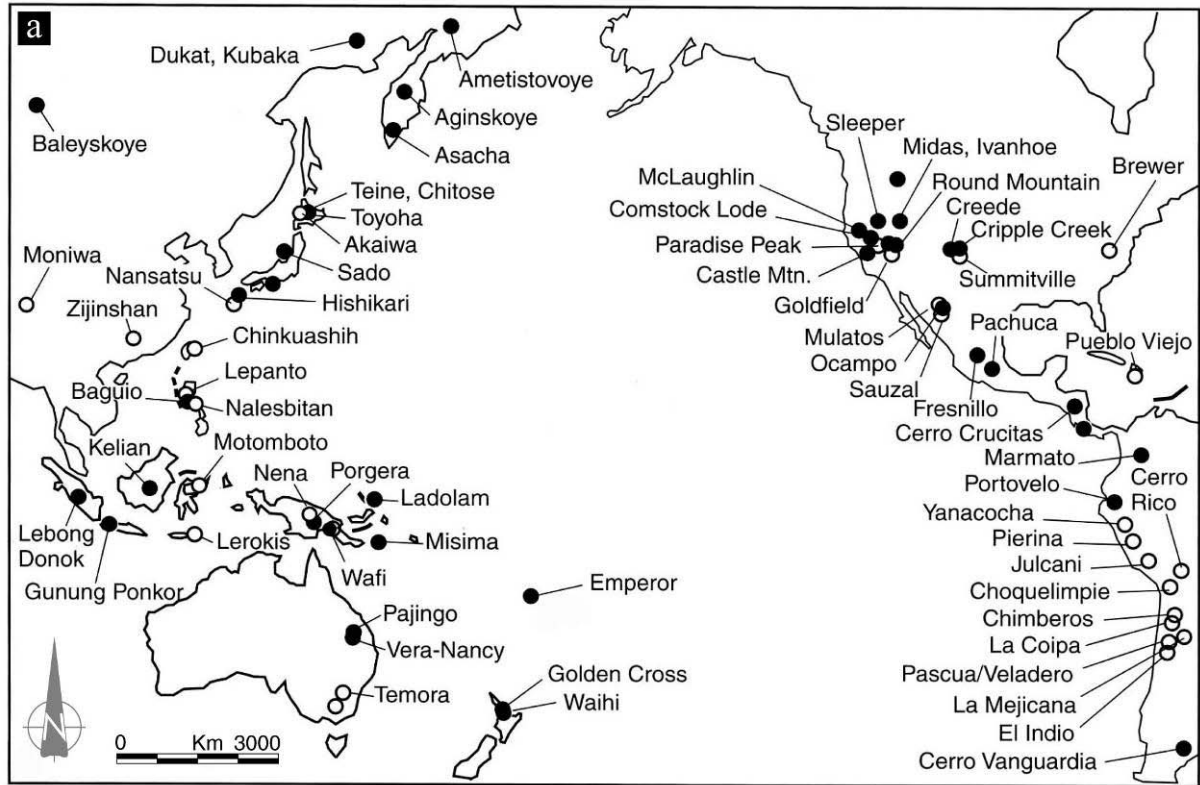


Figure 2 : Distribution des principaux gisements de type épithermal acide « high sulfidation » et neutre « low sulfidation » : a) Sur la ceinture de feu péri-Pacifique et b) En Europe Centrale (Hedenquist et R. Antonio. 2000).

- Les dépôts de type « adularia-séricite », « low sulfidation » ou encore épithermal neutre se forment dans une position nettement plus distale par rapport à la source magmatique (**figure 3**). La paragenèse associée caractérise des dépôts de bas degrés d'oxydation dont les principaux minéraux sont la pyrite, la sphalérite, la chalcopryrite, la pyrrotite et l'électrum pour la minéralisation et le quartz, le carbonate (Ca-Mn) et l'adulaire pour la gangue. Ces phases sont censées se déposer à partir d'un fluide de pH neutre fortement contaminé par les circulations météoriques et se forment en position distale par rapport au système volcanique source. Les corps minéralisés sont fréquemment des veines verticales de puissance métrique.

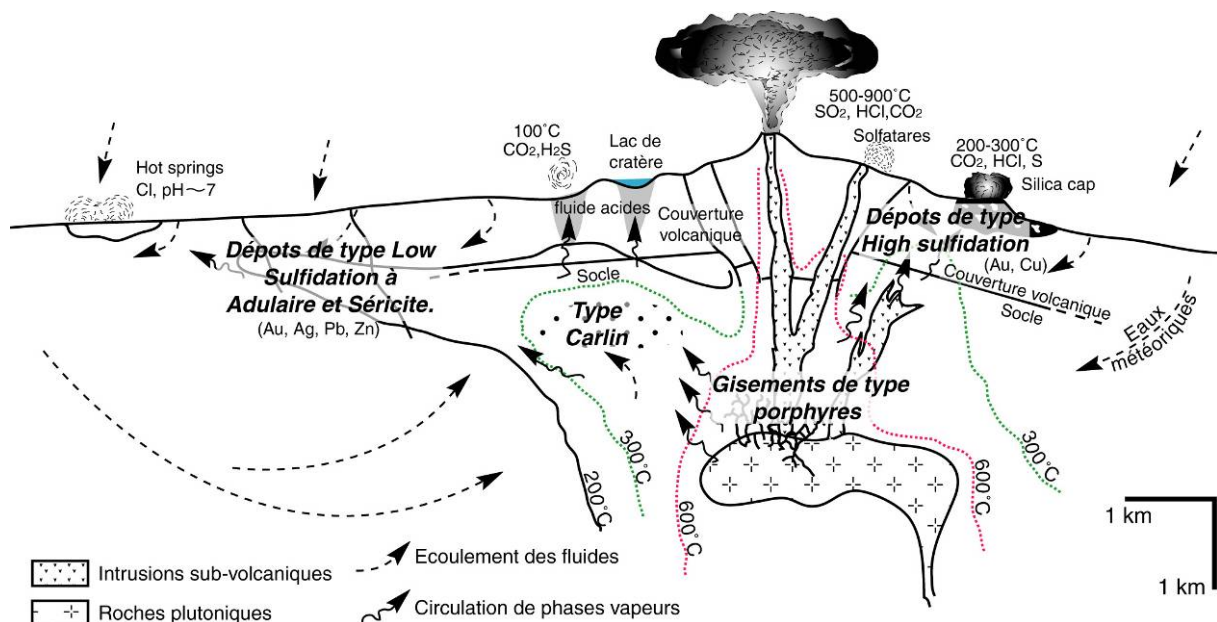


Figure 3 : Modèle schématique proposant les relations génétiques entre les gisements de type porphyre et épithermaux acide et neutre (Hedenquist et Lowenstern 1994, Hedenquist et R. Antonio. 2000).

De nombreux travaux ont été consacrés à la caractérisation minéralogique et géochimique (étude des altérations) de ces 2 types de gisement à partir d'exemples récents, surtout localisés sur le pourtour de l'Océan Pacifique ou en Europe de l'Est (e.g. Dube *et al.* 1998, Eilu *et al.* 2003, Levresse *et al.* 2004, Sundblad 2003, Turner *et al.* 2001, Zhou *et al.* 2002, **figure 2**). Cependant, peu d'études se sont intéressées **i**) aux gisements de ce type dans les chaînes anciennes (e.g., Levresse 2001), **ii**) à la détermination des processus de formation des veines

en terme de relations géométrie – mode d’ouverture – remplissage des veines (Chauvet *et al.*, 1999, Chauvet *et al.*, (soumis), Cassard *et al.*, 2000), **iii**) aux relations avec la nature et la dynamique de mise en place des roches volcaniques et/ou plutoniques associées et **iv**) aux relations avec le contexte géologique régional. De surcroît, parce que les gisements anciens se rencontrent dans des régions qui ont été le plus souvent déformées par des épisodes orogéniques postérieurs à la mise en place des minéralisations, les processus de formation n’ont pas toujours été bien compris et intégrés dans un schéma d’ensemble à l’échelle de la province métallogénique.

Ainsi, notre travail repose sur l’étude de la boutonnière précambrienne du Jbel Saghro, dans l’Anti-Atlas oriental marocain reconnu pour sa complexité structurale et ses nombreux gisements à Au, Ag, Cu... dont certains sont ou ont été exploités. Elle se propose de définir, à travers une approche pluridisciplinaire, le cadre général et géodynamique de formation des minéralisations Au-Ag du Jbel Saghro, en se basant sur les relations spatiales et temporelles entre gisements ou indices et les épisodes volcaniques et magmatiques précambriens. L’intérêt de ce travail a été principalement suscité par l’origine controversée de ces différents gisements et la volonté de mettre en évidence une éventuelle liaison génétique entre les dépôts de type épithermal et les intrusions magmatiques (porphyres). L’objectif premier est d’essayer de proposer un schéma d’évolution tectonique et métallogénique de ce secteur, pour lequel peu de travaux synthétiques sont disponibles. Des retombées significatives sur les campagnes d’exploration et sur les exploitations actuelles de certains secteurs sont également espérées. Quatre secteurs minéralisés seront analysés en détail :

- le prospect épithermal à Au-Te-Ag et tourmalines de Kelâa M’Gouna ;
- le prospect épithermal à Au-Ag de la Zone des Dykes ;
- le gisement épithermal à Ag-Hg d’Imiter de classe mondiale ;
- le prospect de Thaghassa localisé dans le cœur du Saghro, non loin de l’ancien gisement de type mésothermal à Au-Cu-Zn de Tiouit.

Afin de mettre en évidence les évènements tectoniques panafricains réputés antérieurs aux minéralisations du Jbel Saghro et donc un éventuel rôle d’une pré-structuration sur la mise en place des veines minéralisées, une étude structurale et microstructurale des déformations ductiles, s’appuyant fortement sur de nombreuses campagnes de terrain et des analyses en laboratoire, a été réalisée.

Ce travail est divisé en 5 chapitres :

Le chapitre I présente les grands traits de la chaîne panafricaine autour du Craton Ouest Africain. Nous insisterons sur la place et l'évolution de l'Anti-Atlas dans l'évolution de cette chaîne et présenterons les grandes unités lithostructurales de ce massif.

Le chapitre II est consacré au Jbel Saghro. Il se propose de décrire le schéma structural fondé en partie sur l'analyse de scènes satellitaires et de redéfinir la nomenclature lithostratigraphique des formations précambriennes.

Le chapitre III caractérise la déformation ductile majeure observée dans le Jbel Saghro.

Enfin le **chapitre IV**, le plus volumineux, se décompose en deux parties : La première s'intéresse au volcanisme et au plutonisme acide et propose un modèle caldérique de mise en place pour l'important champ ignimbritique anti-atlasique à travers un site d'étude caractéristique localisé dans le district de Kelâa M'Gouna. La seconde partie propose une étude structurale et métallogénique des secteurs minéralisés présentés ci-dessus, à savoir : Kelâa M'Gouna, la Zone des Dykes, Imiter et Thaghassa.

Une synthèse et une discussion des principaux résultats formeront la **Conclusion Discussion** de cette thèse.

Chapitre I : Contexte Géologique

Présentation du Craton Ouest Africain

Place de l'Anti-Atlas Marocain et du Jbel Saghro dans l'Orogène Panafricain

1/. INTRODUCTION

Depuis la fin des temps protérozoïques, le sud du Maroc est connecté au Craton Ouest Africain (**figures I-1, I-2 & I-3**). Ce craton occupant la presque quasi-totalité de l'Afrique Occidentale est constitué de formations (roches vertes, granitoïdes et sédiments détritiques), dont certaines comptent parmi les plus anciennes de notre planète (Archéen : *ca.* 2,3 Ga, **figure I.1**).

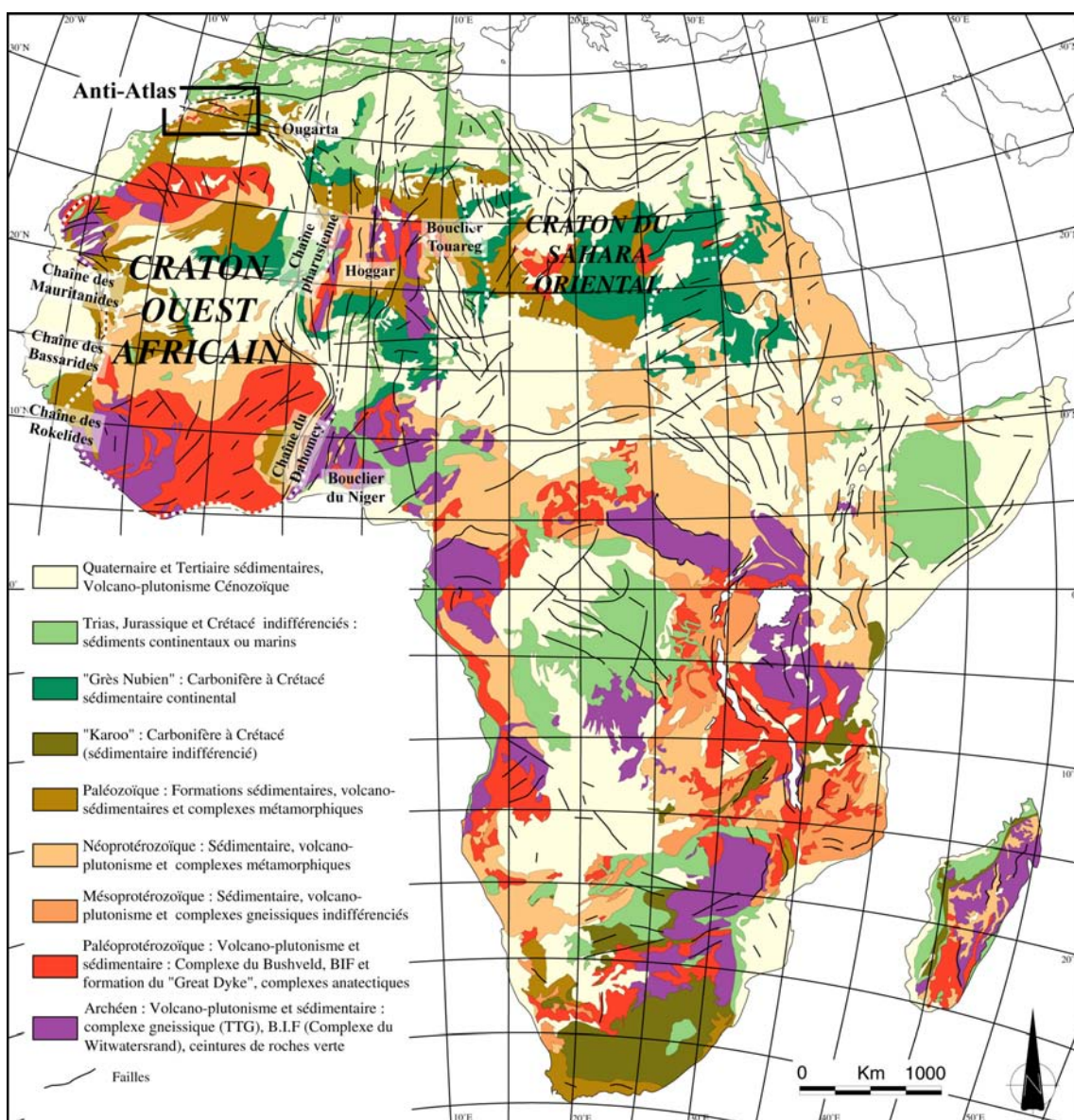


Figure I-1 : Carte géologique simplifiée du continent africain modifiée (Milesi et al., 2004).

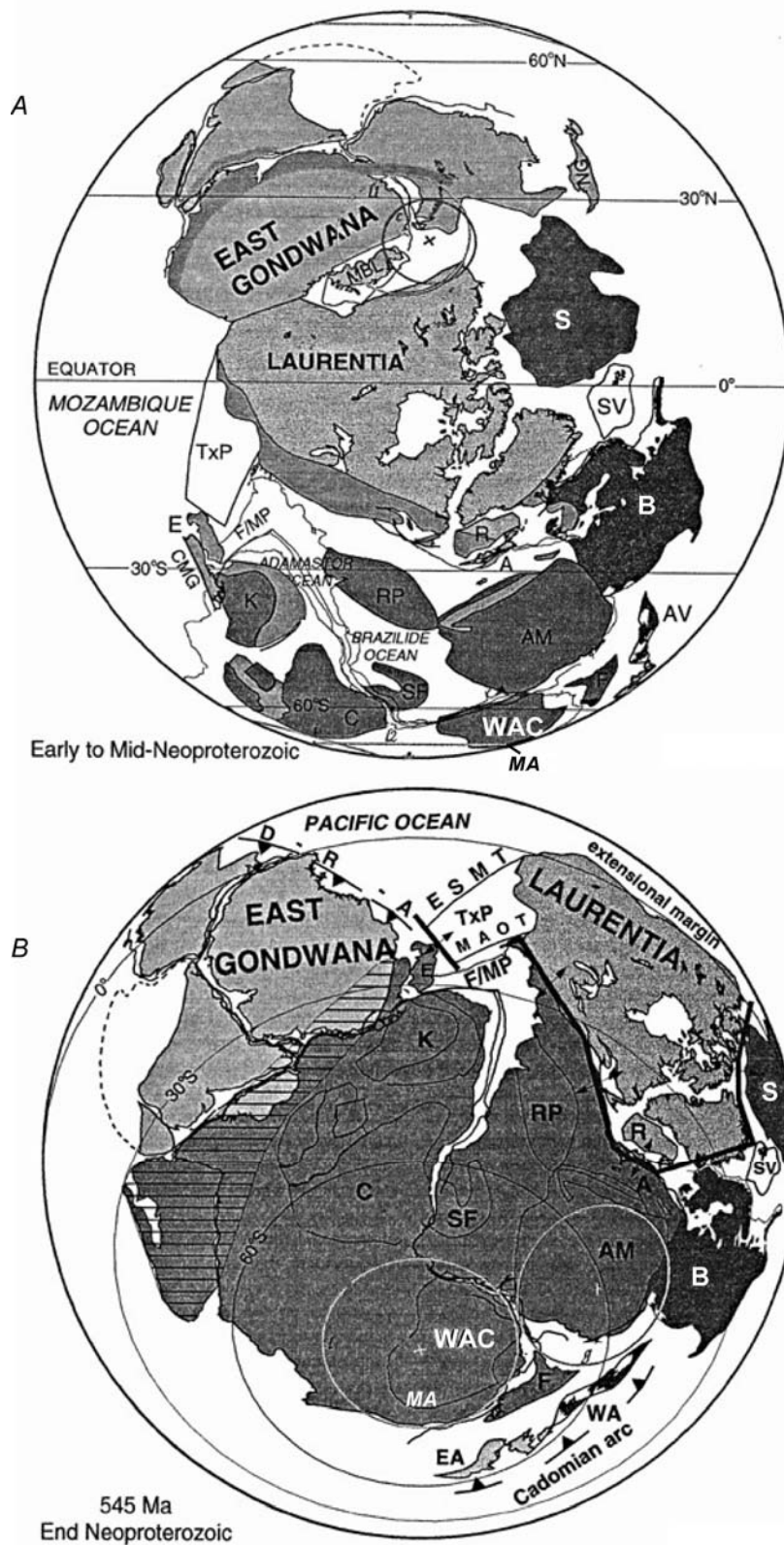


Figure I-2 : Reconstruction paléogéographique et géodynamique des supercontinents hypothétiques [A] Rodinia, il y a 1 Ga et [B] Panotia à la transition Paléozoïque - Précambrien (d'après Dalziel, 1997). A: Arequipa; AM: Amazonian Craton; AV: Avalonia; B: Baltica; C: Congo Craton; CMG: East Antarctica; E: Ellsworth-Whitmore mountains block; EA: East Avalonia; ESMP: hypothetical Ellsworth-Sonora-mojave transform; F: Florida; F/M/P: Falkland-Malvinas plateau; K: Kalahari Craton; MA: Position du Sud Maroc; MAOT: hypothetical Malvinas-Alabama-Oklahoma transform; MBL: Marie Byrd Land; NG: New Guinea; R: Rockall plateau; RP: Rio de la Plata Craton; S: Siberia; SF: São Francisco Craton; SV: Svalbard block; TxP: hypothetical Texas plateau; WA: West Avalonia; WAC: West African Craton.

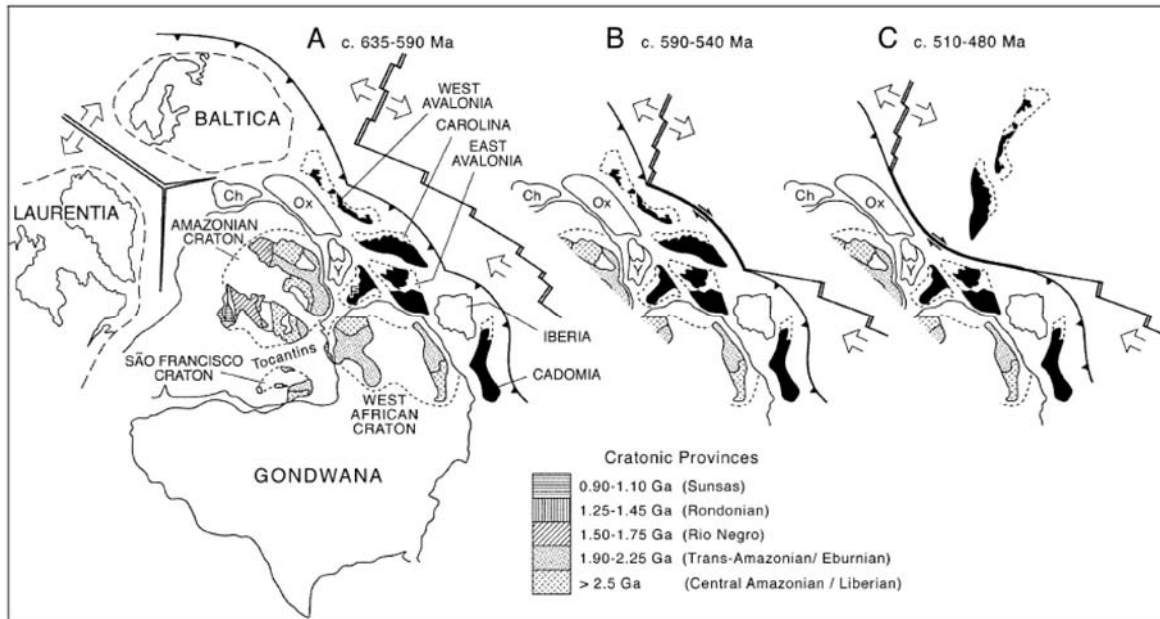


Figure I-3 : Reconstitution paléogéographique des continents Avalonia et des terrains péri-gondwaniens (Nance et al., 2002). (A) Au Néoprotérozoïque supérieur, une importante subduction a lieu en périphérie du Gondwana (ca. 635-590 Ma). (B) Au Néoprotérozoïque tardif (590-540 Ma), subduction d'une ride océanique et mise en place d'une faille transformante continentale. (C) Au Paléozoïque inférieur, séparation des micro-continentes Carolina et West Avalonia lors d'une phase de rifting continental. (Ch: Chortis block, Ox, Oaxaquia, Y: Yucatan block, F: Florida).

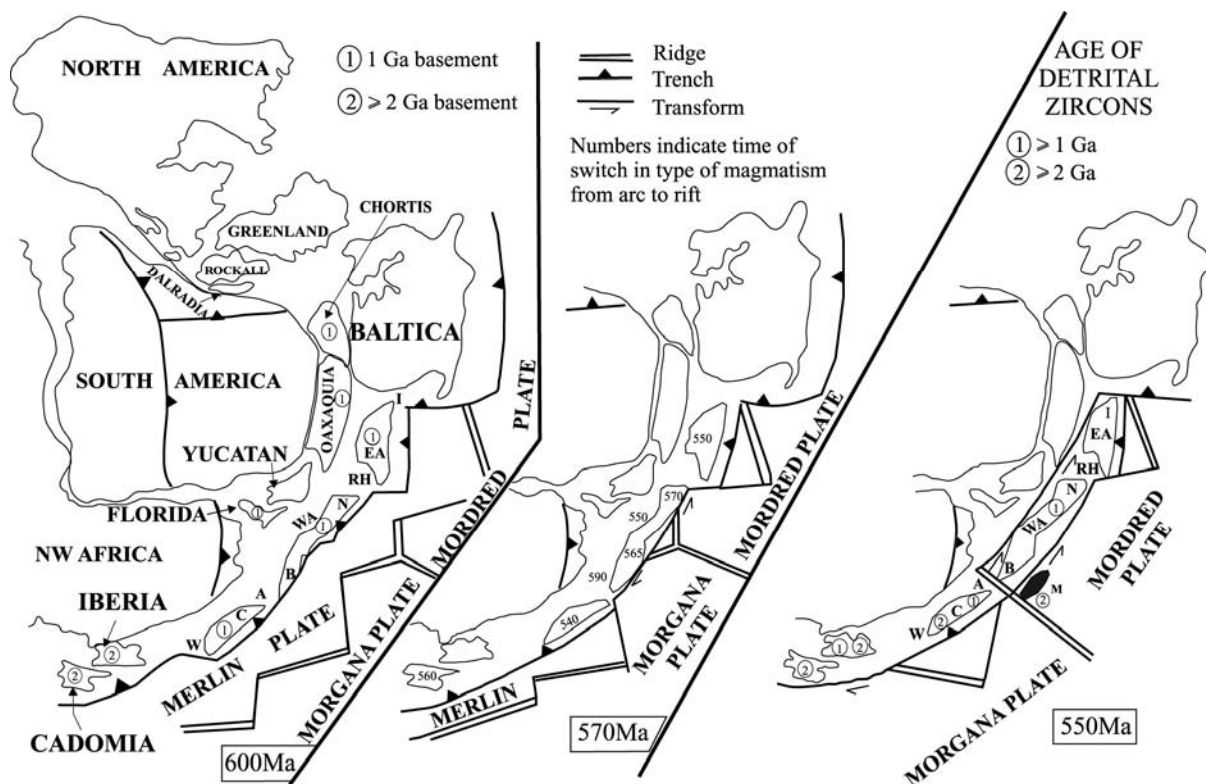


Figure I-4 : Reconstitution paléogéographique des terrains péri-gondwaniens au Néoprotérozoïque supérieur (Keppie et al., 2003). (C: Carolina, EA: East Avalonia, G: Gander terrane, M: Meguma terrane, WA: West Avalonia).

Depuis que le concept de la tectonique des plaques a été proposé et que les méthodes d'étude du paléomagnétisme sont devenues des outils indispensables à la compréhension de l'évolution géodynamique de ces 500 derniers millions d'années, de nombreux modèles paléogéographiques et géodynamiques évolutifs ont été proposés. Malheureusement, les études proposées sur les roches plus anciennes sont peu nombreuses, et la majorité a été réalisée sur les continents Nord-Américain ou Nord-Européen. Malgré tout, plusieurs auteurs ont proposé des modèles de reconstruction paléogéographique et géodynamique en y intégrant la place du Craton Ouest Africain (**figures I-2 à I-4**). Le manque de données fiables est probablement à l'origine des nombreux sujets de discorde ayant trait à l'évolution de la périphérie du Craton Ouest Africain au Néoprotérozoïque, notamment sur son rebord septentrional où le Maroc avec les micro-continentes Avalonia et Cadomia, constituait la marge du paléo-continent Gondwana (Ennih et Liégeois, 2001; Hefferan *et al.*, 2000).

2/. LES CEINTURES OROGENIQUES PANAFRICAINES DE L'AFRIQUE NORD-OCCIDENTALE

Les ceintures orogéniques panafricaines constituent les segments majeurs du vaste orogène Néoprotérozoïque, également appelé Panafricain et daté entre *ca.* 725 et 550-500 Ma (**figure I-5**).

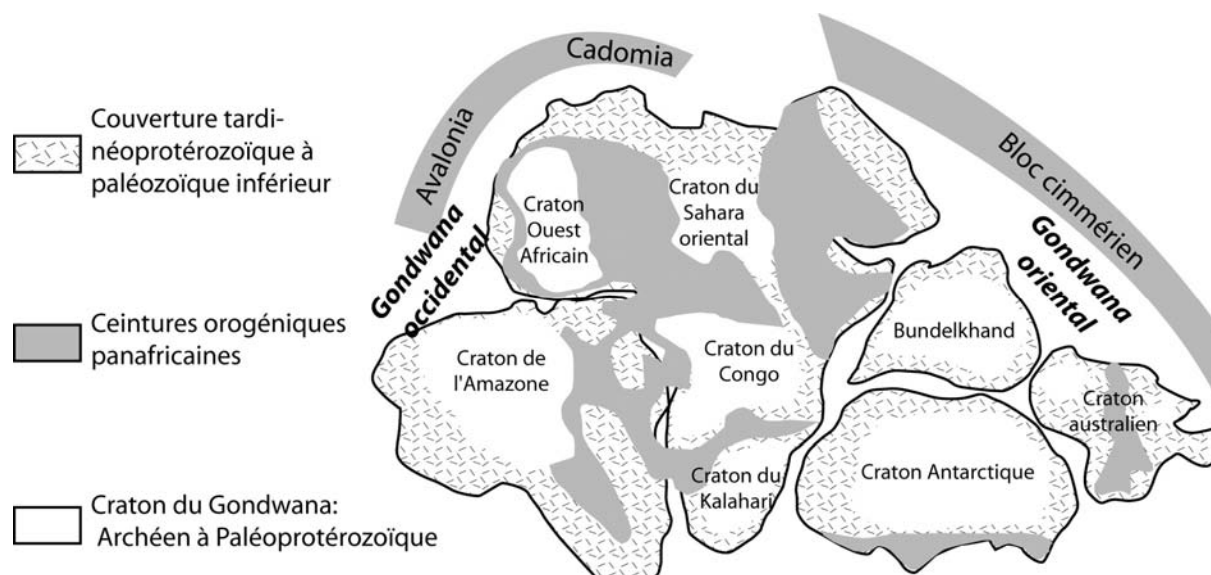


Figure I-5 : Reconstruction du Gondwana à la fin du Néoprotérozoïque et localisation des grandes ceintures orogéniques panafricaines (modifié, Unrug, 1997).

Elles s'étendent du Nord-Ouest de l'Afrique jusqu'au bouclier Arabo-Nubien et du Brésil jusqu'en Afrique centrale. Des témoins sont également signalés en Europe et en Amérique du Nord (Black *et al.*, 1979; Caby, 2003; Caby et Leblanc, 1973; Caby et Monie, 2003; Choubert et Faure-Muret, 1980 ; Dalziel, 1997; Ennih et Liégeois, 2001; Hefferan *et al.*, 2002; Hefferan *et al.*, 2000; Leblanc et Lancelot, 1980; Liegeois *et al.*, 2003; Nance et Murphy, 1994; Nance *et al.*, 2002; Rogers *et al.*, 1995; Saquaque *et al.*, 1989b ; Trompette, 1997; Unrug, 1997; Villeneuve et Cornee, 1994; Villeneuve et Dallmeyer, 1987). Dans l'Ouest de l'Afrique, l'orogène panafricain a laissé de nombreux témoins. On distingue ainsi à l'est et au nord, les ceintures orogéniques du Dahomey, de Gourma, Pharusienne-Touareg, de l'Ougarta et de l'Anti-Atlas, et à l'ouest, les ceintures Mauritaniennes, Bassarides et Rokelides (**figure I-1**). Toutes ces ceintures sont le résultat d'une succession de collisions continentales, d'accrétions d'arcs ou d'amalgames de terrains de nature variée, localisés en périphérie du Craton Ouest Africain.

3/. EVOLUTION DE L'OROGENE PANAFRICAIN EN AFRIQUE OCCIDENTALE

Plusieurs phases de collisions et d'extension caractérisent l'évolution de l'orogène panafricain (**figure I-6**) dont les phases majeures de collision interviendraient entre 700 et 600 Ma et feraient suite à la disparition progressive par subduction de domaines océaniques et continentaux (Caby, 2003; Caby et Leblanc, 1973; Caby et Monie, 2003; Clauer et Leblanc, 1975, Thomas, 2002 #317, Villeneuve, 1994 #568; Ennih et Liégeois, 2001; Hefferan *et al.*, 2000; Leblanc et Lancelot, 1980; Saquaque *et al.*, 1989b; Villeneuve et Dallmeyer, 1987).

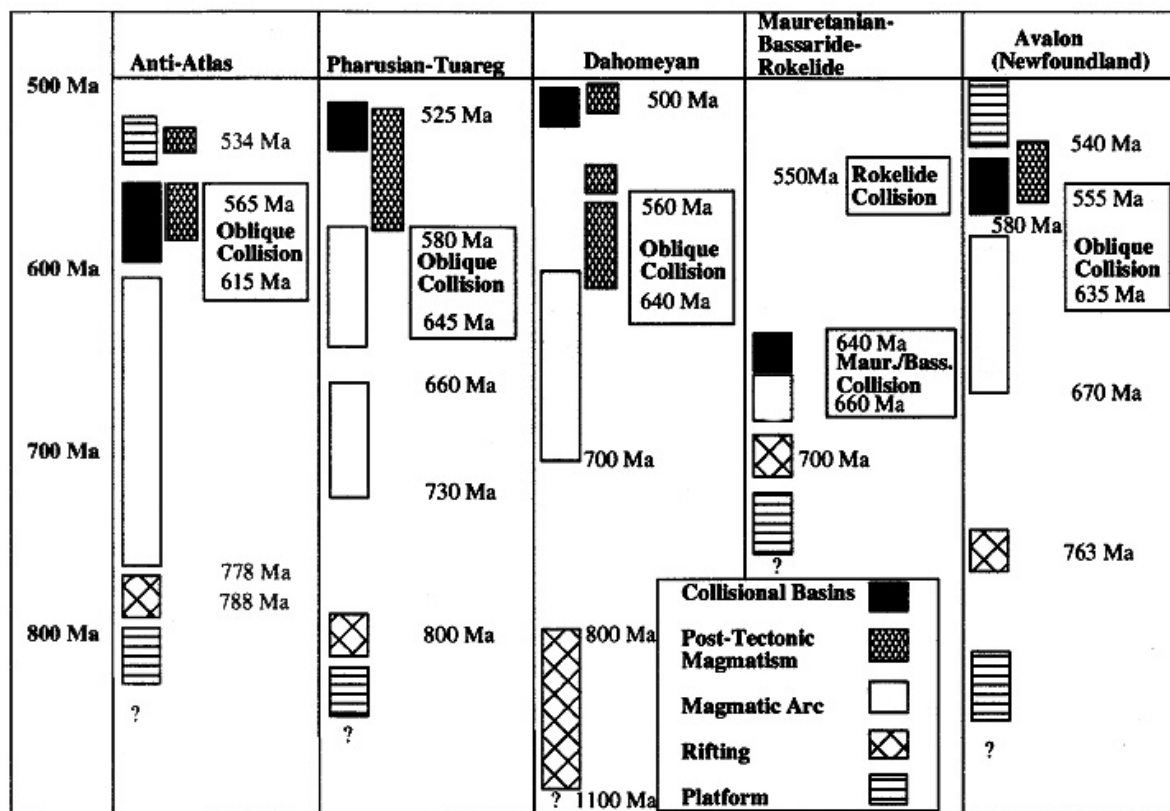


Figure I-6 : Corrélations tectoniques des différents orogènes panafricains localisés en périphérie du Craton Ouest Africain et en Avalonia (Hefferan et al., 2000).

3.1/.La phase de rifting anté-panafricaine du Craton Ouest Africain (ca. 1.1–0,7 Ga)

Entre 1,1 et 0,9 Ga, le pourtour du Craton Ouest Africain évolue comme une marge passive sur laquelle viennent se déposer des séquences de plates-formes carbonatées et une importante série silicoclastique (Black *et al.*, 1979; Caby, 2003; Clauer et Leblanc, 1975; Hefferan *et al.*, 2000; Thomas *et al.*, 2002; Villeneuve et Dallmeyer, 1987). Entre 900 et 700 Ma, la phase d’extension atteint son paroxysme et engendre la formation de bassins et de croûte océanique. Dans le Hoggar, la mise en place d’intrusions ultramafiques et gabbroïques est estimée à 900-800 Ma (Black *et al.*, 1979; Caby, 2003). La phase de rifting semble en revanche être plus ancienne (ca. 1,1 Ga) dans la chaîne du Dahomey, avec l’instauration d’un bassin océanique vers 900 Ma (Hefferan *et al.*, 2000). A l’Ouest, dans les chaînes mauritaniennes et bassarides, Villeneuve et Dallmeyer (1987) ont proposé une phase de rifting océanique vers 700 Ma. Enfin, dans l’Anti-Atlas, sur le rebord nord du Craton Ouest Africain, les ophiolites de Bou Azzer ont été datées entre 740 et 790 Ma (Clauer et Leblanc, 1975; Thomas *et al.*, 2002).

Dès la fin du Néoprotérozoïque, durant l'orogénèse panafricaine, ces bassins océaniques qui encerclent le Craton Ouest Africain de manière analogue aux équivalents modernes tels que l'Antarctique ou l'Afrique, se referment et génèrent le développement de vastes zones de sutures.

3.2/.La tectonique panafricaine à la périphérie du Craton Ouest Africain (ca 700-540 Ma)

Cinq grandes aires de sutures panafricaines ont été définies autour du Craton Ouest Africain (**figure I-1**). On distingue les chaînes de Bassarides-Rokelides-Mauritanides, du Dahomey, du Hoggar, de l'Ougarta et de l'Anti-Atlas. Ce paragraphe propose une brève description des différents épisodes tectono-métamorphiques des quatre premières chaînes. L'évolution géodynamique de l'Anti-Atlas marocain sera traitée plus en détails dans le paragraphe suivant.

3.2.1/. Les chaînes Bassarides-Rokelides et Mauritanides de la marge occidentale

Dans les chaînes des Bassarides et Mauritanides (**figure I-6**), et consécutivement à la mise en place d'une croûte océanique, le premier stade orogénique se caractérise par l'instauration d'une zone de subduction dont le plan serait penté vers l'ouest (**figure I-7**). Cette subduction est à l'origine d'un magmatisme d'arc d'affinité calco-alkaline daté à 680-660 Ma (Villeneuve et Cornee, 1994; Villeneuve et Dallmeyer, 1987). Par la suite, la fermeture de ce domaine océanique provoque la collision entre le Craton Ouest Africain et un bloc (ou arc ?) dit sénégalais, entre 660 et 640 Ma, générant un métamorphisme de faciès schiste vert à amphibolite, qui toutefois, aurait pu être partiellement acquis au cours de la subduction (Hefferan *et al.*, 2000 ; Trompette, 1997; Villeneuve et Cornee, 1994). Un ultime événement tectonique localisé dans les Rokelides (*ca.* 550 Ma) se serait produit en réponse à la fermeture d'un graben intracontinental, formé peu avant 550 Ma (Villeneuve et Cornee, 1994).

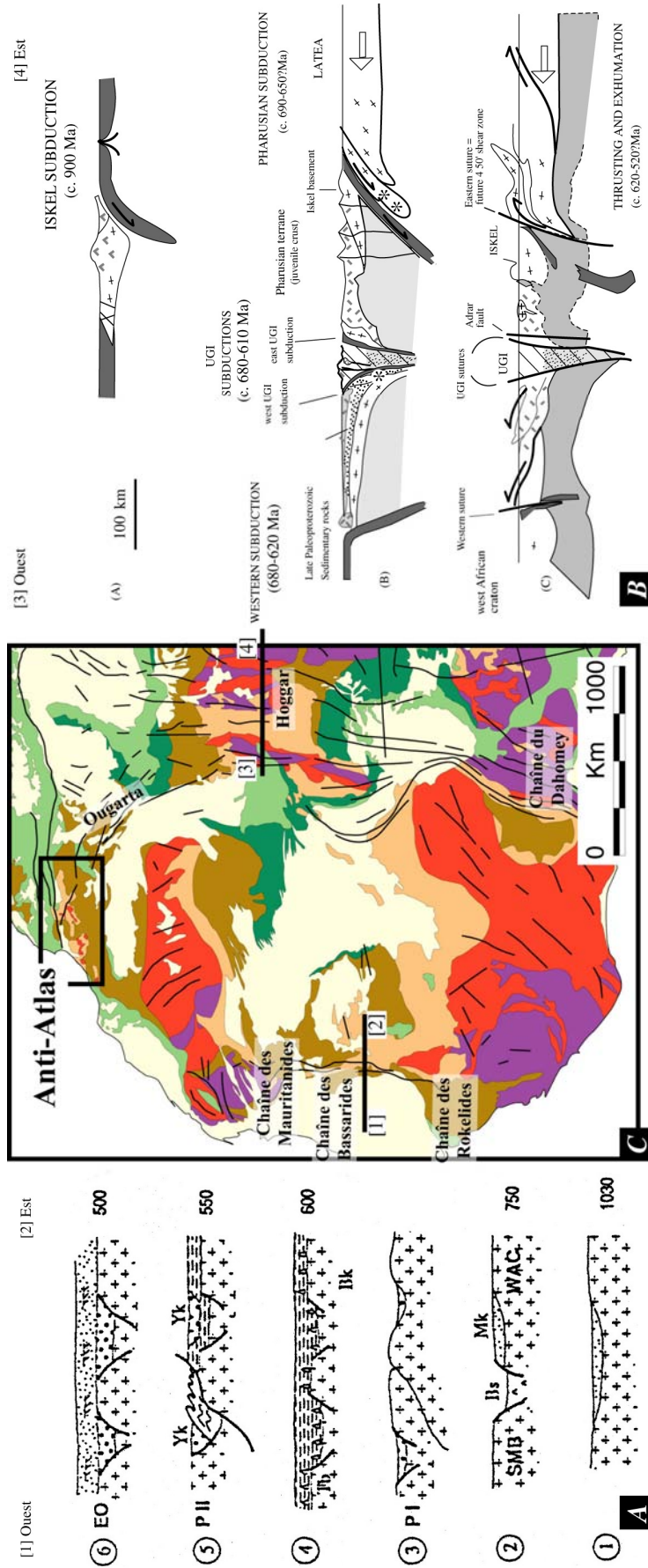


Figure 1-7 : [A] Coupes schématiques montrant l'évolution géodynamique de la chaîne panafricaine des Mauritanides-Bassarides (Villeneuve et Cornée, 1994): 1, Formation de bassins intracontinentaux; 2, Ouverture du rift des Bassarides (Bs); 3, Fermeture de la mer Mauritanide = phase panafricaine 1 (P.1); 4, Formation des grabens d'âge Néoproterozoïque supérieur à Cambrien inférieur; 5, Fermeture du système de grabens intracontinentaux = phase panafricaine 2 (P.2), 6, Dépôts des sédiments ordoviciens. WAC: West African Craton; SMB: Senegalese blocks; Yk: Youkounoun basin; Tb: Taban basin; Bk: Bakoye basin; Mk: Medina-kouta basin. [B] Schémas évolutifs reconstituant l'évolution de l'orogène panafricain dans le Hoggar central / occidental (Caby, 2003); (A) Subduction océanique sous le bloc d'Iskel (900-850 Ma); (B) Premiers stades de fermeture océanique et de collision. Genèse d'un métamorphisme de HP-BT (700-620 Ma); (C) Stades ultimes de collision et d'exhumation syn-tectonique (620-580 Ma); UGI = Unité Granulitique des Iforas [C] Positionnement des coupes au niveau du Craton Ouest Africain

3.2.2/. La chaîne du Dahomey

Vers 700-600 Ma, une subduction dirigée vers l'est, sous le Bouclier du Niger a également généré un arc magmatique de type calco-alcalin (Villeneuve et Cornée, 1994). L'évolution de cette subduction, donnant lieu à la collision entre le Craton Ouest Africain et le Bouclier du Niger, produisit un important chevauchement, vers l'ouest, dans lequel des écaillés d'ophiolites sont observées. Cette phase de collision estimée vers 640-560 Ma (**figure I-6**) est accompagnée d'un magmatisme syn- à tardi-tectonique et assistée d'un important système de shear-zones décrochantes à cinématique dextre se poursuivant jusque dans le Hoggar (Hefferan *et al.*, 2000; Villeneuve et Cornée, 1994).

3.2.3/. La chaîne pharusienne-touareg

Localisée sur le rebord oriental du Craton Ouest Africain, la chaîne pharuso-touareg est à l'origine de la structuration actuelle du massif du Hoggar. Trois événements tectoniques majeurs ont affecté cette région (**figures I-7b et c** ; (Black *et al.*, 1979; Caby, 2003; Caby et Leblanc, 1973; Caby et Monie, 2003; Liegeois *et al.*, 2003)). **Stade i : 900 Ma**) Après une phase de distension Méso à Néoprotérozoïque inférieur, un arc magmatique s'est formé vers 900 Ma, dans l'Est du Hoggar, à l'aplomb de lanières de croûte continentale paléoprotérozoïque et sous les effets d'une subduction dirigée vers l'ouest. **Stade ii : 700-620 Ma**) A l'Est, le bouclier Touareg entre en collision avec le bloc LATEA dans un climat métamorphique de HP-BT (LATEA : Laouni, Azrou-n-Fad, Tefedest, Egéré-Aleksod). Dans l'Ouest, une succession de petits arcs intraocéaniques formés par subduction à pendage est, viennent « collider » le bouclier Touareg. Ces subductions océaniques évoluant vers une subduction continentale, génèrent également, dans cette partie du Hoggar, des roches de HP-BT formées dans un faciès métamorphique de type schiste-bleu ou éclogite. **Stade iii : (620-580 Ma)** Ce stade attribué à la collision du Craton Ouest Africain avec le bouclier Touareg est marqué par le développement de chevauchements dirigés vers l'est et la mise en place de plutons syn à tardi-cinématiques. Des déplacements horizontaux accommodent également

cette déformation, le long de vastes shear-zones N-S dextres et senestres. Lors de cette phase de collision, les roches de HP-BT sont progressivement exhumées.

3.2.4/. Les lambeaux de la chaîne de l'Ougarta

Localisée dans l'Ouest du Sahara algérien, cette chaîne décrite par (Kurek et Priedl, 1987) est en majeure partie masquée par une importante couverture paléozoïque et mésozoïque. Malgré cela, là encore, un épisode de subduction daté à moins de 685 Ma est supposé avoir eu lieu. Le stade final de collision est lui estimé vers 600 Ma. Puis entre 600 et 500 Ma, un important volcanisme acide et intermédiaire (rhyolites, dacites, andésites) aurait pris place (Dostal *et al.*, 2002; Kurek et Priedl, 1987 ; Villeneuve et Cornée, 1994).

3.2.5/. Le Néoprotérozoïque en bordure nord du Craton Ouest Africain : connexion avec les blocs Cadomia et Avalonia

Les reconstructions paléogéographiques du Gondwana intégrant la place de la Cadomia et de l'Avalonia à la fin du Protérozoïque (**figures I-2 à 4**) ainsi que les études pétro-structurales mettent en évidence de nombreuses similitudes entre ces deux continents et l'Anti-Atlas, plus particulièrement avec l'arc Siroua-Saghro situé au nord de la Faille Majeure Anti-Atlasique (Dalziel, 1997; Ennih et Liégeois, 2001; Keppie *et al.*, 2003; Nance et Murphy, 1994; Nance *et al.*, 2002; Unrug, 1997). A ce titre, les corrélations tectono-stratigraphiques de la Cadomia-Avalonia sont remarquablement similaires avec celles de l'Anti-Atlas ou des autres formations panafricaines du pourtour du Craton Ouest Africain (**figure I-6**).

3.2.5.1/. L'évolution géodynamique des blocs Cadomia et Avalonia

Les travaux de Nance *et al.*, (2002) et de Keppie *et al.*, (2003) ont permis de proposer un modèle d'évolution de type cordillère se rapprochant des analogues modernes telle que la cordillère nord américaine (**figures I-3 & I-4**). Si leur modèle est essentiellement appliqué au

bloc Avalonia, les auteurs suggèrent la même évolution pour la Cadomia (**figure I-3**). Ainsi, ils proposent l'évolution suivante :

◆ Consécutivement au *break-up* de la Rodinia (755 Ma), des blocs détachés auraient évolué en arcs matures entre 750 et 650 Ma et généré un magmatisme précoce. Vers 650 Ma, ces derniers se seraient accrétés au Gondwana pour développer un arc magmatique sur marge continentale (magmatisme principal avalonien, 635-570 Ma, **figure I-3**). Le développement d'un système de failles décrochantes senestres s'initierait consécutivement aux effets d'une subduction supposée oblique (**figure I-8a**).

◆ En l'absence d'évidence argumentant une collision continentale, l'arrêt diachronique de la subduction et le passage à un régime de déformation intracontinentale entre 590 et 540 Ma sont interprétés comme les témoins de la collision entre fosse et ride océaniques (**figures I-3 & I-8b**). Cette collision générerait un important système de failles transformantes continentales de la même manière que la collision entre l'Amérique du Nord avec la plaque Pacifique à l'Oligocène a généré une marge transformante.

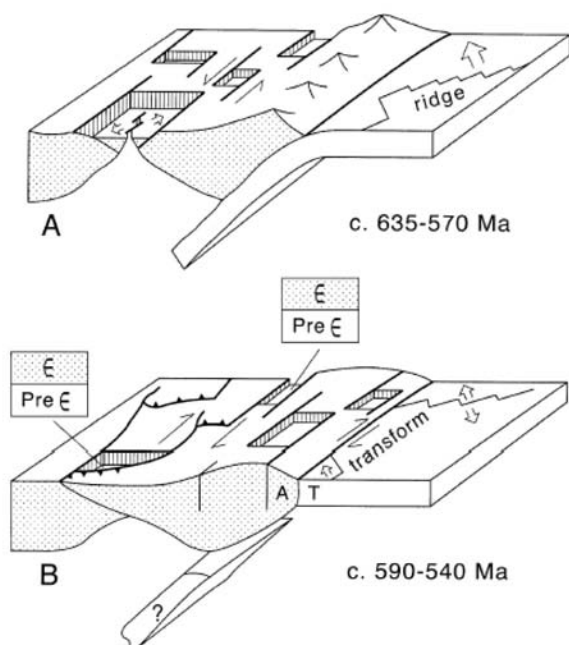


Figure I-8: Modèle général d'évolution du bloc Avalonia au Néoprotérozoïque supérieur. (A) Subduction oblique vers ca. 635–570 Ma générant le magmatisme d'arc avalonien et ouvrant des bassins en pull-apart en réponse à une cinématique senestre. (B) Subduction de la ride océanique produisant une inversion structurale vers ca. 590–540 Ma puis la cessation de la subduction ; développement progressif d'une faille transformante continentale et ouverture de bassin en pull-apart dextre, d'après Nance et al., 2002.

◆ Du Cambrien à l'Ordovicien inférieur, les effets conjugués du décalage de la zone transformante et d'une phase de rifting permettent la séparation des blocs Avalonia et

Carolina du continent Gondwana. Le bloc Cadomia est quant à lui encore rattaché au Gondwana (**figure I-3**).

3.2.5.2/. Conséquences

Bien que supposées rattachés au Gondwana entre 650 et 550 Ma, Nance *et al.* (2002) soulignent bien le fait qu'aucun indice de collision continentale n'a été observé dans les blocs Cadomia et Avalonia. L'existence de bassins d'arrière-arc ou d'une succession de petits arcs comparables au modèle actuel indonésien n'est donc pas à exclure entre le Craton Ouest Africain et les blocs Cadomia et Avalonia. Les conséquences sur la géodynamique de l'Anti-Atlas sont donc difficiles à définir.

Hefferan *et al.*, (2000) considèrent que l'Accident Majeur Anti-Atlasique est une vaste zone de suture ophiolitique avec à son nord l'arc du Siroua-Saghro sur lequel se seraient accrétés les blocs Avalonia-Cadomia (**figure I-9**).

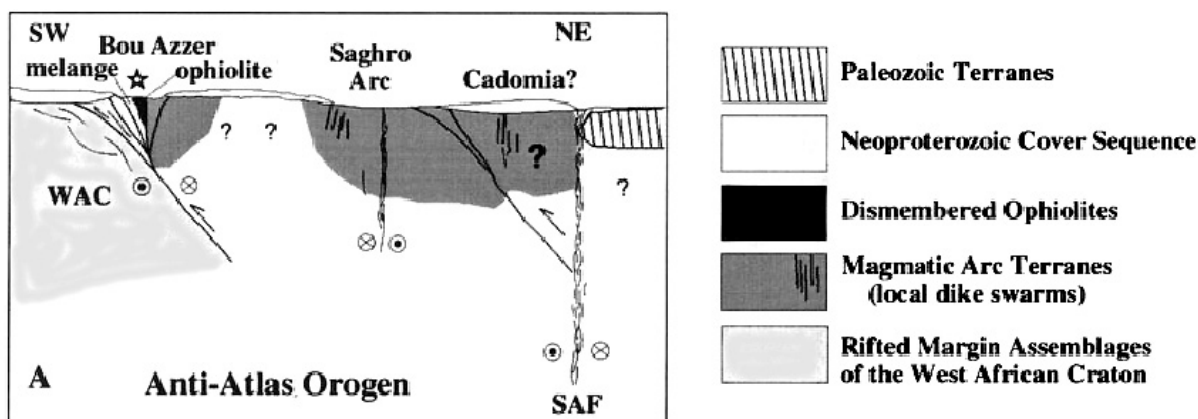


Figure I-9: Coupe N-S simplifiée de l'Anti-Atlas à la fin du Néoprotérozoïque supérieur intégrant la place du bloc Cadomia, d'après Hefferan *et al.*, (2000). SAF= South Atlasic Fault, * = HP-LT metamorphic rocks.

Cependant, certaines interprétations géodynamiques de la bordure septentrionale du Craton Ouest Africain impliquent directement les blocs Avalonia et Cadomia dans la structuration de l'Anti-Atlas (Ennih et Liégeois, 2001; Hefferan *et al.*, 2000). En effet, dans leur modèle (**figure I-10**), Ennih et Liégeois (2001) suggèrent que le rebord nord du craton est matérialisé par la Faille Sud Atlasique (**figure I-11**) et que l'Accident Majeur Anti-Atlasique ne serait que la limite d'un vaste aulacogène regroupant l'Anti-Atlas oriental dont le Jbel Saghro, et

l'Ougarta en Algérie occidentale. Selon ces mêmes auteurs, la Faille Sud Atlasique aurait donc joué le rôle d'une suture entre le Craton Ouest Africain et les blocs supposés Avalonia et Cadomia (**figure I-10**).

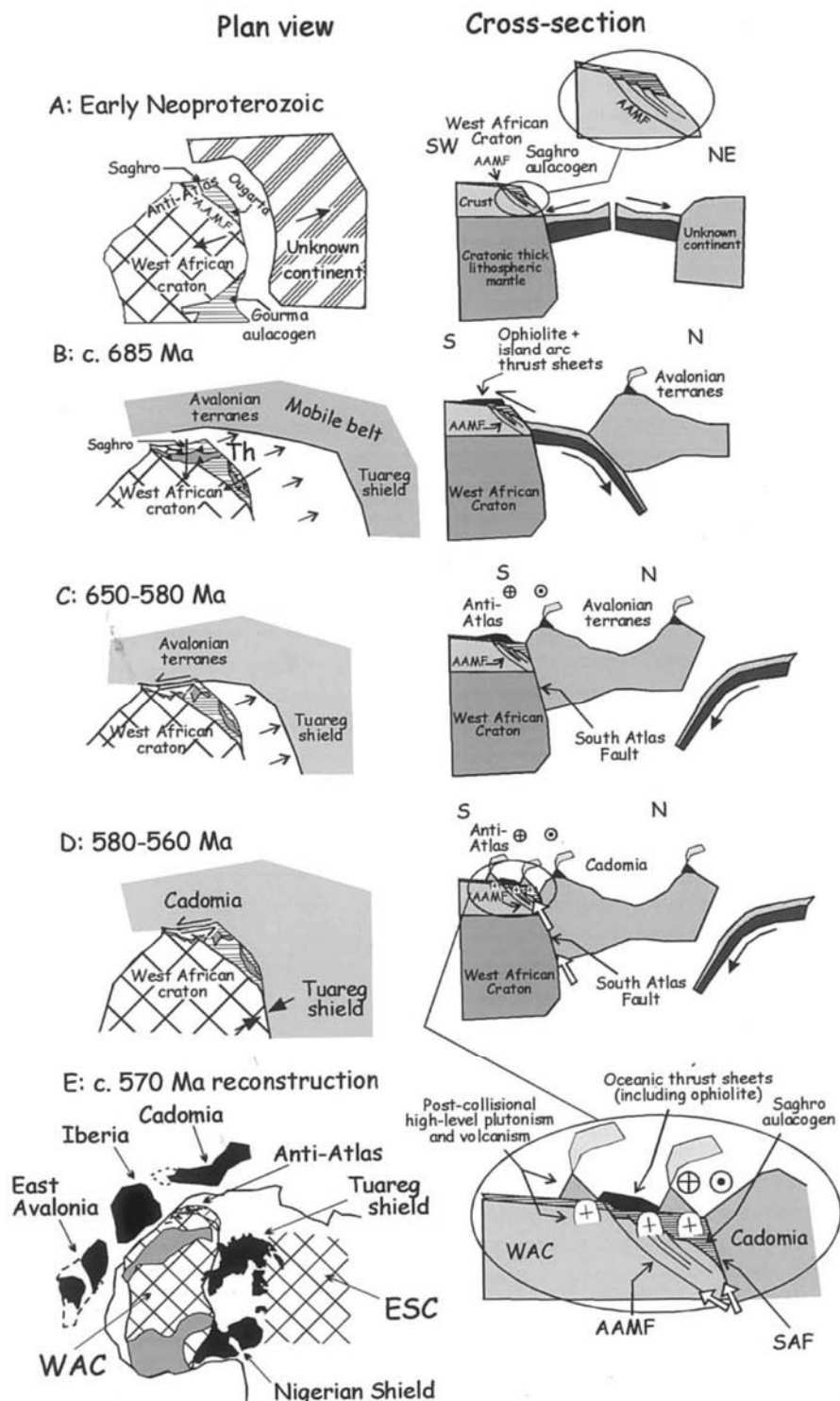


Figure I-10: Modèle de reconstruction géodynamique de la chaîne Anti-Atlasique pendant l'orogène panafricain selon Ennih et Liégeois (2001). [A] Formation de l'aulacogène du Saghro-Ougarta sur le rebord méridional de la marge passive du Craton Ouest Africain et formation d'une croûte océanique. Noter que l'Accident Majeur Anti-

Atlasique est une faille normale caractérisant le rebord sud de l'aulacogène du Saghro. [B] Fermeture du domaine océanique (ca. 685 Ma), chevauchement sur le rebord nord du Craton Ouest Africain des ophiolites de Bou Azzer et subduction vers le nord sous le continent Avalonia. [C] Période de stabilité tectonique sur le rebord nord du Craton Ouest Africain. En revanche, en Avalonia la subduction persiste. [D] Injection des granitoïdes calco-alcalins potassiques et alcalins dans l'Anti-Atlas de part et d'autre de l'Accident Majeur Anti-Atlasique (580-560 Ma) [E] Reconstruction paléogéographique entre 630 et 570 Ma et positionnement de l'Anti-Atlas.

3.2.6/. La place de l'Anti-Atlas sur le Craton Ouest Africain

3.2.6.1/. Présentation de la chaîne anti-atlasique

Le massif montagneux de l'Anti-Atlas marocain, localisé sur le rebord septentrional du Craton Ouest Africain (**figure I-1**), appartient à la ceinture orogénique panafricaine (Choubert, 1945; Choubert et Faure-Muret, 1980; Ennih et Liégeois, 2001; Hefferan *et al.*, 1992; Leblanc et Lancelot, 1980; Thomas *et al.*, 2002). Il s'étend sur plus de 700 km selon une direction WSW-ENE de l'Atlantique jusqu'au Tafilalt, contreforts de l'Algérie. Il est limité au Nord par la Faille Sud Atlasique (**figure I-11**) qui s'étend depuis la Tunisie jusqu'à Agadir et se prolonge en mer vers les Iles Canaries (Gasquet, 1991). Sa limite sud est matérialisée par le bassin carbonifère de Tindouf constitué par la ceinture des grandes hamadas tertiaires et secondaires du Drâa, du Guir et de Kem Kem (**figure I-11**).

La chaîne anti-atlasique se subdivise en trois domaines (**figure I-11**) : **i**) La partie occidentale qui s'étend depuis l'Atlantique jusqu'aux piedmonts du Jbel Siroua. **ii**) La partie centrale qui inclue le Jbel Siroua et la région de Bou Azzer, El Graara. **iii**) La partie orientale regroupe les Jbels Saghro et Ougnat. Cette subdivision est accentuée par un accident oblique (Choubert, 1947) : l'Accident Majeur de l'Anti-Atlas limitant l'Anti-Atlas occidental de l'Anti-Atlas central et oriental (**figure I-11**). Cette faille de direction moyenne WNW-ESE s'étend depuis le Nord du Jbel Siroua, où elle se branche sur la Faille Sud Atlasique, jusqu'à Zagora. Elle se prolonge sur près de 6000 km jusqu'au Kenya, via le Hoggar, sous le nom de linéament du Tibesti (Guiraud *et al.*, 2000). Au Maroc, elle délimite à l'ouest un domaine dit éburnéen (2 Ga) d'un domaine panafricain à l'est (**figure I-8**, (Leblanc et Lancelot, 1980).

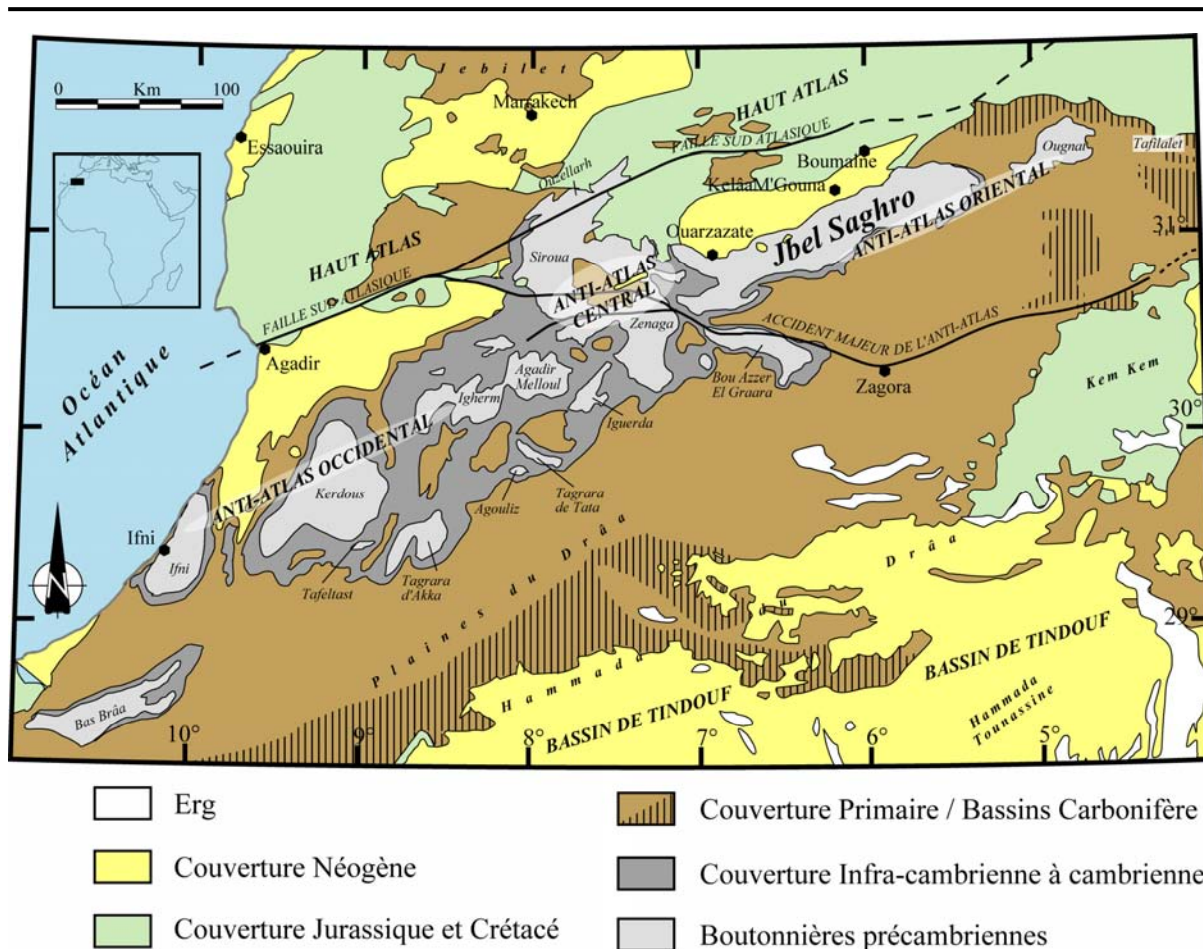


Figure I-11: Carte géologique simplifiée de l'Anti-Atlas marocain, modifiée Choubert (1980).

Les trois domaines anti-atlasiques sont définis comme un ensemble complexe de terrains d'âge Précambrien qui forment le substratum de la couverture phanérozoïque. Ce substratum formé d'une interpénétration compliquée de chaînes précambriennes successives est dévoilé à la faveur d'un certain nombre de boutonnières. Les secteurs concernés par notre travail se localisent tous dans le Jbel Saghro dans l'Anti-Atlas oriental (**figure I.11**).

3.2.6.2/. L'organisation de l'Anti-Atlas : Présentation des aspects structuraux et lithostratigraphiques

Les subdivisions lithostratigraphiques du Précambrien de l'Anti-Atlas varient d'un domaine à l'autre et d'un auteur à l'autre (**figure I-12**). Elles sont essentiellement basées sur des critères sédimentaires et structuraux. Les diversités lithostratigraphiques et les multiples événements géologiques ayant affecté l'Anti-Atlas rendent difficile toute tentative de chronologie relative

et absolue. Cependant, tous les auteurs s'accordent sur l'existence d'un vieux socle d'âge Paléoprotérozoïque (Eburnéen à *ca* 2 Ga) à Néoprotérozoïque moyen recouvert par une couverture néoprotérozoïque terminale à cambrienne (**figure I-4**). Toutefois, ces formations précambriennes ont fait l'objet d'interprétations variées tant au niveau de leur datation que de leur structuration. En effet, les premiers travaux de Choubert (des années 40 aux années 70) interprétaient les discordances majeures de l'Anti-Atlas comme des coupures entre des grands cycles orogéniques appelés respectivement Anti-Atlasides occidentales, centrales et orientales (**figure I-12**). Ces discordances ont permis de délimiter trois formations précambriennes appelées PI, PII et PIII. Par la suite, Caby et Leblanc, (1973) ; Leblanc (1975) ; Black *et al.*, (1979) interprètent ce domaine comme un segment orogénique polyphasé par analogie avec la chaîne du Hoggar en Algérie et de l'Iforas au Mali. C'est ainsi que Leblanc et Lancelot, (1980) mirent en évidence 2 phases de déformations d'âge Panafricain dans l'Anti-Atlas central appelées B1 et B2. Le cadre général des successions proposées par Choubert (1945) ainsi que les ajustements de Leblanc (1975) restent toujours d'actualité. Ainsi, on distingue dans l'Anti-Atlas :

➤ Le Précambrien I : le socle paléoprotérozoïque (Anté 1750 Ma)

Appelé d'abord Archéen par Neltner (1938), le Précambrien I ou PI caractérise les plus anciennes roches métamorphiques et ignées de l'Anti-Atlas. Elles affleurent uniquement dans l'Anti-Atlas central et occidental où elles constituent le rebord Nord du Craton Ouest Africain. Là, elles sont assimilées aux séries des Zenaga et du Kerdous (Hassenforder, 1987; Thomas *et al.*, 2002). Ces séries forment un socle cristallin sur lequel vont reposer les séries panafricaines d'âge Néoprotérozoïque. Ces séries ont été divisées en deux séquences : une formation supra-crustale intensément déformée lors de l'orogénèse éburnéenne et constituée de schistes, gneiss, amphibolites, migmatites et une formation intrusive constituée d'orthogneiss. Des âges radiométriques U/Pb sur populations de zircons et Rb/Sr sur roche totale de granitoïdes des boutonnières de Zenaga, de Tagragra de Tata, du Kerdous, du Bas Drâa et d'Igherm sont compris entre 1893 Ma et 2170 Ma (Aït Malek *et al.*, 1998; Mrini, 1993; Thomas *et al.*, 2002). Ces âges traduisent la formation de la croûte paléoprotérozoïque lors de l'orogénèse éburnéenne (Leblanc et Lancelot, 1980).

Neltner, 1938		Choubert, 1963		Choubert et Faure Muret, 1973		Choubert, 1980				Ducrot et Lancelot, 1977; Ducrot, 1979; Leblanc et Lancelot, 1980; Hassenforder, 1987				Lécolle et al., 1991				
Etage	Séries types	Etage	Séries types	Etage	Séries types	Etage	Symbole	Séries types	Fossiles	Age (Ga)	Etage	Symbole	Séries types	Age (Ma)	Anti-Atlas occidental	Anti-Atlas central	Anti-Atlas oriental	
Cambrien		Cambrien		Cambrien		Tommotien Talwinien Vendien		Série lie de vin	Stromatolites et acritarches (<i>Linella cf. avis</i> , <i>Turgussia cf. imna</i> , <i>Tirukia</i> , <i>Linella</i> , <i>Parmiles n. sp.</i> , <i>Parmiles concrescens</i>)	0,6-0,69	Cambrien inférieur							
Géorgien	Infra-Cambrien = Adoudounien	Infra-Cambrien = Adoudounien	Formations de l'oued Adoudou	Adoudounien supérieur = Série lie de vin et	Formations de l'oued Adoudou	Adoudounien		Formations de l'oued Adoudou et du Jbel Boho	Acritarches et Algues (<i>Protophaeridium tuberculiferum</i> , <i>pussillum</i> , <i>laccatum</i> , <i>densum</i> , ..., <i>Gleocapsomorpha prisca</i> , <i>Trematosphaeridium kelledjali</i> , <i>Phycomyces sp.</i> , <i>Cordosphaeridium sp.</i> , <i>Stichtosphaeridium pectinake</i> , <i>Scaphita</i>)	0,66-0,95	Protérozoïque terminal	Adoudounien	Formations lie de vin et des calcaires inférieurs, du Jbel Boho et de l'oued Adoudou	550-500				
Géorgien	Calcaires et dolomites	Formations d'Ouarzazate	Formations d'Ouarzazate	P. III	Formations d'Ouarzazate	Riphéen supérieur	P. III	Formations d'Ouarzazate	Stromatolites et acritarches (<i>Colenia Conophyton nov. sp.</i> , <i>Trematosphaeridium Lomentulella vaginata</i>)	0,95-1,05	Protérozoïque supérieur	P. III	Formations d'Ouarzazate		Série de Tanalt		Série d'Ouarzazate	
Algonkien	Quartzites et schistes du Kerdous	Anti-Atlasides orientales	Formations de Tiddiline	P. II-III	Formations de Tiddiline, Anezi, Siroua, Saghro	Riphéen moyen	P. II3	Formations de Tiddiline, Anezi, Siroua, Saghro	Acritarches et Stromatolites (<i>Orymatosphaeridium fistulosum</i> , <i>Ethmosphaeridium sp.</i> , <i>Symplososphaeridium sp.</i> , <i>Trematosphaeridium sp.</i> , <i>Conophyton melula</i> , <i>Baikalia sp.</i> , <i>Jacuphyton</i>)	1,05-1,1	Protérozoïque Moyen	P. II supérieur	Formations de Tiddiline, Anezi, Siroua, Saghro		Série d'Anezi / Tiffya / M'Gouna		Série de Kelaa / M'Gouna	
Archeen	Gneiss et granites	Anti-Atlasides occidentales	Série du Kerdous	P. II2	Série des Dolomites et Quartzites	Riphéen inférieur	P. II2	Quartzites et volcanites basiques de Bou Azzer El Graara	Oncolites et stromatolites (<i>Protophaeridium flexuosum</i> , <i>Gleocapsomorpha prisca</i> , <i>Gae Irksanca</i>)	1,3-1,4	Protérozoïque inférieur	P. II inférieur	Quartzites et volcanites basiques de Bou Azzer El Graara	680	Série de Dolomites et quartzites - Série de L'Kest		Série de Sidi Flah, Boumalne	
		Berbérides	Série de El Graara	P. II1	Série de El Graara	Bou Azzerides	P. II1	Série de El Graara										
		Zagorides	Séries des Zenaga et Kerdous	P. I	Séries des Zenaga et Kerdous	Bou Azzerides	P. I et P.0	Séries des Zenaga et Kerdous		2,65-2,7	Eburnéen	P. I	Socle métamorphique (Kerdous, Zenaga)	1700-2000				
		Zagorides	Gneiss de l'oued Assemili et du Jbel Ouharen	P.0	Gneiss de l'oued Assemili et du Jbel Ouharen													

Figure I-12: Interprétations successives des subdivisions lithostratigraphiques et structurales du Précambrien et Infracambrien des Anti-Atlas.

➤ Le Précambrien II : les sédiments et laves associées de la distension du Néoprotérozoïque moyen

Appelé Algonkien par Neltner (1938), le Précambrien II est toujours discordant sur le PI (Choubert et Faure-Muret, 1956). Il est subdivisé en deux grands ensembles lithologiques dans le Saghro et dans l'Anti-Atlas en général. On distingue : le Précambrien II inférieur (PII inf.) et le Précambrien II supérieur (PII-III ou PII sup.).

Le Précambrien II inférieur

Au cours du Néoprotérozoïque moyen (Cryogénien), la bordure nord du Craton Ouest Africain a été marquée par une extension à l'origine de l'ouverture de bassins. Dans l'Anti-Atlas central et occidental, le remplissage de ces bassins est désigné sous le nom de groupe des calcaires et des quartzites (Choubert et Faure-Muret, 1981) ou groupe de Bleida (Thomas *et al.*, 2002). Dans l'Anti-Atlas central, cette unité affleure le long de l'Accident Majeur de l'Anti-Atlas dans les boutonnières de Zenaga, Bou-Azzer et Siroua. Ce groupe est organisé en deux ensembles sédimentaires, inférieur et supérieur, séparés par une formation ophiolitique.

L'ensemble inférieur montre un éventail de faciès se répartissant entre le domaine continental et celui de plate-forme caractérisé par des remplissages silicoclastiques et carbonatés (Bouougri et Saquaque, 2000). L'ensemble inférieur est fréquemment injecté par des sills associés à des dolérites tholéitiques et est surmonté par un empilement de coulées basaltiques tholéitiques parfois structurées en pillow-lavas (Bouougri et Saquaque, 2000; Hafid *et al.*, 1998). La tendance alcaline à transitionnelle témoignerait d'un volcanisme lié à une phase d'extension crustale pré-panafricaine.

Les conséquences de ce rifting ont conduit à la formation d'une croûte océanique ophiolitique dont des témoins sont préservés dans la boutonnière de Bou Azzer. Le complexe ophiolitique de Bou Azzer comprend du bas vers le haut (Leblanc, 1975; Leblanc, 1976) : *ca.* 2000 m de péridotites mantelliques serpentinisées ; *ca.* 500 m de cumulats basiques et ultrabasiques ; *ca.* 500 m de pillow lavas et d'un large stock de diorites. Des tonalites également associées à la mise en place des ces ophiolites ont fourni des âges compris entre 743 ± 14 Ma et 663 ± 13 Ma (Thomas *et al.*, 2002). Ces ophiolites, interprétées comme un

fragment de croûte océanique, jalonnent l'Accident Majeur de l'Anti-Atlas (Saquaque *et al.*, 1989a). Bodinier *et al.*, 1984 ont proposé un modèle de bassin d'arrière arc pour expliquer la présence de ces ophiolites.

Cette séquence ophiolitique est surmontée par l'ensemble supérieur, formé d'une puissante formation de séricitoschistes à intercalations de niveaux volcano-sédimentaires, quartzites, calcaires à stromatolithes, shales noirs, méta-grauwackes et turbidites. Cette association correspondrait à un système de turbidites fines mises en place par des courants à forte charge argileuse (Bouougri et Saquaque, 2000).

Dans le Saghro, le PII inf. est composé d'une série sédimentaire constituée de grès, de grauwackes, de pélites et de niveaux de turbidites entre lesquels s'intercalent des laves mafiques contemporaines de la grande distension générant les ophiolites de Bou Azzer.

Le Précambrien II supérieur

Le Précambrien II supérieur est également connu sous les noms de série d'Anezi dans l'Anti-Atlas occidental et de série de Tidiline ou Siroua-Sarhro dans l'Anti-Atlas central et plus généralement sous celui de PII-III. Cette série discordante sur le PII inf. présente des faciès très différents tout au long de la chaîne de l'Anti-Atlas. Dans l'Anti-Atlas occidental, la série d'Anezi consiste en une unité pyroclastique acide plissée et discordante sur le PII inf. (Hassenforder et Jeannette, 1974). Dans l'Anti-Atlas central, la série de Tidiline, également plissée, recouvre en discordance et remanie les roches du complexe ophiolitique (PII inf.). Puissante de plus de 1000 m, elle débute par un niveau de conglomérats discontinu et se poursuit par une alternance de niveaux de varves et volcanites surmontée par un niveau terminal de shales, tillites et grauwackes (Leblanc et Lancelot, 1980). Selon, ces mêmes auteurs, des massifs hypovolcaniques (microdiorites, spilites) seraient contemporains de cette série. La présence de telles formations dans le Saghro est encore discutée.

➤ Le Précambrien III : la couverture volcanique tardi-néoprotérozoïque

Initialement, cette unité a été qualifiée de série continentale glyptogénique résultant de la destruction de la dernière chaîne orogénique précambrienne (Choubert, 1945) et caractérisée par une intense activité volcanique. Appelée série inférieure du Géorgien par Neltner (1938),

elle peut être considérée comme du Néoprotérozoïque III terminal ou bien comme de l'Infracambrien inférieur (Choubert et Faure-Muret, 1956). Dans la partie inférieure de la couverture et sous les premiers niveaux datés "paléontologiquement" du Cambrien inférieur, Choubert (1952) a défini le PIII en deux ensembles : une formation volcanique à la base dite formation de Ouarzazate et au sommet d'une formation sédimentaire de l'oued Adoudou appelée Adoudounien. Ces terrains PIII débutent par des niveaux de conglomérats discontinus, surmontés par un ensemble volcanique composé de tufs et d'ignimbrites recoupé de dykes et de coulées de laves acides et basiques. Une datation des ignimbrites a donné un âge de 567 ± 7 Ma (U/PB sur zircons, (Walsh *et al.*, 2002)). Par-dessus, reposent les formations sédimentaires carbonatées et détritiques de la série Adoudounienne. Dans l'Anti-Atlas occidental, Hassenforder et Jeannette (1974) ont observé le PIII (série d'Anela) nettement discordant sur la série d'Anezi du PII sup.. Il est composé à sa base d'un conglomérat à matrice grésopyroclastique surmonté par une série ignimbritique. Cette série est recouverte par la suite en concordance par la série de base de l'Adoudounien.

Actuellement, le PIII des Anti-Atlas occidental, central et oriental, désigne les formations volcaniques non métamorphosées et non plissées de la fin du Précambrien, l'Adoudounien constituant une série à part entière bien individualisée dont l'attribution au Précambrien est de plus en plus discutée. Ainsi, le PIII se résume à l'imposante série de Ouarzazate caractérisé par son important volcanisme de nature rhyolitique. Sa puissance est variable : 300 m à Kerdous, 300-600 m à Bou Azzer, 2000 m dans le Haut-Atlas au Jbel Toubkal et jusqu'à 1800 m répartis entre le Jbel Saghro et le Jbel Ougnat (Bajja, 1998).

➤ Les séries de l'Adoudounien et du Cambrien

Il s'agit d'une puissante série calcaire et dolomitique par laquelle s'initie la grande transgression cambrienne dans le Sud du Maroc (Choubert et Faure-Muret, 1956). Les dépôts transgressifs débutent par un niveau de brèches ou conglomérats, puis de grès dans lesquels peuvent s'intercaler des volcanites, puis suivent des dolomies litées ou massives nommées série de Tamjout. L'Adoudounien forme un cycle sédimentaire complet qui se termine par une phase régressive à l'origine de la série «lie de vin» (Benziane *et al.*, 1983). Dans l'Anti-Atlas central, cette formation montre des intercalations avec un magmatisme trachy-andésitique attribué au volcan du Jbel Boho daté à 534 ± 10 Ma par méthode U/Pb sur population de zircons (Ducrot et Lancelot, 1977).

Par la suite, un ultime cycle transgressif en direction du sud-est appartenant au Paléozoïque est constitué de calcaires à faunes cambriennes de trilobites et d'archéocyathes. La limite Précambrien-Cambrien bien que toujours discutée se place, selon certains auteurs, entre la série « lie de vin » et les dolomies massives (Kirschvink *et al.*, 1991; Latham et Riding, 1990; Tucker, 1986; Tucker, 1989). L'existence d'une continuité entre le Paléozoïque (Cambrien précoce) et le Protérozoïque (**figure I-13**) a été proposée par Benziane *et al.* (1983).

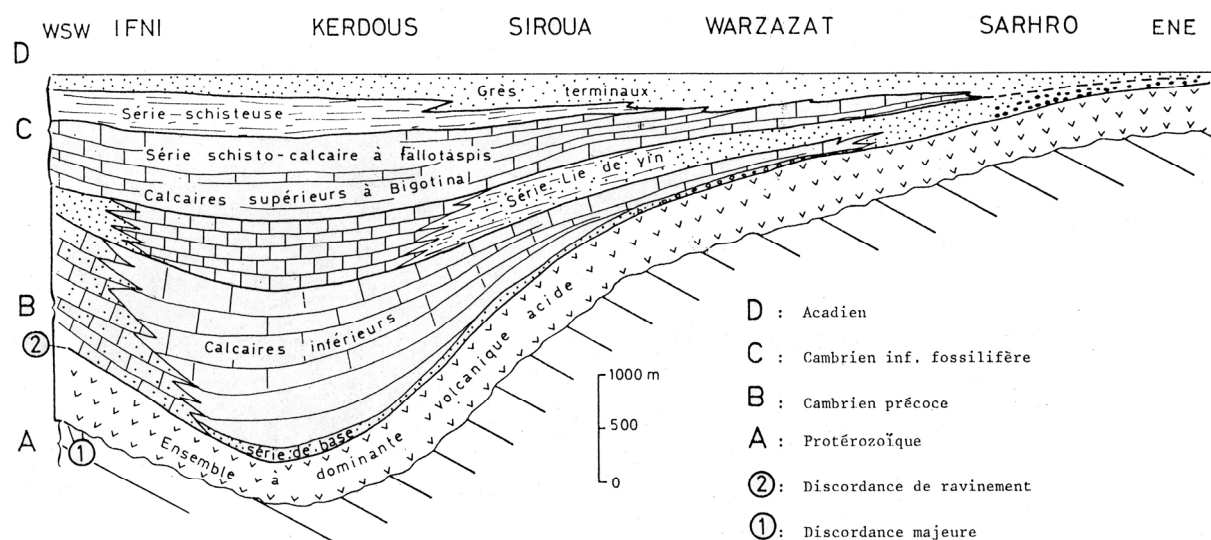


Figure I-13 : Evolution verticale et horizontale du cycle Cambrien du Jbel Saghro à la boutonnière d'Ifni (environ 500 km), Benziane *et al.*, (1983).

➤ L'expression de la distension triasique

Le volcanisme triasico-liasique s'exprime dans l'Anti-Atlas sous la forme de cortèges de dykes orientés ENE-WSW et de sills. Ces derniers seraient les témoins de l'épisode de rifting attribué à l'ouverture de l'Océan Atlantique (Sebai *et al.*, 1991).

3.2.6.3/. Contexte métallogénique

L'Anti-Atlas marocain est une vaste province métallogénique qui renferme de nombreux gisements et indices à métaux de base ou précieux connus depuis plus d'un millénaire. Certains gisements toujours en exploitation, tel que celui d'Imiter, ont révélé, dans d'anciennes haldes et tranchées, des poteries, des meules de diorite, des marteaux et des burins, des creusets et des pièces de monnaies en cuivre attribuées, pour les plus anciennes, à

la dynastie des Idrisside ou Abasside (VIII^{ème} siècle après Jésus-Christ). Dans l'Anti-Atlas, de nombreux gisements ont été abandonnés et parfois totalement oubliés pour des raisons encore inconnues (razzias, exhaure...). Seules quelques traces subsistent encore dans la toponymie (*Assif n'Madine* ou *Oued Maaden*, ruisseau du minerais) et dans une forte tradition locale de travail de l'argent et de l'orfèvrerie.

Les principaux gisements de l'Anti-Atlas peuvent être classés de la manière suivante (**figure I-14**) :

- Certains, déjà épuisés ne sont plus exploités. C'est le cas des gisements d'Ouanssimi (Cu), Tazalaght (Cu), Bleida (Cu) et Bou Skour (Cu-Pb), Tiouit (Au-Cu-Ag-Zn), Tizi Azfalou (Cu-Ag), Tizi Moudou (Cu-Ag), Bou Madine (Pb-Zn-Cu-Ag-Au) pour l'Anti-Atlas oriental.
- D'autres sont toujours en cours d'exploitation tels que les gisements de Angarf (Au), Bou Azzer (Co-Ni-As-Au-Ag) et Imiter (Ag-Hg).
- Enfin de nombreux gisements ou indices sont en cours de développement tels que ceux d'Alous (Cu), Iourirn (Au), Tafrent (Au), Zgounder (Ag), Bleida "far ouest" (Au), et Bou Skour (Au), la Zone des Dykes (Au-Ag), Kelâa M'Gouna (Au), Thaghassa (Au-Ag), Tizi Azfalou (Au-Ag), Tizi Moudou (Au-Ag), Bou Madine (Au-Ag) pour l'Anti-Atlas oriental.

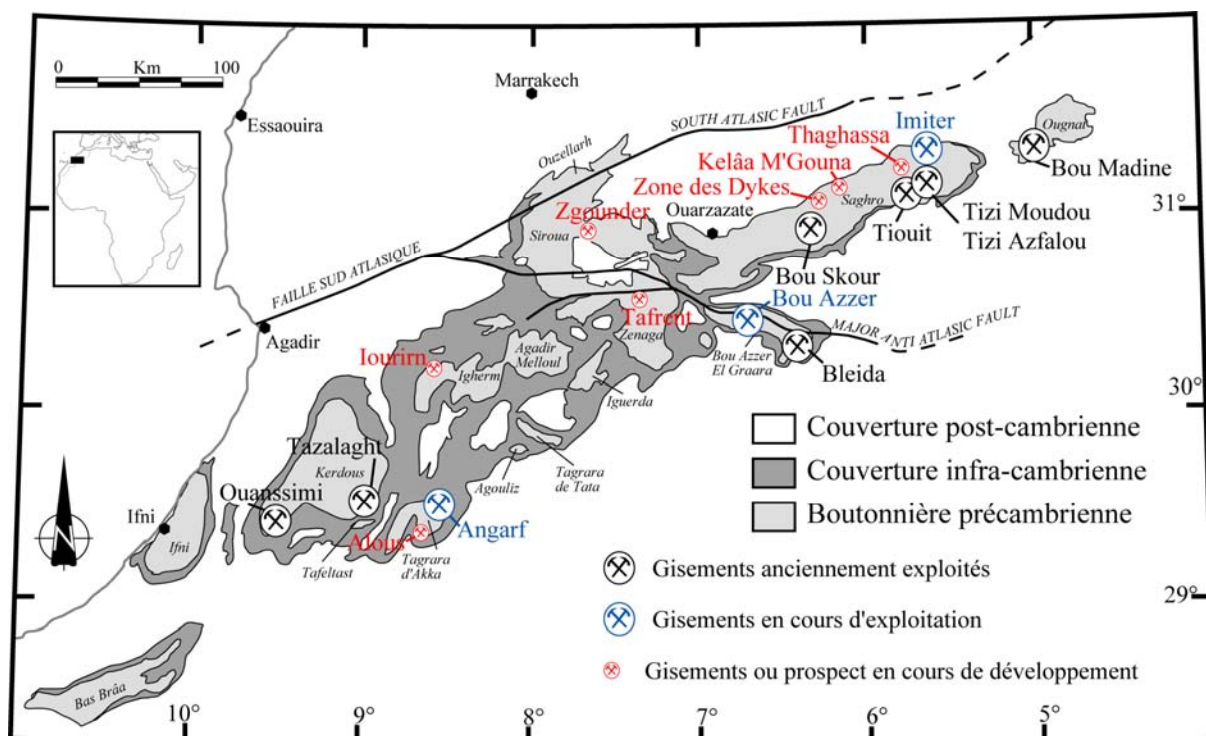


Figure I-14 : Carte géologique simplifiée montrant la distribution des districts et indices minéralisés de l'Anti-Atlas.

On notera le grand nombre de gisements de toute nature dans l'Anti-Atlas oriental, site central de nos travaux.

Dans l'Anti-Atlas, les premières descriptions métallogéniques détaillées n'ont été réalisées qu'à partir des années cinquante (Agard, 1954; Bouladon et Jouravsky, 1954a; Bouladon et Jouravsky, 1954b; Bouladon *et al.*, 1950; Jouravsky, 1952; Jouravsky, 1959). Ces descriptions mettaient fréquemment en évidence les relations qu'entretenaient les minéralisations avec la couverture volcanique PIII. A partir des années 70 et 80, d'importantes campagnes d'exploration ont été menées dans l'Anti-Atlas afin de mettre en évidence des ressources minérales. De nombreuses études métallogéniques ont ainsi pu être menées valorisant l'exploitation minière (Clavel et Tixeront, 1971; Elmaleh-Levy *et al.*, 1977; Leblanc, 1975; Popov *et al.*, 1986; Vargas, 1983). Dès la fin des années 80, l'importance économique que représentait l'Anti-Atlas, que ce soit dans le domaine des métaux précieux ou de base n'était plus à démontrer. Enfin, dans les années 90, la ré-interprétation géologique et gîtologique des formations précambriennes de l'Anti-Atlas a mené à la découverte de nouveaux gîtes de métaux précieux Au-Ag, notamment dans l'Anti-Atlas oriental (Jbel Saghro) dont les plus importants seront au centre du travail présenté.

3.2.6.4/. L'évolution géodynamique de la chaîne Anti-Atlasique au Précambrien

Les travaux concernant les caractéristiques géologiques et l'évolution géodynamique de l'Anti-Atlas au Précambrien sont très nombreux. Les auteurs ayant dressé les principales caractéristiques de ce massif sont les suivants : (Charlot, 1976; Choubert, 1945; Choubert, 1963; Choubert et Faure-Muret, 1980; Clauer et Leblanc, 1975; Ennih et Liégeois, 2001; Hassenforder, 1987; Hefferan *et al.*, 2000; Hindermeyer, 1953a; Hindermeyer, 1953b; Leblanc, 1975; Leblanc et Lancelot, 1980; Leblanc et Moussine-Pouchkine, 1994; Levresse, 2001; Mifdal et Peucat, 1985; Ouguir *et al.*, 1996; Saquaque *et al.*, 1989b; Saquaque *et al.*, 1992; Thomas *et al.*, 2002; Thomas *et al.*, 2004). Ainsi, les interprétations pétrographiques, structurales et géodynamiques de la chaîne Anti-Atlasique ont beaucoup varié au cours du temps, ce qui explique la persistance de nombreuses controverses.

Bien que fondées sur des critères radiométriques et structuraux, ces interprétations se révèlent fréquemment contradictoires ou erronées, tant sur la qualité ou la précision des datations effectuées, que sur les données structurales et géodynamiques. Par exemple, nombres

d'auteurs débattent toujours sur la présence ou non de bassin d'arrière arc, sur la place et le rôle de l'Anti-Atlas oriental dans l'évolution géodynamique de la bordure nord du Craton Ouest Africain ou sur la vergence d'un ou de plusieurs plans de subduction (**figures I-10, I-15 & I-16**). Le seul consensus a été réalisé autour du fait que l'Anti-Atlas a été structuré principalement par les orogènes éburnéennes et panafricaines.

Huit stades majeurs, dont les principaux sont représentés sur les différentes interprétations géodynamiques (**figures I-10, I-15 & I-16**), sont présentés :

◆ Les évidences de l'orogène éburnéenne se traduisent par une intense déformation pour laquelle peu de données structurales sont encore disponibles. Les formations affectées par cette phase orogénique sont toutes attribuées au PI et ne se rencontrent que dans l'Anti-Atlas occidental et central.

◆ Une grande période de distension caractérise la dynamique du Néoprotérozoïque moyen dans l'Anti-Atlas. Cette phase de rifting provoqua l'accrétion de croûte océanique dont les témoins sont les ophiolites de Bou Azzer-El Graara et du Siroua, datées indirectement à 788 ± 8 Ma (Rb/Sr, Clauer, 1974, 1976). Plus récemment, un âge à 743 ± 14 Ma a été obtenu (Thomas *et al.*, 2002). Ces ophiolites auraient une signature de bassin d'arrière arc (Bodinier *et al.*, 1984).

◆ Une ou plusieurs phases de subduction auxquelles serait associé un magmatisme calco-alcalin auraient pris place au nord de l'Anti-Atlas. Les vergences de ces subductions sont encore débattues (**figures I-10, I-15 & I-16**).

◆ La phase majeure de l'orogène panafricain ou phase de tectonique tangentielle (B1), a été essentiellement décrite dans l'Anti-Atlas central au niveau des boutonnières du Siroua et de Bou-Azzer (Leblanc, 1975; Leblanc et Lancelot, 1980). Cette phase de déformation majeure d'intensité variable, datée à 685 ± 15 Ma (Clauer, 1974, Rb/Sr) a affecté toutes les formations antérieures au Précambrien II supérieur.

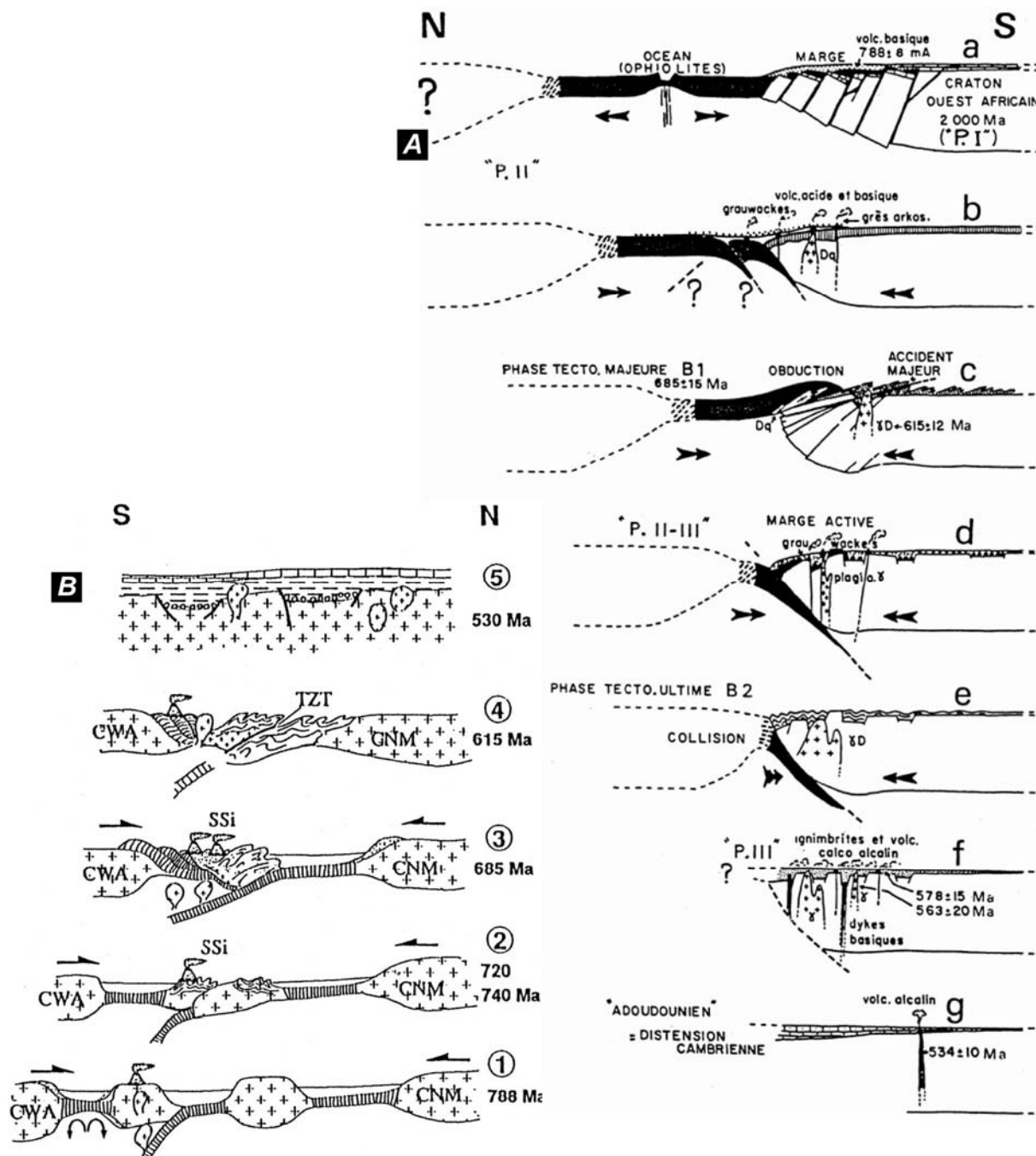


Figure 1.15 : [A]: Modèle de reconstitution géodynamique du domaine panafricain de l'Anti-Atlas selon Leblanc et Lancelot (1980): a, Distension avec ouverture océanique ; b, Formation des premiers arcs calco-alcalins à l'aplomb de zones de subduction à pendage nord ou sud?; c, Compression polyphasée et obduction des lambeaux ophiolitiques de Bou Azzer (phase B1); d, Subduction à vergence sud générant un important magmatisme acide et basique; e, Blocage de la subduction lors de la phase B2, collisionnelle, marquant l'affrontement entre le Craton Ouest Africain et un continent hypothétique septentrional; f, Instauration d'un intense volcanisme ignimbritique calco-alcalin à alcalin; g, Distension post-orogénique et volcanisme alcalin discret.

[B]: Modèle d'évolution géodynamique de l'Anti-Atlas selon Villeneuve et Cornée (1994): 1, Ouverture de l'océan prépanafricain ; 2, Collision de l'arc Siroua-Saghro avec un bloc isolé au Nord ; 3, Obduction des ophiolites sur le

Craton Ouest Africain (phase B1) ; 4, Stade de collision tardif (phase B2) ; 5, Dépôt des formations volcaniques puis des premières formations infracambriennes. CWA: West African Craton, CNM: North Moroccan continent, SSi: Siroua/Saghro Arc, TZT: Tizi'n Test fault.

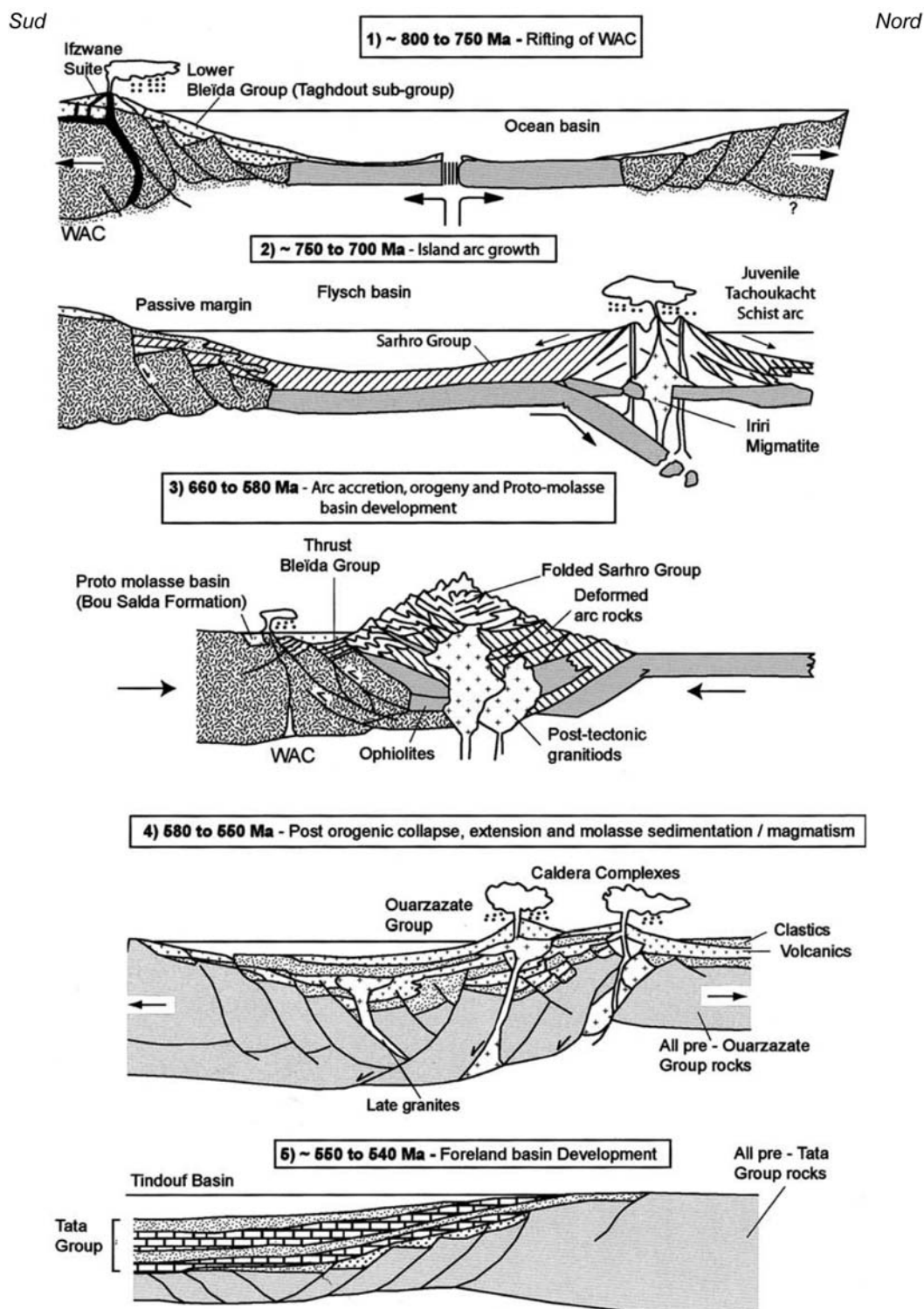


Figure I-16 : Modèle d'évolution de la chaîne Anti-Atlasique pendant l'orogène panafricain selon une coupe Sud-Nord, (Thomas et al., 2002).

Cette phase B1 est à l'origine du développement de plis isoclinaux dont le plan axial de direction moyenne nord-sud, est légèrement déversé vers l'ouest. Certaines formations peuvent même par endroit avoir été décollées de leur substratum. Quant au domaine océanique décrit dans la boutonnière de Bou-Azzer, il chevaucherait vers le sud-sud-ouest le domaine de plate-forme continentale du Craton Ouest Africain ou des écaïlles du socle gneissique paléoprotérozoïque par l'intermédiaire de méta-arkoses mylonitisées (Hefferan *et al.*, 2002; Leblanc et Lancelot, 1980). Le métamorphisme observé dans ces boutonnières consiste dans un premier temps en un métamorphisme de HP-BT dans le faciès des schistes bleus affectant uniquement les ophiolites (Hefferan *et al.*, 2002). Ce métamorphisme est associé au développement d'une schistosité S_1 et d'une linéation L_1 , minérale ou d'étirement montrant des critères cinématiques à vergence sud (Hefferan *et al.*, 2002). Selon ces mêmes auteurs, un métamorphisme dans le faciès des schistes verts succède à la phase de HP/BT. Il n'est toutefois pas exclu que le trajet P/T soit passé par le faciès des amphibolites.

Ce second épisode de déformation de BT-BP se développe au dépend de la paragenèse de haute pression. Il lui est associé une schistosité S_2 marquée par des assemblages minéralogiques typiques du faciès métamorphique des schistes verts. Les critères syn-cinématiques relatifs à cette S_2 sont en revanche peu clairs. En effet, l'absence de mesure d'orientation des objets tectoniques laisse de nombreuses questions en suspend. Ainsi, selon les auteurs les critères cinématiques attesteraient soit de chevauchement vers le sud (Leblanc et Lancelot, 1980 ; Saquaque *et al.*, 1989) soit de décrochements senestres (Hefferan *et al.*, 2002). Enfin, la mise en place d'intrusions syn à tardi-tectoniques de diorites, granodiorites, granites ainsi que de dykes de laves acides et basiques accompagne cette phase tectonique majeure (Leblanc et Lancelot, 1980 ; Saquaque *et al.*, 1992). Dans tous les cas, les shear-zones décrochantes (senestres ?) parallèles à l'Accident Majeur Anti-Atlasique constituent l'ultime stade de cette phase majeure B1.

Dans l'Anti-Atlas oriental, la phase B1 affecterait également les sédiments attribués au Précambrien II. (Saquaque *et al.*, 1992).

◆ Un épisode tardi-panafricain affecte les terrains antérieurs au Précambrien III dans l'Anti-Atlas central au niveau des boutonnières du Siroua et de Bou-Azzer (Leblanc, 1975). Les sédiments appartenant aux séries dites d'Anezi et de Tidiline ont été affectés par une phase tectonique ultime appelée B2 par Leblanc et Lancelot (1980). Certains auteurs font correspondre cet événement à une collision, limitée entre le Craton Ouest Africain et le

continent septentrional Avalonia-Cadomia. Cet épisode est responsable de la formation de plis orientés WNW-ESE et dont le plan axial sub-vertical est souligné par une schistosité de fracture. Des structures cassantes contemporaines sont attribuées à des décrochements senestres orientés WSW-ENE ainsi qu'à des failles inverses reprenant et redressant les plans de chevauchement. Demange (1977) montre également que des intrusions de granodiorites peuvent également recouper des séries du type Tidiline attribuées au PII-III. A Bleida, au sud-est de la boutonnière de Bou-Azzer, Ducrot (1979) considère que la mise en place de granite et granodiorite datés à 615 ± 12 Ma (Ducrot, 1979, U/Pb sur zircons) serait synchrone de l'événement B2. Dans l'Anti-Atlas occidental, ce même épisode serait daté aux alentours de 578 Ma (Jeannette *et al.*, 1981).

Les critères de cette déformation sont encore mal définis dans les formations attribuées au PII sup. ou au PIII de l'Anti-Atlas oriental. Dans le Jbel Saghro, Saquaque *et al.* (1992) considèrent que seules les formations affectées par une schistosité de fracture appartiennent au PII sup.

◆ Une phase de magmatisme acide à intermédiaire clôtura le Néoprotérozoïque. Elle caractérise les formations du PIII dans l'Anti-Atlas central. Des datations d'ignimbrites et de rhyolites de la série de Ouarzazate par méthode U/Pb sur zircons ont fourni des âges compris entre 545 et 567 ± 7 Ma (Levresse, 2001; Walsh *et al.*, 2002).

◆ Enfin, une phase de volcanisme alcalin, datée à 531 ± 5 Ma, débute le cycle Paléozoïque (Ducrot et Lancelot, 1977).

◆ La tectonique hercynienne est peu développée dans tout l'Anti-Atlas et serait marquée dans les formations du PIII par des structures cassantes qui se superposent aux accidents précambriens et de légers plissements (Leblanc et Lancelot, 1980). De récents travaux menés dans la boutonnière d'Ifni, localisée à proximité de la côte Atlantique dans l'Anti-Atlas occidental (**figure I-11**), ont montré que les séries précambriennes ont été faiblement affectées par l'orogène hercynien (**figure I-17**). Seules les formations du Paléozoïque ont été plissées, le Précambrien ayant été préservé grâce à l'existence d'un niveau de décollement localisé dans un niveau incompetent du Cambrien moyen/inférieur : la série « lie de vin » (Helg *et al.*, 2004).

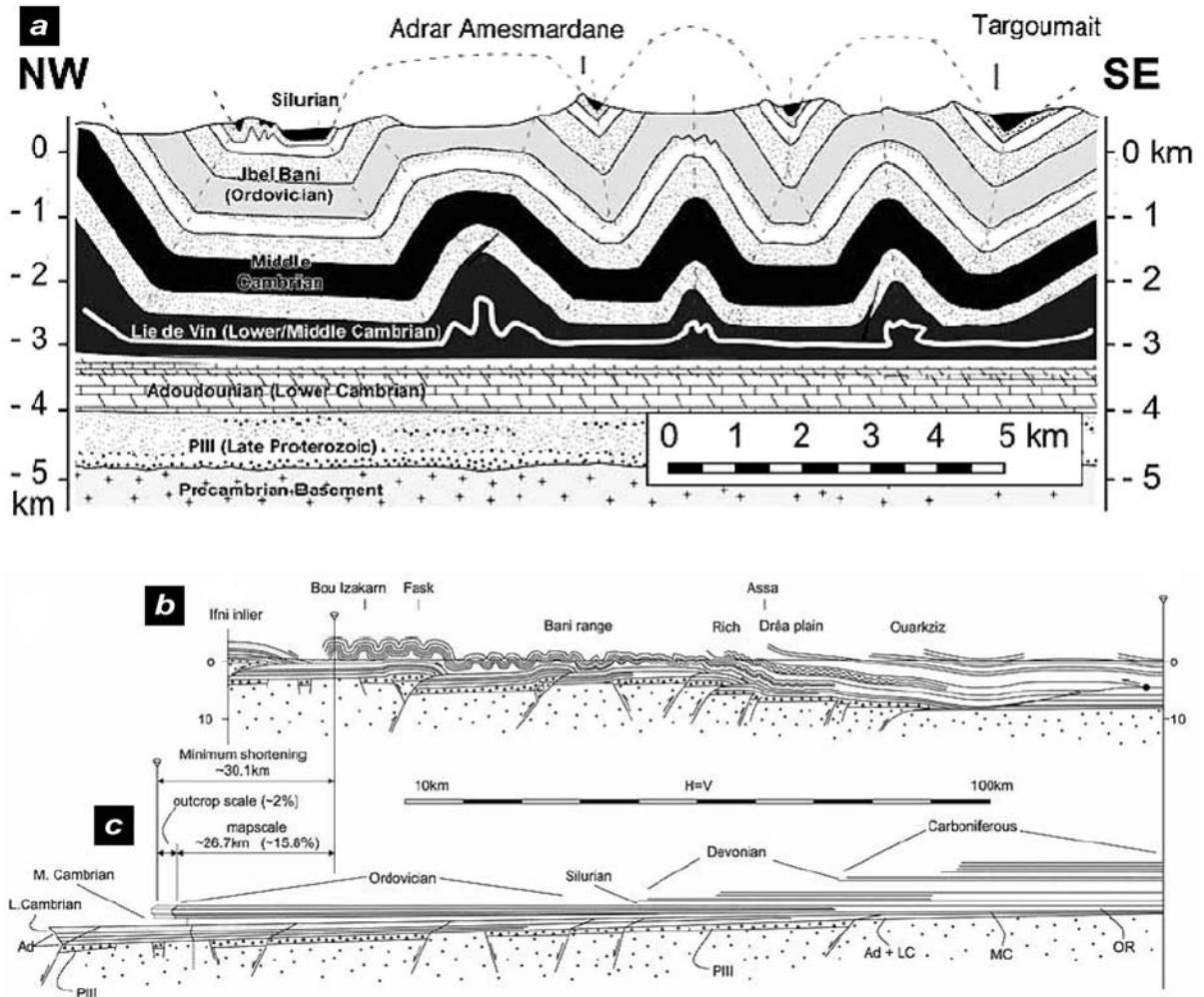


Figure I-17 : a) Modèle interprétatif d'une tectonique en décollement relative à l'orogène hercynien dans les formations d'avant chaîne de l'Anti-Atlas occidental, ici exemple de la boutonnière d'Ifni, d'après Helg et al., 2004. b) Coupe NW-SE au travers de tout l'Anti-Atlas occidental, passant par la boutonnière d'Ifni et c) proposition de coupe équilibrée, (Helg et al., 2004).

Chapitre II : Schéma structural et présentation générale du Jbel Saghro

1/. INTRODUCTION

Le massif du Jbel Saghro (**figure II-1**), s'étalant sur une superficie de près de 4000 km², est limité au nord par les Vallées du Dadès et du Toghdra, à l'est par l'Ougnat et le Tafilalt, au sud par le Jbel Bani et à l'ouest par la Vallée du Draa (**figures I-11 & II-1**). Ce massif allongé selon une direction E-NE est constitué de formations précambriennes actuellement à l'affleurement au cœur de boutonnières (**figures I-11 & II-1**).

Au cœur même du Jbel Saghro, les formations les plus anciennes (PII inférieur) affleurent dans quatre secteurs que l'on définira également comme des boutonnières de taille plus réduite, entourées des épaisses formations du Précambrien terminal (PIII ou PII-III) et/ou de l'Adoudounien (Infracambrien, **figure. II-1**). D'ouest en est, on dénombre quatre secteurs: **i**) Sidi Flah- Bou Skour, **ii**) Kelâa M'Gouna, **iii**) Boumalne et **iv**) Imiter (**figure II-1**).

Sur des critères d'ordre chronologiques, structuraux et stratigraphiques (qui seront développés dans ce travail) et dans un souci de simplification, le découpage classique PI, PII sup., PII inf. et PIII, donnant lieu à de nombreux débats, a été revu et simplifié pour définir deux complexes qui caractérisent mieux, à notre avis, la lithologie du Jbel Saghro (complexe supérieur et inférieur, **figure. II-1**).

Par analogie avec l'Anti-Atlas Central, le complexe inférieur est composé des formations appartenant au PII inférieur et au PII supérieur tandis que le complexe supérieur n'est composé que des formations du PIII.

2/. LE COMPLEXE INFÉRIEUR DU JBEL SAGHRO

Les formations du complexe inférieur se caractérisent par deux formations différentes : des méta-sédiments silico-clastiques, assimilés au socle du Jbel Saghro, et des roches intrusives de type diorites et granodiorites (**figures II-1 & II-2**).

Aucune trace de roches paléoprotérozoïques n'est connue dans le Saghro. Toutefois, l'intrusion de diorites d'Igoudrane, située à l'est de la célèbre mine d'argent d'Imiter, a suscité bien des interrogations quant à son âge (Hindermeyer, 1953a).

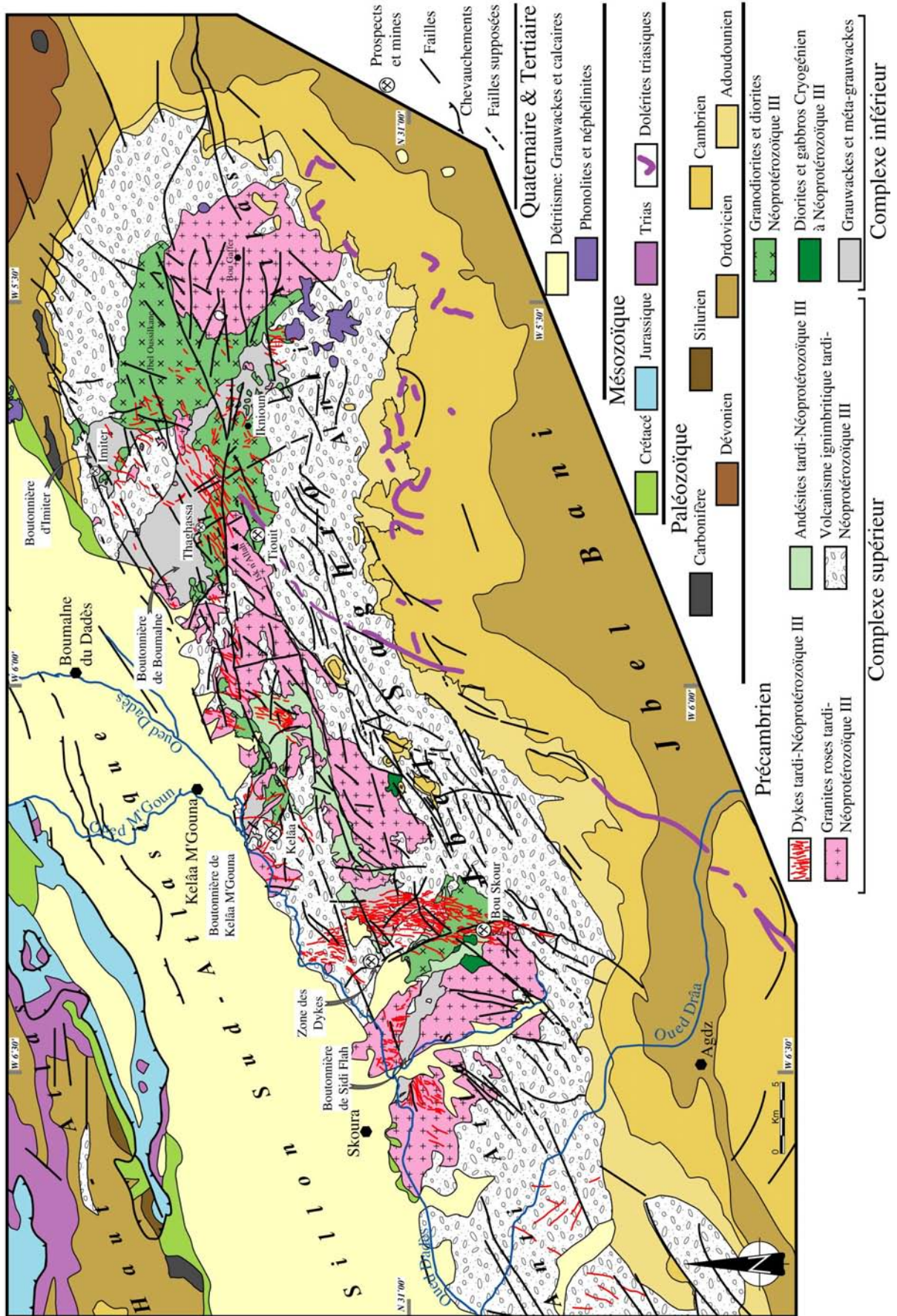


Figure II-1 : Carte géologique du Jbel Saghro, d'après Hindermeier et al., (1977) et scène Landsat disponible sur le site <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/mrsid.pl>.

Cet intrusif, fortement déformé et présentant des similitudes avec certains orthogneiss rencontrés dans l'Anti-Atlas occidental, fut un certain temps rattaché à l'orogénèse éburnéenne-paléoprotérozoïque avant d'être réinterprété comme étant un pluton de l'orogène panafricain Ighid *et al.* (1989).

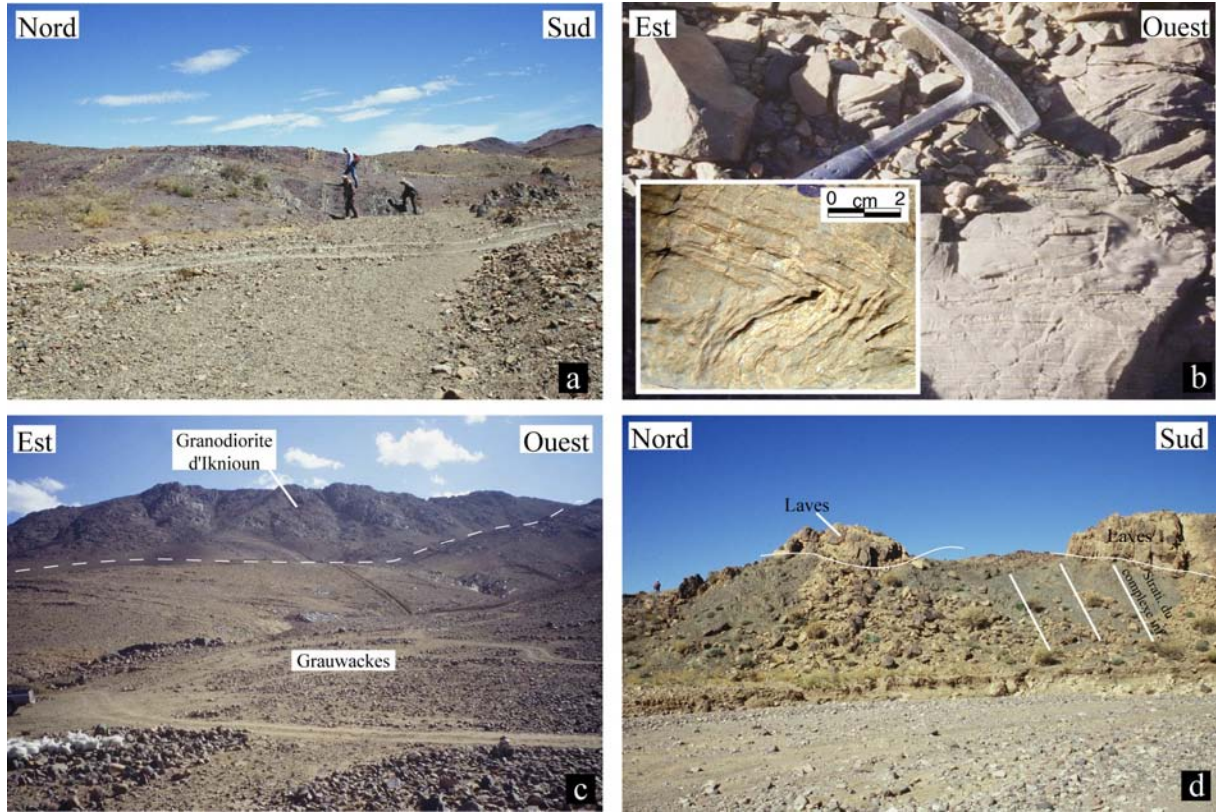


Figure II-2 : Planche photographique des principaux faciès du complexe inférieur rencontrés dans le Jbel Saghro. a) Sédiments silico-clastiques verticalisés composés de siltites vertes et violettes (bouttonnière de Kelâa M'Gouna). b) Formations grésopélitiques de la bouttonnière de Kelâa M'Gouna. Encart : pli d'origine synsédimentaire (slump ?) observé dans ces formations détritiques. c) Métasédiments de la bouttonnière de Boumalne intrudés par le massif granodioritique d'Iknioun. d) Laves acides du complexe supérieur reposant en discordance sur le complexe inférieur (Partie occidentale du prospect de la Zone des Dykes).

2.1/. Les formations sédimentaires Néoprotérozoïque moyen ou le socle du Saghro

Ces formations de type flysch sont composées d'alternances de niveaux de grès, de grauwackes, de pélites, d'argilites et de turbidites (**figures II-2a et b**) (Fekkak *et al.*, 2000; Fekkak *et al.*, 2002; Ouguir *et al.*, 1996). A Sidi Flah et à Kelâa M'Gouna, ces formations sont puissantes de 1500 et 4000 m respectivement (**figures II-3, II-4, II-5 & II-6**) (Fekkak, 2000; Fekkak *et al.*, 2000; Fekkak *et al.*, 2003).

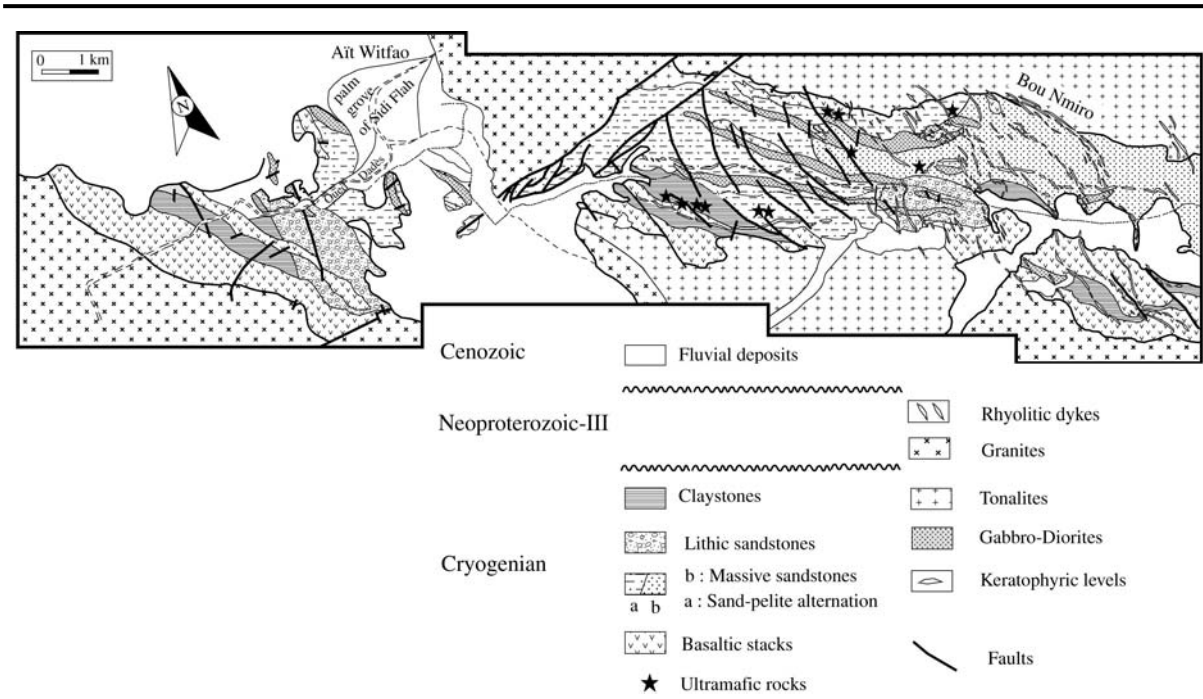


Figure II-3 : Carte géologique de la boutonnière de Sidi Flah, (Fekkak et al., 2003).

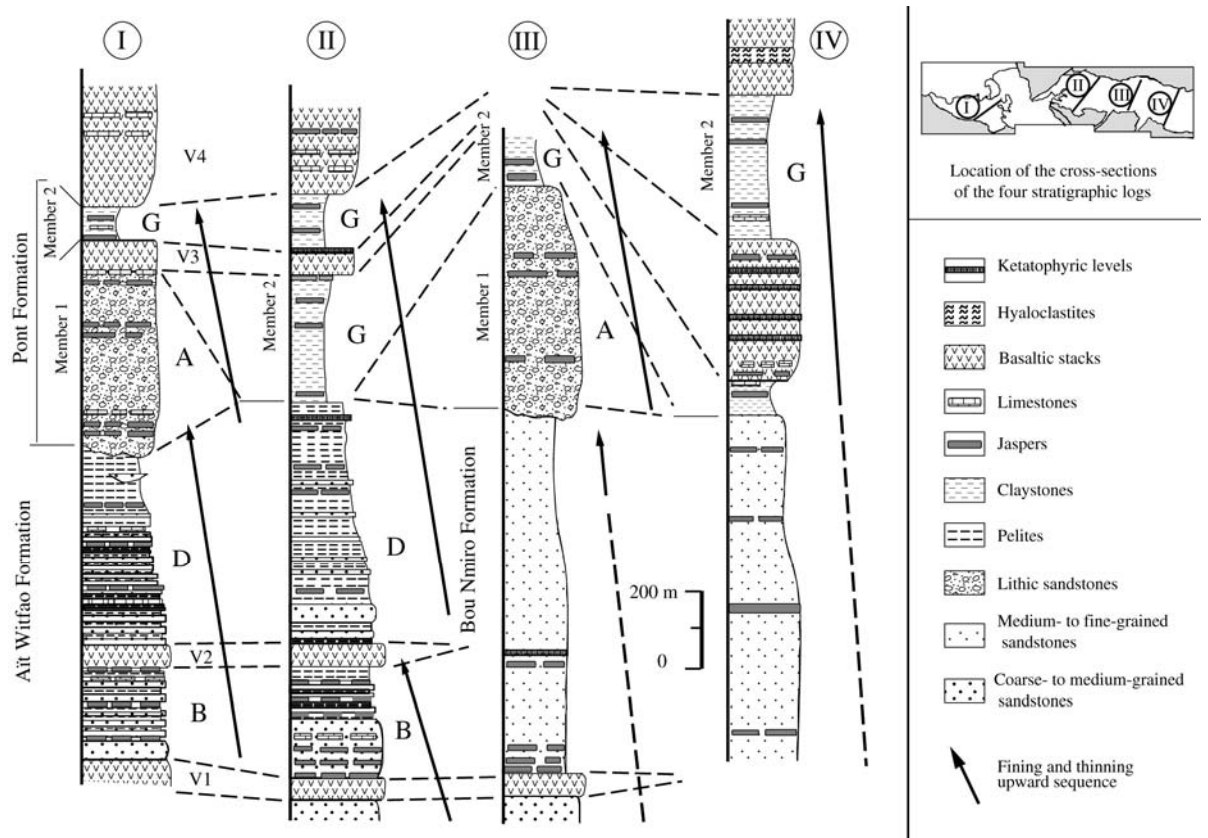


Figure II-4 : Colonnes stratigraphiques des formations du bassin de Sidi Flah. V1 à V4 représentent les piles basaltiques, A, B, D et G représentent les différents faciès de turbidites, (Fekkak et al., 2003).

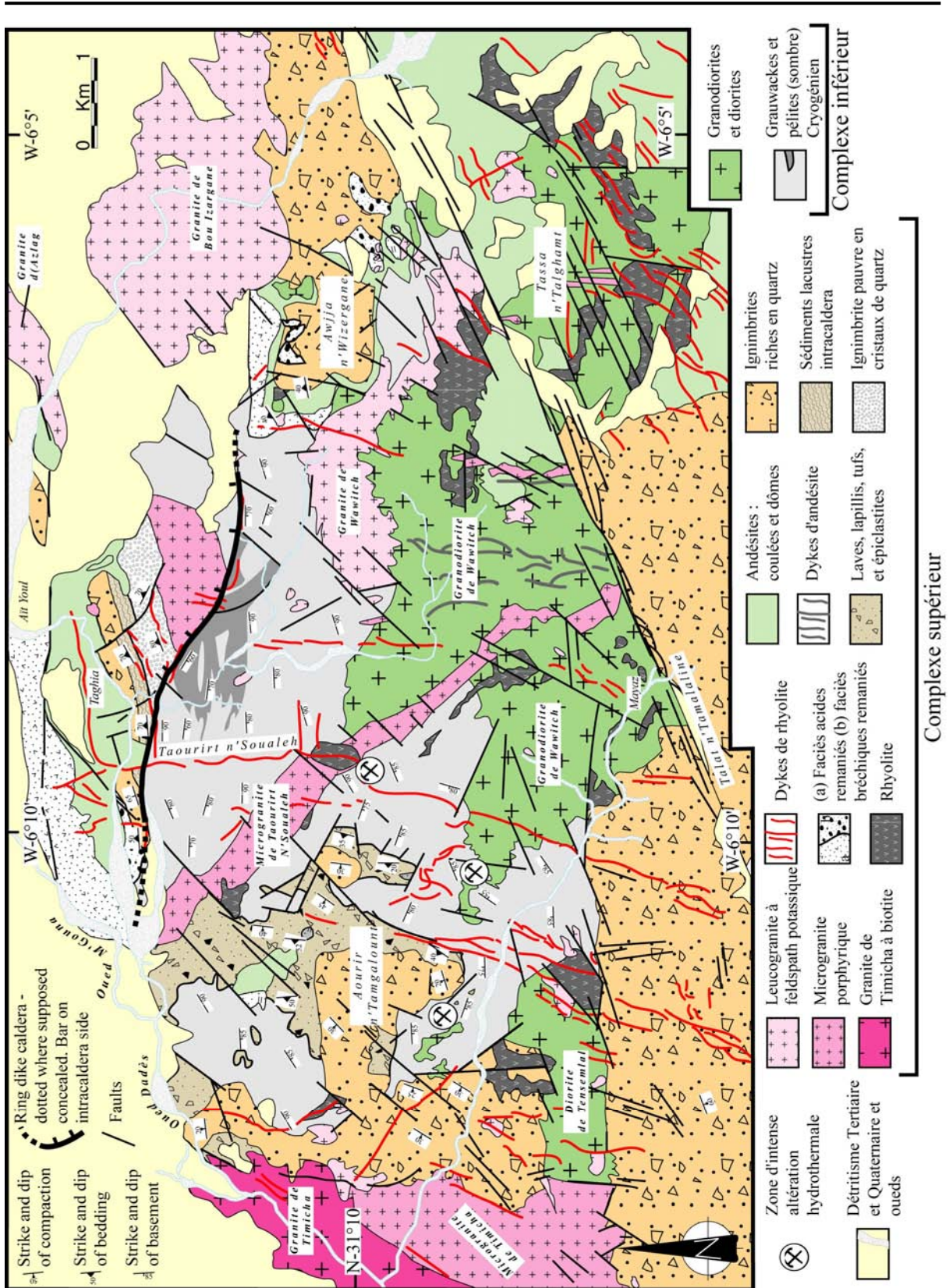
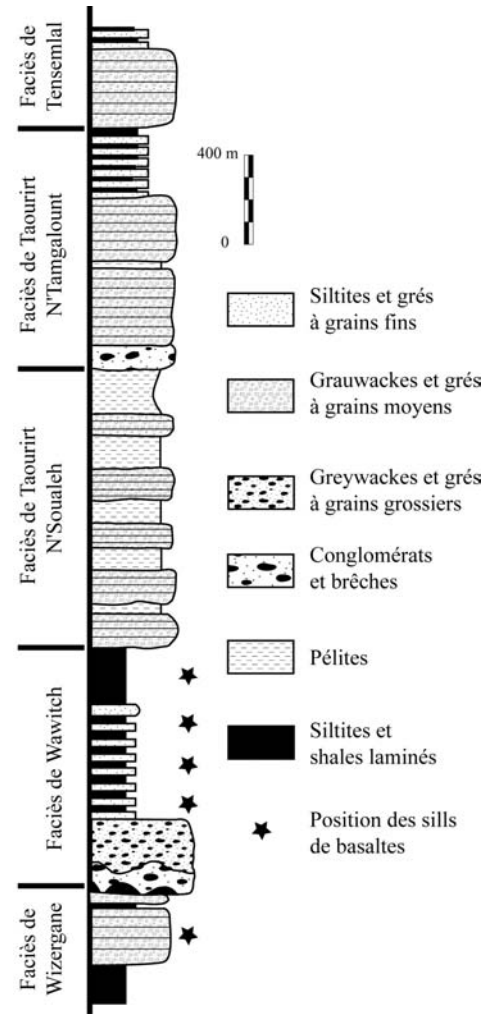


Figure II-5 : Carte géologique de la boutonnière de Kelâa M'Gouna, d'après Benharref (1991), Derré et Lécalle (1999) et scène Landsat.

Figure II-6 : Colonne stratigraphique des formations sédimentaires du complexe inférieur de Kelâa M'Gouna, (Fekkak *et al.*, 2001).

Dans les boutonnières plus vastes de Boumalne et d'Imiter, les variations lithologiques qui caractérisent ces formations mettent en avant le caractère plissé de ces séries. En effet, dans le secteur de Boumalne du Dadès, la séquence sédimentaire est organisée en un vaste synclinorium déversé vers le sud. Elle est constituée de trois sous-ensembles lithologiques dont la nature pétrographique évolue verticalement sur plus de 3000 mètres (**figures II-7 & II-8**) (Fekkak, 2000; Fekkak *et al.*, 2002). A Imiter, elle est organisée en un vaste anticlinorium à déversement sud souligné par quatre sous-ensembles lithologiques (**figure II-9**) (Ouguir, 1997). L'unité terminale présente un aspect



singulier dans le Saghro puisqu'elle est essentiellement composée de niveaux pélitiques très sombres dont la teinte serait due à une importante concentration en matière organique (Pasava, 1994).

Des études sédimentologiques ont interprété ces formations silico-clastiques comme des dépôts de types cônes sous-marins transportés par d'importants courants de turbidité (Benharref, 1991; Benkirane, 1987; Fekkak, 1992; Fekkak, 2000; Fekkak *et al.*, 2000; Fekkak *et al.*, 2003; Fekkak *et al.*, 1999; Graber, 1991; Ouguir *et al.*, 1996). Des phénomènes d'effondrements tectoniques synsédimentaires auraient généré des conditions particulières de sédimentation caractérisées par le dépôt de puissants niveaux de pélites et de siltites. L'étude des paléocourants indique un apport venant du nord (NW à NE), même si des sens de courant provenant du SE ont également été observés (Fekkak, 2000; Ouguir *et al.*, 1996). L'analyse modale des zircons détritiques des grauwackes et l'utilisation de diagrammes géotectoniques ont montré que ces bassins se sont formés en contexte de marge passive, alimentés par une source de nature continentale.

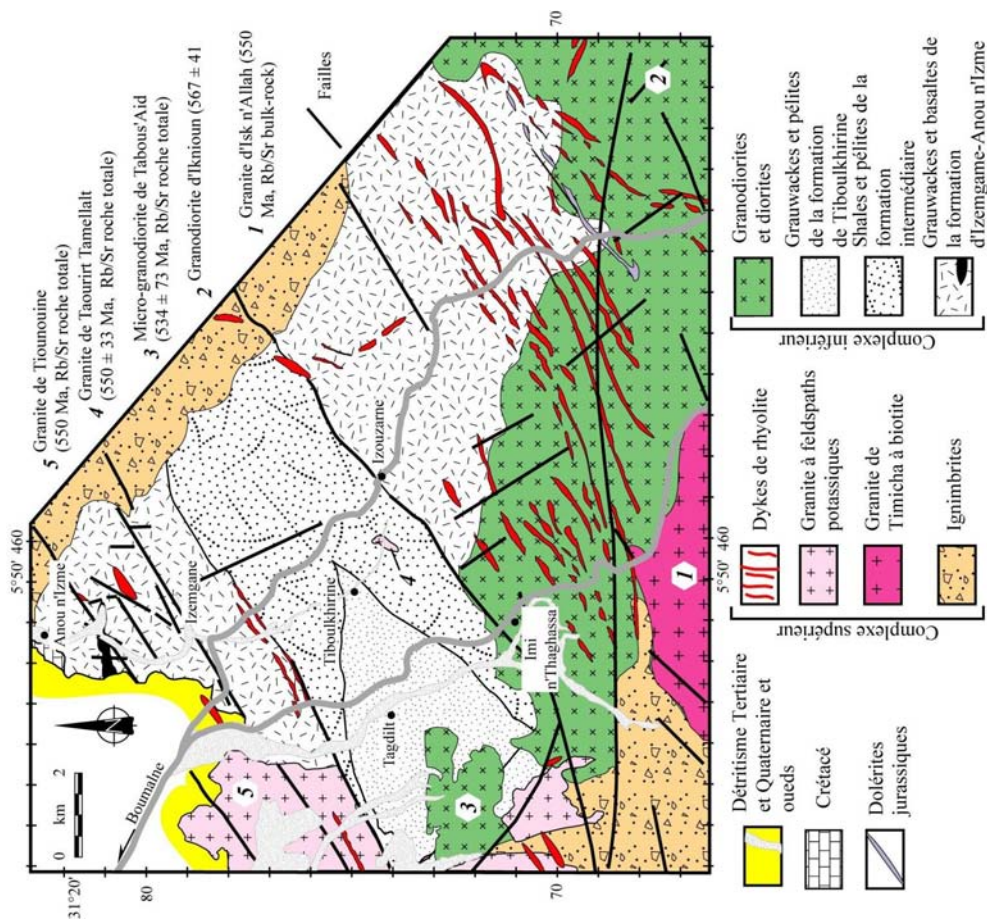


Figure II-7 : Carte géologique de la boutonnière de Boumalne, d'après Hindermeyer et al., (1977) et scène Landsat.

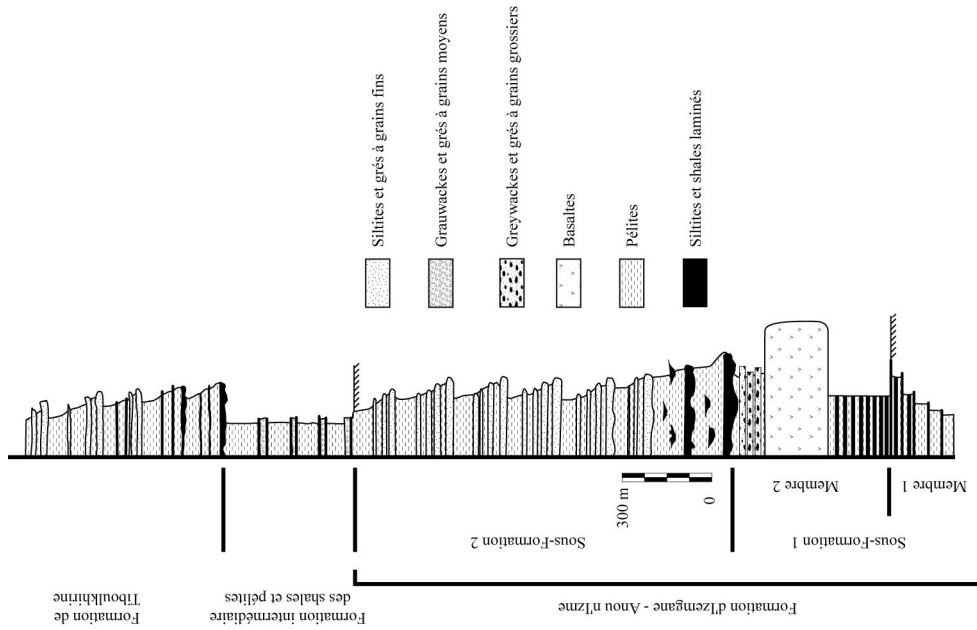


Figure II-8 : Colonne stratigraphique des formations sédimentaires du complexe inférieur de la boutonnière de Boumalne, (Fekkak et al., 2001).

Des discussions subsistent sur l'origine des sédiments. Certains auteurs plaident en faveur d'une provenance de marge passive tectoniquement instable (Ennih et Liégeois, 2001; Fekkak, 2000; Lécolle *et al.*, 1991) alors que d'autres impliquent un contexte actif d'arrière arc à intra-arc (Benkirane, 1987; Fekkak *et al.*, 2000; Graber, 1991; Ouguir *et al.*, 1996). Dans tous les cas, la source serait un socle cristallin. Le Craton Paléoprotérozoïque Ouest Africain, situé au sud du Jbel Saghro et constitué de gneiss, schistes, migmatites et granitoïdes variés, serait un bon candidat. Mais cela n'expliquerait pas les apports sédimentaires en provenance du Nord.

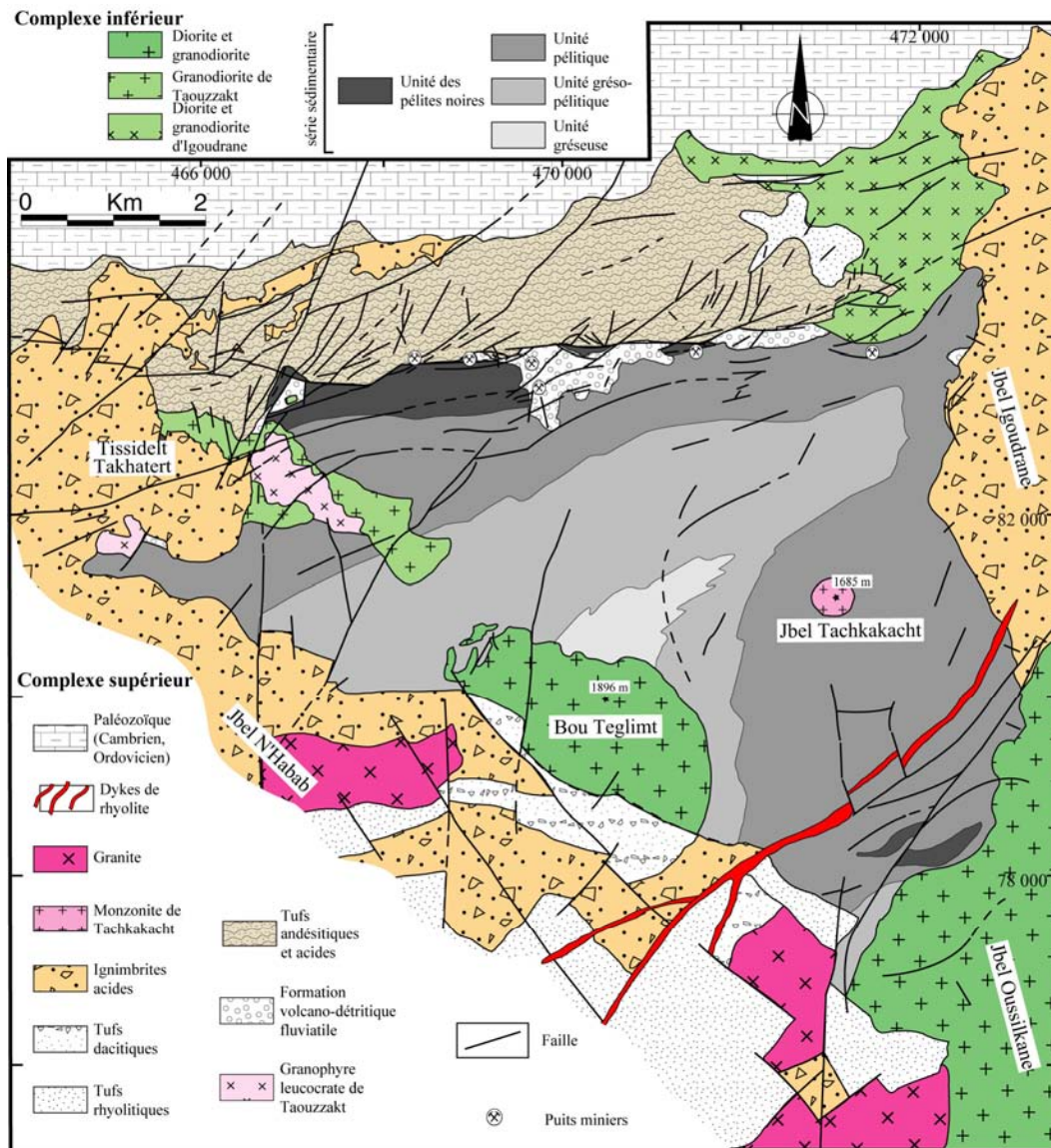


Figure II-9 : Carte géologique de la boutonnière d'Imiter, d'après documents inédits SMI.

Dans certains secteurs, la base de la formation silico-clastique montre des intercalations de coulées de laves en coussin (**figures II-4, II-6 & II-8**). La composition des laves est variable. On distingue des tholéïtes de rift initial (IRT) et des basaltes d'îles océaniques (OIB) dans le secteur de Sidi Flah-Bou Skour, des tholéïtes continentales appauvries en Nb (CT) dans le secteur de Kelâa M'Gouna et des tholéïtes de rift initial (IRT) dans le secteur de Boumalne (Fekkak *et al.*, 2001). Dans la boutonnière de Sidi Flah, l'emplacement de ces roches ultramafiques est associé au développement d'un système hydrothermal ayant localement produit des niveaux de jaspes et d'ophicalcites (Fekkak *et al.*, 2003). Un âge modèle (méthode Nd/Sm) compris entre 871 et 774 Ma a été calculé par Mrini (1993) pour ces formations magmatiques. Ainsi, l'ensemble des formations volcaniques et sédimentaires serait les témoins d'une marge passive (extensive) résultant d'un stade avancé de rifting continental orienté SW-NE et ayant généré l'océan pré-Pan Africain (Fekkak *et al.*, 2001). La formation du rift du Saghro serait donc contemporaine de l'ouverture d'un domaine océanique représenté par les ophiolites de Bou Azzer (Fekkak *et al.*, 2001). Selon les recommandations de la nouvelle charte stratigraphique internationale, il convient d'attribuer ces formations volcano-sédimentaires de l'Anti-Atlas oriental au Cryogénien (Knoll, 2000).

2.2/.Les granitoïdes du complexe inférieur

Le cœur et la partie orientale du Jbel Saghro sont caractérisés par la présence d'importants corps plutoniques intrusifs dans les formations sédimentaires silico-clastiques du Cryogénien (**Figures II-1 & II-2c**). Ces intrusions sont composées de corps basiques : gabbros ou diorites, à intermédiaires : granodiorites-tonalites (**figure II-10**). Ainsi chaque boutonnière précédemment citée est accompagnée de son cortège de granitoïdes intrusifs (**figure II-1**).

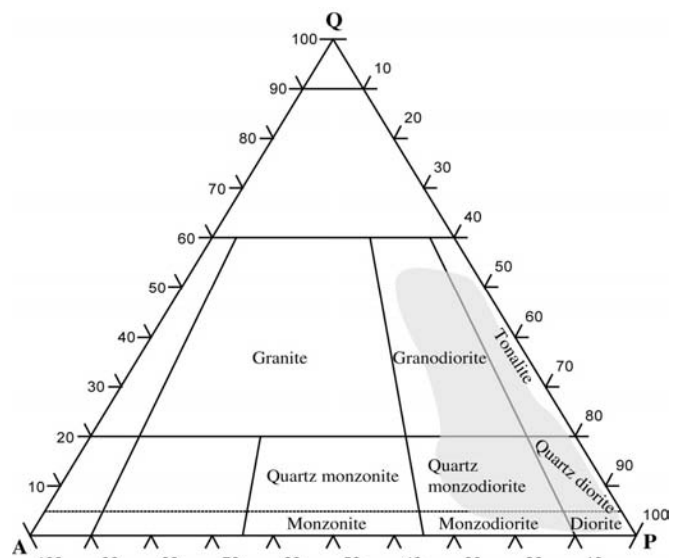


Figure II-10 : Diagramme ternaire (Streckeisen, 1976) des roches plutoniques du complexe inférieur (données de Bajja (1989), Ait Isha (1996), Ezzouhairi (1989), Karl *et al.*, 2001).

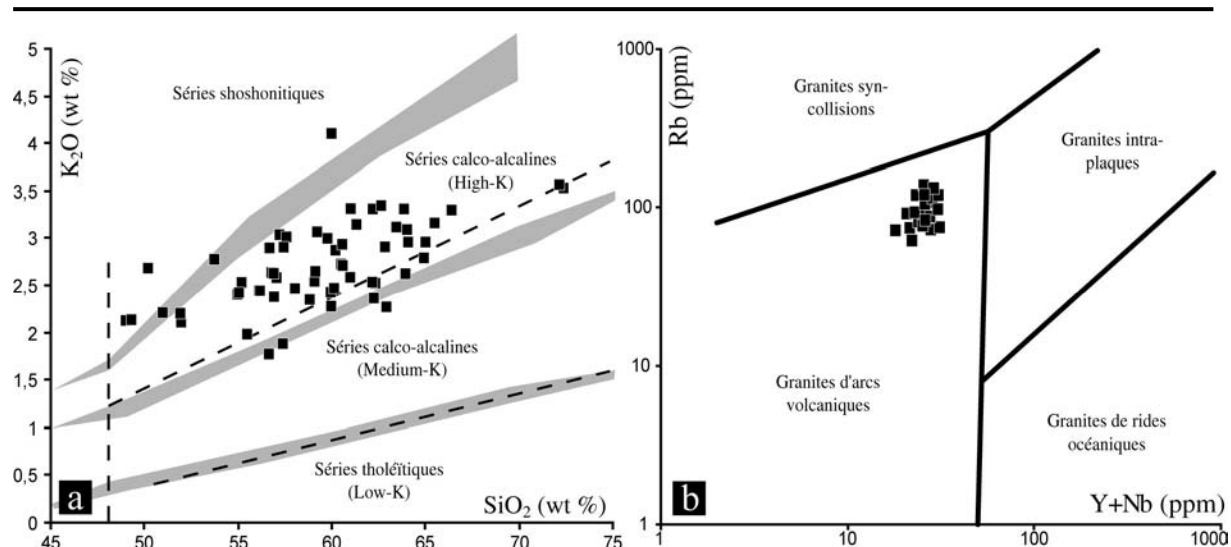


Figure II-11 : Particularités géochimiques des granitoïdes du complexe inférieur. a) Diagramme K_2O vs. SiO_2 (Le Maitre et al., 1989) montrant les subdivisions de la série magmatique subcalcaïne, données de (Ait Isha et al., 1996; Benharref, 1991; Ezzouhairi, 1989; Karl et al., 2001). b) Diagramme de discrimination Rb vs. Y+Nb (Pearce et al., 1984) et interprétations géotectoniques, données de Karl et al, (2001).

Une compilation des principales données géochimiques effectuée sur l'ensemble du Jbel Saghro a été réalisée. Il en ressort que l'ensemble des intrusions du complexe inférieur possède une affinité calco-alcaline potassique (**figure II-11a**). Dans le diagramme de Pearce et al., (1984), ces intrusions se regroupent toutes dans le domaine des granites d'arc volcaniques (**figure II-11b**). Par ces caractéristiques, les intrusions du Saghro présenteraient des signatures géochimiques typiques d'arc volcaniques (marge continentale active ou arc insulaire) en contexte de subduction océanique (Ait Isha et al., 1996; Karl et al., 2001).

2.3/.Structuration du complexe inférieur

Les premières descriptions de la structuration de la série sédimentaire silico-clastique du complexe inférieur de Jbel Saghro ont été effectuées par Hindermeyer (1953). Il attribue au PII cette série en se basant sur l'absence ou la faiblesse d'un métamorphisme régional et par sa direction dominante *ca.* N070°E. Bien que la présence d'un métamorphisme régional reste incertaine, il démontre l'importance du métamorphisme de contact dû aux intrusions de nature dioritique et granodioritique. Les études postérieures (Benharref, 1991; Benkirane, 1987; Graber, 1991; Ouguir et al., 1994; Saquaque et al., 1992) montrent que cette série est plissée. De nombreuses phases de plissement ont été déterminées de manière plus ou moins

convaincante. A défaut, d'autres études ont suggéré le caractère syntectonique des plutons du complexe inférieur et l'existence d'une tectonique décrochante dextre (Ighid *et al.*, 1989; Saquaque *et al.*, 1992). De manière classique, et sur la base du modèle géotectonique de Leblanc et Lancelot (1980), les formations du complexe inférieur de l'Anti-Atlas oriental ont été interprétées comme étant déformées pendant les phases tectoniques B1 et B2, respectivement datées à 685 et 615 Ma (Clauer et Leblanc, 1975; Leblanc et Lancelot, 1980). Cette déformation se traduit par le redressement du plan de stratification S_0 orienté N070°E (Saquaque *et al.*, 1992) et par la formation de plis. Des décrochements dextres N070°E et des chevauchements orientés vers le sud et sud-est seraient contemporains de la mise en place des granodiorites et diorites (Ighid *et al.*, 1989). De récentes datations montrent que ces granitoïdes, réputés syn-tectoniques, se mettent en place entre 600 et 570 Ma (Clauer *et al.*, 1995; De Wall *et al.*, 2001; Levresse, 2001; Mrini, 1993; Thomas *et al.*, 2002), remettant ainsi en question l'âge des déformations B1 et B2 (voir ci-dessus) tout comme leur existence dans le Saghro.

3/. LE COMPLEXE SUPERIEUR DU JBEL SAGHRO

Les formations de ce complexe sont composées d'un ensemble de roches volcaniques, volcano-détritiques et volcanoclastiques ainsi que de leurs équivalents plutoniques et filoniens (**figure II-1**). Ces roches initialement attribuées au PII sup. (Benharref, 1991; Saquaque *et al.*, 1992), ont par la suite été ré-attribuées au PIII (Ouguir *et al.*, 1996). Les formations volcaniques forment une imposante couverture dont le faciès type a été défini dans la région de Ouarzazate (Série de Ouarzazate, (Bouladon et Jouravsky, 1954; Boyer *et al.*, 1978; Boyer et Leblanc, 1977; Fauvelet et Hindermeyer, 1952; Hindermeyer, 1953b). Elles reposent sur le complexe inférieur par discordance tectonique majeure (**figure II-2d**). La séquence volcanique est très diversifiée. On distingue, suivant les secteurs, des épanchements de surface de laves acides à intermédiaires, parfois basiques (**figure II-13a**), de nombreuses nappes d'ignimbrites (**figures II-12a et b**), des tufs remaniés et des formations volcano-sédimentaires (Bajja, 1987; Bajja, 1998; Benharref, 1991; Freton, 1988; Ouguir, 1997).

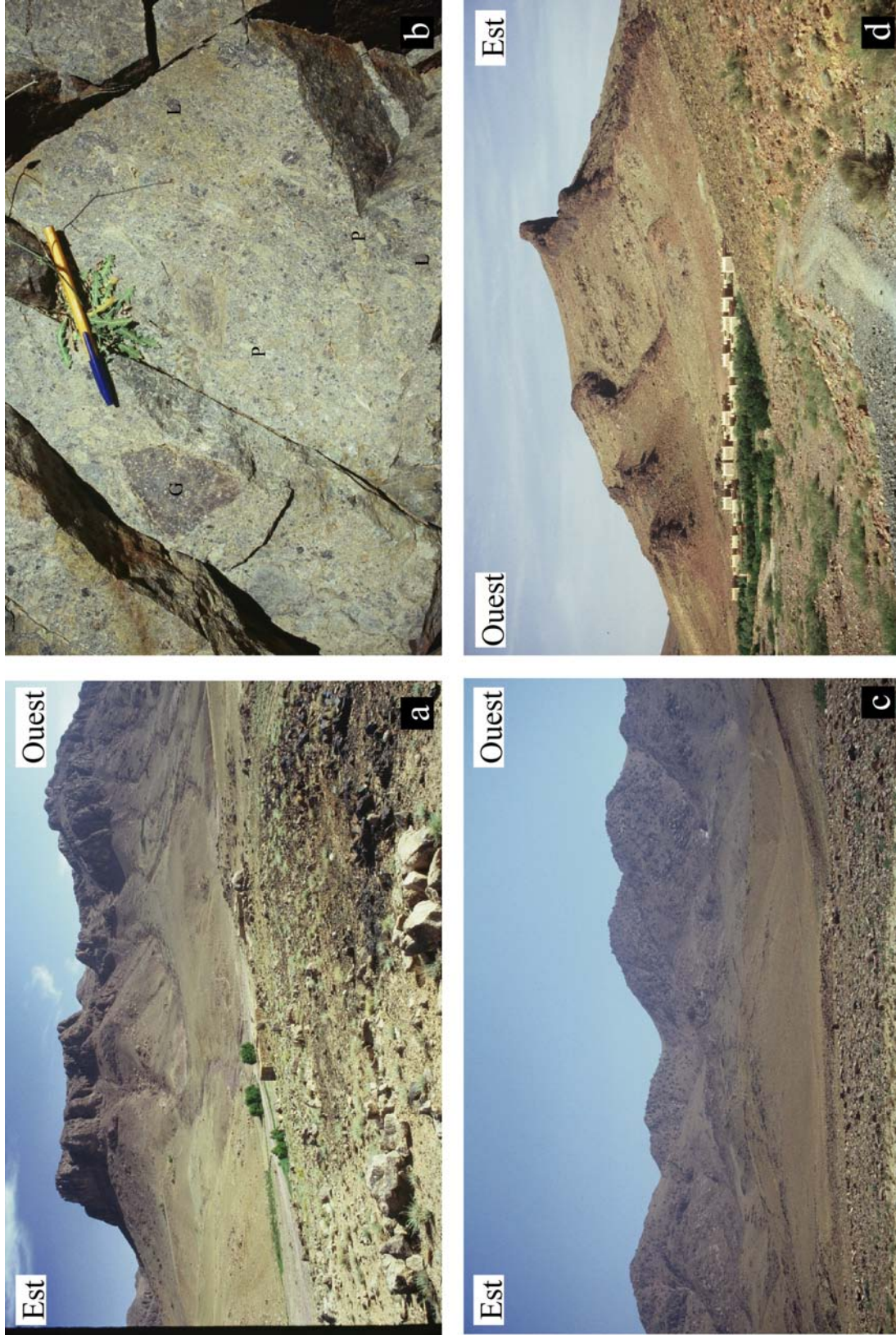


Figure II-12 : Planche photographique des principaux faciès du complexe supérieur rencontrés dans le Jbel Saghro. a) Falaises ignimbritiques de la région d'Ikriouin dans le centre du Jbel Saghro. b) Ignimbrite acide formée de fragments de ponces (P) et de fragments lithiques de lapilli (L) ou blocs de granite rose (G) c) Formations granitiques roses du massif d'Isk n'Allah (2557 m) au sud de la boutonnière de Boumalne. d) Important réseau de dykes de rhyolite de la partie occidentale du Saghro (ancienne mine de cuivre de Bou Skour).

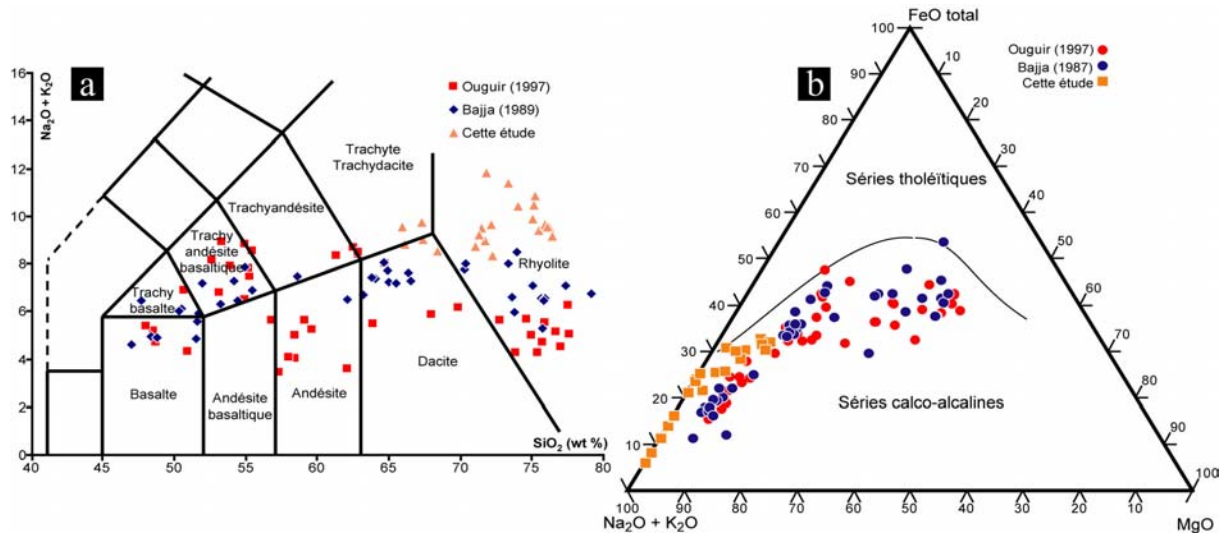


Figure II-13 : Particularités géochimiques des roches volcaniques et plutoniques du complexe supérieur. Données compilées de Ouguir (1996), Bajja (1989) et cette étude. a) Diagramme TAS (Total alkali vs. Silica, (Le Maitre et al., 1989)) et nomenclature des roches volcaniques du complexe supérieur. b) Diagramme AFM des roches du complexe supérieur. Données compilées de Ouguir (1996), Bajja (1989) et cette étude.

Ce volcanisme est associé au développement de nombreux champs filoniens : dykes acides à intermédiaires ou granites roses également nommés formations roses et interprétés comme étant cogénétiques des formations de surfaces (**figures II-12c et d**) (Fauvelet et Hindermeyer, 1952). De récentes datations effectuées sur divers corps intrusifs ou volcaniques de ce complexe, ont placé cette période d'activité volcano-plutonique entre *ca.* 570 et 550 Ma (Cheilletz *et al.*, 2002 ; Levresse, 2001; Mifdal et Peucat, 1985; Mrini, 1993; Thomas *et al.*, 2002; Walsh *et al.*, 2002).

Les compositions chimiques de ces différents faciès volcaniques et hypovolcaniques montrent leur appartenance globale à une série calco-alcaline (**figures II-13**). Le contexte géodynamique est interprété comme caractéristique d'une mise en place en bordure d'une marge continentale active ou d'un arc insulaire (Bajja, 1998; Ouguir, 1997). Cependant, la forte proportion de roches acides a conduit certains auteurs à proposer un contexte de marge continentale active (Ouguir, 1997). Ainsi, ces séries sont interprétées comme étant synchrones ou postérieures à la subduction.

Les récentes études structurales réalisées dans le Saghro, ont défini un contexte distensif N-S comme étant contemporain du volcanisme tardi-Néoprotérozoïque III du complexe supérieur. Sur le terrain, cet événement se traduit par le développement de grabens et demi-grabens (Bajja, 1998; Levresse, 2001; Ouguir, 1997). Des structures décrochantes plus tardives résultant d'une direction de raccourcissement N-S se développeraient dans un second temps (Levresse, 2001; Ouguir, 1997). Leur attribution au Précambrien reste encore à démontrer.

4/. LA SERIE PALEOZOÏQUE - MESOZOÏQUE

Dans le Saghro, des études sédimentologiques ont rapporté que les formations volcaniques de la série de Ouarzazate (complexe supérieur) ne formaient qu'un seul cycle Précambrien terminal à Cambrien (Benziane *et al.*, 1983). En effet, sur le flanc sud du Saghro, les séries volcano-sédimentaires passent en concordance avec des dolomies azoïques puis avec les premières couches à Trilobites du Cambrien.



Figure II-14 : Planche photographique des principaux faciès du Phanérozoïque rencontrés dans le Jbel Saghro.
a) Vue depuis le complexe minier d'Imiter, vers le nord, sur la limite Précambrien - Cambrien sur le rebord nord

du Jbel Saghro. b) Vue vers l'est depuis le douar d'Anou n'Izme, sur les formations rouges laguno-continentales du Crétacé reposant en discordance sur les sédiments du complexe inférieur dans le nord de la boutonnière de Boumalne. c) Epanchements de néphélinites (2.9 Ma) à Foum el Kouss au Nord de la mine d'Imiter sur les grès et calcaires rouges du Crétacé. d) Les poudingues de la région de Kelâa M'Gouna. e) Les poudingues de la région de Skoura. f) Le Sillon Atlasique et le Haut-Atlas vus depuis le granite rose de Tiounouine dans le nord de la boutonnière de Boumalne.

Au niveau de la boutonnière d'Imiter, le cycle paléozoïque débute directement par des formations attribuées au Cambrien (**figure II-14a**). A sa base, un niveau puissant de 1 à 2 m est interprété comme un conglomérat à éléments des complexes inférieurs et supérieurs. Bien que lumachellique (*in* Levresse, 2001), son attribution au Paléozoïque reste contestée. Sur le terrain, ce niveau repose sur le complexe inférieur (intrusion d'Igoudrane) ou sur les formations volcaniques du complexe supérieur (**figures II-15a et b**). Si le caractère discordant est évident avec la granodiorite d'Igoudrane, il l'est moins pour les formations stratifiées épicastiques présentant le même pendage *ca.* 10-20° vers le nord. Ce dernier niveau est constitué à sa base (le premier mètre) de faciès finement lités et dolomitiques, englobant parfois des éléments du substratum (**figures II-15b et c**). Quand ce dernier est andésitique, l'altération "*in situ*" en boule suggère un faciès conglomératique (**figures II-15b et c**), cependant aucun indice de transport et de remaniement n'a été observé. Des échantillons prélevés dans cet horizon ont révélé que les niveaux finement lités correspondent à des stromatolites (**figure II-15d**). Ce niveau est recouvert par une barre métrique de dolomite bioclastique constituée de fragments de trilobites, d'échinodermes et de probables mollusques traduisant un milieu de dépôt de haute énergie. Ces derniers s'accumulent également entre les stromatolites, dans un ciment sparitique de dolomite (**figure II-15d**). Cette barre calcaire est surmontée par une puissante série pélitique, puis par des formations calcaires massives à trilobites.

Sur le Cambrien, on retrouve ensuite les séquences carbonatées et grésopélitiques de l'Ordovicien, du Silurien, du Dévonien et du Carbonifère. Le Mésozoïque est discordant sur ces formations, et seul le Crétacé affleure dans le nord du Saghro (**figure II-14b et II-14c**). Des injections de dolérites et de basaltes triasiques et liasiques s'intercalent dans les dolomies cambriennes ou recourent les séries précambriennes du Saghro. Elles seraient les témoins de l'épisode de rifting attribué à l'ouverture de l'Océan Atlantique (Sebai *et al.*, 1991).

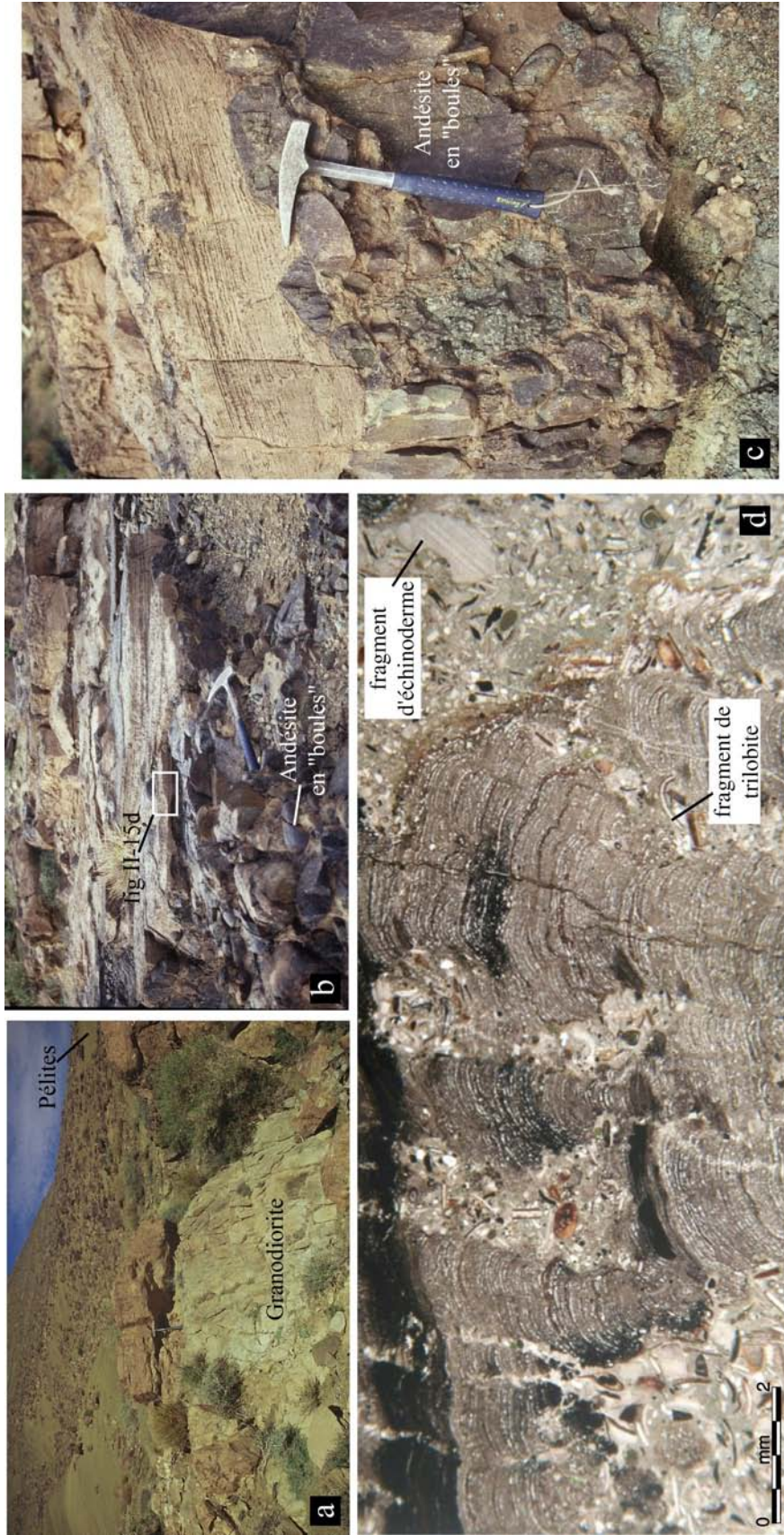


Figure II-15 : Planche photographique présentant les caractéristiques des premiers sédiments bioclastiques recouvrant les formations du complexe supérieur. a) Contact entre le complexe inférieur (granodiorite d'Igoudrane) et les dolomies bioclastiques. En arrière plan, puissante série pélitique cambrienne. b-c) Niveaux finement lités à stromatolites reposant sur des andésites altérées en boules. Le ciment dolomitique emballé et bréchifié les "boules" d'andésites. d) Microphotographie montrant le faciès dolomitique bioclastique sédimenté entre les colonnes de stromatolites.

5/. LE VOLCANISME TERTIAIRE ET QUATERNAIRE

Une des conséquences de l'orogénèse alpine fut le soulèvement et la structuration du Haut-Atlas. Au cours de cet événement, l'Anti-Atlas fut également exhumé à la faveur du jeu et rejou de certaines failles. Ces structures servirent probablement de drains favorables à la mise en place du volcanisme alcalin du Saghro. En effet, entre 10 et 3 Ma, deux édifices volcaniques majeurs se sont mis en place dans l'Anti-Atlas : le strato-volcan du Jbel Siroua, essentiellement trachytique et phonolitique et le complexe alcalin du Jbel Saghro constitué de néphélinites et de phonolites (Berrahma et Delaloye, 1989; Berrahma *et al.*, 1993 ; Ibhi *et al.*, 2002). Une dizaine de petits appareils volcaniques (necks, dykes, coulées) se rencontrent dans la partie est du Saghro (**figure II-1**). Deux phases d'activité majeure ont été recensées : **i**) Au Miocène supérieur (9.6-7.5 Ma) où l'activité volcanique s'est localisée dans le sud-est du Saghro et au sud du granite rose de Bou Gaffer. **ii**) Au pliocène supérieur (2.9 Ma), où l'activité volcanique se localise au nord de la mine d'argent d'Imiter (**figure II-14c**) et se présente sous la forme de coulées massives de néphélinites à pyroxène présentant des affleurements bien plus réduits (Ibhi *et al.*, 2002).

Depuis, l'érosion ravinant les pentes du Haut-Atlas et de l'Anti-Atlas comble la dépression du sillon atlasique. Les remplissages typiques sont constitués de grès, conglomérats mal consolidés (rañas de Boumalne) et de poudingues (Choubert et Faure-Muret, 1956) (**figures II-14d à II-14f**).

6/. IMAGERIE SATELLITE ET STRUCTURES TECTONIQUES

L'étude de scènes satellites Landsat et de photographies aériennes de la partie orientale de l'Anti-Atlas a permis de compléter la carte géologique du Jbel Sagho (**figure II-1 & annexes A**). A partir de l'étude de ces documents, différents aspects structuraux et morphologiques ont été complétés.

6.1. Analyse linéamentaire

Notre étude s'est focalisée sur la description des différentes populations de failles structurant le Jbel Saghro afin d'établir une évolution de la fracturation dans ce massif. Seuls les linéaments supposés tectoniques dont les orientations sont en accord avec les observations de terrains, ont été retenus et interprétés. Trois familles ont été distinguées :

- La plus importante caractérise les structures orientées N060°E à N090°E. Ces structures linéamentaires ondulantes, correspondant aux accidents majeurs observés sur le terrain, façonnent principalement le Jbel Saghro (**figure II-16**). Dans le cœur du Saghro, ces failles s'organisent en une importante zone de relais dont la géométrie évoque une structure en pull-apart de cinématique apparente dextre (**figure II-16**). Le cœur de cette structure est essentiellement rempli par les formations granitiques roses du complexe supérieur (**figure II-16a**). Cependant ces failles d'extension pluri-kilométrique recoupent toutes les formations du Saghro y compris le Paléozoïque au niveau de la boutonnière d'Imiter (**figure II-16**). Dans l'ouest du Saghro, au niveau de la Zone des Dykes, ces structures montrent des jeux apparents décrochants senestres avec un rejet horizontal d'au moins 2 à 3 km (**figures II-17a et b**). Parce qu'il affecte des dykes de rhyolite qui traversent les séries ignimbritiques du complexe supérieur, le jeu senestre serait tardif ou postérieur à la mise en place de ce complexe.

Dans les boutonnières d'Imiter et Boumalne, l'observation des images satellites montre l'existence de structures plissées qui affectent uniquement les formations du socle du complexe inférieur (**figures II-17a et c**). L'étude détaillée de ces structures sera abordée dans le chapitre suivant. Toutefois, il est important de noter que ces plis se développent en échelon le long de grands linéaments décrochants dextres N060-070°E.

Enfin, cette famille d'accidents a certainement joué en faille normale, comme le suggère le relief en horst du cœur de la chaîne du Saghro (**figures II-18 & II-19**).

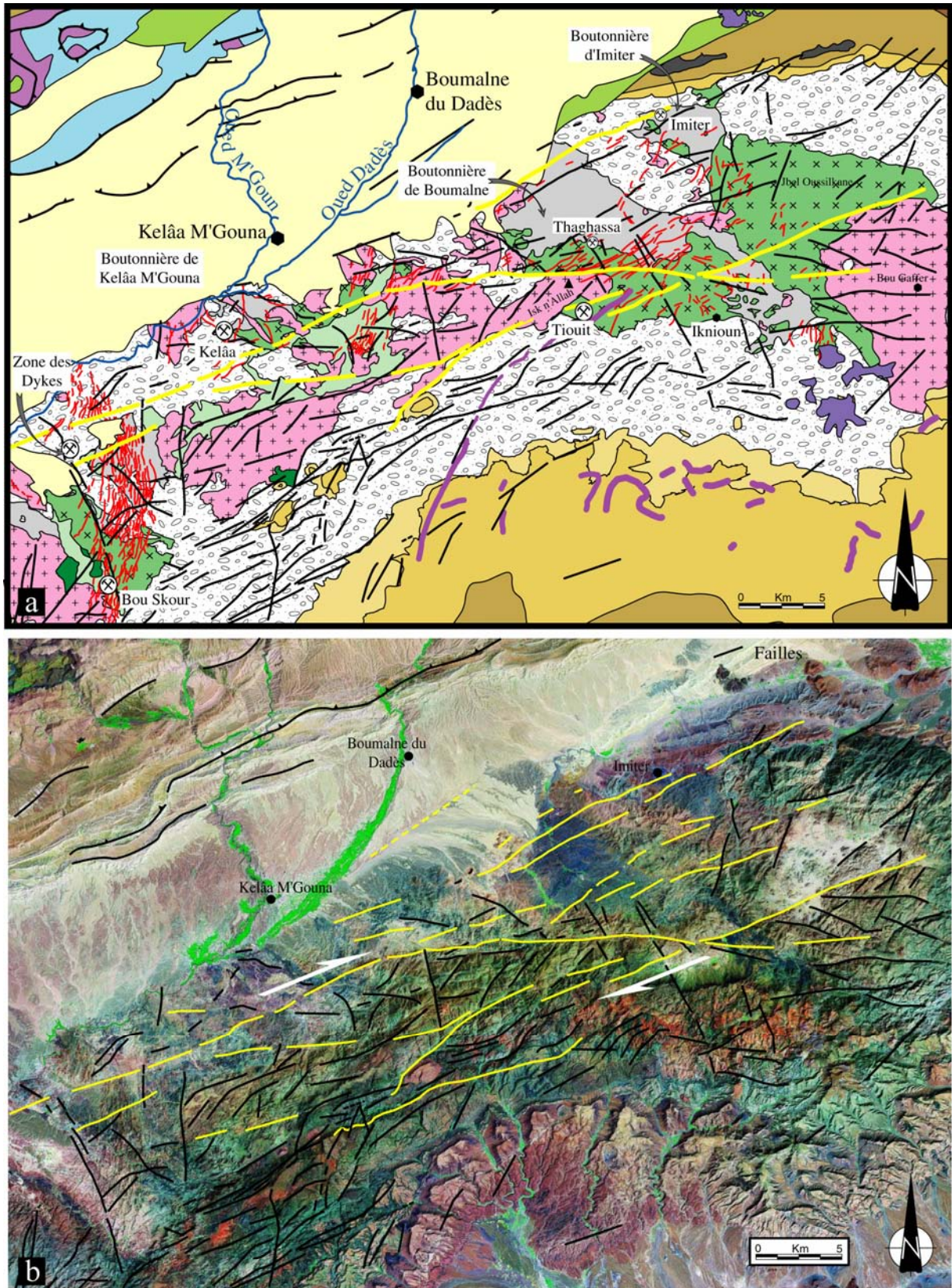


Figure II-16 : Interprétation linéamentaire du Jbel Saghro : Caractérisation de la famille N060-090°E majeure. a) Carte géologique du Saghro. Légende : cf. figure II-1. b) Interprétation linéamentaire d'un extrait de scène satellitaire Landsat. Les structures N060-090°E majeures sont représentées en jaunes.

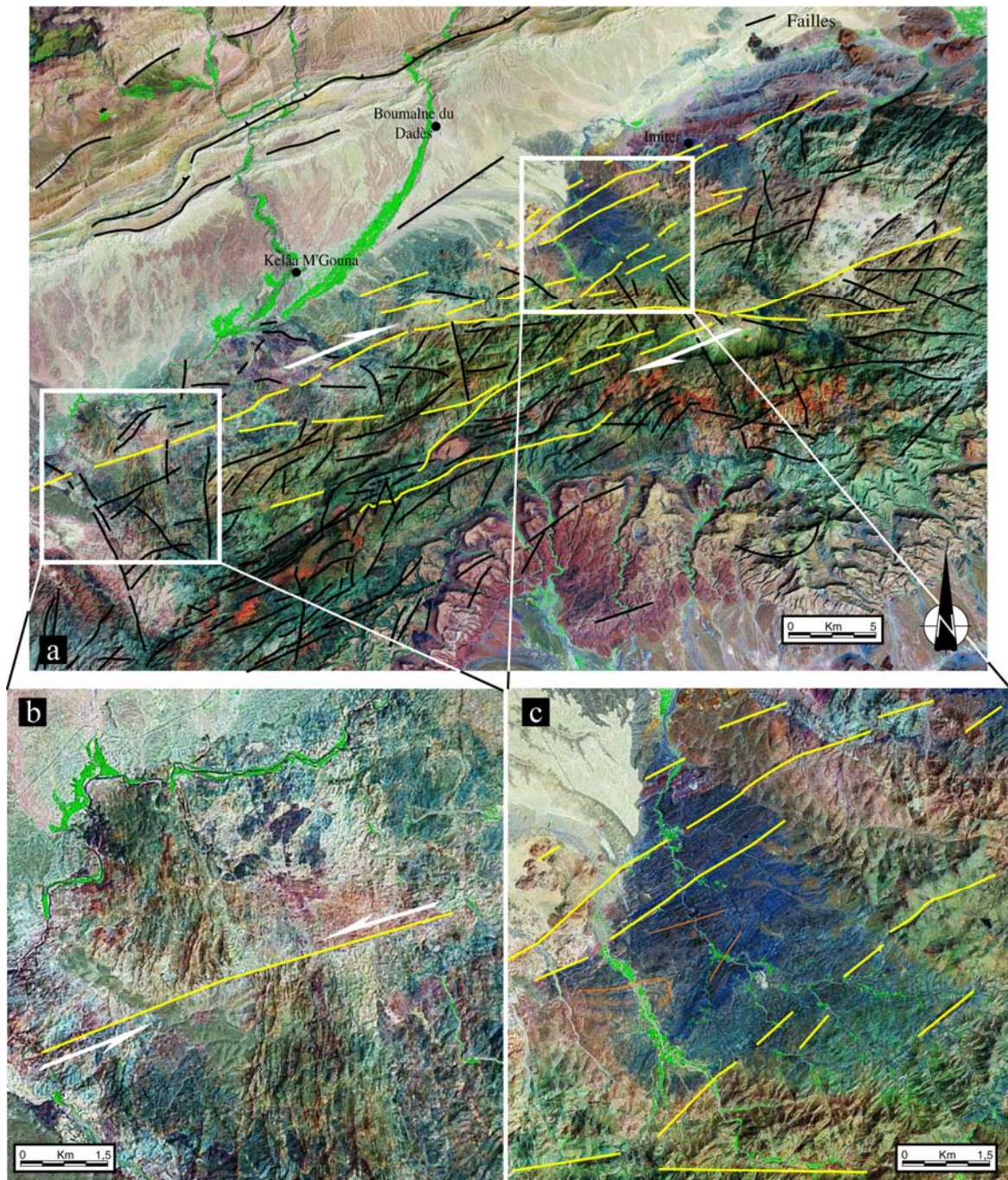


Figure II-17 : Interprétation linéamentaire du Jbel Saghro : Caractérisation de la famille N060-090°E majeure. a) Interprétation linéamentaire d'un extrait de scène satellitaire Landsat. b) Extrait de la scène précédente. Mise en évidence d'un rejet horizontal senestre le long d'un accident majeur N070°E, décalant les dykes de rhyolites tardifs du complexe supérieur. c) Mise en évidence de structures plissées dans la boutonnière de Boumalne, dont le contrôle pourrait s'effectuer par des failles N060-070°E.

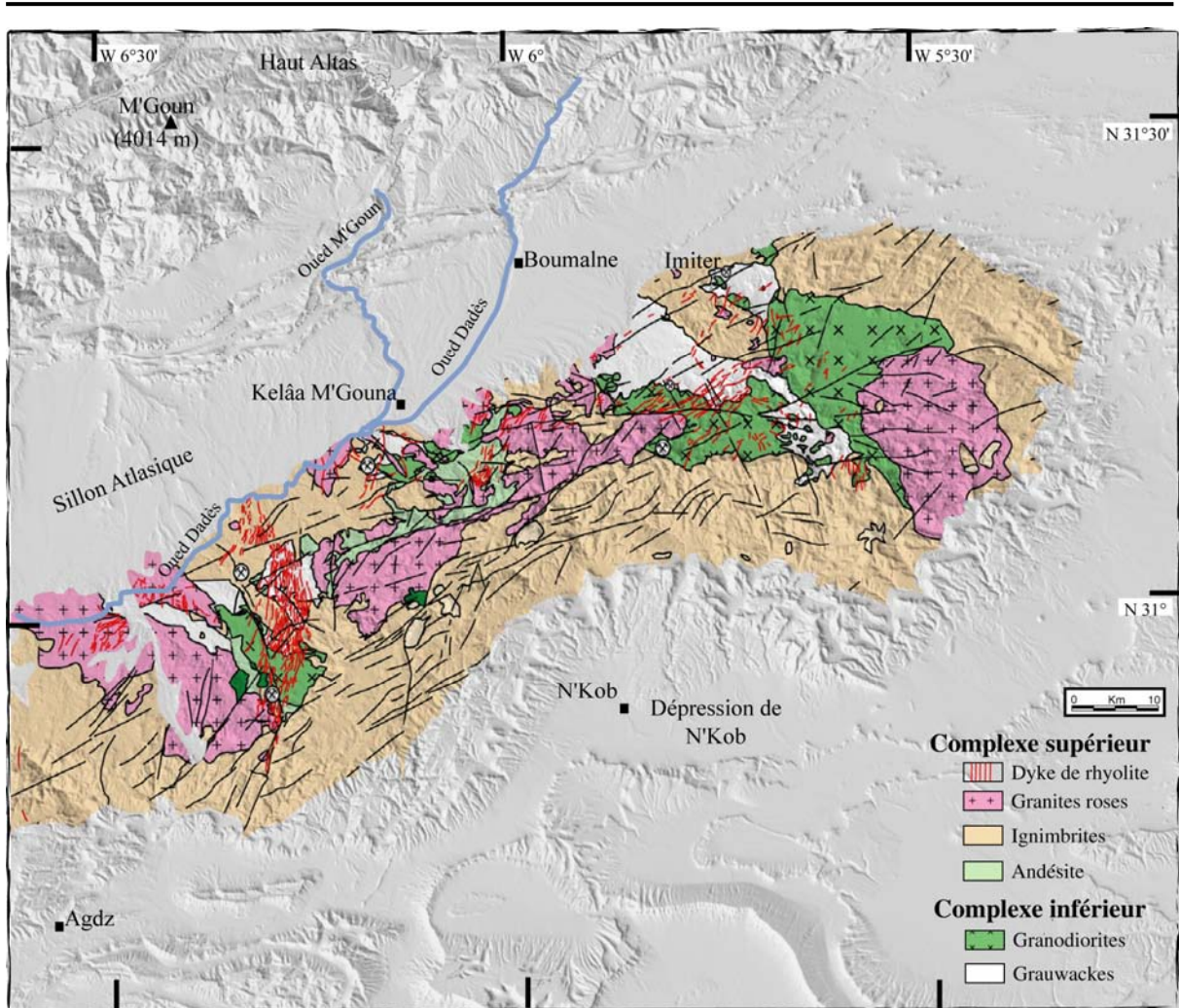


Figure II-18 : Carte morphologique et géologique simplifiée de l'Anti-Atlas oriental. La topographie utilisée est celle du MNT Landsat.

- La seconde direction caractérise les structures kilométriques orientées N-S à N150°E. Bien que ces accidents ne recoupent pas les structures N070°E, ils affectent les formations des complexes inférieur et supérieur (**figure II-20a**). En effet, dans le secteur de la boutonnière de Boumalne-Iknioun, ces structures décalent les falaises ignimbritiques du complexe supérieur (**figure II-20b**) ainsi que la granodiorite d'Iknioun et montrent des jeux apparents décrochants dextres. Les rejets horizontaux mesurés peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres. Donc, le jeu dextre de ces structures est tardif à postérieur à la mise en place du complexe supérieur.

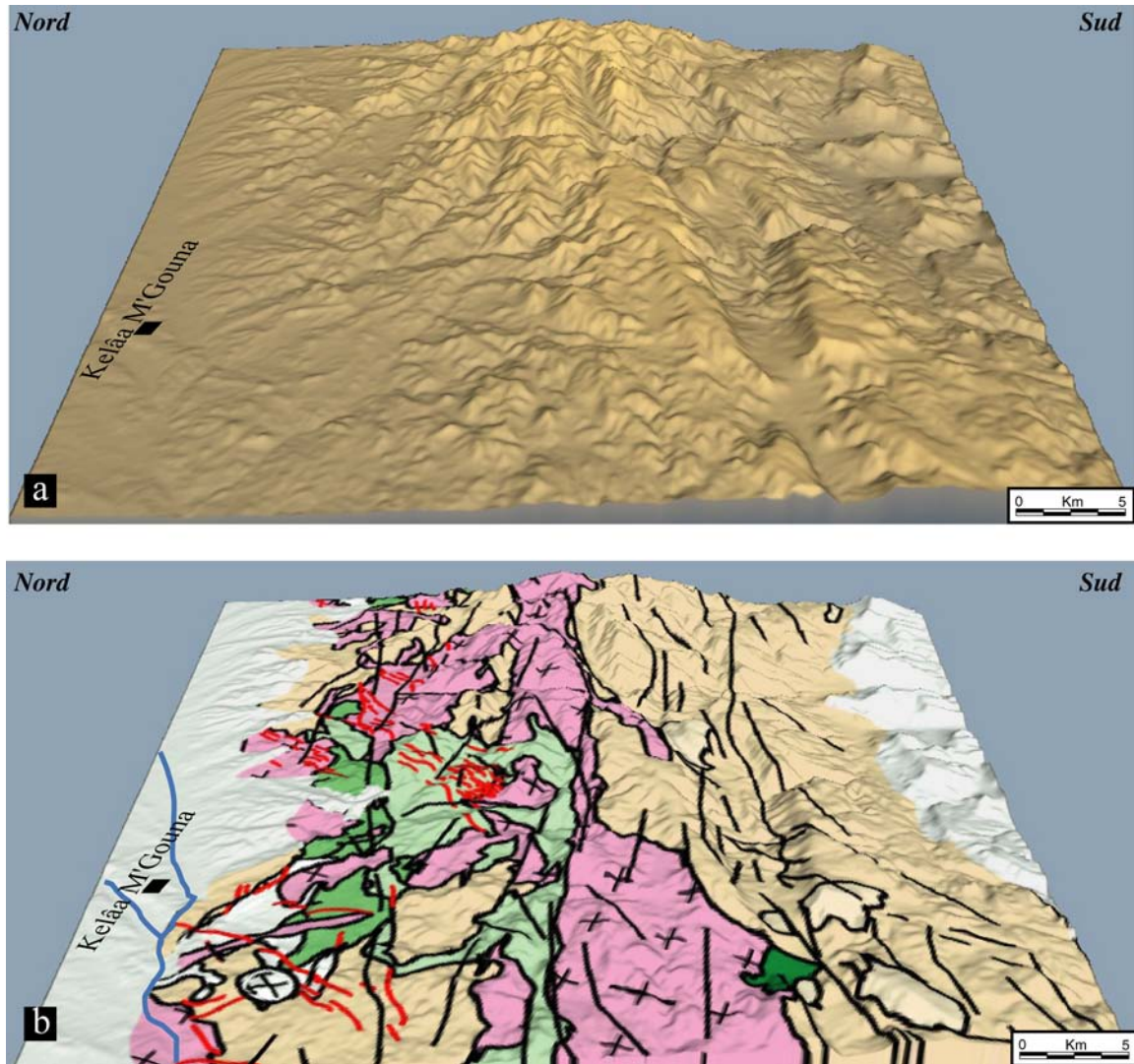


Figure II-19 : Modèles 3D de topographie numérique du centre Saghro mettant en évidence le profil en horst du Saghro. a) Bloc issu du modèle MNT Landsat et b) Bloc intégrant la géologie simplifiée du même secteur. (exagération verticale 150 %).

- La troisième famille est composée d'accidents orientés N020-040°E, de faible extension, et se développant même dans le Paléozoïque (**figure II-16a**).

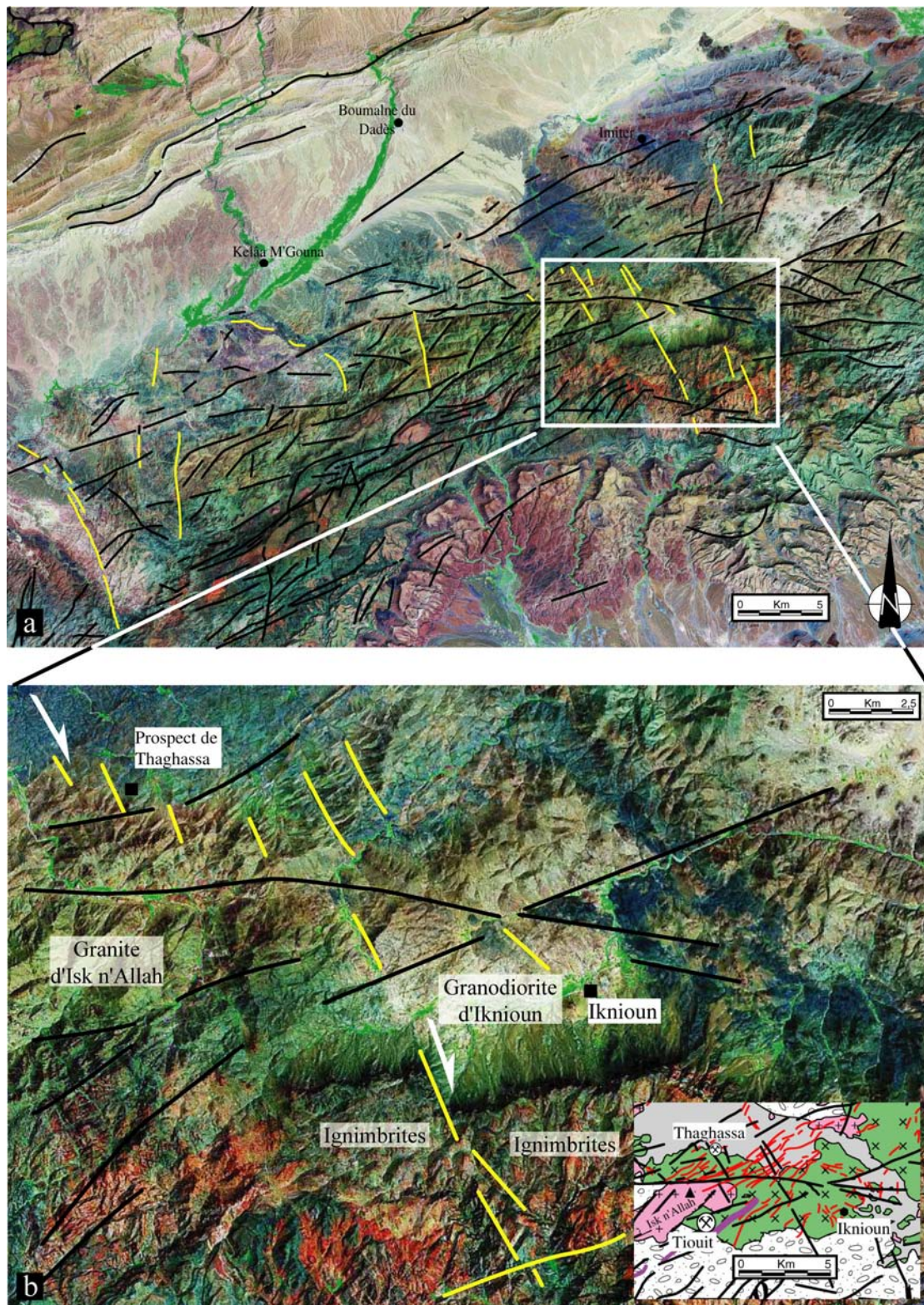


Figure. II-20: Interprétation linéaire du Jbel Saghro : Caractérisation de la famille N150-180°E secondaire. a) Interprétation linéaire d'un extrait de scène Landsat du Jbel Saghro. b) Zoom de la scène précédente et mise en évidence des rejets apparents dextres affectant la granodiorite d'Iknioun dans le secteur de Thaghassa et les falaises d'Ignimbrites localisées au sud du douar d'Iknioun.

6.2/.Le réseau hydrographique

Une vision complète du réseau hydrographique à partir des images satellite montre l'existence de grands oueds qui drainent transversalement le nord du Jbel Saghro vers le Sillon Atlasique et le sud vers la dépression de N'Kob (**figure II-18 & II-21**).

Sur le flanc nord du Saghro, tous ces oueds s'écoulent vers le nord, avec une orientation générale NW-SE, c'est à dire perpendiculaire à l'axe de la chaîne. Dans le cœur du Saghro, ces derniers s'écoulent parfois vers l'ouest, selon une direction N070°E, réempruntant les zones de faiblesse structurale. Ainsi les oueds suivent préférentiellement les directions des structures locales et sont parfois déviés de façon importante le long de l'axe du Jbel. En traversant les importantes zones de fractures N070°E, ils décrivent des crochets dont l'interprétation n'est donc pas tectonique. Au niveau du bassin précambrien de Boumalne, les oueds s'écoulent selon une direction NNW-SSE à NW-SE. En revanche, lorsqu'ils s'écoulent sur les formations détritiques Tertiaire et Quaternaire, ils décrivent d'importantes virgations pour finalement s'écouler vers l'ouest selon une direction N070°E et constituer les premiers affluents de l'oued Dadès drainant l'Anti-Atlas (**figure II-21a**). Une telle virgation serait le témoin d'une activité tectonique récente comme l'atteste la présence d'une faille N070°E recoupant les formations tertiaires et quaternaires (**figure II-21a**).

Sur le flanc sud du Jbel Saghro, les oueds s'écoulent vers le sud. Aucune virgation de ces derniers n'est observée à la transition entre le Précambrien et le Cambrien. Ces oueds traversent les dolomies cambriennes et adoudouniennes, dont le pendage est supposé faible mais vers le sud, en y creusant de petites gorges (**figure II-21b**). A la sortie de ces dernières, les oueds débouchent dans la dépression de N'Kob (**figure II-18**) et génèrent le dépôt de cônes alluviaux (**figure II-21c**). Ces cônes formés à la sortie des défilés dans les formations cambriennes sont alimentés par le matériel rapporté par ces oueds.

Seuls les arguments issus de l'étude du réseau hydrographique démontrent l'existence de tectonique récente dans le Jbel Saghro. Il faut néanmoins souligner que cette tectonique reste très peu développée (seulement observée sur les bordures sud et nord). Pour des raisons d'ordre général, nous supposerons ici que cette activité tectonique est en partie liée à la surrection de l'Anti-Atlas oriental.

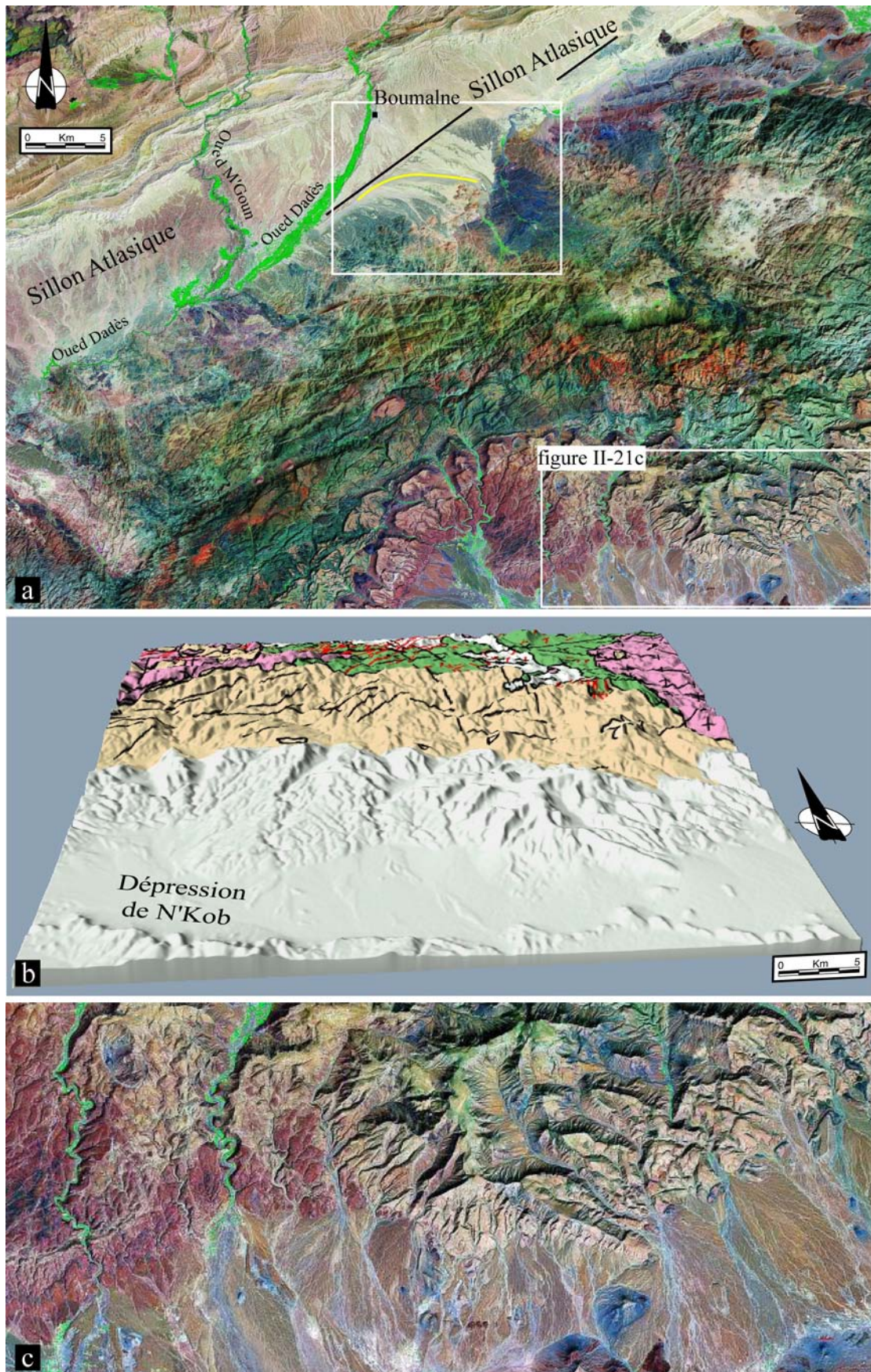


Figure II-21 : Caractéristiques du réseau hydrographique récent. a) Extrait de scène satellitaire Landsat et mise en évidence de la virgation des oueds dans les sédiments détritiques tertiaires et quaternaires de la région de Boumalne. b) Modèle 3D de topographie numérique mettant en évidence l'incision des oueds (gorges) dans les

formations cambriennes du flanc sud du Saghro (exagération verticale 150 %). c) Zoom de la scène précédente mettant en évidence la formation de cônes alluviaux dans la dépression de N'Kob.

7/. RESUME

Sur la base de nos travaux de terrains, de nos observations précédentes et de travaux de modélisation expérimentale de champs de failles en contexte décrochants (Richard, 1989; Riedel, 1929), nous avons réalisé un modèle évolutif intégrant l'ensemble des structures linéamentaires observées.

Dans un premier temps, le Jbel Saghro semble avoir été affecté par un unique épisode décrochant au Précambrien. Les arguments plaidant en faveur de cette hypothèse sont liés au développement de la principale famille de faille orientée N060-090°E dextre contrôlant la mise en place des granites roses tardifs au cœur de pull-apart. De surcroît, ces failles contrôlent la formation de plis en échelons dextres dans les grauweekes des boutonnières de Boumalne et d'Imiter (cf. chapitre suivant). Cette famille de faille est comparable aux structures R, P et F dans le modèle de Riedel (1929). Parce que la seconde famille orientée N150-180°E ne semble pas affecter les plans R et P, nous supposons que ces structures aient pu se comporter à la manière de plans conjugués R' antithétiques de R. Les arguments de terrains que nous développerons au cours de ce travail plaident dans le même sens.

Sur la base de ce modèle, nous proposons que la grande majorité des structures linéamentaires qui affectent les terrains précambriens du Jbel Saghro a été formée au cours d'un unique épisode de déformation, essentiellement décrochant, sous les effets d'une direction de raccourcissement globalement orientée NW-SE à WNW-ESE. Ce résultat majeur sera re-discuté en conclusion de ce travail.

Toujours dans l'hypothèse de notre modèle, plus aucune structure linéamentaire ne sera formée par la suite et seules des réactivations locales seront observées. Aucun argument ne permet de préciser si ces réactivations sont d'âge Précambrien ou plus récentes. Cependant, en accord avec les observations de terrains effectuées dans la boutonnière d'Imiter, certaines de ces failles, et notamment la troisième population de faille orientée *ca.* NE-SW à NNE-SSW, affectent le Paléozoïque, ce qui démontre l'existence d'au moins un rejeu post-précambrien. On notera enfin la présence de quelques indices de tectonique récente très localisée.

**Chapitre III : Caractéristiques structurales
du complexe inférieur : la déformation
"majeure" panafricaine dans le Jbel Saghro.**

1/. INTRODUCTION ET GENERALITES

Comme nous venons de le présenter dans le chapitre précédant, le nombre, le type et la chronologie des phases de déformation attribuées à l'orogène panafricain de l'Anti-Atlas oriental, ont fait l'objet de nombreux travaux. Plusieurs types de structures et de phases de déformation se succédant dans le temps ont été reconnus (quatre, selon les auteurs (Benharref, 1991; Benkirane, 1987; Fekkak, 2000; Ouguir *et al.*, 1994; Saquaque *et al.*, 1992). S'appuyant sur les données de terrains collectées dans les boutonnières de Kelâa M'Gouna, Boumalne et Imiter au cours des différentes missions réalisées dans le cadre de ce travail, ce chapitre présente et discute les aspects structuraux et micro-structuraux de la déformation panafricaine qui affectent les formations du complexe inférieur du Jbel Saghro.

L'état général des roches grésopélitiques du complexe inférieur montre que celles-ci ont été faiblement affectées par les effets de la phase majeure de déformation panafricaine. La stratification (S_0) peut être observée en tout endroit des boutonnières étudiées et n'est en aucun cas affectée par une intense déformation. Seule une schistosité oblique, parfois associée au développement d'une linéation d'allongement discrète, démontre que la déformation reste en tout lieu faible. Ces observations contredisent donc certains modèles mettant en avant trois ou quatre phases de déformation, la présence d'une foliation métamorphique, mylonitisation *etc...*

2/. STRUCTURATION A GRANDE ECHELLE

Sur le terrain, les premiers effets visibles de la déformation panafricaine se traduisent par l'ondulation et la verticalisation des unités métasédimentaires, en réponse à la formation de grands plis d'échelle kilométrique (**figures II-2b & III-1**). A Boumalne et Imiter, l'orientation moyenne de la stratification est N060-080°E avec un fort pendage vers le N (75°N). Une légère divergence est observée à Kelâa où les séries sont globalement orientées N090°E à N100°E et présentent un fort pendage vers le sud ou plus rarement vers le nord.

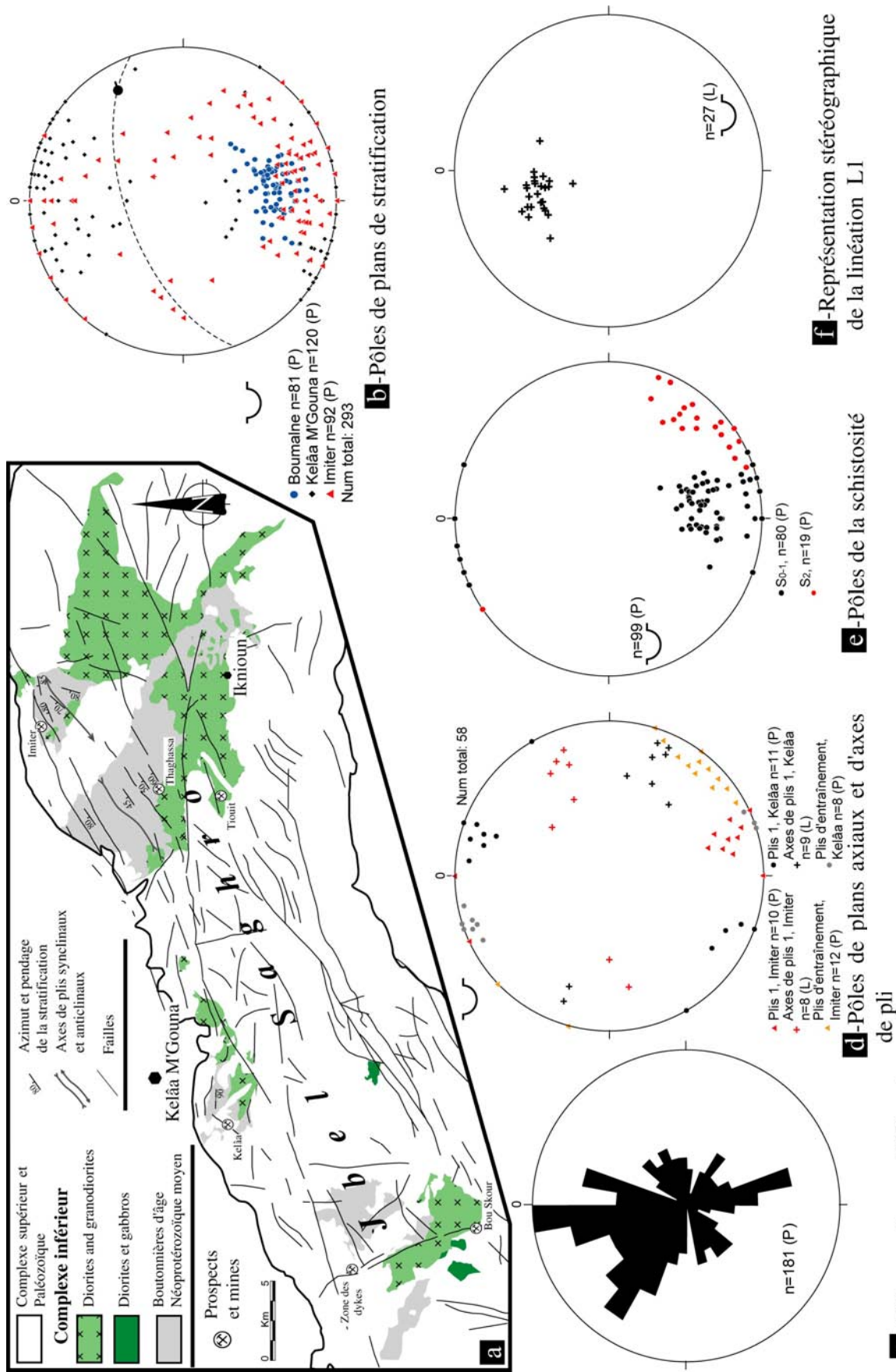


Figure III-1 : Schéma structural des formations du complexe inférieur du Jbel Saghro et présentation des données stéréographiques.

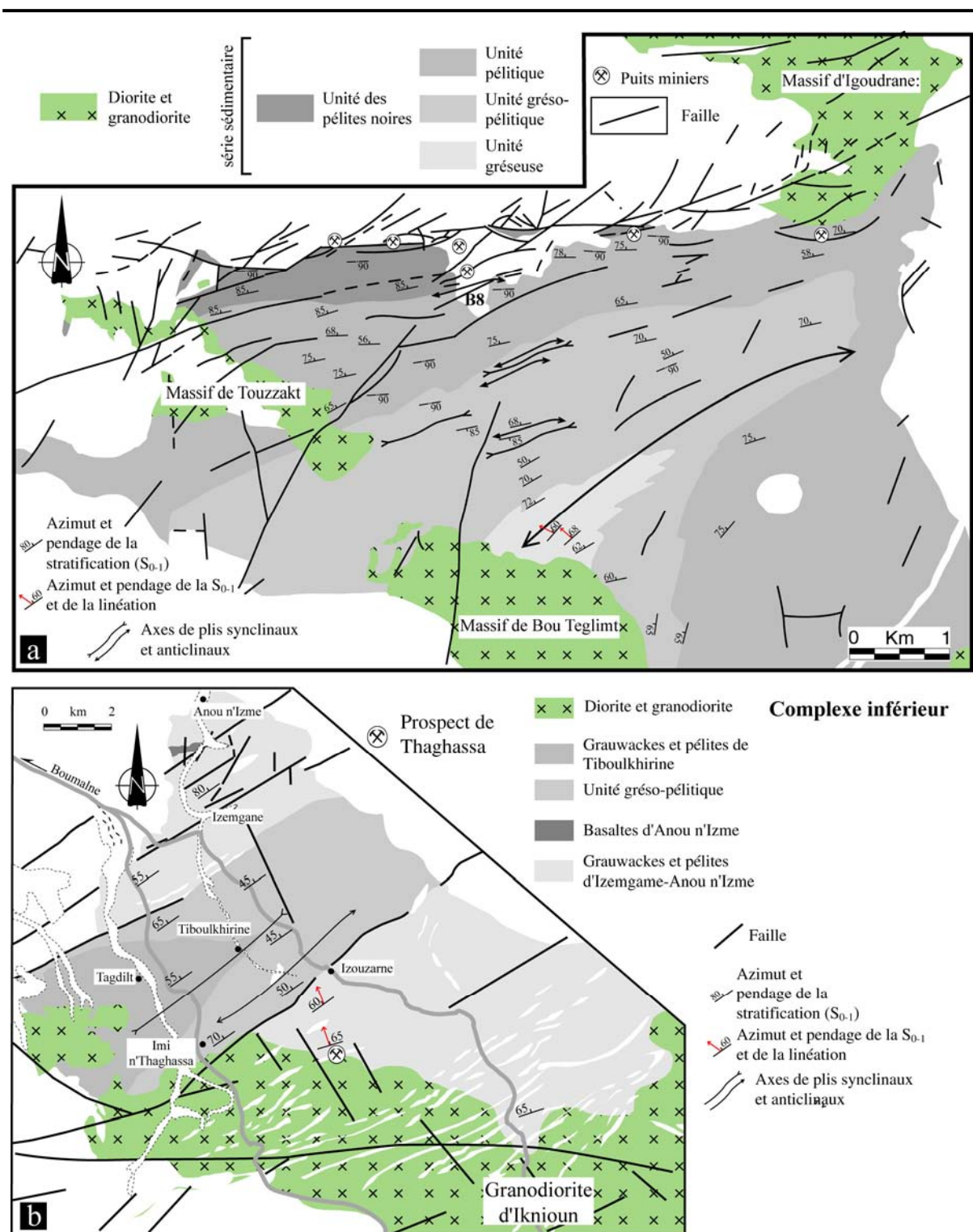


Figure III-2 : a) Schéma structural de la boutonnière d'Imiter, b) schéma structural de la boutonnière de Boumalne.

Dans le détail, les variations ont été fréquemment observées soit au contact de failles tardives NW-SE (rebroussement), soit au contact d'intrusion de diorites ou de granodiorites (**figures III-2 & III-3**). Ainsi, dans la partie nord de la boutonnière d'Imiter, la stratification est orientée N070°E 75°N, tandis que plus au sud, au contact de l'intrusion de diorite-granodiorite de Bou Teglimt, la stratification est orientée NE-SW à N-S et présente toujours un fort pendage vers l'W-NW (**figure III-2**). Toujours à Imiter, au contact des grands accidents N070-090°E, le long desquels se localisent les implantations minières, la stratification tend à se paralléliser à ces derniers (**figure III-2**). A Kelâa, la carte des trajectoires de la stratification dont le pendage est très fort à sub-vertical, montre qu'elle s'organise autour des massifs de granodiorite dans le SW de la boutonnière tandis qu'elle est très monotone et orientée *ca.* N100°E dans le NE (**figures III-3a et b**).

En représentation stéréographique, les pôles de cette stratification s'organisent en guirlande, montrant ainsi que cette dernière est affectée par un grand pli. Ce pli est légèrement déversé vers le sud et son axe moyen est orienté N060-070°E avec un faible pendage vers le NE (**figure III-1b**). On distingue sur le canevas que l'orientation des plans de la stratification est légèrement oblique dans la boutonnière de Kelâa par rapport à Imiter ou Boumalne.

L'observation d'un extrait de scène satellitaire MIR et de photos aériennes a permis de caractériser la structuration des boutonnières de Boumalne et d'Imiter (**figure III-4a**). Des plis d'ampleur kilométrique, comme le soulignent les données bibliographiques et nos données stéréographiques, affectent les formations silico-clastiques de ces deux boutonnières. Ces plis, orientés N060-070°E s'organisent dans des couloirs limités par des grandes failles orientées N060-070°E. Le rôle de ces failles dans la formation des plis sera discuté plus loin. Dans le secteur d'Imiter, ces types de structures se courbent au niveau de leur terminaison périclinale et se parallélisent aux failles N070-090°E. En fait, le synclinorium de Boumalne et l'anticlinorium d'Imiter s'échelonnent dans un couloir tectonique limité par les principaux systèmes de failles du secteur (**figure III-1b & III-4c**).

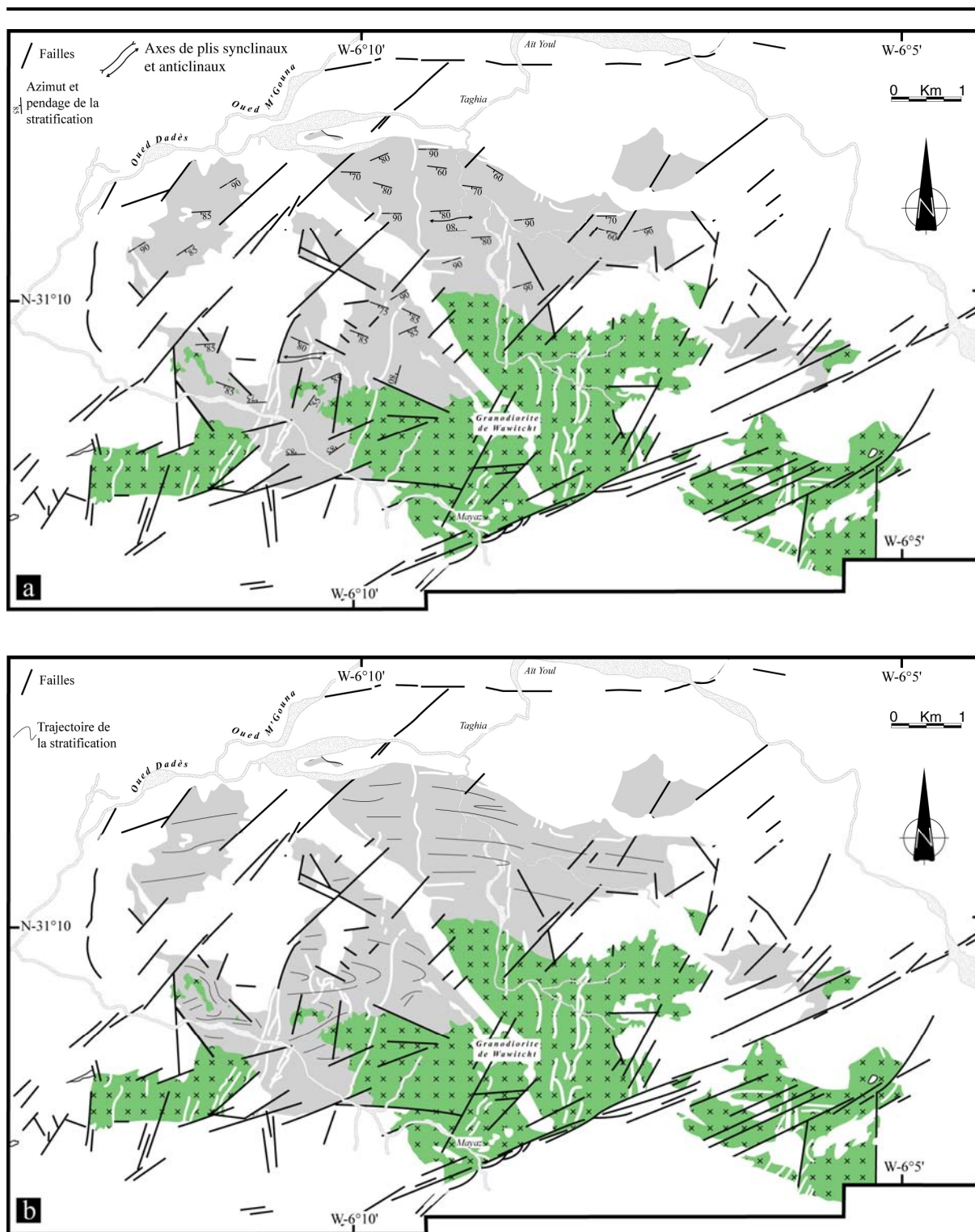


Figure III-3 : a) Schéma structural de la boutonnière de Kelâa M'Gouna et b) carte des trajectoires de la stratification S_0 .

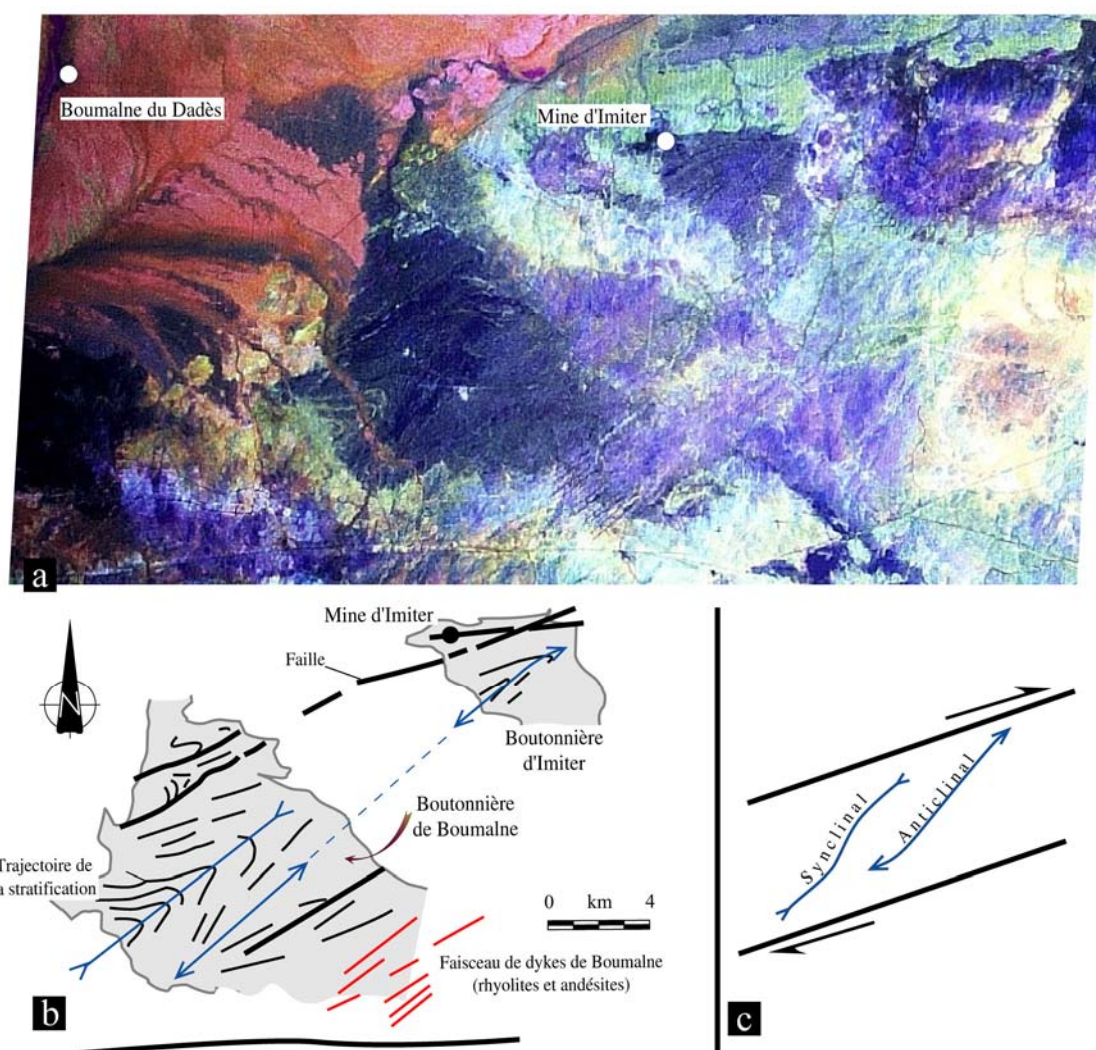


Figure III-4 : a) Extrait d'une scène satellitaire MIR (document SMI), montrant un agrandissement sur les structures plissées des boutonnières de Boumalne et Imiter. b) Schéma structural simplifié et c) interprétation tectonique.

3/. STRUCTURES ET MICROSTRUCTURES

Dans toute la boutonnière précambrienne du Jbel Saghro, deux stades de déformation affectant le complexe inférieur ont été distingués à l'échelle de l'affleurement.

3.1/ Les plis

Dans le secteur d'Imiter, la phase de pli se caractérise par le développement de structures, d'échelle décamétrique à hectométrique, contemporaines des vastes synformes et antiformes observés sur les photos satellite (**figures III-4 & III-5**). Ces plis, difficilement observables sur le terrain, sont droits ou légèrement déjetés vers le sud et asymétriques (**figures III-5a à c**). L'axe moyen (N060-080°E) plonge faiblement (10 à 20°) vers l'ENE ou l'WSW (**figure III-1c**). Le plan axial est systématiquement parallèle au plan de la stratification (N060-080°E 70-80°NW). Les plis asymétriques se caractérisent par la présence de flancs longs à pendage moyen à fort vers le N (50 à 70°) tandis que les flancs courts, les plus difficiles à observer, sont généralement subverticaux ou fortement "pentés" vers le sud (80°S, **figures III-5c & III-6a**).

Au nord de la boutonnière, un accident majeur, le faisceau de failles d'Imiter, est constitué de failles principalement E-W et de relais orientés N060 à 070°E. A l'approche de ce faisceau et d'une manière plus générale en se dirigeant vers le NE dans le secteur d'Igoudrane, la direction de la stratification ainsi que celle des axes de plis montrent une légère courbure (N060 à N090°E). Au cœur du faisceau de faille d'Imiter, des structures plissées supposées contemporaines de cet évènement ont également été observées uniquement dans le complexe inférieur (**figure III-2a**). Dans la carrière B8, (**figures III-5d & III-6b**) un pli déversé vers le sud et dont le plan axial est orienté N090°E 40°N, est affecté par des failles inverses (**figure III-6b**). Une telle géométrie encadrée par les failles majeures du faisceau d'Imiter peut être assimilable à une « flower-structure » (**figure III-6c**).

De nombreuses évidences de déformations supposées synchrones du plissement sont également observées. Au cœur des charnières des plis droits, dans les zones en extradors, des fentes de tension à remplissage de quartz et de feldspaths, orientées N085-110°E 50-85°N, sont parfois observées (**figure III-7a**). Sur les flancs de plis asymétriques, des systèmes de fentes de tensions en échelons à remplissage de quartz sont également observables (**figure III-6a**). Ces fentes sont orientées N070-080°E 30-40°N sur les flancs longs et N080°E 50°S sur les flancs courts.

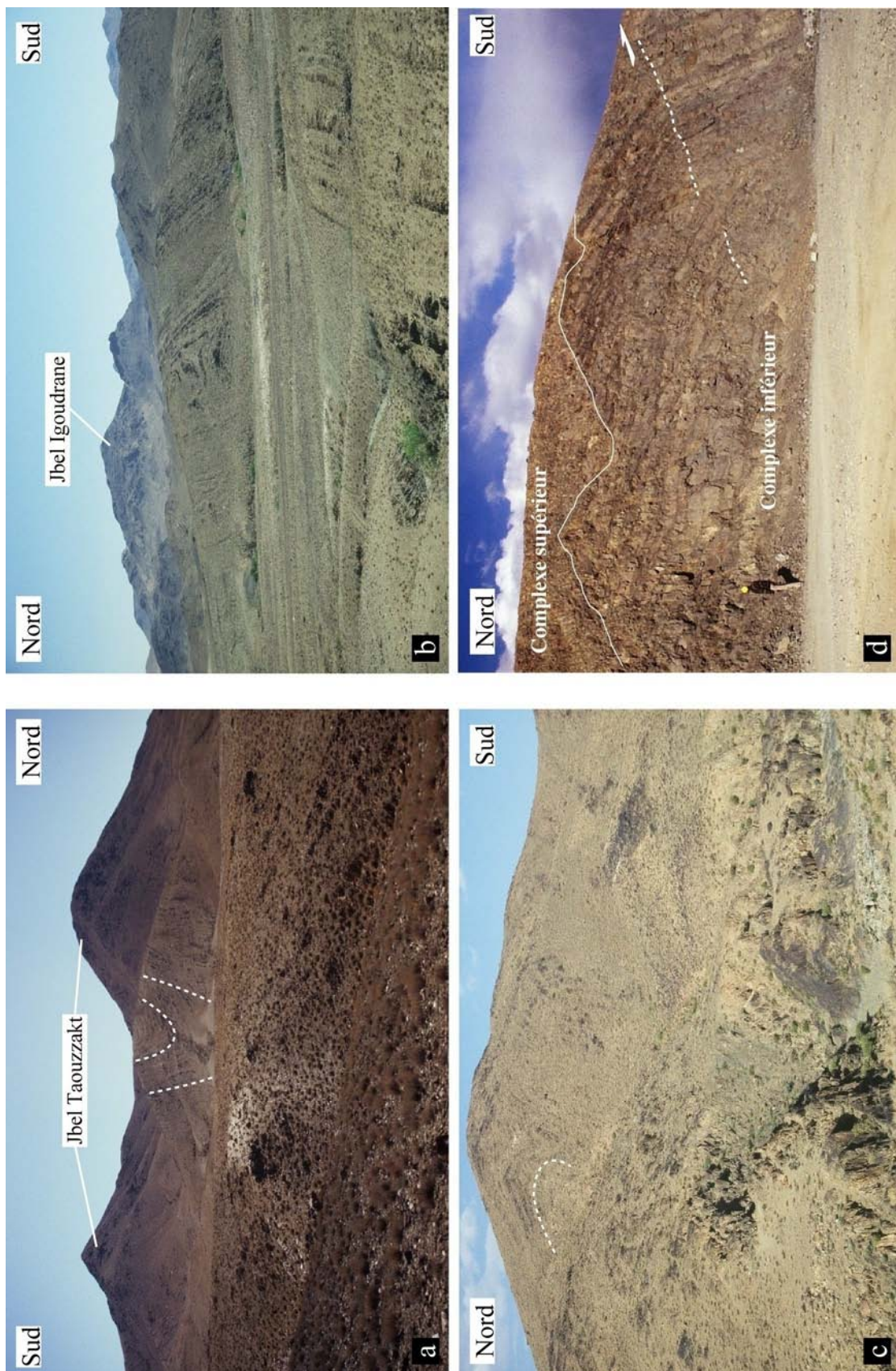


Figure III-5 : Planché photographique montrant l'attitude des plis de la première phase de déformation dans les formations du complexe inférieur de la boutonnière d'Imliter : a et b) Synformes et antiformes à plan axial sub-vertical. c) Plis déjetés vers le sud à plan axial montrant un pendage moyen (50-60°) vers le Nord, d) Partie sud de la structure antiforme de la carrière B8 de la mine d'argent d'Imliter observée au faisceau de faille d'Imliter. Noter que les formations du complexe supérieur ne sont pas affectées par cette déformation.

Une légère schistosité plan-axiale (S_1) peut se développer sur les flancs de ces plis (**figure III-1e**). Sur les flancs longs à pendage nord, elle est orientée N060-080°E 75°N, parallèle à la stratification (S_{0-1}), tandis que sur les flancs courts, elle est orientée N090-110°E et verticale (S_1) (**figures III-6a & III-7b**).

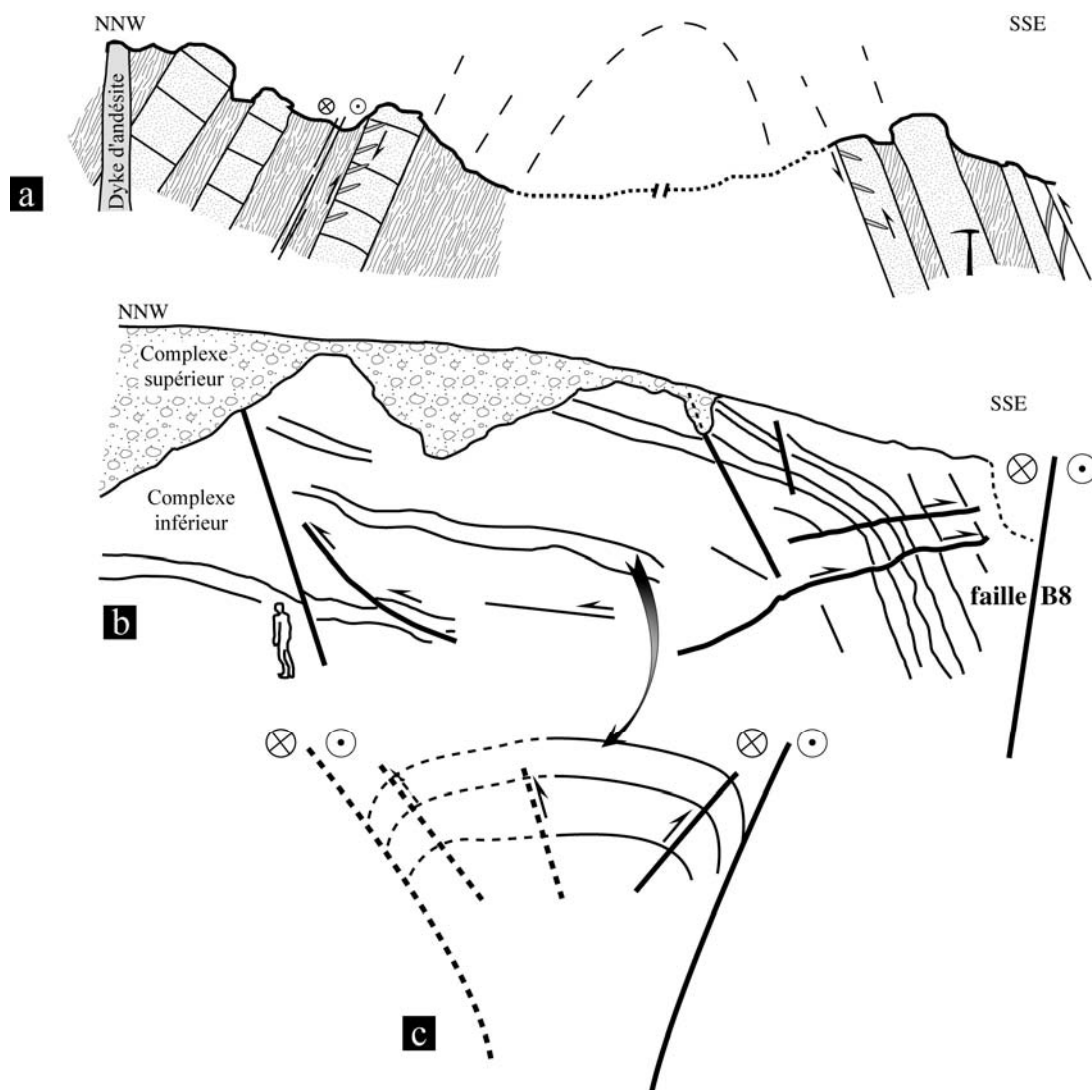


Figure III-6 : Synthèse des observations observées sur le style de la première phase de déformation : a) mise en évidence d'une structure plissée, de sa schistosité S_1 plan-axiale nettement développée sur les flancs à pendage sud et mise en évidence des phénomènes de déformation syn-plissement, b) Partie sud de la structure antiforme plissée de la carrière B8 de la mine d'Imiter et c) interprétation de la structure dans un modèle en « flower-structure ».

Dans la boutonnière de Kelâa M'Gouna, seule la phase majeure de plissement a été observée. Elle correspond au développement de plis décamétriques droits, légèrement déversés vers le nord et difficilement observables sur le terrain. Les axes, variables sont

orientés *ca.* N080-90°E et plongent faiblement vers l'est ou l'ouest. Aucune schistosité de plan axial n'a été observée.

3.2/.Les traces du métamorphisme de contact lié aux intrusions de granodiorite

A Imiter, au contact des plutons d'Igoudrane et de Bou Teglimt, des minéraux résultant du métamorphisme de contact cristallisent dans les plans de schistosité et forment, après altération, des nodules métamorphiques dont la nature est difficile à déterminer (**figure III-7c**). Toutefois, ces nodules ne semblent pas définir une linéation ou alors très localement comme aux abords de l'intrusion de Bou Teglimt où une linéation très discrète orientée N145°E 65°NW a pu être mesurée (**figure III-2**).

Dans le secteur de Boumalne, les roches montrent une schistosité S_{0-1} N75°E 60°N, une discrète réfraction de schistosité orientée N110-120°E 50°N affectant les niveaux les plus compétents et une linéation L_1 d'orientation *ca.* N170°E 55°N (**figures III-1e et f**). Au nord de la boutonnière, dans le secteur d'Anou N'Izme, la S_{0-1} tend à se « verticaliser » au contact des deux grands accidents. La schistosité parallèle à la stratification, est matérialisée par la disposition plano-linéaire de phyllosilicates (biotites et chlorites) soulignant la linéation minérale et d'étirement L_1 . Au sud de la boutonnière, proche de la granodiorite d'Iknioun, des nodules métamorphiques similaires à ceux de la zone d'Imiter sont particulièrement bien développés et définissent une linéation d'étirement minérale orientée *ca.* N-S (**figures III-7d et e**). Ces nodules se développent dans les faciès fins et n'affectent pas l'essentiel des formations silico-clastiques tels que les niveaux gréseux. En lame mince, les nodules métamorphiques montrent un assemblage de micas blancs, chlorite et quartz. Le minéral primaire n'est jamais reconnaissable. Des critères de cisaillement définissent une cinématique chevauchante vers le sud (**figure III-7f**). Les structures d'enroulement systématiquement formées autour des nodules sont toujours en accord avec une vergence sud (**figure III-7f**). Parce que la foliation est continue entre les nodules et leur encaissant, la croissance de ces objets est interprétée comme étant synchrone à postérieure à la déformation. Des cristallisations de biotite se rencontrent dans les ombres de pression. Des micas blancs postérieurs à la déformation se développent de façon aléatoire sur la schistosité et dans les queues de recristallisation (**figure III-7f**).

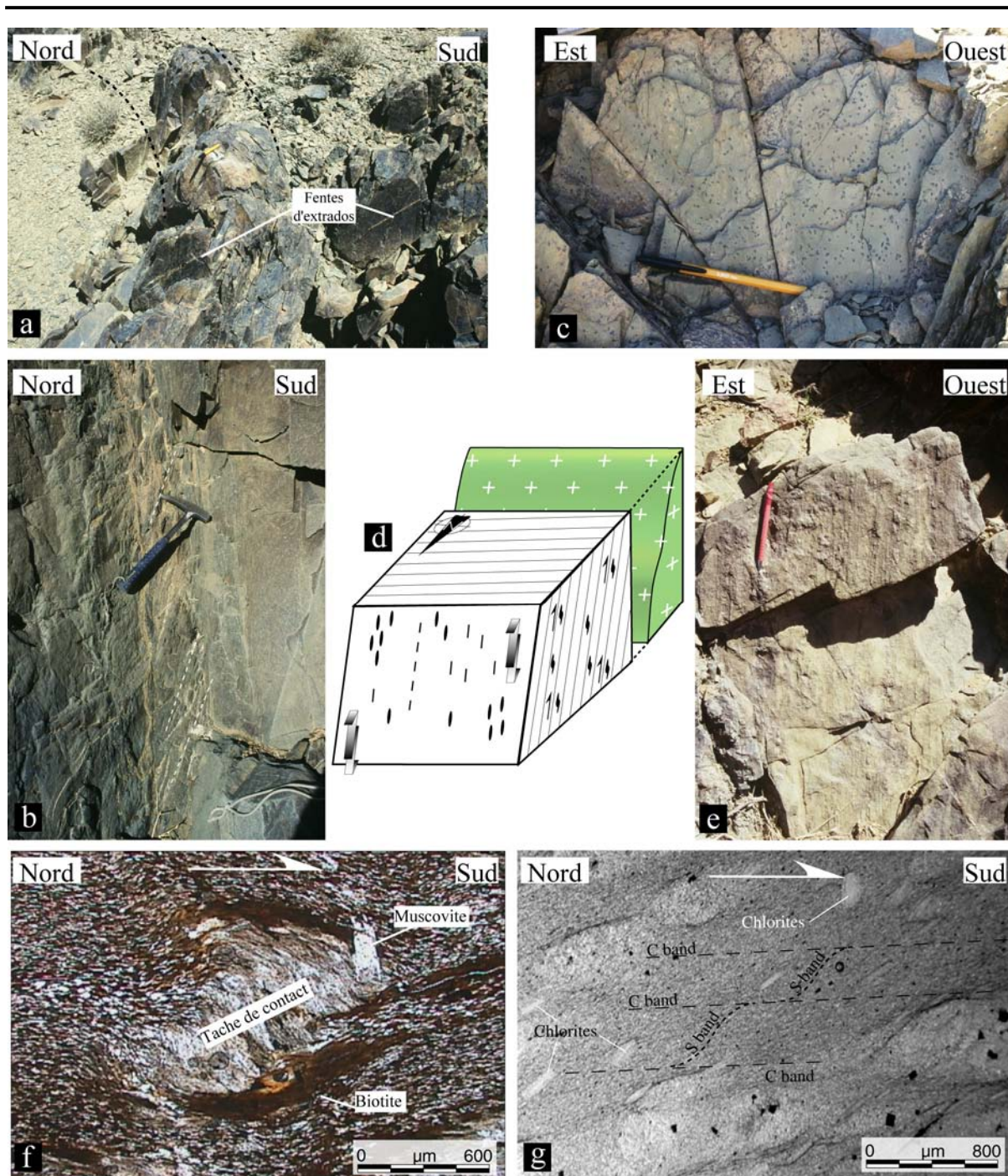


Figure III-7 : Planche photographique montrant les principaux éléments structuraux relatifs au stade 1 de la déformation : a) Développement de fentes d'extrados à remplissage de quartz et feldspath, boutonnière d'Imliter, b) Schistosité S1 développée sur un flanc de pli à pendage sud, boutonnière d'Imliter, c) Nodules métamorphiques cristallisant dans les plans de la S_{0-1} , boutonnière d'Imliter, d) Bloc diagramme synthétique résumant les principaux éléments structuraux observés dans la boutonnière de Boumalne, e) Schistosité régionale S_{0-1} et linéation marquée par des nodules métamorphiques, boutonnière de Boumalne, f) Nodules métamorphiques syn- à tardi-cinématiques montrant une structure d'enroulement compatible avec un sens de cisaillement vers le sud, boutonnière de Boumalne, lumière polarisée non analysée, g) Diminution des effets du métamorphisme de contact dans le nord de la boutonnière de Boumalne caractérisée par la présence de nodules

métamorphiques moins développés et présence de bandes de cisaillement définissant également une cinématique chevauchante vers le sud, lumière polarisée non analysée.

La signification de ces micas blancs tardifs sera discutée plus loin. En direction du nord, les effets du métamorphisme de contact s'amenuisent : les nodules sont moins bien développés et la roche est affectée par des bandes de cisaillements toujours en accord avec une vergence vers le sud (**figure III-7g**).

Les biotites observées dans les queues de cristallisation ont fait l'objet d'analyses à la microsonde électronique (**Annexe B¹**). Elles ont une composition d'annite (**figure III-8a**, $(Mg/(Mg+Fe)) \approx 0.45$ et $Al\ VI \approx 0.38$ apuf²). L'application du thermomètre de Monier et Robert (1986) sur ces micas a donné des températures maximales d'environ 600°C, concordantes avec les effets d'un métamorphisme de contact (**figure III-8b**).

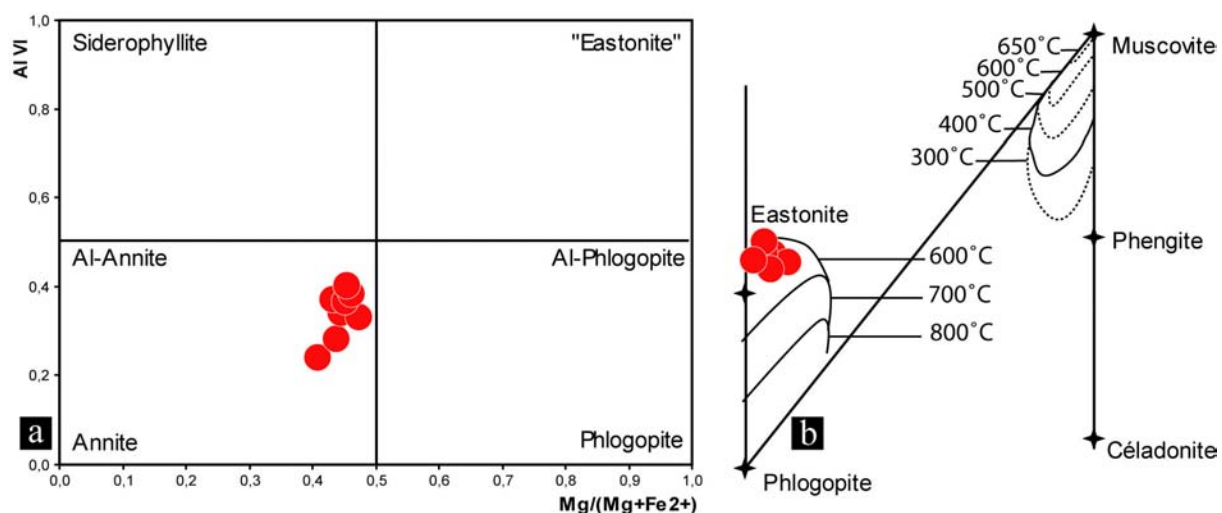


Figure III-8 : Caractéristiques minéralogiques des biotites observées dans les queues de cristallisation : a) Composition chimique des biotites (Guidotti, 1984), b) application du thermomètre Monier et Robert (1986) aux biotites.

Dans le sud de la boutonnière de Kelâa M'Gouna, la granodiorite de Wawicht imprime un discret métamorphisme de contact dans les séries sédimentaires les plus pélitiques. Là encore les minéraux résultant de ce métamorphisme de contact forment des nodules

¹ Les résultats et compositions chimiques de toutes les phases minéralogiques (silicates, carbonates, sulfures, phosphates...) ayant été analysées à la microsonde électronique sont présentés en Annexe B.

² apuf = atome par unité formulaire

métamorphiques dont la nature est difficile à déterminer. Ces nodules ne définissent pas de linéation.

3.3/La schistosité secondaire et les structures associées

Des plis d'entraînement d'échelle centimétrique à métrique ainsi qu'une schistosité S_2 forment les structures secondaires de la déformation panafricaine. Dans le secteur d'Imiter, la schistosité S_2 se superpose aux structures précédentes et se développe sur les flancs des plis précoces (**figures III-9a et b & III-10a et b**). Les plis d'entraînement présentent des axes de direction moyenne NE-SW et de pendage d'environ 50° vers le NE ou le SW (**figure III-1d**). Le plan axial est sub-parallèle à la schistosité S_2 orientée *ca.* N040-070°E selon la compétence du niveau réfracté (**figures III-1e, III-9c & III-10b et c**). Cette S_2 , se superposant sur les plis de la première phase, est systématiquement sub-verticale ou fortement "pentée" vers le NW ($70-80^\circ$). L'analyse des styles et des vergences de ces plis permet de conclure à une cinématique décrochante dextre contrôlant également le développement de la schistosité S_2 .

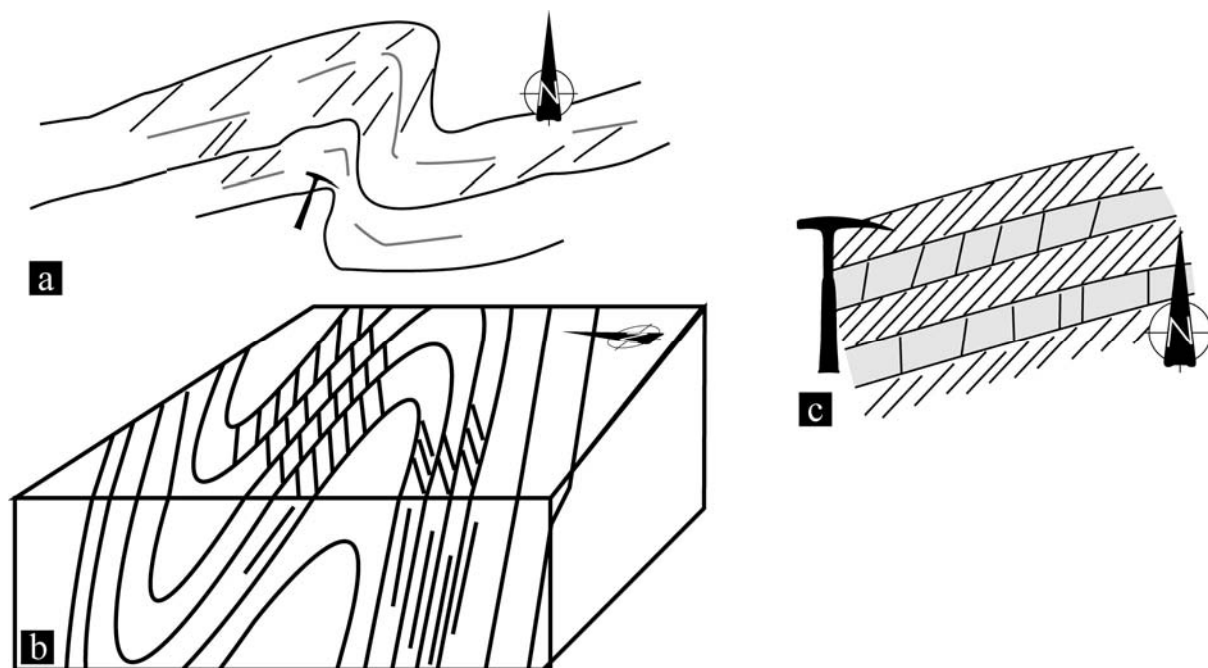


Figure III-9 : Synthèse des observations observées sur le style de la seconde phase de déformation : a) Développement des plis d'entraînement et d'une schistosité S_2 supposée plan-axiale, b) Développement de la S_2 postérieurement aux plis du stade 1 de la déformation et c) Effets de réfraction de la S_2 sur les formations grésopélitiques du complexe inférieur.

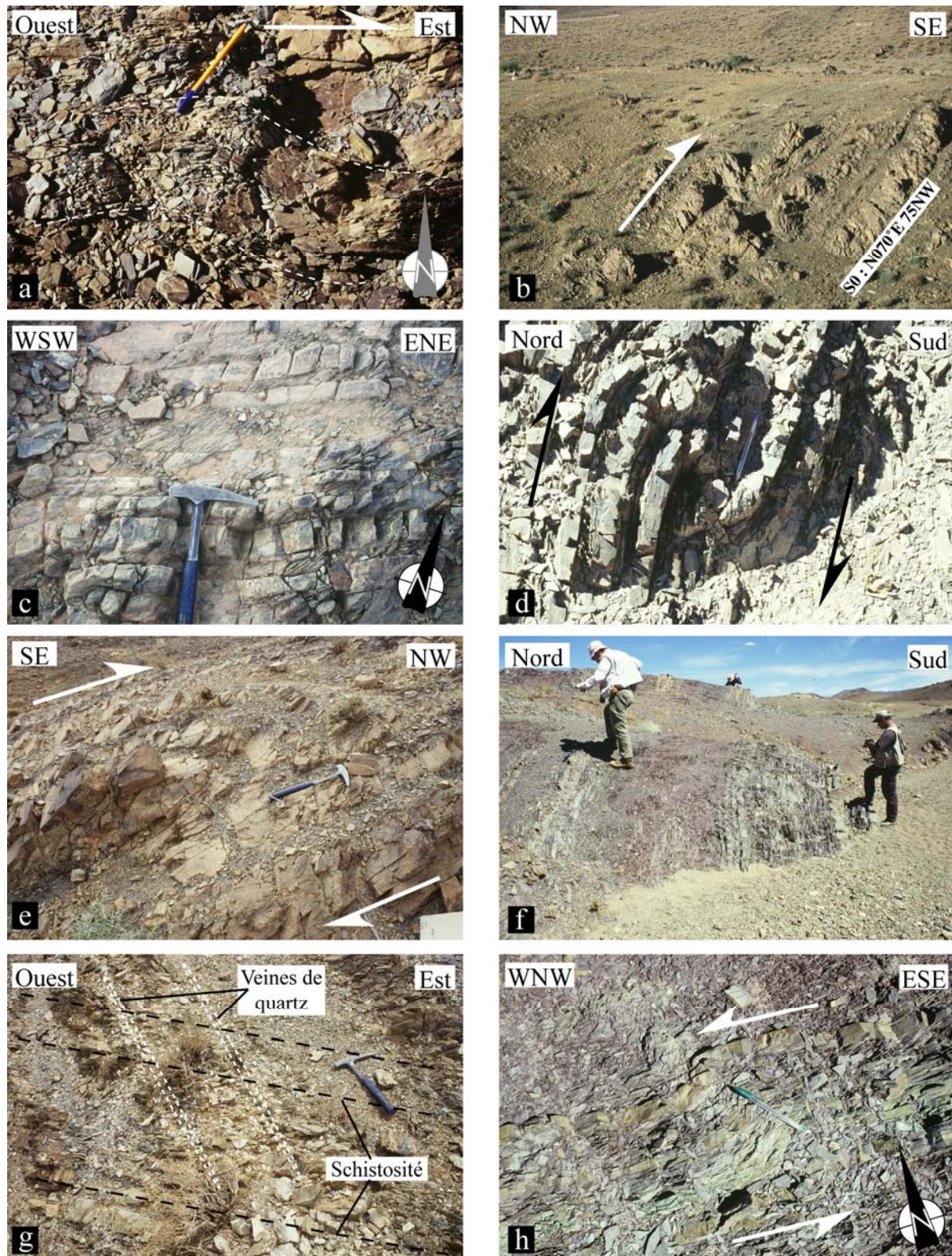


Figure III-10 : Planche photographique montrant les principaux éléments structuraux relatifs au stade 2 de la déformation : a) Développement de plis d'entraînement affectant la schistosité S_1 , boutonnière d'Imliter, b) Pli d'entraînement dextre, boutonnière d'Imliter, c) Effets de réfraction de la schistosité S_2 dans les formations grésopélitiques de la boutonnière d'Imliter, d -e) Pli d'entraînement dextre, boutonnière de Kelâa M'Gouna, f) Schistosité S_2 $N100^\circ E$ parallèle à la S_0 développée dans les niveaux silteux de la boutonnière de Kelâa M'Gouna,

g) S_2 affectant intensément des veines de quartz N150°E dont la mise en place pourrait être contemporaine de la première phase de déformation, boutonnière de Kelâa M'Gouna, h) Pli d'entraînement senestre développé dans les siltites vertes et violettes de la boutonnière de Kelâa M'Gouna.

Dans le secteur de Kelâa, ce stade secondaire est caractérisé par le développement de plis d'entraînement dont l'échelle, variable, peut être centimétrique à métrique (**figures III-10d et e**). L'axe de ces plis est orienté N070-090°E (**figure III-1d**). Le pendage est fort vers le NE ou le SW. Une S_2 orientée N080-090°E, subverticale, est également observée (**figures III-10f et g**). Aucune relation directe n'a pu être observée avec les plis d'entraînement. Ces structures (plis d'entraînement et schistosité) sont particulièrement bien développées dans le nord de la boutonnière à proximité de grands accidents. L'analyse des styles et des vergences de ces plis permet de conclure à une cinématique décrochante dextre contrôlant également la formation de la schistosité.

Très localement et à proximité de grands accidents, des plis d'entraînement montrant une cinématique senestre ont été observés. Ces structures sont probablement dues à des rejeux senestres tardifs de ces grands accidents (**figure III-10h**).

4/. LES GRANITOÏDES

4.1/. Structuration de la granodiorite d'Iknioun (Boutonnière de Boumalne)

Cette étude préliminaire cantonnée sur des affleurements ponctuels de la bordure nord de la granodiorite, a pour objectif de mettre en évidence une éventuelle fabrique magmatique du pluton et donc de fournir des clés pour d'éventuelles études ultérieures portant sur la structuration de ce massif plutonique et sur l'implication de la tectonique régionale sur la mise en place de cette intrusion.

Le massif granodioritique d'Iknioun est localisé au sud de la boutonnière de Boumalne (**figure III-2b**). Il s'agit d'une roche grenue soulignée par des amas parfois centimétriques d'amphiboles et de biotites. Les phases principales sont le plagioclase (albite-oligoclase), le feldspath potassique parfois maclé microcline, la biotite, l'amphibole (hornblende verte) et le quartz (**figure III-11a et b**). L'apatite et le zircon apparaissent en phase accessoire avec des

oxydes de titane et de la pyrite. Une importante paragenèse d'altération se développe aux dépens de ces phases, constituée de séricite, calcite, épidote, chlorite et oxyde de fer. Le plagioclase et le feldspath potassique montrent des textures myrmékitiques.

Les observations de terrain ont permis de mettre en évidence la présence d'un plan principal de foliation orienté N030-045°E 75°NW. Cette anisotropie planaire est soulignée par l'orientation d'enclaves basiques riches en cristaux d'amphiboles (**figure III-11c**). En lames minces, sciées horizontalement, les plagioclases souvent altérés (séricitisés) se développent préférentiellement selon une direction NE-SW, parallèle à la foliation magmatique observée sur le terrain (**figure III-11d**). La présence de microfractures et surtout l'absence de mylonite et de recristallisation dynamique avancée des grains de quartz, montrent que cette fabrique a sûrement été acquise au stade magmatique.

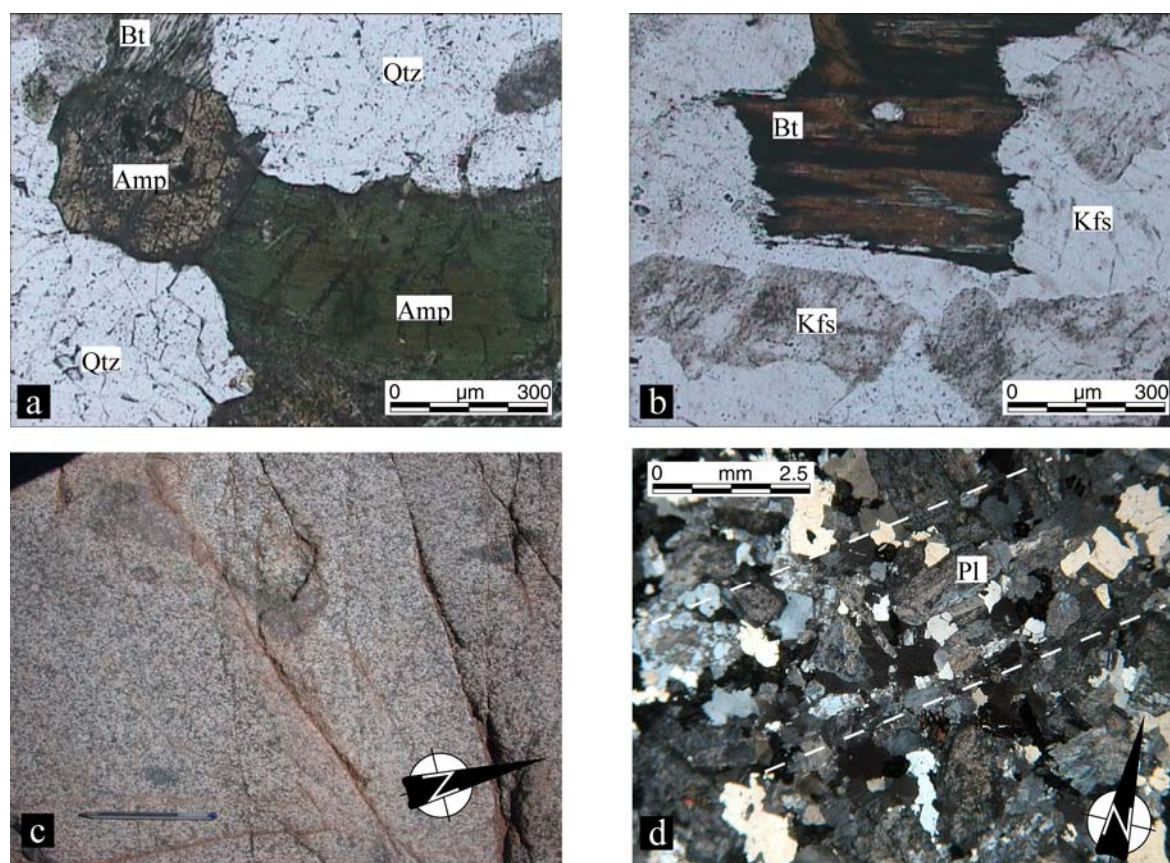


Figure III-11 : Micro et macrostructures de la granodiorite d'Iknion : a) Cristaux de biotites et d'amphiboles vertes non déformés et des cristaux de quartz, lumière polarisée non analysée, b) Cristaux de biotites et de feldspaths potassiques, lumière polarisée non analysée, c) Microstructure magmatique montrant l'orientation NE-SW à NNE-SSW d'enclaves mafiques dans la granodiorite d'Iknion, d) Microstructure magmatique montrant l'orientation de la macle polysynthétique des plagioclases N030-045°E, lumière polarisée analysée.

4.2/.Les intrusions de la boutonnière d'Imiter

4.2.1/. Présentation des principaux massifs

Le massif d'Igoudrane est localisé dans la partie NE de la boutonnière d'Imiter (**figure III-12a**). Il est centré sur le faisceau de failles d'Imiter. Ce massif est composé de deux faciès. Le plus développé, localisé au cœur du massif, est une granodiorite dont la texture se caractérise par une roche grenue soulignée par des cristaux d'amphiboles et de biotites (**figure III-12b**). Les phases principales sont le plagioclase (albite-oligoclase), la biotite, l'amphibole, le pyroxène, le feldspath potassique et le quartz (**figure III-12c**). Le zircon, l'apatite et la pyrite sont les principales phases accessoires. La chlorite, l'épidote, la séricite et la calcite marquent la paragenèse secondaire.

Le second faciès s'observe sur la bordure sud du massif. Il s'agit d'une roche très sombre, grenue et de nature dioritique, essentiellement constituée de cristaux centimétriques d'amphiboles et de biotites (**figure III-12d**). La paragenèse principale est constituée de plagioclase (oligoclase), biotite, amphibole et pyroxène (**figure III-12e**). Le feldspath potassique et le quartz sont très rares et cristallisent tardivement. Le zircon, l'apatite et l'épidote sont accessoires tandis que la chlorite, l'épidote, la calcite et la séricite sont secondaires (**figure III-12e**).

Au microscope optique, les amphiboles sont zonées (**figures III-12c et e**). Les bordures des cristaux sont vertes et les cœurs bruns. D'un point de vue chimique, les parties brunes ont une composition de pargasite ($\text{FeO} \approx 13 \text{ pds\%}$, $\text{MgO} \approx 12.4 \text{ pds\%}$, $\text{TiO}_2 \approx 1.8 \text{ pds\%}$) tandis que les bordures ont une composition moyenne de ferrotschermakite ($\text{FeO} \approx 22.8 \text{ pds\%}$, $\text{MgO} \approx 5.95 \text{ pds\%}$, $\text{TiO}_2 \approx 0.8 \text{ pds\%}$, **figures III-13a et b**).

Le massif de Bou Teglimt est localisé au sud de la boutonnière. Il est composé d'une roche grenue équi-granulaire contenant des cristaux d'amphiboles vertes et des biotites. Très localement, des faciès orbiculaires à plagioclases et amphiboles sont présents (**figures III-14a et b**). Les phases principales sont le plagioclase (albite-oligoclase), le feldspath potassique parfois maclé microcline, la biotite, l'amphibole et le quartz (**figures III-14c et d**). L'apatite et le zircon apparaissent en phase accessoire avec les oxydes de titane et l'épidote.

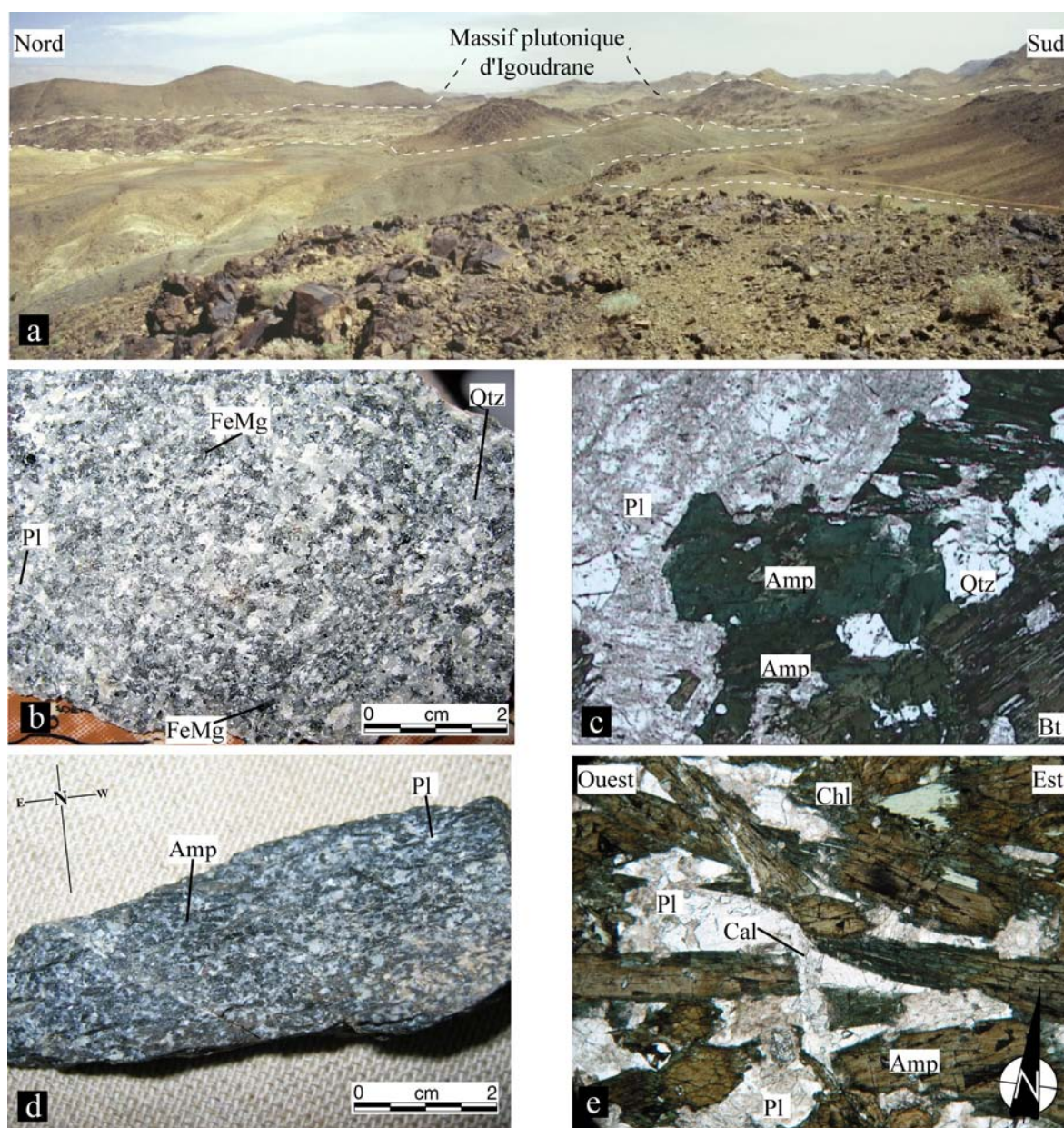


Figure III-12 : Planche photographique montrant les caractéristiques texturales et minéralogiques du massif d'Igoudrane : a) Panorama du NE de la boutonnière d'Imiter montrant les principaux affleurements du massif plutonique, b) Echantillon macroscopique montrant l'aspect général du faciès localisé au cœur du massif et c) Microstructure du faciès granodioritique à amphibole, biotite, plagioclase et quartz, lumière polarisée non analysée, d) Echantillon macroscopique montrant l'aspect général du faciès de la bordure sud du massif et e) Microstructure magmatique à amphibole et plagioclase et microstructures de déformation cassante à paragenèse secondaire, lumière polarisée non analysée. Amp : amphibole ; Cal : calcite ; Chl : chlorite ; FeMg : ferromagnésien ; Pl : plagioclase ; Qtz : quartz.

Une importante paragenèse d'altération se développe aux dépens de ces phases, constituée de séricite, épidote, chlorite et oxyde de fer. Au microscope optique, les amphiboles sont zonées

(figure III-14c). D'un point de vue chimique (figures III-13a et b), les parties brunes, localisées au cœur des grains, ont une composition moyenne de ferroedenite ($\text{FeO} \approx 19.6$ pds%, $\text{MgO} \approx 9$ pds%, $\text{TiO}_2 \approx 1.79$ pds%), alors que les bordures de grains ont une composition moyenne à cheval sur les domaines de la ferrohornblende et magnésiohornblende ($\text{FeO} \approx 21.3$ pds%, $\text{MgO} \approx 8.5$ pds%, $\text{TiO}_2 \approx 0.5$ pds%).

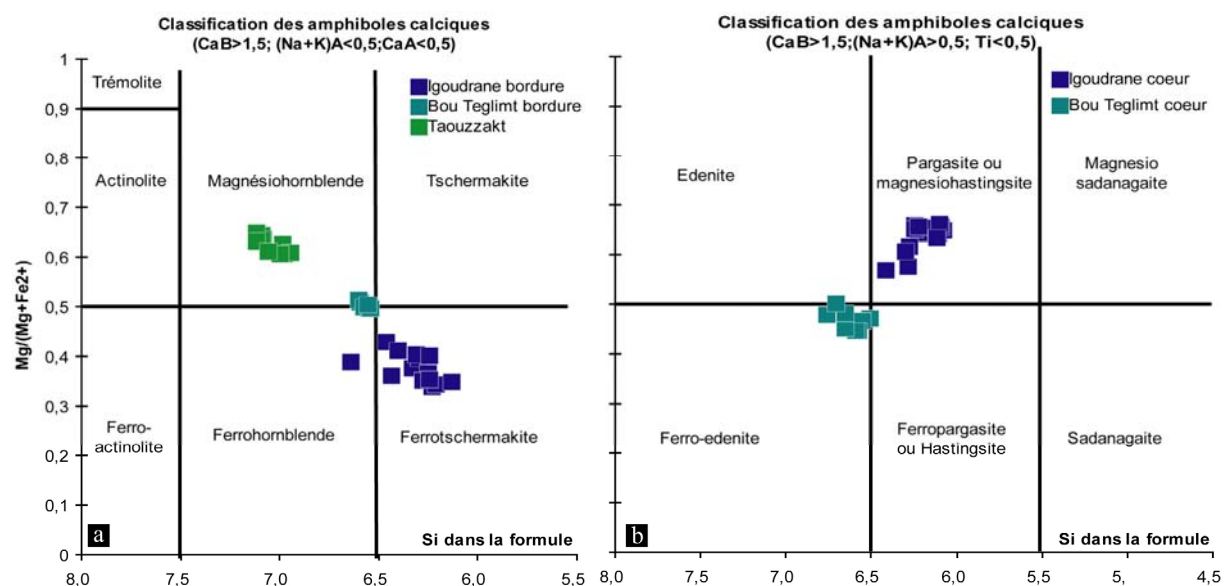


Figure III-13 : Composition chimique des amphiboles des granitoïdes du complexe inférieur du secteur d'Imliter (Leake et al., 1997) : a) Nomenclature des amphiboles calciques selon les paramètres ($\text{CaB} > 1,5$; $(\text{Na}+\text{K})\text{A} < 0,5$; $\text{CaA} < 0,5$), b) Nomenclature des amphiboles calciques selon les paramètres ($\text{CaB} > 1,5$; $(\text{Na}+\text{K})\text{A} > 0,5$; $\text{Ti} < 0,5$).

Le massif de Taouzzakt est localisé à l'ouest de la boutonnière. Il s'agit d'une roche grenue, constituée d'une paragenèse primaire à plagioclase (albite), amphibole, biotite, feldspath potassique et quartz. Le zircon et l'apatite sont accessoires. Une paragenèse secondaire est également observable marquée par la séricite, l'épidote, la chlorite et des oxydes de fer. Au microscope optique, ces amphiboles de couleur verte ne présentent pas de zonation. Elles ont une composition moyenne de magnésiohornblende ($\text{FeO} \approx 17.3$ pds%, $\text{MgO} \approx 12.5$ pds%, $\text{TiO}_2 \approx 0.85$ pds%, **figure III-13a**).

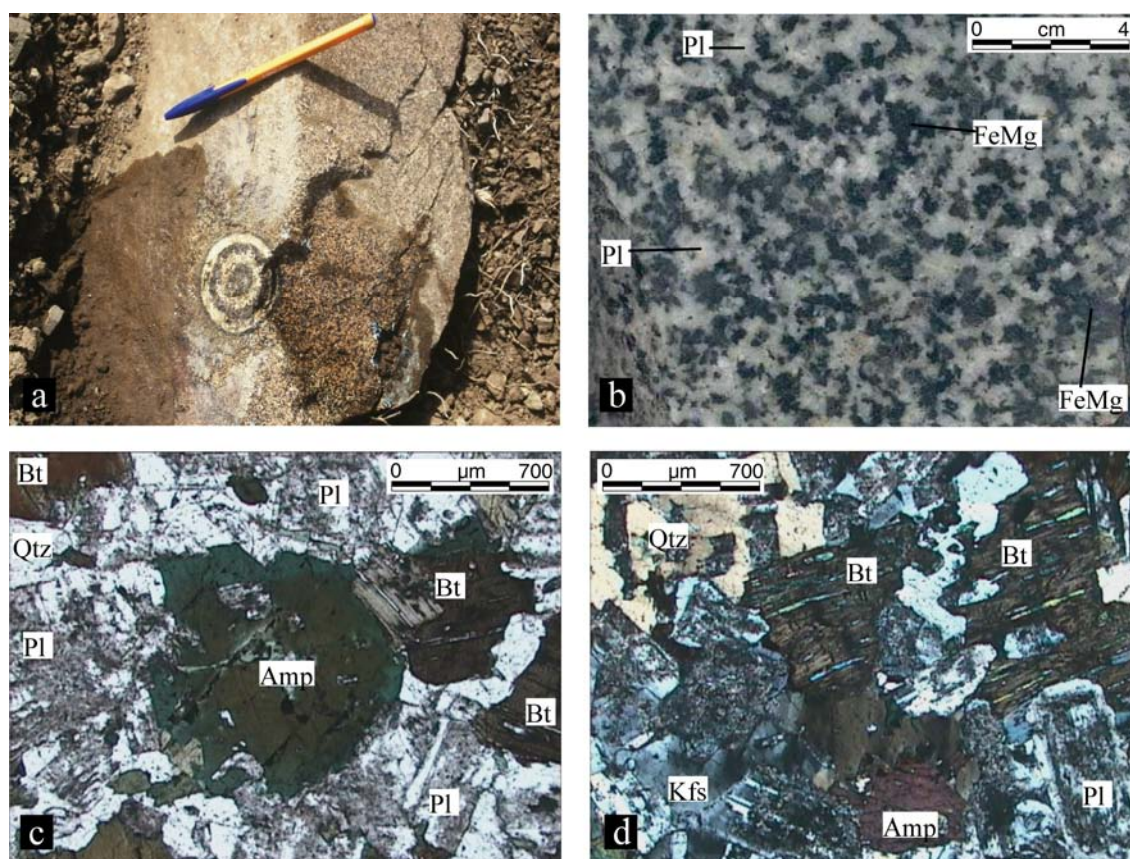


Figure III-14 : Planche photographique montrant les caractéristiques texturales et minéralogiques du massif de Bou Teglimt : a) Faciès grenu à minéraux ferro-magnésiens, plagioclases et texture orbiculaire, b) Echantillon macroscopique montrant la structure grenue équi-granulaire, c) Microstructure à amphibole zonée, biotite, plagioclase et quartz, lumière polarisée non analysée, d) Microstructure magmatique à amphibole, biotite présentant une extinction ondulée et plagioclase, lumière polarisée analysée. Amp : amphibole ; Cal : calcite ; Chl : chlorite ; Kfs : Feldspath potassique ; FeMg : ferro-magnésien ; Pl : plagioclase ; Qtz : quartz.

4.2.2/. Les données bibliographiques sur la structure interne des plutons

Les études sur la structuration de ces massifs et leur intégration dans l'orogène panafricain sont peu nombreuses et contradictoires (Ighid *et al.*, 1989 ; Rieger *et al.*, 2001 ; Schmitt *et al.*, 2001). Ces rares travaux ont déterminé la fabrique interne des granitoïdes à l'aide : **i)** des marqueurs macroscopiques tels que les enclaves ou les phénocristaux de plagioclases et d'amphiboles, **ii)** de l'étude des relations entre les différents granites et leur encaissant (Ighid *et al.*, 1989). Les distributions des enclaves et des marqueurs magnétiques (déterminées par analyse ASM : Anisotropie de Susceptibilité Magnétique) (Rieger *et al.*, 2001 ; Schmitt, 2001 #607) ont également été étudiées.

Ighid *et al.*, (1989) ont étudié en détail la déformation dans les séries grésopélitiques de la boutonnière d'Imiter et la structuration des granitoïdes. Ces auteurs considèrent que les plutons se sont mis en place dans un contexte décro-chevauchant. La trajectoire des schistosités dans l'encaissant (S_1 : ca. N060°E) est contrôlée par des systèmes cisailants dextres (**figure III-15**). La linéation portée par cette S_1 , caractérisée par des minéraux du métamorphisme de contacts, est également associée à des microstructures décrochantes dextres, même si certains secteurs montrent des critères chevauchants à vergence sud (cf. ci-dessus). Parce que les plans de foliation magmatique de la diorite d'Igoudrane sont également orientés N060-090°E et qu'ils portent une linéation magmatique sub-horizontale, la mise en place de cette intrusion a été considérée comme syn-tectonique.

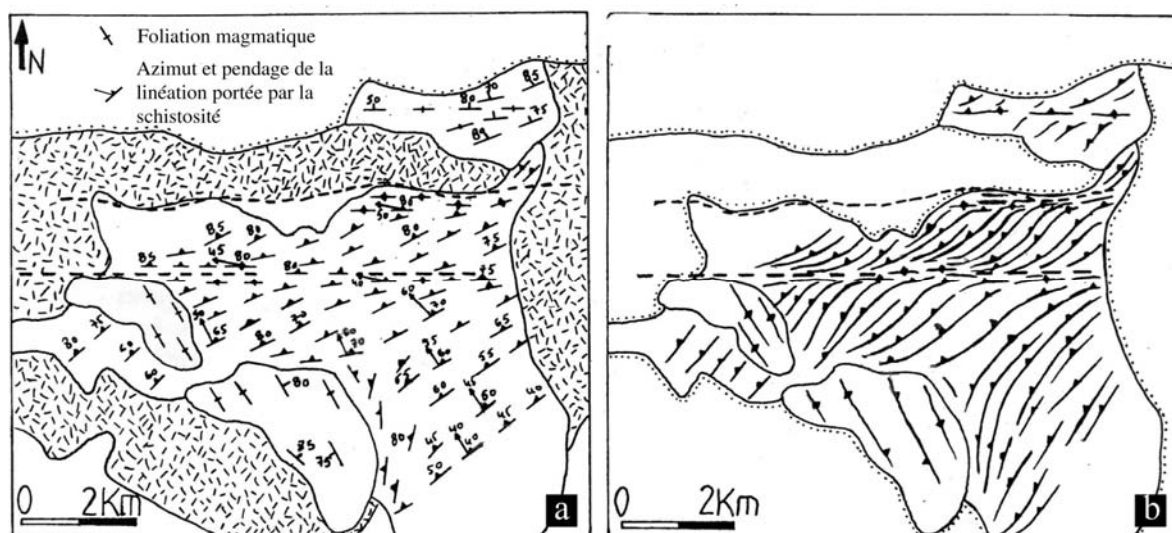


Figure III-15 : a) Carte structurale représentant les azimuts et les pendages de la S_{0-1} , des linéations dans les formations méta-sédimentaires du complexe inférieur et des foliations magmatiques dans les trois massifs de Igoudrane, Bou Teglimt et Taouzzakt ; b) carte interprétative des trajectoires de schistosité (Ighid *et al.*, 1989).

Pour Schmitt *et al.*, 2001 et Rieger *et al.*, 2001, la distribution des enclaves et des plans de foliations magmatiques (**figure III-16**), notamment pour la granodiorite d'Igoudrane, bien qu'en accord avec les données d'Ighid *et al.*, (1989), ne serait que la conséquence de phénomènes de mise en place. Toutes les intrusions de la boutonnière d'Imiter seraient donc post-tectoniques.

Quelle que soit l'hypothèse choisie, le contexte de mise en place, soit syn-tectonique (Ighid *et al.*, 1989), soit post-tectonique (Rieger *et al.*, 2001; Schmitt *et al.*, 2001), reste toujours discuté.

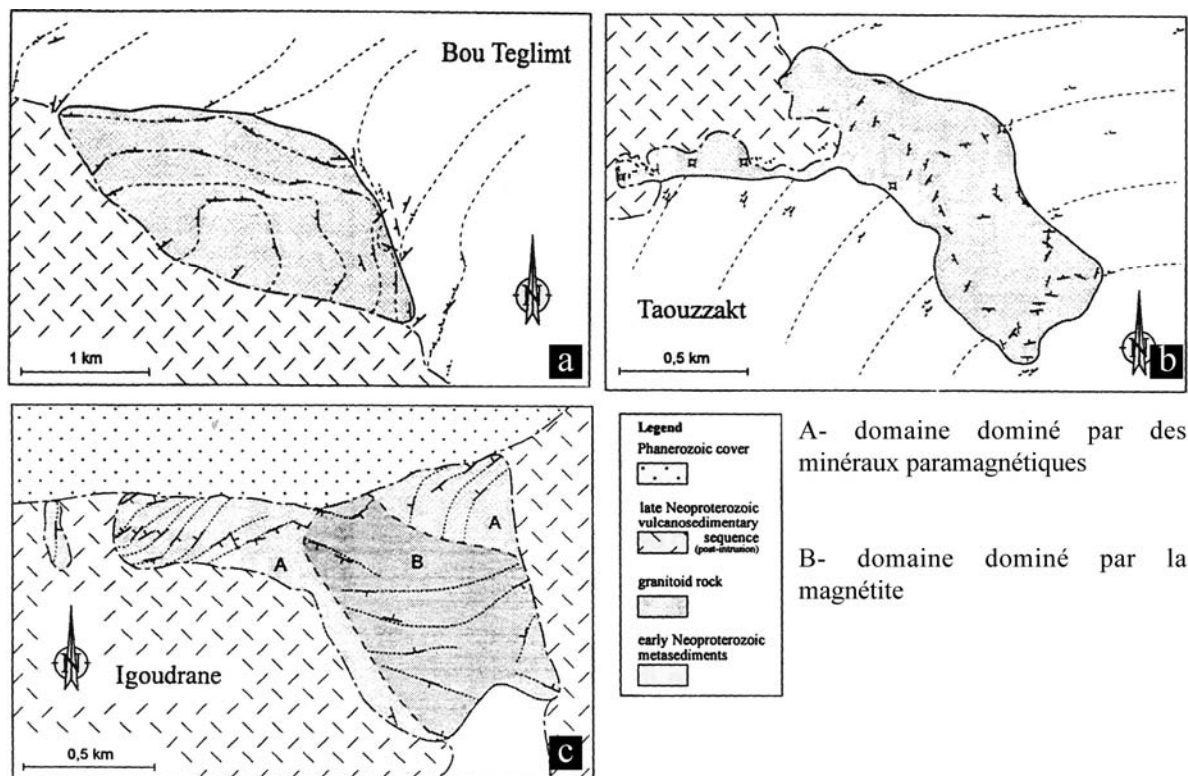


Figure III-16 : Carte des foliations magnétiques mesurées dans les trois principaux granitoïdes de la boutonnière d'Imiter et interprétation de la trajectoire de ces foliations, a) Massif de Bou Teglimt, b) Massif de Taouzzakt, c) Massif d'Igoudrane.

4.2.3/. Etude préliminaire de la granodiorite d'Igoudrane

Nos observations de terrain ont mis en évidence la présence d'un plan principal de foliation orienté N070°E et sub-verticale et d'une linéation N070°E subhorizontale, marquée par les amphiboles (**figures III-12d et e**). Cette anisotropie planaire est soulignée par l'orientation des cristaux d'amphiboles surtout dans le faciès de bordure et par l'orientation d'enclaves basiques riches en cristaux d'amphiboles (**figures III-17a et b**). Afin de vérifier la nature de la fabrique (magmatique ou déformation post-solidus) l'étude des lames minces a été entreprise.

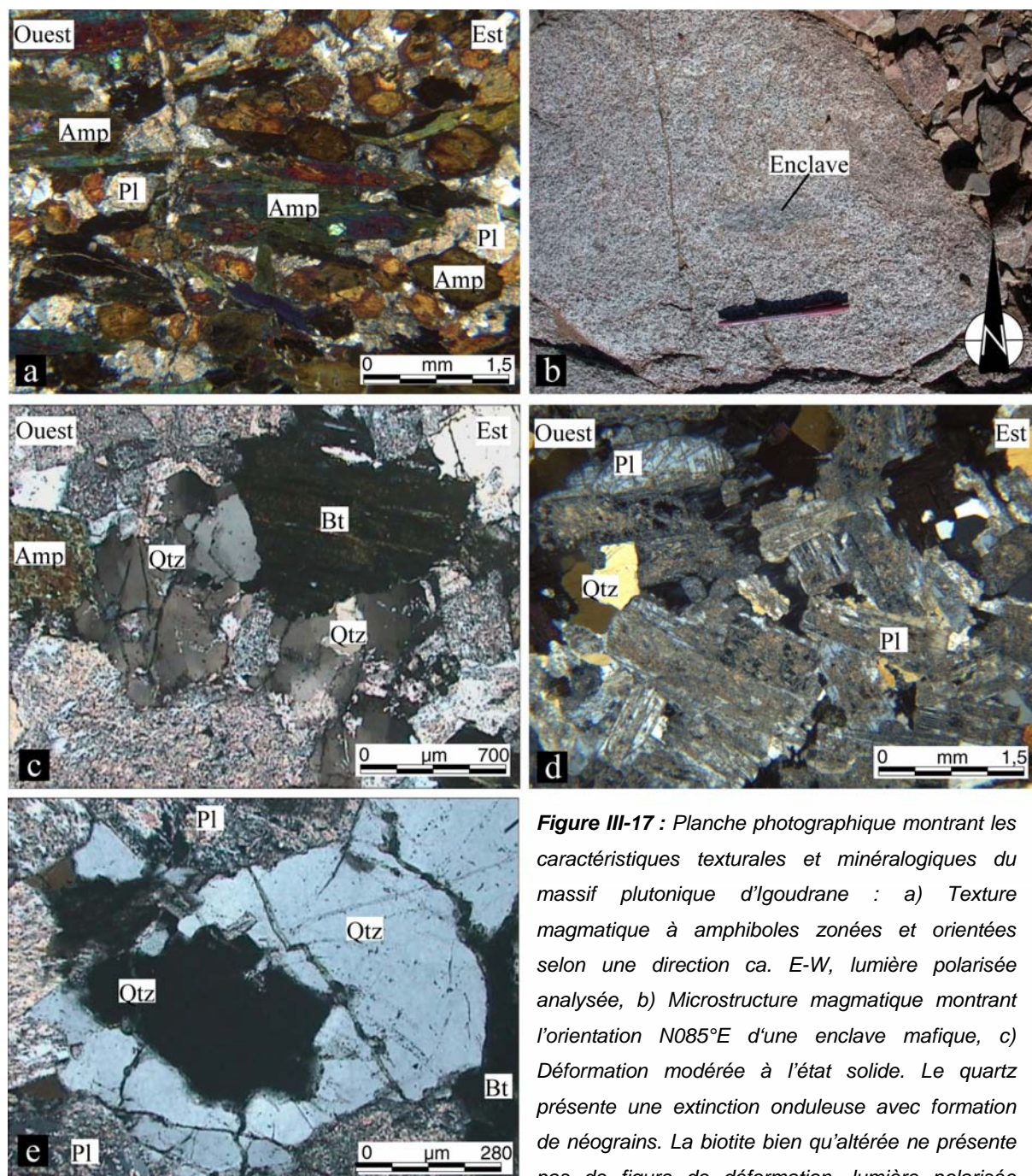


Figure III-17 : Planche photographique montrant les caractéristiques texturales et minéralogiques du massif plutonique d'Igoudrane : a) Texture magmatique à amphiboles zonées et orientées selon une direction ca. E-W, lumière polarisée analysée, b) Microstructure magmatique montrant l'orientation N085°E d'une enclave mafique, c) Déformation modérée à l'état solide. Le quartz présente une extinction onduleuse avec formation de néograins. La biotite bien qu'altérée ne présente pas de figure de déformation, lumière polarisée analysée, d) Fabric magmatique montrant l'orientation préférentielle de cristaux de plagioclases, lumière polarisée analysée, e) Texture magmatique montrant l'extinction franche de grains de quartz. Amp : amphibole ; Pl : plagioclase ; Qtz : quartz.

Les seules évidences d'une déformation post-solidus se caractérisent par la présence de micro-fissures à remplissage de calcite, épidote ou de quartz (**figure III-12e**). Le quartz peut également montrer une extinction onduleuse des grains avec l'apparition de légers signes de recristallisation dynamique (présence de sous-grains, **figure III-17c**).

Dans les échantillons les plus frais et à l'abri des effets de la micro-fracturation, les amphiboles et les plagioclases sont les principaux marqueurs d'une texture orientée où les cristaux s'alignent selon une direction N100°E à N060°E (**figure III-17d**). Les rares cristaux de quartz observés, symptomatiques de cette texture, se caractérisent par des plages presque dépourvues de sous-joints de grains et une extinction franche (**figure III-17e**). Là encore l'absence de structure, attestant d'une déformation post-solidus, montre que le massif d'Igoudrane aurait acquis sa structure plano-linéaire à l'état magmatique.

5/. SYNTHÈSE

Au regard de leur complexité, il nous a paru utile de dresser ici un récapitulatif des caractères et de la distribution des structures qui affectent le complexe inférieur du Jbel Saghro. Deux stades de déformation affectant le complexe inférieur ont été distingués dans les boutonnières de Kelâa M'Gouna, Boumalne et Imiter (**figure III-18**).

Le premier stade (**figure III-18a**) est responsable de la formation de vastes couloirs décrochants dextres N060 à 090°E, contrôlant le développement de plis en échelons d'ampleur kilométrique et d'une discrète schistosité plan axial. Un important plutonisme calco-alkalin dioritique à granodioritique est également synchrone de cet événement, comme le suggère la présence des nodules issus du métamorphisme de contact dans les plans de la schistosité S_1 , définissant une linéation L_1 d'étirement et minérale. Parce que ces plutons sont syn-tectoniques, leur participation dans la formation des structures plissées est suggérée. Localement, des évidences de chevauchements ont été observées, associées à des vergences S à SE (**figure III-18a**).

Le second stade est associé au développement d'une schistosité oblique S_2 (ca. NE-SW) et de plis d'entraînement matérialisant également un cisaillement N070°E dextre (**figure III-18b**).

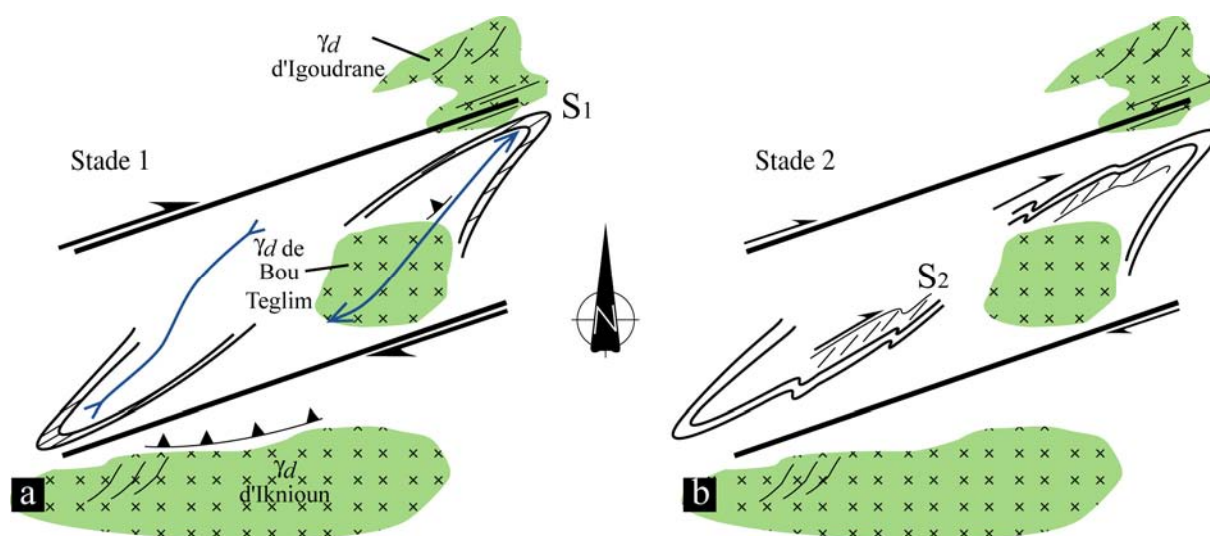


Figure III-18 : Modèle d'évolution en deux stades expliquant la formation des principales structures observées dans le complexe inférieur. (a) Stade 1 responsable de la formation de grandes structures plissées disposées en échelons, d'une schistosité S_1 plan axial, d'accidents décrochants dextres, de chevauchements locaux et de plutons syntectoniques. (b) Stade 2 développant une schistosité S_2 et des plis d'entraînement matérialisant une cinématique dextre.

Chapitre IV : Le volcanisme et les minéralisations associées du complexe supérieur

Partie A : Mise en évidence et modèle de formation d'une caldera ignimbritique

Upper-Neoproterozoic ash-flow caldera and contemporaneous granites within the Eastern Anti-Atlas Mountains (Morocco) –Article en préparation

Johann TUDURI*

Jean-Louis BOURDIER

ISTO, UMR 6113 - Université d'Orléans, BP 6759, F-45067 Orléans Cedex 2, France

Alain CHAUVET

UMR 5573 - Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère. ISTEEM, Université Montpellier 2, CC. 60, 34095 Montpellier Cedex 5, France

Luc BARBANSON

ISTO, UMR 6113 - Université d'Orléans, BP 6759, F-45067 Orléans Cedex 2, France

*e-mail: Johann.Tuduri@univ-orleans.fr

ABSTRACT

Late Precambrian terranes of the Eastern Anti-Atlas ranges (Jbel Saghro, Morocco) mainly consist of welded ash-flow tuffs, lava flows and related intrusions dated around 570-545 Ma. Part of this area, the Kelâa M'Gouna district, located along regional-scale important N070°E fault zones, is characterized by a precaldera rocks composed by greywacke basement and granodiorites unconformably overlain by a thick volcanic and volcanoclastic sequence intruded by related rhyolite dikes and granites. We report here on: i) the mineralogical and geochemical interpretation of intracaldera-related sequences, extracaldera deposits and cogenetic resurgent intrusions, ii) their spatial and temporal relationship with hydrothermal alteration and gold deposits and iii) the structural controls of both caldera and mineralization stages by regional tectonics. The Kelâa M'Gouna district consists of two blocks divided by a N100°E trending ring fault. The northern block is made up of at least 1500 m thick of intracaldera sequence whose main units are, thick welded ash-flow tuffs, lacustrine sedimentary rocks and andesites. At the bottom of the intracaldera filling sequence, a microgranitic body is interpreted as cogenetic and possibly resurgent. The southern block consists of extracaldera thinner sequences (0-500 m) of mostly fine-grained volcanoclastic sediments (moat sedimentation) and ash-flow tuffs, of which some are correlated with intracaldera. Ore

deposits and related hydrothermal alterations are emplaced within the external part of the caldera. Structural constraints show that N070°E regional faults probably control both the caldera ring fracture formation and ore deposition during a dextral transtensive system that resulted from an E-W to NW-SE shortening direction.

1 Introduction

Calderas are collapsing structures filled by thick ponded sequences of silicic ash-flow tuffs cogenetic with widespread outflow tuff sheets. Such structures are characteristic of many volcanic provinces (Lipman, 1984; Smith, 1960; Smith and Bailey, 1968) and usually provide favorable structures, sometimes driven by regional constraints, for deposition of base- and precious metal ores (Cunningham et al., 1990; Goff and Gardner, 1994; Lipman, 1992; Lipman et al., 1993; McKee, 1979; Rytuba, 1994; Wilson et al., 1984). Deeper, cogenetic granitic intrusions exposed in older eroded caldera terranes also provide insights into processes occurring in subcaldera magma chambers (John, 1995; Lipman, 1988). Ash-flow caldera structures are widely associated with plate-convergence volcanic-arc, especially in continental margin settings. The main and typical calderas are known within active volcanic arcs worldwide (e.g. Kurile and Aleutian Islands, Kamchatka, Alaska, Indonesia, New Zealand, South American Andes) and also in Cenozoic Cordilleran continental-margin arcs. Such structures have been intensively described in the western Americas (e.g. San Juan field, Colorado; New Mexico; Basin and Range region of Nevada-Utah, Sierra Madre Occidental of Mexico) and some of them display intimate relation with ore deposits. Nevertheless, few studies have been previously realized within ancient formations (Compston et al., 2002; Sides et al., 1981; Stump et al., 1986; Thompson, 1985).

In the Anti-Atlas domain (South Morocco), high-angle faulting that attests several period of extension during Paleozoic to Quaternary times, combined with important erosion are responsible for exceptional exposure and preservation of Neoproterozoic large-scale inliers in core of Phanerozoic sequences (**figure IVA-1a**). The Anti-Atlas mountains, allotted to be the northern side of the West African Craton, are divided into three structural domains: the Western, Central and Eastern ones. All have been mainly structured during the Neoproterozoic orogeny. It consists of Paleoproterozoic basement (2 Ga), that only occurs in the western part, overlain by Middle Neoproterozoic detrital sequences and Upper Neoproterozoic volcanoclastic rocks, all intruded by few generations of Pan-African granites

ranging from 625 to 550 Ma (Acocella et al., 2001; Aït Malek et al., 1998; Charlot, 1976; Cheilletz et al., 2002; Choubert and Faure-Muret, 1980; Ennih and Liégeois, 2001; Leblanc and Lancelot, 1980; Mrini, 1993; Saquaque et al., 1992; Thomas et al., 2002; Walsh et al., 2002). The late Neoproterozoic III volcano-plutonism event is responsible for the emplacement of widespread silicic ash-flow tuff deposits, that covered an area of approximate 10.000 km² and reach a thickness of 500 m in the Central Anti-Atlas and 1500 m within the Eastern Anti-Atlas, herein concerned (Bajja, 1998; Bouladon and Jouravsky, 1954a, b; Ross and Smith, 1961).

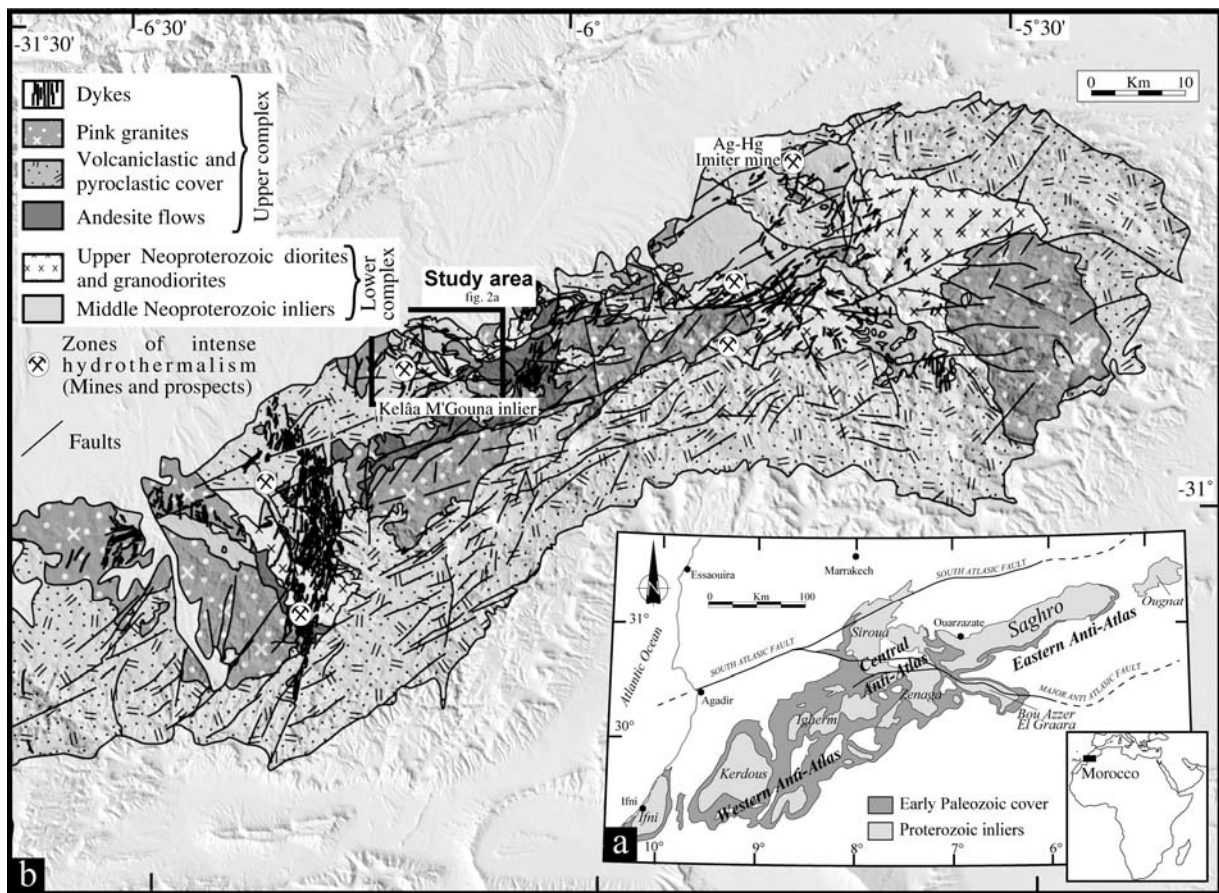


Figure IVA-1: (a) Major geological units of the Anti-Atlas in Morocco and location of the Jbel Saghro inlier. (b) Simplified geologic map of the Jbel Saghro (modified after Hindermeyer et al., 1977).

The Jbel Saghro (**figure IVA-1**), part of the Eastern Anti Atlas is made of two complexes (**figure IVA-1b**) (Tuduri et al., 2004b): i) The lower complex consists of Middle Neoproterozoic turbiditic greywacke and pelite sediments intercalated with mafic lavas and attributed to Cryogenian (Fekkak et al., 2003; Fekkak et al., 1999; Hindermeyer, 1953a).

These rocks have been folded and verticalized during the Neoproterozoic orogeny and intruded by several granodiorite plutons at 585-570 Ma (Cheilletz et al., 2002; Fekkak et al., 1999; Mrini, 1993). **ii)** The upper one is characterized by a thick and widespread volcanic and volcanoclastic sequence and associated dikes and pink granites dated at 550 Ma (Cheilletz et al., 2002; Fauvelet and Hindermeier, 1952; Hindermeier, 1953b). Although these units have been widely studied in order to characterize the geotectonic context of their formation (Bajja, 1998; Benharref, 1991; Ouguir, 1997), evidences for caldera within these Precambrian formations of this area was never described even if suggested (Derré and Lécolle, 1999; Leistel and Qadrouci, 1991; Thomas et al., 2002). The huge amount of silicic ash flow tuff cannot be dissociated of some caldera-related structures. In this paper, we argue for the existence of a Precambrian ash-flow caldera and propose a model of formation that take into account the successive silicic ash-flow tuffs deposits, related porphyry intrusions and mineralized indices of the Kelâa M'Gouna district (**figure IVA-2**, Jbel Saghro, Morocco).

2 The caldera-related rocks

Caldera-related deposits consist of ash-flow and crystal tuffs, lavas flows (rhyodacite; rhyolite and andesite), lacustrine sedimentary deposits, rhyolite and andesite dikes, pink granites and epiclastites (**figure IVA-2**). These formations previously describe by Benharref (1991) were interpreted as aerial deposits or erupted from local vents and compared to explosive volcanoes. Pink granites generally intrude these volcanic rocks. Because granites locally present strong similarity in texture and mineralogy with certain tuffs or rhyolitic lavas, they were interpreted as cogenetic intrusions (Benharref, 1991; Fauvelet and Hindermeier, 1952).

The structural boundary of the caldera going on along a 5-6 km arcuate E-W to NW-SE trending fracture and separates a north block made of intracaldera sequence from an extracaldera south block (**figure IVA-2**). It is characterized by a strong unconformity between the lower complex sediments, that are verticalized or strongly dipping to the south, and the intracaldera filling sequence that dips 70-80° toward the north (**figures IVA-3a and b**). Rhyolite ring-dikes that underline the structural boundary display an aphanitic texture (**figure IVA-3c**).

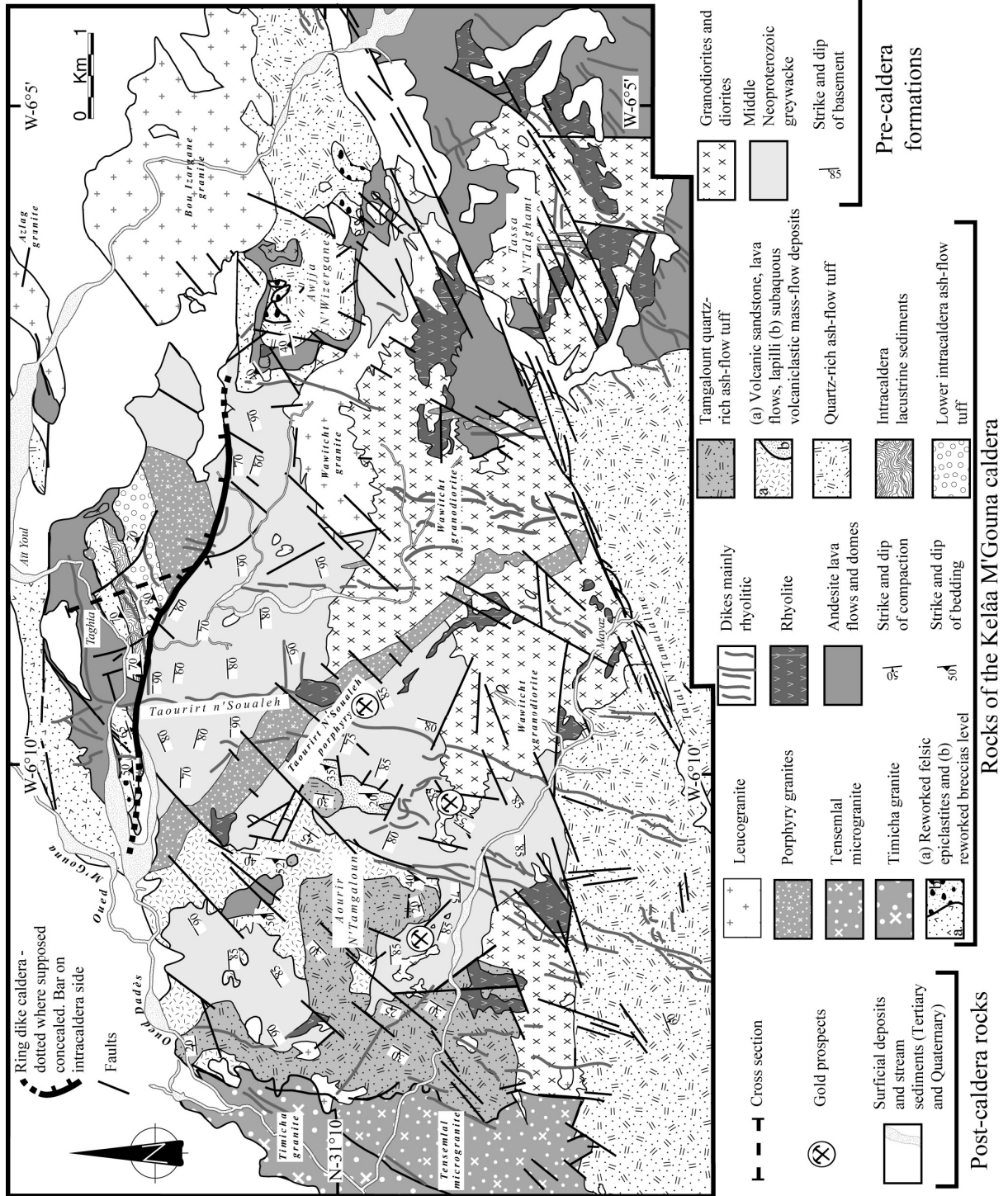


Figure IVA-2: Geologic index map of the Kelâa M'Gouna district, modified after Benharref (1991) and Derré and Lécolle (1999).

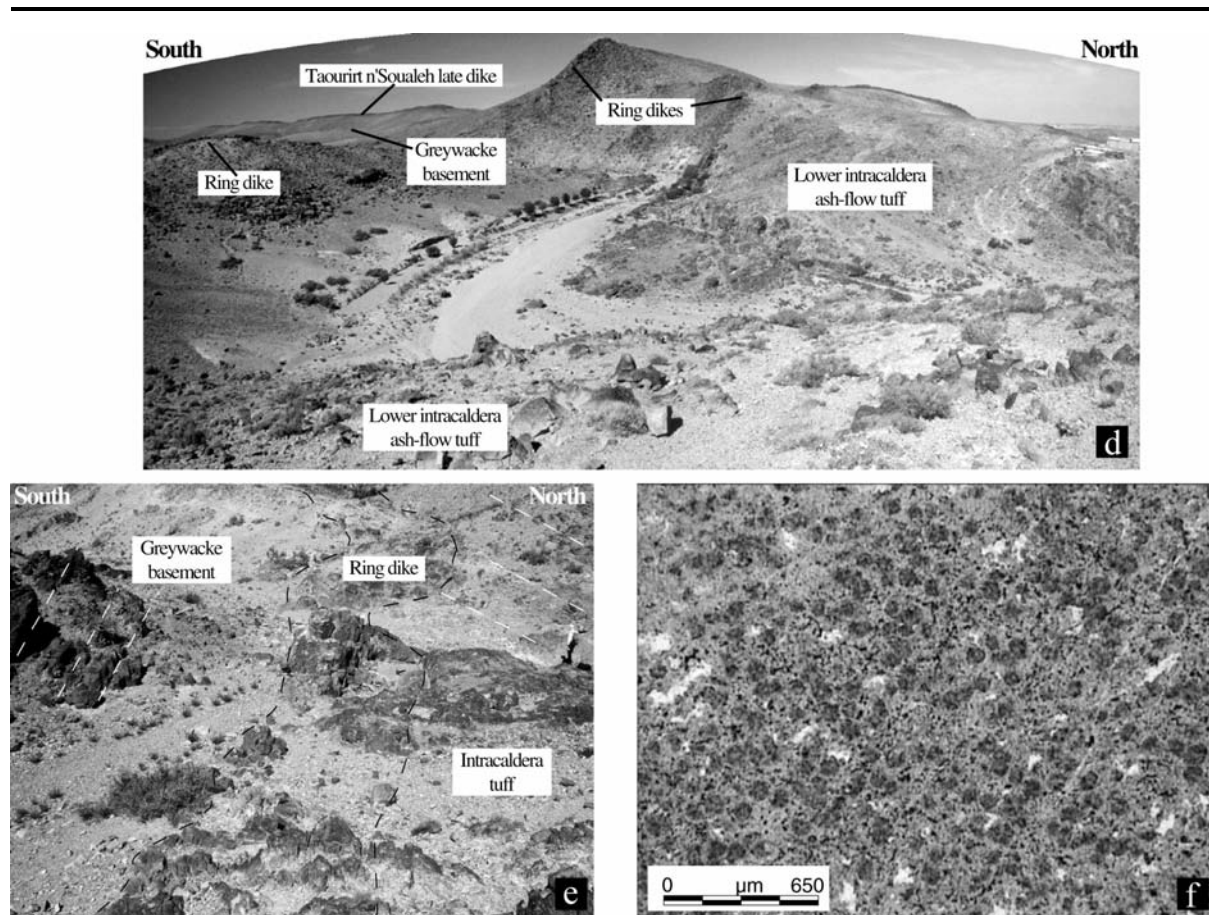


Figure IVA-3 : The structural boundary. a) View of the intracaldera sequence and rhyolite ring dikes constituting the structural boundary of the caldera. b) View of the structural boundary materialized by a rhyolite ring dike and showing the strong unconformity between the basement to the south and the intracaldera sequence. c) Microphotograph of the aphanitic partially devitrified rhyolite ring dike, Plane Polar Light.

2.1 The intracaldera filling sequence: North Block

Intracaldera-related deposits consist of two series of ash-flow tuffs intercalated with lacustrine sedimentary rocks and overlain by a thick sequence of caldera infilling intermediate lava flows (andesite unit) and felsic epiclastites (**figures IVA-2 and 4a**). Total preserved thickness of intra-caldera-related deposits reaches 1500-2000 m from which 800-1000 m of ash flow tuffs and sedimentary rocks (**figure IVA-5a**). All the intracaldera rocks have been tilted 50° to 80°N (**figures IVA- 2, 4a and 6**). It consists of a preserved part of the caldera composed by a north-dipping homoclinal block that exposes *ca.* 3 km paleodepth of greywacke basement, intracaldera-related deposits, and underlying pinky porphyry granite (**figure IV-5a**).

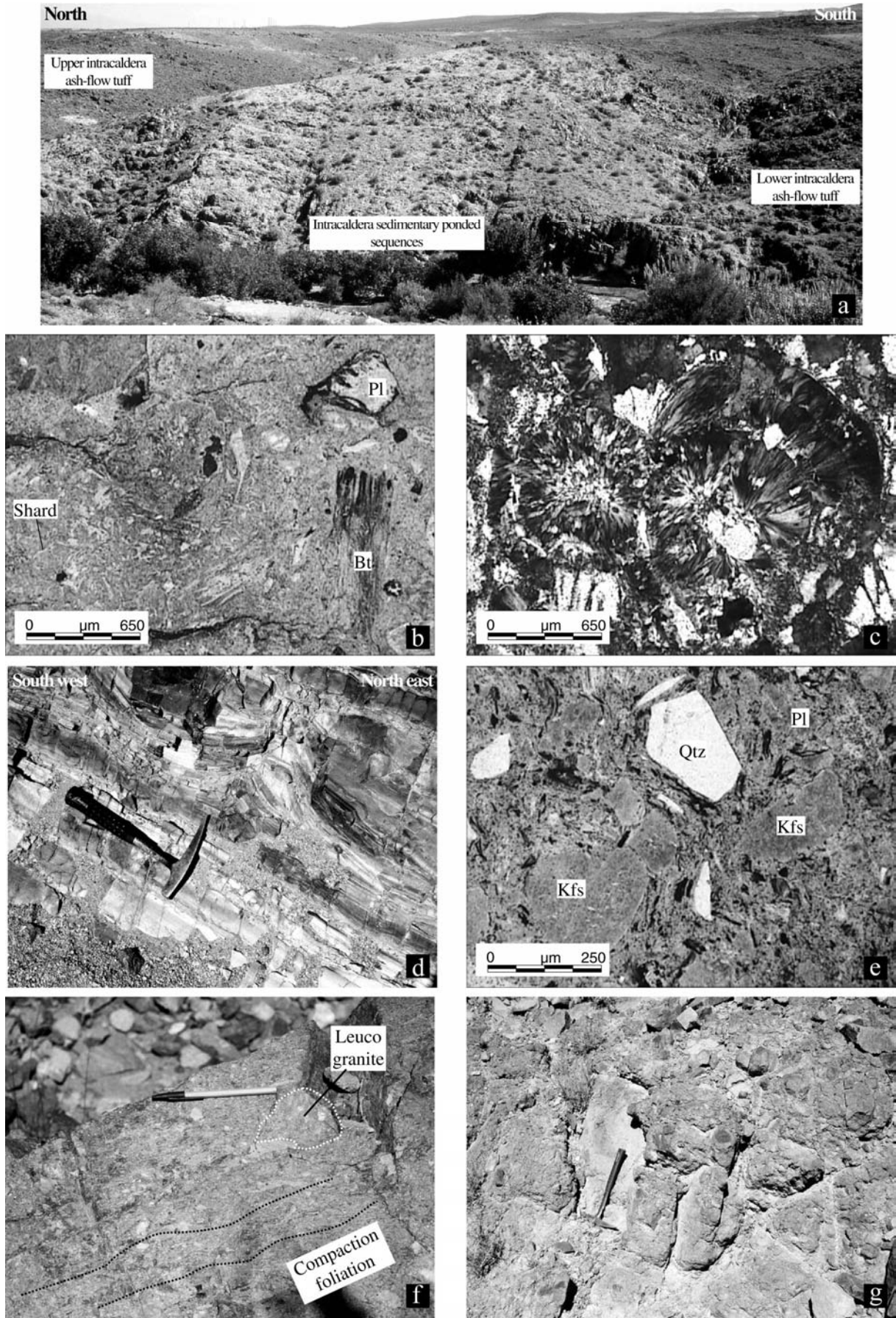


Figure IVA-4: (preceding page) *The intracaldera fill sequence. a) Looking east over the intracaldera sequence showing the lower and upper intracaldera tuff and interbedded sedimentary ponded rocks. b) Microphotographs of the lower quartz-poor intracaldera ash flow tuff, Plane Polar Light. c) Microphotographs of highly devitrified lower intracaldera tuff showing spherulitic texture, Cross Polar Light. d) Fluid escape structures confirming the polarity of the intracaldera sedimentary sequence that grade toward the north. e) Microphotographs of the upper quartz-rich intracaldera ash flow tuff, Plane Polar Light. f) Fiammed aspect of the upper intracaldera tuff and evidences for lithic fragments of K-feldspar granite. g) Block-rich facies in the upper intracaldera tuff. Qtz: quartz, Kfs: K-feldspar, Pl: plagioclase, Bt: chloritized biotite.*

The lower ignimbrite consists of 400-500 m thick densely welded and moderately crystal-rich rhyolite ash-flow tuff. It is mainly characterized by feldspar-rich crystals and by the quasi-absence of quartz (**figure IVA-4b**).

If propylitic and silicic alteration affect all this lower ignimbrite sequence, it is more developed within the deeper exposures that occur close to the pinky granite porphyry. These rocks also exhibit some intensive zones of devitrification with spherulitic texture that characterized the lower ignimbrite (**figure IVA-4c**). Compaction foliation defined by flattened pumices lenses, generally dips 70-80° toward the north (**figures IVA-2 and 6**). Phenocrysts consist of plagioclases and K-feldspar in various ratios. Quartz is absent or rare and scarce amounts of chloritized ferro-magnesian crystal (biotite and probable amphibole) are observed. Small lithic fragments are abundant and vary in lithology. We distinguish two main types: **i/** elements of the surrounding greywacke rocks and **ii/** quartz-rich ignimbrite fragments.

On top of these pyroclastic rocks, a subsided basin has been formed as evidenced by lacustrine sedimentary deposits. This unit consists of 200 m thick thin-layered deposits generally grading upward to epiclastic sandstones containing clasts of welded ignimbrite, laminated reddish and greenish layers of sandstone, clay and volcanic ash. Silicic shards-rich layers mainly characterize volcanic ashes (**figure IVA-4d**). Sedimentary textures, such as fluid escape structures confirm the polarity of the intracaldera sequence that grade toward the north (**figure IVA-4d**).

The upper ignimbrite consists of 200-300 m thick densely welded and moderately crystal-rich rhyolite ash-flow tuff (**figure IVA-4e**). Flattened pumices, glass shards and compaction foliation underline the fiammed aspect of this welded deposit (**figure IVA-4f**). Phenocrysts consist of quartz-rich, plagioclases and K-feldspar in various ratios (**figure IVA-4e**). Scarce amounts of chloritized ferro-magnesian crystal (biotite and probable amphibole) are observed. Lithic fragments are abundant and present different sizes. Elements from the surrounding

basement greywacke rocks, ignimbrite, jasperoid, and leucogranite (**figures IVA-4f and g**) are recognized.

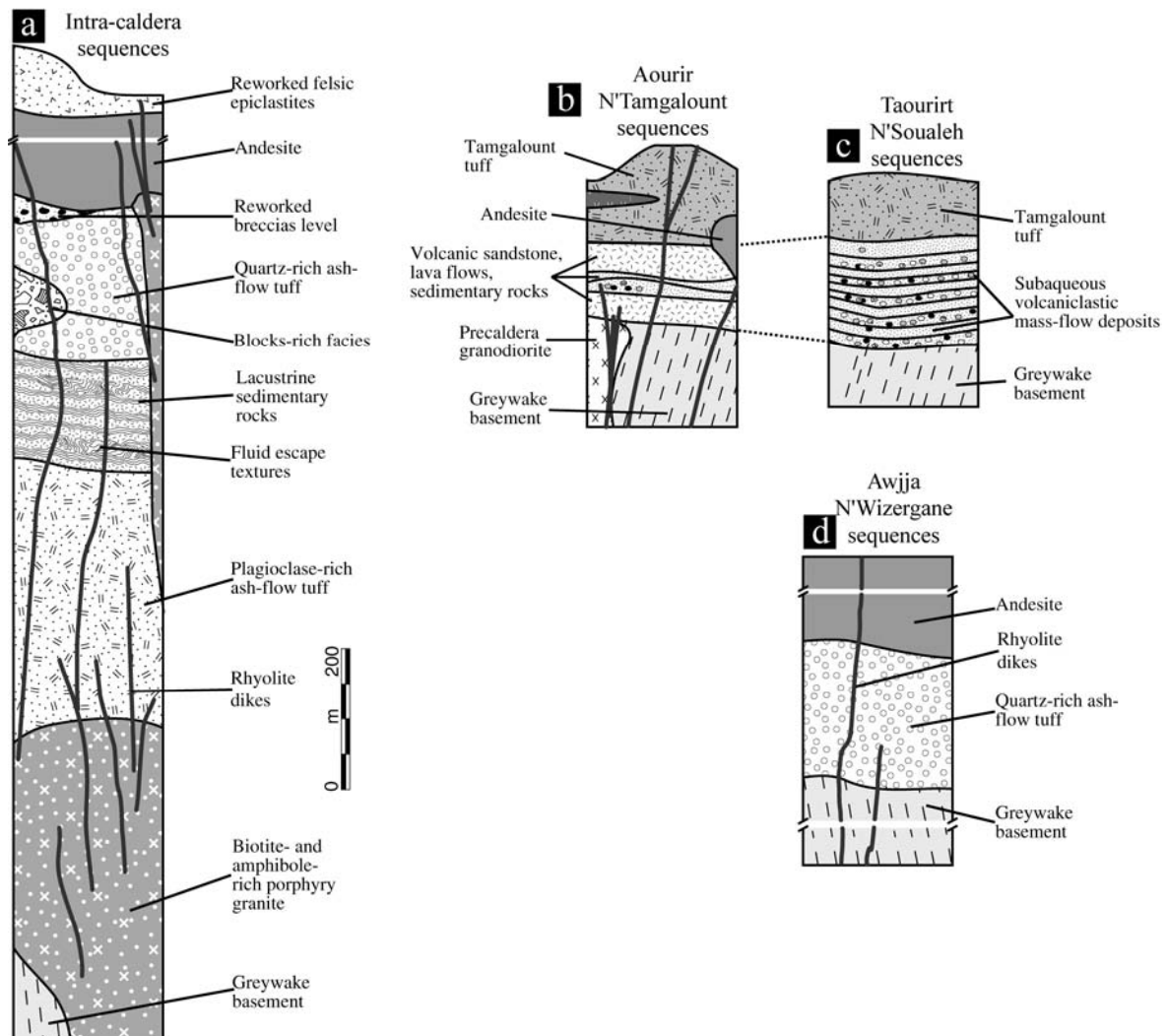


Figure IVA-5: Summary composite stratigraphic sections for the intracaldera and outflow sequences of the Kelâa caldera.

The three units that formed the intracaldera tuffs are overlain by *ca.* 500-1000 m thick andesite and epiclastic rocks that mostly consist in lava flow and dikes intrusions (**figures IVA-2, 5a and 6a**). A micro-granodiorite is also recognized. It could be the shallow plutonic equivalent of andesite flows.

Andesite lava flows are porphyric and contain abundant phenocrysts of plagioclase and less abundant amphibole, pyroxene, K-feldspar and quartz. At the base of the lava flows, in contact with the top of the upper ignimbrite, fluidity planes also strongly dip toward the north. Andesite dikes that probably acted as feeder for the lavas flows intrude the lower and

upper ignimbrite but do not cut the underlying pinky porphyry granite, thus suggesting that lava flows and ignimbrites predated the porphyry emplacement.

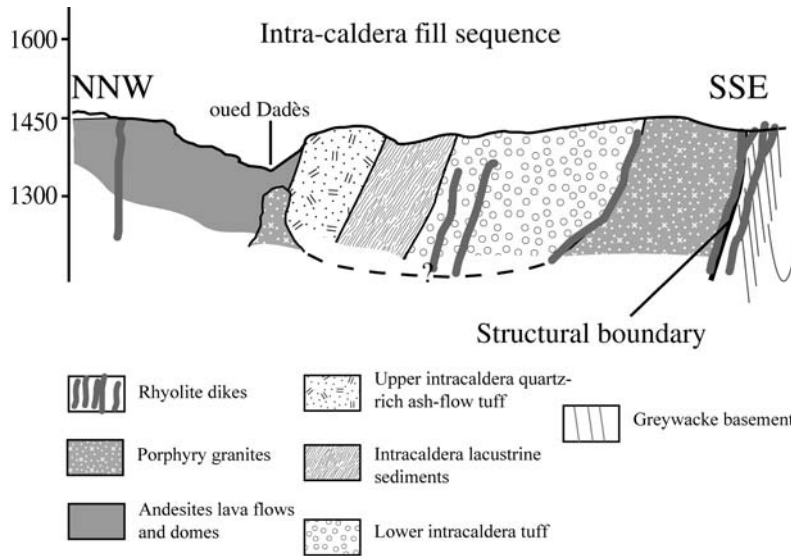


Figure IVA-6: Schematic cross sections of the intracaldera fill sequence of the Kelâa M'Gouna caldera.

This thick lava unit is separated from the upper ignimbrite, at least in the western part of the intracaldera formation, by an important block-rich epiclastic level (**figure IVA-2**). Blocks size can reach one meter and they mainly consist of quartz-rich ignimbrite and basement fragments. More to the north, highly silicified rocks lies upward the andesite flows and probably result from an epiclastite origin.

2.2 The extracaldera deposits: South Block

Because of erosion, extracaldera sequences are poorly preserved close to the caldera, and remnants mainly occur just south of the supposed concealed structural boundary, in the eastern part of the district, the Awjja N'Wizergane hill, in the vicinity of the Aourir N'Tamgalount hills and south of the district where sheet are thick and widespread (**figure IVA-2**). These sequences are mainly constituted of volcano-sedimentary sequences, tuffs, andesitic lava flow and rhyolite dome.

The volcano-sedimentary sequences consist of as much of 100 m of highly altered volcanic sandstone, felsic tuffs, lava flows and thin layer of sedimentary rocks, mainly localized in the Aourir N'Tamgalount area (**figures IVA-2, 5b and 7a**). When structures are preserved, lava-flows are aphanitic such as rhyolite ring dikes and display pilloid texture that argues for emplacement in water. The groundmass is frequently spherulitically devitrified and recrystallized. Interbedded felsic tuffs are *ca.* 5-10 m in thickness and also display

devitrification and recrystallisation. Sediments layer and interbedding show slightly to moderate dipping toward the west comprise between 20 and 40° (**figures IVA-2 and 5b**). Andesite lavas are emplaced within this sequence. Because dipping of volcanosedimentary sequence, bedding is rectifying and increase closer to this flow (*ca.* 50°) thus defining a dome structure that result from intruding process. More to the east, in the Taourirt N'Soualeh area (**figure IVA-2**), volcano-sedimentary sequences are thicker (*ca.* 150 m) and displays distinctive textures and facies of successive graded bedded deposits that also argue for an emplacement under some water (**figure IVA-5c**). Thinner layers, composed by volcanic sandstone with ash-rich layers, are successively interbedded with breccias layers characterized by basement-rocks and felsic tuff fragments within a tuff-like matrix.

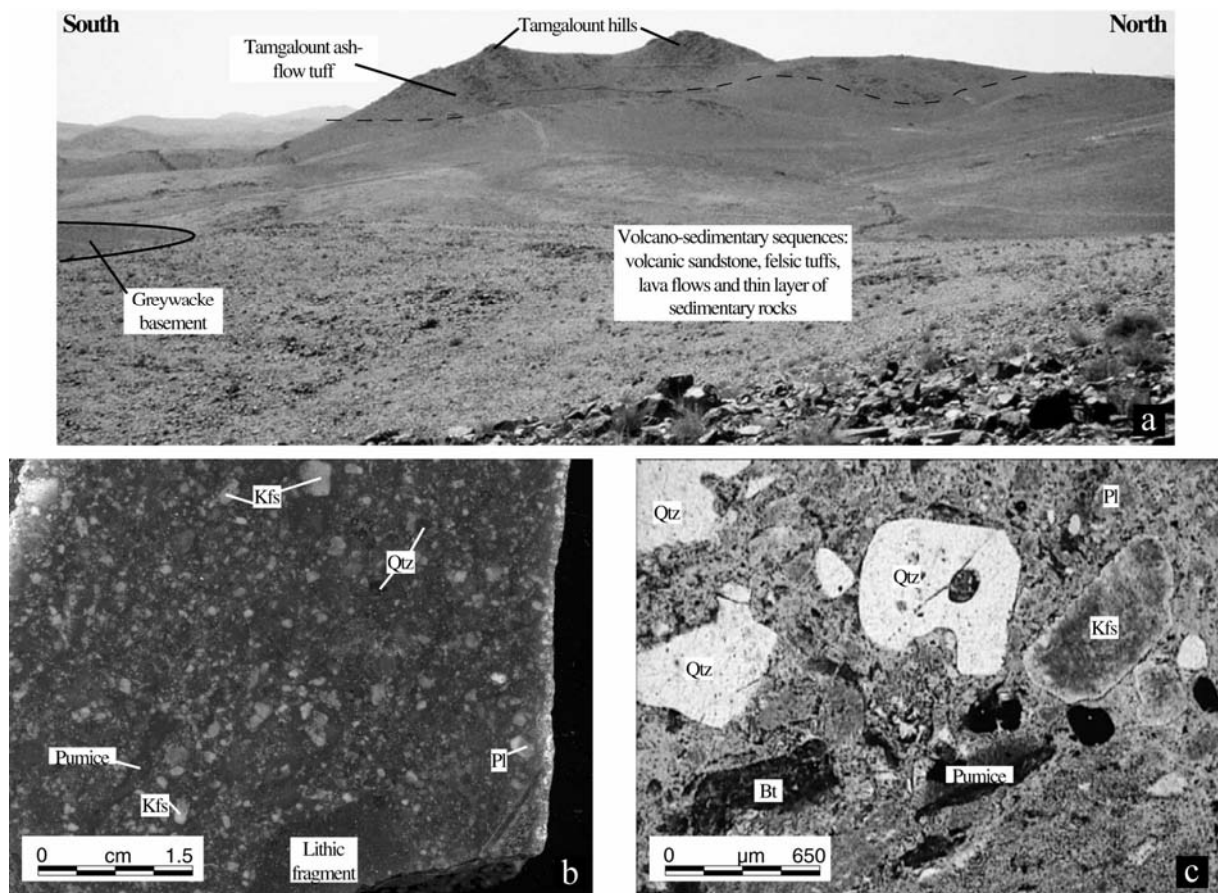


Figure IVA-7: Outflow sequences. a) Looking west over the outflow sequence showing, basement overlain by moat-caldera sequences and Tamgalout tuff. b) Hand specimen of the crystal-rich Tamgalout tuff and c) microphotograph of the quartz-rich Tamgalout tuff, Plane Polar Light. Qtz: quartz, Kfs: K-feldspar, Pl: plagioclase, Bt: chloritized biotite.

Two distinct types of tuffs are distinguished. In the Aourir N'Tamgalout area, volcano-sedimentary sequences are overlain by the Tamgalout ash-flow tuff (**figure IVA-7a**) that

consists in at least 100 m thick of crystal-rich (*ca.* 20%) and welded ash-flow tuff (**figure IVA- 4b, c and 7b**). Compaction foliation defined by flattened pumices lenses, generally dips 20-30° toward the west. Phenocrysts are frequently broken quartz, plagioclase and K-feldspar in various ratios (**figure IVA-7c**). Chloritized ferro-magnesian crystals of biotite and probable amphibole are observed. Lithic fragments are abundant in different sizes. They consist of elements from the surrounding basement greywacke rocks and jasperoid elements that mimic pyrite-rich silicified elements from the moat-caldera deposits. Andesite dikes are assumed to intrude this tuff. In the eastern part of the district, around the Awjja N'Wizergane hill, it consists of as much of 200-300 m of densely welded and moderately crystal-rich rhyolite ash-flow tuff (**figure IVA-5d**). Phenocrysts are quartz, plagioclases and K-feldspar in various ratios with discrete chloritized ferro-magnesian crystal. Compaction foliation moderately dips *ca.* 40° toward the northwest. Small lithic fragments are observed and consist of elements from the surrounding basement greywacke rocks and ignimbrite fragments. This tuff presents unambiguous similarity with the upper ignimbrite, confirmed by geochemical data and is considered as the outflow equivalent formation of the upper intracaldera ignimbrite. In the southern part of the district, the quartz-rich ash-flow tuff could be also compared with this formation.

Thick level of andesite lava flows that are petrographically similar to rocks of the intracaldera filling overlain the tuff of the Awjja N'Wizergane area (**figure IVA-5d**). These andesitic flows are more widespread south of this area and may constitute the remnant of a small stratovolcano (**figure IVA-2**).

Several small rhyolitic domes locally intrude extracaldera sequences (**figure IVA-2**). It consists of aphyric or sparsely porphyritic rhyolite. The groundmass is spherulitically devitrified and recrystallized. Such texture has been also observed within rhyolite ring dike.

2.3 Intrusions

Important stocks of granites, intruded within the welded ash-flow tuffs, have been mapped according to their mineralogy, texture and geochemical features (**figure IVA-2**). Two types of intrusions are distinguished: **i**) biotite and amphibole-rich pink granites and associated shallow emplaced porphyry and **ii**) leucogranites and related aplites.

2.3.1 *The biotite and amphibole-rich pink granites*

Several granitic intrusions are exposed within both southern and northern blocks. One can distinguish the Timicha granite and related microgranitic facies in the western part of the district and porphyry granites more to the east such as the Taourirt N'Soualeh intrusion and intracaldera plutons. These rocks are here supposed to be at the origin of the resurgence when localized within the northern block and to form a single continuous magmatic system at shallow depth.

The Timicha granite is localized in the western part of the Kelâa M'Gouna district (**figure IVA-2**). It consists of a mostly medium to coarse-grained, equigranular monzogranite. Phenocrysts consist of plagioclase, K-feldspar, quartz, amphibole and biotite; zircon and apatite are accessory minerals (**figures IVA-8a and b**). Amphibole chemical composition shows an average $[Mg/(Mg+Fe^{2+})]$ ratio close to 0.2. The nomenclature by Leake *et al.* (1997) is consistent with a composition of ferro-edenite. Amphiboles are fluorine and chlorine-rich (*ca.* 1 wt% F and 0.5 wt% Cl). Biotite has annite composition and is fluorine and chlorine enriched (F: *av.* = 0.7 wt %, *max.* = 2 wt%, Cl: *av.* = 0.5, *max.* = 0.7 wt%).

Southeastward, the Tensemlal microgranite occurs and has monzogranite to quartz monzonite composition (**figure IVA- 2**). Rocks have a porphyritic texture consisting of sub-euhedral, coarse-grained phenocryst surrounded by aplitic groundmass. Although each rock has widely experienced highly alteration stage, phenocrysts are still observable and mainly consist of plagioclase and K-feldspar with minor quartz and chloritized ferromagnesian minerals (biotite). Groundmass consists of plagioclase and quartz that develop myrmekitic intergrowth and K-feldspars (**figure IVA-8c**). Zircon and apatite accessory mineral are also observed. Such texture argues for an emplacement within shallow level of the district or rim facies. Because of its very similar mineralogical composition, this rock can represent a microfacies of the Timicha granite.

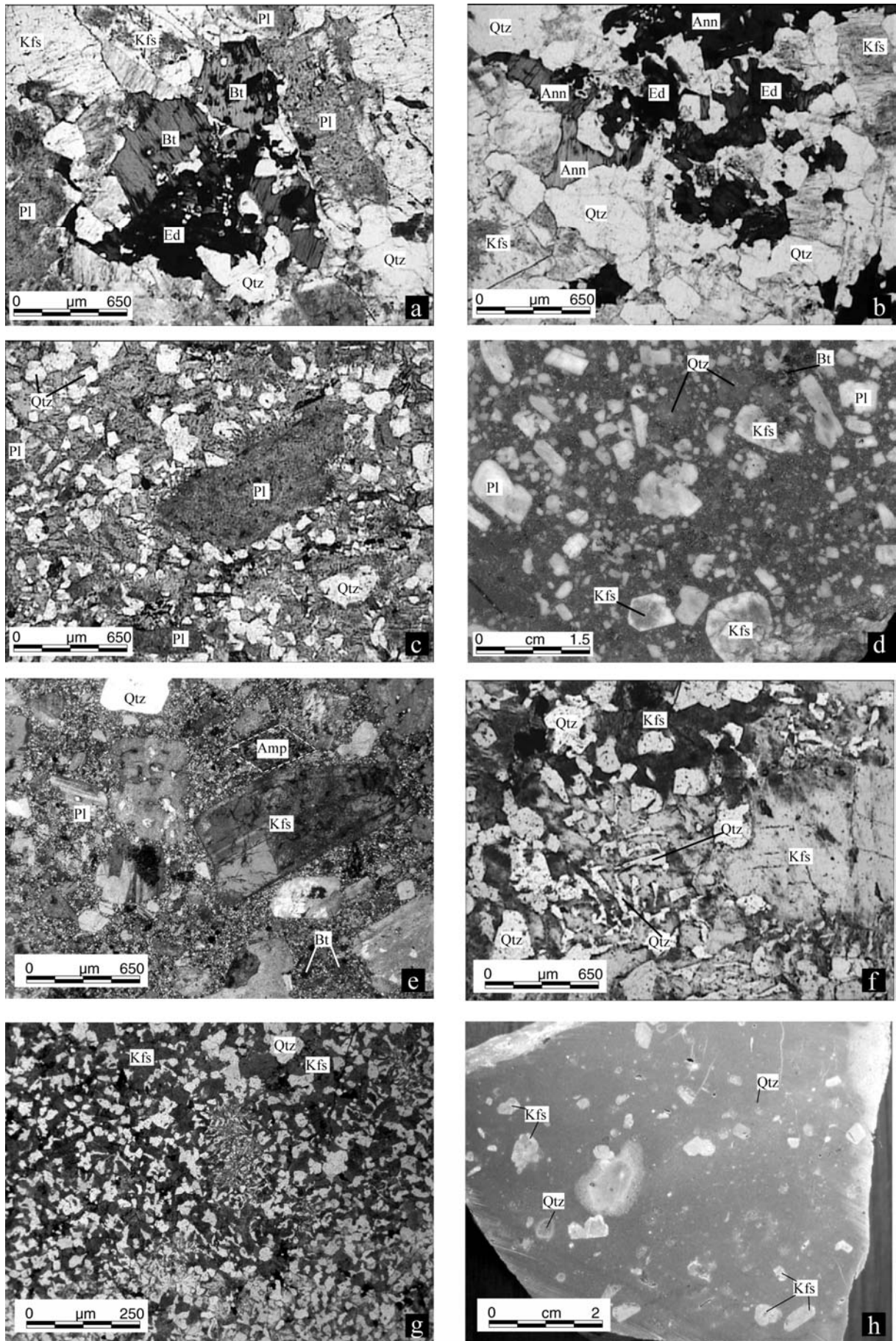
More to the east, two main bodies are observed. One is intracaldera, and presents intrusive contact within intracaldera tuffs and all older rocks (**figures IVA-and 6a**). The other, the Taourirt N'Soualeh porphyry localized in the central part of the Kelâa district mainly intrudes greywacke basement and extra-caldera volcano-sedimentary sequences (**figure IVA-2**). Both intrusions are monzogranite porphyry. Rocks have a porphyritic texture consisting of sub-euhedral, coarse-grained phenocryst surrounded by aphanitic to aplitic groundmass. Although each rock has widely experienced highly alteration stage, phenocrysts are still observable and

mainly consist of plagioclase and K-feldspar with minor quartz and chloritized ferromagnesian-rich minerals (**figure IVA-7d**). In thin section, it consists of unambiguous chloritized micas and amphiboles (**figure IVA-7e**). Zircon and apatite accessory mineral are also observed. Such texture argues for emplacement within shallow level of the caldera structure.

These small magmatic bodies localized in the deeper part of the intracaldera sequence are associated with aphanitic rhyolitic dikes that cut-across pluton or emplaced along the structural boundary.

Because rocks have experienced a moderately to highly alteration during the late stage of the caldera evolution, study of major oxides and mobile elements must be interpreted with care. Indeed, the use of diagram based on immobile minor and trace elements will be preferred. Within the diagram (based on the differentiation index (Zr/TiO_2) vs. alkalinity index (Nb/Y) of Winchester and Floyd, 1987, **figure IVA-9**), one can observe that granites range within the domains of dacite/rhyodacite and rhyolite. These data are consistent with the slight range of composition of SiO_2 bracketed between 66 and 72 % (**table IVA-1**). Silica and aluminum variation diagrams of major and trace elements define sub-continuous trends (**figure IVA-10**). Although significant variations for some of these elements are observed and discussed later, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, CaO, Na_2O , P_2O_5 , Sr and TiO_2 decrease with increasing of SiO_2 , whereas differentiation index and K_2O increase. Concerning the F, Cl and Li abundances, analyses have been realized only on granitoid rocks (**table IVA-1**). Results are not discriminant and abundances don't define some particular anomalies except for the Tensemlal and Timicha bodies that yield about 1100 and 1300 ppm of F, respectively. These data are consistent with the moderately F-enrichment of biotites and suggest a magmatic origin for this element. Trace-element geochemistry shows that granites have depletion of Eu, Nb, Ta, Sr and Ti abundances (**table IVA-1**).

Figure IVA-8: (following page) The plutonic activities. a-b) Microphotographs of the biotite- and amphibole-rich Timicha granite and c) Tensemlal microgranite, Plane Polar Light. d) Hand specimen of the intracaldera rhyodacite porphyry and e) microphotograph of the porphyry showing chloritized amphiboles and biotite, K-feldspar, plagioclase and quartz in a partially microcrystallized groundmass, Plane Polar Light. f-g) Myrmekitic and graphic intergrowths of quartz and altered K-feldspar characteristic of the late leucogranites, Plane Polar Light. h) Hand specimen of late porphyritic rhyolite dike assumed to be the volcanic equivalent of the late K-feldspar-rich granites. Qtz: quartz, Kfs: K-feldspar, Pl: plagioclase, Bt: chloritized biotite, Amp: chloritized amphibole, Ann: annite, Ed: ferro-edenite.



2.3.2 The leucogranite

Others shallow to moderately deeper intrusions are exposed in the Kelâa district. These rocks include numerous plutons such as Azlag, Bou Izargane, Wawitch bodies, and aplitic dikes or small bodies (**figure IVA-2**) and late rhyolitic dikes oriented *ca.* N-S to N030°E. These granites exposed over a large area within the Kelâa district and present intrusive contact within basement (both granodiorite and grauwacke) and all the volcanoclastic sequences. The former intrusions such as Timicha granite and Tensemlal microgranite are also intruding by numerous leucogranite aplite and rhyolite dikes.

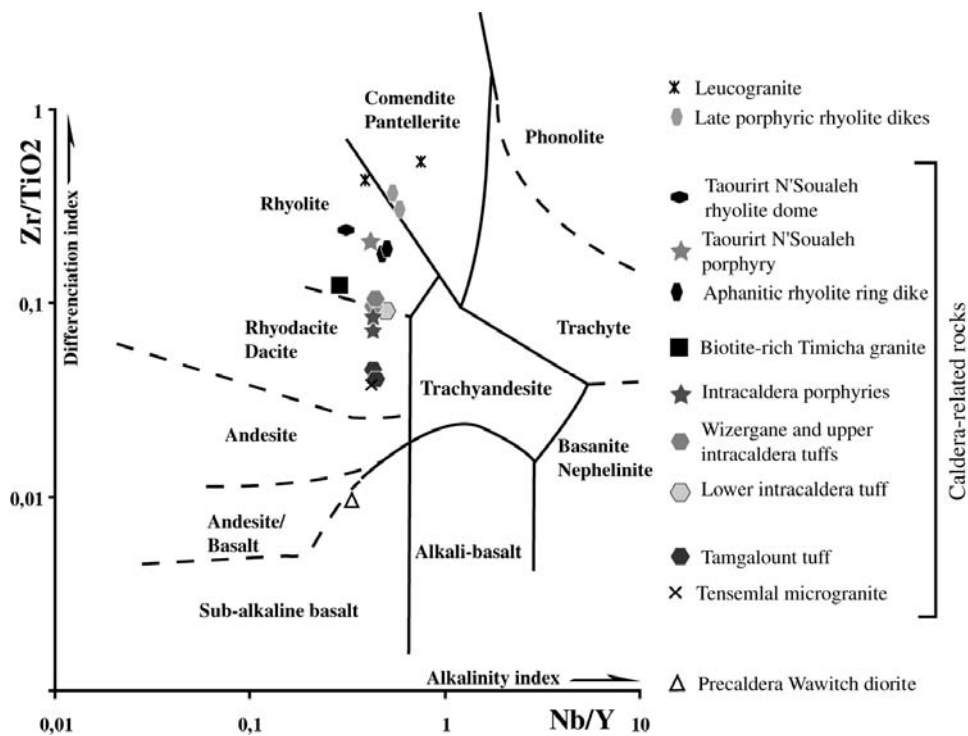


Figure IVA-9: Plot of the Kelâa M'Gouna district rocks in the Winchester and Floyd diagram (1987) illustrating the differentiation index (Zr/TiO_2) vs. alkalinity index (Nb/Y).

These leucogranites display various textures within the entire Kelâa district. They range between aplitic to fine or medium-grained equigranular syenogranite. Crystal assemblage mostly consists of K-feldspar, plagioclase (albite) and quartz with rare zircon and apatite. Aplitic and fine-grained facies are characterized by myrmekitic and graphic intergrowths (**figure IVA- 8f and g**). A porphyritic lava with quartz and k-feldspar phenocrysts characterizes the texture of the N-S to N030°E trending rhyolitic dikes (**figure IVA-8h**).

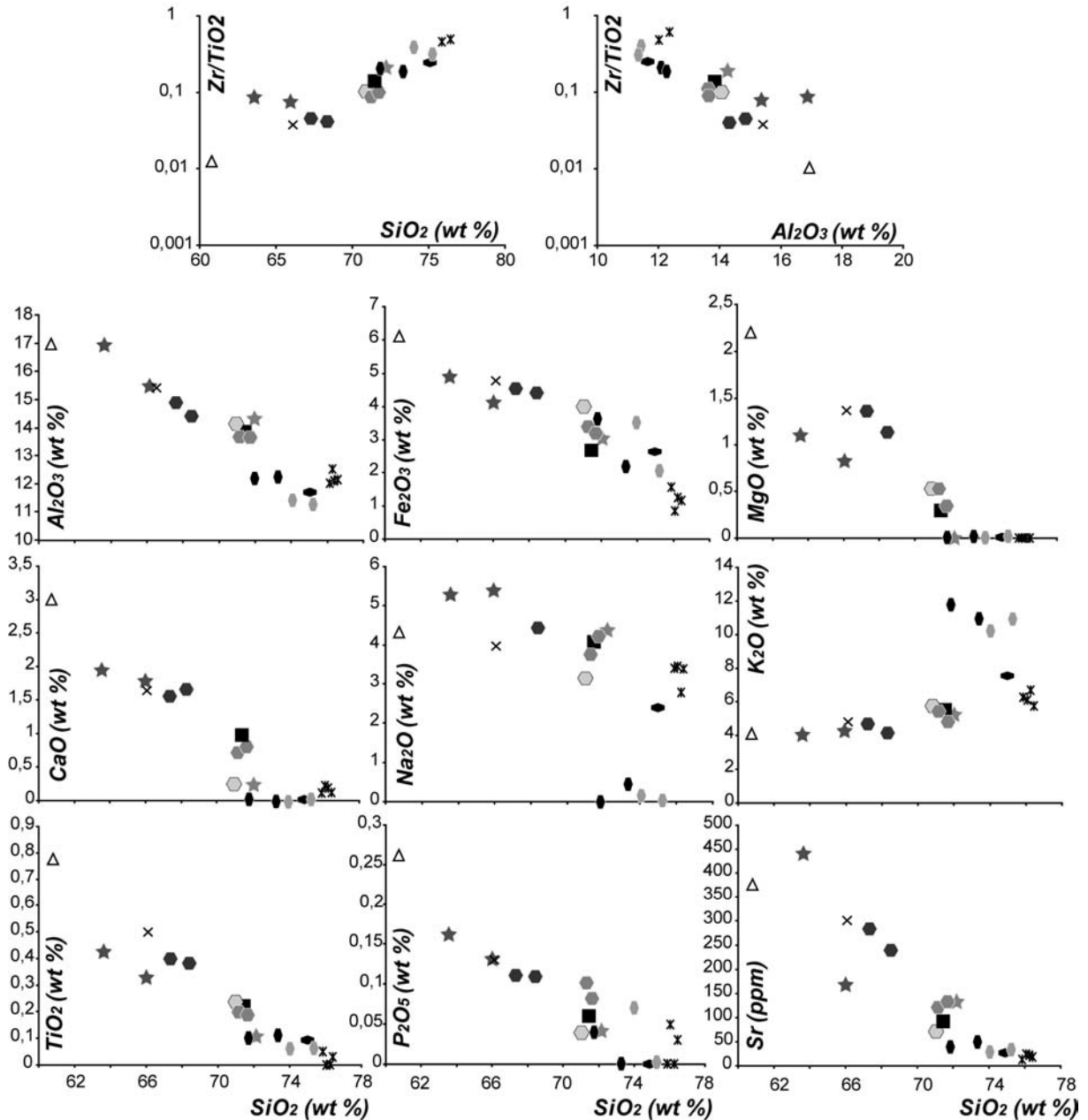


Figure IVA-10: Zr/TiO₂ and silica variation diagrams for major and trace elements of Kelâa district rocks.

Within the Winchester and Floyd diagram (1987), one can observe that leucogranites and rhyolite dikes mainly range within the comendite/pantellerite domain (**figure IVA-9**). Silica and aluminum variation diagrams of major and trace elements define ambiguous trends (**figure IVA-10**), thus defining lower slopes within the diagram, especially for Sr, CaO, Al₂O₃ and MgO. These leucogranites and related dikes are assumed to be the more evolved intrusion of the area as suggested by the high normative differentiation index (**table IVA-1**). Trace-element geochemistry shows that leucogranites and related dikes display distinct enrichments with important variations of incompatible trace elements. In particular, Ta and HREE

abundances are elevated, whereas LREE, Eu, Ba, Sr Zn and Ti are remarkably depleted in comparison to granites (**table IVA-1**).

3 Origins of tuffs: geochemical links with granitoids

Within the diagram based on the differentiation index (Zr/TiO_2) vs. alkalinity index (Nb/Y), one can observe that the preponderant volume of products of the Kelâa district range within the domains of dacite/rhyodacite, rhyolite and pantellerite/comendite (**figure IVA-9**). These data are consistent with the large range of composition of SiO_2 bracketed between 60 and 76 % (table A1) and are distinct from the precaldera Wawitch granodiorite (60 %). Two types of products are distinguished. The first includes tuffs, ring dikes, rhyolite dome and granites and displays an important vertical trend along the differentiation index with slightly variations of the alkalinity index (**figure IVA-9**). In details, extra-caldera Tamgalount tuff and Tensemlal microgranite display strong similarities like intracaldera porphyry and all intracaldera tuffs.

The second type characterizes the leucogranites intrusions and related rhyolite dikes. These features are also highlighted within silica and aluminum variations diagrams of major and trace elements. Rocks define two slightly different slope trends from which leucogranites and related rhyolite dikes define the more evolved rocks (**figure IVA-10**). Some points are not correlated and will be discussed later.

Compositional characteristics of the Kelâa caldera rocks are summarized in the primitive mantle-normalized extended trace element diagrams (**figure IVA-11a**). One can distinguish that the Tamgalount tuff has a similar pattern that the Tensemlal microgranite and has less important depletion in Sr and Ti than intracaldera tuffs. On the other hand, intracaldera tuffs have similar patterns than the intracaldera porphyry and rhyolite ring dikes. Again, the Taourirt N'Soualeh rhyolite dome pattern mimics the Timicha granite one. Leucogranites and related rhyolites patterns frequently re-cut granite patterns and are Ta enriched. Such features may indicate that feldspar (Ba, Sr), ferromagnesian (Nb) and Fe-Ti oxides have played an important role in the evolution of magmas composition.

Primitive mantle-normalized rare earth element patterns (**figure IVA-11b**) again reveal same disparity between leucogranites and related dikes, and related-caldera deposits and granites.

Indeed, later patterns are gently negative slopes with higher abundances for LREE whereas HREE former patterns present gently positive sloping and cross the preceding. Leucogranites

and related rocks have high negative Eu anomalies, thus suggesting that europium is most depleted in the most evolved rocks again favoring by feldspar fractionation.

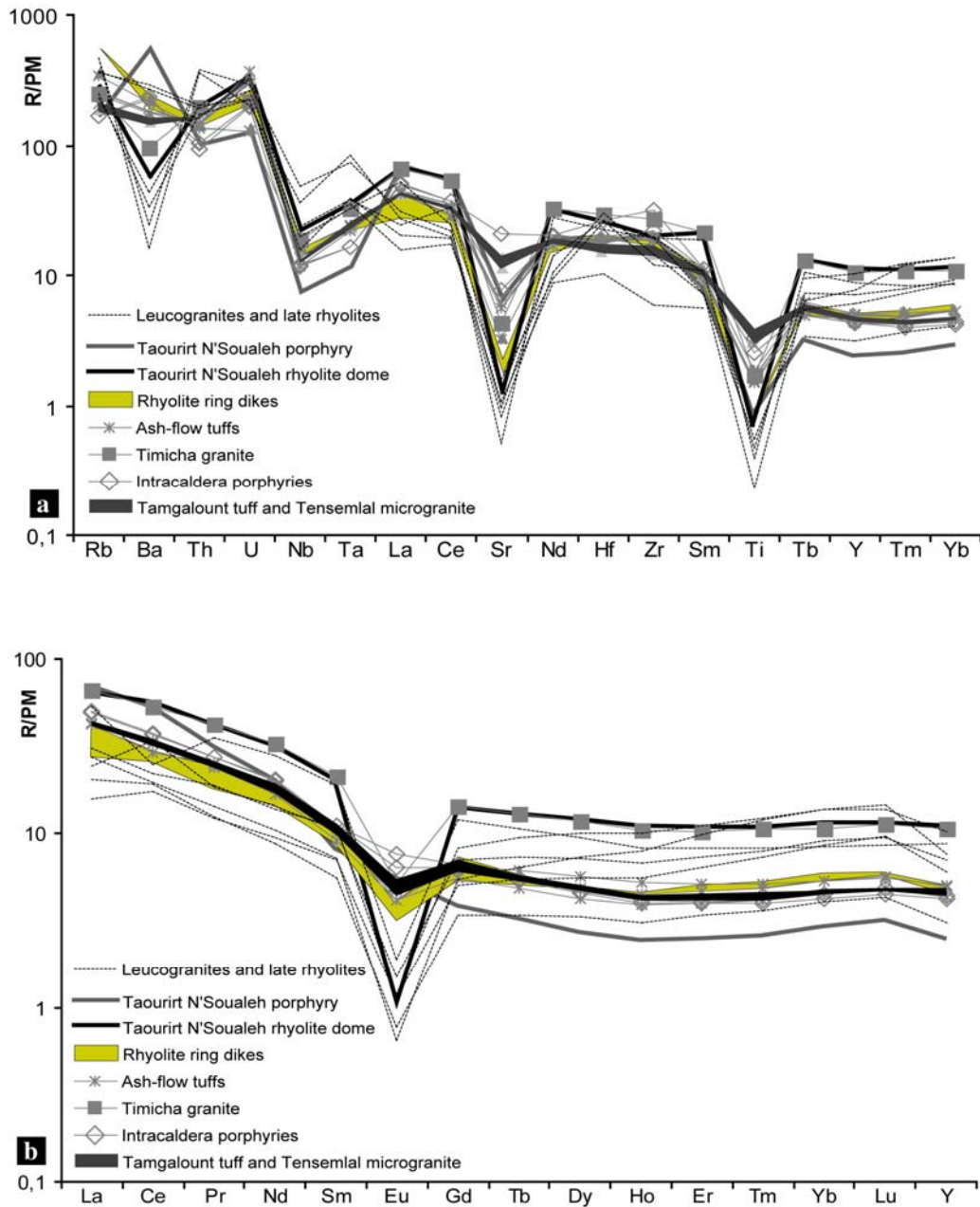


Figure IVA-11: a) Primitive mantle-normalized elemental abundance patterns and b) primitive mantle-normalized Rare Earth Elements patterns for the plutonic, hypabyssal and volcanic rocks of the study area. Primitive mantle normalizing ratios are from MacDonough et al (1992).

4 Discussion-Conclusion:

4.1 Structural constraints

The Kelâa M'Gouna district is located within a zone of intersection between N070°E-N090°E major regional structures and *ca.* NE-SW (**figure IVA-2**). These structures are assumed to be active during this major volcanic event and thus to control caldera structure emplacement. Only recurrent faulting evidences are observed as suggested by the *ca.* 4 km of left lateral offset affecting all the Precambrian formations in the southern part of the district along the Talat N'Tamalaline fault. However numerous studies have stress the intimate link existing between ore veining stage and the late Upper Neoproterozoic volcanism (Chauvet et al., 2001; Levresse et al., 2004; Tuduri et al., 2004a; Tuduri et al., 2003). Although each ore deposit presents specific features, all result from the same structural control, a NW-SE to E-W shortening direction. The Te-Au-Ag Kelâa M'Gouna epithermal veins were controlled by conjugate N120-140°E sinistral and N080°E dextral shear-zones (Tuduri et al., 2004a). Thus, during the main volcano-plutonic event, herein concerned, N070°E-N090°E orientations are parallel to some regional-scale strike slip fault systems that display right-lateral faulting. This can argue for a strong structural control in the development of the caldera. Although this remains difficult to demonstrate, the emplacement of the Taourirt N'Soualeh porphyry or/and orientation of the structural boundary can also result from the structural control (i.e. a NW-SE to E-W shortening direction, **figure IVA-12**).

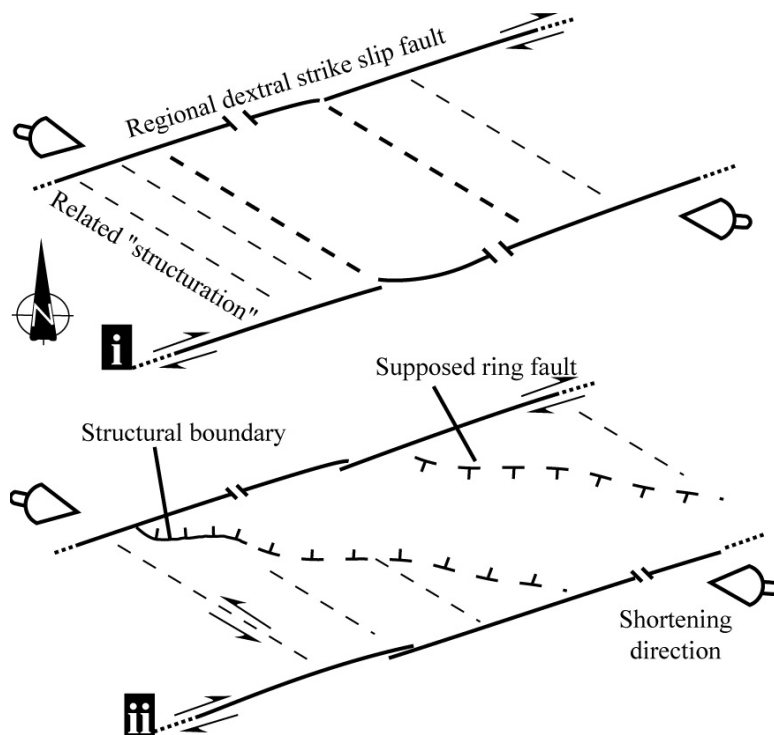


Figure IVA-12: Model of structural control coeval with the Kelâa M'Gouna caldera emplacement.

4.2 *Significance of geochemistry data*

The preliminary geochemical study of the Kelâa district herein presented reveals the existence of two volcano-magmatic associations. Indeed, tuffs, granites, porphyry, rhyolite ring dikes and rhyolite dome are assumed to be comagmatic and to develop during differentiation processes related to the caldera emplacement. These rocks display drastic divergence from the leucogranites and related dikes. Such variations between these associations may implicate **i**) either a simple differentiation process of the magmatic chamber as suggested by the evolved characteristics of the leucogranites or **ii**) some heterogeneous source with probable hybridizing processes as suggested by the crossed HREE patterns. None definitive arguments between these two solutions are now available.

The Ta vs. Yb discrimination diagram (Pearce et al., 1984) was used in order to discuss the tectonic context of their formation (**figure IVA-13**). It has been recognized that geochemical data indicate that the Kelâa caldera and its related magmatic rocks are located both within the igneous/volcanic arc and intraplate-extensional environments (**figure IVA-13**). In fact, rocks immediately related to the caldera, such as tuffs, ring dikes, granite and porphyry plot in volcanic arc context, as previously suggested (Benharref, 1991; Ouguir, 1997; Saquaque et al., 1992). Inversely, the most evolved granites can be considered as Within Plate Granite. An exception occurs for the Timicha granite that also plot in the Within Plate Granite domain. Such ambiguities were previously noted by many authors for arc or post-collisional granitoid suites in general. However, these results should not be used to categorically accept a within-plate setting (Pearce et al., 1984) and thus provide foods for thoughts. Some additional works need to be develop in order to explain this geochemical particularity and to understand the geodynamical setting and related magmatic processes at this crucial period marked by the transition Precambrian-Cambrian in Morocco.

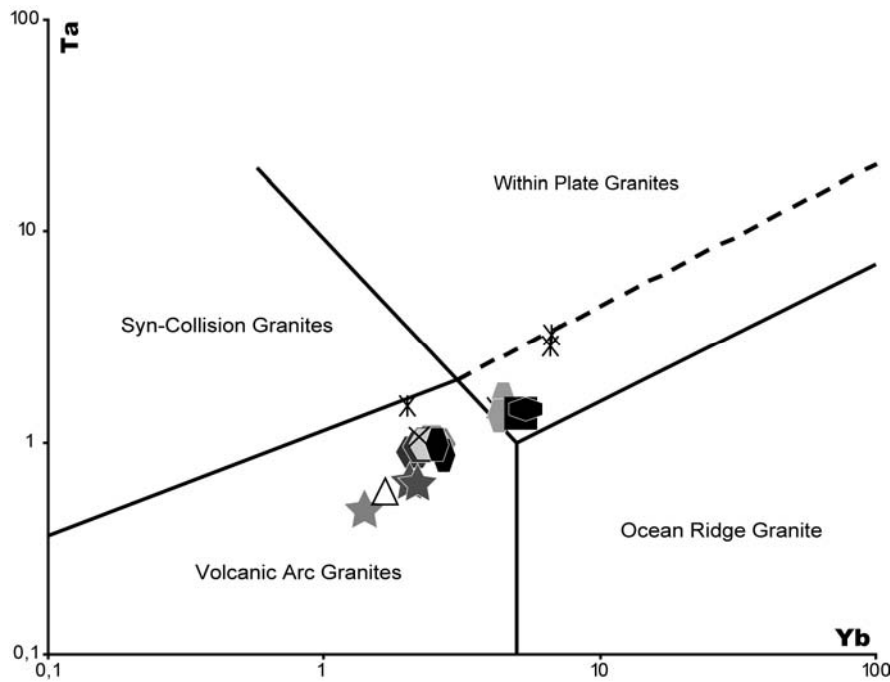


Figure IVA-13: *Ta vs. Yb discrimination diagram for rocks of granitic composition, after Pearce et al., (1984).*

However, the main result remains that similarities in rock and mineral compositions support a comagmatic or closely related origin for all the erupted tuffs with granite intrusions. In the same way, the Timicha granite should constitute part of the same general granitic system, whether or not physically connected in the deeper part of the caldera system with intracaldera resurgent porphyries.

4.3 Evolution of the caldera

Although there exist only few absolute ages concerning the volcano-plutonism event within the Jbel Saghro at the end of the Precambrian times, the late-upper Neoproterozoic magmatism is assumed to be emplaced between 570 Ma and 545 Ma (Gasquet et al., 2004; Levresse, 2001). This event is responsible for the shallow emplacement of high-silica leucogranite and granites, and voluminous eruptions of andesite, rhyolite lavas and pyroclastic flows to form the main deposit of the Kelâa M'Gouna caldera. According to field observations and geochemical properties (this study), all rocks related to the caldera system display many common features that are consistent with a comagmatic origin. However, the integration of the pre-caldera intrusive diorite in the same magmatic process remains questionable.

A hypothetical structural model for the formation of this subsequent ash-flow caldera is outlined in **figure IVA-14**. In a first time, we assume here that N070°E-N090°E faults, constituting a large-scale regional dextral strike slip fault system, at least partially control the

development of the caldera-related structures during tumescent (stage 1) and collapse events (stage 2). Such structures are parallel to the NW-SE to E-W trending shortening direction supposed to be effective during this event.

Although few observations have been realized, stage 1 is assumed to represent emplacement of stock of granitic magma at shallow level in the crust. The approximate gap of 10% SiO₂ content in granites might result from variations of the magma chamber composition.

Stage 2 consists of caldera formation by collapse in response of numerous eruptions. The oldest eruptions evidences are only present as brecciated quartz-rich tuffs blocks in the lower intracaldera and volcano-sedimentary sequences and correspond to the earlier intracaldera tuffs in the model. Collapse of the caldera structure was probably initiated during this earlier eruption stages. Subsidence of the caldera provides basin for emplacement of ponded sedimentary rocks intercalated between recurrent ash-flow tuff eruptions, such as lower and upper ash-flow tuffs. While slumping and/or erosion processes occur and probably generate an enlargement of the topographic boundary of the caldera, block-rich epiclastites levels are locally accumulate along the structural boundary. In these broad sags, volcano-sedimentary sequences may be ponded and constitute moat-equivalent deposits.

The Tamgalount tuff is also attributed to this stage, despite the lack of evidences for correlation of this tuff with any part of the intracaldera sequence. We assume that deposition couldn't be related to the initial collapse stage. Arguments for such an interpretation are the following: as see above, moat-caldera sequences are stratigraphically lower than those of Tamgalount tuff, thus implying its formation after caldera collapse stage and main intracaldera tuffs deposition. All along this stage, important andesitic volcanism is assumed to emplace and correspond to the edification of small stratovolcano(es). Geochemical data have established that intracaldera ash-flow tuff eruptions provide from the draining of the magmatic chamber roof from which composition can be close to the intracaldera porphyry. On the other hand, the Tamgalount tuff shows strong affinities with draining of the Tensemlal microgranite.

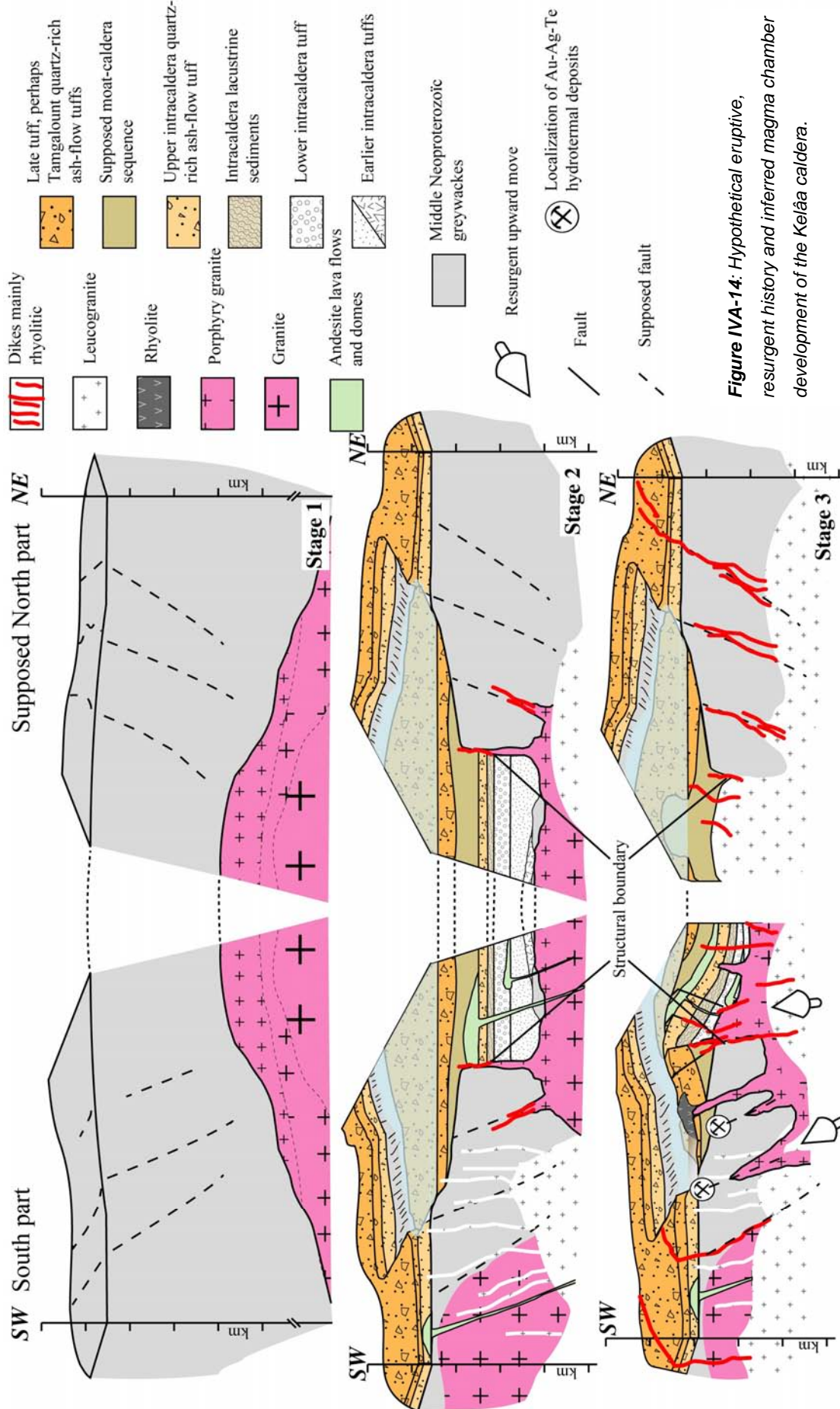


Figure IVA-14: Hypothetical eruptive, resurgent history and inferred magma chamber development of the Kelâa caldera.

Stage 3 questions about the emplacement of porphyry bodies within intracaldera sequences. Indeed, the consanguineous features and spatial associations between intracaldera tuffs and intrusive porphyries suggest that intrusions can correspond to a resurgent stage, thus explaining the important tilting of the intracaldera sequences. Aphanitic rhyolite ring dike emplacements are probably coeval, *pro-parte*, with this stage. Field observations show that leucogranite injections are late, mainly because of intrusive contacts in the caldera system. However, few observations, such as leucogranite blocks within intracaldera tuffs, argue for the coexistence of these two magmatic types during the caldera cycle. The N030°E trending porphyric rhyolite dikes are always emplaced late in the system. Even so, porphyry granites resurgence could be induced by pressure against the roots of the caldera by addition of new magma that can be linked with leucogranite emplacement. More to the north, these last bodies should intrude the intracaldera sequences and also resurge.

Nowadays, only a probably little western part of the caldera structure is exposed, the eastern one being buried beneath tertiary and quaternary detrital deposits

4.4 *Hydrothermally alteration stages*

All caldera-related deposits and intrusions of the Kelâa district, except late porphyric rhyolite dikes, underwent a strong hydrothermal alteration, which is assumed to result from convective circulation of fluids at the end of the volcano-magmatic activity. Alteration is mainly potassic, propylitic, sericitic and phyllic, although large earlier silicification occurs within the entire inliers. Such alterations are probably responsible for depletion or enrichment in SiO₂, Al₂O₃, K₂O, MgO as suggested by important deviations within silica and aluminium variations diagrams. Two types of alteration stages have been observed. The former developed within moat-caldera sequences and consists in massive silicification associated with the development of andalusite, F-rich micas (up to 7.5 wt% F), Cl- and F-rich apatite, pyrite and tourmaline displaying schorl and dravite compositions. In the basement, this same stage is assumed to develop important silica-rich stockwork with F- and Cl-rich amphibole, Cl- and F-rich biotite and white micas. The second stage is related to the emplacement of important pervasive-like tourmaline veins, and K-feldspar (adularia)/quartz/chlorite, veins, breccias then mineralized veins. Stream and drill campaigns have highlighted three main Au-Ag prospects, all localized outside the caldera (**figure IVA-2**). Mineralization is limited to quartz-adularia-chlorite structures mainly contains As- and Co-rich pyrite, with minor chalcopyrite and precious metal (Au-Ag tellurides, electrum, Ag-telluride, Bi-Telluride).

5 Conclusion

This study provides field observations, petrographical, mineralogical, and geochemical features that evidence for a late Precambrian caldera within the Kelâa M'Gouna district, part of the Eastern Moroccan Anti-Atlas. The results demonstrate that caldera-related silicic ash-flow tuffs present comagmatic or closely related origin with biotite- and amphibole-rich granite and related-intracaldera porphyry intrusions. Emplacements of leucogranites, supposed to be both coeval and late with respect to the caldera formation, are assumed to control the resurgence of intracaldera porphyries by addition of new magma. At last, important alteration stage, mainly silicic, propylitic and potassic, occurs within the entire district, and locally induces Au-Ag-Te deposition. We thus emphasized the importance of the regional N090-060°E dextral strike slip faults controlling ore veins and probable structural boundary emplacement under the effects of a NW-SE to E-W shortening direction. In the light of these results, we stress on the intimate link that exists between magmatism, caldera formation, structural control and mineralization emplacement within a general model of evolution and provide an interesting alternative to explain huge volumes of silicic ash flow caldera within Eastern and Central Moroccan Anti Atlas

Chapitre IV : Partie A : Mise en évidence et modèle de formation d'une caldera ignimbritique

	SH 226 Wawitch diorite	SH 187 Tensimial microgranite	SO 68 Timicha granite	SR 191 Intracaldera porphyry	SR 195 Intracaldera porphyry	SA 52 Taourit N'Souateh porphyry	SH 219 Ring dike	SH 220 Ring dike	SA 53 Taourit N'Souateh rhyolite dome	SH 131 Tamgalount tuff	SH 124 Tamgalount tuff	SA 21 Lower intracaldera tuff	SR 210 Wizergane tuff	SR 202 Upper intracaldera tuff	SR 198 Azlag leucogranite	SG 63 Timicha leucogranite	SH 186 Isamiall apilte leucogranite	SH 225 Wawitch leucogranite	SA 1 e NO30'E porphyric dike	SO 74 NO30'E porphyric dike
SiO2	60.76	66.07	71.45	65.95	63.58	72.14	73.34	71.83	75.09	68.45	67.36	71.07	71.72	71.13	75.87	76.41	76.24	74.04	75.25	
Al2O3	16.93	15.41	13.84	15.41	16.89	14.28	12.26	12.18	11.04	14.39	14.86	14.05	13.66	13.64	12.02	12.14	12.11	12.52	11.32	
Fe2O3	6.09	4.77	2.69	4.09	4.97	3.04	2.16	3.62	2.65	4.42	4.53	3.97	3.16	3.37	1.56	1.17	1.26	0.86	2.11	
MnO	0.11	0.08	0.03	0.11	0.07	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0.07	0.07	<L.D.	<L.D.	0.04	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	
MgO	2.19	1.37	0.3	0.8	1.08	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	1.11	1.34	0.53	0.33	0.54	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	
CaO	2.97	1.64	0.98	1.75	1.92	0.25	0.43	<L.D.	<L.D.	1.65	1.53	0.24	0.81	0.64	0.12	0.13	0.18	0.22	<L.D.	
Na2O	4.27	3.98	4.08	5.36	5.26	4.4	0.43	<L.D.	2.38	4.43	4.43	3.15	4.22	3.78	3.41	3.39	2.8	3.45	0.18	
K2O	4.02	4.83	5.44	4.19	3.91	5.27	10.96	11.81	7.49	4.08	4.59	5.56	4.74	5.41	6.22	6.71	6.12	10.24	10.66	
TiO2	0.77	0.42	0.33	0.42	0.33	0.11	0.11	0.1	0.09	0.38	0.39	0.24	0.19	0.2	0.05	0.03	<L.D.	0.06	0.07	
P2O5	0.26	0.13	0.06	0.13	0.16	0.04	<L.D.	0.04	<L.D.	0.11	0.11	0.04	0.08	0.1	<L.D.	0.03	<L.D.	0.05	<L.D.	
PF	1.54	1.13	0.79	1.88	1.7	0.39	0.43	0.21	0.3	0.8	0.7	1.07	0.95	0.84	0.52	0.62	0.48	0.41	0.21	
Total	99.91	99.91	99.88	99.95	100.02	99.92	99.69	99.79	99.63999	99.89	99.91	99.92	99.86001	99.92	99.78001	99.86	99.78001		99.75	99.82
F	660	1100	1300	540	460	130			89.63999						480	210	30	100		
Cl	303	350	297	197	173	168									361	330	315	241		
Li	20	25	21	16	21	10									2	9	8	3		
As 75	6.044	10.03	8.19	2.609	8.137	3.696	3.693	5.157	2.569	7.004	5.674	5.773	3.647	3.32	2.995	3.991	4.827	1.951	3.895	
Ba 137	1119	1145	669.9	1570	1633	3757	1610	1267	391.5	1001	1098	1493	1149	1222	235.2	110.9	172.5	303.7	2.527	
Bs 9	1.507	1.815	3.792	1.569	1.612	1.258	0.752	0.8	4.135	1.903	2.064	2.206	2.2	1.731	2.194	4.477	5.449	1.796	2033	
Br 209	0.215	0.245	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0.85	
Cd 111	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	
Co 59	10.8	11.34	1.47	4.549	4.815	1.776	4.888	2.939	5.563	5.863	5.811	1.47	2.279	2.522	0.469	0.518	0.942	1.771	1.867	
Cr 53	15.3	37.41	6.812	16.61	18.37	21.88	16.22	22.99	21.68	19.82	25.87	22.81	14.97	18.16	8.103	7.37	9.775	6.268	14.71	
Cs 133	1.591	1.709	3.64	1.71	1.441	1.155	2.865	3.013	2.099	1.148	1.134	10.47	2.87	2.315	0.888	0.626	1.826	0.892	0.944	
Ca 63	19.67	55.97	9.973	18.54	20.5	31.38	25.73	25.79	23.24	23.49	25.63	26.77	20.32	25.15	11.56	19.43	15.08	44.58	23.13	
Ga 71	20.67	19.33	22.2	18.84	22.5	16.26	11.01	10.98	20.9	16.67	18.74	20.08	16.83	17.31	19.83	24.65	18.42	17.11	16.89	
Ge 74	1.466	1.372	1.772	1.289	1.525	1.047	0.925	1.085	1.552	1.291	1.509	1.777	5.242	1.416	1.631	2.066	2.195	1.463	1.26	
Hf 180	2.488	5.393	9.11	6.061	8.131	5.436	6.14	5.864	7.864	4.632	4.993	5.754	5.242	5.625	6.92	9.212	8.113	3.188	7.972	
In 115	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	
Mn 98	1.212	3.72	2.217	3.119	3.566	3.447	3.745	4.137	4.771	2.541	3.968	3.38	2.488	2.818	2.966	0.947	1.556	2.22	3.486	
Nb 93	5.741	9.235	13.39	8.29	8.659	5.165	9.855	11.48	15.59	8.756	11.56	11.48	8.339	9.777	14.05	26.05	34.39	11.09	16.02	
Ni 60	10.56	22.82	<L.D.	11.8	12.71	16.31	12.35	16.26	16.16	16.62	17.84	17.48	12.26	13.82	7.204	5.915	8.795	5.069	10.84	
Pb 206	8.287	37.0614	28.7684	6.2126	10.934	4.2316	3.2984	3.5295	3.9771	10.9719	19.5506	5.8002	4.992	14.4111	6.7215	15.9283	10.6542	9.1972	6.5187	
Rb 85	191	135	169	107	103.4	103.1	327.6	345.4	725.1	113.3	116.6	217.3	129.9	154.5	156.3	298.7	295.5	147.2	235.5	
Sb 121	1.596	2.25	0.898	1.487	1.356	2.064	1.745	2.251	1.984	2.73	2.797	4.133	1.926	3.028	0.833	1.249	1.606	0.73	1.984	
Sn 118	371.4	2.859	4.896	1.381	1.371	1.356	2.619	2.251	1.984	2.73	2.797	4.133	1.926	3.028	0.833	1.249	1.606	0.73	1.984	
Ta 181	0.572	1.056	1.347	0.679	0.681	1.356	4.673	3.546	4.581	1.826	2.275	2.64	1.75	2.515	1.612	7.066	1.957	2.43	3.16	
Tb 232	6.305	13.89	16.45	8.844	7.963	8.285	12.29	11.29	14.56	0.92	0.948	0.973	0.901	1	1.396	3.008	3.008	1.915	1.462	
U 238	2.387	6.541	4.536	4.213	4.056	2.556	5.255	4.229	6.77	6.42	7.06	2.708	7.771	6.31	4.659	4.19	31.86	17.15	16.38	
V 51	126.3	72.82	14.42	25.51	25.15	5.18	5.604	4.962	8.931	44.51	48.42	10.44	12.12	13.28	2.574	2.927	6.84	5.476	7.245	
W 184	1.913	1.75	2.346	0.796	0.757	0.65	0.98	0.738	0.931	0.915	1.121	4.57	1.258	1.153	0.717	1.988	1.719	1.358	1.304	
Zn 66	57.7	58.67	75.55	41.58	85.81	33.35	12.04	8.705	8.107	58.81	65.63	24.17	30.56	47.97	30.31	17.17	23.89	9.539	9.622	
Zr 90	76.92	190.5	305.1	246.7	355.6	225.7	204.9	195.5	223.6	155	179.4	223.1	187.6	209.3	217.2	162.8	135.3	66.1	218.4	
La 139	14.37	29.67	46.52	35.83	35.09	48.81	18.91	28.9	46.25	29.32	31.13	28.78	30.04	30.6	37.63	19.38	21.76	14.39	11.13	
Ce 140	32.35	60.9	97.77	69.02	67.81	95.98	45.79	53.59	99.06	56.47	61.19	52.79	59.63	62	45.31	35.95	40.63	35.15	32.18	
Pr 141	4.305	7.063	11.65	7.606	7.655	8.573	4.993	6.53	11.65	6.598	7.211	7.088	6.59	6.936	9.845	4.021	5.233	3.482	3.431	
Nd 145	18.3	26.03	44.57	27.36	27.84	27.15	19.69	26.17	43.66	23.58	25.44	25.93	22.86	24.81	38.11	14.36	19	12.03	13.08	
Sm 147	4.1	4.986	9.481	4.888	4.937	3.561	3.784	5.006	9.179	4.341	5.036	4.784	4.036	4.486	8.296	3.185	4.831	2.469	3.153	
Eu 151	1.138	0.918	0.862	0.933	0.936	0.652	0.526	0.652	0.174	0.938	0.897	0.696	0.699	0.738	0.321	0.108	0.199	0.202	0.193	
Gd 157	3.701	4.196	8.533	3.839	3.95	2.251	3.137	4.356	8.334	3.581	4.094	3.659	3.346	3.689	1.733	3.235	4.897	2.026	3.001	
Tb 159	0.551	0.633	1.412	0.579	0.587	0.345	0.53	0.617	1.392	0.577	0.625	0.587	0.587	0.587	0.149	0.695	1.035	0.372	0.593	
Dy 161	3.212	3.719	8.663	3.369	3.483	1.972	3.473	3.653	8.74	1.972	3.425	3.127	3.621	3.621	7.001	5.455	7.4	2.469	3.001	
Ho 165	0.602	0.74	1.708	0.647	0.673	0.394	0.747	0.734	1.75	0.675	0.731	0.854	0.638	0.736	1.358	1.304	1.629	0.505	1.111	
Er 169	1.683	2.166	4.96	1.908	1.962	1.187	2.373	2.217	5.173	1.966	2.118	2.486	1.905	2.229	3.96	4.708	5.308	1.628	3.063	
Tm 169	0.251	0.338	0.791	0.295	0.31	0.191	0.386	0.3	0.8	0.307	0.322	0.38	0.31	0.358	0.609	0.831	0.913	0.27	0.589	
Yb 174	1.674	2.23	5.171	2.031	2.15	1.39	2.741	2.588	5.466	2.161	2.28	2.582	2.177	2.57	4.058	4.649	6.611	1.966	4.167	
Lu 175	0.259	0.359	0.827	0.33	0.36	0.225	0.441	0.42	0.851	0.343	0.359	0.411	0.36	0.424	0.63	1.083	1.007	0.321	0.709	
Y 89	17.66	22.06	48.42	19.45	20.07	11.16	20.44	22.84	49.92	19.95	21.95	23.17	19.51	22.45	38.91	34.62	46.67	14.22	35.06	27.39
Na2O+K2O	8.29	8.81	9.52	9.55	9.17	9.67	11.39	11.81	9.57	8.51	9.02	8.71	8.96	9.19	9.63	9.15	9.51	9.57	10.42	10.86
Norm D.I.	83.63	88.89	96.00	92.36	89.61	96.81	97.90	96.32	96.57	90.94	89.39	93.50	95.26	94.00	98.44	98.75	98.99	99.02	97.92	97.92
Rb/Sr	0.32	0.45	0.77	0.66	0.25	0.77	7.01	9.74	6.57	0.49	0.42	3.19	1.01	1.31	14.41	17.02	14.74	6.51	8.93	6.87
Nb/La	0.40	0.31	0.29	0.23	0.25	0.11	0.52	0.40	0.34	0.30	0.30	0.								

Table IVA-1 : *Chemical analyses of rocks in Kelâa M'Gouna caldera. Preliminary geochemical data were obtained the analytical laboratories of the CRPG in Nancy (France). Major oxide analyses were performed using emission spectroscopy on ICP-AES. Trace element abundances were determined by mass spectroscopy on ICP-MS. Additional trace element data (F, Cl and Li) were determined by specific electrode, spectrophotometer and atomic absorption respectively.*

Acknowledgments

This work has been undertaken with the help of the French-Moroccan programs “Action Intégrée n° 222/STU/00”. REMINEX exploration team and SMI mining company provided funds and logistics for field and laboratory studies. We particularly acknowledged M. Machaa, El Hajj Bouiroukouten and M. Mellal for their constant help and supports.

References

- Acocella, V., Cifelli, F., and Funiciello, R., 2001, The control of overburden thickness on resurgent domes: insights from analogue models: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 111, no. 1-4, p. 137-153.
- Aït Malek, H., Gasquet, D., Bertrand, J. M., and Leterrier, J., 1998, Géochronologie U-Pb sur zircon de granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïques d'Igherm, du Kerdous et Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v. 327, p. 819-826.
- Bajja, A., 1998, *Volcanisme syn à post orogénique du Néoprotérozoïque de l'Anti-Atlas : implications pétrogénétiques et géodynamiques [doct. d'Etat thesis]: Université Chouaib Doukkali, 215 p.*
- Benharref, M., 1991, *Le Précambrien de la boutonnière d'El Kelaa des M'Gouna (Saghro, Anti-Atlas, Maroc). Pétrographie et structures de l'ensemble. Implications lithostratigraphiques et géodynamiques [3^{ème} cycle thesis]: Université Cadi Ayyad, 270 p.*
- Bouladon, J., and Jouravsky, G., 1954a, Les ignimbrites du Précambrien III de Tiouine et du sud marocain: *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, v. 120, no. VIII, p. 37-59.

- , 1954b, Sur quelques phénomènes de remplacements dans les ignimbrites des gisements de manganèse du sud marocain: Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, v. 120, no. VIII, p. 91-96.
- Charlot, R., 1976, The Precambrian of the Anti-Atlas (Morocco): A geochronological synthesis: *Precambrian Research*, v. 3, no. 3 SU -, p. 273-299.
- Chauvet, A., Piantone, P., Barbanson, L., Nehlig, P., and Pedroletti, I., 2001, Gold deposit formation during collapse tectonic : structural, mineralogical, geochronological and fluid inclusion constraints in the Ouro Preto Gold Mines, Quadrilatero Ferrifero, Brazil: *Economic Geology*, v. 96, no. 1, p. 25-48.
- Cheilletz, A., Levresse, G., Gasquet, D., Azizi-Samir, M. R., Zyadi, R., Archibald, A. D., and Farrar, E., 2002, The giant Imiter silver deposit: Neoproterozoic epithermal mineralization in the Anti-Atlas, Morocco: *Mineralium Deposita*, v. 37, p. 772-781.
- Choubert, G., and Faure-Muret, A., 1980, 1. Anti-atlas (Morocco): *Earth-Science Reviews*, v. 16, p. 87-113.
- Compston, W., Wright, A. E., and Toghiani, P., 2002, Dating the Late Precambrian volcanicity of England and Wales: *Journal of the Geological Society*, v. 159, no. 3, p. 323-339.
- Cunningham, C. G., Arribas Jr, A., Rytuba, J. J., and Arribas, A., 1990, Mineralized and unmineralized calderas in Spain; Part I, evolution of the Los Frailes Caldera: *Mineralium Deposita*, v. 25, p. S21-S28.
- Derré, C., and Lécolle, M., 1999, Altérations hydrothermales dans le Protérozoïque supérieur du Saghro (Anti-Atlas oriental). Relations avec les minéralisations: *Chronique de la Recherche Minière*, v. 536-537, p. 39-61.
- Ennih, N., and Liégeois, J. P., 2001, The Moroccan Anti-Atlas : the West African Craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton: *Precambrian Research*, v. 112, p. 289-302.
- Fauvelet, E., and Hindermeyer, J., 1952, Note préliminaire sur les granites associés à des coulées rhyolitiques au Sud de Ouarzazate (Anti-Atlas central) et dans le Sarho: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v. 234, p. 2626-2628.
- Fekkak, A., Pouclet, A., and Benharref, M., 2003, The Middle Neoproterozoic Sidi Flah Group (Anti-Atlas, Morocco): synrift deposition in a Pan-African continent/ocean transition zone: *Journal of African Earth Sciences*, v. 37, no. 1-2, p. 73-87.
- Fekkak, A., Pouclet, A., Ouguir, H., Badra, L., and Gasquet, D., 1999, The Kelaat Mgouna early Neoproterozoic Group (Saghro, Anti-Atlas, Morocco): Witness of an initial stage

- of the pre-Pan-African extension: *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 170, no. 6, p. 789-797.
- Gasquet, D., Levresse, G., and Cheilletz, A., 2004, Le Pan-Africain de l'Anti-Atlas (Maroc): convergence oblique et inversion tectonique à la transition Précambrien-Cambrien, *in* 20th Colloquium of African Geology, Orléans, p. 172.
- Goff, F., and Gardner, J. N., 1994, Evolution of a mineralized geothermal system, Valles Caldera, New Mexico: *Economic Geology*, v. 89, p. 1803-1832.
- Hindermeyer, J., 1953a, Le Précambrien I et le Précambrien II du Saghro: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v. 237, p. 921-923.
- , 1953b, Le Précambrien III du Saghro: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v. 237, p. 1024-1026.
- Hindermeyer, J., Choubert, G., Destombes, J., and Gauthier, H., 1977, Carte géologique de l'Anti-Atlas oriental : feuille Dadès et Jbel Saghro: *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, v. 161.
- John, D. A., 1995, Tilted middle Tertiary ash-flow calderas and subjacent granitic plutons, southern Stillwater Range, Nevada: Cross sections of Oligocene igneous center: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, no. 2, p. 180-200.
- Leblanc, M., and Lancelot, J. R., 1980, Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 17, p. 142-155.
- Leistel, J.-M., and Qadrouci, A., 1991, Le gisement argentifère d'Imiter (Protérozoïque supérieur de l'Anti-Atlas, Maroc). Contrôles des mineralisations, hypothèses génétiques et perspectives pour l'exploration: *Chronique de la Recherche Minière*, v. 502, p. 5-22.
- Levresse, G., 2001, Contribution à l'établissement d'un modèle génétique des gisements d'Imiter (Ag-Hg), Bou Madine (Pb-Zn-Cu-Ag-Au), Bou Azzer (Co, Ni, As, Au, Ag) dans l'Anti-Atlas marocain [3^{ème} Cycle thesis]: Institut National Polytechnique de Lorraine, 218 p.
- Levresse, G., Cheilletz, A., Gasquet, D., Reisberg, L., Deloule, E., Marty, B., and Kyser, K., 2004, Osmium, sulphur, and helium isotopic results from the giant Neoproterozoic epithermal Imiter silver deposit, Morocco: evidence for a mantle source: *Chemical Geology*, v. 207, no. 1-2, p. 59-79.

- Lipman, P. W., 1984, The roots of ash flow calderas in western north america: windows into the tops of granitic batholiths: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, no. 10, p. 8801-8841.
- , 1988, Evolution of silicic magma in the upper crust: the mid-Tertiary Latir volcanic field and its cogenetic granitic batholith, northern New Mexico, U.S.A.: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, v. 79, p. 265-288.
- , 1992, Jurassic ash-flow sheets, calderas, and related intrusions of the Cordilleran volcanic arc in southeastern Arizona: Implications for regional tectonics and ore deposits: *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, no. 1, p. 32-39.
- Lipman, P. W., Bogatikov, O. A., Tsvetkov, A. A., Gazis, C., Gurbanov, A. G., Hon, K., Koronovsky, N. V., and Marchev, P., 1993, 2.8-Ma ash-flow caldera at Chegem River in the northern Caucasus Mountains (Russia), contemporaneous granites, and associated ore deposits: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 57, p. 85-124.
- McDonough, W. F., Sun, S. S., Ringwood, A. E., Jagoutz, E., and Hofmann, A. W., 1992, Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, no. 3, p. 1001-1012.
- McKee, E. H., 1979, Ash-flow sheets and calderas: Their genetic relationship to ore deposits in Nevada: *Geological Society of America Special papers*, v. 180, p. 205-211.
- Mrini, Z., 1993, Chronologie (Rb-Sr ; U-Pb) ; traçage isotopique (Sr-Nd-Pb) des sources des roches magmatiques éburnéennes, panafricaines et hercyniennes du Maroc [doct. d'Etat thesis]: Université Cadi Ayyad, 227 p.
- Ouguir, H., 1997, Contexte géologique du gisement argentifère d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). Contrôle volcanique et structural de la mise en place des concentrations métalliques à Ag-Hg. [doct. d'Etat thesis]: Université Cadi Ayyad, 233 p.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., and Tindle, A. G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, no. 4, p. 956-983.
- Ross, C. S., and Smith, R. L., 1961, Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations and identification: *Geological Survey Professional Paper*, v. 366, p. 81.
- Rytuba, J. J., 1994, Evolution of volcanic and tectonic features in caldera settings and their importance in the localization of ore deposits: *Economic Geology*, v. 89, no. 8, p. 1687-1696.

- Saquaque, A., Benharref, M., Abia, H., Mrini, Z., Reuber, I., and Karson, J. A., 1992, Evidence for a Panafrican volcanic arc and wrench fault tectonics in Jbel Saghro, Morocco: *Geologische Rundschau*, v. 81, no. 1, p. 1-13.
- Sides, J. R., Bickford, M. E., Shuster, R. D., and Nusbaum, R. L., 1981, Calderas in the Precambrian terrane of the St. Francois Mountains, southeastern Missouri.: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, no. B11, p. 10349-10364.
- Smith, R. L., 1960, Ash flows: *Geological Society of America Bulletin*, v. 71, p. 795-842.
- Smith, R. L., and Bailey, R. A., 1968, Resurgent cauldrons: *Geological Society of America Memories*, v. 116, p. 613-662.
- Stump, E., Smith, J. H., and Self, S., 1986, Timing of events during the late Proterozoic Beardmore Orogeny, Antarctica: geological evidence from the La Gorce Mountains: *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, no. 8, p. 953-965.
- Thomas, R. J., Chevallier, L. P., Gresse, P. G., Harmer, R. E., Eglington, B. M., Armstrong, R. A., de Beer, C. H., Martini, J. E. J., de Kock, G. S., Macey, P. H., and Ingram, B. A., 2002, Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco: *Precambrian Research*, v. 118, no. 1-2, p. 1-57.
- Thompson, M. D., 1985, Evidence for a late Precambrian caldera in Boston, Massachusetts.: *Geology*, v. 13, no. 9, p. 641-643.
- Tuduri, J., Chauvet, A., Barbanson, L., Bourdier, J. L., Labriki, M., Ennaciri, A., Ennaciri-Leloix, C., and Badra, L., 2004a, Long-lived tectono-magmatic event and formation of the Au-Ag Jbel Saghro province during the Upper Neoproterozoic (Eastern Anti-Atlas, Morocco), *in* 20th Colloquium of African Geology, Orléans, p. 413.
- , 2004b, Long-lived tectono-magmatic event and formation of the Au-Ag Jbel Saghro province during the Upper Neoproterozoic (Eastern Anti-Atlas, Morocco), *in* 20^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, Strasbourg, France.
- Tuduri, J., Chauvet, A., Barbanson, L., Labriki, M., and Badra, L., 2003, Atypical gold mineralization within the Neoproterozoic of Morocco. Structural and mineralogical constraints from the Thaghassa prospect (Boumalne inlier, Jbel Saghro, Eastern Anti-Atlas), *in* Proceedings of the seventh biennial SGA Meeting. Mineral exploration and sustainable development, Athens, p. 537-540.
- Walsh, G. J., Aleinikoff, J. N., Benziane, F., Yazidi, A., and Armstrong, T. R., 2002, U-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic Tagrara de Tata inlier and its Neoproterozoic cover, Western Anti-Atlas, Morocco: *Precambrian Research*, v. 117, p. 1-20.

Wilson, C. J. N., Rogan, A. M., Smith, I. E. M., Northey, D. J., Nairn, I. A., and Houghton, B. F., 1984, Caldera volcanoes of the Taupo volcanic zone, New Zealand: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, no. B10, p. 8463-8484.

Partie B : Les Minéralisations

I Hydrothermalisme et altérations associées dans le district de Kelâa M'Gouna. Place de la minéralisation à Au-Ag-Te dans l'évolution d'un système caldérique

1/. RAPPELS SUR LA GEOLOGIE REGIONALE

1.1/.Le contexte géographique et géologique du district de Kelâa M'Gouna

Le district de Kelâa M'Gouna, est situé sur le flanc nord du Jbel Saghro juste en limite du Sillon Atlasique. Il est localisé à moins d'une dizaine de kilomètres au SSW de la ville de Kelâa M'Gouna et à 80 km à l'est de Ouarzazate (**figures IVB-1 & IVB-2**).

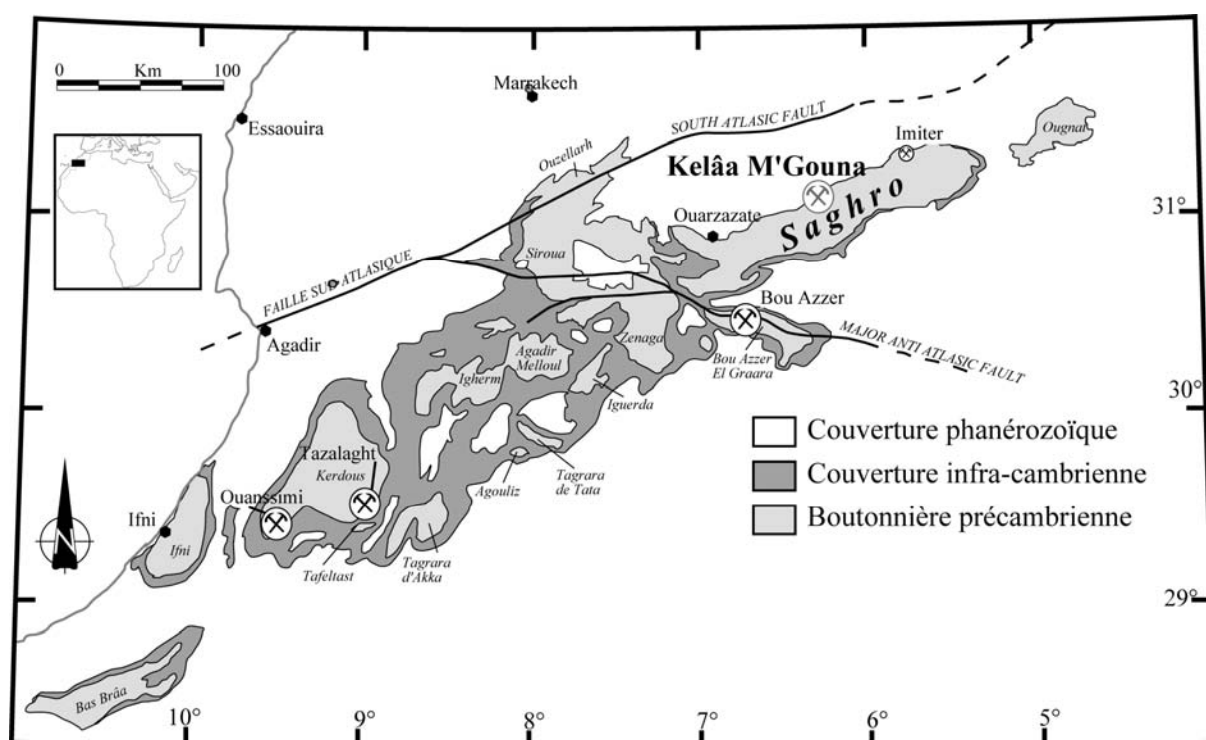
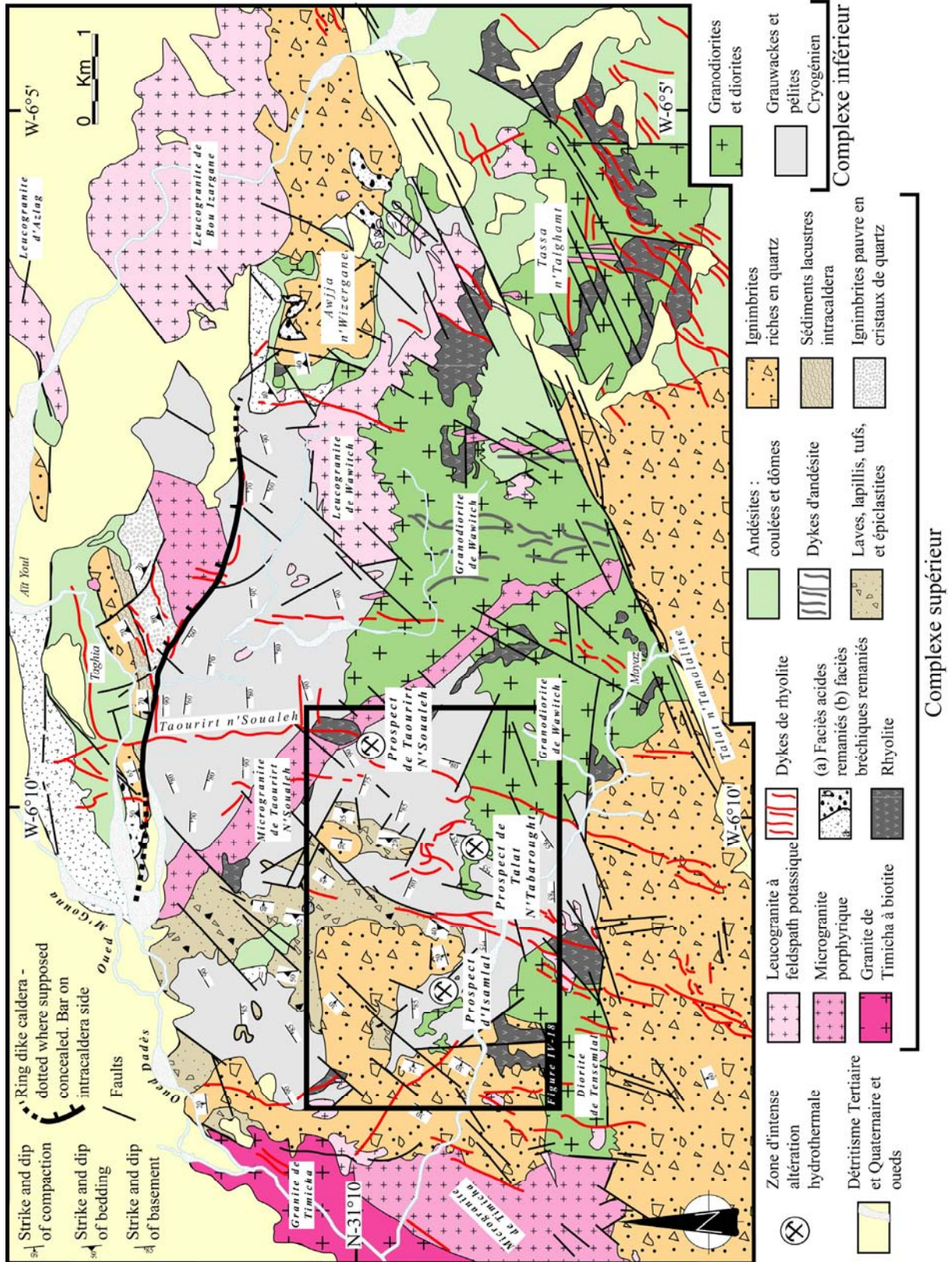


Figure IVB-1 : Localisation du district de Kelâa M'Gouna dans l'Anti-Atlas.

Ce district a été découvert en 1995, à la suite de la ré-interprétation géologique et gîtologique des formations précambriennes du Jbel Saghro par les équipes de Reminex. Dans ce district, trois prospects aurifères ont été découverts : Isamlal, Taourirt N'Soualeh et Talat N'Tabarought. Tous trois sont encaissés dans les formations des complexes inférieur et supérieur (**figure IVB-2**).

Figure IVB-2 : (page suivante) Carte géologique du district de Kelâa M'Gouna d'après Benharref (1989), Derré et Lécolle (1999) et scène Landsat.



1.2/.Le secteur de Kelâa M'Gouna : rappels et présentation générale

La boutonnière de Kelâa M'Gouna est formée par un ensemble de formations volcaniques et volcano-clastiques appartenant au complexe supérieur discordant sur les terrains sédimentaires et magmatiques du complexe inférieur (**figure IVB-2**).

1.2.1/. Le complexe inférieur

L'unité précambrienne de Kelâa M'Gouna est formée d'une série puissante de près de 4000 m de dépôts silico-clastiques (conglomérats, grauwackes, siltites et argilites) assimilés à des dépôts turbiditiques ainsi que de laves intercalées (Fekkak *et al.*, 2000; Fekkak *et al.*, 2001).

Ces formations sédimentaires constituant le socle du Saghro sont intrudées par des plutons de diorite et de granodiorites. Trois massifs principaux sont distingués : la granodiorite de Wawitch, la diorite de Tensemhal et la granodiorite d'Isamlal (**figure IVB-2**).

Bien qu'aucun âge fiable ait été proposé (585 ± 23 Ma, U/Pb sur zircons, granodiorite de Wawitch, Mrini, 1993), nombres d'auteurs s'accordent à penser que ces intrusions sont comparables à celles du Saghro central que nous avons attribué au complexe inférieur (*cf.* chapitre III).

1.2.2/. Le complexe supérieur

Toutes les formations constituées de volcanites, de volcanoclastites ainsi que de leur produits de démantèlement et de nombreuses intrusions magmatiques, s'intègrent dans un modèle de mise en place d'un système de caldera ignimbritique (*cf.* chapitre précédent et **figure IVB-2**).

Les faciès et la morphologie des différentes intrusions plutoniques témoignent d'un mode de mise en place en contexte hypo-volcanique. Selon leurs caractéristiques pétrographiques et géochimiques, deux types d'intrusions granitiques ont été discriminés (*cf.* chapitre précédent) :

- Des granites à amphiboles et biotites, équivalents magmatiques des formations ignimbritiques constituant l'essentiel du complexe supérieur de Kelâa M'Gouna. On

distingue le granite de Timicha et le microgranite de Tensemlal dans l'ouest du district ainsi que des microgranites résurgents localisés dans la caldera ou juste en périphérie du rebord structural (ex : microgranite de Taourirt N'Soualeh, **figure IVB-2**).

- Des leucogranites affleurant en larges massifs dans l'est de la boutonnière (leucogranite de Wizergane et leucogranite de Wawitch) et sous la forme de dykes ou petits corps intrusifs à tendance aplitique dans l'ouest (secteur de Timicha, **figure IVB-2**). Les évidences de terrains montrent que ces intrusions recoupent presque toujours les granites, même si de rares exceptions laissent supposer une coexistence de ces deux types de magmas (*cf.* chapitre précédent). Ces leucogranites montrent également de fortes affinités géochimiques avec des dykes de rhyolites (N030°E) porphyriques dont le caractère tardif sur l'ensemble des formations du complexe supérieur est observé en carte (**figure IVB-2**).

1.2.3/. Les manifestations hydrothermales

Les études géologiques préliminaires du secteur d'Isamlal (Leloix, 1999; Sizaret, 1999) montrent le rôle important du contrôle structural pour la formation des minéralisations aurifères. Une évolution en deux stades contrôlée par une direction de raccourcissement orientée *ca.* ESE-WNW à E-W a été proposée (Leloix, 1999) :

- Après la mise en place de la granodiorite d'Isamlal, un stockwerk à remplissage de quartz massif se met en place dans le socle grésopélitique et, plus rarement, dans la granodiorite. Ce type de quartz, appelé Q1, est parfois associé à la création de fissures à tourmaline, biotite et amphibole, oxydes de fer et sulfures.
- Par la suite, des structures brèchiques d'échelle métrique et orientées N110°E se développent dans des couloirs de failles N140-150°E.. Ces brèches servent de site de mise en place à des veines à feldspaths potassiques, hématite puis à quartz (Q2) et calcite tardive. Certaines veines montrent des géométries en forme de pull-apart dont l'ouverture est associée à un cisaillement senestre. La minéralisation aurifère se développe dans des veinules riches en chlorites qui affectent le cœur de ces veines à quartz Q2.

A Taourirt N'Soualeh, la minéralisation aurifère est, elle aussi, localisée dans des fissures à chlorite synchrones à postérieures au développement de filons à feldspath potassique, quartz,

sulfure, hématite et magnétite (Gaudin, 1998). Le dépôt de cette minéralisation est précédé par des phénomènes d'altérations hydrothermales caractérisés par des dépôts successifs de tourmalines, chlorites et pyrites. La composition de ces tourmalines fluctue entre les pôles dravite et schorl. L'enrichissement en fer des dernières tourmalines peut être rattaché à une cristallisation synchrone de pyrite.

Les données de l'analyse micro-thermométrique réalisée sur inclusions fluides et les températures calculées par l'utilisation du thermomètre basée sur la teneur en Si-^{IV}Al des chlorites témoignent d'un dépôt en contexte épithermal ($180 < T^{\circ}\text{C} < 250$ pour des pressions inférieures à 0,5 kbar (Delapierre, 2000; Gaudin, 1998; Sizaret, 1999)).

Des manifestations hydrothermales similaires ont été observées dans le sud est de la boutonnière de Kelâa (Derré et Lécolle, 1999). 5 types d'altération se succédant dans le temps ont été définis : **i)** sulfures, **ii)** andalousite, phosphates, muscovite, **iii)** tourmaline, **iv)** sulfures-sulfates et **v)** feldspath-hématite.

2/. LE SCHEMA STRUCTURAL

Les trois prospectus étudiés (i.e., Isamlal, Talat N'Tabarought et Taourirt N'Soualeh) sont localisés dans la partie occidentale de la boutonnière de Kelâa et dans la partie externe de la caldera décrite précédemment (*cf.* partie A et **figures IVB-2 & IVB-3**).

Les sédiments du complexe inférieur de la boutonnière de Kelâa M'Gouna encaissent principalement ces trois prospectus (**figure V-4**). La stratification des séries gréso-pélitiques attribuées au complexe inférieur, montre un pendage très fort à sub-vertical de direction très variable.

Plusieurs massifs de nature granodioritique intrudent ces formations sédimentaires. Les formations du complexe supérieur sont constituées de laves acides et de sédiments lacustres dont le dépôt s'est effectué dans une zone de fossé due au recul topographique de la caldera de Kelâa. Ces formations ne s'observent qu'à l'est du prospect d'Isamlal et leur épaisseur augmente en se dirigeant vers le NE, c-à-d en direction du rebord structural de la caldera (**figures IVB-2 à IVB-4**).

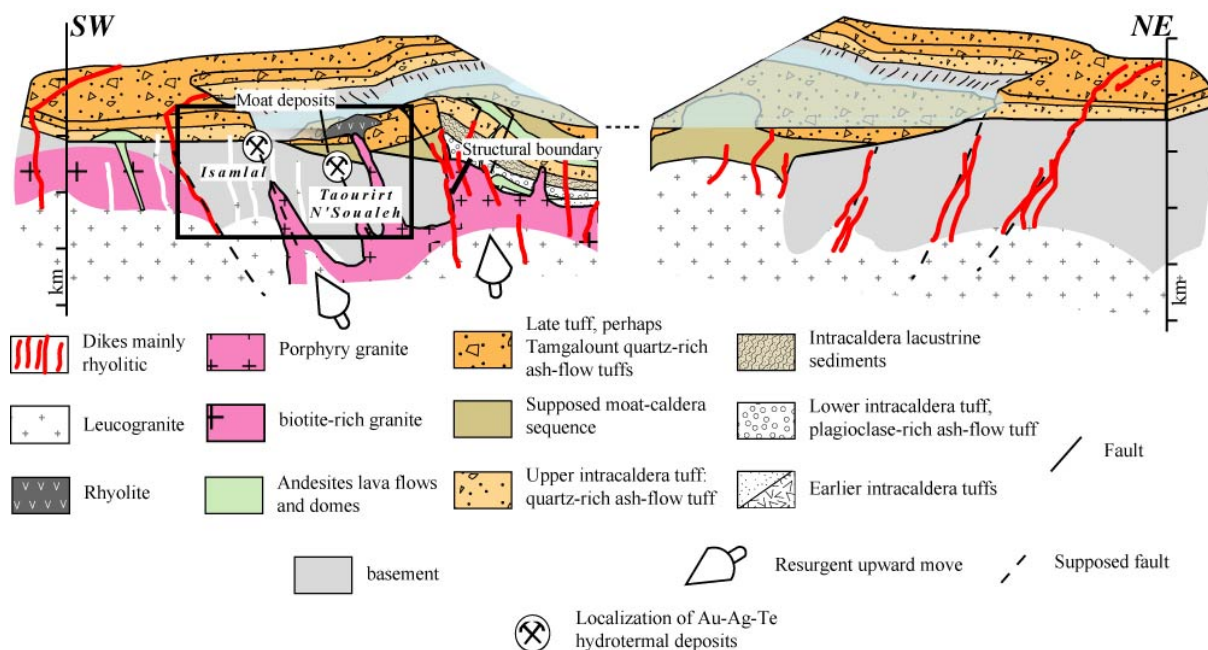
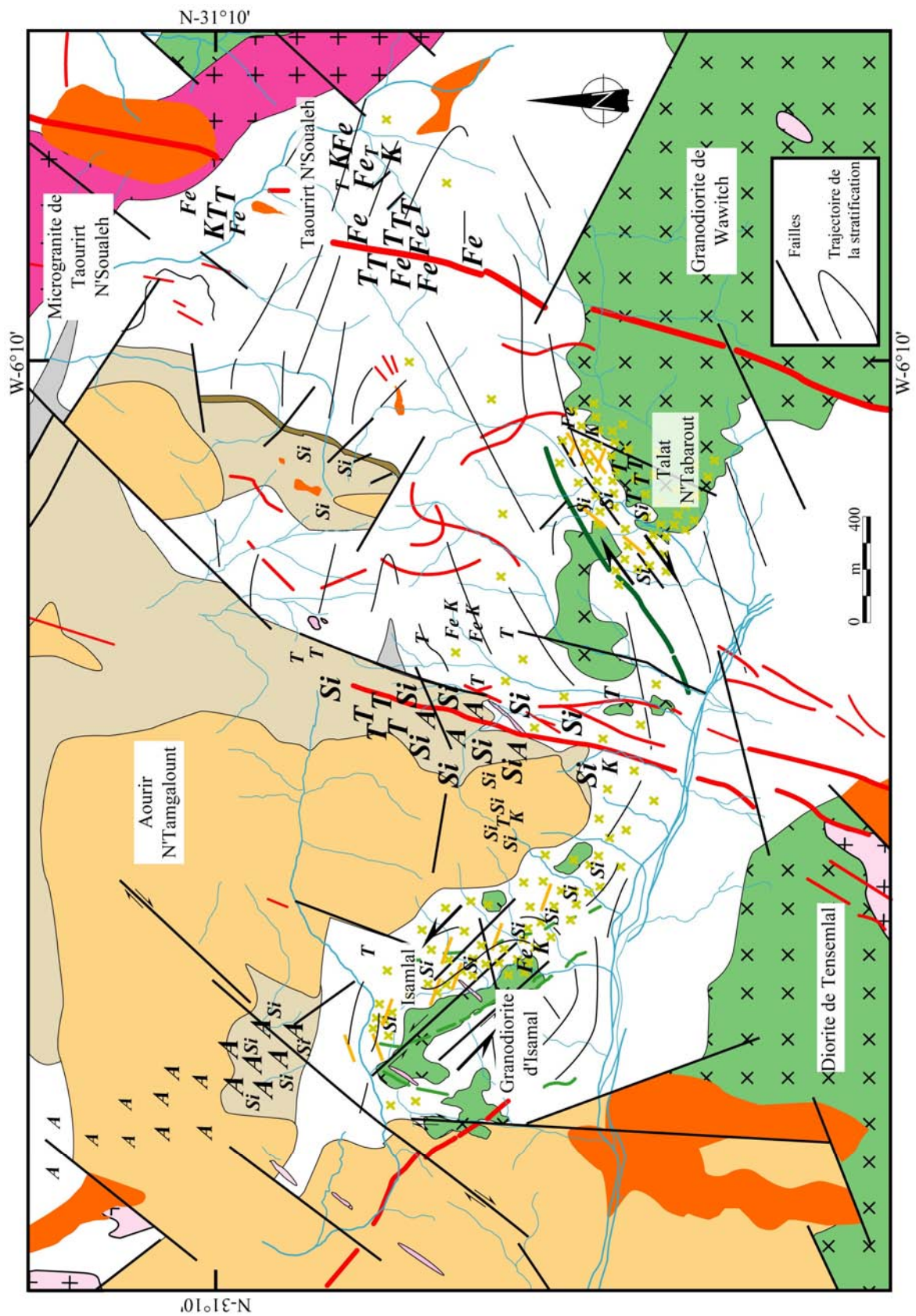


Figure IVB-3 : Place des prospectifs aurifères d'Isamlal et de Taourirt N'Soualeh dans le système caldérique reconstitué de Kelâa M'Gouna.

Ces « moat deposits » sont recouverts par une séquence ignimbritique, la formation de Tamgalount, très sombre et très compactée formant l'essentiel des reliefs de la zone d'étude. Cette ignimbrite est également observée plus à l'ouest où elle repose par discordance angulaire sur le complexe inférieur. Un microgranite porphyrique riche en minéraux ferromagnésiens limite l'extension des prospectifs vers l'est (microgranite de Taourirt N'Soualeh). Ce microgranite est assimilé aux phénomènes de résurgence relatifs à l'évolution de la caldera de Kelâa M'Gouna. Il est cogénétique des ignimbrites du district. Les autres intrusions sont des filons de leucogranites aplitiques à quartz, orthose et albite et des dykes de rhyolites à phénocristaux de quartz et d'orthose. Ces dykes, tardifs, recourent toutes les formations du district. Ces intrusions, bien que peu développées dans la zone d'étude, sont pétrographiquement et géochimiquement comparables aux granites tardifs et évolués décrits précédemment.

Trois réseaux de failles ont été observés, ils recourent toutes les formations des complexes inférieur et supérieur. Le plus important est de direction N070-080°E et s'observe surtout à Isamlal et Talat N'Tabarought (**figures IVB-4 & IVB-5**). Ces failles plus ou moins discrètes dans le paysage, mais parallèles au grand accident de Talat N'Tamalaline au sud de la boutonnière sont associées à de nombreux relais orientés N045-060°E (**figure IVB-2**).



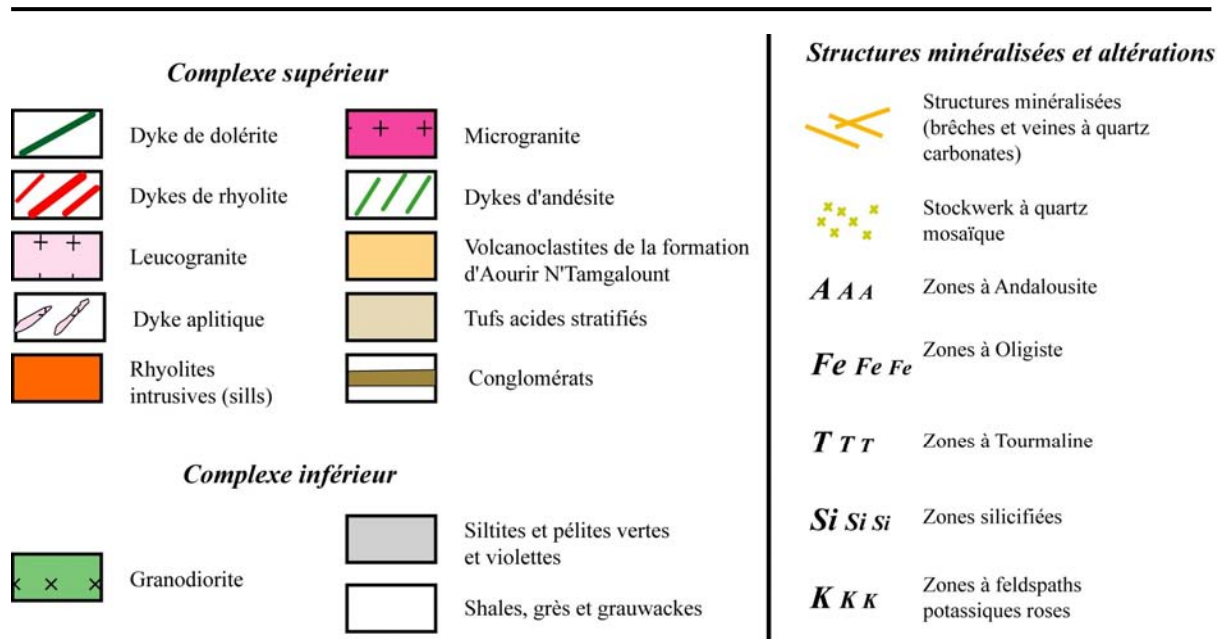


Figure IVB-4 : (page précédente et ci-dessus) Carte géologique des prospectes du district de Kelâa M'Gouna (Isamlal, Taourirt N'Soualeh, Talat N'Tabarought) et des environs immédiats. Localisations des structures minéralisées et des altérations hydrothermales associées. (d'après Reminex (unpub), Benharref (1989), Leloix (1999), Derré et Lécolle (1999)).

La seconde direction est orientée N130-150°E et s'observe surtout au niveau du prospect d'Isamlal. La cinématique est senestre (Leloix, 1999). Le troisième réseau de faille est orienté N000-030°E. Ce réseau moins dense est souligné par l'orientation *ca.* N-S des oueds.

Deux directions de fracturation affectent les formations magmatiques et sédimentaires du complexe inférieur et les ignimbrites du massif de Tamgalount (**figures IVB-6a & IVB-7a**). Cette fracturation est bien marquée sur les prospectes d'Isamlal et de Talat N'Tabarought. Ces deux fracturations ont des directions moyennes orientées N110°E et N020°E et présentent des pendages très forts à sub-verticaux. Dans le socle grésopélitique ou dans la granodiorite, les plans de fracturation peuvent être relativement resserrés (5 à 10 cm).

Dans les volcanoclastites de Tamgalount ou dans les structures volcanoplutoniques (dykes, laves.....), des plans de fracturation beaucoup plus frustes et d'orientation parfois identique ont été observés. L'espacement de ces plans est d'environ 0,5 à 1 m, nous permettent de les assimiler à des joints de refroidissement.

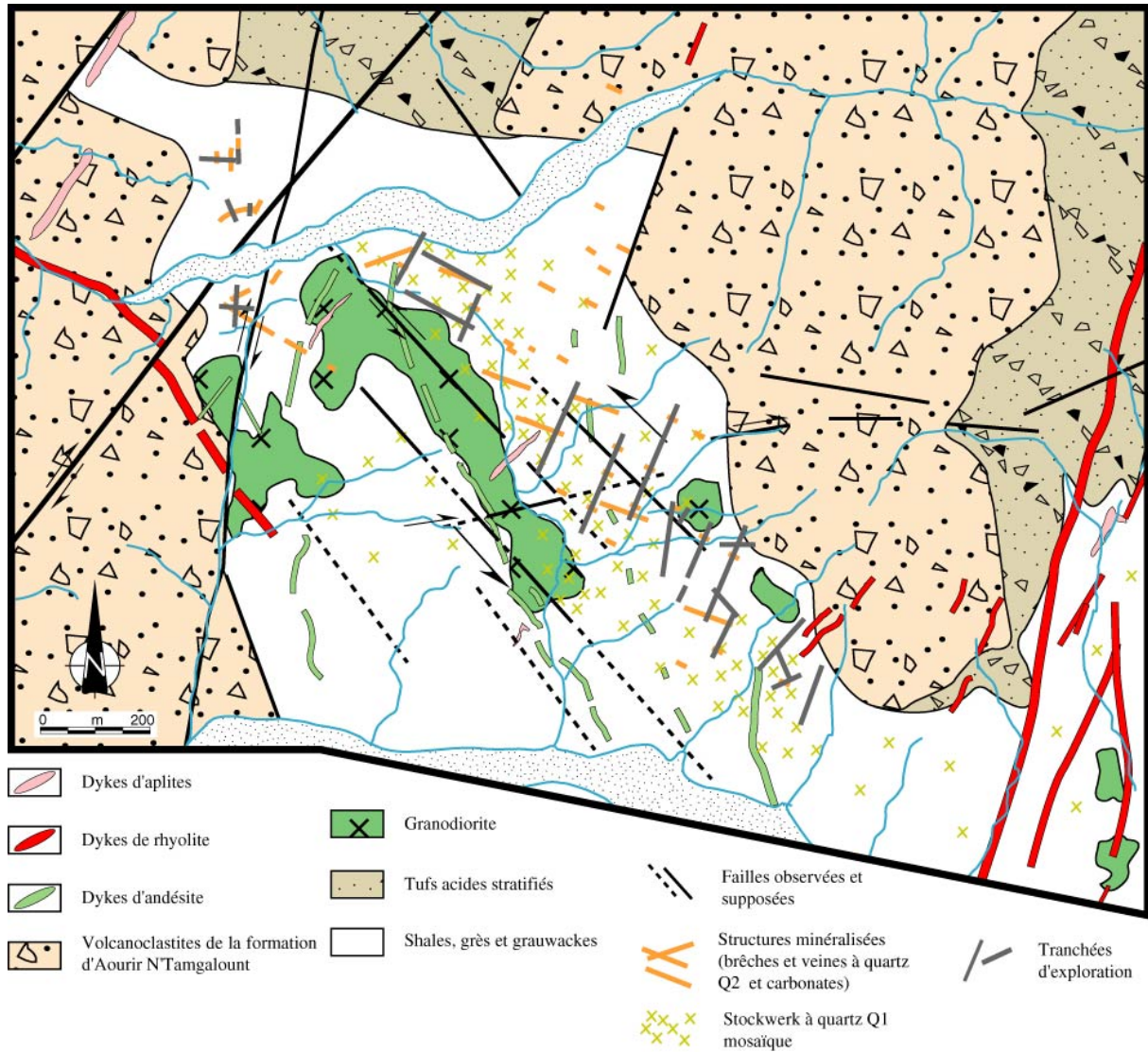


Figure IVB-5 : Schéma structural du prospect d'Isamlal

3/. LES STRUCTURES HYDROTHERMALES

Basée sur une analyse combinée des contraintes géométriques, texturales, minéralogiques et chimiques, 3 stades de formation du système hydrothermal de Kelâa M’Gouna ont été reconnus :

3.1/Le stade I – Silicification

- Le stockwerk à quartz Q1

Ce stockwerk affecte uniquement les sédiments grésopélitiques et les granodiorites du complexe inférieur. Il ne s'observe que dans les prospectifs d'Isamlal et de Talat N'Tabarought. A Isamlal, il occupe une bande longue d'1 km et large de 400 m orientée NW-SE (**figure IVB-5**). A Talat N'Tabarought, il occupe une aire plus restreinte, de 600 m de long et 300 m de large, orientée *ca.* N060-070°E (**figure IVB-4**). Dans ces deux prospectifs, ce stockwerk consiste en un réseau de veines de quartz Q1 centimétrique (0,5 à 5 cm de puissance), orientées *ca.* N110°E et N020°E (**figure IVB-7b**), sub-parallèles aux plans de fracturation décrits ci-dessus (**figure IVB-6a et b**). Le remplissage est essentiellement constitué de quartz massif gris. Ces veines n'affectent pas les « moat deposits » sus-jacent. Ces veines peuvent soit se recouper soit s'interconnecter, même lorsque leurs directions sont perpendiculaires. Lorsqu'elles se recoupent, les décalages apparents observés montrent des sens de cisaillement contradictoires, indiquant que la formation des 2 familles (N020°E et N110°E) est contemporaine.

D'un point de vue minéralogique, le quartz est le minéral principal (**figure IVB-7c**). Il se présente en cristaux xénomorphes de tailles diverses, s'agencant selon un enchevêtrement de grains de toutes tailles (μm à mm) définissant à l'échelle macroscopique une texture massive (**figure IVB-7d**). L'extinction des grains est le plus fréquemment franche ou très légèrement roulante. Au microscope optique en ajoutant la lame onde, les axes « c » sont le plus souvent perpendiculaires aux épontes. Des bandes et des trainées d'inclusions parallèles et perpendiculaires aux épontes leur sont associées (**figure IVB-7e**). Ces inclusions sont constituées, pour l'essentiel d'inclusions fluides ainsi que d'assemblages minéraux de nature indéterminée et majoritairement d'inclusions fluides. Ces particularités texturales sont caractéristiques des systèmes à taux de remplissage constant associé à une ouverture progressive des veines (Dowling et Morrison, 1989; Ramsay, 1980).

Des phases secondaires ont également été observées. Il s'agit de muscovite, de biotites, de tourmalines et d'amphiboles. Ces cristaux se développent soit dans le stockwerk entre les grains de quartz, soit de manière pervasive sous forme d'un halo pluri-décimétrique verdâtre dans l'encaissant pélitique.

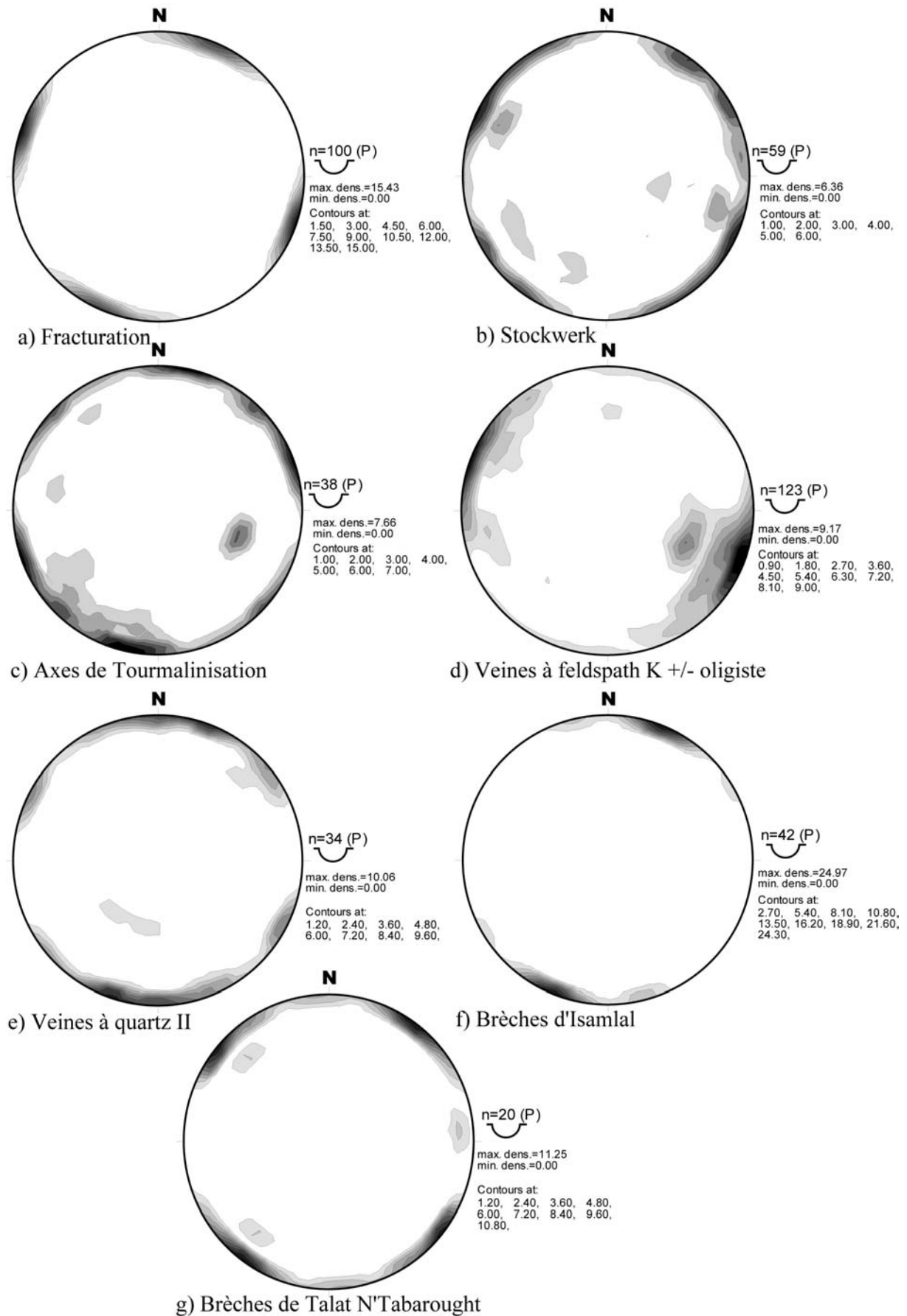


Figure IVB-6 : Stéréogrammes d'isodensité des pôles des principales structures du district de Kelâa M'Gouna.

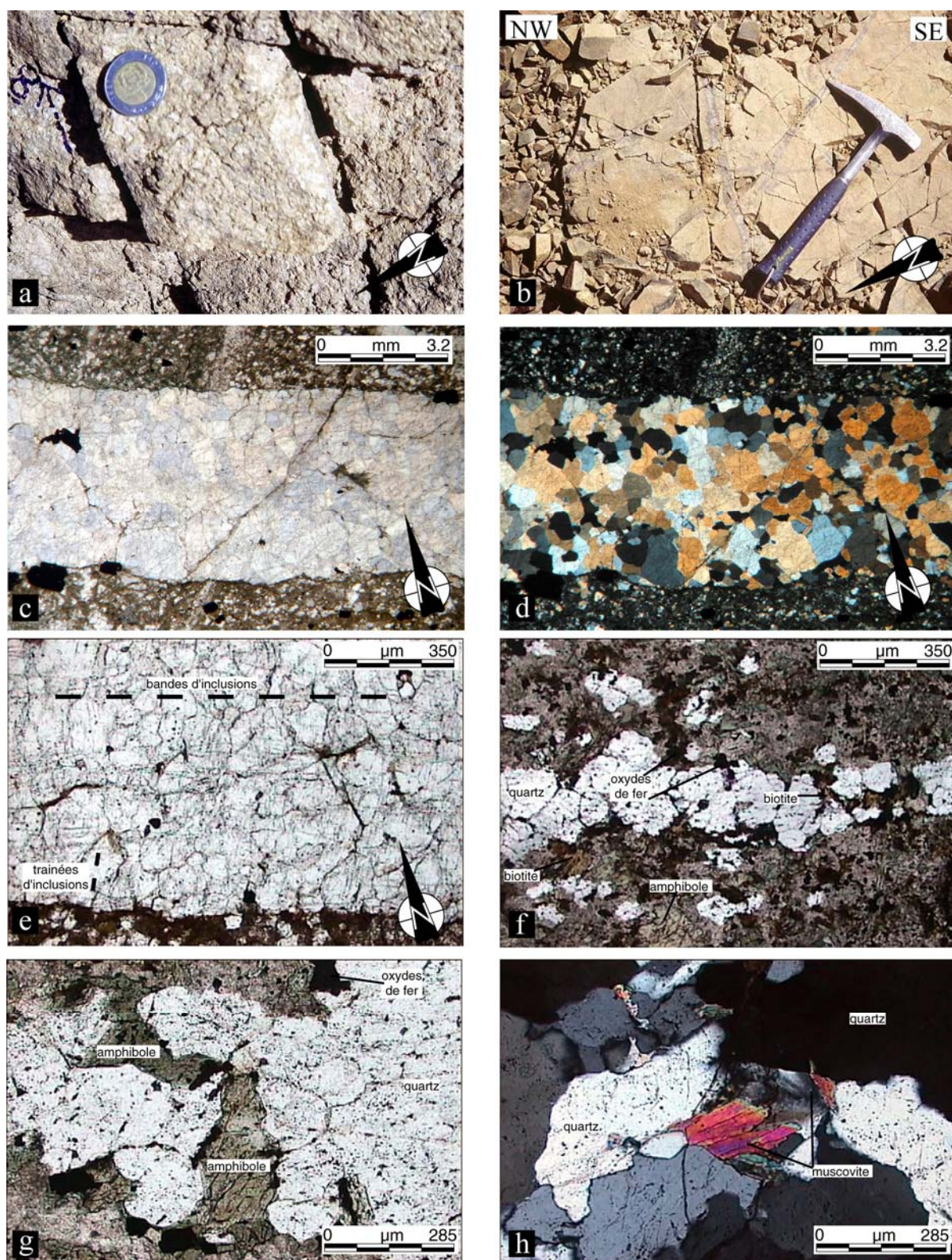


Figure IVB-7 : a) Fracturation N110 et N020°E observée dans la granodiorite d'Isamlal ; b) Stockwerk à quartz gris Q1, Talat N'Tabarought ; c-d) Microphotographies du remplissage massif à Q1 du stockwerk, lumière polarisée non analysée et lumière polarisée analysée, Isamlal ; e) Traînes et bandes d'inclusions caractéristiques d'un remplissage de type "crack-seal", lumière polarisée non analysée ; f-g) Veinules

appartenant au stockwerk quartzeux à biotites et amphiboles, lumière polarisée non analysée ; h) Stockwerk à muscovites, lumière polarisée analysée.

- La zone silicifiée

Cette zone s'étalant entre Isamlal et Talat N'Tabarought, sous la colline de Tamgalount est constituée de laves acides pelloïdes et de sédiments volcano-sédimentaires et formant les « moat deposits » (**figures IVB-2 & IVB-4**). Toute la surface a été entièrement silicifiée donnant aux roches un panel de teintes ocres (**figure IVB-8a**). A l'affleurement, on distingue, mis à part le quartz, une importante dissémination de cristaux automorphes de pyrite et des nodules de tourmaline. Il n'est pas prouvé que les dykes de rhyolite N030°E qui traversent la zone silicifiée soient affectés par cette silicification.

Le quartz est la principale phase minéralogique observée dans ces faciès (**figures IVB-8b et 8c**). Les textures volcaniques sont systématiquement effacées par les phénomènes de silicification et ne sont donc visibles qu'à l'échelle macroscopique ou à l'affleurement. Au nord d'Isamlal, certains faciès de teinte rose (**figure IVB-8d**) sont caractérisés par le développement de nombreuses lamelles parfois millimétriques de micas pléochroïques incolores à brun-vert pâle (**figure IVB-8e**). Ces micas sont associés à des cristaux d'andalousites, de fluorapatites, et d'oxydes de fer (**figure IVB-8c**). Dans les faciès plus bleutés (**figure IVB-8d**), le développement massif de grands prismes pluri-millimétriques d'andalousite poecilitiques à inclusions de quartz et oxydes de fer est observé (**figure IVB-8f**). Au nord de Talat N'Tabarought, dans ces faciès silicifiés apparaissent des disséminations moins denses constitués d'andalousite, de mica incolore à brun-vert pâle, d'apatite, de pyrite, de tourmalines et d'oxydes de fer (**figures IVB-8g et h**). L'origine de ces derniers peut être partiellement associée à la déstabilisation de la pyrite. Ces altérations variées et successives correspondent probablement à de multiples épisodes de silicification.

3.2/.Le stade II - Tourmalinites et veines à feldspaths potassiques (adulaire)

- Tourmalinisation

Ce type d'altération affecte l'ensemble des formations observées sur le terrain à l'exception des dykes tardifs de rhyolites. Cette altération se traduit par le développement de tourmalines sous la forme :

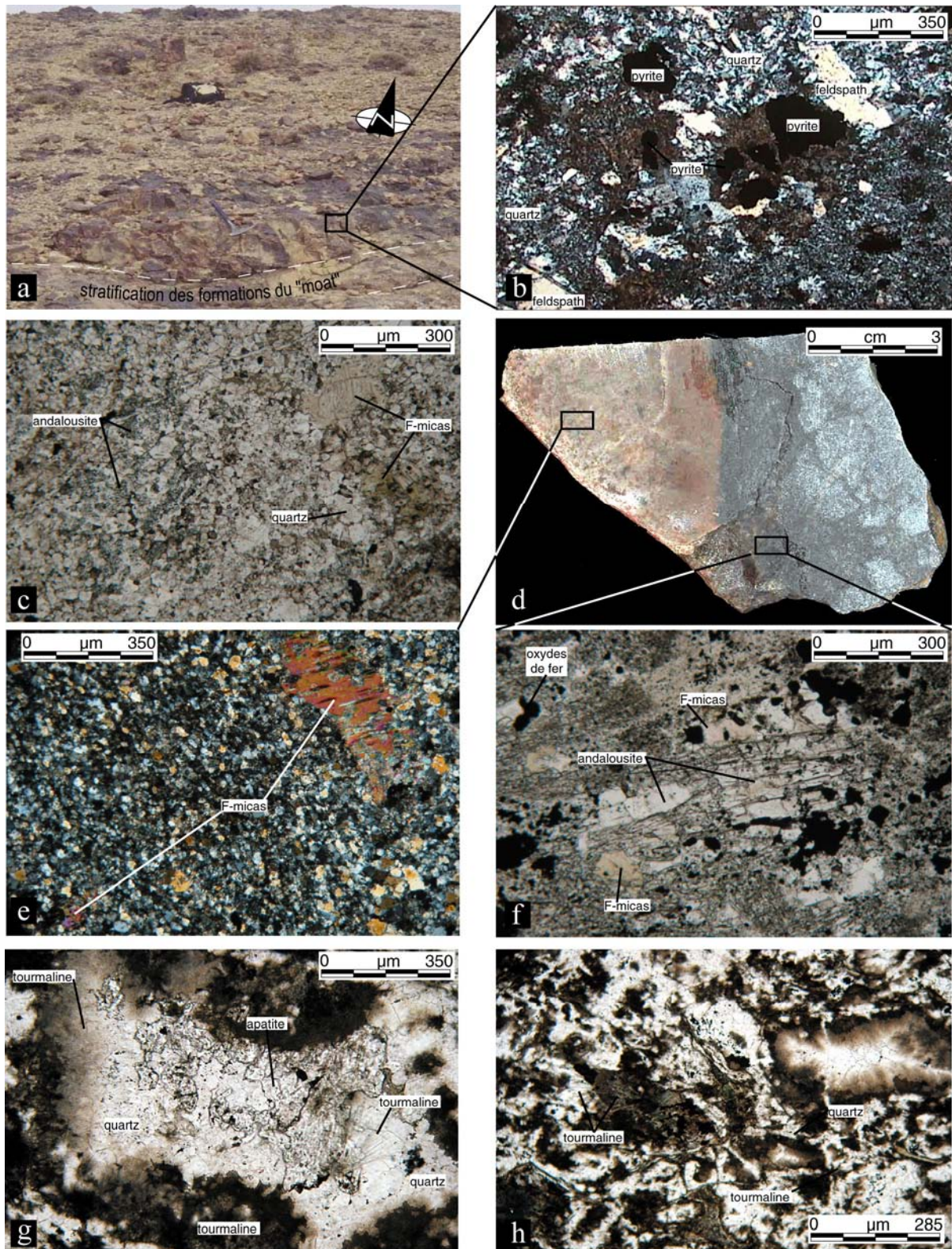


Figure IVB-8 : Principales caractéristiques de la zone silicifiée ; a) Faciès ocre situé au nord de Talat N'Tabarought ; b) Lave acide silicifiée et pyritisée, lumière polarisée analysée, nord de Talat N'Tabarought ; c) Lave acide silicifiée à micas fluorés et andalousite, lumière polarisée non analysée, nord de Talat N'Tabarought ; d) Echantillon macroscopique provenant de la zone silicifiée localisée au nord d'Isamlal. e) Les faciès les plus roses sont les plus riches en micas fluorés, lumière polarisée analysée ; f) Faciès bleuté riches en oxydes de fer

et andalousites prismatiques, lumière polarisée non analysée ; g) Fluorapatite associée au quartz et aux fines aiguilles de tourmaline, lumière polarisée non analysée, Nord de Talat N'Tabarought ; h) Aspects de la tourmalinisation dans la zone silicifiée, lumière polarisée non analysée, Nord de Talat N'Tabarought.

i) de concentrations de fines aiguilles formant à l'échelle de l'affleurement des tourmalinites massives. C'est entre Taourirt N'Soualeh et Talat N'Tabarought que l'on rencontre ces axes de tourmalinites à l'apparence de filons (**figures IVB-4 & IVB-9a et b**). L'orientation des axes est très variable (**figure IVB-6c**). A Taourirt N'Soualeh, certains filons (les plus puissants) se développent parallèlement à la direction de la stratification tandis que d'autres sont sécants (N140 à N170°E). Dans les formations du complexe supérieur, ces axes ont une orientation préférentielle comprise entre N170 et N040°E (**figure IVB-9a**). L'analyse des stéréogrammes montre que quelque soit la nature de l'encaissant, les directions de ces filons, sont comparables à celles du stockwerk (**figure IVB-6c**).

ii) de mouches disséminées ou de remplissage pouvant évoluer en micro-fissures (**figures IVB-9c et d**). De telles observations ont été réalisées dans la granodiorite de Wawitch, dans des dykes d'aplite, dans des rhyolites aphyriques, dans la zone silicifiée et dans le stockwerk à quartz Q1.

Quelque soit le type, les tourmalinites sont recoupées par des filons à remplissage de feldspath potassique (**figure IVB-9e**) et par les dykes de rhyolites N030°E à phénocristaux de quartz et feldspaths potassiques (**figure IVB-9f**).

Les particularités minéralogiques et chimiques de ces tourmalines ainsi que leur place dans l'évolution paragénetique du système seront traités en détail par la suite.

- Les veines à feldspath potassique (adulaire)

Ces veines sont surtout bien représentées sur le prospect de Taourirt N'Soualeh où elles encaissent la minéralisation (**figure IVB-4**). Dans ce secteur, elles sont préférentiellement orientées N170 à N040°E avec un pendage moyen de 50° vers l'ouest (**figure IVB-6d**). En se dirigeant vers l'ouest en direction d'Isamlal, leur orientation moyenne reste identique mais elles sont moins développées. La majorité des veines orientées *ca.* NE-SW montrent une succession de relais en pull-part dont la cinématique d'ouverture apparente est dextre. Les veines orientées *ca.* N-S montrent en revanche des critères majoritairement senestres. Pour les veines N020-030°E, les critères d'ouverture sont plus ambigus.

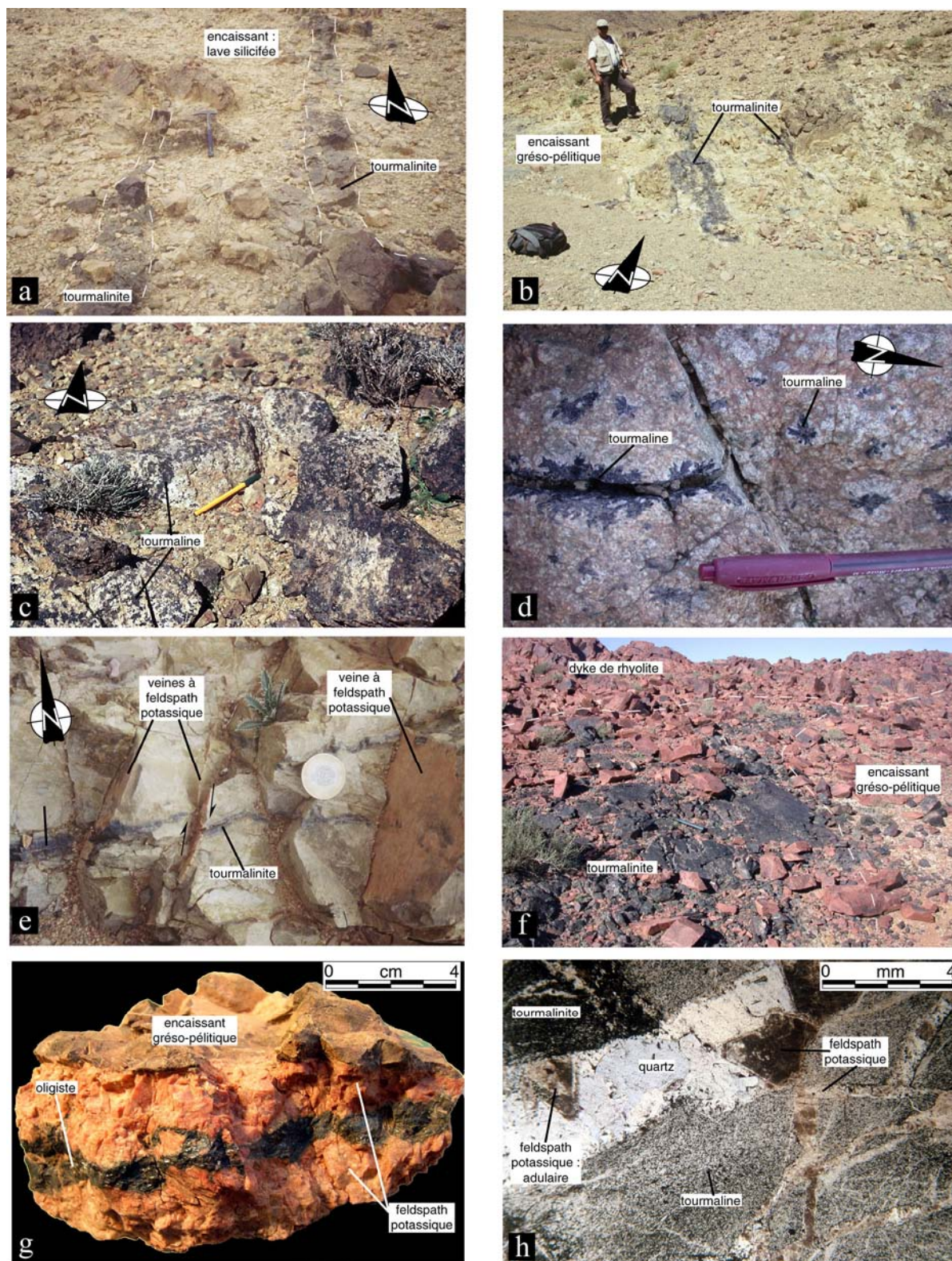


Figure IVB-9 : Tourmalinites et veines à feldspaths potassiques ; a) Tourmalinites dans les formations du complexe supérieur de la zone silicifiée, Nord de Talat N'Tabarought ; b) Tourmalinites dans les sédiments gréseux du complexe inférieur, Taourirt N'Soualeh ; c-d) Tourmalinisation de la granodiorite de Wawitch, pouvant générer des axes orientés ca. N-S, Talat N'Tabarought ; e) Axes de tourmalinite recoupés et décalés par des veinules roses à feldspaths potassiques, Taourirt N'Soualeh ; f) Tourmalinite massive recoupée par le grand dyke

de rhyolite porphyrique de Taourirt N'Soualeh ; g) Echantillon macroscopique d'une veine à feldspath potassique et remplissage terminal d'oligiste ; h) Microphotographie d'une tourmalinite recoupé par une veinule à quartz et feldspath potassique montrant un habitus du type adulaire, lumière polarisée analysée, Taourirt N'Soualeh.

Ces veines de faible puissance comprise entre 1 et 100 mm, sont essentiellement constituées de cristaux sub-automorphes à automorphes de feldspaths potassiques leur conférant une teinte rose singulière (**figure IVB-9g**). En lame mince, l'habitus automorphe du feldspath est caractéristique de l'adulaire (**figure IVB-9h**). Ces cristaux peuvent être parfois accompagnés de quartz (**figure IVB-9h**). Ces veines montrent parfois des remplissages polyphasés et complexes. On peut observer à leur éponte des cristaux de tourmaline, d'apatites, de sulfures (surtout pyrite) et de magnétite. Elles peuvent être recoupées ou réouvertes par des fissures à remplissage de chlorite, quartz ou oligiste¹. Lorsqu'elles sont réouvertes, on observe de l'éponte vers le cœur la succession suivante : feldspath potassique, quartz puis oligiste. Le caractère automorphe du quartz et du feldspath potassique atteste d'un remplissage centripète ou syntaxial (Cox et Etheridge, 1983; Passchier et Trouw, 1996; Ramsay, 1980; Urai *et al.*, 1991) et donc du caractère tardif de la paragenèse à quartz puis oligiste (**figure IVB-9g**). Cette phase d'altération potassique est associée à une importante pyritisation notamment à Taourirt N'Soualeh.

Des veines d'orientation et de remplissage identiques (feldspath potassique, quartz et oligiste) ont également été observées dans les séquences intra-caldéra (ignimbrite inférieure, supérieure et andésites). A Taourirt N'Soualeh, ces veines recoupent les tourmalinites, mais il n'a pas été possible de préciser, les relations de recoupement avec les dykes de rhyolites N030°E (**figure IVB-9e**).

3.3/Le stade III – Veines à quartz Q2 et carbonates

Ces veines sont surtout présentes dans les prospectes de Talat N'Tabarought et d'Isamlal (**figures IVB-4 & IVB-5**). Elles sont toujours sécantes sur les structures précédemment décrites. Cependant, elles peuvent rouvrir les veines à feldspaths potassiques et donc être comparées au remplissage tardif observé dans ces dernières.

¹ Ici, le terme d'oligiste est employé pour désigner les cristaux d'hématite développant un habitus lamellaire. Le terme d'hématite sera réservé aux produits d'altération.

A Isamlal, deux systèmes de veines ont été mesurés (**figures IVB-5 & IVB-6e**). Le premier est orienté N110-120°E et se développe préférentiellement au sein de structures bréchiques à ciment chloriteux, que nous détaillerons par la suite (**figures IVB-6e & IVB-10a**). Dans ce cas, les veines montrent une succession de relais en pull-part dont la cinématique d'ouverture apparente est senestre. Le second système est orienté N050-080°E et forme des relais en pull-part et des fentes de tension indiquant un sens de cisaillement dextre (**figures IVB-6e & IVB-10b**). Ces deux systèmes de veines ont été observés dans toutes les formations du district de Kelâa M'Gouna.

A Talat N'Tabarought, une seule population de veines a été observée. Ces structures sont orientées N050-070°E et se développent également au sein de corps bréchiques de même direction. Ces structures recoupent et décalent des veines à feldspaths potassiques avec un jeu apparent dextre. De même, ces structures décrivent une géométrie en relais matérialisée par des systèmes de pull-part à cinématique d'ouverture dextre. A Isamlal comme Talat N'Tabarought, ces veines peuvent localement induire une nouvelle bréchification (**figure IVB-10c**). Un remplissage tardif de carbonate peut s'observer au cœur des veines les plus ouvertes (**figure IVB-10d**).

En lame mince, le quartz est le principal minéral de la gangue. Il est parfois accompagné d'adulaire et d'oligiste (**figures IVB-10e et IVB-10f**). Il se présente en cristaux prismatiques automorphes de grandes tailles (mm) avec une croissance syntaxiale, se développant perpendiculairement aux épontes (**figure IVB-10e**). Par ses caractéristiques texturales, ce quartz Q2 se distingue aisément du stockwerk précoce Q1. L'aspect zoné des grains est souligné par le développement de plans d'inclusions fluides ou de chlorites fibro-radiées le long des bandes de croissances (**figure IVB-10e**). Ces primes peuvent également emballer des fragments d'encaissant (brèche à ciment chloriteux) et se développer de façon concentrique autour de ces derniers (**figures IVB-10g et IVB-10h**). Des chlorites fibro-radiées apparaissent également en fissuration au cœur des veines où elles cristallisent avec des sulfures (chalcopyrite et pyrite) associés à la minéralisation.

3.4/.Le cas particulier des brèches

D'importantes zones de brèches ont été observées sur le district (**figures IVB-4 & IVB-5**). Ces brèches peuvent être soit développées dans la couverture volcanique soit dans les sédiments du socle.

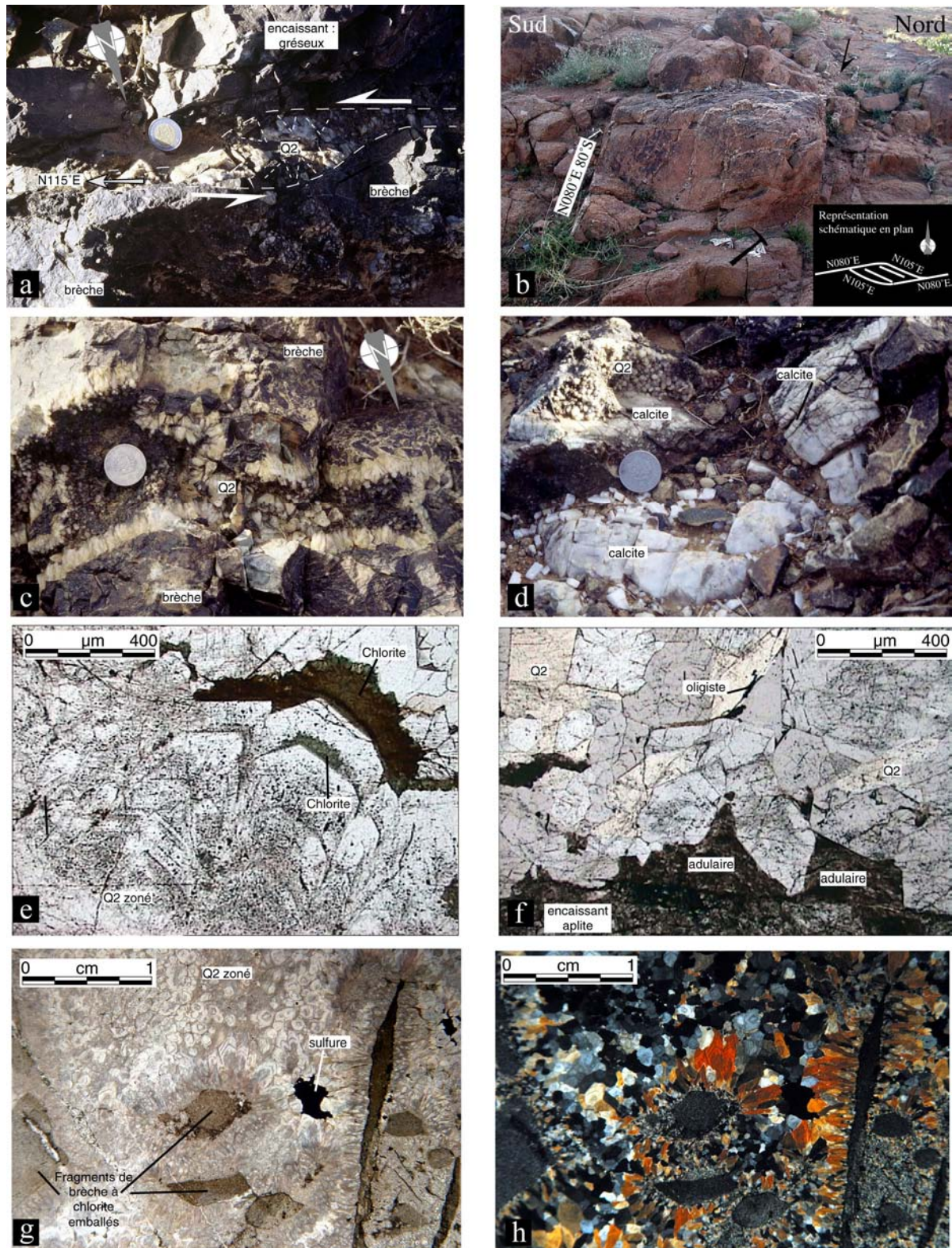


Figure IVB-10 : Stade à quartz Q2 ; a) Structure N115°E en pull-apart à remplissage géodique de quartz Q2 montrant une cinématique senestre et recoupant une structure bréchique, Isamlal ; b) Pull-apart N080°E à remplissage de quartz Q2 montrant une cinématique dextre, Timicha ; c) Remplissage géodique d'une structure à quartz Q2 et bréchification de l'encaissant, Isamlal ; d) Structure N110°E à remplissage de Q2 géodique puis carbonates (calcite), Isamlal ; e) Microphotographie montrant la texture zonée, prismatique et automorphe

caractéristique du Q2. La chlorite se dépose en agrégats fibro-radiés dans les bandes de croissance du quartz, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; f) Veine à quartz Q2 et adulaire recoupant un dyke d'aplite, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; g-h) Quartz Q2 à sulfures (chalcopyrite, pyrite), recoupant et emballant des éléments de brèches à ciment chloriteux, lumière polarisée non analysée, puis analysée, Isamlal.

Les plus grandes concentrations de brèches ont été observées sur les prospectes d'Isamlal et de Talat N'Tabarought (**figures IVB-4 & IVB-5**), où ces structures puissantes de 40 cm en moyenne se surimposent sur le stockwerk à quartz Q1 (**figure IVB-11a**).

A Isamlal : une grosse zone de brèche est observée entre l'intrusion de granodiorite et les formations ignimbrtiques du Tamgalount (**figures IVB-5 & IVB-11a et b**). Ces structures sont orientées N100 à N130°E et se localisent essentiellement dans les sédiments grésopélitiques, parallèles à la fracturation N115°E (**figures IVB-6f & IVB-11c**). Il est possible que des accidents décrochants orientés N130 à N150°E contrôle le développement de ces structures (**figure IVB-5**). Au nord du prospect, proche des grands accidents N045-055°E, une seconde direction de brèche, N060 à 080°E, est observée (**figure IVB-5**).

A Talat N'Tabarought, deux directions de brèche ont été observées (**figures IVB-4 & IVB-6g**). La première est comparable à Isamlal puisque orientée N140-120°E. La seconde est en revanche orientée N040-060°E. Aucun recoupement n'a été observé entre ces deux directions de structures. Sur le terrain, les brèches N140-120°E ne montrent pas un alignement continu mais développent des poches de plus grande puissance (métrique). Ces zones forment des sigmoïdes en forme de pull-part dont la cinématique d'ouverture apparente serait senestre (**figure IVB-11d**). Les observations de terrain ont montré que ces brèches, toujours postérieures au stade Q1 :

- sont recoupées et parfois re-bréchifiées par les veines à feldspaths potassiques et par les veines à Q2 des stades II et III (**figure IVB-10c**).
- affectent les deux mêmes types de structures.

Ces observations montrent donc que le stade de bréchification est au moins synchrone des stades II et III.

Le ciment de ces brèches est principalement constitué de chlorite conférant une teinte verte à ces structures (**figures IVB-11e à h**). Le quartz et le feldspath potassique apparaissent en proportions variables. Les éléments emballés sont soit des fragments d'encaissant (grauwackes), soit des fragments de cristaux de quartz (Q1 ou Q2) et de feldspaths potassiques (**figures IVB-11f, g et h**).

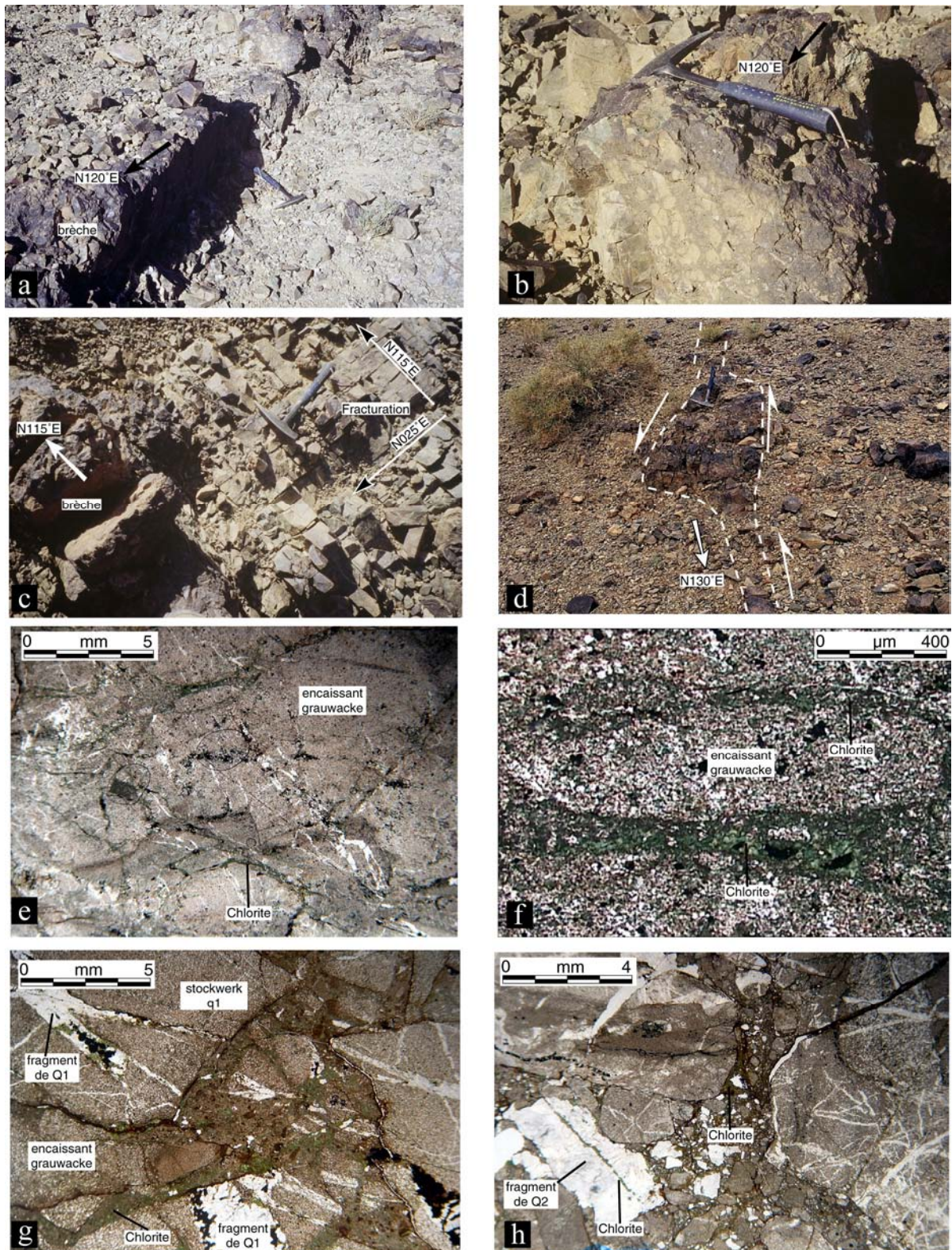


Figure IVB-11 : Les structures bréchiques ; a) Structure N120°E recoupant les formations détritiques du complexe inférieur, Isamlal ; b) Texture bréchique typique de ces structures, Isamlal ; c) Relations entre la fracturation et la bréchification. La brèche se développe parallèlement à la fracturation N115°E. La fracturation N025°E bien marquée dans les sédiments du complexe inférieur ne semble pas affecter la structure bréchique ou alors très grossièrement, Isamlal ; d) Brèche N130°E montrant une texture sigmoïde dont la cinématique

d'ouverture est senestre, Talat N'Tabarought ; e-f) Microphotographies montrant le rôle de la fissuration à chlorite dans la formation des structures bréchiques, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; g) Intense fissuration à chlorite bréchifiant le quartz Q1 du stockwerk, lumière polarisée non analysée, Talat N'Tabarought ; h) Bréchification affectant le quartz Q2, lumière polarisée non analysée, Isamlal.

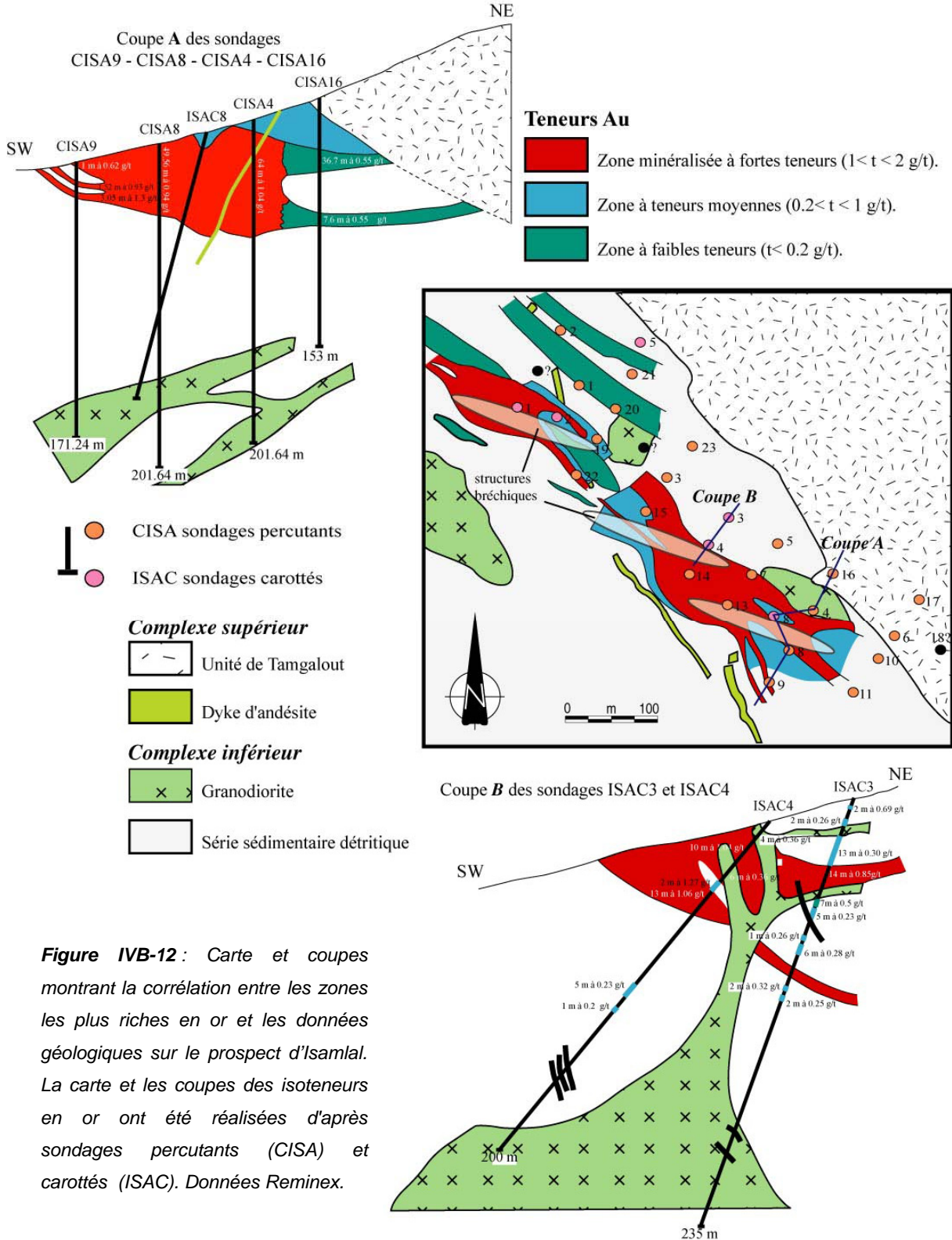


Figure IVB-12 : Carte et coupes montrant la corrélation entre les zones les plus riches en or et les données géologiques sur le prospect d'Isamlal. La carte et les coupes des isoteneurs en or ont été réalisées d'après sondages percutants (CISA) et carottés (ISAC). Données Reminex.

La bréchification se développe à partir d'une micro-fissuration et d'un développement pervasif de chlorite dont l'intensité et l'évolution génèrent les structures actuellement observées (**figures IVB-11e à h**). C'est cette fissuration qui est responsable de l'aspect bréchique de ces structures.

3.5/.La place de "l'or"

Notre échantillonnage n'a pas permis d'observer et donc de caractériser la place de l'épisode aurifère. Cependant, les coupes teneurs réalisées par les géologues de Reminex montrent clairement une corrélation entre des zones à fortes teneurs en or localisées dans les sédiments grésopélitiques et des structures bréchiques orientées N110-130°E (**figure IVB-12**). L'observation des échantillons des études précédentes (Gaudin, 1998; Leloix, 1999; Sizaret, 1999) confirme que la minéralisation sulfurée et l'or sont associés à un stade de micro-fissuration, dont le remplissage est fréquemment chloriteux (**figure IVB-13**). Comme pour le développement des structures bréchiques, elle est synchrone à postérieure aux paragenèses à tourmaline, quartz Q2 et feldspaths potassique des stades II et III que nous venons de décrire. Il existe donc une relation spatiale et temporelle entre le développement des structures bréchiques et le dépôt de la paragenèse aurifère.

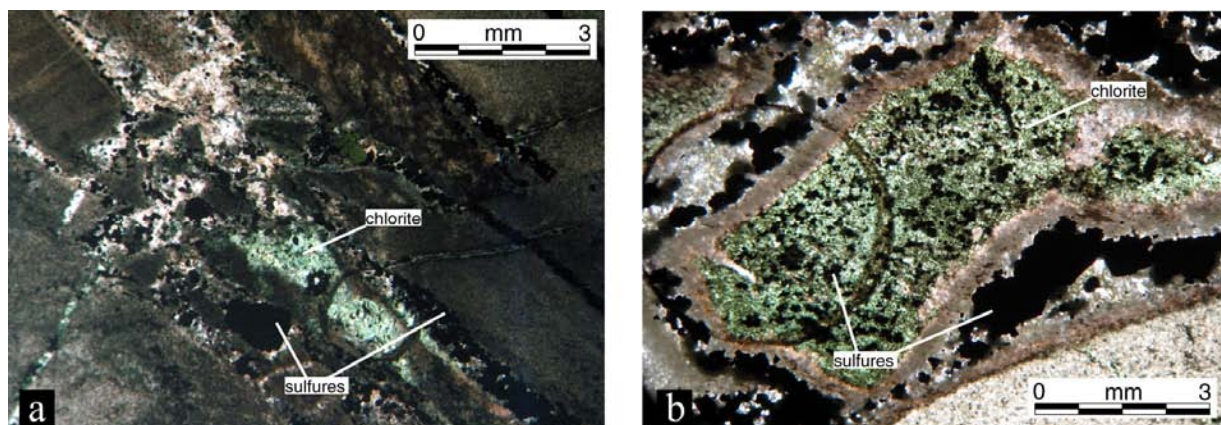


Figure IVB-13 : Evènement minéralisateur ; a) Microfissure à chlorite et sulfures (pyrite) bréchifiant l'encaissant grésopélitique, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh ; b) Poche à chlorite et sulfures, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh.

4/. ETUDE MINERALOGIQUE ET CHIMIQUE DES PARAGENESES D'ALTERATIONS

4.1/.Les tourmalines (Stades I et II)

La tourmaline est un borosilicate complexe que l'on trouve dans une grande variété de roche. Associée à de nombreux gisements, elle constitue fréquemment un des principaux minéraux de gangue de ces derniers. Lors de sa formation, la tourmaline requiert du bore (B) dont la source est soit contenu dans le fluide minéralisateur soit dans d'autres minéraux localisés dans l'encaissant. Le bore étant un constituant en trace dans la croûte et le manteau (Chaussidon et Libourel, 1993; Leeman et Sisson, 2002), il est nécessaire d'invoquer des processus géochimiques de concentration en B pour former la tourmaline. La composition de la tourmaline est très sensible aux environnements chimiques dans lesquels elle se dépose : variations de composition des fluides, activité de H₂O et espèces dissoutes, conditions de pression et de température (Henry et Dutrow, 2002). De surcroît, elle est stable pour de larges gammes de pression et de température depuis la diagenèse jusque dans les conditions relatives aux faciès métamorphiques des granulites (Henry et Dutrow, 2002; Henry *et al.*, 2002; Henry et Guidotti, 1985; Henry *et al.*, 1999). Les zonages chimiques primaires sont donc particulièrement bien conservés. Parce que la tourmaline possède une grande résistance mécanique et chimique et qu'elle est rarement ré-équilibrée (Henry et Dutrow, 2002), une étude de la chimie des différents types de tourmalines du secteur de Kelâa a été réalisée afin de pouvoir caractériser les particularités physico-chimiques de nos différents stades hydrothermaux, tous marqués par la présence de tourmaline.

4.1.1/. Caractérisation texturale des tourmalines

7 types de tourmaline ont été reconnus sur le secteur étudié. Pour rappel, il s'agit des cristaux rencontrés 1) en imprégnation dans la zone silicifiée ; 2) associées au stockwerk ; 3) en agrégats dans la granodiorite de Wawitch ; 4) en remplissage de veines à quartz, chlorite et feldspaths potassique, 5) dans des filons de tourmalinites ; 6) dans des fissures associées à la minéralisation pyriteuse et 7) en nodules dans des aplites de leucogranite.

4.1.1.1/. Type 1 : Textures des tourmalines de la zone silicifiée (stade I)

Ces tourmalines s'observent dans un secteur où de très vastes surfaces d'affleurement ont subi des modifications d'ordre colorimétriques bien au-delà des épontes de fractures ou de veines (**figure IVB-8**). Au pied du flanc oriental de la colline de Tamgalount, entre Isamlal et Talat N'Tabarought, on observe dans ces formations un développement de fins cristaux aciculaires de tourmalines en agrégats fibro-radiés ou en prismes allongés (**figures IVB-8 & IVB-14a**). Ces minéraux montrent un pléochroïsme net dont les teintes oscillent entre le vert et le vert pâle.

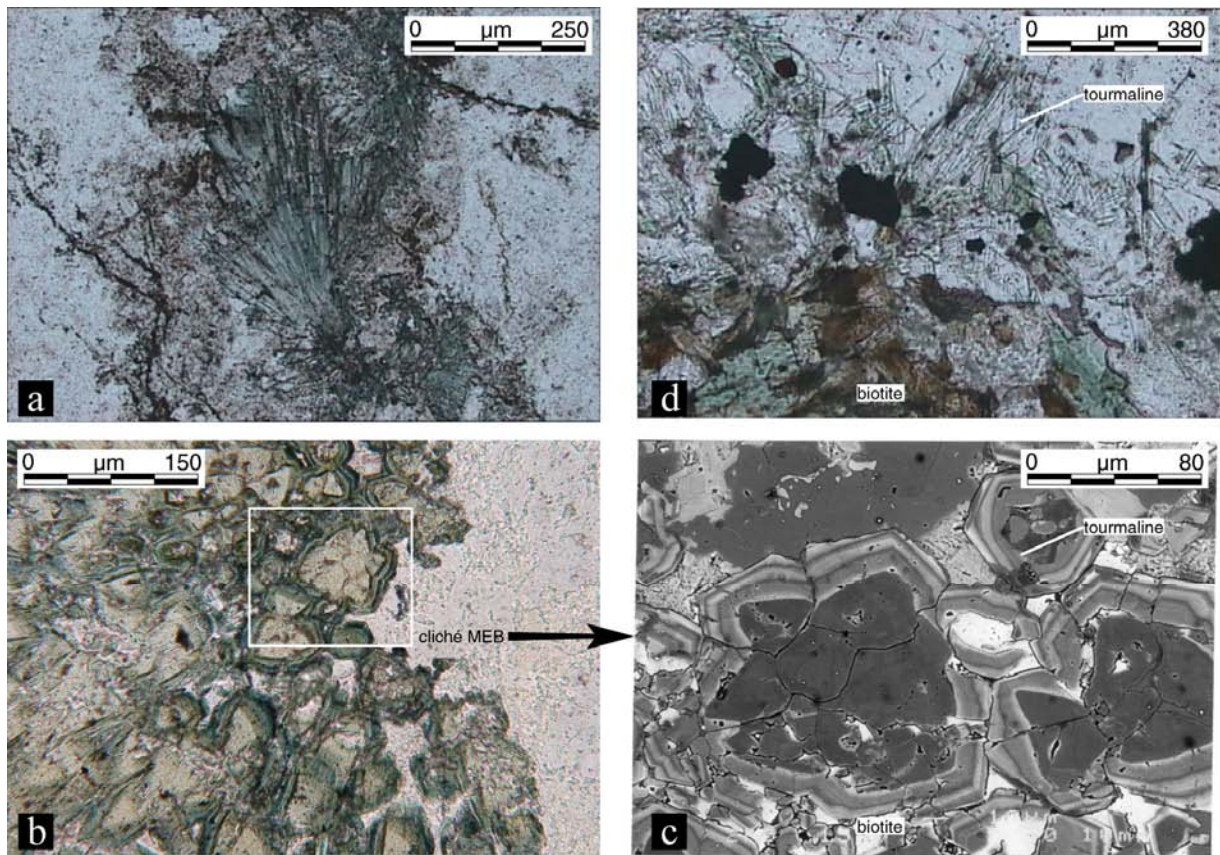


Figure IVB-14 : Tourmalines de la zone silicifiée et du stockwerk (type 1 et 2) ; a) Tourmalines prismatiques vertes de la zone silicifiée, lumière polarisée non analysée, Nord de Talat N'Tabarought ; b) Fines aiguilles de tourmalines du stockwerk, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; c) Sections basales de tourmalines prismatiques vertes de la zone silicifiée, lumière polarisée non analysée, Nord de Talat N'Tabarought ; d) Cliché MEB : les cœurs sont homogènes et non zonés tandis que la périphérie des grains montrent d'importantes zonations, les zones les plus claires sont les plus riches en fer.

La faible coloration de ces cristaux témoignerait d'une variété enrichie en magnésium. Certains cristaux peuvent présenter un fin zonage en bordure de grains caractérisé par une teinte verte plus soutenue (**figures IVB-14b et c**).

4.1.1.2/. *Type 2 : Textures des tourmalines du stockwerk (stade I)*

Dans le stockwerk sous jacent, les tourmalines présentent le même habitus que celles de la zone silicifiée. Elles cristallisent en fines aiguilles dans les veines de quartz Q1 ou en microfissures dans le halo d'altération du stockwerk où elles sont associées aux amphiboles et aux biotites (**figure IVB-14d**). Ces cristaux peuvent présenter un fin zonage révélé par des variations de teintes allant du brun ou vert.

4.1.1.3/. *Type 3 : Textures des tourmalines dans la granodiorite de Wawitch (stades I & II)*

Au niveau de Talat N'Tabarought, la tourmaline se présente en agrégats disséminés de grandes tailles (parfois centimétriques) dans un faciès de bordure du pluton granodioritique. Par endroit, ces agrégats se concentrent et forment des alignements orientés N040°E (**figures IVB-9c et d**).

En lame mince, ces alignements sont associés à une micro-fracturation à quartz et feldspaths potassiques. Les cristaux constituant les agrégats sont systématiquement zonés (**figures IVB-15a et b**). On observe aux cœurs des agrégats des grains peu zonés et colorés dans des tons verts, emballés par une seconde génération de tourmaline dite collomorphe excessivement zonée (**figures IVB-15b et c**). La teinte de cette seconde génération oscille entre le vert pâle, le vert foncé et le brun. Au microscope électronique à balayage, le zonage fin de ces grains peut être inférieur au micromètre (**figures IVB-15c à f**).

4.1.1.4/. *Type 4 : Textures des tourmalines dans des filons à quartz, feldspaths potassiques et chlorites (stade II)*

Au sommet de la colline dite de Tamgalount entre Isamlal et Talat N'Tabarought, des filons orientés N20°E 70°W recoupe l'unité de Tamgalount constituée de tufs à cristaux acides et d'ignimbrites du complexe supérieur. Ces filons sont à remplissage de quartz, feldspaths potassiques, chlorites et tourmalines (**figure IVB-16a**). L'oligiste est rare. Trois remplissages différents se succèdent au cours du temps entre les épontes et les cœurs des filons.

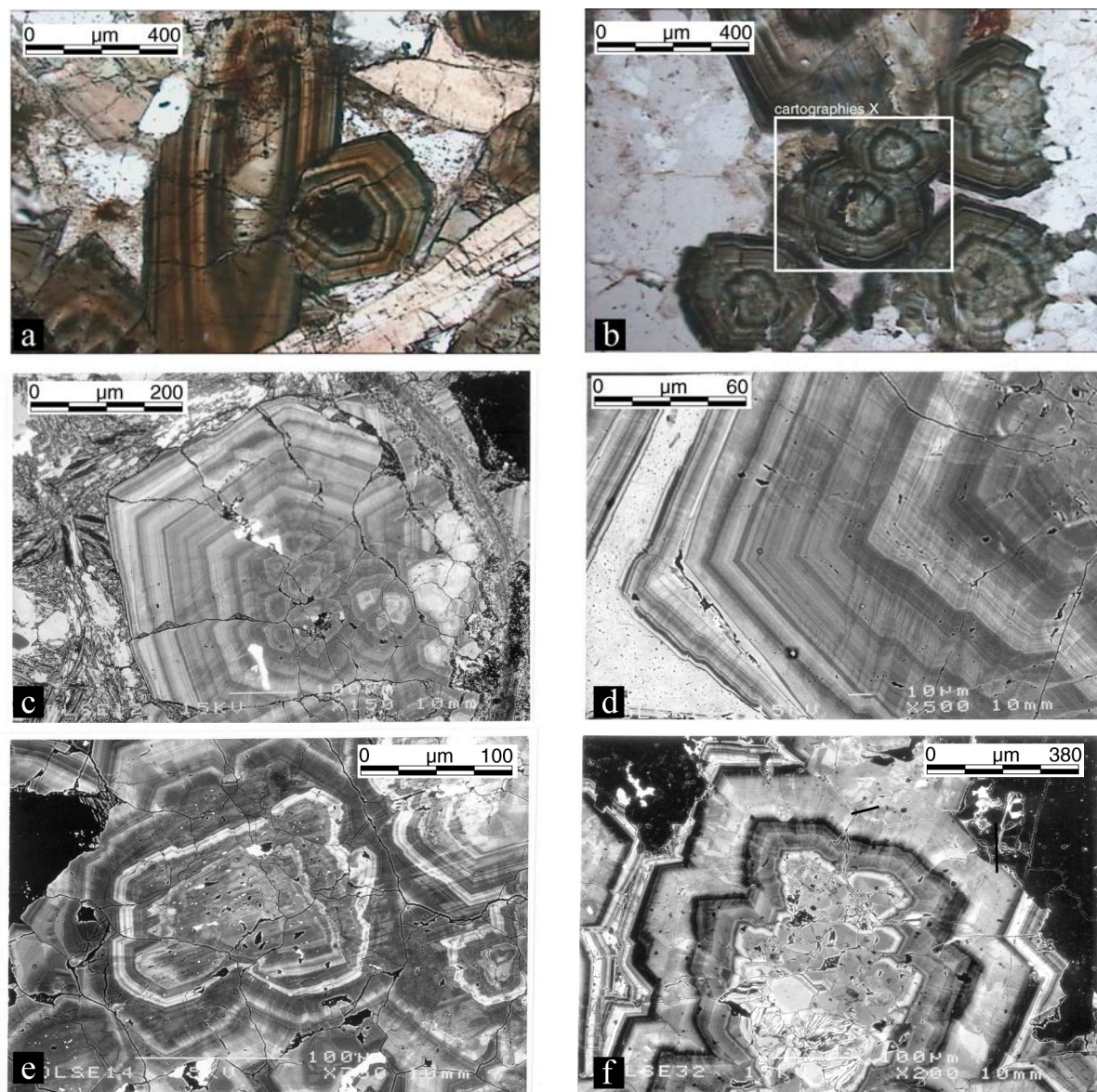


Figure IVB-15 : Caractéristiques des tourmalines rencontrées dans la granodiorite de Wawitch, Talat N'Tabarought (type 3) ; a-b) Sections basales de tourmalines excessivement zonées, lumière polarisée non analysée ; c-f) Clichés MEB : c : Tourmaline zonée bréchifiant des agrégats de grains peu zonés ; d : Détail des fines bandes de croissance. Noter les biseaux sur la gauche de la photographie ; e-f : Divers aspects de croissance des tourmalines dans la granodiorite.

Cependant aucun stade de fracturation n'est exprimé entre ces trois types de remplissage suggérant ainsi un continuum d'ouverture couplé à une variation des conditions physico-chimiques. Les trois types de remplissages sont décrits dans le **tableau IVB-1**:

	Stade 1	Stade 2	Stade 3
Chlorite	████████████████████	—————	- - - - -
Feldspath potassique	—————	████████████████████	—————
Tourmaline	- - - - -	████████████████████	- - - - -
Quartz	—————	—————	████████████████████
Oxydes de fer		- - - - -	- - - - -

Tableau IVB-1 : Evolution paragénetique des espèces minérales rencontrées dans des filons à tourmalines, feldspaths potassiques, chlorites et quartz.

Les tourmalines cristallisent en prismes millimétriques souvent zonés. Le zonage est dans ce cas plus grossier que dans le cas précédent (**figures IVB-16b et c**). En section transversale, deux types de teintes prédominent : le vert pâle et le brun clair. En section basale, les teintes varient entre brun-vert, bleu-vert ou brun. Dans les filons, les cristaux ne semblent pas présenter d'orientation particulière. Les zones à tourmalines représentent des lentilles parfois épaisses de plus de deux centimètres et intimement associées avec le feldspath potassique. Des fractures avec un remplissage similaire ont été observées recoupant le stockwerk Q1 à Isamlal.

4.1.1.5/. Type 5 : Textures des axes à tourmalinites (stade II)

Dans les structures type axe de tourmaline du stade II, la tourmalinisation peut être décrite comme une succession d'évènements s'intégrant dans un continuum.

Une *tourmalinisation diffuse* se traduisant par la croissance d'une multitude de petits prismes de teintes vert pâle à bleu-vert disséminés dans l'encaissant pélitique (**figure IVB-16d**).

Une *microfissuration et une bréchification* de ces premières par des tourmalines de plus grande taille et de teinte plus sombre (**figure IVB-16e**).

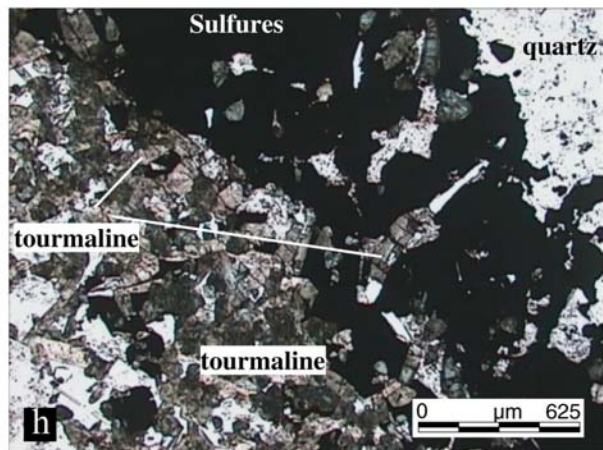
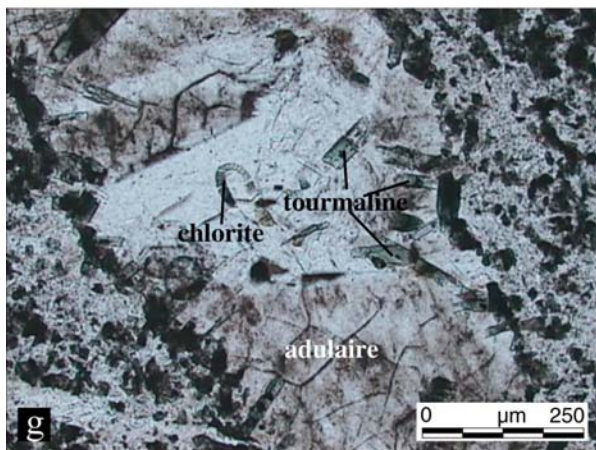
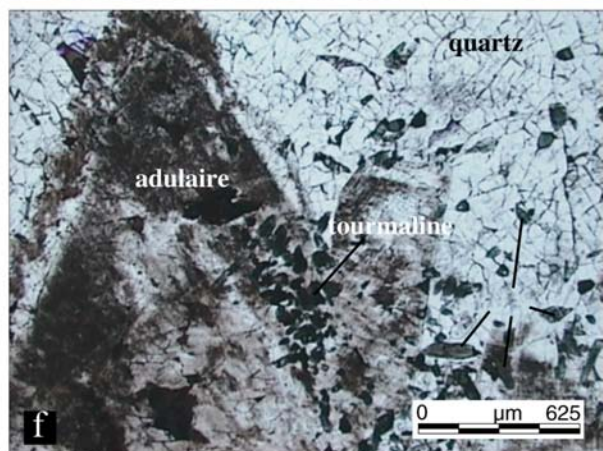
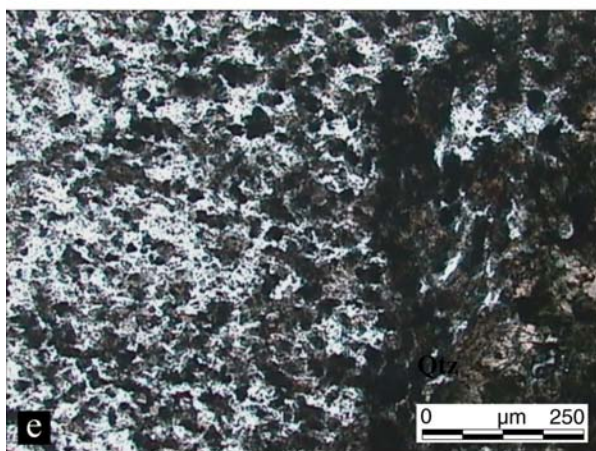
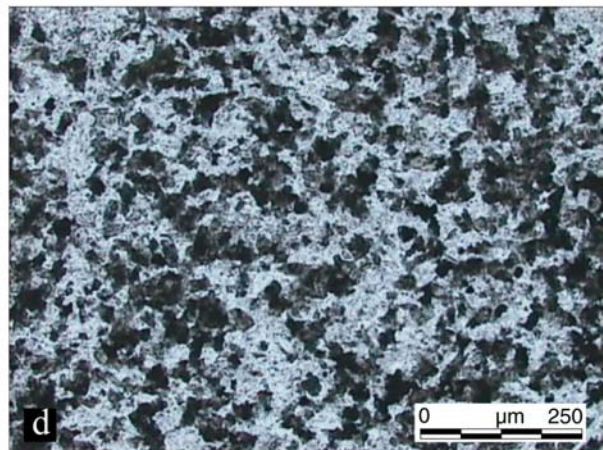
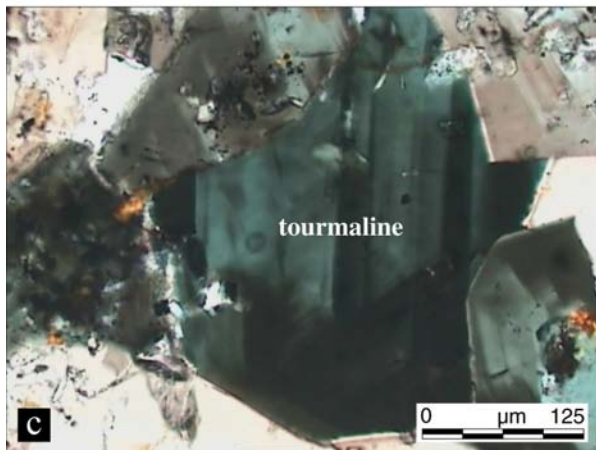
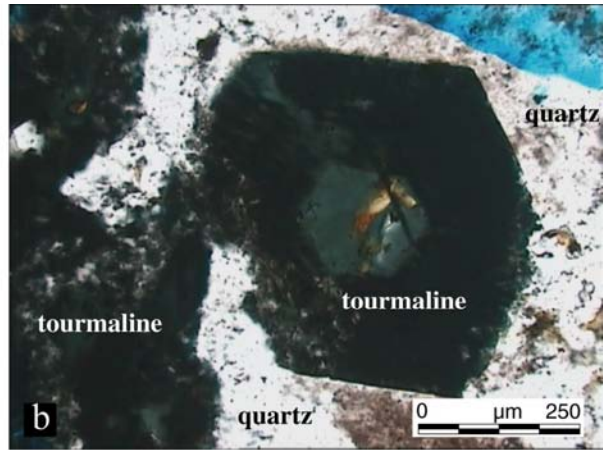
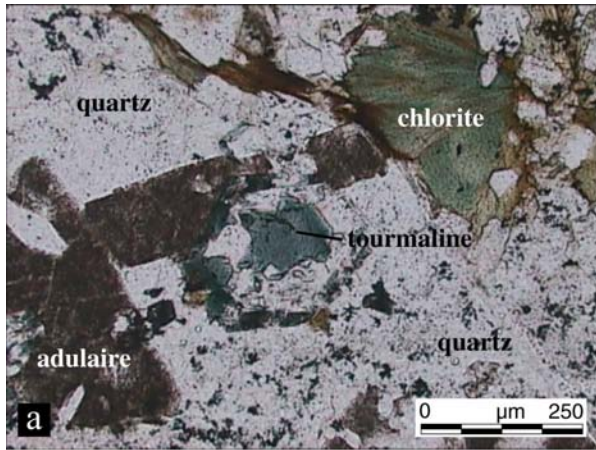


Figure IVB-16 : (Page précédente) Textures des tourmalines associées aux type 4 (veines à feldspaths potassiques), type 5 (tourmalinites) et type 6 (tourmalines associées aux sulfures) : a) Veine à chlorite, quartz, tourmaline et feldspath potassique (adulaire), lumière polarisée non analysée, Isamlal ; b) Section basale d'une tourmaline zonée dans une veine à chlorite et feldspath potassique, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; c) Tourmalines zonées dans une veine à chlorite et feldspaths potassiques, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; d) Tourmalines disséminées dans l'encaissant pélitique, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh ; e) Tourmalines disséminées et bréchifiées lors d'un stade de micro-fracturation, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh ; f) Veine à feldspaths potassiques, quartz et tourmalines, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh. G/ Veines à feldspaths potassiques, quartz, chlorites et tourmalines recoupant les filons de tourmalinite, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh ; h) Fissures à pyrites dont les épontes sont tourmalinisées, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh.

Une silicification et une potassification tardive en relation avec le développement de veinules à remplissage de feldspath potassique (**figures IVB-9h & IVB-16f et g**), quartz et chlorite sécantes sur ces tourmalinites. Des cristaux prismatiques de tourmalines sont également présents dans ces veinules (**figures IVB-16f et g**). Leur teinte varie du jaune pâle au vert pâle.

4.1.1.6/. Type 6 : Textures des tourmalines associées aux minéralisations pyriteuses de Taourirt N'Soualeh (stade II)

Dans les carottes de sondages, on observe que des fissures à pyrites dont les épontes sont parfois tourmalinisées sont associées à des chlorites très pléochroïques. Dans ces épontes, les tourmalines sont automorphes et zonés avec un pléochroïsme net montrant des teintes variant selon les bandes de croissance du vert / brun pâle au brun / vert-bleu (**figure IVB-16h**).

4.1.1.7/. Type 7 : Textures des tourmalines associées aux corps d'aplite rose intrusifs (stades I et II ?)

Dans ces « formations roses », les tourmalines se présentent sous la forme de nodules de 2 à 5 centimètres de diamètre. Ces intrusions ont été géochimiquement comparées aux leucogranites tardifs et évolués rencontrés dans la boutonnière. Elles sont soit localisées dans le NW du prospect d'Isamlal, soit sur la piste menant au village de Timicha, au nord ouest du prospect d'Isamlal.

- Le type 7 est caractérisé par un assemblage de tourmalines poecilitiques emballant des cristaux de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique. Les nodules de tourmalines se présentent sous différents habitus. Ils peuvent remplacer les cristaux de feldspath potassique et de plagioclase (**figure IVB-17a**), ou les emballer dans de micro-cavité et/ou fissures inter-granulaires (**figures IVB-17b et c**). Dans certains échantillons, des cristaux fibro-radiés ou poecilitiques de muscovite seraient contemporains du dépôt de ces tourmalines (**figures IVB-17d et e**). Dans ces faciès, les cristaux de tourmalines ont des teintes variables, bleu ; vert, brun, bleu violacé. Ces tourmalines sont précédées par une discrète silicification caractérisée par la présence d'inclusions ou de surcroissances de quartz automorphes (**figure IVB-17c**)
- Dans certaines aplites, un sous-type (type 7*) de tourmalines est défini. Ces dernières se présentent sous l'allure de fines baguettes aciculaires de teintes vertes, sans zonage apparent, localisées dans des veinules centimétriques à remplissage de quartz et ϵ feldspath potassique sécantes sur les aplites (**figure IVB-17f**). Ces tourmalines présentent sont très comparables à celle associées aux phénomènes de *silicification et de potassification* de type 5.

Des tourmalines présentant les mêmes caractéristiques ont été observées dans des filons pluri-centimétriques orientés N010°E à quartz et ϵ feldspath potassique recoupant le granite rose à biotite et amphibole de Timicha.

Par leurs différences de teintes, d'assemblage textural et d'habitats, ces deux types de tourmalines peuvent être considérés comme issus d'évènements différents. Ainsi, les tourmalines fissurales 7* peuvent être comparées aux phénomènes de tourmalinisation du stade II. Concernant les tourmalines en nodule, nous émettrons l'hypothèse qu'elles sont associées à une phase précoce d'altération des aplites (stade I). Nous vérifierons ces suppositions par la suite.

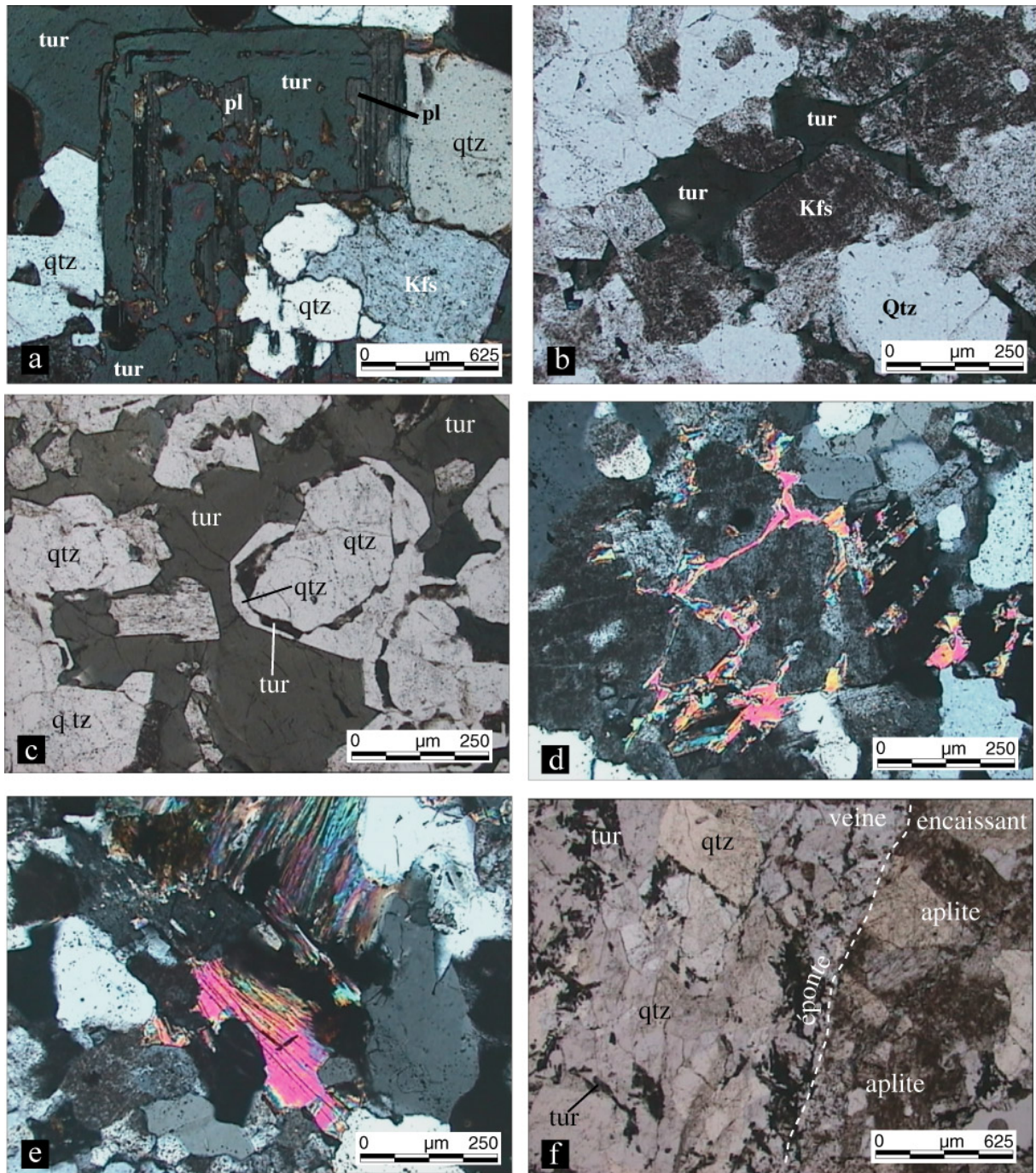
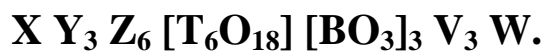


Figure IVB-17 : Textures des tourmalines de type 7 et 7* : a) Tourmalines remplaçant un cristal de plagioclase, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; b) Tourmaline poecilitique développée le long de micro-cavités, lumière polarisée non analysée, Timicha ; c) Tourmalines moulant des cristaux de quartz, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; d) Muscovites développées dans de micro-fissures ou cavités moulant des cristaux de quartz ou de plagioclases, lumière polarisée analysée, Isamlal ; e) Muscovites fibro-radiées lumière polarisée analysée, Isamlal ; f) Tourmalines prismatiques développées dans des veines à quartz recoupant aplites et granites, lumière polarisée non analysée, Isamlal. Légende : pl : plagioclase ; qtz : quartz ; tur : tourmaline ; Kfs : feldspath potassique.

4.1.2/. Rappels sur les caractéristiques cristallographiques des tourmalines

La tourmaline est un cyclosilicate cristallisant dans le système rhomboédrique (**figure IVB-18**), dont la formule chimique peut s'écrire de la façon suivante :



Où : $^{[9]}X = \text{Ca, Na, K, (Site Vacant)}$

$^{[6]}Y = \text{Li, Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Al}^{3+}, \text{Cr}^{3+}, \text{Fe}^{3+}, (\text{Ti}^{4+} ?)$

$^{[6]}Z = \text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}^{3+}, \text{Fe}^{3+}, \text{V}^{3+}, \text{Cr}^{3+}, \text{Ti}$

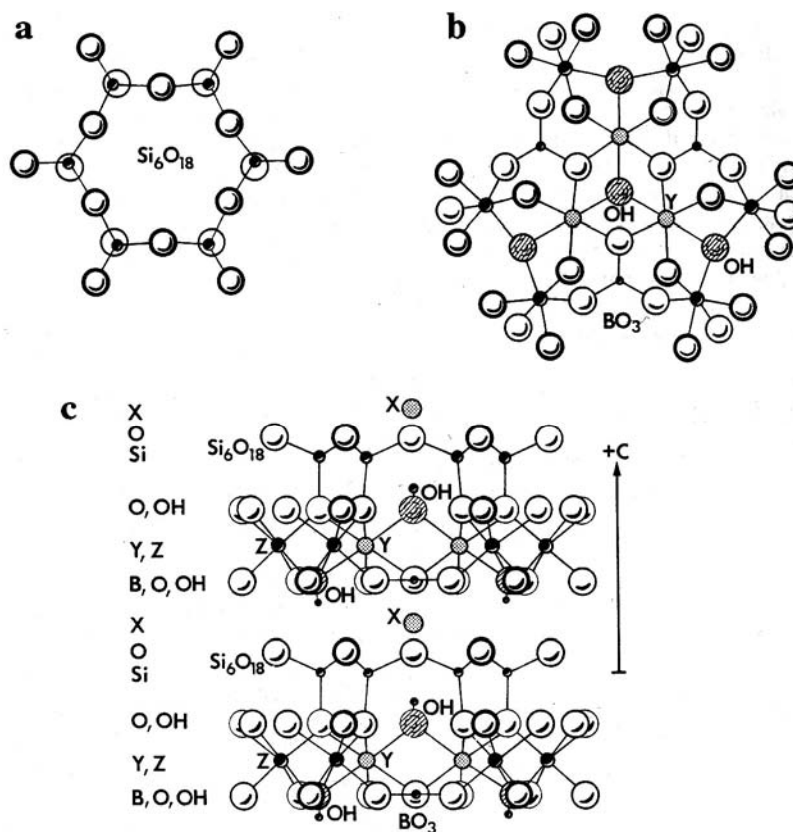
$^{[4]}T = \text{Si, Al, (B ?)}$

$^{[3]}B = \text{B, ()}$

$V = \text{OH, O} \equiv [\text{O}(3)]$

$W = \text{OH, F, O} \equiv [\text{O}(1)]$

Figure IVB-18 : Structure de la tourmaline : a) Groupement en anneau des 6 tétraèdres dans le plan (0001). b) Projection selon (0001) du plan contenant les groupements octaédriques Y, Z et le groupement triangulaire B. c) Structure vue parallèlement à l'axe « c », (Henry et Dutrow, 2002).



On distingue ainsi deux types de sites octaédriques ; les sites Z et Y (Hawthorne et Henry, 1999; Henry et Guidotti, 1985). Le site Z est classiquement occupé par Al, cependant Fe^{3+} , Ti, Cr et Mg

et plus rarement Fe^{2+} peuvent se substituer à Al. Le site Y est plus extensible et tolère une occupation par des cations mono-, di- ou trivalents (peut être quadrivalent). Le site X est en coordinence 9. Il est souvent occupé par Na, qui se substitue fréquemment à Ca, ainsi que par des quantités mineures de K (Hawthorne et Henry, 1999). De nombreuses tourmalines possédant un site X vacant (\square) ont été synthétisés (Henry et Dutrow, 2002). Le bore est situé dans un site triangulaire B. Dans le site tétraédrique T, Al peut se substituer à Si (Foit et Rosenberg, 1979).

Tableau IVB-2 : Principaux pôles des tourmalines, (Hawthorne et Henry, 1999)

Dans la structure des tourmalines, il existe également deux sites V et W occupés par des anions monovalents (OH^- et F^-) et divalents (O^{2-}). Les travaux analytiques ont montré qu'il existait quatre entités V et W par unités formulaires (Hawthorne et Henry, 1999). Le site V est localisé entre les sites tétraédriques T en bordure des piles hexagonales coordonnés par 2 cations du site octaédrique Z et 1 du site Z. Si ce site est fréquemment occupé par 3 OH^- (Robert *et al.*, 1993b). Il peut

Species	(X)	(Y ₃)	(Z ₆)	T ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	V ₃	W
Alkali tourmaline							
Elbaite	Na	Li _{1,5} Al _{1,5}	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Dravite	Na	Mg ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Chromdravite	Na	Mg ₃	Cr ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Schorl	Na	Fe ²⁺ ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Olenite	Na	Al ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	O ₃	(OH)
"Hydroxy-buergerite"	Na	Fe ³⁺ ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	O ₃	(OH)
"Fluor-elbaite"	Na	Li _{1,5} Al _{1,5}	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
"Fluor-dravite"	Na	Mg ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
"Fluor-chromdravite"	Na	Mg ₃	Cr ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
"Fluor-schorl"	Na	Fe ²⁺ ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
"Fluor-olenite"	Na	Al ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	O ₃	F
Buergerite	Na	Fe ³⁺ ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	O ₃	F
"Oxy-elbaite"	Na	LiAl ₂	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
"Oxy-dravite"	Na	MgAl ₂	MgAl ₅	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
Povondraite	Na	Fe ³⁺ ₃	Mg ₂ Fe ³⁺ ₄	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
"Oxy-schorl"	Na	Fe ²⁺ Al ₂	Fe ²⁺ Al ₅	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
"Oxy-chromdravite"	Na	MgCr ₂	MgCr ₅	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
Calcic tourmaline							
"Hydroxy-liddicoatite"	Ca	Li ₂ Al	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
"Hydroxy-uvite"	Ca	Mg ₃	MgAl ₅	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
"Hydroxy-feruvite"	Ca	Fe ²⁺ ₃	MgAl ₅	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Liddicoatite	Ca	Li ₂ Al	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
Uvite	Ca	Mg ₃	MgAl ₅	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
Feruvite	Ca	Fe ²⁺ ₃	MgAl ₅	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
"Oxy-liddicoatite"	Ca	Li _{1,5} Al _{1,5}	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
"Oxy-uvite"	Ca	MgAl ₂	Mg ₂ Al ₄	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
"Ferri-uvite"	Ca	MgFe ³⁺ ₂	Mg ₂ Fe ³⁺ ₄	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
"Oxy-feruvite"	Ca	Fe ²⁺ Al ₂	Mg ₂ Al ₄	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
"Ferri-feruvite"	Ca	Fe ²⁺ Fe ³⁺ ₂	Mg ₂ Fe ³⁺ ₄	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
X-site-vacant tourmaline							
Rossmannite	\square	LiAl ₂	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
"Mg-foitite"	\square	Mg ₂ Al	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Foitite	\square	Fe ²⁺ ₂ Al	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
"Fluor-rossmanite"	\square	LiAl ₂	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
"Fluor-Mg-foitite"	\square	Mg ₂ Al	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
"Fluor-foitite"	\square	Fe ²⁺ ₂ Al	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
"Oxy-rossmanite"	\square	Li _{0,5} Al _{2,5}	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
"Oxy-Mg-foitite"	\square	MgAl ₂	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
"Oxy-Mg-ferri-foitite"	\square	MgFe ³⁺ ₂	Fe ³⁺ ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
"Oxy-foitite"	\square	Fe ²⁺ Al ₂	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
"Oxy-ferri-foitite"	\square	Fe ²⁺ Fe ³⁺ ₂	Fe ³⁺ ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O

exceptionnellement subir une importante déprotonation et les OH sont alors remplacés par 3 O^{2-} . En effet, dans certaines variétés de tourmalines (*e.g.* les tourmalines alcalines telles que la buergerite et olenite), le site Y est uniquement occupé des cations trivalents (Al, Fe^{3+} ...) alors que le site X est non vacant : l'excès de charge induit est compensé en remplaçant les OH^- par

3 O²⁻ dans le site V (Hawthorne et Henry, 1999). Le site **W** est localisé au cœur de la structure sur l'axe 3. L'anion qui l'occupe entretient une liaison avec 3 cations du site Y. Lorsque le site W est occupé par 1 OH⁻, l'hydrogène tend à pointer vers le site X et on n'observe alors presque pas de liaisons avec les O alentours. Le site W est le seul admettant F. Il peut être également occupé par OH⁻ et O²⁻. Lorsque O²⁻ est dominant dans le site W, des substitutions complexes ont lieu dans les sites octaédriques Y et Z afin de maintenir la neutralité électrique (Hawthorne et Henry, 1999). Prenant en compte tous les paramètres cités ci-dessus, la composition des tourmalines évolue entre les différents pôles énumérés dans le **tableau IVB-2** :

4.1.3/. Techniques analytiques

La microsonde électronique est l'outil le plus couramment employé pour déterminer la composition chimique des tourmalines, mais il existe de nombreuses limitations analytiques devant être prise en compte lors de l'établissement de la formule structurale. Les tourmalines ont été analysés à la microsonde électronique Cameca SX 50 (C.N.R.S. / B.R.G.M. / Université d'Orléans) d'Orléans². Les analyses par dispersion de longueur d'onde des Rayons X (WDS) ont été effectuées pour une tension d'accélération de 15 kV, un faisceau de 1-2µm et un courant de 10 nA. Les standards utilisés ont été l'orthose (K), l'albite (Si, Na), l'hématite (Fe), la pyrophanite (Mn, Ti), le corindon (Al), la vanadinite (V), l'olivine (Mg), l'oxyde Cr₂O₃ (Cr), l'andradite (Ca), le topaze (F). Les temps de comptage étaient de 10 secondes pour chaque élément augmenté à 15 secondes pour F.

Comme la structure de la tourmaline est soumise à de nombreuses substitutions, plusieurs normalisations ont été proposées : 29 oxygènes, 24,5 oxygènes (Manning, 1982), 15 cations (Henry et Dutrow, 2002), 6 siliciums (Gallagher, 1988). L'élaboration d'une formule structurale se heurte à l'impossibilité **i**/ de doser à la microsonde électronique les éléments légers tels que le bore, l'oxygène, l'hydrogène et le lithium et **ii**/ d'évaluer, avec cet outil, les états d'oxydation du fer. Ainsi, la détermination d'une telle formule nécessite la formulation de quelques hypothèses :

² Pour toutes les analyses effectuées à la microsonde électronique présentées dans ce mémoire, seules celles significatives à 95% [(pic - bruit de fond) x temps de comptage > 2 x √(bruit de fond x temps de comptage)] ont été retenues.

- Dans un premier temps, nous supposons que la quantité de bore est égale à 3 atomes par unité formulaire (*apuf*) ce qui rend possible l'estimation de B₂O₃ en pourcentage pondéral.
- Nous considérerons 3 OH par unité formulaire dans le site V. La quantité d'OH dans le site W sera déduite du nombre d'atome de F : OH (W) = 1 - F(*apuf*). Cette approche nous permet de proposer une valeur raisonnable d'anions V + W égale à 4 OH + F
- Nous considérerons que le déficit d'occupation du site Y correspond au lithium. Dans ces conditions, on a : Li = 3 - Σ cations en site Y.
- La quantité maximale de Fe³⁺ dans le site Z peut être estimée en corrélant la quantité totale de fer total dans le site Y avec l'excès de charge du à Ca²⁺ (*apuf*) dans le site X. (Lynch et Ortega, 1997) ont ainsi proposé l'estimation suivante :

$$\text{Fe}^{3+} [\text{Z}] = \text{Fe} - (3\text{-Mg}) - \text{Ca}$$

- Les formules structurales ont été normalisées sur la base de 15 cations. Dans le cas d'une formule structurale basée sur T + Z + Y = 15 cations, la somme de la charge des cations atteint 49. Dans l'absolu, une déviation de cette charge serait ainsi observée si la valence d'un cation n'était pas correctement estimée dans le site X ou Z et/ou s'il existait une substitution entre O²⁻ et OH⁻ dans les sites V et W. Ainsi, un excès de charge correspondrait à un remplacement d'OH⁻ par O²⁻ alors qu'un déficit correspondrait au remplacement d'un cation divalent par un cation trivalent.

4.1.4/. Composition chimique des différents types de tourmaline

4.1.4.1/. Caractérisations des différents types de tourmalines

Des profils au travers des sections basales ou à défaut dans les sections transversales les plus trapues ont été réalisés afin d'établir les principales caractéristiques entre les différentes générations de tourmalines. Il a été ainsi possible de caractériser chaque type de tourmalines par son chimisme (**tableau IVB-3**).

Facies	Moyenne	Ecart-type	min	max	Moyenne	Ecart-type	min	max	Moyenne	Ecart-type	min	max
Nombre d'analyses	59				4				55			
FeO	5,66	2,30	1,36	10,48	4,97	0,90	4,33	6,30	7,04	2,01	3,97	13,02
Na2O	1,87	0,33	1,25	2,53	1,81	0,17	1,57	1,97	1,89	0,16	1,55	2,31
K2O	0,02	0,02	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,08	0,00	0,09
MnO	0,01	0,04	0,00	0,14	0,02	0,02	0,00	0,05	0,01	0,02	0,00	0,11
SiO2	36,61	1,13	33,84	38,40	36,76	0,38	36,37	37,15	36,50	0,40	35,42	37,50
CaO	1,19	0,62	0,07	2,27	0,68	0,06	0,61	0,76	1,37	0,24	0,60	1,93
Cr2O3	0,02	0,04	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,09	0,00	0,07
Al2O3	31,57	1,90	26,86	34,62	34,11	1,31	32,22	35,09	29,88	1,78	25,78	33,42
TiO2	0,53	0,36	0,04	1,41	0,17	0,07	0,13	0,28	0,62	0,25	0,19	1,17
MgO	7,98	1,11	5,56	9,88	6,91	0,14	6,70	7,01	7,61	0,70	5,06	8,82
V2O3	0,04	0,08	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,22
F	0,48	0,47	0,00	1,66	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,15	0,00	0,80
somme	85,98	1,19	83,82	91,00	85,44	0,35	84,99	85,85	85,07	0,53	83,72	86,34
O=F	0,21	0,21	0,00	0,73	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	0,00	0,35
Somme	85,77	1,13	83,64	90,38	85,44	0,35	84,99	85,85	85,04	0,50	83,72	86,23
B2O3	10,53	0,20	10,09	10,90	10,61	0,05	10,54	10,65	10,37	0,10	10,10	10,54
H2O	3,41	0,24	2,78	3,74	3,66	0,02	3,63	3,67	3,54	0,08	3,20	3,63
Formule générale : X Y3 Z6 (BO3)3 T6 O18 V=(OH)3 W=(OH-F)1, basée sur 15 cations												
Si4+ IV (site T)	6,04	0,09	5,80	6,20	6,02	0,08	5,94	6,12	6,12	0,06	5,94	6,26
Al3+ IV (site T)	0,02	0,05	0,00	0,20	0,02	0,03	0,00	0,08	0,00	0,01	0,00	0,08
Som T	6,06	0,05	6,00	6,20	6,04	0,06	6,00	6,12	6,12	0,05	6,00	6,26
B	3,00	0,00	3,00	3,00	3,00	0,00	3,00	3,00	3,00	0,00	3,00	3,00
Cr3+ (site Z)	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,08
V3+ (site Z)	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,08
Al3+ (site Z)	5,88	0,11	5,40	6,00	5,98	0,01	5,97	5,98	5,79	0,20	5,22	5,98
Ti4+ (site Z)	0,07	0,05	0,00	0,18	0,02	0,01	0,02	0,03	0,08	0,03	0,02	0,15
Fe3+ (site Z)	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,08	0,00	0,31
Mg2+ (site Z)	0,04	0,09	0,00	0,46	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,16	0,00	0,52
Som Z	5,96	0,09	5,54	6,00	6,00	0,00	6,00	6,00	5,89	0,16	5,48	6,00
Fe2+ (site Y)	0,78	0,33	0,19	1,49	0,68	0,13	0,59	0,87	0,97	0,26	0,55	1,58
Mn2+ VI (site Y)	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
Mg2+ (site Y)	1,92	0,27	1,36	2,39	1,69	0,20	1,64	1,71	1,79	0,20	1,26	2,18
Al3+ (site Y)	0,23	0,22	0,00	0,63	0,59	0,20	0,29	0,73	0,11	0,13	0,00	0,57
Li+ (site Y)	0,06	0,05	0,00	0,20	0,04	0,06	0,00	0,12	0,12	0,05	0,00	0,26
Som Y	3,00	0,00	3,00	3,00	3,00	0,00	3,00	3,00	3,00	0,00	3,00	3,00
Ca2+ VI (site X)	0,21	0,11	0,01	0,41	0,12	0,01	0,11	0,13	0,25	0,04	0,11	0,36
Na+ (site X)	0,60	0,10	0,39	0,80	0,58	0,05	0,50	0,62	0,61	0,06	0,50	0,77
K+ (site X)	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,13
z VI (site X)	0,19	0,11	0,02	0,46	0,13	0,06	0,28	0,39	0,13	0,06	0,01	0,29
Som X	1,00	0,00	1,00	1,00	1,00	0,00	1,00	1,00	1,00	0,00	1,00	1,00
OH (site V)	3,00	0,00	3,00	3,00	3,00	0,00	3,00	3,00	3,00	0,00	3,00	3,00
F (site W)	0,25	0,25	0,00	0,86	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,08	0,00	0,42
OH (site W)	0,75	0,25	0,14	1,00	1,00	0,00	1,00	1,00	0,97	0,08	0,58	1,00
Som W	1,00	0,00	1,00	1,00	1,00	0,00	1,00	1,00	1,00	0,00	1,00	1,00
Fe/(Fe+Mg)	0,28	0,11	0,08	0,48	0,29	0,03	0,26	0,34	0,34	0,07	0,21	0,63
F/(F+OH)	0,06	0,06	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,11

Tableau IVB-3 : Moyennes, écart types et valeurs maximales et minimales des résultats d'analyses effectuées à la microsonde électronique et formules structurales des différents faciès de tourmalines observées.

Facies	Moyenne	Ecart-type Axes, type 5, stads II	min	max	Moyenne	Ecart-type Sulfures, type 6, stade II	min	max	Moyenne	Ecart-type Apilite type 7, stade I	min	max	Moyenne	Ecart-type Fissure apilites type 7-, stade II	min	max	
Nombre d'analyses	16				7				45				18				
FeO	10,33	1,72	8,09	14,11	8,62	0,65	8,16	9,65	15,16	2,15	12,65	18,70	18,68	2,39	13,70	22,34	
Ni2O	1,91	0,15	1,63	2,09	2,00	0,04	1,95	2,06	2,38	0,13	2,14	2,68	2,65	0,11	2,35	2,79	
K2O	0,02	0,02	0,00	0,04	0,03	0,02	0,00	0,03	0,05	0,03	0,00	0,12	0,03	0,02	0,00	0,08	
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,13	0,14	0,06	0,00	0,27	0,02	0,04	0,00	0,13	
SiO2	34,53	0,50	33,47	35,47	37,08	0,23	36,83	37,40	34,20	0,78	32,67	35,70	35,34	0,39	34,50	36,10	
CaO	1,36	0,44	0,56	2,16	1,20	0,28	0,91	1,63	0,15	0,08	0,11	0,27	0,28	0,10	0,11	0,43	
Cr2O3	0,02	0,04	0,00	0,15	0,01	0,02	0,00	0,06	0,01	0,03	0,00	0,14	0,01	0,02	0,00	0,08	
Al2O3	27,26	1,13	25,49	29,60	29,05	0,81	27,79	29,69	31,06	0,88	29,29	33,30	27,03	1,31	24,73	30,00	
TiO2	0,40	0,28	0,04	0,81	0,28	0,22	0,08	0,77	0,33	0,17	0,00	0,56	0,07	0,09	0,00	0,38	
MgO	7,17	0,78	6,03	8,49	7,76	0,18	7,51	8,01	2,12	1,26	0,00	3,62	3,14	1,00	1,70	4,89	
V2O3	0,05	0,06	0,00	0,18	0,08	0,15	0,00	0,39	0,01	0,02	0,00	0,10	0,01	0,02	0,00	0,10	
F	0,10	0,08	0,00	0,23	0,05	0,14	0,00	0,38	1,23	0,29	0,04	1,69	0,15	0,16	0,00	0,43	
somme	83,15	0,43	82,32	83,87	86,18	0,36	85,64	86,55	86,84	1,28	84,85	90,95	87,41	1,00	84,38	88,18	
O-F	0,04	0,03	0,00	0,10	0,02	0,06	0,00	0,17	0,55	0,13	0,17	0,84	0,07	0,06	0,00	0,19	
Somme	83,11	0,42	82,26	83,80	86,15	0,35	85,64	86,55	86,29	1,20	84,33	90,11	87,35	0,98	84,38	88,99	
B2O3	10,01	0,10	9,89	10,25	10,48	0,06	10,40	10,55	10,08	0,18	9,68	10,39	10,15	0,13	9,96	10,41	
H2O	3,40	0,05	3,33	3,53	3,59	0,08	3,40	3,64	2,89	0,15	2,62	3,22	3,43	0,09	3,29	3,57	
Formule générale : X Y3 Z6 (BO3)3 T6 O18 V=(OH)3 W=(OH-F)1, basée sur 15 cations																	
Si4+ IV (site T)	6,00	0,06	5,89	6,10	6,15	0,03	6,11	6,19	5,89	0,05	5,80	6,05	6,05	0,06	5,92	6,16	
Al3+ IV (site T)	0,02	0,04	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,05	0,00	0,20	0,01	0,02	0,00	0,08	
Som T	6,02	0,03	6,00	6,10	6,15	0,03	6,11	6,19	6,00	0,01	6,00	6,05	6,06	0,05	6,00	6,16	
B	3,00	0,00	3,00	3,00	3,00	0,00	3,00	3,00	3,00	0,00	3,00	3,00	3,00	0,00	3,00	3,00	
Cr3+ (site Z)	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	
V3+ (site Z)	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	
Al3+ (site Z)	5,56	0,21	5,21	5,92	5,68	0,14	5,48	5,78	5,96	0,02	5,93	6,00	5,45	0,20	5,00	5,85	
Ti4+ (site Z)	0,05	0,04	0,01	0,11	0,04	0,03	0,01	0,10	0,04	0,02	0,00	0,07	0,01	0,01	0,00	0,05	
Fe3+ (site Z)	0,13	0,15	0,00	0,50	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,43	0,19	0,08	0,92	
Mg2+ (site Z)	0,25	0,09	0,08	0,41	0,27	0,11	0,19	0,47	0,00	0,00	0,11	0,00	0,11	0,05	0,03	0,21	
Som Z	5,75	0,09	5,69	5,92	5,73	0,11	5,63	5,81	6,00	0,00	6,00	6,00	5,89	0,05	5,79	5,97	
Fe2+ (site Y)	1,37	0,16	1,16	1,65	1,19	0,07	1,13	1,30	2,19	0,34	1,82	2,73	2,25	0,25	1,85	2,80	
Mn2+ VI (site Y)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,02	
Mg2+ (site Y)	1,61	0,17	1,35	1,83	1,65	0,09	1,53	1,75	0,54	0,32	0,00	0,89	0,69	0,28	0,26	1,15	
Al3+ (site Y)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,10	0,04	0,53	0,00	0,00	0,00	0,00	
Li+ (site Y)	0,02	0,03	0,00	0,10	0,15	0,03	0,11	0,19	0,00	0,01	0,00	0,05	0,06	0,05	0,00	0,16	
Som Y	3,00	0,00	3,00	3,00	3,00	0,00	3,00	3,00	3,00	0,00	3,00	3,00	3,00	0,00	3,00	3,00	
Ca2+ VI (site X)	0,25	0,08	0,10	0,40	0,21	0,05	0,16	0,29	0,03	0,01	0,00	0,05	0,05	0,02	0,02	0,08	
Na+ (site X)	0,64	0,05	0,55	0,71	0,64	0,01	0,63	0,66	0,80	0,05	0,71	0,90	0,88	0,04	0,76	0,93	
K+ (site X)	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,02	
Z VI (site X)	0,10	0,07	0,04	0,28	0,14	0,04	0,08	0,18	0,17	0,05	0,09	0,26	0,06	0,04	0,00	0,17	
Som X	1,00	0,00	1,00	1,00	1,00	0,00	1,00	1,00	1,00	0,00	1,00	1,00	1,00	0,00	1,00	1,02	
OH (site V)	3,00	0,00	3,00	3,00	3,00	0,00	3,00	3,00	3,00	0,00	3,00	3,00	3,00	0,00	3,00	3,00	
F (site W)	0,05	0,04	0,00	0,12	0,03	0,08	0,00	0,20	0,67	0,15	0,34	1,00	0,08	0,09	0,00	0,23	
OH (site W)	0,95	0,04	0,88	1,00	0,97	0,08	0,80	1,00	0,33	0,15	0,00	0,66	0,92	0,09	0,77	1,00	
Som W	1,00	0,00	1,00	1,00	1,00	0,00	1,00	1,00	1,00	0,00	1,00	1,00	1,00	0,00	1,00	1,00	
Fe/(Fe+Mg)	0,45	0,06	0,37	0,55	0,38	0,01	0,37	0,40	0,80	0,12	0,68	1,00	0,77	0,08	0,61	0,88	
F/(F+OH)	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,05	0,17	0,04	0,09	0,25	0,02	0,02	0,00	0,06	

Tableau IVB- 3 (suite) : Moyennes, écart types et valeurs maximales et minimales des résultats d'analyses effectuées à la microsonde électronique et formules structurales des différents faciès de tourmalines observées.

◆ Les tourmalines associées aux aplites (type 7) possèdent toutes les mêmes propriétés chimiques. Ces tourmalines très sodiques sont caractérisées par un site Z saturé en Al et la quasi-absence de Mg dans les sites Y. Dans les aplites à muscovites, les tourmalines sont enrichies en Mg au dépend de Fe. Elles sont très riches en F. Le rapport $F/(F+OH)$ moyen, qui ne peut excéder 0,25, est de 0,17. Certaines tourmalines présentent un rapport de 0,25.

Les tourmalines micro-fissurales 7* diffèrent. Elles sont très sodiques mais nettement moins alumineuses et beaucoup plus riches en Mg. Le mode de calcul utilisé fait apparaître du fer trivalent. Ce fer trivalent se substituerait à l'aluminium dans le site Z. Le fluor n'est pratiquement pas représenté avec un rapport $F/(F+OH)$ très faible (0,02).

Les transects entrepris sur les nodules (type 7) ne révèlent pas de fortes fluctuations de composition (**figure IVB-19a**). On notera une légère corrélation inverse entre Fe et Mg. Le fluor montre de petites oscillations le long de ces transects. Les cartographies X réalisées à la microsonde électronique sur ces tourmalines ont révélé la présence de zonage complexe marqué par de légères fluctuations en Ti, Al, Mg et Fe (**figure IVB-20**).

◆ Les tourmalines de la zone silicifiée (type 1) sont saturées en Si et très alumineuses (6,13 *apuf*). Elles sont également très magnésiennes (1,96 *apuf*). On constate également que le site Y peut présenter une vacance que nous attribuons à la présence du lithium avec une proportion moyenne de 0,06 *apuf*. Ces tourmalines sont sodiques (0,6 *apuf*) mais aussi calciques (0,2 *apuf*). Le site X présente une importante vacance (0,19 *apuf*). La valeur moyenne du rapport $F/(F+OH)$ est proche de 0,1. Les fortes amplitudes des écart-types notamment pour Fe(Y), Mg(Y), Al(Y), Ca et F soulignent le caractère zoné entre cœur et bordure de ce type de tourmaline.

Les transects entrepris entre différents cœurs et bordures de grains révèlent deux comportements différents. Certaines tourmalines montrent une corrélation négative entre Al et Fe (**figure IVB-19b**). On observe des cœurs très riches en Al (*ca.* 6,5 *apuf*) mais appauvri en Fe ($< 0,5$ *apuf*) tandis que les bordures sont moins riches en Al (< 6 *apuf*) et plus riches en Fe (*ca.* 1 *apuf*). Les bordures sont aussi légèrement plus riches en Ca que les cœurs. Ces fluctuations ne semblent pas être associées à une variation en Na. A l'inverse, la vacance de X plus importante au cœur du grain présente une corrélation négative avec Na. Mg ne présentent pas de variations importantes entre les cœurs et bordures de grains. Le fluor montre des variations oscillatoires indépendantes des teneurs des autres éléments.

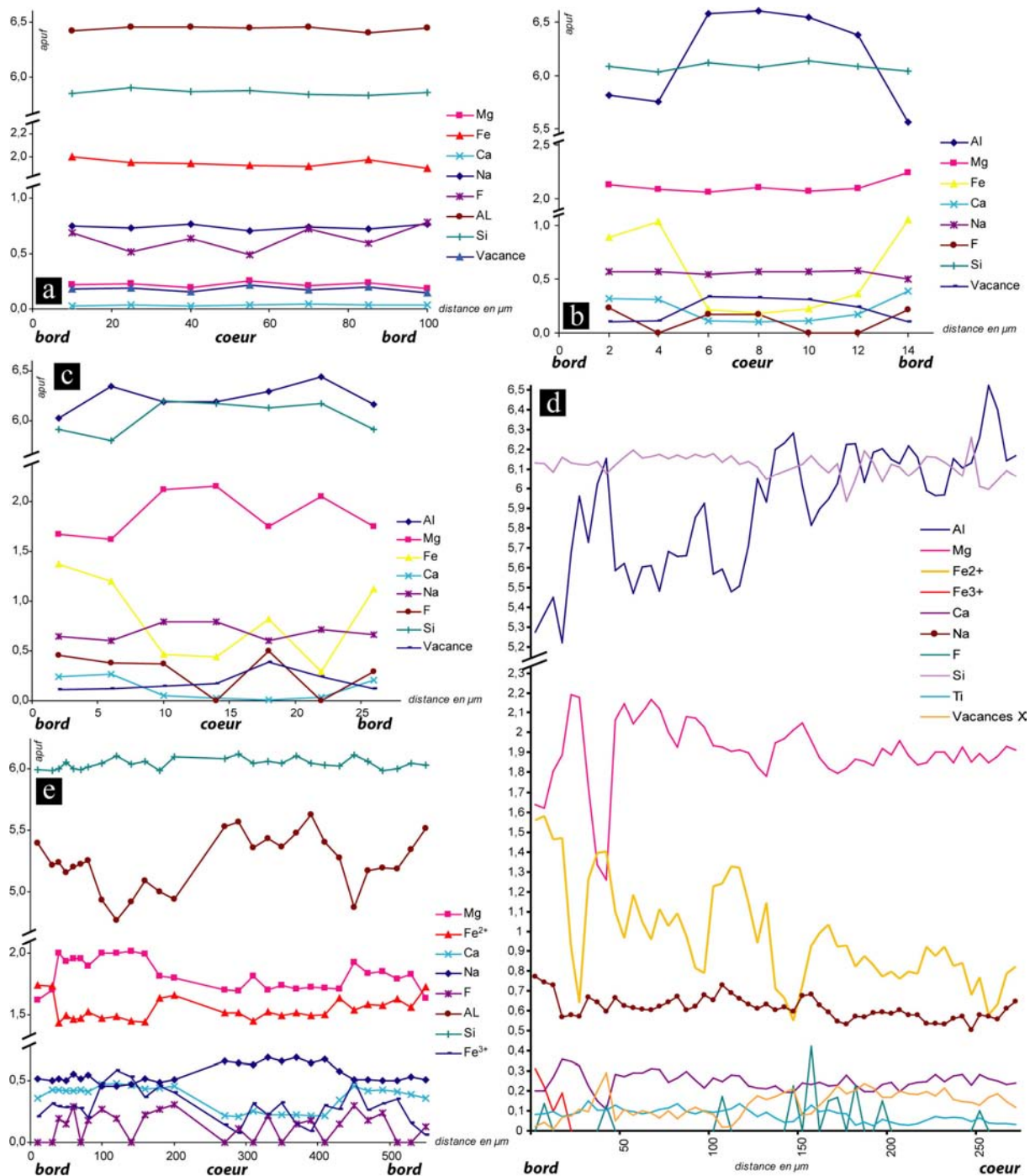


Figure IVB-19 : Transects réalisés à la microsonde électronique sur différents faciès de tourmalines : a) Profil bord-cœur-bord d'une tourmaline provenant de nodules dans les aplites (type 7) ; b) Profil bord-cœur-bord d'une tourmaline de la zone silicifiée ; c) Profil bord-cœur-bord d'une tourmaline de la zone silicifiée ; d) Profil bord-cœur d'une tourmaline provenant d'un agrégat dans la diorite de Wawitch ; e) Profil bord-cœur-bord d'une tourmaline d'un filon à quartz, feldspath potassique et chlorite.

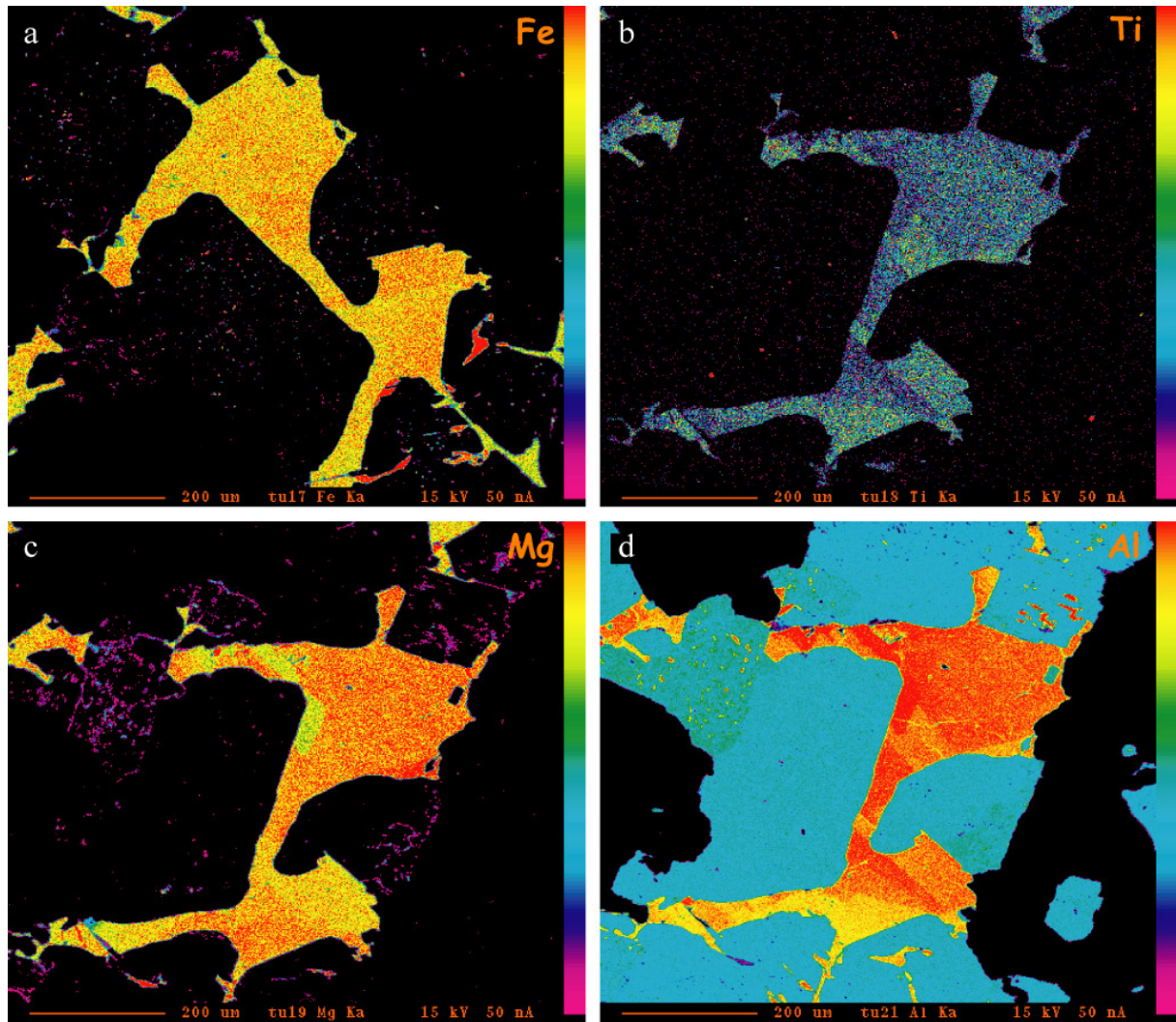


Figure IVB-20 : Cartographie X d'une tourmaline provenant d'un leucogranite (type 7), Timicha : a) Fe (calibration 20-125 ; b) Ti ; c) Mg ; d) Al (calibration 500-1400).

Le second type de tourmalines rencontrées dans ce secteur est caractérisé par une corrélation négative cœur-bordure entre Fe et Mg (**figure IVB-19c**). Les cœurs sont plus riches en Mg et plus pauvres en Fe que les bordures. Dans le site X, on observe une corrélation inverse entre Ca et Na. La proportion de site X vacant est plus importante au cœur du cristal. L'aluminium présente un zonage oscillatoire complexe pouvant parfois être anti-corrélés avec le fer. On notera la parfaite corrélation entre le fer et le fluor.

◆ Les tourmalines associées au stockwerk (type 2) sont également saturées en Si et très alumineuses (6.58 *apuf*). Elles sont très magnésiennes (1.7 *apuf*), très sodiques (0,58 *apuf*) et légèrement calciques (0,12 *apuf*). Le site X montre une importante vacance (0,3 *pu*) tandis que le site Y peut présenter une légère vacance que nous attribuons à la présence

de lithium (0,04 *apuf*). Ces tourmalines ne sont pas fluorées. A l'exception du fluor, ces tourmalines montrent de fortes similitudes avec celles de la zone silicifiée.

◆ Les tourmalines présentes sous formes d'agrégats dans la diorite de Wawitch (type 3) sont essentiellement caractérisées par un enrichissement en fer. En effet, on constate que du fer trivalent est présent dans le site Z (max. 0,3 *apuf*) et que le fer divalent est plus important dans le site Y que dans les types 1 et 2 précédents (0,97 *apuf*). Ce type de tourmaline est moins riche en Mg et F que celles du type 1. Toutefois, la valeur parfois élevée de certains écart-types calculés ainsi que le caractère excessivement zoné de ces tourmalines, indiquent que de fortes fluctuations en Fe, Mg, Ca, F... ont été enregistrées au cours de la croissance de ces cristaux. De ce fait, l'élaboration de transects se révèle de première importance pour caractériser ces tourmalines. On remarque malgré la présence de zonage de second ordre, de forts contrastes entre les cœurs et les bordures des grains (**figure IVB-19d**). Les cœurs sont caractérisés par de fortes proportions en Al (> 6 *apuf*) et par une plus importante vacance dans le site X (> 0,15 *apuf*). Les bordures sont marquées par de plus grandes oscillations en Al, Mg et Fe²⁺ ainsi que par une augmentation de la concentration moyenne en Fe²⁺. Le Fe³⁺ apparaît seulement en bordure de grains. Concernant Na et Ca, il existe une corrélation inverse en bordure de grains, alors qu'au cœur ces éléments fluctuent indépendamment l'un de l'autre. Les teneurs en fluor sont quant à elles affectées par des oscillations sans relation avec les éléments précédents, les oscillations sont les plus importantes au cœur des grains. Ces particularités chimiques ont également été mises en évidence en cartographie X (**figure IVB-21**).

◆ Les tourmalines associées aux filons de feldspaths potassiques, chlorites et quartz (type 4) sont caractérisées par un site T saturé en Si ainsi qu'une faible proportion en Al (5,26 *apuf*). La présence de fer trivalent a été suggérée dans le site Z pour une valeur moyenne de 0,28 *apuf*. Ces tourmalines sont également caractérisées, par rapport aux types 1 à 3, par une plus grande richesse en Fe total et Ca et un appauvrissement en Mg et Na. Les transects montrent de forts contrastes de composition, malgré la présence d'oscillation de second ordre (**figure IVB-19e**). On distingue nettement, à l'échelle du cristal, des corrélations inverses entre Mg et Fe²⁺, Ca et Na, Fe³⁺ et Al. Ainsi, on observe des cœurs plus riches en Al et Na que les bordures. Fe²⁺ et Mg sont caractérisés par des oscillations ne permettant pas d'observer d'évolution dans le temps. Cependant, on observe que la tendance générale montre

à l'échelle du cristal un enrichissement en fer trivalent vers les bordures. Les fluctuations du fer trivalent sont également corrélées avec celle du fluor.

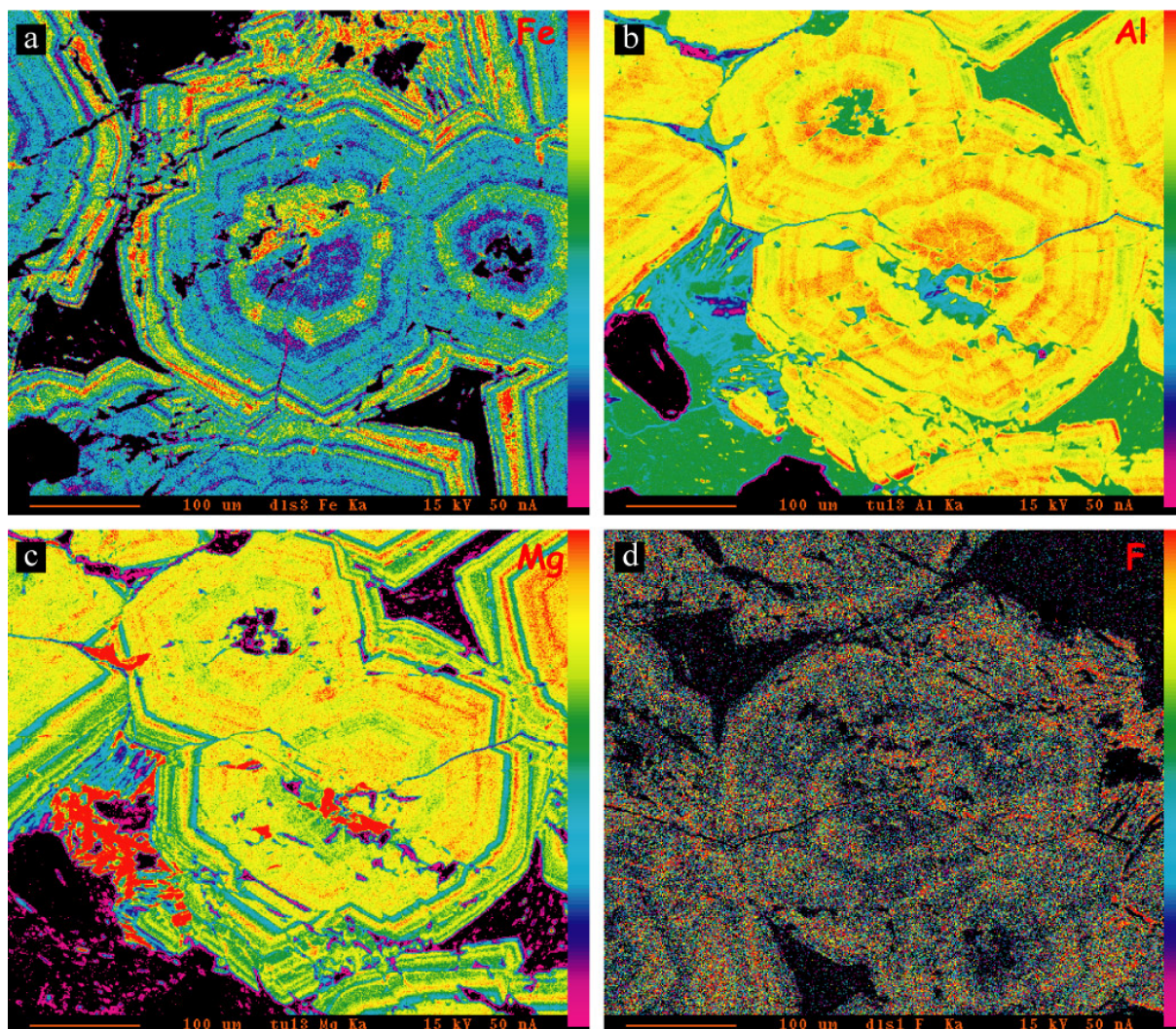


Figure IVB-21 : Cartographie X de tourmalines provenant de la granodiorite de Wawitch (type 3) : a) Fe ; b) Al ; c) Mg ; d) F.

◆ Concernant les axes de tourmalines (type 5), on remarque que les tourmalines possèdent les mêmes caractéristiques que les précédentes. En effet, on distingue un appauvrissement moyen en Al (5,6 *apuf*) par rapport à celle du type 1 et 2 ainsi qu'un enrichissement en fer trivalent (0,13 *apuf*) et Ca (0,25 *apuf*). Les différents stades d'évolution texturale ont été représentés dans la **figure IVB-22**.

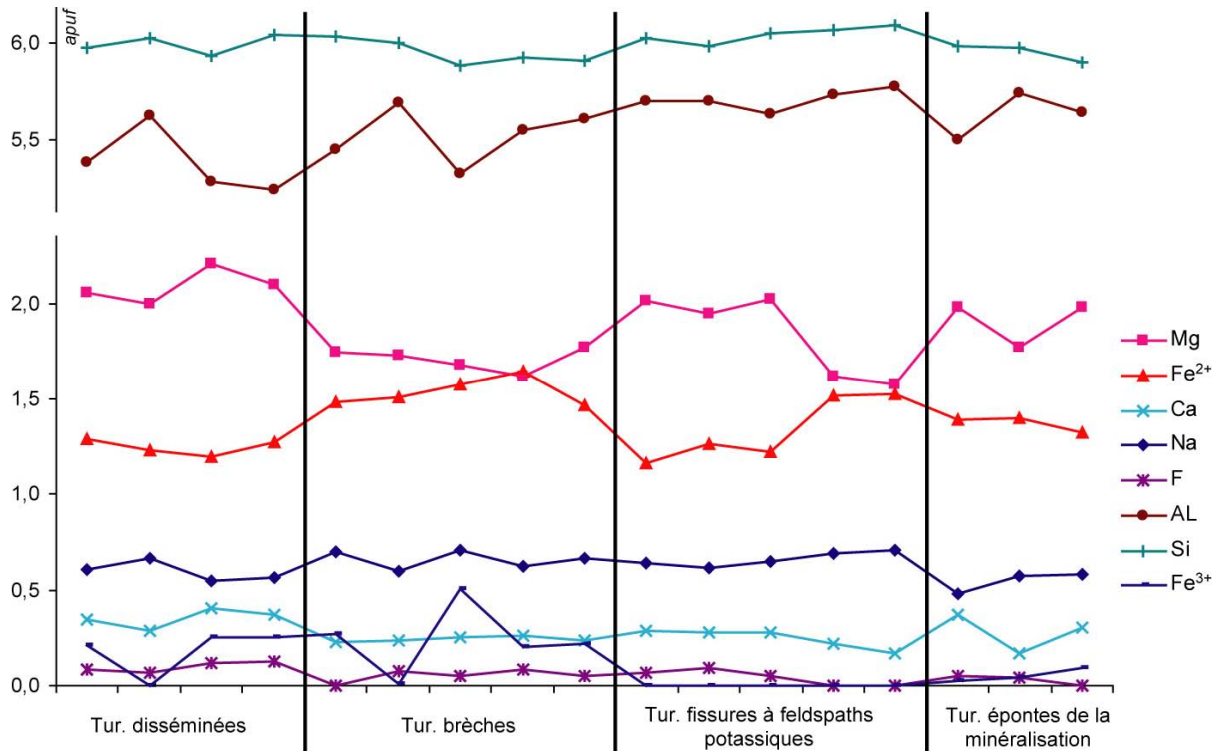


Figure IVB-22 : Caractéristiques des tourmalines localisées aux épontes des veines de sulfures ou observées dans les axes de tourmalinites.

◆ Les tourmalines localisées aux épontes des minéralisations (type 6) présentent les mêmes caractéristiques chimiques que celles des axes (**figure IVB-22**). Par analogie d'habitus, de teinte et de composition chimique, elles se confondent avec les tourmalines des veines de quartz, feldspaths potassiques précédente bien qu'elles renferment de légères traces de fer trivalent.

Un résumé des données précédentes permet de distinguer deux populations de tourmalines :

- Des tourmalines sodiques, présentant des vacances en X (types 1, 2 et 7) et de fortes teneurs en fluor. Ces paramètres chimiques caractérisent donc les tourmalines du stade I.
- Des tourmalines sodi-calciques (types 3 à 6) aux bordures plus riches en Fe³⁺, Fe²⁺ et Ca que les cœurs et des teneurs en fluor plus faibles, caractéristiques du stade II.

4.1.4.2/. Classification des tourmalines

Selon la classification basée sur l'occupation du site X (Hawthorne et Henry, 1999), toutes les générations de tourmalines appartiennent au groupe alcalin (**figure IVB-23a**). Dans ce diagramme, on observe deux groupes de tourmalines : celles présentant des variations significatives entre Na et □ (site vacant, tourmalines des groupes 7 principalement et certaines des groupes 1, 2 et 3), soit des variations entre Na et Ca pour celles restantes.

La répartition entre les cœurs et les bordures de grains a été représentée (**figure IVB-23b**). On remarque que les cœurs de certaines tourmalines de la zone silicifiée (type 1) et que toutes les tourmalines liées aux aplites (type 7) sont caractérisés par des substitutions □-Na⁻¹. Les autres faciès sont caractérisés par des substitutions Ca-Na⁻¹. Les cœurs des tourmalines des types 1 à 4 sont plus riches en Na que leur périphérie. On notera qu'au cours de leur croissance, les tourmalines des types 3 à 6 tendent à s'enrichir en Ca. Ceci peut être dû à un contrôle plus rigoureux de l'encaissant ici grésopélicite sur la composition des tourmalines (Henry & Guidotti, 1985).

Parce que Al domine largement dans le site Z, le diagramme le mieux approprié pour discriminer les tourmalines est le diagramme ternaire Mg₃ – Li_{1,5}Al_{1,5} – Fe²⁺₃ de Hawthorne & Henry (1999) basé sur la répartition des cations Mg, Fe, Al et Li dans le site Y (**figure IVB-23c**). Ainsi, les tourmalines de type 1 à 6 ont toutes des compositions de dravite, tandis que celles du type 7, développées dans des aplites, sont des schorls. Toujours, selon la nomenclature de Hawthorne et Henry (1999), toutes les tourmalines ayant plus de 0,5 *apuf* de fluor dans le site W sont soit des F-dravite (certaines du type 1) et des F-schorl (l'essentiel du type 7). On remarque également que les cœurs des tourmalines de type 1 ont une composition plus riche en Li_{1,5}+Al_{1,5} et Mg que les bordures.

L'évolution de ces tourmalines se caractérise donc par un enrichissement en fer au cours du temps et un appauvrissement en Li_{1,5}+Al_{1,5}. Les tourmalines du type 3 montrent le même type d'évolution.

L'ensemble des tourmalines analysées a également été projeté dans le diagramme ternaire Fe/Al/Mg (**figure IVB-23d**) de Henry & Guidotti (1985). Considérant que la composition des tourmalines est fortement influencée par la nature de la roche encaissante. Ce diagramme discute la nature de l'encaissant en fonction des proportions en fer, magnésium et aluminium des tourmalines.

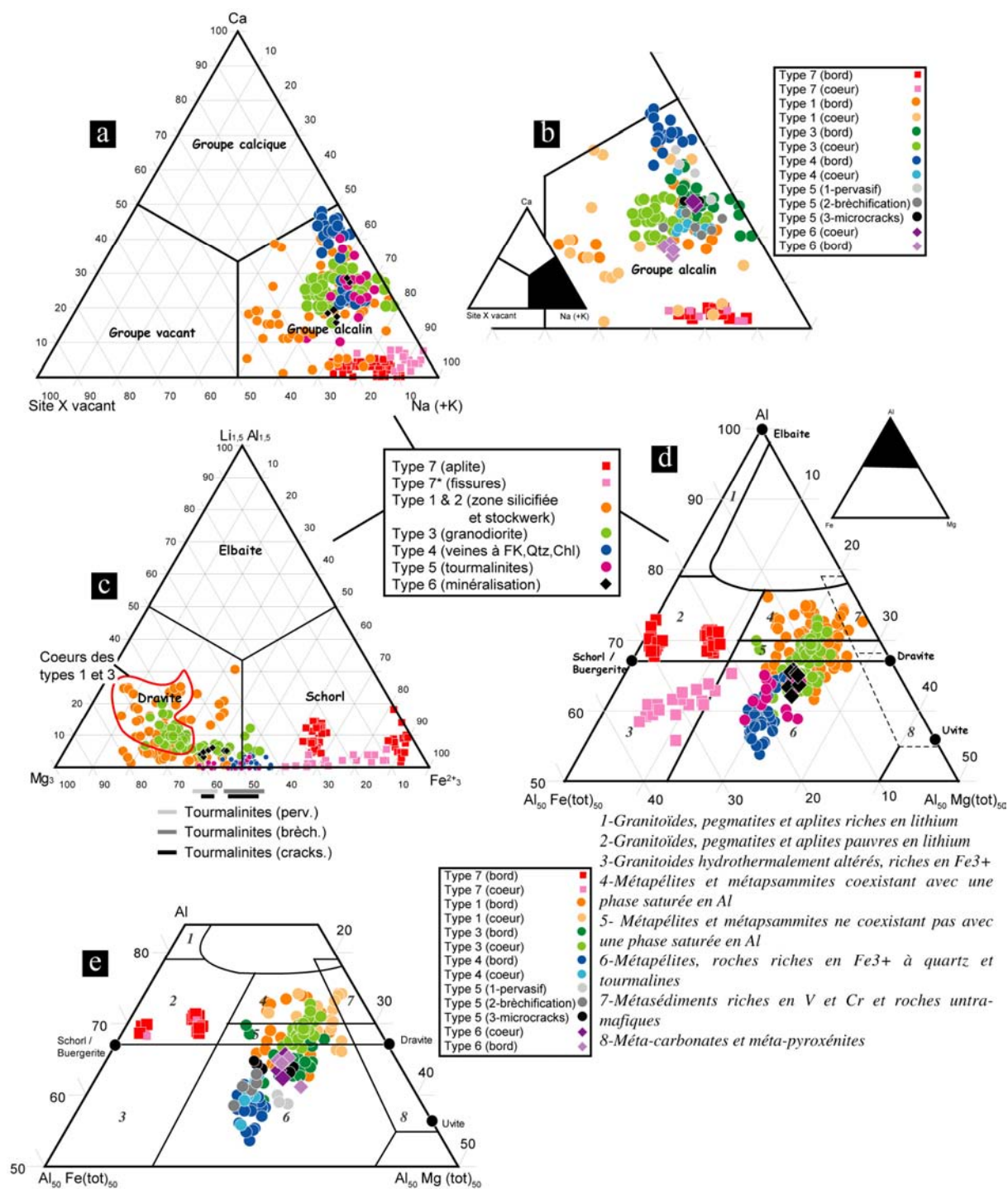


Figure IVB-23 : Nomenclature et caractéristiques des différents types de tourmalines : a-b) Classification basée sur l'occupation du site X des différents types de tourmalines et évolution de la composition des bordures vers les cœurs des cristaux ; c) Diagramme de détermination des espèces minéralogiques appartenant au groupe des tourmalines alcalines ; d-e) Caractéristiques chimiques des différents types de tourmalines dans le diagramme Fe/Al/Mg de Henry & Guidotti (1985) et évolution de la composition entre les cœurs et les bordures de cristaux.

Sur les **figures IVB-23d et e**, deux groupes de tourmalines se distinguent :

-Le premier est composé des tourmalines localisées dans le champ des granitoïdes et des aplites associées, pauvres en Li. Il s'agit des tourmalines se présentant en nodules (type 7) dans les faciès aplitiques. Elles sont plus riches en fer que les autres faciès et ont une composition de schorl.

-Le second groupe est beaucoup moins homogène. Les tourmalines des types 1 à 4 sont caractérisées par un appauvrissement en Al et Mg et un léger enrichissement en fer entre les cœurs et les bordures de grains (**figure IVB-23e**). Les tourmalines du type 5 semblent s'enrichir légèrement en fer au cours de leur croissance. En revanche, l'ensemble des tourmalines du type 7* est localisé dans le domaine des tourmalines appartenant aux granitoïdes hydrothermalement altérés riche en fer trivalent ou juste en limite du domaine des méta-pélites riches en fer trivalent. Ces dernières montrent également la même évolution : un enrichissement en Fe et un appauvrissement en Al.

L'analyse du diagramme Fe-Al-Mg de Henry & Guidotti (1985) montre que le contrôle de l'encaissant immédiat sur la nature du fluide générateur n'est donc pas négligeable en contexte hydrothermal. Cependant les chevauchements de domaines caractéristiques des tourmalines de types 1 à 3 contribuent à nuancer l'exploitation de ce diagramme et renforcent l'hypothèse d'un contrôle du chimisme des ces minéraux par le fluide et pas seulement par l'encaissant immédiat. En effet, les tourmalines des types 1 à 3 cristallisent dans des environnements très différents : les tourmalines du type 1 se localisent dans des zones silicifiées du socle grésopélitique ou de la couverture rhyolitique à rhyo-dacitique, les tourmalines du type 2 se localisent dans le stockwerk et les tourmalines du type 3 dans la granodiorite de Wawitch. Pourtant, elles présentent toutes les mêmes caractéristiques, et ont tendance à s'étaler sur les domaines 4, 5, 6 et 7 sur ce même diagramme (**figure IVB-23d**). Dans ces conditions, ces tourmalines peuvent donc être, au moins pro parte, les témoins de l'évolution chimique d'un système hydrothermal.

L'analyse de ces différents diagrammes a montré que l'évolution de la composition des tourmalines du prospect de Kelâa résulte de l'existence de nombreuses substitutions que nous allons essayer de caractériser dans le chapitre suivant

4.1.4.3/. Effets des différentes substitutions observées dans les tourmalines de Kelâa M'Gouna

Les diagrammes de la **figure IVB-24** illustrent quelques unes des substitutions les mieux représentées dans les tourmalines du district de Kelâa M'Gouna.

6 substitutions ont été sélectionnées et leurs effets sur la composition des tourmalines ont été résumés dans le tableau suivant :

Stade Type de tourmaline	I	II	I	I	II	II	II	II	I	II	Figure IVB-24
	1	2	3	3	4	5	6	7	7*		
	coeur	bord	coeur	bord							
Mg[Y] = Fe ²⁺ [Y] (a)		◆			◆	◆	◆	◆		◆	a
Substitution alcali déficiente Na[X] Mg[Y] = Al[Y] vacance [X]	◆		◆	◆					◆		b
Al[Z] = (Fe ³⁺ , Cr, V)[Z]					◆	◆	◆	◆		◆	c
substitution de l'elbaïte 2Fe ²⁺ [Y] = (Li ⁺ + Al ³⁺) [Y]	◆	◆		◆					◆		d
substitution de l'uvite (b) Na[X] + Al[Z] = Ca[X] + Mg[Z]	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆		e
substitution de Tschermaks (c) Mg[Y] + Si[T] = Al[Y] + Al[T]	◆		◆	◆					◆		f

(a) Les tourmalines 7, 2 ainsi que les cœurs des types 1 et 3 ne semblent pas être affectés, au contraire, Fe et Mg semblent être légèrement corrélés.

(b) On remarque deux tendances d'évolution : i) celles qui ne le sont pas ou peu (types 7, et les cœurs des types 1 à 3) et ii) les tourmalines clairement caractérisés par ce type de substitution (types 4, 5, 6 et les bordures des types 1 et 3). Pour ces types de tourmalines, la substitution de l'uvite est beaucoup plus prononcée du cœur vers la bordure des grains à l'exception des tourmalinites.

(c) La répartition entre les cœurs et les bordures de ces dernières plaide en faveur d'une atténuation de ce phénomène en bordure de grains. Cette substitution ne semble pas être présente dans les autres types de tourmalines.

Tableau IVB-4 : Principales substitutions affectant les tourmalines du district de Kelâa M'Gouna

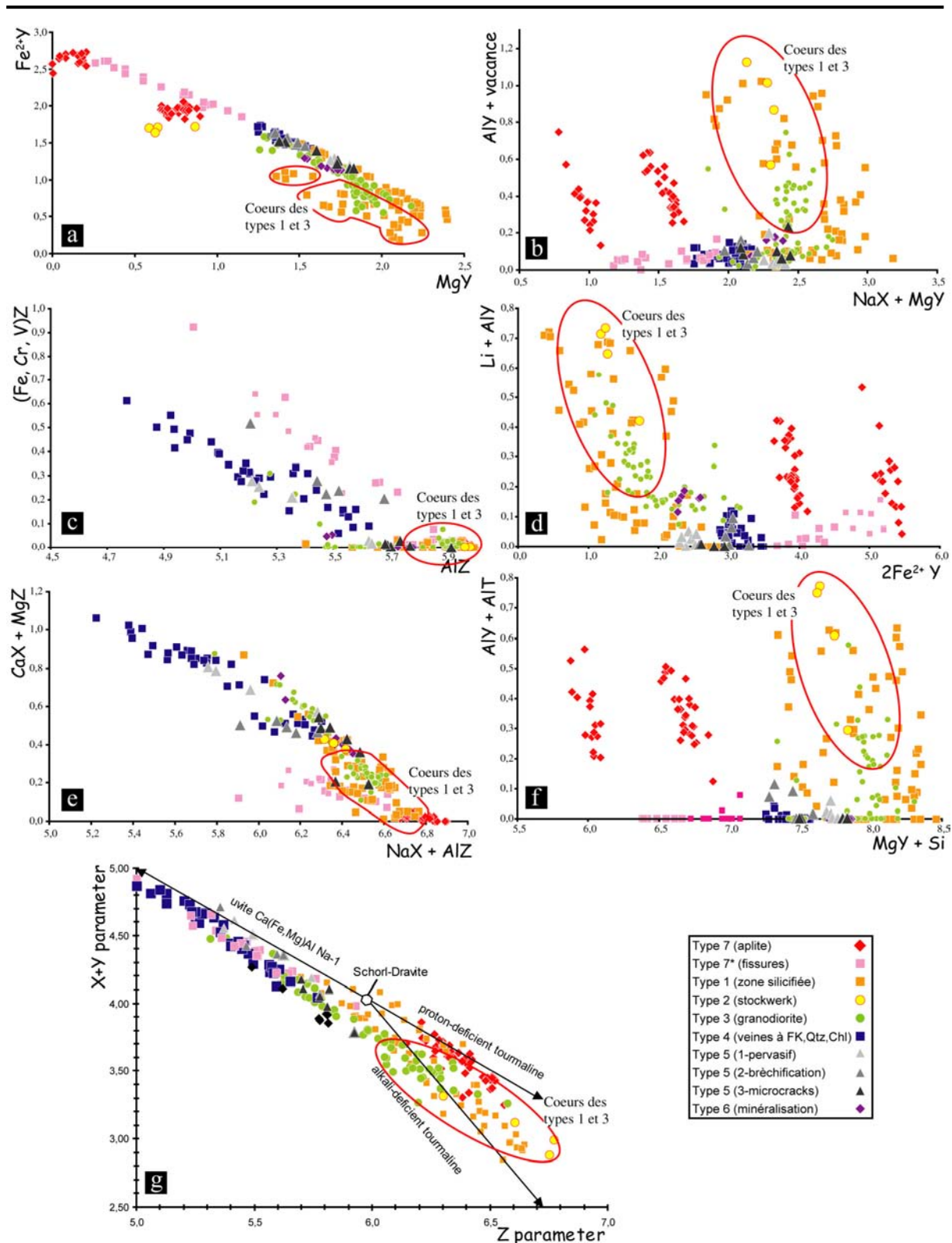


Figure IVB-24 : Substitutions affectant les tourmalines du district de Kelâa M'Gouna : a) Effets de la substitution $Mg[Y] = Fe^{2+}[Y]$; b) Effets de la substitution alcali-déficiente $Na[X] Mg[Y] = Al[Y]$ vacance $[X]$; c) Effets de la substitution $Al[Z] = (Fe, Cr, V)^{3+}[Z]$; d) Effets de la substitution de l'elbaïte : $2Fe[Y] = (Li + Al)[Y]$; e) Effets de la substitution de l'uvite: $Na[X] + Al[Z] = Ca[X] + Mg[Z]$; f) Effets de la substitution de Tschermaks : $Mg[Y] + Si =$

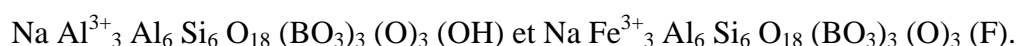
$Al[Y] + Al[T]$; g) Représentation graphique des trois substitutions les plus fréquemment observées, paramètre $X+Y = Ca + Na + Fe_{total} + Mn + Mg$, paramètre $Z = Al + 1,33 \times Ti$, (London et Manning, 1995).

La **figure IVB-24g** mets en avant les substitutions dominantes dans les différents types de tourmalines du secteur de Kelaâ M'Gouna. On distingue trois substitutions importantes celle de l'uvite $[Ca(Fe,Mg)] [NaAl]^{-1}$, celle alcali-déficiente $[X \square Al] [Na(Fe,Mg)]^{-1}$ mettant en évidence la présence de lacune dans le site X et une dernière substitution liée aux effets d'une déprotonation $[M^{3+} O] [M^{2+} OH]^{-1}$ (London et Manning, 1995).

La substitution de l'uvite domine dans les tourmalines des types 4, 5, 6 et 7*, ainsi que dans les bordures des types 1 et 3.

Les substitutions alcali-déficiente et déprotonation dominent dans les cœurs des types 1 à 3. Ces particularités peuvent s'expliquer en invoquant des solutions solides complexes entre les pôles dravite –fluor-dravite – oxy-dravite – Mg-foitite.

La déprotonation serait dominante dans les tourmalines de type 7. Cette substitution est caractéristique des tourmalines dont les cations situés dans le site Y sont trivalents et non divalents. Dans ce cas, si le site Y est rempli que par du fer trivalent, on observe un excès de 3 protons dans la formule. Cet excès se compense alors par la perte des trois atomes d'hydrogène dans le site V afin d'obtenir la neutralité. C'est le cas de deux tourmalines alcalines : l'olénite et la buergerite dont les compositions respectives sont les suivantes :



En supposant que les tourmalines 7 soient caractérisées par ce type de substitution, il pourrait alors s'agir de buergerite. Des analyses effectuées par spectrométrie Mossbauer ont permis de doser la quantité de fer trivalent dans ce type de tourmaline, afin de vérifier cette hypothèse. Seules, les tourmalines provenant du leucogranite de Timicha (SG 63) et d'un dyke aplitique de leucogranite d'Isamlal (SG 175) ont été analysées. Pour des raisons d'échantillonnage les tourmalines les plus riches en fluor (AL 34-1) n'ont pas pu être analysées. Les résultats sont présentés dans le **tableau IVB-5**.

- Les teneurs en Fe^{3+} des deux tourmalines sont de 15,5% pour l'échantillon SG 63, et de 9,0% pour SG 175. Il s'agit du pourcentage de fer ferrique mesuré par spectrométrie Mössbauer, par rapport au fer total. L'incertitude porte sur la première décimale. Il ne s'agit donc pas de buergerite. Parce que le site [Z] de ces tourmalines est saturé en Al, le fer trivalent doit donc certainement s'incorporer dans le site [Y], où la somme des

cations trivalents (Al et fer trivalent) est d'environ 0.6. Ainsi le caractère déprotoné de ces tourmalines peut s'expliquer en considérant des solutions solides complexes entre les pôles schorl – buergerite –oxy-schorl ou olénite.

Echantillons		SG 63	SG 175	AL 34-1
Analyses à la microsonde (pds%)	Fe (moy)	17.8	13.6	18.3
	Mg (moy)	0.66	3.02	0.16
	F (moy)	1.2	1.14	1.7
	Al (moy)	29.9	31.3	31.9
	F/(F+OH) d'après formule structurale	0.17	0.16	0.24
Analyses Mossbauer	Pourcentage de Fe ³⁺ par rapport au Fe _{total}	15.5%	9%	Non dosé
	Concentration moyenne en fer trivalent (pds % et apuf)	2.76 – 0.37	1.22 - 0.16	?
	Concentration moyenne en fer divalent (apuf)	2.2	1.8	?

Tableau IVB-5 : Résultats d'analyses effectuées par spectrométrie Mossbauer.

4.1.5/. Diagrammes d'activité

Les distributions spatiales et temporelles des différents stades d'altération ont fait l'objet de nombreuses études dans les systèmes porphyriques et épithermaux principalement basées sur la distribution des tectosilicates, phyllosilicates, sulfures et oxydes. La tourmaline a été souvent utilisée dans la caractérisation de certains systèmes porphyriques (Chili : Los Pelambres, Los Bronces, El Teniente (Sillitoe, 1973; Skewes, 1992; Warnars, 1985) ; Australie : Kidston et USA : Black Jack, Copper Creek, Montana tunnels (Slack, 2002) ; Pérou : Turmalina (Carlson et Sawkins, 1980) ; Canada : Island Copper, Cox Heat (Arancibia et Clark, 1996; Lynch et Ortega, 1997)). Malgré tout, les réactions d'altérations impliquant la présence de la tourmaline ont été très peu étudiées dans ce type d'environnement.

Hormis la complexité chimique inhérente à la tourmaline, le principal problème rencontré dans ce type d'étude est de pouvoir déterminer les espèces aqueuses équilibrées avec le bore. Dans les magmas granitiques, le bore se comporte comme un élément incompatible et se retrouve donc en grande partie expulsé du magma lors de phénomène de démixtion (Pichavant, 1987). Les études de systèmes géothermiques actifs, des fumerolles et émanations volcaniques et les déterminations expérimentales ont permis de montrer que l'acide borique ($B(OH)_3$) est l'espèce dominante du B dans les systèmes hydrothermaux (Shaw et Sturchio, 1992). L'acide borique est relativement stable et se convertit en borate seulement dans des conditions d'alcalinité très élevées. Il reste stable sur une large gamme de pH ($2 < \text{pH} < 8$) avec les principales phases des halos d'altération (argiles, phylliteuse, potassique) qui caractérisent les systèmes porphyriques (Lynch et Ortega, 1997; Shaw et Sturchio, 1992).

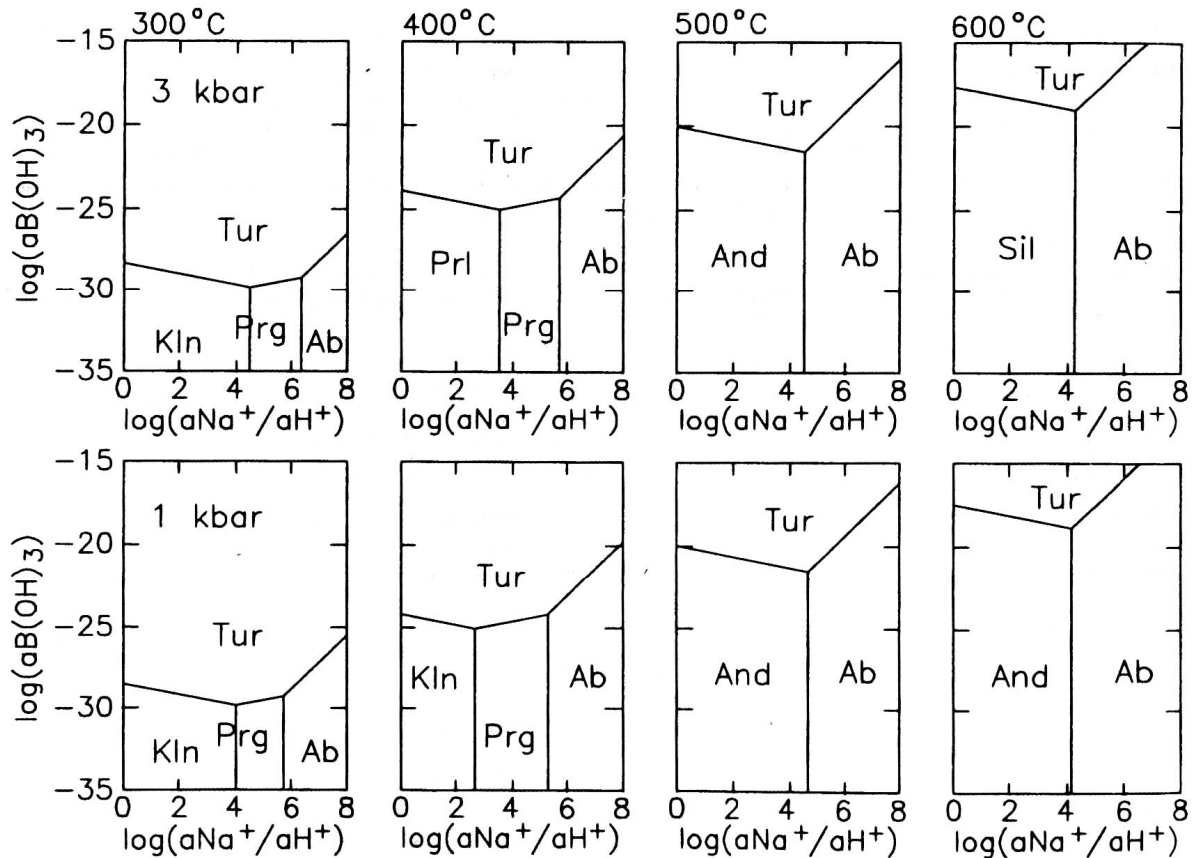


Figure IVB-25 : Diagrammes d'activité établis pour la tourmaline (Tur), l'albite (Ab), la paragonite (Prg), l'andalousite (And), la sillimanite (Sil) et la kaolinite (Kln) et pour des pressions comprises entre 1 et 3 kbars et des températures comprises entre 300 et 600°C. Le système H-B-O-Na-Al-Si-Fe est saturé en quartz et en eau. L'activité de l'hydrogène est contrôlée par le tampon magnétite-hématite. L'aluminium est supposé se comporter comme un élément immobile. Pour des raisons de simplicité, seules les tourmalines à composition de schorl ont été considérées (Lynch et Ortega, 1997). Le diagramme montre de très faibles variations dues à la pression, en revanche le domaine de stabilité de la tourmaline s'accroît avec une baisse de la température. De même, l'augmentation du ration Na^+/H^+ affecte le domaine de stabilité de la tourmaline.

Contrairement à certains systèmes hydrothermaux classiques, l'acide borique est un composé peu volatile, qui se concentre préférentiellement dans les fluides résiduels lors de phénomènes d'ébullition. Un tel processus est donc important pour concentrer le bore dans les fluides hydrothermaux (Lynch et Ortega, 1997; Shaw et Sturchio, 1992).

Les observations menées sur les tourmalines du stade 1 du district de Kelâa M'Gouna, ont montré qu'elles étaient associées à une importante paragenèse d'altération à quartz, andalousite, muscovite, micas et fluorapatite définissant un système dont les principaux éléments sont **B, H, O, Al, Na, Si, F, K, P, Fe, Mg et Cl** (*voir ci-dessous*). D'après les diagrammes d'activité (**figure IVB-25**), on s'aperçoit qu'indépendamment de la pression, la tourmaline coexiste avec l'andalousite pour de hautes températures (> 500°C), une forte activité d'acide borique et une faible activité du Na justifiant l'absence d'albite contrairement au gisement type porphyre à Cu-Mo-Au de Coxheat (Lynch et Ortega, 1997) pour lequel ces diagrammes ont été établis.

4.2/.Les micas (stade I)

Les observations et les analyses réalisées au microscope optique et à la microsonde électronique ont permis de mettre en évidence différents types de micas dans la paragenèse d'altération du district de Kelâa. On distingue :

-Des micas blancs dioctaédriques se développant en lamelles sub-automorphes dans le stockwerk à quartz Q1 au NW du prospect d'Isamlal ou dans son halo d'altération au SE du prospect (**figure IVB-7h**).

-Des micas blancs dioctaédriques en larges agrégats fibro-radiés ou en colmatage de microfissures dans des dykes d'aprites roses, du NW du prospect d'Isamlal, associées aux nodules de tourmalines (*cf.* tourmalines 7, **figures IVB-17d et e**).

-Des micas trioctaédriques très pléochroïques incolores à brun-vert pâles disséminés dans la zone silicifiée (**figures IVB-8c et e**). Certains de ces micas peuvent être zonés comme le montrent les cartographies X réalisées à la microsonde électronique (**figure IVB-26**). Les analyses chimiques montrent que ce zonage est

caractérisé par de fines alternances régulières de micas dioctaédriques et de micas trioctaédriques (**figure IVB-26d**).

-Des micas noirs trioctaédriques sub-automorphes développés dans le halo d'altération ou se superposant au stockwerk, dans le SE du prospect d'Isamlal (**figure IVB-7f**).

Parce que les études antérieures ont relié les minéralisations aurifères de Taourirt N'Soualeh et d'Isamlal aux formations magmatiques roses hypo-volcaniques du complexe supérieur, nous avons également analysé les biotites et les amphiboles du granite rose de Timicha dans un but de comparaison. Ces biotites du granite à minéraux ferro-magnésiens de Timicha se développent en grandes lamelles pluri-millimétriques de teinte jaune-orange fréquemment associées à des cristaux d'amphibole (**figure IVA-8a**).

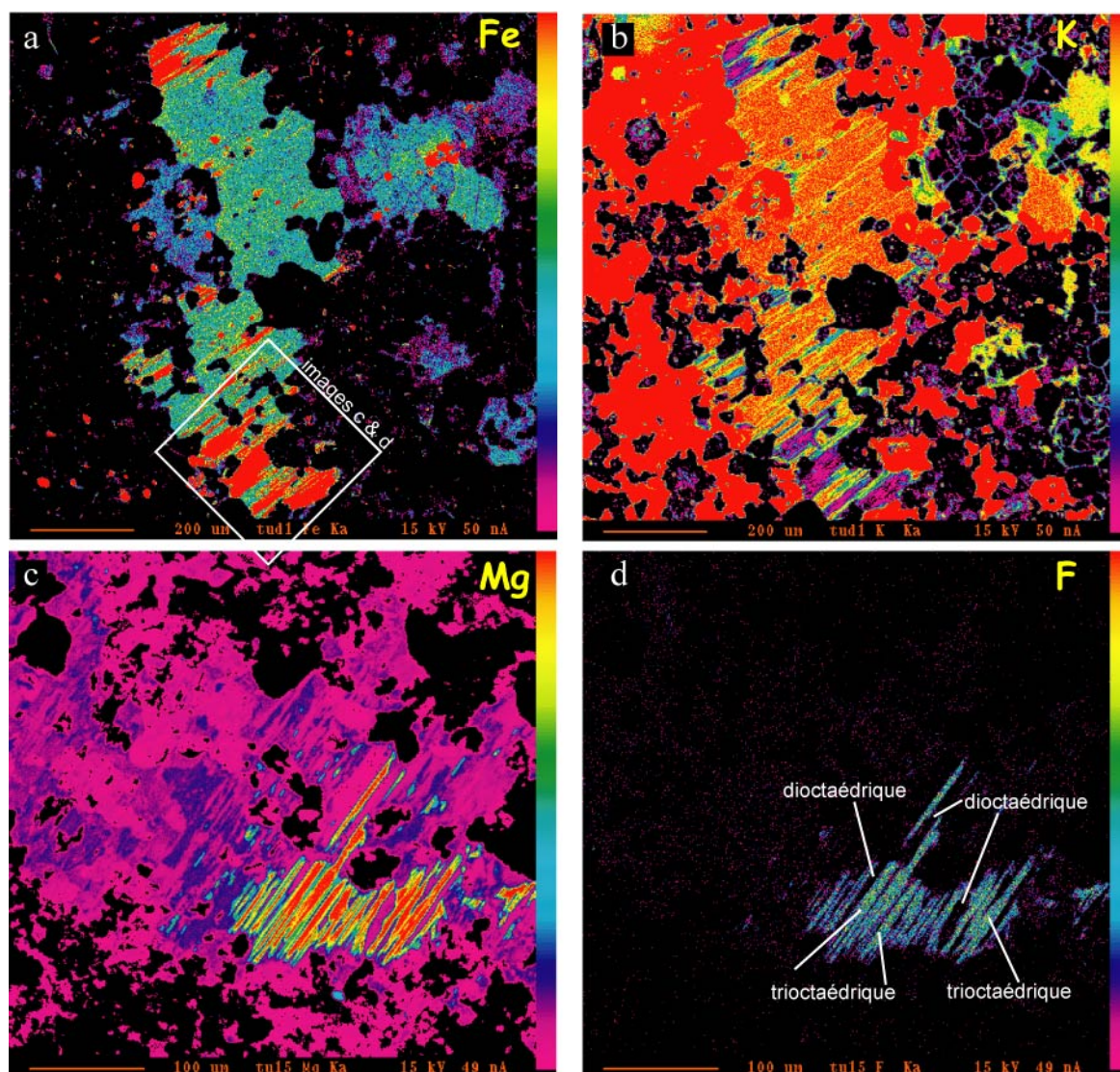


Figure IVB-26 : Cartographie X d'un mica zoné de la zone silicifiée : a) Fe ; b) K ; c) Mg ; d) F.

Les micas ont été analysés à la microsonde électronique Cameca SX 50 (C.N.R.S. / B.R.G.M.) à Orléans. Les analyses ont été effectuées pour une tension d'accélération de 15 kV, un faisceau de 1-2µm et un courant de 10 nA. Les standards utilisés ont été l'orthose (K), l'albite (Si, Na), l'hématite (Fe), la pyrophanite (Mn, Ti), le corindon (Al), la vanadinite (V, Cl), l'olivine (Mg), l'oxyde Cr₂O₃ (Cr), l'andradite (Ca) et le topaze (F). Les temps de comptage étaient de 10 secondes pour chaque élément allongé à 15 pour F et Cl. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 11 équivalents oxygènes. Les résultats sont présentés dans le **tableau IVB-6**.

4.2.1/. Les micas dioctaédriques

Dans le diagramme R^{3+} vs. Fe+Mg+Ti+(Si-3), tous les micas blancs sont alignés le long du joint dioctahérique (Guidotti, 1984) entre les pôles muscovites et phengites (**figure IVB-27a**). Les micas du halo d'altération du stockwerk sont plus proches du pôle muscovite. Dans le diagramme ternaire [Al^{IV}, Fe+Mg, Al^{VI}], les micas du stockwerk ont une composition de ferrimuscovite et s'alignent le long du joint muscovite-ferrimuscovite (**figure IVB-27b**). Les micas du halo du stock ont une composition de muscovite et s'alignent également le long du joint muscovite-ferrimuscovite. Les micas des aplites ont une composition intermédiaire comprise entre les pôles de la muscovite et de la phengite. Les micas de la zone silicifiée ont également une composition moyenne comprise entre les pôles de la muscovite et de la phengite (**figure IVB-27b**).

Dans les aplites, les micas présentent les mêmes caractéristiques que les tourmalines du type 7. Ils sont très fluorés (1,89 pds%), ferrifères (0,33 apuf) et ne renferment pas de Mg. Le rapport moyen élevé Fe/(Fe+Mg) de 0,98 est proche de celui mesuré dans certaines tourmalines du type 7.

Dans le halo d'altération du stockwerk, les micas sont légèrement fluorés (0,21 pds%) et chlorés (0,08 pds%). Ils contiennent peu de Mg (0,03 apuf) et ont un rapport moyen Fe/(Fe+Mg) élevé (0,82).

Dans le stockwerk, les micas sont légèrement fluorés (0,12 pds%) et chlorés (0,10 pds%). Ces micas sont les plus riches en Mg (0,34 apuf). Le rapport moyen Fe/(Fe+Mg) est de 0,64.

Dans la zone silicifiée, les micas dioctaédriques s'intercalant avec ceux trioctaédriques sont légèrement fluorés (0,11 *pds%*). Ces micas sont les moins ferrifères (0,09 *apuf*) et ont un rapport Fe/(Fe+Mg) de 0,34. Ce faible rapport est comparable avec ceux mesurés dans les tourmalines de la zone silicifiées (type 1).

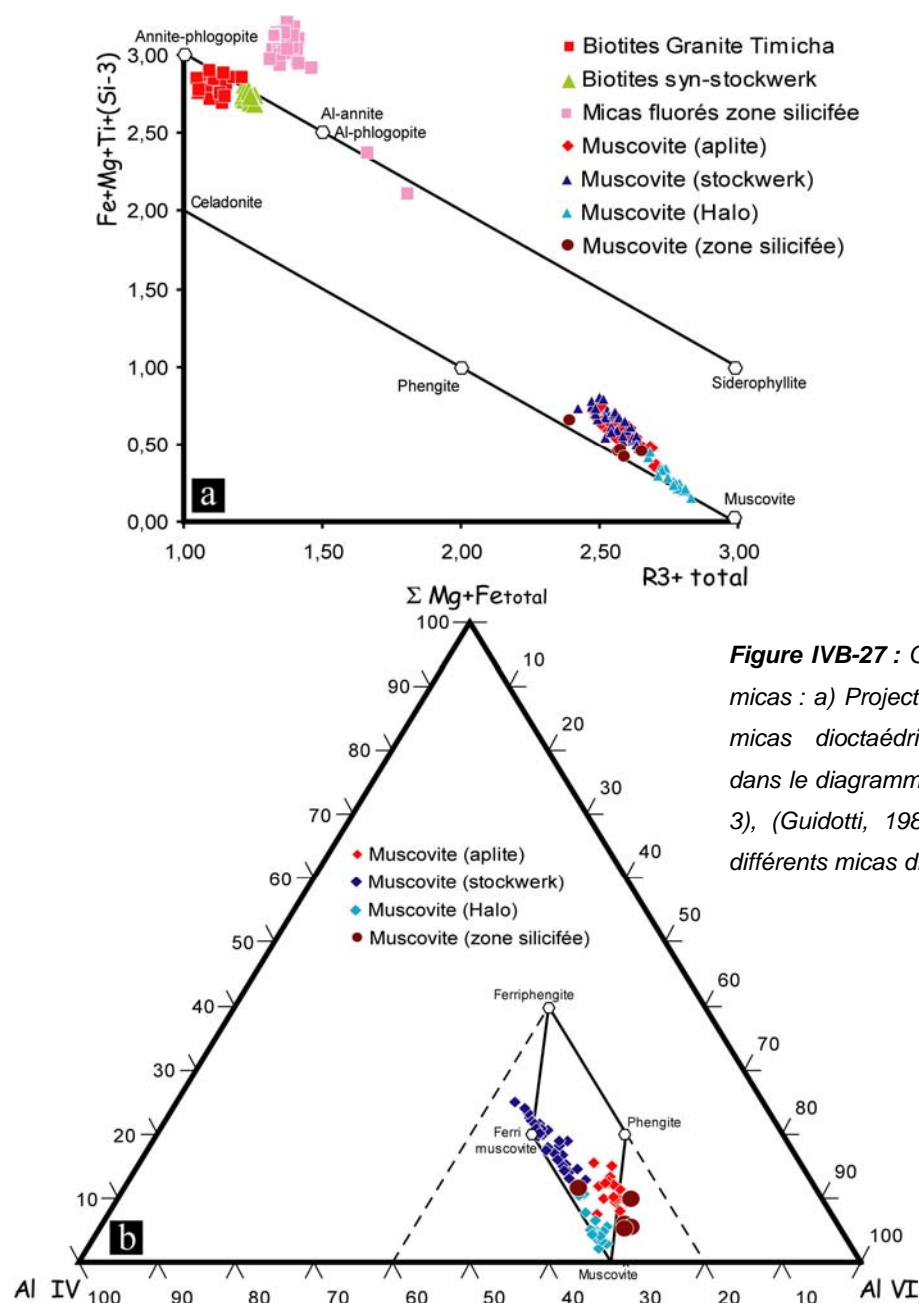


Figure IVB-27 : Composition chimique des micas : a) Projection des compositions des micas dioctaédriques et trioctaédriques dans le diagramme R3+ vs. Fe+Mg+Ti+(Si-3), (Guidotti, 1984) ; b) Composition des différents micas dioctaédriques.

Micas trioctaédriques

Lame Mineral sample	Moyenne Stockwerk	Ecart type Stockwerk	Moyenne Zone silicifiée	Ecart type Zone silicifiée	Moyenne Granite de Timicha	Ecart type Granite de Timicha
FeO	15,18	0,55	3,40	0,70	157	1,11
Na ₂ O	0,05	0,03	0,23	0,04	30,30	0,05
K ₂ O	9,52	0,31	10,20	0,32	8,61	0,55
MnO	0,19	0,07	0,04	0,05	0,33	0,08
SiO ₂	35,71	0,49	41,11	0,88	35,27	0,85
CaO	0,02	0,04	0,00	0,02	0,08	0,15
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	13,24	0,19	15,40	1,13	11,26	0,29
TiO ₂	3,69	0,27	0,54	0,05	3,40	0,33
MgO	14,33	0,35	22,69	1,77	4,78	0,76
V ₂ O ₃	0,05	0,08	0,02	0,05	0,16	0,07
F	0,81	0,09	6,81	0,81	0,66	0,45
Cl	0,51	0,05	0,03	0,02	0,55	0,09
Li ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,57	0,24
somme	93,31	0,83	100,49	1,78	96,09	1,72

Formule générale : $11 M_{2-3} T_4 O_{10} (OH-Cl-F)_2$, calculée sur 11 atomes d'oxygènes

Lame Mineral sample	Moyenne Stockwerk	Ecart type Stockwerk	Moyenne Zone silicifiée	Ecart type Zone silicifiée	Moyenne Granite de Timicha	Ecart type Granite de Timicha
Si ⁴⁺ (site T)	2,82	0,02	3,16	0,04	2,90	0,03
Al ³⁺ +V (site T)	1,18	0,02	0,84	0,04	1,10	0,03
□ vacancy	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02
Ti ⁴⁺ (site M)	0,22	0,02	0,03	0,00	0,21	0,02
Cr ³⁺ (site M)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V ³⁺ (site M)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al ³⁺ (site M)	0,06	0,02	0,56	0,10	0,01	0,01
Fe tot (site M)	1,00	0,04	0,22	0,05	2,08	0,09
Mg ²⁺ (site M)	1,69	0,05	2,60	0,21	0,58	0,09
Mn ²⁺ (site M)	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Ca ²⁺ (site M)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Li+ (site M)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,04
Na ⁺ (site I)	0,01	0,00	0,03	0,01	0,02	0,01
K ⁺ (site I)	0,96	0,03	1,00	0,04	0,90	0,05
F	0,20	0,02	1,66	0,21	0,17	0,12
Cl	0,07	0,01	0,00	0,00	0,08	0,01
OH	1,73	0,02	0,34	0,21	1,75	0,12
Fe/(Fe+Mg)	0,37	0,01	0,08	0,02	0,78	0,03

Formule générale : $11 M_{2-3} T_4 O_{10} (OH-Cl-F)_2$, calculée sur 11 atomes d'oxygènes

Lame Mineral sample	Moyenne Halo stock	Ecart type Halo stock	Moyenne Aplite	Ecart type Aplite	Moyenne Zone silicifiée	Ecart type Zone silicifiée
Si ⁴⁺ (site T)	3,09	0,02	3,23	0,04	3,24	0,09
Al ³⁺ +V (site T)	0,91	0,02	0,77	0,04	0,76	0,09
□ vacancy	0,96	0,04	0,83	0,04	0,95	0,04
Ti ⁴⁺ (site M)	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Cr ³⁺ (site M)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V ³⁺ (site M)	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ³⁺ (site M)	1,84	0,05	1,81	0,05	1,80	0,05
Fe tot (site M)	0,14	0,07	0,33	0,06	0,09	0,08
Mg ²⁺ (site M)	0,03	0,02	0,00	0,01	0,14	0,04
Mn ²⁺ (site M)	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Ca ²⁺ (site M)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ⁺ (site I)	0,05	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
K ⁺ (site I)	0,93	0,01	0,99	0,02	0,84	0,06
F	0,03	0,04	0,43	0,14	0,02	0,05
Cl	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	1,96	0,05	1,57	0,14	1,98	0,05
Fe/(Fe+Mg)	0,64	0,09	0,98	0,03	0,34	0,16

Tableau IVB-6 : Moyennes, écart types et valeurs maximales et minimales des résultats d'analyses effectuées à la microsonde électronique et formules structurales des différents faciès de micas observés.

4.2.2/. Les micas trioctaédriques

Dans le diagramme R^{3+} vs. Fe+Mg+Ti+(Si-3) (**figure IVB-27a**), tous les micas se répartissent, dans le champs des micas trioctaédriques, entre les joints eastonite et biotite (Guidotti, 1984).

Les micas noirs du stockwerk d'Isamlal ont une composition de phlogopite. Ils sont fluorés (0,81 *pds%*) et chlorés (0,51 *pds%*) et contiennent du fer (15 *pds%*) et du magnésium (14,3 *pds%*). Le rapport Fe/(Fe+Mg) de 0,37 est nettement plus faible que dans les muscovites du stockwerk.

Les micas de la zone silicifiée sont en revanche très fluorés (6,81 *pds%*) mais peu chlorés (0,03 *pds%*) et renferment surtout du Mg (22,69 *pds%*). Une telle concentration en fluor est fréquemment liée à une intégration du lithium dans le réseau de ces micas (Monier et Robert, 1986a; Robert *et al.*, 1993a). Selon les recommandations de Tindle & Webb (1990), la forte proportion de Mg (> 8 *pds%*) dans ces micas ne permet pas d'estimer le lithium. A ce stade, il est encore impossible de préciser la nature minéralogique de ces micas. Des études en cours tentent d'évaluer la proportion de Li dans ces derniers.

Les micas du granite de Timicha ont une composition d'annite. Ils sont fluorés et chlorés (0,66 et 0,55 *pds%* respectivement). Ces valeurs sont comparables avec celles des biotites du stockwerk. Ils sont très riches en fer (*ca.* 2,08 *apuf*). Leur faible teneur en Mg (*ca.* 4,78 *pds%*) permet d'estimer une concentration moyenne en lithium de 0,57 *pds%* (Tindle et Webb, 1990). Ces valeurs (F, Cl et Li) sont en accord avec les analyses géochimiques réalisées sur roche totale montrant le caractère enrichi en F (1300 ppm) et Cl (297 ppm) de ces granites et la présence en trace de Li (21 ppm, **tableau IVA1**).

4.2.3/. Estimations thermométriques

Les travaux de Monier & Robert (1986) permettent de corréler les substitutions biotitiques et phengitiques des solutions solides des micas trioctaédriques et dioctaédriques avec la température (**figure IVB-28**).

Deux températures différentes ont été obtenues pour les micas dioctaédriques. Les muscovites des aplites donnent une température moyenne de l'ordre de 400°C tandis que celles du stockwerk Q1 s'étalent entre moins de 300°C et 400°C. Pour les muscovites du halo ou de la zone silicifiée, les maxima sont nettement supérieurs avec des températures de l'ordre de 500°C.

Pour les micas trioctaédriques, des maxima de températures compris entre 700 et 800°C ont été mesurés.

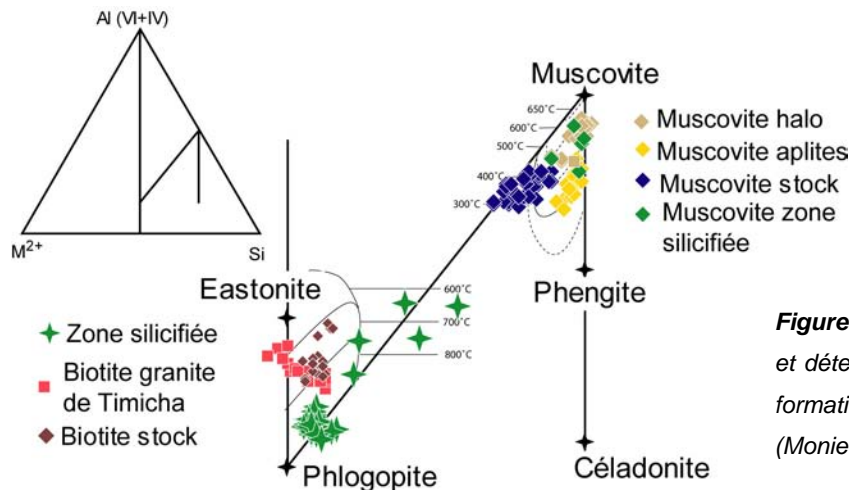


Figure IV-28 : Composition des micas et détermination des températures de formation des différentes espèces, (Monier et Robert, 1986b).

4.2.4/. Méthode des « Intercept Values »

Les « intercept values » du chlore (IV(Cl)) et du fluor (IV(F)) ont été calculées selon la méthode proposée par Munoz (1984) qui considère que les échanges F-OH et Cl-OH sont fonctions de plusieurs paramètres dont les principaux sont :

- L'activité de F (HF) ou Cl (HCl) du milieu (fluide ou magmatique) à partir duquel il y'a cristallisation ;
- La nature des éléments dans le site octaédrique et leur concentration, en particulier Fe-Mg ;
- La température à partir de laquelle l'échange se produit.

Rappels sur la méthode

L'échange F-OH (Cl-OH) entre un mica et le milieu avec lequel il est censé être en équilibre est de la forme :



D'où le logarithme de la constante d'équilibre, $\text{LogK} = \log (a_X / a_{\text{OH}}) + \log (a_{\text{H}_2\text{O}} / a_{\text{HX}})$, où a_X et a_{OH} sont les activités du fluor ou du chlore et de OH dans le mica et $a_{\text{H}_2\text{O}}$ et a_{HX} les activités de H₂O et HX dans le milieu (magma ou fluide).

Considérant un mélange idéal des ions OH, F et Cl dans le site hydroxyle, Munoz a proposé la réaction simplifiée suivante comme base de ces travaux :

$$\text{LogK} = \log (X_X / X_{\text{OH}})_{\text{mica}} + \log (f_{\text{H}_2\text{O}} / f_{\text{HX}}), \quad \text{où } X_X \text{ et } X_{\text{OH}} \text{ sont les fractions molaires de F ou Cl et de OH dans le site hydroxyle du mica et } f_{\text{H}_2\text{O}} \text{ et } f_X, \text{ les fugacités de H}_2\text{O et HX dans le milieu.}$$

Pour corriger le contrôle exercé sur les teneurs en F et en Cl des micas par les cations octaédriques Al, Fe, Mg, Munoz a défini le paramètre « intercept values ». Tenant compte des coefficients de partages du F et du Cl entre les pôles de la solution solide des micas, les « intercept values » donnent accès à une grandeur numérique, corrigée de tout contrôle cristallochimique et permet donc des comparaisons directes entre des minéraux de composition chimique différente (Munoz, 1984). La validité de cette méthode est limitée pour les micas riches en Li et Ti ; une plus grande prudence devra être accordée lors de l'interprétation du contenu en halogène des micas de la zone silicifiée.

Les équations utilisées sont les suivantes :

$$\text{IV(F)}_{\text{biotite}} = 1,52 X_{\text{Mg}} + 0,42 X_{\text{Annite}} + 0,2 X_{\text{Sidérophyllite}} - \log (X_{\text{F}}/X_{\text{OH}})$$

$$\text{IV(F)}_{\text{muscovite}} = 1,52 X_{\text{Mg}} + 0,42 X_{\text{Annite}} - 0,11 X_{\text{Al}} - \log (X_{\text{F}}/X_{\text{OH}})$$

$$\text{Où } X_{\text{Mg}} = \text{Mg} / \text{Total cations octaédriques}$$

$$X_{\text{Al}} = \text{Al} - (4\text{-Si}) / \text{Total cations octaédriques}$$

$$X_{\text{Sidérophyllite}} = ((3 - \text{Si} / \text{Al}) / 1,75) (1 - X_{\text{Mg}})$$

$$X_{\text{Annite}} = 1 - (X_{\text{Mg}} + X_{\text{Sidérophyllite}})$$

Les valeurs les plus faibles du IV(F) correspondent à un fort degrés d'enrichissement en F.

$\text{IV(Cl)}_{\text{biotite}} = -5,01 - 1,93 X_{\text{Mg}} - \log (X_{\text{Cl}}/X_{\text{OH}})$. IV(Cl) est une valeur toujours négative. Les valeurs les plus négatives indiquent un fort enrichissement en Cl.

Aucune équation comparable n'a été établie pour la muscovite reflétant les faibles concentrations en Cl de la plupart des micas dioctaédriques.

$\text{IV(F/Cl)} = \text{IV(F)} - \text{IV(Cl)}$, correspond au rapport F/Cl dans la biotite en faisant abstraction des ions OH.

Pour les micas qui nous concernent, les fugacités relatives du chlore et du fluor ont été estimées selon les équations suivantes (Munoz, 1984) :

$$\text{Log } (f(\text{H}_2\text{O}) / f(\text{HF})) = 2100 / T + \text{IV}(\text{F})$$

$$\text{Log } (f(\text{H}_2\text{O}) / f(\text{HCl})) = 5151 / T + \text{IV}(\text{Cl})$$

$$\text{Log } (f(\text{HCl}) / f(\text{HF})) = -3051 / T + \text{IV}(\text{F/Cl}).$$

Pour le calcul des fugacités relatives, les températures utilisées correspondent aux maxima estimés précédemment.

Les résultats sont présentés dans le tableau suivant :

	<i>n</i>	T°C	IV(F)	IV(Cl)	IV(F/Cl)	$\log \frac{f(\text{H}_2\text{O})}{f(\text{HF})}$	$\log \frac{f(\text{H}_2\text{O})}{f(\text{HCl})}$	$\log \frac{f(\text{HCl})}{f(\text{HF})}$	
porphyres cuprifères		600	2,20	-4,20	6,40	5,70	4,39	1,32	
porphyres à Mo, W		600	1,50	-4,00	5,50	5,00	4,59	0,42	
Micas trioctaédriques	Micas trioctaédriques								
Stockwerk	18	600	1,94	-4,70	6,64	5,44	3,89	1,56	
Zone silicifiée	24	800	0,58	-4,65	5,23	3,20	1,79	1,41	
Granite de Timicha à amphibole et biotite	moy.	251	700	1,62	-4,03	5,65	4,62	3,33	1,29
	max.		700	2,13	-4	6,13	5,13	3,36	1,77
	min.		700	1,03	-4,18	5,2	4,03	3,18	0,84
Micas dioctaédriques	Micas dioctaédriques								
Halo du stockwerk	7	500	1,85	<i>nd</i>	<i>nd</i>	6,58	<i>nd</i>	<i>nd</i>	
Stockwerk	20	300	2,46	<i>nd</i>	<i>nd</i>	8,05	<i>nd</i>	<i>nd</i>	
Aplite	18	400	1,01	<i>nd</i>	<i>nd</i>	6,26	<i>nd</i>	<i>nd</i>	
Zone silicifiée	1	500	1,74	<i>nd</i>	<i>nd</i>	5,94	<i>nd</i>	<i>nd</i>	

Tableau IVB-7 : Comparaison entre les valeurs des "intercept values" calculées sur les micas du district de Kelâa M'Gouna et des biotites de gisements liés à des intrusions, données : (Munoz, 1984).

On remarque que les muscovites des aplites sont enrichies en F (IV(F) ~ 1). Ces valeurs sont comparables aux biotites les plus enrichies en F du granite de Timicha (**tableau IVB-7**). Les biotites, muscovites du halo et de la zone silicifiée présentent des valeurs semblables pour F (IV(F) ~ 1,85) tandis que les muscovites du stockwerk sont les moins enrichies en F (IV(F) ~ 1). Elles sont comparables avec les biotites les moins enrichies du granite de Timicha ((IV(F) ~ 2) et celles des porphyres cuprifères.

Bien que les estimations des températures de formations manquent de précision, on peut observer que la fugacité moyenne du fluor $f(\text{HF}) / f(\text{H}_2\text{O})$ est plus faible dans le stockwerk et les aplites que dans la zone silicifiée. La fugacité du chlore $f(\text{HCl}) / f(\text{H}_2\text{O})$ est en moyenne légèrement plus élevée. Elle est également plus faible dans le stockwerk que dans la zone silicifiée. Les rapports $f(\text{HCl}) / f(\text{HF})$ montrent d'importantes variations des fugacités du F et du Cl dans le granite. Dans le stockwerk et la zone silicifiée ce rapport est supérieur à 1.

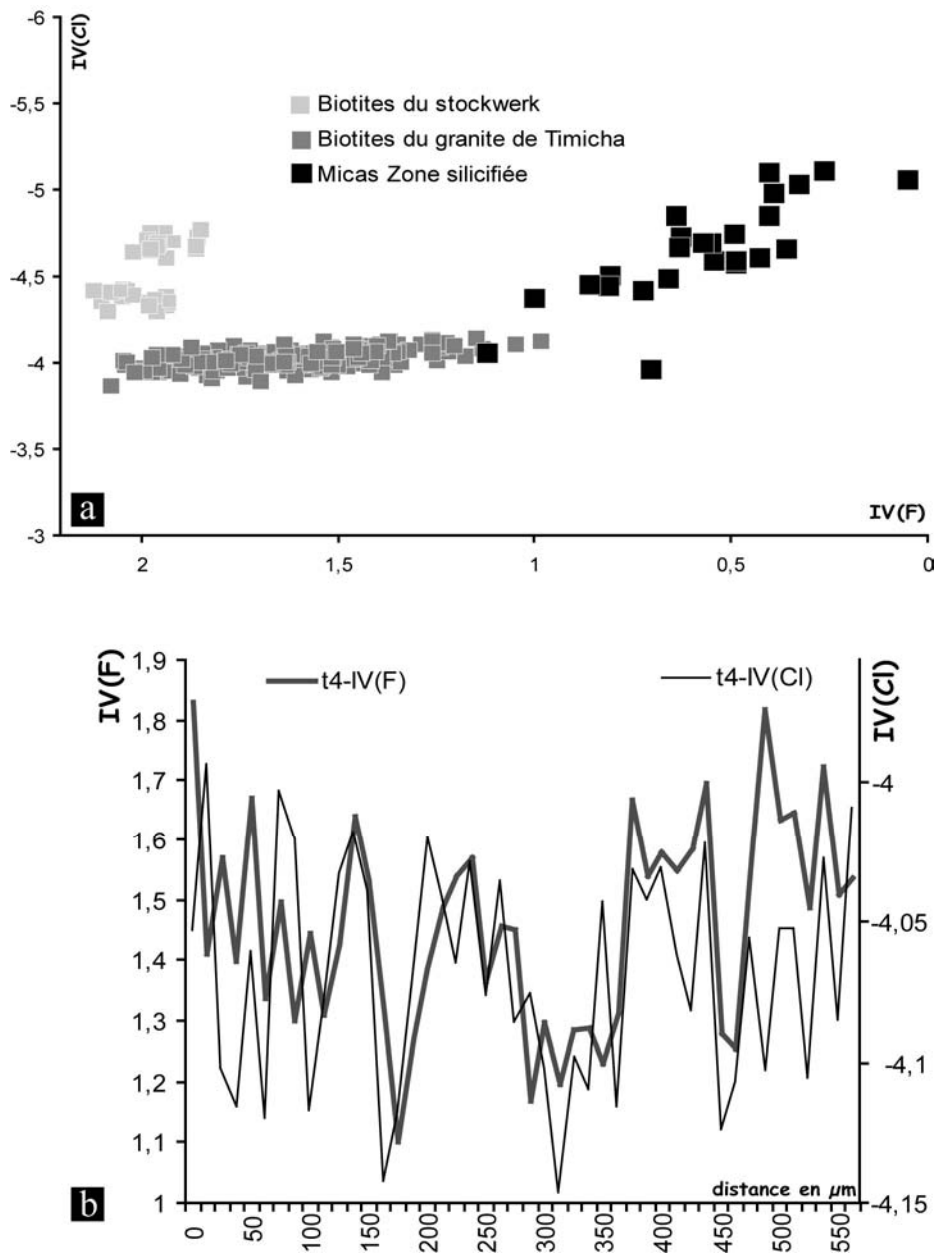


Figure IVB-29 : a) Corrélations $IV(F)$ vs. $IV(Cl)$ des différents micas trioctaédriques du district de Kelâa M'Gouna ; b) Variations $IV(F)$ et $IV(Cl)$ dans le transect d'une biotite du granite de Timicha.

Dans le diagramme $IV(F)$ vs. $IV(Cl)$, trois groupes de micas trioctaédriques ont été mis en valeur (**figure IVB-29a**). On distingue :

-i) Les micas de la zone silicifiée ont en moyenne les enrichissements les plus importants en F et en Cl. Ces derniers montrent tout de même une large gamme de valeur et une bonne corrélation des $IV(F)$ et $IV(Cl)$.

-ii) Les biotites du stockwerk sont les moins enrichies en F mais avec les micas de la zone silicifiée montrent un enrichissement en Cl IV(Cl) $\sim -4,7$).

-iii) Les biotites du granite de Timicha ont des valeurs d'IV(F) comprises entre celles des micas du stockwerk et de la zone silicifiée. Les extrema sont même comparables avec ces derniers. En revanche, les IV(Cl) caractérisent un faible enrichissement de ces micas en Cl. Il existe une zone de recoupement entre les micas du granite et de la zone silicifiée.

Les valeurs (IV(F/Cl)) de l'ensemble de ces micas sont comparables avec celles établies pour les porphyres à W et Mo et Cu.

Sur l'ensemble des transects réalisés à la microsonde électronique, les variations des IV(F) et IV(Cl) des micas noirs du granite sont oscillatoires et parfois corrélées (**figure IVB-29b**). Les variations en F sont nettement plus importantes (~ 1) que pour le Cl ($\sim 0,15$).

4.3/.Les amphiboles (stade I)

L'amphibole est étroitement liée au développement de la biotite au niveau du stockwerk Q1. Elle cristallise en grandes plages automorphes parfois pluri-millimétriques soit dans le stockwerk soit en dissémination dans l'encaissant (halo du stockwerk). (**figures IVB-7f et g**).

Ces minéraux ont été analysés à la microsonde électronique en respectant les mêmes conditions d'analyses que les micas. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 23 équivalents oxygènes.

Les amphiboles montrent des compositions variables, fonction de fortes fluctuations en Si, Al, Fe et Mg (**figure IVB-30a**). Le rapport moyen Fe/(Fe+Mg) de 0.29 est légèrement plus faible que celui des biotites cogénétiques. Selon la nomenclature de Leake *et al.*, (1997), ces amphiboles sont calciques et ont une composition à cheval entre la magnésiohornblende et l'actinolite (**figure IVB-30a**). Comme pour les biotites, nous avons comparé ces amphiboles avec celles du granite de Timicha. Dans l'intrusion, l'amphibole se dispose en grandes plages sub-automorphes de couleur verte à vert-bleu (**figures IVA-8a et b**). Elle est systématiquement associée à la biotite. D'un point de vue chimique, ces amphiboles sont différentes de celles du stockwerk. Elles ont une composition de ferro-édénite très homogène (Leake *et al.*, 1997) avec un rapport moyen Fe/(Fe+Mg) de 0,89 (**figure IVB-30b**).

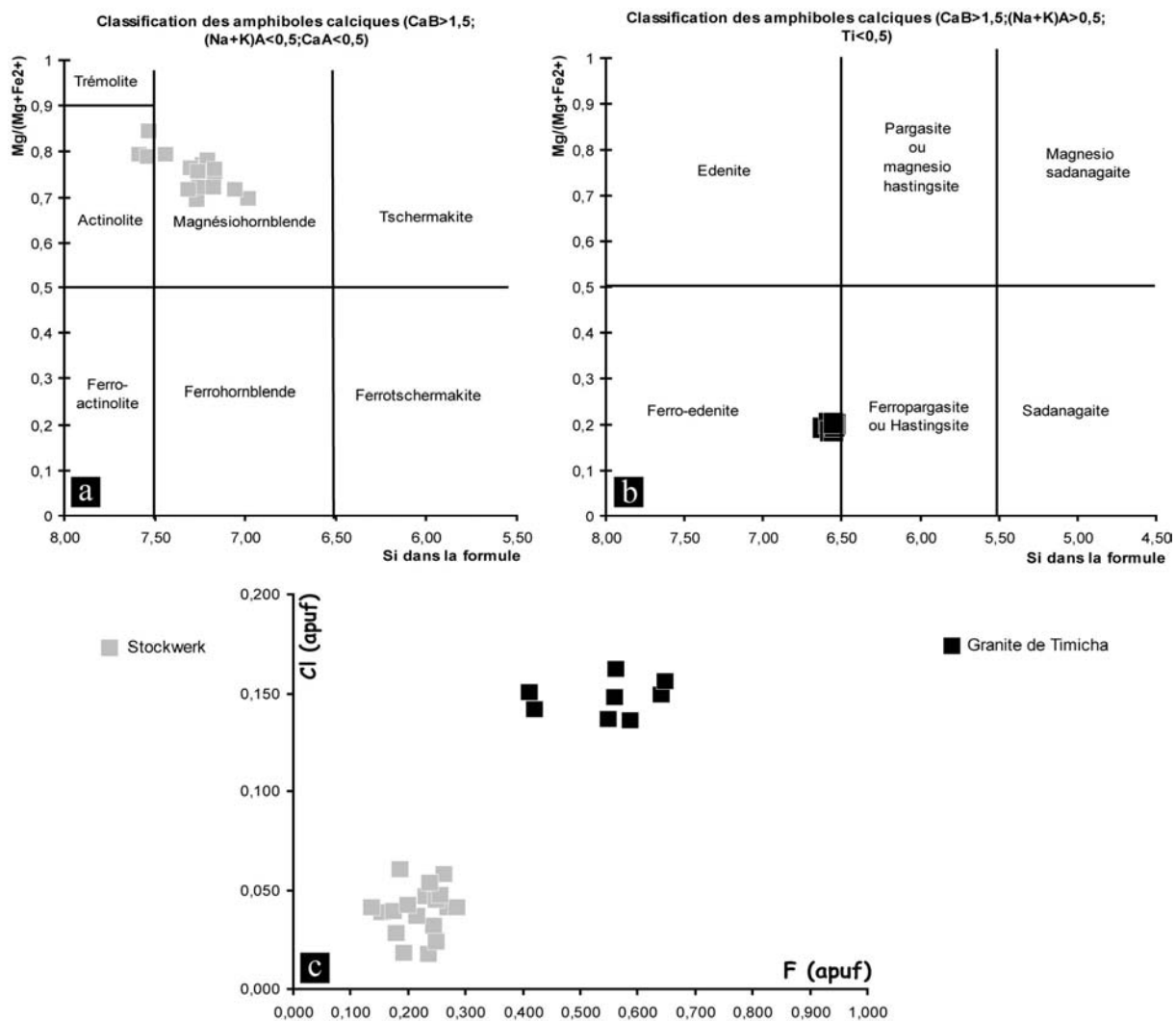


Figure IVB-30 : a) Composition des amphiboles du stockwerk et b) du granite de Timicha ; b) Corrélations entre F et Cl dans ces deux types d'amphiboles.

Ces deux types d'amphiboles sont chlorés et fluorés avec en moyenne 5400 ppm de Cl et 11640 ppm de F pour celles du granite et 1580 ppm de Cl et 6200 ppm de F pour celles du stockwerk (**figure IVB-30c**).

4.4/.Les fluorapatites (stade I et II)

La fluorapatite est présente en quantité relativement importante dans la zone silicifiée (stade 1) et plus accessoirement dans les veines à feldspath potassique recoupant la zone silicifiée (**figure IVB-8g**). Elle se présente en cristaux sub-automorphes parfois millimétriques.

Les analyses à la microsonde électronique³ ont permis de discriminer deux types d'apatite (**figure IVB-31**). Toutes sont saturées en fluor, avec un rapport moyen F/(F+Cl+OH) de 0,95.

Dans la zone silicifiée (stade 1), les fluorapatites contiennent systématiquement du chlore (*ca.* 4930 ppm) et sont appauvries en Ca ($Ca < 5 \text{ apuf}$) en inversement enrichies de (PO₄). Elles montrent des traces significatives en Nd, U et Th.

Dans les veines à feldspath potassique (stade 2), les fluorapatites ne renferment pas de chlore et sont enrichies en Ca ($Ca \geq 5 \text{ apuf}$).

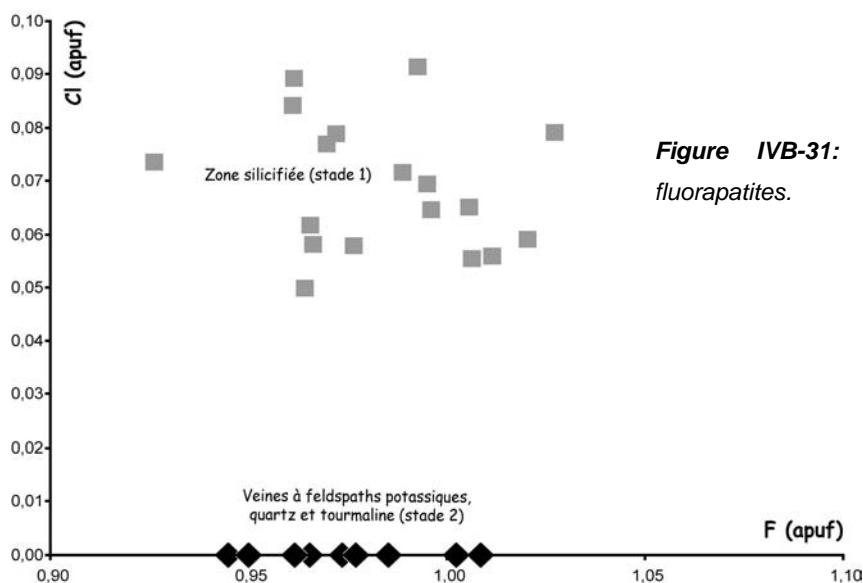


Figure IVB-31: Composition chimique des fluorapatites.

4.5/.Les feldspaths potassiques (adulaire-stade II)

Le feldspath potassique est le principal minéral remplissant les veines du secteur de Taourirt N'Soualeh. En lame mince, ces grains sont automorphe et très trapus mais montrent parfois des habitus du type adulaire. Des cristaux xénomorphes ont été observés, associés à la chlorite et en ciment de structure bréchique. L'analyse à la microsonde donne un pôle essentiellement potassique (moyenne 98 % Or), ce qui est normal, vu la faible extension de la solution solide à basse température.

³ Les éléments suivants ont été analysés : FeO, Na₂O, K₂O, MnO, CaO, Al₂O₃, MgO, F, Cl, BaO, SrO, P₂O₅, La₂O₃, Ce₂O₃, Nd₂O₃, Y₂O₃, ThO₂, UO₂

4.6/. Les chlorites (stade II et III)

Quatre types de chlorites ont été identifiés sur la base de critères optiques et texturaux et analysés.

- Associées aux brèches, les chlorites A présentent un mode de mise en place similaire aux filons de tourmalinites. Elles se développent dans un premier temps de manière diffuse dans l'encaissant sous forme de très fins agrégats radiés ou sous forme de fines microfissures dont le réseau devenant de plus en plus dense forme les brèches des secteurs de Talat N'Tabarought et d'Isamlal. Dans ces structures, elles se présentent soit en petites gerbes fibroradiées dans des microfissures, soit en amas dense dans l'encaissant. Leur teinte en lumière polarisée non analysée est verte et peu dans certains cas être très intense (**figure IVB-11e à h**).
- Les chlorites B s'observent dans des filons à remplissage de quartz, de feldspaths potassiques et de tourmalines (Stade II, type 4). Ces chlorites ont un habitus en grandes gerbes fibroradiées de teinte vert clair en lumière polarisée non analysée et en lumière non analysée. Elles cristallisent avec la tourmaline et le feldspath potassique et sont associées à une importante silicification de l'encaissant (**figure IVB-16a**).
- Les chlorites C se développent dans des fissures qui portent, recoupent et parfois brèchifient la minéralisation pyriteuse (stade II à III). Elles se présentent en flaques ou en agrégats fibroradiés de différentes tailles. Elles ont une teinte verte très intense en lumière polarisée non analysée et grise en lumière polarisée non analysée (**figure IVB-13**).
- Les chlorites D se présentent en petites gerbes fibroradiées dans les plans de croissances des primes de quartz automorphes QII (stade III), ou en microfissures recoupant ces mêmes quartz QII. Leur teinte est vert clair en lumière polarisée non analysée et analysée (**figure IVB-10e**).

Ces différents types de chlorites ont été analysés à la microsonde électronique en respectant le même programme que pour les micas. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 28 équivalents oxygènes, en fixant le nombre de molécules d'OH à 16.

Dans le diagramme Fe/(Fe+Mg) vs. Si (Hey, 1954), (**figure IVB-32a**) les chlorites de type B et D ont une composition de brunsvigite, celles de type C associées à la minéralisation

pyriteuse sont les moins riches en fer et ont une composition de pycnochlorite. Celles de type A se localisent entre la brunsvigite et la pycnochlorite.

D'après les travaux de Cathelineau *et al.*, (1985), les substitutions $Si^{IV}Al$ sont corrélées à la température et à la proportion de fer exprimée sous le rapport $Fe/(Fe+Mg)$. Bien que controversée, cette méthode permet de calculer les températures de formation des chlorites dans un intervalle restreint de température (entre 130°C et 300°C).

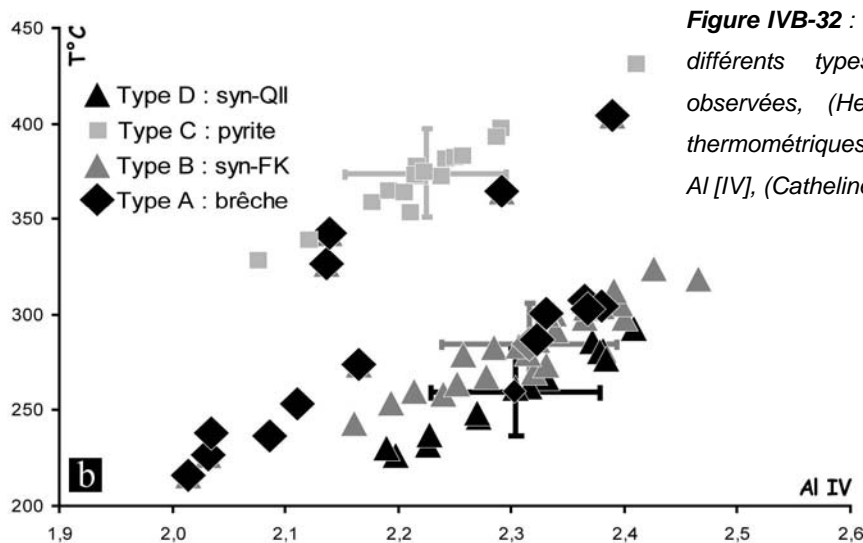
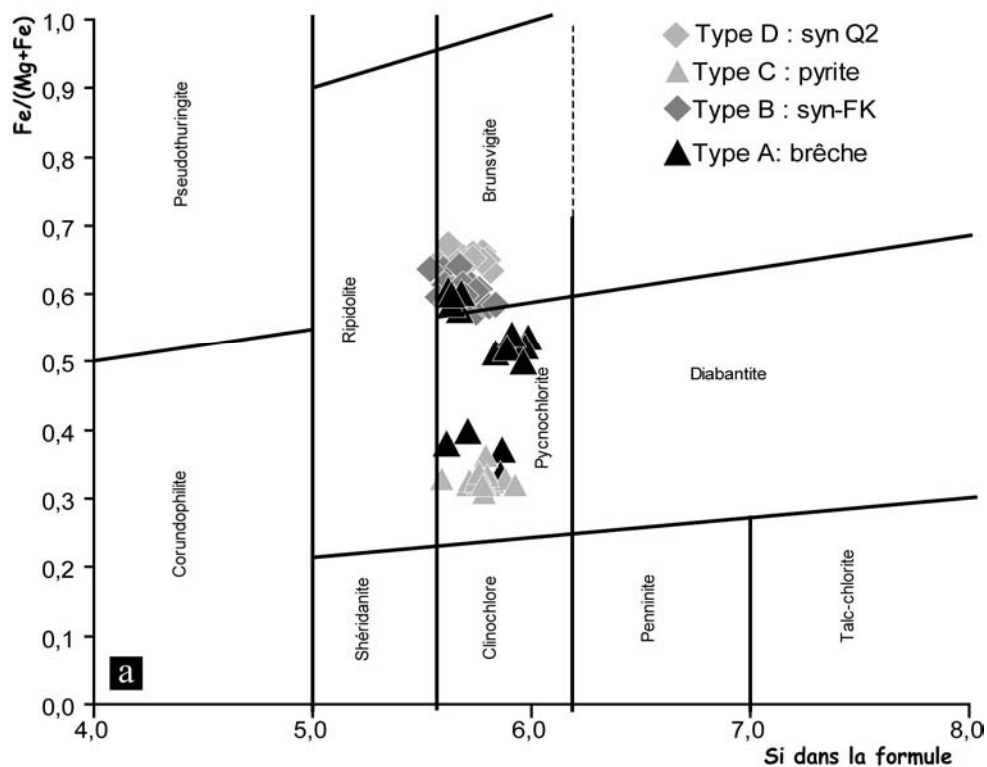


Figure IVB-32 : a) Composition chimique des différents types de chlorites primaires observées, (Hey, 1954) ; b) Estimations thermométriques dans le diagramme $T^{\circ}C$ vs. $Al [IV]$, (Cathelineau et Nieva, 1985)

L'application de ce thermomètre a permis d'obtenir des températures cohérentes. Les chlorites de type D et B se forment respectivement autour de 260 et 290°C (**figure IVB-32b**). Le type C serait caractérisé par des températures plus élevées (*ca.* 300°C et au dessus, limite de la méthode). Tandis que dans les brèches, les températures varient entre celles des chlorites D-B et celles associées à la minéralisation (type C).

La chimie des chlorites confirme les observations de terrains et issues de lames minces. Les larges gammes de composition et de température des chlorites caractéristiques des brèches soulignent le continuum et le synchronisme de cet événement sur les stades d'altération II et III. Une diminution de la température entre les stades II (290°C) et III (260°C) est effective bien que les barres d'erreurs se chevauchent. Il reste impossible de préciser les températures associées aux stades pyriteux (> 300°C ?) et donc, aux stades minéralisateurs.

4.7/.Les carbonates (stade III)

Les carbonates constituant le remplissage terminal des veines à QII ont une composition de calcite. Des traces de Mn de l'ordre du % ont été analysées.

4.8/.Les oxydes

Dans la majorité des cas, l'hématite se présente sous l'habitus lamellaire typique de l'oligiste (**figures IVB-33a et b**). Avec la magnétite (**figure IVB-33a**), ces deux minéraux constituent l'essentiel du remplissage tardif des filons à feldspath potassique, sulfures et/ou quartz (QII). Les études menées par Gaudin (1998) au microscope électronique à balayage ont montré la présence de micro-inclusions de wolframite, scheelite, cassitérite et apatites de terres rares (La, Ce, Nd) dans des magnétites localisées aux épontes des filons à feldspath potassique. La magnétite et l'hématite ont également été observées en altération de la pyrite (**figure IVB-33c**).

5/. LA MINÉRALISATION (STADE I A III)

L'épisode minéralisé sulfuré se caractérise par deux événements différents : le premier est associé à la dissémination de cristaux automorphes de pyrites (millimétriques automorphes), dans la zone silicifiée (stade I, **figure IVB-8a**). Le second est associé au dépôt massif de pyrite automorphes à sub-automorphes et d'autres sulfures plus discrets à métaux de base (galène, sphalérite, chalcoppyrite...) puis par un stade économique aurifère à Au-Te-Ag.

5.1./La pyritisation

A Taourirt N'Soualeh et Isamlal, les relations spatio-temporelles avec les veines de feldspaths potassiques sont complexes. Il n'est pas rare de rencontrer dans certaines lames ou sections polies une pyritisation synchrone à postérieure au dépôt des feldspaths et tourmalines et dans certaines autres, postérieure au QII. Le phénomène de pyritisation serait donc récurrent et suivrait le même processus de formation que les structures bréchiques. Ce phénomène peut être attribué à une manifestation supposée pulsatile qui déposerait la pyrite épisodiquement. Ceci est totalement comparable aux zonages oscillatoires rencontrés dans les tourmalines des derniers stades (type 3, 4, 5 et 6).

Les variations des paramètres physico-chimiques contrôleraient ainsi le dépôt des sulfures. De fait, ceci expliquerait les différentes textures observées en lame mince :

- Un continuum de cristallisation entre les pyrites et les tourmalines bréchifiées.
- Le caractère anisotrope de certaines pyrites et leur texture excessivement zonée, observée après oxydation à l'air libre (**figures IVB-33e et f & IVB-34**).
- Un phénomène pulsatile faisant alterner la précipitation de l'oligiste ou de la pyrite selon le caractère oxydant ou réducteur du fluide minéralisateur (**figure IVB-33b**).

Les pyrites du secteur étudié sont fréquemment zonée (**figure IVB-33e et f**). Elles ont été analysées à la microsonde électronique Cameca SX 50 (C.N.R.S. / B.R.G.M.) à Orléans. Les analyses ont été effectuées pour une tension d'accélération de 15 kV, un faisceau de 1-2 μ m et un courant de 10 nA. Les éléments suivants ont été dosés pour des temps de comptage de 10 secondes: Cu, S, Fe, Sb, As, Zn, Pb, Mn, Cd, Co, Hg, Ni, Bi, W et Mo et de 20 secondes (Ag, Se, Au, Te et In).

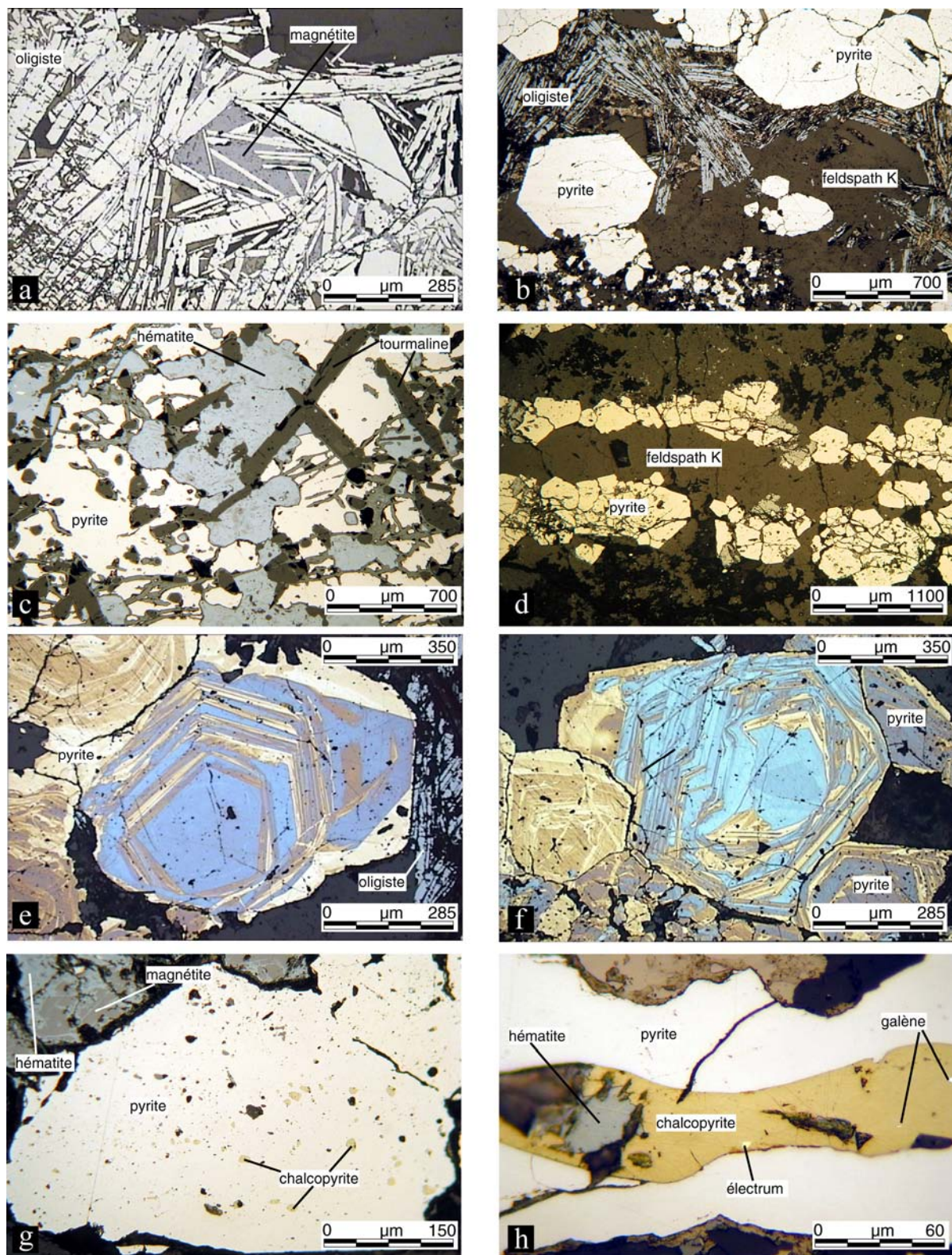


Figure IVB-33 : Planche métallographique : a) Faciès lamellaire des oligistes et magnétite dans une veine à quartz et potassique, Isamlal ; b) Association à pyrite, oligiste dans une veine à feldspath potassique, Taourirt N'Soualeh ; c) Cristaux de pyrite recoupant ou emballant des prismes de tourmalines. La pyrite est oxydée en hématite, Taourirt N'Soualeh ; d) Rubanements de pyrite dans une veine à tourmaline, chlorite et feldspath potassique, Taourirt N'Soualeh ; e-f) Cristaux automorphes de pyrite oxydés à l'air libre dévoilant leur zonation, Taourirt N'Soualeh ; g) Fines inclusions de chalcopryrite dans la pyrite, Taourirt N'Soualeh ; h) Inclusions de

galène et d'électrum dans une chalcopyrite. La chalcopyrite est incluse dans la pyrite. L'électrum est localisé au contact entre la pyrite et la chalcopyrite, Isamlal.

Un transect réalisé sur une section zonée de pyrite (**figure IVB-35a**) montre que ces dernières sont arséniées et cobaltifères. La réalisation de cartographie X à la microsonde électronique, montre que ces éléments se répartissent le long des différentes bandes de croissance de la pyrite et non ponctuellement (**figure IVB-34**). Des teneurs ponctuelles en Bi, W, Mo, Ni, Hg, Te, Se, Cu, Sb, Pb et Zn ont également été observées. Ces dernières peuvent être interprétées en termes de micro-inclusions (chalcopyrite, galène, cuivre-gris et sphalérite).

Les **figures IVB-35b et c** illustrent l'existence de substitutions entre Fe/Co et As/S au cœur de ces pyrites. Les pyrites d'Isamlal sont nettement moins riches en Co et As que celles de Taourirt N'Soualeh. Celles de la zone silicifiée ne renferment que quelques traces d'arsenic.

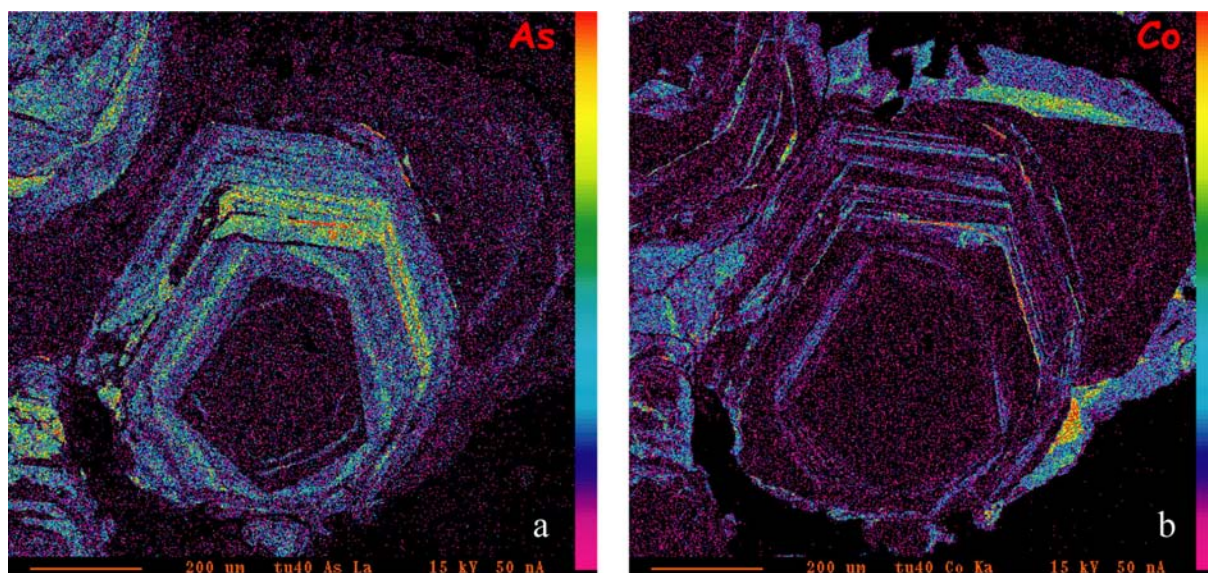


Figure IVB-34 : Cartographie X des pyrites zonées de Taourirt N'Soualeh : a) As ; b) Co.

5.2/.Les inclusions et phases secondaires associées à la pyrite

A Taourirt N'Soualeh, la carrolite, la chalcopyrite, la galène, l'arséno-pyrite et la sphalérite sont associées à la pyrite. Ces minéraux se présentent fréquemment en inclusions microscopiques dans cette dernière (**figure IVB-33g**).

A Isamlal, on trouve dans la pyrite de nombreuses inclusions ovoïdes de pyrrotite, galène et de chalcopyrite auxquelles sont associées de phases bien plus rares telles que la smythite

((Fe,Ni)₉S₁₁), la carrolite (Cu(Co,Ni)₂S₄), la greenockite (CdS) et l'argent natif (Sizaret, 1999). La galène et la chalcoppyrite peuvent également se développer en plages millimétriques associées à des fractures à quartz et chlorite recoupant ou contemporaines du QII.

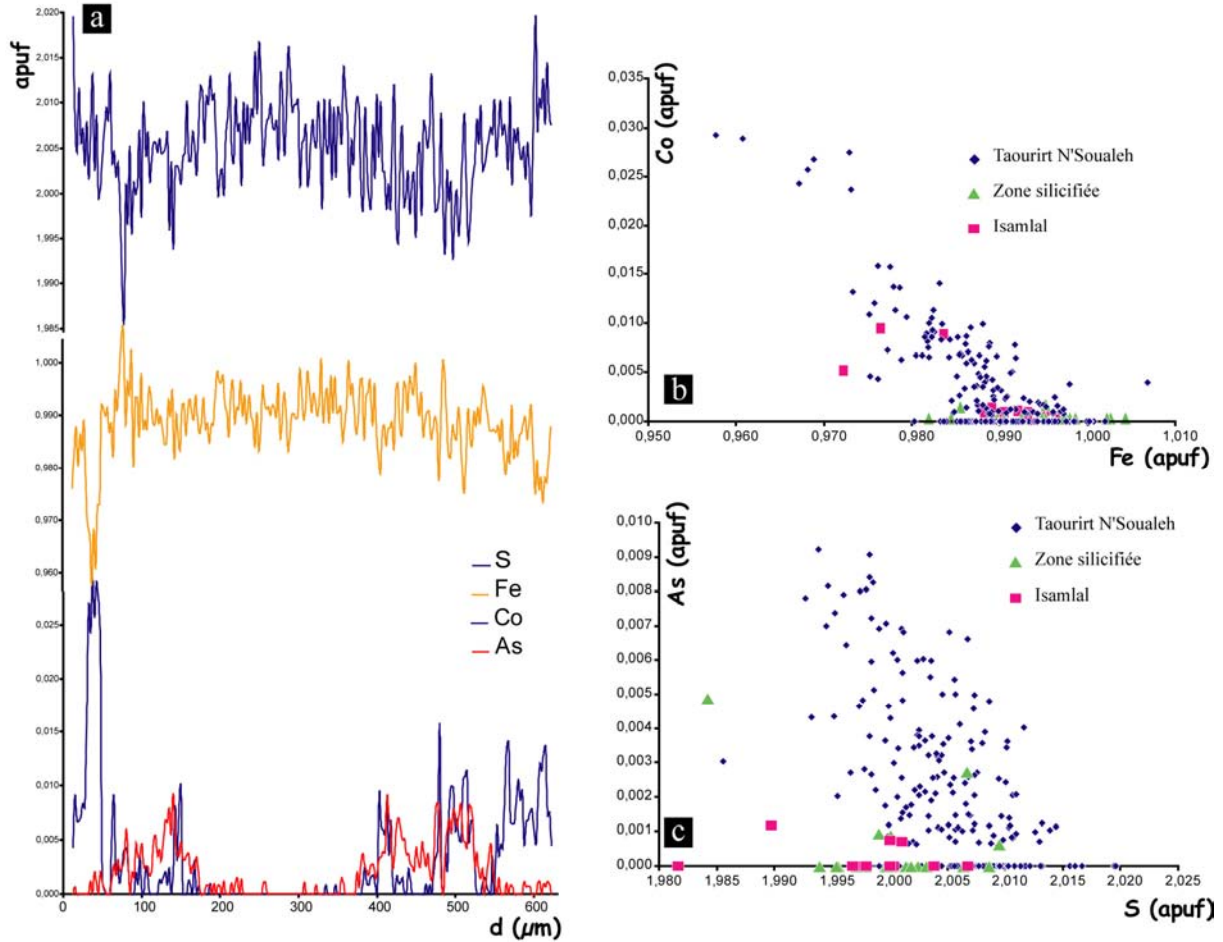


Figure IVB-35 : Caractéristiques chimiques des pyrites du district de Kelâa M'Gouna : a) Transect bord-cœur-bord d'une pyrite optiquement zonée ; b-c) Diagramme Co vs. Fe et As vs. S.

5.2.1/. Le stade aurifère

A Taourirt N'Soualeh, le stade aurifère se localise principalement dans des fractures tardives qui recoupent la pyrite (**figure IVB-36a**). Dans les fissures recoupant la pyrite, l'or est associé à de nombreux tellurures et minéraux du bismuth (**figures IVB-36b à d**) : wittichenite, hessite, kurilite, tellure d'Au-Ag, électrum, tellure natif, tellurobismuthinite et calavérite, (Gaudin, 1998).

A Isamlal, l'électrum n'a été observé qu'en inclusions microscopiques au contact entre la pyrite et la chalcopryrite/pyrrhotite (**figure IVB-33h**).

Six phases minéralogiques différentes associées à l'or ont été discriminées, par l'analyse à la microsonde de sections et lames minces polies dans les diagrammes ternaires des **figures IVB-37a et IVB-37b**.

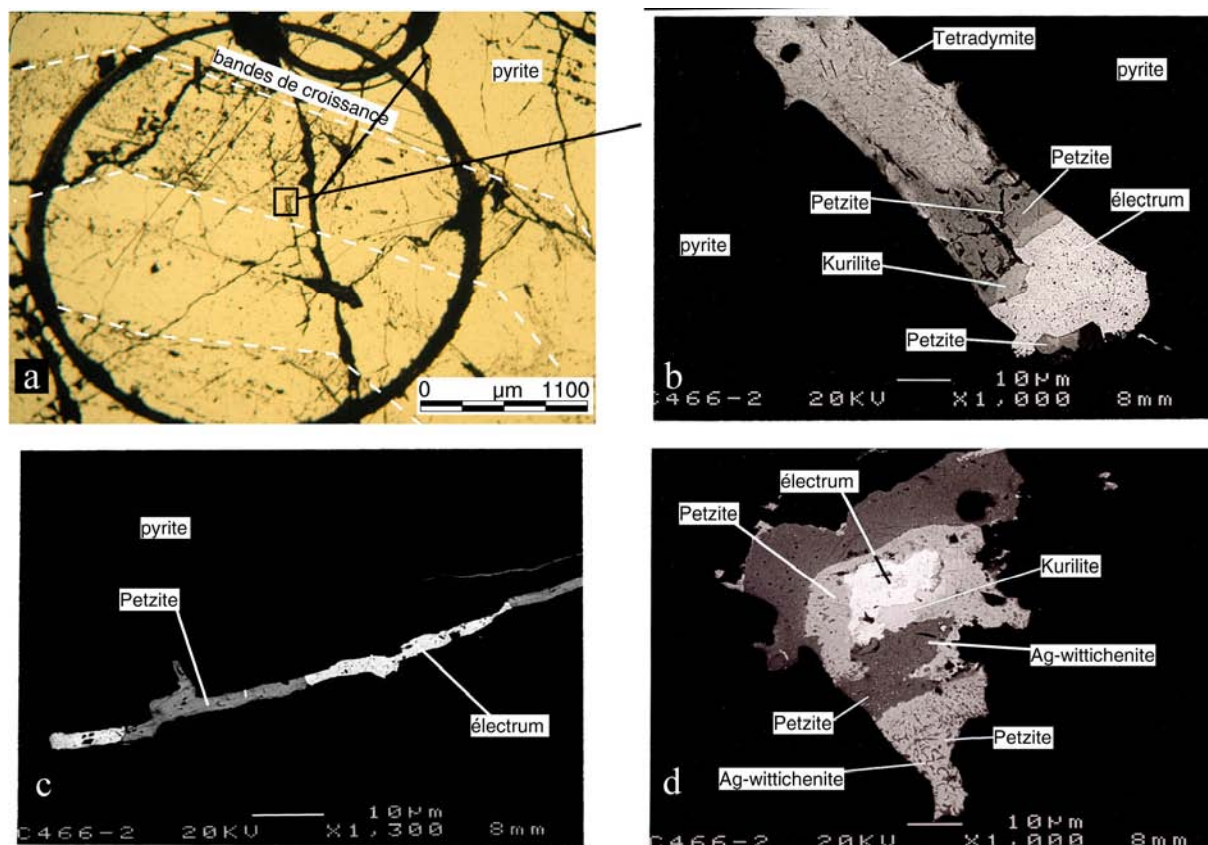


Figure IVB-36 : Le stade microfissural aurifère : a) Cristal de pyrite zoné recoupé par des fissures portant la minéralisation aurifère, Taourirt N'Soualeh ; b) Agrandissement de l'image précédente montrant une inclusion complexe à électrum, tellurures d'or et d'argent (kurilite et petzite), tétradymite, cliché MEB ; c) Microfissure à électrum et petzite recoupant la pyrite, cliché MEB ; d) Inclusion complexe à électrum, tellurure d'or et d'argent et wittichenite argentifère. On peut observer dans la petzite des inclusions myrmékistiques de wittichenite évoquant une croissance synchrone. De même dans la wittichenite, on peut observer des inclusions myrmékistiques de petzite, cliché MEB.

► La *tétradymite* Bi_2Te_2S (**figure IVB-36b**), seul sulfo-tellure observé, est caractérisée par de nombreuses impuretés telles que le fer et l'antimoine. Des teneurs ponctuelles en argent, or, sélénium, et molybdène ont été mesurées.

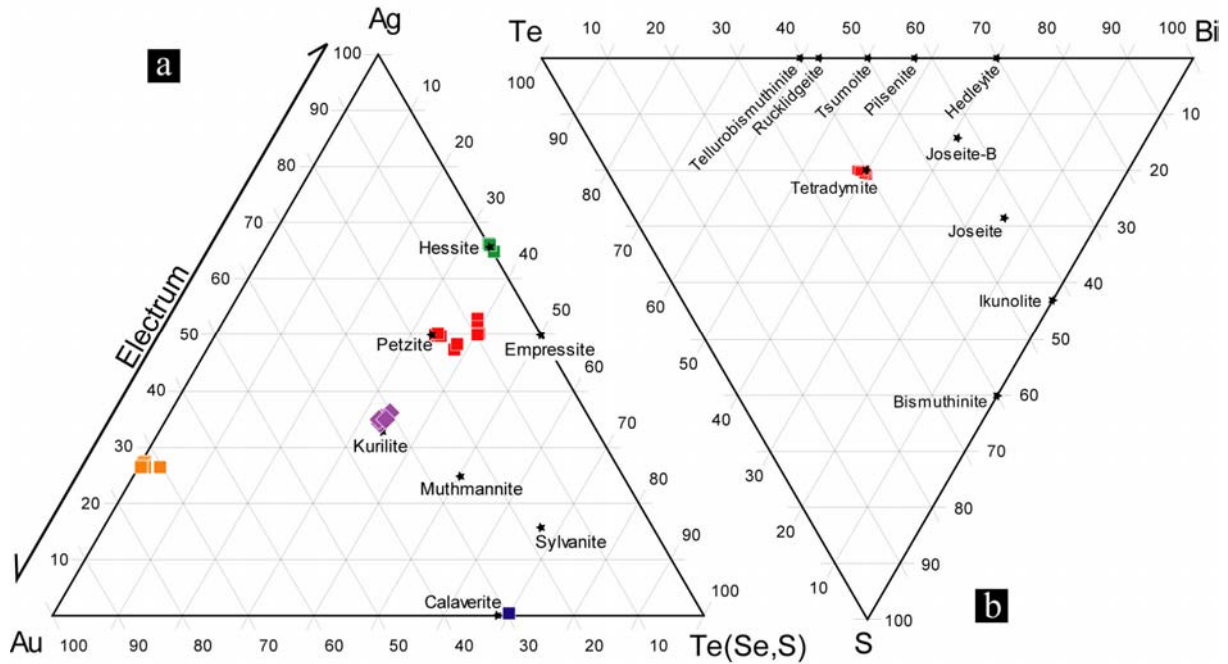


Figure IVB-37 : Diagramme de discrimination des différentes phases du stade aurifère : a) Diagramme ternaire Au, Ag, Te ; b) Diagramme ternaire Te, Bi, S.

► 4 tellures d'or et/ou d'argent sont décrits :

-La *petzite* $AuAg_3Te_2$ (figures IVB-36b à d), caractérisée par de nombreuses impuretés (S, Fe, Cd, Hg et Se) et des teneurs ponctuelles en Cu, Sb, Bi, Co et Mo. Elle montre des textures de croissance commune (myrmékites) avec la wittichenite (figure IVB-36d).

-La *kurilite* $(Ag,Au)_2 (Te,Se,S)$ (figures IVB-36b et d), caractérisée par de nombreuses impuretés (Fe, Hg et Cd) et l'absence de Se.

La *hessite* Ag_2Te , caractérisée par de nombreuses impuretés (S, Fe, Cd) et des teneurs ponctuelles de Cu, Sb, Pb, Bi.

La *calaverite* $AuTe_2$, caractérisée par de nombreuses impuretés de Cu, S, Fe, Sb, Ag et Hg.

► L'électrum AuAg (**figures IVB-36b à d**) riche en or avec une concentration moyenne supérieure à 80 pds %. Sa formule structurale est la suivante $Au_{0,7}Ag_{0,3}$. De nombreuses traces de Mo, Fe, Hg et S ont été détectées.

► Enfin une *wittichenite* argentifère ($Bi_{0,96} (Ag_{0,5} Cu_{2,5}) (S_{2,9}, Se_{0,02}, Te_{0,1})$) a également été observée (**figure IVB-36d**). Elle est caractérisée par de nombreuses traces de Cd, Au, Te, Se et Fe. .

6/. MODELE D'EVOLUTION TECTONO-MAGMATO-METALLOGENIQUE DU SECTEUR DE KELAA M'GOUNA

6.1/. Synthèse des résultats

Les principaux résultats de cette étude montrent :

- L'importance et la diversité des phénomènes hydrothermaux en relation avec le volcano-plutonisme du complexe supérieur et le caractère tardif de ces manifestations sur les formations ignimbrtiques et volcano-sédimentaires en relation avec la mise en place de la caldera de Kelâa M'Gouna.
- 3 stades d'altérations hydrothermales successifs :
 - i) Le stade I est caractérisé par un hydrothermalisme à Al-B-F-Cl-Na (Li ?) chaud (*ca.* 500°C) suggérant une relation avec le magmatisme granitique (type granite de Timicha) ainsi que par la mise en place d'un stockwerk à quartz Q1 dans les grauwackes du complexe inférieur et d'une importante silicification dans les formations volcano-sédimentaires acides sus-jacentes du complexe supérieur.
 - ii) Le stade II se caractérise par le développement de filons de tourmalinites recoupés par des veines à remplissage de feldspaths potassiques (adulaire).
 - iii) Le stade III est associé au développement de veines de quartz Q2 à remplissage tardif de calcite.

Des brèches à ciment chloriteux se développent de manière progressive et continue au cours de ces deux stades II et III caractérisés par un hydrothermalisme à Ca-Fe-K estimé à ca.250-300°C.

- La minéralisation est essentiellement pyriteuse (pyrites riches en Co et As). L'or se tardif, se présente dans de microfissures. Il est caractérisé par des assemblages complexes à Au-Te-Ag.

6.2/.Modèle de formation

L'évolution dans le temps des compositions chimiques des paragenèses à tourmalines, micas, chlorites et sulfures ainsi que la prise en compte des caractéristiques texturales et structurales permet de proposer un modèle de succession paragénetique caractérisant l'essentiel des structures et stades d'altérations observés (**tableau IVB-8**).

6.2.1/. Le stade I : épisode précoce de haute température

Ce premier stade hydrothermal présente une zonation verticale en relation avec la compétence / lithologie de la roche encaissante :

Dans le complexe supérieur, les formations volcano-sédimentaires (moat-deposits) ont subi une intense altération pervasive essentiellement siliceuse à laquelle sont associées des néoformations de tourmalines, fluorapatites, de micas très fluorés et chlorés, d'andalousite et de pyrite.

Dans les sédiments du complexe inférieur sous-jacent, cette silicification s'exprime sous l'apparence d'un stockwerk quartzeux (Q1) associé soit à de la muscovite soit à de l'amphibole et de la biotite fluorées et chlorées et à de la tourmaline.

L'orientation préférentielle de ce stockwerk (N110°E et N020°E) peu favorable pour considérer ces structures néoformées, et l'absence de critères de cisaillement laisse supposer que ces structures résultent probablement d'une pré-structuration de l'encaissant telle que la fracturation antérieure.

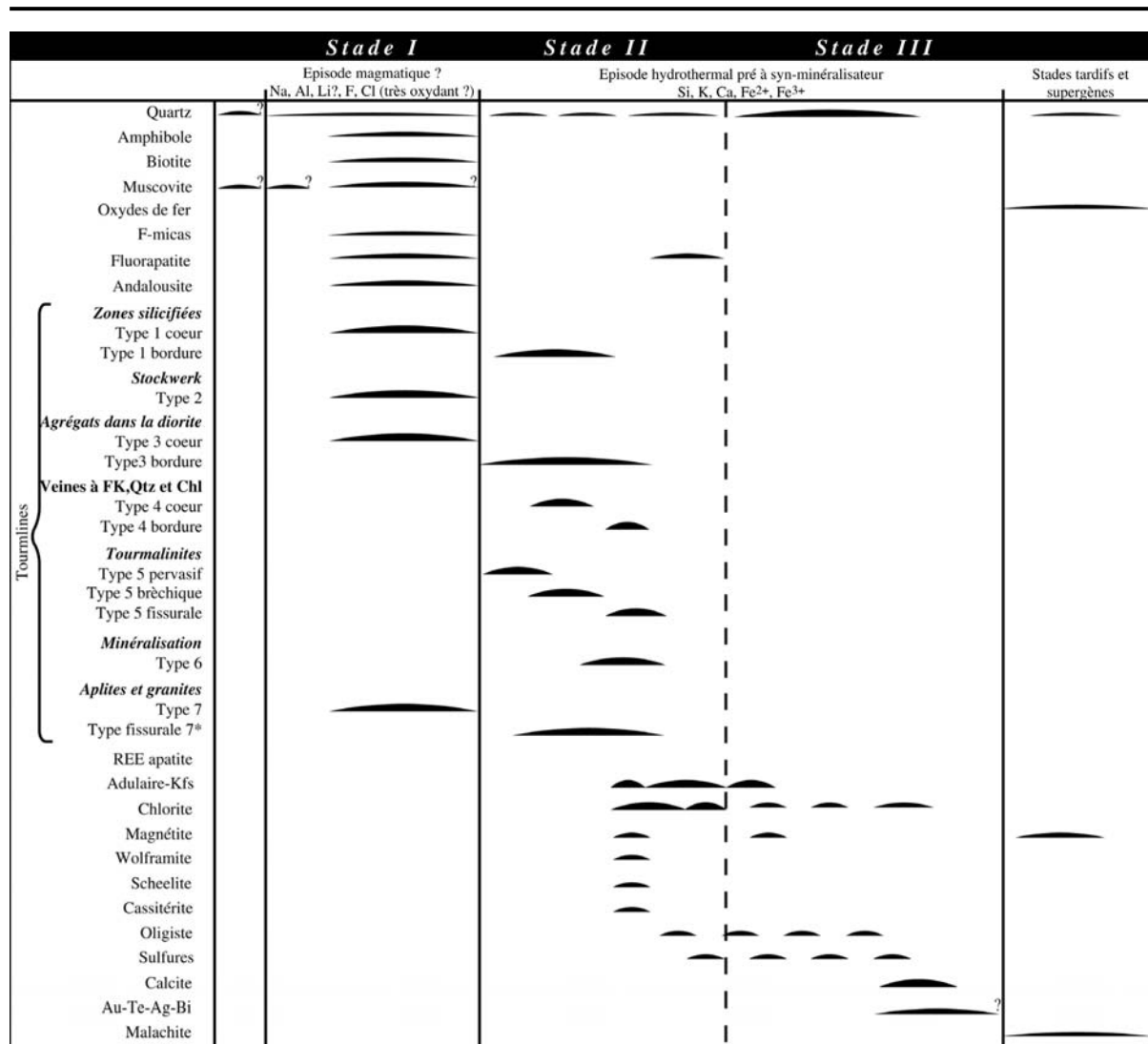


Tableau IVB-8 : Succession paragénétique des différents stades d'altération des prospectifs aurifères du district de Kelâa M'Gouna.

L'étude des variations de la composition chimique de ces paragenèses notamment des tourmalines et des micas permet de proposer un modèle de mise en place et une estimation des caractères physico-chimiques du fluide de ce premier stade.

- *Les tourmalines :* Sachant que l'encaissant de nature variée, n'exerce que peu d'influence sur la nature du fluide en raison de la constance de la composition des tourmalines 2 (aiguilles du stockwerk) ainsi que les cœurs des types 1 et 3 (agrégats fibroradiés de la zone silicifiée et de la granodiorite de Wawitch), il est possible de caractériser la nature du fluide minéralisateur au cours de ce premier stade. Parce que les compositions chimiques de ces tourmalines permettent de mettre en évidence les mêmes types de substitutions (**tableau IVB-4**), nous proposons donc que celles-ci aient cristallisé au même moment

à partir d'un fluide chaud (*ca.* 500°C°), très alumineux, très fluoré, alcalin, peut-être très oxydant (déprotonation) et lithinifère. De plus et parce que les tourmalines 7 (nodules dans les aplites) présentent les mêmes types de substitutions, elles pourraient également se déposer à partir du même fluide. Nous insisterons également sur le fait que ces tourmalines (7) sont les seules phases des altérations hydrothermales du stade I à présenter une relation spatio-temporelle et texturale étroite avec les aplites pour établir un lien génétique avec le magmatisme générant les leucogranites.

- *Les micas* : A l'exception des muscovites du stockwerk, les paramètres chimiques (Al, F, Cl..) et les températures relativement similaires de l'ensemble des micas (tri- et dioctaédriques) de la zone silicifiée, du stockwerk et de son halo suggèrent une mise en place commune de ces phases lors d'un même processus. Les maxima de températures élevées (> 500°C) plaident également en faveur de ce processus.

Les divergences de températures et de composition obtenues pour les muscovites du stockwerk sont discutables. Bien que plusieurs hypothèses puissent être faites sur leur mise en place, celle la plus vraisemblable serait d'invoquer une zonation des processus d'altération relatifs au stade I. En effet, les veines du stockwerk à quartz Q1 et muscovite n'ont été rencontrées que dans l' W et le NW du prospect d'Isamlal, tandis que les veines à biotite, amphibole et les muscovites du halo n'ont été observées que dans le SE du prospect d'Isamlal, c'est à dire proche de la zone silicifiée. Les différences d'enrichissement en F et en Cl des micas du stockwerk et de la zone silicifiée (**tableau IVB-7**) peuvent s'expliquer par un processus de fractionnement en partie lié à l'interface socle grésopélitique / couverture volcanique.

Ces caractéristiques sont également en accord avec la présence synchrone d'andalousite et de fluorapatite dans la zone silicifiée et d'amphibole chlorée et fluorée dans le stockwerk. Les températures élevées obtenues sur les tourmalines et les micas ainsi que les fortes similitudes des IV(F) et IV(Cl) suggèrent une contemporanéité des dépôts et une participation de fluides d'origines magmatiques dans la genèse de ces processus hydrothermaux attribués au stade I (**tableau IVB-7**).

6.2.2/. Les stades II et III : évolution vers l'épithermal

Les structures de ces deux derniers stades sont les seuls à présenter des indices attestant d'un contrôle structural. Les meilleures évidences caractérisent les veines à remplissage de quartz (Q2) conjuguées et orientées N110-130°E à cinématique senestre et N050-080°E dextre dont la mise en place se caractérise par une direction de raccourcissement orientée *ca.* ESE-WNW à E-W (**figure IVB-38a**).

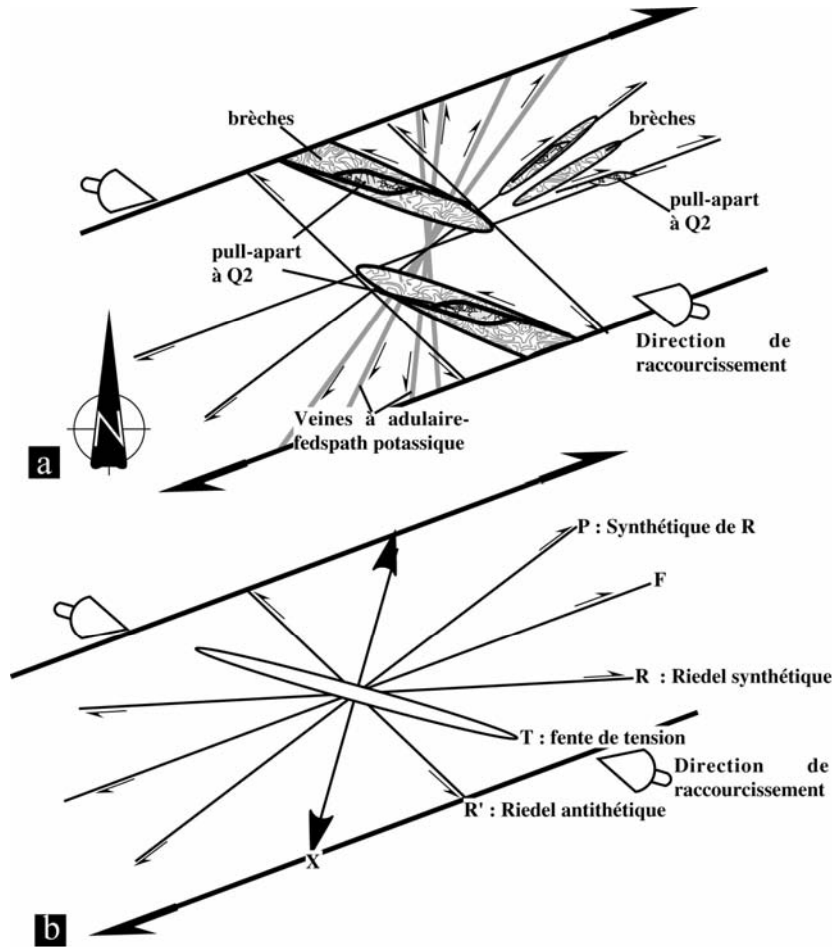


Figure IVB-38 : Le contrôle structural: a) Modèle de contrôle structural des structures minéralisées du district de Kelâa M'Gouna ; b) Expérience de Riedel (Riedel, 1929).

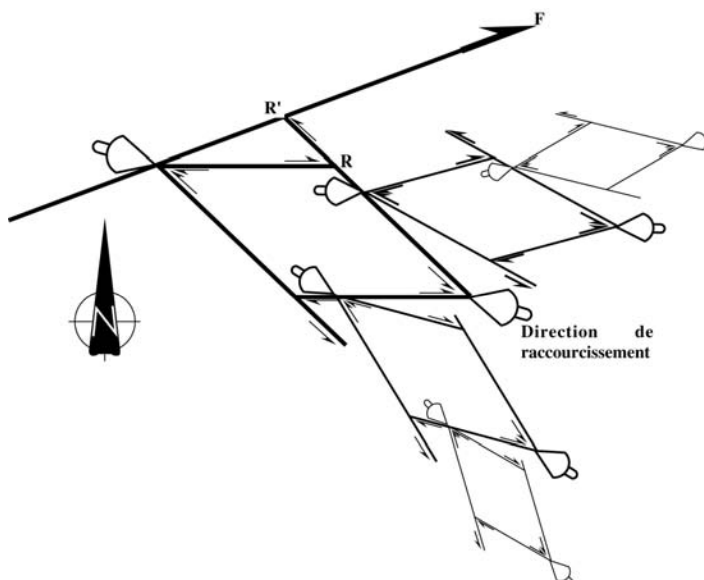
Le contrôle structural des structures bréchique est plus ambigu. Dans un premier temps, leur formation s'effectue par les effets d'une fissuration à chlorite dont le développement progressif, continu mais également conduit à la bréchification et à la chloritisation de

l'encaissant (socle pélitique). Ce mode de formation peut donc être apparenté à un processus d'auto-bréchification assisté par les fluides. Le contrôle de ces structures pourrait être influencé par des couloirs de failles orientées N130-150°E senestre et N050-080°E dextres également développés sous les effets d'une direction de raccourcissement orientée *ca.* ESE-WNW à E-W (**figure IVB-38a**), comme l'avait déjà proposé Leloix (1999) et le suggère les cartes réalisées pour cette étude (**figure IVB-4**)

Les filons à remplissage d'adulaire orientés N-S à NE-SW, s'intègrent également dans ce schéma. En se référant au modèle de Riedel et d'après les observations de terrain, les veines

dont l'orientation est proche de R' montrent des cinématiques le plus fréquemment senestres tandis que celles les plus proches de P sont plutôt associés à des cinématiques d'ouverture dextres (**figures IVB-38a et b**).

Figure IVB-39 : Relations entre les différentes fractures dans une zone de cisaillement. Distribution des fractures associées de cisaillements de trois ordres successifs à partir d'un décrochement dextre N070°E, d'après (Ruhland, 1973).



L'angle trop faible (N110°E) ou trop fort (N020°E) de ces structures par rapport à la direction de raccourcissement ne permet pas d'affirmer strictement que ces

structures soient néoformées. Deux paramètres peuvent expliquer cette particularité:

- une pré-structuration de l'encaissant selon ces mêmes directions, ce qui est le cas (fracturation), favorisant la mise en place des veines, et
- la présence de zones de cisaillement d'ordres différents contrôlant des variations locales de la direction de raccourcissement (**figures IVB-39**).

Au cours de ces deux stades, le fluide change progressivement de composition et une intense tourmalinisation au développement pervasif affecte le district. Les tourmalines associées à ce stade (e.g ; 4, 5, 6, 7* et les bordures des types 1 et 3) sont caractérisées par des substitutions communes dont les principales caractéristiques sont : un enrichissement en fer (notamment trivalent) en calcium et un appauvrissement en aluminium (**tableau IVB-4**). En fin de processus, ces fines aiguilles au développement pervasif sont bréchifiées puis fracturées par des veines et veinules à remplissage d'adulaire, de quartz et/ou de chlorite. Cette tourmalinisation coïncide également avec l'apparition et le développement progressif et continue sur les stades II et II des brèches à ciment chloriteux.

Ces deux stades riches en fer en calcium coïncident également avec le dépôt des sulfures (de la pyrite arséniée et cobaltifère essentiellement) et des carbonates. Les fluctuations de la fugacité d'oxygène à ce moment là, expliqueraient la présence dans le secteur de Taourirt

N'Soualeh de niveaux riches en oxydes de fer (oligiste) dans le cas d'une fugacité élevée soit de pyrites dans le cas d'une faible fugacité.

L'étude de la composition des chlorites ont permis de différencier les stades 2 et 3 et de souligner le synchronisme de l'épisode de bréchification avec ces deux derniers. Les applications thermométriques ces dernières permettent proposer une température de formation comprise entre 250 et 300°C (Cathelineau et Nieva, 1985). La présence d'adulaire dans cette paragenèse témoigne également d'une température plus faible que celles du stade I.

Le dépôt de la paragenèse aurifère est tardif dans l'évolution paragenétique. Cependant, les expressions minéralogiques de l'or sont différentes entre les prospectes de Taourirt N'Soualeh, riches en tellures et d'Isamlal où l'or s'exprime sous forme d'électrum. Cette différence s'observe également au niveau des sulfures à métaux de base et des oxydes. En effet, à Isamlal, la chalcopirite est nettement plus abondante et l'oligiste plus rare qu'à Taourirt N'Soualeh. Ainsi, il est possible de mettre en évidence une zonalité minéralogique entre les districts de Taourirt N'Soualeh. Parce que les échantillons portant les phases aurifères proviennent de carottes de sondage et que nous ne possédons pas les profondeurs d'échantillonnage, il est encore, à ce jour, impossible de préciser si cette zonalité est d'ordre vertical ou horizontal.

6.3/.Synthèse et discussion

La formation des dykes d'aprites ainsi que des veines hydrothermales et des altérations associées décrites dans cette partie, a été intégrée dans un modèle évolutif (**figure IVB-40**).

- Une majorité des structures rencontrée sur les différents prospectes du district de Kelâa M'Gouna montre que l'influence d'une pré-structuration sur la formation de ces veines peut être avancée. Ainsi, la fracturation orientée *ca.* WNW-ESE et NNE-SSW dans les formations du complexe inférieur apparaît comme une pré-structuration favorable pour contrôler la mise en place des principales structures (stockwerk, brèches, veines à adulaire et Q2) des zones aurifères (**figure IVB-40a**). Le développement de cette pré-structuration peut être dû à de nombreux phénomènes (tectonique, thermique, pression fluide.....). Parce que, les principaux secteurs affectés par cette fracturation (Isamlal et Talat N'Tabarought) se localisent à l'aplomb ou juste en périphérie des plutons de granodiorite, nous interprétons ces structures en terme de

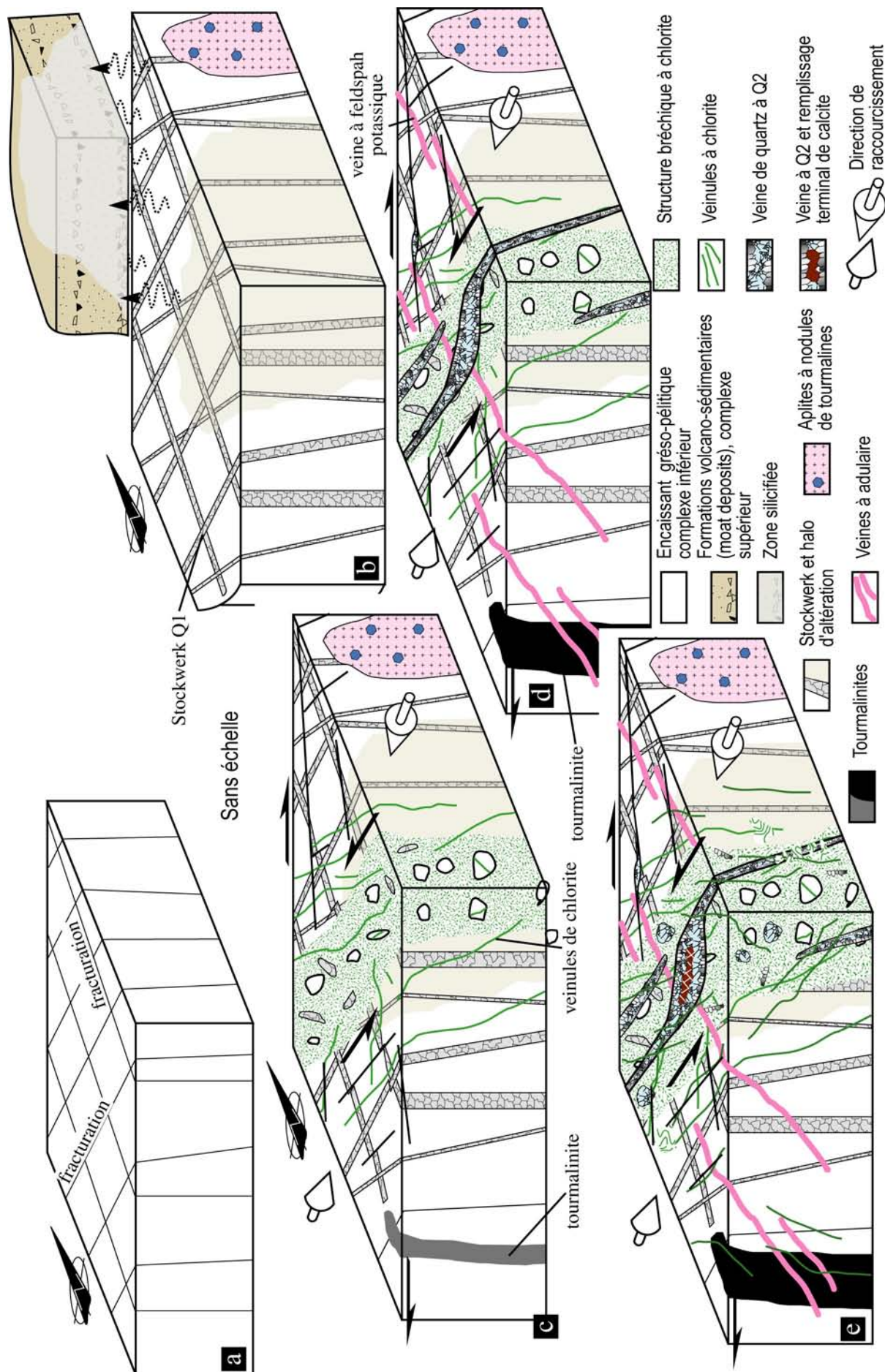
jointes de refroidissement associés aux processus de mise en place de ces intrusions du complexe inférieur. Ces structurations ont donc été par la suite simplement ré-ouvertes par des phénomènes de pression fluide et/ou de tectonique.

- Le premier stade d'altération se caractérise par : une intense silicification (Q1), une altération potassique et alumineuse, un fluide riche en Si, Cl, F, B, Al, (Li ?) et peut-être acide et très oxydant (**figure IVB-40b**).

Entre Isamlal et Talat N'Tabarought, les différentes paragenèses d'altération de ce premier stade se rencontrent essentiellement au niveau d'une discontinuité marquée par l'interface entre les formations volcano-sédimentaires du complexe supérieur (moat-deposits) et les grauwackes de complexe inférieurs. Une telle discontinuité lithologique a probablement servi de piège vis à vis de la circulation des fluides entraînant la précipitation des principales phases minéralogiques à Al, B, Cl et F. Ces concentrations notamment de borosilicate peuvent trouver une explication dans l'intervention de processus d'ébullition (Lynch et Ortega, 1997; Reed et Spycher, 1985). En effet, de nombreuses études ont montré que les phénomènes d'ébullition étaient des processus hydrothermaux permettant d'expliquer le dépôt des paragenèses métalliques dans les gisements de type porphyre et épithermal (Hedenquist et Lowenstern, 1994; Lynch et Ortega, 1997).

Les mesures thermométriques obtenues sur les micas et sur les tourmalines de ce stade montrent des températures de formation élevées (ca. 500°C), pouvant impliquer la participation de fluides d'origine magmatique. De la même façon, certaines températures d'homogénéisation élevées comprises entre 360 et 520°C, mesurées sur des inclusions fluides triphasées (liquide, vapeur, solide-cube de sel) du stockwerk Q1 par Delapierre (2000), semblent être en accord avec une origine magmatique du fluide.

Figure IVB-40 : (page suivante) Blocs diagrammes retraçant l'évolution des différents stades de l'évènement minéralisateur : a) Pré-structuration de l'encaissant grésopélitique ; b) Stade I associée au développement du stockwerk à quartz Q1 préférentiellement guidé par la fracturation, de la silicification des formations du moat, des aplites roses et des altérations associées ; c) Stade II associé à la mise en place des filons de tourmalinites et de la bréchification à ciment chloriteux contrôlé par des cisaillements ca. N110°E senestres et N080°E dextres. Le stockwerk précoce est affecté par ces cisaillements ; d) Stade II et III : Augmentation du phénomène de tourmalinisation le long des axes et mise en place des filons à feldspath potassique puis des veines à remplissage de quartz Q2 à relais cisailant senestre ; e) Stade III : Amplification de la phase de bréchification et dépôt de carbonate au cœur des relais en pull-apart. La minéralisation sulfurée se dépose en d et e.



Bien que la méthode des « intercept values » ait montré le caractère plus ou moins enrichi en Cl et F des biotites du granite rose de Timicha, la participation de ce magma dans la genèse de ces minéralisations n'a pas été retenue.

En effet, seuls les filons d'aprites de composition leucogranitique permettent de supposer un éventuel lien avec les altérations du stade I (tourmalines 7 et muscovites tardives). De plus, sachant que ce type de magma est tardif comme la minéralisation et qu'il a été assimilé aux processus de résurgence au niveau de la caldera, il est fort possible qu'au cours de cet événement les fluides libérés aient lessivé les granites ou microgranite à biotite et amphibole sus-jacent et mis en solution de nombreux éléments tel que F, Cl, Fe, Mg..... Nous interprétons donc ce type de granite comme étant le moteur convectif et la source des altérations du stade. Dans un tel modèle, une intrusion cachée de type porphyre est susceptible de se trouver à l'aplomb des districts de Talat N'Tabarought et d'Isamlal.

- L'évolution du système hydrothermal au cours des stades II et III se caractérise par le développement de veines contrôlées par une direction de raccourcissement orientée *ca.* ESE-WNW à E-W (**figures IVB-40c à e**). Les altérations associées très semblables aux minéralisations épithermales sont de type : phyllitique, propylitique et potassique et de plus basse température (250-300°C). Elles se caractérisent par un enrichissement en Fe et Ca et un appauvrissement en Al. Cet enrichissement en fer coïncide avec le dépôt des principaux sulfures. La minéralisation aurifère est en revanche tardive sur ces phénomènes d'altérations.

Bien qu'aucune relation probante n'ait pu être observée entre la mise en place de la minéralisation tardive et les ultimes manifestations volcano-plutoniques du complexe supérieur caractérisées par les leucogranites et surtout les dykes NNE-SSW de rhyolite à phénocristaux de quartz et de feldspaths potassiques. La mise en place des filons à remplissage massif d'adulaire portant la minéralisation selon la même direction que ces dykes, la nature potassiques ainsi que le caractère sécant de ces deux structures sur les tourmalinites tendent à invoquer également une participation des fluides issus de cet ultime magmatisme tardi-néoprotérozoïque acide et potassique dans les processus minéralisateur.

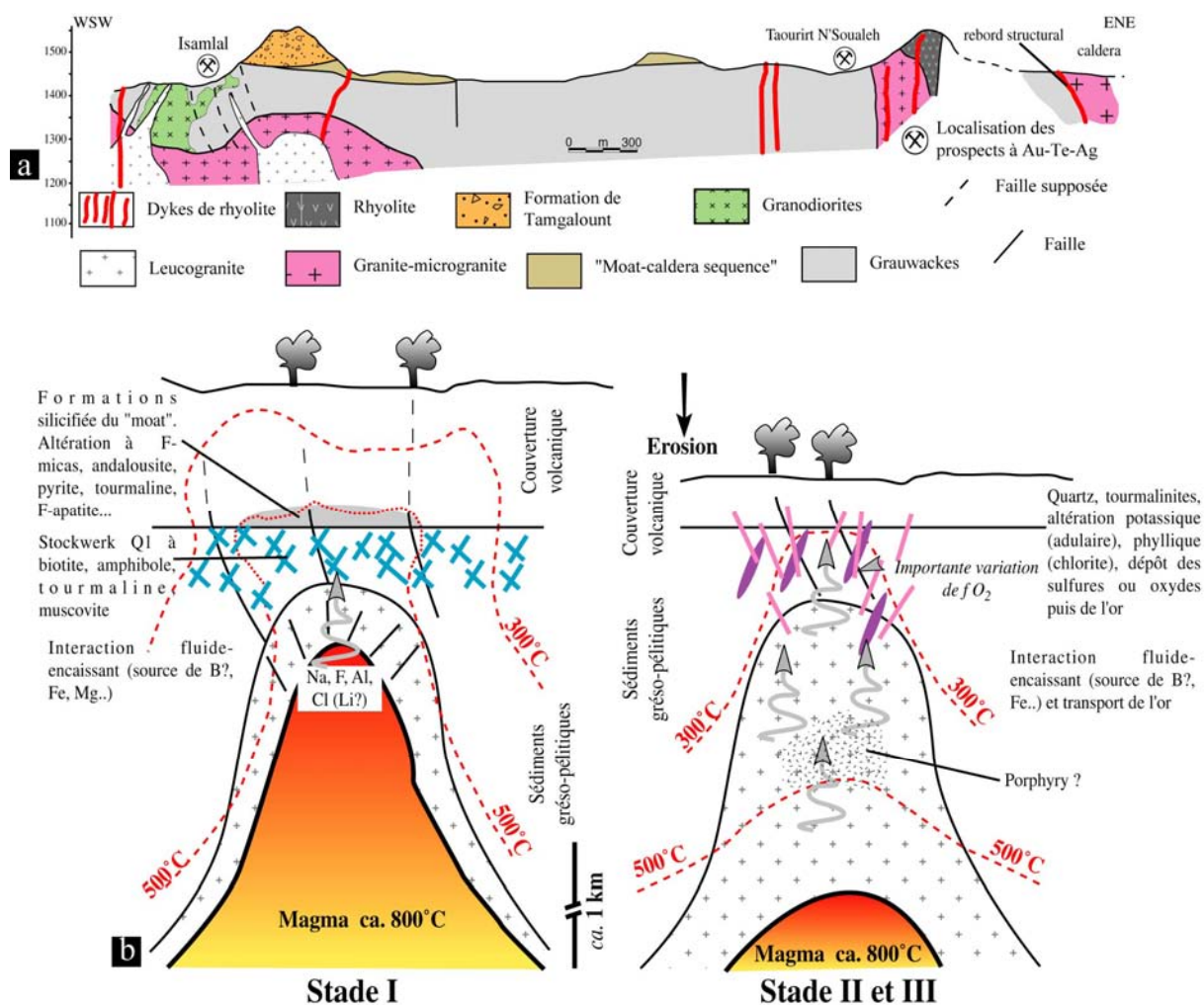


Figure IVB-41 : Modèle génétique interprétatif : a) Coupe WSW-ENE réalisée entre les prospectifs de Taourirt N'Soualeh et Isamlal et remplaçant un hypothétique granite à l'aplomb de la zone silicifiée et d'Isamlal ; c) Modèle d'évolution expliquant la superposition des stades d'altérations de haute et de plus faible température par l'action combinée de l'érosion et/ou du retrait de l'interface magmatique (refroidissement). Ce modèle met en avant les relations spatio-temporelles entre les gisements de type porphyre et épithermal. Au cours des stades II et III, la mise en place en profondeur d'un gisement de type porphyre est probable.

Par un certain nombre de caractères, les minéralisations du district de Kelâa M'Gouna s'inscrivent dans un système transitionnel entre les dépôts de type porphyres et épithermaux (Arribas *et al.*, 1995; Hedenquist et Lowenstern, 1994; Heinrich *et al.*, 2004; White et Hedenquist, 1995).

En effet, le stade I caractérisé par des températures élevées et des fluides supposés riches en Si, Cl, F, Al...et probablement oxydés peut être apparenté à des processus d'altérations des systèmes porphyriques et/ou épithermaux acides en relation avec des intrusions magmatiques dont les meilleurs représentants seraient les leucogranites tardifs. Parce que ce premier stade d'altération se superpose sur les formations de type « moat-deposits », dont l'emplacement est

postérieur à la formation de la caldera de Kelâa M'Gouna, sa mise en place peut être considérée comme synchrone des phénomènes de résurgences.

Une hypothèse semblable a déjà été avancée par (Derré et Lécolle, 1999) pour expliquer des phénomènes d'altérations similaires localisés dans le sud-est de la boutonnière de Kelâa M'Gouna.

Les stades II et III caractéristiques de minéralisations de type épithermal neutre à adulaire-séricite se superposent sur ces altérations précoces. C'est au cours de ces stades que se dépose la paragenèse aurifère. Bien que la participation de fluides provenant des magmas tardifs de composition leucogranitique soit fortement suggérée, cette superposition peut s'expliquer par :

- i) l'action combinée de phénomènes érosifs typique en contexte volcanique aérien,
- ii) le retrait (vers le bas) de l'interface magmatique et des isothermes dans le porphyre.

Le modèle de mise en place montre également le contrôle de l'ensemble des structures par une direction de raccourcissement orientée *ca.* E-W à WNW-ESE. Cette direction de raccourcissement contrôlerait également la mise en place de porphyre résurgent tel que celui de Taourirt N' Soualeh.

II Les veines de quartz épithermales du district aurifère de la Zone des Dykes : rôle des processus de cristallisation, recristallisation et remplacement dans la formation de la minéralisation aurifère.

1/. LA ZONE DES DYKES

Le district à or et argent de la Zone des Dykes est localisé dans la partie nord-occidentale du Jbel Saghro entre la boutonnière de Sidi Flah et l'imposant couloir de dykes de rhyolite orientés *ca.* N-S (**figure II-1**). Il est formé de veines épithermales exclusivement encaissées dans les formations volcaniques et volcanoclastiques du complexe supérieur, et se distingue des autres domaines d'étude (tels : Kelâa M'Gouna, Imiter, Thaghassa) par :

- la nature exclusivement ignimbritique de l'encaissant des minéralisations,
- l'abondance de dykes de rhyolite orientés *ca.* N-S situés à l'est du prospect.

Deux unités volcanoclastiques ont été reconnues sur le terrain (**figures IVB-42 & IVB-43**).

La première (ou unité inférieure d'un point de vue stratigraphique) est puissante d'au moins 100 mètres. Elle est constituée de roches felsiques, très compactées, composées de phénocristaux de quartz, de feldspaths et de minéraux ferro-magnésiens altérés (probables biotites, **figures IVB-43a et b**), encaissant l'essentiel des veines minéralisées. Les débris lithiques sont composés de fragments de nature rhyolitique, andésitique ou de grès. Les fiammes sont rarement exprimées. Vers le sommet de l'unité, des faciès volcano-sédimentaires finement lités et siliceux s'intercalent avec des faciès également siliceux aux teintes ocres plus riches en cristaux (tuf à cristaux).

La seconde unité (ou unité supérieure) est puissante d'environ 50 m et constitue les principaux reliefs du district. La roche est très compactée, très riches en fiammes et composée de fragments lithiques de nature diverse : tufs à cristaux (unité inférieure ?), grauwackes ou rhyolites (**figure IVB-43c**). Elle est composée de phénocristaux de quartz et de feldspaths potassiques (**figure IVB-43d**). Contrairement à l'unité inférieure, les minéraux ferro-magnésiens sont rares.

Chacune de ces deux unités est recoupée par des dykes d'andésite ou de rhyolite aphyriques ou porphyriques. Les différents prospects étudiés sont localisés au niveau de la terminaison septentrionale de la faille de Bou Skour orientée N150°E et au sud d'un accident régional N070°E décalant en senestre le réseau de dykes (**figure II-1**).

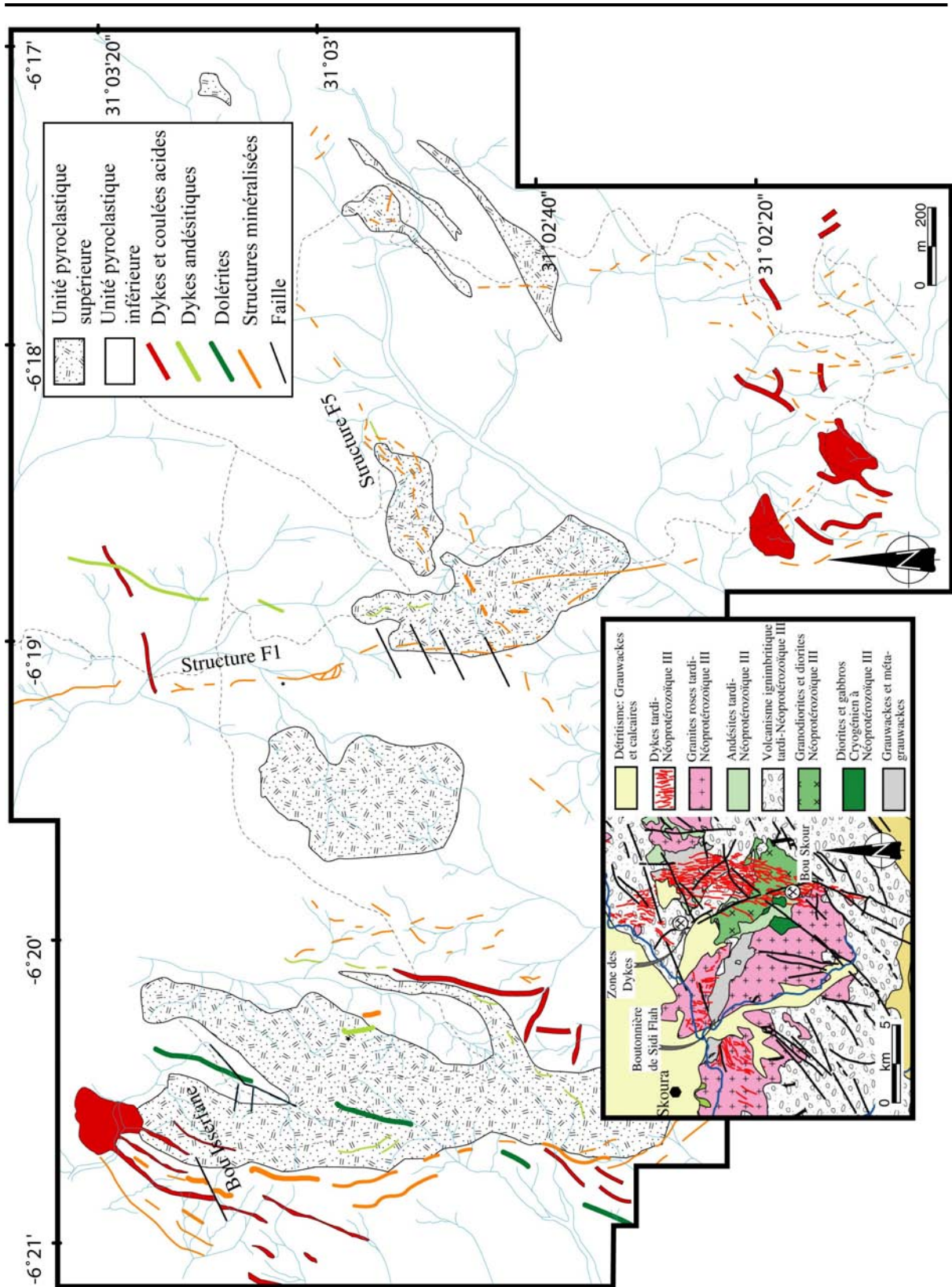


Figure IVB-42 : Localisation et carte géologique du district épithermal de la Zone des Dykes, d'après documents Reminex.

Les premières données concernant ce prospect ont permis de conclure sur la mise en évidence d'une histoire polyphasée et complexe de la formation des filons et d'un contrôle structural (Carré, 2001).

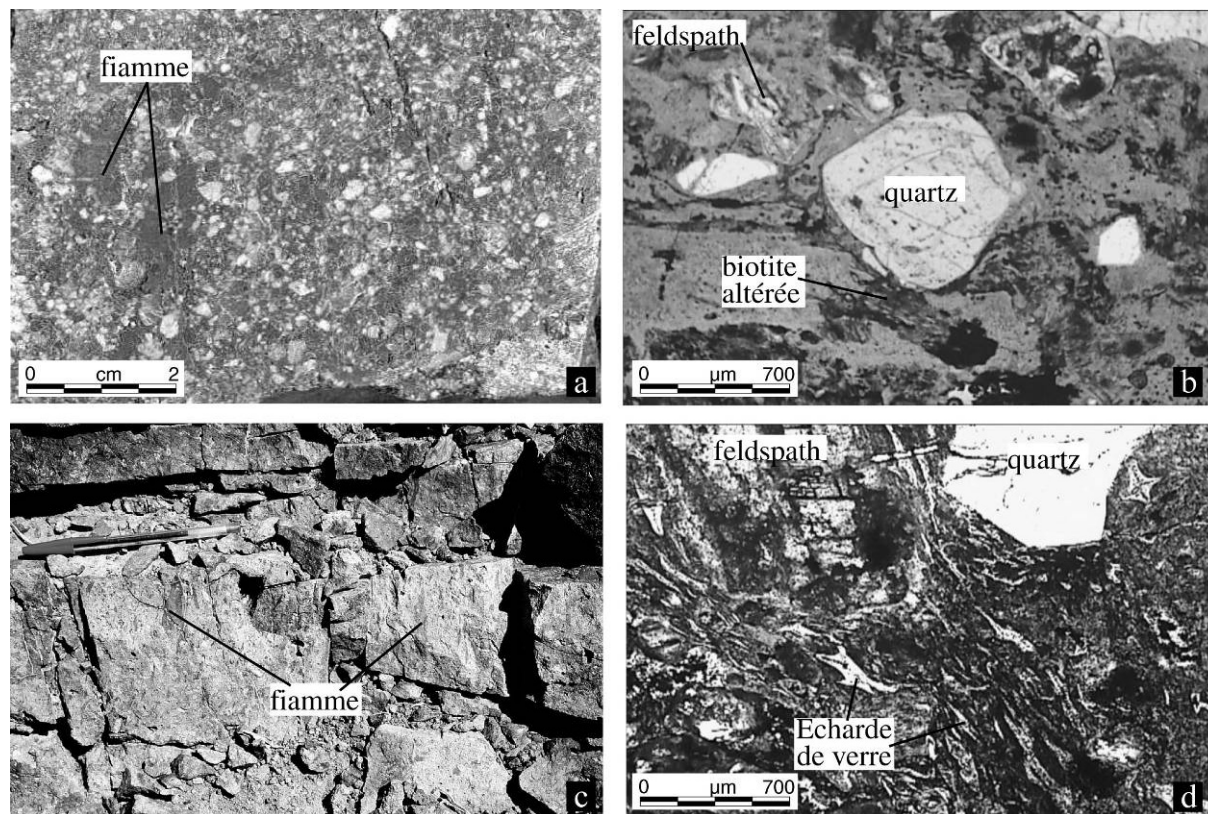


Figure IVB-43 : Les unités volcanoclastiques ; a-b) Tuf compacté riche en cristaux présentant de rares fiammes (unité inférieure) ; c-d) Ignimbrite fiammée de l'unité supérieure.

2/. PRESENTATION DES PRINCIPALES STRUCTURES

La structuration du secteur est contrôlée par deux systèmes de veines (**figures IVB-42 & IVB-44**). On distingue :

2.1/.Les structures N-S (F1 et Bou Isserfane)

Ce premier système caractérise principalement la structure appelée F1 longue de plusieurs centaines de mètres. Il s'agit, en fait, d'une succession de veines de quartz d'épaisseur centimétrique, de longueur métrique, principalement orientées *ca.* N180-160°E (**figure IVB-**

44) avec un pendage moyen de 50° vers l'est. Des zones de relais, d'épaisseur décimétrique à métrique, ont été mises en évidence entre ces veines. Ces zones forment systématiquement des structures sigmoïdes en forme de pull-apart au remplissage bréchique et dont la cinématique d'ouverture, dans le plan horizontal, est senestre (**figures IVB-44 & IVB-45a, b et c**). Ainsi, la présence de brèches au cœur des relais demeure énigmatique. Dans des relais extensifs, on s'attendrait plutôt à observer des textures d'ouverture, de type géode. Deux solutions permettent d'expliquer les brèches :

- Formation du système en contexte de forte pression de fluide ;
- Mauvaise orientation de la contrainte par rapport à la structure ce qui entraînerait des forces de frottement à l'origine de la bréchification du cœur de la structure.

La présence de fragments anguleux souvent altérés et de structures en puzzle (jig-saw breccia) sont en accord avec l'intervention d'une fracturation assistée par des fluides dans la formation de ces brèches et favorisent la première solution (**figure IVB-45c**). Toutefois, nous verrons par la suite que la seconde solution n'est pas à exclure.

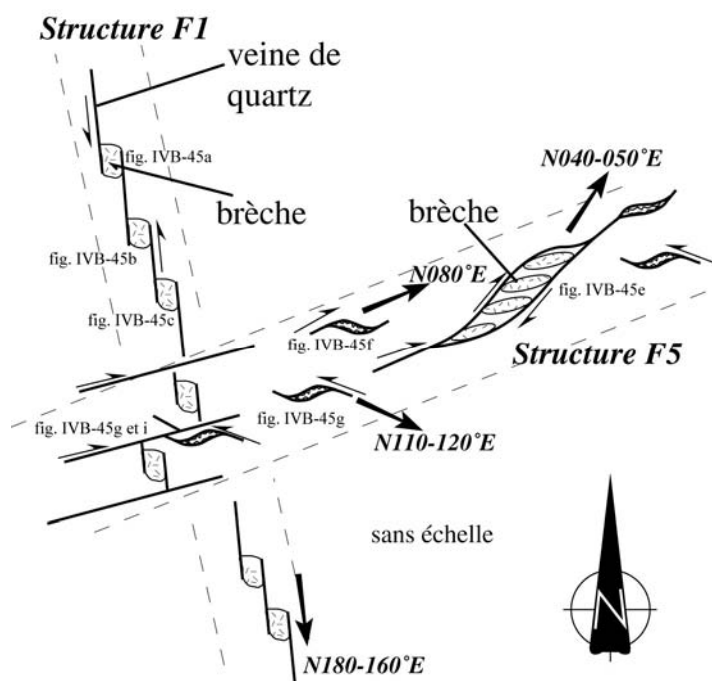


Figure IVB-44 : Représentation schématique des structures F1 et F5 du district de la zone des dykes (sans échelle).

Au niveau de la colline de Bou Isserfane, localisée dans l'ouest du district, les structures se localisent préférentiellement au contact lithologique entre les unités ignimbrtiques inférieure et supérieure (**figure IVB-42**). Elles sont caractérisées, dans l'unité inférieure, par un important stockwerk anastomosé, dont l'exagération du phénomène entraîne une bréchification de l'encaissant (**figure IVB-45d**). Des veines plus allongées orientées *ca.* N-S sont également observées. Ce stockwerk est surmonté par une importante zone bréchifiée et

silicifiée orientée N160°E à N-S, parallèle à la structure F1. Peu de veines minéralisées sont localisées dans l'unité supérieure, seulement affectée par une silicification à proximité des structures minéralisées. Les relations entre le stockwerk et les brèches ne sont pas systématiquement bien définies. Leur association dans l'espace est systématique même si des zones de contacts à faible pendage vers l'est ont été observées en divers endroits.

2.2/.La structure N070°E (F5)

Le second système est essentiellement constitué de la structure F5, orientée N050-070°E (**figure IVB-44**). Ce système montre des relations plus complexes que la structure F1. Deux directions de structures sont reconnues :

- i) Une succession de veines orientées N070°E à N050-040°E, dont les ondulations décrivent à l'échelle cartographique une structure en pull-apart présentant une cinématique d'ouverture ambiguë (**figure IVB-44**). En effet, le cœur de la zone de relais est caractérisé par un système de brèches orientées N070°E, disposées en échelons, et encadrées par un système de veines de quartz orientées N050-040°E montrant des indices de cisaillements dextres (**figures IVB-45e et f**). La prise en compte de ces indications cinématiques permet d'interpréter cette structure comme une zone de relais dextre.
- ii) Un second réseau, moins représenté, se caractérise par le développement de veines orientées N110-120°E et de relais N080-090°E décrivant des structures en pull-apart dont la cinématique d'ouverture apparente est senestre (**figures IVB-44 & 45g et h**).

2.3/.Relations avec les failles

2.3.1/. Les failles supposées contemporaines de la formation des structures

Le long de la structure F1, des failles orientées N160-170°E 70°E dont les stries associées montrent un pitch de 50° vers le sud pourraient être contemporaines de la mise en place des veines minéralisées. Dans ce cas, les zones de relais bréchiques de la F1 correspondraient à des structures transpressives.

2.3.2/. Les failles tardives

En revanche, au niveau de l'intersection entre les structures F1 et F5, un important réseau de failles orientées N060-070°E recoupe et décale les deux structures selon un jeu apparent dextre (**figures IVB-42, IVB-44 & IVB-45h et i**). De même, à Bou Iserfane une faille orientée N060-070°E recoupe et décale la structure avec un jeu apparent dextre.

3/. ETUDE MINÉRALOGIQUE ET TEXTURALE

3.1/. Les encaissants et les altérations

Les ignimbrites sont constituées de quartz, de feldspaths potassiques et de plagioclases en proportions variables. Les quartz et feldspaths ont un arrangement "pyroclastique" lié à l'éclatement des cristaux et montrent également des zones de mauvaise croissance (golfe de corrosion). Ces cristaux se répartissent entre les ponces, les échardes de verres, les clastes et la mésostase systématiquement recristallisée ou dévitrifiée (**figures IVB-43b et d**).

Dans certaines lames, la biotite apparaît systématiquement altérée et remplacée par la chlorite (**figure IVB-43b**). Cette dernière peut également s'observer de façon sporadique dans les structures minéralisées sous forme d'amas fibro-radiés (**figure IVB-46a**). Les feldspaths sont systématiquement séricitisés (**figure IVB-46b**). Ces minéraux néoformés, souvent sub-microscopiques, donnent aux sections une allure trouble et laiteuse. Ils se rencontrent également dans des veines de quartz (**figure IVB-46c**). Très souvent, l'encaissant peut se confondre avec la gangue quartzreuse car il est entièrement silicifié. Dans ce cas, les grains n'excèdent pas quelques micromètres. Le protolithe se reconnaît uniquement par la présence de clastes ou de fantômes de plagioclases ayant accommodé cette silicification de manière différente (**figure IVB-46d**). Des néoformations d'adulaires sont également développées aux épontes des veines de quartz (**figure IVB-46e**). Dans les formations tufacées volcano-sédimentaires, la mésostase siliceuse est systématiquement dévitrifiée et sphérulitisée (**figure IVB-46f**).

Des veinules à quartz hyalin et carbonate se développent également dans ces faciès et induisent une importante altération pervasive de l'encaissant (**figure IVB-46f**). Cette

occurrence à quartz et carbonate n'a été observée que dans les faciès éloignés des principales structures minéralisées.

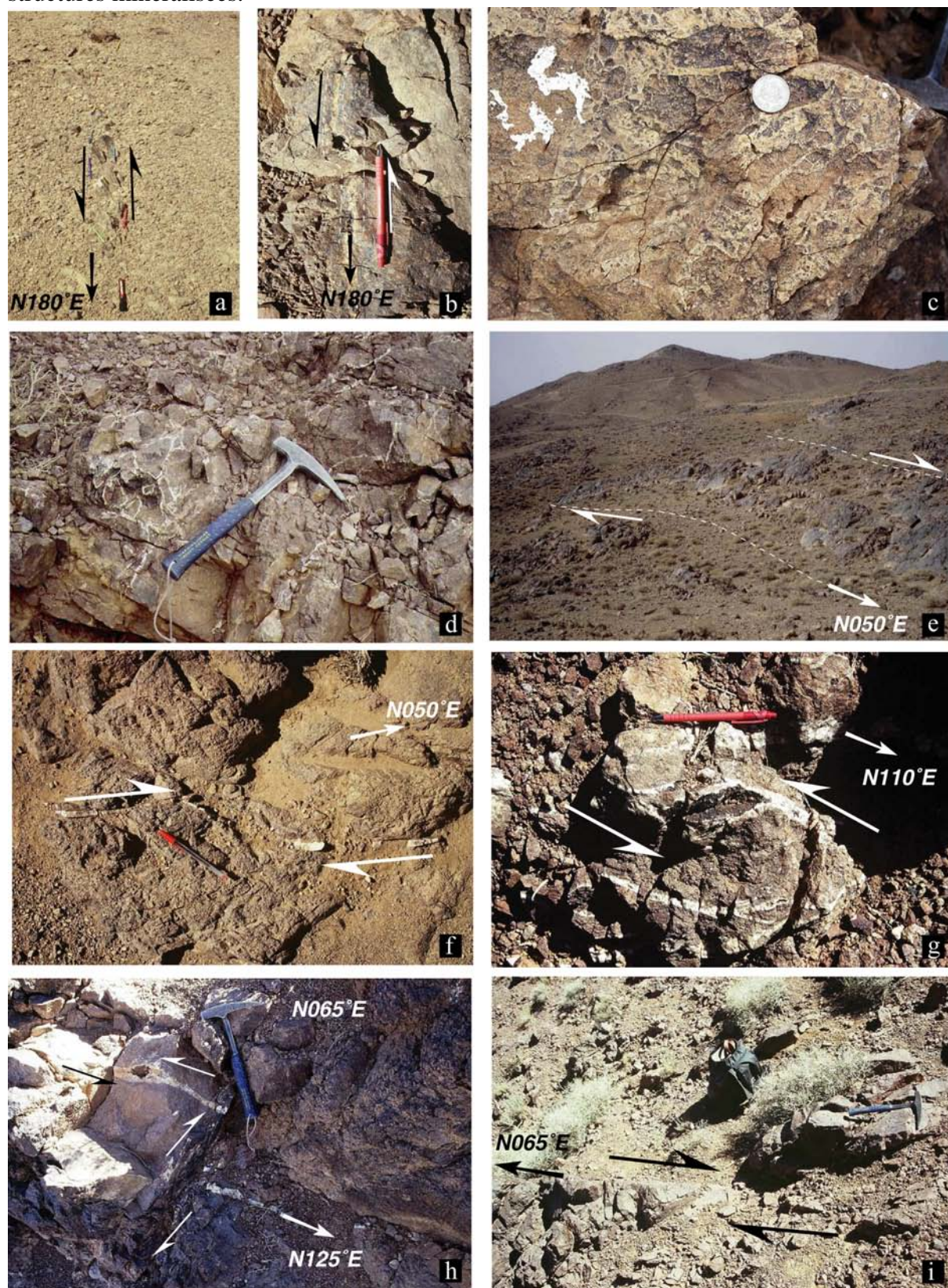


Figure IVB-45 : Les structures ; a-b) Relais bréchiques et veines de quartz caractéristiques de la structure F1 ; c) Texture bréchique en puzzle rencontrée dans les systèmes en relais de la structure F1 ; d) Le stockwerk

bréchique de la colline de Bou Isserfane ; e) disposition en échelons des brèches dans un système cisailant N050°E dextre ; f) Structure de type pull-apart N050°E dont la cinématique d'ouverture est dextre rencontrée le long de la structure F5 ; g-h) Structures en pull-apart N120-110°E rencontrées le long de la structure F5 dont la cinématique d'ouverture est senestre ; h-i) Jeux dextres tardifs affectant les structures F5 et F1.

La pyritisation est de règle dans et au contact des structures minéralisées. Les oxydes de fer primaires sont systématiquement transformés en goethite et ilménite. D'importants boxworks de sulfures sont parfois observés dans les structures minéralisées. Dans ces vides peuvent recristalliser du quartz et de fines aiguilles d'hématites (**figures IVB-46g et h**). Cette hématisation est particulièrement bien développée à l'intersection des structures F1 et F5, où d'importantes brèches à ciment d'hématite affectent les corps minéralisés de la structure F1.

Les altérations principales sont donc siliceuses et potassiques. Une altération à chlorite et carbonate a également été observée. Ces altérations sont caractéristiques des systèmes épithermaux neutres à adulaire-séricite (Dong et Morrison, 1995; White et Hedenquist, 1995).

3.2/.Les textures

Les textures intra-filoniennes nous renseignent sur les conditions de dépôt au cœur de la veine. Leur classification peut être conçue selon différents critères privilégiant les aspects structuraux ou minéralogiques. Nous utiliserons ici une approche descriptive et interprétative de la typologie des grains de quartz, fondée sur les travaux de Dong *et al.*, 1995; Dowling et Morrison, 1989; Etoh *et al.*, 2002; Jébrak, 1992 ; Sander et Black, 1988.

3.2.1/. Distinctions entre quartz et opale-calcédoine

Dans les systèmes épithermaux classiques, la silice peut se déposer sous la forme d'opale ou silice amorphe, opale C-T, calcédoine et quartz. Toutes ces phases, à l'exception du quartz, sont métastables dans des conditions de basse température et basse pression. Elles précipitent à partir de solutions sursaturées en silice. Ainsi, après leurs dépôts, ces phases ont tendance à recristalliser sous la forme de quartz (Graetsch, 1994; Heaney, 1994; Knauth, 1994). Les taux de transformations sont fonction de la taille des particules, de la température et de la composition des solutions emprisonnées dans les pores.

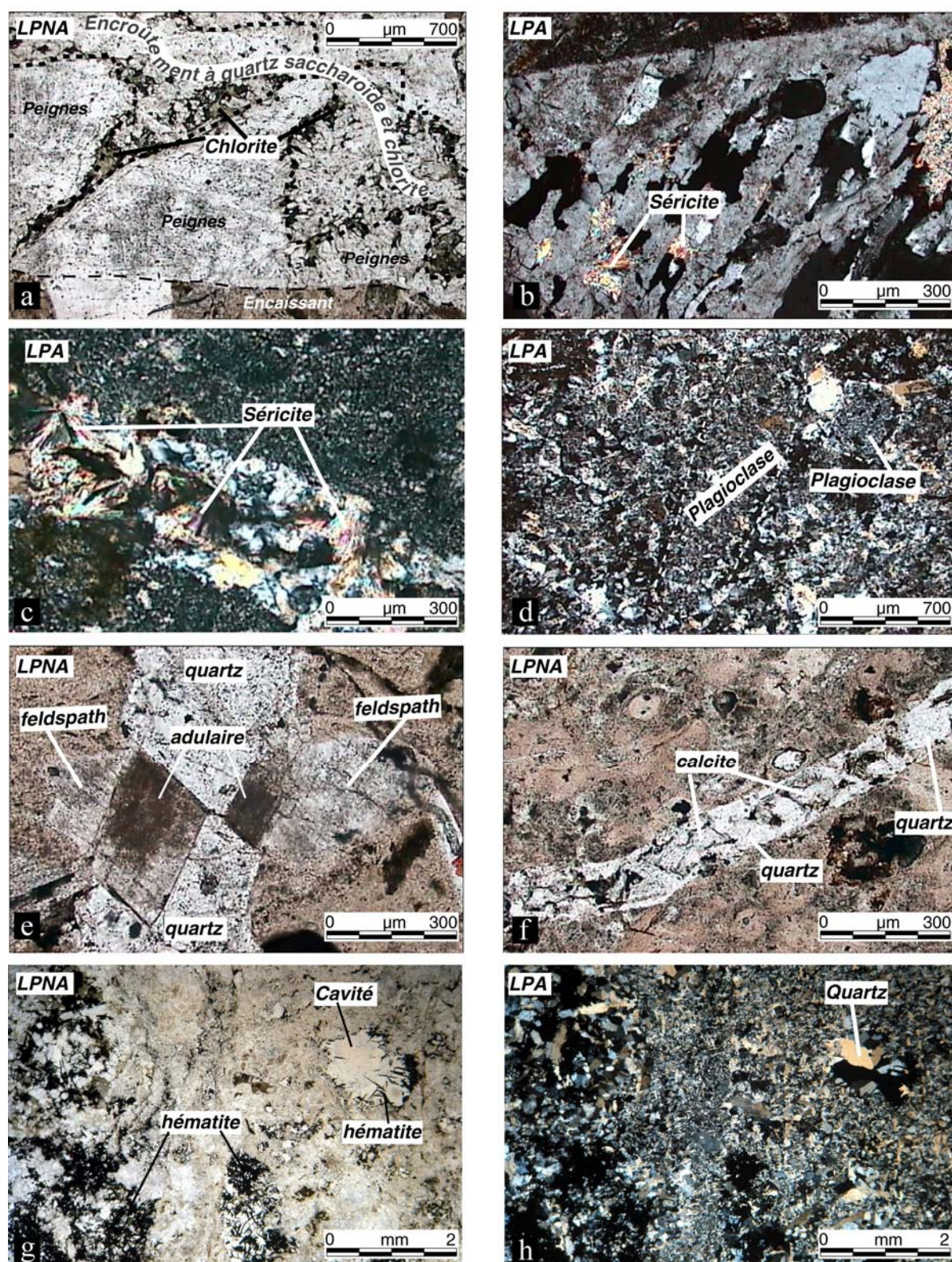


Figure IVB-46 : Les altérations ; a) Encroûtements de quartz à texture saccharoïde et de chlorite sur des peignes sub-automorphes de quartz ; b) Feldspath potassique de l'encaissant séricitisé ; c) Veinules à remplissage de quartz et de séricite recoupant une ignimbrite entièrement silicifiée ; d) Encaissant et fantômes de feldspaths entièrement silicifiés ; e) Cristaux d'adulaires poussant sur des feldspaths hôtes de l'encaissant dans une veine de quartz ; f) Veinule à quartz et carbonate (probable calcite) recoupant une lave acide dévitrifiée et

sphérolitisée ; g-h) Boxworks à anciens sulfures remplis par un assemblage de quartz et d'hématite. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; LPA : Lumière Polarisée Analysée.

Les observations microscopiques et les rayons X sont les meilleures méthodes pour distinguer l'opale et la calcédoine du quartz, bien que dans certains cas l'identification de la calcédoine soit plus difficile (Graetsch, 1994). Au microscope, l'opale est amorphe et souvent colloïdale, donc isotrope. La calcédoine se présente généralement en fibres incolores sous forme de concrétions, fréquemment associée à de l'opale et/ou du quartz, conférant des extinctions systématiquement ondulantes.

3.2.2/. Le stockwerk

Dans le stockwerk de Bou Isserfane, les textures se caractérisent par un encroûtement qui consiste en un développement de cristaux de quartz blancs en peigne ou « comb » et de quartz automorphes gris (**figures IVB-47a et b**). Tous ces grains, automorphes, cristallisent préférentiellement perpendiculairement aux épontes de la veine (**figure IVB-47b**). Dans le détail, ces peignes peuvent fréquemment présenter une obliquité d'environ 20° par rapport aux épontes (**figure IVB-47c**). La taille des grains augmente de l'éponte vers le cœur de la veine, suggérant ainsi un remplissage syntaxial. Ces grains exhibent systématiquement de très nombreuses inclusions solides et/ou fluides se répartissant en formes de plumes et conférant la teinte blanche (**figures IVB-47d et e**). Ces grains montrent également une texture d'extinction typique dite plumeuse ou « feathery » (**figures IVB-47f à h**). Au microscope et en lumière polarisée et analysée, cette texture caractérise de microscopiques fibres incolores dont l'extinction, systématiquement ondulante, est comparable aux produits de recristallisation de la calcédoine (**figure IVB-47e**) (Sander et Black, 1988). Le cœur de la veine est rempli par une seconde génération de quartz automorphes et plus limpides. Le remplissage se développe sur les peignes précédemment cités (**figures IVB-47a, b et e**). La disposition, ça et là, de traces d'inclusions fluides et/ou solides souligne la zonation des cristaux et confirme une nouvelle fois un remplissage centripète (**figure IVB-47e**).

3.2.3/. Les brèches

Dans les structures bréchiques de Bou Isserfane, de la F1 ou de la F5, les observations macroscopiques et microscopiques ont permis de mettre en évidence trois faciès principaux.

◆ Dans un premier temps, les fragments d'encaissant bréchifiés ont subi une importante silicification et seuls des fantômes de feldspaths ou de ponces trahissent leur présence (**figures IV-46d & IVB-48a à d**). La texture des grains de quartz dans ce cas se présente de deux façons différentes : soit sous la forme d'une mosaïque finement cristallisée tel un chert (**figure IVB-48e**), soit sous la forme de grains de riz dont les allongements de grains sont aléatoires (**figures IVB-48d et f**). Cette dernière, correspond à une texture de type saccharoïde (Dong *et al.*, 1995) et se caractérise par le développement de cristallites de quartz allongés en forme d'aiguilles, et définissant un maillage très fin (**figure IVB-48f**). Dong *et al.*, (1995) attribuent cette texture à des phénomènes de remplacement, notamment de carbonates.

◆ Ces fragments silicifiés sont emballés dans une matrice quartzeuse grise dont l'organisation montre : **i**) soit des peignes de quartz sub-automorphes zonés présentant des extinctions plumeuses (**figures IVB-49a et b**)(dans ce cas, on observe plutôt une brèche de type jig-saw), **ii**) soit une texture mosaïque (**figure IVB-49c**), consistant en un développement de grains de quartz xénomorphes à sub-automorphes ne montrant pas de direction de croissance privilégiée (Dong *et al.*, 1995; Dowling et Morrison, 1989), **iii**) ou bien une variante de la texture saccharoïde. En effet, dans ce dernier cas, les grains de quartz se présentent en cristaux plus trapus, subautomorphes et dont l'imbrication est similaire à une cote de mailles (**figure IVB-49d**, Dong *et al.*, 1995). Les grains sont soit dénués d'inclusions et donc très limpides, soit très riches en inclusions fluides et/ou solides. En lumière polarisée non analysée et dans la majorité des cas, ces inclusions définissent des arrangements géométriques distincts, très similaires aux cristaux de quartz automorphes zonés ou aux inclusions en plumes dans les peignes du stockwerk de Bou Isserfane (**figure IVB-49e**).

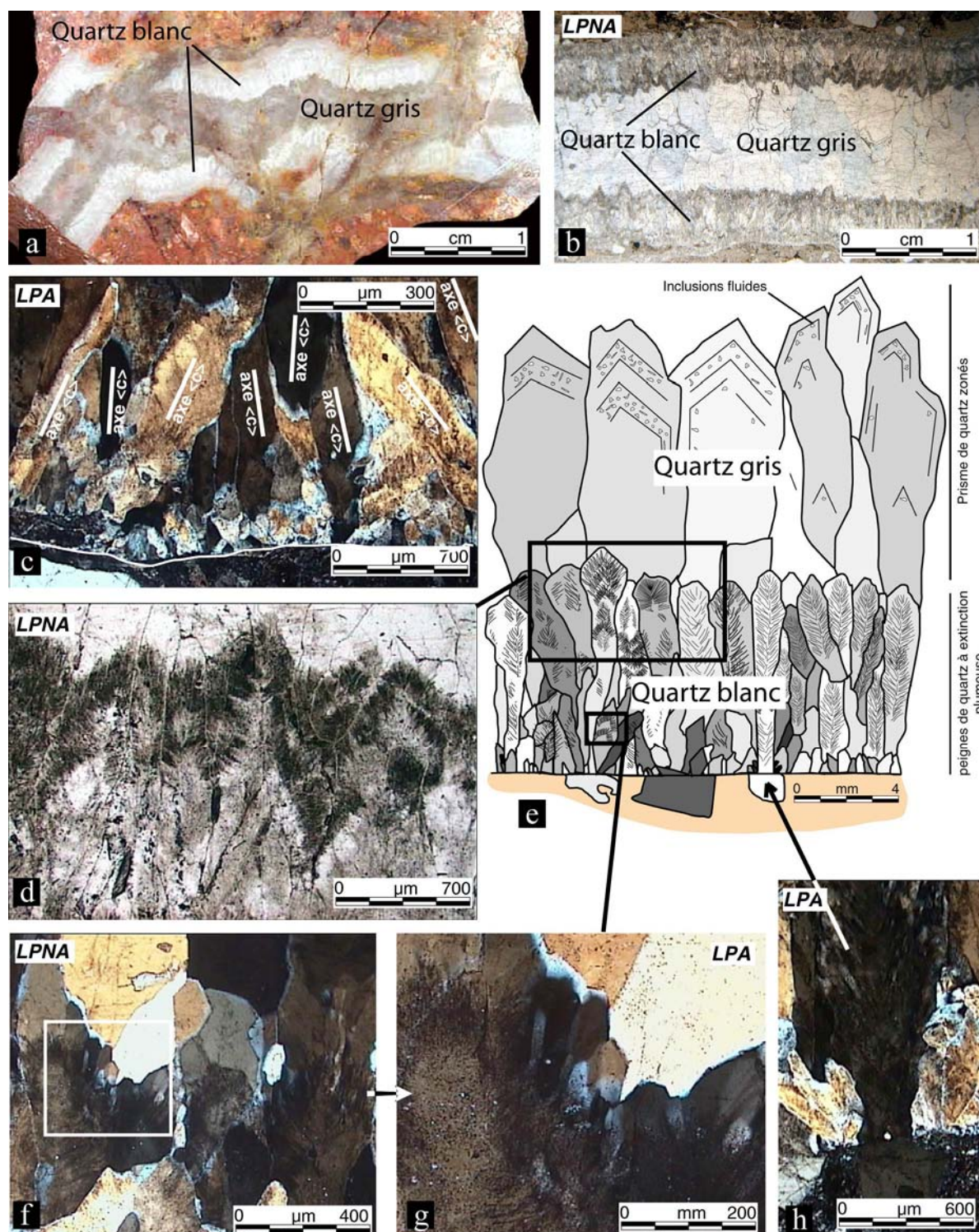


Figure IVB-47 : Le stockwerk de Bou Isserfane ; a) Texture rubanée ou encroûtée à quartz blanc et gris typique des veines du stockwerk de Bou Isserfane ; b) En lame mince, le quartz blanc est caractérisé par des cristaux riches en inclusions. Le quartz gris est plus limpide ; c) Orientation des axes $\langle c \rangle$ des peignes de quartz blanc ; d) Disposition en plumes des inclusions dans les peignes de quartz blanc ; e) Représentation des observations faites en lames minces ; f-h) Particularités de l'extinction plumeuse : formation de néo-grains ou de fibres de quartz par recristallisation conférant une extinction ondulante aux peignes. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; LPA : Lumière Polarisée Analysée.

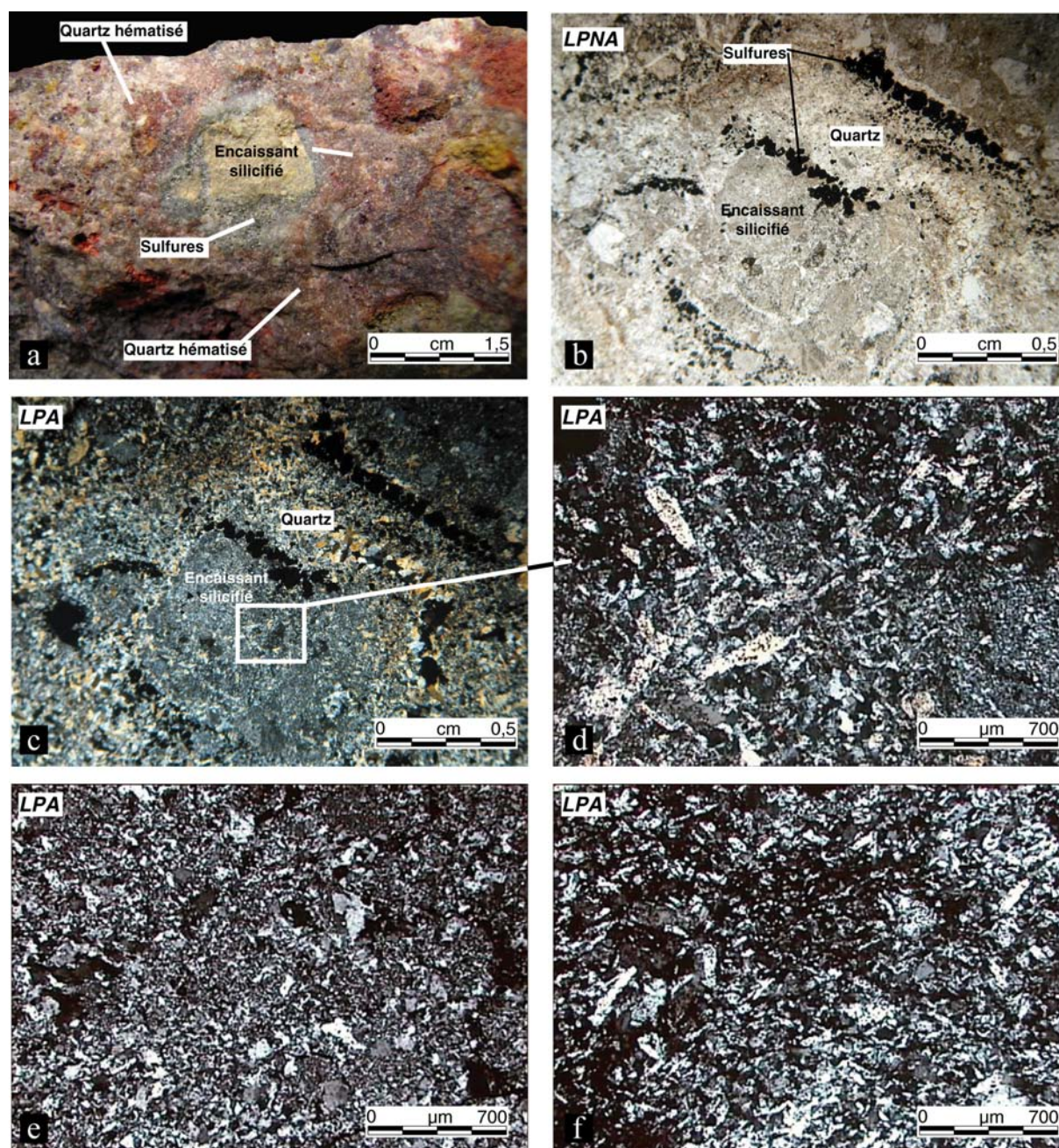


Figure IVB-48 : Les brèches ; a) Echantillon montrant les relations texturales et minéralogiques dans la structure de Bou Isserfane. Il n'est cependant pas caractéristique des textures en puzzle ; b-c) Différences texturale et minéralogique entre l'encaissant et la matrice de la brèche à l'échelle de la lame mince ; d) Texture typique saccharoïde en grains de riz des fragments d'encaissant silicifiés ; e) Texture mosaïque de type chert f) Texture saccharoïde de type grain de riz. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; LPA : Lumière Polarisée Analysée.

Ces assemblages typiques de sections longitudinales ou basales de quartz, placés côtes à côtes, sont typiques des remplissages géodiques (**figure IVB-49e**). Parfois, cet arrangement ne correspond pas avec la description que nous venons de faire de la texture saccharoïde. En effet, en lumière polarisée et analysée, les grains constitutifs de cette texture se superposent,

de manière aléatoire, aux anciens grains de quartz (**figures IVB-49e et f**). Ces textures se rencontrent soit en poches massives dans les structures bréchiques ou fissurales, soit sous forme d'encroûtements associés à la chlorite, sur des peignes de quartz (**figure IVB-46a**). Ces encroûtements définissent d'anciennes surfaces de croissances, géométriques, rappelant un habitus de carbonates (**figures IVB-49g et h**). Dans certains cas, cette texture est souvent associée au développement de prismes de quartz zonés (voir **i**), allongés et sub-automorphes, montrant fréquemment des textures d'extinction en plumeau. Elle se rencontre également dans de nombreuses veines accompagnant la mise en place des brèches.

Des sulfures (pyrite, chalcopyrite...) sont associés à ce type de texture (**figures IVB-48b et c**).

A Bou Isserfane, dans la principale structure bréchique minéralisée, des figures de croissances concentriques, de type cocardes de silice se développant autour de nucléus d'origines diverses (silice amorphe recristallisée, quartz à bordure plumeuse, chert...) ont été observées (**figures IVB-51a à c**). Cette texture en mousse « moss » est comparable au dépôt de silice amorphe (gel) sous la forme de botryoïdes (Dong *et al.*, 1995). Ces figures sont associées **i**) à des grains de quartz automorphes, limpides, zonés aux bordures et développant une texture d'extinction en plumeau et **ii**) à des cristaux de quartz à texture mosaïque ou saccharoïde (**figures IVB-51b et c**). Dans les structures minéralisées bréchiques de la F1, des fantômes de botryoïdes peuvent être observés dans les textures saccharoïdes à cote de mailles (**figures IVB-49e et f**).

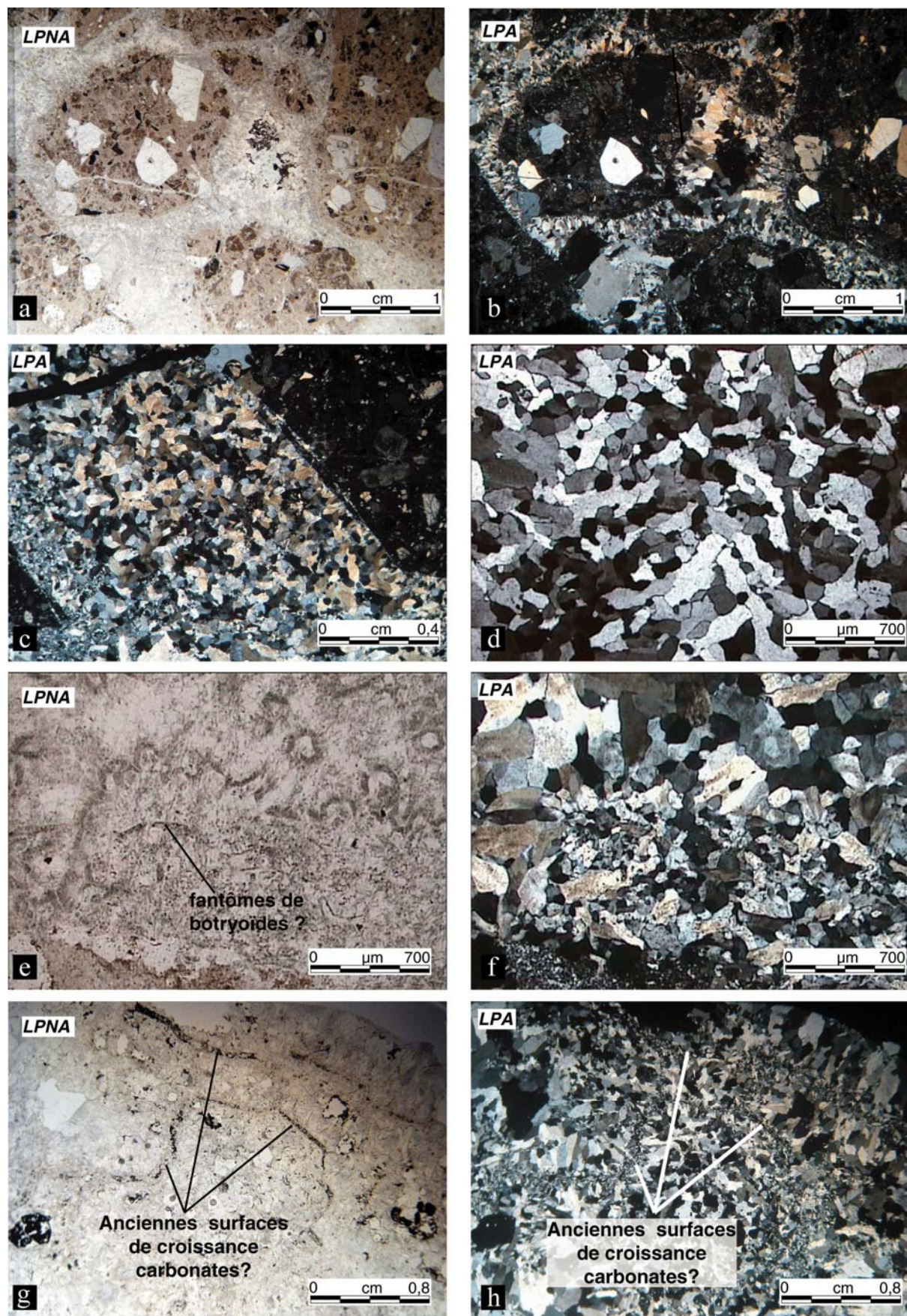


Figure IVB-49 : a-b) Peignes de quartz sub-automorphes zonés développés autour de fragments d'encaissant bréchifié ; c) Texture mosaïque, caractérisée par le développement de grains de quartz ne montrant pas de

direction de croissance privilégiée ; d) Texture saccharoïde en cote de mailles ; e-f) Fantômes de bandes de croissances et de botryoïdes dans une texture quartzeuse saccharoïde ; g-h) Traces d'anciennes surfaces de croissances de phase probablement carbonatée dans un assemblage quartzeux arborant une texture saccharoïde. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; LPA : Lumière Polarisée Analysée.

Dans les structures bréchiques de la F5 et de la F1, une texture de remplacement mettant en évidence des fantômes de calcite « ghost-bladed calcite » peut être également observée (**figures IVB-51d à g**). Cette texture fréquemment décrite, est commune des gisements épithermaux (Dong *et al.*, 1995; Etoh *et al.*, 2002) et très recherchée car témoins des phénomènes d'ébullition, souvent réputés à l'origine de la précipitation de l'or (Drummond et Ohmoto, 1985). Leur formation résulte de plusieurs stades successifs résumés dans le bloc diagramme synthétique de la **figure IVB-50** : **i**) dépôt de lames de calcites dans des vides, **ii**) dépôts de quartz et d'adulaire sur la surface de la calcite, **iii**) dissolution des lames de calcite puis **iv**) remplissage de ces cavités par du quartz prenant l'apparence de lames (**figures IVB-51f et g**). Les auteurs anglo-saxons parlent ainsi de « ghost bladed calcite ». Cette texture, assurément de remplacement, est associée aux grains en cote de mailles.

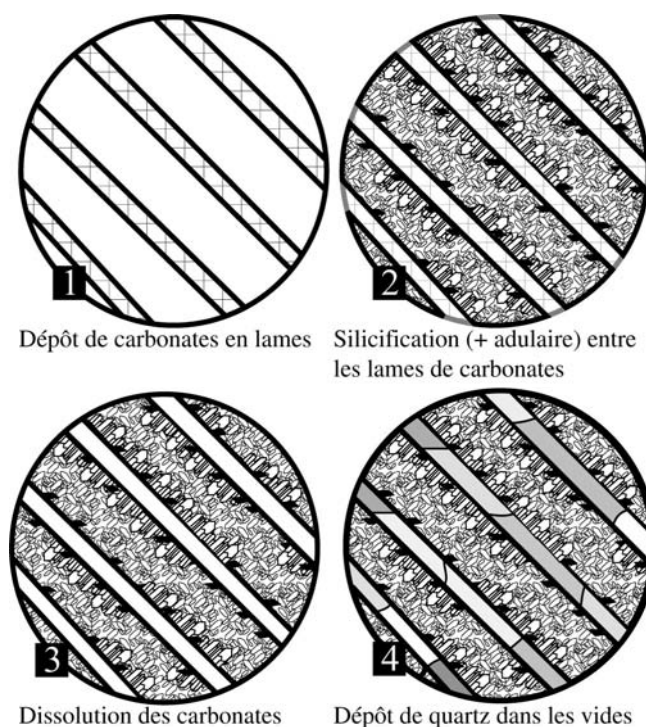


Figure IVB-50 : Modèle de formation des textures de quartz en lames (*bladed quartz*) par remplacement de carbonate d'après Etoh *et al.*, (2002).

◆ Enfin, des poches à remplissage géodique de quartz automorphes sont dispersées dans les structures bréchiques. Elles se rencontrent disséminées dans les matrices saccharoïdes ou en remplissage tardif de vides entre les objets bréchifiés (**figure IVB-51h**).

Des phénomènes d'altérations tardifs sont responsables, dans ces structures, de dissolution des sulfures et de dépôts d'oxydes de fer entre les joints de grains donnant une teinte rouge au quartz.

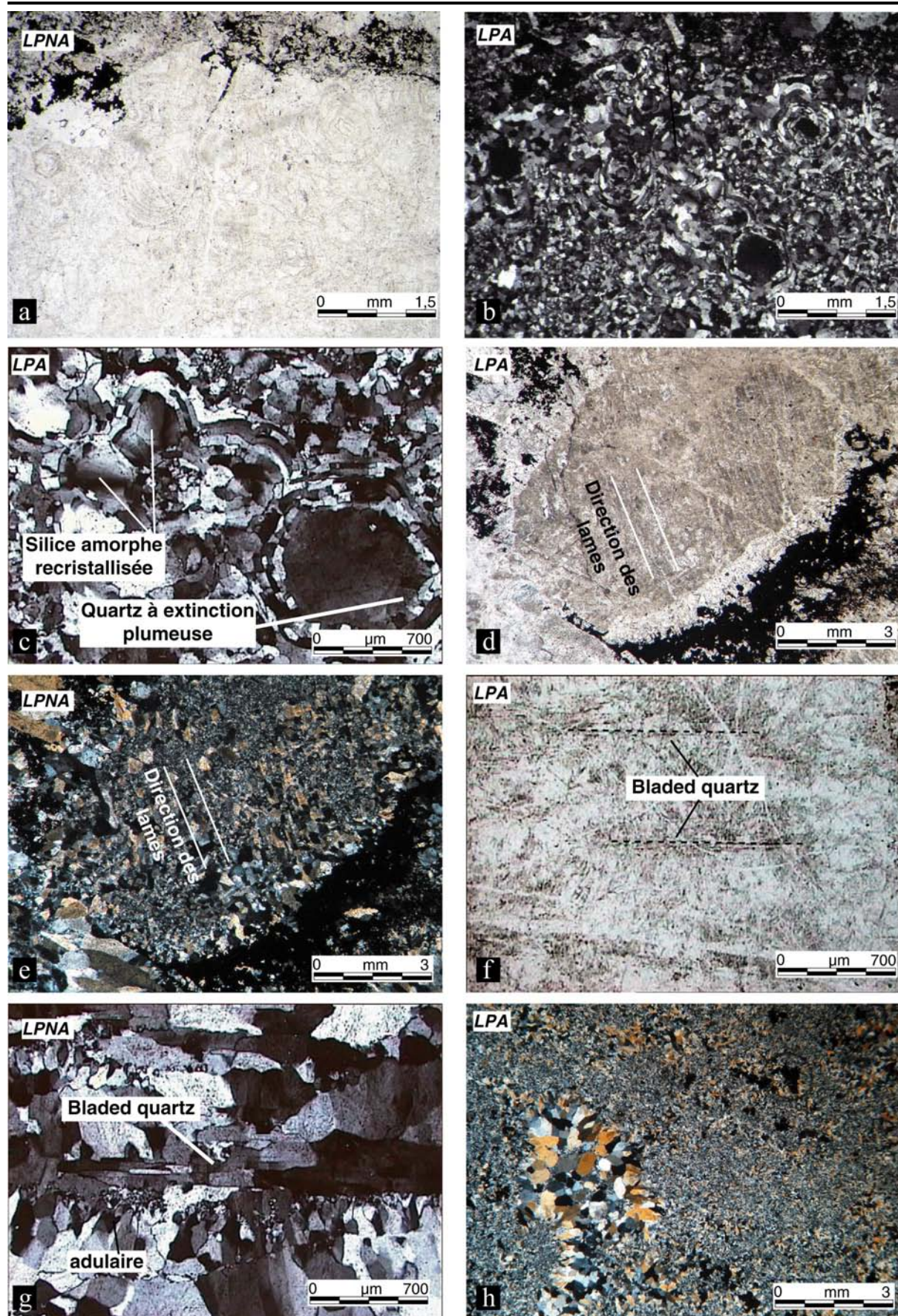


Figure IVB-51 : a-c) Texture caractéristique de dépôt de silice amorphe en cours de recristallisation ; d-e) Développement de lames de quartz de ca. 200 μm d'épaisseur parallèles ; f-g) Zoom sur une lame de quartz ; h) Texture caractéristique de dépôt de silice amorphe.

deux générations de quartz sont observées. Celle présente en forme de lame est la plus récente et provient du remplacement de carbonates ; h) poches de quartz géodiques dans un assemblage de quartz plus fins présentant une texture mosaïque ou saccharoïde. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; LPA : Lumière Polarisée Analysée.

3.2.4/. Les phénomènes d'épitéxie

Dans de nombreuses structures du district (brèches ou veines), les cristaux de quartz ou de feldspaths de l'encaissant, généralement recoupés et localisés aux épontes des veines ou des brèches, servent de germes à la croissance de nouveaux cristaux (**figures IV-46e, IVB-47e et h & IVB-52**). Ces textures caractérisées d'épitauxiales contrôlent la direction de croissance des minéraux néoformés, qui cristallisent systématiquement en respectant les paramètres cristallographiques du minéral hôte (**figure IVB-52**).

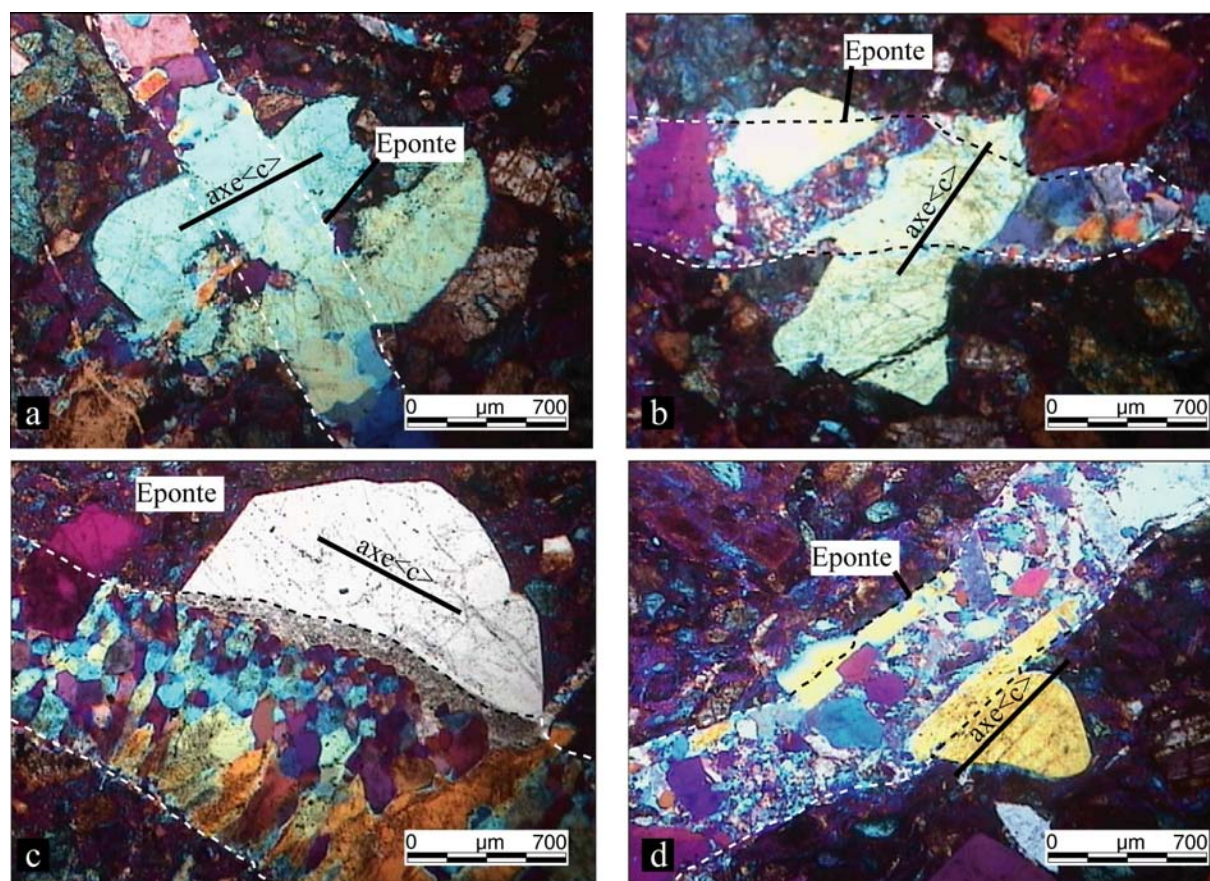


Figure IVB-52 : Les phénomènes d'épitéxie sur quartz : a) Cas d'un cristal de l'encaissant ayant son axe $\langle c \rangle$ perpendiculaire à l'éponte de la veine ; b) Cas d'un cristal ayant son axe oblique par rapport à l'éponte ; c-d) Grains de l'encaissant ayant leur axe $\langle c \rangle$ parallèle à l'éponte. Dans le premier cas la nucléation dans la veine est effective mais très limitée. Dans le second cas la nucléation est importante mais s'oriente principalement selon

l'allongement de la veine. Toutes les photographies ont été prises au microscope optique en lumière polarisée et analysée avec interposition de la lame onde.

Ainsi, les grains de quartz de l'encaissant ayant des axes $\langle c \rangle$ perpendiculaires ou obliques aux épontes, contrôlent le développement de prismes souvent automorphes, trapus, de taille généralement supérieure au cristal hôte mais présentant les mêmes propriétés cristallographiques (**figures IVB-52a et b**). Ils tendent à se développer systématiquement vers l'éponte opposée. Les formes trapues que peuvent exhiber ces grains de quartz caractérisent une croissance dans un espace libre « free face growth crystal » (Bons, 2001). En revanche, les cristaux de l'encaissant ayant leur axe $\langle c \rangle$ parallèle à l'éponte peuvent également servir de nucléus mais le développement des cristaux dans la veine sera généralement peu ou presque pas significatif (**figures IVB-52c et d**).

3.3/. Critères cinématiques et chronologie

Hormis les textures que nous venons de décrire, les éléments qui permettent de caractériser l'activité tectonique sont essentiellement composés de veines ou de lamines, caractérisant des nouveaux épisodes d'ouvertures et/ou bréchification de l'encaissant ou de la caisse filonienne, et de leurs indicateurs cinématiques associés tels que les pull-aparts, les cisaillements intracristallins ainsi que les relations géométriques et de recoupement. Les nombreuses veinules ou microfissures observées en lame mince caractérisent : **i**) les événements tectono-hydrothermaux contemporains de la mise en place des structures minéralisées (**figures IVB-53a à c**) et **ii**) ceux postérieurs à la mise en place des structures minéralisées, puisque sécants sur ces dernières (**figure IVB-53d**). Aucun sulfure n'est associé à cette dernière fracturation.

Par analogie de textures et d'orientations, trois directions de fracturations ont été reconnues, contemporaines de la mise en place des structures minéralisées. Dans des échantillons provenant de la structure F1, une première direction, orientée *ca.* N-S, décrit des zones de relais en pull-apart dont la cinématique d'ouverture est senestre (**figure IVB-53a**). Dans des échantillons provenant de la structure F5, deux directions présentant des relations de recoupements complexes ont été observées. L'une orientée N060-070°E décrit des relais en pull-apart dextres (**figures IVB-53b et c**) et l'autre N120°E est associée à des relais de type pull-part dont la direction d'ouverture est senestre (**figure IVB-53c**). Les relations chronologiques de la **figure IVB-53c** favorisent le synchronisme de ces 2 types de structures. De surcroît, ces observations corroborent les observations de terrain (voir ci-dessus).

Deux directions principales de fractures tardives ont été observées, l'une *ca.* NW-SE décalant les structures minéralisées en dextre et l'autre *ca.* NE-SW senestre (**figure IVB-53d**).

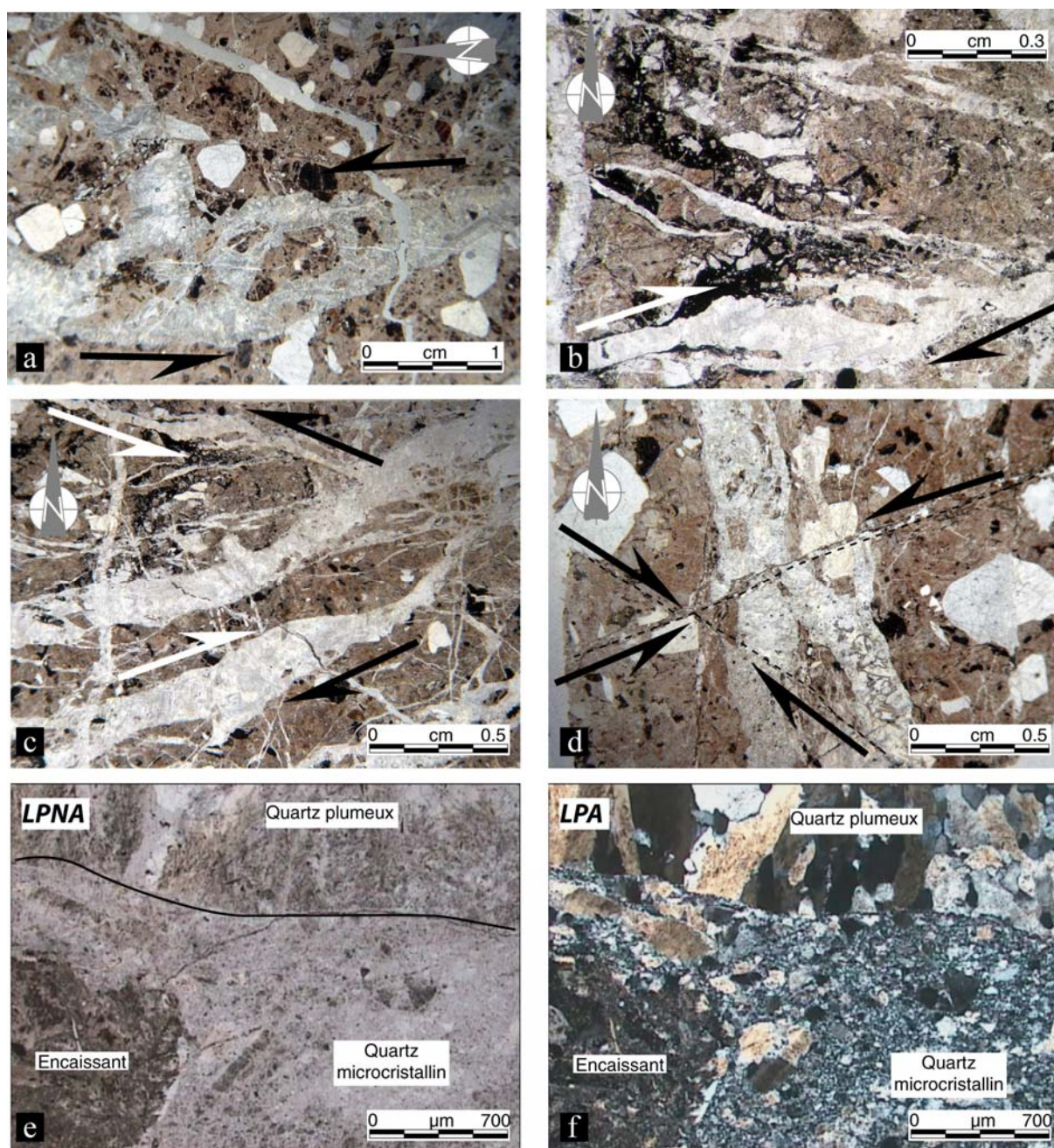


Figure IVB-53 : Critères cinématiques et chronologiques : a) Pull-apart N-S typique de la structure F1 matérialisant une cinématique d'ouverture senestre et un début de bréchification de l'encaissant. Le remplissage est composé de peignes de quartz sub-automorphes riches en inclusions associés à des grains définissant une texture saccharoïde ; b) Pull-apart N070°E dextre typique de la structure F5 à remplissage de quartz ; c) Système conjugué (?) de pull-apart N120° senestre et N060°E dextre ; d) Exemple de fracturation tardive à fissures ou veinules NW-SE dextres et NE-SW senestres affectant les principales structures du prospect ; e-f) Microfissures à matrice quartzreuse finement cristallisée emballant et bréchifiant les quartz en peignes plumeux du stockwerk de Bou Isserfane, LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; LPA : Lumière Polarisée Analysée.

3.3.1/. Les épisodes tardifs

Des épisodes tardifs de fracturation affectent systématiquement les structures F1 et F5. Ils se manifestent par des fissures généralement remplies par des petits cristaux de quartz en peigne ou xénomorphes massifs. Dans certains cas, ces microfissures fracturent les cristaux de quartz antérieurs et les emballent dans une matrice finement cristallisée quartzreuse (**Figures IVB-53e et f**).

A l'intersection de la F1 et de la F5, des veines à remplissage de quartz et hématite affectent et bréchifient ces structures minéralisées. Ce même assemblage peut également précipiter dans des vides de dissolution de sulfures (ou de carbonates ?). Le quartz se présente en grains automorphes à sub-automorphes parfaitement transparents (**figures IVB-46g et h**).

3.4/. Les minéraux de gangue

5 phases majeures, le quartz, l'adulaire, la chlorite, la séricite et le carbonate de Ca constituent le remplissage de la caisse filonienne.

Le quartz est la phase ubiquiste de toutes les structures du district et se présente sous différentes textures que nous venons de détailler.

L'adulaire n'est pas observé systématiquement. Il est présent aux épontes des veines ou en tapissage avec le quartz autour des « ghost-bladed calcite » (**figure IVB-51g**). Il développe un habitus automorphe losangique classique. Aux épontes des veines, il résulte fréquemment d'une croissance "épitaxiale" à partir des feldspaths potassiques de l'encaissant (**figure IVB-46e**).

La chlorite se présente en gerbes fibro-radiées aux épontes de certaines structures où elle est associée aux encroûtements de quartz saccharoïdes et à des peignes zonés (**figure IVB-46a**). Elle se répartit en poches entre les cristaux fréquemment en remplissage géodique. Les analyses effectuées à la microsonde électronique ont montré qu'elle a une composition de pycnochlorite (Hey, 1954), avec un rapport Fe/(Fe + Mg) moyen de 0.48 (cf. annexe B). Les estimations thermométriques ont révélé des températures de formation de l'ordre de 200°C ± 50 (Cathelineau et Nieva, 1985).

La séricite se présente en petites gerbes fibroradiées en altération des feldspaths de l'encaissant ignimbritique ou en agrégats fibroradiés aux joints de grains de quartz ou encore dans de micro-cavités géodiques (**figures IV-46b et c**). Ces micas sont fluorés (*moy.* 0.4 pds%) et ont une composition évoluant vers le pôle phengitique (Guidotti, 1984; Monier et Robert, 1986). Les estimations thermométriques montrent des maxima de formation d'environ 400°C (Monier et Robert, 1986).

Le carbonate n'a pas été analysé. Il se présente dans de microfissures associées au quartz ou en altération de feldspaths systématiquement en dehors des principales structures minéralisées (**figure IVB-46f**).

3.5/.Les minéraux métalliques

La pyrite (FeS_2) est le minéral le plus abondant du prospect. Elle cristallise sous un habitus classique en dodécaèdres ou en cubes, mais quelques sections xénomorphes sont parfois observables (**figures IVB-54 a à c**). Les cristaux se manifestent essentiellement dans les structures exhibant une texture saccharoïde à cote de mailles (**figures IVB-48b et c**). Au microscope certaines sections présentent une légère anisotropie en lumière réfléchie analysée. Des images réalisées au MEB ont montré que les pyrites sont zonées (**figures IVB-54b et c**). Les analyses effectuées à la microsonde électronique ont montré que cette zonation est associée à la présence d'arsenic dans le réseau (**figure IVB-55a**). Des concentrations maximales de l'ordre de 1,85 pds% ont été mesurées. Les pyrites du prospect de Bou Isserfane semblent en moyenne plus riches en As que celles de la F1 et de la F5. Des teneurs ponctuelles en Pb ont été mesurées et interprétées en terme d'inclusions micro et sub-microscopiques de galène. Les inclusions sont fréquentes et consistent principalement en cristaux de quartz, de sphalérite, de galène, de chalcopyrite et d'électrum (**figures IVB-54a et e**).

La sphalérite (ZnS) se présente en inclusions dans la pyrite. Elle est rare et associée à la chalcopyrite et l'électrum (**figures IVB-54a et e**). Les analyses à la microsonde électronique ont révélé des teneurs de l'ordre de 2 pds% de fer, partiellement ou totalement assimilable à celui de la pyrite hôte.

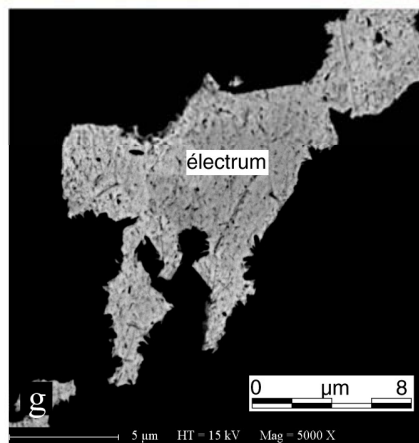
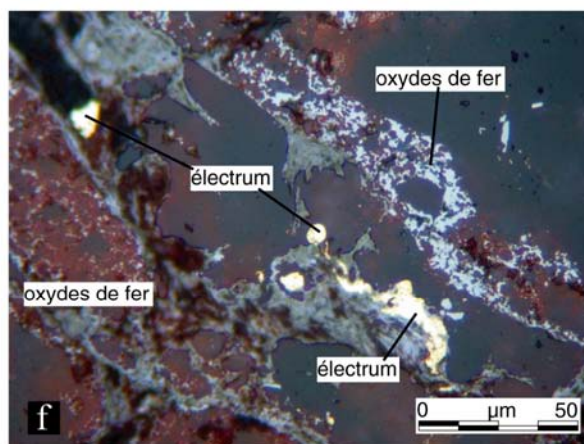
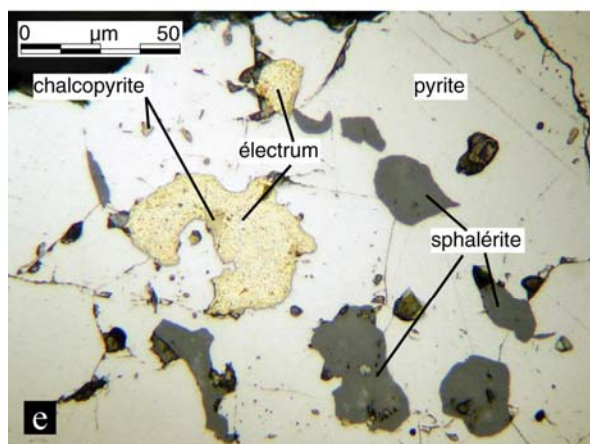
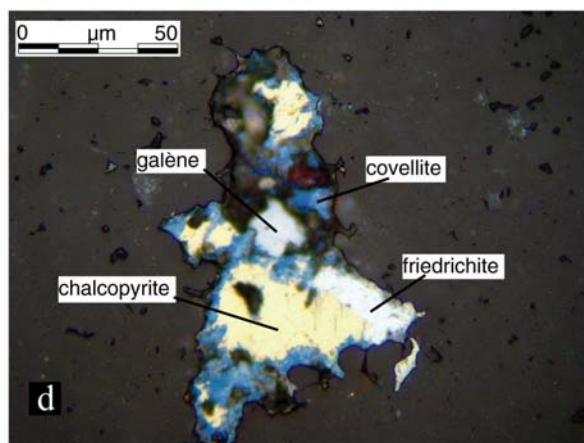
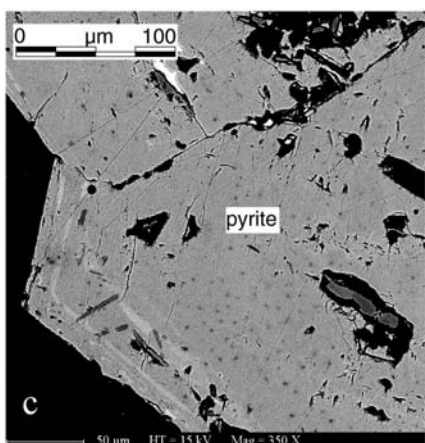
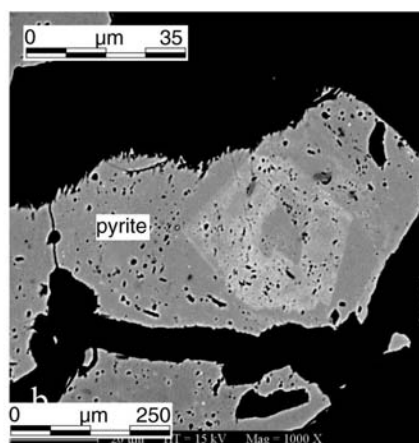
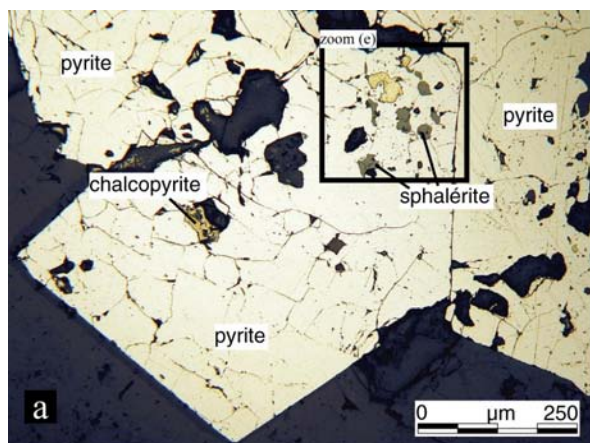


Figure IVB-54 : (Page précédente) Les minéraux métalliques : a) Cristaux automorphes de pyrite à inclusions de sphalérite, chalcopryrite et électrum ; b-c) Clichés MEB montrant le caractère zoné (As) des cristaux de pyrites et leur répartition en bandes de croissances ; d) Inclusions polymétalliques de chalcopryrite déstabilisée en covellite, galène et minéral de la série de l'aikinite (friedrichite) dans une fine matrice de quartz de type chert ; e) Agrandissement de (a) ; f) « Or » supergène associé à des dépôt d'oxyde de fer ; g) Clichés MEB de l'or supergène montrant des variations de composition comme le souligne les variations de nuance de gris. Les photographies a, d, e et f ont été réalisées au microscope optique en lumière réfléchie.

La galène (PbS) se présente en inclusions xénomorphes dans la pyrite ou dans le quartz (**figure IVB-54d**). Les inclusions peuvent être sub-microscopiques dans la pyrite. Des teneurs systématiques en Bi et Mo ont été analysées à la microsonde électronique, *ca.* 0,5 pds% et 0,8 pds % respectivement. Si l'incorporation du Bi dans le réseau de la galène est possible, celle du Mo reste plus difficile. Des micro-inclusions de phases à molybdène ou des phénomènes d'interférences avec le bismuth ou le plomb pourraient expliquer ces teneurs.

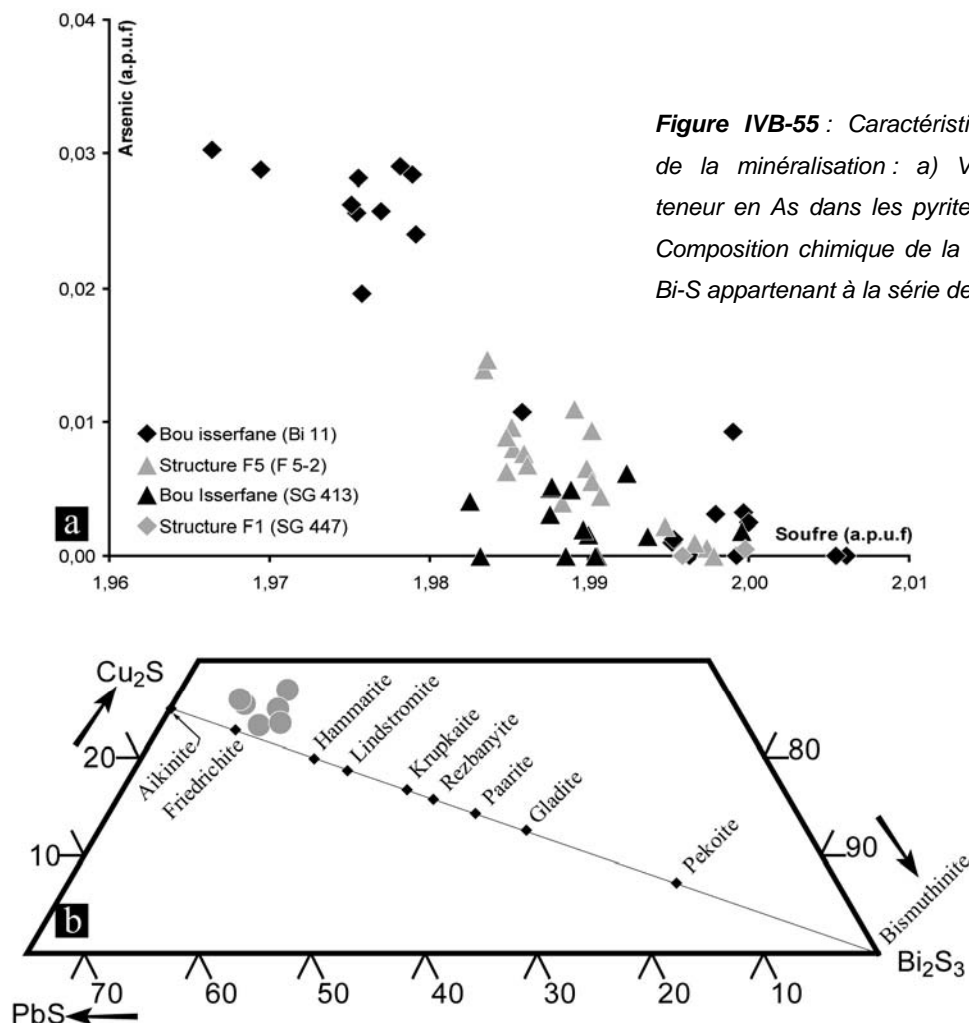


Figure IVB-55 : Caractéristiques chimiques de la minéralisation : a) Variations de la teneur en As dans les pyrites du district ; b) Composition chimique de la phase à Pb-Cu-Bi-S appartenant à la série de l'Aikinite.

La chalcopyrrite (CuFeS_2) est toujours xénomorphe. Elle se présente en gouttelettes dans la pyrite ou dans le quartz (**figures IVB-54d et e**). Des teneurs ponctuelles en Pb ont été observées et interprétées en terme d'inclusions de galène.

Des phases appartenant à la série de l'aikinite (PbCuBiS_3) ont été observées en dissémination dans de quartz très fin mosaïque (chert) de la structure de Bou Isserfane (**figure IVB-54d**). Ces cristaux xénomorphes ont une composition de friedrichite ($\text{Pb}_5\text{Cu}_5\text{Bi}_7\text{S}_{18}$) et renferment des teneurs significatives en fer de l'ordre de 1000 à 200 ppm (**figure IVB-55b**).

Deux types d'électrums (AuAg) ont été observés. Le premier présent dans un échantillon provenant de la structure F5 se dispose en cristaux massifs avec de la chalcopyrrite et de la sphalérite. Leur dépôt semble être associé à des micro-fractures affectant la pyrite (**figures IVB-54a et e**). Les compositions sont relativement homogènes avec un rapport Au/Ag (%cat) compris entre 1,93 et 1,99 (**figure IVB-56**). Le second type se rencontre dans des structures très riches en oxydes de fer (**figures IVB-54f et g**). Les compositions sont très variables, comme le suggère l'image MEB et montrent un rapport Au/Ag compris entre 4 et 10, dénotant un fort enrichissement en or (**figure IVB-56**). Une origine supergène de ce dernier est supposée.

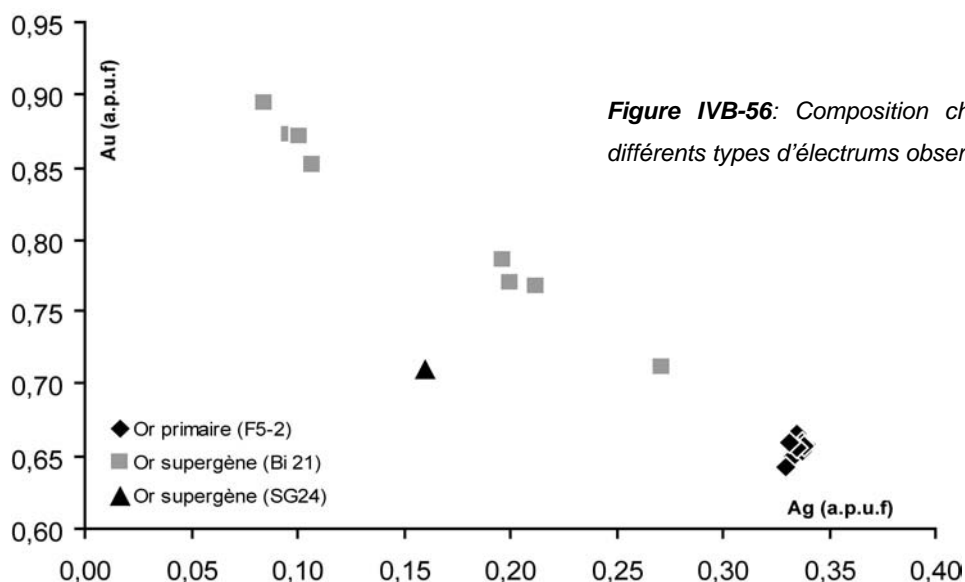


Figure IVB-56: Composition chimique des différents types d'électrums observés.

Une seconde variété de phase aurifère a été observée. Elle est associée à des cristaux de pyrites altérés, de covellite et de malachite, lui conférant une origine probablement supergène. La phase riche en or et en cuivre a une composition proche de la tétra-auricupride (AuCu), et renferme des teneurs significatives en S, Ag (3 pds%), Hg (1.2 pds%) et Bi (0.35 pds%).

La covellite (CuS) apparaît en phase secondaire liée à la déstabilisation de la chalcopyrite (**figure IVB-54d**).

Les oxydes de fer sont abondants sur l'ensemble du prospect. Ils sont tardifs dans l'évolution du système. L'hématite (Fe₂O₃) se développe en fines aiguilles dans tous les types de faciès. Elle est associée à un quartz très limpide se développant en fines veinules ou en remplissage de micro-cavités (ex : boxworks de pyrite, **figures IVB-46g et h**). La goethite (FeOOH) se rencontrent préférentiellement dans les structures altérées.

4/. DISCUSSION

4.1/.Modèle de mise en place des veines minéralisées.

Les observations décrites ci dessus nous permettent de proposer un modèle de formation des veines minéralisées du district de la Zone des Dykes en deux stades.

L'ensemble des veines se forme en réponse à une direction de raccourcissement orientée *ca.* E-W à WSW-ENE. Les relations chronologiques et leur minéralogie démontrent que les veines N160°E de la structure F1 décrivent un échelonnage global orienté N150°E, constitué par des veines N160°E relayées par des poches bréchiques, traduisant une cinématique globale senestre. La structure F5, plus complexe et orientée N050-060°E, s'insère dans le même système mais de manière conjuguée. Les veines qui la caractérisent se forment dans une cinématique dextre même si certaines structures, orientées N110°E, sont senestres (**figure IVB-57a**).

L'évolution du système se caractérise par le développement d'un réseau de micro-fissures conjuguées orientées *ca.* NW-SE et NE-SW et traduisant des cinématiques d'ouverture dextres et senestres respectivement (**figure IVB-57b**). Ainsi, une direction de raccourcissement orientée *ca.* N-S est susceptible de contrôler la mise en place de ces veines et de fractures tardives.

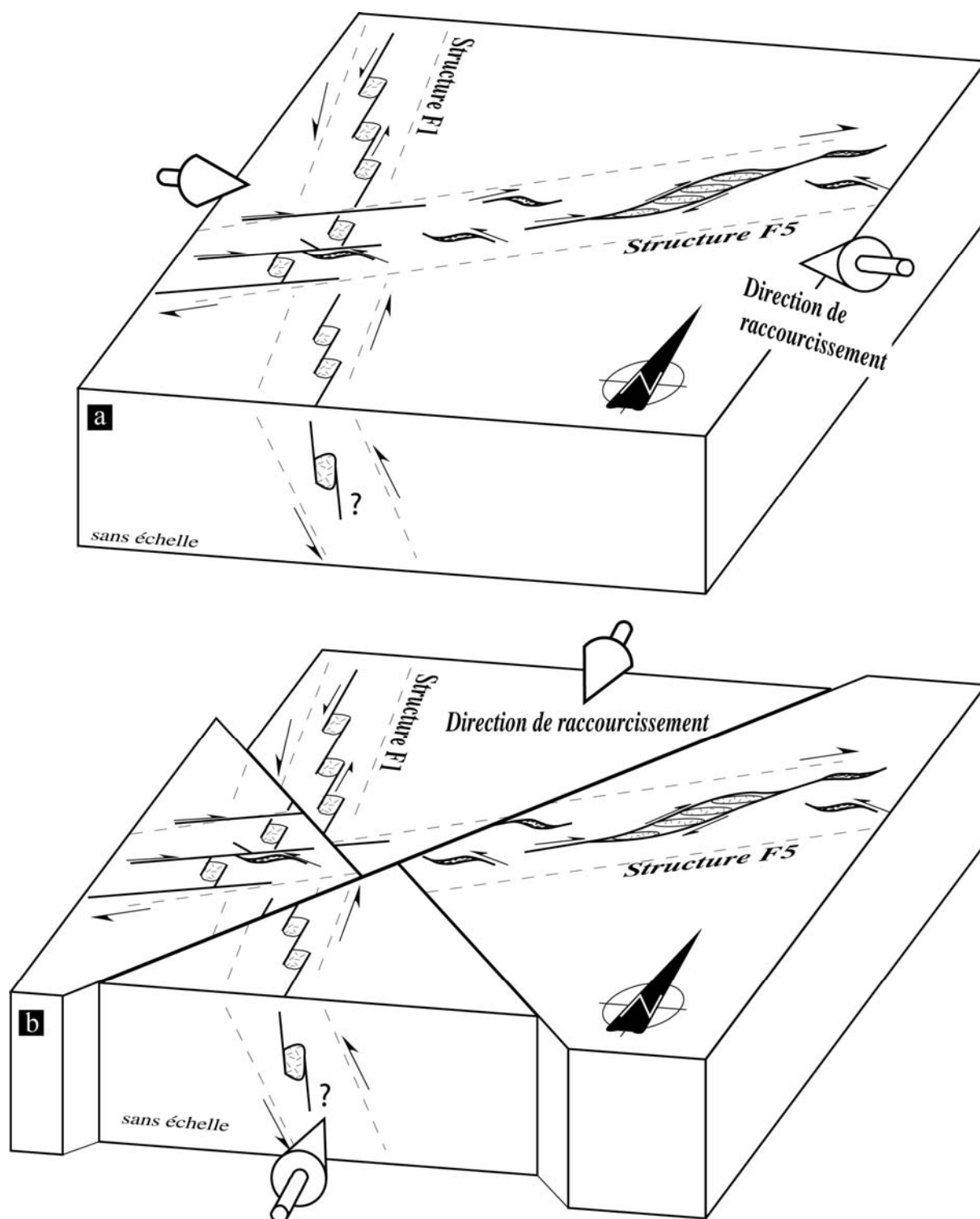


Figure IVB-57 : Modèle de formation du district de la Zone des Dykes.

Malgré l'existence de critères cinématiques (pas de réels critères cinématiques, seul une association entre veines et poches), l'orientation de la structure F1 est dans une position très défavorable par rapport à la direction du raccourcissement pour fonctionner en ouverture. De

la même façon, l'intégration du pendage (*ca.* 50° vers l'est) de la structure ainsi que des stries observées sur des failles d'orientations identiques, supposées contemporaine de la formation des structures minéralisées, plaident en faveur d'un cisaillement senestre transpressif. Cela peut expliquer la présence de poches bréchiques dans les zones de relais.

De surcroît, l'orientation particulière de la structure F1 est comparable à la direction majeure des dykes de rhyolites tardifs qui caractérisent le secteur (**figure IVB-42**). Il est raisonnable de penser que cette direction, qui guide le développement des dykes tardifs, puisse également guider la formation de la structure F1. Seule la Zone des Dykes présente cette particularité, les structures minéralisées étant plus globalement orientées E-W dans les secteurs de Thaghassa, Imiter et Kelâa M'Gouna (ce travail).

4.2/.Place et origine des textures des veines de quartz du district de la zone des Dykes

Nous venons de montrer dans ce travail que la mise en place de l'ensemble des veines minéralisées du secteur de la Zone des dykes se forme en réponse à une direction de raccourcissement horizontale, orientée *ca.* E-W à WSW-ENE. La minéralisation, résultant de la précipitation des phases métalliques et de gangue dans ces structures, s'est donc formée à partir de fluides hydrothermaux piégés dans des réceptacles contrôlés par des processus tectoniques régionaux et/ou locaux. Ainsi, les mécanismes d'ouverture de ces structures s'expliquent par deux modes d'ouvertures : (i) une extension pure conduisant à la formation de fentes de tension, (ii) un cisaillement conduisant à la formation d'espace ouvert de type pull-apart. Dans les deux cas, l'ouverture est aussi contrôlée par un héritage structural (fracturation pré-existante) et des phénomènes de fracturation hydraulique (Hodgson, 1989; Jébrak, 1992; Sibson, 2001).

L'interprétation des textures de type saccharoïde est en revanche plus délicate. En effet, ces textures parfois confondues ou assimilées aux textures mosaïques sont réputées secondaires (e.g. Dong *et al.*, 1995; Dowling et Morrison, 1989; Sander et Black, 1988). Elles ont été interprétées en termes de phénomènes de recristallisation de produits métastables, tels la calcédoine ou l'opale, en quartz. Les textures saccharoïdes résultent selon ces mêmes auteurs de phénomènes de remplacement partiel ou total de minéraux par le quartz. Les

textures montrant une orientation préférentielle des grains à 120° (Dong *et al.*, 1995) seraient caractéristiques d'une pseudomorphose d'anciens carbonates.

Dans les veines du district, aucune orientation préférentielle des grains n'a été observée. Dans ce type de texture, les traces fantômes d'anciens quartz automorphes zonés, soulignées par les inclusions fluides, suggèrent plutôt à un phénomène de remplacement de la même façon que l'on peut observer des fantômes de carbonates (ghost bladed calcite) ou d'adulaire dans de nombreux gisements de type épithermaux (e.g. Dong *et al.*, 1995; Etoh *et al.*, 2002; Lindgren, 1933; Simmons et Browne, 1990). Si la différence entre remplacement et recristallisation est difficile à préciser, le caractère secondaire est incontournable. Ce processus corrobore les évidences de « ghost bladed calcite » ou de fantômes de surfaces de croissances et montre qu'un épisode de silicification s'est bien surimposé aux carbonates pour les remplacer.

De surcroît, la majorité des cristaux de quartz en peignes ou en prismes du district, associés ou non aux textures saccharoïdes, exhibent une extinction ondulante en plumeau (plumose quartz, Sander et Black, 1988). Ce phénomène, essentiellement développé le long des bandes de croissances ou sur les bords des cristaux de quartz systématiquement automorphes, est dû à la recristallisation de faciès métastables comme la calcédoine en fins cristallites de quartz (Dong *et al.*, 1995; Sander et Black, 1988). Cette recristallisation s'accompagne souvent d'un important piégeage d'inclusions fluides sous forme de plumes (ex. stockwerk de Bou Isserfane) et dont les propriétés ne peuvent en aucun cas refléter les conditions d'un dépôt primaire (e.g. Sander et Black, 1988). Dans certains cas, cette recristallisation peut déboucher sur une texture mosaïque/saccharoïde.

Ainsi, les contraintes texturales et minéralogiques mettent en évidence des phénomènes de pseudomorphoses de carbonates et de silicates (quartz) avec des phénomènes de recristallisation du quartz. Les textures saccharoïdes/mosaïque résultent de processus secondaires de recristallisation et/ou de remplacement.

4.3/L'évolution paragénétique

Etablie à partir des observations de terrains et de l'étude des échantillons, un modèle d'évolution paragénétique en 4 stades et un bloc synthétique sont proposés (**figure IVB-58**).

Le premier stade est associé au dépôt de carbonates et de silicates. Ces derniers semblent s'exprimer sous la forme de dépôts de quartz automorphes et de calcédoine (voir silice

amorphe) et tendent à recristalliser au cours du temps. L'habitus lamellaire des carbonates souligne un mode de dépôt de ce stade par un processus d'ébullition.

Le second stade correspond à un nouvel épisode de silicification pseudo-morphosant les carbonates et influençant probablement les processus de remplacement-recristallisation des gels précédemment cités. Les phases de gangue associées aux quartz saccharoïdes telles que la chlorite, la séricite et l'adulaire, sont contemporaines de ce stade.

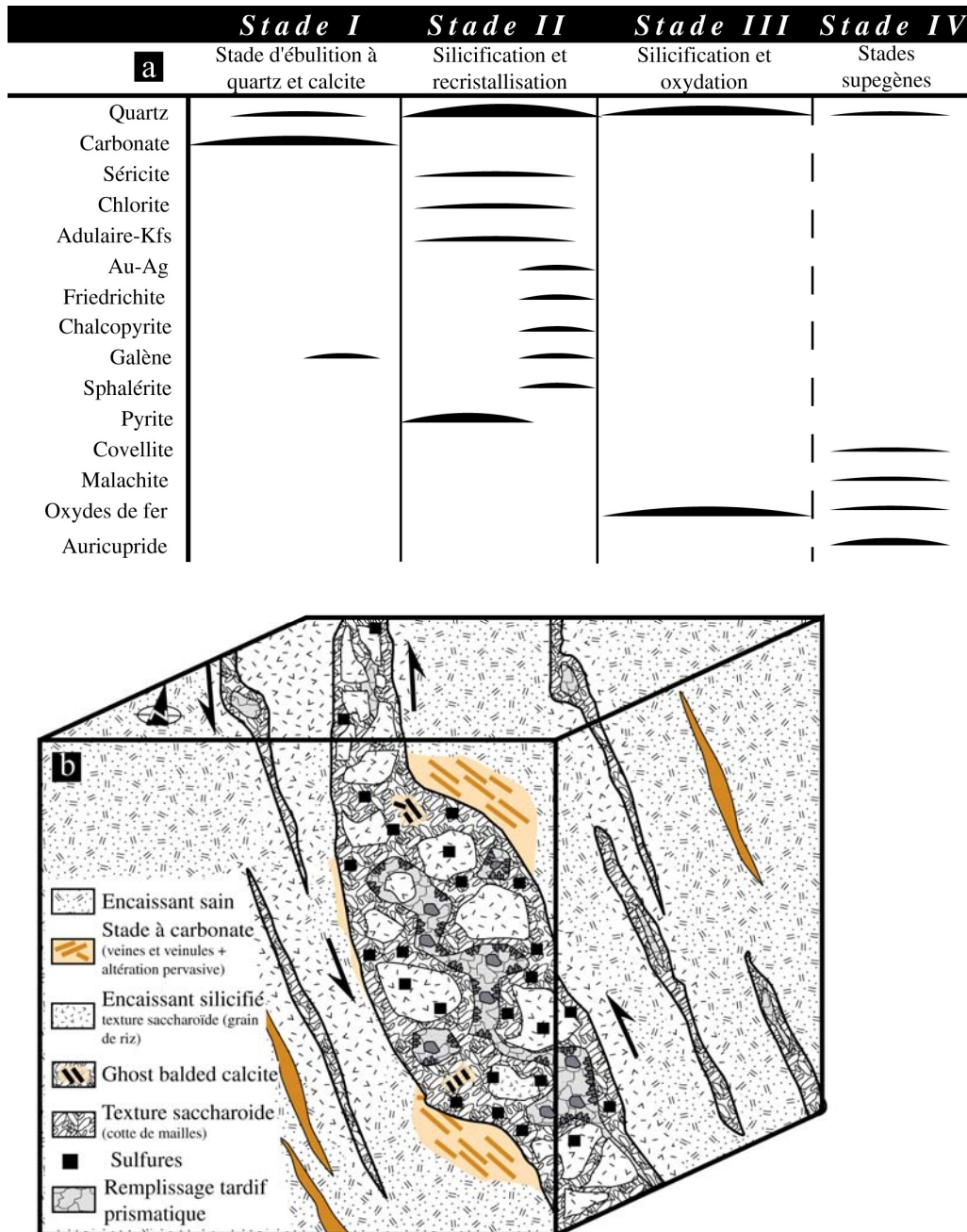


Figure IVB-58 : Synthèse : a) Evolution paragenétique représentative des structures minéralisées du district de la Zone des Dykes ; b) Représentation des observations faites sur le terrain et en lame mince des deux premiers stades hydrothermaux de la structure F1.

La place de la minéralisation dans cette évolution n'est pas parfaitement contrainte en raison des phénomènes de remplacement. La pyrite semble tout de même tardive est associée au second stade. La place des autres phases en inclusions, dont l'électrum, serait postérieure car associé à des microfissures affectant la pyrite.

Le troisième stade est associé à un phénomène d'oxydation entraînant la dissolution partielle ou totale de la pyrite et à la précipitation de quartz et d'hématite dans les boxworks. Localement, quartz et hématite se rencontrent dans des structures bréchiques affectant les dépôts antérieurs.

Enfin, un épisode tardif (lié ou non au troisième stade ?) est responsable du développement d'une importante paragenèse aurifère supergène.

4.4/.Synthèse

L'intégration des observations de terrain et de laboratoire permet de proposer les résultats suivants :

Les structures minéralisées principales s'intègrent dans un modèle de contrôle structural en réponse à une direction de raccourcissement orientée *ca.* E-W à WSW-ENE.

Le mode de dépôt et la nature des minéraux de gangue et métalliques sont symptomatiques des gisements épithermaux neutres et se résument en trois stades principaux. Le quartz est le minéral principal de la gangue et résulte de phénomènes complexes de remplacement et recristallisation. Les minéraux précieux sont représentés par l'électrum et par une paragenèse supergène à « Au-rich electrum » et tétra-auricupride (AuCu).

Une fracturation tardive affectant les structures minéralisées se caractérise par le développement de veinules et lamines sous les effets d'une direction de raccourcissement orientée *ca.* N-S.

III Modèle de formation du gisement à Ag- Hg d'Imiter

Contraintes structurales et minéralogiques

1/. INTRODUCTION

1.1/.Présentation et historique de la mine

Le gisement d'Imiter constitue la principale ressource en argent de l'Anti-Atlas et compte parmi les rares gisements où l'argent peut s'exprimer sous sa forme native (**figure IVB-59**). Il se localise au nord de la boutonnière d'Imiter, sur le rebord septentrional du Jbel Saghro, à mi-distance entre les villes de Boumalne du Dadés et de Tinghir à une altitude moyenne de 1500 m (**figure IVB-59**).

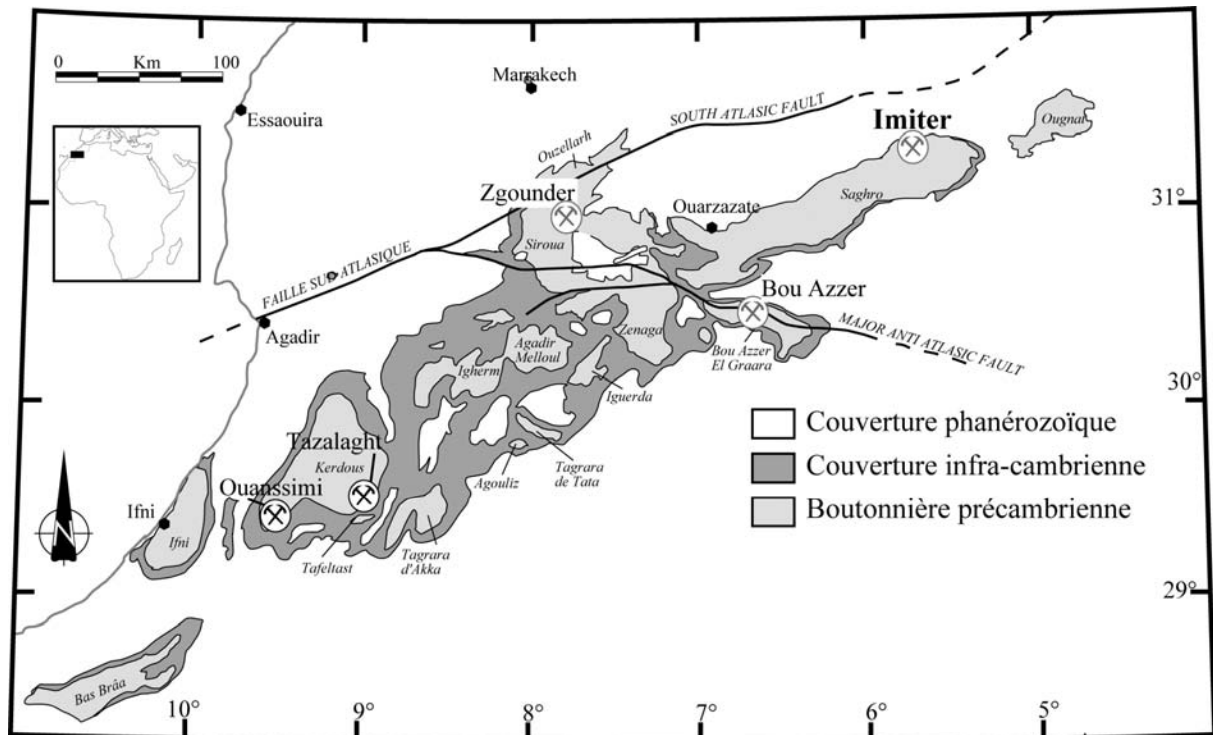


Figure IVB-59 : Localisation du gisement d'Imiter dans l'Anti-Atlas.

Les premières traces d'exploitation de ce gisement remontent au VIII^e siècle après J.C. A cette époque, les travaux se limitaient aux niveaux supérieurs du gisement dans les zones les plus riches où l'argent était visible sous forme de plaquette. De nombreux vestiges archéologiques témoignent de cette activité minière telle que la carrière des anciens, la présence de haldes ou bien la découverte d'outils : meule de granite, creusets de fusion, burin,

poteries, pièces de monnaie, ossements... C'est dans le milieu du XX^e siècle que ce gisement a été redécouvert. Dans les années qui s'en suivirent, la méconnaissance des structures minéralisées en profondeur et l'application d'un modèle génétique favorisant les phénomènes de cimentation superficielle limitèrent les champs d'exploration. A l'inverse, l'étude des anciennes haldes mit en évidence un tonnage et une concentration suffisante en argent pour débiter une exploitation (ca ; 650 000 t à 300 g/t). Ainsi, en 1963 l'organisme d'exploration marocain B.R.P.M. (Bureau de Recherche et de Participations Minières) et le groupe O.N.A. (Omnium Nord Africain) créèrent la Société Métallurgique d'Imiter afin de traiter ces haldes par cyanuration. Cette activité minière relança la prospection qui mit à jour trois corps principaux estimés à 2 500 000 t à 500 g/t. De 1963 à nos jours, près de 2500 t d'Argent métal ont été produits sur un rythme de près de 250 t d'argent métal par an. Imiter est aujourd'hui la seule mine exploitée dans le Jbel Saghro et se place au 4^e rang mondial derrière le Mexique (Proaño), le Chili (La Coipa) et les Etats Unis (Greens Creek). A l'inverse de ces trois géants, la mine d'Imiter se démarque par une production non pas associée à des métaux de base (Cu, Pb, Zn) mais au mercure constituant également une part importante de la production.

1.2/.Le cadre géologique

Le gisement argentifère d'Imiter se répartit le long du faisceau de failles d'Imiter sur près de 7 km (**figures IVB-60 & IVB-61**). Ce faisceau affecte aussi bien les formations du complexe inférieur que les laves, tufs et volcanoclastites du complexe supérieur, ainsi que le Cambrien. Dans le détail, trois grandes unités sont distinguées et décrites ci-dessous (**figures IVB-62a et b**).

1.2.1/. Les unités lithologiques

Le complexe inférieur est composé de formations grauwackeuses et d'intrusions de diorite-granodiorite (**figures IVB-62a et b**). La série sédimentaire est constituée, dans les deux tiers inférieurs, d'alternances de niveaux pélitiques et gréseux (**figure III-5**) (Ouguir *et al.*, 1996). En revanche, l'unité sommitale est essentiellement constituée de pélites noires (black shales ?) supposées riches en matières organiques (**figures IVB-60 & IVB-61**, Pasava, 1994).

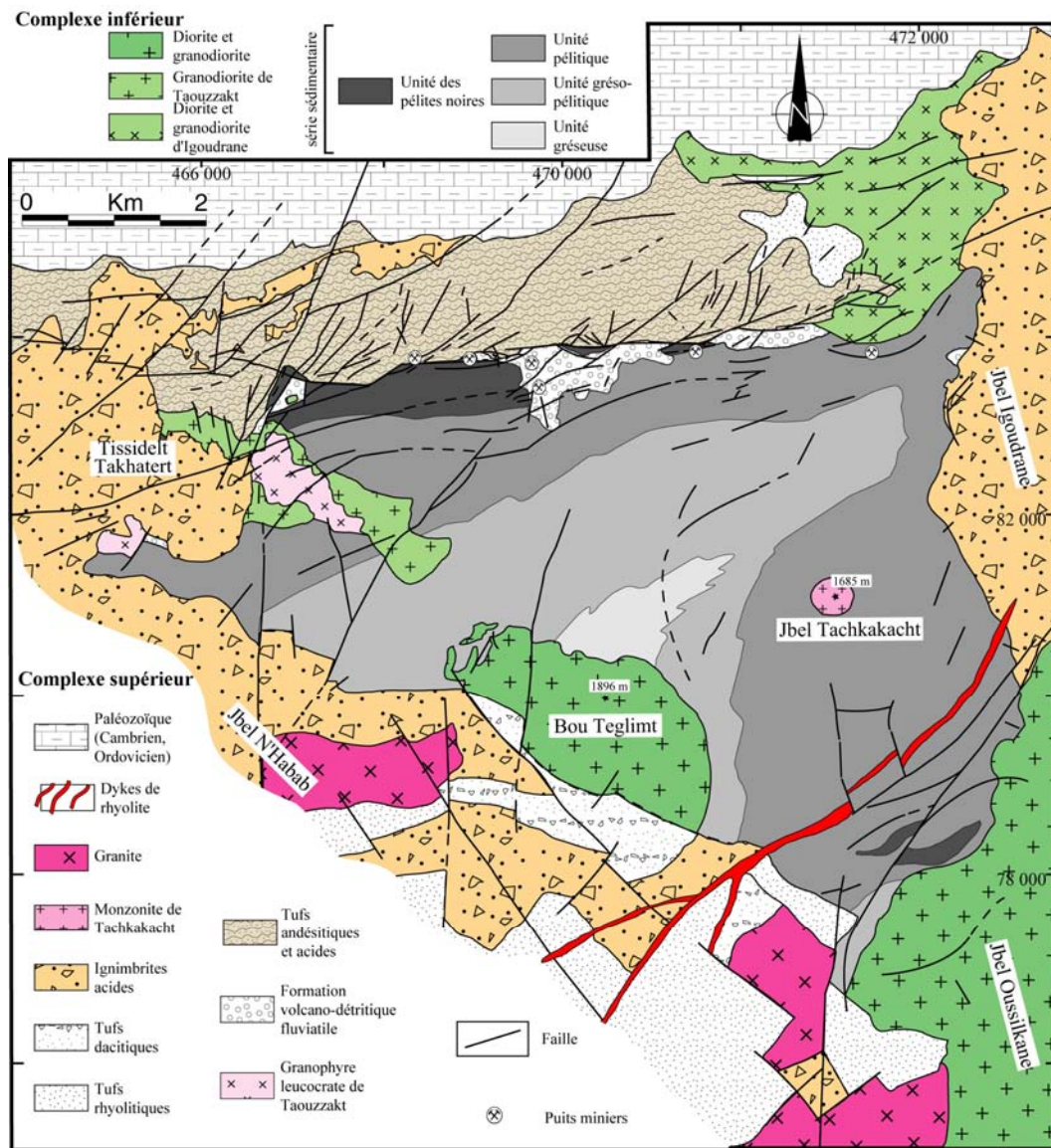


Figure IVB-60 : Carte géologique de la boutonnière d'Imiter, d'après documents SMI.

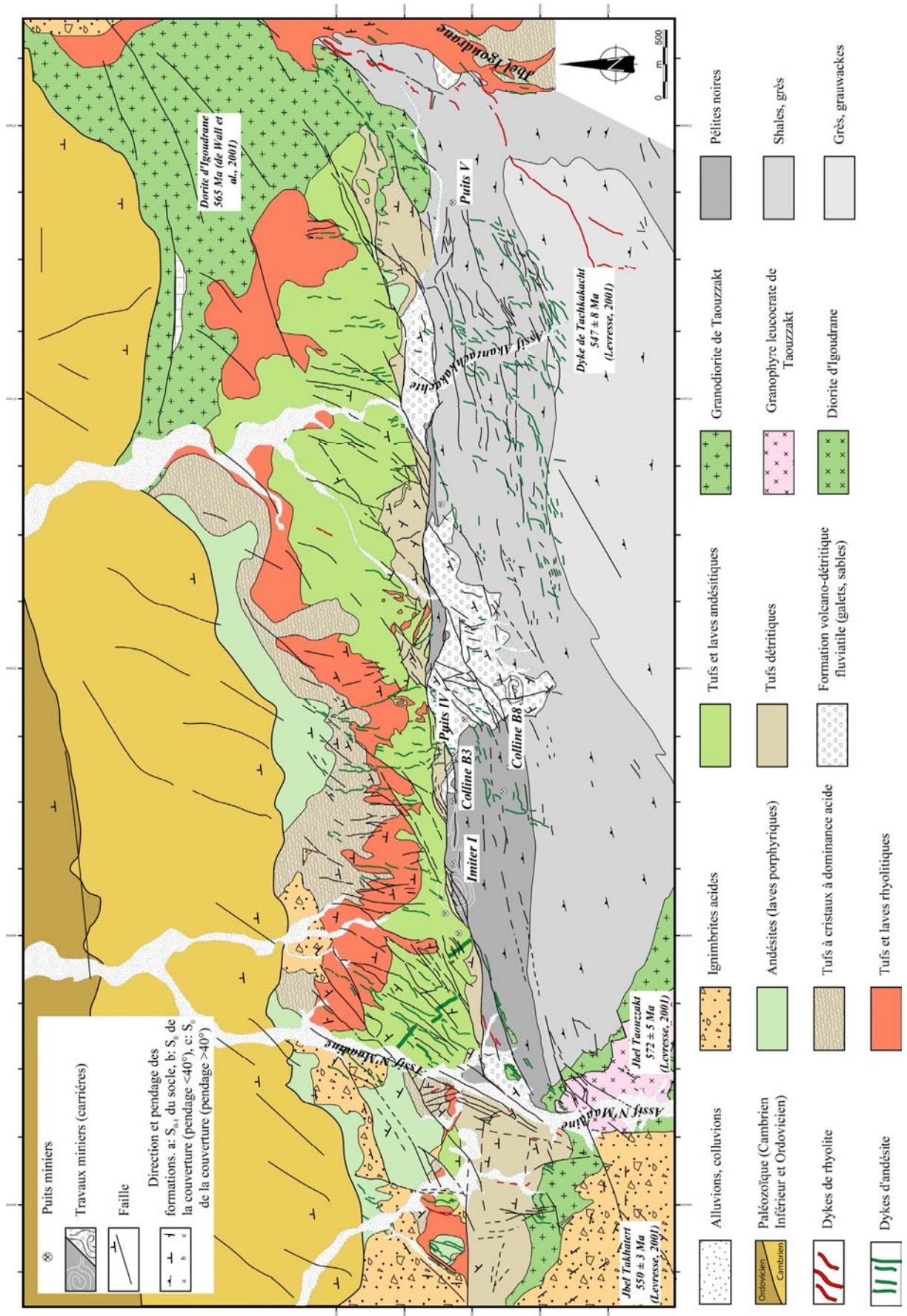


Figure IVB-61 : (page précédente) Carte détaillée des formations géologiques rencontrées autour du faisceau de failles et des infrastructures minières, d'après document SMI et scènes satellitaires.

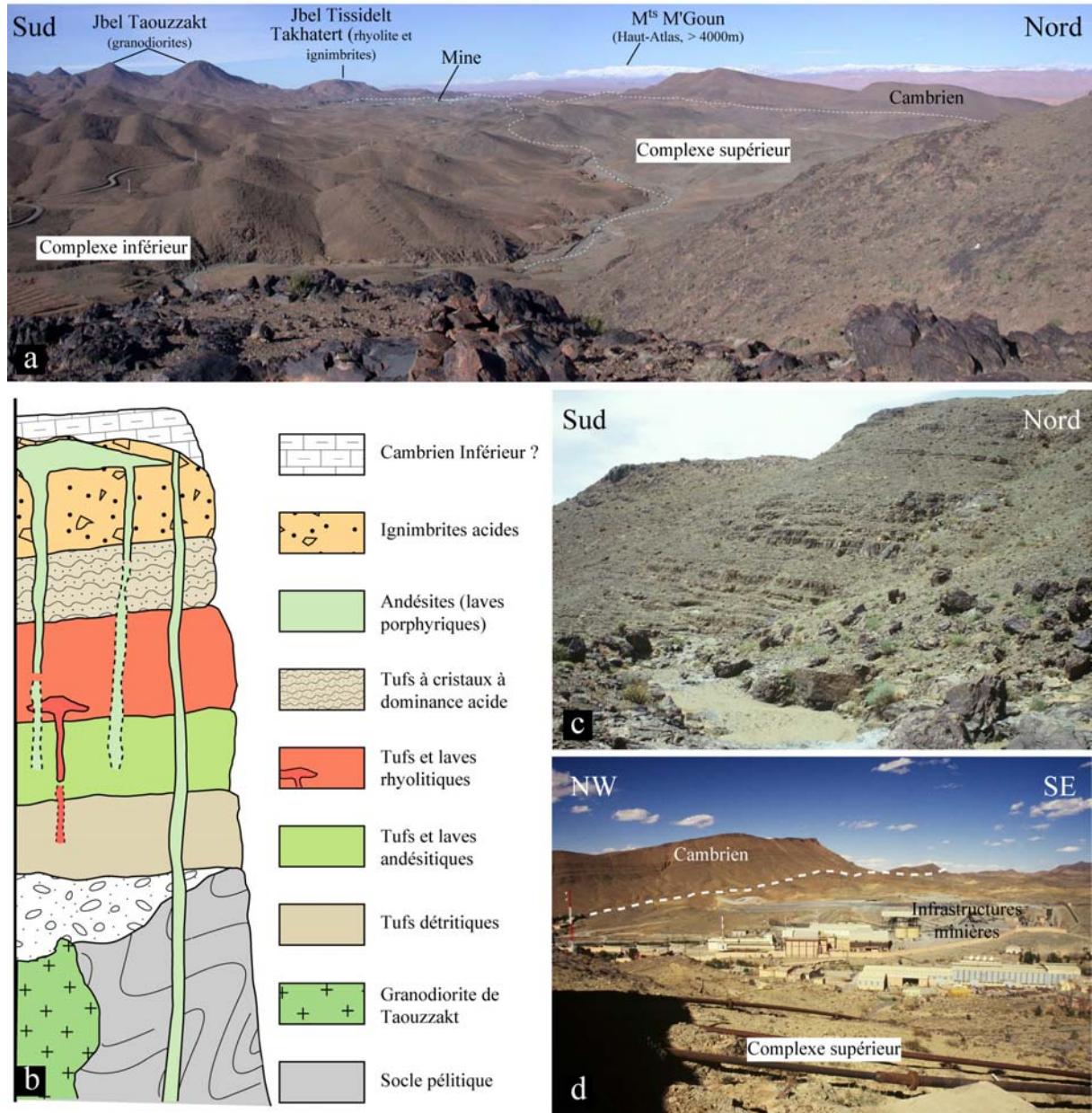


Figure IVB-62: a) Vue panoramique de la partie septentrionale de la boutonnière d'Imler depuis le massif dioritique d'Igoudrane, présentation des principales unités lithologiques et localisation du site minier ; b) Log stratigraphique sommaire du secteur minier, d'après documents SMI ; c) Empilement sub-tabulaire de tufs du complexe supérieur : tufs andésitiques lités du secteur d'Igoudrane. Noter, le faible pendage vers le nord ; d) Vue lointaine du contact Précambrien – Cambrien.

Les granitoïdes sont des corps magmatiques de faible extension, généralement kilométriques et antérieurs à la mise en place des formations du complexe supérieur. Trois grands massifs se

distinguent : **i)** le massif d'Igoudrane à l'est, de nature granodioritique à diorite-gabbroïque. **ii)** le massif granodioritique de Bou Teglimt au sud et **iii)** le massif de Taouzzakt au sud-ouest dont le caractère intrusif dans la base du complexe inférieur donne matière à discussion (**figures III-12 & III-14**). Cependant, nos observations nous ont permis d'interpréter ces éperons en termes de témoins de paléo-reliefs, que les processus tectoniques conjugués à une intense érosion ont mis à jour.

Le complexe supérieur forme l'essentiel des reliefs entourant la boutonnière d'Imiter (**figure IVB-62**). Cette série, discordante sur le complexe inférieur, a fait l'objet de nombreuses études ayant permis l'établissement d'un log lithologique détaillé au niveau de la mine (Leistel et Qadrouci, 1991; Ouguir, 1997). Elle est constituée d'un empilement sub-tabulaire (léger pendage vers le nord, **figure IVB-62c**) de laves, d'épiclastites et de volcanoclastites de composition andésitique à rhyolitique spatialement et temporellement associées à un important réseau de dykes andésitiques et plus rarement rhyolitiques. La base de la série se compose de conglomérats polygéniques à éléments de nature variée (plutonique, volcanique ou sédimentaire). Les premiers travaux ont également permis de mettre en évidence la présence d'arènes consolidées provenant du démembrement des massifs granodioritiques et dioritiques. Ces formations constitutives de la base de la série du complexe supérieur s'intercalent ou sont surmontées par des formations volcaniques et volcanoclastiques. Ces dernières sont initialement constituées d'épiclastites (tufs andésites et tufs acides), de nature andésitique ou rhyolitique et de coulées de laves. Vers le sommet de la série d'importants épanchements d'andésite sont observés, ainsi que de nombreuses ignimbrites. Ces épanchements d'andésites sont connectés à un important réseau de dykes de même nature, ne recoupant jamais le Cambrien sus-jacent. Dans les extrémités orientales et occidentales du district d'Imiter, d'imposants massifs de nature ignimbritique et rhyolitique affleurent, tels les massifs de Tissidelt Takhatert, daté à 550 ± 3 Ma, et du Jbel Igoudrane (**figures IVB-60, IVB-61 & IVB-62a**, Levresse, 2001).

Le complexe supérieur est recouvert dans le nord de la boutonnière par les marnes et les dolomies cambriennes (**figures II-14, II-15 & IVB-62a, b et d**)

1.2.2/. Présentation des principaux corps minéralisés d'Imiter

Cinq principaux corps minéralisés ont contribué à la notoriété du gisement d'Imiter. On distingue, d'ouest en est (**figure IVB-61**) :

i) Le plus ancien corps minéralisé exploité est la grande carrière : **Imiter I** où la minéralisation est essentiellement encaissée dans les pélites et grés du complexe inférieur. Quelques indices sont toutefois connus dans les tufs andésitiques du complexe supérieur ;

ii) Le corps de la **Colline B3**, encaissé dans les formations sédimentaires du complexe inférieur ainsi que dans le conglomérat de base et les tufs volcaniques du complexe supérieur;

iii) Le corps du Puit IV, dans la même situation stratigraphique que celui de la Colline B3 ;

iv) Le corps de la **Colline B8**, situé juste au sud du puits IV, essentiellement encaissé dans le conglomérat de base et les tufs volcaniques du complexe supérieur ;

v) Le **puits V**, localisé dans le secteur d'Igoudrane. La minéralisation se concentrerait dans les grauwackes et pélites du complexe inférieur.

1.3/.Le contrôle structural de la minéralisation

Les récentes observations structurales réalisées sur l'ensemble du faisceau de failles d'Imiter ont permis de mettre en évidence des caractères distensifs et décrochants du faisceau au Néoprotérozoïque terminal ainsi que leurs influences sur le développement de la minéralisation (Levresse, 2001; Ouguir *et al.*, 1996; Ouguir *et al.*, 1994). Ces études, essentiellement fondées sur l'interprétation statistique de plans de failles (Angelier, 1983), ont permis de mettre en évidence deux régimes tectoniques majeurs (Levresse, 2001). Le premier (régime A) de direction N-S à NNW-SSE est distensif et a été défini sur l'ensemble de la zone du faisceau de failles ainsi que sur les zones minéralisées (**figure IVB-63**). Le second (régime

B) est de type décrochant senestre dont les axes σ_1 et σ_3 sont orientés NNE-SSW et SE respectivement (**figure IVB-63**). Toujours selon Levresse (2001), ce serait au cours du premier régime, en extension pure, que les principales structures minéralisées se seraient mises en place (**figure IVB-63**). Ce même épisode serait associé à la mise en place du volcanisme rhyolitique tardi-néoprotérozoïque. Ces structures auraient été réactivées lors du second régime en transtension senestre.

1.4./La minéralisation

De nombreuses études paragenétiques ont été menées sur le gisement d'Imiter et ont permis la mise en évidence d'au moins quatre stades successifs minéralisateurs (Levresse, 2001; Popov *et al.*, 1986; Vargas, 1983).

1.4.1/. Le stade syngénétique et tectono-métamorphique

Selon les auteurs, ce premier stade regrouperait les épisodes syngénétiques et tectonométamorphiques. Il se caractérise soit par une dissémination de pyrite dans les pélites noires, soit par le développement de veines de quartz pyriteuses ou de calcite. Le dépôt de ces phases minérales seraient liées à des phénomènes de pré-concentration sédimentaire et à l'épisode tectono-métamorphique. Les assemblages minéralogiques de cet événement sont surtout caractérisés par l'association entre la pyrite et d'autres sulfures (galène, cuivre gris, arsénopyrite, sphalérite), surtout présents dans des fissures (**figure IVB-63**).

1.4.2/. Le stade hydrothermal sulfuré précoce

Ce stade serait observé dans les pélites noires ainsi que dans les conglomérats et tufs andésitiques du complexe supérieur. De nature polymétallique, il est constitué de sulfures à métaux de base (pyrite, arsénopyrite, chalcopyrite, galène, cuivre-gris et sphalérite) associés à des veines de quartz à texture mosaïque, à de la muscovite et à de la chlorite.

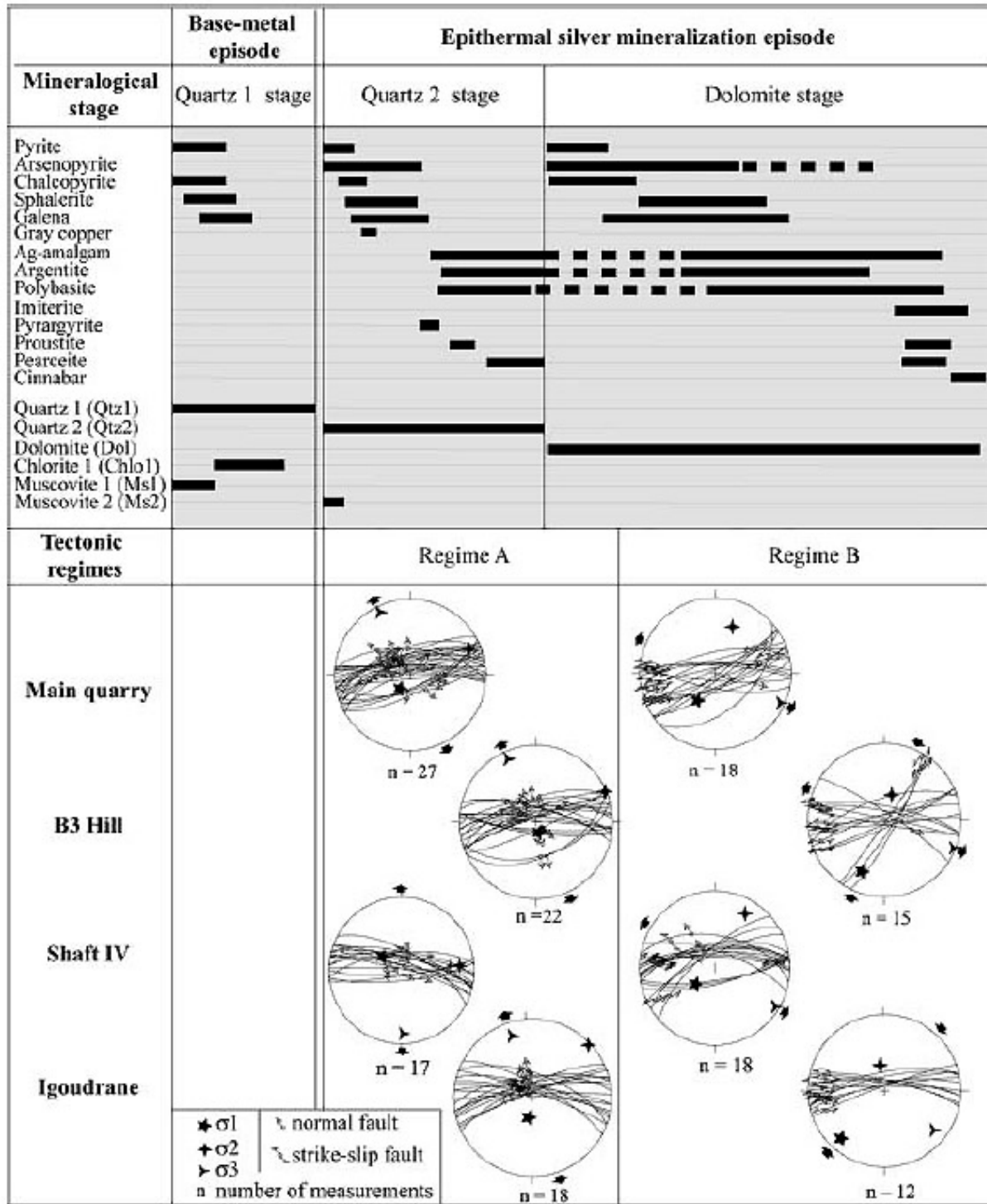


Figure IVB-63 : Evolution paragenétique du gisement d'Imiter intégrée dans les différents modèles de régimes tectoniques, d'après (Cheilletz et al., 2002).

1.4.3/. Le stade épithermal argentifère

Cet épisode, responsable du dépôt de l'essentiel de la minéralisation argentifère, est à la fois encaissé dans les pélites noires du complexe inférieur et dans le complexe supérieur. Cette minéralisation très variée résulte d'un processus de dépôt polyphasé mis en valeur par la nature de la gangue d'abord quartzeuse puis dolomitique (**figure IVB-63**).

La phase à quartz se caractériserait par le développement d'un stockwerk quartzeux à paragenèse complexe principalement constituée d'amalgame Ag-Hg (20% Hg), de sulfosels, d'arsénopyrite, pyrite, galène, sphalérite et chalcopyrite. Selon Levresse (2001), le dépôt de cette paragenèse serait structuralement contrôlé par le régime A.

La phase à dolomite, dont le dépôt serait synchrone du régime tectonique B, se caractérise par une augmentation considérable des teneurs en Hg, Co, Ni et As. La paragenèse principale se caractérise par : de l'amalgame Ag-Hg (35% Hg), des sulfosels (dont l'imitérite), argentite, arsénopyrite, sulfoarséniures de cobalt, pyrite, galène, sphalérite et chalcopyrite. Les sulfures à métaux de base seraient plus abondants que dans le stade à quartz.

1.4.4/. Le stade supergène

Selon les auteurs, la mise en évidence d'une zone de cémentation a permis de proposer un schéma de zonalité verticale du gisement (Popov (1995) *in* Levresse (2001)). En effet, ils distinguent une zone de cémentation et d'oxydation dans les trente premiers mètres, puis plus en profondeur une zone de minéralisation primaire ainsi qu'une zone plus profonde de minéralisations polymétalliques peu riche en argent. Selon les auteurs, les dépôts des zones de cémentation sont constitués de boxworks à limonite pulvérulente, malachite, smithsonite, érythrine, oxydes de Mn, cérusite et kaolinite. De nombreux placages d'argent natif sont également exploités.

La liste complète des minéraux reconnus jusqu'à présent dans le gisement d'Imiter est présenté dans le **tableau IVB-9**.

Minéral	Formule cristallographique	Minéral	Formule cristallographique
Ag-amalgame	AgHg	Kaolinite	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄
Arsénopyrite	FeAsS	Limonite	Fe ³⁺ O(OH)
Ag-natif	Ag	Loellingite	FeAs ₂
Argentite	Ag ₂ S	Malachite	Cu ₂ (CO ₃)(OH) ₂
As-polybasite	Ag ₁₂ Cu ₄ As _{1,5} Sb _{0,5} S ₁₁	Marcassite	FeS ₂
Bornite	Cu ₃ FeS ₄	Muscovite	KAl ₂ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH,F) ₂
Covellite	CuS	Pearcéite	Ag ₁₆ As ₂ S ₁₁
Cinabre	HgS	Polybasite	Ag ₁₂ Cu ₄ Sb ₂ S ₁₁
Calcite	CaCO ₃	Proustite	Ag ₃ AsS ₃
Cérosite	PbCO ₃	Pyrrargyrite	Ag ₃ SbS ₃
Chalcopyrite	CuFeS ₂	Pyrite	FeS ₂
Chlorite	(Mg,Al,Fe) ₁₂ [(Si,Al) ₈ O ₂₀](OH-F-Cl) ₁₆	Quartz	SiO ₂
Cobaltite	CoAsS	Rutile	TiO ₂
Dolomite	(Ca,Mg)CO ₃	Smithsonite	ZnCO ₃
Erythrine	Co ₃ (AsO ₄) ₂ ·8(H ₂ O)	Sphalérite	ZnS
Galène	PbS	Stéphanite	Ag ₅ SbS ₄
Freibergite	Ag _{7,2} Cu _{3,6} Fe ²⁺ _{1,2} Sb ₃ AsS ₁₃	Sternbergite	AgFe ₂ S ₃
Gersdorffite	NiAsS	Tétraédrite	(Cu,Fe) ₁₂ Sb ₄ S ₁₃
Imitérine	Ag ₂ HgS ₂		

Tableau IVB-9 : Liste des minéraux établis du gisement argentifère d'Imiter (d'après Popov, 1995).

1.4.5/. L'apport des inclusions fluides

Ce paragraphe résume les résultats des études micro-thermométriques effectuées sur les différentes paragenèses du gisement d'Imiter (Baroudi *et al.*, 1999; Farazdaq *et al.*, 2001 ; Levresse *et al.*, 2004). Ces auteurs mettent en évidence des variations entre les stades tectono-métamorphique et épithermal.

Les fluides associés au premier stade auraient une composition carbonique à aquo-carbonique dans le système CO₂-CH₄-N₂-H₂O ± NaCl ± H₂S. Les conditions de piégeage des fluides sont estimées par les auteurs entre 300 et 400°C pour des pressions de 0,8 à 5 kbar.

Concernant l'épisode minéralisateur, deux types de fluides, d'origines différentes, auraient été piégés simultanément. Le premier d'origine magmatique est un fluide aqueux de faible à moyenne salinité (0,5 à 14,5 *eq.* NaCl) dont les températures d'homogénéisation se répartissent entre 290 et 180°C. Le second présente des températures d'homogénéisation

moins élevées comprises entre 190 et 110°C et une hypersalinité. Ces inclusions auraient été piégées dans un système complexe à H₂O-NaCl-CaCl₂-MgCl₂-FeCl₂-LiCl. Dans un tel contexte, Baroudi *et al.* 1999 proposent un modèle dans lequel un fluide météorique hypersalin (saumures complexes) se mélangerait à un fluide magmatique, lié au volcanisme, pour entraîner la précipitation de la paragenèse argentifère.

1.4.6/. Les études isotopiques

Les premières études isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, Pb/Pb) réalisées sur le gisement ont été menées afin de mettre en avant le rôle des pélites noires (black shales) sur le contrôle de la minéralisation (Pasava, 1994). Ces travaux, menés sur des veines de carbonates, des black shales et des galènes, ont montré que les black shales étaient à la fois une source potentielle d'As, Co, Pb, Fe, Zn et S mais aussi un important front d'oxydoréduction permettant le piégeage des paragenèses économiques. En revanche, la source principale d'Ag et Hg serait probablement à rattacher au volcanisme tardif ou à des fluides associés à un événement magmatique plus récent (Varisque ?).

Des travaux complémentaires ($\delta^{34}\text{S}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$, Re/Os) ont été réalisés sur les phases sulfurées et sur les minéraux de gangue (Levresse *et al.*, 2004). Les résultats montrent que le S des pyrites provient de deux réservoirs différents. L'un proviendrait des black shales et le second du volcanisme felsique tardi-néoprotérozoïque. Les sulfures associés à la paragenèse argentifère auraient une source purement mantellique (90%) à rattacher avec le volcanisme felsique.

1.4.7/. Les principaux modèles

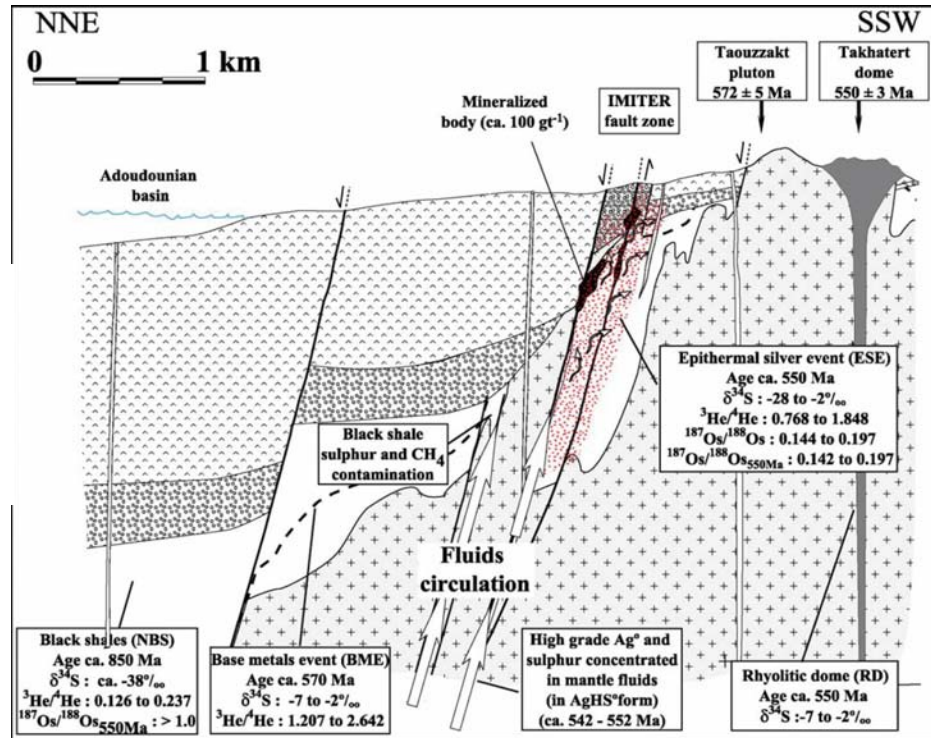
Deux modèles s'affrontent quant à l'élaboration d'un modèle génétique.

Dans le premier cas, Baroudi *et al.* (1999) expliquent la formation du gisement d'Imiter au moyen de modèles polyphasés caractérisés par des épisodes successifs de re-concentrations (tectono-métamorphique, magmatique et volcanique) d'un stock métal argentifère syngénétique étroitement associé aux black shales.

Dans le second cas, les travaux de Levresse (2001) et Levresse *et al.* (2004) accordent plus d'importance au volcanisme felsique tardi-néoprotérozoïque, invoquent une forte

participation mantellique comme source de stock Ag, et accordent une contribution faible à modérée à l'existence de préconcentrations métalliques dans les black shales. Dans ces deux cas, les auteurs s'accordent à penser qu'une tectonique distensive caractéristique de la transition Précambrien-Cambrien favoriserait la formation de pièges structuraux (**figures IVB-63 & IVB-64**).

Figure IVB-64 : Modèle génétique proposé par Levresse et al., (2004) du gisement d'Imiter.



2/. ETUDE DU GISEMENT D'IMITER : APPORT DES ETUDES STRUCTURALE, TEXTURALE ET MINERALOGIQUE COMBINEES

Cette partie présente une étude structurale et géométrique et une ré-examen du modèle de formation des veines minéralisées du gisement sous forme d'article. Cette étude servira d'appui à la partie suivante concernant les observations texturales et minéralogiques et à l'élaboration d'un modèle d'évolution paragénetique.

2.1./Géométrie des principaux corps minéralisés (Note soumise aux C.R. Géoscience)

C.R. Geoscience

Modèle de formation du gisement d'argent d'Imiter (Anti-Atlas Oriental, Maroc). Contraintes structurales, texturales et minéralogiques.

Johann TUDURI^{a,*}, Alain CHAUVET^b, Aomar ENNACIRI^c, Luc BARBANSON^a

^a ISTO, UMR 6113 - Université d'Orléans, BP 6759, F-45067 Orléans Cedex 2, France

^b UMR 5573 - Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère. ISTEEM, Université Montpellier 2, CC. 60, 34095 Montpellier Cedex 5, France

^c Société Métallurgique d'Imiter (SMI), Mine d'Imiter, BP. 30, Tinghir, Maroc

* Auteur correspondant. Tel.: +33-238-494-652; fax: +33-238-417-308

e-mail : *Johann.Tuduri@univ-orleans.fr*

Résumé - Basé sur l'étude des contraintes géométrique, minéralogique et texturale, un modèle de formation en trois stades des veines du gisement d'argent d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc) est proposé. Le premier stade se caractérise par le développement des veines les plus riches, à remplissage de quartz puis dolomite rose dans un contexte transpressif dextre à direction de raccourcissement NW-SE à WNW-ESE. Le second stade, à remplissage de dolomite rose, est associé à un cisaillement senestre normal, contrôlé par une direction de raccourcissement NE-SW à N-S, ré-utilisant certaines des structures du stade I. Des phénomènes d'altération contribueraient à un enrichissement local en Ag.

Maroc / Anti-Atlas oriental / Imiter / argent / veines / transpression / contrôle structural

Abstract - Model of formation of the Imiter silver deposit (Eastern Anti-Atlas, Morocco). Structural, textural and mineralogical constraints. Based on a combined geometrical, mineralogical and textural analysis, a three-stages model of formation of the mineralized veins of the giant Imiter silver deposit (Anti-Atlas, Morocco) is herein proposed. A first episode is characterized by the development of quartz, pink dolomite and Ag-rich minerals veins formed during a dextral transpressif event. The second episode is associated with a normal left-lateral motion that re-open previous structures, filled by pink dolomite gangue. Alteration stages are assumed to contribute to a local Ag enrichment.

Maroc / Anti-Atlas oriental / Imiter / silver / veins / transpression / structural control

Abridged version

1. Introduction and geological setting

The world-class Imiter silver mine is located on the northern side of the Precambrian Jbel Saghro inlier (Eastern Anti-Atlas, Morocco, **figure IVB-65a**), north of the West African Craton [1-4]. Two major lithostructural units are recognized: **i**) the lower complex made of Middle Neoproterozoic detritical sediments [5-6] intruded by diorite and granodiorite plutons dated at 570-580 Ma [7-8] and **ii**) the upper complex composed by lava flows and ash-flow tuffs associated with cogenetic granites dated at *ca.* 550 Ma [7, 9-12]. The Imiter deposit, localized along N070-090°E trending regional faults system is assumed to be a late Neoproterozoic epithermal deposit, hosted by both lower and upper complexes [7, 13, 14, 15]. The ore deposition is genetically associated with the felsic volcanic event, dated at 550 Ma (U/Pb on zircons, [7]), and assumed to result from a regional extensional tectonic regime [7, 13, 15-16].

Based on structural, geometrical and mineralogical constraints, we propose a reexamination of the model of formation and discuss the structural control of the Imiter silver-bearing veins.

2. Structural sketch

Mineralization is mainly found within the lower complex metasediments, made of greywacke and black-shale [6]. These rocks are unconformably overlain by the upper complex volcanic sequences that mainly consists of reworked tuffs, conglomerates, lava flows and ash flow tuffs generally felsic in composition. Cambrian sediments overlie these formations towards the north (**figure IVB-65b**).

The Imiter fault system, 10 km long, is localized at the contact between lower and upper complexes (**figure IVB-65b**). It consists in the association between N090°E and N060-070°E faults that define a succession of apparent left-lateral pull-apart texture, at map scale (**figures IVB-65b et 66a**). In exploration galleries (Imiter I and II), a similar geometry is recognized (**figure IVB-66b**). At Imiter I, for example, three structures are observed: F_0 , F_0 North and F_0

South (**figure IVB-66b**). The main F_0 structure is oriented N090°E 75-90°N whereas secondary ones, F_0 North and F_0 South, trend N070-080°E 80°NW and N065°E 50°SE respectively. With depth, the F_0 South structure tends to be at low-angle. At Imiter II, three structures are exploited: R_7 , R_6 and B_3 (**figure IVB-66b**). The main B_3 structure displays the same features that F_0 structure. The R_7 and R_6 secondary ones are listric and both oriented N065°E with a south dipping. Here also, structures tend to be less vertical with depth (**figure IVB-66b**).

3. Geometry and filling of mineralized veins

In order to better understand vein formation process, we concentrate our analysis on the relations between orebody geometry and internal filling. Three stages have been determined.

- The quartz \pm pink dolomite dextral-reverse stage I

This stage, also observed within the main F_0 and B_3 structures, is rather developed within the secondary structures (F_0 North, F_0 South, R_6 and R_7). Because of specific geometry, filling is assumed to carry out in voids that result from a right-lateral shearing (**figure IVB-67a**), whereas reversal motions are at the origin of voids opening in the vertical planes (**figures IVB-67b and c**). Quartz and pink dolomite are the main filling phases whereas ore is mainly constituted by Ag-Hg amalgam and gray copper, galena and polybasite-pearceite. Along the south dipping structure (F_0 South, R_6 and R_7) large open vacuums are observed (**figure IVB-67b**), because of important dissolution linked with alteration. When preserved, veins are filled by breccia-like ore with host-rocks fragments and quartz-rich matrix (**figure IVB-67d**). The formation of flat-lying veins is also controlled by thrust-like motion (**figure IVB-67e and f**). Pink dolomite is observed as late filling phase. However, the place of pink dolomite (end of stage I or entirely within stage II) within the mineralogical evolution of the Imiter vein systems remains questionable.

- The pink dolomite sinistral stage II

Mainly along the F_0 and B_3 structures, massive pink dolomite veins that display left-lateral pull-apart textures and NE-SE tension-gashes are observed (**figure IVB-67g**). A normal

component is observed in the vertical plane (**figure IVB-67h**). This event appears fairly developed within secondary structures (F₀ North, F₀ South, R₆ and R₇).

- The alteration stage(s)

Important alteration stages are assumed to create dissolution textures within the larger structures of the F₀ South, F₀ North, R₆ and R₇ structures. Only quartz was preserved, the vacuums being interpreted like pinky dolomite boxworks. These stages are also assumed to produce important native silver deposition.

4. Discussion

4.1. Model of formation of the Imiter veins system

A three-stage model of formation, explaining structural control and vein formation of the Imiter mine is herein proposed (**figure IVB-68**). The first stage (**figure IVB-68a**) is assumed to control E-W dextral shear-zones and subsequent ENE to NE transpressive relays that develop thrusts within secondary structures (F₀ South, F₀ North, R₆ and R₇). This dextral stage I, developing quartz +/- pink dolomite veins, occurs under the effect of WNW-ESE direction of shortening. The low angle dipping of the deeper structures is interpreted as the result of the damping of these structures in base of the transpressive overstep.

The pink dolomite-rich second stage (**figure IVB-68b**) re-opened and re-used the main structures of the stage I (F₀ et B₃) with left-lateral motion and normal component under the effects of NE-SW to N-S direction of shortening. Secondary structures could thus behave out of transtensive relays.

The third stage is responsible for the development of an intense alteration would contribute to some local enrichments of Ag.

4.2. Conclusions

We propose an integrated model that explains the formation of all the mineralized veins in the mining area. In addition to normal and left-lateral faulting, already characterized by previous works [7, 12, 15], our combined approach highlight an earlier mineralized stage in the metallogenic history of the Imiter silver mine, responsible for the formation of economic structures (F₀ South, F₀ North, R₆ and R₇). This stage can be correlated with the main mineralized stage that affects the entire Saghro, and that creates the gold bearing indices of Thaghassa, Kelâa M'Gouna and of Zone des Dykes (**figure IVB-65a**, [17-19]). Indeed, this stage also result from a NW-SE to WNW-ESE trending shortening direction and can be associated to the late Neoproterozoic felsic volcanism recognized on the whole of Saghro area [7, 13].

1. Introduction et cadre géologique

Le gisement d'argent d'Imiter, de renommée mondiale, est localisé sur le flanc nord de la boutonnière Précambrienne du Jbel Saghro (Anti-Atlas Oriental, Maroc, **figure IVB-65a**) qui constitue, avec d'autres boutonnières (Kerdous, Bou Azzer, Siroua...), le rebord septentrional du Craton Ouest Africain [1-4]. Deux grandes unités litho-structurales sont reconnues: **i**/ un complexe inférieur grauwackeux d'âge Néoprotérozoïque Moyen [5-6] intrudé par des plutons de diorites et de granodiorites datées à *ca.* 570-580 Ma [7,8] et **ii**/ un complexe supérieur constitué de formations volcaniques et volcanoclastiques cogénétiques de granites du Néoprotérozoïque supérieur datés à *ca.* 550 Ma [7, 9-12].

Le gisement d'Imiter est formé de veines épithermales encaissées dans les formations des complexes inférieurs grésopélitiques et supérieurs volcaniques [7, 13, 14, 15]. Il est localisé sur un important faisceau de failles d'échelle régionale orientées *ca.* N070°E à N090°E (**figure IVB-65b**). Les précédentes études structurales, basées sur l'analyse des populations de failles, ont conclu à l'existence de deux événements tectoniques majeurs qui contrôlent la formation des veines qui composent le gisement [15-16] : **i**) Le premier stade, associé à une tectonique extensive NNW-SSE à N-S, développe les veines quartzieuses. **ii**) Le second stade, contrôlé par une tectonique décrochante senestre se caractérise par la formation de veines à gangue essentiellement dolomitique. Les deux événements sont minéralisés. Des travaux récents ont montré que la minéralisation argentifère était génétiquement associée au volcanisme felsique daté à *ca.* 550 Ma (U/Pb sur zircons, i.e. Néoprotérozoïque Supérieur) [7, 13, 15].

Notre travail, basé sur l'étude structurale, géométrique et minéralogique des veines argentifères de la mine d'Imiter, propose une ré-examen du modèle de formation et du contrôle structural des minéralisations d'Imiter.

2. Schéma structural

Les sédiments du complexe inférieur de la boutonnière d'Imiter, composés d'alternances de séquences grauwackeuses et de pélites sombres, encaissent l'essentiel de la minéralisation [6]. Ces formations sont intrudées par deux corps plutoniques : la granodiorite de Taouzzakt, au SW, datée à 572 ± 5 Ma (U/Pb sur zircons, [7]) et la diorite d'Igoudrane au NE, dont l'âge reste incertain (**figure IVB-65b**). Ces unités du complexe inférieur sont recouvertes en discordance par les formations du complexe supérieur puissantes de quelques centaines de mètres, sub-tabulaires, accusant un léger pendage vers le NW. Cette série est construite par l'empilement de nombreux niveaux de tufs volcaniques, conglomérats volcano-sédimentaires, ignimbrites acides et laves (épanchements, dômes et dykes) de nature andésitique à rhyolitique (**figure IVB-65b**). L'ensemble de ces formations est recouvert vers le Nord par les premiers sédiments attribués au Cambrien (**figure IVB-65b**).

Le faisceau de failles d'Imiter, long d'une dizaine de km, se localise le long du contact entre le complexe inférieur et le complexe supérieur (**figure IVB-65b**). Il s'agit d'un système de failles principalement orientées N090°E, avec de nombreux relais orientés N060 à 070°E et décrivant, à l'échelle cartographique, une succession de pull-apart dont la cinématique d'ouverture apparente serait senestre (figs. 1b et 2a). Dans le secteur minier, la faille d'Imiter sépare un compartiment nord, composé de roches volcaniques, effondré par rapport au compartiment sud essentiellement constitué par les formations du complexe inférieur. Le décalage vertical observé à partir des relevés miniers est estimé à *ca.* 400m. Des évidences de failles normales ont également été observées dans le secteur d'Igoudrane (**figure IVB-65b**) où les formations du Paléozoïque sont effondrées par une tectonique extensive sur plusieurs dizaines de mètres.

En galeries (Imiter I et Imiter II), cette géométrie en relais est également observée (**figure IVB-66b**). A Imiter I, trois structures sont reconnues et exploitées : F₀, F₀ Nord et F₀ Sud (**figure IVB-66b**). La structure F₀, assimilée à la structure principale, est parallèle au faisceau de failles et est orientée N090°E. Elle présente un fort pendage vers le nord (75 à 90°). La

structure secondaire F_0 Nord est orientée N070-080°E et présente également un fort pendage vers le NW (80°), tandis que la F_0 Sud, orientée N065°E, présente un pendage vers le SE d'environ 50°. En profondeur, cette dernière structure tend à s'aplatir.

A Imiter II, trois structures sont également reconnues et exploitées : R_7 , R_6 et le corps B_3 (**figure IVB-66b**). Le corps B_3 est formé d'un ensemble de structures présentant les mêmes caractéristiques que la structure F_0 et est assimilé à la structure majeure. Les structures R_6 et R_7 , toutes les deux orientées N065°E et à pendage sud, sont listriques et leur pendage devient faible dans les niveaux inférieurs (**figure IVB-66b**).

3. Etude des veines minéralisées : géométrie et remplissage

Plutôt que d'étudier la cinématique des failles, pouvant résulter de jeux et re-jeux tardifs, notre approche s'est concentrée sur l'analyse combinée des conditions d'ouverture déduites de la géométrie des corps minéralisés et de la minéralogie des remplissages. Trois stades ont été déterminés.

- Stade dextre inverse à quartz +/- dolomite

Ce stade est observé dans les deux structures principales (F_0 et B_3) et surtout dans les structures annexes (F_0 Nord, F_0 Sud, R_6 et R_7). Le long des structures F_0 et B_3 , de rares veines à remplissage de quartz, puis de dolomite rose, sont présentes en couronne et sur les fronts de taille des galeries d'exploitation. La place de la dolomite rose dans la paragenèse du stade 1 reste incertaine. En effet, il reste difficile de déterminer si les premières dolomites cristallisent à la fin du premier stade ou s'il s'agit de remplissages contemporains du stade 2. Le remplissage s'effectue dans des vides qui résultent de jeu senestre, lorsque les structures sont observées en couronne (**figure IVB-67a**), alors que des mouvements inverses sont à l'origine de l'ouverture des vides dans les plans verticaux (**figures IVB-67b et c**). Sur les structures à pendage sud, de larges cavités ouvertes sont observées (**figure IVB-67b**). Le remplissage principal a parfois été altéré et dissous par les derniers stades d'altération (*cf.* ci dessous) mais lorsque les textures primaires ont été conservées, on note la présence de quartz, qui parfois bréchifie l'encaissant suivi par la cristallisation de dolomite rose (**figure IVB-67d**). L'essentiel de la minéralisation argentifère du gisement d'Imiter est constitué d'amalgame Ag-Hg, d'argentite, de polybasite-pearcéite, de cuivres gris, d'argents rouges et de galène.

Cette paragenèse est associée au dépôt de quartz et de dolomite rose de ce premier stade. Un remplissage semblable est observé dans les structures plus plates R₆ et R₇. La formation de ces veines plates (**figure IVB-67e**), à quartz et dolomite rose, est également contrôlée par un jeu chevauchant, comme dans les parties plus redressées des structures secondaires.

Un autre type de veines plates se rencontre également dans les zones de relais entre les structures annexes des secteurs d'Imiter I et II (**figure IVB-67f**). Ces veines sont systématiquement situées à proximité de contacts chevauchants tardifs (**figure IVB-67f**) et sont constituées de remplissage à quartz fibreux ou prismatique, chlorite et dolomite rose. Le développement de ces structures est donc associé aux jeux des failles inverses voisines.

- Stade senestre normal à dolomite rose seule

Le long des structures principales F₀ et B₃, de nombreuses veines à remplissage massif de dolomite rose sont observées. Ces remplissages s'effectuent dans des vides générés par de petits relais en pull-apart et des fentes de tensions orientées NE-SW résultant d'une cinématique décrochante dextre observée en couronne (**figure IVB-67g**). Une composante normale est par ailleurs observée sur les fronts de taille (**figure IVB-67h**).

A Imiter I, les structures annexes F₀ Sud et F₀ Nord ne semblent pas avoir été affectées par ce second épisode. En revanche, à Imiter II les structures annexes R₆ et R₇ semblent parfois avoir été ré-ouvertes ou simplement affectées par des jeux cisailants normaux.

- Stade(s) d'altération

Des stades d'altération récurrents, responsable de dissolutions et de néoformations minérales importantes au sein des structures les plus puissantes (**figure IVB-67b**), sont observés sur l'ensemble des structures bien que surtout développés au cœur des veines secondaires F₀ Sud, F₀ Nord, R₆ et R₇. L'altération se traduit par une dissolution intense des carbonates de gangues pouvant aller jusqu'à la formation de vide (**figure IVB-67i**). Dans ces zones, des néoformations minérales sont observables, et se caractérisent principalement par des dépôts pulvérulents de couleurs brunâtres d'oxydes de fer et la cristallisation d'Argent natif.

4. Discussion

4.1. Modèle de formation du gisement d'argent d'Imiter

Un modèle de mise en place en trois stades, expliquant la majorité des structures minéralisées du gisement argentifère d'Imiter est proposé (**figure IVB-68**). Le stade 1 (**figure IVB-68a**) correspond à la formation des zones de cisaillement E-W décrochantes dextres. La formation des zones chevauchantes (structures annexes) se fait dans des relais transpressifs ENE à NE, sous les effets d'une direction de raccourcissement orientée NW-SE à WNW-ESE. Les structures engendrées lors de ce stade servent de réceptacles aux fluides minéralisateurs et se caractérisent par le dépôt d'une gangue essentiellement quartzreuse, suivi par un épisode à dolomite rose peu développée. Le pendage de plus en plus faible des structures transpressives (R_6 , R_7 , F_0 Sud et F_0 Nord) est interprété comme le résultat de l'amortissement de ces structures en base de relais.

Durant le second stade (**figure IVB-68b**), ces structures sont ré-ouvertes lors de la reprise des shear-zones principales du stade 1 (F_0 et B_3), en cisaillement senestre à composante normale, sous les effets d'une direction de raccourcissement orientée NE-SW à N-S. Les structures annexes R_6 et R_7 pourraient ainsi se comporter en relais transtensifs comme le suggère les évidences de jeux normaux observés sur ces dernières (R_6 et R_7). Ces ré-ouvertures sont associées à un remplissage secondaire de nature dolomitique.

La place des phénomènes d'altération reste incertaine tant que leur étude détaillée ne sera pas réalisée. Toutefois, ce processus contribuerait à un enrichissement local en Ag.

4.2. Conclusions

Nous proposons un modèle en trois stades qui explique la formation de l'ensemble des veines minéralisées de la mine d'Imiter. En plus des jeux normaux et senestres, déjà caractérisés par les travaux précédents [7, 12, 15], notre approche a permis de mettre en évidence l'existence d'un épisode minéralisateur précoce dans l'histoire métallogénique d'Imiter. Il est à noter que cet épisode précoce, responsable de la formation des structures les plus riches (structures F_0 Sud, F_0 Nord, R_6 et R_7), peut être corrélé à l'épisode minéralisateur majeur qui affecte

l'ensemble du Saghro et qui crée les indices aurifères de Thaghassa, Kelâa et de la Zone des Dykes (**figure IVB-65a**, [17-19]). En effet, cet épisode résulte également d'une direction de raccourcissement NW-SE à WNW-ESE et est associé à un volcanisme felsique tardi-néoprotérozoïque, reconnu sur l'ensemble de la boutonnière [7, 13]. Afin d'affiner ce modèle préliminaire, il reste à répondre plus précisément aux questions suivantes : i) place des dolomites roses et discrimination chimique entre celles des stades 1 et 2, ii) caractérisation minéralogique du stade d'altération et compréhension des mécanismes de formation. Des travaux en cours de réalisation tenteront de répondre à ces questions. Malgré les incertitudes évoquées ci-dessus, notre travail a démontré l'intérêt de l'analyse combinée de la géométrie, la texture et la minéralogie dans la compréhension des processus de formation des veines minéralisées.

Remerciements :

Ce travail a été réalisé dans le cadre de l'action intégrée Franco-Marocaine n° 222/STU/00. Nous remercions la société REMINEX et la Société Métallurgique d'Imiter (SMI) pour leur soutien financier et leur support logistique. Nous remercions en particulier M. Machaa, El Hajj Bouiroukouten, A. Saquaque et M. Mellal pour leur aide précieuse et sans faille.

Références

- [1] K. P. Hefferan, H. Admou, J. A. Karson, A. Saquaque, Anti-Atlas (Morocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstruction. *Precamb. Res.*, 103 (2000) 89-96.
- [2] K. P. Hefferan, H. Admou, R. Hilal, J. A. Karson, A. Saquaque, T. Juteau, M. M. Bohn, S. D. Samson, J. M. Kornprobst, Proterozoic blueschist-bearing melange in the Anti-Atlas Mountains, Morocco. *Precamb. Res.*, 118 (3-4) (2002) 179-194.
- [3] N. Ennih, J. P. Liégeois, The Moroccan Anti-Atlas : the West African Craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precamb. Res.*, 112 (2001) 289-302.
- [4] G. Choubert, A. Faure-Muret, 1. Anti-atlas (Morocco). *Earth-Science Rev.*, 16 SU (1980) 87-113.

- [5] A. Fekkak, A. Pouclet, H. Ouguir, H. Ouazzani, L. Badra, D. Gasquet, Géochimie et signification géotectonique des volcanites du Cryogénien inférieur du Saghro (Anti-Atlas oriental, Maroc). *Geodin. Acta*, 13 (2001) 1-13.
- [6] H. Ouguir, J. Macaudière, G. Dagallier, Le Protérozoïque supérieur d'Imiter, Saghro oriental, Maroc : un contexte géodynamique d'arrière arc. *Journal of African Earth Sciences*, 22 (2) (1996) 173-189.
- [7] A. Cheilletz, G. Levresse, D. Gasquet, M. R. Azizi-Samir, R. Zyadi, A. D. Archibald, E. Farrar, The giant Imiter silver deposit: Neoproterozoic epithermal mineralization in the Anti-Atlas, Morocco. *Miner. Deposita*, 37 (2002) 772-781.
- [8] Z. Mrini, Chronologie (Rb-Sr ; U-Pb) ; traçage isotopique (Sr-Nd-Pb) des sources des roches magmatiques éburnéennes, panafricaines et hercyniennes du Maroc. Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc (1993) pp. 227.
- [9] E. Fauvelet, J. Hindermeier, Note préliminaire sur les granites associés à des coulées rhyolitiques au Sud de Ouarzazate (Anti-Atlas central) et dans le Sarho. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 234 (1952) 2626-2628.
- [10] J. Hindermeier, Le Précambrien III du Saghro. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 237 (1953) 1024-1026.
- [11] M. Benharref, Le Précambrien de la boutonnière d'El Kelaa des M'Gouna (Saghro, Anti-Atlas, Maroc). *Pétrographie et structures de l'ensemble. Implications lithostratigraphiques et géodynamiques.* Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc (1991) pp. 270.
- [12] H. Ouguir, Contexte géologique du gisement argentifère d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). *Contrôle volcanique et structural de la mise en place des concentrations métalliques à Ag-Hg.* Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc (1997) pp. 233.
- [13] G. Levresse, A. Cheilletz, D. Gasquet, L. Reisberg, E. Deloule, B. Marty, K. Kyser, Osmium, sulphur, and helium isotopic results from the giant Neoproterozoic epithermal Imiter silver deposit, Morocco: evidence for a mantle source. *Chem. Geol.*, 207 (1-2) (2004) 59-79.
- [14] J.-M. Leistel, A. Qadrouci, Le gisement argentifère d'Imiter (Protérozoïque supérieur de l'Anti-Atlas, Maroc). *Contrôles des mineralisations, hypothèses génétiques et perspectives pour l'exploration.* *Chron. Rech. Min.*, 502 (1991) 5-22.
- [15] G. Levresse, Contribution à l'établissement d'un modèle génétique des gisements d'Imiter (Ag-Hg), Bou Madine (Pb-Zn-Cu-Ag-Au), Bou Azzer (Co, Ni, As, Au, Ag) dans

l'Anti-Atlas marocain. Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France (2001) pp. 218.

[16] H. Ouguir, J. Macaudière, G. Dagallier, A. Qadrouci, J.-M. Leistel, Cadre structural du gîte Ag-Hg d'Imiter (Anti-Atlas, Maroc) ; implication métallogénique. Bull. Soc. géol. Fr., 165 (3) (1994) 233-248.

[17] J. Tuduri, A. Chauvet, L. Barbanson, J. L. Bourdier, M. Labriki, A. Ennaciri, C. Ennaciri-Leloix, L. Badra, Long-lived tectono-magmatic event and formation of the Au-Ag Jbel Saghro province during the Upper Neoproterozoic (Eastern Anti-Atlas, Morocco). in 20th Colloquium of African Geology. Orléans, 2004.

[18] J. Tuduri, A. Chauvet, L. Barbanson, M. Labriki, L. Badra, Atypical gold mineralization within the Neoproterozoic of Morocco. Structural and mineralogical constraints from the Thaghassa prospect (Boumalne inlier, Jbel Saghro, Eastern Anti-Atlas). in Proceedings of the seventh biennial SGA Meeting. Mineral exploration and sustainable development. Athens: Millpress, 2003.

[19] J. Tuduri, J. L. Bourdier, A. Chauvet, L. Barbanson, L. Badra, Evidence for a late precambrian ash-flow caldera: relationship with a hydrothermal Au-Ag system and structural control (Kelâa M'Gouna district, Eastern Anti-Atlas, Morocco). in 1st European Geosciences Union 2004. Nice, 2004.

Figures

Figure IVB-65 : (a) Représentation schématique de l'Anti-Atlas marocain et localisation de la mine d'Imiter et des autres indices minéralisés du Jbel Saghro. (b) Carte géologique simplifiée du gisement d'Imiter (d'après documents SMI).

Figure IVB-65: (a) Schematic map of the Moroccan Anti-Atlas and localization of the Imiter silver mine and other mineral-bearing indices of the Jbel Saghro. (b) Simplified geological map of the Imiter silver mine (modified according to SMI documents).

Figure IVB-66 : (a) Schéma structural du gisement des secteurs d'Imiter I et II. (b) Bloc-diagramme synthétique montrant la géométrie des principales structures minéralisées (F_0 Sud, F_0 , F_0 Nord, R_7 , R_6 et B_3) observées en galerie. La localisation des photographies de la figure IVB-67 est indiquée.

Figure IVB-66: (a) Structural sketch of the Imiter I and II areas. (b) Block-diagram showing the geometry of the main ore-bearing structures (F_0 South, F_0 , F_0 North, R_7 , R_6 and B_3) observed in gallery. The localization of photographs of the figure IVB-67 is indicated.

Figure IVB-67 : (a) Vue en couronne des structures du stade I. Les pull-aparts et les fentes de tension à remplissage géodique de quartz montrent une cinématique dextre, structure F_0 Nord, Imiter I. (b) Structures en pull-apart de la F_0 Sud fortement affecté par le stade d'altération entraînant la dissolution du remplissage primaire (stade I). La formation du vide répond à une cinématique chevauchante à vergence NW-NNW. (c) Pull-apart à remplissage de quartz et boxwork de dolomite rose du stade I montrant un cisaillement inverse vers le sud, structure R_6 , Imiter II. (d) Brèche à ciment de quartz puis dolomite rose altérée du stade I et minéralisation argentifère (Galène, Amalgame Ag-Hg, Cuivre-gris) rencontrée dans les structures en pull-apart de la structure F_0 Sud, Imiter I. Voir la localisation sur la figure IVB-67b. (e) Veine plate à remplissage de quartz bréchiq ue puis dolomite rose contrôlée par un jeu chevauchant à vergence W-NW, base de la structure R_7 , Imiter II. (f) Veines plates associées à une faille inverse, localisées dans des tufs volcaniques andésitiques, Grande Carrière, Imiter I. (g) Vue en couronne de fentes de tension et structures en pull-apart à remplissage de dolomite rose à cinématique senestre, structure F_0 , Imiter I (stade II). (h) Cisaillement en faille normale à remplissage de dolomite rose du stade II, structure B_3 , Imiter III. (i) Stade d'altération générant des figures de dissolution sur un échantillon provenant de la structure F_0 Sud. Seul le quartz n'a pas été dissout, les vides étant interprétés comme des boxworks de dolomite rose.

Les photographies a et g ont été prises en couronnes dans les galeries exploitées de la mine d'Imiter, l'interprétation cinématique doit donc être inversée.

Figure IVB-67: (a) Stage I pull-apart and tension-gashes structures filled by geodic quartz and formed during dextral kinematics, F_0 North structure, view realized towards the top of mining gallery, Imiter I. (b) Pull-apart of stage I indicator of a reverse shearing towards the south, structure R_6 , Imiter II. (c) Pull-apart texture of the F_0 South structure, thrusting towards the NW-NNW. The filling is composed by quartz (stage I). (d) Quartz breccias followed by pink dolomite of stage I and silver-bearing ore (Galena, Ag-Hg Amalgam, Gray Copper) observed within pull-apart of the F_0 South structure, Imiter I. See location in figure IVB-67b. (e) Reverse flat-lying mineralized vein filled by stage I-related minerals likely quartz breccias and pink dolomite, structure R_7 , Imiter II. (f) Flat-lying veins associated with reverse fault and hosted by andesitic sandstone, large open pit, Imiter I. (g)

Tension gashes and sinistral pull-apart structures filled with pink dolomite of the stage II. Because the view is towards the top of the gallery, shear indicators are inverted, F_0 structure, Imiter I. (h) Normal shearing vein filled by pink dolomite of the stage 2, B_3 structure, Imiter II. (i) Alteration stage assumed to create dissolution textures on a sample from the F_0 South structure. Only quartz was preserved, the vacuums being interpreted like pink dolomite boxworks.

Because photographs a and g were taken towards the top of exploration galleries, kinematics interpretation must be inverted.

Figure IVB-68 : *Modèle d'évolution expliquant la formation des veines minéralisées de la mine d'Imiter. (a) Stade I dextre, associé à la mise en place des veines à quartz et dolomie rose sous les effets d'une direction de raccourcissement WNW-ESE. La formation des chevauchements associés, le long des structures secondaires F_0 Sud, F_0 Nord, R_6 et R_7 , se réalise au cœur des relais transpressifs. (b) Stade II senestre normal, à remplissage de dolomite rose, ré-ouvrant et ré-utilisant les structures précédentes. Le stade II affecte principalement les structures primaires F_0 et B_3 . Le troisième stade d'altération n'est pas représenté.*

Figure IVB-68: *Evolutionary block diagram explaining the formation of the main ore-bearing veins of the Imiter silver mine. (a) Dextral stage I developing quartz +/-pink dolomite veins under the effect of WNW-ESE direction of shortening. The formation of subsequent thrusts (F_0 South, F_0 North, R_6 and R_7) occurs within transpressive pull-apart. (b) Sinistral normal Stage II related to pink dolomite veining that re-open and re-used the previously formed structures. Note that stage II mainly affects the primary structures F_0 and B_3 . Alteration-type stage III is not represented.*

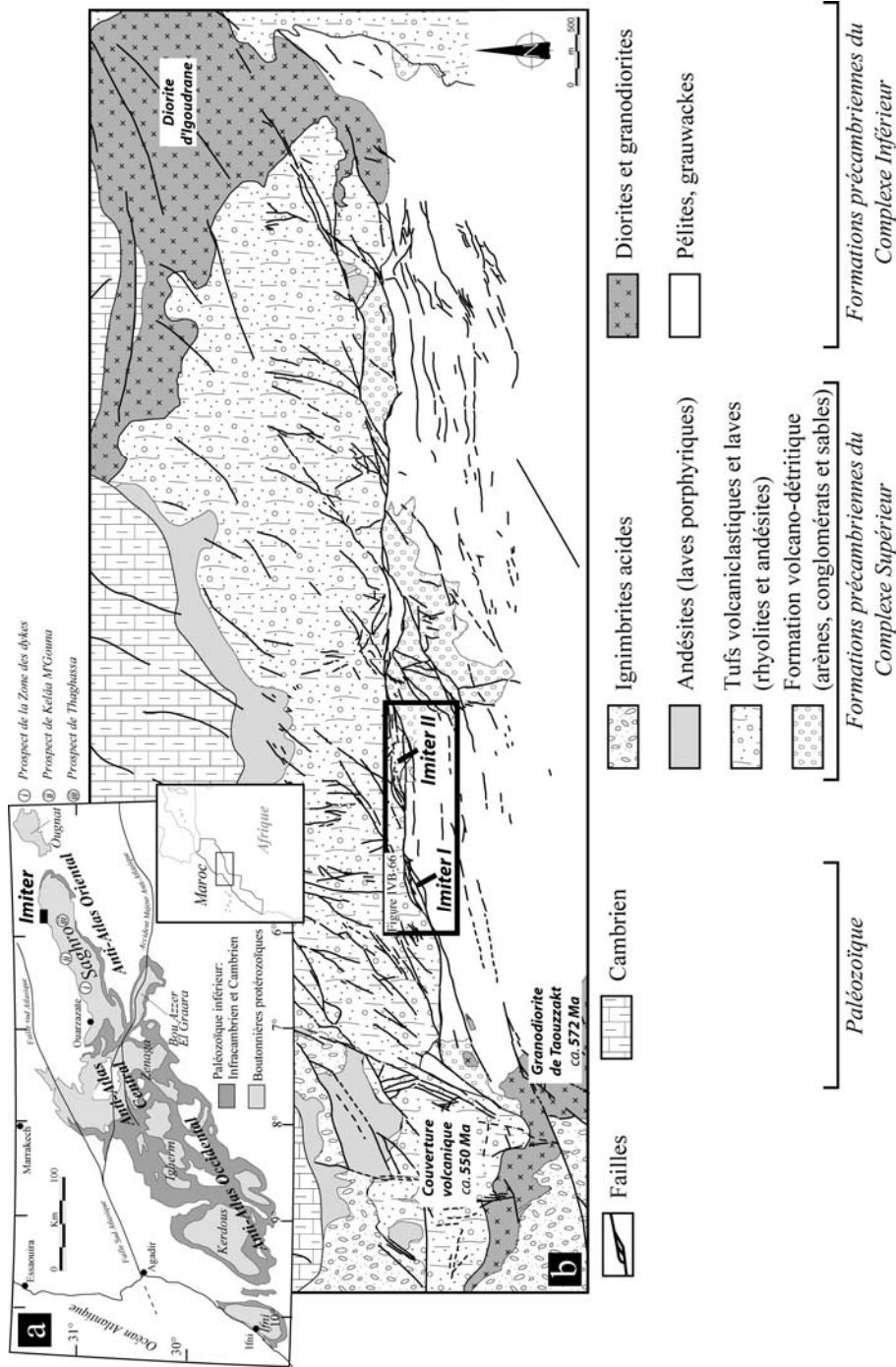


Figure IVB-65

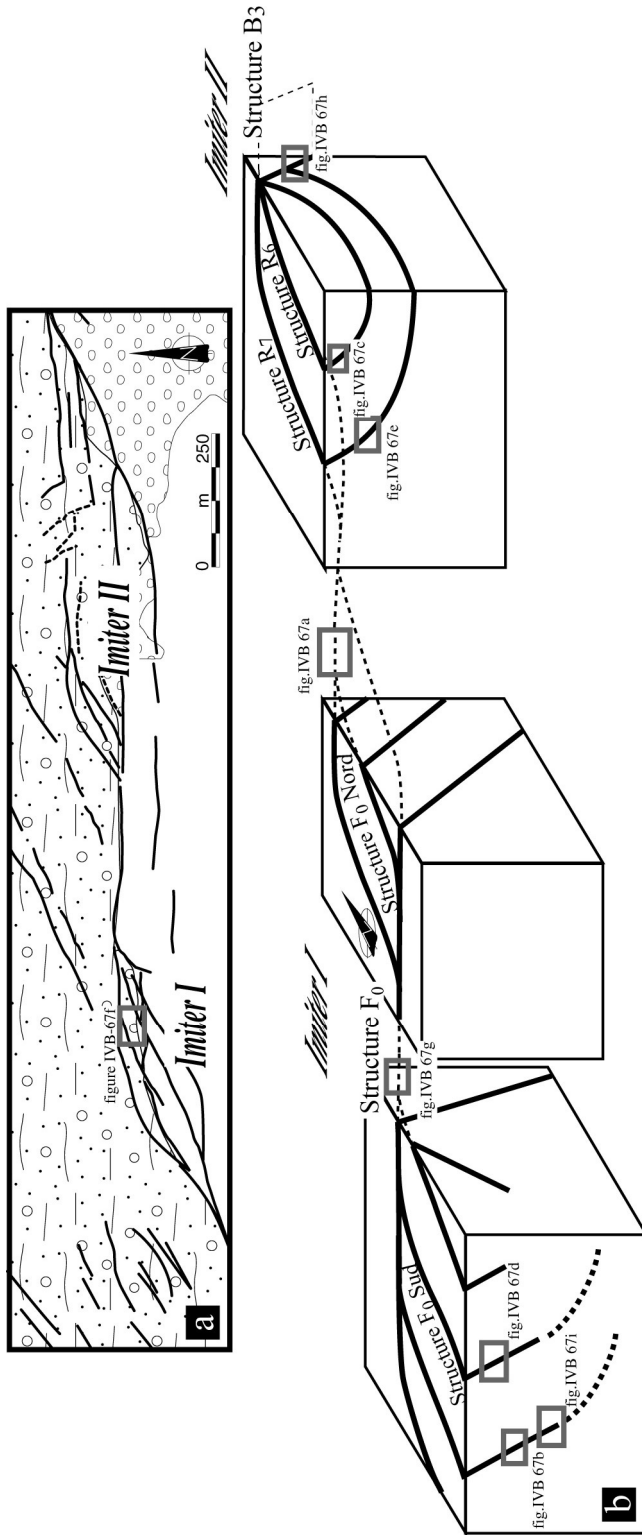


Figure IVB-66

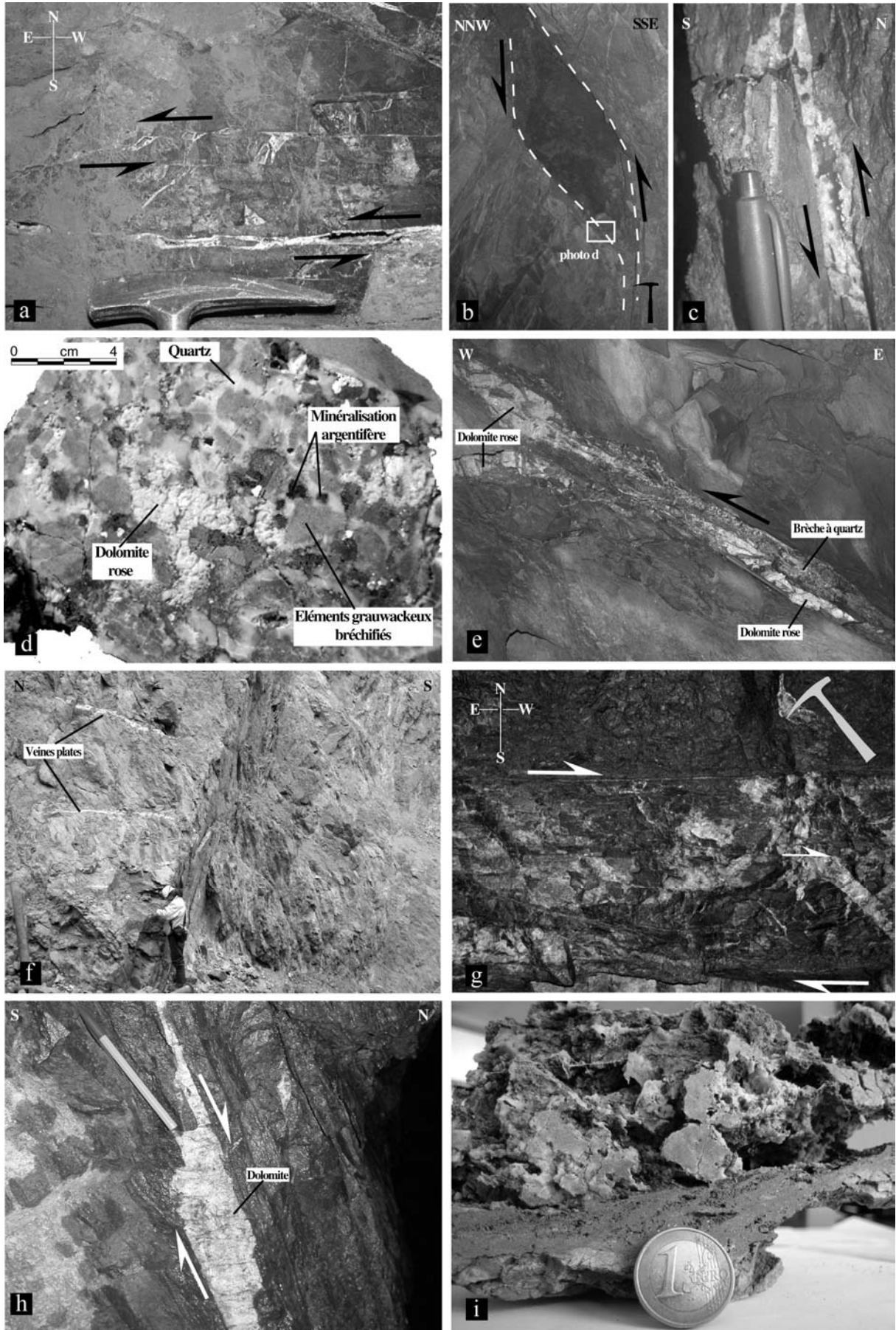


Figure IVB-67

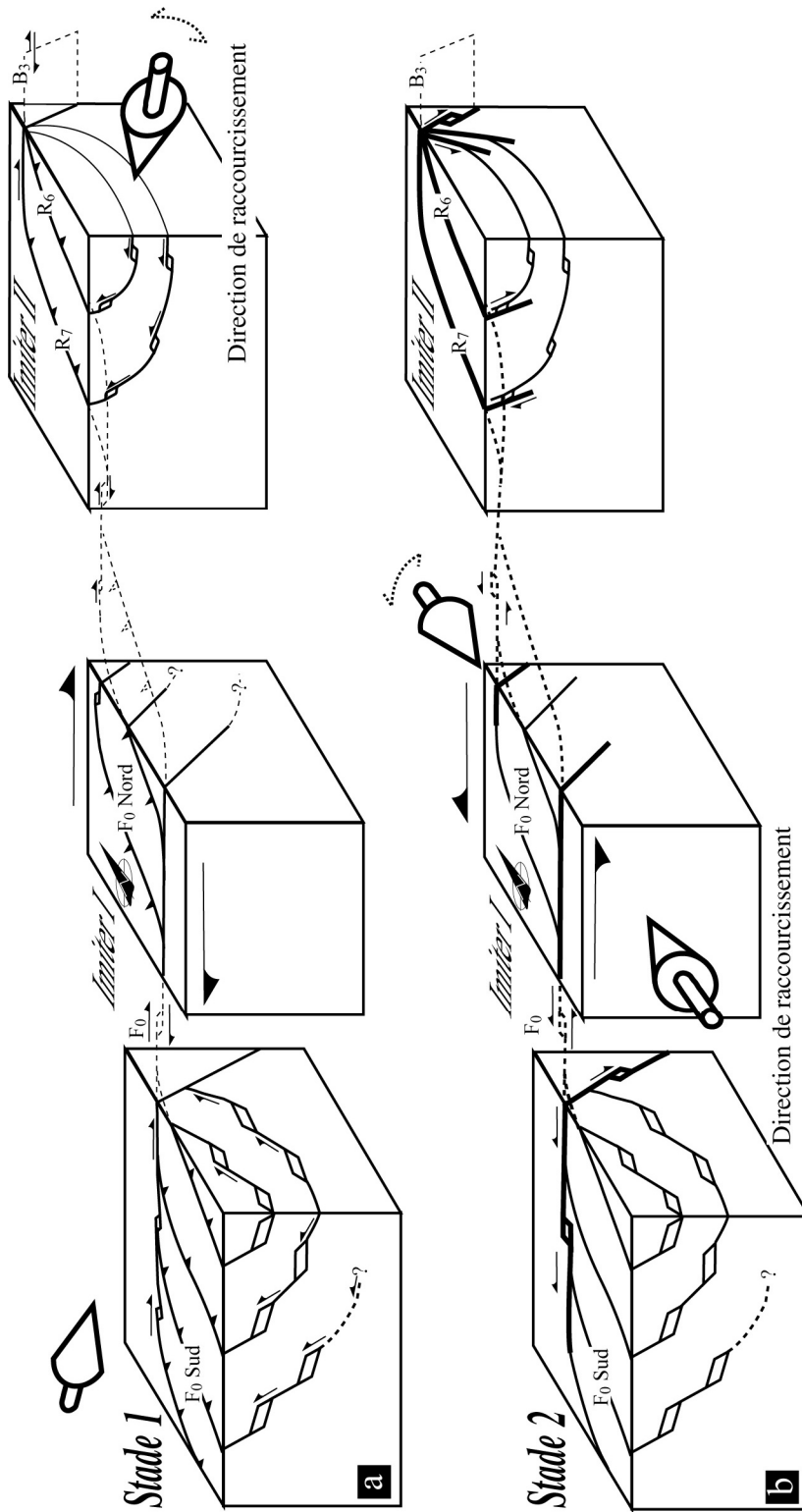


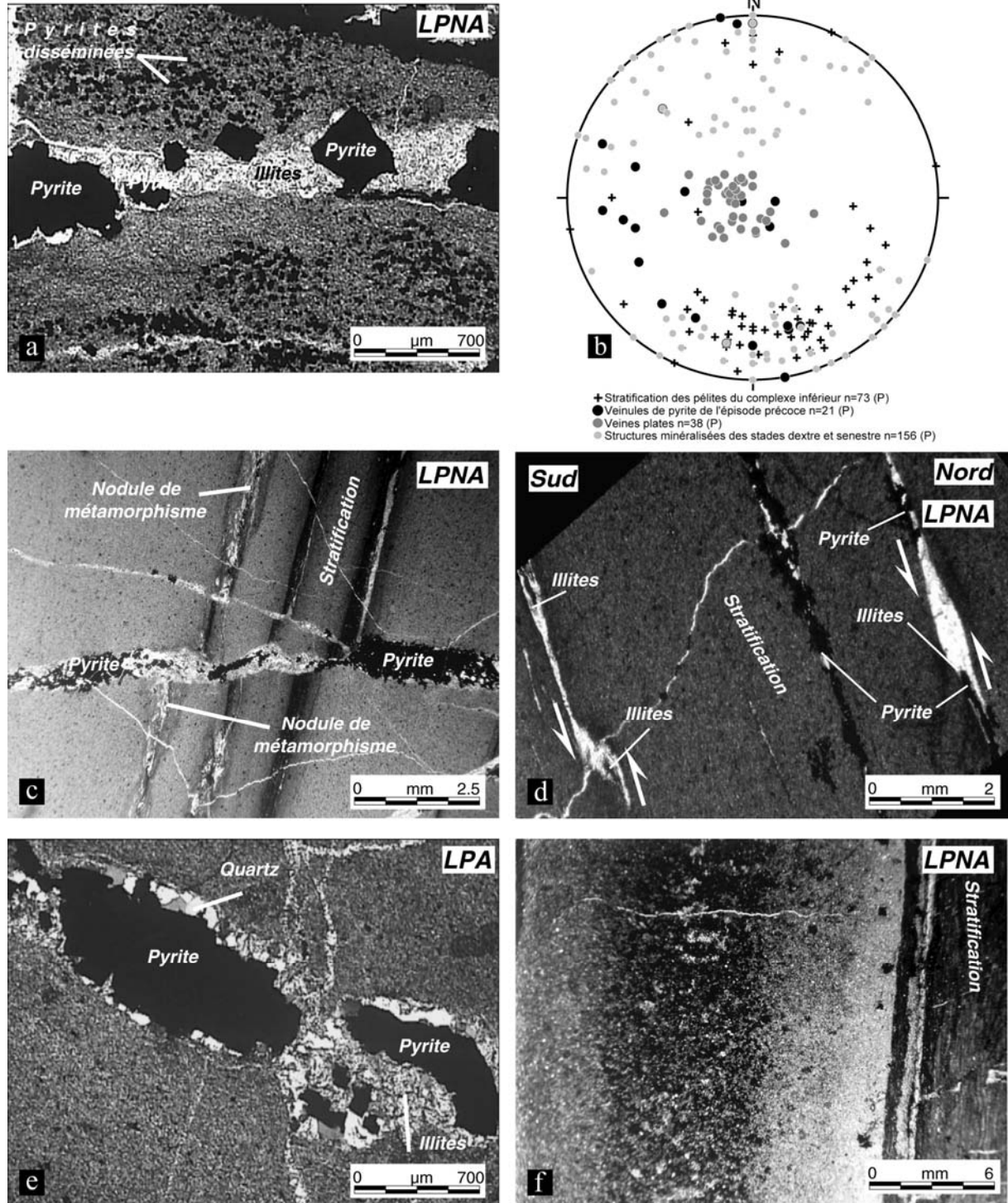
Figure IVB-68

3/. COMPLEMENTS D'ETUDE : ANALYSE MICROSTRUCTURALE, TEXTURALE ET CHIMIQUE DES DIFFERENTS EVENEMENTS MINERALISATEURS

3.1/L'épisode précoce sulfuré à métaux de base

Parce qu'aucune distinction minéralogique et structurale n'a pu être effectuée en lames minces, nous avons regroupé dans cet épisode l'ensemble des stades syngénétiques, tectonométamorphiques ainsi que celui à métaux de base reconnu dans la bibliographie (Levresse, 2001; Popov *et al.*, 1986; Vargas, 1983).

A l'échelle de l'affleurement, cet épisode se caractérise par le développement en veines ou en dissémination de sulfures à métaux de base, principalement encaissé dans les formations pélitiques noires (**figure IVB-69a**). Des disséminations et de rares veinules ont également été observées dans les formations volcaniques du complexe supérieur. Les veines sont en moyenne de très faibles puissances : généralement millimétriques bien que certaines d'entre elles puissent être centimétriques ou décimétriques. De fines veinules se développent préférentiellement dans les plans de stratification ou de schistosité "S1", orientée en moyenne N160°E à N020°E, et plan axiale des plis de la première phase (*cf.* §III, **figure IVB-69b**). Sur un diagramme stéréographique, on observe que certaines veines sont sécantes sur la schistosité S1 ainsi que sur les nodules du métamorphisme de contact associés à la mise en place des granodiorites (**figure IVB-69c**). Les observations microstructurales montrent que ces veinules se mettent en place dans des systèmes cisailants inverses (**figure IVB-69d**). D'un point de vue minéralogique, le quartz, l'illite plus ou moins chloritisée et la sidérite sont les principaux minéraux de la gangue (**figure IVB-69**). Le quartz se présente en cristaux xénomorphes de tailles diverses et montre une texture massive selon la nomenclature de Dong *et al.* (1995) (**figure IVB-69e**). La sidérite présente le même type d'habitus (**figure IVB-69f**). L'illite peut être localement abondante. Elle se présente en baguettes allongées, fréquemment courbes et de teinte légèrement verdâtre (**figures IVB-69a et e**). La pyrite est le principal constituant de ces microstructures. Elle est accompagnée de chalcopryrite, de sphalérite, d'arsénopyrite et de galène se présentant soit en poches dans la pyrite soit sous forme de fissures. L'arsénopyrite se développe préférentiellement sur le pourtour des pyrites.



Veine à remplissage de petits cristaux de quartz, sidérite et pyrite au cœur. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

3.2/.Le stade dextre inverse à quartz +/- dolomite

3.2.1/. Les textures dans les structures à pendages sud et nord

Bien que les structures à pendage sud (F_0 sud, R_6 et R_7) présentent de plus grandes ouvertures que celles à pendage nord (F_0 , F_0 nord, B_3), les caractéristiques texturales et minéralogiques sont similaires.

Dans les zones en ouverture, le quartz constitue la phase majeure du remplissage de la caisse filonienne. Trois phases de remplissages successifs ont été observées (**figure IVB-70a**).

i) Les premiers remplissages (quartz i) sont intimement liés à des phénomènes de bréchification (**figures IV-67d et e**). Au niveau de la structure F_0 sud, deux expressions différentes de cette bréchification sont observées :

- Une brèche en puzzle (jig-saw) caractéristique des phénomènes de fracturation hydraulique (**figures IVB-70b et c**). Elle se caractérise dans un premier temps par un dépôt peu abondant et rare de silice amorphe (chert) autour des fragments d'encaissant et surtout par le développement de grands prismes automorphes et zonés de quartz. Les rebords de certains grains peuvent être marqués par une extinction de type plumeau (Sander et Black, 1988). L'adulaire et quelques paillettes de séricite sont couramment observées dans ce type de quartz. Les paillettes de séricite ont une composition homogène de nature phengitique et présente un rapport cationique $Fe/(Fe+Mg)$ de 0,37. Elles sont légèrement enrichies en fluor (*max.* 0,1 *apuf*). L'application du thermomètre de Monier et Robert (1986) donne des températures maximales de formations de 300°C.

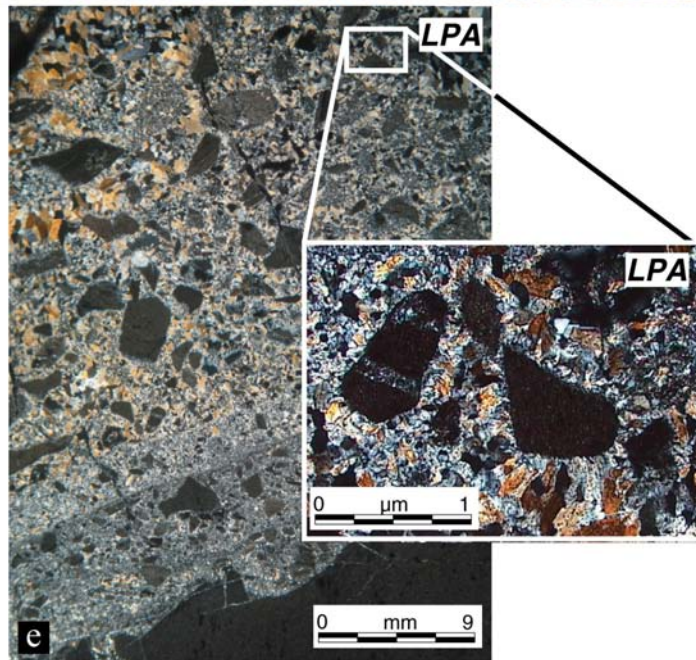
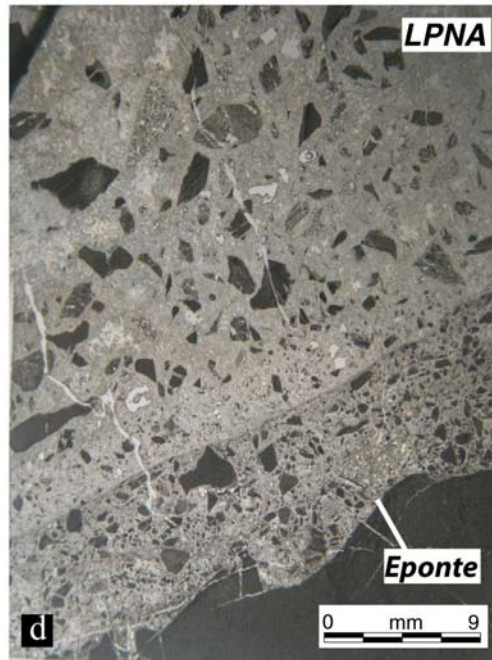
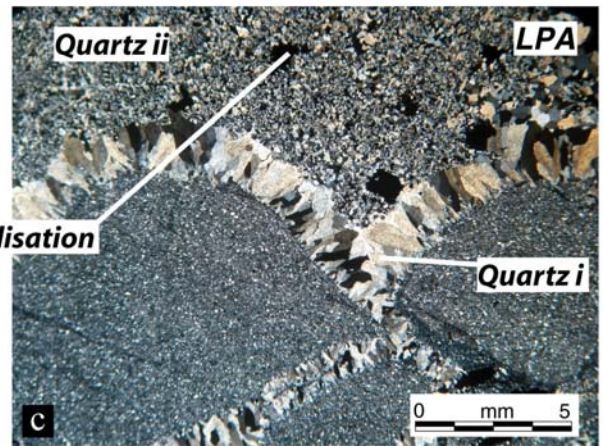
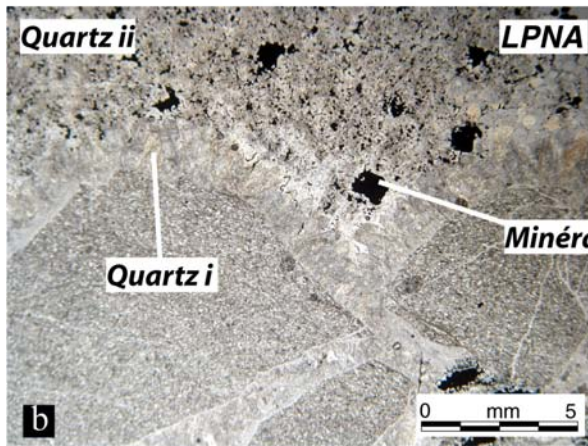
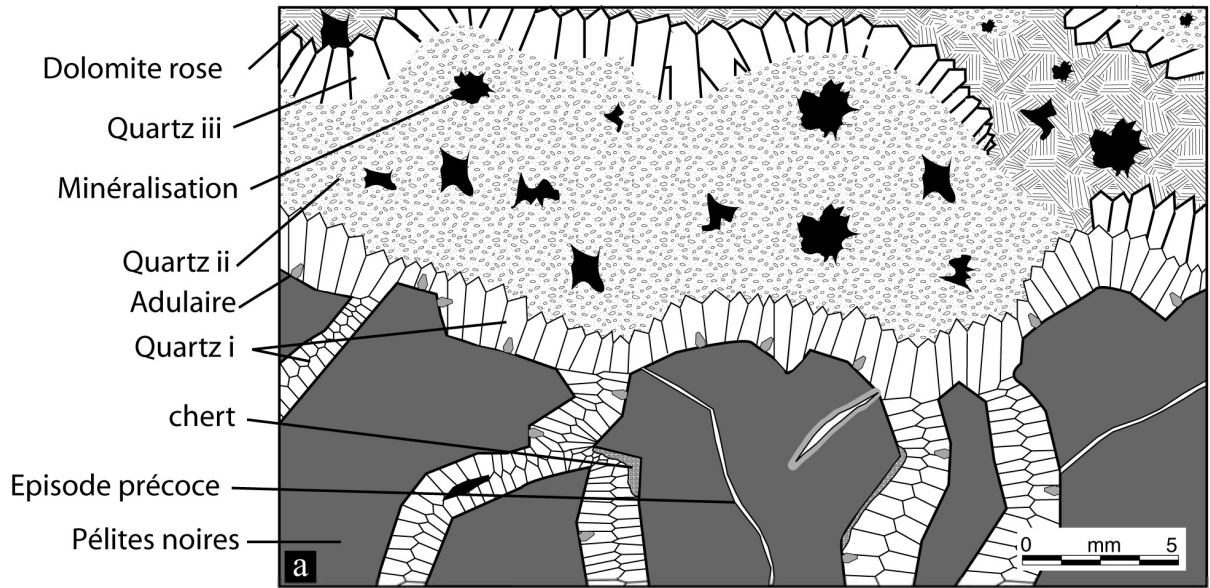


Figure IVB-70 : Le premier type de remplissage ; a) Schéma résumant les principales observations effectuées en lames minces ; b-c) Texture bréchique en puzzle (F_0 sud) ; d-e) Texture bréchique de collapse (F_0 sud). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

- Une brèche polygénique à éléments anguleux et +/- arrondis (**figures IVB-70d et e**). Les éléments sont très nombreux et de petites tailles à proximité de l'éponte. Ils sont emballés dans une matrice microcristalline de type chert. En se dirigeant vers le cœur de la structure, les fragments sont moins nombreux mais de plus grandes tailles. Ils sont emballés dans une matrice de quartz à texture mosaïque. La taille des grains de quartz croît de l'éponte vers le cœur de la poche où des peignes sub-automorphes se développent en cocardes autour des éléments.

Dans l'espace, les structures de type puzzle se localisent au toit des poches créées lors du fonctionnement en faille inverse des branches secondaires F_0 sud, R6 et R7 (**figure IVB-67b du CRAS**). A l'inverse, les brèches polygéniques se rencontrent plutôt au mur de ces poches. Dans ce cas, un mode de formation par collapse ou effondrement gravitaire est suggéré pour la seconde texture de brèche. Dans l'hypothèse d'un jeu en faille inverse, il est raisonnable de penser que les premiers stades de formation des poches ont été créés par fracturation hydraulique et qu'ensuite, l'ouverture étant plus rapide que le taux de remplissage, des textures d'effondrement se sont formées. Ce modèle sera repris dans la synthèse de ce chapitre.

ii) Le second type de remplissage (quartz ii) est associé à la paragenèse mercuro-argentifère (**figures IVB-71a et b**). Comme pour la Zone des Dykes, la texture montre des quartz sans orientation préférentielle avec des grains de type saccharoïde (grains de riz et cote de mailles, **figures IVB-71c, d et e**). Ces textures présentent de nombreuses zones grises riches en inclusions fluides que nous diviserons en trois groupes (**figure IVB-71f**). On distingue :

- des zones grises elliptiques ou +/- prismatiques très allongées (plumes) dont la disposition des inclusions rappelle les textures plumeuses du stockwerk de Bou Isserfane (*cf.* Zone des Dykes) ;
- ces mêmes zones peuvent se développer en rosaces rayonnantes autour d'un même nucléus (rosaces) ;

- des zones grises en enveloppes ovoïdes, concentriques, collomorphes (enveloppes) ou géométriques autour des rosaces (bandes de croissance).

En lumière polarisée et analysée, les inclusions elliptiques ou prismatiques sont, dans la majorité des cas, localisées aux cœurs d'anciens cristaux sub-automorphes de quartz (**figures IVB-72a à e**). Les textures en rosaces montrent une disposition radiale toujours localisée au centre des mêmes anciens grains de quartz automorphes (**figures IVB-72a et b**). Les enveloppes concentriques collomorphes et géométriques sont en continuité dans les grains de quartz saccharoïdes (**figure IVB-72c**).

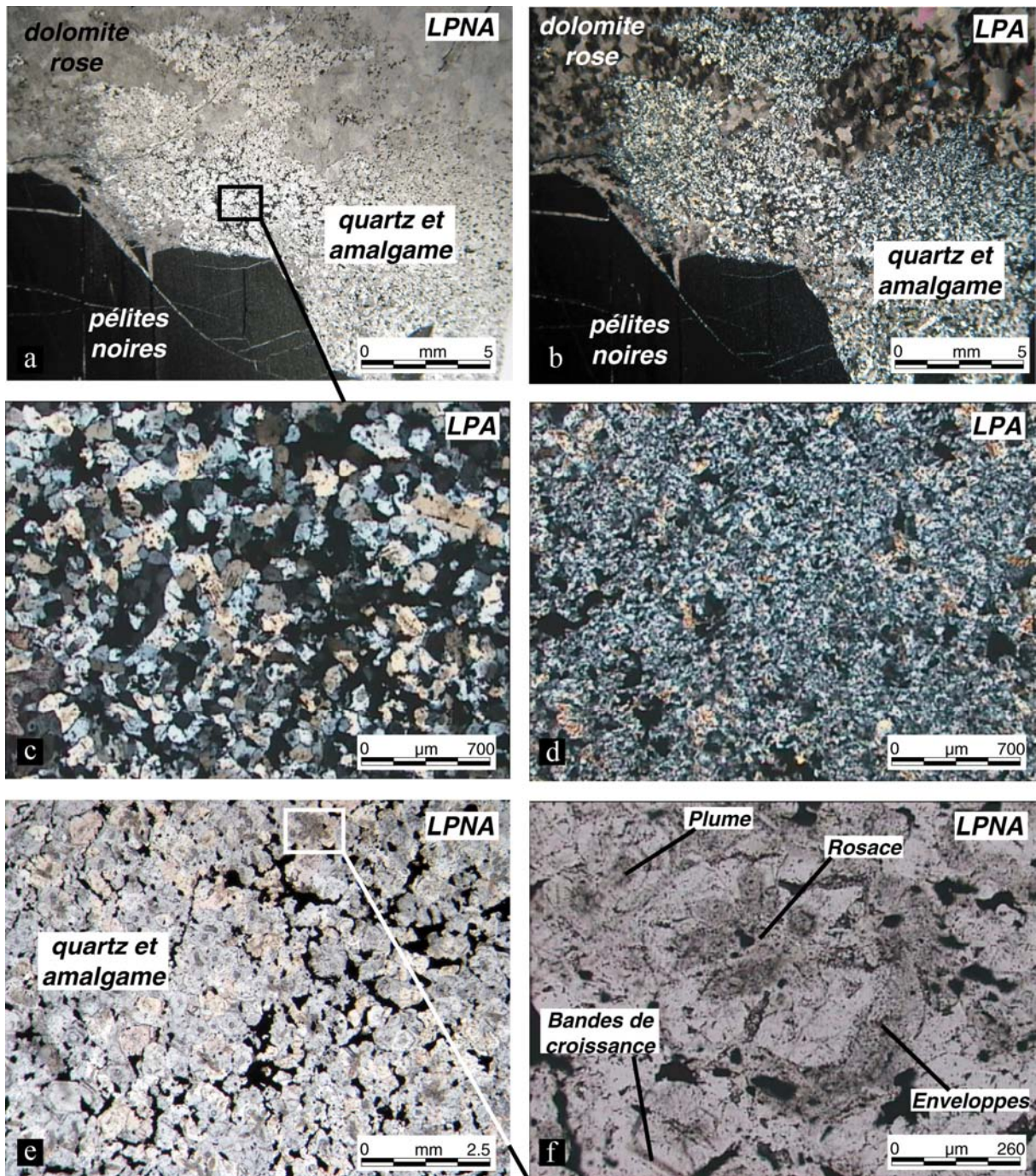


Figure IVB-71 : Le second type de remplissage ; a-b) Localisation et relations de la paragenèse argentifère (taches noires), le quartz saccharoïde et la dolomite rose ; c) Textures saccharoïdes cote de mailles caractéristique de la paragenèse argentifère (R7) ; d) Textures micro-saccharoïdes grains de riz caractéristique de la paragenèse argentifère (F_0 sud) ; e-f) Répartition et dispositions des traces de plans d'inclusions fluides dans le quartz saccharoïdes (F_0 sud). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Sur la **figure IVB-72d**, une texture en rosace à quatre branches est observée. On distingue des inclusions plumeuses prismatiques et en périphérie, une enveloppe d'inclusions concentriques collomorphes et géométriques. En lumière polarisée et analysée, deux types de grains sont observés (**figure IVB-72e**). Les plus développés caractérisent des cristaux prismatiques et automorphes disposés en sablier. Les moins développés montrent une extinction entièrement roulante caractéristique des structures calcédonieuses (**figure IVB-72f**, Graetsch, 1994). De fines bandes de croissances s'observent en continuité optique entre le quartz automorphe et la texture calcédonieuse (**figure IVB-72g**).

Des botryoïdes constitués de fins cristaux de quartz (10-50 μ m) disposés en rosette et présentant des extinctions systématiquement roulantes sont observables dans les textures saccharoïdes (**figure IVB-72h**).

Enfin, des zones de croissances libres sont caractérisées par le développement de cristaux de quartz parfaitement automorphes, légèrement zonés et parfois bipyramidés dans de microcavités géodiques (**figure IVB-73a**).

Toutes ces textures s'interprètent dans un processus de cristallisation ou de re-cristallisation d'une structure amorphe ou partiellement cristallisée (ex : gel ou calcédoine) en quartz (Dong *et al.*, 1995; Sander et Black, 1988). Dans cette hypothèse, les différentes géométries observées mettent en valeur des zones où les fluides ont été piégés tout au long de ce processus. Les zones collomorphes (enveloppes) ou +/- prismatiques (plumes) pourraient avoir été acquises de façon précoce, car ces textures restent symptomatiques des phénomènes de recristallisation de botryoïdes siliceux. Dans les zones géométriques (bandes de croissances), le processus de piégeage semble plus complexe. Il pourrait être plus tardif et caractériser un stade plus avancé de la recristallisation car les inclusions sont nettement mieux développées dans le quartz que dans les faciès calcédonieux.

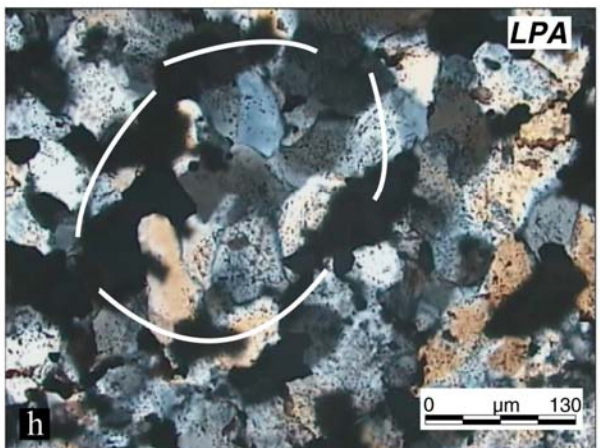
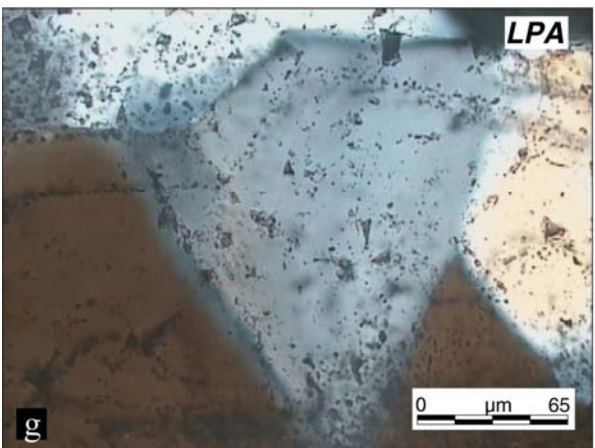
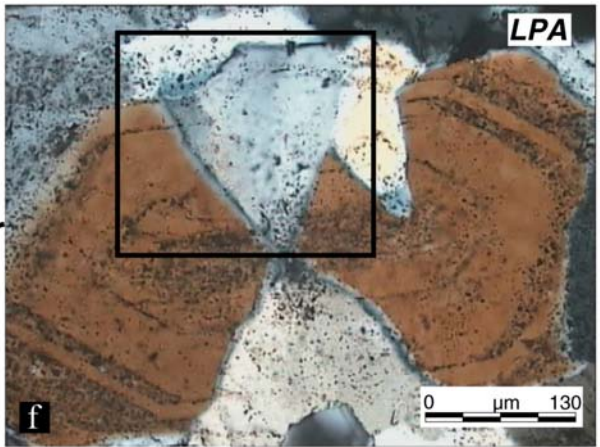
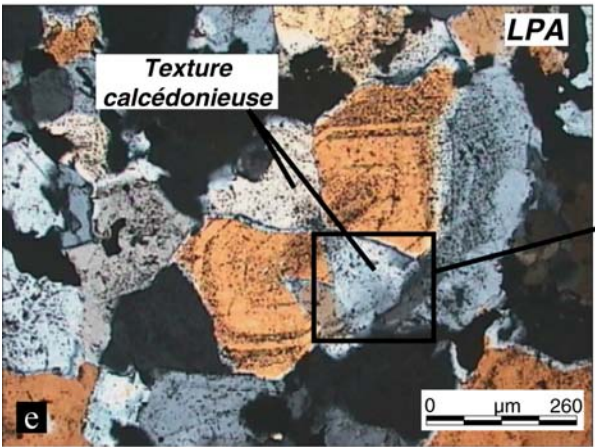
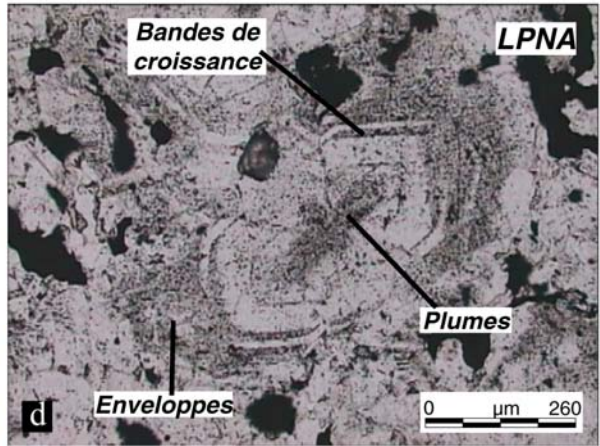
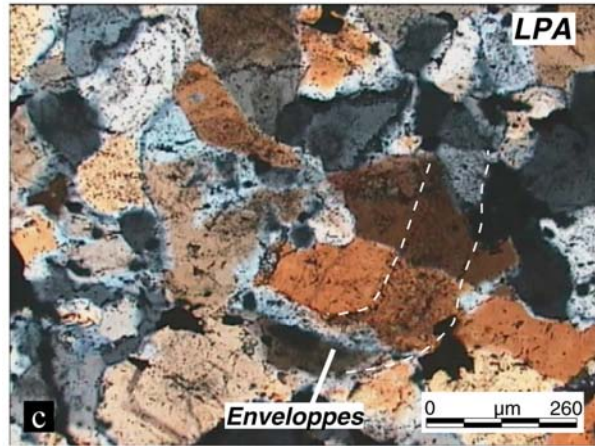
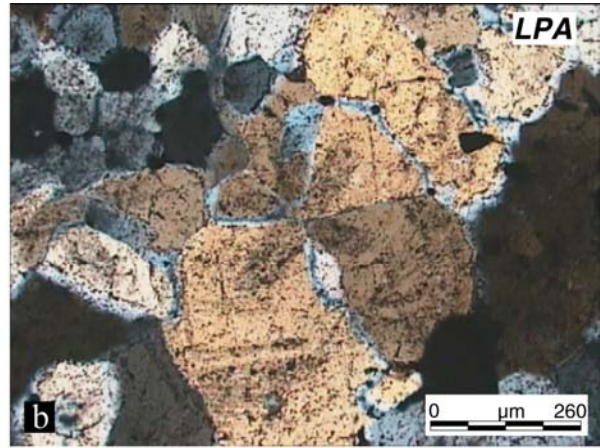
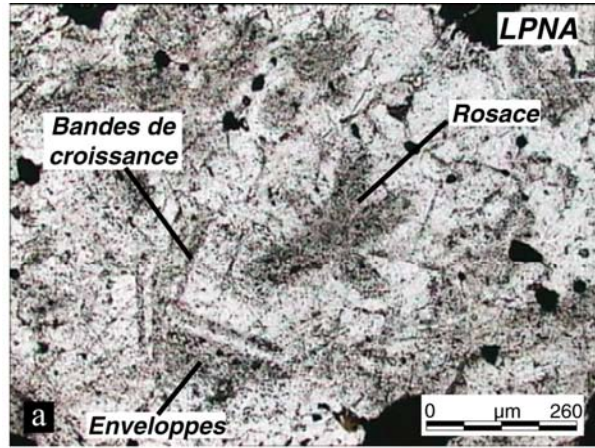


Figure IVB-72 (page précédente) : Le second type de remplissage (suite) ; a-b) Prismes de quartz rayonnant sécants sur les traces de plans d'inclusions fluides (F_0 sud) ; c) Même microphotographie que celle de la **figure IVB-71f** prise en lumière polarisée et analysée. Les enveloppes collomorphes sont recoupées par des cristaux de quartz (F_0 sud) ; d à f) Evidences de cristallisation / recristallisation d'une texture calcédonieuse en quartz (F_0 sud) ; g) Agrandissement sur de fins plans d'inclusions fluides continus entre le quartz et la texture calcédonieuse (R7) ; h) Botryoïdes constitués de fins cristaux de quartz (10-50 μ m) disposés en rosette, (R7). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

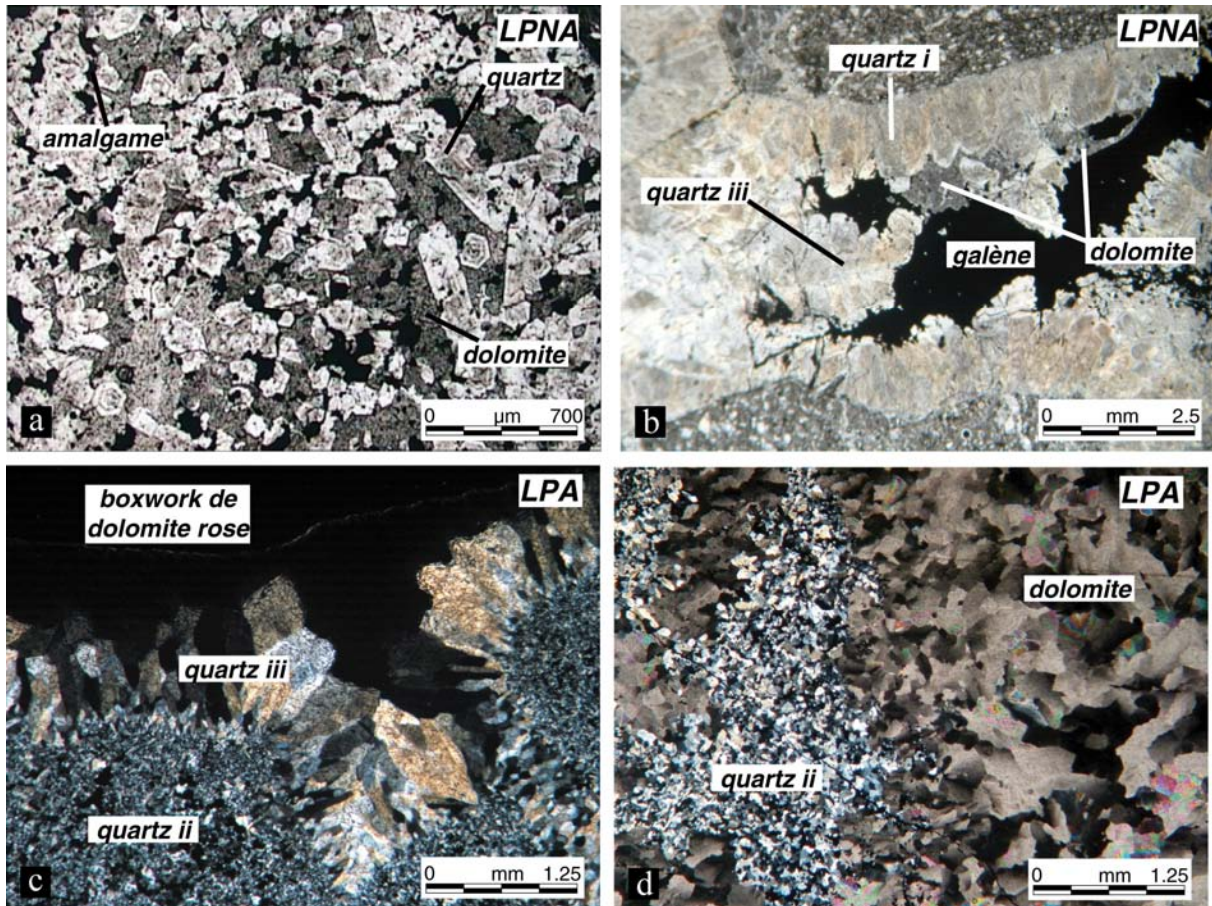


Figure IVB-73 : Le troisième type de remplissage ; a) Petits prismes de quartz automorphes zonés du stade ii présentant des textures de croissance libre, emballés par de la dolomite rose plus tardive (R7) ; b) Peignes de quartz i recouverts par un dépôt de peignes de quartz iii plus limpides, de la dolomite rose et des sulfures (F_0 sud) ; c) Peignes de quartz iii sur quartz ii. Ce type de peignes (e.g ; iii) se rencontre fréquemment en tapissage des poches de dissolution (F_0 sud) ; d) Cristaux de dolomite rose xénomorphes d'apparence saccharoïde emballant le quartz ii (R7). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

iii) Un remplissage terminal de quartz (quartz iii) rebréchifie l'encaissant et les dépôts de quartz antérieurs. Ce troisième type de dépôt se caractérise par le développement de cristaux

automorphes zonés disposés en peignes (**figures IVB-73b et c**). La dolomite rose est synchronique de ce stade (**figures IVB-73a, b et d**). Elle se développe aux épontes ou en remplissage final de ce stade, associée à la galène. Elle se présente soit en petits cristaux xénomorphes lorsqu'elle est au contact des quartz saccharoïdes qu'elle emballe (**figure IVB-73d**), soit en grandes plages automorphes en fin de remplissage terminal. Ces peignes de quartz (iii) constituent un fin tapissage de petits cristaux parfaitement automorphes dans les vides des poches de dissolution. La composition chimique de la dolomite montre un rapport moyen $[Ca/(Ca+Mg)]$ compris entre 0,49 et 0,5 (en proportion cationique). Des traces de Mn (*moy.* 1,2 pds%) et de Fe (*moy.* 1,55 pds%) ont été systématiquement décelées.

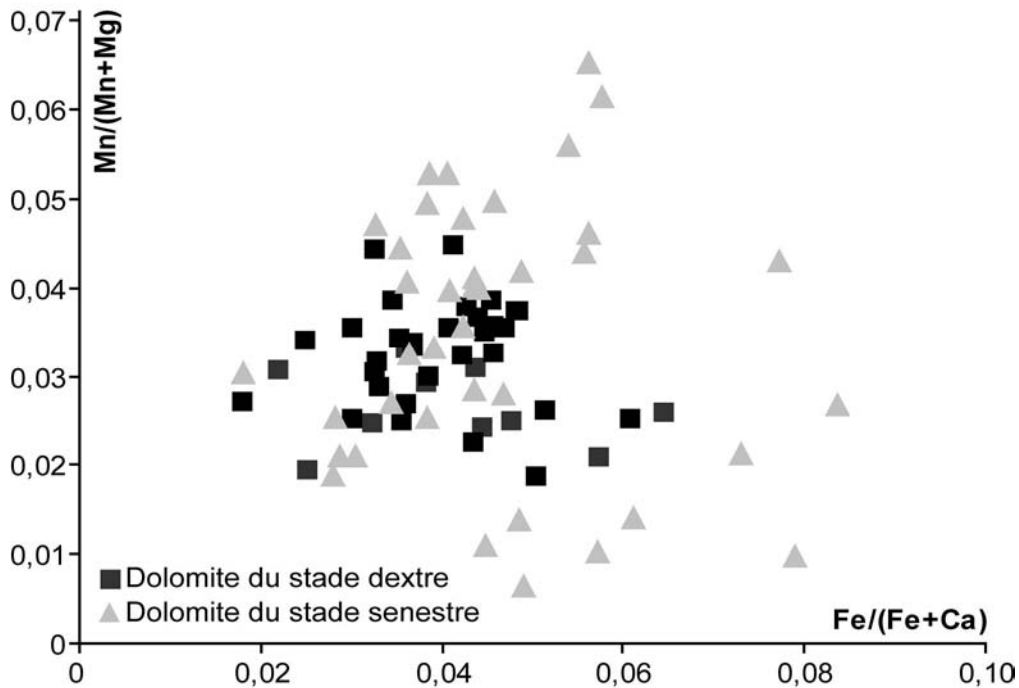


Figure IVB-74 : Composition des dolomites roses des stades dextre et senestre. Les rapports sont calculés à partir des proportions cationiques.

Ces trois types de remplissages peuvent se rencontrer indépendamment ou successivement dans de nombreux échantillons. La présence de structures microscopiques (pull-aparts) orientées *ca.* E-W matérialisant un sens de cisaillement dextre corroborent les observations faites en mines, à l'échelle de l'affleurement (**figure IVB-75**).

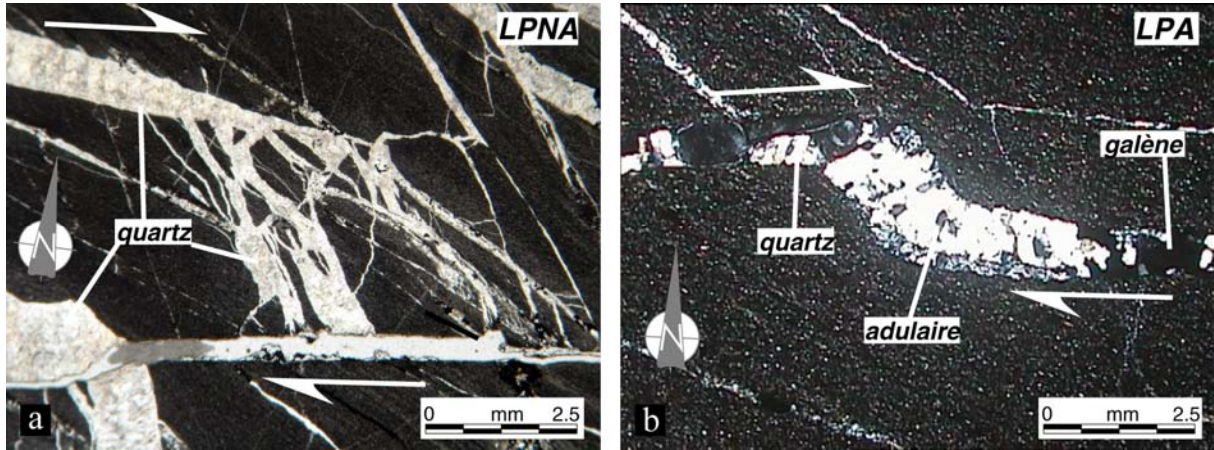


Figure IVB-75 : a-b) Fentes et relais en pull-apart à remplissage essentiellement quartzeux matérialisant une cinématique d'ouverture dextre, (F_0 sud). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Enfin dans les zones en cisaillement entre les relais en pull-apart, les structures sont dominées par des rubans minéralogiquement distincts. En lame mince, les dépôts de quartz sont fréquemment remaniés et cimentés par les dépôts postérieurs. Dans certains cas, une matrice siliceuse sert de ciment à des fragments de quartz auxquels se mêlent également des fragments d'encaissant généralement roulés.

3.2.2/. Les textures des veines plates

Les veines plates se développent généralement au cœur des zones de relais entre les structures annexes des secteurs d'Imiter I et II (**figure IVB-67f**). Ces structures dont l'orientation moyenne est *ca.* N-S montrent en général en faible pendage vers l'est d'environ 20° (**figure IVB-69b**). Leur remplissage est essentiellement composé de fibres de quartz (**figure IVB-76**). La dolomite peut apparaître massive ou fibreuse quand elle est associée au quartz (**figure IVB-76a**). La chlorite est caractérisée par des agrégats de petites paillettes fibroradiées dont la disposition rappelle les fibres de quartz (**figure IVB-76a**). De rares cristaux d'albite, d'adulaire et de sulfures sont également observés dans ces structures. Un remplissage synchrone de l'ouverture est suggéré comme l'atteste la présence de bandes et de traînées d'inclusions symptomatiques de phénomènes de « crack and seal » (Ramsay, 1980, **figure IVB-76b**).

La disposition en relais ou en échelon de ces structures dans un plan vertical suggère un contrôle par un jeu cisailant inverse dirigé vers l'W-NW. Ces observations sont confirmées par la présence de minéraux fibreux courbes et obliques, également symptomatiques d'un cisaillement vers l'ouest synchrone du remplissage (**figure IVB-76c**).

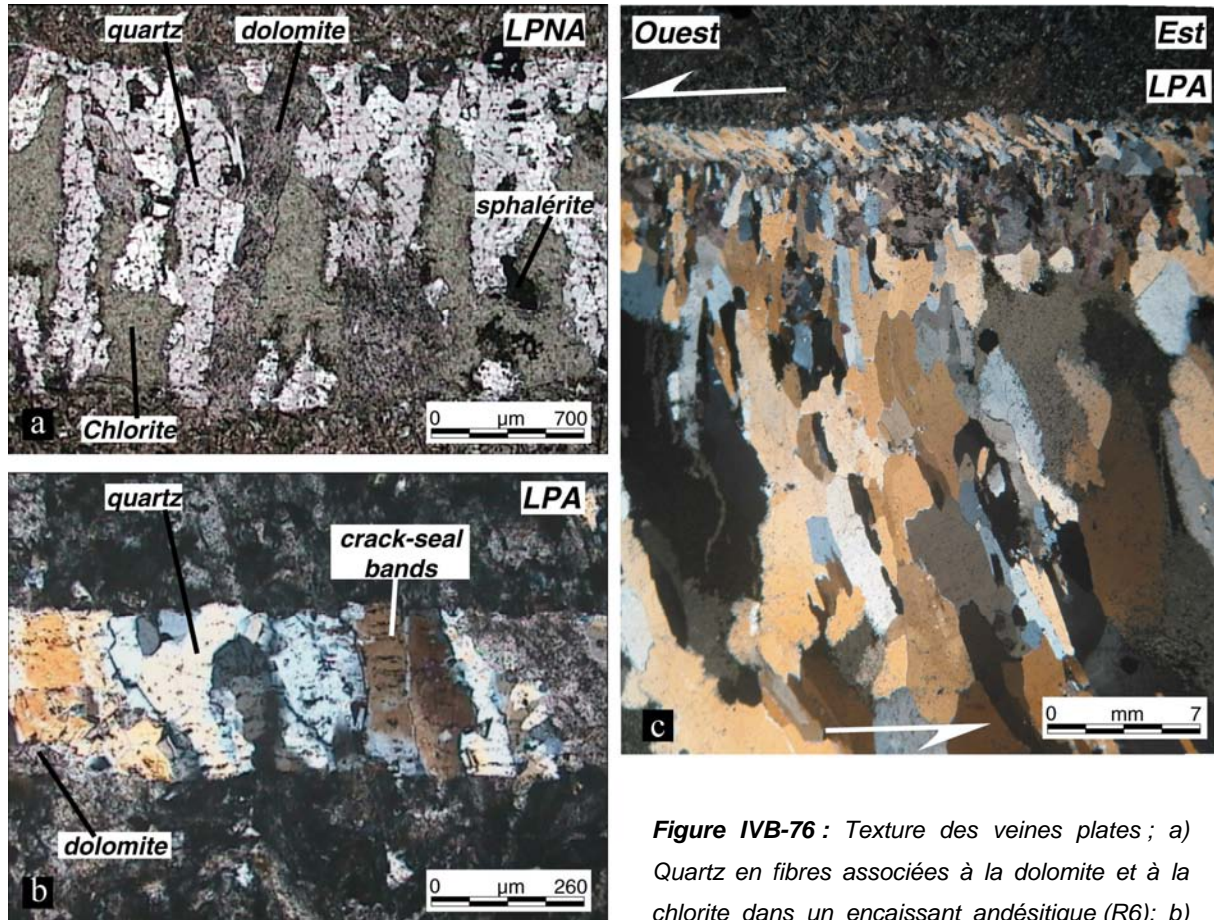


Figure IVB-76 : Texture des veines plates ; a) Quartz en fibres associées à la dolomite et à la chlorite dans un encaissant andésitique (R6) ; b) Crack-seal bands (R7) ; c) Fibres tordues matérialisant une ouverture en cisaillement vers l'ouest, (F_0 sud). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Le long de la structure R7 (niveau 1324), les portions de veines plates sont exclusivement remplies de dolomite rose qui se présente en cristaux xénomorphes exhibant parfois une texture mosaïque (**figures IVB-77a à c**). Des lits de quartz, non continus mais parallèles aux épontes, sont également observés dans ces veines. Il s'agit de fins niveaux de chert (micro-siliceux) sur lesquels poussent de petits prismes pyramidés (**figure IVB-77b**). Ces veines présentent une asymétrie au niveau des épontes entre le toit et le mur. En effet, on peut observer uniquement au niveau du toit, des décalages apparents inverses (dans le plan vertical) en continuité avec des fissures orientées *ca.* N-S 40°E (**figure IVB-77b**). En lame

mince, ces fissures ne se poursuivent jamais dans la veine plate. Elles n'affectent donc pas le remplissage dolomitique mais semblent, au contraire, se connecter (**figure IVB-77c**). Cette fracturation, apparemment développée uniquement au toit des veines plates (à vérifier), est interprétée en terme de structures de collapse ou d'effondrement du toit des veines. Elle peut être contrôlée par la fracturation préexistante de l'encaissant.

Au même endroit, des veinules montrant des évidences de cisaillement sont associées dans l'espace aux veines plates (**figures IVB-77a et d**). Ces veinules sont orientées en moyenne N160 à N020°E 45-55°E et sont parallèles aux veinules de pyrite du stade précoce qu'elles rouvrent (**figure IVB-77e**). En lame mince, le remplissage de ces veinules est également composé de quartz, de chlorite et de dolomite en fibres systématiquement tordues matérialisant une cinématique inverse vers l'ouest (**figure IVB-77e**). Au cœur de la veinule, ces fibres s'enroulent autour d'un fragment de pyrite. L'enroulement comparable aux structures hélicitiques typiques des milieux ductiles (*ex. grenat*) montre également une cinématique inverse dirigée vers l'ouest (**figure IVB-77f**). Cette texture d'enroulement singulière, même pour une « shear-vein », conditionnerait donc la géométrie du remplissage de la veinule comme on peut l'observer sur la **figure IVB-77f** et contrôlerait la mise en place et la formation des veines plates.

La composition chimique de la dolomite est en tout point comparable à celle des structures précédemment décrites. Les chlorites rencontrées dans les fentes de tensions et les « shear-veins » ont une composition de pycnochlorite. Une légère différence de composition dans le rapport Fe/(Fe+Mg) et la teneur en Al IV existe tout de même entre ces chlorites. Les chlorites des veines plates ont un rapport moyen Fe/(Fe+Mg) de *ca.* 0,47 et 2,4 *apuf* d'Al IV. Celles des veines de cisaillement ont un rapport de 0,53 et *ca.* 2,3 *apuf* d'Al IV.

Ces variations ont des implications sur les estimations thermométriques fondées sur les travaux de Cathelineau et Nieva (1985). Les températures calculées sont donc de 310 ± 10 °C pour les chlorites des veines de cisaillement et de 375 ± 10 °C pour celles des fentes de tension. Ces températures moyennes sont légèrement supérieures aux limites de la méthode.

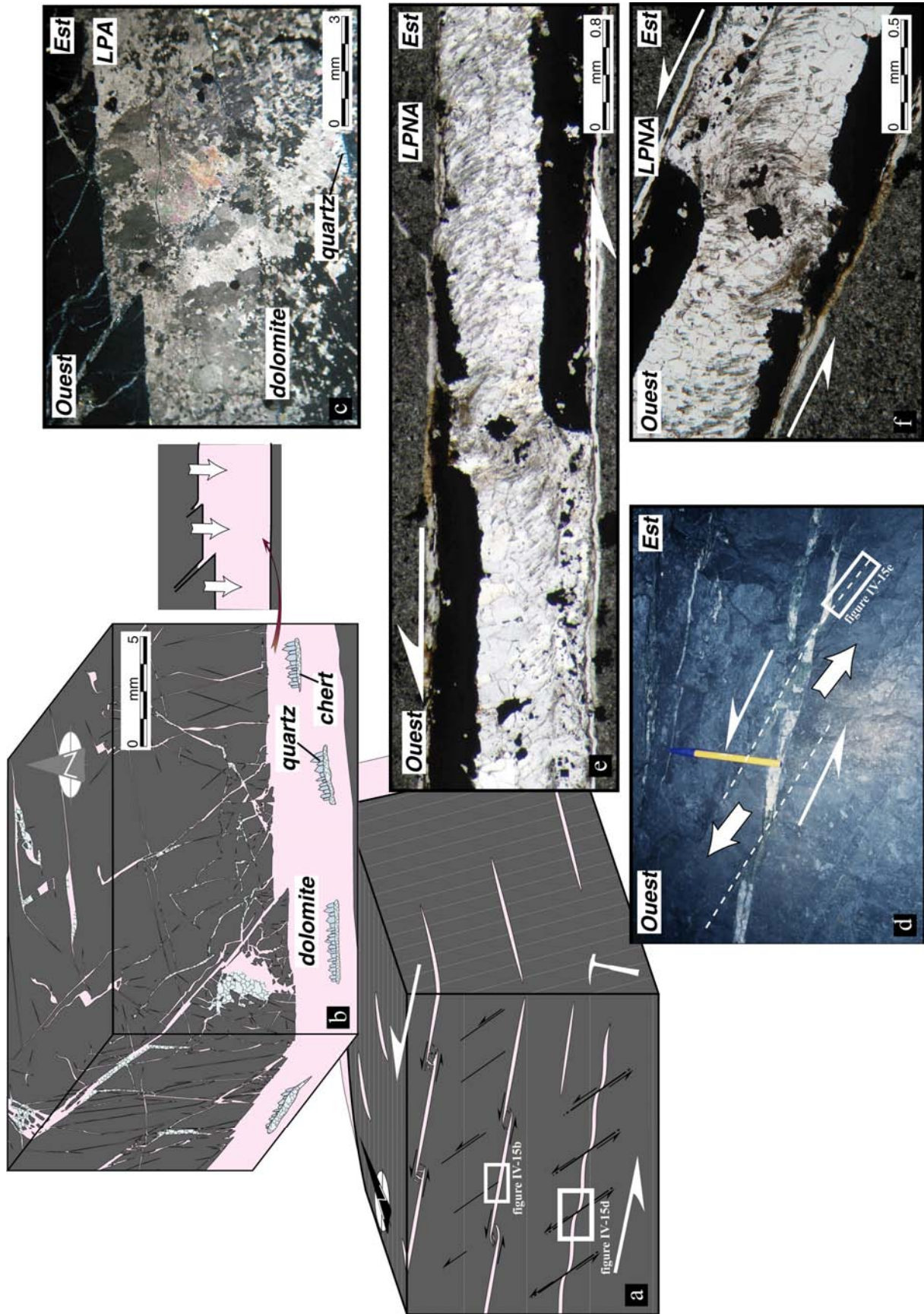


Figure IVB-77 : Les veines plates de la structure R_7 : a) Bloc diagramme résumant les principales observations réalisées en galerie ; b-c) Phénomène de collapse du toit de la veine. La dolomite rose xénomorphe présentant

une texture mosaïque n'est pas affectée par le processus d'effondrement supposé synchrone de l'ouverture de la veine ; d) Modèle hypothétique de contrôle de la mise en place des veines plates par des systèmes cisailants inverses ; e) Remplissage fibreux d'une « shear-vein » ré-ouvrant des fissures à remplissage pyriteux du stade précoce hydrothermal ; f) Texture d'enroulement des fibres de quartz et de chlorite autour d'un claste de pyrite. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

3.3/Le stade senestre normal à dolomite rose seule

Deux types de textures caractérisent le remplissage des structures attribuées à ce stade. On distingue :

i) Des textures d'encroûtement rubanées et collomorphes (Jébrak, 1992) caractérisées par des dépôts successifs de dolomite rose massive et dominante (**figure IVB-78a**) réalisés au cours de l'ouverture de la caisse filonienne et intercalés avec des niveaux beaucoup moins représentés de quartz ou plus rarement d'améthyste. Les minéraux s'expriment généralement de manière automorphe. Les quartz se présentent sous la forme de peignes zonés très hyalins et exhibent sur leurs bordures de grains des extinctions plumeuses.

ii) Des textures bréchiques et/ou laminées (Jébrak, 1992) caractérisant les systèmes cisailants, associées à des phénomènes de bréchification des dépôts antérieurs (stade dextre) et de broyage (**figure IVB-78b**).

Les indicateurs microstructuraux : cisaillements intracristallins, pull-aparts et fentes confirment la présence de mouvements cisailants transtensifs senestres le long des principales structures de la mine (**figures IVB-78c et d**). La dolomite a une composition chimique comparable à celle du stade précédent ($0,49 < [Ca/(Ca+Mg)] < 0,50$). Des traces de Mn (moy. 1,3 pds%) et de Fe (moy. 1,8 pds%) ont été systématiquement décelées. On notera juste un très léger enrichissement en fer pour les dolomites roses de ce second stade (**figure IVB-74**).

Seuls des sulfures à métaux de base ont été observés associés à ce stade (**tableau IVB-10**).

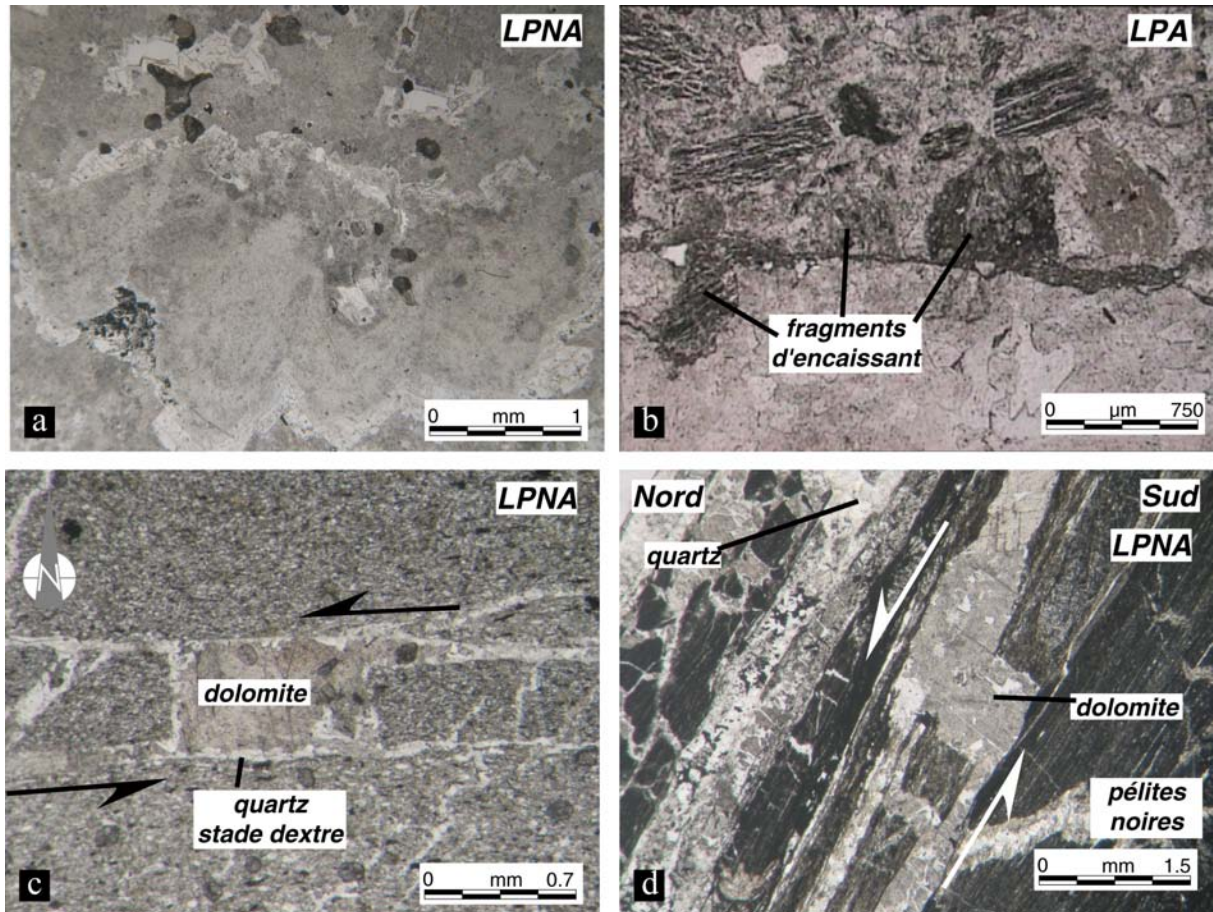


Figure IVB-78 : Le stade senestre à dolomite ; a) Remplissage de dolomite massive présentant des agrégats de cristaux automorphes (R7), b) Texture bréchique typique du stade senestre-normal à dolomite de la structure F0 ; c) Micro pull-apart senestre matérialisant une cinématique d'ouverture senestre (F0) ; d) Pull-apart en jeu normal rempli de dolomite rose (F0). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

3.4./Les minéraux métalliques

La place des sulfures dans l'évolution paragénétique ici proposée est indiquée dans le **tableau IVB-10**. Leurs caractéristiques texturales et chimiques sont ici détaillées.

► La pyrite (FeS_2) : Les principaux dépôts de pyrite sont très précoces dans la succession paragénétique. La pyrite se caractérise par le développement de cristaux automorphes de petites tailles, généralement de l'ordre du millimètre, disséminés dans les pélites noires ou les encaissants volcaniques ou bien sous forme de filonnets (**figures IVB-77e & IVB-79a**). Ces derniers sont fréquemment recoupés, bréchifiés et déformés par de fines veinules à chalcopryrite, sphalérite et galène (**figure IVB-79b**). Les seules pyrites

observées pendant le stade dextre sont localisées dans les veines plates à fibres de dolomite, quartz et chlorite. Elles sont xénomorphes et associées à de la sphalérite et à de la chalcopryrite (**figure IVB-79c**). Pour le stade senestre, les pyrites se présentent sous des habitus automorphes associées à de la galène, de l'arsénopyrite, de la sphalérite de la tennantite et de la chalcopryrite (**figure IVB-79d**).

D'un point de vue chimique (**figure IVB-80a**), les pyrites du stade précoce montrent un léger enrichissement en As (*max* : 1,6 pds%) et des teneurs ponctuelles en Ni (*max* : 0,48 pds%) et Co (*max* : 0,13 pds%). Celles du stade dextre ont une composition proche de l'idéalité et ne renferment que des teneurs ponctuelles en Zn et en Pb interprétables en termes d'inclusions. Les pyrites du stade senestre montrent des enrichissements en As (*max* : 3,7 pds%), Ni (*max* : 1,3 pds%) et Co (*max* : 0,8 pds%) beaucoup plus systématiques.

► La sphalérite (ZnS) : Ce minéral est présent dans des 3 stades minéralisateurs. Lors de l'épisode précoce, la sphalérite se présente en grandes plages xénomorphes où elle renferme de nombreuses inclusions de chalcopryrite (**figure IVB-79e**). Elle peut également se présenter sous l'apparence de microfissures, associée à la chalcopryrite recoupant et bréchifiant la pyrite précoce (**figure IVB-79f**). Lors du stade dextre, la sphalérite se rencontre dans les veines plates en agrégats parfois allongés (**figure IVB-79g**). Pendant le stade senestre, la sphalérite peut se présenter en dépôts collomorphes pluri-millimétriques. Dans ce cas, elle ne présente pas d'inclusion de chalcopryrite. D'un point de vue chimique, la composition de la sphalérite montre une augmentation des teneurs en Zn, Cd et Ag au cours du temps.

► La chalcopryrite (CuFeS₂) : Pendant l'épisode précoce, la chalcopryrite se présente en inclusions dans la sphalérite ou en microfissures dans la pyrite (**figures IVB-79b et f**). Pendant, les stades dextre et senestre, la chalcopryrite existe en petits cristaux xénomorphes disséminés dans la gangue quartzeuse ou carbonatée (**figures IVB-79c et d**). Des traces de mercure (*max* : 0,2 pds%) et de zinc (*max* : 1,5 pds%) ont été mises en évidence et sont interprétables en terme d'inclusions. Cependant, aucune phase mercurifère n'a été observée lors de l'épisode précoce.

► La galène (PbS) : Elle est rare et se présente en micro-inclusions ou en microfissures dans la pyrite du stade précoce (**figure IVB-79a**). Elle est très abondante lors de la 3^e phase de remplissage du stade dextre, où elle se fait corroder ou remplacer par des argents

noirs essentiellement (**figure IVB-79h**). Pendant le stade senestre, elle se développe en petits cristaux, associée à la chalcopryrite ou la sphalérite (**figure IVB-79d**), ou bien en rubans collomorphes centimétriques (2 cm), associée à la sphalérite (**figure IVB-81a**).

D'un point de vue chimique (**figure IVB-80b**), la galène du stade précoce présente systématiquement des traces de Fe (*moy* : 0,66 pds%) et de Mo (*moy* : 0,65 pds%). La galène associée au stade dextre argentifère ne renferme pas d'argent malgré une teneur ponctuelle mesurée de 2,5 pds% interprétable en termes d'inclusions de cuivre gris (Sb également associé). Les galènes du stade senestre présentent de nombreuses teneurs ponctuelles en Ag (*max* : 0,65 pds%).

► L'arsénopyrite (FeAsS) est une des phases les plus répandues de la paragenèse argentifère. Son dépôt est très précoce lors du stade dextre et elle se rencontre fréquemment aux épontes des structures ou en inclusions dans l'amalgame ou la polybasite (**figures IVB-81b & c**). Elle se présente fréquemment en cristaux losangiques parfaitement automorphes ou sous formes d'aiguilles, même pendant le stade senestre. Les variations de la composition chimique peuvent être très importantes à l'échelle d'un même cristal.

► L'amalgame : L'amalgame (*s.l.*) caractérise les expressions de l'argent caractérisant un alliage Ag-Hg. A Imiter, c'est la phase la plus caractéristique et la plus abondante du stade dextre-inverse à quartz et à dolomite. Les grains s'expriment sous une forme squelettique uniquement dans le quartz saccharoïde, cependant quelques disséminations dans la dolomite rose périphérique à la silice sont occasionnellement observées (**figure IVB-73d**). La teneur en argent est toujours supérieure à celles de la konsbergite (Ag₂Hg₃) ou de l'amalgame (*s.s.*) (**figure IVB-80c**). Les fluctuations en argent sont très importantes au sein d'un même cristal et oscillent entre 75 et 92 % *cat.* ce qui lui confère une composition comprise entre l'eugénite (Ag₉Hg₂) et la lunanhéite (Ag₃Hg). De nombreux points sont également étalés entre l'eugénite et l'argent natif. Au MEB, au moins deux phases d'amalgames ont pu être identifiées, probablement l'eugénite et la lunanhéite (**figure IVB-81e**). Ces phases sont systématiquement associées et imbriquées pour former des squelettes. Contrairement à Levresse (2001), aucune différence chimique n'a été observée entre les grains encaissés dans la dolomite rose et le quartz.

Dans certains échantillons, des fissures ou des plaquettes d'amalgame ont été observées (**figure IVB-81d**). Elles sont sécantes sur les paragenèses du stade dextre, c'est à dire sur le quartz et la minéralisation argentifère que nous venons de décrire.

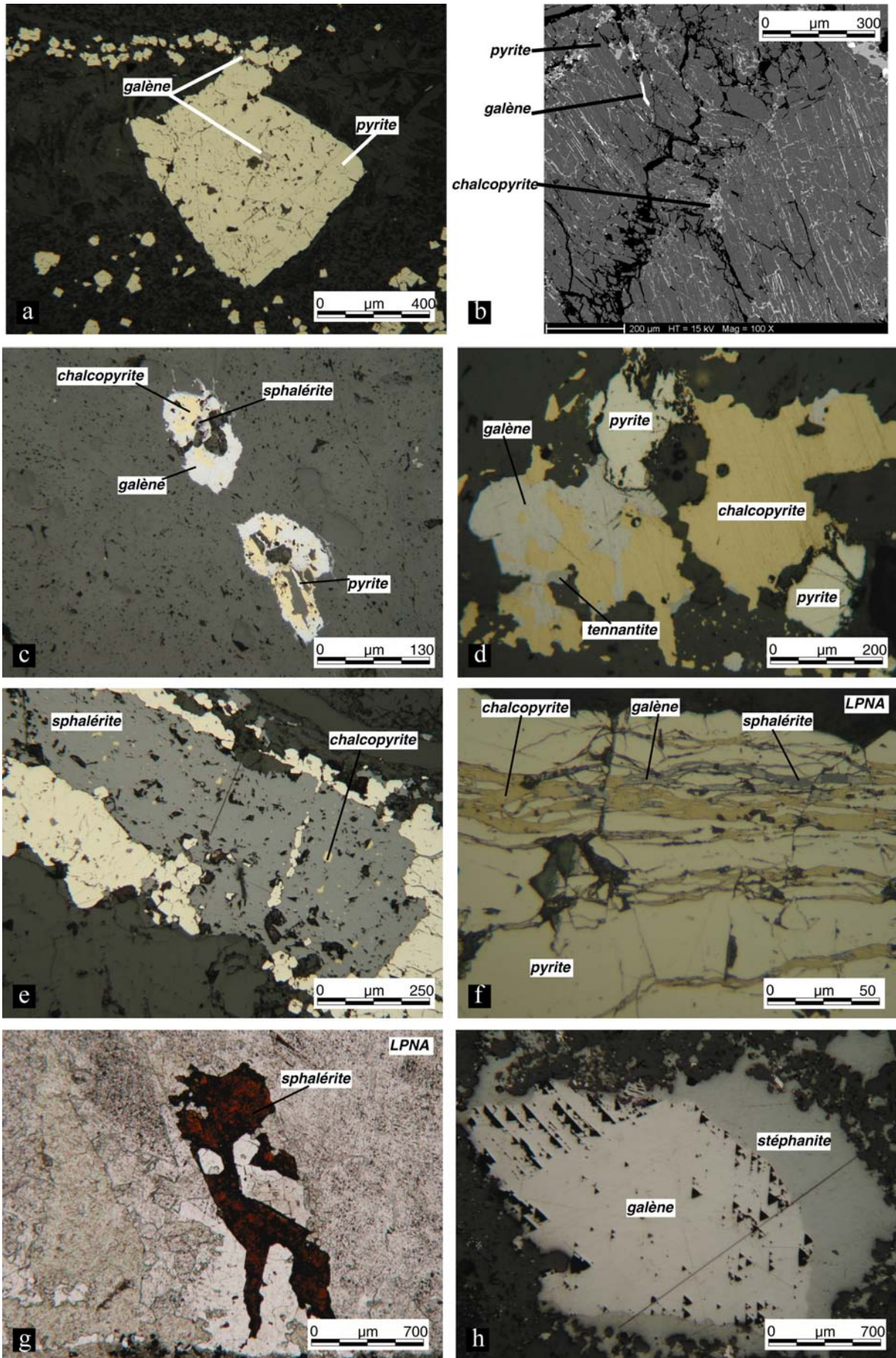


Figure IVB-79 : (page précédente) Les minéraux métalliques. Les espèces sont mentionnées sur les figures, a) Imiter I, lumière réfléchie ; b) Cliché MEB, Imiter II ; c) Imiter II, lumière réfléchie ; d) Corps principal B₃, lumière réfléchie, e) R₇, lumière réfléchie; f) R₇, lumière réfléchie ; g) Imiter II, LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; h) F₀ sud, lumière réfléchie.

Dans le secteur de la colline B8, réputé pour ses plaquettes "d'argent" centimétriques fissurales, la composition de la phase argentée est également comparable aux amalgames que nous venons de décrire (**figure IVB-81d**). Des fils d'argent natif d'origine supergène se développent même sur ces plaquettes.

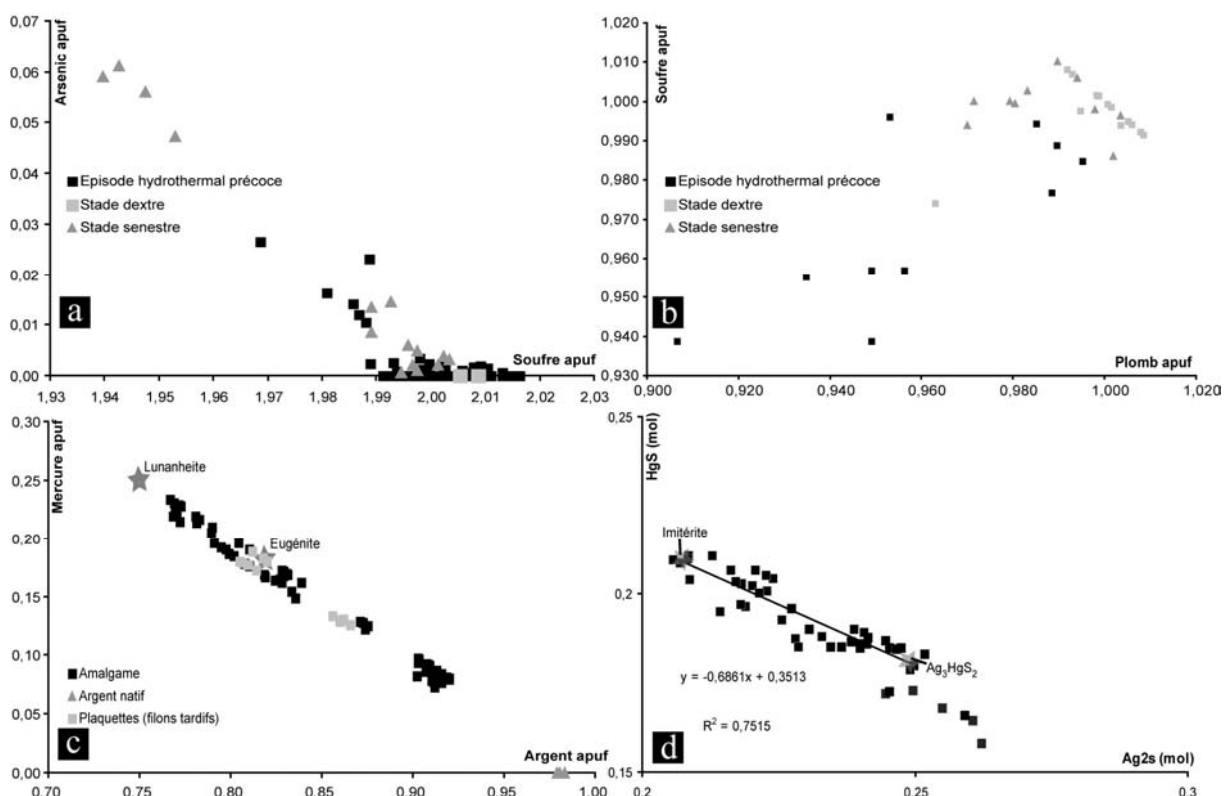


Figure IVB-80 : Composition chimique de a) La pyrite ; b) La galène ; c) L'amalgame ; d) L'imitérite et la phase Ag_3HgS_2 .

► Les minéraux du système $Ag_2S-Cu_2S-Sb_2S_3(As_2S_3)$.

Quatre autres phases de minéraux d'argent sont associées à la minéralisation argentifère principale du stade dextre (**figure IVB-82**).

La stéphanite (Ag_5SbS_4) : Elle se présente en grandes flaqes millimétriques. Elle est tardive dans la succession paragénétique puisqu'elle tend à remplacer la galène et l'amalgame (**figure IVB-79h**). Dans le diagramme de la **figure IVB-82**, on observe que la composition n'est pas homogène et tend à s'enrichir en argent vers le pôle acanthite.

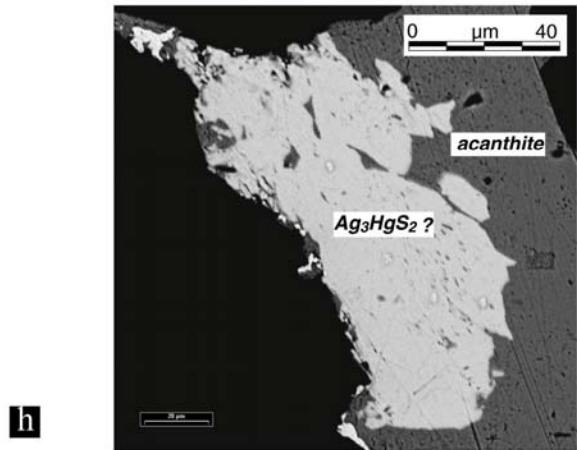
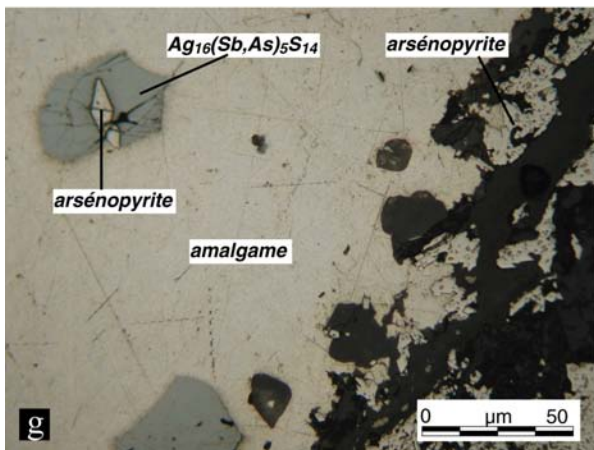
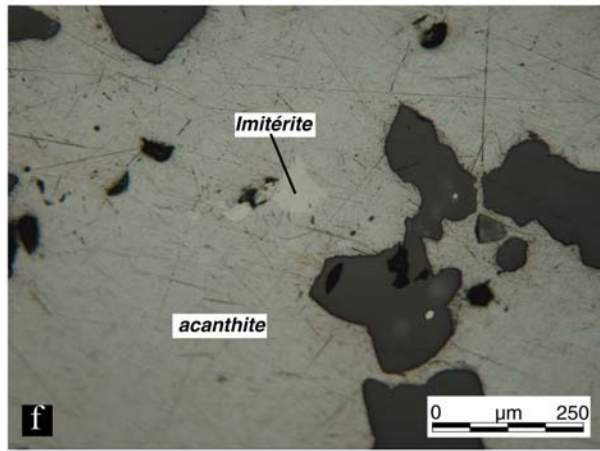
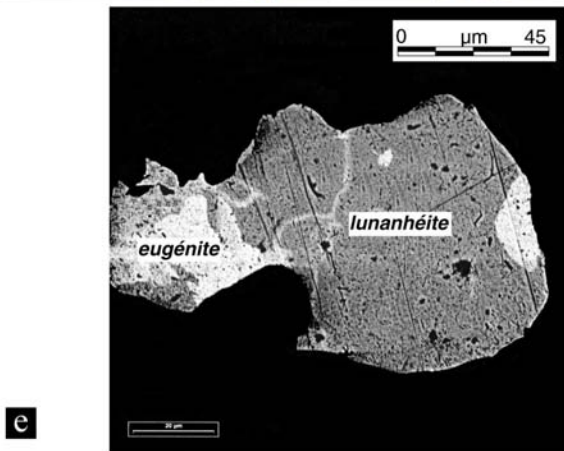
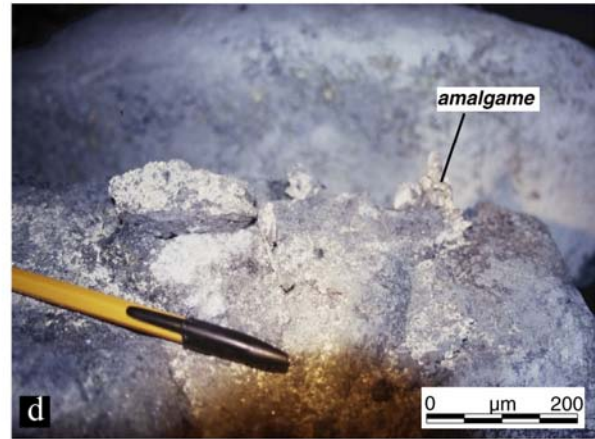
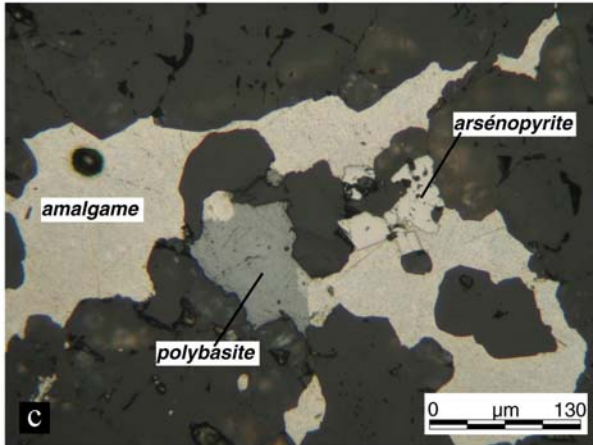
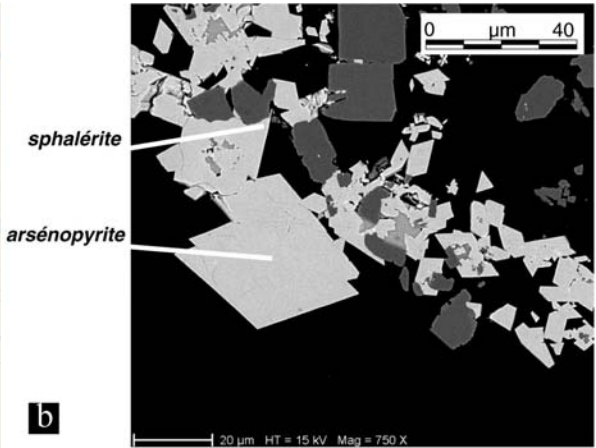
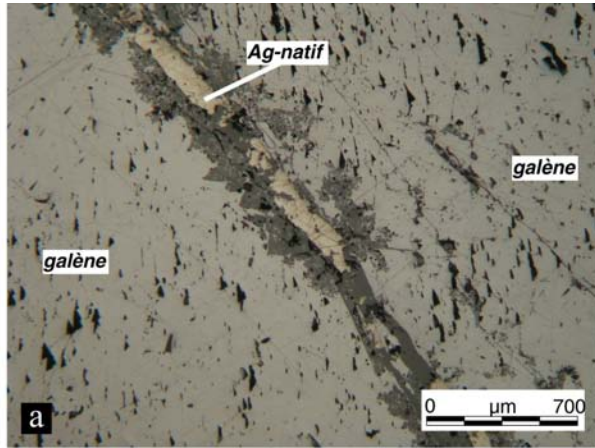


Figure IVB-81 : (page précédente) Les minéraux métalliques (suite). Les espèces sont mentionnées sur les figures, a) Imiter B8 ; b) Cliché MEB, Imiter II ; c) F₀ sud ; d) Imiter B8 ; e) Cliché MEB, F₀ sud ; f) F₀ sud ; g) Imiter II ; h) Cliché MEB, F₀ sud. Toutes les photographies ont été prises en lumière réfléchie sauf clichés MEB.

L'acanthite (Ag₂S) : Elle apparaît fréquemment entre les grains de quartz saccharoïdes, associée à l'amalgame, la polybasite et l'imitérite (**figures IVB-81f & IVB-82**). Elle renferme des teneurs ponctuelles en Te et Cd.

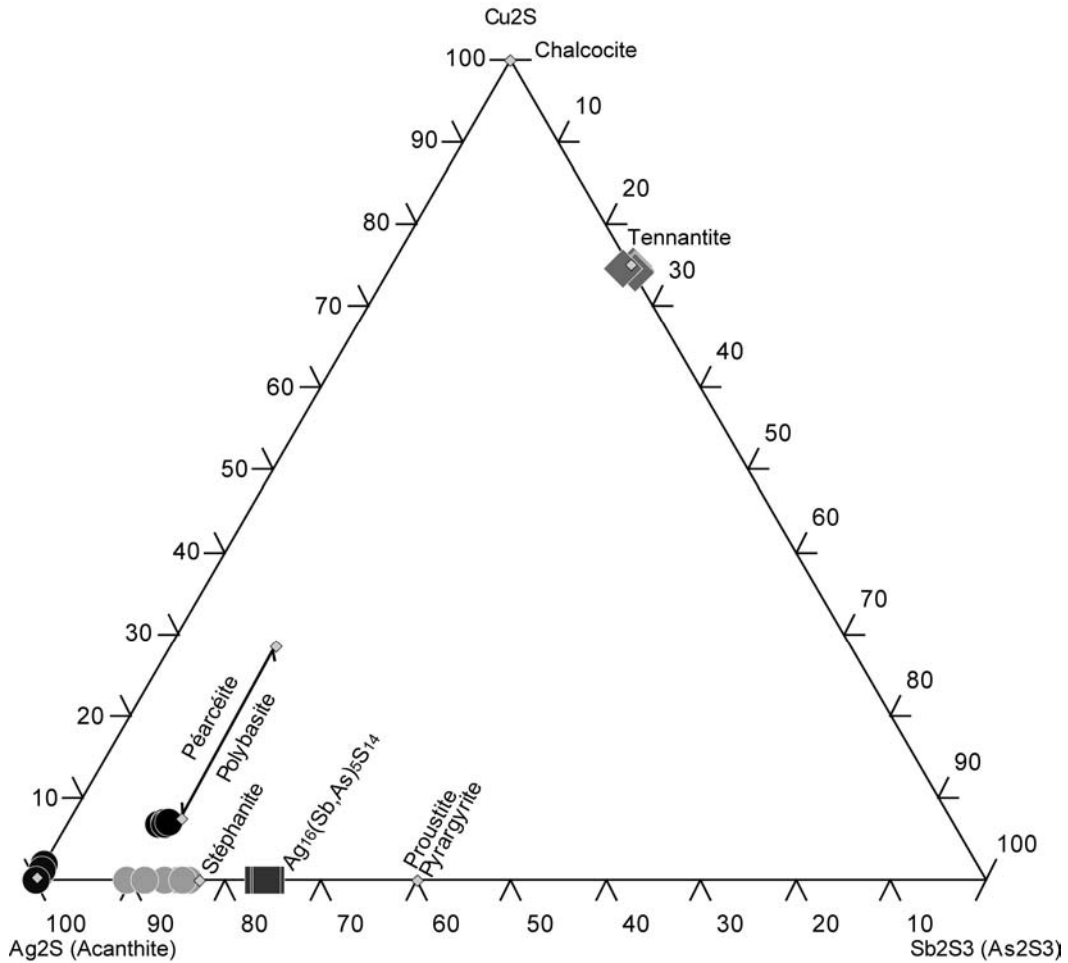


Figure IVB-82 : Composition chimique des assemblages à Cu-Ag-S-Sb/As.

La polybasite ((Ag,Cu)₁₆Sb₂S₁₁) : se présente de façon disséminée sous forme xénomorphe associée à de l'amalgame ou à de l'arsénoxyrite (**figure IVB-81c**). La péarcéite, pôle arsénié substitué à l'antimoine, n'a pas été observée. D'un point de vue chimique, seule une variété extrêmement riche en argent (moy. 74 pds%) a été observée (**figure IVB-82**). Dans ses travaux, Levresse (2001) a analysé des polybasites comportant des teneurs moyennes d'Ag de 50%.

Dans les plaquettes d'amalgame de la colline B8, une phase ayant une composition comprise entre la stéphanite et la proustite/pyrargyrite a été observée et analysée (**figure IVB-82**). Les cristaux sont xénomorphes et portent en inclusions de l'arsénopyrite (**figure IVB-81g**). La formule idéale calculée est la suivante : $Ag_{16}(Sb,As)_5S_{14}$. L'antimoine est dominante (4,8 apuf) et se substituerait à l'arsenic (0,15 apuf).

La ténantite a été observée en fines inclusions dans la paragenèse à chalcopyrite, pyrite, galène et chalcopyrite du stade senestre à dolomite massive (**figure IVB-79d**). Sa composition moyenne est la suivante : $(Cu_{10}Fe_1Zn_1)(As_3Sb_1)S_{13}$. Elle ne renferme pas d'argent (**figure IVB-82**).

► L'imitérite (Ag_2HgS_2) et ses inclusions : L'imitérite se développe en plages sub-automorphes à automorphes liées à l'acanthite et à l'amalgame (**figures IVB-81f**). Elle n'a été observée que dans la paragenèse à quartz, bien que certaines études ne l'associent qu'à la dolomite rose (Levresse, 2001). L'imitérite présente des variations de la teneur en S, Hg et Ag (**figure IVB-80d**).

Une autre phase a également été observée au MEB et en cartographie X (**figures IVB-81g & IVB-83**). Elle constitue un assemblage à Ag, Hg et S dont la composition idéale serait Ag_3HgS_2 (**figure IVB-80d**). Malheureusement cet assemblage réagit systématiquement sous le faisceau de la microsonde pour former des traînées lamellaires à composition d'imitérite (**figure IVB-83**), malgré un réglage à 15kV, 6 nA et 10 secondes de temps de comptage, et un programme réduit aux éléments suivants : Ag (standard-métal), Hg (standard-cinabre) et S (standard-cinabre), moins agressif que celui établi par Guillou *et al.* (1985) pour décrire l'imitérite. A ce jour, il est impossible de préciser si cette phase se forme sous le faisceau par déstabilisation de l'imitérite où si elle fait partie de la paragenèse argentifère du gisement. Des études sont en cours afin de vérifier ces hypothèses.

► L'argent natif (Ag, **figure IVB-80c**) s'observe sous forme de fils ou en fissure (**figure IVB-81a**) dans des paragenèses tardives de remobilisation avec de la cérusite ($PbCO_3$). Son origine pourrait résulter de processus supergènes.

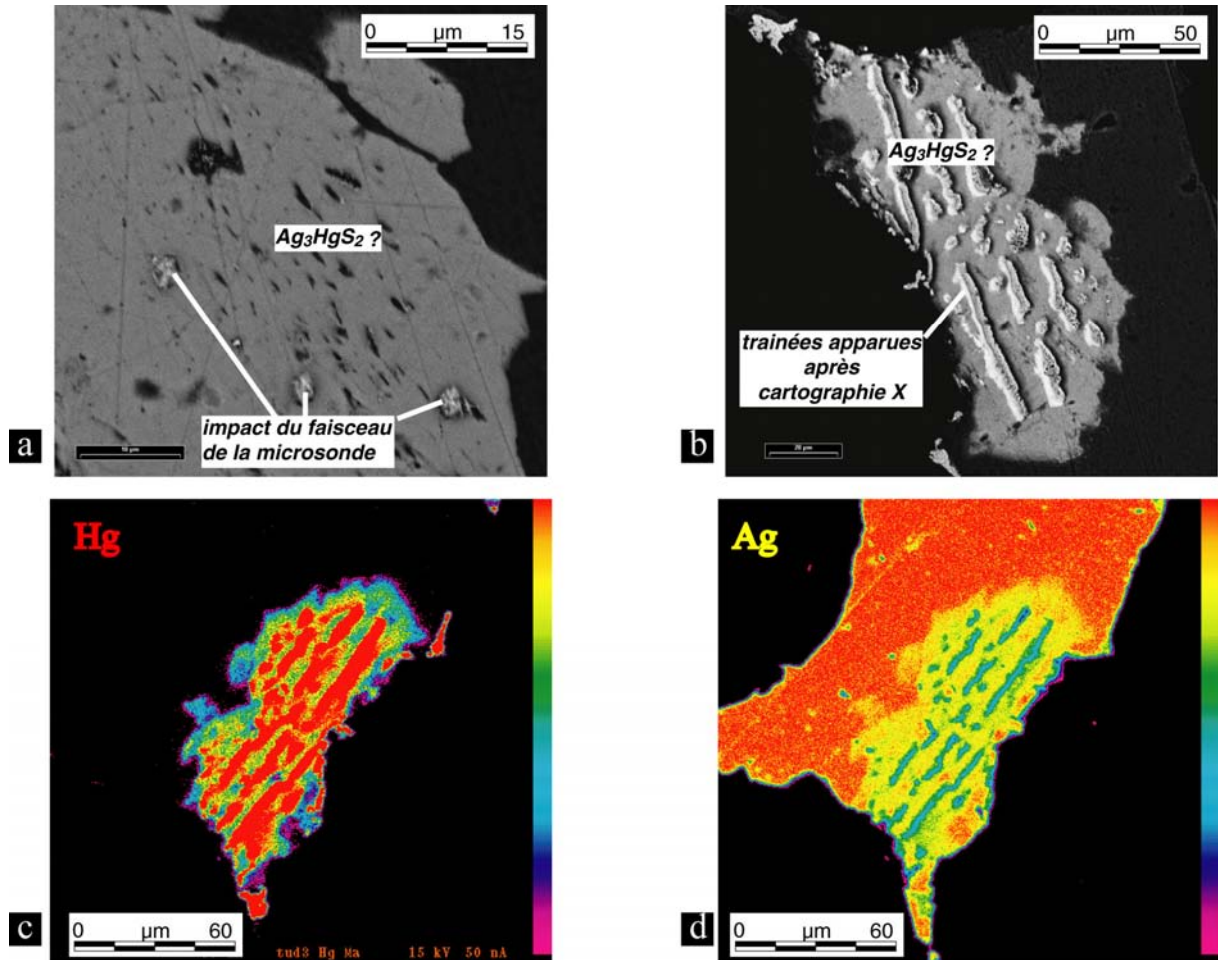


Figure IVB-83 : Caractérisation de la phase à Ag-Hg et S : Clichés MEB et cartographie X des éléments Hg et Ag.

4/. DISCUSSION

4.1/.La succession paragénétique

La distinction entre les différents stades paragénétiques du gisement est basée sur la nature et la texture des assemblages minéralogiques des différentes veines et sur le mode de mise en place observé. Nous proposons donc un modèle d'évolution en quatre stades expliquant la majorité des textures et assemblages minéralogiques rencontrés.

Le stade A correspond à la mise en place de la paragenèse de sulfures à métaux de base en fines veinules ou en disséminations dans l'encaissant pélitique associé à une paragenèse à quartz, carbonates de fer et illites. Les phases métalliques sont essentiellement caractérisées

par des pyrites arséniées recoupées par des veinules tardives à chalcoppyrite, sphalérite et galène.

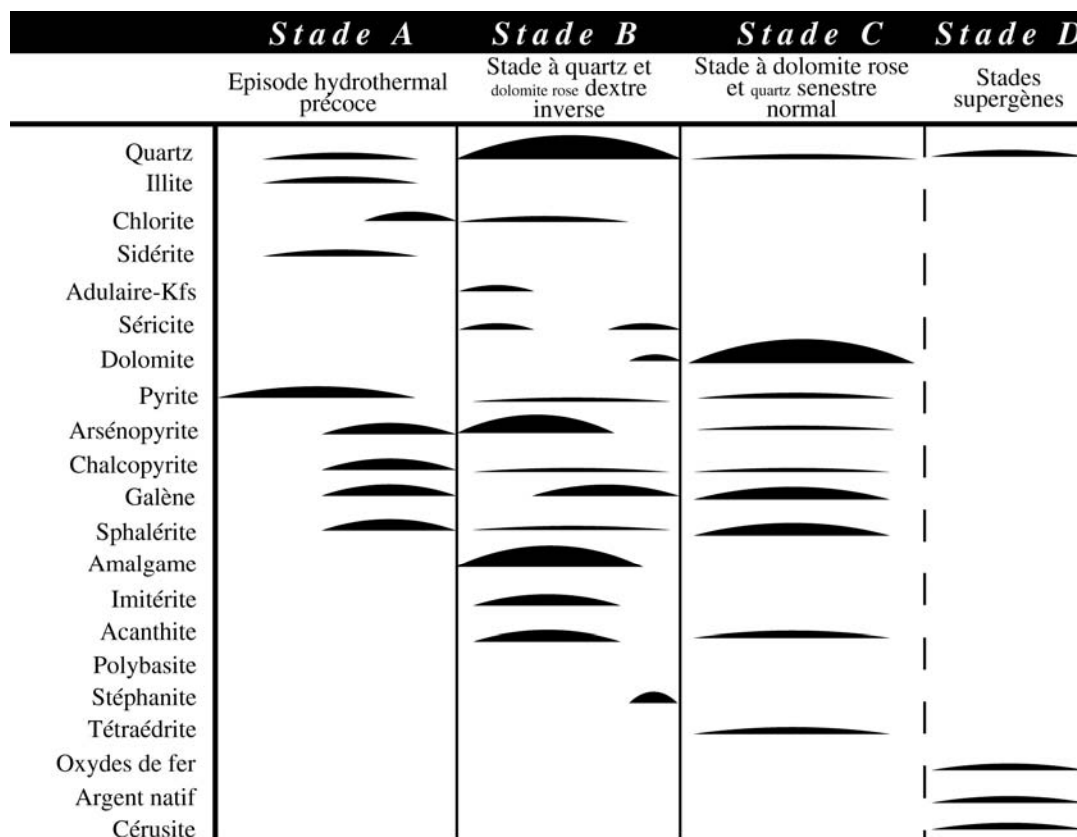


Tableau IVB-10 : Succession paragéométrique représentative des veines étudiées de la mine d'Imiter.

Le stade B caractérise le dépôt de la minéralisation argentifère dans des structures contrôlées par des zones de cisaillement transpressives E-W dextres sous les effets d'une direction de raccourcissement orientée NW-SE à WNW-ESE. Cet épisode est associé au dépôt d'une gangue essentiellement quartzreuse fréquemment associée à des phénomènes de bréchification. Cette phase de bréchification de nature hydraulique, comme l'atteste les textures en puzzle, est contemporaine de l'ouverture de vastes poches servant de pièges à la minéralisation. Ces poches se forment préférentiellement dans les fragments secondaires des structures F_0 et B_3 (à savoir les branches F_0 sud, R_7 et R_6), qui fonctionnent en failles inverses (**figure IVB-67b**, CRAS). La formation du deuxième stade de bréchification, caractérisé par des structures d'effondrement, montre que la vitesse d'ouverture de ces poches est probablement supérieure à la vitesse de cristallisation des phases hydrothermales. Ces dernières se sont déposées à partir d'un fluide sursaturé en silice sous forme de gel dont la recristallisation est à l'origine de la mise en place de textures saccharoïdes. La minéralisation se dépose d'abord sous forme

d'arsénopyrite, puis d'amalgame Ag-Hg-imitérite-sulfosels d'argent. La galène est tardive dans l'évolution tout comme la stéphanite (sulfo-antimoniure d'argent) qui tend à la remplacer. Ces derniers assemblages sont associés au dépôt de dolomite rose.

Le stade C n'est pratiquement pas minéralisé. L'argent est camouflé dans le réseau de la galène ou de la sphalérite dans le secteur de la carrière B8. D'un point de vue textural et structural, ce stade se caractérise par le développement de nombreuses veines à remplissage massif de dolomite rose le long des structures B₃ et F₀. Ces remplissages s'effectuent dans des vides générés par de petits relais en pull-apart et des fentes de tensions orientées NE-SW résultant d'une cinématique transtensive dextre.

Le stade D caractérise les phénomènes d'altérations. Ces derniers sont notamment responsables de dissolutions et de néoformations minérales, telles l'argent natif, la cérusite, oxydes de fer...

4.2/.Synthèse

Le modèle proposé explique la formation de l'ensemble des veines minéralisées de la mine d'Imiter. Notre approche a permis de mettre en évidence un seul épisode minéralisateur à Ag-Hg encaissé dans des structures transpressives résultant d'une direction de raccourcissement orientée NW-SE à WNW-ESE. La minéralisation argentifère, encaissée dans des veines et poches, est intimement associée à un dépôt de quartz présentant une texture saccharoïde.

Le second stade, caractérisé par le développement de structures transtensives en réponse à une direction de raccourcissement orientée *ca.* N-S et pourtant bien représenté dans la mine, ne semble pas être d'importance économique.

IV Etude structurale, texturale et minéralogique des veines de quartz du prospect de Thaghassa : contrôle structural et mode de formation, évolution d'un système magmatique-hydrothermal

Le prospect de Thaghassa se localise à l'est du Saghro central (**figure IVB-84**), sur la bordure sud de la boutonnière précambrienne de Boumalne. Il est situé entre la mine d'argent d'Imiter (20 km au N), et l'ancienne mine d'or de Tiouit (5 km au S), à une trentaine de kilomètres au sud-est de Boumalne du Dadès (**figures II-1**). Cet indice a été découvert en 1995 à la suite de la réinterprétation géologique et gîtologique des formations précambriennes du Jbel Saghro.

La première partie de ce chapitre est constituée d'un article soumis au Journal of Structural Geology qui présente les caractéristiques, les relations géométriques et le modèle de mise en place de l'ensemble des veines qui sont reconnues dans le secteur (de nature magmatique et hydrothermale). Cet article illustre la relation magmatique /hydrothermalisme à travers la mise en évidence d'une mise en place progressive et continue des veines magmatiques, intermédiaires puis hydrothermales, dans un même et unique contexte structural.

La deuxième partie du chapitre présente quelques compléments sur les paragenèses des 2 évènements minéralisateurs qui affectent la zone étudiée.

1/. TRANSITION FROM MAGMATIC TO HYDROTHERMAL PROCESS: IMPLICATIONS FROM PROGRESSIVE AND CONTINUOUS VEIN SYSTEM FORMATION WITHIN THE MOROCCAN ANTI-ATLAS (ARTICLE SOUMIS À JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY)

J. TUDURI^{a,*}, A. CHAUVET^b, L. BARBANSON^a, M. LABRIKI^c, L. BADRA^d

^a Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR 6113, Université d'Orléans, BP 6759, F-45067 Orléans Cedex 2, France

^b UMR 5573 - Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère. ISTEEM, Université Montpellier 2, CC. 60, 34095 Montpellier Cedex 5, France

^c REMINEX, 26 Allal El Fassi, Marrakech, Maroc

^d Faculté des Sciences, Université Moulay Ismail, BP 4010, Béni-M'Hamed, Meknès, Maroc.

* Corresponding author. Tel.: +33-238-494-652; fax: +33-238-417-308

e-mail adress: Johann.Tuduri@univ-orleans.fr

ABSTRACT

Fluid circulations associated to magmatism are frequently invoked to be at the origin of the development of large and mineralized vein systems. The role of pluton is often restricted to heat production and evidences for transition and continuity from magmatic to hydrothermal stages are not commonly documented. An exception is the eastern part of the Moroccan Anti-Atlas, which is affected by at least three tectono-magmatic events and displays a variety of dyke and vein systems. The following events are described. Linked with Late Neoproterozoic granodiorite emplacement, synkinematic metamorphic spots and associated top-to-the south shearing are developed within the Middle Neoproterozoic metasediments. Refraction cleavage recorded the horizontal left-lateral component of this tectonics within heterogeneous levels. The second event re-used the previously formed structures for the emplacement of, from older to younger, aplo-pegmatite veins, intermediate veinlets composed by quartz and scarce feldspar and white mica, and quartz-bearing veins. Quartz veins texture evolves from geodic to striped following their orientation with respect to the ESE-WNW trending shortening direction. The three types of veins are assumed to form during a progressive and continuous dextral shearing event. The late event developed thin veinlets system, volcanic dike intrusions and large-scale fault activity. This study suggests that a progressive shearing event initiated during the aplo-pegmatite stage and achieved during the hydrothermal phase. The existence of an intermediate stage characterized by quartz-rich veins showing magmatic character favors a continuum. The formation of veins of intermediate composition traduces the persistence of a magmatic character at least at the beginning of the hydrothermal process.

KEYWORDS

Magmatism, hydrothermalism, Quartz vein system; Aplo-pegmatite dikes; Striped foliation veins; Anti-Atlas, Morocco

1.1.Introduction

Fluid circulations associated to magmatism are frequently invoked to be at the origin of the development of large hydrothermal and mineralized vein systems (e.g., Jensen and Barton, 2000; Lang and Baker, 2001; Thompson and Newberry, 2000). The role of the pluton is suggested to provide the heat and eventually the fluids necessary for developing circulation and leaching processes of the surrounding rocks. The debate is still open concerning the real

participation of the magmatic fluids in the formation of hydrothermal and mineralized systems. Arguments in agreements furthered the systematic spatial association that exists between granite and hydrothermal systems (e.g., Baker and Lang, 2001; Mustard, 2003). Arguments against, mainly based on fluid inclusion studies and isotopic data developed on quartz-bearing veins, highlighted the meteoritic and/or metamorphic characters of the fluid and suggest a complete decoupling between magmatism and hydrothermalism (e.g., Essarraj et al., 2001; Boiron et al., 2003; Vallance et al., 2003).

The aim of this study is to present and discuss the formation of aplitic, pegmatite and quartz-bearing vein systems in the light of their geometry, mineralogy and internal texture. Taking into account for pre-existing structuring, chronological constraints and for their structural mode of formation, a model in which a progressive and continuous tectonic event controlled both magmatic, intermediate and hydrothermal vein emplacement is proposed and discussed. The consequences concerning the eventual persistence of magmatic character during the initiation of the hydrothermal vein systems are suggested.

1.2/.Geological Setting and previous works

The Moroccan Anti-Atlas consists of Precambrian large-scale inliers exposed in core of Phanerozoic sequences and divided into three structural domains: the Western, Central and Eastern ones (**figure IVB-84a**). The Western Anti-Atlas consists in Paleoproterozoic basement (2 Ga) overlain by Middle Neoproterozoic quartzites and Late Neoproterozoic volcanoclastic rocks, all intruded by few generations of Pan-African granites ranging from 625 to 550 Ma (Aït Malek et al., 1998; Charlot, 1976; Thomas et al., 2002; Walsh et al., 2002). The Central Anti-Atlas is assumed to be the zone of suture because of the occurrence of an ophiolitic complex dated between 743 and 663 Ma and overthrust toward the south-west (Ennih and Liégeois, 2001; Hefferan et al., 2002; Hefferan et al., 2000; Leblanc and Lancelot, 1980; Saquaque et al., 1992; Thomas et al., 2002). The Eastern Anti-Atlas consists of Middle Neoproterozoic greywacke basement unconformably overlain by a widespread thick volcanic and volcanoclastic sequence, both intruded by granodiorites at 570 Ma and pink granites around 550 Ma (Cheilletz et al., 2002; De Wall et al., 2001; Mrini, 1993). Middle Neoproterozoic metasediments are intruded by the granodiorites whereas pink granites only injected the Late Neoproterozoic volcanic sequences.

The Neoproterozoic orogeny (also called Panafrican) is characterized by two tectonic events (B1 and B2), mainly recognized within the Central Anti-Atlas (Choubert, 1963;

Leblanc and Lancelot, 1980; Saquaque et al., 1989) and assumed to affect the Eastern Anti-Atlas (Fekkak et al., 2003; Hindermeyer, 1953a; Hindermeyer, 1953b; Saquaque et al., 1992). The B1 event corresponds to the collision stage that generated folding and ophiolite obduction. The post-collisional B2 event developed intense magmatism (gabbros, diorite, granodiorite and granites), moderate tilting and large-scale folding in subduction-related active margin context. These two events have been dated at 660 Ma and 586-575 Ma respectively (Thomas et al., 2002).

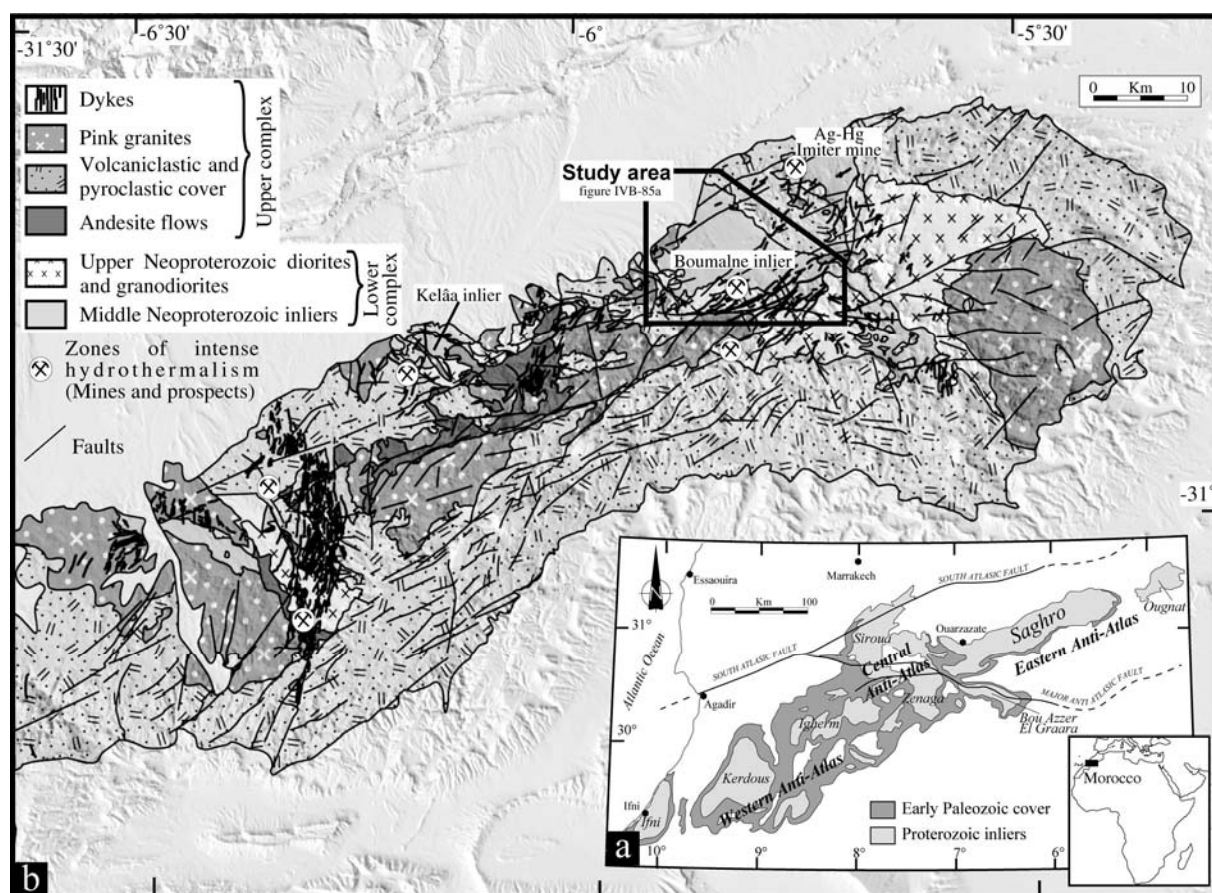


Figure IVB-84: (a) Major geological units of the Anti-Atlas in Morocco and location of the Jbel Saghro inlier. (b) Simplified geologic map of the Jbel Saghro (modified after Hindermeyer et al., 1977).

In the Jbel Saghro, part of the Eastern Anti-Atlas, the Middle Neoproterozoic sequences are exposed in the Imiter, Boumalne, Kelâa M'Gouna and Sidi Flah areas as four individual inliers in core of the Late Neoproterozoic cover (**figure IVB-84b**). They consist in basins hosted turbiditic siliciclastic deposits and interbedded mafic lavas (Fekkak et al., 2001; Ouguir et al., 1996). Late Neoproterozoic sequences are mainly composed by volcanic and

volcaniclastic rocks related to a volcanic arc (Benharref, 1991; Saquaque et al., 1992). The Thaghassa area, concerned by our study, is located in the central Jbel Saghro and composed the southern domain of the Boumalne inlier (**figure IVB-84b**).

1.3/.Multistage vein formation within the Thaghassa area

1.3.1/. Generalities

The Middle Neoproterozoic sediments of the Thaghassa area are characterized by alternating greywacke, sandstones, pelites and intercalated thin lava layers (**figure IVB-85a**). Few intrusions are emplaced within these sediments. From south to north, one can find (**figure IVB-85a**): i) the Isk n'Allah coarse-grained pink granite characterized by quartz, K-feldspar, albite, amphibole, biotite, with accessory apatite and zircon (intrusion 1), ii) the coarse-grained Iknioun granodiorite, exhibited plagioclase, amphibole, quartz, biotite, K-feldspar, and minor apatite and zircon (intrusion 2), iii) the Tabous'Aid fine-grained microgranodiorite, composed by amphibole, quartz, plagioclase and minor K-feldspar and biotite (intrusion 3), iv) the highly altered Taourirt Tamellalt granite (intrusion 4, assumed to be a Mo-W-rich porphyry, Benkirane, 1987), v) the Tiounouine pink microgranite, characterized by a medium-grained and porphyritic texture and composed by K-feldspar phenocrysts, quartz, rare plagioclase, minor apatite, monazite and zircon (intrusion 5). In spite of their petrologic differences, all these granites are interpreted to form during the same magmatic event, as illustrated by the very closes ages available in the literature, even if these datings necessitate to be consider with care (**figure IVB-85a**). Close to the Iknioun granodiorite, a very intense ENE-WSW trending dike system of various compositions is observed (**figure IVB-85b**). Aplo-pegmatite, rhyolite, andesite and dolerite are common (**figure IVB-85b**). Quartz veins are mainly hosted within the sedimentary sequences and aplite dikes. N150°E trending dextral faults affect the sector. Aplo-pegmatite dikes and sediment layers are curved in faults vicinity whereas rhyolite, andesite and dolerite dikes are not affected (**figure IVB-85b**).

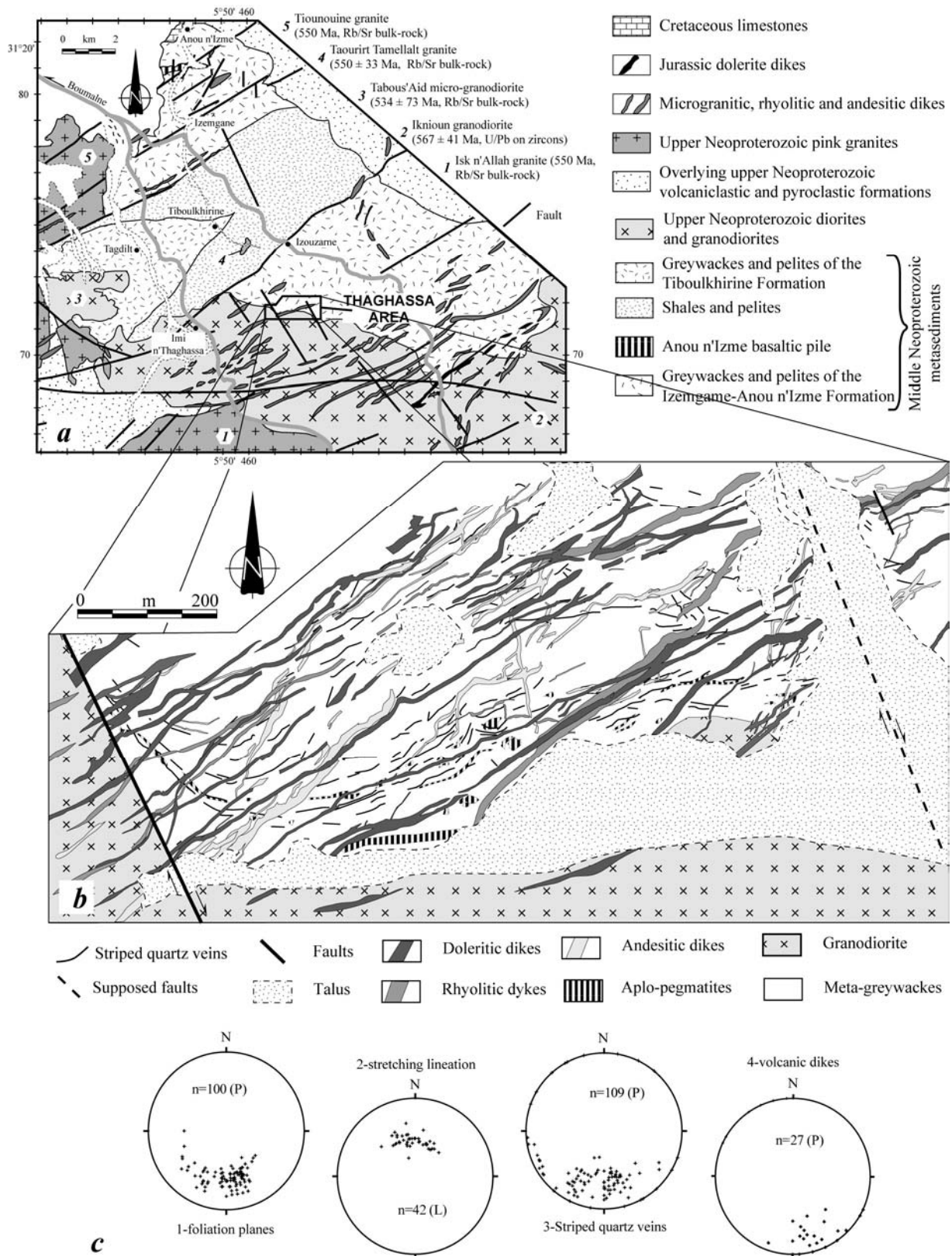


Figure IVB-85: (a) Geologic map of the Boumalne Neoproterozoic inlier (modified after Fekkak et al., 2002). All granites dating are published by Mrini (1993). (b) Structural map of the Thaghassa area. (c) Stereographic projection (lower hemisphere) of [1]: foliation planes, [2]: stretching lineation, [3]: striped quartz veins and [4]: volcanic dikes. Planes are represented by their respective poles.

1.4/. Succession of events

1.4.1/. First event and syn-kinematic contact metamorphism related to granodiorite emplacement

Within the entire Boumalne inlier, a first tectonic event is responsible for the formation of a discrete S_{0-1} foliation and associated L1 stretching lineation oriented *ca* N75°E 60°N and N170°E 55°N respectively (**figure IVB-85c**). Foliation is materialized by a plano-linear fabrics mainly formed by phyllosilicates (biotite and chlorite) (**figure IVB-86a**). In the vicinity of the Iknioun granodiorite, an additional phenomenon is highlighted with the occurrence of metamorphic spots that sometimes defined a well-expressed stretching and mineral lineation roughly trending N-S (**figure IVB-86b**). These spots are only developed within localized levels and do not affect the entire rock.

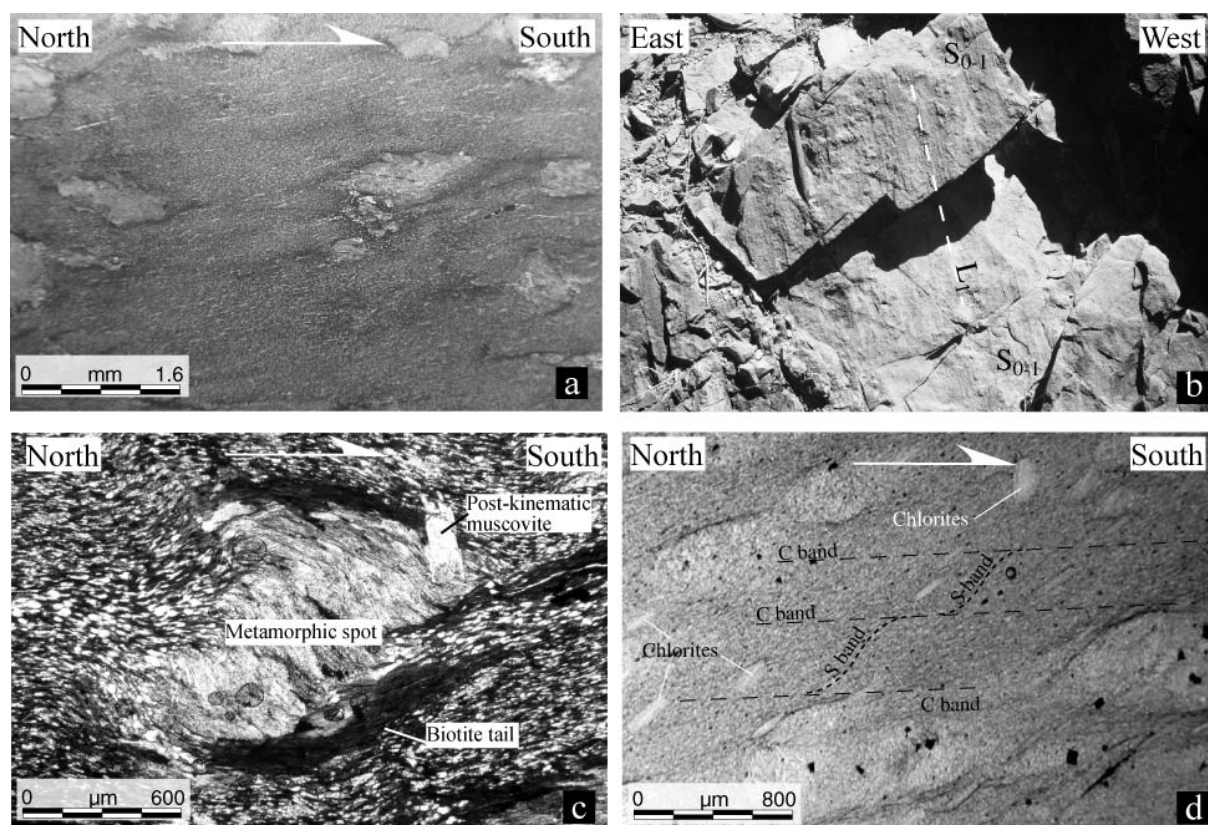


Figure IVB-86: Macro and microstructures illustrating the first stage. (a) Regional foliation marked by phyllosilicates alignment (biotite and chlorite). (b) Regional S_{0-1} foliation and related lineation marked by elongate metamorphic spots that affect the meta-greywacke sequence. (c) Syn to late kinematic metamorphic spot showing rolling structure consistent with a top-to-the south shearing sense. Note the asymmetric tails composed by biotite and the late growth of white mica. (d) Decreasing effects of the contact metamorphism illustrated by less developed metamorphic spot. Note that shear bands defined a south-verging kinematics.

In thin section, spots occur such as undetermined relict minerals intensively transformed in little size white micas and quartz (**figure IVB-86c**). Syn tectonic rolling structures frequently define a top-to-the south verging (**figure IVB-86c**). Because the metamorphic spots include the external foliation, their growth is interpreted as post to syn-kinematic (**figure IVB-86c**). Re-crystallization tails sometimes constituted by syn-kinematic biotites are consistent with the effects of a contact metamorphism (**figure IVB-86c**). Far to the north, these effects seem to decrease and the metamorphic spots are less developed and affected by shear bands that also defined unambiguous south-verging shear criteria (**figure IVB-86d**).

1.4.2/. Aplite dike emplacement and induced metamorphism

Numerous aplite and pegmatite veins are emplaced within the meta-sedimentary host-rocks and the Iknion granodiorite (**figure IVB-85b**). These bodies occur under the form of dikes or veinlets parallel to the main foliation of meta-sedimentary host-rocks. Larger aplite dike are encountered as “boudin”-like lenses within the foliation (**figure IVB-87a**). Inversely, some sectors are intensively affected and invaded by small-scale veinlets (**figure IVB-87b**). Numerous observations allow to constrain the context of formation of these magmatic features. Veinlets occur parallel to the S_{0-1} foliation or as N120-N150°E 80W trending tension-gashes arranged following an «en échelon» geometry consistent with dextral movement (**figure IVB-87b**). In the vertical plane, shearing and boudinage that affect the veinlets suggest a normal component. The pegmatite dikes also exhibit pull-apart geometry consistent with dextral motion coeval to their formation (**figure IVB-87c**).

Mineralogically, aplites are filled by quartz, albite, K-feldspar, rare muscovite and garnet. The larger dikes contain more muscovites (**figure IVB-87d**). Pegmatites yield the similar assemblage with the addition of zoned tourmalines. Graphic texture intergrowths are sometimes observed. Tourmaline blue cores have foitite composition whereas brown rims are determined as schorl. The growth of poikilitic, post-foliation, muscovites within the surrounding meta-sediments (**figure IVB-87e**) is interpreted as an effect due to the emplacement of the aplo-pegmatite system. Grains can have different sizes and do not show some any preferred orientation (**figure IVB-87e**). The zone affected by this process defined an “aureole” centered on the aplite and pegmatite veins and dikes.

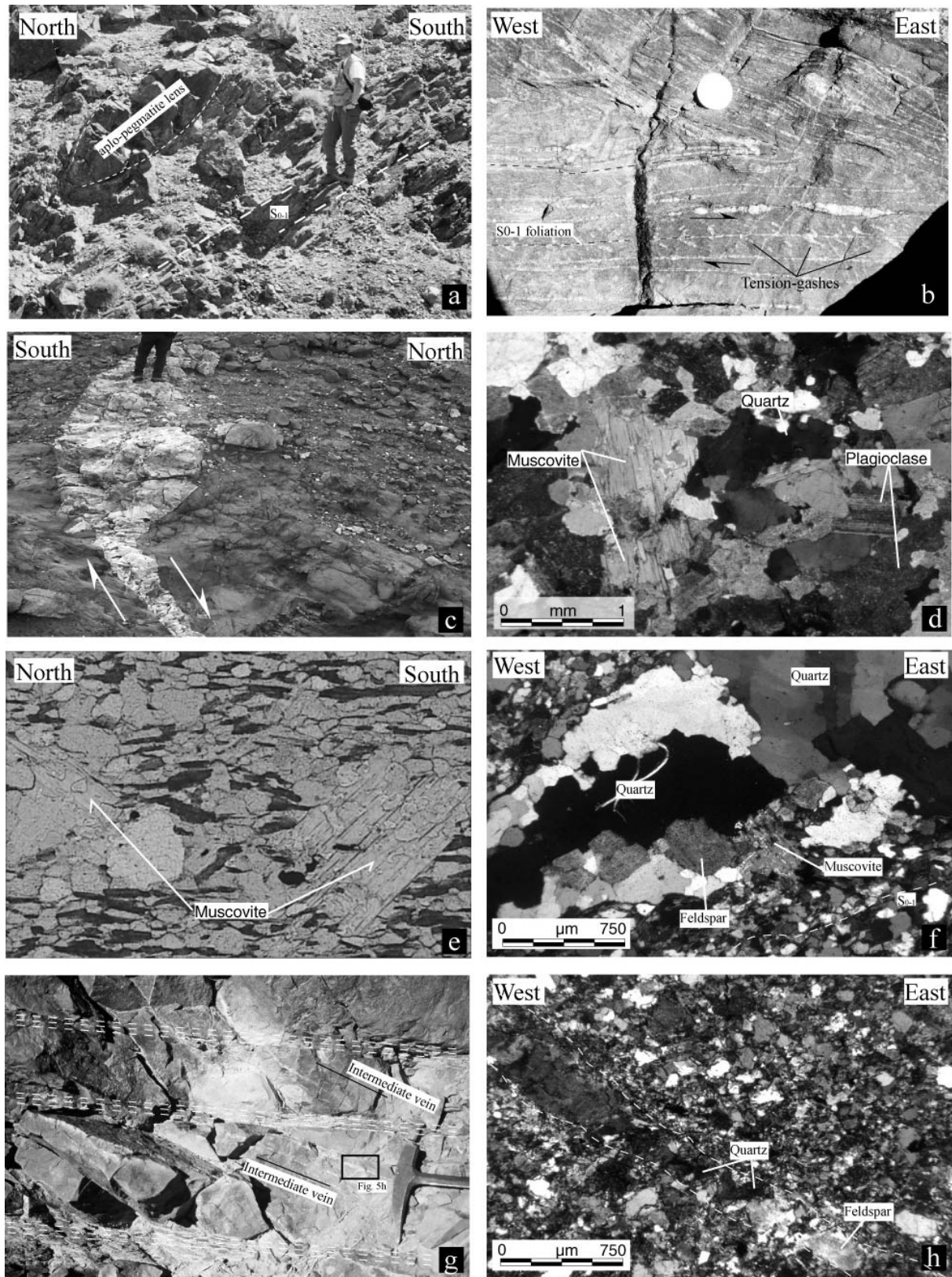


Figure IVB-87: Macrostructures and microstructures illustrating the aplo-pegmatite features. (a) "Boudin" like aplo-pegmatite dikes within S_{0-1} . (b) Aplite veinlets emplaced within the foliations. "En echelon" tension-gashes filled by aplite demonstrate that their formation was coeval with a dextral shearing. (c) Dextral pull-apart filled by pegmatite dike. (d) Typical texture of aplite dike exhibiting quartz, plagioclase and muscovite. (e) Poikilitic

muscovites without any preferred orientation developed within surrounding metasediments. (f) General aspect of foliation-parallel intermediate veins mainly filled by quartz and, along their rim, large feldspar and white mica. (g) N120°E trending intermediate veins developed within more competent layers and filled by quartz, white mica and feldspar assemblage (h).

Within aplite dikes, white micas have chemical composition of the theoretical muscovite (**figure IVB-88a**). Those from the pegmatite and from the “aureole” show a slightly different composition, with a fair enrichment in Fe and Mg (**figure IVB-88a**). Fluorine concentration can reach 0.7 wt% F. In fact, poikilitic muscovites are most enriched in fluorine that those present within dikes. Significant amounts of chlorine can reach less than 0.1 wt% but remain rare. The application of the thermometer based on the muscovite solid solution at 2 kbar (Monier and Robert, 1986) allow to obtain maximum temperature of formation bracketed between 500 and 650°C for each muscovite related with magmatic features (**figure IVB-88b**). Garnets have almandine composition (Alm_{70.5%}; Sps₂₂; Prp₆; Grs_{1.5}).

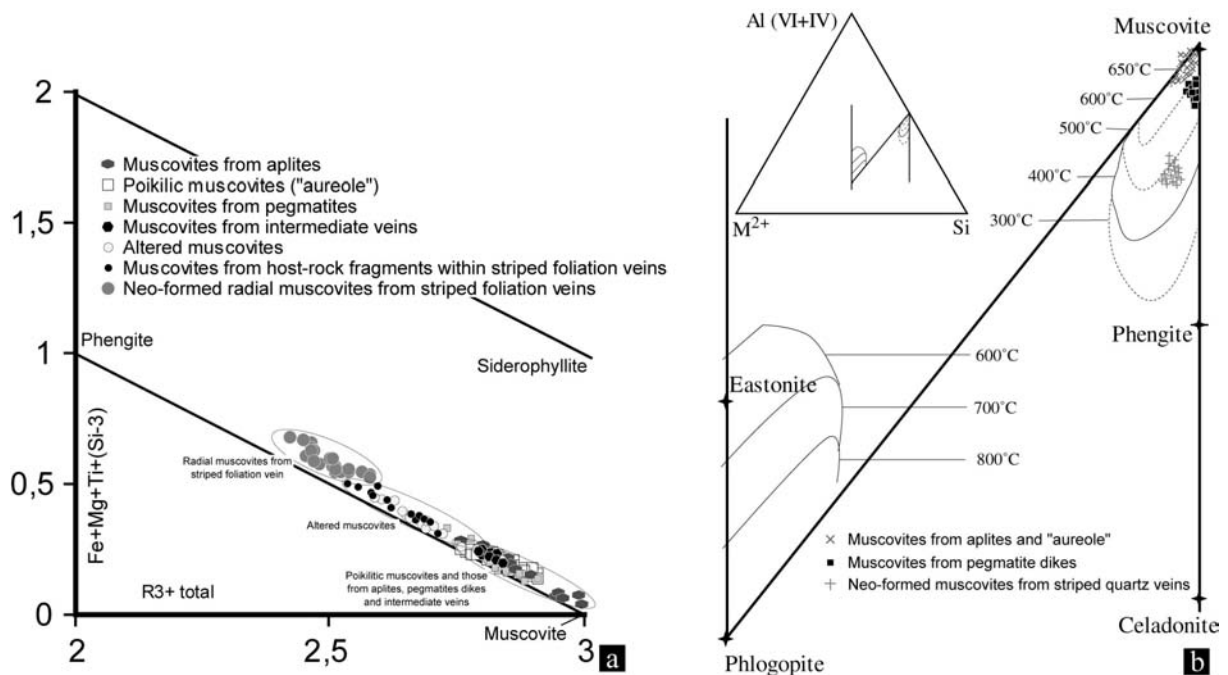


Figure IVB-88: Chemical characteristics of muscovites. (a) Diagram illustrating the ideal dioctahedral substitutions of the Thaghassa muscovites after Guidotti (1984). (b) Application of the Monier and Robert thermometer (1986) on the magmatic and hydrothermal white micas of the studied area.

1.4.3/. Quartz-feldspar vein with intermediate composition

Few veins contain, in addition to quartz, large feldspar (albite), scarce white mica, tourmaline and apatite crystals more frequently located along veins rims (**figure IVB-87f**). Quartz remains the more abundant mineral. The presence of albite and white mica exhibiting the same composition as these of the aplite dikes (**figure IVB-88a**) questions the nature of this type of structure. At macroscopic scale, they can be interpreted as quartz veins but feldspar and white mica may traduce the persistence of a magmatic character at least at the beginning stage of their formation. Because feldspars are larger than the similar phases found within the host-rocks, they cannot be interpreted as inclusions from the surrounding (**figure IVB-87f**). This type of veins is preferentially encountered as foliation-parallel veins (**figure IVB-87f**) or as N120°E trending regular veins grouped within an “en echelon” global geometry (**figures IVB-87g and h**). The “en échelon” structure is preferentially developed within the competent facies of an alternating system of competent and un-competent layers (**figure IVB-87g**). In fact, this operates likely if a refracted cleavage developed within an un-homogeneous rock has been re-opened and filled by the veins with intermediate composition under the effects of a dextral shearing. This interpretation will be discussed further in.

1.4.4/. Striped foliation-vein

- *Macroscopic description*

Well-developed quartz veins parallel to the foliation are emplaced within both metasediments and aplo-pegmatite. When localized within meta-sediments, veins occur parallel to the S_{0-1} foliation (**figure IVB-89a**) and mainly trend E-NE (**figures IVB-85b and c**). Because veins have internal layering (**figure IVB-89b**), lie sub-parallel to foliation (**figure IVB-89a**) and have lineation/striae at small angle (pitch of 20-30° NE) to veins' long axis (**figure IVB-90**), we qualify these structures as striped foliation-vein following the definition of Koehn and Passchier (2000). Geometrically, continuous and regular segments relayed by N040-050°E trending, shorter and thinner, segments compose the striped foliation-veins (**figure IVB-90**). Secondary veins oriented N120°E to N150°E are also observed (**figure IVB-89c & IVB-90**). When developed within aplo-pegmatite dikes, vein internal layering is less developed (**figure IVB-89d**). The association between all these structures and the existence of asymmetrical pull-apart (**figure IVB-89d**) favor that formation and filling of the striped foliation-veins are certainly associated with a dextral sense of motion.

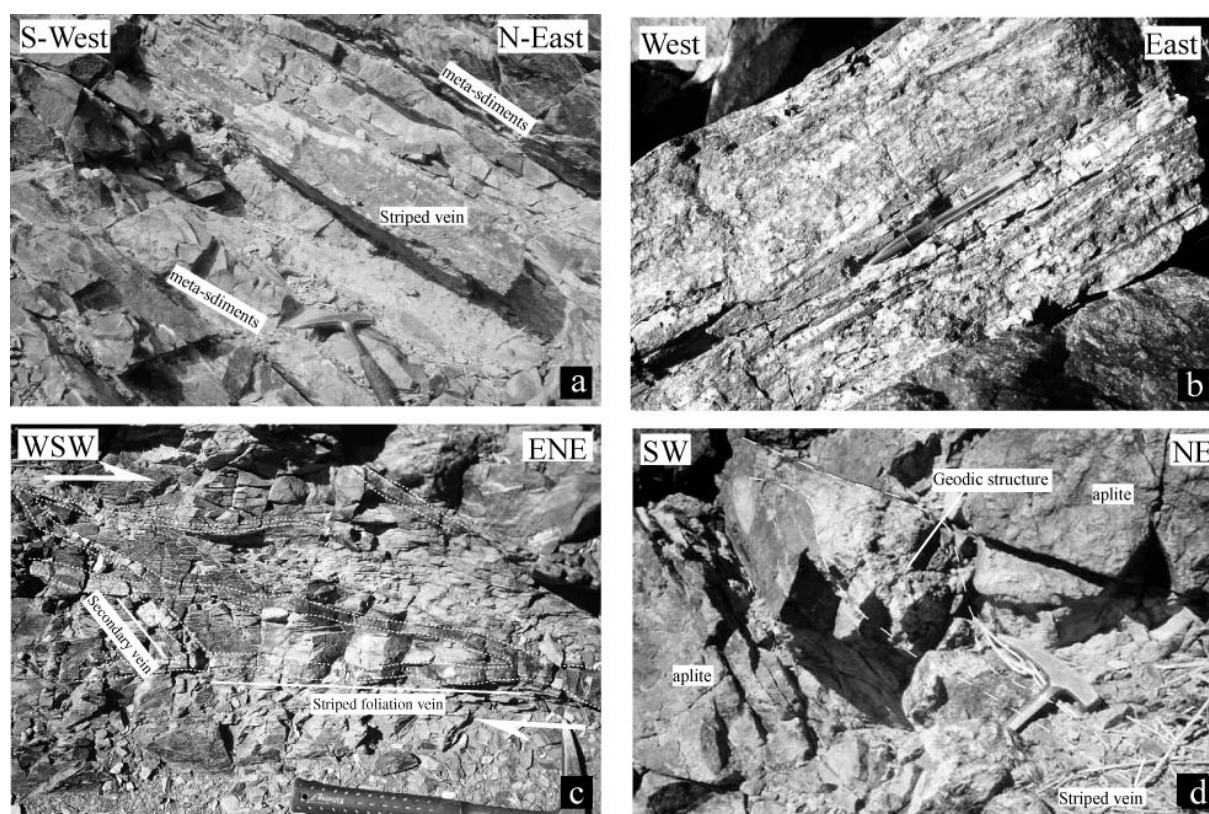


Figure IVB-89: Macrostructures illustrating the quartz-bearing vein stage. (a) Allure of the striped foliation vein parallel to the foliation. (b) Internal layering texture defined striped foliation veins. (c) Striped quartz veins associated with N120-150°E oblique veins within the metasediments. (d) Quartz-bearing vein developing pull-apart texture showing a dextral motion in core of an aplite dike.

In that case, secondary vein occur as tension gashes and main striped veins are shearing veins, in response of an ESE-WNW shortening direction.

- **Microscopic and mineralogical features**

Striped foliation-vein mineralogy is only composed by quartz, white mica and minor amounts of partially altered sulfides. These veins compose the main orebodies and constitute the economic goal of the area.

Veins texture is the one characteristics of the striped vein (Koehn and Passchier, 2000). Quartz occurs as the main filling stage (**figure IVB-91a**). Inclusion trends are essentially represented by foliation particles (**figure IVB-91b**) sometimes taking the aspect of host-rock fragments in which white mica is largely represented (**figure IVB-91c**). They are parallel to the direction of the vein, crenellated and are sometimes transformed into stylolites (**figure**

IVB-91b). Neo-formed radial little size white mica (sericite) grown both along the basic inclusion trends and along white mica of the surrounding rocks (**figure IVB-91c**).

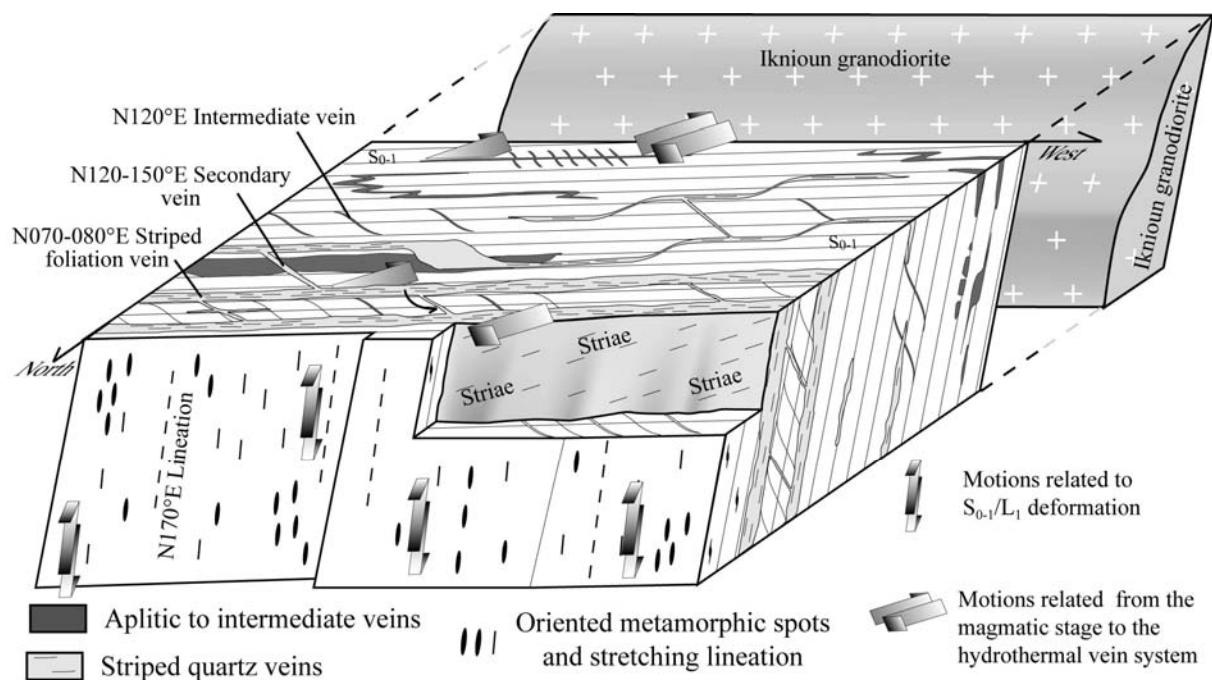


Figure IVB-90: Block diagram summarizing the geometry and the distribution of the different structural features and any type of veins, north of the Iknoun granodiorite.

Quartz texture is very irregular. Comb and sub-euhedral quartz co-exist with anhedral micro-grains (**figures IVB-91a and d**). Elongated comb quartz are either normal to the vein walls or oblique (**figure IVB-91a**). Their growth is frequently limited by the inclusion trends thus defining ribbon that give to the vein their striped appearance (**figures IVB-91a and b**). Between two inclusion trends, quartz grain size doesn't change or evolve classically from little grains to bigger ones, thus indicating the growing sense. The uniform grain size between two successive inclusion trends suggests that ribbon filling was achieved by uniaxial growth (Hilgers et al., 2001). Because elongated direction and obliquity can be use as indicators of the opening direction, we can deduce that dextral shearing controlled the formation of the striped vein (**figure IVB-91a**). The development of anhedral quartz micro-grains occur along alignments or trends parallel to the inclusion bands and vein rims (**figure IVB-91d**). Along these zones one can alternatively find large zones invaded by micro-grains (**figure IVB-91e**), thin recrystallized fissure or clear zone of the host large quartz grains (**figure IVB-91d**). These characters strongly suggest that the formation of these micro-grain bands of quartz was the result of recrystallization process associated with ongoing and progressive deformation. Unambiguous dextral sense of shearing associated with the micro-grain band formation

confirms this first assumption (**figures IVB-91e and f**). The part of the striped foliation veins that trend N040-050°E also presents elongated blocky quartz grains.

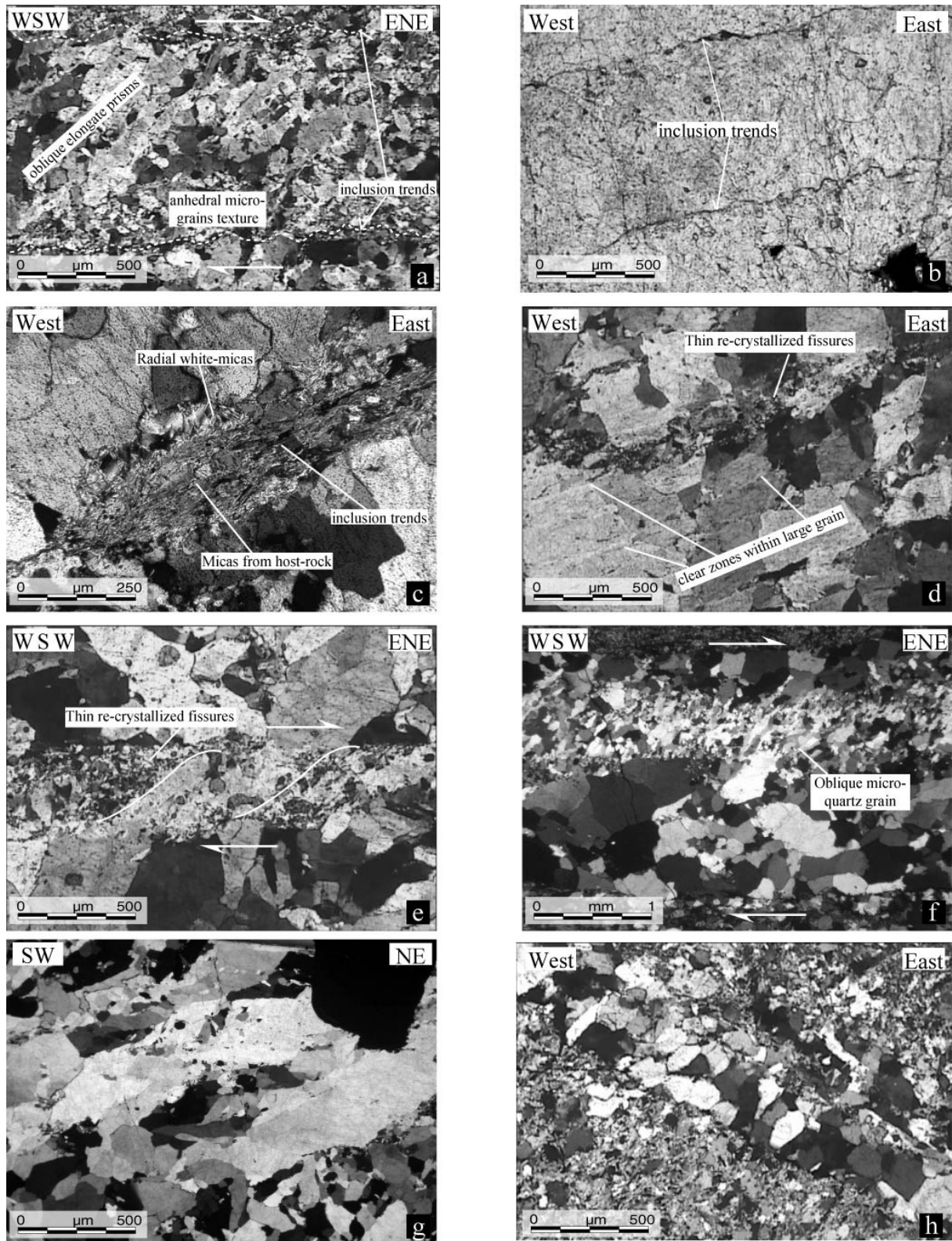


Figure IVB-91: Microtextural characteristics of quartz-bearing veins. (a) Internal texture of striped foliation vein. Elongate quartz grains are oblique with respect to vein walls and inclusions trends. (b) Inclusions trends parallel

to vein wall within striped foliation veins. (c) Inclusion trends characterized by foliation particles (white micas from host-rock fragments) and neo-formed radial white micas. (d-f) Recrystallization process associated with the ongoing and progressive deformation. Thin recrystallized fissures and clear zone (d), and zones invaded by micro-grains showing dextral shear zone (e and f) affect the large quartz grains. (g) Aspect of striped foliation veins oriented N040-050°E. Note the lower angle between elongated grain and vein wall, materialized by the rim of the photography and the more elongated quartz grains. (h) Comb quartz grains normal to the wall within tension-gashes like veins.

The angle between elongate grain and vein wall is lower than in the case of N080°E striped veins and quartz grains look to be more elongated (**figure IVB-91g**). Stylolite parallel to veins rim are also present within this type of vein. Within other type of quartz vein that occur N120°E (i.e., tension gashes vein), texture is made of comb quartz grains, frequently normal to vein wall, not associated with the development of anhedral micro-grains (**figure IVB-91h**). In the vicinity of striped veins, prior white micas (poikilitic and aplitic ones) show recrystallization textures and display a distinct chemical composition (domain labeled “altered muscovites” in **figure IVB-88a**). We interpret these variations as an alteration related to the striped quartz veins emplacement. Two types of white micas have been observed within the striped foliation-vein (**figure IVB-91c**). The one located within host-rock fragments fall into the domain of altered muscovites with magmatic origin (**figure IVB-88a**). The little size radial ones has homogenous composition enriched in Mg^{2+} , depleted in Al^{3+} (**figure IVB-88a**) and slightly enriched in fluorine (*ca* 0.07 *apfu*). They are affected by the phengitic substitution as this is illustrated by their location within the diagram (**figure IVB-88a**). The application of the Monier and Robert thermometer (1986) yields maximum temperatures of formation close to 400°C (**figure IVB-88b**).

Pyrite is the major sulfides phase and is more abundant within tension gashes veins. They occur in the form of sub-euhedral grains that exhibit typical growth bands revealed by etching with HNO_3 . Back-scattered SEM observations show that pyrites are chemically zoned, thus allowing the distinction of polyphase growths (**figure IVB-92a**). The pyrite core shows homogenous compositions characterized by minor amounts of arsenic (average amount of As close to $0,14 \pm 0,1$ wt%). Conversely, the external part of pyrite grains is characterized by the alternating between As-rich pyrite bands ($2,07 \pm 0,4$ wt% As) and As-depleted bands ($0,77 \pm 0,25$ wt% As) (**figure IVB-92a**). Sub-euhedral arsenopyrite are observed within the external pyrite zones (**figure IVB-92a**), where the pyrite contains significant amount of As. Two types are distinguished: one depleted in As ($0,92 \pm 0,02$ *apfu*), other enriched in As ($1,04 \pm 0,2$ *apfu*). Micro-inclusions of tetrahedrite, galena, lollingite, sphalerite, chalcopyrite, cassiterite,

pyrrhotite and electrum are contained within pyrite and arsenopyrites (**figure IVB-92b**). The association of arsenopyrite of such compositions and lollingite corresponds to a maximum temperature of formation of 350°C (Kretschmar and Scott, 1976) consistent with the one obtained with the white mica thermometer applied on radial muscovites of the striped veins.

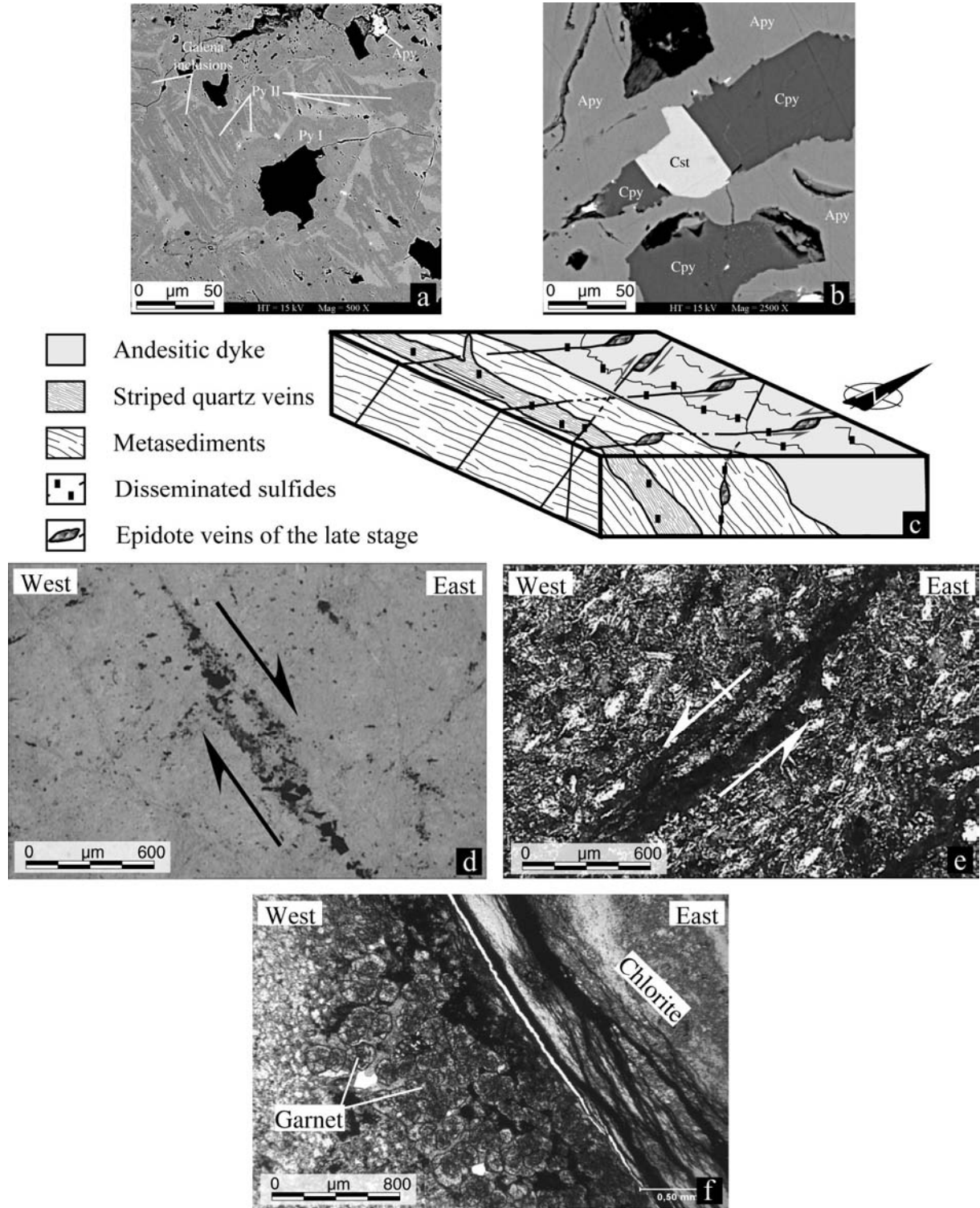


Figure IVB-92: (preceding page) (a) Arsenopyrite (Apy) inclusion and massive pyrite (Py) presenting a zoning related with various As amounts. (b) Cassiterite (Cst) and chalcopyrite (Cpy) inclusions within arsenopyrite (Apy). All the views are back-scattered electron images. (c) Block diagram summarizing the late stage effects. (d and e) Conjugate late stage veins showing dextral and sinistral motion following their orientation. N120°E veins are dextral whereas N040°E one are sinistral. (f) Pervasive garnet-rich aureole of alteration developed along the late-stage chlorite-rich veinlets.

1.4.5/. Late events and secondary veinlet formation

Three other structural and magmatic manifestations are then recorded within the Thaghassa area. From older to younger, we can characterized:

- Large-scale N150°E faults development that effects dextral displacement of the entire Thaghassa lithologies (**figure IVB-85b**).
- Emplacement of the numerous N070°E trending volcanic dikes mainly composed of andesite, rhyolite and dolerite (**figures IVB-85b and c**). Chronology is clear because all these dikes are not shifted by the dextral offset of the pre-cited faults (**figure IVB-85b**) even if recurrent faulting can effect slightly late displacements.
- Formation of a more or less intense veinlet system both within granodiorite, metasediment, striped foliation-vein system and volcanic dikes (**figure IVB-92c**). Only dolerite dikes seem to be preserved from this pervasive veining, thus questioning their age of formation. These micro-veins are oriented following two conjugate directions: N150°E and N040°E (**figure IVB-92c**). Dextral pull-apart characterized the N150°E system whereas sinistral motion is recorded by the N040°E striking direction (**figures IVB-92d and e**).

Veinlet mineralogy shows epidote, chlorite, prehnite, quartz, adularia, albite and final sulfides. Quartz is mainly represented within geodic structures. It remains absent from the other parts of the veins. Grains are euhedral or sub-euhedral impurity-free prisms. Sulfides are coeval with the quartz-rich stage and are also presents within cracks or as disseminated automorphic grains within host-rock. Pyrite is mainly represented with scarce arsenopyrite and other accessory phases. In opposition to striped foliation veins, a pervasive aureole of alteration is systematically developed along the late-stage veinlets. Epidote can occur but the characteristic mineral is garnet (**figure IVB-92f**). Depending of the host-rock nature, spessartine or hydro-glossular are developed.

1.5/Geochemistry

Analyses were performed on samples of four granitic rocks of the Boumalne inlier. The Iknioun granodiorite, Isk n'Allah and Tiounouine granites and one aplite dyke of the Thaghassa area were selected (see location in **figure IVB-84**). These preliminary geochemical data were realized within the analytical laboratory of the CRPG (Nancy, France). Major oxide analyses were obtained using emission spectroscopy on ICP-AES whereas trace-element geochemistry were determined by mass spectroscopy on ICP-MS. Results for both major and trace elements are given in **Table IVB-11**.

		Thaghassa aplite	Isk n'Allah Granite	Iknioun granodiorite	Tiounouine granite
Sample		SO 57a	SO 63b1	SO 64	SO 66
SiO ₂	%	75,16	67,31	63,73	76,34
Al ₂ O ₃	%	13,35	13,91	16,17	11,95
Fe ₂ O ₃	%	0,68	4,62	5,38	1,5
MnO	%	< L.D.	0,08	0,08	< L.D.
MgO	%	< L.D.	0,84	2,22	< L.D.
CaO	%	0,12	1,49	3,63	0,16
Na ₂ O	%	3,34	4,36	3,69	3,22
K ₂ O	%	7,12	5,39	2,91	5,88
TiO ₂	%	< L.D.	0,74	0,46	0,04
P ₂ O ₅	%	0,05	0,15	0,1	< L.D.
PF	%	0,46	1,01	1,53	0,7
Total	%	100,28	99,9	99,9	99,7 9
As 75	ppm	9,349	5,676	4,43	2,03
Ba 137	ppm	366,9	1010	923,9	246,1
Be 9	ppm	1,199	3,005	1,49	2,758
Bi 209	ppm	< L.D.	< L.D.	0,348	< L.D.
Cd 111	ppm	< L.D.	0,64	< L.D.	< L.D.
Co 59	ppm	0,662	4,032	11,95	0,387
Cr 53	ppm	6,622	7,683	41,26	8,153
Cs 133	ppm	1,3	1,488	1,218	1,151
Cu 63	ppm	17,01	12,1	23,65	13,25
Ga 71	ppm	10,16	19,57	17,62	21,73
Ge 74	ppm	1,66	1,314	1,147	1,757
Hf 180	ppm	3,147	10,35	3,389	7,706
In 115	ppm	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Mo 98	ppm	0,987	2,841	2,013	1,96
Nb 93	ppm	3,274	19,45	7,69	24,64
Ni 60	ppm	5,139	5,255	19,39	5,972
Pb Total	ppm	34,3156	27,2601	38,9926	7,4091
Rb 85	ppm	143,3	154,4	74,45	174,7
Sb 121	ppm	0,57	1,552	1,846	0,926
Sn 118	ppm	2,268	3,44	1,549	2,443
Sr 86	ppm	50,43	159,7	380	12,88
Ta 181	ppm	1,783	1,598	0,872	1,953
Th 232	ppm	21,74	12,98	4,237	19,02
U 238	ppm	7,04	4,25	4,866	4,129
V 51	ppm	2,138	22,68	83,83	< L.D.
W 184	ppm	0,405	1,704	1,513	1,087
Zn 66	ppm	69,41	119,9	87,54	17,42
Zr 90	ppm	57,26	445,2	119,9	201,7
La 139	ppm	14,01	41,4	9,184	15,76
Ce 140	ppm	32,26	90,05	19,29	27,55
Pr 141	ppm	2,385	10,95	2,592	4,6
Nd 145	ppm	7,231	42,47	11,22	18,2
Sm 147	ppm	1,465	8,952	2,795	4,772
Eu 151	ppm	0,225	1,403	0,761	0,054
Gd 157	ppm	1,393	8,1	2,647	4,762
Tb 159	ppm	0,276	1,305	0,412	0,928
Dy 161	ppm	2,079	8,052	2,443	6,633
Ho 165	ppm	0,471	1,584	0,487	1,454
Er 166	ppm	1,616	4,553	1,378	4,647
Tm 169	ppm	0,304	0,705	0,215	0,774
Yb 174	ppm	2,479	4,75	1,478	5,402
Lu 175	ppm	0,421	0,736	0,24	0,834
Y 89	ppm	14,06	48,17	14,16	41,93

Table IVB-11: Geochemical analyses for the plutonic rocks of the Boumalne inlier.

Concerning major-elements analyses, results indicates the presence of medium-silica intrusions with SiO₂ values close to 64-67% (Iknioun granodiorite and Isk n'Allah pink granite), and high silica ones, the two others, with SiO₂ values close to 75-76% SiO₂ (the

Tiounouine granite and the Thaghassa aplite). K enrichment and Fe depletion also characterized the two high-silica intrusions.

Traces and REE elements values given in **Table IVB-11** were plotted within the primitive mantle-normalized extended trace element diagrams (**figure IVB-93**). The Iknouin granodiorite presents distinctive data compared to the other granitic rocks. Divergences are: Th depletion and Sr enrichment for the Iknouin granodiorite with respect to others. This argue for an absence of relation with aplite. Despite moderate variations, the pink granites and the aplite show Th and U enrichment and Nb, Sr and Ti depletion. The only divergence is the relative abundance of Ba, Ta, La, Ce and Zr elements within the Isk n'Allah granite.

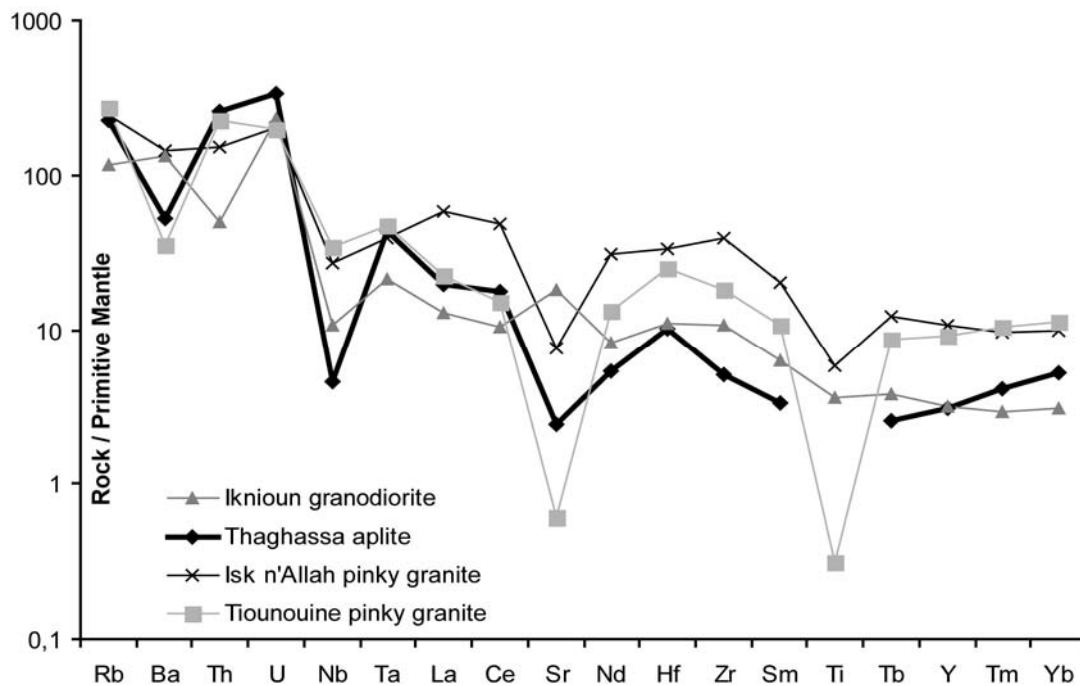


Figure IVB-93: Primitive Mantle normalized elemental abundance patterns for the plutonic rocks of the Boumalne inlier. Normalizing ratios are from MacDonough et al, (1992).

A preliminary interpretation may integrate the Isk n'Allah and Tiounouine granite within the same magmatic suite issued from a unique magmatic chamber. Inversely, the Iknouin granodiorite appears to be a part of a different magmatic suite, in this ongoing differentiation process is not proved. Concerning the Thaghassa aplite, data show similar features with pinky granite and more probably with the Tiounouine granite.

1.6./Discussion

1.6.1/. Main results

The concise results of our study are:

- The existence of two mineralogical neoformations (metamorphic spots and “aureole”) linked to magmatic manifestations within the metasediments of the Thaghassa area is established. The first one consists of contact metamorphism related with the emplacement of the Iknioun granodiorite, and is associated with south-verging kinematics. The second developed poikilitic white micas and correlate with aplite and pegmatite dike and veins intrusion/injection.
- The formation of aplite and pegmatite dike/vein system is controlled by horizontal dextral shearing event as this is illustrated by “en échelon” aplite tension gashes (**figure IVB-87b**) and pull-apart geometry of pegmatite dike (**figure IVB-87c**).
- Dextral “en echelon” quartz vein system containing feldspar and rare large-size white mica are also evidenced. Because of the occurrence of feldspar and white mica and the chemical similarity between these white mica and those from some aplite and pegmatite dikes, these veins are assumed to be intermediate veins for which the formation is situated between the magmatic system (aplite and pegmatite) and the hydrothermal quartz-bearing veins.
- The occurrence of a quartz-rich veins system composed by striped foliation-veins and associated tension gashes have been demonstrated. Such veins are also formed during an horizontal dextral shearing motion. Subsequent opening along foliation plane allows to define these veins as striped foliation-vein.
- Several late events mainly expressed by fault activity and emplacement of numerous volcanic dikes ended the tectono-magmatic history of the studied area.

1.6.2/. Continuous model of formation from aplo-pegmatite stage to striped foliation-vein one

The formation of magmatic and hydrothermal veins has been integrated within a three stages schematic evolution in which all the herein described features are formed in response of an ESE-WNW direction of shortening (**figure IVB-94**). During the first stage, aplite and pegmatite dikes and veins are emplaced. Most dikes occur parallel to the foliation plane (**figure IVB-94a**) certainly because this plane is preferentially re-opened. Because few

magmatic features filled some structures that are created during dextral shearing (**figures IVB-87b and c**), the contemporaneity between dextral shearing and magmatic vein emplacement is demonstrated (**figure IVB-94a**). The white mica thermometer suggests temperature of formation close to 550-600°C. The following stage (**figure IVB-94b**) is linked to the emplacement of the herein called intermediate veins parallel to the foliation plane (**figure IVB-87f**) and within N120°E regular planes (**figure IVB-87g**). Two alternatives are available in order to explain the formation of these veins: (i) they are formed in position of tension gashes parallel to the main shortening direction (**figure IVB-94b**); (ii) their formation results from the opening of pre-existing refracted cleavage developed during an earlier and unknown tectonic event (see above). No solution is herein preferred.

During this stage, first tension gashes filled by aplite are more deformed and curved in response of the ongoing deformation (**figure IVB-94b**). The final stage is associated to the formation of the main quartz-rich striped foliation vein (**figure IVB-94c**). Opening direction and sense of shearing are determined by the quartz grain obliquity within main segments of the veins (Cox, 1987; Cox and Etheridge, 1983; Hilgers et al., 2001) (**figures IVB-91a, 94c**). A dextral kinematics is accepted because the lower pitch of the lineation/striae excludes any significant vertical component. Temperature of formation close to 400°C is determined with the neo-formed radial white mica analyses. The existence of secondary, tension gashes like, veins is an additional argument for the persistence of the ESE-WNW shortening direction during this stage (**figure IVB-94c**). Stylolites parallel to vein wall within N040-050°E trending segments of the veins can result from this direction of shortening (**figure IVB-94c**). Inversely, the ones located within main segments of the striped foliation-vein do not occur with the favorable direction to be formed during this stage. They can result from the effects of the late, N-S trending, shortening event coeval with late veinlet formation (see above).

1.6.3/. General and regional implications

In this study, a magmato-hydrothermal event is defined north of the Iknioun granodiorite (**figure IVB-95**). The first stage of this event concerns the development of metamorphic spot associated with N-S stretching lineation (**figure IVB-95a**). This contact metamorphism can be reasonably attributed to the emplacement of the large Iknioum granodiorite.

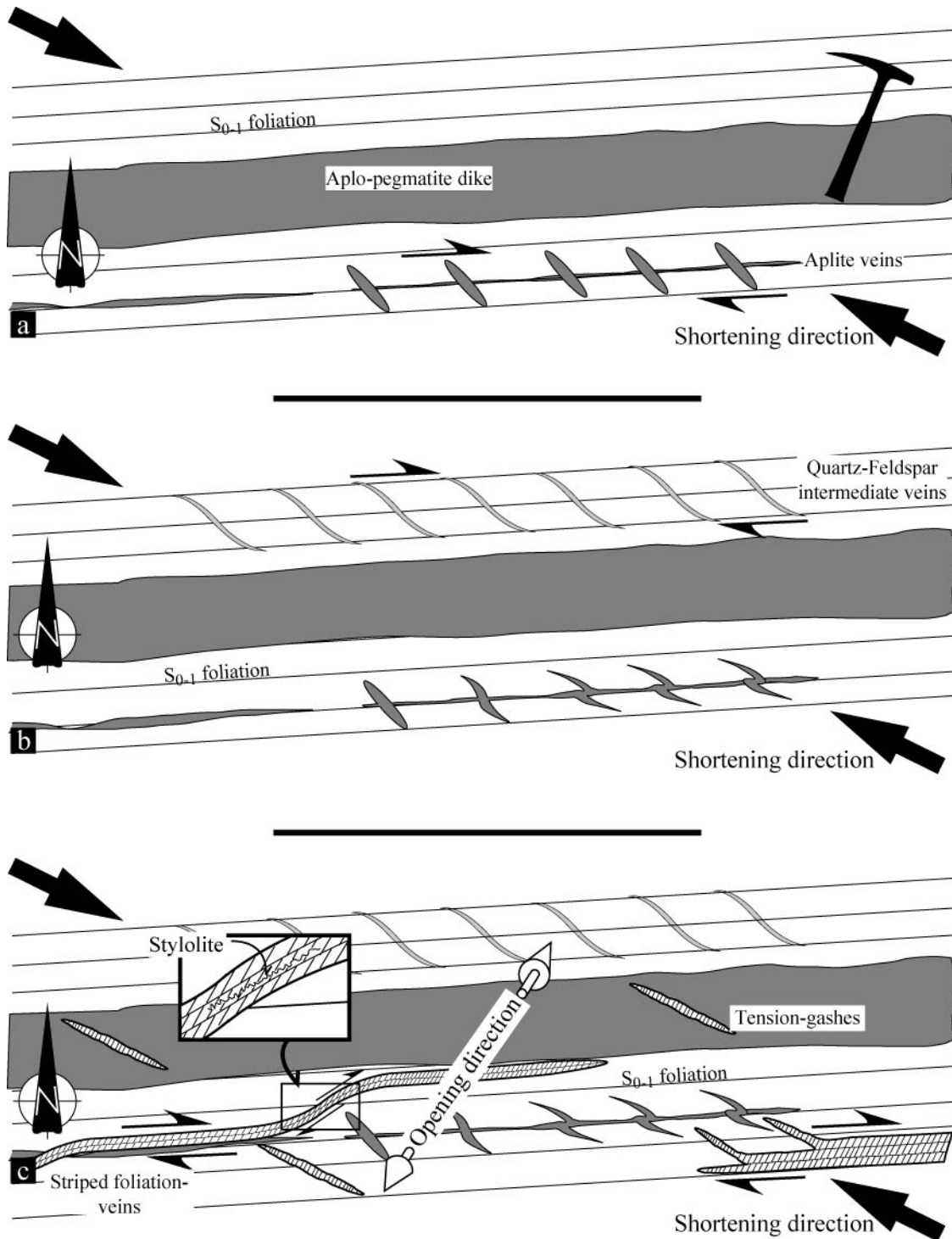


Figure IVB-94: Interpretative schema illustrating the continuous and progressive model of vein formation since the aplo-pegmatite stage (a), intermediate veins (b) and striped foliation quartz veins (c). Note that all stages are controlled by a ESE-WNW shortening direction.

Similar metamorphic spots, probably ancient cordierite or andalousite (Ighid et al., 1989) are also encountered within other areas of the Jbel Saghro, always in the vicinity of granodiorite intrusions (i.e., Kelaa M'Gouna and Imiter areas, see **figure IVB-84b**). The southward

verging is enigmatic because these movements cannot be attributed to some gravitational effects coeval with the granodiorite intrusion. Thus, the occurrence of a roughly N-S trending direction of compression coeval with granodiorite intrusion is suggested in order to explain the formation of south-verging metamorphic spot. A roughly N-S trending earlier compressional event has been already suggested to affect this part of the Jbel Saghro (Saquaque et al., 1992). At this stage, one may question if the formation of the refraction cleavage observed within certain heterogeneous levels of the meta-sediments (**figure IVB-87g**) can be initiated in response of this stress field (**figure IVB-95a**). A N-S trending shortening direction applied on N070°E trending stratification can develop local sinistral shearing and associated refraction cleavage (**figure IVB-95a**). Such an hypothesis imply the existence of only one unique event for the formation of all pre-structuring features that were subsequently used for the emplacement of the following magmato-hydrothermal event.

If this unique event is developed at regional scale (i.e., N-S trending regional direction of shortening) or more locally and under the effects of deviated stress within transpressive regime (i.e., local deviation of the ESE-WNW shortening direction) remain enigmatic. This point will not be concerned by this study. The second event developed aplite, pegmatite, intermediate and quartz veins during a large-scale dextral shearing process that results from the application of ESE-WNW shortening direction (**figure IVB-95b**). It may be stressed that the main Au-mineralization was concentrate during this event. The process of formation of the different generations of veins, detailed within the precedent chapter, is not re-discussed here. The final stage is associated with faulting, volcanic dikes emplacement and veinlets formation (**figure IVB-95c**).

Many authors proposed that granodiorites of the Moroccan Anti-Atlas were emplaced during the Panafrican orogeny (Ducrot, 1979; Leblanc and Lancelot, 1980; Saquaque, 1992). Recent data suggest an age of ca. 570-580 Ma (Cheilletz et al., 2002; Mrini, 1993), thus provided constraints on the age of our first tectono-magmatic event. No absolute ages are available concerning the dating of the second event (aplo-pegmatite and quartz vein system). The two alternatives are: i) the aplite and pegmatite were co-magmatic with the Iknioun granodiorite and this intrusion was responsible for the development of the second event; ii) the aplite/pegmatite system post-dated the Iknioun granodiorite and was related to an hidden intrusion that we can correlate to the magmatic event responsible for pink granite emplacement (**figure IVB-95b**). None definitive field arguments between these two solutions are now available. One of our results strongly suggests that aplite and pegmatite vein systems developed in continuity with the quartz-rich vein system that carry the mineralization.

Because other mineralized quartz vein systems in the Jbel Saghro, also controlled by a ENE-WSW trending shortening direction, occur in core of the volcanic and ignimbritic series that post-dates the Iknioun granodiorite, we herein favor the second hypothesis.

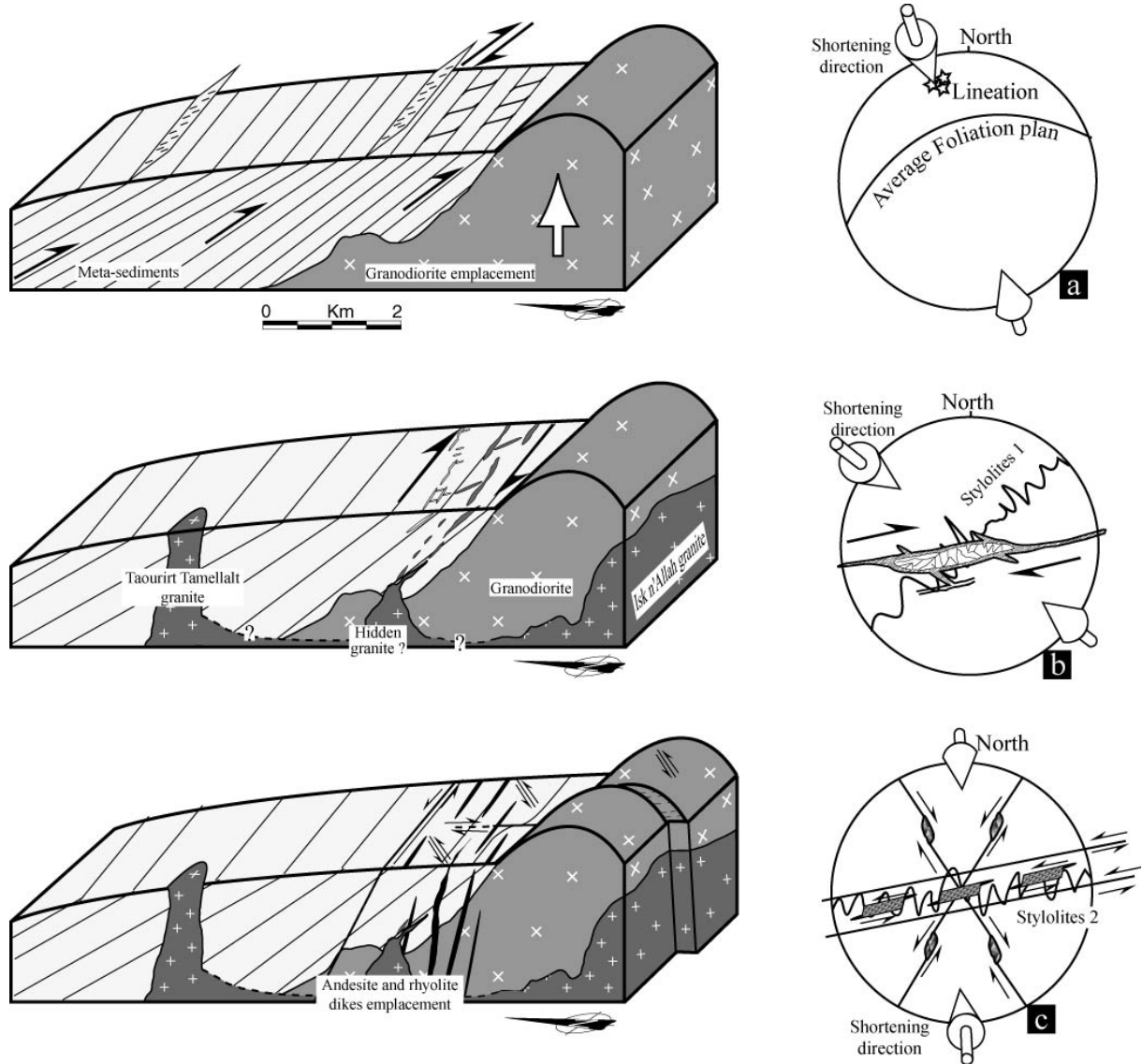


Figure IVB-95: Regional tectono-magmatic evolution of the Thaghassa area illustrating the link between structures, vein formation and granite emplacement. (a) First event related to the granodiorite emplacement and formation of the south-verging motions. (b) Aplitic dikes emplacement and subsequent formation of striped foliation veins coeval with a general dextral-normal shearing. The occurrence of an hidden granite genetically linked with other pink granite of the studied area is suggested (c) Late tectono-volcanic event and volcanic dikes injection.

Many authors proposed that granodiorites of the Moroccan Anti-Atlas were emplaced during the Panafrican orogeny (Ducrot, 1979; Leblanc and Lancelot, 1980; Saquaque, 1992). Recent

data suggest an age of ca. 570-580 Ma (Cheilletz et al., 2002; Mrini, 1993), thus provided constraints on the age of our first tectono-magmatic event. No absolute ages are available concerning the dating of the second event (aplo-pegmatite and quartz vein system). The two alternatives are: i) the aplite and pegmatite were co-magmatic with the Iknioun granodiorite and this intrusion was responsible for the development of the second event; ii) the aplite/pegmatite system post-dated the Iknioun granodiorite and was related to an hidden intrusion that we can correlate to the magmatic event responsible for pink granite emplacement (**figure IVB-95b**). None definitive field arguments between these two solutions are now available. One of our results strongly suggests that aplite and pegmatite vein systems developed in continuity with the quartz-rich vein system that carry the mineralization. Because other mineralized quartz vein systems in the Jbel Saghro, also controlled by a ENE-WSW trending shortening direction, occur in core of the volcanic and ignimbritic series that post-dates the Iknioun granodiorite, we herein favor the second hypothesis.

Indeed, the intrusion responsible for the development of the magmato-hydrothermal vein system may be an hidden granite (**figure IVB-95b**), genetically associated with the Taourirt Tamellalt, Isk n'Allah and most probably with the Tiounouine granites, all intruded around 550 Ma (**figure IVB-85a**, Mrini, 1993). The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating at 550 Ma of a hydrothermal muscovite collected within mineralized vein of the Imiter area strengthens this hypothesis (Cheilletz et al. 2002).

1.7/.Conclusions

This study proposes a progressive and continuous vein formation model that began in the magmatic stage, developed an intermediate system and was achieved within hydrothermal conditions. The results demonstrate that both systems are emplaced within the similar tectonic context dominated by dextral shearing that re-used and re-opened previously formed structures. We thus emphasized the significant improvement that represents the combined study of mineralogical, textural and structural data in the studies of polyphase veins formation systems. Even if we do not demonstrate that hydrothermal veins have a magmatic character, we propose new contributions that are in agreements for a progressive and continuous evolution between magmatism and hydrothermal processes. The formation of veins of intermediate composition traduces the persistence of a magmatic character at least at the beginning of the hydrothermal process.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work has been undertaken with the help of the French-Moroccan programs “Action Intégrée n° 222/STU/00”. REMINEX exploration team and SMI mining company provided funds and logistics for field and laboratory studies. We particularly acknowledged M. Machaa, A. Saquaque and M. Mellal for their constant help and supports.

REFERENCES

- Aït Malek, H., Gasquet, D., Bertrand, J.M. and Leterrier, J., 1998. Géochronologie U-Pb sur zircon de granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïques d'Igherm, du Kerdous et Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 327: 819-826.
- Baker, T. and Lang, J.R., 2001. Fluid inclusion characteristics of intrusion-related gold mineralization, Tombstone-Tungsten magmatic belt, Yukon Territory, Canada. *Mineralium Deposita*, 36(6): 563-582.
- Benharref, M., 1991. Le Précambrien de la boutonnière d'El Kelaa des M'Gouna (Saghro, Anti-Atlas, Maroc). *Pétrographie et structures de l'ensemble. Implications lithostratigraphiques et géodynamiques. 3^{ème} cycle Thesis, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 270 pp.*
- Benkirane, Y., 1987. Les minéralisations à W (Sn, Mo, Au, Bi, Ag, Cu, Pb, Zn) du granite de Taourirt-Tamellalt dans leur cadre géologique, la boutonnière protérozoïque du SE de Boumalne du Dadès (Saghro oriental, Anti-Atlas, Maroc). *3^{ème} cycle Thesis, Université de Paris VI, France, 375 pp.*
- Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Banks, D.A., Fourcade, S. and Vallance, J., 2003. Mixing of metamorphic and surficial fluids during the uplift of the Hercynian upper crust: consequences for gold deposition. *Chemical Geology*, 194(1-3): 119-141.
- Charlot, R., 1976. The Precambrian of the Anti-Atlas (Morocco): A geochronological synthesis. *Precambrian Research*, 3(3 SU -): 273-299.
- Cheilletz, A. et al., 2002. The giant Imiter silver deposit: Neoproterozoic epithermal mineralization in the Anti-Atlas, Morocco. *Mineralium Deposita*, 37: 772-781.
- Choubert, G., 1963. Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas de l'Archéen à l'aurore des temps primaires. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 162: 352.

- Cox, S.F., 1987. Antitaxial crack-seal vein microstructures and their relationship to displacement paths. *Journal of Structural Geology*, 9(7): 779-787.
- Cox, S.F. and Etheridge, M.A., 1983. Crack-seal fiber growth mechanisms and their significance in the development of oriented layer silicate microstructures. *Tectonophysics*, 92: 147-170.
- De Wall, H., Kober, B., Errami, E., Ennih, N. and Greiling, R.O., 2001. Age de mise en place et contexte géologique des granitoïdes de la boutonnière d'Imiter (Saghro, oriental, Anti-Atlas, Maroc), 2^{ème} Colloque International 3MA (Magmatisme, Métamorphisme & Minéralisations Associées), Marrakech (Maroc), pp. 19.
- Ducrot, J., 1979. Datation à 615 Ma de la granodiorite de Bleida et conséquences sur la chronologie des phases tectoniques, métamorphiques et magmatiques pan-africaines dans l'Anti-Atlas marocain. *Bulletin de la Société géologique de France*, 21(4): 495-499.
- Ennih, N. and Liégeois, J.P., 2001. The Moroccan Anti-Atlas: the West African Craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Research*, 112: 289-302.
- Essarraj, S., Boiron, M.C., Cathelineau, M. and Fourcade, S., 2001. Multistage deformation of Au-quartz veins (Laurieras, French Massif Central) : evidence for a late gold introduction from microstructural, isotopic and fluid inclusion studies. *Tectonophysics*, 336: 79-99.
- Fekkak, A., Pouclet, A. and Benharref, M., 2003. The Middle Neoproterozoic Sidi Flah Group (Anti-Atlas, Morocco): synrift deposition in a Pan-African continent/ocean transition zone. *Journal of African Earth Sciences*, 37(1-2): 73-87.
- Fekkak, A. et al., 2001. Géochimie et signification géotectonique des volcanites du Cryogénien inférieur du Saghro (Anti-Atlas oriental, Maroc). *Geodinamica Acta*, 13: 1-13.
- Guidotti, C.V., 1984. Micas in metamorphic rocks, *Reviews in mineralogy: Sheet silicates*. Mineralogical Society of America, pp. 357-468.
- Hefferan, K.P. et al., 2002. Proterozoic blueschist-bearing melange in the Anti-Atlas Mountains, Morocco. *Precambrian Research*, 118(3-4): 179-194.
- Hefferan, K.P., Admou, H., Karson, J.A. and Saquaque, A., 2000. Anti-Atlas (Morocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstruction. *Precambrian Research*, 103: 89-96.
- Hilgers, C., Koehn, D., Bons, P.D. and Urai, J.L., 2001. Development of crystal morphology during uniaxial growth in a progressively widening vein : II. Numerical simulations of the evolution of antitaxial fibrous veins. *Journal of Structural Geology*, 23: 873-885.

- Hindermeyer, J., Choubert, G., Destombes, J. and Gauthier, H., 1977. Carte géologique de l'Anti-Atlas oriental : feuille Dadès et Jbel Saghro. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 161.
- Hindermeyer, J., 1953a. Le Précambrien I et le Précambrien II du Saghro. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 237: 921-923.
- Hindermeyer, J., 1953b. Le Précambrien III du Saghro. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 237: 1024-1026.
- Ighid, L., Saquaque, A. and Reuber, I., 1989. Plutons syn-cinématiques et la déformation panafricaine majeure dans le Saghro oriental (boutonnière d'Imiter, Anti-Atlas, Maroc). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 309(II): 615-620.
- Jensen, E.P. and Barton, M.D., 2000. Review in Economic Geology. Gold deposits related to alkaline magmatism. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), Gold in 2000. Society of Economic Geology, Inc, Boulder, pp. 279-314.
- Koehn, D. and Passchier, C.W., 2000. Shear sense indicators in striped bedding-veins. Journal of Structural Geology, 22: 1141-1151.
- Kretschmar, U. and Scott, S.D., 1976. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. The Canadian Mineralogist, 14: 364-386.
- Lang, J.R. and Baker, T., 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. Mineralium Deposita, 36(6): 477-489.
- Leblanc, M. and Lancelot, J.R., 1980. Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. Canadian Journal of Earth Sciences, 17: 142-155.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., Ringwood, A.E., Jagoutz, E. and Hofmann, A.W., 1992. Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. Geochimica et Cosmochimica Acta, 56(3): 1001-1012.
- Monier, G. and Robert, J.L., 1986. Muscovite solid solutions in the system K_2O , MgO , FeO , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O : an experimental study at 2 kbar P_{H_2O} and comparison with natural Li-free white micas. Mineralogical Magazine, 50: 257-266.
- Mrini, Z., 1993. Chronologie (Rb-Sr ; U-Pb) ; traçage isotopique (Sr-Nd-Pb) des sources des roches magmatiques éburnéennes, panafricaines et hercyniennes du Maroc. doct. d'Etat Thesis, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 227 pp.
- Mustard, R., 2003. The magmatic-hydrothermal transition at Timbarra: Implications for the genesis of intrusion-related gold deposits. In: D.G. Eliopoulos et al. (Editors), Proceedings

- of the seventh biennial SGA Meeting. Mineral exploration and sustainable development. Millpress, Athens, pp. 355-358.
- Ouguir, H., Macaudière, J. and Dagallier, G., 1996. Le Protérozoïque supérieur d'Imiter, Saghro oriental, Maroc : un contexte géodynamique d'arrière arc. *Journal of African Earth Sciences*, 22(2): 173-189.
- Saquaque, A., 1992. Un exemple de suture-arc : le Précambrien de l'Anti-Atlas centre oriental (Maroc). *Doct. d'Etat Thesis, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc*, 348 pp.
- Saquaque, A., Admou, H., Karson, J., Hefferan, K. and Reuber, I., 1989. Precambrian accretionary tectonics in the Bou Azzer-El Graara region, Anti-Atlas, Morocco. *Geology*, 17(12): 1107-1110.
- Saquaque, A. et al., 1992. Evidence for a Panafrican volcanic arc and wrench fault tectonics in Jbel Saghro, Morocco. *Geologische Rundschau*, 81(1): 1-13.
- Thomas, R.J. et al., 2002. Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Precambrian Research*, 118(1-2): 1-57.
- Thompson, J.F.H. and Newberry, R.J., 2000. Review in *Economic Geology*. Gold deposits related to reduced granitic intrusions. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Gold in 2000*. Society of Economic Geology, Inc, Boulder, pp. 377-400.
- Vallance, J. et al., 2003. Fluid-rock interactions and the role of late Hercynian aplite intrusion in the genesis of the Castromil gold deposit, northern Portugal. *Chemical Geology*, 194(1-3): 201-224.
- Walsh, G.J., Aleinikoff, J.N., Benziene, F., Yazidi, A. and Armstrong, T.R., 2002. U-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic Tagrara de Tata inlier and its Neoproterozoic cover, Western Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research*, 117: 1-20.

2/. COMPLEMENTS SUR LA METALLOGENIE

Dans les veines de quartz rubanées, la minéralisation est représentée par des sulfures à métaux de base et des sulfosels d'argent. Dans de nombreux échantillons prélevés en surface, l'existence des sulfures a été assimilée à la présence de boxworks ou de cubes d'oxyhydroxydes de fer ou encore d'arséniates et de sulfates. Dans une même veine, plusieurs rubans minéralisés peuvent être observés. La minéralisation se dépose comme le quartz dans des rubans soit en cristaux automorphes millimétriques soit en inclusions dans la veine. Parce que les fentes de tensions orientées *ca.* N110-120°E présentent systématiquement de grande quantité d'oxydes de fer, de sulfates et d'arséniates, ces dernières sont considérées comme étant les meilleurs pièges de la minéralisation.

Dans les veines de l'événement tardif, la minéralisation est représentée par des sulfures à métaux de base et se dépose en fin de processus soit dans des veines ouvertes après le dépôt des minéraux de gangue (épidotes, prehnite, quartz, feldspaths), soit en imprégnation dans l'encaissant.

2.1/.La minéralisation du stade à veines de quartz rubanées

La *pyrite* est le minéral le plus abondant. Elle cristallise de façon sub-automorphe. Il existe toutefois des cristaux xénomorphes lorsque les espaces sont restreints où qu'une nouvelle phase précipite et gêne sa croissance. Elle comporte fréquemment en inclusion des cristaux de galène, d'arsénopyrite et de rare pyrrhotite (**figure IVB-96a**). Une attaque à l'acide nitrique a révélé des bandes de croissance confirmant le développement centrifuge de ces grains (**figure IVB-96b**). Son polymorphe, la *marcassite*, est bien représenté. Elle se développe en tant que phase secondaire d'altération en remplacement soit de la pyrite soit de l'arsénopyrite. Certaines sections présentent une légère anisotropie en lumière réfléchie polarisée et analysée. Des analyses au MEB ont révélé que certaines pyrites étaient légèrement arséniées (**figure IVB-92a & IVB-96a**). Elles correspondent aux pyrites légèrement anisotropes. L'observation en mode électrons rétro-diffusés a permis de mettre en

évidence 2 générations de pyrites caractérisées par des variations de nuances de gris (**figure IVB-92a**).

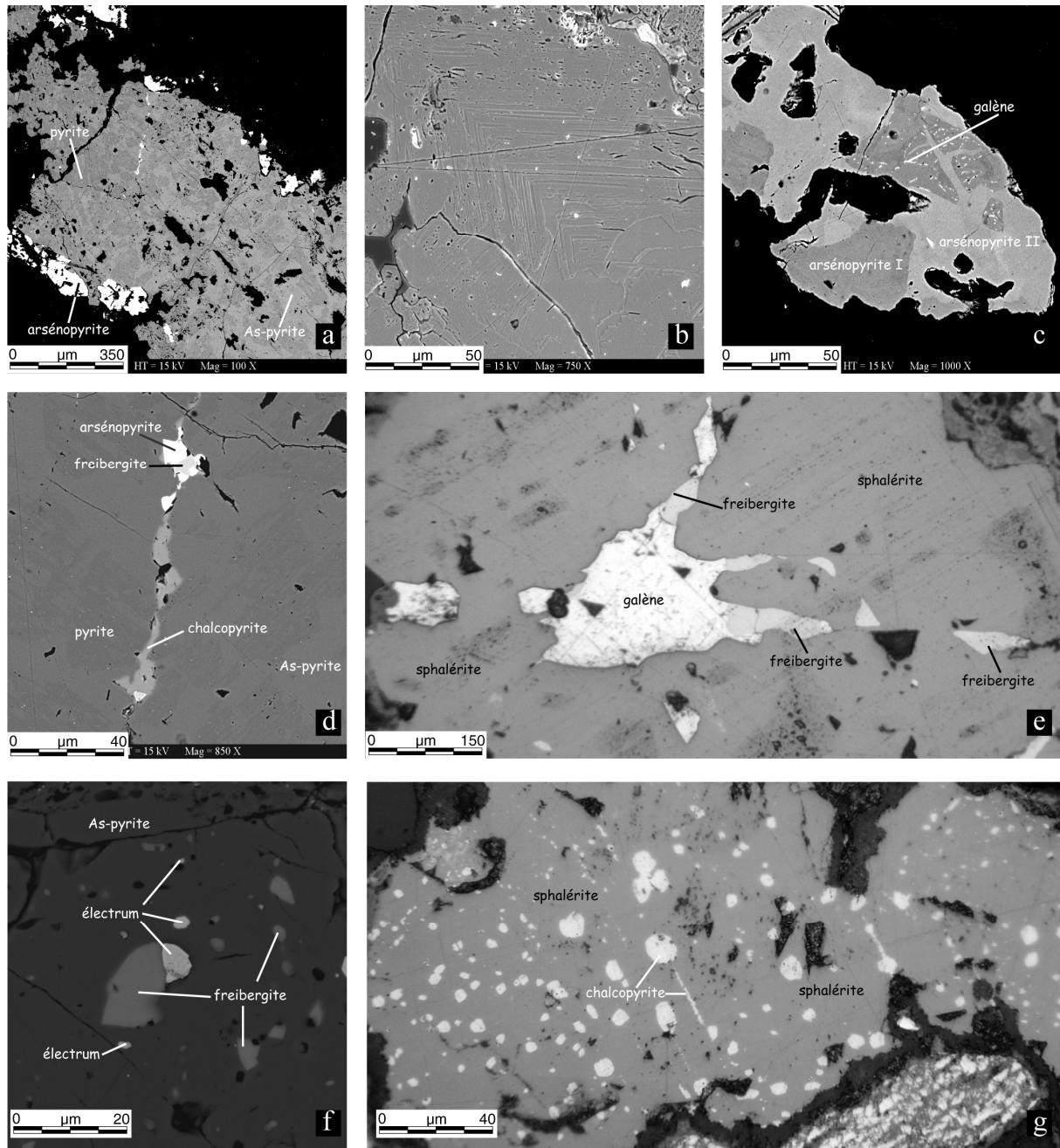


Figure IVB-96 : Les sulfures du stade à quartz rubanné : a) Cliché MEB révélant les différences de composition dans les pyrites ; b) Cliché MEB d'une pyrite montrant les bandes de croissance après attaque à HNO_3 ; c) Cliché MEB montrant les différentes générations d'arsénopyrite ; d) Microfissure à remplissage de chalcopyrite, arsénopyrite et freibergite sécante sur une pyrite II (image MEB) ; e) Microphotographie montrant une fissuration à freibergite et galène dans de la sphalérite (Lumière Réfléchie) ; f) Micro-inclusions d'électrum et de freibergite dans la pyrite II (image MEB) ; Microphotographie d'une sphalérite à inclusions (gouttes et fissures) de chalcopyrite (Lumière Réfléchie).

La première (I) présentant une teinte sombre (**figure IVB-92a**) est emballée par une second dépôt (II) zonée et montre des alternances de bandes gris sombres non arséniées à micro-inclusions de galène et gris claires arséniées. Ces pyrites ont été analysées à la microsonde électronique (**figure IVB-97a**). La pyrite I est faiblement arséniée (0.8 pds % As). Les bandes sombres de la pyrite II ne contiennent pas d'As ou très peu (0.15 pds % As.). Les bandes claires sont en revanche très riche en As (2.5 pds % As) et se développe en même temps que l'arsénopyrite.

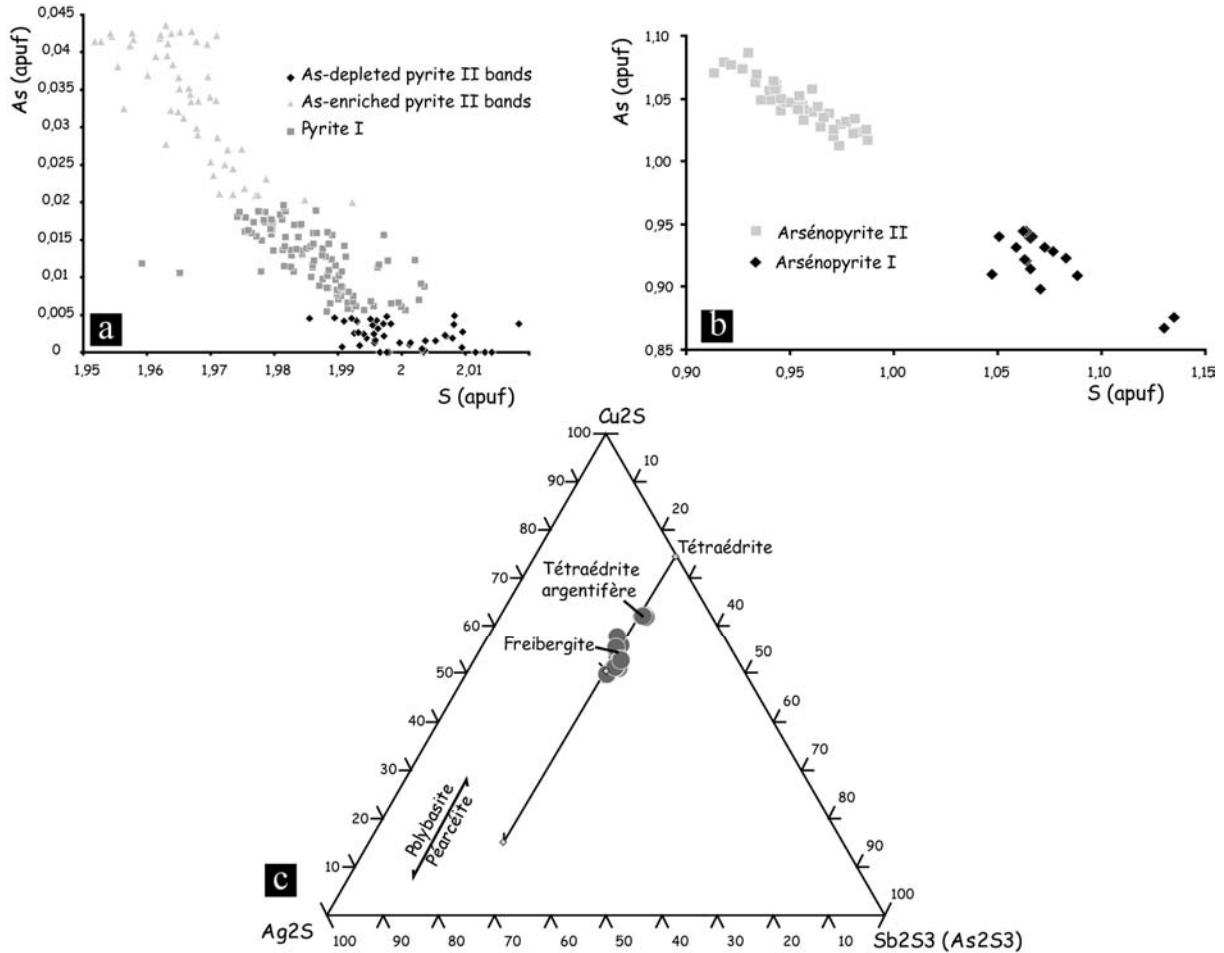


Figure IVB-97 : Composition chimique des phases métalliques du stade à veines de quartz rubanées a) Diagramme S vs. AS montrant les différentes générations de pyrites et b) d'arsénopyrites ; c) Diagramme ternaire Ag₂S / Cu₂S / Sb₂S₃(As₂S₃) discriminant pour les cuivres gris argentifères.

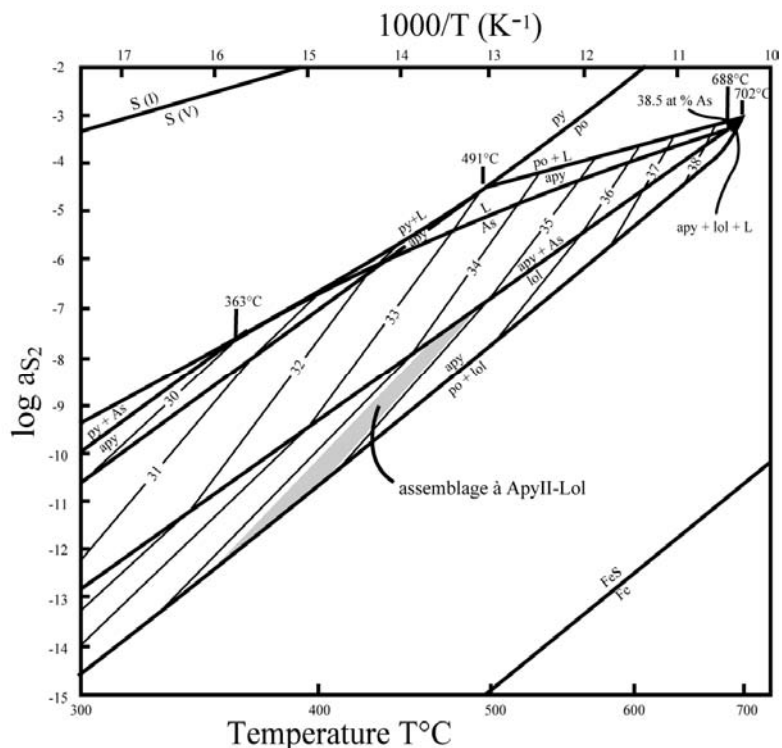
La *pyrrhotite* est rare. Elle se présente sous forme d'inclusions xénomorphes dans la pyrite I ou II ou associée à l'arsénopyrite.

L'*arsénopyrite* est abondante (**figures IVB-96a, c et d**). Elle cristallise soit de manière précoce (elle serait anté à syn-pyrite I) sous un habitus xénomorphe, soit en bordure

de rubans de sulfures sous un habitus automorphe prismatique à sections triangulaires (elle serait alors syn à post-pyrite II, **figure IVB-96a**) et dans des microfissures (**figure IVB-96d**). L'observation au MEB en mode électrons rétrodiffusés a permis de mettre en évidence deux générations d'arsénopyrite (**figure IVB-96c**). L'une, précoce (I), est caractérisée par une teinte plus sombre et de microscopiques inclusions de galène, l'autre, tardive (II), est caractérisée par une teinte plus claire. Cette dernière se localise **i**) en périphérie des grains d'arsénopyrite I et **ii**) sous forme de veinules microscopiques recoupant l'arsénopyrite I. D'un point de vue chimique (**figure IVB-97b**), l'arsénopyrite I est caractérisée par un déficit en As par rapport à l'idéalité (0.92 *apuf*) et un enrichissement en S (1.08 *apuf*) mais aussi par des teneurs significatives en Sb (*moy.* 0.79 pds %). Ni et Co sont présents en traces. L'arsénopyrite II est caractérisée par un enrichissement par rapport à l'idéalité en As (1.05 *apuf*) et un déficit en S (0.96 *apuf*). Le nickel et le cobalt sont nettement plus représentés que dans le premier type avec jusqu'à 1.06 et 0.74 pds % respectivement tandis que l'antimoine l'est moins (0.5 pds %). La distinction entre ces deux types d'arsénopyrites résulte des substitutions entre As et S. On notera une tendance à un enrichissement en As au cours de l'évolution paragénétique.

Figure IVB-98 : Géothermobaromètre de l'arsénopyrite : diagramme de phases dans le système Fe-As-S entre 300 et 702°C en fonction du rapport atomique d'As dans l'arsénopyrite. L'assemblage stable à syn-croissance de Löllingite + Arsénopyrite offre une température de formation comprise entre 350 et 450°C. *apy*: arsénopyrite; *py*: pyrite; *po*: pyrrhotite; *lol*: löllingite; *L*: liquid. Kretschmar et Scott, 1976.

La löllingite est rare. Elle cristallise sous forme d'inclusions allongées entre les bandes de croissance de l'arsénopyrite II ou bien en inclusions arrondies dans le quartz. Elle est systématiquement associée à l'arsénopyrite. D'un point de vue chimique, elle est légèrement appauvrie en As (0.94 *apuf*) par rapport à l'idéalité. Elle



contient des teneurs faibles en antimoine (*moy.* 0.4 pds %) qui semble se substituer à As. Elle présente également des teneurs significatives en Ni et Co (*moy.* 1.4 et 0.35 pds % respectivement). Le géothermobaromètre de (Kretschmar et Scott, 1976) a été utilisé sur l'assemblage à arsénopyrite et löllingite (**figure IVB-98**). Les températures de formation de cet assemblage sont comprises entre 350 et 450°C, pour des fugacités de S₂ comprises entre 10⁻¹⁰ et 10⁻⁷.

Le *cuivre gris* est peu abondant (**figures IVB-96d, e et f**) et de très petite taille (quelques µm en moyenne). Il est : **i**) soit associé à la chalcopryrite, à l'arsénopyrite II et à l'électrum avec lesquels ils colmatent des fractures microscopiques sous forme de variété "freibergite" (**figure IVB-97c**), **ii**) soit en cristaux xénomorphes avec la sphalérite et l'arsénopyrite en bordure de veine sous forme de tétraédrite argentifère (**figure IVB-97c**). La variété freibergite (*moy.* Ag 3.3 *apuf*) présente un déficit en Cu (5.8 *apuf.*) et Sb (3.7 *apuf*). La tétraédrite est beaucoup moins argentifère (1.9 *apuf*), mais elle montre des concentrations plus importantes en Cu (7.8 *apuf*) et Sb (4 *apuf*, **figure IVB-97c**).

Un sulfure d'argent (*acanthite* ou *argentite*) a été observé sous la forme de cristaux automorphes de moins de 3 microns en périphérie de grains de pyrite. Cette disposition particulière suggère des phénomènes secondaires de remplacement. Compte tenu de leurs trop petites tailles, aucune analyse chimique significative n'a pu être réalisée.

La *sphalérite* est peu abondante et cristallise de manière tardive. Elle peut être extrêmement riche en micro-inclusions de galène, de freibergite ou de chalcopryrite (**figures IVB-96e et g**). Elle est ferrifère (*moy.* 7.5 pds %) et renferme des traces de manganèse (*moy.* 0.5 pds %) et de cadmium (*moy.* 0.25 pds %)

La *chalcopryrite* est aussi très peu abondante. Elle se rencontre soit en fines inclusions arrondies ou allongées dans la sphalérite soit en remplissage de microscopiques fractures avec l'arsénopyrite II et le cuivre gris (**figures IVB-96d et g**). Elle est systématiquement xénomorphe et peut être partiellement ou totalement remplacée par de la covellite.

La *galène* est abondante mais sous forme d'inclusions microscopiques de taille souvent inférieure au micron, dans la pyrite II et l'arsénopyrite I (**figure IVB-92a et figure IVB-96c**). Leur très petite taille n'a pas permis leur analyse. Elle peut également se présenter

en remplissage de microfissures dans la pyrite ou la sphalérite où elle est associée à de la freibergite (**figure IVB-96e**). Dans ce dernier cas, des traces de fer (moy. 0.3 pds %) ont été observées.

La *cassitérite* a été reconnue en inclusions associées à de la chalcoppyrite dans l'arsénopyrite II (**figure IVB-92b**).

L'électrum a été observé sous forme de micro-inclusions de taille comprise entre 1 et 5 μm dans la pyrite II (**figure IVB-96f**). Il est associé à de la freibergite. Sa composition est $\text{Au}_{0.34}\text{Ag}_{0.6}$. Des traces de Sb, Fe, S et Hg ont été observées et complètent la stoechiométrie de la phase. Leur origine au moins le Fe, Sb et le S peut être due à la pyrite hôte ou au cuivre gris.

2.2/.L'événement tardif : les veines à épidotes

2.2.1/. Les minéraux de gangue

Cinq phases majeures : épidote (pistachite), quartz, prehnite, adulaire et albite, caractéristiques des altérations de type propylitique constituent le remplissage des veinules. Lors de l'ouverture, la pistachite précipite en premier. Elle se présente en groupement de cristaux sans orientation préférentielle (**figure IVB-99a**). Cette épidote se développe sur les épontes de l'encaissant et en remplissage filonien. Par la suite, quartz, adulaire, albite et prehnite viennent remplir les vides avec les sulfures (**figures IVB-99a et b**). Ces minéraux s'expriment de manière automorphes. Le quartz développe des prismes hexagonaux, les feldspaths des tablettes ou des sections losangiques caractéristiques emboîtées avec la prehnite.

Des analyses à la microsonde électronique ont été réalisées afin de déterminer les compositions chimiques de la prehnite et de la pistachite. La formule structurale des épidotes a été calculée sur la base de 12,5 oxygènes et celle de la prehnite sur 11 oxygènes. Le fer présent dans les épidotes est surtout du Fe^{3+} , mais environ 10% du fer total reconstitué en Fe_2O_3 est sous forme Fe^{2+} (Holdaway, 1972).

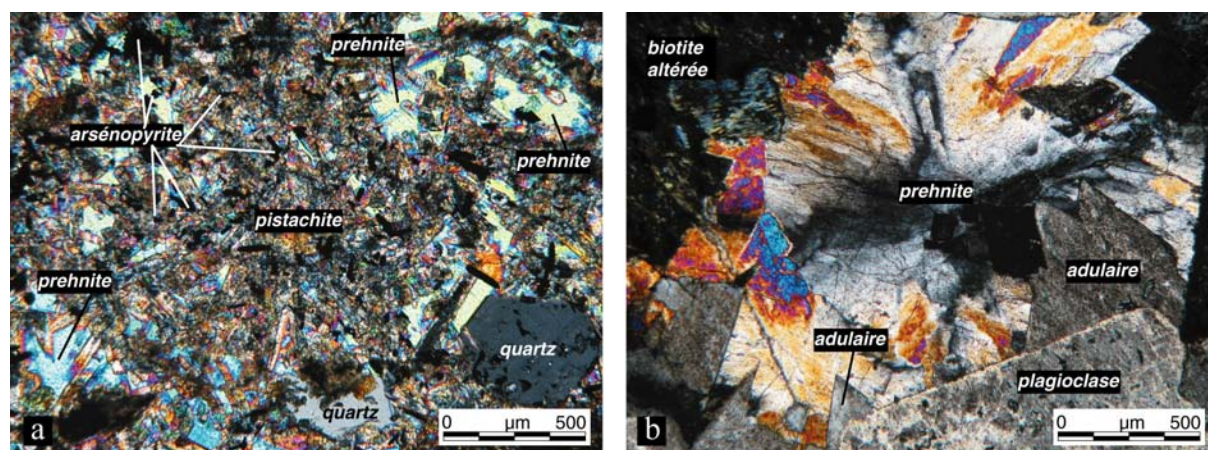


Figure IVB-99 : L'altération propylitique : a) Remplissage d'une veinule constitué de pistachite, de quartz, de prehnite et d'arsénopyrite dans un dyke d'andésite, Lumière Polarisée Analaysée ; b) Remplissage d'une cavité géodique dans la granodiorite d'Iknioun à adulaire et prehnite, Lumière Polarisée Analaysée.

La pistachite montre une grande variabilité de composition chimique. Sa formule structurale moyenne est $\text{Ca}_2 \text{Fe}^{3+}_{0.5} \text{Al}_{2.5} \text{Si}_3 \text{O}_{12} (\text{OH})$. Elle est enrichie en Fe^{3+} et en Al^{3+} (moy. Fe^{3+} 0.52 apuf et Al^{3+} 2.37 apuf). La prehnite est en revanche moins riche en Fe^{total} . Sa formule structurale moyenne est $\text{Ca}_2 \text{Al}_{1.92} \text{Fe}_{0.8} \text{Si}_3 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$.

Les plagioclases ont une composition d'albite avec parfois un enrichissement en K. Les adulaires présentent un habitus classique losangique (**figure IVB-99b**). Elles sont très faiblement enrichies en Na.

Le quartz précipite avec la prehnite lamellaire (**figure IVB-99b**), et les feldspaths en comblant les vides. Il développe des sections hexagonales parfaitement automorphes.

2.2.2/. Les minéraux métalliques

Les espèces métalliques décrites ci-dessous n'ont été observées que dans des veinules qui affectent systématiquement les dykes d'andésite ou de rhyolite.

La pyrite est le minéral le plus abondant. Elle cristallise de façon automorphe sous un habitus classique en cube, disséminé dans l'encaissant ou en prisme allongé automorphe contraint par l'ouverture de la veine hôte (**figure IVB-100**). Les cristaux xénomorphes sont rares. Elle comporte fréquemment des inclusions d'arsénopyrite. Une attaque à l'acide nitrique a révélé des bandes de croissance qui confirment le développement centrifuge de ces

grains. Des analyses au MEB ont révélé que les périphéries des grains de pyrite étaient légèrement arséniées. L'observation en mode électrons rétro-diffusés a permis de mettre en évidence deux types de pyrites caractérisées par des variations de nuances de gris (**figures IVB-100a et b**).

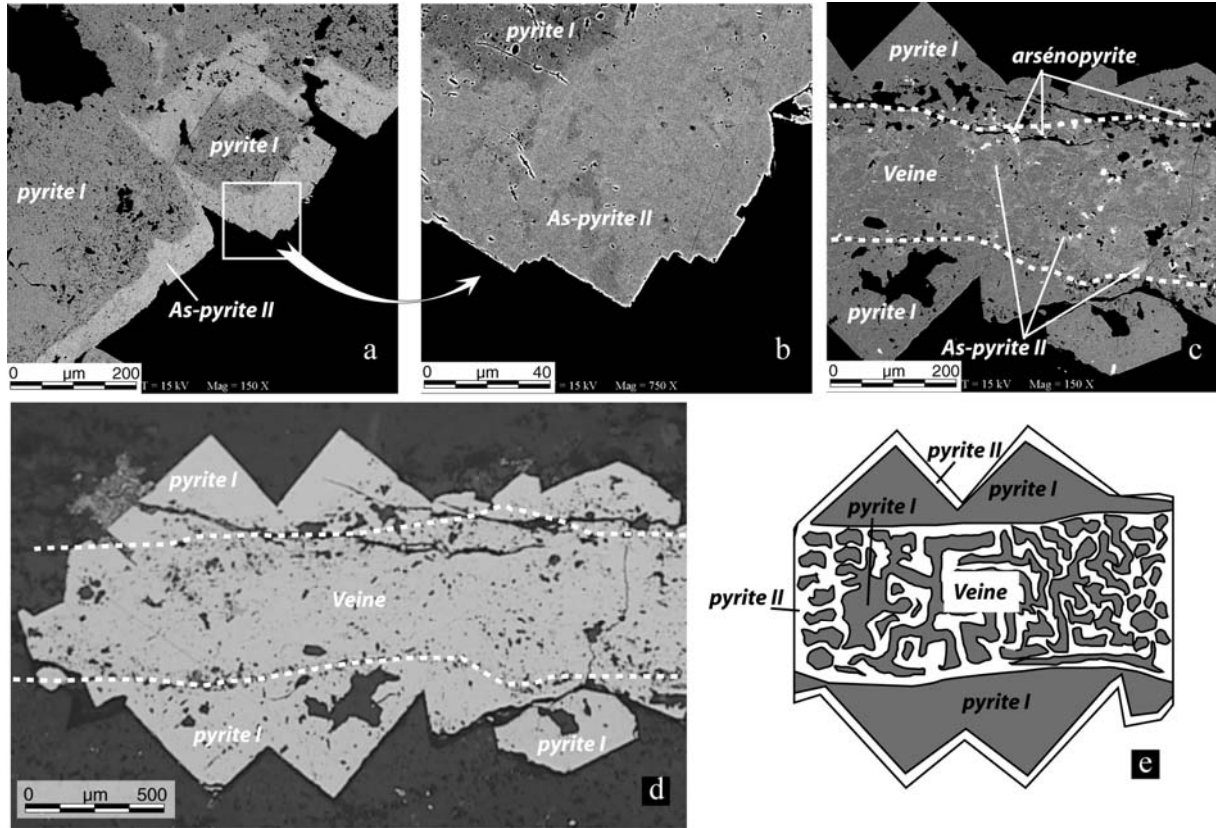


Figure IVB-100 : Les sulfures de l'événement tardif : a-b) Mise en évidence de la zonation des pyrites (cliché MEB) ; c-d) Fragments de pyrite I emballés par la pyrite II lors de l'ouverture des veinules à quartz, épidote, prehnite et adulaire (Cliché MEB et microscopie optique en Lumière Réfléchie) ; e) Synthèse des observations : fracturation de la pyrite I supposée magmatique et bréchification par un ciment de pyrite II. Cette même pyrite II se dépose également en bordure des grains précoces automorphes.

La première (I) présente une teinte de gris moyen, elle pourrait être synchrone de la mise en place de l'andésite et se développe de façon disséminée dans le dyke. La seconde génération, plus claire, se dispose sur les bordures des grains I. Elle se développe également dans les veinules à épidotes, quartz, adulaire et prehnite où elle fracture et bréchifie les premières pyrites

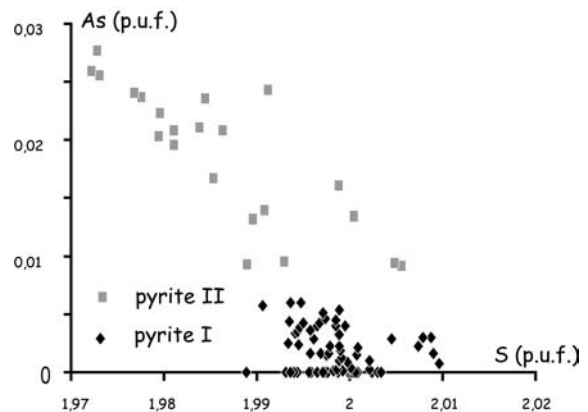


Figure IVB-101 : Composition chimiques des pyrites de l'événement tardif.

(**figure IVB-100c à e**). Ces deux phases de pyrite ont été analysées à la microsonde électronique (**figure IVB-101**). La pyrite I ne contient pas d'As ou très peu. La pyrite II est quant elle plus riche en As (0.9 *apuf*).

La *pyrrhotite* est fréquente et se développe sous un habitus xénomorphe. Elle se trouve soit en inclusion dans la pyrite I, soit disséminée dans l'encaissant ou le long de microfissures. Les analyses effectuées à la microsonde électronique révèlent une composition homogène. La formule structurale est la suivante : $Fe_{0.92}S_{1.08}$.

L'*arsénopyrite* est plus abondante que la *pyrrhotite*. Elle se développe sous forme de cristaux automorphes avec un habitus en prismes trapézoïdaux (**figure IVB-99a**). Elle est précoce dans la paragenèse (**figure IVB-100c**). Des inclusions de galène ont été observées au MEB.

3/. DISCUSSION-CONCLUSION

3.1/.Evolution paragénetique de la minéralisation de Thaghassa

La succession paragénetique établie à partir de l'observation des différentes textures des minéraux de gangue et de la répartition de la minéralisation comporte 4 stades successifs (**Tableau IVB-12**) qui se regroupe dans 3 évènements majeurs.

1-Développement de veines de quartz rubanées intercalées parallèlement à la S_{0-1} et croissance de fines gerbes de séricites fibroradiées. La minéralisation composée de sulfures à métaux de base et de sulfosels se met en place sous la forme de lentilles entre les rubans de quartz. L'existence de plusieurs lentilles minéralisées dans les rubans de quartz témoigne d'un mécanisme de formation pluriphase ou pulsatile contrôlant le dépôt des sulfures et non d'une seule venue hydrothermale minéralisatrice. Ce dépôt se caractérise par de nettes variations de la fugacité de S et As comme le traduit le caractère arsénié des pyrites et des arsénopyrites. L'association löllingite-arsénopyrite traduit une température de formation des phases sulfurées d'environ 400°C en accord avec les maxima de température obtenus sur les séricites.

2-Une micro-fracturation tardive recoupe les sulfures et les minéraux de gangue. Les fissures observées sont colmatées par la chalcopryrite, l'arsénopyrite, la sphalérite, la cassitérite et des minéraux d'argent telle que la freibergite. L'or pourrait être associé à ce stade.

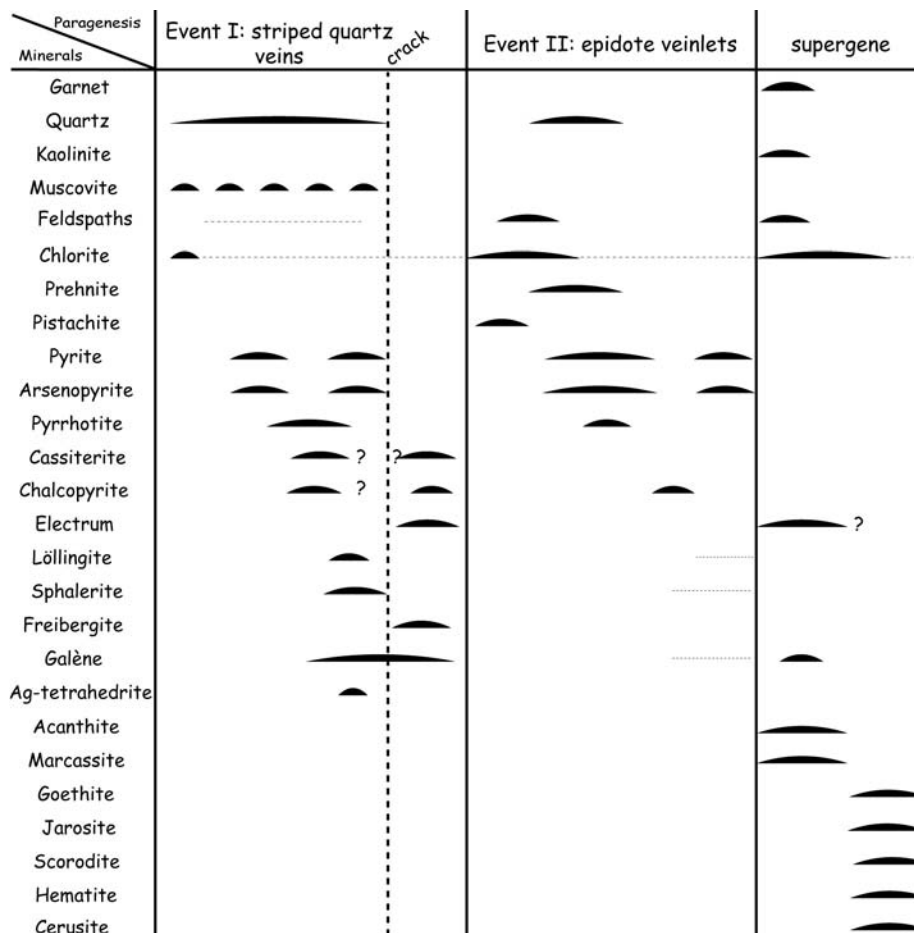


Tableau IVb-12 : Succession paragenétique établie pour le prospect de Thaghassa.

3-Le troisième stade se met en place à la faveur d'un changement de contrôle structural. Des failles décrochantes conjuguées matérialisant une direction de raccourcissement nord-sud, probables zones de transfert de fluides, induisent une microfracturation des encaissants magmatiques (granodiorite, dykes). Cet événement n'a été observé que dans des dykes d'andésite et de rhyolite postérieurs à l'événement I car sécants sur les veines rubanées. Les fluides percolant ces roches, déstabilisent les plagioclases, micas et autres amphiboles. Cette altération de type propylitique est favorable au développement de pistachite puis de prehnite, de quartz, d'adulaire et de sulfures (pyrite, arsénopyrite et pyrrhotite).

4-Une paragenèse secondaire affecte les dépôts que nous venons de décrire. Elle est composée de grenats (spessartite ou hydro-glossulaire selon la nature de l'encaissant), de chlorites, covellite, oxy-hydroxydes de fer (hématite, goethite), sulfates (jarosite) et arséniates (scorodites). La présence d'anomalies aurifère mises en évidence par les campagnes de géochimie sol de Reminex dans les structures les plus affectées par ces processus supergènes suggère la présence d'un or supergène.

3.2/.Synthèse

Les données structurales, minéralogiques, chimiques et texturales font du prospect de Thaghassa un gisement à la fois similaire et différent des autres indices et gisements du Jbel Saghro.

Les caractéristiques communes sont :

- Une minéralisation, essentiellement pyriteuse, déposée en réponse à de nombreuses variations de fugacité en As et S et formée par un modèle pluriphasé marqué par deux stades majeurs.

Le premier stade est associé à des sulfures à métaux de base et sulfosels d'argents (pyrite, arsénopyrite, sphalérite, löllingite, tétraédrite, freibergite, électrum). Ce stade est associé au développement de veines de quartz rubanées orientées ~N075°E dans un contexte transtensif dextre sous les effets d'une direction de raccourcissement orientée *ca.* ESE-WNW.

Le second stade est associé à des sulfures à métaux de base (pyrite, pyrrhotite, arsénopyrite) et à une altération de type propylitique. Il se met en place en association avec une gangue à épidote, prehnite, adulaire, albite et quartz dans un contexte transtensif senestre à direction de raccourcissement orientée *ca.* N-S.

- Inversement, l'originalité du prospect de Thaghassa vient d'une température de formation relativement élevée. Les calculs thermométriques réalisés sur les muscovites associées et sur l'assemblage à arsénopyrite, löllingite (pyrrhotite) indiquent des températures de l'ordre de 400°C contemporaines de la mise en place de la minéralisation. Ce fait rapproche la minéralisation de Thaghassa, en terme d'environnement de dépôt, aux minéralisations aurifères associées aux intrusions granitiques (gold-silver deposit related to granitic intrusions) en contexte épithermal

profond (Thompson et Newberry, 2000). La nature sédimentaire de l'encaissant (grauwackes), le caractère arsénié des pyrites et la présence d'un "or" microscopique voir sub-microscopique (réfractaire) sont d'autres caractéristiques qui distinguent le prospect de Thaghassa. Certaines de ces caractéristiques ont été décrites dans les gisements américains ou chinois de type « Carlin-like deposit » (Hofstra et Cline, 2000; Rui-Zhong *et al.*, 2002). Nous verrons, dans la conclusion de ce travail, comment nous essayons d'interpréter l'existence du prospect atypique de Thaghassa dans la province métallogénique du Saghro en termes de distance de mise en place par rapport aux intrusions granitiques.

Chapitre V

Conclusion-Discussion

Un des premiers résultats de ce travail a été l'individualisation de deux complexes lithologiques dont les caractéristiques générales, structurales et métallogéniques sont à l'origine de l'évolution tectono-métallogénique du Jbel Saghro que nous discutons ici.

1/. STRUCTURATION DU COMPLEXE INFÉRIEUR : LA DÉFORMATION MAJEURE PANAFRICAINNE

Dans l'ensemble du Saghro, deux stades de déformation affectant uniquement les formations du complexe inférieur ont été observés :

Le premier stade (**figure V-1a**) est responsable de la formation de vastes couloirs décrochants dextres orientés N060 à N090°E contrôlant la formation de plis en échelons d'ampleur kilométrique et d'une discrète schistosité S_1 plan axial dans les formations grésopélitiques. Un important plutonisme calco-alcalin potassique de nature dioritique à granodioritique est synchrone de cet événement comme le suggère la présence des nodules issus du métamorphisme de contact dans les plans de la schistosité S_1 . Ces nodules définissent une linéation d'étirement minérale L_1 qui matérialise une direction de chevauchement à vergence S à SE. Bien que ces indices de cisaillements n'aient été observés qu'aux niveaux des massifs de Bou Teglimt (boutonnière d'Imiter) et d'Iknioun (boutonnière de Boumalne), la bibliographie fait mention de faits identiques, notamment au niveau de la boutonnière d'Imiter (massif de Taouzzakt, Igoudrane et Bou Teglimt, *e.g.* Ighid *et al.*, (1989), Saquaque *et al.*, (1992)). Ainsi, la formation des structures relatives au métamorphisme de contact ne peut pas être attribuée à des effets locaux dus à l'emplacement d'intrusion de granodiorite, mais plutôt à des phénomènes d'importance régionale. Parce que les massifs plutoniques sont syn-tectoniques et que certains d'entre eux sont localisés au cœur d'antiforme (*e.g.* boutonnière d'Imiter, Massif de Bou Teglimt), il a été suggéré au cours de cette étude que la formation des grands plis qui affectent le Jbel Saghro pouvait être également associée à la mise en place de granodiorites (**figure III-18a**). La présence de nodules de métamorphismes de contact au toit de certains plis (*e.g.* boutonnière de Kelâa M'Gouna) est en faveur de cette hypothèse.

Un système tectonique faisant intervenir décrochements N070°E dextres, chevauchements N090°E à vergence sud et mise en place de granitoïdes est compatible avec un régime

transpressif dont la direction de raccourcissement serait orientée NW-SE à WNW-ESE (figures V-1 & 2a).

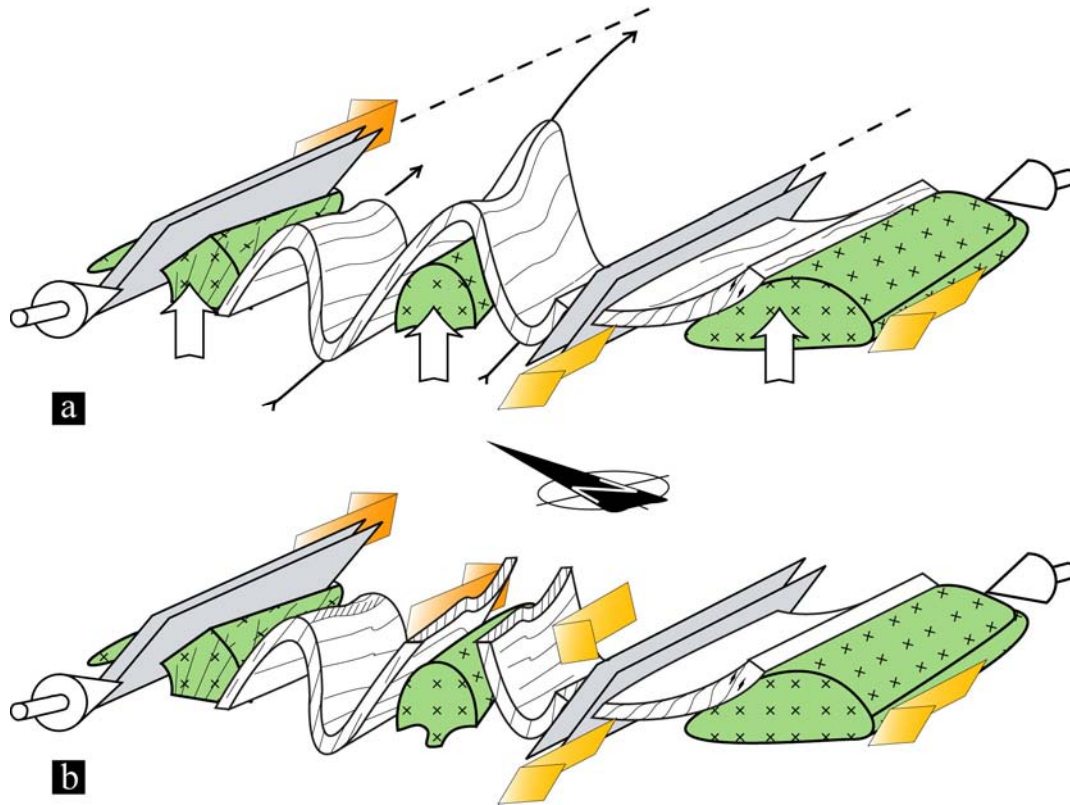


Figure V-1 : Modèle d'évolution en deux stades expliquant la formation des principales structures observées dans le complexe inférieur. (a) Stade 1 responsable de la formation de grandes structures plissées disposées en échelon et contrôlées par des accidents décrochants dextres, d'une S_1 et de plutons de diorites et de granodiorites syntectoniques. Toutes ces structures se mettent en place sous les effets d'une direction de raccourcissement WNW-ESE à NW-SE. La formation des chevauchements au niveau de la boutonnière de Boumalne et plus rarement dans le sud de la boutonnière d'Imiter serait localement contrôlée par cette tectonique transpressive. (b) Stade 2 développant une schistosité S_2 et des plis d'entraînement dont la cinématique résultante dextre toujours sous le contrôle d'une direction de raccourcissement orientée WNW-ESE à NW-SE.

Un second stade, d'intensité plus faible, explique la formation de la schistosité S_2 et des plis d'entraînement matérialisant également un cisaillement $N070^\circ E$ dextre. Il est toujours compatible avec une direction de raccourcissement orientée NW-SE à WNW-ESE (figure V-1b).

Parce que ces deux stades de déformations sont contrôlés par la même direction de raccourcissement, il est proposé un continuum de déformation caractérisé par une direction de raccourcissement orientée *ca.* NW-SE à WNW-ESE expliquant toutes les structures affectant les formations du complexe inférieur du Saghro (figure V-2a). L'âge supposé de cette

déformation est proposé de manière indirecte par datation des granodiorites de Taouzzakt et d'Iknioun aux alentours de 580 Ma (Cheilletz *et al.*, 2002; Mrini, 1993).

2/. LE COMPLEXE SUPERIEUR

2.1/.Le volcanisme acide

L'ensemble des formations du complexe inférieur (grauwackes et granodiorites) a été recouvert en discordance par les séquences volcaniques/volcanoclastiques (**figure V-2b**) et intrudé par les granites du complexe supérieur entre 570 et 545 Ma (Cheilletz *et al.*, 2002; Mrini, 1993).

L'étude structurale, pétrographique et géochimique de ces roches a permis de mettre en évidence la présence d'une caldera ignimbritique dans le district de Kelâa M'Gouna. Cette étude a permis de montrer que les ignimbrites de nature rhyodacitique associées à la caldera présentaient des similitudes d'un point de vue minéralogique et géochimique avec des formations granitiques et microgranitiques roses à amphibole et biotite attestant le caractère cogenétique de ces magmas avec les roches volcaniques sus-jacente.

Un second type d'intrusion a été observé : il s'agit de leucogranites dont la mise en place est supposée synchrone à postérieure à celle des intrusions précédentes et de leur couverture volcanoclastique associée. Par ces caractéristiques, la mise en place de ces leucogranites a contrôlée au moins pro-parte les phénomènes de résurgences (tilting des formations ignimbritiques et volcano-sédimentaires intracaldera).

Cette étude permet donc de décrire et de proposer un cadre favorable à la mise en place des ignimbrites. La présence d'autres structures caldériques est implicite afin d'expliquer les importants volumes d'ignimbritiques observés dans l'Anti-Atlas en général.

Bien que le magmatisme acide du complexe supérieur soit dominant dans l'ensemble du Jbel Saghro, un volcanisme intermédiaire andésitique plus discret est également observé. Ces manifestations se résument le plus fréquemment à la simple expression de dykes, sills, coulées ou dômes.

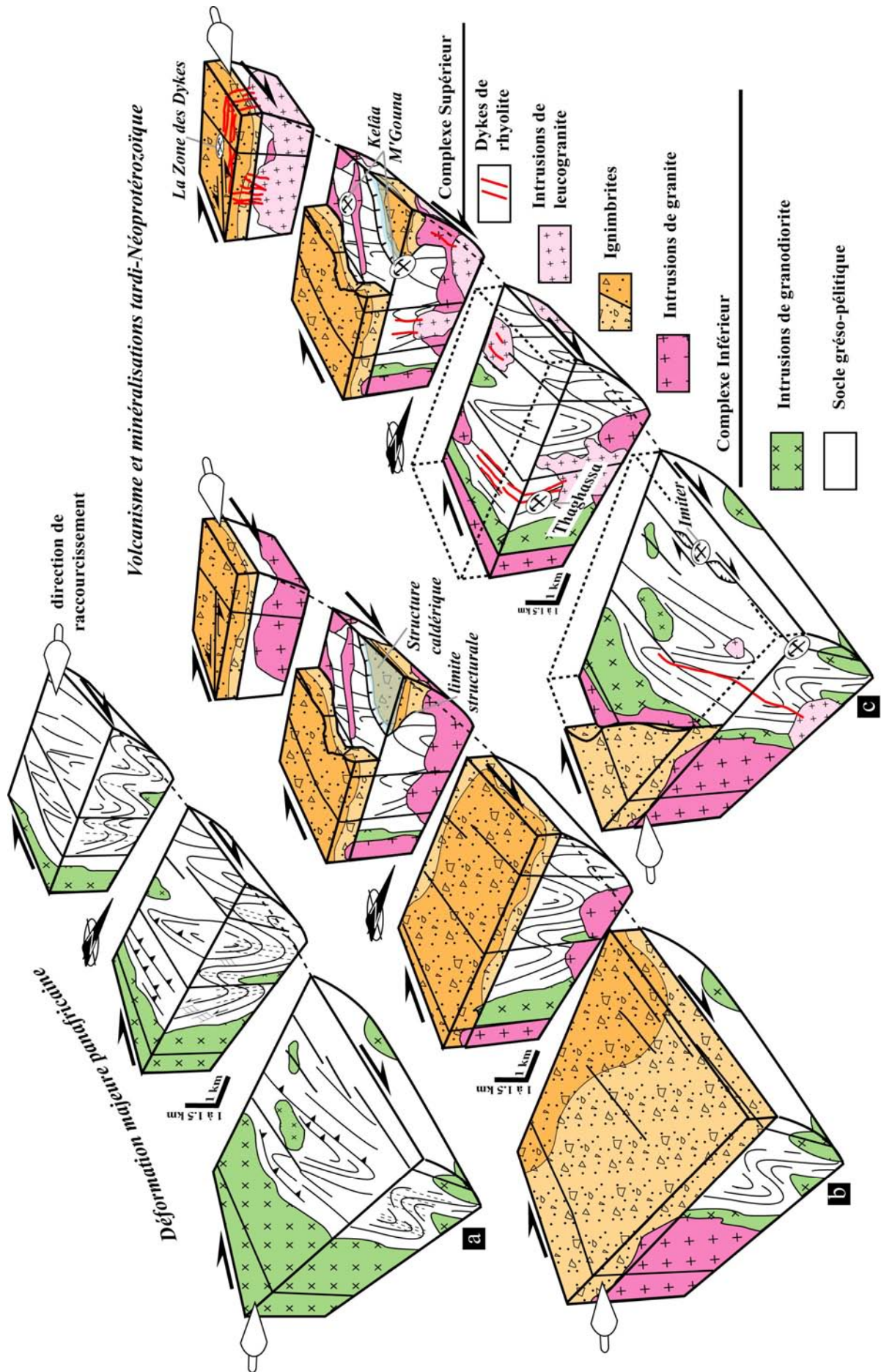


Figure V-2 : (page précédente) Bloc diagramme synthétique en trois stades expliquant la mise en place des différentes unités lithologiques et l'évolution tectonique de l'ensemble de la bordure nord du Saghro ; a) Déformation majeure panafricaine, b) Développement du volcanisme ignimbritique et mise en place de la caldera de Kelâa M'Gouna, c) Mise en place des principales minéralisations étudiées en relations avec le magmatisme de composition leucogranitique.

2.2/.L'apport de la géochimie pour la définition d'un contexte géodynamique

Sur la base des résultats préliminaires d'analyses en éléments majeurs et traces des roches magmatiques et volcaniques du complexe supérieur des boutonnières de Kelâa M'Gouna et de Boumalne obtenus dans ce travail, deux hypothèses pour l'évolution du magmatisme acide peuvent être avancées.

- La première hypothèse consiste en une cristallisation fractionnée simple, sans mélange ou assimilation. Les variations géochimiques observées s'interprètent alors en termes de processus de différenciation plus ou moins complexes et/ou d'altération.
- La seconde consiste en une cristallisation fractionnée dont les derniers stades de composition leucogranitique seraient caractérisés par une assimilation de matériels crustaux. Cette hypothèse est fondée sur le fait que :
 - i) la séquence volcano-plutonique associée à la mise en place de la caldera est moins évoluée que les leucogranites et les dykes tardifs à feldspath potassique et quartz (**tableau IVA-1**),
 - ii) les droites de différenciation dans les diagrammes de variations présentent dans certains cas des pentes légèrement différentes entre ces deux associations (**figure IVA-10**),
 - iii) les diagrammes normalisés aux Terres Rares et aux traces montrent également des différences significatives entre ces deux associations (**figure V-3**),
 - iv) les magmas leucogranitiques montrent une signature de granites intraplaques dans les diagrammes géotectoniques tandis que les magmas granitiques montrent une signature d'arc volcanique (**figure V-4**).

Bien qu'aucune donnée géochronologique ne soit à ce jour disponible sur ces deux types d'associations granitiques, un âge compris entre 550 et 540 Ma peut être néanmoins suggéré pour les manifestations les plus tardives en regard de la nature des dykes de rhyolites datés par (Levresse, 2001) à Imiter. Cet intervalle coïncide dans le temps et dans l'espace avec les premières évidences de la transgression cambrienne dans l'Anti-Atlas et donc avec les prémices de la dislocation de la Pannotia. En de telles circonstances, un modèle de délamination lithosphérique et de « breakoff » de subduction pourrait expliquer la formation de ces magmas crustaux (Huw Davies et von Blanckenburg, 1995).

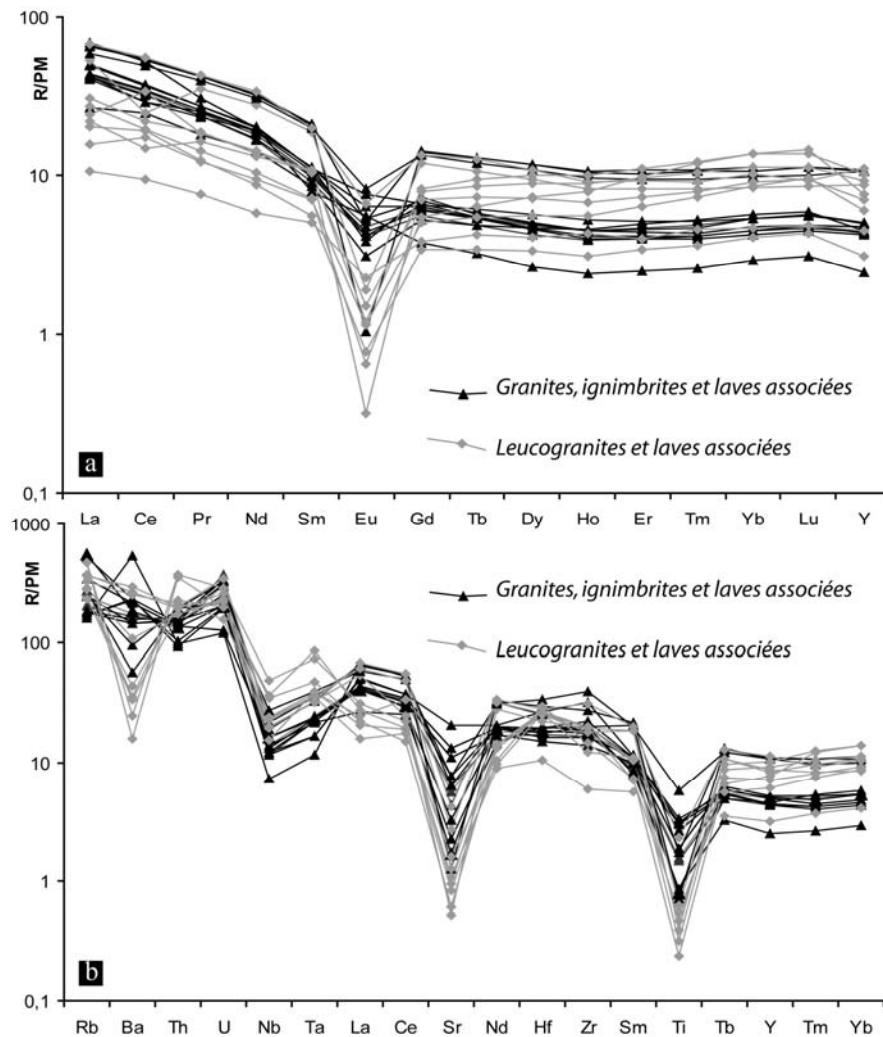


Figure V-3 : Spidergrammes normalisés au manteau primitif a) des Terres Rares et b) des traces, de l'ensemble des roches appartenant au complexe supérieur des boutonnières de Boumalne et de Kelâa M'Gouna.

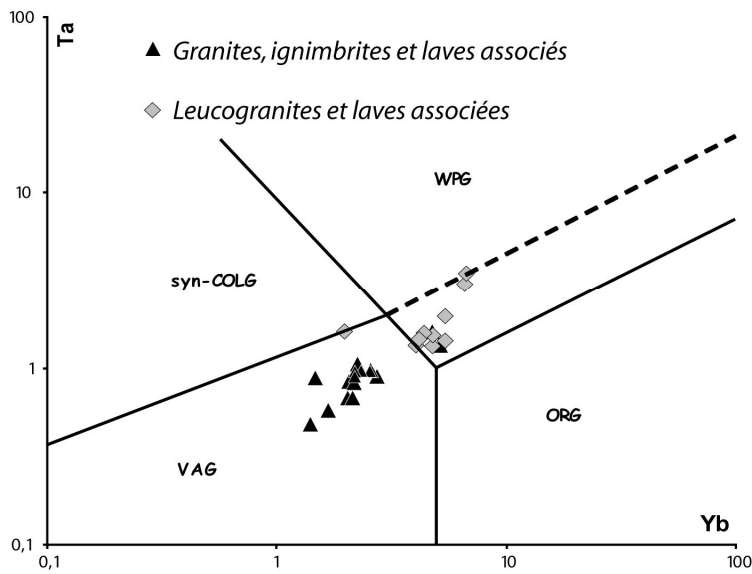


Figure V-4 : Compositions des granites, laves et ignimbrites de l'ensemble des roches analysées au cours de cette étude, (Pearce et al., 1984).

2.3./Les minéralisations

2.3.1/. Le contrôle structural

Nous avons présenté dans ce mémoire un ensemble d'étude de districts minéralisés à Au et/ou Ag : la Zone des Dykes, Kelâa M'Gouna, Thaghassa et Imiter. L'approche pluridisciplinaire adoptée pour caractériser l'évolution tectono-métallogénique de ces quatre sites s'est essentiellement attachée à la compréhension des processus de formation des veines minéralisées en analysant de manière combinée les conditions d'ouverture contraintes par la géométrie des corps minéralisés, la texture et la nature des remplissages minéralogiques.

Il nous semble que l'apport majeur de ce travail est le rôle prépondérant d'un contrôle structural dans les processus de formations de l'ensemble des veines de ces districts. En effet, une direction de raccourcissement identique orientée *ca.* WNW-ESE à E-W permet d'expliquer la formation de toutes les veines des stades minéralisateurs (**figures V-2b et c**). Malgré la présence locale de structures compressives, comme à Imiter ou à la Zone des Dyke, que l'on peut expliquer **i)** par le rôle d'une pré-structuration (**figure V-2c**) et **ii)** par leur position par rapport à la direction de raccourcissement, les veines minéralisées du Saghro sont susceptibles de se former dans un régime globalement transtensif. Cette hypothèse est certes contestable du fait que les seules évidences de structures minéralisées mises en place en contexte décrochant dextre-normale ont été vérifiées au niveau du prospect de Thaghassa,

néanmoins elle fournirait un cadre plus favorable à la mise en place du volcanisme ignimbritique.

Parce que les minéralisations montrent des relations spatiales et temporelles fortes avec les granites et les leucogranites, la mise en place du magmatisme acide du complexe supérieur s'effectue également sous les effets de cette même direction de raccourcissement et contrôlerait en partie la géométrie de la structure caldérique et l'emplacement de porphyres résurgents.

2.3.2/. Processus de formation des veines minéralisées et distribution des dépôts

Nous insisterons ici sur la comparaison entre les modalités de formation des différents districts minéralisés (**figure V-2c**).

► Le premier fait marquant est la mise en évidence d'un modèle en trois stades progressifs et continus caractérisant l'ensemble des processus hydrothermaux minéralisateurs et s'exprimant sous formes d'altérations pervasives, de veines ou de brèches. Ce modèle met en avant les relations spatiales et temporelles et le rôle d'un continuum magmatique-hydrothermal sur la genèse de ces systèmes minéralisés. Les caractéristiques minéralogiques et génétiques sont exposées dans le **Tableau V-1**.

	<i>Zone des Dykes</i>	<i>Kelâa M'Gouna</i>	<i>Thaghassa</i>	<i>Imiter</i>
stade I	<i>non exprimé</i>	stade magmatique à quartz Q1, aplite, tourmaline, micas, B, F, Cl et fluide supposé acide	stade magmatique marqué par le développement d'aprites et de micas	<i>non exprimé</i>
stade II	<i>non exprimé</i>	stade intermédiaire de transition magmatique-hydrothermal à adulaire, tourmaline, chlorite et sulfures	stade intermédiaire de transition magmatique-hydrothermal à quartz, albite, feldspath potassique, muscovites, tourmalines et apatites	stade intermédiaire à quartz, illites?, chlorite, sidérite et sulfures ?
stade III	stade hydrothermal à quartz, calcite, chlorite, sulfures et "or".	stade hydrothermal à quartz Q2, calcite, chlorite, sulfures et "or".	stade hydrothermal à quartz, séricite, sulfures et "or"	stade hydrothermal à quartz, dolomite et paragenèse argentifère.

Tableau V-1 : Synthèse et caractéristiques paragénétiques des 4 districts minéralisés étudiés.

Stade I – Ce premier stade caractérise les altérations présentant de fortes affinités avec des phénomènes magmatiques telle que la mise en place de filons d'aplités. On retiendra les températures élevées des paragenèses (500°C) et la probable participation de fluides acides. Par ces caractéristiques, il est possible de comparer ce stade aux manifestations +/- périphériques des gisements de type porphyre.

Stade II – Ce second stade dit intermédiaire consiste en une transition entre les phénomènes (purement) magmatiques et le processus hydrothermal. Il se caractérise par le développement d'une paragenèse plus variée caractérisée par des minéraux hydrothermaux de plus basse température et la conservation de phases et de textures magmatiques (ex : veines intermédiaires de Thaghassa, importante altération potassique de Kelâa M'Gouna). La paragenèse sulfurée précoce d'Imiter pourrait correspondre à cet événement.

Stade III - Ce dernier stade caractérise le dépôt de minéraux de gangue de basse température (généralement inférieur à 300°C) et la précipitation des phases aurifères de manière générale. Cet ultime épisode est systématiquement associés à des manifestations hydrothermales caractéristiques des gisements épithermaux neutres.

► Le second fait marquant concerne la distribution des 4 districts étudiés les uns par rapport aux autres. Sur des considérations d'ordre structurales, minéralogiques et thermométriques, la distribution des gisements telle qu'elle est représentée sur la **figure V-2c** met en évidence une zonation verticale de ces systèmes minéralisés. Ainsi le prospect de Thaghassa est comparé à un gisement épithermal profond comme le suggère les températures de formations élevées (*ca.* 400°C) de la minéralisation et sa relation +/- distale avec des intrusions de granites ou de leucogranites. A l'inverse, la mise en place du prospect de la Zone des Dykes est nettement plus superficielle. Cette hypothèse est renforcée par le fait que les indices sont systématiquement encaissés dans les ignimbrites du complexe supérieur, par les textures des veines typiquement épithermales et les températures supposées faibles (*ca.* 200°C).

En revanche, la mine d'Imiter est située approximativement à l'interface socle-couverture volcanique. De caractère épithermal, elle est associée à des températures un peu élevée de l'ordre de 250-300°C. Enfin, les indices aurifères des prospects de Kelâa M'Gouna montrent une évolution complexe dans le temps. On retiendra deux modes principaux de dépôt d'une minéralisation également localisée à l'interface socle-couverture. Le premier mode, le plus chaud (*ca.* 500°C) est à mettre en relation avec la résurgence des formations intra-caldera

guidée par l'apport de magma de composition leucogranitique sous l'ensemble des prospectes et de la caldera en général. Le refroidissement général du système accompagne une minéralisation de faible température (250-300°C) de caractère épithermal.

► Les gisements de Kelâa M'Gouna et de Thaghassa amènent un troisième type de discussion. A la différence des nombreux exemples de la littérature où la superposition, en un même lieu, de gisements de type épithermal neutre, acide ou porphyrique est interprétée en terme de télescopage, les districts de Thaghassa et Kelâa M'Gouna montrent la surimposition d'un stade magmatique (veines d'aplite et stockwerk précoce à quartz, respectivement) et épithermal neutre (stade minéralisateur III). Les données de ce travail démontrent l'existence d'un continuum à la fois tectonique et chimique (évolution des stades d'altération) entre les deux processus. Ainsi, l'exploitation de nos données pourrait relancer la discussion des relations spatiales et temporelles entre gisements magmatiques de type porphyre et gisements épithermaux. Un prolongement de nos travaux essayera d'approfondir cette problématique de recherche.

► Enfin, la minéralisation est systématiquement tardive dans l'évolution du système volcano-plutonique acide. A Kelâa M'Gouna, l'hydrothermalisme est postérieur à l'édification de la caldera. Il serait associé aux phénomènes de résurgences dont l'initiation pourrait être contrôlée par l'addition de nouveau matériel magmatique leucogranitique. Parce que ce magmatisme est tardif et qu'il entretient des relations spatio-temporelles étroites avec la minéralisation, il pourrait constituer la source et le moteur convectif des circulations hydrothermales. Toutefois, une importante part des éléments en solution peut provenir du lessivage de l'encaissant (grauwackes, granite à biotite et amphiboles, laves..) potentiels sources de B, F, Cl.... L'implication de ce magmatisme tardif est également suggérée à Thaghassa où les aprites pourraient constituer de bons analogues filoniens au magmatisme leucogranitique. A Imiter, les travaux de Levresse *et al.*, (2004) plaident en faveur d'une source d'origine magmatique et rhyolitique dans la genèse de la minéralisation argentifère. Ces dykes pourraient également constituer un équivalent de ce magmatisme leucogranitique.

3/. LA TECTONIQUE TARDIVE

D'importantes réactivations d'accidents N070°E en décrochement senestre, formés lors des évènements précédemment cités, affectent les formations les plus récentes du complexe

supérieur tel que les dykes de la Zone des Dykes. Aucun argument ne permet de préciser si ces réactivations sont d'âge Précambrien ou plus récentes. Cependant, certaines failles (normales) affectent le Paléozoïque, ce qui démontre l'existence d'au moins un rejeu post-précambrien. C'est dans cet évènement que nous avons choisi d'intégrer le stade d'altération propylitique observé dans les districts de la Zone des Dykes et de Thaghassa. En effet, la formation de fines veinules ou fractures ne s'intègrent pas dans le modèle d'évolution structurale que nous avons décrit puisqu'elle se caractérise par un développement sous les effets d'une direction de raccourcissement orientée *ca.* N-S. Ce même contrôle caractériserait la reprise et la réouverture des veines *ca.* N070°E quartzuses et argentifère d'Imiter en senestre/normal et à remplissage essentiellement dolomitique.

Enfin, l'analyse de scènes satellitaires a permis de mettre en évidence des indices d'une tectonique récente très localisée.

En conclusion, nous proposons que l'histoire géologique et les manifestations hydrothermales du Jbel Saghro peuvent s'intégrer dans un épisode tecto-magmatique unique d'une grande durée de vie ayant pris place au Néoprotérozoïque supérieur. Cet exemple représente un cas d'étude unique et original de province métallique précambrienne permettant de bien comprendre et d'illustrer de manière remarquable les relations entre processus tectonique, magmatique, volcanique et métallogénique.

BIBLIOGRAPHIE

A

Agard, J. (1954) Géologie et minéralisation de la boutonnière précambrienne d'Iguerda-Taifst (Anti-Atlas). Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 120 (VIII): 37-57

Ait Isha, M., Capdevila, R., Al Ansari, A. E. (1996) Le massif d'Iknioun, géochimie et contexte géodynamique (Anti-Atlas, Saghro oriental, Maroc). In: S. G. d. France (ed) 16ème Réunion des Sciences de la Terre, vol., Orléans, p 85

Aït Malek, H., Gasquet, D., Bertrand, J. M., Leterrier, J. (1998) Géochronologie U-Pb sur zircon de granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïques d'Igherm, du Kerdous et Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 327: 819-826

Angelier, J. (1983) Analyses quantitative et qualitative des populations de jeux de failles. Bulletin de la Société Géologique de France XXV (5): 661-672

Arancibia, O. N., Clark, A. H. (1996) Early magnetite-amphibole-plagioclase alteration-mineralization in the Island porphyry copper-gold-molybdenum deposit, British Columbia. Economic Geology 91: 402-438

Arribas, A. J., Hedenquist, J. W., Itaya, T., Okada, T., Concepcion, R. A., Garcia, J. S. J. (1995) Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines. Geology 23 (4): 337-340

B

Bajja, A., 1987. Nouvelles données pétrographiques et géochimiques sur les formations volcaniques précambriennes du Jbel Saghro (Anti-Atlas marocain). Basaltes en coussin du PII et volcanites de la série de Ouarzazate PIII. 3^{ème} cycle Thesis, Université de Nancy I, France, 225 pp.

Bajja, A., 1998. Volcanisme syn à post orogénique du Néoprotérozoïque de l'Anti-Atlas : implications pétrogénétiques et géodynamiques. doct. d'Etat Thesis, Université Chouaib Doukkali, El Jadida, Maroc, 215 pp.

Baroudi, Z., Beraaouz, E. H., Rahimi, A., Chouhaidi, M. Y. (1999) Minéralisations polymétalliques argentifères d'Imiter (Jbel Saghro, Maroc) : minéralogie, évolution des fluides minéralisateurs et mécanismes de dépôt. *Chronique de la Recherche Minière* 536-537: 91-111

Benharref, M., 1991. Le Précambrien de la boutonnière d'El Kelaa des M'Gouna (Saghro, Anti-Atlas, Maroc). Pétrographie et structures de l'ensemble. Implications lithostratigraphiques et géodynamiques. 3^{ème} cycle Thesis, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 270 pp.

Benkirane, Y., 1987. Les minéralisations à W (Sn, Mo, Au, Bi, Ag, Cu, Pb, Zn) du granite de Taourirt-Tamellalt dans leur cadre géologique, la boutonnière protérozoïque du SE de Boumalne du Dadès (Saghro oriental, Anti-Atlas, Maroc). 3^{ème} cycle Thesis, Université de Paris VI, France, 375 pp.

Benziane, F., Prost, A. E., Yazidi, A. (1983) Le passage du Précambrien au Cambrien précoce volcanique et sédimentaire de l'Anti-Atlas ; comparaisons avec l'Anti-Atlas occidental. *Bulletin de la Société géologique de France* 25 (4): 549-556

Berrahma, M., Delaloye, M. (1989) New geochronological ideas on the volcanic massif of Siroua, Anti-Atlas, Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 9 (3-4): 651-656

Berrahma, M., Delaloye, M., Faure-Muret, A., Rachdi, H. E. N. (1993) New geochronological data on alkaline volcanism at Jbel Saghro, Anti-Atlas, Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 17 (3): 333-341

Black, R., Caby, R., Moussine-Pouchkine, A., Boyer, R., Bertrand, J. M., Bouiller, A. M., Fabre, J., Lesquer, A. (1979) Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature* 278 (5701): 223-227

Bodinier, J. L., Dupuy, C., Dostal, J. (1984) Geochemistry of Precambrian ophiolites from Bou Azzer, Morocco. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 87: 43-50

Bogdanov, K., Tsonev, D., Kuzmanov, K. (1997) Mineralogy of gold in the Elshitsa massive sulphide deposit, Sredna Gora zone, Bulgaria. *Mineralium Deposita* 32 (3): 219-229

Bons, P. D. (2001) Development of crystal morphology during unitaxial growth in a progressively widening vein: I. The numerical model. *Journal of Structural Geology* 23 (6-7): 865-872

Bouladon, J., Jouravsky, G. (1954a) Les ignimbrites du Précambrien III de Tiouine et du sud marocain. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 120 (VIII): 37-59

Bouladon, J., Jouravsky, G. (1954b) Sur quelques phénomènes de remplacements dans les ignimbrites des gisements de manganèse du sud marocain. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 120 (VIII): 91-96

Bouladon, J., Jouravsky, G., Morin, P. (1950) Etude préliminaire des pegmatites à muscovites et béril du sud de la plaine de Tazenakht. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 76 (III): 207-237

Bouougri, E. H., Saquaque, A. (2000) Organisation stratigraphique et structure de la marge Anti-Atlasique du craton ouest-africain au sud du Siroua (Néoprotérozoïque, Anti-Atlas central, Maroc). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 330: 753-759

Boyer, C., Chikhaoui, M., Dupuy, C., Leblanc, M. (1978) Le volcanisme calco-alcalin précambrien terminal de l'Anti-Atlas (Maroc) et ses altérations. Interprétations géodynamiques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 287: 427-430

Boyer, C., Leblanc, M. (1977) Les appareils émissifs de la formation volcanique infracambriennes de Ouarzazate, Anti-Atlas (Maroc). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 285 (D): 641-644

C

Cabello, J. (1986) Precious metals and Cenozoic volcanism in the Chilean Andes. Journal of Geochemical Exploration 1-2: 1-19

Caby, R. (2003) Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. Journal of African Earth Sciences 37 (3-4): 133-159

Caby, R., Leblanc, M. (1973) Les ophiolites précambriennes sur les bords E et N du craton Ouest Africain. In: 1ère Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, vol., Paris, p 112

Caby, R., Monie, P. (2003) Neoproterozoic subductions and differential exhumation of western Hoggar (southwest Algeria): new structural, petrological and geochronological evidence. Journal of African Earth Sciences 37 (3-4): 269-293

Cassard, D., Chauvet, A., Bailly, L., Llosa, F., Rosas, J., Marcoux, E., Lerouge, C. (2000) Structural control and K/Ar dating of the Au-Ag epithermal veins in the Shila Cordillera, southern Peru. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 330: 23-30

Charlot, R. (1976) The Precambrian of the Anti-Atlas (Morocco): A geochronological synthesis. *Precambrian Research* 3 (3 SU -): 273-299

Carlson, S. R., Sawkins, F. J. (1980) Mineralogic and fluid inclusion studies of the Turmalina Cu-Mo-bearing breccia pipe, northern Peru. *Economic Geology* 75: 1233-1238

Carré, S. (2001) Caractérisation texturales et minéralogiques de la structure aurifère de la Zone des Dykes, Anti-Atlas, Maroc. In: Mem. Maîtrise, Université d'Orléans, p 28

Cathelineau, M., Nieva, D. (1985) A chlorite solid solution geothermometer : the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 91: 235-244

Chaussidon, M., Libourel, G. (1993) Boron partitioning in the upper upper mantle: an experimental and ion probe study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57: 5053-5062

Chauvet, A., Bailly, L., André, A.S., Monié, P., Cassard, D., Llosa Tajada, F., Rosas Vargas, J., Tuduri, J. (soumis à *Mineralium Deposita*), Structurally controlled process of formation of a mineralized vein system (Shila-Paula district, south Peru): An example of the re-using of tectonic structure as a factor of fluid trapping.

Chauvet, A., Cassard, D., Bailly, L. (1999) Process of formation of the Au-Ag Shila-Paula epithermal veins system (southern Peru). In: Fourth International. Symposium on Andean Geodynamics, ISAG, vol., Göttingen, Germany, pp 159-162

Cheilletz, A., Levresse, G., Gasquet, D., Azizi-Samir, M. R., Zyadi, R., Archibald, A. D., Farrar, E. (2002) The giant Imiter silver deposit: Neoproterozoic epithermal mineralization in the Anti-Atlas, Morocco. *Mineralium Deposita* 37: 772-781

Choubert, G. (1945) Sur le Précambrien marocain. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 221: 249-251

Choubert, G. (1947) L'accident majeur de l'Anti-Atlas. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 224: 1172-1173

Choubert, G. (1952) Essai d'application de la notion d'Infracambrien aux formations anciennes de l'Anti-Atlas (Maroc). In: 19th International Geological Congress, vol Section 1- Fascicule 1. Alger, pp 33-71

Choubert, G. (1963) Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas de l'Archéen à l'aurore des temps primaires. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* 162: 352

Choubert, G., Faure-Muret, A. (1956) Lexique stratigraphique du Maroc. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* 134: 165

Choubert, G., Faure-Muret, A. (1980) 1. Anti-atlas (Morocco). *Earth-Science Reviews* 16: 87-113

Choubert, G., Faure-Muret, A. (1981) La chaîne des Anti-Atlasides "Précambrien II²" dans la région de Taliwine. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences - Série IIa: Sciences de la Terre et des Planètes* 292: 1081-1085

Clauer, N. (1974) Utilisation de la méthode Rb-Sr pour la datation d'une schistosité des sédiments peu métamorphisés: application au Précambrien II de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas, Maroc). *Earth and Planetary Science Letters* 22: 404-412

Clauer, N., Leblanc, M. (1975) Implications stratigraphiques d'une étude géochronologique Rb-Sr sur métasédiments précambriens de Bou Azzer (Anti-Atlas, Maroc). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* 38: 7-12

Clauer, N., Rais, N., Schaltegger, U., Pique, A. (1995) K-Ar systematics of clay-to-mica minerals in a multi-stage low-grade metamorphic evolution. *Chemical Geology* 124 (3-4): 305-316

Clavel, M., Tixeront, M. (1971) Un gîte de cuivre filonien, hydrothermal intraplutonique : Bou Skour (Anti-Atlas, Maroc). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* 31 (237): 203-228

Cox, S. F., Etheridge, M. A. (1983) Crack-seal fiber growth mechanisms and their significance in the development of oriented layer silicate microstructures. *Tectonophysics* 92: 147-170

D

Dalziel, I. W. D. (1997) Overview: Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin* 109 (1): 16-42

De Boorder, H., Spakman, W., White, S. H., Wortel, M. J. R. (1998) Late Cenozoic mineralisation, orogenic collapse and slab detachment in the European Alpine Belt. *Earth and Planetary Science Letters* 164: 569-575

Delapierre, A. (2000) Etude de la minéralisation aurifère d'Isamlal (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc). In: *Mem. diplôme, Université de Lausanne*, p 128

Demange, M. (1977) Le cadre géologique du gisement argentifère de Zgounder (Siroua, Maroc). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* 37: 105-122

De Wall, H., Kober, B., Errami, E., Ennih, N., Greiling, R. O. (2001) Age de mise en place et contexte géologique des granitoïdes de la boutonnière d'Imiter (Saghro, oriental, Anti-Atlas, Maroc). In: 2^{ème} Colloque International 3MA (Magmatisme, Métamorphisme & Minéralisations Associées), vol 1. Marrakech (Maroc), p 19

Derré, C., Lécolle, M. (1999) Altérations hydrothermales dans le Protérozoïque supérieur du Saghro (Anti-Atlas oriental). Relations avec les minéralisations. *Chronique de la Recherche Minière* 536-537: 39-61

Dong, G., Morrison, G., Jaireth, S. (1995) Quartz textures in epithermal veins, Queensland-Classification, origin and implication. *Economic Geology* 90: 1841-1856

Dong, G., Morrison, G. W. (1995) Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. *Mineralium Deposita* 30 (1): 11-19

Dostal, J., Caby, R., Keppie, J. D., Maza, M. (2002) Neoproterozoic magmatism in Southwestern Algeria (Sebkha el Melah inlier): a northerly extension of the Trans-Saharan orogen. *Journal of African Earth Sciences* 35 (2): 213-225

Dowling, K., Morrison, G. (1989) Application of quartz Textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples. *Economic Geology Monograph* 6: 342-356

Drummond, S. E., Ohmoto, H. (1985) Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Economic Geology* 80: 126-147

Dube, B., Lauziere, K., Dunning, G. (1998) Geology of the Hope Brook Mine, Newfoundland, Canada: a preserved late Proterozoic high-sulfidation epithermal gold deposit and its implications for exploration. *Economic Geology* 93 (4): 405-436

Ducrot, J. (1979) Datation à 615 Ma de la granodiorite de Bleida et conséquences sur la chronologie des phases tectoniques, métamorphiques et magmatiques pan-africaines dans l'Anti-Atlas marocain. *Bulletin de la Société géologique de France* 21 (4): 495-499

Ducrot, J., Lancelot, J. R. (1977) Problème de la limite Précambrien-Cambrien: étude radiochronologique par la méthode U-Pb sur zircons du volcan du Jel Boho. *Canadian Journal of Earth Sciences* 14: 2771-2777

E

Eilu, P., Sorjonen-Ward, P., Nurmi, P., Niiranen, T. (2003) A review of gold mineralization styles in Finland. *Economic Geology* 98 (7): 1329-1353

Elmaleh-Levy, M., Picot, P., Viland, J. C. (1977) Présence d'or et de tellure dans un minerai cuprifère de la boutonnière précambrienne d'Alma-Idouska (Anti-Atlas occidental). Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 38 (268): 241-245

Ennih, N., Liégeois, J. P. (2001) The Moroccan Anti-Atlas : the West African Craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. Precambrian Research 112: 289-302

Etoh, J., Izawa, E., Watanabe, K., Taguchi, S., Sekine, R. (2002) Bladed quartz and its relationship to gold mineralization in the Hishikari low-sulfidation epithermal gold deposit, Japan. Economic Geology 97 (8): 1841-1851

Ezzouhairi, H., 1989. Etude pétrographique, géochimique et structurale des formations plutoniques du Précambrien II de la boutonnière de Bou Skour (Saghro occidental, Anti-Atlas, Maroc). 3^{ème} cycle Thesis, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 233 pp.

F

Farazdaq, H., Boutaleb, M., Mouttaqui, A. (2001) The study of fluid inclusions of the Imiter silver deposit (Saghro oriental, Anti-Atlas, Morocco). In: Geological Society of America, Rocky Mountain Section, 53rd annual meeting; Geological Society of America, South-Central Section, 35th annual meeting, vol 33-5. p 58

Fauvelet, E., Hindermeier, J. (1952) Note préliminaire sur les granites associés à des coulées rhyolitiques au Sud de Ouarzazate (Anti-Atlas central) et dans le Sarho. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 234: 2626-2628

Fekkak, A., 1992. Le PII inférieur de la boutonnière de Sidi Flah (Saghro oriental, Anti-Atlas, Maroc) : relique d'un substratum océanique de l'arc du Saghro. 3^{ème} cycle Thesis, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 184 pp.

Fekkak, A., 2000. Les groupes du Néoprotérozoïque inférieur de Sidi Flah, Kelaat M'Gouna et Tiboulkhirine (Saghro, Anti-Atlas, Maroc) : Témoins d'un rift intracontinental pré-panafricain. doct. d'Etat Thesis, Université de Meknès, Maroc, 265 pp.

Fekkak, A., Boualoul, M., Badra, L., Amenzou, M., Saquaque, A., El-Amrani, I. E. (2000) Origine et contexte géotectonique des dépôts détritiques du Groupe Néoprotérozoïque inférieur de Kelaat Mgouna (Anti-Atlas Oriental, Maroc). Journal of African Earth Sciences 30 (2): 295-311

Fekkak, A., Pouclet, A., Badra, L. (2002) The Pre-Panafrican rifting of Saghro (Anti-Atlas, Morocco) : exemple of the middle Neoproterozoic Basin of Boumalne. Bulletin de la Société géologique de France 173 (1): 25-35

Fekkak, A., Pouclet, A., Benharref, M. (2003) The Middle Neoproterozoic Sidi Flah Group (Anti-Atlas, Morocco): synrift deposition in a Pan-African continent/ocean transition zone. Journal of African Earth Sciences 37 (1-2): 73-87

Fekkak, A., Pouclet, A., Ouguir, H., Badra, L., Gasquet, D. (1999) The Kelaat Mgouna early Neoproterozoic Group (Saghro, Anti-Atlas, Morocco): Witness of an initial stage of the pre-Pan-African extension. Bulletin de la Societe Geologique de France 170 (6): 789-797

Fekkak, A., Pouclet, A., Ouguir, H., Ouazzani, H., Badra, L., Gasquet, D. (2001) Géochimie et signification géotectonique des volcanites du Cryogénien inférieur du Saghro (Anti-Atlas oriental, Maroc). Geodinamica Acta 13: 1-13

Fletcher, C. J. N., Hawkins, M. P., Tejada, R. (1989) Structural control and genesis of polymetallic deposits in the Altiplano and Western Cordillera of southern Peru. Journal of South American Earth Sciences 2 (1): 61-71

Foit, F. F., Rosenberg, P. E. (1979) The structure of vanadium-bearing tourmaline and its implications regarding tourmaline solid solutions. The American Mineralogist 64: 788-798

Francis, P. W., Halls, C., Baker, M. C. W. (1983) Relationships between mineralization and silicic volcanism in the Central Andes. Journal of Volcanology & Geothermal Research 1-4: 165-190

Freton, R., 1988. Contribution à l'étude métallogénique du district de Bou Madine (Anti-Atlas, Maroc) : environnement tectonique et concentrations épithermales BPGC à Ag et Au. 3^{ème} cycle Thesis, INPL, Nancy, France, 246 pp.

G

Gallagher, V. (1988) Coupled substitution in the schorl-dravite tourmaline: New evidence from SE Ireland. Mineralogical Magazine 52: 637-650

Gasquet, D., 1991. Genèse d'un pluton composite tardi-hercynien. Le massif du Tichka, Haut-Atlas occidental (Maroc). doct. d'Etat Thesis, Université de Nancy I, France, 413 pp.

Gaudin, A. (1998) Etude minéralogique des minéralisations aurifères de Talat N'Soualh (district aurifère de Kelâat M'Gouna, Anti-Atlas, Maroc). In: Mémoire de DEA, Université d'Orléans, p 37

Graber, W. J., 1991. Geology of a late Proterozoic intra-arc basin, Kelâa M'Gouna inlier, Anti-Atlas, Maroc. Master Sci. Thesis, Duke university, U.S.A, 66 pp.

Graetsch, H., 1994. Structural characteristics of opaline and microcrystalline silica minerals. In: P. J. Heaney, C. T. Prewitt, G. V. Gibbs (Editors), Silica, physical behavior, geochemistry and materials applications. Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of, Washington, pp. 209-232.

Guidotti, C. V., 1984. Micas in metamorphic rocks. In: S. W. Bailey (Editor), Micas. Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of America, Washington, pp. 357-467.

Guiraud, R., Doumnang Mbaigane, J. C., Carretier, S., Dominguez, S. (2000) Evidence for a 6000 km length NW-SE striking lineament in northern Africa: the Tibesti Lineament. Journal of Geological Society of London 157: 897-900

H

Hafid, A., Sagon, J. P., Fonteilles, M., Moutte, J. (1998) Existence de deux séries tholéiitiques distinctes parmi les dolérites du Protérozoïque supérieur de la boutonnière d'Irherm (Anti-Atlas, Maroc). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 326 (21-26):

Hassenforder, B., 1987. La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif du Kerdous (Maroc). 3^{ème} Cycle Thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 249 pp.

Hassenforder, B., Jeannette, D. (1974) Rapports entre le Précambrien Supérieur et l'Infracambrien dans la boutonnière du Kerdous (Anti-Atlas occidental). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 278 (D): 3287-3290

Hawthorne, F. C., Henry, D., J. (1999) Classification of the minerals of the tourmaline group. European Journal of Mineralogy 11 (2): 201-215

Heaney, P. J., 1994. Structure and chemistry of the low-pressure silica polymorphs. In: P. J. Heaney, C. T. Prewitt, G. V. Gibbs (Editors), Silica, physical behavior, geochemistry

and materials applications. *Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, Washington, pp. 1-40.

Hedenquist, J. W., Lowenstern, J. B. (1994) The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature* 370: 519-527

Hedenquist, J. W., R. Antonio, A., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In: S. G. Hagemann, P. E. Brown (Editors), *Review in Economic Geology: Gold in 2000*. Society of Economic Geology, Inc, Boulder, pp. 245-277.

Hefferan, K. P., Admou, H., Hilal, R., Karson, J. A., Saquaque, A., Juteau, T., Bohn, M. M., Samson, S. D., Kornprobst, J. M. (2002) Proterozoic blueschist-bearing melange in the Anti-Atlas Mountains, Morocco. *Precambrian Research* 118 (3-4): 179-194

Hefferan, K. P., Admou, H., Karson, J. A., Saquaque, A. (2000) Anti-Atlas (Morocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstruction. *Precambrian Research* 103: 89-96

Hefferan, K. P., Karson, J. A., Saquaque, A. (1992) Proterozoic collisional basins in a Pan-African suture zone, Anti-Atlas Mountains, Morocco. *Precambrian Research* 54 (2-4): 295-319

Heinrich, C. A., Driesner, T., Stefansson, A., Seward, T. M. (2004) Magmatic vapor contraction and the transport of gold from the porphyry environment to epithermal ore deposits. *Geology* 32 (9): 761-764

Helg, U., Burkhard, M., Caritg, S., Robert-Charrue, C. (2004) Folding and inversion tectonics in the Anti-Atlas of Morocco. *Tectonics* 23 (4-TC4006): 1-17

Henley, R. D., 1985. The geothermal framework of epithermal deposits. In: B. R. Berger, P. M. Bethke (Editors), *Reviews in Economic Geology : Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*. Society of Economic Geologists, pp. 1-24.

Henry, D., J., Dutrow, B. L., 2002. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. In: E. S. Grew, L. M. Anovitz (Editors), *Boron, Mineralogy, Petrology and Geochemistry*. *Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, Washington, pp. 503-557.

Henry, D., J., Dutrow, B. L., Selverstone, J. (2002) Compositional asymmetry in replacement tourmaline – An example from the Tauern Window, Eastern Alps. *Geological Materials Research* 4 (2): 18

Henry, D. J., Guidotti, C. V. (1985) Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *The American Mineralogist* 70 (1-2): 1-15

Henry, D. J., Kirkland, B. L., Kirkland, D. W. (1999) Sector-zoned tourmaline from the cap rock of a salt dome. *European Journal of Mineralogy* 11 (263-280)

Hey, M. H. (1954) A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine* 30: 277

Hindermeyer, J. (1953a) Le Précambrien I et le Précambrien II du Saghro. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 237: 921-923

Hindermeyer, J. (1953b) Le Précambrien III du Saghro. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 237: 1024-1026

Hodgson, C. J. (1989) The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. *Ore Geology Reviews* 4 (3): 231-273

Hofstra, a. H., Cline, J. S., 2000. Characteristics and models for Carlin-type gold deposits. In: S. G. Hagemann, P. E. Brown (Editors), *Review in Economic Geology: Gold in 2000*. Society of Economic Geology, Inc, Boulder, pp. 163-220.

Holdaway, M. J. (1972) Thermal stability of Al-Fe epidote as a function of fO_2 and Fe content. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 37: 307-340

Huw Davies, J., von Blanckenburg, F. (1995) Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters* 129 (1-4): 85-102

I

Ibhi, A., Nachit, H., Abia, E. H., Hernandez, J. (2002) Intervention des ségrégats carbonatitiques dans la pétrogenèse des néphélinites à pyroxène de Jbel Saghro (Anti-Atlas, Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France* 173 (1): 37-43

Ighid, L., Saquaque, A., Reuber, I. (1989) Plutons syn-cinématiques et la déformation panafricaine majeure dans le Saghro oriental (boutonnière d'Imiter, Anti-Atlas, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 309 (II): 615-620

J

Jeannette, D., Benziane, F., Yazidi, A. (1981) Lithostratigraphy and dating of the Proterozoic from the Ifni window, Anti- Atlas, Morocco. *Precambrian Research* 14 (3-4): 363-378

Jébrak, M. (1992) Les textures intra-filoniennes, marqueurs des conditions hydrauliques et tectoniques. *Chronique de la Recherche Minière* 506: 25-35

Jouravsky, G., 1952. Cobalt et Nickel, Géologie des gîtes minéraux marocains. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, pp. 98.

Jouravsky, G. (1959) Composition chimique et nomenclature des bi- et triarséniures de cobalt nickel et fer. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 147 (XVIII): 161-178

K

Karl, A., de Wall, H., Rieger, M., Schmitt, T., Errami, E., Kober, B., Greiling, R. O., 2001. Petrography and geochemistry of the Bou Teglimt, Taouzzakt and Igoudrane intrusions in the Eastern Saghro (Anti Atlas, Morocco). In: H. de Wall, R. O. Greiling (Editors), *Magmatic evolution of a Neoproterozoic island-arc: syn- to post-orogenic igneous activity in the Anti-Atlas (Morocco)*. Forschungszentrum Jülich, International Cooperation, Scientific Series, Jülich, pp. 243-253.

Keppie, J. D., Nance, R. D., Murphy, J. B., Dostal, J. (2003) Tethyan, Mediterranean, and Pacific analogues for the Neoproterozoic-Paleozoic birth and development of peri-Gondwanan terranes and their transfer to Laurentia and Laurussia. *Tectonophysics* 365 (1-4): 195-219

Kirschvink, J. L., Magaritz, M., Ripperdan, R. L., Zhuravlev, A. Y., Rozanov, A. Y. (1991) The Precambrian/Cambrian boundary: magnetostratigraphy and carbon isotopes resolve correlation problems between Siberia, Morocco, and South China. *GSA Today* 1 (4): 69-91

Knauth, L. P., 1994. Petrogenesis of chert. In: P. J. Heaney, C. T. Prewitt, G. V. Gibbs (Editors), *Silica, physical behavior, geochemistry and materials applications. Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of Washington, pp. 233-258.

Knoll, A. H. (2000) Learning to tell Neoproterozoic time. *Precambrian Research* 100 (1-3): 3-20

Kretschmar, U., Scott, S. D. (1976) Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *The Canadian Mineralogist* 14: 364-386

Kurek, S., Friedl, M., 1987. Le Précambrien des chaînes d'Ougarta (Sahara Algérien), sa place dans la structure de l'Afrique du Nord-Ouest. In: J. Matheis, S. J. Schandelmeyer (Editors), *African Tectonics*. Balkema, Rotterdam, pp. 61-68.

L

Latham, A., Riding, R. (1990) Fossil evidence for location of Precambrian/Cambrian Boundary in Morocco. *Nature* 344: 752-754

Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A. R., Zanettin, B., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K, 193 pp.

Leake, B. E., Wooley, A. R., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, E. C., Kato, A., Kish, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresh, 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 Minerals Names. *European Journal of Mineralogy* 9: 623-651

Leblanc, M., 1975. Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt (Bou Azzer, Maroc). *Doct. d'Etat Thesis, Université de Paris VI, France*, 367 pp.

Leblanc, M. (1976) A Proterozoic ocean crust at Bou Azzer. *Nature* 216: 34-35

Leblanc, M., Lancelot, J. R. (1980) Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. *Canadian Journal of Earth Sciences* 17: 142-155

Leblanc, M., Moussine-Pouchkine, A. (1994) Sedimentary and volcanic evolution of a Neoproterozoic continental margin (Bleida, Anti-Atlas, Morocco). *Precambrian Research* 70: 25-44

Lécolle, M., Derré, C., Rjimati, E. C., Nerci, K., Azza, A., Bennani, A. (1991) Les distensions et la tectonique biphasée du Panafricain dans l'Anti-Atlas oriental: dynamique de dépôt et de structuration des Précambriens II-2 et II-3 (Saghro, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences - Serie IIA: Sciences de la Terre et des Planètes* 313: 1563-1568

Leeman, W. P., Sisson, V. B., 2002. Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes. In: E. S. Grew, L. M. Anovitz (Editors), *Boron, Mineralogy, Petrology and Geochemistry. Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, Washington, pp. 645-708.

Leistel, J.-M., Qadrouci, A. (1991) Le gisement argentifère d'Imiter (Protérozoïque supérieur de l'Anti-Atlas, Maroc). Contrôles des minéralisations, hypothèses génétiques et perspectives pour l'exploration. *Chronique de la Recherche Minière* 502: 5-22

Leloix, C. (1999) Etude des minéralisations aurifères épithermales d'Isamlal. District de Kelaat M'Gouna (Anti-Atlas, Maroc). In: Mémoire post-doctorat., Université d'Orléans, p 44

Levresse, G., 2001. Contribution à l'établissement d'un modèle génétique des gisements d'Imiter (Ag-Hg), Bou Madine (Pb-Zn-Cu-Ag-Au), Bou Azzer (Co, Ni, As, Au, Ag) dans l'Anti-Atlas marocain. 3^{ème} Cycle Thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 218 pp.

Levresse, G., Cheilletz, A., Gasquet, D., Reisberg, L., Deloule, E., Marty, B., Kyser, K. (2004) Osmium, sulphur, and helium isotopic results from the giant Neoproterozoic epithermal Imiter silver deposit, Morocco: evidence for a mantle source. *Chemical Geology* 207 (1-2): 59-79

Liegeois, J. P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M. (2003) The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences* 37 (3-4): 161-190

Lindgren, W., 1933. *Mineral deposits*. McGraw-Hill, New York, 930 pp.

London, D., Manning, D. A. C. (1995) Chemical variation and significance of tourmaline from southwest England. *Economic Geology* 90 (3): 495-519

Lynch, G., Ortega, J. (1997) Hydrothermal alteration and tourmaline-albite equilibria at the Coxheat porphyry Cu-Mo-Au deposit, Nova Scotia. *Canadian Mineralogist* 35 (1): 79-94

M

Manning, D. (1982) Chemical and morphological variations in tourmalines from the Hub Kapong batholith of peninsular Thailand. *Mineralogical Magazine* 45: 139-147

Meinert, L. D., Hefton, K. K., Mayes, D., Tasiran, I. (1997) Geology, zonation, and fluid evolution of the Big Gossan Cu-Au skarn deposit, Ertsberg District, Irian Jaya. *Economic Geology* 92 (5): 509-533

Mifdal, A., Peucat, J. (1985) Datation U-Pb et Rb-Sr du volcanisme acide de l'Anti-Atlas marocain et du socle sous-jacent dans la région de Ouarzazate. Apport au problème de la limite Précambrien-Cambrien. *Sciences Géologiques. Bulletin* 38 (2): 185-200

Milesi, J.-P., Feybesse, J.-L., Pinna, P., Deschamps, Y., Kampunzu, H. A. B., Muhongo, S., Lescuyer, J. L., Toteu, S. F. (2004) Géologie et Principaux Gisement de l'Afrique. In, vol. BRGM, XX° Colloque de Géologie Africaine, Orléans

Monier, G., Robert, J. L. (1986a) Evolution of the miscibility gap between muscovite and biotite solid solutions with increasing lithium content: an experimental study in the system $K_2O-Li_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-HF$ at 600°C, 2 kbar P_{H_2O} : comparison with natural lithium micas. *Mineralogical Magazine* 50: 641-651

Monier, G., Robert, J. L. (1986b) Muscovite solid solutions in the system $K_2O, MgO, FeO, Al_2O_3, SiO_2, H_2O$: an experimental study at 2 kbar P_{H_2O} and comparison with natural Li-free white micas. *Mineralogical Magazine* 50: 257-266

Mrini, Z., 1993. Chronologie (Rb-Sr ; U-Pb) ; traçage isotopique (Sr-Nd-Pb) des sources des roches magmatiques éburnéennes, panafricaines et hercyniennes du Maroc. doct. d'Etat Thesis, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 227 pp.

Munoz, J. L., 1984. F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits, *Reviews in Mineralogy: Micas*. Mineralogical Society of America, pp. 469-493.

N

Nance, R. D., Murphy, J. B. (1994) Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic restoration of peripheral orogens: Example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt. *Geology* 22 (7): 617-620

Nance, R. D., Murphy, J. B., Keppie, J. D. (2002) A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics* 352 (1-2): 11-31

Neltner, L. (1938) Etudes géologiques dans le Sud marocain (Haut Atlas et Anti-Atlas). Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 42:

O

Ouguir, H., 1997. Contexte géologique du gisement argentifère d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). Contrôle volcanique et structural de la mise en place des concentrations métalliques à Ag-Hg. *doct. d'Etat Thesis, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 233 pp.*

Ouguir, H., Macaudière, J., Dagallier, G. (1996) Le Protérozoïque supérieur d'Imiter, Saghro oriental, Maroc : un contexte géodynamique d'arrière arc. *Journal of African Earth Sciences* 22 (2): 173-189

Ouguir, H., Macaudière, J., Dagallier, G., Qadrouci, A., Leistel, J.-M. (1994) Cadre structural du gîte Ag-Hg d'Imiter (Anti-Atlas, Maroc) ; implication métallogénique. *Bulletin de la Société géologique de France* 165 (3): 233-248

P

Pasava, J. (1994) Geochemistry and the role of anoxic sediments in the origin of the Imiter silver deposit in Morocco. *Vestník Českého geologického ústavu* 69 (1): 1-11

Passchier, C. W., Trouw, R. A. J., 1996. *Micro-tectonics*. Springer, Berlin, 289 pp.

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* 25 (4): 956-983

Pichavant, M. (1987) Effects of B and H₂O on liquidus phase relations in the haplogranite system at 1 kbar. *American Mineralogist* 72 (11-12): 1056-1070

Popov, A. G., Qadrouci, A., Belkasmi, A., 1986. Le gisement argentifère d'Imiter. (Synthèse géologique et résultats de recherche de 1985 et bilan des réserves au 31-12-1985), Société Métallurgique d'Imiter, Tinghir.

R

Ramsay, J. G. (1980) The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature* 284: 135-139

Reed, M. H., Spycher, N. F., 1985. Boiling, cooling, and oxidation in epithermal systems: a numerical modeling approach. In: B. R. Berger, P. M. Bethke (Editors), *Review in Economic Geology: Geology and geochemistry of epithermal systems*. Society of Economic Geology, Inc, El Paso, pp. 249-272.

Reyes, A. G. (1990) Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 43 (1-4): 279-309

Richard, P., 1989. Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale. 3^{ème} cycle Thesis, Université de Rennes I, Rennes, 382 pp.

Riedel, W. (1929) Zür mechanik geologischer brucherscheinungen zentralblatt für mineralogie. *Geologie und Paläontologie* 1929b: 354-368

Rieger, M., de Wall, H., Karl, A., Schmitt, T., Errami, E., Kontny, A., Ennih, N., 2001. The anisotropy of magnetic susceptibility of Pan-african granitoids in the Eastern Saghro (anti-Atlas, Morocco). In: H. de Wall, R. O. Greiling (Editors), *Magmatic evolution of a Neoproterozoic island-arc: syn- to post-orogenic igneous activity in the Anti-Atlas (Morocco)*. Forschungszentrum Jülich, International Cooperation, Scientific Series, Jülich, pp. 229-242.

Robert, J. L., Beny, J. M., Della Ventura, G., Hardy, M. (1993a) Fluorine in micas: crystal-chemical control of the OH-F distribution between trioctahedral and dioctahedral sites. *European Journal of Mineralogy* (5): 7-18

Robert, J. L., Linnen, R., Rouer, O. (1993b) The OH-F substitution in natural and synthetic tourmalines. In: *Terra*, vol 5. p 498

Rogers, J. J. W., Unrug, R., Sultan, M. (1995) Tectonic assembly of Gondwana. *Journal of Geodynamics* 19 (1): 1-34

Rubin, J. N., Richard, K. J., Rubin, J. N. (1997) Precious metal mineralogy in porphyry-, skarn-, and replacement-type ore deposits of the ertsberg (Gunung Bijih) district, Irian Jaya, Indonesia. *Economic Geology* 92 (5): 535-550

Ruhland, M. (1973) Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associée à divers modèles structuraux. *Sciences Géologiques. Bulletin Strasbourg* 26 (2/3): 91-113

Rui-Zhong, H., Wen-Chao, S., Xian-Wu, B., Guang-Zhi, T., Hofstra, A. H. (2002) Geology and geochemistry of Carlin-type gold deposits in China. *Mineralium Deposita* 37 (3-4): 378-392

S

Sander, M. V., Black, J. E. (1988) Crystallization and recrystallization of growth-zoned vein quartz crystals from epithermal systems - Implications for fluid inclusion studies. *Economic Geology* 83 (5): 1052-1060

Saquaque, A., Admou, H., Cisse, A., Benyoucef, A. H., Reuber, I. (1989a) Les intrusions calco-alcalines de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas, Maroc) : marqueurs de la déformation majeure panafricaine dans un contexte de collision d'arc. *Comptes Rendus de l'Academie de Sciences - Serie IIa: Sciences de la Terre et des Planetes* 308: 1279-1283

Saquaque, A., Admou, H., Karson, J., Hefferan, K., Reuber, I. (1989b) Precambrian accretionary tectonics in the Bou Azzer-El Graara region, Anti-Atlas, Morocco. *Geology* 17 (12): 1107-1110

Saquaque, A., Benharref, M., Abia, H., Mrini, Z., Reuber, I., Karson, J. A. (1992) Evidence for a Panafrican volcanic arc and wrench fault tectonics in Jbel Saghro, Morocco. *Geologische Rundschau* 81 (1): 1-13

Schmitt, T., de Wall, H., Warr, L. N., 2001. Enclave geometry and strain quantification in the Igoudrane granodiorite, Eastern Saghro, Anti-Atlas, Morocco. In: H. de Wall, R. O. Greiling (Editors), *Magmatic evolution of a Neoproterozoic island-arc: syn- to post-orogenic igneous activity in the Anti-Atlas (Morocco)*. Forschungszentrum Jülich, International Cooperation, Scientific Series, Jülich, pp. 255-267.

Sebai, A., Feraud, G., Bertrand, H., Hanes, J. (1991) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. *Earth and Planetary Science Letters* 104: 455-472

Shaw, D. M., Sturchio, N. C. (1992) Boron-lithium relationships in rhyolites and associated thermal waters of young silicic calderas, with comments on incompatible element behaviour. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56 (10): 3723-3731

Sibson, R. H., 2001. Seismogenic Framework for Hydrothermal Transport and Ore Deposition. In: J. P. Richards, R. M. Tosdal (Editors), *Review: Structural Controls on Ore Genesis*. Society of Economic Geology, Littleton, Colorado, pp. 25-50.

Sillitoe, R. H. (1973) Geology of the Los Pelambres porphyry copper deposit, Chile. *Economic Geology* 68: 1-10

Sillitoe, R. H., 2000. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. In: S. G. Hagemann, P. E. Brown (Editors), *Review in Economic Geology: Gold in 2000*. Society of Economic Geology, Inc, Boulder, pp. 315-345.

Simmons, S. F., Browne, P. R. L. (1990) Mineralogic, alteration and fluid-inclusion studies of epithermal gold-bearing veins at the Mt. Muro Prospect, Central Kalimantan (Borneo), Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration* 35 (1-3): 63-103

Sizaret, S. (1999) Etude des minéralisations aurifères d'Isamlal (district de Kelâa M'Gouna, Anti-Atlas, Maroc). In: *Mémoire de DEA, Université d'Orléans*, p 37

Skewes, M. A., 1992. Miocene and Pliocene copper-rich breccias from the Andes of central Chile (32-34°S). Ph.D. Thesis, University of Colorado, Boulder, 216 pp.

Slack, J. F., 2002. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. In: E. S. Grew, L. M. Anovitz (Editors), *Boron, Mineralogy, Petrology and Geochemistry. Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, Washington, pp. 559-644.

Streckeisen, A. (1976) To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews* 12: 1-33

Sundblad, K. (2003) Metallogeny of gold in the Precambrian of Northern Europe. *Economic Geology* 98 (7): 1271-1290

T

Thomas, R. J., Chevallier, L. P., Gresse, P. G., Harmer, R. E., Eglington, B. M., Armstrong, R. A., de Beer, C. H., Martini, J. E. J., de Kock, G. S., Macey, P. H., Ingram,

B. A. (2002) Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Precambrian Research* 118 (1-2): 1-57

Thomas, R. J., Fekkak, A., Ennih, N., Errami, E., Loughlin, S. C., Gresse, P. G., Chevallier, L. P., Liegeois, J.-P. (2004) A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 39 (3-5): 217-226

Thompson, J. F. H., Newberry, R. J., 2000. Gold deposits related to reduced granitic intrusions. In: S. G. Hagemann, P. E. Brown (Editors), *Review in Economic Geology: Gold in 2000*. Society of Economic Geology, Inc, Boulder, pp. 377-400.

Tindle, A. G., Webb, P. C. (1990) Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *European Journal of Mineralogy* 2: 595-610

Trompette, R. (1997) Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research* 82 (1-2): 101-112

Tucker, M. E. (1986) Carbon isotope excursions on Precambrian/Cambrian boundary beds, Morocco. *Nature* 319: 48-50

Tucker, M. E. (1989) Carbon isotopes and Precambrian-Cambrian boundary geology, South Australia: ocean basin formation, seawater chemistry and organic evolution. *Terra Nova* 1 (6): 573-582

Turner, W. A., Richards, J. P., Nesbitt, B. E., Muehlenbachs, K., Biczok, J. L. (2001) Proterozoic low-sulfidation epithermal Au-Ag mineralization in the Mallery Lake area, Nunavut, Canada. *Mineralium Deposita* 36 (5): 442-457

U

Unrug, R. (1997) Rodinia to Gondwana: the geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly. *GSA Today* 7: 1-5

Urai, J. L., Williams, P. F., Van Roermund, H. L. M. (1991) Kinematics of crystal growth in syntectonic fibrous veins. *Journal of Structural Geology* 13: 823-836

V

Vargas, J. M. (1983) Etude métallographique des minéralisations mercuro-argentifères d'Imiter. In: Fondation Scientifique de la Géologie et de ses applications, Nancy, p 60

Villeneuve, M., Cornee, J. J. (1994) Structure, evolution and palaeogeography of the West African craton and bordering belts during the Neoproterozoic. *Precambrian Research* 69 (1-4): 307-326

Villeneuve, M., Dallmeyer, R. D. (1987) Geodynamic evolution of the mauritanide, bassaride, and rokelide orogens (West Africa). *Precambrian Research* 37 (1): 19-28

W

Walsh, G. J., Aleinikoff, J. N., Benziane, F., Yazidi, A., Armstrong, T. R. (2002) U-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic Tagrara de Tata inlier and its Neoproterozoic cover, Western Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research* 117: 1-20

Warnaars, F. W. (1985) Porphyry copper and Tourmaline breccias at Los Bronces-Rio Blanco, Chile. *Economic Geology* 80: 1544-1565

White, N. C., Hedenquist, J. W. (1990) Epithermal environments and styles of mineralization: Variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration* 36 (1-3): 445-474

White, N. C., Hedenquist, J. W. (1995) Epithermal Gold Deposits : styles, characteristics and exploration. *Society of Economic Geologists Newsletter* 23: 9-13

Z

Zhou, T., Goldfarb, R. J., Phillips, G. N. (2002) Tectonics and distribution of gold deposits in China - an overview. *Mineralium Deposita* 37 (3-4): 249-282

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION

Figure 1 : Situation géographique du Maroc au sein du continent africain.

Figure 2 : Distribution des principaux gisements de type épithermal acide « high sulfidation » et neutre « low sulfidation » : a) Sur la ceinture de feu péri-Pacifique et b) En Europe Centrale (Hedenquist et R. Antonio. 2000).

Figure 3 : Modèle schématique proposant les relations génétiques entre les gisements de type porphyre et épithermaux acide et neutre (Hedenquist et Lowenstern 1994, Hedenquist et R. Antonio. 2000).

CHAPITRE I

Figure I-1 : Carte géologique simplifiée du continent africain modifiée (Milesi et al., 2004).

Figure I-2 : Reconstruction paléogéographique et géodynamique des supercontinents hypothétiques [A] Rodinia, il y a 1 Ga et [B] Panotia à la transition Paléozoïque - Précambrien (d'après Dalziel, 1997). A: Arequipa; AM: Amazonian Craton; AV: Avalonia; B: Baltica; C: Congo Craton; CMG: East Antarctica; E: Ellsworth-Whitmore mountains block; EA: East Avalonia; ESMP: hypothetical Ellsworth-Sonora-mojave transform; F: Florida; F/MP: Falkland-Malvinas plateau; K: Kalahari Craton; MA: Position du Sud Maroc; MAOT: hypothetical Malvinas-Alabama-Oklahoma transform; MBL: Marie Byrd Land; NG: New Guinea; R: Rockall plateau; RP: Rio de la Plata Craton; S: Siberia; SF: São Francisco Craton; SV: Svalbard block; TxP: hypothetical Texas plateau; WA: West Avalonia; WAC: West African Craton.

Figure I-3 : Reconstitution paléogéographique des continents Avalonia et des terrains péri-gondwaniens (Nance et al., 2002). (A) Au Néoprotérozoïque supérieur, une importante subduction a lieu en périphérie du Gondwana (ca. 635-590 Ma). (B) Au Néoprotérozoïque tardif (590-540 Ma), subduction d'une ride océanique et mise en place d'une faille transformante continentale. (C) Au Paléozoïque inférieur, séparation des micro-continentes Carolina et West Avalonia lors d'une phase de rifting continental. (Ch: Chortis block, Ox, Oaxaquia, Y: Yucatan block, F: Florida).

Figure I-4 : Reconstitution paléogéographique des terrains péri-gondwaniens au Néoprotérozoïque supérieur (Keppie et al., 2003). (C: Carolina, EA: East Avalonia, G: Gander terrane, M: Meguma terrane, WA: West Avalonia).

Figure I-5 : Reconstruction du Gondwana à la fin du Néoprotérozoïque et localisation des grandes ceintures orogéniques panafricaines (modifié, Unrug, 1997).

Figure I-6 : Corrélations tectoniques des différents orogènes panafricains localisés en périphérie du Craton Ouest Africain et en Avalonia (Hefferan et al., 2000).

Figure I-7 : [A] Coupes schématiques montrant l'évolution géodynamique de la chaîne panafricaine des Mauritanides-Bassarides (Villeneuve et Cornée, 1994): 1, Formation de bassins intracontinentaux; 2, Ouverture du rift des Bassarides (Bs); 3, Fermeture de la mer Mauritanide = phase panafricaine 1 (P.1); 4, Formation des grabens d'âge Néoprotérozoïque supérieur à Cambrien inférieur; 5, Fermeture du système de grabens intracontinentaux = phase panafricaine 2 (P.2), 6, Dépôts des sédiments ordoviciens. WAC: West African Craton; SMB: Senegalese blocks; Yk: Youkounkoun basin; Tb: Taban basin; Bk: Bakoye basin; Mk: Madina-kouta basin. [B] Schémas évolutifs reconstituant l'évolution de l'orogène panafricain dans le Hoggar central / occidental (Caby, 2003); (A) Subduction océanique sous le bloc d'Iskel (900-850 Ma); (B) Premiers stades de fermeture océanique et de collision. Genèse d'un métamorphisme de HP-BT (700-620 Ma); (C) Stades ultimes de collision et d'exhumation syntectonique (620-580 Ma); UGI = Unité Granulitique des Iforas [C] Positionnement des coupes au niveau du Craton Ouest Africain.

Figure I-8: Modèle général d'évolution du bloc Avalonia au Néoprotérozoïque supérieur. (A) Subduction oblique vers ca. 635–570 Ma générant le magmatisme d'arc avalonien et ouvrant des bassins en pull-apart en réponse à une cinématique senestre. (B) Subduction de la ride océanique produisant une inversion structurale vers ca. 590–540 Ma puis la cessation de la subduction ; développement progressif d'une faille transformante continentale et ouverture de bassin en pull-apart dextre, d'après Nance et al., 2002.

Figure I-9: Coupe N-S simplifiée de l'Anti-Atlas à la fin du Néoprotérozoïque supérieur intégrant la place du bloc Cadomia, d'après Hefferan et al., (2000). SAF= South Atlasic Fault, *= HP-LT metamorphic rocks.

Figure I-10: Modèle de reconstruction géodynamique de la chaîne Anti-Atlantique pendant l'orogène panafricain selon Ennih et Liégeois (2001). [A] Formation de l'aulacogène du Saghro-Ougarta sur le rebord méridional de la marge passive du Craton Ouest Africain et formation d'une croûte océanique. Noter que l'Accident Majeur Anti-Atlantique est une faille normale caractérisant le rebord sud de l'aulacogène du Saghro. [B] Fermeture du domaine océanique (ca. 685 Ma), chevauchement sur le rebord nord du Craton Ouest Africain des ophiolites de Bou Azzer et subduction vers le nord sous le continent Avalonia. [C] Période de stabilité tectonique sur le rebord nord du Craton Ouest Africain. En revanche, en Avalonia la subduction persiste. [D] Injection des granitoïdes calco-alcalins potassiques et alcalins dans l'Anti-Atlas de part et d'autre de l'Accident Majeur Anti-Atlantique (580-560 Ma) [E] Reconstruction paléogéographique entre 630 et 570 Ma et positionnement de l'Anti-Atlas.

Figure I-11: Carte géologique simplifiée de l'Anti-Atlas marocain, modifiée Choubert (1980).

Figure I-12: Interprétations successives des subdivisions lithostratigraphiques et structurales du Précambrien et Infracambrien des Anti-Atlas.

Figure I-13 : Evolution verticale et horizontale du cycle Cambrien du Jbel Saghro à la boutonnière d'Ifni (environ 500 km), Benziane et al., (1983).

Figure I-14 : Carte géologique simplifiée montrant la distribution des districts et indices minéralisés de l'Anti-Atlas.

Figure I.15 : [A]: Modèle de reconstitution géodynamique du domaine panafricain de l'Anti-Atlas selon Leblanc et Lancelot (1980): a, Distension avec ouverture océanique ; b, Formation des premiers arcs calco-alcalins à l'aplomb de zones de subduction à pendage nord ou sud?; c, Compression polyphasée et obduction des lambeaux ophiolitiques de Bou Azzer (phase B1) ; d, Subduction à vergence sud générant un important magmatisme acide et basique ; e, Blocage de la subduction lors de la phase B2, collisionnelle, marquant l'affrontement entre le Craton Ouest Africain et un continent hypothétique septentrional ; f, Instauration d'un intense volcanisme ignimbritique calco-alcalin à alcalin ; g, Distension post-orogénique et volcanisme alcalin discret. [B]: Modèle d'évolution géodynamique de l'Anti-Atlas selon Villeneuve et Cornée (1994): 1, Ouverture de l'océan prépanafricain ; 2, Collision de l'arc Siroua-Saghro avec un bloc isolé au Nord ; 3, Obduction des ophiolites sur le Craton Ouest Africain (phase B1) ; 4, Stade de collision tardif (phase B2) ; 5, Dépôt des formations volcaniques puis des premières formations infracambriennes. CWA: West African Craton, CNM: North Moroccan continent, SSi: Siroua/Saghro Arc, TZT: Tizi'n Test fault.

Figure I-16 : Modèle d'évolution de la chaîne Anti-Atlasique pendant l'orogène panafricain selon une coupe Sud-Nord, (Thomas et al., 2002).

Figure I-17 : a) Modèle interprétatif d'une tectonique en décollement relative à l'orogène hercynien dans les formations d'avant chaîne de l'Anti-Atlas occidental, ici exemple de la boutonnière d'Ifni, d'après Helg et al., 2004. b) Coupe NW-SE au travers de tout l'Anti-Atlas occidental, passant par la boutonnière d'Ifni et c) proposition de coupe équilibrée, (Helg et al., 2004).

CHAPITRE II

Figure II-1 : Carte géologique du Jbel Saghro, d'après Hindermeyer et al., (1977) et scène Landsat disponible sur le site <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/mrsid.pl>.

Figure II-2 : Planche photographique des principaux faciès du complexe inférieur rencontrés dans le Jbel Saghro. a) Sédiments silico-clastiques verticalisés composés de siltites vertes et violettes (boutonnière de Kelâa M'Gouna). b) Formations grésopélitiques de la boutonnière de Kelâa M'Gouna. Encart : pli d'origine synsédimentaire (slump ?) observé dans ces formations détritiques. c) Métasédiments de la boutonnière de Boumalne intrudés par le massif granodioritique d'Iknioun. d) Laves acides du complexe supérieur reposant en discordance sur le complexe inférieur (Partie occidentale du prospect de la Zone des Dykes).

Figure II-3 : Carte géologique de la boutonnière de Sidi Flah, (Fekkak et al., 2003).

Figure II-4 : Colonnes stratigraphiques des formations du bassin de Sidi Flah. V1 à V4 représentent les piles basaltiques, A, B, D et G représentent les différents faciès de turbidites, (Fekkak et al., 2003).

Figure II-5 : Carte géologique de la boutonnière de Kelâa M'Gouna, d'après Benharref (1991) , Derré et Lécolle (1999) et scène Landsat.

Figure II-6 : Colonne stratigraphique des formations sédimentaires du complexe inférieur de Kelâa M'Gouna, (Fekkak et al., 2001).

Figure II-7 : Carte géologique de la boutonnière de Boumalne, d'après Hindermeier et al., (1977) et scène Landsat.

Figure II-8 : Colonne stratigraphique des formations sédimentaires du complexe inférieur de la boutonnière de Boumalne, (Fekkak et al., 2001).

Figure II-9 : Carte géologique de la boutonnière d'Imiter, d'après documents inédits SMI.

Figure II-10 : Diagramme ternaire (Streckeisen, 1976) des roches plutoniques du complexe inférieur (données de Bajja (1989), Ait Isha (1996), Ezzouhairi (1989), Karl et al., 2001).

Figure II-11 : Particularités géochimiques des granitoïdes du complexe inférieur. a) Diagramme K_2O vs. SiO_2 (Le Maitre et al., 1989) montrant les subdivisions de la série magmatique subalcaline, données de (Ait Isha et al., 1996; Benharref, 1991; Ezzouhairi, 1989; Karl et al., 2001). b) Diagramme de discrimination Rb vs. Y+Nb (Pearce et al., 1984) et interprétations géotectoniques, données de Karl et al., (2001).

Figure II-12 : Planche photographique des principaux faciès du complexe supérieur rencontrés dans le Jbel Saghro. a) Falaises ignimbritiques de la région d'Iknioun dans le centre du Jbel Saghro. b) Ignimbrite acide formée de fragments de ponces (P) et de fragments lithiques de lapilli (L) ou blocs de granite rose (G) c) Formations granitiques roses du massif d'Isk n'Allah (2557 m) au sud de la boutonnière de Boumalne. d) Important réseau de dykes de rhyolite de la partie occidentale du Saghro (ancienne mine de cuivre de Bou Skour).

Figure II-13 : Particularités géochimiques des roches volcaniques et plutoniques du complexe supérieur. Données compilées de Ouguir (1996), Bajja (1989) et cette étude. a) Diagramme TAS (Total alkali vs. Silica, (Le Maitre et al., 1989)) et nomenclature des roches volcaniques du complexe supérieur. b) Diagramme AFM des roches du complexe supérieur. Données compilées de Ouguir (1996), Bajja (1989) et cette étude.

Figure II-14 : Planche photographique des principaux faciès du Phanérozoïque rencontrés dans le Jbel Saghro. a) Vue depuis le complexe minier d'Imiter, vers le nord, sur la limite Précambrien - Cambrien sur le rebord nord du Jbel Saghro. b) Vue vers l'est depuis le douar d'Anou n'Izme, sur les formations rouges laguno-continentales du Crétacé reposant en discordance sur les sédiments du complexe inférieur dans le nord de la boutonnière de Boumalne. c) Epanchements de néphélinites (2.9 Ma) à Fom el Kouss au **Figure II-18** : Carte morphologique et géologique simplifiée de l'Anti-Atlas oriental. La topographie utilisée est celle du MNT Landsat.

Nord de la mine d'Imiter sur les grès et calcaires rouges du Crétacé. d) Les poudingues de la région de Kelâa M'Gouna. e) Les poudingues de la région de Skoura. f) Le Sillon Atlasique et le Haut-Atlas vus depuis le granite rose de Tiounouine dans le nord de la boutonnière de Boumalne.

Figure II-15 : Planche photographique présentant les caractéristiques des premiers sédiments bioclastiques recouvrant les formations du complexe supérieur. a) Contact entre le complexe inférieur (granodiorite d'Igoudrane) et les dolomies bioclastiques. En arrière plan, puissante série pélitique cambrienne. b-c) Niveaux finement lités à stromatolites reposant sur des andésites altérées en boules. Le ciment dolomitique emballe et bréchifie les "boules" d'andésites. d) Microphotographie montrant le faciès dolomitique bioclastique sédimenté entre les colonnes de stromatolites.

Figure II-16 : Interprétation linéamentaire du Jbel Saghro : Caractérisation de la famille N060-090°E majeure. a) Carte géologique du Saghro. Légende : cf. figure II-1. b) Interprétation linéamentaire d'un extrait de scène satellitaire Landsat. Les structures N060-090°E majeures sont représentées en jaunes.

Figure II-17 : Interprétation linéamentaire du Jbel Saghro : Caractérisation de la famille N060-090°E majeure. a) Interprétation linéamentaire d'un extrait de scène satellitaire Landsat. b) Extrait de la scène précédente. Mise en évidence d'un rejet horizontal senestre le long d'un accident majeur N070°E, décalant les dykes de rhyolites tardifs du complexe supérieur. c) Mise en évidence de structures plissées dans la boutonnière de Boumalne, dont le contrôle pourrait s'effectuer par des failles N060-070°E.

Figure II-19 : Modèles 3D de topographie numérique du centre Saghro mettant en évidence le profil en horst du Saghro. a) Bloc issu du modèle MNT Landsat et b) Bloc intégrant la géologie simplifiée du même secteur. (exagération verticale 150 %)

Figure II-20: Interprétation linéamentaire du Jbel Saghro : Caractérisation de la famille N150-180°E secondaire. a) Interprétation linéamentaire d'un extrait de scène Landsat du Jbel Saghro. b) Zoom de la scène précédente et mise en évidence des rejets apparents dextres affectant la granodiorite d'Iknioun dans le secteur de Thaghassa et les falaises d'Ignimbrites localisées au sud du douar d'Iknioun.

Figure II-21 : Caractéristiques du réseau hydrographique récent. a) Extrait de scène satellitaire Landsat et mise en évidence de la virgation des oueds dans les sédiments détritiques tertiaires et quaternaires de la région de Boumalne. b) Modèle 3D de topographie numérique mettant en évidence l'incision des oueds (gorges) dans les formations cambriennes du flanc sud du Saghro (exagération verticale 150 %). c) Zoom de la scène précédente mettant en évidence la formation de cônes alluviaux dans la dépression de N'Kob.

CHAPITRE III

Figure III-1 : Schéma structural des formations du complexe inférieur du Jbel Saghro et présentation des données stéréographiques.

Figure III-2 : a) Schéma structural de la boutonnière d'Imler, b) schéma structural de la boutonnière de Boumalne.

Figure III-3 : a) Schéma structural de la boutonnière de Kelâa M'Gouna et b) carte des trajectoires de la stratification S_0 .

Figure III-4 : a) Extrait d'une scène satellitaire MIR (document SMI), montrant un agrandissement sur les structures plissées des boutonnières de Boumalne et Imler. b) Schéma structural simplifié et c) interprétation tectonique.

Figure III-5 : Planche photographique montrant l'attitude des plis de la première phase de déformation dans les formations du complexe inférieur de la boutonnière d'Imler : a et b) Synformes et antiformes à plan axial sub-vertical, c) Pli déjeté vers le sud à plan axial montrant un pendage moyen (50-60°) vers le Nord, d) Partie sud de la structure antiforme de la carrière B8 de la mine d'argent d'Imler observée au cœur du faisceau de faille d'Imler. Noter que les formations du complexe supérieur ne sont pas affectées par cette déformation.

Figure III-6 : Synthèse des observations observées sur le style de la première phase de déformation : a) mise en évidence d'une structure plissée, de sa schistosité S_1 plan-axiale nettement développée sur les flancs à pendage sud et mise en évidence des phénomènes de déformation syn-plissement, b) Partie sud de la structure antiforme plissée de la carrière B8 de la mine d'Imler et c) interprétation de la structure dans un modèle en « flower-structure ».

Figure III-7 : Planche photographique montrant les principaux éléments structuraux relatifs au stade 1 de la déformation : a) Développement de fentes d'extrados à remplissage de quartz et feldspath, boutonnière d'Imler, b) Schistosité S_1 développée sur un flanc de pli à pendage sud, boutonnière d'Imler, c) Nodules métamorphiques cristallisant dans les plans de la S_{0-1} , boutonnière d'Imler, d) Bloc diagramme synthétique résumant les principaux éléments structuraux observés dans la boutonnière de Boumalne, e) Schistosité régionale S_{0-1} et linéation marquée par des nodules métamorphiques, boutonnière de Boumalne, f) Nodules métamorphiques syn- à tardi-cinématiques montrant une structure d'enroulement compatible avec un sens de cisaillement vers le sud, boutonnière de Boumalne, lumière polarisée non analysée, g) Diminution des effets du métamorphisme de contact dans le nord de la boutonnière de Boumalne caractérisée par la présence de nodules métamorphiques moins développés et présence de bandes de cisaillement définissant également une cinématique chevauchante vers le sud, lumière polarisée non analysée.

Figure III-8 : Caractéristiques minéralogiques des biotites observées dans les queues de cristallisation : a) Composition chimique des biotites (Guidotti, 1984), b) application du thermomètre Monier et Robert (1986) aux biotites.

Figure III-9 : Synthèse des observations observées sur le style de la seconde phase de déformation : a) Développement des plis d'entraînement et d'une schistosité S_2 supposée plan-axiale, b)

Développement de la S₂ postérieurement aux plis du stade 1 de la déformation et c) Effets de réfraction de la S₂ sur les formations grésopélitiques du complexe inférieur.

Figure III-10 : Planche photographique montrant les principaux éléments structuraux relatifs au stade 2 de la déformation : a) Développement de plis d'entraînement affectant la schistosité S₁, boutonnière d'Imliter, b) Pli d'entraînement dextre, boutonnière d'Imliter, c) Effets de réfraction de la schistosité S₂ dans les formations grésopélitiques de la boutonnière d'Imliter, d -e) Pli d'entraînement dextre, boutonnière de Kelâa M'Gouna, f) Schistosité S₂ N100°E parallèle à la S₀ développée dans les niveaux silteux de la boutonnière de Kelâa M'Gouna, g) S₂ affectant intensément des veines de quartz N150°E dont la mise en place pourrait être contemporaine de la première phase de déformation, boutonnière de Kelâa M'Gouna, h) Pli d'entraînement senestre développé dans les siltites vertes et violettes de la boutonnière de Kelâa M'Gouna.

Figure III-11 : Micro et macrostructures de la granodiorite d'Iknioun : a) Cristaux de biotites et d'amphiboles vertes non déformés et des cristaux de quartz, lumière polarisée non analysée, b) Cristaux de biotites et de feldspaths potassiques, lumière polarisée non analysée, c) Microstructure magmatique montrant l'orientation NE-SW à NNE-SSW d'enclaves mafiques dans la granodiorite d'Iknioun, d) Microstructure magmatique montrant l'orientation de la macle polysynthétique des plagioclases N030-045°E, lumière polarisée analysée.

Figure III-12 : Planche photographique montrant les caractéristiques texturales et minéralogiques du massif d'Igoudrane : a) Panorama du NE de la boutonnière d'Imliter montrant les principaux affleurements du massif plutonique, b) Echantillon macroscopique montrant l'aspect général du faciès localisé au cœur du massif et c) Microstructure du faciès granodioritique à amphibole, biotite, plagioclase et quartz, lumière polarisée non analysée, d) Echantillon macroscopique montrant l'aspect général du faciès de la bordure sud du massif et e) Microstructure magmatique à amphibole et plagioclase et microstructures de déformation cassante à paragenèse secondaire, lumière polarisée non analysée. Amp : amphibole ; Cal : calcite ; Chl : chlorite ; FeMg : ferro-magnésien ; Pl : plagioclase ; Qtz : quartz.

Figure III-13 : Composition chimique des amphiboles des granitoïdes du complexe inférieur du secteur d'Imliter (Leake et al., 1997) : a) Nomenclature des amphiboles calciques selon les paramètres (CaB>1,5; (Na+K)A<0,5; CaA<0,5), b) Nomenclature des amphiboles calciques selon les paramètres (CaB>1,5; (Na+K)A>0,5; Ti<0,5).

Figure III-14 : Planche photographique montrant les caractéristiques texturales et minéralogiques du massif de Bou Teglimt : a) Faciès grenu à minéraux ferro-magnésiens, plagioclases et texture orbiculaire, b) Echantillon macroscopique montrant la structure grenue équigranulaire, c) Microstructure à amphibole zonée, biotite, plagioclase et quartz, lumière polarisée non analysée, d) Microstructure magmatique à amphibole, biotite présentant une extinction onduleuse et plagioclase, lumière polarisée analysée. Amp : amphibole ; Cal : calcite ; Chl : chlorite ; Kfs : Feldspath potassique ; FeMg : ferro-magnésien ; Pl : plagioclase ; Qtz : quartz.

Figure III-15 : a) Carte structurale représentant les azimuts et les pendages de la S_{0-1} , des linéations dans les formations méta-sédimentaires du complexe inférieur et des foliations magmatiques dans les trois massifs de Igoudrane, Bou Teglimt et Taouzzakt ; b) carte interprétative des trajectoires de schistosité (Ighid et al., 1989).

Figure III-16 : Carte des foliations magnétiques mesurées dans les trois principaux granitoïdes de la boutonnière d'Imiter et interprétation de la trajectoire de ces foliations, a) Massif de Bou Teglimt, b) Massif de Taouzzakt, c) Massif d'Igoudrane.

Figure III-17 : Planche photographique montrant les caractéristiques texturales et minéralogiques du massif plutonique d'Igoudrane : a) Texture magmatique à amphiboles zonées et orientées selon une direction ca. E-W, lumière polarisée analysée, b) Microstructure magmatique montrant l'orientation $N085^{\circ}E$ d'une enclave mafique, c) Déformation modérée à l'état solide. Le quartz présente une extinction onduleuse avec formation de néograins. La biotite bien qu'altérée ne présente pas de figure de déformation, lumière polarisée analysée, d) Fabrique magmatique montrant l'orientation préférentielle de cristaux de plagioclases, lumière polarisée analysée, e) Texture magmatique montrant l'extinction franche de grains de quartz. Amp : amphibole ; Pl : plagioclase ; Qtz : quartz.

Figure III-18 : Modèle d'évolution en deux stades expliquant la formation des principales structures observées dans le complexe inférieur. (a) Stade 1 responsable de la formation de grandes structures plissées disposées en échelons, d'une schistosité S_1 plan axial, d'accidents décrochants dextres, de chevauchements locaux et de plutons syntectoniques. (b) Stade 2 développant une schistosité S_2 et des plis d'entraînement matérialisant une cinématique dextre.

CHAPITRE IV

Partie A

Figure IVA-1: (a) Major geological units of the Anti-Atlas in Morocco and location of the Jbel Saghro inlier. (b) Simplified geologic map of the Jbel Saghro (modified after Hindermeier et al., 1977).

Figure IVA-2: Geologic index map of the Kelâa M'Gouna district, modified after Benharref (1991) and Derré and Lécolle (1999).

Figure IVA-3 : The structural boundary. a) View of the intracaldera sequence and rhyolite ring dikes constituting the structural boundary of the caldera. b) View of the structural boundary materialized by a rhyolite ring dike and showing the strong unconformity between the basement to the south and the intracaldera sequence. c) Microphotograph of the aphanitic partially devitrified rhyolite ring dike, Plane Polar Light.

Figure IVA-4: (preceding page) The intracaldera fill sequence. a) Looking east over the intracaldera sequence showing the lower and upper intracaldera tuff and interbedded sedimentary ponded rocks. b) Microphotographs of the lower quartz-poor intracaldera ash flow tuff, Plane Polar Light. c) Microphotographs of highly devitrified lower intracaldera tuff showing spherulitic texture, Cross Polar

Light. d) Fluid escape structures confirming the polarity of the intracaldera sedimentary sequence that grade toward the north. e) Microphotographs of the upper quartz-rich intracaldera ash flow tuff, Plane Polar Light. f) Fiammed aspect of the upper intracaldera tuff and evidences for lithic fragments of K-feldspar granite. g) Block-rich facies in the upper intracaldera tuff. Qtz: quartz, Kfs: K-feldspar, Pl: plagioclase, Bt: chloritized biotite.

Figure IVA-5: Summary composite stratigraphic sections for the intracaldera and outflow sequences of the Kelâa caldera.

Figure IVA-6: Schematic cross sections of the intracaldera fill sequence of the Kelâa M'Gouna caldera.

Figure IVA-7: Outflow sequences. a) Looking west over the outflow sequence showing, basement overlain by moat-caldera sequences and Tamgalount tuff. b) Hand specimen of the crystal-rich Tamgalount tuff and c) microphotograph of the quartz-rich Tamgalount tuff, Plane Polar Light. Qtz: quartz, Kfs: K-feldspar, Pl: plagioclase, Bt: chloritized biotite.

Figure IVA-8: (following page) The plutonic activities. a-b) Microphotographs of the biotite- and amphibole-rich Timicha granite and c) Tensemial microgranite, Plane Polar Light. d) Hand specimen of the intracaldera rhyodacite porphyry and e) microphotograph of the porphyry showing chloritized amphiboles and biotite, K-feldspar, plagioclase and quartz in a partially microcrystallized groundmass, Plane Polar Light. f-g) Myrmekitic and graphic intergrowths of quartz and altered K-feldspar characteristic of the late leucogranites, Plane Polar Light. h) Hand specimen of late porphyritic rhyolite dike assumed to be the volcanic equivalent of the late K-feldspar-rich granites. Qtz: quartz, Kfs: K-feldspar, Pl: plagioclase, Bt: chloritized biotite, Amp: chloritized amphibole, Ann: annite, Ed: ferroedenite.

Figure IVA-9: Plot of the Kelâa M'Gouna district rocks in the Winchester and Floyd diagram (1987) illustrating the differentiation index (Zr/TiO_2) vs. alkalinity index (Nb/Y).

Figure IVA-10: Zr/TiO_2 and silica variation diagrams for major and trace elements of Kelâa district rocks.

Figure IVA-11: a) Primitive mantle-normalized elemental abundance patterns and b) primitive mantle-normalized Rare Earth Elements patterns for the plutonic, hypabyssal and volcanic rocks of the study area. Primitive mantle normalizing ratios are from MacDonough et al (1992).

Figure IVA-12: Model of structural control coeval with the Kelâa M'Gouna caldera emplacement.

Figure IVA-13: Ta vs. Yb discrimination diagram for rocks of granitic composition, after Pearce et al., (1984).

Figure IVA-14: Hypothetical eruptive, resurgent history and inferred magma chamber development of the Kelâa caldera.

Partie B

Figure IVB-1 : Localisation du district de Kelâa M'Gouna dans l'Anti-Atlas.

Figure IVB-2 : (page suivante) Carte géologique du district de Kelâa M'Gouna d'après Benharref (1989), Derré et Lécolle (1999) et scène Landsat.

Figure IVB-3 : Place des prospectifs aurifères d'Isamlal et de Taourirt N'Soualeh dans le système caldérique reconstitué de Kelâa M'Gouna.

Figure IVB-4 : (page précédente et ci-dessus) Carte géologique des prospectifs du district de Kelâa M'Gouna (Isamlal, Taourirt N'Soualeh, Talat N'Tabarought) et des environs immédiats. Localisations des structures minéralisées et des altérations hydrothermales associées. (d'après Reminex (unpub), Benharref (1989), Leloix (1999), Derré et Lécolle (1999)).

Figure IVB-5 : Schéma structural du prospectif d'Isamlal

Figure IVB-6 : Stéréogrammes d'isodensité des pôles des principales structures du district de Kelâa M'Gouna.

Figure IVB-7 : a) Fracturation N110 et N020°E observée dans la granodiorite d'Isamlal ; b) Stockwerk à quartz gris Q1, Talat N'Tabarought ; c-d) Microphotographies du remplissage massif à Q1 du stockwerk, lumière polarisée non analysée et lumière polarisée analysée, Isamlal ; e) Traînées et bandes d'inclusions caractéristiques d'un remplissage de type "crack-seal", lumière polarisée non analysée ; f-g) Veinules appartenant au stockwerk quartzeux à biotites et amphiboles, lumière polarisée non analysée ; h) Stockwerk à muscovites, lumière polarisée analysée.

Figure IVB-8 : Principales caractéristiques de la zone silicifiée ; a) Faciès ocre situé au nord de Talat N'Tabarought ; b) Lave acide silicifiée et pyritisée, lumière polarisée analysée, nord de Talat N'Tabarought ; c) Lave acide silicifiée à micas fluorés et andalousite, lumière polarisée non analysée, nord de Talat N'Tabarought ; d) Echantillon macroscopique provenant de la zone silicifiée localisée au nord d'Isamlal. e) Les faciès les plus roses sont les plus riches en micas fluorés, lumière polarisée analysée ; f) Faciès bleuté riches en oxydes de fer et andalousites prismatiques, lumière polarisée non analysée ; g) Fluorapatite associée au quartz et aux fines aiguilles de tourmaline, lumière polarisée non analysée, Nord de Talat N'Tabarought ; h) Aspects de la tourmalinisation dans la zone silicifiée, lumière polarisée non analysée, Nord de Talat N'Tabarought.

Figure IVB-9 : Tourmalinites et veines à feldspaths potassiques ; a) Tourmalinites dans les formations du complexe supérieur de la zone silicifiée, Nord de Talat N'Tabarought ; b) Tourmalinites dans les sédiments gréseux du complexe inférieur, Taourirt N'Soualeh ; c-d) Tourmalinisation de la granodiorite de Wawitch, pouvant générer des axes orientés ca. N-S, Talat N'Tabarought ; e) Axes de tourmalinite recoupés et décalés par des veinules roses à feldspaths potassiques, Taourirt N'Soualeh ; f) Tourmalinite massive recoupée par le grand dyke de rhyolite porphyrique de Taourirt N'Soualeh ; g) Echantillon macroscopique d'une veine à feldspath potassique et remplissage terminal d'oligiste ; h) Microphotographie d'une tourmalinite recoupé par une veinule à quartz et feldspath potassique montrant un habitus du type adulaire, lumière polarisée analysée, Taourirt N'Soualeh.

Figure IVB-10 : Stade à quartz Q2 ; a) Structure N115°E en pull-apart à remplissage géodique de quartz Q2 montrant une cinématique senestre et recoupant une structure bréchique, Isamlal ; b) Pull-apart N080°E à remplissage de quartz Q2 montrant une cinématique dextre, Timicha ; c) Remplissage géodique d'une structure à quartz Q2 et bréchification de l'encaissant, Isamlal ; d) Structure N110°E à remplissage de Q2 géodique puis carbonates (calcite), Isamlal ; e) Microphotographie montrant la texture zonée, prismatique et automorphe caractéristique du Q2. La chlorite se dépose en agrégats fibro-radiés dans les bandes de croissance du quartz, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; f) Veine à quartz Q2 et adulaire recoupant un dyke d'aplite, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; g- h) Quartz Q2 à sulfures (chalcopyrite, pyrite), recoupant et emballant des éléments de brèches à ciment chloriteux, lumière polarisée non analysée, puis analysée, Isamlal.

Figure IVB-11 : Les structures bréchiques ; a) Structure N120°E recoupant les formations détritiques du complexe inférieur, Isamlal ; b) Texture bréchique typique de ces structures, Isamlal ; c) Relations entre la fracturation et la bréchification. La brèche se développe parallèlement à la fracturation N115°E. La fracturation N025°E bien marquée dans les sédiments du complexe inférieur ne semble pas affecter la structure bréchique ou alors très grossièrement, Isamlal ; d) Brèche N130°E montrant une texture sigmoïde dont la cinématique d'ouverture est senestre, Talat N'Tabarought ; e-f) Microphotographies montrant le rôle de la fissuration à chlorite dans la formation des structures bréchiques, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; g) Intense fissuration à chlorite bréchifiant le quartz Q1 du stockwerk, lumière polarisée non analysée, Talat N'Tabarought ; h) Bréchification affectant le quartz Q2, lumière polarisée non analysée, Isamlal.

Figure IVB-12 : Carte et coupes montrant la corrélation entre les zones les plus riches en or et les données géologiques sur le prospect d'Isamlal. La carte et les coupes des isoteneurs en or ont été réalisées d'après sondages percutants (CISA) et carottés (ISAC). Données Reminex.

Figure IVB-13 : Evènement minéralisateur ; a) Microfissure à chlorite et sulfures (pyrite) bréchifiant l'encaissant grésopélitique, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh ; b) Poche à chlorite et sulfures, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh.

Figure IVB-14 : Tourmalines de la zone silicifiée et du stockwerk (type 1 et 2) ; a) Tourmalines prismatiques vertes de la zone silicifiée, lumière polarisée non analysée, Nord de Talat N'Tabarought ; b) Fines aiguilles de tourmalines du stockwerk, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; c) Sections basales de tourmalines prismatiques vertes de la zone silicifiée, lumière polarisée non analysée, Nord de Talat N'Tabarought ; d) Cliché MEB : les cœurs sont homogènes et non zonés tandis que la périphérie des grains montrent d'importantes zonations, les zones les plus claires sont les plus riches en fer.

Figure IVB-15 : Caractéristiques des tourmalines rencontrées dans la granodiorite de Wawitch, Talat N'Tabarought (type 3) ; a-b) Sections basales de tourmalines excessivement zonées, lumière polarisée non analysée ; c-f) Clichés MEB : c : Tourmaline zonée bréchifiant des agrégats de grains peu zonés ; d : Détail des fines bandes de croissance. Noter les biseaux sur la gauche de la photographie ; e-f : Divers aspects de croissance des tourmalines dans la granodiorite.

Figure IVB-16 : (Page précédente) Textures des tourmalines associées aux type 4 (veines à feldspaths potassiques), type 5 (tourmalinites) et type 6 (tourmalines associées aux sulfures) : a) Veine à chlorite, quartz, tourmaline et feldspath potassique (adulaire), lumière polarisée non analysée, Isamlal ; b) Section basale d'une tourmaline zonée dans une veine à chlorite et feldspath potassique, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; c) Tourmalines zonées dans une veine à chlorite et feldspaths potassiques, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; d) Tourmalines disséminées dans l'encaissant pélitique, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh ; e) Tourmalines disséminées et bréchifiées lors d'un stade de micro-fracturation, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh ; f) Veine à feldspaths potassiques, quartz et tourmalines, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh. G/ Veines à feldspaths potassiques, quartz, chlorites et tourmalines recoupant les filons de tourmalinite, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh ; h) Fissures à pyrites dont les épontes sont tourmalinisées, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh.

Figure IVB-17 : Textures des tourmalines de type 7 et 7* : a) Tourmalines remplaçant un cristal de plagioclase, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; b) Tourmaline poecilitique développée le long de micro-cavités, lumière polarisée non analysée, Timicha ; c) Tourmalines moulant des cristaux de quartz, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; d) Muscovites développées dans de micro-fissures ou cavités moulant des cristaux de quartz ou de plagioclases, lumière polarisée analysée, Isamlal ; e) Muscovites fibro-radiées lumière polarisée analysée, Isamlal ; f) Tourmalines prismatiques développées dans des veines à quartz recoupant aplites et granites, lumière polarisée non analysée, Isamlal. Légende : pl : plagioclase ; qtz : quartz ; tur : tourmaline ; Kfs : feldspath potassique.

Figure IVB-18 : Structure de la tourmaline : a) Groupement en anneau des 6 tétraèdres dans le plan (0001). b) Projection selon (0001) du plan contenant les groupements octaédriques Y, Z et le groupement triangulaire B. c) Structure vue parallèlement à l'axe « c », (Henry et Dutrow, 2002).

Figure IVB-19 : Transects réalisés à la microsonde électronique sur différents faciès de tourmalines : a) Profil bord-cœur-bord d'une tourmaline provenant de nodules dans les aplites (type 7) ; b) Profil bord-cœur-bord d'une tourmaline de la zone silicifiée ; c) Profil bord-cœur-bord d'une tourmaline de la zone silicifiée ; d) Profil bord-cœur d'une tourmaline provenant d'un agrégat dans la diorite de Wawitch ; e) Profil bord-cœur-bord d'une tourmaline d'un filon à quartz, feldspath potassique et chlorite.

Figure IVB-20 : Cartographie X d'une tourmaline provenant d'un leucogranite (type 7), Timicha : a) Fe (calibration 20-125 ; b) Ti ; c) Mg ; d) Al (calibration 500-1400).

Figure IVB-21 : Cartographie X de tourmalines provenant de la granodiorite de Wawitch (type 3) : a) Fe ; b) Al ; c) Mg ; d) F.

Figure IVB-22 : Caractéristiques des tourmalines localisées aux épontes des veines de sulfures ou observées dans les axes de tourmalinites.

Figure IVB-23 : Nomenclature et caractéristiques des différents types de tourmalines : a-b) Classification basée sur l'occupation du site X des différents types de tourmalines et évolution de la composition des bordures vers les cœurs des cristaux ; c) Diagramme de détermination des espèces

minéralogiques appartenant au groupe des tourmalines alcalines ; d-e) Caractéristiques chimiques des différents types de tourmalines dans le diagramme Fe/Al/Mg de Henry & Guidotti (1985) et évolution de la composition entre les cœurs et les bordures de cristaux.

Figure IVB-24 : Substitutions affectant les tourmalines du district de Kelâa M'Gouna : a) Effets de la substitution $Mg[Y] = Fe_{2+}[Y]$; b) Effets de la substitution alcali-déficiente $Na[X] Mg[Y] = Al[Y]$ vacance $[X]$; c) Effets de la substitution $Al[Z] = (Fe, Cr, V)_{3+}[Z]$; d) Effets de la substitution de l'elbaïte : $2Fe[Y] = (Li + Al)[Y]$; e) Effets de la substitution de l'uvite : $Na[X] + Al[Z] = Ca[X] + Mg[Z]$; f) Effets de la substitution de Tschermaks : $Mg[Y] + Si = Al[Y] + Al[T]$; g) Représentation graphique des trois substitutions les plus fréquemment observées, paramètre $X+Y = Ca + Na + Fe_{total} + Mn + Mg$, paramètre $Z = Al + 1,33 \times Ti$, (London et Manning, 1995).

Figure IVB-25 : Diagrammes d'activité établis pour la tourmaline (Tur), l'albite (Ab), la paragonite (Prg), l'andalousite (And), la sillimanite (Sil) et la kaolinite (Kln) et pour des pressions comprises entre 1 et 3 kbars et des températures comprises entre 300 et 600°C. Le système H-B-O-Na-Al-Si-Fe est saturé en quartz et en eau. L'activité de l'hydrogène est contrôlée par le tampon magnétite-hématite. L'aluminium est supposé se comporter comme un élément immobile. Pour des raisons de simplicité, seules les tourmalines à composition de schorl ont été considérées (Lynch et Ortega, 1997). Le diagramme montre de très faibles variations dues à la pression, en revanche le domaine de stabilité de la tourmaline s'accroît avec une baisse de la température. De même, l'augmentation du ration Na^+/H^+ affecte le domaine de stabilité de la tourmaline.

Figure IVB-26 : Cartographie X d'un mica zoné de la zone silicifiée : a) Fe ; b) K ; c) Mg ; d) F.

Figure IVB-27 : Composition chimique des micas : a) Projection des compositions des micas dioctaédriques et trioctaédriques dans le diagramme R_{3+} vs. $Fe+Mg+Ti+(Si-3)$, (Guidotti, 1984) ; b) Composition des différents micas dioctaédriques.

Figure IV-28 : Composition des micas et détermination des températures de formation des différentes espèces, (Monier et Robert, 1986b).

Figure IVB-29 : a) Corrélations $IV(F)$ vs. $IV(F/Cl)$ des différents micas trioctaédriques du district de Kelâa M'Gouna ; b) Variations $IV(F)$ et $IV(Cl)$ dans le transect d'une biotite du granite de Timicha.

Figure IVB-30 : a) Composition des amphiboles du stockwerk et b) du granite de Timicha ; b) Corrélations entre F et Cl dans ces deux types d'amphiboles.

Figure IVB-31 : Composition chimique des fluorapatites.

Figure IVB-32 : a) Composition chimique des différents types de chlorites primaires observées, (Hey, 1954) ; b) Estimations thermométriques dans le diagramme $T^{\circ}C$ vs. $Al [IV]$, (Cathelineau et Nieva, 1985)

Figure IVB-33 : Planche métallographique : a) Faciès lamellaire des oligistes et magnétite dans une veine à quartz et potassique, Isamlal ; b) Association à pyrite, oligiste dans une veine à feldspath potassique, Taourirt N'Soualeh ; c) Cristaux de pyrite recoupant ou emballant des prismes de tourmalines. La pyrite est oxydée en hématite, Taourirt N'Soualeh ; d) Rubanements de pyrite dans

une veine à tourmaline, chlorite et feldspath potassique, Taourirt N'Soualeh ; e-f) Cristaux automorphes de pyrite oxydés à l'air libre dévoilant leur zonation, Taourirt N'Soualeh ; g) Fines inclusions de chalcoppyrite dans la pyrite, Taourirt N'Soualeh ; h) Inclusions de galène et d'électrum dans une chalcoppyrite. La chalcoppyrite est incluse dans la pyrite. L'électrum est localisé au contact entre la pyrite et la chalcoppyrite, Isamlal.

Figure IVB-34 : Cartographie X des pyrites zonées de Taourirt N'Soualeh : a) As ; b) Co.

Figure IVB-35 : Caractéristiques chimiques des pyrites du district de Kelâa M'Gouna : a) Transect bord-cœur-bord d'une pyrite optiquement zonée ; b-c) Diagramme Co vs. Fe et As vs. S.

Figure IVB-36 : Le stade microfissural aurifère : a) Cristal de pyrite zoné recoupé par des fissures portant la minéralisation aurifère, Taourirt N'Soualeh ; b) Agrandissement de l'image précédente montrant une inclusion complexe à électrum, tellurures d'or et d'argent (kurilite et petzite), tétradymite, cliché MEB ; c) Microfissure à électrum et petzite recoupant la pyrite, cliché MEB ; d) Inclusion complexe à électrum, tellurure d'or et d'argent et wittichenite argentifère. On peut observer dans la petzite des inclusions myrmékites de wittichenite évoquant une croissance synchrone. De même dans la wittichenite, on peut observer des inclusions myrmékites de petzite, cliché MEB.

Figure IVB-37 : Diagramme de discrimination des différentes phases du stade aurifère : a) Diagramme ternaire Au, Ag, Te ; b) Diagramme ternaire Te, Bi, S.

Figure IVB-38 : Le contrôle structural: a) Modèle de contrôle structural des structures minéralisées du district de Kelâa M'Gouna ; b) Expérience de Riedel (Riedel, 1929).

Figure IVB-39 : Relations entre les différentes fractures dans une zone de cisaillement. Distribution des fractures associées de cisaillements de trois ordres successifs à partir d'un décrochement dextre N070°E, d'après (Ruhland, 1973).

Figure IVB-40 : (page suivante) Blocs diagrammes retraçant l'évolution des différents stades de l'évènement minéralisateur : a) Pré-structuration de l'encaissant grésopélitique ; b) Stade I associée au développement du stockwerk à quartz Q1 préférentiellement guidé par la fracturation, de la silicification des formations du moat, des aplites roses et des altérations associées ; c) Stade II associé à la mise en place des filons de tourmalinites et de la bréchification à ciment chloriteux contrôlé par des cisaillements ca. N110°E senestres et N080°E dextres. Le stockwerk précoce est affecté par ces cisaillements ; d) Stade II et III : Augmentation du phénomène de tourmalinisation le long des axes et mise en place des filons à feldspath potassique puis des veines à remplissage de quartz Q2 à relais cisailant senestre ; e) Stade III : Amplification de la phase de bréchification et dépôt de carbonate au cœur des relais en pull-apart. La minéralisation sulfurée se dépose en d et e.

Figure IVB-41 : Modèle génétique interprétatif : a) Coupe WSW-ENE réalisée entre les prospectes de Taourirt N'Soualeh et Isamlal et replaçant un hypothétique granite à l'aplomb de la zone silicifiée et d'Isamlal ; c) Modèle d'évolution expliquant la superposition des stades d'altérations de haute et de plus faible température par l'action combinée de l'érosion et/ou du retrait de l'interface magmatique (refroidissement). Ce modèle met en avant les relations spatio-temporelles entre les gisements de

type porphyre et épithermal. Au cours des stades II et III, la mise en place en profondeur d'un gisement de type porphyre est probable.

Figure IVB-42 : Localisation et carte géologique du district épithermal de la Zone des Dykes, d'après documents Reminex.

Figure IVB-43 : Les unités volcanoclastiques ; a-b) Tuf compacté riche en cristaux présentant de rares fiammes (unité inférieure) ; c-d) Ignimbrite fiammée de l'unité supérieure.

Figure IVB-44 : Représentation schématique des structures F1 et F5 du district de la zone des dykes (sans échelle).

Figure IVB-45 : Les structures ; a-b) Relais bréchiques et veines de quartz caractéristiques de la structure F1 ; c) Texture bréchique en puzzle rencontrée dans les systèmes en relais de la structure F1 ; d) Le stockwerk bréchique de la colline de Bou Isserfane ; e) disposition en échelons des brèches dans un système cisailant N050°E dextre ; f) Structure de type pull-apart N050°E dont la cinématique d'ouverture est dextre rencontrée le long de la structure F5 ; g-h) Structures en pull-apart N120-110°E rencontrées le long de la structure F5 dont la cinématique d'ouverture est senestre ; h-i) Jeux dextres tardifs affectant les structures F5 et F1.

Figure IVB-46 : Les altérations ; a) Encroûtements de quartz à texture saccharoïde et de chlorite sur des peignes sub-automorphes de quartz ; b) Feldspath potassique de l'encaissant séricitisé ; c) Veinules à remplissage de quartz et de séricite recoupant une ignimbrite entièrement silicifiée ; d) Encaissant et fantômes de feldspaths entièrement silicifiés ; e) Cristaux d'adulaires poussant sur des feldspaths hôtes de l'encaissant dans une veine de quartz ; f) Veinule à quartz et carbonate (probable calcite) recoupant une lave acide dévitrifiée et sphérulitisée ; g-h) Boxworks à anciens sulfures remplis par un assemblage de quartz et d'hématite. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; LPA : Lumière Polarisée Analysée.

Figure IVB-47 : Le stockwerk de Bou Isserfane ; a) Texture rubanée ou encroûtée à quartz blanc et gris typique des veines du stockwerk de Bou Isserfane ; b) En lame mince, le quartz blanc est caractérisé par des cristaux riches en inclusions. Le quartz gris est plus limpide ; c) Orientation des axes <c> des peignes de quartz blanc ; d) Disposition en plumes des inclusions dans les peignes de quartz blanc ; e) Représentation des observations faites en lames minces ; f-h) Particularités de l'extinction plumeuse : formation de néo-grains ou de fibres de quartz par recristallisation conférant une extinction ondulante aux peignes. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; LPA : Lumière Polarisée Analysée.

Figure IVB-48 : Les brèches ; a) Echantillon montrant les relations texturales et minéralogiques dans la structure de Bou Isserfane. Il n'est cependant pas caractéristique des textures en puzzle ; b-c) Différences texturale et minéralogique entre l'encaissant et la matrice de la brèche à l'échelle de la lame mince ; d) Texture typique saccharoïde en grains de riz des fragments d'encaissant silicifiés ; e) Texture mosaïque de type chert f) Texture saccharoïde de type grain de riz. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; LPA : Lumière Polarisée Analysée.

Figure IVB-49 : a-b) Peignes de quartz sub-automorphes zonés développés autour de fragments d'encaissant bréchifié ; c) Texture mosaïque, caractérisée par le développement de grains de quartz ne montrant pas de direction de croissance privilégiée ; d) Texture saccharoïde en cote de mailles ; e-f) Fantômes de bandes de croissances et de botryoïdes dans une texture quartzreuse saccharoïde ; g-h) Traces d'anciennes surfaces de croissances de phase probablement carbonatée dans un assemblage quartzeux arborant une texture saccharoïde. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; LPA : Lumière Polarisée Analysée.

Figure IVB-50 : Modèle de formation des textures de quartz en lames (bladed quartz) par remplacement de carbonate d'après Etoh et., (2002).

Figure IVB-51 : a-c) Texture caractéristique de dépôt de silice amorphe en cours de recristallisation ; d-e) Développement de lames de quartz de ca. 200 μm d'épaisseur parallèles ; f-g) Zoom sur une lame de quartz : deux générations de quartz sont observées. Celle présente en forme de lame est la plus récente et provient du remplacement de carbonates ; h) poches de quartz géodiques dans un assemblage de quartz plus fins présentant une texture mosaïque ou saccharoïde. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; LPA : Lumière Polarisée Analysée.

Figure IVB-52 : Les phénomènes d'épîtaxie sur quartz : a) Cas d'un cristal de l'encaissant ayant son axe $\langle c \rangle$ perpendiculaire à l'épente de la veine ; b) Cas d'un cristal ayant son axe oblique par rapport à l'épente ; c-d) Grains de l'encaissant ayant leur axe $\langle c \rangle$ parallèle à l'épente. Dans le premier cas la nucléation dans la veine est effective mais très limitée. Dans le second cas la nucléation est importante mais s'oriente principalement selon l'allongement de la veine. Toutes les photographies ont été prises au microscope optique en lumière polarisée et analysée avec interposition de la lame onde.

Figure IVB-53 : Critères cinématiques et chronologiques : a) Pull-apart N-S typique de la structure F1 matérialisant une cinématique d'ouverture senestre et un début de bréchification de l'encaissant. Le remplissage est composé de peignes de quartz sub-automorphes riches en inclusions associés à des grains définissant une texture saccharoïde ; b) Pull-apart N070°E dextre typique de la structure F5 à remplissage de quartz ; c) Système conjugué (?) de pull-apart N120 senestre et N060°E dextre ; d) Exemple de fracturation tardive à fissures ou veinules NW-SE dextres et NE-SW senestres affectant les principales structures du prospect ; e-f) Microfissures à matrice quartzreuse finement cristallisée emballant et bréchifiant les quartz en peignes plumeux du stockwerk de Bou Isserfane, LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; LPA : Lumière Polarisée Analysée.

Figure IVB-54 : (Page précédente) Les minéraux métalliques : a) Cristaux automorphes de pyrite à inclusions de sphalérite, chalcopryrite et électrum ; b-c) Clichés MEB montrant le caractère zoné (As) des cristaux de pyrites et leur répartition en bandes de croissances ; d) Inclusions polymétalliques de chalcopryrite déstabilisée en covellite, galène et minéral de la série de l'aikinite (friedrichite) dans une fine matrice de quartz de type chert ; e) Agrandissement de (a) ; f) « Or » supergène associé à des dépôts d'oxyde de fer ; g) Clichés MEB de l'or supergène montrant des variations de composition comme le souligne les variations de nuance de gris. Les photographies a, d, e et f ont été réalisées au microscope optique en lumière réfléchie.

Figure IVB-55 : Caractéristiques chimiques de la minéralisation : a) Variations de la teneur en As dans les pyrites du district ; b) Composition chimique de la phase à Pb-Cu-Bi-S appartenant à la série de l'Aikinite ; c) Composition chimique des différents types d'électrums observés

Figure IVB-57 : Modèle de formation du district de la Zone des Dykes.

Figure IVB-56: Composition chimique des différents types d'électrums observés.

Figure IVB-58 : Synthèse : a) Evolution paragénétique représentative des structures minéralisées du district de la Zone des Dykes ; b) Représentation des observations faites sur le terrain et en lame mince des deux premiers stades hydrothermaux de la structure F1.

Figure IVB-59 : Localisation du gisement d'Imiter dans l'Anti-Atlas.

Figure IVB-60 : Carte géologique de la boutonnière d'Imiter, d'après documents SMI.

Figure IVB-61 : (page précédente) Carte détaillée des formations géologiques rencontrées autour du faisceau de failles et des infrastructures minières, d'après document SMI et scènes satellitaires.

Figure IVB-62: a) Vue panoramique de la partie septentrionale de la boutonnière d'Imiter depuis le massif dioritique d'Igoudrane, présentation des principales unités lithologiques et localisation du site minier ; b) Log stratigraphique sommaire du secteur minier, d'après documents SMI ; c) Empilement sub-tabulaire de tufs du complexe supérieur : tufs andésitiques lités du secteur d'Igoudrane. Noter, le faible pendage vers le nord ; d) Vue lointaine du contact Précambrien – Cambrien.

Figure IVB-63 : Evolution paragénétique du gisement d'Imiter intégrée dans les différents modèles de régimes tectoniques, d'après (Cheilletz et al., 2002).

Figure IVB-64 : Modèle génétique proposé par Levresse et al., (2004) du gisement d'Imiter.

Figure IVB-65 : (a) Représentation schématique de l'Anti-Atlas marocain et localisation de la mine d'Imiter et des autres indices minéralisés du Jbel Saghro. (b) Carte géologique simplifiée du gisement d'Imiter (d'après documents SMI).

Figure IVB-66 : (a) Schéma structural du gisement des secteurs d'Imiter I et II. (b) Bloc-diagramme synthétique montrant la géométrie des principales structures minéralisées (F_0 Sud, F_0 , F_0 Nord, R_7 , R_6 et B_3) observées en galerie. La localisation des photographies de la figure IVB-67 est indiquée.

Figure IVB-67 : (a) Vue en couronne des structures du stade I. Les pull-aparts et les fentes de tension à remplissage géodique de quartz montrent une cinématique dextre, structure F_0 Nord, Imiter I. (b) Structures en pull-apart de la F_0 Sud fortement affecté par le stade d'altération entraînant la dissolution du remplissage primaire (stade I). La formation du vide répond à une cinématique chevauchante à vergence NW-NNW. (c) Pull-apart à remplissage de quartz et boxwork de dolomite rose du stade I montrant un cisaillement inverse vers le sud, structure R_6 , Imiter II. (d) Brèche à ciment de quartz puis dolomite rose altérée du stade I et minéralisation argentifère (Galène, Amalgame Ag-Hg, Cuivre-gris) rencontrée dans les structures en pull-apart de la structure F_0 Sud, Imiter I. Voir la localisation sur la figure IVB-67b. (e) Veine plate à remplissage de quartz bréchiq ue puis dolomite rose contrôlée par un jeu chevauchant à vergence W-NW, base de la structure R_7 , Imiter II. (f) Veines

plates associées à une faille inverse, localisées dans des tufs volcaniques andésitiques, Grande Carrière, Imiter I. (g) Vue en couronne de fentes de tension et structures en pull-apart à remplissage de dolomite rose à cinématique senestre, structure F_0 , Imiter I (stade II). (h) Cisaillement en faille normale à remplissage de dolomite rose du stade II, structure B_3 , Imiter III. (i) Stade d'altération générant des figures de dissolution sur un échantillon provenant de la structure F_0 Sud. Seul le quartz n'a pas été dissout, les vides étant interprétés comme des boxworks de dolomite rose.

Les photographies a et g ont été prises en couronnes dans les galeries exploitées de la mine d'Imiter, l'interprétation cinématique doit donc être inversée.

Figure IVB-68 : Modèle d'évolution expliquant la formation des veines minéralisées de la mine d'Imiter. (a) Stade I dextre, associé à la mise en place des veines à quartz et dolomite rose sous les effets d'une direction de raccourcissement WNW-ESE. La formation des chevauchements associés, le long des structures secondaires F_0 Sud, F_0 Nord, R_6 et R_7 , se réalise au cœur des relais transpressifs. (b) Stade II senestre normal, à remplissage de dolomite rose, ré-ouvrant et ré-utilisant les structures précédentes. Le stade II affecte principalement les structures primaires F_0 et B_3 . Le troisième stade d'altération n'est pas représenté.

Figure IVB-69 : Le stade hydrothermal précoce : a) Veinules à pyrite et illite et dissémination de pyrite dans l'encaissant pélitique ; b) Diagramme stéréographique représentant les pôles de la stratification de l'encaissant pélitique, les pôles des veinules pyriteuses de l'épisode hydrothermal précoce et les pôles des structures minéralisées des stades senestres et dextres, hémisphère inférieur ; c) Veinules pyriteuses plates, sécantes sur la S_{0-1} et sur les nodules de métamorphisme de contact ; d) Structures à quartz, illites et pyrites en pull-apart associées à une ouverture en cisaillement inverse ; e) Veinules à quartz, illites et remplissage tardif de pyrite ; f) Veine à remplissage de petits cristaux de quartz, sidérite et pyrite au cœur. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Figure IVB-70 : Le premier type de remplissage ; a) Schéma résumant les principales observations effectuées en lames minces ; b-c) Texture bréchique en puzzle (F_0 sud) ; d-e) Texture bréchique de collapse (F_0 sud). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Figure IVB-71 : Le second type de remplissage ; a-b) Localisation et relations de la paragenèse argentifère (taches noires), le quartz saccharoïde et la dolomite rose ; c) Textures saccharoïdes cote de mailles caractéristique de la paragenèse argentifère (R_7) ; d) Textures micro-saccharoïdes grains de riz caractéristique de la paragenèse argentifère (F_0 sud) ; e-f) Répartition et dispositions des traces de plans d'inclusions fluides dans le quartz saccharoïdes (F_0 sud). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Figure IVB-72 (page précédente) : Le second type de remplissage (suite) ; a-b) Prismes de quartz rayonnant sécants sur les traces de plans d'inclusions fluides (F_0 sud) ; c) Même microphotographie que celle de la figure IVB-71f prise en lumière polarisée et analysée. Les enveloppes collomorphes sont recoupées par des cristaux de quartz (F_0 sud) ; d à f) Evidences de cristallisation / recristallisation d'une texture calcédonieuse en quartz (F_0 sud) ; g) Agrandissement sur de fins plans d'inclusions

fluides continus entre le quartz et la texture calcédonieuse (R7) ; h) Botryoïdes constitués de fins cristaux de quartz (10-50µm) disposés en rosette, (R7). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Figure IVB-73 : Le troisième type de remplissage ; a) Petits prismes de quartz automorphes zonés du stade ii présentant des textures de croissance libre, emballés par de la dolomite rose plus tardive (R7) ; b) Peignes de quartz i recouverts par un dépôt de peignes de quartz iii plus limpides, de la dolomite rose et des sulfures (F₀ sud) ; c) Peignes de quartz iii sur quartz ii. Ce type de peignes (e.g ; iii) se rencontre fréquemment en tapissage des poches de dissolution (F₀ sud) ; d) Cristaux de dolomite rose xénomorphes d'apparence saccharoïde emballant le quartz ii (R7). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Figure IVB-74 : Composition des dolomites roses des stades dextre et senestre. Les rapports sont calculés à partir des proportions cationiques.

Figure IVB-75 : a-b) Fentes et relais en pull-apart à remplissage essentiellement quartzeux matérialisant une cinématique d'ouverture dextre, (F₀ sud). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Figure IVB-76 : Texture des veines plates ; a) Quartz en fibres associées à la dolomite et à la chlorite dans un encaissant andésitique (R6) ; b) Crack-seal bands (R7) ; c) Fibres tordues matérialisant une ouverture en cisaillement vers l'ouest, (F₀ sud). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Figure IVB-77 : Les veines plates de la structure R₇ : a) Bloc diagramme résumant les principales observations réalisées en galerie ; b-c) Phénomène de collapse du toit de la veine. La dolomite rose xénomorphe présentant une texture mosaïque n'est pas affectée par le processus d'effondrement supposé synchrone de l'ouverture de la veine ; d) Modèle hypothétique de contrôle de la mise en place des veines plates par des systèmes cisailants inverses ; e) Remplissage fibreux d'une « shear-vein » ré-ouvrant des fissures à remplissage pyriteux du stade précoce hydrothermal ; f) Texture d'enroulement des fibres de quartz et de chlorite autour d'un claste de pyrite. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Figure IVB-78 : Le stade senestre à dolomite ; a) Remplissage de dolomite massive présentant des agrégats de cristaux automorphes (R7), b) Texture bréchique typique du stade senestre-normal à dolomite de la structure F₀ ; c) Micro pull-apart senestre matérialisant une cinématique d'ouverture senestre (F₀) ; d) Pull-apart en jeu normal rempli de dolomite rose (F₀). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Figure IVB-79 : (page précédente) Les minéraux métalliques. Les espèces sont mentionnées sur les figures, a) Imiter I, lumière réfléchie ; b) Cliché MEB, Imiter II ; c) Imiter II, lumière réfléchie ; d) Corps principal B₃, lumière réfléchie ; e) R₇, lumière réfléchie ; f) R₇, lumière réfléchie ; g) Imiter II, LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; h) F₀ sud, lumière réfléchie.

Figure IVB-80 : Composition chimique de a) La pyrite ; b) La galène ; c) L'amalgame ; d) L'imitérite et la phase Ag₃HgS₂.

Figure IVB-81 : (page précédente) Les minéraux métalliques (suite). Les espèces sont mentionnées sur les figures, a) Imiter B8 ; b) Cliché MEB, Imiter II ; c) F₀ sud; d) Imiter B8 ; e) Cliché MEB, F₀ sud ; f) F₀ sud ; g) Imiter II ; h) Cliché MEB, F₀ sud. Toutes les photographies ont été prises en lumière réfléchie sauf clichés MEB.

Figure IVB-82 : Composition chimique des assemblages à Cu-Ag-S-Sb/As.

Figure IVB-83 : Caractérisation de la phase à Ag-Hg et S : Clichés MEB et cartographie X des éléments Hg et Ag.

Figure IVB-84: (a) Major geological units of the Anti-Atlas in Morocco and location of the Jbel Saghro inlier. (b) Simplified geologic map of the Jbel Saghro (modified after Hindermeier et al., 1977).

Figure IVB-85: (a) Geologic map of the Boumalne Neoproterozoic inlier (modified after Fekkak et al., 2002). All granites dating are published by Mrini (1993). (b) Structural map of the Thaghassa area. (c) Stereographic projection (lower hemisphere) of [1]: foliation planes, [2]: stretching lineation, [3]: striped quartz veins and [4]: volcanic dikes. Planes are represented by their respective poles.

Figure IVB-86: Macro and microstructures illustrating the first stage. (a) Regional foliation marked by phyllosilicates alignment (biotite and chlorite). (b) Regional S₀₋₁ foliation and related lineation marked by elongate metamorphic spots that affect the meta-greywacke sequence. (c) Syn to late kinematic metamorphic spot showing rolling structure consistent with a top-to-the south shearing sense. Note the asymmetric tails composed by biotite and the late growth of white mica. (d) Decreasing effects of the contact metamorphism illustrated by less developed metamorphic spot. Note that shear bands defined a south-verging kinematics.

Figure IVB-87: Macrostructures and microstructures illustrating the aplo-pegmatite features. (a) "Boudin" like aplo-pegmatite dikes within S₀₋₁. (b) Aplite veinlets emplaced within the foliations. "En echelon" tension-gashes filled by aplite demonstrate that their formation was coeval with a dextral shearing. (c) Dextral pull-apart filled by pegmatite dike. (d) Typical texture of aplite dike exhibiting quartz, plagioclase and muscovite. (e) Poikilitic muscovites without any preferred orientation developed within surrounding metasediments. (f) General aspect of foliation-parallel intermediate veins mainly filled by quartz and, along their rim, large feldspar and white mica. (g) N120°E trending intermediate veins developed within more competent layers and filled by quartz, white mica and feldspar assemblage (h).

Figure IVB-88: Chemical characteristics of muscovites. (a) Diagram illustrating the ideal dioctahedral substitutions of the Thaghassa muscovites after Guidotti (1984). (b) Application of the Monier and Robert thermometer (1986) on the magmatic and hydrothermal white micas of the studied area.

Figure IVB-89: Macrostructures illustrating the quartz-bearing vein stage. (a) Allure of the striped foliation vein parallel to the foliation. (b) Internal layering texture defined striped foliation veins. (c) Striped quartz veins associated with N120-150°E oblique veins within the metasediments. (d) Quartz-bearing vein developing pull-apart texture showing a dextral motion in core of an aplite dike.

Figure IVB-90: Block diagram summarizing the geometry and the distribution of the different structural features and any type of veins, north of the Iknoun granodiorite.

Figure IVB-91: Microtextural characteristics of quartz-bearing veins. (a) Internal texture of striped foliation vein. Elongate quartz grains are oblique with respect to vein walls and inclusions trends. (b) Inclusions trends parallel to vein wall within striped foliation veins. (c) Inclusion trends characterized by foliation particles (white micas from host-rock fragments) and neo-formed radial white micas. (d-f) Recrystallization process associated with the ongoing and progressive deformation. Thin recrystallized fissures and clear zone (d), and zones invaded by micro-grains showing dextral shear zone (e and f) affect the large quartz grains. (g) Aspect of striped foliation veins oriented N040-050°E. Note the lower angle between elongated grain and vein wall, materialized by the rim of the photography and the more elongated quartz grains. (h) Comb quartz grains normal to the wall within tension-gashes like veins.

Figure IVB-92: (preceding page) (a) Arsenopyrite (Apy) inclusion and massive pyrite (Py) presenting a zoning related with various As amounts. (b) Cassiterite (Cst) and chalcopyrite (Cpy) inclusions within arsenopyrite (Apy). All the views are back-scattered electron images. (c) Block diagram summarizing the late stage effects. (d and e) Conjugate late stage veins showing dextral and sinistral motion following their orientation. N120°E veins are dextral whereas N040°E one are sinistral. (f) Pervasive garnet-rich aureole of alteration developed along the late-stage chlorite-rich veinlets.

Figure IVB-93: Primitive Mantle normalized elemental abundance patterns for the plutonic rocks of the Boumalne inlier. Normalizing ratios are from MacDonough et al., (1992).

Figure IVB-94: Interpretative schema illustrating the continuous and progressive model of vein formation since the aplite-pegmatite stage (a), intermediate veins (b) and striped foliation quartz veins (c). Note that all stages are controlled by a ESE-WNW shortening direction.

Figure IVB-95: Regional tectono-magmatic evolution of the Thaghassa area illustrating the link between structures, vein formation and granite emplacement. (a) First event related to the granodiorite emplacement and formation of the south-verging motions. (b) Aplite dikes emplacement and subsequent formation of striped foliation veins coeval with a general dextral-normal shearing. The occurrence of an hidden granite genetically linked with other pink granite of the studied area is suggested (c) Late tectono-volcanic event and volcanic dikes injection.

Figure IVB-96 : Les sulfures du stade à quartz rubané : a) Cliché MEB révélant les différences de composition dans les pyrites ; b) Cliché MEB d'une pyrite montrant les bandes de croissance après attaque à HNO_3 ; c) Cliché MEB montrant les différentes générations d'arsénopyrite ; d) Microfissure à remplissage de chalcopyrite, arsénopyrite et freibergite sécante sur une pyrite II (image MEB) ; e) Microphotographie montrant une fissuration à freibergite et galène dans de la sphalérite (Lumière Réfléchie) ; f) Micro-inclusions d'électrum et de freibergite dans la pyrite II (image MEB) ; Microphotographie d'une sphalérite à inclusions (gouttes et fissures) de chalcopyrite (Lumière Réfléchie).

Figure IVB-97 : Composition chimique des phases métalliques du stade à veines de quartz rubanées a) Diagramme S vs. AS montrant les différentes générations de pyrites et b) d'arsénopyrites ; c) Diagramme ternaire $\text{Ag}_2\text{S} / \text{Cu}_2\text{S} / \text{Sb}_2\text{S}_3(\text{As}_2\text{S}_3)$ discriminant pour les cuivres gris argentifères.

Figure IVB-98 : Géothermobaromètre de l'arsénopyrite : diagramme de phases dans le système Fe-As-S entre 300 et 702°C en fonction du rapport atomique d'As dans l'arsénopyrite. L'assemblage stable à syn-croissance de Löllingite + Arsénopyrite offre une température de formation comprise

entre 350 et 450°C. apy: arsénopyrite; py: pyrite; po: pyrrhotite; lol: löllingite; L: liquid. Kretschmar et Scott, 1976.

Figure IVB-99 : L'altération propylitique : a) Remplissage d'une veinule constitué de pistachite, de quartz, de prehnite et d'arsénopyrite dans un dyke d'andésite, Lumière Polarisée Analysée ; b) Remplissage d'une cavité géodique dans la granodiorite d'Iknioun à adulaire et prehnite, Lumière Polarisée Analysée.

Figure IVB-100 : Les sulfures de l'événement tardif : a-b) Mise en évidence de la zonation des pyrites (cliché MEB) ; c-d) Fragments de pyrite I emballés par la pyrite II lors de l'ouverture des veinules à quartz, épidote, prehnite et adulaire (Cliché MEB et microscopie optique en Lumière Réfléchiée) ; e) Synthèse des observations : fracturation de la pyrite I supposée magmatique et bréchification par un ciment de pyrite II. Cette même pyrite II se dépose également en bordure des grains précoces automorphes.

Figure IVB-101 : Composition chimiques des pyrites de l'événement tardif.

CONCLUSION

Figure V-1 : Modèle d'évolution en deux stades expliquant la formation des principales structures observées dans le complexe inférieur. (a) Stade 1 responsable de la formation de grandes structures plissées disposées en échelon et contrôlées par des accidents décrochants dextres, d'une S_1 et de plutons de diorites et de granodiorites syntectoniques. Toutes ces structures se mettent en place sous les effets d'une direction de raccourcissement WNW-ESE à NW-SE. La formation des chevauchements au niveau de la boutonnière de Boumalne et plus rarement dans le sud de la boutonnière d'Imiter serait localement contrôlée par cette tectonique transpressive. (b) Stade 2 développant une schistosité S_2 et des plis d'entraînement dont la cinématique résultante dextre toujours sous le contrôle d'une direction de raccourcissement orientée WNW-ESE à NW-SE.

Figure V-2 : (page précédente) Bloc diagramme synthétique en trois stades expliquant la mise en place des différentes unités lithologiques et l'évolution tectonique de l'ensemble de la bordure nord du Saghro ; a) Déformation majeure panafricaine, b) Développement du volcanisme ignimbritique et mise en place de la caldera de Kelâa M'Gouna, c) Mise en place des principales minéralisations étudiées en relations avec le magmatisme de composition leucogranitique.

Figure V-3 : Spidergrammes normalisés au manteau primitif a) des Terres Rares et b) des traces, de l'ensemble des roches appartenant au complexe supérieur des boutonnières de Boumalne et de Kelâa M'Gouna.

Figure V-4 : Compositions des granites, laves et ignimbrites de l'ensemble des roches analysées au cours de cette étude, (Pearce et al., 1984).

LISTE DES TABLES

CHAPITRE IV

Partie A

Table IVA-1 : Chemical analyses of rocks in Kelâa M'Gouna caldera. Preliminary geochemical data were obtained the analytical laboratories of the CRPG in Nancy (France). Major oxide analyses were performed using emission spectroscopy on ICP-AES. Trace element abundances were determined by mass spectroscopy on ICP-MS. Additional trace element data (F, Cl and Li) were determined by specific electrode, spectrophotometer and atomic absorption respectively.

Partie B

Tableau IVB-1 : Evolution paragénetique des espèces minérales rencontrées dans des filons à tourmalines, feldspaths potassiques, chlorites et quartz.

Tableau IVB-2 : Principaux pôles des tourmalines, (Hawthorne et Henry, 1999)

Tableau IVB-3 : Moyennes, écart types et valeurs maximales et minimales des résultats d'analyses effectuées à la microsonde électronique et formules structurales des différents faciès de tourmalines observées.

Tableau IVB-4 : Principales substitutions affectant les tourmalines du district de Kelâa M'Gouna

Tableau IVB-5 : Résultats d'analyses effectuées par spectrométrie Mossbauer.

Tableau IVB-6 : Moyennes, écart types et valeurs maximales et minimales des résultats d'analyses effectuées à la microsonde électronique et formules structurales des différents faciès de micas observés.

Tableau IVB-7 : Comparaison entre les valeurs des "intercept values" calculées sur les micas du district de Kelâa M'Gouna et des biotites de gisements liés à des intrusions, données : (Munoz, 1984).

Tableau IVB-8 : Succession paragénetique des différents stades d'altération des prospectifs aurifères du district de Kelâa M'Gouna.

Tableau IVB-9 : Liste des minéraux établis du gisement argentifère d'Imiter (d'après Popov, 1995).

Tableau IVB-10 : Succession paragénetique représentative des veines étudiées de la mine d'Imiter.

Table IVB-11: Geochemical analyses for the plutonic rocks of the Boumalne inlier.

Tableau IVb-12 : Succession paragénetique établie pour le prospectif de Thaghassa.

CONCLUSION

Tableau V-1 : Synthèse et caractéristiques paragenétiques des 4 districts minéralisés étudiés.

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION

Figure 1: Situation géographique du Maroc au sein du continent africain.

Figure 2 : Distribution des principaux gisements de type épithermal acide « high sulfidation » et neutre « low sulfidation » : a) Sur la ceinture de feu péri-Pacifique et b) En Europe Centrale (Hedenquist et R. Antonio. 2000).

Figure 3 : Modèle schématique proposant les relations génétiques entre les gisements de type porphyre et épithermaux acide et neutre (Hedenquist et Lowenstern 1994, Hedenquist et R. Antonio. 2000).

CHAPITRE I

Figure I-1 : Carte géologique simplifiée du continent africain modifiée (Milesi et al., 2004).

Figure I-2 : Reconstruction paléogéographique et géodynamique des supercontinents hypothétiques [A] Rodinia, il y a 1 Ga et [B] Panotia à la transition Paléozoïque - Précambrien (d'après Dalziel, 1997). A: Arequipa; AM: Amazonian Craton; AV: Avalonia; B: Baltica; C: Congo Craton; CMG: East Antarctica; E: Ellsworth-Whitmore mountains block; EA: East Avalonia; ESMP: hypothetical Ellsworth-Sonora-mojave transform; F: Florida; F/MP: Falkland-Malvinas plateau; K: Kalahari Craton; MA: Position du Sud Maroc; MAOT: hypothetical Malvinas-Alabama-Oklahoma transform; MBL: Marie Byrd Land; NG: New Guinea; R: Rockall plateau; RP: Rio de la Plata Craton; S: Siberia; SF: São Francisco Craton; SV: Svalbard block; TxP: hypothetical Texas plateau; WA: West Avalonia; WAC: West African Craton.

Figure I-3 : Reconstitution paléogéographique des continents Avalonia et des terrains péri-gondwaniens (Nance et al., 2002). (A) Au Néoprotérozoïque supérieur, une importante subduction a lieu en périphérie du Gondwana (ca. 635-590 Ma). (B) Au Néoprotérozoïque tardif (590-540 Ma), subduction d'une ride océanique et mise en place d'une faille transformante continentale. (C) Au Paléozoïque inférieur, séparation des micro-continentes Carolina et West Avalonia lors d'une phase de rifting continental. (Ch: Chortis block, Ox, Oaxaquia, Y: Yucatan block, F: Florida).

Figure I-4 : Reconstitution paléogéographique des terrains péri-gondwaniens au Néoprotérozoïque supérieur (Keppie et al., 2003). (C: Carolina, EA: East Avalonia, G: Gander terrane, M: Meguma terrane, WA: West Avalonia).

Figure I-5 : Reconstruction du Gondwana à la fin du Néoprotérozoïque et localisation des grandes ceintures orogéniques panafricaines (modifié, Unrug, 1997).

Figure I-6 : Corrélations tectoniques des différents orogènes panafricains localisés en périphérie du Craton Ouest Africain et en Avalonia (Hefferan et al., 2000).

Figure I-7 : [A] Coupes schématiques montrant l'évolution géodynamique de la chaîne panafricaine des Mauritanides-Bassarides (Villeneuve et Cornée, 1994): 1, Formation de bassins intracontinentaux; 2, Ouverture du rift des Bassarides (Bs); 3, Fermeture de la mer Mauritanide = phase panafricaine 1 (P.1); 4, Formation des grabens d'âge Néoprotérozoïque supérieur à Cambrien inférieur; 5, Fermeture du système de grabens intracontinentaux = phase panafricaine 2 (P.2), 6, Dépôts des sédiments ordoviciens. WAC: West African Craton; SMB: Senegalese blocks; Yk: Youkounkoun basin; Tb: Taban basin; Bk: Bakoye basin; Mk: Madina-kouta basin. [B] Schémas évolutifs reconstituant l'évolution de l'orogène panafricain dans le Hoggar central / occidental (Caby, 2003); (A) Subduction océanique sous le bloc d'Iskel (900-850 Ma); (B) Premiers stades de fermeture océanique et de collision. Genèse d'un métamorphisme de HP-BT (700-620 Ma); (C) Stades ultimes de collision et d'exhumation syntectonique (620-580 Ma); UGI = Unité Granulitique des Iforas [C] Positionnement des coupes au niveau du Craton Ouest Africain.

Figure I-8: Modèle général d'évolution du bloc Avalonia au Néoprotérozoïque supérieur. (A) Subduction oblique vers ca. 635–570 Ma générant le magmatisme d'arc avalonien et ouvrant des bassins en pull-apart en réponse à une cinématique senestre. (B) Subduction de la ride océanique produisant une inversion structurale vers ca. 590–540 Ma puis la cessation de la subduction ; développement progressif d'une faille transformante continentale et ouverture de bassin en pull-apart dextre, d'après Nance et al., 2002.

Figure I-9: Coupe N-S simplifiée de l'Anti-Atlas à la fin du Néoprotérozoïque supérieur intégrant la place du bloc Cadomia, d'après Hefferan et al., (2000). SAF= South Atlasic Fault, *= HP-LT metamorphic rocks.

Figure I-10: Modèle de reconstruction géodynamique de la chaîne Anti-Atlasique pendant l'orogène panafricain selon Ennih et Liégeois (2001). [A] Formation de l'aulacogène du Saghro-Ougarta sur le rebord méridional de la marge passive du Craton Ouest Africain et formation d'une croûte océanique. Noter que l'Accident Majeur Anti-Atlasique est une faille normale caractérisant le rebord sud de l'aulacogène du Saghro. [B] Fermeture du domaine océanique (ca. 685 Ma), chevauchement sur le rebord nord du Craton Ouest Africain des ophiolites de Bou Azzer et subduction vers le nord sous le continent Avalonia. [C] Période de stabilité tectonique sur le rebord nord du Craton Ouest Africain. En revanche, en Avalonia la subduction persiste. [D] Injection des granitoïdes calco-alcalins potassiques et alcalins dans l'Anti-Atlas de part et d'autre de l'Accident Majeur Anti-Atlasique (580-560 Ma) [E] Reconstruction paléogéographique entre 630 et 570 Ma et positionnement de l'Anti-Atlas.

Figure I-11: Carte géologique simplifiée de l'Anti-Atlas marocain, modifiée Choubert (1980).

Figure I-12: Interprétations successives des subdivisions lithostratigraphiques et structurales du Précambrien et Infracambrien des Anti-Atlas.

Figure I-13 : Evolution verticale et horizontale du cycle Cambrien du Jbel Saghro à la boutonnière d'Ifni (environ 500 km), Benziane et al., (1983).

Figure I-14 : Carte géologique simplifiée montrant la distribution des districts et indices minéralisés de l'Anti-Atlas.

Figure I.15 : [A]: Modèle de reconstitution géodynamique du domaine panafricain de l'Anti-Atlas selon Leblanc et Lancelot (1980): a, Distension avec ouverture océanique ; b, Formation des premiers arcs calco-alcalins à l'aplomb de zones de subduction à pendage nord ou sud?; c, Compression polyphasée et obduction des lambeaux ophiolitiques de Bou Azzer (phase B1) ; d, Subduction à vergence sud générant un important magmatisme acide et basique ; e, Blocage de la subduction lors de la phase B2, collisionnelle, marquant l'affrontement entre le Craton Ouest Africain et un continent hypothétique septentrional ; f, Instauration d'un intense volcanisme ignimbrétique calco-alcalin à alcalin ; g, Distension post-orogénique et volcanisme alcalin discret. [B]: Modèle d'évolution géodynamique de l'Anti-Atlas selon Villeneuve et Cornée (1994): 1, Ouverture de l'océan prépanafricain ; 2, Collision de l'arc Siroua-Saghro avec un bloc isolé au Nord ; 3, Obduction des ophiolites sur le Craton Ouest Africain (phase B1) ; 4, Stade de collision tardif (phase B2) ; 5, Dépôt des formations volcaniques puis des premières formations infracambriennes. CWA: West African Craton, CNM: North Moroccan continent, SSi: Siroua/Saghro Arc, TZT: Tizi'n Test fault.

Figure I-16 : Modèle d'évolution de la chaîne Anti-Atlasique pendant l'orogène panafricain selon une coupe Sud-Nord, (Thomas et al., 2002).

Figure I-17 : a) Modèle interprétatif d'une tectonique en décollement relative à l'orogène hercynien dans les formations d'avant chaîne de l'Anti-Atlas occidental, ici exemple de la boutonnière d'Ifni, d'après Helg et al., 2004. b) Coupe NW-SE au travers de tout l'Anti-Atlas occidental, passant par la boutonnière d'Ifni et c) proposition de coupe équilibrée, (Helg et al., 2004).

CHAPITRE II

Figure II-1 : Carte géologique du Jbel Saghro, d'après Hindermeyer et al., (1977) et scène Landsat disponible sur le site <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/mrsid.pl>.

Figure II-2 : Planche photographique des principaux faciès du complexe inférieur rencontrés dans le Jbel Saghro. a) Sédiments silico-clastiques verticalisés composés de siltites vertes et violettes (boutonnière de Kelâa M'Gouna). b) Formations grésopélitiques de la boutonnière de Kelâa M'Gouna. Encart : pli d'origine synsédimentaire (slump ?) observé dans ces formations détritiques. c) Métasédiments de la boutonnière de Boumalne intrudés par le massif granodioritique d'Iknioun. d) Laves acides du complexe supérieur reposant en discordance sur le complexe inférieur (Partie occidentale du prospect de la Zone des Dykes).

Figure II-3 : Carte géologique de la boutonnière de Sidi Flah, (Fekkak et al., 2003).

Figure II-4 : Colonnes stratigraphiques des formations du bassin de Sidi Flah. V1 à V4 représentent les piles basaltiques, A, B, D et G représentent les différents faciès de turbidites, (Fekkak et al., 2003).

Figure II-5 : Carte géologique de la boutonnière de Kelâa M'Gouna, d'après Benharref (1991) , Derré et Lécolle (1999) et scène Landsat.

Figure II-6 : Colonne stratigraphique des formations sédimentaires du complexe inférieur de Kelâa M'Gouna, (Fekkak et al., 2001).

Figure II-7 : Carte géologique de la boutonnière de Boumalne, d'après Hindermeier et al., (1977) et scène Landsat.

Figure II-8 : Colonne stratigraphique des formations sédimentaires du complexe inférieur de la boutonnière de Boumalne, (Fekkak et al., 2001).

Figure II-9 : Carte géologique de la boutonnière d'Imiter, d'après documents inédits SMI.

Figure II-10 : Diagramme ternaire (Streckeisen, 1976) des roches plutoniques du complexe inférieur (données de Bajja (1989), Ait Isha (1996), Ezzouhairi (1989), Karl et al., 2001).

Figure II-11 : Particularités géochimiques des granitoïdes du complexe inférieur. a) Diagramme K_2O vs. SiO_2 (Le Maitre et al., 1989) montrant les subdivisions de la série magmatique subalcaline, données de (Ait Isha et al., 1996; Benharref, 1991; Ezzouhairi, 1989; Karl et al., 2001). b) Diagramme de discrimination Rb vs. Y+Nb (Pearce et al., 1984) et interprétations géotectoniques, données de Karl et al, (2001).

Figure II-12 : Planche photographique des principaux faciès du complexe supérieur rencontrés dans le Jbel Saghro. a) Falaises ignimbritiques de la région d'Iknioun dans le centre du Jbel Saghro. b) Ignimbrite acide formée de fragments de ponces (P) et de fragments lithiques de lapilli (L) ou blocs de granite rose (G) c) Formations granitiques roses du massif d'Isk n'Allah (2557 m) au sud de la boutonnière de Boumalne. d) Important réseau de dykes de rhyolite de la partie occidentale du Saghro (ancienne mine de cuivre de Bou Skour).

Figure II-13 : Particularités géochimiques des roches volcaniques et plutoniques du complexe supérieur. Données compilées de Ouguir (1996), Bajja (1989) et cette étude. a) Diagramme TAS (Total alkali vs. Silica, (Le Maitre et al., 1989)) et nomenclature des roches volcaniques du complexe supérieur. b) Diagramme AFM des roches du complexe supérieur. Données compilées de Ouguir (1996), Bajja (1989) et cette étude.

Figure II-14 : Planche photographique des principaux faciès du Phanérozoïque rencontrés dans le Jbel Saghro. a) Vue depuis le complexe minier d'Imiter, vers le nord, sur la limite Précambrien - Cambrien sur le rebord nord du Jbel Saghro. b) Vue vers l'est depuis le douar d'Anou n'Izme, sur les formations rouges laguno-continentales du Crétacé reposant en discordance sur les sédiments du complexe inférieur dans le nord de la boutonnière de Boumalne. c) Epanchements de néphélinites (2.9 Ma) à Fom el Kouss au **Figure II-18** : Carte morphologique et géologique simplifiée de l'Anti-Atlas oriental. La topographie utilisée est celle du MNT Landsat.

Nord de la mine d'Imiter sur les grès et calcaires rouges du Crétacé. d) Les poudingues de la région de Kelâa M'Gouna. e) Les poudingues de la région de Skoura. f) Le Sillon Atlasique et le Haut-Atlas vus depuis le granite rose de Tiounouine dans le nord de la boutonnière de Boumalne.

Figure II-15 : Planche photographique présentant les caractéristiques des premiers sédiments bioclastiques recouvrant les formations du complexe supérieur. a) Contact entre le complexe inférieur (granodiorite d'Igoudrane) et les dolomies bioclastiques. En arrière plan, puissante série pélitique cambrienne. b-c) Niveaux finement lités à stromatolites reposant sur des andésites altérées en boules. Le ciment dolomitique emballe et bréchifie les "boules" d'andésites. d) Microphotographie montrant le faciès dolomitique bioclastique sédimenté entre les colonnes de stromatolites.

Figure II-16 : Interprétation linéamentaire du Jbel Saghro : Caractérisation de la famille N060-090°E majeure. a) Carte géologique du Saghro. Légende : cf. figure II-1. b) Interprétation linéamentaire d'un extrait de scène satellitaire Landsat. Les structures N060-090°E majeures sont représentées en jaunes.

Figure II-17 : Interprétation linéamentaire du Jbel Saghro : Caractérisation de la famille N060-090°E majeure. a) Interprétation linéamentaire d'un extrait de scène satellitaire Landsat. b) Extrait de la scène précédente. Mise en évidence d'un rejet horizontal senestre le long d'un accident majeur N070°E, décalant les dykes de rhyolites tardifs du complexe supérieur. c) Mise en évidence de structures plissées dans la boutonnière de Boumalne, dont le contrôle pourrait s'effectuer par des failles N060-070°E.

Figure II-19 : Modèles 3D de topographie numérique du centre Saghro mettant en évidence le profil en horst du Saghro. a) Bloc issu du modèle MNT Landsat et b) Bloc intégrant la géologie simplifiée du même secteur. (exagération verticale 150 %)

Figure II-20 : Interprétation linéamentaire du Jbel Saghro : Caractérisation de la famille N150-180°E secondaire. a) Interprétation linéamentaire d'un extrait de scène Landsat du Jbel Saghro. b) Zoom de la scène précédente et mise en évidence des rejets apparents dextres affectant la granodiorite d'Iknioun dans le secteur de Thaghassa et les falaises d'Ignimbrites localisées au sud du douar d'Iknioun.

Figure II-21 : Caractéristiques du réseau hydrographique récent. a) Extrait de scène satellitaire Landsat et mise en évidence de la virgation des oueds dans les sédiments détritiques tertiaires et quaternaires de la région de Boumalne. b) Modèle 3D de topographie numérique mettant en évidence l'incision des oueds (gorges) dans les formations cambriennes du flanc sud du Saghro (exagération verticale 150 %). c) Zoom de la scène précédente mettant en évidence la formation de cônes alluviaux dans la dépression de N'Kob.

CHAPITRE III

Figure III-1 : Schéma structural des formations du complexe inférieur du Jbel Saghro et présentation des données stéréographiques.

Figure III-2 : a) Schéma structural de la boutonnière d'Imler, b) schéma structural de la boutonnière de Boumalne.

Figure III-3 : a) Schéma structural de la boutonnière de Kelâa M'Gouna et b) carte des trajectoires de la stratification S_0 .

Figure III-4 : a) Extrait d'une scène satellitaire MIR (document SMI), montrant un agrandissement sur les structures plissées des boutonnières de Boumalne et Imler. b) Schéma structural simplifié et c) interprétation tectonique.

Figure III-5 : Planche photographique montrant l'attitude des plis de la première phase de déformation dans les formations du complexe inférieur de la boutonnière d'Imler : a et b) Synformes et antiformes à plan axial sub-vertical, c) Pli déjeté vers le sud à plan axial montrant un pendage moyen (50-60°) vers le Nord, d) Partie sud de la structure antiforme de la carrière B8 de la mine d'argent d'Imler observée au cœur du faisceau de faille d'Imler. Noter que les formations du complexe supérieur ne sont pas affectées par cette déformation.

Figure III-6 : Synthèse des observations observées sur le style de la première phase de déformation : a) mise en évidence d'une structure plissée, de sa schistosité S_1 plan-axiale nettement développée sur les flancs à pendage sud et mise en évidence des phénomènes de déformation syn-plissement, b) Partie sud de la structure antiforme plissée de la carrière B8 de la mine d'Imler et c) interprétation de la structure dans un modèle en « flower-structure ».

Figure III-7 : Planche photographique montrant les principaux éléments structuraux relatifs au stade 1 de la déformation : a) Développement de fentes d'extrados à remplissage de quartz et feldspath, boutonnière d'Imler, b) Schistosité S_1 développée sur un flanc de pli à pendage sud, boutonnière d'Imler, c) Nodules métamorphiques cristallisant dans les plans de la S_{0-1} , boutonnière d'Imler, d) Bloc diagramme synthétique résumant les principaux éléments structuraux observés dans la boutonnière de Boumalne, e) Schistosité régionale S_{0-1} et linéation marquée par des nodules métamorphiques, boutonnière de Boumalne, f) Nodules métamorphiques syn- à tardi-cinématiques montrant une structure d'enroulement compatible avec un sens de cisaillement vers le sud, boutonnière de Boumalne, lumière polarisée non analysée, g) Diminution des effets du métamorphisme de contact dans le nord de la boutonnière de Boumalne caractérisée par la présence de nodules métamorphiques moins développés et présence de bandes de cisaillement définissant également une cinématique chevauchante vers le sud, lumière polarisée non analysée.

Figure III-8 : Caractéristiques minéralogiques des biotites observées dans les queues de cristallisation : a) Composition chimique des biotites (Guidotti, 1984), b) application du thermomètre Monier et Robert (1986) aux biotites.

Figure III-9 : Synthèse des observations observées sur le style de la seconde phase de déformation : a) Développement des plis d'entraînement et d'une schistosité S_2 supposée plan-axiale, b)

Développement de la S₂ postérieurement aux plis du stade 1 de la déformation et c) Effets de réfraction de la S₂ sur les formations grésopélitiques du complexe inférieur.

Figure III-10 : Planche photographique montrant les principaux éléments structuraux relatifs au stade 2 de la déformation : a) Développement de plis d'entraînement affectant la schistosité S₁, boutonnière d'Imliter, b) Pli d'entraînement dextre, boutonnière d'Imliter, c) Effets de réfraction de la schistosité S₂ dans les formations grésopélitiques de la boutonnière d'Imliter, d -e) Pli d'entraînement dextre, boutonnière de Kelâa M'Gouna, f) Schistosité S₂ N100°E parallèle à la S₀ développée dans les niveaux silteux de la boutonnière de Kelâa M'Gouna, g) S₂ affectant intensément des veines de quartz N150°E dont la mise en place pourrait être contemporaine de la première phase de déformation, boutonnière de Kelâa M'Gouna, h) Pli d'entraînement senestre développé dans les siltites vertes et violettes de la boutonnière de Kelâa M'Gouna.

Figure III-11 : Micro et macrostructures de la granodiorite d'Iknioun : a) Cristaux de biotites et d'amphiboles vertes non déformés et des cristaux de quartz, lumière polarisée non analysée, b) Cristaux de biotites et de feldspaths potassiques, lumière polarisée non analysée, c) Microstructure magmatique montrant l'orientation NE-SW à NNE-SSW d'enclaves mafiques dans la granodiorite d'Iknioun, d) Microstructure magmatique montrant l'orientation de la macle polysynthétique des plagioclases N030-045°E, lumière polarisée analysée.

Figure III-12 : Planche photographique montrant les caractéristiques texturales et minéralogiques du massif d'Igoudrane : a) Panorama du NE de la boutonnière d'Imliter montrant les principaux affleurements du massif plutonique, b) Echantillon macroscopique montrant l'aspect général du faciès localisé au cœur du massif et c) Microstructure du faciès granodioritique à amphibole, biotite, plagioclase et quartz, lumière polarisée non analysée, d) Echantillon macroscopique montrant l'aspect général du faciès de la bordure sud du massif et e) Microstructure magmatique à amphibole et plagioclase et microstructures de déformation cassante à paragenèse secondaire, lumière polarisée non analysée. Amp : amphibole ; Cal : calcite ; Chl : chlorite ; FeMg : ferro-magnésien ; Pl : plagioclase ; Qtz : quartz.

Figure III-13 : Composition chimique des amphiboles des granitoïdes du complexe inférieur du secteur d'Imliter (Leake et al., 1997) : a) Nomenclature des amphiboles calciques selon les paramètres (CaB>1,5; (Na+K)A<0,5; CaA<0,5), b) Nomenclature des amphiboles calciques selon les paramètres (CaB>1,5; (Na+K)A>0,5; Ti<0,5).

Figure III-14 : Planche photographique montrant les caractéristiques texturales et minéralogiques du massif de Bou Teglimt : a) Faciès grenu à minéraux ferro-magnésiens, plagioclases et texture orbiculaire, b) Echantillon macroscopique montrant la structure grenue équigranulaire, c) Microstructure à amphibole zonée, biotite, plagioclase et quartz, lumière polarisée non analysée, d) Microstructure magmatique à amphibole, biotite présentant une extinction onduleuse et plagioclase, lumière polarisée analysée. Amp : amphibole ; Cal : calcite ; Chl : chlorite ; Kfs : Feldspath potassique ; FeMg : ferro-magnésien ; Pl : plagioclase ; Qtz : quartz.

Figure III-15 : a) Carte structurale représentant les azimuts et les pendages de la S_{0-1} , des linéations dans les formations méta-sédimentaires du complexe inférieur et des foliations magmatiques dans les trois massifs de Igoudrane, Bou Teglimt et Taouzzakt ; b) carte interprétative des trajectoires de schistosité (Ighid et al., 1989).

Figure III-16 : Carte des foliations magnétiques mesurées dans les trois principaux granitoïdes de la boutonnière d'Imiter et interprétation de la trajectoire de ces foliations, a) Massif de Bou Teglimt, b) Massif de Taouzzakt, c) Massif d'Igoudrane.

Figure III-17 : Planche photographique montrant les caractéristiques texturales et minéralogiques du massif plutonique d'Igoudrane : a) Texture magmatique à amphiboles zonées et orientées selon une direction ca. E-W, lumière polarisée analysée, b) Microstructure magmatique montrant l'orientation $N085^{\circ}E$ d'une enclave mafique, c) Déformation modérée à l'état solide. Le quartz présente une extinction onduleuse avec formation de néograins. La biotite bien qu'altérée ne présente pas de figure de déformation, lumière polarisée analysée, d) Fabrique magmatique montrant l'orientation préférentielle de cristaux de plagioclases, lumière polarisée analysée, e) Texture magmatique montrant l'extinction franche de grains de quartz. Amp : amphibole ; Pl : plagioclase ; Qtz : quartz.

Figure III-18 : Modèle d'évolution en deux stades expliquant la formation des principales structures observées dans le complexe inférieur. (a) Stade 1 responsable de la formation de grandes structures plissées disposées en échelons, d'une schistosité S_1 plan axial, d'accidents décrochants dextres, de chevauchements locaux et de plutons syntectoniques. (b) Stade 2 développant une schistosité S_2 et des plis d'entraînement matérialisant une cinématique dextre.

CHAPITRE IV

Partie A

Figure IVA-1: (a) Major geological units of the Anti-Atlas in Morocco and location of the Jbel Saghro inlier. (b) Simplified geologic map of the Jbel Saghro (modified after Hindermeier et al., 1977).

Figure IVA-2: Geologic index map of the Kelâa M'Gouna district, modified after Benharref (1991) and Derré and Lécolle (1999).

Figure IVA-3 : The structural boundary. a) View of the intracaldera sequence and rhyolite ring dikes constituting the structural boundary of the caldera. b) View of the structural boundary materialized by a rhyolite ring dike and showing the strong unconformity between the basement to the south and the intracaldera sequence. c) Microphotograph of the aphanitic partially devitrified rhyolite ring dike, Plane Polar Light.

Figure IVA-4: (preceding page) The intracaldera fill sequence. a) Looking east over the intracaldera sequence showing the lower and upper intracaldera tuff and interbedded sedimentary ponded rocks. b) Microphotographs of the lower quartz-poor intracaldera ash flow tuff, Plane Polar Light. c) Microphotographs of highly devitrified lower intracaldera tuff showing spherulitic texture, Cross Polar

Light. d) Fluid escape structures confirming the polarity of the intracaldera sedimentary sequence that grade toward the north. e) Microphotographs of the upper quartz-rich intracaldera ash flow tuff, Plane Polar Light. f) Fiammed aspect of the upper intracaldera tuff and evidences for lithic fragments of K-feldspar granite. g) Block-rich facies in the upper intracaldera tuff. Qtz: quartz, Kfs: K-feldspar, Pl: plagioclase, Bt: chloritized biotite.

Figure IVA-5: Summary composite stratigraphic sections for the intracaldera and outflow sequences of the Kelâa caldera.

Figure IVA-6: Schematic cross sections of the intracaldera fill sequence of the Kelâa M'Gouna caldera.

Figure IVA-7: Outflow sequences. a) Looking west over the outflow sequence showing, basement overlain by moat-caldera sequences and Tamgalount tuff. b) Hand specimen of the crystal-rich Tamgalount tuff and c) microphotograph of the quartz-rich Tamgalount tuff, Plane Polar Light. Qtz: quartz, Kfs: K-feldspar, Pl: plagioclase, Bt: chloritized biotite.

Figure IVA-8: (following page) The plutonic activities. a-b) Microphotographs of the biotite- and amphibole-rich Timicha granite and c) Tensemial microgranite, Plane Polar Light. d) Hand specimen of the intracaldera rhyodacite porphyry and e) microphotograph of the porphyry showing chloritized amphiboles and biotite, K-feldspar, plagioclase and quartz in a partially microcrystallized groundmass, Plane Polar Light. f-g) Myrmekitic and graphic intergrowths of quartz and altered K-feldspar characteristic of the late leucogranites, Plane Polar Light. h) Hand specimen of late porphyritic rhyolite dike assumed to be the volcanic equivalent of the late K-feldspar-rich granites. Qtz: quartz, Kfs: K-feldspar, Pl: plagioclase, Bt: chloritized biotite, Amp: chloritized amphibole, Ann: annite, Ed: ferroedenite.

Figure IVA-9: Plot of the Kelâa M'Gouna district rocks in the Winchester and Floyd diagram (1987) illustrating the differentiation index (Zr/TiO_2) vs. alkalinity index (Nb/Y).

Figure IVA-10: Zr/TiO_2 and silica variation diagrams for major and trace elements of Kelâa district rocks.

Figure IVA-11: a) Primitive mantle-normalized elemental abundance patterns and b) primitive mantle-normalized Rare Earth Elements patterns for the plutonic, hypabyssal and volcanic rocks of the study area. Primitive mantle normalizing ratios are from MacDonough et al (1992).

Figure IVA-12: Model of structural control coeval with the Kelâa M'Gouna caldera emplacement.

Figure IVA-13: Ta vs. Yb discrimination diagram for rocks of granitic composition, after Pearce et al., (1984).

Figure IVA-14: Hypothetical eruptive, resurgent history and inferred magma chamber development of the Kelâa caldera.

Partie B

Figure IVB-1 : Localisation du district de Kelâa M'Gouna dans l'Anti-Atlas.

Figure IVB-2 : (page suivante) Carte géologique du district de Kelâa M'Gouna d'après Benharref (1989), Derré et Lécolle (1999) et scène Landsat.

Figure IVB-3 : Place des prospectifs aurifères d'Isamlal et de Taourirt N'Soualeh dans le système caldérique reconstitué de Kelâa M'Gouna.

Figure IVB-4 : (page précédente et ci-dessus) Carte géologique des prospectifs du district de Kelâa M'Gouna (Isamlal, Taourirt N'Soualeh, Talat N'Tabarought) et des environs immédiats. Localisations des structures minéralisées et des altérations hydrothermales associées. (d'après Reminex (unpub), Benharref (1989), Leloix (1999), Derré et Lécolle (1999)).

Figure IVB-5 : Schéma structural du prospectif d'Isamlal

Figure IVB-6 : Stéréogrammes d'isodensité des pôles des principales structures du district de Kelâa M'Gouna.

Figure IVB-7 : a) Fracturation N110 et N020°E observée dans la granodiorite d'Isamlal ; b) Stockwerk à quartz gris Q1, Talat N'Tabarought ; c-d) Microphotographies du remplissage massif à Q1 du stockwerk, lumière polarisée non analysée et lumière polarisée analysée, Isamlal ; e) Traînées et bandes d'inclusions caractéristiques d'un remplissage de type "crack-seal", lumière polarisée non analysée ; f-g) Veinules appartenant au stockwerk quartzeux à biotites et amphiboles, lumière polarisée non analysée ; h) Stockwerk à muscovites, lumière polarisée analysée.

Figure IVB-8 : Principales caractéristiques de la zone silicifiée ; a) Faciès ocre situé au nord de Talat N'Tabarought ; b) Lave acide silicifiée et pyritisée, lumière polarisée analysée, nord de Talat N'Tabarought ; c) Lave acide silicifiée à micas fluorés et andalousite, lumière polarisée non analysée, nord de Talat N'Tabarought ; d) Echantillon macroscopique provenant de la zone silicifiée localisée au nord d'Isamlal. e) Les faciès les plus roses sont les plus riches en micas fluorés, lumière polarisée analysée ; f) Faciès bleuté riches en oxydes de fer et andalousites prismatiques, lumière polarisée non analysée ; g) Fluorapatite associée au quartz et aux fines aiguilles de tourmaline, lumière polarisée non analysée, Nord de Talat N'Tabarought ; h) Aspects de la tourmalinisation dans la zone silicifiée, lumière polarisée non analysée, Nord de Talat N'Tabarought.

Figure IVB-9 : Tourmalinites et veines à feldspaths potassiques ; a) Tourmalinites dans les formations du complexe supérieur de la zone silicifiée, Nord de Talat N'Tabarought ; b) Tourmalinites dans les sédiments gréseux du complexe inférieur, Taourirt N'Soualeh ; c-d) Tourmalinisation de la granodiorite de Wawitch, pouvant générer des axes orientés ca. N-S, Talat N'Tabarought ; e) Axes de tourmalinite recoupés et décalés par des veinules roses à feldspaths potassiques, Taourirt N'Soualeh ; f) Tourmalinite massive recoupée par le grand dyke de rhyolite porphyrique de Taourirt N'Soualeh ; g) Echantillon macroscopique d'une veine à feldspath potassique et remplissage terminal d'oligiste ; h) Microphotographie d'une tourmalinite recoupé par une veinule à quartz et feldspath potassique montrant un habitus du type adulaire, lumière polarisée analysée, Taourirt N'Soualeh.

Figure IVB-10 : Stade à quartz Q2 ; a) Structure N115°E en pull-apart à remplissage géodique de quartz Q2 montrant une cinématique senestre et recoupant une structure bréchique, Isamlal ; b) Pull-apart N080°E à remplissage de quartz Q2 montrant une cinématique dextre, Timicha ; c) Remplissage géodique d'une structure à quartz Q2 et bréchification de l'encaissant, Isamlal ; d) Structure N110°E à remplissage de Q2 géodique puis carbonates (calcite), Isamlal ; e) Microphotographie montrant la texture zonée, prismatique et automorphe caractéristique du Q2. La chlorite se dépose en agrégats fibro-radiés dans les bandes de croissance du quartz, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; f) Veine à quartz Q2 et adulaire recoupant un dyke d'aplite, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; g-h) Quartz Q2 à sulfures (chalcopyrite, pyrite), recoupant et emballant des éléments de brèches à ciment chloriteux, lumière polarisée non analysée, puis analysée, Isamlal.

Figure IVB-11 : Les structures bréchiques ; a) Structure N120°E recoupant les formations détritiques du complexe inférieur, Isamlal ; b) Texture bréchique typique de ces structures, Isamlal ; c) Relations entre la fracturation et la bréchification. La brèche se développe parallèlement à la fracturation N115°E. La fracturation N025°E bien marquée dans les sédiments du complexe inférieur ne semble pas affecter la structure bréchique ou alors très grossièrement, Isamlal ; d) Brèche N130°E montrant une texture sigmoïde dont la cinématique d'ouverture est senestre, Talat N'Tabarought ; e-f) Microphotographies montrant le rôle de la fissuration à chlorite dans la formation des structures bréchiques, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; g) Intense fissuration à chlorite bréchifiant le quartz Q1 du stockwerk, lumière polarisée non analysée, Talat N'Tabarought ; h) Bréchification affectant le quartz Q2, lumière polarisée non analysée, Isamlal.

Figure IVB-12 : Carte et coupes montrant la corrélation entre les zones les plus riches en or et les données géologiques sur le prospect d'Isamlal. La carte et les coupes des isoteneurs en or ont été réalisées d'après sondages percutants (CISA) et carottés (ISAC). Données Reminex.

Figure IVB-13 : Evènement minéralisateur ; a) Microfissure à chlorite et sulfures (pyrite) bréchifiant l'encaissant grésopélitique, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh ; b) Poche à chlorite et sulfures, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh.

Figure IVB-14 : Tourmalines de la zone silicifiée et du stockwerk (type 1 et 2) ; a) Tourmalines prismatiques vertes de la zone silicifiée, lumière polarisée non analysée, Nord de Talat N'Tabarought ; b) Fines aiguilles de tourmalines du stockwerk, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; c) Sections basales de tourmalines prismatiques vertes de la zone silicifiée, lumière polarisée non analysée, Nord de Talat N'Tabarought ; d) Cliché MEB : les cœurs sont homogènes et non zonés tandis que la périphérie des grains montrent d'importantes zonations, les zones les plus claires sont les plus riches en fer.

Figure IVB-15 : Caractéristiques des tourmalines rencontrées dans la granodiorite de Wawitch, Talat N'Tabarought (type 3) ; a-b) Sections basales de tourmalines excessivement zonées, lumière polarisée non analysée ; c-f) Clichés MEB : c : Tourmaline zonée bréchifiant des agrégats de grains peu zonés ; d : Détail des fines bandes de croissance. Noter les biseaux sur la gauche de la photographie ; e-f : Divers aspects de croissance des tourmalines dans la granodiorite.

Figure IVB-16 : (Page précédente) Textures des tourmalines associées aux type 4 (veines à feldspaths potassiques), type 5 (tourmalinites) et type 6 (tourmalines associées aux sulfures) : a) Veine à chlorite, quartz, tourmaline et feldspath potassique (adulaire), lumière polarisée non analysée, Isamlal ; b) Section basale d'une tourmaline zonée dans une veine à chlorite et feldspath potassique, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; c) Tourmalines zonées dans une veine à chlorite et feldspaths potassiques, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; d) Tourmalines disséminées dans l'encaissant pélitique, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh ; e) Tourmalines disséminées et bréchifiées lors d'un stade de micro-fracturation, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh ; f) Veine à feldspaths potassiques, quartz et tourmalines, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh. G/ Veines à feldspaths potassiques, quartz, chlorites et tourmalines recoupant les filons de tourmalinite, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh ; h) Fissures à pyrites dont les épontes sont tourmalinisées, lumière polarisée non analysée, Taourirt N'Soualeh.

Figure IVB-17 : Textures des tourmalines de type 7 et 7* : a) Tourmalines remplaçant un cristal de plagioclase, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; b) Tourmaline poecilitique développée le long de micro-cavités, lumière polarisée non analysée, Timicha ; c) Tourmalines moulant des cristaux de quartz, lumière polarisée non analysée, Isamlal ; d) Muscovites développées dans de micro-fissures ou cavités moulant des cristaux de quartz ou de plagioclases, lumière polarisée analysée, Isamlal ; e) Muscovites fibro-radiées lumière polarisée analysée, Isamlal ; f) Tourmalines prismatiques développées dans des veines à quartz recoupant aplites et granites, lumière polarisée non analysée, Isamlal. Légende : pl : plagioclase ; qtz : quartz ; tur : tourmaline ; Kfs : feldspath potassique.

Figure IVB-18 : Structure de la tourmaline : a) Groupement en anneau des 6 tétraèdres dans le plan (0001). b) Projection selon (0001) du plan contenant les groupements octaédriques Y, Z et le groupement triangulaire B. c) Structure vue parallèlement à l'axe « c », (Henry et Dutrow, 2002).

Figure IVB-19 : Transects réalisés à la microsonde électronique sur différents faciès de tourmalines : a) Profil bord-cœur-bord d'une tourmaline provenant de nodules dans les aplites (type 7) ; b) Profil bord-cœur-bord d'une tourmaline de la zone silicifiée ; c) Profil bord-cœur-bord d'une tourmaline de la zone silicifiée ; d) Profil bord-cœur d'une tourmaline provenant d'un agrégat dans la diorite de Wawitch ; e) Profil bord-cœur-bord d'une tourmaline d'un filon à quartz, feldspath potassique et chlorite.

Figure IVB-20 : Cartographie X d'une tourmaline provenant d'un leucogranite (type 7), Timicha : a) Fe (calibration 20-125 ; b) Ti ; c) Mg ; d) Al (calibration 500-1400).

Figure IVB-21 : Cartographie X de tourmalines provenant de la granodiorite de Wawitch (type 3) : a) Fe ; b) Al ; c) Mg ; d) F.

Figure IVB-22 : Caractéristiques des tourmalines localisées aux épontes des veines de sulfures ou observées dans les axes de tourmalinites.

Figure IVB-23 : Nomenclature et caractéristiques des différents types de tourmalines : a-b) Classification basée sur l'occupation du site X des différents types de tourmalines et évolution de la composition des bordures vers les cœurs des cristaux ; c) Diagramme de détermination des espèces

minéralogiques appartenant au groupe des tourmalines alcalines ; d-e) Caractéristiques chimiques des différents types de tourmalines dans le diagramme Fe/Al/Mg de Henry & Guidotti (1985) et évolution de la composition entre les cœurs et les bordures de cristaux.

Figure IVB-24 : Substitutions affectant les tourmalines du district de Kelâa M'Gouna : a) Effets de la substitution $Mg[Y] = Fe_{2+}[Y]$; b) Effets de la substitution alcali-déficiente $Na[X] Mg[Y] = Al[Y]$ vacance $[X]$; c) Effets de la substitution $Al[Z] = (Fe, Cr, V)_{3+}[Z]$; d) Effets de la substitution de l'elbaïte : $2Fe[Y] = (Li + Al)[Y]$; e) Effets de la substitution de l'uvite : $Na[X] + Al[Z] = Ca[X] + Mg[Z]$; f) Effets de la substitution de Tschermaks : $Mg[Y] + Si = Al[Y] + Al[T]$; g) Représentation graphique des trois substitutions les plus fréquemment observées, paramètre $X+Y = Ca + Na + Fe_{total} + Mn + Mg$, paramètre $Z = Al + 1,33 \times Ti$, (London et Manning, 1995).

Figure IVB-25 : Diagrammes d'activité établis pour la tourmaline (Tur), l'albite (Ab), la paragonite (Prg), l'andalousite (And), la sillimanite (Sil) et la kaolinite (Kln) et pour des pressions comprises entre 1 et 3 kbars et des températures comprises entre 300 et 600°C. Le système H-B-O-Na-Al-Si-Fe est saturé en quartz et en eau. L'activité de l'hydrogène est contrôlée par le tampon magnétite-hématite. L'aluminium est supposé se comporter comme un élément immobile. Pour des raisons de simplicité, seules les tourmalines à composition de schorl ont été considérées (Lynch et Ortega, 1997). Le diagramme montre de très faibles variations dues à la pression, en revanche le domaine de stabilité de la tourmaline s'accroît avec une baisse de la température. De même, l'augmentation du ration Na^+/H^+ affecte le domaine de stabilité de la tourmaline.

Figure IVB-26 : Cartographie X d'un mica zoné de la zone silicifiée : a) Fe ; b) K ; c) Mg ; d) F.

Figure IVB-27 : Composition chimique des micas : a) Projection des compositions des micas dioctaédriques et trioctaédriques dans le diagramme R_{3+} vs. $Fe+Mg+Ti+(Si-3)$, (Guidotti, 1984) ; b) Composition des différents micas dioctaédriques.

Figure IV-28 : Composition des micas et détermination des températures de formation des différentes espèces, (Monier et Robert, 1986b).

Figure IVB-29 : a) Corrélations $IV(F)$ vs. $IV(F/Cl)$ des différents micas trioctaédriques du district de Kelâa M'Gouna ; b) Variations $IV(F)$ et $IV(Cl)$ dans le transect d'une biotite du granite de Timicha.

Figure IVB-30 : a) Composition des amphiboles du stockwerk et b) du granite de Timicha ; b) Corrélations entre F et Cl dans ces deux types d'amphiboles.

Figure IVB-31 : Composition chimique des fluorapatites.

Figure IVB-32 : a) Composition chimique des différents types de chlorites primaires observées, (Hey, 1954) ; b) Estimations thermométriques dans le diagramme $T^{\circ}C$ vs. $Al [IV]$, (Cathelineau et Nieva, 1985)

Figure IVB-33 : Planche métallographique : a) Faciès lamellaire des oligistes et magnétite dans une veine à quartz et potassique, Isamlal ; b) Association à pyrite, oligiste dans une veine à feldspath potassique, Taourirt N'Soualeh ; c) Cristaux de pyrite recoupant ou emballant des prismes de tourmalines. La pyrite est oxydée en hématite, Taourirt N'Soualeh ; d) Rubanements de pyrite dans

une veine à tourmaline, chlorite et feldspath potassique, Taourirt N'Soualeh ; e-f) Cristaux automorphes de pyrite oxydés à l'air libre dévoilant leur zonation, Taourirt N'Soualeh ; g) Fines inclusions de chalcoppyrite dans la pyrite, Taourirt N'Soualeh ; h) Inclusions de galène et d'électrum dans une chalcoppyrite. La chalcoppyrite est incluse dans la pyrite. L'électrum est localisé au contact entre la pyrite et la chalcoppyrite, Isamlal.

Figure IVB-34 : Cartographie X des pyrites zonées de Taourirt N'Soualeh : a) As ; b) Co.

Figure IVB-35 : Caractéristiques chimiques des pyrites du district de Kelâa M'Gouna : a) Transect bord-cœur-bord d'une pyrite optiquement zonée ; b-c) Diagramme Co vs. Fe et As vs. S.

Figure IVB-36 : Le stade microfissural aurifère : a) Cristal de pyrite zoné recoupé par des fissures portant la minéralisation aurifère, Taourirt N'Soualeh ; b) Agrandissement de l'image précédente montrant une inclusion complexe à électrum, tellurures d'or et d'argent (kurilite et petzite), tétradymite, cliché MEB ; c) Microfissure à électrum et petzite recoupant la pyrite, cliché MEB ; d) Inclusion complexe à électrum, tellurure d'or et d'argent et wittichenite argentifère. On peut observer dans la petzite des inclusions myrmékistiques de wittichenite évoquant une croissance synchrone. De même dans la wittichenite, on peut observer des inclusions myrmékistiques de petzite, cliché MEB.

Figure IVB-37 : Diagramme de discrimination des différentes phases du stade aurifère : a) Diagramme ternaire Au, Ag, Te ; b) Diagramme ternaire Te, Bi, S.

Figure IVB-38 : Le contrôle structural: a) Modèle de contrôle structural des structures minéralisées du district de Kelâa M'Gouna ; b) Expérience de Riedel (Riedel, 1929).

Figure IVB-39 : Relations entre les différentes fractures dans une zone de cisaillement. Distribution des fractures associées de cisaillements de trois ordres successifs à partir d'un décrochement dextre N070°E, d'après (Ruhland, 1973).

Figure IVB-40 : (page suivante) Blocs diagrammes retraçant l'évolution des différents stades de l'évènement minéralisateur : a) Pré-structuration de l'encaissant grésopélitique ; b) Stade I associée au développement du stockwerk à quartz Q1 préférentiellement guidé par la fracturation, de la silicification des formations du moat, des aplites roses et des altérations associées ; c) Stade II associé à la mise en place des filons de tourmalinites et de la bréchification à ciment chloriteux contrôlé par des cisaillements ca. N110°E senestres et N080°E dextres. Le stockwerk précoce est affecté par ces cisaillements ; d) Stade II et III : Augmentation du phénomène de tourmalinisation le long des axes et mise en place des filons à feldspath potassique puis des veines à remplissage de quartz Q2 à relais cisailant senestre ; e) Stade III : Amplification de la phase de bréchification et dépôt de carbonate au cœur des relais en pull-apart. La minéralisation sulfurée se dépose en d et e.

Figure IVB-41 : Modèle génétique interprétatif : a) Coupe WSW-ENE réalisée entre les prospectes de Taourirt N'Soualeh et Isamlal et replaçant un hypothétique granite à l'aplomb de la zone silicifiée et d'Isamlal ; c) Modèle d'évolution expliquant la superposition des stades d'altérations de haute et de plus faible température par l'action combinée de l'érosion et/ou du retrait de l'interface magmatique (refroidissement). Ce modèle met en avant les relations spatio-temporelles entre les gisements de

type porphyre et épithermal. Au cours des stades II et III, la mise en place en profondeur d'un gisement de type porphyre est probable.

Figure IVB-42 : Localisation et carte géologique du district épithermal de la Zone des Dykes, d'après documents Reminex.

Figure IVB-43 : Les unités volcanoclastiques ; a-b) Tuf compacté riche en cristaux présentant de rares fiammes (unité inférieure) ; c-d) Ignimbrite fiammée de l'unité supérieure.

Figure IVB-44 : Représentation schématique des structures F1 et F5 du district de la zone des dykes (sans échelle).

Figure IVB-45 : Les structures ; a-b) Relais bréchiques et veines de quartz caractéristiques de la structure F1 ; c) Texture bréchique en puzzle rencontrée dans les systèmes en relais de la structure F1 ; d) Le stockwerk bréchique de la colline de Bou Isserfane ; e) disposition en échelons des brèches dans un système cisailant N050°E dextre ; f) Structure de type pull-apart N050°E dont la cinématique d'ouverture est dextre rencontrée le long de la structure F5 ; g-h) Structures en pull-apart N120-110°E rencontrées le long de la structure F5 dont la cinématique d'ouverture est senestre ; h-i) Jeux dextres tardifs affectant les structures F5 et F1.

Figure IVB-46 : Les altérations ; a) Encroûtements de quartz à texture saccharoïde et de chlorite sur des peignes sub-automorphes de quartz ; b) Feldspath potassique de l'encaissant séricitisé ; c) Veinules à remplissage de quartz et de séricite recoupant une ignimbrite entièrement silicifiée ; d) Encaissant et fantômes de feldspaths entièrement silicifiés ; e) Cristaux d'adulaires poussant sur des feldspaths hôtes de l'encaissant dans une veine de quartz ; f) Veinule à quartz et carbonate (probable calcite) recoupant une lave acide dévitrifiée et sphérulitisée ; g-h) Boxworks à anciens sulfures remplis par un assemblage de quartz et d'hématite. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; LPA : Lumière Polarisée Analysée.

Figure IVB-47 : Le stockwerk de Bou Isserfane ; a) Texture rubanée ou encroûtée à quartz blanc et gris typique des veines du stockwerk de Bou Isserfane ; b) En lame mince, le quartz blanc est caractérisé par des cristaux riches en inclusions. Le quartz gris est plus limpide ; c) Orientation des axes <c> des peignes de quartz blanc ; d) Disposition en plumes des inclusions dans les peignes de quartz blanc ; e) Représentation des observations faites en lames minces ; f-h) Particularités de l'extinction plumeuse : formation de néo-grains ou de fibres de quartz par recristallisation conférant une extinction ondulante aux peignes. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; LPA : Lumière Polarisée Analysée.

Figure IVB-48 : Les brèches ; a) Echantillon montrant les relations texturales et minéralogiques dans la structure de Bou Isserfane. Il n'est cependant pas caractéristique des textures en puzzle ; b-c) Différences texturale et minéralogique entre l'encaissant et la matrice de la brèche à l'échelle de la lame mince ; d) Texture typique saccharoïde en grains de riz des fragments d'encaissant silicifiés ; e) Texture mosaïque de type chert f) Texture saccharoïde de type grain de riz. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; LPA : Lumière Polarisée Analysée.

Figure IVB-49 : a-b) Peignes de quartz sub-automorphes zonés développés autour de fragments d'encaissant bréchifié ; c) Texture mosaïque, caractérisée par le développement de grains de quartz ne montrant pas de direction de croissance privilégiée ; d) Texture saccharoïde en cote de mailles ; e-f) Fantômes de bandes de croissances et de botryoïdes dans une texture quartzreuse saccharoïde ; g-h) Traces d'anciennes surfaces de croissances de phase probablement carbonatée dans un assemblage quartzeux arborant une texture saccharoïde. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; LPA : Lumière Polarisée Analysée.

Figure IVB-50 : Modèle de formation des textures de quartz en lames (bladed quartz) par remplacement de carbonate d'après Etoh et., (2002).

Figure IVB-51 : a-c) Texture caractéristique de dépôt de silice amorphe en cours de recristallisation ; d-e) Développement de lames de quartz de ca. 200 μm d'épaisseur parallèles ; f-g) Zoom sur une lame de quartz : deux générations de quartz sont observées. Celle présente en forme de lame est la plus récente et provient du remplacement de carbonates ; h) poches de quartz géodiques dans un assemblage de quartz plus fins présentant une texture mosaïque ou saccharoïde. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; LPA : Lumière Polarisée Analysée.

Figure IVB-52 : Les phénomènes d'épîtaxie sur quartz : a) Cas d'un cristal de l'encaissant ayant son axe $\langle c \rangle$ perpendiculaire à l'éponte de la veine ; b) Cas d'un cristal ayant son axe oblique par rapport à l'éponte ; c-d) Grains de l'encaissant ayant leur axe $\langle c \rangle$ parallèle à l'éponte. Dans le premier cas la nucléation dans la veine est effective mais très limitée. Dans le second cas la nucléation est importante mais s'oriente principalement selon l'allongement de la veine. Toutes les photographies ont été prises au microscope optique en lumière polarisée et analysée avec interposition de la lame onde.

Figure IVB-53 : Critères cinématiques et chronologiques : a) Pull-apart N-S typique de la structure F1 matérialisant une cinématique d'ouverture senestre et un début de bréchification de l'encaissant. Le remplissage est composé de peignes de quartz sub-automorphes riches en inclusions associés à des grains définissant une texture saccharoïde ; b) Pull-apart N070°E dextre typique de la structure F5 à remplissage de quartz ; c) Système conjugué (?) de pull-apart N120 senestre et N060°E dextre ; d) Exemple de fracturation tardive à fissures ou veinules NW-SE dextres et NE-SW senestres affectant les principales structures du prospect ; e-f) Microfissures à matrice quartzreuse finement cristallisée emballant et bréchifiant les quartz en peignes plumeux du stockwerk de Bou Isserfane, LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; LPA : Lumière Polarisée Analysée.

Figure IVB-54 : (Page précédente) Les minéraux métalliques : a) Cristaux automorphes de pyrite à inclusions de sphalérite, chalcopryrite et électrum ; b-c) Clichés MEB montrant le caractère zoné (As) des cristaux de pyrites et leur répartition en bandes de croissances ; d) Inclusions polymétalliques de chalcopryrite déstabilisée en covellite, galène et minéral de la série de l'aikinite (friedrichite) dans une fine matrice de quartz de type chert ; e) Agrandissement de (a) ; f) « Or » supergène associé à des dépôts d'oxyde de fer ; g) Clichés MEB de l'or supergène montrant des variations de composition comme le souligne les variations de nuance de gris. Les photographies a, d, e et f ont été réalisées au microscope optique en lumière réfléchie.

Figure IVB-55 : Caractéristiques chimiques de la minéralisation : a) Variations de la teneur en As dans les pyrites du district ; b) Composition chimique de la phase à Pb-Cu-Bi-S appartenant à la série de l'Aikinite ; c) Composition chimique des différents types d'électrums observés

Figure IVB-57 : Modèle de formation du district de la Zone des Dykes.

Figure IVB-56: Composition chimique des différents types d'électrums observés.

Figure IVB-58 : Synthèse : a) Evolution paragénétique représentative des structures minéralisées du district de la Zone des Dykes ; b) Représentation des observations faites sur le terrain et en lame mince des deux premiers stades hydrothermaux de la structure F1.

Figure IVB-59 : Localisation du gisement d'Imiter dans l'Anti-Atlas.

Figure IVB-60 : Carte géologique de la boutonnière d'Imiter, d'après documents SMI.

Figure IVB-61 : (page précédente) Carte détaillée des formations géologiques rencontrées autour du faisceau de failles et des infrastructures minières, d'après document SMI et scènes satellitaires.

Figure IVB-62: a) Vue panoramique de la partie septentrionale de la boutonnière d'Imiter depuis le massif dioritique d'Igoudrane, présentation des principales unités lithologiques et localisation du site minier ; b) Log stratigraphique sommaire du secteur minier, d'après documents SMI ; c) Empilement sub-tabulaire de tufs du complexe supérieur : tufs andésitiques lités du secteur d'Igoudrane. Noter, le faible pendage vers le nord ; d) Vue lointaine du contact Précambrien – Cambrien.

Figure IVB-63 : Evolution paragénétique du gisement d'Imiter intégrée dans les différents modèles de régimes tectoniques, d'après (Cheilletz et al., 2002).

Figure IVB-64 : Modèle génétique proposé par Levresse et al., (2004) du gisement d'Imiter.

Figure IVB-65 : (a) Représentation schématique de l'Anti-Atlas marocain et localisation de la mine d'Imiter et des autres indices minéralisés du Jbel Saghro. (b) Carte géologique simplifiée du gisement d'Imiter (d'après documents SMI).

Figure IVB-66 : (a) Schéma structural du gisement des secteurs d'Imiter I et II. (b) Bloc-diagramme synthétique montrant la géométrie des principales structures minéralisées (F_0 Sud, F_0 , F_0 Nord, R_7 , R_6 et B_3) observées en galerie. La localisation des photographies de la figure IVB-67 est indiquée.

Figure IVB-67 : (a) Vue en couronne des structures du stade I. Les pull-aparts et les fentes de tension à remplissage géodique de quartz montrent une cinématique dextre, structure F_0 Nord, Imiter I. (b) Structures en pull-apart de la F_0 Sud fortement affecté par le stade d'altération entraînant la dissolution du remplissage primaire (stade I). La formation du vide répond à une cinématique chevauchante à vergence NW-NNW. (c) Pull-apart à remplissage de quartz et boxwork de dolomite rose du stade I montrant un cisaillement inverse vers le sud, structure R_6 , Imiter II. (d) Brèche à ciment de quartz puis dolomite rose altérée du stade I et minéralisation argentifère (Galène, Amalgame Ag-Hg, Cuivre-gris) rencontrée dans les structures en pull-apart de la structure F_0 Sud, Imiter I. Voir la localisation sur la figure IVB-67b. (e) Veine plate à remplissage de quartz bréchiq ue puis dolomite rose contrôlée par un jeu chevauchant à vergence W-NW, base de la structure R_7 , Imiter II. (f) Veines

plates associées à une faille inverse, localisées dans des tufs volcaniques andésitiques, Grande Carrière, Imiter I. (g) Vue en couronne de fentes de tension et structures en pull-apart à remplissage de dolomite rose à cinématique senestre, structure F_0 , Imiter I (stade II). (h) Cisaillement en faille normale à remplissage de dolomite rose du stade II, structure B_3 , Imiter III. (i) Stade d'altération générant des figures de dissolution sur un échantillon provenant de la structure F_0 Sud. Seul le quartz n'a pas été dissout, les vides étant interprétés comme des boxworks de dolomite rose.

Les photographies a et g ont été prises en couronnes dans les galeries exploitées de la mine d'Imiter, l'interprétation cinématique doit donc être inversée.

Figure IVB-68 : Modèle d'évolution expliquant la formation des veines minéralisées de la mine d'Imiter. (a) Stade I dextre, associé à la mise en place des veines à quartz et dolomite rose sous les effets d'une direction de raccourcissement WNW-ESE. La formation des chevauchements associés, le long des structures secondaires F_0 Sud, F_0 Nord, R_6 et R_7 , se réalise au cœur des relais transpressifs. (b) Stade II senestre normal, à remplissage de dolomite rose, ré-ouvrant et ré-utilisant les structures précédentes. Le stade II affecte principalement les structures primaires F_0 et B_3 . Le troisième stade d'altération n'est pas représenté.

Figure IVB-69 : Le stade hydrothermal précoce : a) Veinules à pyrite et illite et dissémination de pyrite dans l'encaissant pélitique ; b) Diagramme stéréographique représentant les pôles de la stratification de l'encaissant pélitique, les pôles des veinules pyriteuses de l'épisode hydrothermal précoce et les pôles des structures minéralisées des stades senestres et dextres, hémisphère inférieur ; c) Veinules pyriteuses plates, sécantes sur la S_{0-1} et sur les nodules de métamorphisme de contact ; d) Structures à quartz, illites et pyrites en pull-apart associées à une ouverture en cisaillement inverse ; e) Veinules à quartz, illites et remplissage tardif de pyrite ; f) Veine à remplissage de petits cristaux de quartz, sidérite et pyrite au cœur. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Figure IVB-70 : Le premier type de remplissage ; a) Schéma résumant les principales observations effectuées en lames minces ; b-c) Texture bréchique en puzzle (F_0 sud) ; d-e) Texture bréchique de collapse (F_0 sud). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Figure IVB-71 : Le second type de remplissage ; a-b) Localisation et relations de la paragenèse argentifère (taches noires), le quartz saccharoïde et la dolomite rose ; c) Textures saccharoïdes cote de mailles caractéristique de la paragenèse argentifère (R_7) ; d) Textures micro-saccharoïdes grains de riz caractéristique de la paragenèse argentifère (F_0 sud) ; e-f) Répartition et dispositions des traces de plans d'inclusions fluides dans le quartz saccharoïdes (F_0 sud). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Figure IVB-72 (page précédente) : Le second type de remplissage (suite) ; a-b) Prismes de quartz rayonnant sécants sur les traces de plans d'inclusions fluides (F_0 sud) ; c) Même microphotographie que celle de la figure IVB-71f prise en lumière polarisée et analysée. Les enveloppes collomorphes sont recoupées par des cristaux de quartz (F_0 sud) ; d à f) Evidences de cristallisation / recristallisation d'une texture calcédonieuse en quartz (F_0 sud) ; g) Agrandissement sur de fins plans d'inclusions

fluides continus entre le quartz et la texture calcédonieuse (R7) ; h) Botryoïdes constitués de fins cristaux de quartz (10-50µm) disposés en rosette, (R7). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Figure IVB-73 : Le troisième type de remplissage ; a) Petits prismes de quartz automorphes zonés du stade ii présentant des textures de croissance libre, emballés par de la dolomite rose plus tardive (R7) ; b) Peignes de quartz i recouverts par un dépôt de peignes de quartz iii plus limpides, de la dolomite rose et des sulfures (F₀ sud) ; c) Peignes de quartz iii sur quartz ii. Ce type de peignes (e.g ; iii) se rencontre fréquemment en tapissage des poches de dissolution (F₀ sud) ; d) Cristaux de dolomite rose xénomorphes d'apparence saccharoïde emballant le quartz ii (R7). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Figure IVB-74 : Composition des dolomites roses des stades dextre et senestre. Les rapports sont calculés à partir des proportions cationiques.

Figure IVB-75 : a-b) Fentes et relais en pull-apart à remplissage essentiellement quartzeux matérialisant une cinématique d'ouverture dextre, (F₀ sud). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Figure IVB-76 : Texture des veines plates ; a) Quartz en fibres associées à la dolomite et à la chlorite dans un encaissant andésitique (R6) ; b) Crack-seal bands (R7) ; c) Fibres tordues matérialisant une ouverture en cisaillement vers l'ouest, (F₀ sud). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Figure IVB-77 : Les veines plates de la structure R₇ : a) Bloc diagramme résumant les principales observations réalisées en galerie ; b-c) Phénomène de collapse du toit de la veine. La dolomite rose xénomorphe présentant une texture mosaïque n'est pas affectée par le processus d'effondrement supposé synchrone de l'ouverture de la veine ; d) Modèle hypothétique de contrôle de la mise en place des veines plates par des systèmes cisailants inverses ; e) Remplissage fibreux d'une « shear-vein » ré-ouvrant des fissures à remplissage pyriteux du stade précoce hydrothermal ; f) Texture d'enroulement des fibres de quartz et de chlorite autour d'un claste de pyrite. LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Figure IVB-78 : Le stade senestre à dolomite ; a) Remplissage de dolomite massive présentant des agrégats de cristaux automorphes (R7), b) Texture bréchique typique du stade senestre-normal à dolomite de la structure F₀ ; c) Micro pull-apart senestre matérialisant une cinématique d'ouverture senestre (F₀) ; d) Pull-apart en jeu normal rempli de dolomite rose (F₀). LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée, LPA : Lumière Polarisée et Analysée.

Figure IVB-79 : (page précédente) Les minéraux métalliques. Les espèces sont mentionnées sur les figures, a) Imiter I, lumière réfléchie ; b) Cliché MEB, Imiter II ; c) Imiter II, lumière réfléchie ; d) Corps principal B₃, lumière réfléchie ; e) R₇, lumière réfléchie ; f) R₇, lumière réfléchie ; g) Imiter II, LPNA : Lumière Polarisée Non Analysée ; h) F₀ sud, lumière réfléchie.

Figure IVB-80 : Composition chimique de a) La pyrite ; b) La galène ; c) L'amalgame ; d) L'imitérite et la phase Ag₃HgS₂.

Figure IVB-81 : (page précédente) Les minéraux métalliques (suite). Les espèces sont mentionnées sur les figures, a) Imiter B8 ; b) Cliché MEB, Imiter II ; c) F₀ sud; d) Imiter B8 ; e) Cliché MEB, F₀ sud ; f) F₀ sud ; g) Imiter II ; h) Cliché MEB, F₀ sud. Toutes les photographies ont été prises en lumière réfléchie sauf clichés MEB.

Figure IVB-82 : Composition chimique des assemblages à Cu-Ag-S-Sb/As.

Figure IVB-83 : Caractérisation de la phase à Ag-Hg et S : Clichés MEB et cartographie X des éléments Hg et Ag.

Figure IVB-84: (a) Major geological units of the Anti-Atlas in Morocco and location of the Jbel Saghro inlier. (b) Simplified geologic map of the Jbel Saghro (modified after Hindermeier et al., 1977).

Figure IVB-85: (a) Geologic map of the Boumalne Neoproterozoic inlier (modified after Fekkak et al., 2002). All granites dating are published by Mrini (1993). (b) Structural map of the Thaghassa area. (c) Stereographic projection (lower hemisphere) of [1]: foliation planes, [2]: stretching lineation, [3]: striped quartz veins and [4]: volcanic dikes. Planes are represented by their respective poles.

Figure IVB-86: Macro and microstructures illustrating the first stage. (a) Regional foliation marked by phyllosilicates alignment (biotite and chlorite). (b) Regional S₀₋₁ foliation and related lineation marked by elongate metamorphic spots that affect the meta-greywacke sequence. (c) Syn to late kinematic metamorphic spot showing rolling structure consistent with a top-to-the south shearing sense. Note the asymmetric tails composed by biotite and the late growth of white mica. (d) Decreasing effects of the contact metamorphism illustrated by less developed metamorphic spot. Note that shear bands defined a south-verging kinematics.

Figure IVB-87: Macrostructures and microstructures illustrating the aplo-pegmatite features. (a) "Boudin" like aplo-pegmatite dikes within S₀₋₁. (b) Aplite veinlets emplaced within the foliations. "En echelon" tension-gashes filled by aplite demonstrate that their formation was coeval with a dextral shearing. (c) Dextral pull-apart filled by pegmatite dike. (d) Typical texture of aplite dike exhibiting quartz, plagioclase and muscovite. (e) Poikilitic muscovites without any preferred orientation developed within surrounding metasediments. (f) General aspect of foliation-parallel intermediate veins mainly filled by quartz and, along their rim, large feldspar and white mica. (g) N120°E trending intermediate veins developed within more competent layers and filled by quartz, white mica and feldspar assemblage (h).

Figure IVB-88: Chemical characteristics of muscovites. (a) Diagram illustrating the ideal dioctahedral substitutions of the Thaghassa muscovites after Guidotti (1984). (b) Application of the Monier and Robert thermometer (1986) on the magmatic and hydrothermal white micas of the studied area.

Figure IVB-89: Macrostructures illustrating the quartz-bearing vein stage. (a) Allure of the striped foliation vein parallel to the foliation. (b) Internal layering texture defined striped foliation veins. (c) Striped quartz veins associated with N120-150°E oblique veins within the metasediments. (d) Quartz-bearing vein developing pull-apart texture showing a dextral motion in core of an aplite dike.

Figure IVB-90: Block diagram summarizing the geometry and the distribution of the different structural features and any type of veins, north of the Iknoun granodiorite.

Figure IVB-91: Microtextural characteristics of quartz-bearing veins. (a) Internal texture of striped foliation vein. Elongate quartz grains are oblique with respect to vein walls and inclusions trends. (b) Inclusions trends parallel to vein wall within striped foliation veins. (c) Inclusion trends characterized by foliation particles (white micas from host-rock fragments) and neo-formed radial white micas. (d-f) Recrystallization process associated with the ongoing and progressive deformation. Thin recrystallized fissures and clear zone (d), and zones invaded by micro-grains showing dextral shear zone (e and f) affect the large quartz grains. (g) Aspect of striped foliation veins oriented N040-050°E. Note the lower angle between elongated grain and vein wall, materialized by the rim of the photography and the more elongated quartz grains. (h) Comb quartz grains normal to the wall within tension-gashes like veins.

Figure IVB-92: (preceding page) (a) Arsenopyrite (Apy) inclusion and massive pyrite (Py) presenting a zoning related with various As amounts. (b) Cassiterite (Cst) and chalcopyrite (Cpy) inclusions within arsenopyrite (Apy). All the views are back-scattered electron images. (c) Block diagram summarizing the late stage effects. (d and e) Conjugate late stage veins showing dextral and sinistral motion following their orientation. N120°E veins are dextral whereas N040°E one are sinistral. (f) Pervasive garnet-rich aureole of alteration developed along the late-stage chlorite-rich veinlets.

Figure IVB-93: Primitive Mantle normalized elemental abundance patterns for the plutonic rocks of the Boumalne inlier. Normalizing ratios are from MacDonough et al., (1992).

Figure IVB-94: Interpretative schema illustrating the continuous and progressive model of vein formation since the aplite-pegmatite stage (a), intermediate veins (b) and striped foliation quartz veins (c). Note that all stages are controlled by a ESE-WNW shortening direction.

Figure IVB-95: Regional tectono-magmatic evolution of the Thaghassa area illustrating the link between structures, vein formation and granite emplacement. (a) First event related to the granodiorite emplacement and formation of the south-verging motions. (b) Aplite dikes emplacement and subsequent formation of striped foliation veins coeval with a general dextral-normal shearing. The occurrence of an hidden granite genetically linked with other pink granite of the studied area is suggested (c) Late tectono-volcanic event and volcanic dikes injection.

Figure IVB-96 : Les sulfures du stade à quartz rubané : a) Cliché MEB révélant les différences de composition dans les pyrites ; b) Cliché MEB d'une pyrite montrant les bandes de croissance après attaque à HNO_3 ; c) Cliché MEB montrant les différentes générations d'arsénopyrite ; d) Microfissure à remplissage de chalcopyrite, arsénopyrite et freibergite sécante sur une pyrite II (image MEB) ; e) Microphotographie montrant une fissuration à freibergite et galène dans de la sphalérite (Lumière Réfléchie) ; f) Micro-inclusions d'électrum et de freibergite dans la pyrite II (image MEB) ; Microphotographie d'une sphalérite à inclusions (gouttes et fissures) de chalcopyrite (Lumière Réfléchie).

Figure IVB-97 : Composition chimique des phases métalliques du stade à veines de quartz rubanées a) Diagramme S vs. AS montrant les différentes générations de pyrites et b) d'arsénopyrites ; c) Diagramme ternaire $\text{Ag}_2\text{S} / \text{Cu}_2\text{S} / \text{Sb}_2\text{S}_3(\text{As}_2\text{S}_3)$ discriminant pour les cuivres gris argentifères.

Figure IVB-98 : Géothermobaromètre de l'arsénopyrite : diagramme de phases dans le système Fe-As-S entre 300 et 702°C en fonction du rapport atomique d'As dans l'arsénopyrite. L'assemblage stable à syn-croissance de Löllingite + Arsénopyrite offre une température de formation comprise

entre 350 et 450°C. apy: arsénopyrite; py: pyrite; po: pyrrhotite; lol: löllingite; L: liquid. Kretschmar et Scott, 1976.

Figure IVB-99 : L'altération propylitique : a) Remplissage d'une veinule constitué de pistachite, de quartz, de prehnite et d'arsénopyrite dans un dyke d'andésite, Lumière Polarisée Analysée ; b) Remplissage d'une cavité géodique dans la granodiorite d'Iknioun à adulaire et prehnite, Lumière Polarisée Analysée.

Figure IVB-100 : Les sulfures de l'événement tardif : a-b) Mise en évidence de la zonation des pyrites (cliché MEB) ; c-d) Fragments de pyrite I emballés par la pyrite II lors de l'ouverture des veinules à quartz, épidote, prehnite et adulaire (Cliché MEB et microscopie optique en Lumière Réfléchiée) ; e) Synthèse des observations : fracturation de la pyrite I supposée magmatique et bréchification par un ciment de pyrite II. Cette même pyrite II se dépose également en bordure des grains précoces automorphes.

Figure IVB-101 : Composition chimiques des pyrites de l'événement tardif.

CONCLUSION

Figure V-1 : Modèle d'évolution en deux stades expliquant la formation des principales structures observées dans le complexe inférieur. (a) Stade 1 responsable de la formation de grandes structures plissées disposées en échelon et contrôlées par des accidents décrochants dextres, d'une S_1 et de plutons de diorites et de granodiorites syntectoniques. Toutes ces structures se mettent en place sous les effets d'une direction de raccourcissement WNW-ESE à NW-SE. La formation des chevauchements au niveau de la boutonnière de Boumalne et plus rarement dans le sud de la boutonnière d'Imiter serait localement contrôlée par cette tectonique transpressive. (b) Stade 2 développant une schistosité S_2 et des plis d'entraînement dont la cinématique résultante dextre toujours sous le contrôle d'une direction de raccourcissement orientée WNW-ESE à NW-SE.

Figure V-2 : (page précédente) Bloc diagramme synthétique en trois stades expliquant la mise en place des différentes unités lithologiques et l'évolution tectonique de l'ensemble de la bordure nord du Saghro ; a) Déformation majeure panafricaine, b) Développement du volcanisme ignimbritique et mise en place de la caldera de Kelâa M'Gouna, c) Mise en place des principales minéralisations étudiées en relations avec le magmatisme de composition leucogranitique.

Figure V-3 : Spidergrammes normalisés au manteau primitif a) des Terres Rares et b) des traces, de l'ensemble des roches appartenant au complexe supérieur des boutonnières de Boumalne et de Kelâa M'Gouna.

Figure V-4 : Compositions des granites, laves et ignimbrites de l'ensemble des roches analysées au cours de cette étude, (Pearce et al., 1984).

LISTE DES TABLES

CHAPITRE IV

Partie A

Table IVA-1 : Chemical analyses of rocks in Kelâa M'Gouna caldera. Preliminary geochemical data were obtained the analytical laboratories of the CRPG in Nancy (France). Major oxide analyses were performed using emission spectroscopy on ICP-AES. Trace element abundances were determined by mass spectroscopy on ICP-MS. Additional trace element data (F, Cl and Li) were determined by specific electrode, spectrophotometer and atomic absorption respectively.

Partie B

Tableau IVB-1 : Evolution paragénetique des espèces minérales rencontrées dans des filons à tourmalines, feldspaths potassiques, chlorites et quartz.

Tableau IVB-2 : Principaux pôles des tourmalines, (Hawthorne et Henry, 1999)

Tableau IVB- 3 : Moyennes, écart types et valeurs maximales et minimales des résultats d'analyses effectuées à la microsonde électronique et formules structurales des différents faciès de tourmalines observées.

Tableau IVB-4 : Principales substitutions affectant les tourmalines du district de Kelâa M'Gouna

Tableau IVB-5 : Résultats d'analyses effectuées par spectrométrie Mossbauer.

Tableau IVB-6 : Moyennes, écart types et valeurs maximales et minimales des résultats d'analyses effectuées à la microsonde électronique et formules structurales des différents faciès de micas observés.

Tableau IVB-7 : Comparaison entre les valeurs des "intercept values" calculées sur les micas du district de Kelâa M'Gouna et des biotites de gisements liés à des intrusions, données : (Munoz, 1984).

Tableau IVB-8 : Succession paragénetique des différents stades d'altération des prospectifs aurifères du district de Kelâa M'Gouna.

Tableau IVB-9 : Liste des minéraux établis du gisement argentifère d'Imiter (d'après Popov, 1995).

Tableau IVB-10 : Succession paragénetique représentative des veines étudiées de la mine d'Imiter.

Table IVB-11: Geochemical analyses for the plutonic rocks of the Boumalne inlier.

Tableau IVb-12 : Succession paragénetique établie pour le prospectif de Thaghassa.

CONCLUSION

Tableau V-1 : Synthèse et caractéristiques paragenétiques des 4 districts minéralisés étudiés.

Processus de formation et relations spatio-temporelles des minéralisations à or et argent en contexte volcanique Précambrien (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc). Implications sur les relations déformation-magmatisme-volcanisme-hydrothermalisme.

Résumé:

Dans le Jbel Saghro (Anti-Atlas oriental, Maroc), deux évènements tectono-magmatiques ont été reconnus et mis en relation avec les processus hydrothermaux.

Le socle sédimentaire Néoprotérozoïque moyen a été affecté par une déformation ductile faible, sous le contrôle d'une direction de raccourcissement orientée *ca.* NW-SE, responsable de la formation de grands plis et d'une schistosité plan axial, d'accidents décrochants dextres N070-090°E, de chevauchements localisés et de la mise en place de plutons granodioritiques syntectoniques.

Le deuxième évènement se caractérise par l'instauration d'un important volcano-plutonisme acide Néoprotérozoïque supérieur associé au dépôt des principales minéralisations à Au-Ag du secteur. A Kelâa M'Gouna, cet épisode a été rattaché à la formation d'une caldera ignimbrétique. Bien que chacun des dépôts hydrothermaux présente des spécificités particulières, toutes les structures minéralisées se sont formées en réponse à une direction de raccourcissement orientée *ca.* WNW-ESE, la même qui contrôle la mise en place du volcanisme ignimbrétique.

Mots clés: Néoprotérozoïque supérieur, magmatisme, caldera ignimbrétique, province épithermale à Au-Ag, veine, contrôle structural, Maroc

Formation process, geometrical and chronological relationships of Au-Ag mineralization formed within Neoproterozoic volcanic context (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Morocco). Consequences on the interactions between deformation, magmatism, volcanism and hydrothermalism.

Abstract:

Within the Jbel Saghro (Eastern Anti-Atlas, Morocco), two major tectono-magmatic events are recognized and linked with hydrothermal features.

The middle Neoproterozoic sedimentary basement rocks were affected by a weak ductile deformation that results from a *ca.* NW-SE shortening direction, responsible for the formation of kilometric-scale folded structures, axial plane foliation, N070-090°E dextral shear-zones, localized thrusts and syn-kinematic granodiorite plutons emplacement.

The second event is characterized by the development of, widespread upper Neoproterozoic volcanic and volcanoclastic rocks, related magmatic features and associated Au-Ag deposits. Within the Kelâa M'Gouna district, this event can be linked to the eruptive history and petrologic evolution of an ash-flow caldera. Although each one presents specific features, all deposits of the studied area are controlled by the same structural setting, a *ca.* WNW-ESE trending shortening direction that also control the emplacement of volcano-magmatic structures.

Keywords: upper Neoproterozoic, magmatism, ash-flow caldera, Au-Ag epithermal province, vein, structural control, Morocco

Discipline: Sciences de la Terre et de l'Atmosphère
Institut des Sciences de la Terre d'Orléans – UMR 6113